UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

TESIS DOCTORAL

Petrología y geoquímica de los xenolitos del manto en los volcanes del Campo de Calatrava (Ciudad Real, España)

Petrology and geochemistry of mantle xenoliths in the volcanoes of the Calatrava Field (Ciudad Real, Spain)

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Javier García Serrano

DIRECTORES

Carlos Villaseca González
Cecilia Pérez-Soba Aguilar

© Javier García Serrano, 2023

Universidad Complutense de Madrid

Facultad de Ciencias Geológicas

TESIS DOCTORAL

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS XENOLITOS DEL MANTO EN LOS VOLCANES DEL CAMPO DE CALATRAVA (CIUDAD REAL, ESPAÑA)

PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF MANTLE XENOLITHS IN THE VOLCANOES OF THE CALATRAVA FIELD (CIUDAD REAL, SPAIN)

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

JAVIER GARCÍA SERRANO

Tesis Doctoral dirigida por los doctores

CARLOS VILLASECA GONZÁLEZ
Universidad Complutense de Madrid

CECILIA PÉREZ-SOBA AGUILAR
Universidad Complutense de Madrid

MADRID, 2023

Dedicado a mis amarillos

AGRADECIMIENTOS

Tras este intenso lustro, quisiera realizar una pequeña pausa para coger aire y, sobre todo, agradecer a todas las personas que de formas diferentes han contribuido a que esta Tesis doctoral haya podido realizarse. En determinados momentos, a lo largo de nuestro camino por el mundo, necesitamos pararnos y alejarnos unos pasos para contemplar el trayecto recorrido. Desde esta nueva perspectiva puedo observar la cantidad de personas que han creído en mi trabajo, que me han guiado y escuchado de forma incondicional. Todos ellos, de alguna manera, me han aportado valiosos conocimientos y grandes experiencias científicas y personales. Como bien expresó el padre del Romanticismo alemán Johann Wolfgang Goethe en su famosa cita: "trata a un hombre tal como es, y seguirá siendo lo que es; trátalo como puede y debe ser y se convertirá en lo que puede y debe ser"; todas estas personas que me han acompañado en este proceso pusieron en práctica lo que yo llamaría una "mirada apreciativa" dirigida al potencial comienzo de mi carrera como investigador, y por ello les estoy muy agradecido.

En primer lugar quiero agradecer a mis dos directores de tesis: **Carlos Villaseca** y **Cecilia Pérez-Soba**. Gracias por vuestra labor, siendo las dos grandes almas que me han servido de guía para que pudiese realizar esta Tesis. Me habéis mostrado grandes cualidades tanto a nivel profesional como personal, que me habéis ido acompañando y ayudando en todo este proceso. Vuestro constante trabajo, constancia e interés me han ahorrado tiempo y esfuerzo y me han aportado una formación precisa y sólida. Gracias también por mostrarme diferentes formas de trabajar en el campo de la investigación que, perfectamente han podido combinarse, equilibrando y enriqueciendo esta Tesis. Gracias, **Carlos**, por confiar en mí desde que te pidieron colaborar en mi Trabajo de Fin de Máster y, de esta manera, abrirme las puertas del mundo de la investigación. La presentación de esta Tesis ha sido posible, sobre todo gracias a tu orientación, paciencia sobrehumana y todos tus consejos cosechados en tu larga y exitosa carrera profesional. **Cecilia**, gracias por el cariño mostrado desde el primer momento, por todo tu inagotable esfuerzo, y sobre todo por tus palabras de aliento que siempre has mantenido en los momentos más complicados. Debo destacar la gran paciencia que has mostrado en cada una de mis etapas de aprendizaje, en mis momentos de bloqueo, en los procesos de mejora de la escritura y en la enseñanza a la hora de manejar algunos equipos de los laboratorios.

Desde el primer momento, cuando me incorporé al Departamento de Mineralogía y Petrología de la Facultad de Geología de la Universidad Complutense de Madrid, su personal me hizo sentirme y me ha tratado como uno más. He disfrutado de todos los medios disponibles y todo el material que he necesitado ha estado a mi disposición. Todos los miembros del departamento deben sentirse incluidos en esta mención, pero me gustaría hacer un especial agradecimiento a los que me han aportado mayor valor y apoyo en esta etapa como doctorando. **David** y **Cristina**, muchas gracias por vuestra confianza y ayuda, tanto en técnicas analíticas como en la multitud de consejos ofrecidos en el día a día. **Jacobo**, **Alicia, Esther Sanz**, **Cesar** y **Pedro**, os agradezco mucho vuestras palabras de ánimo en cada una de las etapas que he ido atravesando. **María José Huertas**, gracias por todo el apoyo y cariño mostrado desde mi etapa como estudiante de grado. **Eumenio**, muchas gracias por toda tu experiencia y conocimiento en el área de estudio de esta Tesis, además de las palabras y consejos aportados en estos años. También me gustaría mostrar mi más sincero agradecimiento a **Beatriz**, que desde que pisé por primera vez la planta 7 de esta facultad siempre estuviste dispuesta a ofrecerme la ayuda sobre cualquier asunto burocrático relacionado con el departamento. Del mismo modo, es justo dejar constancia mi agradecimiento a **Miguel** y **Montse**, que desde que llegasteis al departamento siempre habéis estado atentos a cualquier mejora y habéis ayudado en cualquier asunto que os hayamos pedido. Además, también quiero agradecerte, **Mireya**, por tus bienvenidas todas las mañanas y por mantener, a pesar de la gran cantidad de inconvenientes, toda la planta 7 siempre tan ordenada y limpia.

Por supuesto, solo tengo palabras de agradecimiento para mis compañeros de etapa predoctoral y procesos formativos similares en nuestro departamento. Muchos de ellos ya acabaron este viaje y otros acaban de comenzar, pero a todos ellos les agradezco mucho los momentos vividos, las charlas sobre cómo cambiar el mundo tomando café o durante los descansos para comer. **Byron**, **Esther**, **Irene**, **Pablo**, **Alberto**, **Diana**, **Gabi**, **Oscar**, **Inma** y **Amanda**, gracias por enriquecer tanto estos años de formación.

Este trabajo no hubiera sido posible sin la necesaria e inestimable ayuda recibida por grandes técnicos y, sobre todo, personas que han estado presentes durante la realización de las variadas técnicas analíticas. **Alfredo Fernández Larios**, gracias por tus consejos, ayuda y gran experiencia acerca del manejo de la Microsonda Electrónica en el Centro Nacional de Microscopía Electrónica (UCM). **Carlos Garrido** y, en especial a Manuel Jesús Román Alpiste **"Alpi"**, gracias por tu gran predisposición, tu constante trabajo, paciencia, perseverancia y, sobre todo, por tu gran valor humano en las diferentes estancias que realicé en el Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC). Muchas gracias a José Manuel Fuenlabrada Pérez **"Chema"**, por toda tu ayuda y análisis en el Laboratorio de Geocronología y Geoquímica Isotópica (UCM), además de por tu increíble humildad y cercanía en todas las conversaciones que hemos tenido durante estos años. También quiero dar las gracias a **Pedro**, **Carmen** y **Marián**, por vuestro gran trabajo, ayuda y paciencia en la elaboración de láminas delgadas, machaqueo de muestras y separación de minerales en el taller de Petrología.

En la Facultad de Ciencias Geológicas podría mencionar a muchas personas que me han prestado su ayuda y que sin ellos mi labor no habría significado nada, como el personal de conserjería o de limpieza, pero me gustaría hacer una especial mención a algunos miembros de otros departamentos, que sin sus palabras y apoyo en mis momentos como estudiante de grado, la posibilidad de hacer un doctorado habría sido mucho menor. María Isabel Benito **"Maribel"**, no tengo palabras suficientes para agradecerte todo el amor y entusiasmo por la geología que me transmitiste mientras cursaba las que siempre consideraré como las asignaturas que más he disfrutado (Estratigrafía y Medios Sedimentarios). Muchísimas gracias también por cada palabra de aliento que me dabas cada vez que coincidíamos en el ascensor o en alguna defensa de tesis, siempre deseándome lo mejor en este complejo camino de la investigación. Juan Ignacio Santisteban **"Santi"**, muchas gracias por tu forma de transmitir y hacerme disfrutar tu asignatura Análisis de Cuencas, pero, sobre todo, por hacerme mejor estudiante y enseñarme a valorarme. **Pedro Martínez Santos**, muchas gracias por tu gran valor como persona, por saber sacar lo mejor de cada estudiante con tu mirada y el cariño que transmites.

También quiero dedicar unas palabras de agradecimiento a la persona que me introdujo en el mundo de la geoquímica y petrología endógena. Encarnación Roda-Robles **"Encar"**, muchas gracias por darme la oportunidad de realizar el Trabajo de Fin de Máster contigo, por tu cariño y, sobre todo, por valorar y reconocer mi trabajo. No he visto a nadie que haya sabido transmitir conocimientos tan valiosos con tanto cariño como tú, y por ello no dudé ni un instante en elegirte como tutora de aquel final de etapa de postgrado.

Igual de importante que la ayuda en el trabajo, lo es el apoyo y el cariño de mi familia. A mis padres **Juana** y **Dani** y a mi hermano **Daniel**, no tengo palabras para agradeceros por todos los años de educación, cariño, ayuda económica y vuestro apoyo incondicional, fuese cual fuese el camino que hubiese elegido. Quien podría imaginar que muchos años después de que me llevaseis a ver mis primeros volcanes en unas vacaciones en Tenerife, acabaría estudiándolos tan a fondo. Sin vosotros esas vueltas a casa tras las duras jornadas en la Facultad habrían sido mucho más complicadas. Muchas gracias al resto de mi familia, que siempre me han mostrado un cariño absoluto e interés por "esas extrañas piedras" con las que trabajo. En especial quiero agradecerle a mi abuela **Francisca**, por todo el amor que me ha transmitido en estos más de 32 años de vida.

Finalmente, quiero dar las gracias a todos mis amigos que siempre han estado en los peores momentos, que me han hecho ver la vida de otra forma cuando las dudas bloqueaban el camino a seguir en este largo proceso. Muchas gracias a todo mi grupo de amigos y amigas y en especial a **Mario**, **Lidia**, **Jennifer**, **Alberto**, **Diego**, **Leire**, **Héctor**, **Carlos**, **Elena**, **Rosana**, **Ana**, **Patricia**, **Juan Carlos**, **Cesar**, **Alex**, **Ainoa, Samah, Oswald** y **Melissa**. Quiero reservar una palabras concretas de agradecimiento a **Paula**, que en estos años como doctorando nuestra amistad ha traspasado literalmente fronteras. Gracias a ti y a todo lo que me has transmitido todo este tiempo pude superar el difícil comienzo y el cambio de etapa. Tu conexión y cariño ha elevado todo lo vivido y experimentado hasta el momento y, aunque toda etapa y persona son efímeras, espero poder seguir compartiendo mis logros con una persona tan especial como tú. Finalmente, el último lugar lo he reservado para ti, **Jorge**. Gracias por haberte convertido en el pilar indispensable de mi vida, por haber estado interesado siempre por todo este proceso, desde mi salto a la vida universitaria, sin dejar que nunca me rindiese por el camino.

Quiero finalizar dando un agradecimiento general por esta oportunidad que se me ha proporcionado para “tener dudas” y cuestionar una pequeña porción de este complejo universo, citando al gran Charles Chaplin: “no debemos tener miedo de cuestionarnos, hasta los planetas chocan y del caos nacen la mayoría de las estrellas”.

Tabla de contenidos

Resumen **1**

Abstract **5**

Capítulo I. Introducción **9**

I.1. Consideraciones generales 9

Manto subcontinental litosférico y su estudio mediante xenolitos peridotíticos *10*

I.2. Antecedentes 16

Xenolitos peridotíticos en la placa europea. Volcanismo cenozoico de intraplaca en el Mediterráneo occidental *16*

Antecedentes sobre los xenolitos peridotíticos del Campo Volcánico de Calatrava *17*

I.3. Planteamiento de la tesis y objetivos 19

I.4. Metodología 20

Estudio previo *20*

Trabajo de campo *20*

Preparación y análisis de las muestras *22*

Análisis y tratamiento de datos *26*

Presentación de Resultados *26*

Capítulo II. Magmatismo del Campo Volcánico de Calatrava **29**

II.1. Marco geológico 29

II.2. Características del volcanismo de Calatrava 31

Distribución de los centros volcánicos y tipos de actividad volcánica *31*

Edad y etapas del volcanismo *33*

Estructura de la litosfera en el CVC *33*

Petrografía *34*

Geoquímica de roca total y minerales principales *35*

II.3. Contexto geodinámico del magmatismo del Campo Volcánico de Calatrava 41

Capítulo III. Introducción a los volcanes con xenolitos peridotíticos y otras cargas cristalinas **43**

III.1. Centros volcánicos estudiados 44

III.2. Megacristales, macrocristales, fenocristales y enclaves de clinopiroxenitas. 49

Petrografía *49*

Química de roca total de las clinopiroxenitas *50*

Química mineral *54*

Condiciones P-T *61*

Discusión *63*

Capítulo IV. Xenolitos del Volcán de leucititas del Morrón de Villamayor: lherzolitas empobrecidas (tipo N-MORB) 71

IV.1. Petrografía 72

Leucitita olivínica 72

Xenolitos peridotíticos 72

IV.2. Química mineral 75

Composición mineral en elementos mayores 75

Geotermobarometría 77

Composición mineral en elementos trazas 80

IV.3. Química de roca total 82

Isótopos de Sr-Nd 84

IV.4. Discusión 86

Interacción de los xenolitos del MVM con el fundido leucitítico 86

Características del manto litosférico bajo el MVM 88

Metasomatismo críptico 90

IV.5. Conclusiones parciales en relación a los xenolitos del Morrón de Villamayor 92

Capítulo V. Peridotitas con metasomatismo de subducción del volcán Cerro Gordo 95

V.1. Petrografía de los xenolitos peridotíticos 96

V.2. Química de roca total 101

Isótopos Sr-Nd 101

V.3. Química Mineral 102

Elementos mayores 102

Elementos trazas 108

V.4. Discusión 110

Fusión parcial y naturaleza de las fuentes del manto litosférico 110

Metasomatismo de los xenolitos 111

Origen del vidrio y del ortopiroxeno secundario 113

Implicaciones geodinámicas 115

V.5. Conclusiones sobre los xenolitos del Cerro Gordo 117

Capítulo VI. Grupos de xenolitos peridotíticos del volcán El Aprisco 119

VI.1. Petrografía 121

VI.2. Química de roca total 126

Isótopos Sr-Nd 129

VI.3. Química mineral 129

Elementos mayores 129

Elementos trazas 135

VI.4. Discusión 140

Fusión parcial y naturaleza de las fuentes del manto litosférico *140*

Origen del vidrio intersticial *142*

Naturaleza de los eventos metasomáticos *143*

Correlación de las edades del metasomatismo con los eventos magmáticos de Iberia *146*

Significado de las edades de los eventos metasomáticos *148*

VI.5. Conclusiones parciales sobre los xenolitos de El Aprisco 149

Capítulo VII. Metasomatismo alcalino de xenolitos peridotíticos y piroxeníticos de los volcanes Cerro Pelado y El Palo 151

VII.1. Petrografía de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos 151

VII.2. Química de roca total 156

Isótopos de Sr-Nd *162*

VII.3. Química Mineral 163

Elementos mayores *163*

Geotermobarometría *168*

Elementos trazas *170*

VII.4. Discusión 174

Naturaleza de las fuentes del manto litosférico *174*

Origen del vidrio intersticial *176*

Naturaleza de los eventos metasomáticos en los xenolitos peridotíticos *179*

Origen de los xenolitos piroxeníticos *183*

VII.5 Conclusiones parciales sobre los xenolitos del Cerro Pelado y El Palo 185

Capítulo VIII. Síntesis y Discusión: El Manto subcontinental litosférico del centro de la Península Ibérica 187

VIII.1. Caracterización petrográfica general del MSCL muestreado por el Campo Volcánico de Calatrava 187

VIII.2. Naturaleza del manto litosférico primigenio del centro peninsular 189

Condiciones P-T del manto litosférico bajo el Campo Volcánico de Calatrava *193*

VIII.3. Eventos metasomáticos registrados en el manto litosférico bajo el Campo Volcánico de Calatrava 195

Metasomatismo de subducción *197*

Metasomatismo alcalino *199*

Correlación temporal del metasomatismo con los eventos magmáticos de Iberia *205*

VIII.4. El origen de los vidrios en los xenolitos del CVC: origen metasomático vs. fusión *in situ* en el transporte volcánico 206

Origen del vidrio intersticial *206*

VIII.5. Comparación del manto sublitosférico del centro de Iberia con los descritos en Europa occidental 208

Conclusiones 213

Conclusions **217**

Referencias **221**

Tablas suplementarias **245**

RESUMEN

La presente Tesis doctoral recoge la caracterización petrográfica y geoquímica del manto subcontinental litosférico (MSCL) bajo el centro de la Península Ibérica a partir del estudio de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos del Campo Volcánico de Calatrava (CVC). Su caracterización geoquímica se ha llevado a cabo gracias a la química de roca total y de sus principales minerales constituyentes, tanto de los elementos mayores como los trazas. También se ha podido analizar su composición isotópica (Sr-Nd) para precisar la naturaleza del MSCL muestreado en el centro de Iberia.

En la Región Volcánica Central de España, como la denominó Hernández-Pacheco en 1932, caracterizada por su volcanismo básico alcalino y ultraalcalino, y su condición de campo volcánico monogenético, solo se han encontrado xenolitos procedentes del MSCL en seis de sus más de 260 centros volcánicos. Además de los xenolitos ultramáficos en los que se centra esta Tesis, los fundidos alcalinos del CVC también transportaron una rica y variada carga cristalina que consiste en megacristales de clinopiroxeno, anfíbol y flogopita, de acumulados de grano fino clinopiroxeníticos (y glimmeríticos) y una compleja población de macrocristales y fenocristales (clinopiroxeno verde e incoloro, anfíbol, flogopita y olivino). Esta carga cristalina representa un conjunto de acumulados o cristales de alta presión, formados en el manto litosférico superior, a profundidades de entre 35-55 km. Las altas temperaturas estimadas de cristalización de los megacristales y fenocristales (1275 a 1350 ^{o}C) y la abundante presencia de minerales hidratados sugieren que los fundidos volcánicos presentaban contenidos significativos de agua o una mezcla de CO_2–H_2O. Asimismo, la cristalización de minerales máficos hidratados en el manto habría aumentado considerablemente la concentración relativa de CO_2, provocando una posible ebullición (exsolución) de carbónico en el magma alcalino, que explicaría la fragmentación del margen semicristalizado de la cámara y la excavación de las rocas encajantes. Esto explicaría la compleja variedad de cristales, enclaves y xenolitos arrastrados por algunos magmas del CVC.

El conjunto de xenolitos del MSCL muestreado por el CVC presenta una gran variedad en cuanto a su composición modal. La mayoría de los xenolitos ultramáficos son peridotitas, excepto algunas piroxenitas como son las ***clinopiroxenitas*** y una ***websterita*** muestreadas por el volcán El Palo. Los minerales máficos principales de estos xenolitos ultramáficos son olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y, como única fase alumínica, la espinela. La variedad peridotítica más habitual es la ***lherzolita con espinela***. Sin embargo, en las series de xenolitos estudiados también aparecen variedades peridotíticas más evolucionadas como son ***wehrlitas***, con cantidades muy pequeñas de ortopiroxeno o incluso con su total ausencia, ***dunitas metasomáticas*** sin ortopiroxeno y con muy poco contenido en clinopiroxeno, y alguna ***harzburgita*** anfibólica, en el volcán Cerro Gordo. Además de los minerales máficos anhidros principales, parte de los grupos de peridotitas, fundamentalmente las variedades más evolucionadas, presentan minerales metasomáticos como anfíbol, flogopita y apatito, que indican una considerable refertilización de la lherzolita primaria. También cabe destacar que en la mayoría de las peridotitas y piroxenitas, en mayor o menor medida, aparecen zonas de reacción que aúnan elementos tales como vidrio intersticial, microcristales de minerales neoformados (Ol-2, Cpx-2 y Spl-2) y texturas cribosas en los bordes de cristales aparentemente primarios de clinopiroxeno y espinela.

El MSCL muestreado por el CVC presenta generalmente textural protogranular de grano grueso-medio, independientemente de su composición modal, excepto algunos sectores con textura de tendencia equigranular y porfiroclástica, donde los porfiroclastos principales suelen ser cristales de ortopiroxeno o, con menor frecuencia, olivino. En las peridotitas con textura porfiroclástica y equigranular puede apreciarse una ligera foliación y bandeado que a veces supone una disposición paralela a la cara más ancha de los xenolitos o la apreciación de microestructuras o alineaciones minerales (p.ej., espinela) que configuran un ligero bandeado.

En algunas series de xenolitos peridotíticos se aprecia una gran interacción con los fundidos alcalinos que los transportaron. Estas interacciones son más evidentes y abundantes en el volcán Morrón de Villamayor, en los cuales aparecen amplias zonas de reacción con fenómenos abundantes de corrosión del ortopiroxeno primario, disolviéndose parcial o totalmente y generando también bordes cribosos en el clinopiroxeno y la espinela acompañantes. Los minerales neoformados en estas zonas de reacción (leucita, nefelina, sanidina y richterita) y los bordes cribosos de cpx-sp presentan composiciones ricas en K, Th, U, Pb y LREE, similares a los de minerales de la leucitita olivínica del MVM. La composición química e isotópica (Sr-Nd) de estas peridotitas también evidencia esta fuerte interacción y contaminación por el fundido leucitítico que las transportó y se infiltró localmente.

A pesar de que la mayoría del MSCL muestreado presenta evidencias de interacciones metasomáticas, se ha podido diferenciar una pequeña fracción de xenolitos poco o nada refertilizados, que nos aproximan a la composición del protolito mantélico del centro peninsular. Este protolito sería un manto lherzolítico con composiciones menos restíticas (manto fértil) que el muestreado en otros campos volcánicos cenozoicos de Iberia, con valores bajos de #Mg en todos sus minerales máficos primarios, que reflejan su baja tasa de fusión parcial (< 5%). En este sentido, el clinopiroxeno primario presenta perfiles empobrecidos en LREE, pero planos en MREE y HREE, con bajo contenido en LILE y algunos HFSE (Th, Pb), sin mostrar apenas fraccionación. Además, está isotópicamente enriquecido (Sr-Nd), definiendo una amplia banda de mezcla (*mantle array*) entre los campos composicionales MORB y EMII. Su posición enriquecida en Sr radiogénico puede atribuirse a procesos posteriores entre el componente DMM primario con componentes generados durante procesos de subducción cortical. De esta forma, el protolito del MSCL lherzolítico del centro de Iberia presenta características de suprasubducción (p.ej., cuña del manto), y probablemente se derivarían de una configuración de margen de placa continental desde el Neoproterozoico hasta el Cámbrico inferior, durante la orogenia Cadomiense. Asimismo, este manto litosférico prístino no presenta anomalía térmica respecto a la geoterma del centro Peninsular y por lo tanto no registra el incremento de temperatura atribuido al metasomatismo derivado del magmatismo alcalino del CVC o similares, sufrido por gran parte de los xenolitos estudiados. Los xenolitos de este protolito mantélico son relativamente superficiales, situándose en niveles próximos al Moho.

Gran parte del MSCL muestreado por el CVC presenta signos de refertilización, ya sea por metasomatismo modal o críptico, mediante agentes metasomáticos de distinta naturaleza. Por un lado se ha identificado un sector del MSCL refertilizado por metasomatismo de subducción, que ha generado peridotitas con cantidades variables de anfíbol, desde lherzolitas con 0.5-8% vol., hasta harzburgita anfibólica muy transformada, con un 27% vol. de anfíbol. Esta refertilización mediante fundidos de subducción se generó mediante un evento metasomático de flujo poroso reactivo con diferente grado de percolación. Los fundidos subalcalinos que interactuaron con el manto litosférico podrían haberse generado durante la colisión Varisca que en el centro de Iberia provocó delaminación y hundimiento de corteza inferior en el MSCL. Posteriormente, el MSCL de Calatrava parece haber sufrido varios eventos metasomáticos de naturaleza alcalina. Los fundidos alcalinos identificados han sido tanto silicatados, con altas relaciones de Ti/Eu en el clinopiroxeno metasomático, como carbonatíticos (clinopiroxenos con bajas relaciones Ti/Eu). Las reacciones entre los fundidos alcalinos y el MSCL generó diferentes variedades peridotíticas, en función de la diferencia de proximidad con el flujo principal del agente metasomático o de haber sufrido una o varias refertilizaciones sucesivas. De esta forma se explicaría el origen de las peridotitas más evolucionadas (wehrlitas y dunitas metasomáticas), siendo las que han sufrido mayor refertilización mediante metasomatismo alcalino, tanto por magmas silicatados (wehrlitas y dunitas del Cerro Pelado y El Palo) como por magmas carbonatíticos (wehrlitas de El Aprisco). Los xenolitos piroxeníticos muestreados por el volcán El Palo (clinopiroxenitas y la websterita) también están relacionados con estos agentes metasomáticos alcalinos, formándose como bandas o venas de reacción más próximas al conducto principal de percolación. Estos fundidos alcalinos que refertilizaron el MSCL en el centro Peninsular pudieron interaccionar, al menos, durante cuatro eventos magmáticos desde el

Cretácico al Pleistoceno: Cretácico inferior (ca. 118 Ma), Oligoceno (ca. 29 Ma), Mioceno-Plioceno (16 - 4 Ma) y Plioceno-Pleistoceno (volcanismo principal del CVC).

Las composiciones y tendencias evolutivas del MSCL bajo el centro de Iberia son similares a las de gran parte de dominios de mantos cercanos bajo Europa occidental. Se han diferenciado tres tipos principales de MSCL en Calatrava y Europa Occidental. Siguiendo un orden cronológico, el primer tipo es un dominio heredado con patrones de REE próximos a los del manto empobrecido (DMM) y principal fuente de magmas tipo MORB. A este protolito del MSCL en el centro de Iberia, con características de suprasubducción, se le ha supuesto un origen heredado de un margen de placa continental de edad Cadomiense. Asociado a este MSCL de cuña de manto, se produjo una evolución hacia un margen continental pasivo durante el Paleozoico inferior hasta la posterior colisión continental Varisca, en el Devónico-Carbonífero, que supuso una refertilización mediante agentes metasomáticos de subducción, dando lugar al segundo dominio del MSCL, con un importante componente cortical. El tercer tipo de MSCL que aparece en Calatrava es un dominio refertilizado muy extenso en este sector del centro de Iberia, que se originó mediante percolación de fundidos alcalinos derivados de la astenosfera relacionados con procesos de extensión desde el Mesozoico al Cenozoico, cuya composición mantélica coincide con la del magmatismo alcalino Neógeno de Iberia registrado en sus campos volcánicos. Este es el tipo de MSCL refertilizado más común en los campos volcánicos europeos.

Las peridotitas del CVC contienen vidrio intersticial que presenta dos orígenes principales diferentes. Algunos de los xenolitos más evolucionados de El Aprisco (wehrlitas y lherzolitas con refertilización carbonatítica) están atravesados por largas y gruesas venas de vidrio zeolitizadas, que no presentan relación aparente con los minerales metasomáticos ricos en volátiles de la peridotita, por lo que parecen fenómenos de fusión antiguos, generados por interacción metasomática alcalina a profundidades mantélicas. Sin embargo, la mayoría del vidrio intersticial que aparece en los xenolitos ultramáficos estudiados se presenta como microbolsadas o *melt pockets* desconectados entre sí, de escaso recorrido, con numerosas vesículas de desgasificación, que ha sido generado mediante fusión *in situ* durante el transporte volcánico del xenolito. Este vidrio presenta numerosos minerales neoformados de olivino, clinopiroxeno y espinela, entre los cuales destacan los clinopiroxenos secundarios alargados, de cristalización rápida, y las texturas cribosas en bordes de clinopiroxeno y espinela próximos al vidrio. Ocasionalmente se observa neoformación secundaria de ortopiroxeno, sólo en el caso de xenolitos con metasomatismo de subducción previo (xenolitos de Cerro Gordo). En numerosos xenolitos estas zonas vítreas están ligadas a la destrucción de minerales metasomáticos hidratados previos (p.ej., anfíbol). En los xenolitos anhidros se sugiere una fusión parcial debida al aumento de temperatura inducido por los fundidos que los transportan y a la extrema descompresión sufrida en su viaje hacia la superficie terrestre (erupción volcánica), que provocaría la fusión adiabática de estas rocas refertilizadas, posiblemente más fáciles de fundir (con temperaturas *solidus* menores) que las lherzolitas prístinas.

ABSTRACT

This PhD Thesis reports petrographical, mineralogical and geochemical characterization of the subcontinental lithospheric mantle (SCLM) under the central parts of the Iberian Peninsula by the study of ultramafic xenoliths of the Calatrava Volcanic Field (CVF). The geochemical characterization has been carried out by whole rock analyses and the main mafic minerals chemical composition, both major and traces elements. It has also been possible to analyze whole-rock isotopic compositions (Sr-Nd isotopic signatures) to improve the sampled SCLM nature from the center of Iberia.

The Región Volcánica de España (named by Hernández-Pacheco, 1932) is characterized by being a monogenetic volcanic field of basic alkaline and ultra-alkaline magmatism. Peridotite xenoliths have been only found in six of the more than 260 volcanic centres of the CVF. The CVF alkaline melts also transported a rich, varied and complex crystal cargo consisting of clinopyroxene, amphibole and phlogopite megacrysts, fine-grained aggregates of clinopyroxenites, with igneous textures and zoned clinopyroxene crystals, and a complex population of phenocrysts (green and colourless clinopyroxene, amphibole, phlogopite, and olivine). This crystal cargo represent a set of high-pressure fractionated crystals, formed in the upper lithospheric mantle, at 35-55 km depth. The estimated high crystallization temperatures of megacrysts and phenocrysts (1275-1350 °C) and the presence of hydrated minerals suggests significant water or mixed CO_2– H_2O contents in the volcanic melts. Moreover, the hydrated mafic minerals crystallization at the mantle depth would have considerably increased the relative concentration of CO_2, producing possible carbonic exsolution of the alkaline magma, which would generated the fragmentation of the semi-crystallized chamber margin and the mantle wall-rocks. This process could explain the complex variety of crystals, enclaves and xenoliths dragged by some CVF volcanic magmas.

The set of SCLM xenoliths sampled by the CVF presents a great variety of ultramafic rocks. Most xenoliths are peridotites, except some pyroxenites, as ***clinopyroxenites*** and ***websterite*** sampled from the El Palo volcano. The main mafic minerals of these ultramafic xenoliths are olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and spinel as the exclusive aluminium mafic mineral. ***Spinel lherzolite*** is the most common peridotite variety in this sampled SCLM. However, this set of xenoliths also presents more evolutionary peridotite varieties, as ***wehrlites*** with very low amounts of orthopyroxene or with total absence of this mafic mineral, ***metasomatic dunites***, without orthopyroxene and with accessory clinopyroxene content, and some amphibole ***harzburgite*** from the Cerro Gordo volcano. In addition to the main mafic minerals, some of the most evolved peridotite xenoliths present metasomatic minerals (modal metasomatism) such as amphibole, phlogopite or apatite, which indicate a considerable refertilization of the primary lherzolite. In most peridotites, especially in the most evolved types, it is worth noting the presence of interstitial reaction zones that are located within them. These zones consist of a combination of interstitial glass, neoformed minerals microcrystals (Ol-2, Cpx-2 and Spl-2) and spongy textures commonly in apparently primary clinopyroxene or spinel crystal rims.

The sampled central Iberia SCLM displays a coarse- to medium-grained protogranular texture, except in some samples having small-grained equigranular texture, or porphyroclastic texture where the main porphyroclasts are orthopyroxene crystals or occasionally olivine. A minor foliation and banding can be seen in peridotites with a porphyroclastic or equigranular texture, which sometimes is located in a parallel position to the xenolith widest face, frequently linked with microstructures or mineral alignments (e.g., spinel drawing a weak banding).

Some of the CVF peridotites show evidence of strong xenolith-host melt interaction, especially toward xenolith margins. These interactions are very evident in the Morrón de Villamayor xenoliths, where wide reaction zones developed around the primary orthopyroxene, partially or totally dissolved

and also generating clinopyroxene and spinel spongy rims. The secondary neoblasts formed in reaction and spongy zones (leucite, nepheline, sanidine, and richterite) have K, Th, U, Pb and LREE enriched compositions, similar to minerals from the host olivine leucitite rock. Moreover, chemical and isotopic composition (Sr-Nd) of these peridotites also evidence this strong interaction and contamination by the host melt that transported and infiltrated those mantle xenoliths.

Despite the fact that most of sampled ultramafic xenoliths present metasomatic interactions there is a small group of spinel-bearing lherzolites that display little or no refertilization features and that can be used to approximate the primordial lithospheric mantle protolith beneath central Iberia. This protolith is a lherzolitic mantle that has a more evolved composition (fertile mantle) than other sampled SCLM of nearby volcanic fields, showing low #Mg values in all its primary mafic minerals and reflecting a low rate of partial melting (< 5%). Moreover, its primary clinopyroxene presents a LREE-depleted (N-MORB) and flat shape in MREE and HREE patterns, with low LILE and some HFSE (Th, Pb) contents. These lherzolites display a straight line (mantle array) between the MORB and EMII compositions although slightly displaced towards enriched Sr isotopic compositional fields. This radiogenic Sr-enriched composition could be attributed to addition of sediments and/or fluids during crustal subduction processes. Thus, the lherzolitic unmetasomatized SCLM from central Iberia presents suprasubduction characteristics (e.g., mantle wedge), probably derived at continental plate margin configuration from the Neoproterozoic to the lower Cambrian, during the Cadomian orogeny. In addition, this non-refertilized lithospheric mantle does not present a thermal anomaly with respect to the regional geotherm and consequently not record any temperature rise attributed to metasomatism derived from the alkaline magmatism of the CVF or similar, as most of the studied xenoliths. The protolithic SCLM of Calatrava is relatively shallow, located very close to the Moho.

A large part of the SCLM sampled by the Calatrava volcanic rocks shows refertilization features, either by modal or cryptic metasomatism, indicating different metasomatic agents. On one hand, a group of refertilized SCLM by subduction metasomatism has been identified, wich has generated peridotites with variable amphibole amounts, from lherzolites (0.5 to 8 modal%) to a highly transformed amphibole harzburgite with 27 modal% of amphibole. A reactive porous flow metasomatic process with different percolation degrees generated this refertilization by subduction-related melts. The subalkaline melts that interacted with the lithospheric mantle could have been generated during the Variscan collision in the Central Iberian zone, which promoted delamination and lower crust subsidence in the SCLM.

Later, the SCLM under Calatrava seems to have undergone several metasomatic events of alkaline nature. The alkaline agent identified range from silicate melts with high Ti/Eu ratios in the metasomatic clinopyroxene to carbonate-rich and even carbonatitic (clinopyroxenes with low Ti/Eu ratios) melts. The SCLM-alkaline melts reactions generated different peridotite varieties, depending on the proximity to the main metasomatic melt flow or by overlapping refertilizations events. In this way, the origin of the most evolved peridotites (wehrlites and metasomatic dunites) would be explained by interaction with silicate melts (wehrlites and dunites from Cerro Pelado and El Palo volcanoes) or by carbonatitic magmas (wehrlites from El Aprisco volcano). The pyroxenitic xenoliths sampled at the El Palo volcano (clinopyroxenites and one websterite) are also related to these alkaline metasomatic agents. Probably they have been formed as reaction bands or veins close to the main flow percolation channel. The alkaline melts that refertilized the SCLM in central Iberia could have interacted, at least, during four magmatic events from the Cretaceous to the Pleistocene: at early Cretaceous (ca. 118 Ma), Oligocene (ca. 29 Ma.), Miocene-Pliocene (16-4 Ma) and Pliocene-Pleistocene (CVF volcanism) times.

The compositions and evolutionary trends of the SCLM under central Iberia are similar to the main mantle domains defined for Western Europe. Three main SCLM domains have been distinguished in Calatrava and Western Europe. Following a chronological order, the first type is an inherited domain with

REE patterns close to those of depleted mantle (DMM) and the main MORB-type magmas source. This lithospheric mantle protolith in central Iberia, with suprasubduction features, has been suggested to have an inherited origin from a Cadomian continental plate margin. Associated with this inherited mantle-wedge SCLM, there was an evolution toward a passive continental margin that occurred during the Lower Paleozoic until the subsequent Variscan continental collision in the Devonian-Carboniferous, which involved refertilization by subduction metasomatic agents, generating the second type of mantle domain, with an important crustal component. The third type of SCLM that appears in Calatrava is an extensive refertilized domain in this sector of central Iberia, originated by percolation of alkaline melts derived from the asthenosphere and related to extensional processes from the Mesozoic to the Cenozoic. This is the most common refertilized SCLM in European volcanic fields and their agents mostly matches with the magmatism of the Iberian Neogene alkaline volcanic fields.

The CVF peridotites contain interstitial glass that has been explained by two different processes. Some of the most evolved xenoliths from El Aprisco volcano (wehrlites and lherzolites with carbonatitic refertilization) show long and thick veins of zeolitized glass, with no apparent relationship with the volatile-rich metasomatic minerals, resembling old melt processes generated by metasomatic interactions at mantle depths. However, most of the interstitial glass that appears in studied ultramafic xenoliths occurs as disconnected melt pockets of short length and showing glass vesiculation, which must has been generated by *in situ* melting during the volcanic transport of the xenolith. Depending on the peridotite type, this glass presents numerous secondary microcrysts of olivine, clinopyroxene and spinel, where highlight the elongated neoblastic clinopyroxenes, which reflect rapid crystallization, and spongy textures on clinopyroxene or spinel crystal rims close to the glass. Occasionally secondary orthopyroxene is observed, only in those xenoliths with prior subduction metasomatism (from the Cerro Gordo volcano). In most xenoliths, these glassy or reaction zones are linked to the previous hydrated metasomatic minerals (e.g., amphibole) when its breakdown reaction occurs (dehydration melting reaction). For anhydrous ultramafic xenoliths, it has been assumed that partial melting has been generated by the increase in temperature induced by the melt transport and the extreme decompression experienced on their journey to the earth's surface (volcanic eruption), which would cause the adiabatic melting of refertilized peridotites, at lower temperature than primary lherzolites.

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

I.1. Consideraciones generales

La mayor parte del volumen de la Tierra se encuentra inaccesible bajo nuestros pies y, de momento, no tenemos ninguna esperanza en un futuro próximo de poder perforar lo suficientemente profundo como para muestrear directamente el manto. Sin embargo, a lo largo de las últimas décadas se ha ido descubriendo gran parte de su composición y variabilidad. A mediados del siglo XIX, el geólogo Adolphe Boisse (1810-1896) elaboró un modelo de la composición de la Tierra a partir de la naturaleza de una serie de meteoritos que procederían de un planeta común. Con ello se llegó a la conclusión de que el núcleo de dicho planeta estaría compuesto por metales ricos en Fe. La capa que rodeaba dicho núcleo consistía en rocas formadas por silicatos ferromagnesianos y granos metálicos diseminados. Y, por último, la parte más externa estaría compuesta por meteoritos rocosos sin apenas elementos metálicos, siendo en su mayoría de naturaleza basáltica. Siguiendo en esta línea, a principios de siglo XX aún se consideraba que los meteoritos proporcionarían una mejor estimación de la composición global de la Tierra que las rocas terrestres recolectadas de la superficie (Palme y O'Neill, 2003). Se suponía al sistema Tierra como una esfera rígida y estática y, por lo tanto, había pocas esperanzas de definir su composición interior más allá de los límites permitidos por las técnicas geofísicas de percepción remota, como los perfiles sísmicos. No obstante, tras el reconocimiento de la tectónica de placas (Wegener, 1915) se comenzó a comprender que el interior de nuestro planeta está en constante movimiento y que gracias a ello somos capaces de conocer su interior desde las muestras obtenidas en la superficie (Carlson, 2004).

El manto representa aproximadamente el 83% del volumen de la Tierra y el 67% de su masa, y se extiende desde el límite con la corteza, determinado por la discontinuidad de Mohorovicic (Moho, *ca*. 40 km de profundidad) hasta el límite con el núcleo (*ca*. 2900 km de profundidad) (Wilson, 1989). La dinámica interna del planeta da lugar a movimientos convectivos que quedan reflejados en la litosfera, su parte rígida y más superficial, mediante la tectónica de placas. La litosfera comprende la corteza (oceánica, continental o transicional) y el manto más superficial, de comportamiento rígido. Sin los movimientos convectivos del manto (y su ascenso adiabático) no se generaría magmatismo alcalino, que es el principal portador de fragmentos xenolíticos mantélicos. Estos xenolitos peridotíticos profundos son muestras directas del manto, en general poco transformadas, y permiten el estudio más detallado posible del mismo. Además, gracias a estos movimientos convectivos se produce una mezcla del manto que evita la tendencia natural en otros planetas, de una marcada estratificación por densidad mediante su diferenciación química (situación que sí se observa, a grandes rasgos, con la formación de la corteza y el núcleo terrestres). Debido a esta mezcla y a su eficacia podemos utilizar muestras del manto más superficial para deducir características de su composición global (Carlson, 2004). Este sector del manto, el inmediatamente inferior a la corteza, se sitúa entre 6-10 km de profundidad en los océanos y 30-80 km en los continentes, hasta unos ≈ 410 km de profundidad. Según Palme y Nickel (1985), tiene una composición predominantemente lherzolítica con #Mg ≈ 90, siendo #Mg = 100 x Mg/ (Mg + Fe^{+2}) de la roca, donde el hierro total está expresado como Fe^{+2}. El manto superior, a su vez, se puede dividir, teniendo en cuenta sus características geofísicas y geoquímicas, en dos niveles: manto litosférico (más superficial, sin apenas convección significativa) y astenosfera (Carlson, 2004). La profundidad del límite entre ambas capas varía dependiendo de cómo sea definida la astenosfera. Ese límite se denomina LAB (*Lithosphere-Asthenosphere Boundary*) y se determina mediante perfiles geofísicos (normalmente por tomografía sísmica; p.ej., Díaz et al., 2021).

A pesar de los grandes avances realizados hasta la fecha, aún quedan por resolver cuestiones fundamentales sobre la evolución y la dinámica tanto del manto litosférico como del acoplamiento

dinámico con la corteza suprayacente. Entre estas cuestiones se encuentran los mecanismos que controlan la tectónica continental, como son la formación o destrucción de continentes, además de sus efectos sobre los movimientos verticales, la topografía dinámica y la consecuente formación de cuencas sedimentarias, es decir, toda la geodinámica asociada. Para cuantificar y comprender estos procesos es fundamental identificar cómo evolucionaron y modificaron la composición del manto subcontinental litosférico (MSCL), utilizando, entre otras disciplinas, la petrología y geoquímica de los xenolitos ultramáficos encontrados en rocas volcánicas y subvolcánicas diversas.

Manto subcontinental litosférico y su estudio mediante xenolitos peridotíticos

Esta tesis doctoral se centra en el estudio de muestras del manto subcontinental litosférico (MSCL), es decir, de aquél que se encuentra bajo la corteza continental. El MSCL puede ser estudiado mediante: (1) macizos ultramáficos emplazados tectónicamente, o (2) xenolitos ultramáficos atrapados, fundamentalmente, por magmas máficos de carácter alcalino. Los macizos peridotíticos se encuentran en límites de antiguas placas, en cinturones orogénicos, donde afloran los mayores macizos de rocas mantélicas y aportan información sobre las relaciones espaciales y proporción de las diferentes litologías ultramáficas mantélicas (p.ej. Menzies et al., 1991; Pearson y Nowell, 2002; Bodinier y Godard, 2003). En cambio los xenolitos peridotíticos que ascienden en un magma volcánico se encuentran en contextos tectónicos de rifts intracontinentales o, menos comúnmente, en bordes convergentes orogénicos. Estos enclaves xenolíticos proporcionan información, en un sector geográfico concreto, de su sección vertical (Nixon, 1987; Griffin et al., 1999; Pearson et al., 2005). Ambos tipos de estudio proporcionan información sobre procesos de fusión parcial del manto y sus transformaciones por interacción (metasomatismo) con otros fundidos o fluidos ligados a los diversos procesos (subducción o al ascenso de plumas astenosféricas) que han podido modificar la composición original del MSCL a lo largo del tiempo (Downes, 2001).

En este trabajo se ha abordado la investigación de una sección del MSCL mediante el estudio de xenolitos peridotíticos del sector volcánico alcalino del centro de España. Estos fragmentos del manto son frecuentemente transportados a la superficie mediante el ascenso de magmas comúnmente de naturaleza alcalina. El término “xenolito mantélico” o “xenolito peridotítico” se aplica a las inclusiones de rocas o minerales que derivan de la fragmentación del manto por el magma que lo atraviesa. La gran ventaja del estudio de estos enclaves, en contraste con los macizos ultramáficos orogénicos, es que nos proporcionan muestras directas de la naturaleza del MSCL, así como de los procesos que los afectan de manera contemporánea al proceso mismo de la erupción, sin que hayan sufrido procesos tectónicos y metamórficos intensos debido al carácter extraordinariamente rápido de su emplazamiento (posiblemente de horas, p.ej., Lierenfeld y Mattsson, 2015). Debido a ello, en contraste con los macizos ultramáficos orogénicos, no tienen tiempo suficiente para reequilibrarse durante las etapas sucesivas de su emplazamiento tectónico en la corteza continental. Sin embargo, trabajar con xenolitos peridotíticos puede tener varios inconvenientes: (1) su tamaño, que si es pequeño dificulta las estimaciones modales por su baja representatividad y, sobre todo, el estudio geoquímico de roca total; (2) la frecuente infiltración e interacción con el magma volcánico, que puede modificar (e incluso borrar) la naturaleza prístina de ese sector del manto y, frecuentemente, la superposición de agentes metasomáticos previos; y (3) la falta de información sobre las relaciones espaciales de las diferentes litologías muestreadas.

Los xenolitos ultramáficos varían según la composición de los fundidos volcánicos que los transporten. Las composiciones de los magmas alcalinos más comunes, ricos en xenolitos peridotíticos son:

- Basaltos alcalinos subsaturados en sílice (basanitas, nefelinitas, melilititas o leucititas).

- Lamprófidos y/o lamproitas.

- Kimberlitas

Los dos primeros tipos de magmas suelen transportar, principalmente, peridotitas con espinela, mientras que los magmas kimberlíticos también transportan peridotitas con granate (Nixon, 1987). Pearson et al. (2005) clasifica los xenolitos peridotíticos según el contexto geológico, haciendo una primera clasificación que divide entre xenolitos de zonas oceánicas y de zonas continentales, que suelen ser los más abundantes. A su vez, los xenolitos en zonas continentales se subdividen según la edad de la corteza y el contexto geodinámico del área donde se encuentran:

(1) **Xenolitos cratónicos y circum-cratónicos**: aparecen principalmente en kimberlitas y se dividen según sean de baja o alta temperatura. Los xenolitos de baja temperatura se equilibran a temperaturas inferiores a los 1100 ^{o}C y generalmente son de grano grueso y con poca deformación. Por otro lado, los xenolitos de alta temperatura, con un tamaño de grano más fino, muestran evidencias de deformación, con temperaturas de equilibrio entre 1100 y 1500 ^{o}C. Ambos tipos son principalmente peridotitas con granate, que pueden proceder de profundidades mayores de 150 km.

(2) **Xenolitos no cratónicos**: proceden normalmente de zonas que han experimentado un adelgazamiento litosférico reciente y suelen estar relacionados con basaltos alcalinos o lamprófidos. Estos xenolitos proceden de profundidades inferiores a los 140 km y predominan las peridotitas con espinela sobre las peridotitas con granate. A este segundo grupo pertenecen los xenolitos estudiados en el CVC, ya que están relacionados con volcanismo alcalino en áreas geológicas más modernas.

La antigua distinción entre xenolitos peridotíticos con clinopiroxeno *diópsido-rico en Cr* o clinopiroxeno augítico *rico en Al-Fe-Ti* (Wilshire y Shervais, 1975) tiene actualmente poco uso, pues tienen en cuenta los tipos más primitivos, con clinopiroxeno rico en cromo y los tipos más jóvenes y enriquecidos, normalmente más refertilizados por procesos posteriores de metasomatismo (p.ej., Griffin et al., 1999), que aparecen conjuntamente en numerosas áreas volcánicas basálticas.

Composición y textura del MSCL

Se considera como punto de partida del manto terrestre el manto primitivo o primordial. Este manto está formado por las peridotitas lherzolíticas menos restitizadas, es decir, que no han sufrido grados significativos de fusión parcial. Las rocas del manto tienen alto contenido en MgO y bajo en Al_2O_3, CaO, TiO_2 y en otros elementos incompatibles con los minerales que las conforman (McDonough y Sun, 1995). El MSCL representaría el residuo generado tras los eventos de extracción de fundidos parciales del manto primitivo, siendo de composición variablemente más refractaria y por lo tanto con mayor relación Mg/Fe en relación con el manto astenosférico más profundo y primordial en composición. La composición del MSCL es heterogénea y, en comparación con la corteza y el manto litosférico oceánico, es más espeso, más frío, más antiguo y está más diferenciado químicamente (Menzies y Hawkesworth, 1987). El MSCL está prácticamente aislado y por ello no se ha homogenizado con el resto del manto más profundo subyacente. En el caso más extremo se preservan dominios MSCL arcaicos, que proveen importante información sobre los procesos iniciales de la evolución terrestre (Rollinson, 2007).

El MSCL, como el manto litosférico en general, está compuesto fundamentalmente por olivino (60%), ortopiroxeno (30%), clinopiroxeno cálcico (5%), todos ellos ricos en magnesio (alto valor de #Mg), y una fase alumínica (5%), que definen una composición peridotítica, fundamentalmente lherzolítica (Rollinson, 2007). La fase alumínica estable en el manto litosférico presenta una gradación en profundidad desde la facies de la plagioclasa (hasta ≈ 40 km), la espinela (≈ 40-80 km), y la del granate (≈ 80-300 km de profundidad), en su mayor parte dentro de la astenosfera (Montagner y Anderson, 1989). La

variabilidad en el porcentaje de las diferentes fases minerales depende de la historia de procesos de fusión parcial sufridos o de la posible refertilización (metasomatismo) de ese MSCL (Griffin et al., 2009).

En cuanto a su textura, las peridotitas muestran amplias variaciones que reflejan su historia de deformación y recristalización, pero su caracterización ha sido durante mucho tiempo un método subjetivo que carece de una definición o cuantificación precisa, ya que la nomenclatura textural ha variado mucho entre los diferentes autores. La nomenclatura más utilizada para las peridotitas de espinela (las que se estudian en este trabajo) es la de Mercier y Nicolas (1975):

- **Protogranular**: textura ausente de deformación visible (pero puede ser críptica), caracterizada por grandes cristales de olivino y enstatita de ca. 4 mm, con diópsido y espinela de tamaños de ca. 1 mm.
- **Porfiroclástica**: textura protogranular deformada por flujo plástico, mostrando grandes cristales deformados, completamente rodeados por neoblastos más pequeños.
- **Equigranular**: textura dividida en dos subgrupos (tabular y mosaico), mostrando cristales de tamaño de grano fino (ca. 0.7 mm).

Posteriormente esta terminología fue revisada y redefinida por Harte (1977), quien propuso la introducción de un rango de ocho términos texturales generales: porfiroclástica, granoblástica, mosaico, laminada, fluidal, discontinua, equidimensional y tabular. Tabor et al. (2010) ha desarrallado un método de definición simple y eficaz de la textura de los xenolitos peridotíticos con espinela mediante la caracterización cuantitativa en lámina delgada, manteniendo la terminología inicial de las tres tipologías previas.

Las rocas ultramáficas se clasifican por su composición mineral modal, según sus contenidos relativos entre olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno (p.ej., Streckeisen, 1974, 1976; Le Bas and Streckeisen, 1991; Fig. **I.1**). Se les atribuye el nombre de “peridotitas” a las rocas con > 40% de olivino. Dentro de este límite, si el olivino excede del 90% de contenido, se utiliza el término “dunita”, si consiste casi exclusivamente en olivino y ortopiroxeno (< 5% de clinopiroxeno) se denomina “harzburgita”. Al contrario, cuando la peridotita solo contiene olivino y clinopiroxeno (< 5% de ortopiroxeno) se utiliza el término “wehrlita” y, finalmente, “lherzolita” es la peridotita con contenido en ambos piroxenos por encima del 5%. Por otro lado, las piroxenitas contienen < 40% de olivino, utilizando el prefijo “orto” o “clino” en función del piroxeno con mayor contenido. Si tiene más del 5% de cada uno de los piroxenos se utiliza el término “websterita”, siendo “websterita olivínica” si contiene, además, más del 5% modal, de olivino (Fig. **I.1**). El MSCL suele ser predominantemente lherzolítico, pero su composición puede variar dependiendo de las características geológicas específicas (p.ej., antiguos cratones, zonas circum-cratónicas), de sus posibles interacciones con agentes metasomáticos y de su edad de formación.

La transición desde las composiciones lherzolíticas medias del MSCL hacia composiciones más residuales viene acompañada por una pérdida de clinopiroxeno. Este mineral, en comparación con el ortopiroxeno u olivino, funde más fácilmente y contiene una mayor concentración de elementos incompatibles (p.ej., Tomlinson y Kamber, 2021). Su desaparición determina una evolución desde lherzolita hacia la variedad harzburgita y, en casos extremos, en composiciones tipo dunita (Fig. **I.1**). Esta transición de empobrecimiento o de tendencia a composiciones refractarias del manto litosférico ha sido reconocido en el MSCL arcaico, comparado con MSCL más jóvenes y fértiles, y está relacionada con los procesos de individualización y la propia formación del MSCL a partir de la astenosfera (Boyd, 1989).

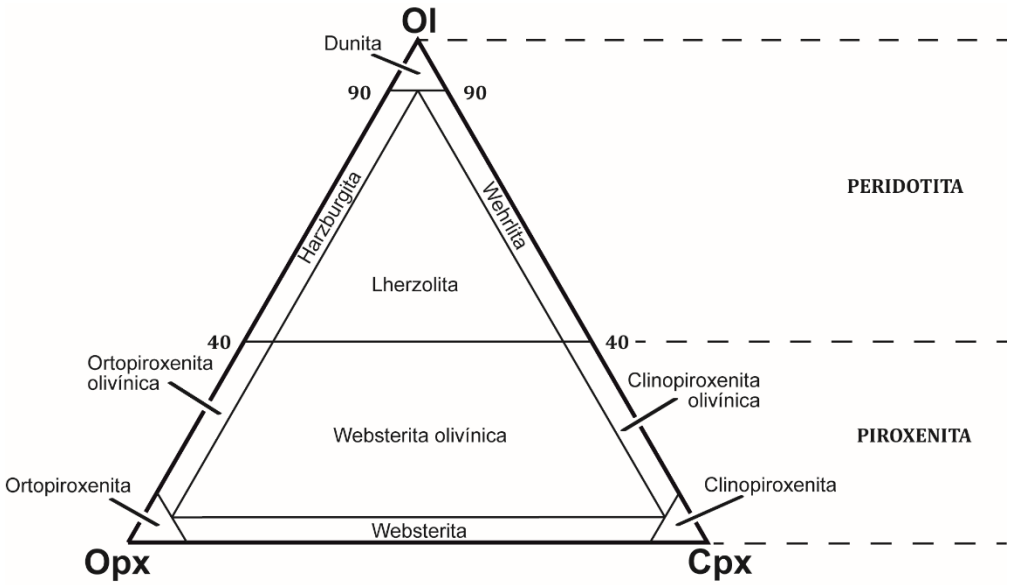

Figura I.1. Clasificación y nomenclatura de las rocas ultramáficas (> 90% de minerales máficos) basada en las proporciones modales de olivino (Ol), ortopiroxeno (Opx) y clinopiroxeno (Cpx) (Streckeisen, 1976).

Estructura termal del MSCL

Los xenolitos peridotíticos aportan información sobre la estructura y el estado termal del MSCL previamente a su incorporación al magma que los transporta, casi instantáneamente (geológicamente hablando), a la superficie. La estructural termal del MSCL bajo un campo volcánico puede ser estudiada mediante la geotermobarometría de los minerales que forman estos xenolitos peridotíticos, es decir, a partir de las estimaciones de temperatura (T) y presión (P) registradas por los minerales ferromagnesianos equilibrados químicamente. En condiciones de alta temperatura en el manto los elementos tienen una alta difusión y, por lo tanto, se admite que el equilibrio químico de los minerales primarios de los xenolitos peridotíticos registra la temperatura ambiente del manto a una profundidad determinada en el momento del atrapamiento por el magma (Brey et al., 1990). Esta geotermobarometría también nos proporciona datos sobre la profundidad y espesor mínimo de la litosfera muestreada por el campo volcánico que, al incorporar xenolitos procedentes de diferentes sectores en el espacio 3D, nos aporta información de la estructura y variabilidad química del MSCL bajo el área volcánica estudiada.

Al contrario que con los xenolitos peridotíticos con granate, no existen geobarómetros precisos para las peridotitas en facies de plagioclasa y espinela (que son los tratados en este trabajo), ya que a pesar de que el contenido en calcio del clinopiroxeno y olivino en equilibrio es dependiente de la presión, también es sensible a las variaciones termales (Pearson et al., 2005; Ackerman et al., 2007). Aun así, y teniendo en cuenta el resto de procesos que pueden haber sufrido los xenolitos peridotíticos estudiados, se ha considerado que la estimación de la presión puede ser obtenida mediante la composición del clinopiroxeno (Nimis y Ulmer, 1998).

Metasomatismo

La composición original del manto superior, y por lo tanto, del MSCL, puede ser modificada a lo largo del tiempo geológico mediante procesos de interacción con fundidos/fluidos, lo cual genera una gran heterogeneidad química de ese manto. Estos fundidos/fluidos, denominados agentes metasomáticos, suelen estar relacionados con fenómenos de subducción o con perturbaciones termales asociadas a movimientos convectivos en el límite astenosfera-litosfera durante grandes eventos tectónicos (p.ej., rifting continental, orogenias de subducción o colisión, etc.) (Menzies y Hawkesworth,

1987). A pesar del empobrecimiento químico ya mencionado en el MSCL en comparación con las capas más profundas subyacentes, los agentes metasomáticos pueden causar un enriquecimiento o refertilización mantélica. Estos procesos fueron clasificados en dos tipos principales: metasomatismo críptico (Dawson 1984) y metasomatismo modal (Harte, 1983).

El metasomatismo críptico solo se identifica mediante la geoquímica tanto en roca total como en las fases minerales (geoquímica mineral de trazas, fundamentalmente) que las conforman (p.ej., Grégorie et al., 2000; Coltorti et al., 2007). Por el contrario, el metasomatismo modal es fácilmente perceptible en los xenolitos por la presencia de alguno de los minerales mantélicos ricos en volátiles, tanto hidratados (anfíbol, flogopita) como en otros volátiles (apatito, carbonato). Aunque la composición geoquímica del MSCL lleva en estudio desde hace muchos años (p.ej., Frey y Green, 1974), no es hasta las últimas décadas donde se ha intensificado su investigación, especialmente debido al desarrollo de las técnicas microanalíticas (p.ej., ablación láser conectado a un ICP-MS multicolector, con siglas en inglés LA-ICP-MS: Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry), que permiten analizar *in situ* una gran variedad de elementos trazas de fases minerales, además de su composición isotópica. Estas aportaciones profundizaron en el conocimiento de los coeficientes interminerales y de reparto sólido-líquido, además de la identificación de las características geoquímicas de los distintos agentes metasomáticos registrados por la paragénesis mineral nueva (p.ej., clinopiroxeno, anfíbol, flogopita), que son los principales minerales portadores de los elementos trazas incompatibles en el manto (Coltorti y Grégoire, 2008).

La composición química que identifica la refertilización del manto asociada a la interacción con algún agente metasomático es muy variable y depende tanto de los mecanismos de fraccionamiento previos como de la naturaleza del fundido con el que interacciona. El metasomatismo es un proceso que enriquece y refertiliza el manto litosférico, que se encuentra variablemente empobrecido en elementos trazas incompatibles debido a uno o más episodios de fusión parcial. Estos elementos trazas se llaman incompatibles, por su fuerte afinidad con la fase fundida ($Kd_m^i = C_l^i/C_m^i << 1$), mientras que la fracción mineral residual queda empobrecida en ellos. Respecto a la composición de elementos mayores, la refertilización del manto litosférico puede resultar en un enriquecimiento en Fe, Ca y Al (p.ej., Garrido y Bodinier, 1999; Le Roux et al., 2007; Raffone et al., 2009). En cuanto a la composición en elementos trazas, la interacción del MSCL con agentes metasomáticos se identifica fundamentalmente en los perfiles generados en diagramas de tierras raras (REE: *Rare Earth Element*), siendo el clinopiroxeno y el anfíbol los minerales que mayor información aportan por ser, como ya se ha mencionado, los principales receptores de elementos trazas (p.ej., Matusiak-Malek et al., 2014; Lin et al., 2020).

Por otro lado, la presencia de vidrio y su composición también pueden aportarnos información sobre la evolución del MSCL. Son varios mecanismos de formación los que se han propuesto para explicar el origen del vidrio en los xenolitos ultramáficos: (1) fusión por descompresión durante el transporte a la superficie (Su et al., 2011); (2) infiltración del magma que lo transporta (Shaw y Klügel, 2002); (3) reacción entre un fundido o agente metasomático y la peridotita a profundidades mantélicas (Coltorti et al., 2000); (4) procesos de fusión parcial mantélicos (Draper y Green, 1997); y (5) reacción de fases minerales metasomáticas previamente formadas (p.ej., anfíbol, flogopita) (Chazot et al., 1996; Ban et al., 2005).

Procesos finales de fusión "in situ" y de reacción con el magma volcánico

Como queda dicho en el párrafo anterior, la presencia de vidrio intersticial en xenolitos peridotíticos es un debate abierto entre dos grandes grupos de teorías, la de un origen metasomático profundo (y antiguo respecto al proceso volcánico), o la de un proceso de fusión desencadenado por el atrapamiento y subsiguiente proceso de descompresión asociado al transporte por el fundido volcánico.

La fragmentación del xenolito del MSCL y su posterior transporte rápido hacia la superficie puede ser causa de numerosos procesos reaccionales en el xenolito. Primero, debido el incremento térmico que sufre al incorporarse al magma volcánico (muy fluctuante, dependiendo del caso puede variar entre 100 o 300 ^{o}C, como se discutirá más adelante). Incluso más determinante que el calentamiento inducido puede ser el enorme proceso de descompresión que sufre el xenolito hasta su emplazamiento atmosférico. El desencadenamiento de procesos reaccionales y de fusión *in situ* suele ser muy rápido, en cuestión de 4 a 10 horas, incluso a temperaturas relativamente bajas (1000 a 1150 ^{o}C), como indican los estudios experimentales (p.ej., Perinelli et al., 2008; Shaw et al., 2009). Aunque la casuística del transporte de xenolitos es muy variada, los tiempos de residencia en el magma calculados para algunos xenolitos del área estudiada (con un periodo de tiempo mínimo de al menos 24 horas; Lierenfield y Mattsson, 2015) son más que suficientes para desarrollar multitud de fenómenos últimos de fusión parcial, cristalización fraccionada del fundido, reacciones con el magma volcánico y transformación del xenolito.

Los principales procesos que se pueden desarrollar en el xenolito peridotítico debido a la interacción con el magma volcánico suelen ser de dos tipos. El primero es la fusión parcial *in situ* del xenolito, facilitada o no, por la presencia de minerales metasomáticos previos, ricos en volátiles. El caso que se ha descrito con mayor frecuencia en la literatura es la fusión por deshidratación y destrucción del anfíbol metasomático previo (p.ej., Yaxley et al., 1997; Ban et al., 2005; Shaw, 2009). Esta reacción de fusión también involucra a otros minerales primarios de la lherzolita y genera multitud de neoblastos secundarios de muchas fases máficas (p.ej., clinopiroxeno-2, olivino-2, espinela-2) y genera un vidrio intersticial mucho más félsico (y de quimismo contrastado) que el magma que los transporta. La fusión por descompresión de un xenolito con minerales metasomáticos hidratados suele generar pequeños volúmenes de magma félsico muy intersticial y con tendencia a vesicularse, pues a bajas presiones el agua se exsuelve y formaría burbujas con glóbulos acompañantes ricos en azufre o carbonatos, dependiendo de la complejidad de la fase volátil disuelta en el fundido fraccionado. Además, en estos xenolitos expulsados como parte de los piroclastos en los procesos volcánicos, el fundido quedaría vítreo atrapando los numerosos microcristales, a veces zonados y con texturas de desquilibrio (formas esqueléticas o aciculares), típicos de su cristalización magmática brusca en condiciones de subenfriamiento.

El segundo tipo de procesos ligados al transporte magmático volcánico es el desarrollo de zonas de reacción por penetración del fundido volcánico, muy frecuente en los bordes del xenolito y en suites de xenolitos de morfología muy acintada o planar, con forma de tablillas delagadas (xenolitos de El Morrón de Villamayor, capítulo **IV** de esta Tesis). Cuando la reacción se produce con alguno de los magmas subsaturados en sílice que los transportan, el ortopiroxeno suele ser la fase primaria peridotítica más reaccional. Igualmente, el desarrollo parcial y marginal de texturas cribosas en los minerales primarios peridotíticos suele ser un proceso generalmente ligado a la descompresión del xenolito en su viaje hacia la superficie (p.ej., Pan et al., 2018).

Todo lo expuesto anteriormente muestra que la interpretación textural y composicional de las modificaciones de los cristales primarios peridotíticos es compleja y sujeta a discusión, no siempre de fácil resolución.

En la presente Tesis doctoral se va a estudiar la composición y los posibles procesos que ha sufrido el MSCL del centro de España a partir de los xenolitos no cratónicos, atrapados en las rocas alcalinas del Campo Volcánico de Calatrava, que forma parte del volcanismo intraplaca Cenozoico, de la Península Ibérica (Ancochea, 2004), incluido en la gran provincia volcánica anorogénica Cenozoica circum-Mediterránea (CiMACI; “circum-Mediterranean anorogenic cenozoic igneous province” de Lustrino y Wilson, 2007).

I.2. Antecedentes

Xenolitos peridotíticos en la placa europea. Volcanismo cenozoico de intraplaca en el Mediterráneo occidental

Los xenolitos procedentes del manto subcontinental litosférico de la placa europea se encuentran fundamentalmente en campos volcánicos de intraplaca continental. En lo que hoy es Europa occidental y central esta litosfera se consolidó durante el Fanerozoico, aunque dentro de la región se pueden encontrar pruebas de eventos que afectaron a la corteza y al manto durante el Precámbrico (de hasta 2 Ga, p.ej., González-Jiménez et al., 2013). En los territorios de edad Fanerozoica dentro de esta área se encuentran numerosas localidades con xenolitos peridotíticos y macizos ultramáficos, estos últimos emplazados mediante los principales eventos tectónicos de subducción y colisión que afectaron a Europa occidental en las orogenias Varisca y Alpina (Downes, 2001). Tras este periodo, durante el Cenozoico, el ascenso mantélico de inestabilidades tipo penacho o diapiro dio lugar al magmatismo alcalino por toda Europa centro-occidental (Granet et al., 1995; Wilson y Downes, 1991; Wilson y Patterson, 2001), generando campos volcánicos como el de Calatrava (p.ej., Ancochea, 1982; Cebriá, 1992). Este magmatismo cenozoico refleja la respuesta del manto superior a la compleja evolución geodinámica de esta zona centro-occidental europea, caracterizada por colisiones diacrónicas continente-continente, subducción de placas oceánicas, sistemas de fallas litosféricas o el ascenso de penachos de pequeño tamaño desde la base del manto superior (p.ej., Zeck et al., 1998; Lustrino y Carminati, 2007).

Las rocas magmáticas de la región circum-Mediterránea pertenecientes al Cenozoico son en su mayoría efusivas, con numerosos volcanes explosivos que generan depósitos piroclásticos de pequeñas proporciones. Alrededor del 60% de estas rocas son básicas-intermedias (SiO_2 = 45-57% en peso), y el resto está representado por composiciones más diferenciadas o ultrabásicas (Lustrino y Wilson, 2007), además de la rara aparición de carbonatitas en algunas de estas regiones (p.ej., Alemania, Riley et al., 1996; Francia, Chazot et al., 2003; Libia, Conticelli et al., 1995; Italia; Stoppa et al., 2019).

En todas estas zonas magmáticas de Europa occidental y central y del norte de África existe una secuencia temporal de dos tipos distintos de actividad ígnea, a menudo superpuestas en el espacio, con diferentes características geoquímicas y petrográficas (Beccaluva et al., 2011; Lustrino et al., 2011; Lustrino y Wilson, 2007):

(1) Magmatismo orogénico durante el Eoceno superior-Mioceno, con magmas toleíticos, calcoalcalinos, shoshoníticos y ultrapotásicos, generados en un contexto de subducción (p.ej., Serbia-E, Clark y Ulrich, 2004; Turquía, Pearce et al., 1990)

(2) Magmatismo anorogénico durante el Mioceno superior-Cuaternario, con productos fundamentalmente de naturaleza básica-últrabásica de composición alcalina sódicas y ocasionalmente magmas potásicos con leucita (p.ej., Cebriá y López-Ruiz, 1995; Mertes y Schmincke, 1985). A este tipo de magmatismo pertenece el volcanismo de Calatrava.

Al magmatismo anorogénico generalizado que se desarrolló en el Mediterráneo y zonas circundantes durante el Cenozoico se le conoce como la anteriormente descrita provincia CiMACI (*Circum-Mediterranean Anorogenic Cenozoic Igneous;* Lustrino y Wilson, 2007) (Fig. **I.2**). En esta provincia volcánica los xenolitos peridotíticos son muy abundantes y están incluidos en rocas máficas de diferentes campos volcánicos: Macizo Central Francés (p.ej., Downes et al., 2003; Lenoir et al., 2000; Gu et al., 2016, 2018), Eifel en Alemania (p.ej., Ban et al., 2005; Shaw y Klügel, 2002; Witt-Eickschen et al., 2003), Macizo de Bohemia en Polonia (p.ej., Matusiak-Malek et al., 2010, 2014, 2017; Puziewicz et al., 2011) y República

Checa (p.ej., Ackerman et al., 2007, 2014), Cuenca de Panonia o Carpática, en Austria (p.ej., Coltorti et al., 2007b) Hungría (p.ej., Falus et al., 2007) y Rumanía (p.ej., Downes et al., 1995), así como zonas volcánicas del norte de Italia (p.ej., Beccaluva et al., 2001), Cerdeña (p.ej., Rocco et al., 2012) y Sicilia (p.ej., Bianchini et al., 2010b). También es importante el campo volcánico de Azrou en Marruecos (p.ej., Raffone et al., 2009). En la Península Ibérica aparecen xenolitos peridotíticos en algunos de sus diferentes campos volcánicos anorogénicos cenozoicos (Ancochea y Nixon, 1987): Olot (p.ej., Fernández-Roig, 2017; Galán et al., 2008; Galán y Oliveras, 2014; Bianchini et al., 2007), SE de España – Tallante (Avanzinelli et al., 2020; Beccaluva et al., 2004; Bianchini et al., 2011), Cofrentes (Seghedi et al., 2002) y el Campo Volcánico de Calatrava, estudiado en este trabajo (p.ej., Villaseca et al., 2010; Bianchini et al., 2010a; González-Jiménez et al., 2014; Puelles et al., 2016; Andía et al., 2018).

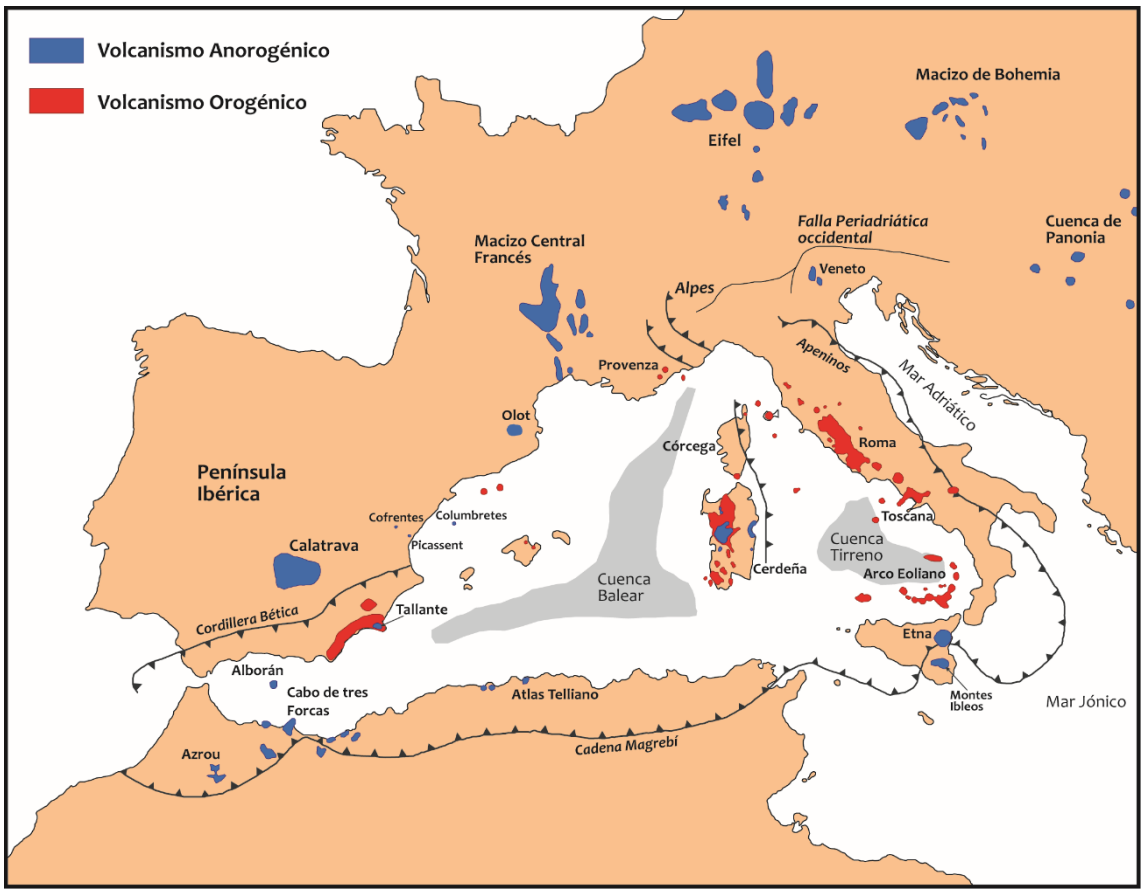

Figura I.2. Esquema de la situación geográfica de los campos volcánicos orgénicos y anorogénicos circum-Mediterráneos occidentales. Modificado de Lustrino y Wilson (2007), Beccaluva et al. (2011) y Lustrino (2011).

Antecedentes sobre los xenolitos peridotíticos del Campo Volcánico de Calatrava

Se han realizado varios estudios relacionados con xenolitos peridotíticos del CVC en varios de los centros volcánicos estudiados en profundidad en los capítulos principales de este estudio.

El primer trabajo sobre xenolitos mantélicos en los volcanes de Calatrava fue el realizado por Ancochea y Nixon (1987), que distinguieron tres grandes grupos: wehrlitas, lherzolitas y xenolitos ricos en minerales metasomáticos hidratados (wehrlitas, lherzolitas y clinopiroxenitas ricas en flogopita – glimmeritas). Estos autores también destacan la presencia de megacristales de anfíbol y flogopita, acompañando a los fragmentos peridotíticos, entre los depósitos de piroclastos de algunos de los volcanes.

Bianchini et al. (2010) estudian en el centro volcánico de El Palo una población de xenolitos de lherzolitas enriquecidas en Fe-Ti, una de ellas de tendencia wehrlítica, discutiendo la posible procedencia de los fundidos silicatados que refertilizaron las peridotitas muestreadas. Posteriormente estudiaron la composición isotópica de He y C de estas muestras en sendos trabajos: Martelli et al., 2011 y Bianchini y Natali, 2017. En estos trabajos se indica el fuerte componente metasomático de tipo HIMU o similar, de origen astenosférico y carácter subsaturado en sílice (magmas silicatados alcalinos ricos en carbónico o incluso carbonatítico), que afecta a los tipos más enriquecidos (wehrlitas y piroxenitas) de los xenolitos de El Palo.

En el trabajo de Villaseca et al. (2010) se estudian varios xenolitos peridotíticos de los centros volcánicos de El Aprisco y el Cerro Pelado, discutiendo el origen de los tipos werhlíticos, del vidrio intersticial y de la posible interacción del manto litosférico muestreado con varios agentes metasomáticos, según el centro volcánico estudiado. González-Jiménez et al. (2014) profundizan en el estudio de los xenolitos peridotíticos del volcán El Aprisco, definiendo cuatro grupos diferentes en función de su nivel de enriquecimiento y de los posibles agentes metasomáticos con los que pudieron interactuar. Además establecieron posibles edades remotas de los eventos magmáticos registrados en el manto subcontinental a partir de las relaciones isotópicas y edades modelo de Re-Os (González-Jiménez et al., 2013). Sobre los xenolitos peridotíticos de El Aprisco se han realizado varios trabajos más. El estudio de Lierenfeld y Mattsson (2015) incide poco sobre esta temática, salvo algunos detalles petrográficos de los mismos, así como sobre las velocidades mínimas de ascenso del magma para transportar enclaves tan grandes y densos como los que transporta este centro volcánico, a través de decenas de kilómetros de la litosfera. Puelles et al. (2016) analizan las características de la petrofábrica de los xenolitos, aunque las interpretaciones de generación de estas deformaciones en áreas de suprasubducción para los xenolitos wehrlíticos y más ricos en anfíboles metasomáticos no concuerdan con el quimismo y la geocronología de esas rocas fuertemente refertilizadas. Así, en el trabajo de Villaseca et al. (2019a) se revisa la caracterización de los cuatro grandes grupos de xenolitos peridotíticos de El Aprisco. En este trabajo se datan por U-Pb los apatitos de una wehrlita y una lherzolita fuertemente metasomatizadas por fundidos carbonatíticos, dando edades mucho más antiguas (118 Ma: Cretácico y 29 Ma: Oligoceno) que la edad del magmatismo de Calatrava. Igualmente, la edad Ar-Ar del anfíbol metasomático de otro enclave wehrlítico (16 Ma: Mioceno inferior) también indica un metasomatismo alcalino mucho más antiguo que el que da lugar al magmatismo reciente del campo volcánico de Calatrava, así como de la superposición de eventos metasomáticos alcalinos, en una misma muestra.

Finalmente, Andía (2017), Andía et al. (2018) y Pérez-Soba et al. (2021) caracterizaron un primer muestreo de xenolitos mantélicos del centro volcánico de Los Tormos mediante la química de elementos mayores de sus minerales, discutiendo una posible refertilización de los términos lherzolíticos más evolucionados por magmas alcalinos similares a los de Calatrava. La formación de vidrio vesiculado intersticial y de bordes cribosos en clinopiroxeno se discute en relación a posibles procesos de reacción durante la descompresión del xenolito durante su transporte por el magma volcánico.

Además de los trabajos relacionados con los xenolitos ultramáficos, en el CVC también se han realizado estudios sobre la carga cristalina que transportaron junto a ellos. Estos trabajos han sido realizados en algunos de los centros volcánicos que se van a abordar en la presente Tesis doctoral (Villaseca et al., 2019b; Villaseca et al., 2020) y serán referenciados en profundidad en el apartado de *"Carga cristalina: megacristales, fenocristales y clinopiroxenitas"* del capítulo **III**.

I.3. Planteamiento de la tesis y objetivos

En esta tesis se pretende caracterizar la composición y la evolución del sector del manto sublitosférico continental correspondiente a la zona central de la Península Ibérica a través del estudio petrológico y geoquímico de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos que aparecen en algunos de los centros volcánicos del Campo Volcánico de Calatrava (Ciudad Real). Como queda recogido en el apartado anterior, previamente al comienzo de este trabajo han sido publicados varios artículos sobre los enclaves en tres de los centros volcánicos de este sector: El Aprisco, Cerro Pelado y El Palo, que planteaban diferencias en la naturaleza del manto sublitosférico, así como en los agentes metasomáticos que han interaccionado con estos litotipos de manto. Algunos de estos trabajos, además de la realización de un Trabajo de Fin de Máster en el centro volcánico de Los Tormos (Andía, 2017), han sido realizados dentro del grupo de investigación en el cual ha sido incluida esta tesis doctoral.

Los resultados de estos estudios previos se han considerado como un necesario punto de partida y de referencia para comparar los nuevos resultados y así poder encuadrar geológicamente la discusión. Se han pretendido resumir los aspectos principales del magmatismo del campo volcánico y los aspectos de la carga cristalina acompañante de los xenolitos peridotíticos en los capítulos introductorios, en los que mi participación ha sido muy limitada. En los capítulos **II** y **III**, aunque he participado en algunos de los trabajos que se consideran, no hay aportaciones sustanciales, entre otros motivos por no ser parte de los objetivos principales de esta tesis doctoral.

Los objetivos generales que se han planteado para la realización de este trabajo, son los siguientes:

1- Caracterizar textural, modal y geoquímicamente las poblaciones de xenolitos de manto de cada centro volcánico, clasificándolos en el número de grupos necesarios para su correcta identificación. Posteriormente, comprobar las diferencias y semejanzas entre los grupos de cada volcán para correlaccionarlos como subconjuntos dentro del grupo de xenolitos peridotíticos del Campo Volcánico de Calatrava. Esta clasificación está basada fundamentalmente en diferenciar entre aquéllos de naturaleza más prístina y su carácter fértil o residual, de los refertilizados (metasomatizados en grado variable). Cada uno de los grupos aporta diferente información sobre el MSCL del centro de Iberia y sobre los procesos que afectan a su evolución química y textural.

2- Identificar las evidencias metasomáticas y la naturaleza de los agentes metasomáticos involucrados en los xenolitos refertilizados. Para ello se debe distinguir entre metasomatismo críptico, identificado exclusivamente por el quimismo de minerales como el clinopiroxeno (elementos mayores y trazas); y metasomatismo modal, referido a la presencia de minerales hidratados o ricos en volátiles, tales como anfíbol, flogopita o apatito, así como la posible superposición de eventos metasomáticos. Definir los procesos reaccionales con los fundidos/fluidos metasomáticos.

3- Evaluar el grado de fusión parcial que ha podido sufrir el nivel del manto de donde fueron extraídos los xenolitos y la temperatura de equilibrio de sus fases minerales.

4- Determinar el origen de las wehrlitas, los tipos lherzolíticos más enriquecidos y piroxenitas presentes en algunos de los centros volcánicos.

5- Precisar los posibles orígenes de los diferentes vidrios intra-xenolíticos encontrados en las diferentes poblaciones de xenolitos del CVC.

6- Elaborar un modelo petrogenético en el que se abarquen aspectos como las posibles variaciones geográficas o temporales del MSCL en el Campo Volcánico de Calatrava, así como la comparación con el

manto sublitosférico caracterizado en otras áreas volcánicas cenozoicas de la Península Ibérica (Olot y Tallante) y de regiones volcánicas próximas circum-Mediterráneas (p.ej., El Macizo Central Francés).

I.4. Metodología

Para la realización del presente estudio se han seguido las siguientes etapas: (1) estudio bibliográfico previo acerca del área volcánica del CVC; (2) cartografía, recopilación y toma de nuevas muestras en algunos de los centros volcánicos; (3) obtención de información petrográfica y obtención de datos de roca total y fases minerales; (4) estudio de los resultados, discusión y conclusiones de los datos obtenidos. El conocimiento de las distintas técnicas analíticas empleadas para determinar la geoquímica de las rocas y minerales estudiados, el aprendizaje del uso de algunas de estas técnicas, así como la interpretación crítica de los resultados en todas ellas es, en sí, uno de los principales objetivos de toda tesis doctoral: la formación de personal investigador especializado. En este trabajo se han realizado determinaciones de composición en elementos mayores de los minerales mediante microsonda electrónica, composición mineral en elementos trazas mediante técnicas de ablación con láser acoplada a un ICP-MS y de composición geoquímica (mayores y trazas), así como de geoquímica isotópica en sistemas de Sr y Nd, en rocas ultramáficas y máficas, diversas.

Estudio previo

La primera etapa de la investigación consistió en la adquisición de información sobre las nociones básicas del contexto geoquímico y petrológico del manto litosférico subcontinental. Para ello se han estudiado los trabajos previos sobre la problemática y las hipótesis formuladas por los distintos autores que han trabajado con xenolitos peridotíticos del manto litosférico en campos volcánicos cenozoicos de intraplaca.

Siguiendo un orden temático, se han revisado los trabajos previos ya mencionados en el apartado de *Antecedentes* de este capítulo, que tratan diferentes puntos relacionados con el área de estudio. En esta línea se ha comenzado consultando los trabajos directamente relacionados con el CVC. Por un lado se han tratado trabajos que aportan información sobre el contexto geológico y el magmatismo de Calatrava, y por otro los estudios previos sobre diferentes grupos de xenolitos del manto del CVC. Posteriormente se han considerado trabajos sobre xenolitos peridotíticos de otros campos volcánicos de magmatismo alcalino del área Circum-Mediterránea por su similitud con la zona de objeto de estudio. También se han considerado algunos trabajos referentes a rocas volcánicas alcalinas similares a las que transportan estos xenolitos peridotíticos. Finalmente, hay que añadir la revisión de trabajos generales sobre petrografía, geoquímica y petrogénesis de rocas ígneas en general y de rocas ultramáficas en particular.

Trabajo de campo

Durante esta fase de trabajo se han empleado los mapas geológicos del Instituto Geológico y Minero de España a escala 1:50.000 de Piedrabuena (759), Daimiel (760), Ciudad Real (784), Almagro (785), Puertollano (810), Moral de Calatrava (811), Mestanza (836) y Viso del Marqués (837).

La lectura previa de los trabajos sobre estos enclaves mantélicos en Calatrava permitió identificar los centros volcánicos en los que se sabía de antemano de la existencia de xenolitos peridotíticos. Con esta información y la recopilación de las muestras de xenolitos disponibles en la litoteca del Área de Petrología y Geoquímica de la UCM se llevó a cabo un nuevo y minucioso muestreo. Teniendo en cuenta publicaciones previas, especialmente la tesis realizada por Ancochea (1982), se han seleccionado seis

centros volcánicos que contienen xenolitos peridotíticos: Morrón de Villamayor, Cerro Gordo, El Aprisco, Cerro Pelado, Los Tormos y El Palo.

Previamente al comienzo de esta tesis ya se habían realizado varios muestreos en los centros volcánicos estudiados, con un total de 207 muestras recogidas. Teniendo en cuenta la cantidad de muestras recogidas con anterioridad en algunos de los centros volcánicos, el muestreo se llevó a cabo más minuciosamente en los volcanes menos estudiados, añadiendo algo más de un centenar de muestras nuevas. Además de xenolitos peridotíticos (Fig. **I.3**), también se han muestreado megacristales, acumulados de clinopiroxenitas y las distintas rocas volcánicas que los transportaron a la superficie y conforman el CVC. Para seleccionar las muestras se ha considerado el criterio de tener suficiente material representativo a la hora de realizar toda la analítica posterior, por lo que sus dimensiones y su grado de alteración aparente han sido claves para ello. Se ha procurado que el conjunto de muestras obtenidas de cada centro volcánico tuviera la mayor variedad posible en cuanto a textura y composición mineral con el objetivo de que cada uno de los volcanes estudiado quedara lo mejor representado posible. En particular, en el centro volcánico del Morrón de Villamayor, donde los enclaves del manto tienen forma planar con espesores inferiores a 1 cm, la selección de muestras ha supuesto un gran reto, ya que en ocasiones el xenolito, tras las tareas de corte de las partes más alteradas, no era suficientemente grande como para realizar todas las técnicas analíticas necesarias para su caracterización.

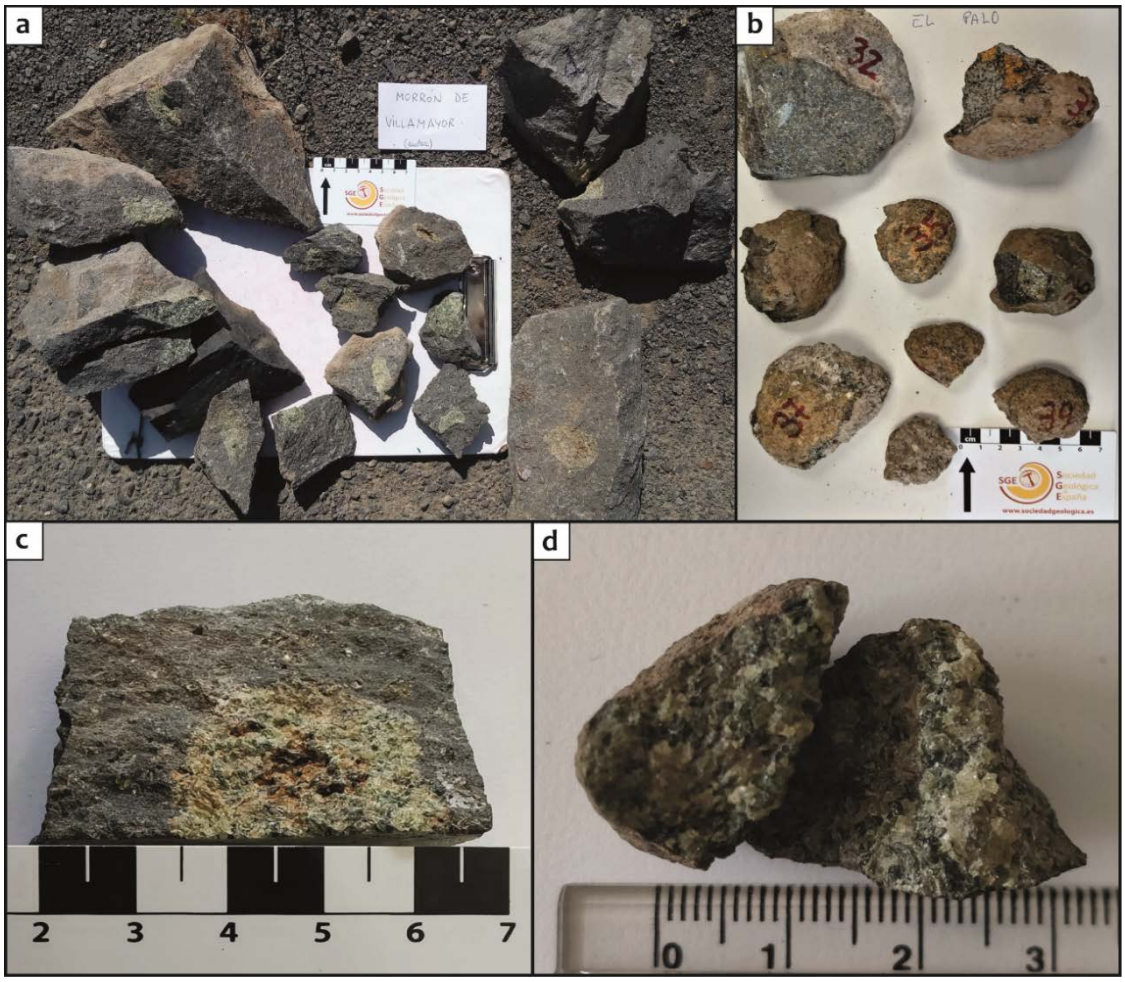

Figura I.3. Muestras recogidas y seleccionadas del CVC. **(a)** Muestreo de xenolitos peridotíticos en el centro volcánico Morrón de Villamayor; **(b)** conjunto de muestras de xenolitos peridotíticos y piroxeníticos del volcán El Palo; **(c)** lherzolita 117184 incluida en la leucitita olivínica del Morrón de Villamayor; **(d)** lherzolita 117146 del volcán Cerro Gordo.

Preparación y análisis de las muestras

Preparación de láminas delgadas y láminas gruesas

Todas las muestras recogidas en el campo han sido tratadas por el personal laboral del Laboratorio del Área de Petrología y Geoquímica del Departamento de Mineralogía y Petrología, de la Universidad Complutense de Madrid (UCM). Se han obtenido láminas delgadas (30 µm) o gruesas (50-90 µm) de cada una de las muestras seleccionadas. El grosor de cada lámina ha dependido del tipo de técnica analítica que se fuese a utilizar posteriormente. Aunque la caracterización petrográfica de las muestras es más complicada mediante láminas gruesas, ha sido necesaria su preparación para analizar la composición en elementos trazas de los minerales mediante la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS), que se describe más adelante. Para la obtención de las láminas de ambos espesores se han seguido los siguientes pasos:

(1) Corte de las muestras mediante una sierra de disco de diamante para conseguir un prisma (taco) de la roca de un tamaño de 4 x 2 x 1 cm. En las muestras donde los enclaves peridotíticos están inmersos en la roca volcánica que los transporta (fundamentalmente, el caso de los xenolitos en lavas del Morrón de Villamayor), se ha procurado conservar el contacto entre ambas. Para algunas muestras se han generado tacos tanto del xenolito peridotítico como de la roca volcánica.

(2) Desbaste, pulido y pegado de una de las caras del taco mediante resina epoxi AL-100 al portaobjetos.

(3) Corte y posterior desbastado del taco para conseguir el grosor deseado.

(4) Pulido de la cara de roca libre utilizando abrasivos de distinto tamaño (carborundos de 600, 800, 100 y 1200 y óxido de cerio u óxido de aluminio) para la posterior utilización de la microsonda electrónica o el haz de láser.

Análisis petrográfico

Tanto las láminas delgadas como las gruesas fueron analizadas y caracterizadas petrográficamente a través de un microscopio petrográfico de polarización Carl Zeiss Standard Universal POL de tubo oblicuo binocular con lentes Kpl x 10 y con objetivos de x2.5, x10, x25, x40 y x100 aumentos. Una vez se clasificaron las distintas muestras, se hizo una primera selección dependiendo de sus aspectos texturales, representatividad, interés petrográfico y la posibilidad de poder realizar análisis de roca total por la cantidad de muestra restante para el machaqueo.

A continuación, priorizando las zonas más prístinas del núcleo de cada xenolito, se han identificado las diferentes fases minerales teniendo en cuenta tanto las texturas primarias como las reaccionales, secundarias. Al tener identificados sus principales minerales, se ha realizado la estimación de la superficie ocupada por cada uno de ellos para su posterior clasificación modal. Estos análisis modales se han llevado con la ayuda de un carro de contaje. Algunos de los enclaves peridotíticos tienen superficies muy poco representativas por su pequeño tamaño, por lo tanto el error analítico de estos análisis puede ser significativo. Además, en centros volcánicos como el Morrón de Villamayor y Los Tormos la superficie de algunos xenolitos que han reaccionado con el fundido volcánico es considerable, lo que también puede contribuir al aumento del error en su análisis modal. Con el objetivo de reducir este error y confirmar la validez de los contajes modales se ha realizado una estimación del mismo por balance de masas teniendo en cuenta la composición en elementos mayores tanto de los minerales principales como de la roca total (Albaréde, 1995). Esta comprobación, por tanto, solo se ha podido realizar en aquellas muestras con geoquímica de roca total.

Posteriormente, en la selección de muestras para análisis *in situ* de fases minerales mediante técnicas micro-analíticas, se han marcado las áreas de interés en cada una de las láminas, realizando además fotografías para una mejor localización de los minerales a analizar. Para ello se ha utilizado el microscopio Nikon ECLIPSE Ci-POL (LV-UEPI-N) con objetivos de la serie CFI TU Plan Fluor EPI P (para iluminación episcópica) 5x, 10x, 20x y 50x, con una cámara Nikon D5500 acoplada, existente en nuestro Departamento.

Análisis de elementos mayores en minerales (Microsonda electrónica)

La composición en elementos mayores de las distintas fases minerales diferenciadas durante el análisis petrográfico se ha obtenido mediante el uso de una microsonda electrónica, modelo Jeol JXA-8900M con cuatro analizadores WDS, en el Centro Nacional de Microscopía Electrónica (Universidad Complutense de Madrid).

Tras colocar la muestra en el interior de la microsonda, la cámara de muestras se mantuvo en alto vacío para evitar la dispersión del haz de electrones. Después de calentar un filamento de tugsteno (W), produciéndose un fino haz de electrones alineado, estabilizado y enfocado que es conducido hacia la muestra. Como consecuencia del impacto, se liberan determinados rayos X que los analizadores WDS pueden detectar y medir. En la microsonda Jeol JXA-8900M las longitudes de onda de los rayos X emitidos se miden mediante cinco espectrómetros que incluyen los cristales de fluoruro de litio (LiF), pentaeritritol (PET), ftalato ácido de talio (TAP) y de elementos dispersivos en capas artificiales (LDE).

Para este estudio se ha realizado un total de 1962 análisis en los minerales máficos principales de 108 láminas delgadas y gruesas, pulidas (además de tener en cuenta los análisis previos bibliográficos), y metalizadas con una fina película de grafito. Los elementos analizados fueron Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Cr, Ni, Ca, Na, K, P, F y Cl. En las **Tablas suplementarias S5.SM** al final del documento se muestran los resultados finales más representativo de química mineral de elementos mayores, expresados en forma de porcentaje en peso de los óxidos correspondientes a cada elemento, siendo el FeO_t el hierro total expresado en estado reducido. Las fórmulas estructurales fueron calculadas a partir del porcentaje de óxido de cada elemento basado en la cantidad de oxígeno para cada mineral, mediante el uso de diversos programas informáticos (p.ej., MINPET, etc.).

Las condiciones de análisis con la microsonda fueron las siguientes: una diferencia de potencial de 15 kV, una intensidad de la corriente de electrones de 20 nA, un diámetro aproximado del haz incidente de 5 µm y un tiempo de medida para cada elemento de 10 segundos en el pico y 5 segundos a cada lado de éste, como fondo. Los patrones analizados y utilizados durante esta Tesis fueron los siguientes: sillimanita (Al), albita (Na, Si), almandino (Fe, Mn), kaersutita (Mg, Ca, Ti), microclina (K), fluorapatito (P, F, Cl), aleación de Ni (Ni) y cromita (Cr). Los límites de detección son de 0.02% en peso para Al, Na, K y P, 0.03% en peso para Ti, Fe, Mn, Mg, Ni y Cr y 0.04% en peso para Si. La corrección de las intensidades registradas por la microsonda fue realizada utilizando las matrices tipo ZAF.

Análisis de elementos trazas en minerales (LA-ICP-MS)

La composición química de elementos trazas de los principales minerales en muestras de distinto tipo (peridotitas, clinopiroxenitas, megacristales y fenocristales) se ha determinado realizando 924 análisis *in situ* mediante un espectrómetro de masas acoplado a una cámara de ablación láser como método de extracción de un flujo de plasma (LA-ICP-MS: *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). Esta técnica, a diferencia de los equipos clásicos de ICP-MS, no introduce la muestra en solución mediante un nebulizador, sino que con la ablación láser el haz de plasma extraído de la muestra es transportado de forma directa en estado sólido y conducido por un flujo gaseoso hasta el espectrómetro, donde se ioniza.

De esta forma se ha determinado la concentración de 30 elementos (La-Lu, Ba, Rb, Sr, Th, U, Nb, Ta, Pb, Zr, Hf, P, Y, Sc, V, Co, Zn, Cr y Ni) en los siguiente minerales: clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino, espinela, anfíbol, apatito y flogopita y en el vidrio en 58 láminas gruesas de aproximadamente 90 µm de grosor. Estos análisis han sido realizados en el Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT) del CSIC, en Granada, mediante un ICP-MS de tipo Agilent 8800 QQQ con un láser de Nd Photo Machines Analyte Excite 193 nm acoplado. La ablación se realizó utilizando He como gas portador, que se mezcló con Ar antes de la introducción en el plasma. El diámetro del haz del láser ha variado de 30-85 µm (dependiendo del tamaño del mineral), asociado a una frecuencia de repetición de entre 5-30Hz y una fluencia del láser en el objetivo de 7-8 J/cm^2. Se establece un fondo mediante un vacío de gas de unos 30-40 s, seguido de 60 s de medida para cada uno de los análisis posteriores. El patrón *standard* NIST 611 SRM (vidrio) se ha utilizado como material de referencia primario para calibrar las sensibilidades relativas y calcular la concentración de los elementos trazas en los minerales silicatados. La precisión de los análisis se ha calculado mediante el uso de los *standards* USGS-BIR 1G (Flanagan, 1984; USGS, 2022) y BHVO-2G (Wilson, 1997; USGS, 2022), incluyendo sus análisis entre los de los minerales determinados, y fue estimada entre 2-10% para la mayoría de los elementos trazas analizados. La composición analizada en uno de los tramos de cada *standard* ha sido expuesta a modo de ejemplo como **Tabla suplementaria S1.SD** al final del documento.

Para obtener la concentración final de los elementos trazas en los minerales, además de la medida del *standard* interno utilizado (NIST 611), todos los análisis realizados deben ser normalizados teniendo en cuenta la concentración de un elemento mayor, indicado para cada mineral, que actúa como patrón interno. Esta concentración (en forma de óxido) es la que previamente se ha obtenido mediante la microsonda electrónica. En cada mineral se utiliza aquel óxido que presenta un alto contenido y que no está sujeto a fuertes variaciones. En el caso del clinopiroxeno, el anfíbol y el apatito se han utilizado el contenido de CaO; para el ortopiroxeno, el olivino y el vidrio, el de SiO_2; para la espinela el Al_2O_3 y para la flogopita el K_2O.

En las **Tablas suplementarias S6.LA** al final del documento se muestran los resultados finales como promedio de la composición en elementos trazas de los principales minerales de las muestras consideradas. Se destaca la composición del clinopiroxeno, siendo el mineral que mayor cantidad de elementos trazas porta.

Machaqueo de las muestras de roca para análisis químico e isotópico

Para la realización de los análisis químicos de roca total es necesaria una preparación previa de la muestra, lo cual supone una pulverización de la misma hasta tamaños de grano inferiores a 100 µm. Esta tarea se ha llevado a cabo por parte del personal del Laboratorio del área de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM, en ocasiones supervisados por los implicados en este estudio cuando había que seleccionar los cortes de las muestras o la limpieza de las mismas. Para ello primero hemos seleccionado las muestras más representativas, lo cual ha resultado un reto en algunos xenolitos peridotíticos, debido al pequeño tamaño de estos (Fig. **I.3**). Posteriormente, se seleccionaron las zonas a limpiar en cada una de las muestras de forma que no quedase ningún resto de alteración o del material volcánico que los transportó. Aun así, en algunos grupos de xenolitos ultramáficos se ha observado posteriormente una fuerte interacción con el propio fundido que los transporta debido a su grosor, inferior a 1 cm en muchos casos. Esta interacción ha dado lugar a zonas de reacción y venas de infiltración del propio fundido que no fueron advertidos a la hora de la limpieza del xenolito (ver capítulo **IV**, xenolitos contaminados del Morrón de Villamayor). No ha sido necesario utilizar molinos de mandíbulas ni de discos para machacar las muestras, debido a su pequeño tamaño, por lo que pasaron directamente por el mortero de Abich. A continuación se llevaron a un mortero de ágata (tipo Fritsch) donde las muestras se terminaron de machacar durante un periodo de tiempo variable de entre 20 y 40

minutos, en función del tipo de roca y de la cantidad de muestra. El polvo obtenido se tamizó con un filtro de 100 µm, para asegurar que el grosor era el deseado y, finalmente, se guardaron en pequeños viales para su posterior analítica de elementos mayores, elementos trazas y de geoquímica isotópica.

Análisis químicos de roca total

Se han realizado 67 análisis químicos de roca total, de elementos mayores y trazas, que corresponden a 52 xenolitos peridotíticos y piroxeníticos, 12 rocas volcánicas y 3 acumulados de clinopiroxenitas. Los resultados se presentan en las **Tablas suplementarias S3.RT** del final de este documento. Como ya se ha mencionado en el apartado del machaqueo de las muestras, algunos enclaves han sufrido una fuerte interacción con el fundido que los transporta (sobre todo en el centro volcánico del Morrón de Villamayor), por lo que se han obtenido resultados con una ligera contaminación, sobre todo en elementos críticos como los LILE (*Large Ion Lithophile Elements*) y LREE (*Light Rare Earth Elements*).

Las muestras se analizaron en el laboratorio comercial *Activation Laboratories* (*Act Labs*), en Canadá. Mediante el protocolo de *Lithogeochemistry for Exploration and Research* (4LITHORES) de este laboratorio, las muestras son fundidas utilizando $LiBO_2$ y el producto resultante se mezcla con una solución de HNO_3 para su completa disolución. Esta solución fue analizada por espectroscopia de emisión atómica en un plasma generado por corriente inducida (ICP-AES) para los elementos mayores, mientras que los elementos trazas fueron determinados en un espectrómetro de masas (ICP-MS). La incertidumbre de las medidas de los elementos mayores está entre 1-3%, excepto para el MnO (5-10%) y el P_2O_5 (> 10%). La precisión de los análisis de ICP-MS a bajos niveles de concentración ha sido evaluada a partir de repetidos análisis de *standards* internacionales BR, DR-N, UB-N, AN-G y GH. La precisión para el Rb, Sr, Zr, Y, V, Ga, Hf y la mayoría de las REE está en el rango de 1-5%, mientras que para el resto de los elementos se encuentra en el rango 5-10%, incluyendo el Tm. Algunas muestras tienen concentraciones en ciertos elementos por debajo del límite de detección (K_2O 0.01%; Rb 1; Zr 1; Nb 0.2; Tb 0.01; Ho 0.01; Tm 0.005; Lu 0.002; Hf 0.01; Ta 0.01; Th 0.05; U 0.01). Una mayor información sobre el procedimiento y los valores de precisión de los análisis de *Act Labs* se pueden encontrar detallados en www.actlabs.com.

Análisis isotópicos de Sr-Nd

Se han seleccionado 49 muestras para determinar las relaciones isotópicas de Sr-Nd, de las cuales 37 corresponden a xenolitos peridotíticos, 3 son acumulados de clinopiroxenitas, 4 megacristales (clinopiroxeno, anfíbol y flogopita) y 5 rocas volcánicas. Los resultados se presentan en las **Tablas suplementarias S4.SN** del final de este documento. Todos los análisis fueros llevados a cabo en el CAI (Centro de Asistencia a la Investigación) de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la UCM.

El procedimiento a seguir consiste primeramente en la disolución de las muestras mediante la utilización de diversos ácidos (HF, HNO_3 y HCl) en diversas proporciones. Posteriormente, con el objetivo de separar el Sr y el Nd, se hizo pasar las muestras, ya en disolución, a través de unas columnas de intercambio iónico compuestas por una resina sintética específica para cada elemento, siguiendo una rutina establecida previamente por el laboratorio. Los procedimientos analíticos detallados utilizados en el CAI de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la UCM han sido descritos por Reyes et al. (1997).

Una vez fueron separados el Sr y el Nd de cada muestra, se han determinado las relaciones isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ y $^{143}Nd/^{144}Nd$ mediante un espectrómetro de masas con ionización termal (TIMS) de tipo VG Sector 54 con multicolector, adquiriendo posteriormente los datos en modo multidinámico. La precisión se ha establecido por medidas repetidas del *standard* NBS 987, dando como resultado $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710240 \pm 0.00005$ (2σ); y del *standard* La Jolla, para el que se obtuvo $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511847 \pm 0.00003$ (2σ). El error analítico interno 2σ es de 0.01% para el $^{87}Sr/^{86}Sr$ y de 0.006% para el $^{143}Nd/^{144}Nd$. Una vez

obtenidos los valores isotópicos medidos [$(^{87}Sr/^{86}Sr)_m$ y $(^{143}Nd/\ ^{144}Nd)_m$], se han recalculado los valores iniciales [$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ y $(^{143}Nd/\ ^{144}Nd)_0$] de acuerdo a la edad del evento volcánico establecida en trabajos previos (p.ej., Ancochea y Huertas, 2021) y a la composición total de Sr, Rb, Sm y Nd de la roca.

Análisis y tratamiento de datos

Una vez obtenidos los datos mediante las diferentes técnicas analíticas, toda la información, tanto petrográfica como geoquímica, se ha sintetizado sin perder de vista los objetivos mencionados con anterioridad. Los medios utilizados para el estudio de estos datos geoquímicos han sido algunos programas informáticos con la finalidad de visualizar mejor la información mediante su proyección gráfica y de esta manera, poder realizar una discusión de éstos con mayor facilidad.

Los datos han sido registrados y almacenados en tablas de Excel ordenadas según el tipo de mineral o de roca estudiada. Posteriormente, en base a la composición en elementos mayores, se utilizaron otras tablas de Excel (previamente programadas) y el programa Minpet 2.0 para calcular la fórmula estructural de los diferentes minerales. A continuación se han proyectado los datos obtenidos y trabajados en diferentes gráficos. Para ello el programa más utilizado ha sido el GCDKit, desde el cual, gracias a su rápido y ágil manejo, se han podido representar grandes cantidades de datos directamente desde las tablas Excel ya preparadas. Esto ha supuesto una gran ayuda a la hora de trabajar con la complejidad química de este tipo de rocas y la gran cantidad de datos obtenidos clasificados en muchas categorías y centros volcánicos. Por otro lado, las estimaciones de presión y temperatura han sido calculadas mediante otras hojas de cálculo de Excel creadas en base a ecuaciones de autores como Nimis y Ulmer (1998), para la presión; Brey y Khöler (1999), Wells (1997) y Wood y Banno (1973) para la temperatura.

Seguidamente, se han revisado y clasificado los datos obtenidos durante la etapa analítica y todo ello ha ido acompañado, posteriormente, de la comparación con otros datos y conclusiones de la abundante bibliografía sobre la geoquímica del manto litosférico. Asimismo, según se ha realizado esta comparación, durante la etapa de discusión se han podido ir fijando y acotando cuáles podrían ser los posibles análisis que quedaban por hacer, con el objetivo de ayudar a resolver las discusiones establecidas. Una vez realizadas las diferentes discusiones, la etapa de este trabajo final ha sido la elaboración del presente manuscrito de tesis doctoral donde se presenta el estudio desarrollado, los resultados obtenidos y las conclusiones a las que se ha llegado.

Presentación de Resultados

Los resultados obtenidos durante el desarrollo de este estudio han dado lugar a la publicación de varios artículos científicos en revistas nacionales, así como en algunas internacionales, de tipo SCI. Además, muchos de los resultados han sido presentados y discutidos en varios congresos nacionales e internacionales. A continuación se detallan los artículos y resúmenes de congresos, ordenados cronológicamente. La compilación de estos resultados es la base de la confección de esta Tesis doctoral:

García Serrano, J., Villaseca, C., Pérez-Soba, C., 2019. Peridotite xenoliths from the El Morrón de Villamayor volcano (Calatrava volcanic field). *Goldschmidt 2019 Abstracts*.

García Serrano, J., Villaseca, C., Pérez-Soba, C., 2019. Peridotite xenoliths from the Morrón de Villamayor volcano (Calatrava Volcanic Field). *Geogaceta* **67**, 43-46.

Villaseca, C., García Serrano, J., Pérez-Soba, C., 2019. Metasomatism in the lithospheric mantle beneath the Calatrava volcanic field: constraints from peridotite xenoliths of the Cerro Gordo volcano. *Macla* **24**, 117-118.

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 Sciences* **8**, 132 (21 pp)
https://doi.org/10.3389/feart.2020.00132

García Serrano, J., Villaseca, C., Pérez-Soba, C., 2021. Depleted lherzolite xenoliths from the leucititic Morrón de Villamayor volcano (Calatrava volcanic field, Spain). *Lithos* **380-381**, 105830 https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105830

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* **18**, 445-449.

García Serrano, J., Villaseca, C., Pérez-Soba, C., 2021. Xenolitos peridotíticos y piroxeníticos del volcán El Palo (Campo Volcánico de Calatrava, España). *Geotemas* **18**, 422-425.

Villaseca, C., García Serrano, J., Pérez-Soba, C., 2022a. Subduction-related metasomatism in the lithospheric mantle beneath the Calatrava volcanic field (central Spain): constraints from lherzolite xenoliths of the Cerro Gordo volcano. *International Geology Reviews* **64**, 469-488 https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1858453

Villaseca, C., Orejana, D., Higueras, P., Pérez-Soba, C., García Serrano, J., Lorenzo, S., 2022b. The evolution of the subcontinental mantle beneath the Central Iberian Zone: Geochemical tracking of its mafic magmatism from the Neoproterozoic to the Cenozoic. *Earth Science Reviews* **228,** 103997.
https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103997

Orejana, D., Villaseca, C., Elburg, M.A., Merino-Martínez, E., García Serrano, J., 2023. Nature and evolution of the lower crust under central Spain: inferences from granulite xenoliths (Calatrava Volcanic Field–Spanish Central System). *Geoscience Frontiers* **14**, 101525.
https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101525

CAPÍTULO II. MAGMATISMO DEL CAMPO VOLCÁNICO DE CALATRAVA

La Región Volcánica Central de España, como la denominó Hernández-Pacheco (1932) por su situación en el centro de la Península Ibérica (provincia de Ciudad Real), es también conocida como el Campo Volcánico de Calatrava (CVC), y se caracteriza por un volcanismo básico alcalino y ultraalcalino fundamentalmente monogenético (p.ej., Ancochea, 1982; Cebriá et al., 2011; Ancochea y Huertas, 2021).

Los campos volcánicos monogenéticos máficos son una de las expresiones más frecuentes del volcanismo intracontinental, manifestando en superficie un sistema magmático que suele estar disperso espacial y episódicamente (Smith y Németh, 2017). A pesar de tratarse de la forma más extendida de magmatismo sobre la Tierra (Cañón-Tapia y Walker, 2004), estos campos volcánicos son, en términos de volumen, los que menor cantidad de magma generan (Cañón-Tapia, 2016). Pueden albergar desde decenas a miles de centros volcánicos, distribuidos en áreas de cientos o miles de kilómetros cuadrados, además de tener una longevidad de varios millones de años. En general están compuestos por centros volcánicos monogenéticos de pequeño volumen, de composición comúnmente basáltica y una actividad de relativa corta duración (días, meses y, ocasionalmente, años). Si se considera todo el campo volcánico podría equivaler al volumen acumulado de uno solo de los grandes centros volcánicos poligenéticos: estrato-volcanes, volcanes en escudo y volcanes compuestos (Connor y Conway, 2000). Aunque estos campos volcánicos monogenéticos pueden aparecer en diferentes entornos tectónicos (Cañón-Tapia, 2016), en Calatrava el volcanismo queda enmarcado en un contexto geodinámico de intraplaca.

El CVC se considera una unidad morfoestructural del borde meridional de la Submeseta Sur (Poblete, 1995). Está limitado al norte por las alineaciones meridionales de los relieves variscos de los Montes de Toledo y al sur por la Sierra Morena (Fig. **II.1**). El CVC se extiende por una área de unos 80 km de diámetro, con una extensión de 4000 km^2 en donde se distribuyen de forma dispersa algo más de 250 centros volcánicos (Ancochea, 1982). Su superficie comprende gran parte de las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, en rangos de números: 758-760, 783-786, 809-811, 834-837 y la 861.

II.1. Marco geológico

Esta región volcánica puede dividirse en dos sectores: uno occidental y meridional, predominantemente formado por rocas de edad Paleozoica (de Ordovícico Inferior a Silúrico, en este sector) y Precámbrica-Cámbrica inferior (Complejo Esquistoso Grauváquico); y otro oriental, en el que destacan los depósitos sedimentarios de edad Cenozoica.

Los escasas rocas precámbricas afloran en el núcleo de anticlinales como el de Abenójar y corresponden principalmente a grauvacas, esquistos, pizarras, y brechas intraformacionales, afectados por un importante plegamiento y fracturación. Sobre este conjunto aparece de forma discordante una serie heterogénea formada por conglomerados, areniscas, pizarras y grauvacas de edad Vendiense-Cámbrico inferior (Monteserín et al., 2018). Toda esta secuencia de metasedimentos, con una potencia global estimada de unos 12 km, conforma la Unidad denominada Complejo Esquistoso Grauváquico (p.ej., Rodríguez Alonso et al., 2004). El Ordovícico inferior descansa sobre las series previas por discordancia angular y cartográfica de primer orden (Discordancia Toledánica, Lotze 1956). Este periodo ha quedado representado principalmente por la característica Cuarcita Armoricana del Ordovícico inferior, alternancias arenisco-pizarrosas y un pequeño nivel carbonatado, que destaca frente al resto,

denominado Caliza Urbana (Martín Serrano et al., 2018). Finalmente, del Silúrico se conserva una serie de pizarras arcillosas concordantes con el periodo Ordovícico superior, intercaladas con algunos niveles de areniscas y cuarcitas (Portero García et al., 1988).

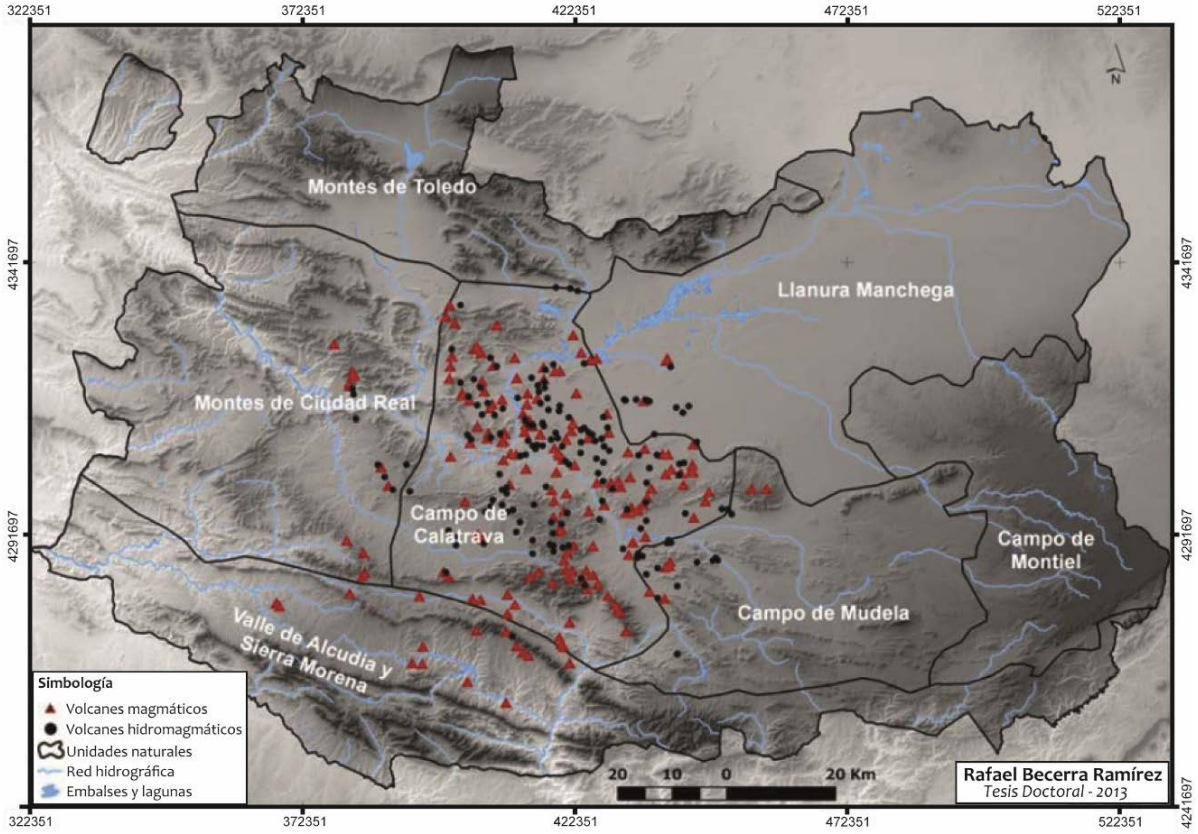

Figura II.1. Distribución de los edificios volcánicos en relación con las unidades naturales de la provincia de Ciudad Real (Becerra Ramírez, 2013).

Las series paleozoicas se encuentran plegadas por grandes estructuras producto de la Orogenia Varisca, las cuales han quedado bien preservadas gracias a los niveles de Cuarcita Armoricana (Martín Serrano et al., 1979). Estos pliegues variscos describen un arco que modifica las tendencias de las trazas axiales, desde N-S en la zona oriental hasta NO-SE en la zona occidental. Además, hay una banda oblicua de deformación más intensa de dirección NO, que consiste en pliegues redondeados más pequeños que dislocan los pliegues principales. Posteriormente, ya durante el Cenozoico, la deformación Alpina fue la responsable de las dos elevaciones que limitan el CVC (Montes de Toledo y Sierra Morena) y, a su vez, de suaves pliegues de dirección E-O y N110-120, además de fracturas E-O y NE-SO (Granja Bruña et al., 2015).

Durante el Mesozoico y gran parte del Cenozoico no hay registro tectónico en el CVC, por lo que sobre las rocas paleozoicas deformadas se depositaron de forma discordante varias series Neógenas continentales, principalmente a partir del Plioceno. En el Mioceno superior, tras la fase de compresión alpina, se produjo una reactivación de las fracturas del zócalo dominadas por un régimen tectónico distensivo, que dura hasta la actualidad. Este proceso resultó en la estructuración de una serie de cuencas relativamente aisladas en las que se produce la sedimentación Neógena (Cebriá et al., 1992; Granja Bruña et al., 2015). Consiste en la compartimentación del basamento según desgarres NNO-SSE, ENE-OSO y E-O que interfieren con las directrices del paleorrelieve de carácter apalachiano del macizo antiguo (Monteserín et al., 2018). En el Plioceno superior se produjo una nueva fase tectónica que provocó una suave deformación de los materiales del Plioceno inferior y la apertura de la cuenca manchega. Tras la formación de una superficie de aplanamiento, la sedimentación se extendió a toda la llanura manchega, formando abanicos aluviales de facies fluvio-lacustres, lagunares y lacustres que rellenaron las

depresiones (Portero García et al., 1988). En el límite ya con el Cuaternario se depositó la denominada Raña (Pérez González, 1981), una formación detrítica continental producto de los impulsos tectónicos todavía activos y la alteración química del sustrato varisco. A continuación, se instaló una nueva superficie erosiva, sobre la cual se desarrollaron suelos rojos y costras calcáreas. Finalmente, durante el Pleistoceno, se produjo la instalación de la actual red fluvial (Portero García et al., 1988).

Simultáneamente a la apertura de las distintas subcuencas de la región y siguiendo el mismo patrón de fractura, en el Mioceno superior comenzó el volcanismo de carácter alcalino y ultraalcalino del CVC, condicionando la sedimentación neógena-cuaternaria. Así se formaron los depósitos volcánicos interestratificados con los sedimentos neógenos, sobre todo en el Plioceno superior, momento de intensa actividad volcánica (Ancochea y Huertas, 2021).

II.2. Características del volcanismo de Calatrava

El volcanismo de Calatrava ha sido estudiado por diversos autores. El primer trabajo más detallado se debe a Hernández-Pacheco (1932) mientras que los primeros análisis químicos de elementos mayores de rocas volcánicas de Calatrava se recopilan en Parga Pondal (1935; y referencias en su interior). Unos cincuenta años más tarde se publicó la tesis doctoral de Ancochea (1982), que trata de una manera más detallada y amplia este extenso sector volcánico, además de aportar un amplio muestreo y una cantidad considerable de datos analíticos y nuevos estudios petrográficos y geocronológicos. La tesis doctoral de Cebriá (1992) amplía sustancialmente los datos geoquímicos del volcanismo de Calatrava. Posteriormente se han ido publicando diferentes trabajos que estudian aspectos más concretos del CVC como: (1) distribución de los centros volcánicos y tipos de actividad volcánica (p.ej., Ancochea y Brändle, 1982; Ancochea, 1999, Cebriá et al., 2011; Becerra-Ramírez et al., 2022); (2) petrografía y composición de los magmas (p.ej., Cebriá, 1992; Cebriá y López-Ruíz, 1995; Lustrino et al., 2016); (3) presencia de carbonatitas (p.ej., Bailey et al., 2005; Humphreys et al., 2010; Stoppa et al., 2012; Stoppa y Schiazza, 2013; Rosatelli et al., 2022); (4) mecanismos eruptivos (Carracedo Sánchez et al., 2010; Stoppa et al., 2012; Lierenfeld y Mattson, 2015); y (5) marco geodinámico (p.ej., Granja Bruña et al., 2015; Andrés et al., 2020; Palomeras et al., 2021; Ayarza et al., 2021).

Distribución de los centros volcánicos y tipos de actividad volcánica

Aunque la distribución específica de cada centro volcánico suele estar condicionada por la estructura geológica, la fracturación de la corteza y el régimen de esfuerzos en el momento de la erupción, la distribución del conjunto de volcanes en un campo volcánico suele ser reflejo de estructuras mucho más profundas (Ancochea y Huertas, 2021). En el CVC, los centros volcánicos forman varias alineaciones, dominando las de dirección NO-SE (Ancochea y Brändle, 1982; Cebriá et al., 2011; Ancochea y Huertas, 2021). Sin embargo, el conjunto de todos los centros volcánicos no tienen una dirección preferencial, conformando un área aproximadamente circular (Ancochea y Huertas, 2021; Fig. **II.2**).

Es prácticamente imposible establecer el número exacto de centros volcánicos que componen el CVC. Esto es algo habitual en las regiones donde el volcanismo es tan disperso como en Calatrava, especialmente si los volcanes están parcial o completamente erosionados, como es su caso. Además, la abundancia de centros hidromagmáticos (maares) en el CVC hace difícil su distinción de pequeñas lagunas endorreicas, debido a la ausencia de depósitos volcánicos o sedimentarios evidentes. En la cartografía geológica 1:50.000 realizada en el CVC (p.ej., Martín Serrano et al., 2018; Monteserín et al., 2018) se contabilizaron un total de 261 centros volcánicos (Ancochea y Huertas, 2021). Este número puede ser considerablemente mayor (Becerra-Ramírez et al., 2020 y 2022, sugieren la existencia de más de 360 volcanes monogenéticos en el Campo de Calatrava), ya que sabemos que las perforaciones realizadas en

las pequeñas cuencas sedimentarias del Plioceno han cortado depósitos volcánicos cubiertos por sedimentos a diferentes profundidades (Portero et al., 1984). La densidad de volcanes (número de centros volcánicos por km^2) varía dependiendo de la zona, teniendo aproximadamente el 70% de los centros volcánicos en la zona noreste (0.7-0.8 volcán/km^2) y el 30% en el sector suroeste (0.03-0.04 volcán/km^2) (Ancochea y Huertas., 2021; Fig. **II.2**).

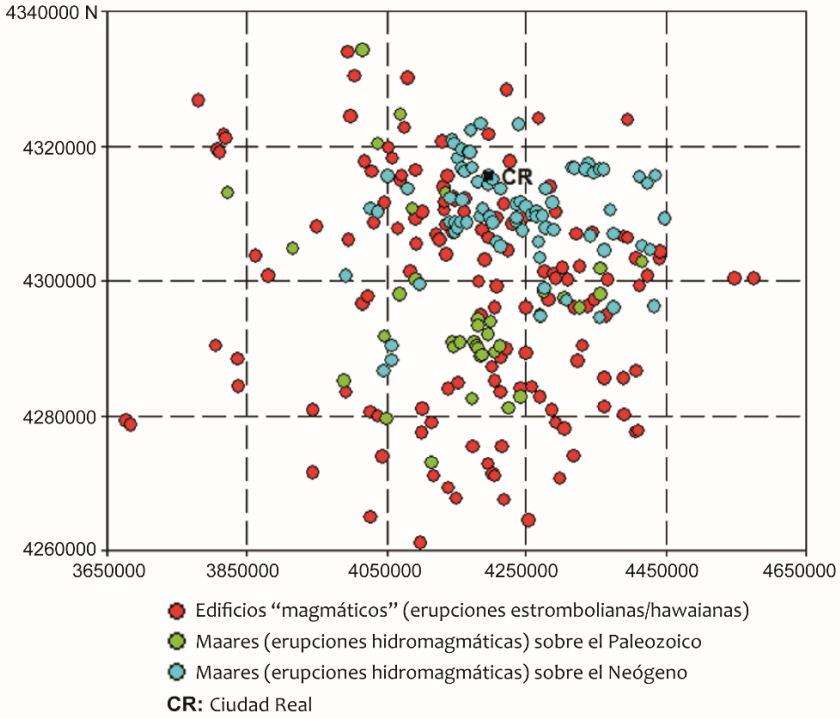

Figura II.2. Distribución de los diferentes tipos de centros volcánicos en el CVC (Ancochea y Huertas, 2021).

La mayoría de estos centros volcánicos son monogenéticos, pudiendo estar generados mediante actividad hawaiana, estromboliana y, muy frecuentemente, hidromagmática. Las coladas lávicas generadas son de poca extensión. Algunos centros volcánicos son el resultado de una historia más compleja, con interrupciones en su actividad e incluso alternancia de episodios explosivos y efusivos (p.ej., Cerro Gordo). Se han distinguido varios tipos de edificios volcánicos (p.ej., Hernández-Pacheco, 1932; Ancochea, 1982; Cebriá, 1992; Stoppa et al., 2012):

1) Los más frecuentes son los conos de escorias, formados por erupciones estrombolianas y constituidos generalmente por materiales de proyección aérea, en torno a una o varias bocas de emisión (Becerra-Ramírez et al., 2020, 2022). Los piroclastos varían su tamaño desde cenizas hasta bombas, estas últimas con frecuencia superiores al metro de diámetro En los edificios que han proyectado mayor volumen de material se puede observar granoselección positiva en función de la distancia al punto de emisión (Cebriá, 1992).

2) Los centros de actividad hidromagmática son también bastante frecuentes. Se muestran típicamente como depresiones (maares) con un diámetro de entre 0.6 a 1.8 km, frecuentemente ocupados por lagunas más o menos estables (p.ej., Becerra-Ramírez et al., 2022). Estas depresiones se forman mediante un mecanismo de alta explosividad debido al contacto entre magma y agua que provoca una vaporización instantánea y una fragmentación violenta tanto del magma como de la roca encajante. Alternativamente, podrían haberse generado por pequeñas erupciones diatrémicas de magmas ricos en volátiles (p.ej., Stoppa et al., 2012). Rodeando la depresión suelen encontrarse anillos de tobas generados por oleadas piroclásticas. Estos depósitos generalmente no superan los 10-20 m de altura, con una forma circular o elíptica y rara vez conservan toda su circunferencia (Stoppa et al., 2012). El material que los

compone es tanto de origen magmático (cenizas y lapilli), como de fragmentos accidentales del propio encajante (o más profundos), y se disponen en capas laminares de espesor variables (0.3-1.0 m), con contactos irregulares, estratificación cruzada y estructuras de régimen de flujo elevado. En algunas ocasiones se encuentran bombas dispersas y fragmentos del encajante que han deformado la estratificación previa: huellas o sacos de impacto, que indican un movimiento fluidificado, turbulento y alta energía (Cebriá, 1992).

3) Los volcanes formados por actividad hawaiana son menos frecuentes y consisten en erupciones efusivas de muy baja explosividad, que acumulan coladas de lava de poca potencia y extensión alrededor de la boca de salida (p.ej., volcán de Cabezo Negro o el Morrón de Villamayor). Estos edificios volcánicos muestran una morfología en forma de domo, con coladas de poco espesor, presentando disyunción columnar grosera en la base (Cebriá, 1992).

Edad y etapas del volcanismo

Las dataciones radiométricas por K/Ar (en roca total) o $^{40}Ar/^{39}Ar$ (realizadas en megacristales de anfíbol y flogopita) (p.ej. Ancochea, 1982; Herrero-Hernández et al., 2015; Keenan et al., 2018; Villaseca et al., 2019a; Ancochea y Huertas, 2021) han permitido establecer dos etapas principales en el volcanismo de Calatrava:

(1) Un primer evento magmático, datado en el Mioceno tardío, entre 7.4 y 7.1 Ma (Ancochea y Huertas, 2021), de naturaleza ultrapotásica. Esta etapa se corresponde con un único centro volcánico (Morrón de Villamayor), compuesto por coladas de leucitita olivínica (Ancochea et al., 1979).

(2) Un segundo gran evento magmático, comprendido entre 4.3 y 0.7 Ma (Ancochea y Huertas, 2021 y referencias a este respecto), que se desarrolló tras un periodo de 3 Ma en los que aparentemente no hubo actividad. Es de naturaleza alcalina rica en sodio y dio lugar a la mayoría de centros volcánicos de Calatrava (basaltos alcalinos, basanitas, nefelinitas y melilitas olivínicas).

Los datos geocronológicos realizados con otras técnicas de datación, no tan precisas (luminiscencia o radiocarbono en sedimentos y materia orgánica, respectivamente), apuntan a edades muy recientes del volcanismo, en el rango de 75 a 6.2 ka (p.ej., Poblete et al., 2019). Estas edades tan recientes en volcanes datados por isótopos radiogénicos como mucho más viejos (2.8 a 3.3 Ma), introducen dudas sobre las relaciones de contemporaneidad entre los depósitos fluviales sedimentarios asociados a los volcanes y el magmatismo del sector (ver discusión en Ancochea y Huertas, 2021). Por otra parte, el Campo volcánico de Calatrava es aún una zona importante de emisión de gases carbónicos y aguas termales (p.ej., Nisi et al., 2019).

Estructura de la litosfera en el CVC

El CVC se encuentra en un punto relativamente intermedio entre el Sistema Central, hacia el norte y las Cordilleras Béticas, al sur. Estos dos orógenos muestran un fuerte engrosamiento cortical que contrasta con la estructura litosférica más adelgazada en Calatrava. En esta sección donde se ubica el CVC, la corteza presenta un espesor relativamente constante, con una profundidad de 31-34 km, en el que los depósitos sedimentarios alcanzan un promedio de espesores entre 50-150 m (Granja-Bruña et al., 2015). En posteriores trabajos (Andrés et al., 2020; Ayarza et al., 2021) se ha situado el límite de la corteza con el manto (Moho) en esta región volcánica a unos ≈30 km de profundidad, considerablemente más delgada que en el Sistema Central, donde se encuentra a unos 36-38 km de profundidad.

Estudios de medición de flujo de calor en la región central de la Península Ibérica (Fernández et al., 1998) limitaron el espesor litosférico aproximadamente en 110 km, siendo relativamente constante,

mientras que la profundidad del Moho se cifró en 32 ± 2 km. Por otro lado, los modelos sísmicos y de gravedad situan el límite de transición plagioclasa-espinela a unos 40 km de profundidad (Carballo et al., 2015). En el sector propiamente del CVC, Granja-Bruña et al. (2015) obtienen por métodos sísmicos que el límite entre la litosfera y la astenosfera (LAB, *Lithosphere Asthenosphere Boundary*) se encuentra a unos 85 km de profundidad, siendo compatible con la transición espinela-granate (discontinuidad de Hales) (Palomeras et al., 2021). No obstante, los trabajos de tomografía sísmica de Carballo et al. (2015) sitúan el LAB bajo el CVC a unos 100-110 km de profundidad. Algunos modelos gravimétricos (Sentre Domingo et al., 2014; Granja-Bruña et al., 2015) definen en el manto superior un bloque con forma tabular de baja densidad (3.05 g/sm^3 y 3 km de espesor máximo), el cual relacionan con la actividad volcánica del CVC. Los modelos de tomografía añaden que estos cuerpos, en el manto superior astenosférico, aparecen a una profundidad de unos 140 km, y estaría definida por un exceso de 80 ^oC de temperatura con respecto al promedio del MSCL Ibérico (Carballo et al., 2015).

Desde una perspectiva térmica, en Jiménez-Díaz et al. (2012) se representaron varias geotermas en el centro de la península (desde el Sistema Central al sur, en la cuenca del Tajo) en la que el Moho (límite corteza-manto) del sector de estudio tendría una temperatura de alrededor de 650 ^oC para un flujo de calor de 81-83 mW m^{-2}. En el campo volcánico cenozoico del Macizo Central Francés existe una fuerte anomalía del flujo de calor (100-110 mW m^{-2}) con respecto a otras áreas próximas. Aunque en esos sectores franceses se aludió a que el alto flujo de calor pudiera estar relacionado con el volcanismo cenozoico (Lucazeau et al., 1984), en el centro de España esto no es evidente, pues el propio Sistema Central Español presenta flujos de calor aún más altos que los de la cuenca del Tajo con valores similares a los de muchas otras áreas del centro de España, aunque los datos sean muy escasos (Fernández et al., 1998; Jiménez-Díaz et al., 2012).

Petrografía

Las rocas alcalinas y ultraalcalinas de los centros volcánicos del CVC han sido clasificadas modalmente como basaltos olivínicos (con plagioclasa), basanitas, nefelinitas olivínicas, melilititas olivínicas (con y sin nefelina) y leucititas olivínicas (Ancochea, 1982; Ancochea e Ibarrola, 1982; Cebriá, 1992, López-Ruiz et al., 2002). Sin embargo, la clasificación modal no es fácil de realizar en rocas con una matriz criptocristalina o vítrea. Por esta razón, la mayor parte de estos autores utilizaron una clasificación normativa, basada en la composición química de la roca, como se mencionará en el siguiente apartado de este capítulo.

Texturalmente son rocas holocristalinas con tendencia porfídica y matriz microcristalina, en ocasiones con un pequeño porcentaje de vidrio. Las fases minerales más abundantes son olivino y clinopiroxeno, que aparecen en todas las litologías como parte de la matriz y en forma de fenocristales de tamaños muy variados. En el volcán del Morrón de Villamayor los fenocristales de olivino son muy abundantes (hasta un 25%) (p.ej., Ancochea, 1984; Lustrino et al., 2016) y muestran tamaños de macrofenocristal (> 1 mm, e incluso de macrocristales, de hasta 12 mm). El clinopiroxeno en algunos centros volcánicos (p.ej., Cerro Gordo, El Aprisco) llega a tener tamaños superiores a los 5 cm, y son generalmente incoloros, exceptuando alguna variedad verde encontrada en núcleos de fenocristales o como macro-megacristales en la roca volcánica de diversos centros del área (p.ej., Villaseca et al., 2019b). El clinopiroxeno llega a constituir más del 90% del volumen total de los enclaves (acumulados) de clinopiroxenitas y glimmeritas (p.ej., El Aprisco y Cerro Pelado; Villaseca et al., 2019b). En algunos centros volcánicos (p.ej., Cerro Pelado, Cerro Gordo) es frecuente encontrar megacristales de minerales máficos hidratados (flogopita y anfíbol) que también pueden aparecer en estas rocas volcánicas en forma de acumulados de composición clinopiroxenítica. En alguno de los centros volcánicos estudiados (p.ej., Cerro Pelado) estos minerales hidratados, en concreto la flogopita, son tan abundantes que se pueden llegar a formar acumulados tan poco frecuentes como son las glimmeritas (enclaves micáceos de flogopita). Sin

embargo, estos minerales hidratados no cristalizan a baja presión y no forma parte de la matriz volcánica. Más aspectos sobre megacristales y enclaves piroxeníticos, como carga cristalina acompañante de los xenolitos de manto en el magma, son descritos en el capítulo **III**.

Las rocas volcánicas del CVC también presentan óxidos de Fe-Ti como microcristales en la matriz o incluidos en los fenocristales de olivino y clinopiroxeno y, rara vez, como microfenocristales. En melilititas y leucititas olivínicas, la melilita y la leucita se presentan como constituyentes de la matriz, sin alcanzar el tamaño de microfenocristal. Asimismo, asociada a estas dos fases, la nefelina aparece de forma intersticial. Sin embargo, en las nefelinitas, la nefelina sí aparece como microcristales subidiomorfos en la matriz. También son frecuentes los cristales de analcima ocupando posiciones intersticiales en todas las litologías, mientras que la sodalita solo aparece en algunas melilititas (Cebriá, 1992). La plagioclasa se encuentra únicamente en basaltos olivínicos, sin que coexista con feldespatoides. Su tamaño varía entre microfenocristal y microcristal, es generalmente idiomorfa o subidiomorfa, aunque en raras ocasiones se llegan a observar fenocristales subidiomorfos aislados. Los cristales de biotita ocupa posiciones intersticiales y aparece de forma esporádica en todas las litologías, salvo en las leucititas olivínicas, donde se encuentran en mayor proporción. Además, en algunos minerales de la matriz volcánica aparecen incluidos microcristales aciculares de apatito (Cebriá, 1992).

Entre los minerales secundarios más frecuentes se encuentran calcedonia, zeolitas y sobre todo, diferentes variedades de carbonato cálcico. La calcita comúnmente aparece rellenando vacuolas y pequeñas fracturas tanto en la matriz como en los minerales que forman estas rocas alcalinas. Sin embargo, en las leucititas olivínicas del volcán Morrón de Villamayor se ha descrito la presencia de aragonito como inclusión en fenocristales de olivino, sugiriendo un origen magmático profundo, casi astenosférico (Humphreys et al., 2010). Otros autores (Lustrino et al., 2016) consideran que el carbonato de esas leucititas no es magmático, sino que lo interpretan como secundario, pues aparece intersticialmente por toda la matriz de la roca volcánica o en los golfos de corrosión del olivino (en determinadas secciones el aragonito se observaría aparentemente como inclusiones). Estas observaciones quedan reforzadas por el hecho de que el olivino en magmas basálticos se forma a baja presión.

Geoquímica de roca total y minerales principales

Para poder clasificar correctamente las rocas volcánicas del CVC, en trabajos previos (Ancochea, 1982; Ancochea e Ibarrola, 1982; Cebriá, 1992; López-Ruiz et al., 1993; Cebriá y López-Ruíz, 1995; López-Ruiz, 2002) se ha recurrido a su composición química (clasificación normativa) ya que encaja de manera adecuada con su clasificación modal. En consecuencia, las diferentes litologías quedaron resumidas en la Tabla **II.1** (Cebriá, 1992).

Tabla II.1. Clasificación normativa de las rocas volcánicas del CVC (Cebriá, 1992).

	Ab	Or	Lc	Cs
Melilitita olivínica			⊗	⊗
Nefelinita olivínica	< 5%	⊗	○	
Basalto olivínico alcalino	> 5%	⊗		
Leucitita olivínica	$K_2O > Na_2O$			

Abreviaturas: Ab, albita; Or, ortosa; Lc, leucita; Cs, ortosilicato de calcio; ⊗, presente; ○, no siempre presente.

En el diagrama TAS (*Total alkalis-Silica classification*, Le Maitre, 2002) de la Fig. **II.4** se ha proyectado la composición de una selección de rocas volcánicas del CVC (Ancochea, 1982; Cebriá, 1992), a las que se ha añadido algún nuevo resultado obtenido en este trabajo. Se observan diferencias marcadas entre la clasificación modal y normativa de las rocas volcánicas con su proyección en los campos del TAS. De esta manera, las melilititas ocupan el campo de las foiditas, las nefelinitas se encuentran dentro del campo de las basanitas y los basaltos, y las basanitas muestran composiciones que van desde basanitas a basaltos. Por otro lado, las leucititas presentan composiciones de basanitas y basaltos (Fig. **II.4**). Así, la mayor parte de los autores han preferido la clasificación mineral (modal y/o normativa) de las rocas volcánicas del CVC para su denominación (p.ej., Ancochea, 1982; Ancochea 1984; Cebriá, 1992).

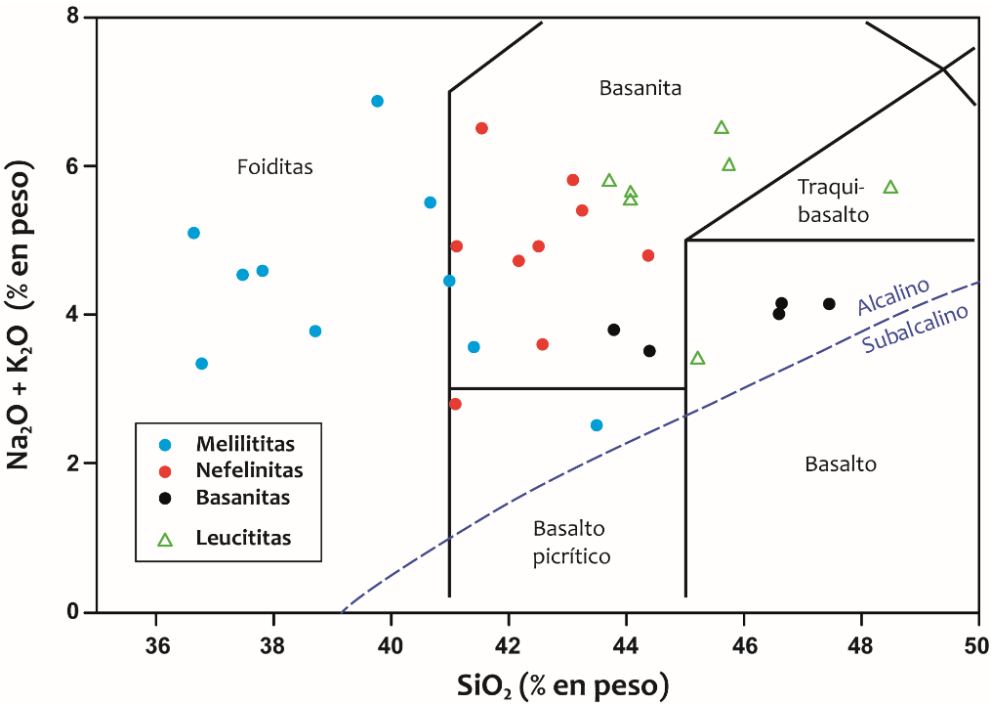

Figura II.4. Composición química de las rocas volcánicas del CVC, proyectadas en el diagrama TAS (*total alkali-silica*, Le Maitre, 2002). Datos químicos de Cebriá y López Ruiz (1995), Lustrino et al. (2019) y Villaseca et al. (2022b).

La composición química de los minerales no muestra gran variedad entre las distintas litologías estudiadas. El olivino presenta una composición heterogénea con alto contenido en forsterita (Fo_{78}-Fo_{91}) (Ancochea, 1982; Ancochea, 1984; Villaseca et al., 2019b). El núcleo de los fenocristales tiene una composición más primitiva (#Mg = 0.87-0.91) que la que presentan sus bordes (#Mg = 0.78-0.87), con mayor contenido en TiO_2 y CaO, siendo similar al del olivino de los xenolitos peridotíticos (Lierenfeld y Mattsson, 2015; Villaseca et al., 2019b). La composición del clinopiroxeno varía desde augita a Ti-diopsido (Cebriá y López-Ruiz, 1995), con valores de #Mg indicativos de una composición primitiva; presentan una ligera variación composicional entre los distintos centros volcánicos (p.ej., 0.81-0.83 en El Aprisco y 0.83-0.84 en el Cerro Pelado; Villaseca et al., 2019b). La composición de los minerales máficos del CVC y su variación se describirá y discutirá con mayor detalle en el apartado sobre la "carga cristalina" en el capítulo **III**. Por otro lado, la melilita, la nefelina y la leucita prácticamente no se apartan de la composición estequiométrica. Sin embargo, la plagioclasa presenta mayor variación (An_{49}-An_{64}) y una tendencia hacia la disminución en anortita con el aumento en CaO de la roca volcánica huésped (Cebriá, 1992).

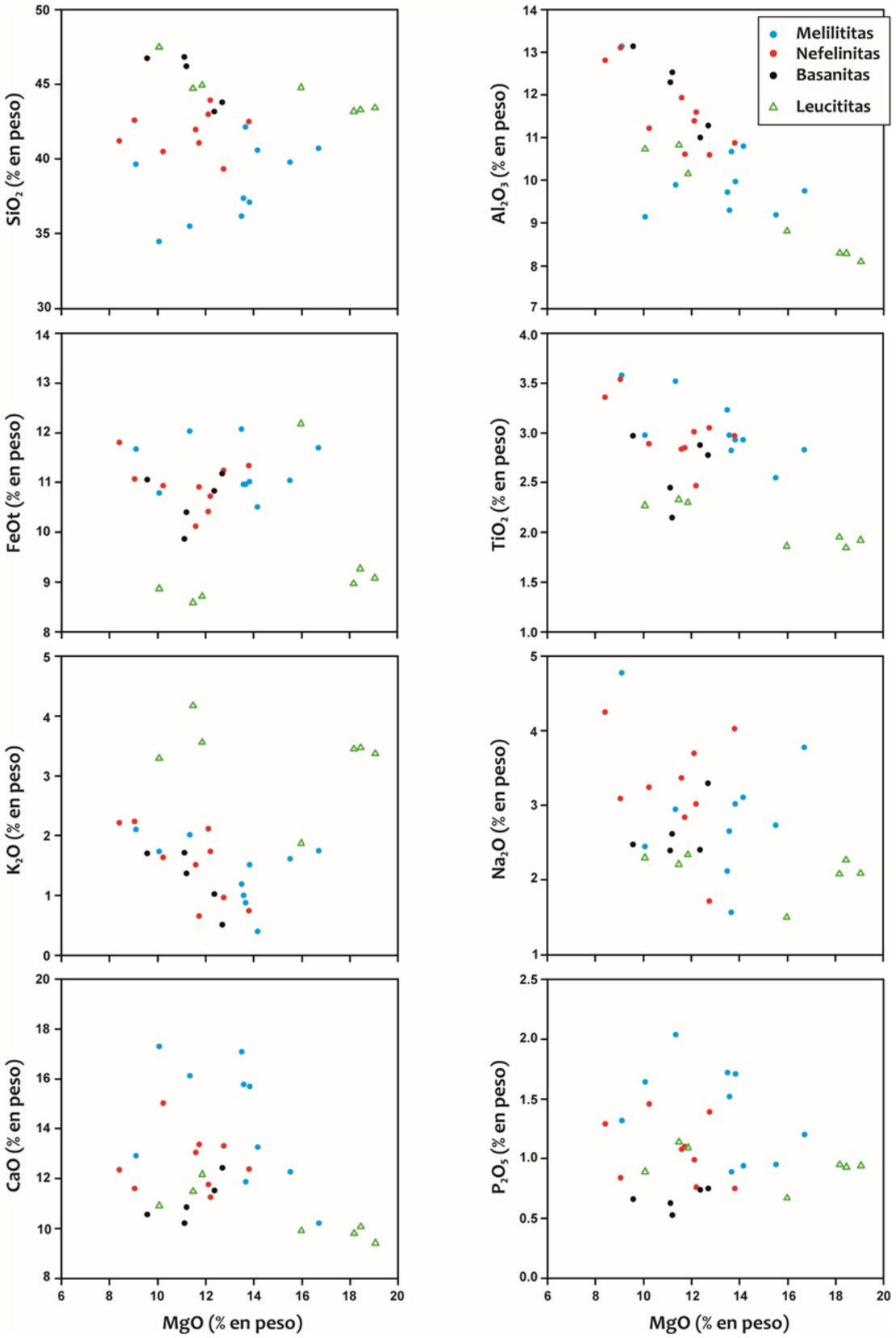

Figura II.5. Diagramas Harker de los elementos mayores de las rocas volcánicas del CVC. Datos procedentes de Cebriá y López Ruiz (1995), Lustrino et al. (2019) y Villaseca et al. (2022b).

Las rocas volcánicas del CVC son pobres en SiO_2, Al_2O_3 y TiO_2, y ricas en MgO (Fig. **II.5**), lo cual es típico de los basaltos tipo OIB (*Ocean Island Basalt*; Sun y McDonough, 1989) y una característica común del volcanismo basáltico de intraplaca (Cebriá y López-Ruiz, 1995). Su composición en elementos mayores es análoga a la de los basaltos alcalinos primitivos de contexto continental extensional, de baja tasa de fusión (Wilson y Downes, 1991) La diferencia química más notable entre los dos grupos principales de rocas volcánicas del CVC es la mayor cantidad de K, Cs, Rb, Th, U y Pb (> 500 veces por encima del manto primitivo) que muestran las leucititas olivínicas del Morrón de Villamayor (Fig. **II.6**) con respecto al resto de rocas alcalino-sódicas generadas en el segundo evento volcánico (p.ej., Lustrino et al., 2019; Villaseca et al., 2022b). Estas rocas ultrapotásicas también muestran los menores contenidos en TiO_2, FeO_t y CaO, mientras que están ligeramente menos subsaturadas en sílice que el resto, con valores similares a los basaltos (Fig. **II.5**). Los valores de MgO en las leucititas tienen un rango amplio (Fig. **II.5**) debido a su gran contenido en fenocristales de olivino, pudiendo sobrestimar su contenido (Cebriá, 1992; Cebriá y López-Ruiz, 1995).

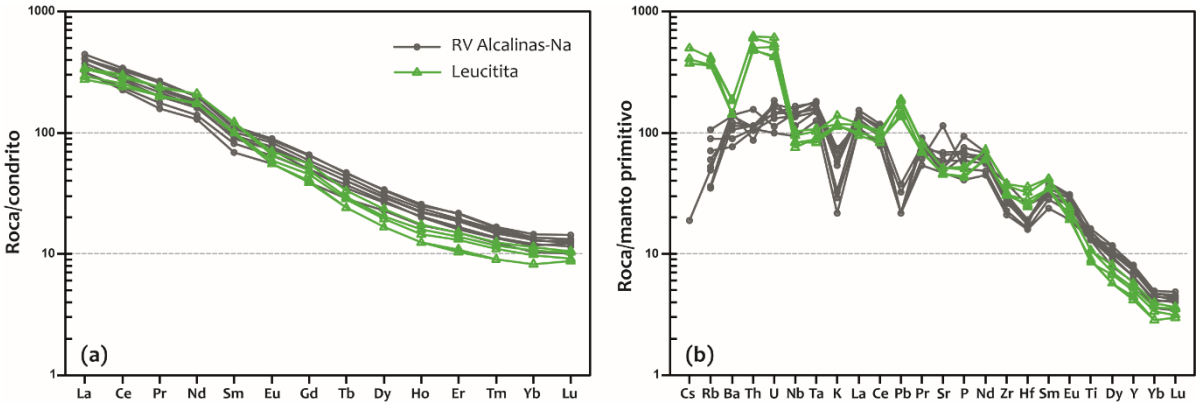

Figura II.6. (a) Diagrama de REE normalizadas al condrito y **(b)** diagrama de elementos trazas normalizados al manto primitivo de las rocas volcánicas del CVC (tomados de Villaseca et al., 2022b). Los valores del condrito y el manto primitivo proceden del Sun y McDonough (1989).

Las rocas volcánicas del CVC destacan con respecto a otras rocas alcalinas cenozoicas de la Península Ibérica por su alto contenido en elementos trazas incompatibles y perfiles de REE fuertemente fraccionados con altos valores en LREE (Fig. **II.6**) (p.ej., Villaseca et al., 2022b), pudiendo representar magmas primitivos formados a baja tasa de fusión parcial, a partir de una fuente de manto rica en carbonato (p.ej., Foley et al., 2012). La presencia de carbonato en la fuente, en combinación con minerales hidratados accesorios como flogopita y anfíbol, permite extraer del manto poco volumen de fundido (Cebriá y López-Ruiz, 1995). Teniendo en cuenta los modelos de fusión incongruentes de Shaw (1970) y los coeficientes de distribución de minerales máficos (basálticos), recopilados por Casseta et al. (2019), la mayoría de valores tan altos de la relación La/Yb de las rocas volcánicas de Calatrava (Fig. **II.7a**) indican que estos fundidos, en su mayoría, se generarían por tasas de fusión por debajo del 2%, de una fuente lherzolítica con granate (Villaseca et al., 2022b). Esto concuerda con las estimaciones de Villaseca et al. (2020; su Tabla 1) mediante cálculos geotermobarométricos (Lee et al., 2009), en los que se sugiere una presión de segregación del fundido volcánico en un rango de 2.3-5.6 GPa (equivalente a unos 75-175 km de profundidad) a una temperatura de 1300-1540 ^{o}C. Aunque son condiciones con rangos considerablemente amplios, confirman la extracción del fundido dentro del campo de estabilidad del granate (Lierenfeld y Mattsson, 2015), probablemente a profundidades astenosféricas. Posteriormente, durante el ascenso, algunos magmas se detuvieron en el manto litosférico desencadenando la cristalización de fases máficas (algunas hidratadas) a alta presión, dando lugar al conjunto de megacristales-fenocristales máficos y acumulados piroxeníticos mencionados (ver también capítulo **III**). Cuando el fundido retoma su ascenso, podría arrancar y atrapar fragmentos peridotíticos, los xenolitos

objeto de estudio en este trabajo, procedentes del encajante de estos niveles de emplazamiento, en un manto litosférico en facies de espinela (Villaseca et al., 2019b).

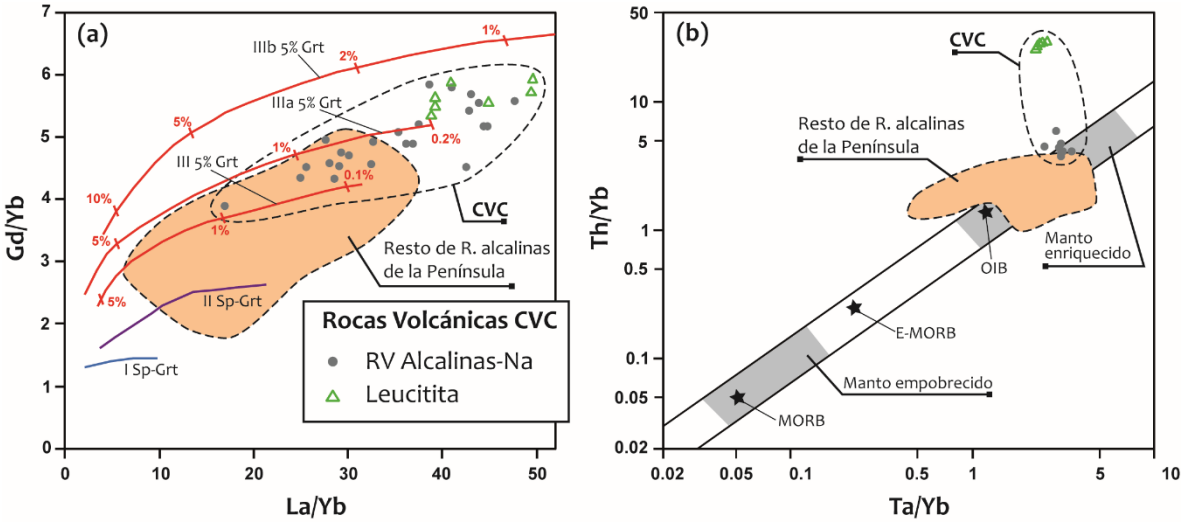

Figura II.7. Diagramas de relaciones composicionales La/Yb vs. Gd/Yb (a) y Ta/Yb vs. Th/Yb (b) de las rocas volcánicas del CVC. Se han incluido muestras analizadas de otros sectores alcalinos de la Península Ibérica (campo naranja) (Villaseca et al., 2022b). En el diagrama **(a)** las curvas de fusión han sido calculadas por Villaseca et al. (2022b) usando la ecuación de Shaw et al. (1970). Las curvas I y II son de Casetta et al. (2019). En el diagrama **(b)** se han incluido las composiciones del manto empobrecido MORB, el manto enriquecido E-MORB y el manto que origina magmas tipo OIB (Sun y McDonough, 1989).

Fuentes de manto

El diagrama Ta/Yb vs. Th/Yb se utiliza para distinguir el grado de enriquecimiento de las fuentes de manto para magmas basálticos (Pearce, 1982). Si el magma básico no está afectado por fluidos generados en zonas orogénicas de convergencia (subducción o colisión), se definiría una línea recta próxima a la unidad (alineación mantélica MORB-OIB) que reflejaría la heterogeneidad de la fuente de manto (Fig. **II.7b**). Las desviaciones por encima de esa recta mantélica indicarían sectores del manto enriquecidos por procesos que involucran componentes corticales. Como se ha visto, las rocas volcánicas del CVC muestran un fuerte enriquecimiento en los elementos más incompatibles (Fig. **II.6**) y, por lo tanto, altas proporciones de Th/Yb y Ta/Yb (Fig. **II. 7b**). Estas características sugieren que los magmas que dieron lugar al CVC podrían derivar de fuentes de manto enriquecido (Villaseca et al., 2022b). Sin embargo, las rocas leucitíticas del primer evento volcánico de Calatrava muestran relaciones mucho más altas de Th/Yb que las del segundo evento volcánico (Fig. **II.7b**), alejándolas de los valores típicos de OIB (Sun y McDonough, 1989), lo que reflejaría que su fuente mantélica sufrió los efectos significativos de metasomatismo por componentes corticales litosféricos (p.ej., Lustrino et al., 2019; Villaseca et al., 2022b).

Estudios previos (Cebriá y López-Ruiz, 1995; López-Ruiz et al., 2002) y los datos de nuestros trabajos (Villaseca et al., 2020) sitúan la composición isotópica de Sr-Nd de las rocas volcánicas del segundo evento volcánico (magmatismo alcalino sódico) del CVC cerca de la composición del reservorio HIMU [*High-μ Mantle*, donde μ = $(^{238}U/^{204}Pb)_{t=0}$] (Zindler y Hart, 1986) (Fig. **II.8a**). Esto sugiere que las rocas volcánicas de Calatrava derivarían de la fusión parcial de un manto astenosférico enriquecido y homogéneo, similar al definido como manto o reservorio astenosférico europeo (EAR según Wilson y Downes, 1991; Granet et al., 1995). Este reservorio astenosférico es concordante con la presencia de granate y flogopita sugeridas en las fuentes del manto, en base a la geoquímica de elementos trazas de las rocas volcánicas de Calatrava (p.ej. Ancochea, 1982; López-Ruiz et al., 2002). La composición en isótopos de Pb de las rocas volcánicas ricas en sodio de Calatrava (Villaseca et al., 2022b y referencias en

su interior) define un campo composicional próximo a un componente $^{206}Pb/^{204}Pb$ relativamente radiogénico (Fig. **II.8b**), similar al de los reservorios del manto EAR o FOZO (*Focal Zone* o zona focal propuesta por Hart et al., 1992). Este campo composicional es común a gran parte del magmatismo cenozoico de los archipiélagos del Atlántico central y del área CiMACI (C*ircum-Mediterranean Anorogenic Cenozoic Igneous Province*; Lustrino y Wilson, 2007).

Las leucititas de Calatrava muestran valores isotópicos muy distintos a los de la suite alcalina rica en sodio descrita. Éstas tienen mayores contenidos de Sr radiogénico (Fig. **II.8a**) y valores de $^{206}Pb/^{204}Pb$ relativamente menos radiogénicos (Fig. **II.8b**), similares a componentes corticales, típicos del manto litosférico, como los encontrados en las lamproítas del Mediterráneo occidental (p.ej., Prelevic et al., 2008; Lustrino et al., 2019).

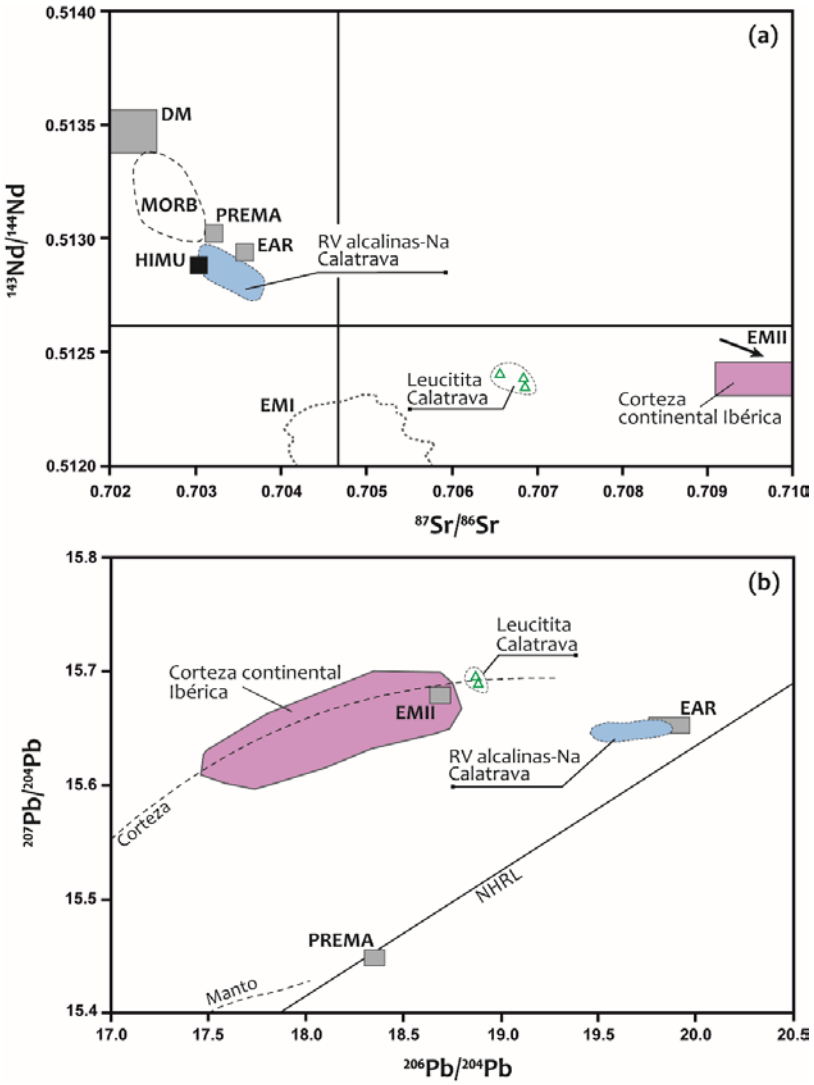

Figura II.8. Diagramas de composición isotópica de las rocas volcánicas del CVC. (a) $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{143}Nd/^{144}Nd$, con las líneas del BSE (*Bulk Silicate Earth*); **(b)** $^{206}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{207}Pb/^{204}Pb$. Los datos isotópicos se toman de Villaseca et al. (2022b, con otras referencias bibliográficas, en su interior). Se han incluido la NHRL (*Northern Hemisphere Reference Lline*; Rollinston, 1993) y la composición EAR (*European Asthenospheric Reservoir;* Granet et al., 1995), las líneas de evolución de la corteza y el manto (Zartman y Doe, 1981), los campos composicionales MORB (*Mid Ocean Ridge Basalt*), DM (*Depleted Mantle*), PREMA (*Prevalent Mantle Reservoir*) , EM I (*Enriched mantle*), EM II (*Enriched mantle* con alta relación $^{87}Sr/^{86}Sr$), HIMU (*High-μ Mantle*, enriquecido en Pb) (Zindler y Hart, 1986) y el campo de la Corteza continental Ibérica de Villaseca et al. (1999, 2009) y Merino Martínez et al. (2014).

II.3. Contexto geodinámico del magmatismo del Campo Volcánico de Calatrava

Hasta ahora se han propuesto tres líneas de modelos geodinámicos para la génesis del volcanismo de Calatrava, que se exponen de forma cronológica:

1) Ancochea (1982) propuso un modelo espacialmente estático que evolucionó con el paso del tiempo, y que ha sido discutido y modificado en la actualidad (Ancochea y Huertas, 2021). Al tratarse de un volcanismo de intraplaca de naturaleza ultrabásica a básica alcalina, se consideraba que podría existir un sistema de puntos calientes (*hot spots*) en una etapa de **pre-rifting**, dando lugar a este volcanismo localizado en superficie. En esta línea, Cebriá (1992) y López Ruiz et al. (1993) propusieron que, tras los esfuerzos compresivos alpinos en la formación de las cordilleras Béticas, se desencadenó un régimen extensional. Esto supuso la exposición superficial de los materiales paleozoicos y favoreció el ascenso diapírico astenosférico (Cebriá y López-Ruiz, 1995), produciendo abombamiento cortical y el ascenso de los magmas del CVC. A este periodo lo denominaron "etapa diapírica", dando origen al volcanismo ultrabásico alcalino, seguido de una fase de estiramiento cortical y abundancia de erupciones que constituiría la etapa distensiva. Cebriá et al. (2011) al estudiar el origen de las alineaciones NO-SE de los centros volcánicos del CVC matizan que las alineaciones volcánicas coinciden con direcciones de antiguas fracturas, resultado de esfuerzos distensivos tardíos durante la Orogenia Varisca. Posteriormente, durante el régimen extensional inducido por la formación de las Cordilleras Béticas, estas fracturas se habrían reactivado favoreciendo el ascenso del magma a la superficie.

2) Doblas et al. (2007) proponen un modelo de génesis para todo el magmatismo circum-Mediterráneo que comprendería tres etapas principales: (i) del Oligoceno al Mioceno inferior, con una extensión sinorogénica localizada en el sur de España que dio lugar a una sucesión de enjambres de diques toleíticos; (ii) a continuación y todavía en el Mioceno, una extensión postorogénica generalizada provocada por la retirada convectiva de la raíz litosférica (López-Ruiz et al., 2002), la cual generó magmas de calcoalcalinos a ultrapotásicos en el sureste de España y norte de África; (iii) finalmente, durante el Mioceno superior se produjo la transtensión asociada a una gran zona de cizallamiento sinestral (que promocionaría una **gigantesca pluma mantélica** que se extendería desde las Islas Canarias hasta el Mar del Norte, por todo el oeste europeo y circum-Mediterráneo), al cual estaría asociado el CVC, produciendo fundamentalmente material basáltico alcalino.

3) Estudios gravimétricos realizados por Granja Bruña et al. (2015) no apoyan el modelo de pre-rifting para explicar el origen del volcanismo de Calatrava debido a que la corteza muestra un espesor prácticamente constante. Algunos modelos geofísicos sugieren la existencia de un bloque anómalo de baja densidad bajo la litosfera. Este bloque es interpretado como una porción de material magmático desprendida de la mega-pluma que iría desde las Islas Canarias-Azores y el Mediterráneo occidental (Humphreys et al., 2010; Stoppa et al., 2012). Alternativamente, gracias a la reconstrucción geodinámica del Mediterráneo centro-occidental cenozoico, se ha considerado que las cambiantes **inestabilidades de pequeños diapiros del manto** (en posición de *back-arc* durante el retroceso de la microplaca de Alborán; Carminati et al., 2012) pueden haber influido en el origen de este magmatismo. Finalmente se añade que el volumen relativamente pequeño, pero de gran extensión de los materiales volcánicos pueden estar asociados al ascenso preferencial del magma a lo largo de la banda NO-SE descrita en anteriores modelos geodinámicos (Cebriá et al., 2011; Granja Bruña et al., 2015; Ancochea y Huertas, 2021).

También la evolución del magmatismo del Campo volcánico de Calatrava es objeto de debate. Así, en la línea del primer modelo presentado por Ancochea (1982) y ligeramente modificado por Ancochea y Huertas (2021), se ha propuesto una solución que consiste en la suma de varios modelos simples. La actividad volcánica comenzaría generando únicamente las leucititas olivínicas a profundidades superiores

a 100 km (Humphreys et al., 2010). Otros autores consideran que el quimismo marcadamente litosférico de los magmas leucitíticos, tanto en elementos trazas como en relaciones isotópicas, que no son de tipo HIMU o EAR (Figs, **II. 7b** y **8**), indican un origen no astenosférico de los mismos (Lustrino et al., 2019; Villaseca et al., 2022b).

La actividad volcánica en Calatrava durante esta primera fase potásica fue muy corta y escasa (solo dio origen a un pequeño edifico volcánico) y estuvo seguida por una pausa magmática de 3 Ma aproximadamente. Posteriormente, hace unos 4 Ma, comenzó la principal actividad volcánica del CVC, en la que se generaron magmas alcalinos a más de 75-90 km de profundidad, a partir de una fuente mantélica con granate (Lierenfled y Mattsson, 2015), pero de composición isotópica ya típicamente astenosférica (Villaseca et al., 2022b). El modelo de Ancochea y Huertas (2021), a pesar de que no existen evidencias geocronológicas que muestren pausas temporales, propone dos momentos distintos de actividad volcánica en este segundo evento volcánico: (1) En un primer momento (hace 4 Ma), se generaron basaltos y basanitas en las zonas centrales mientras que en las zonas exteriores, debido a un menor grado de fusión parcial y posiblemente a mayores profundidades, extruyeron magmas de nefelinitas y melilititas; (2) posteriormente aumentó la intensidad de la actividad volcánica y comenzó a migrar el magmatismo hacia el NE, dejando una distribución litológica más complicada, ya que los basaltos y basanitas quedaron entre los anteriores centros volcánicos con melilitas y nefelinitas de las zonas exteriores.

CAPÍTULO III. INTRODUCCIÓN A LOS VOLCANES CON XENOLITOS PERIDOTÍTICOS Y OTRAS CARGAS CRISTALINAS

De los más de 260 centros volcánicos que componen el CVC, solo en unos pocos se han encontrado hasta ahora xenolitos peridotíticos. Estos volcanes también transportan otro tipo de carga cristalina en forma de megacristales, macrofenocristales (o macrocristales) y fenocristales, así como enclaves de clinopiroxenitas (acumulados magmáticos). Gracias a los trabajos previos realizados en todo el campo volcánico (p.ej., Ancochea, 1982; Cebriá, 1992; Villaseca et al., 2010; 2019b) ha sido posible identificar estos centros volcánicos con xenolitos peridotíticos y otras cargas cristalinas: Morrón de Villamayor, Cerro Gordo, El Aprisco, Cerro Pelado, Los Tormos y El Palo. Como su situación geográfica está relativamente bien repartida (Fig. **III.1**), su estudio es considerado suficientemente representativo del conjunto de todo el campo volcánico. En la Tabla **III.1** se recogen los datos más relevantes de cada uno de los centros

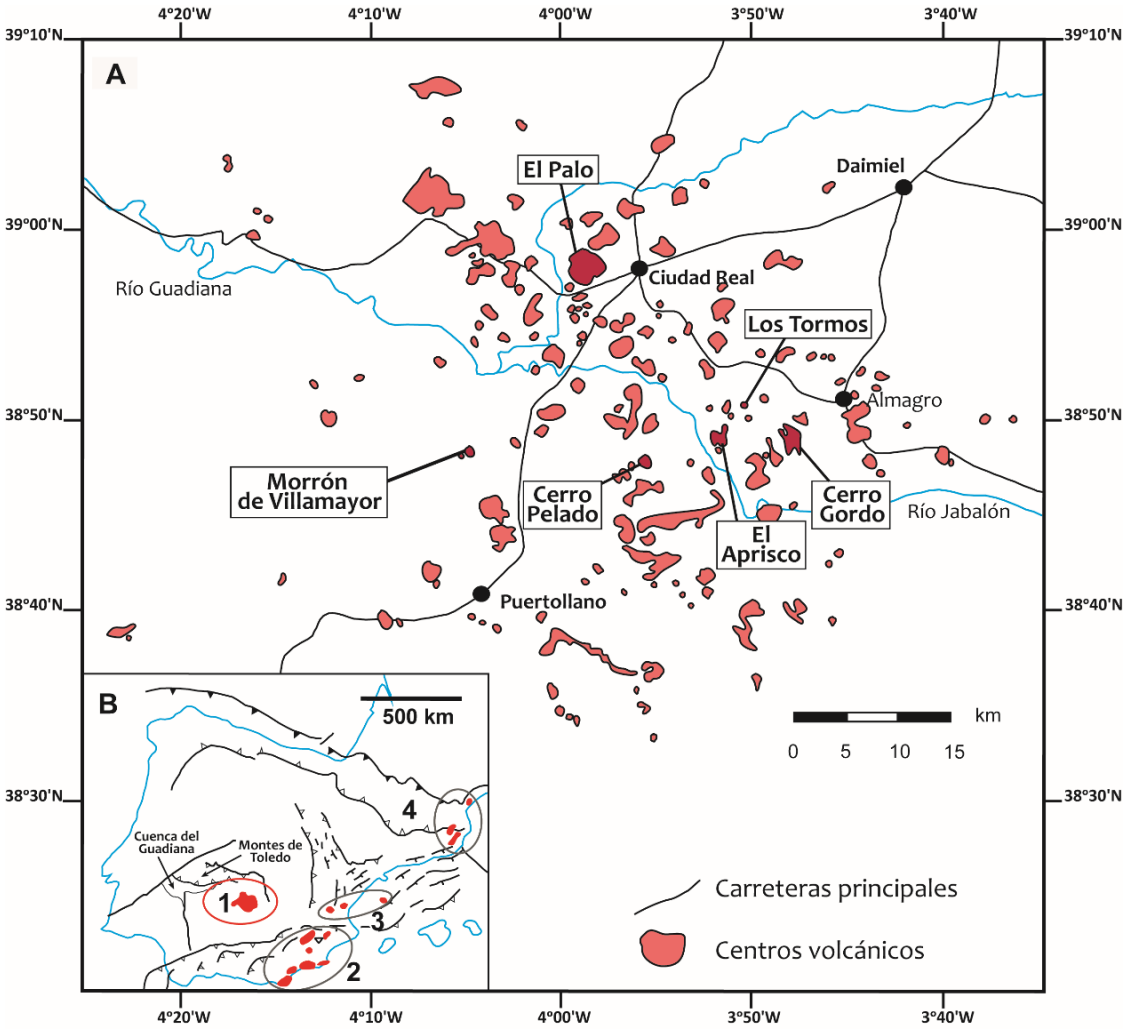

Figura III.1. Mapa esquemático del (A) Campo Volcánico de Calatrava y (B) de la Península Ibérica. (A) El mapa es una modificación de las anteriores versiones de Ancochea (1982) y Cebriá et al. (2011). Se destacan los centros volcánicos que se estudian en este trabajo sobre el resto de volcanes identificados en el CVC. **(B)** Campos volcánicos cenozoicos de la Península Ibérica (López-Ruiz et al., 2002; Ancochea et al., 2004): (1) CVC; (2) región del SE; (3) región de Levante; (4) Olot o región NE.

volcánicos estudiados en este trabajo. En ella no se han tenido en cuenta los abundantes xenolitos (líticos accidentales) del encajante metamórfico del área (p.ej., fragmentos de cuarcitas o pizarras peleozoicas), muy común en todos los edificios volcánicos estudiados, incorporados al sistema magmático en momentos muy próximos a su emplazamiento volcánico. No obstante, y aunque no es objeto de estudio en esta monografía, solo un volcán de Calatrava parece estar conectado a una pequeña cámara magmática en la corteza inferior, transportando abundantes xenolitos de granulitas félsicas de alta temperatura, tanto metasedimentarias como de origen metaígneo (Puelles et al., 2018, 2019; Orejana et al., 2023) (Tabla **III.1**).

Tabla III.1. Centros volcánicos con xenolitos peridotíticos y/o granulíticos del Campo Volcánico de Calatrava.

Centro volcánico	Litología	Edad	Actividad volcánica	Depósito con xenolitos peridotíticos	Carga cristalina	Otros enclaves
Evento magmático rico en K						
Morrón de Villamayor	Leucititas	7.2 Ma	Hawaiana (pitón volcánico)	Colada de lava	Macrocristales (Ol) Fenocristales (Ol, Cpx)	-
Evento magmático rico en Na						
Cerro Gordo	Nefelinita	1.5 Ma	Hidromagmática (maar) + estromboliana (cono de escorias y coladas)	Oleada piroclástica	Megacristales (Amp, Cpx) con Phl incluida Fenocristales (Ol, Cpx)	-
El Aprisco	Melilitita	2.8 Ma*	Hidromagmática (maar)	Oleada piroclástica	Megacristales (Amp, Cpx) Fenocristales (Ol, Cpx)	Clinopiroxenitas[1]
Cerro Pelado	Nefelinita	2.2 Ma*	Estromboliana (cono de escorias)	Piroclastos de caída	Megacristales (Amp, Cpx, Phl) Fenocristales (Ol, Cpx)	Clinopiroxenitas[1], Glimmeritas
Los Tormos	Nefelinita	≈ 3.5 Ma	Estromboliana (cono de escorias)	Piroclastos de caída	Megacristales (Cpx) con Amp incluido Macrocristales (Ol) Fenocristales (Ol, Cpx)	Clinopiroxenitas[2]
El Palo	Nefelinita	≈ 3.5 Ma	Estromboliana (cono de escorias)	Piroclastos de caída	Cpx (megacristales) con Phl incluida Ol, Cpx (fenocristales)	Clinopiroxenitas[2], Websteritas, Metagabros alterad.
La Encomienda	Melilitita	≈ 3.5 Ma	Estromboliana (cono de escorias)	-	Megacristales (Amp, Cpx, Phl) Fenocristales (Ol, Cpx)	Clinopiroxenitas[1], Granulitas félsicas

Abreviaturas minerales (Whitney y Evans, 2010). [1], ígneas (acumulados fraccionados); [2], metasomáticas. Datos geocronológicos de Ancochea y Huertas (2021), excepto * (Villaseca et al., 2019a).

III.1. Centros volcánicos estudiados

El primer centro volcánico estudiado es el Morrón de Villamayor (MVM), que es el único volcán del CVC de carácter alcalino rico en K, constituyendo el primer evento magmático (entre 7.4 y 7.1 Ma; Ancochea y Huertas, 2021). Este edificio de actividad hawaiana fue descrito por Hernández-Pacheco (1932) como un agudo cerro, debido a su morfología en forma de domo, que contrasta con la larga alineación de cuarcitas limitadas al Norte con la gran llanada de Argamasilla de Calatrava. Está formado por varios niveles de coladas de lava masiva que presenta una grosera disyunción columnar. Hacia el Sur del centro de emisión del MVM, a favor de la pendiente de la sierra, se sitúa una de estas coladas de varios metros de potencia, rellenando un pequeño valle escarpado formado entre las laderas meridionales. Esta colada fue intensamente explotada para la confección de adoquines y gracias a ello se ha convertido en el principal afloramiento para su caracterización y muestreo (Fig. **III.2a**). Los materiales volcánicos conservados en este afloramiento son principalmente lávicos, sin apenas indicios de episodios con proyección aérea que, como indicó Hernández-Pacheco (1932), pudieron no haberse conservado debido al terreno tan accidentado y, sobre todo, por su escasa consistencia que favorece una mayor erosión. Las coladas de este centro volcánico son de leucitita olivínica (Lustrino et al., 2016; Lustrino et al., 2019), lo cual indica la naturaleza ultrapotásica de este primer evento volcánico. Incluidos en esta leucitita se encuentran con cierta dificultad los xenolitos peridotíticos y abundantes macrofenocristales de olivino (Fig. **III.2b, c**; Tabla **III.1**).

El resto de centros volcánicos estudiados en este trabajo pertenecen al segundo evento magmático (4.3-0.7 Ma; Ancochea, 1982; Ancochea y Huertas, 2021) y, por lo tanto, son de naturaleza alcalino-sódica. Su actividad volcánica predominante es la estromboliana, siendo el único tipo de actividad en tres de los centros volcánicos trabajados (Cerro Pelado, Los Tormos y El Palo).

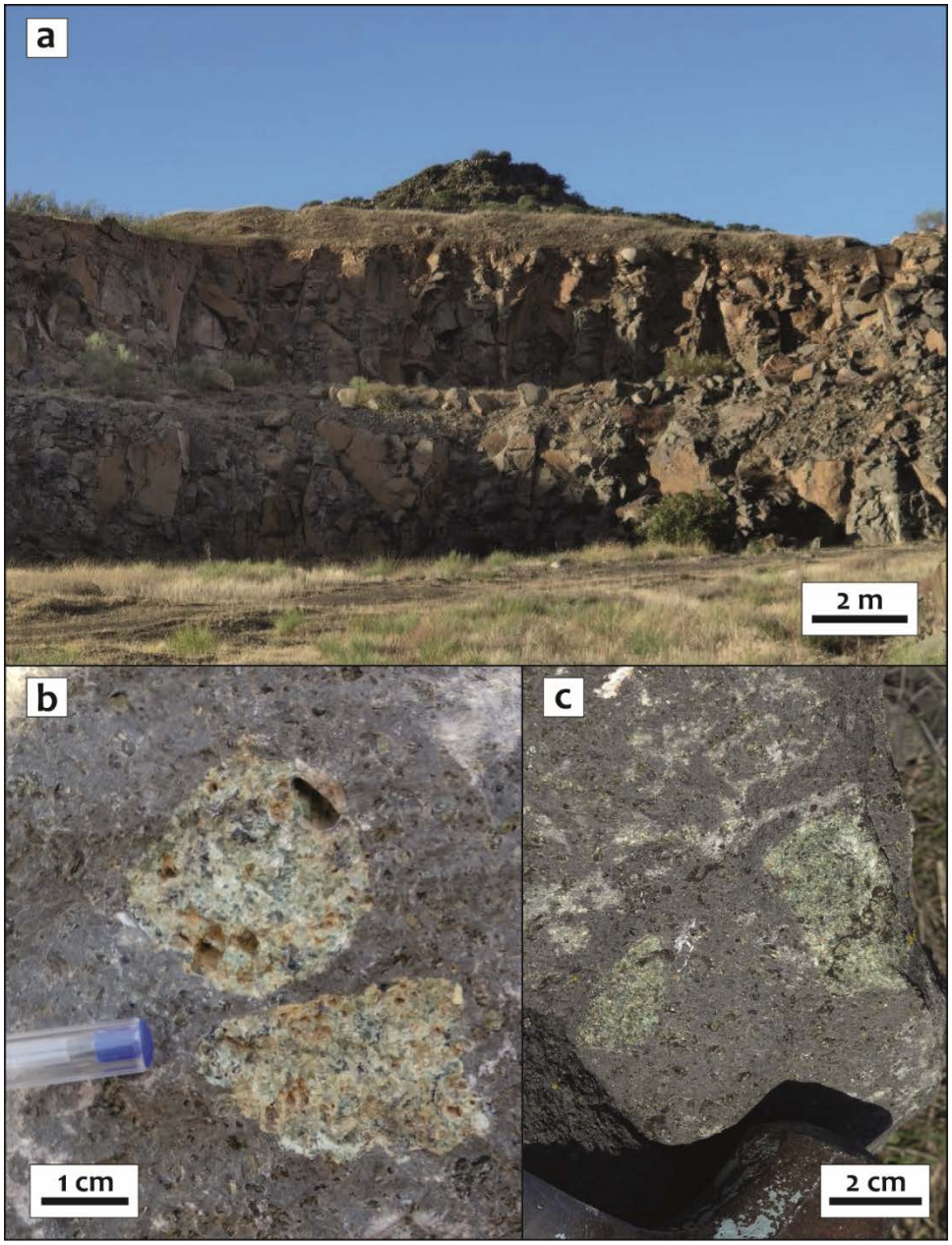

Figura III.2. Fotografías del centro volcánico Morrón de Villamayor. (a) Corte de una antigua cantera, con dos niveles de extracción que corta la colada principal en dirección sur y el centro de emisión del volcán en la parte más alta; **(b y c)** xenolitos peridotíticos y macrofenocristales anhedralesde olivino incluidos en la colada masiva de leucitita olivínica.

No obstante, como queda reflejado en la Tabla **III.1** y en otras partes del texto, los maares generados por erupciones hidromagmáticas (Cerro Gordo y El Aprisco) son también muy comunes en el CVC. En la mayoría de erupciones estrombolianas, se genera principalmente conos de escoria que han sido formados gracias al depósito continuo de piroclastos de caída (Fig. **III.3a**). En los tres centros volcánicos estrombolianos con xenolitos peridotíticos, los piroclastos de caída son de composición nefelinita olivínica (Ancochea, 1982; Villaseca et al., 2010; Andía et al., 2018). En estos conos de escoria

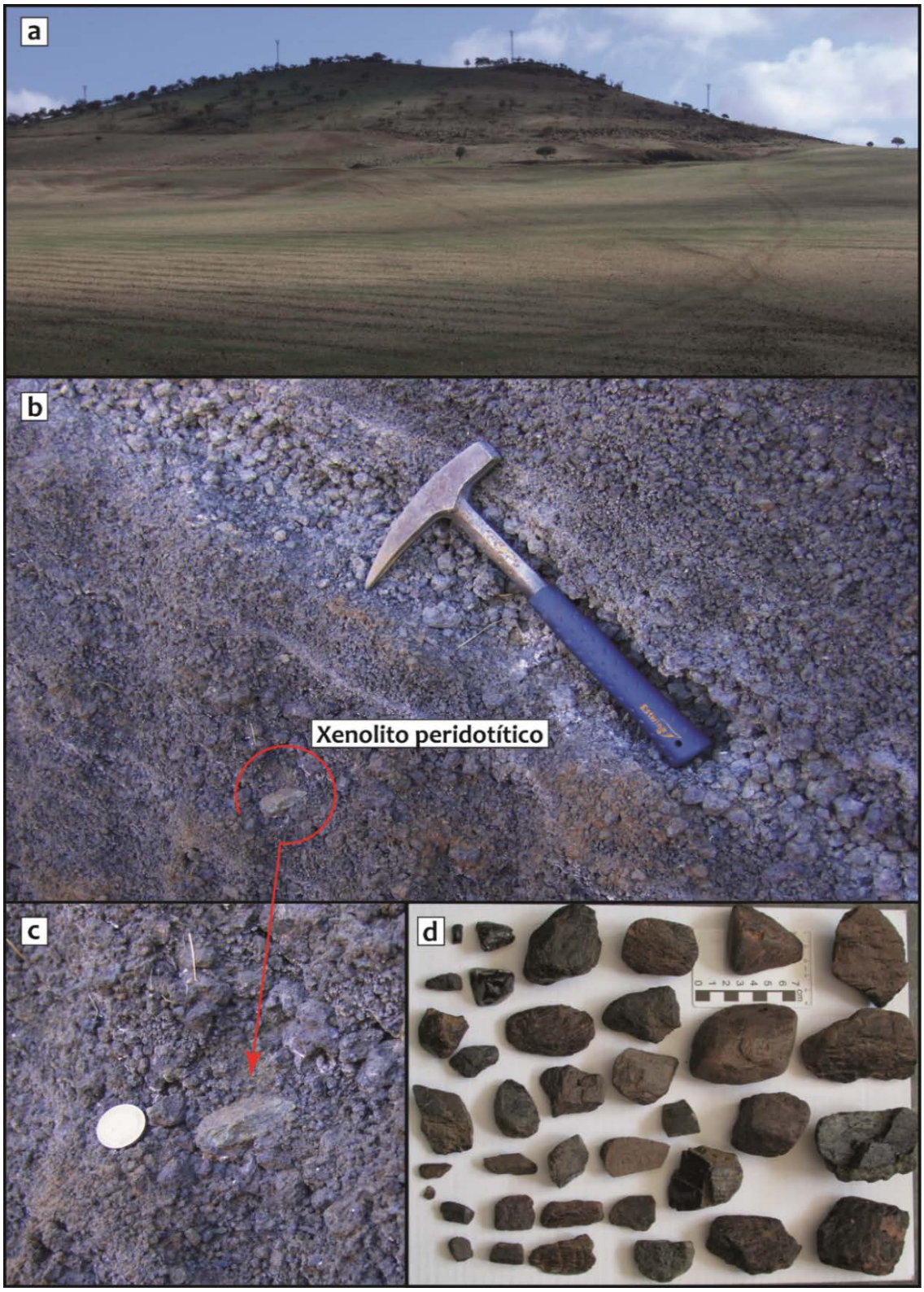

Figura III.3. Fotografías del centro volcánico Cerro Pelado. **(a)** Cono de escorias; **(b, c)** depósito de piroclastos de caída, con diferentes capas de escorias por cada pulso volcánico y un xenolitos peridotítico incluído. **(d)** muestreo de megacristales (la mayor parte de anfíbol) con un tamaño de hasta 8 cm.

se encuentran, de forma dispersa entre los piroclastos, los xenolitos peridotíticos (Fig. **III.3b, c**) y los enclaves clinopiroxeníticos, además de otra carga cristalina (Fig. **III.3d**). En la Tabla **III.1** se puede apreciar que esta carga cristalina es diferente dependiendo del centro volcánico. Los centros volcánicos de Los

Tormos y El Palo contienen megacristales de clinopiroxeno, siendo de variedad incolora en Los Tormos y, tanto incoloros como verdes en El Palo y Cerro Pelado. El Cerro Pelado es el centro volcánico con mayor diversidad de megacristales, donde, además de clinopiroxeno, aparecen megacristales de minerales hidratados como anfíbol y flogopita de hasta casi 10 cm. La flogopita también es muy abundante en las clinopiroxenitas encontradas en su cono de escorias, formando así las poco comunes glimmeritas (Ancochea y Nixon, 1987; Villaseca et al., 2019b).

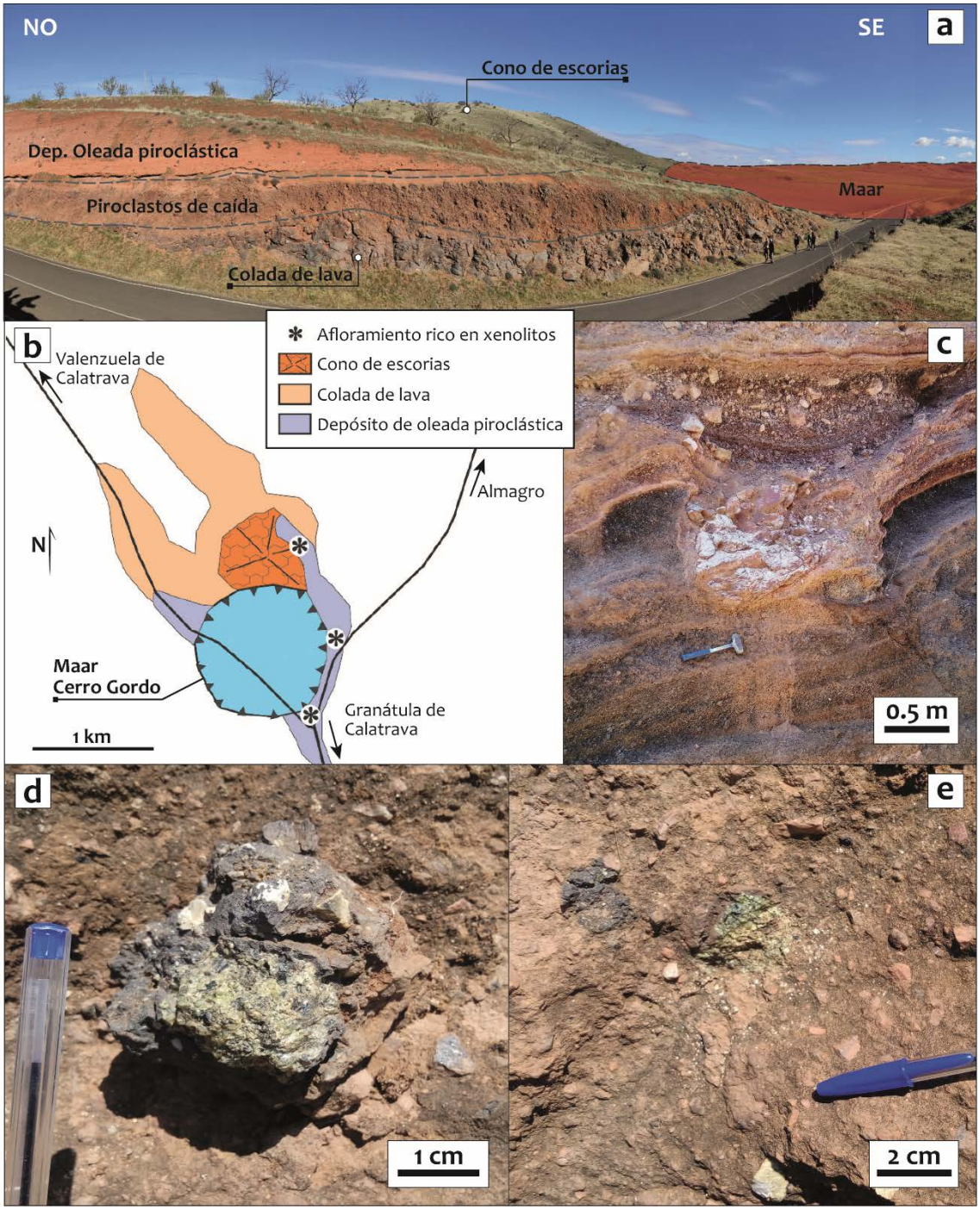

Figura III.4. Fotografías del centro volcánico Cerro Gordo. **(a)** Fotografía panorámica que muestra los distintos depósitos en un corte de carretera y la gran depresión correspondiente al maar de este centro volcánico; **(b)** esquema del centro volcánico en planta (adaptado de Ancochea, 1997), que muestra los diferentes depósitos reconocidos y los principales afloramientos con xenolitos peridotíticos; **(c)** *bomba lítica* del encajante cuarcítico, con su correspondiente huella de impacto deformando las diferentes laminaciones generadas por los flujos piroclásticos previos; **(d, e)** xenolitos peridotíticos del depósito de oleadas piroclásticas.

Otro de los centros volcánicos estudiados es el del Cerro Gordo, situado al SO de la localidad de Valenzuela de Calatrava (Fig. **III.4**). Este centro volcánico forma parte de una alineación de volcanes de dirección NNE-SSO, todos ellos de composición nefelinítica olivínica, sugiriendo que posiblemente se hayan formado en el mismo periodo de tiempo (Ancochea, 1999). En el Cerro Gordo la actividad volcánica se inició como estromboliana, dejando como depósito un gran cono de escoria (Fig. **III.4a**) además de pequeñas coladas de lava que descendieron hacia el NO, formando dos lenguas principales separadas por los relieves cuarcíticos a lo largo del valle de Almagro (Fig. **III.4b**). Posteriormente, durante una segunda fase eruptiva de naturaleza hidromagmática, las explosiones ligadas a este evento cortaron la sierra de cuarcita y parte del sector sur del edificio piroclástico previo. Esta actividad hidromagmática dio lugar a una gran depresión (maar) rodeada de un anillo de tobas formado por los depósitos de las oleadas piroclásticas (Fig. **III.4a**). Estos depósitos están compuestos por tobas cineríticas y lapilli (además de abundantes fragmentos accidentales de cuarcita) generalmente compactadas y con numerosas estructuras de estratificación cruzada y planar, así como huellas de impacto de los bloques accidentales (Fig. **III.4c**). Además de los fragmentos de la roca encajante (bloques y lapillis accidentales) que se hallan dispersos en la matriz cinerítica, se encuentran escasos xenolitos peridotíticos (Fig. **III.4d, e**) y algún megacristal de clinopiroxeno o anfíbol.

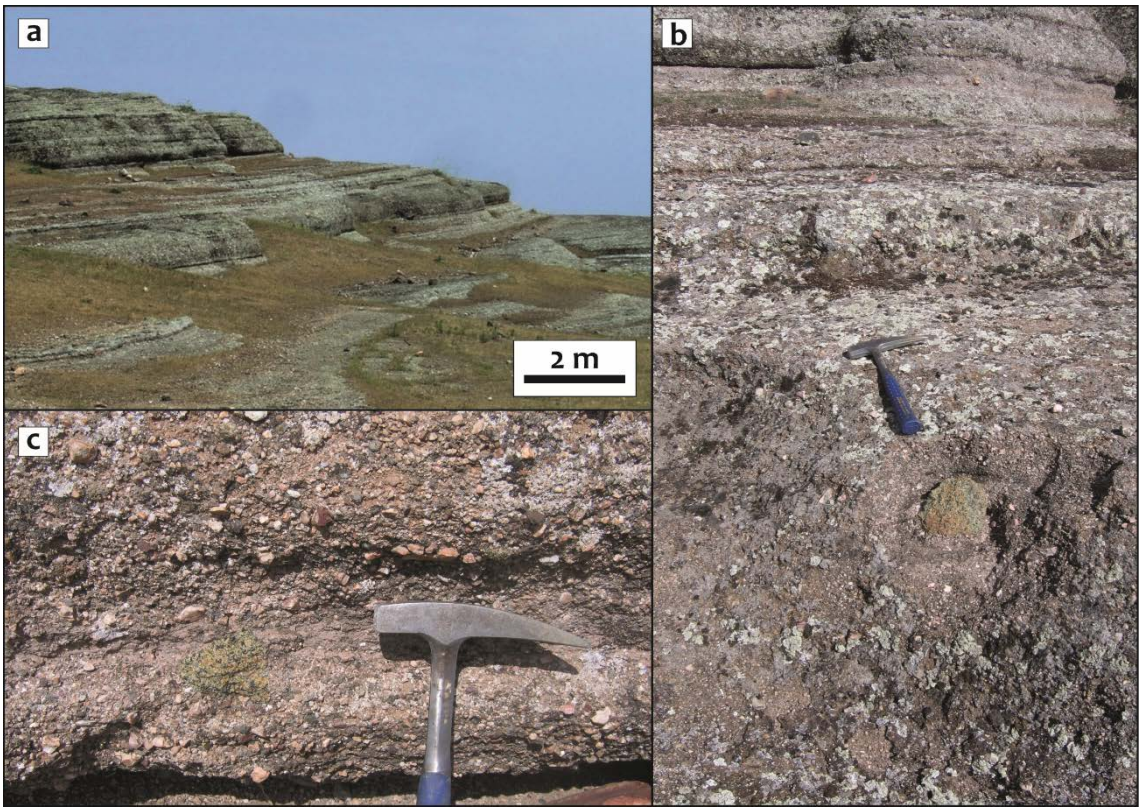

Figura III.5. Fotografías del centro volcánico El Aprisco. **(a)** Depósitos de oleadas piroclásticas en los bordes del maar con diferentes cuerpos laminares con ligeros buzamientos hacia el exterior del maar; **(b, c)** xenolitos peridotíticos incluidos en los depósitos de oleadas piroclásticas.

Por último, el centro volcánico de El Aprisco, también denominado como "Finca La Nava" por otros autores (p.ej., Lierenfeld y Mattsson, 2015; Rosatelli et al., 2022) se trata de otro maar con un anillo de tobas más potente (o mejor conservado) que en el caso anterior, en este caso de melilitita olivínica (Fig. **III.5a**) (Ancochea et al., 1982; Villaseca et al., 2010). Incluidos en estos depósitos de oleadas piroclásticas se encuentra un gran número de xenolitos peridotíticos (Fig. **III.5b, c**), además de enclaves de clinopiroxenitas y algunos megacristales de clinopiroxeno y anfíbol. Hasta el momento, es el centro volcánico del CVC donde se ha encontrado una mayor cantidad de xenolitos mantélicos y de mayor

tamaño, por ello es hasta la fecha donde mayor número de trabajos se han realizado (Villaseca et al., 2010; 2019a; González-Jiménez et al., 2013; 2014; Lierenfeld y Mattsson, 2015; Puelles et al., 2016; Rosatelli et al., 2022).

III.2. Megacristales, macrocristales, fenocristales y enclaves de clinopiroxenitas.

La presencia de megacristales de minerales máficos junto con xenolitos peridotíticos es una característica común en las rocas basálticas alcalinas y ultraalcalinas de la provincia CiMACI (Lustrino y Wilson, 2007), lo cual aporta mayor información sobre la naturaleza del manto litosférico. En este trabajo se distinguen como megacristales aquéllos con un tamaño de grano superior al grueso (5 mm), y fenocristales para granos finos (<0.5 mm), siendo los macrocristales los de tamaños intermedios (5-0.5 mm) (p.ej., Bussweiler et al., 2015). En ocasiones utilizaremos el término fenocristal como genérico para englobar el conjunto de cristales perceptibles de visu (macrocristales y fenocristales) y que le confieren un aspecto porfídico a las rocas volcánicas de Calatrava.

Como ya se ha mencionado en los Antecedentes (capítulo **I**), se han realizado varios trabajos referentes a la carga cristalina que transportan los magmas alcalinos del CVC (Villaseca et al., 2019b; Villaseca et al., 2020), de los cuales se aportan los resultados, la discusión y sus conclusiones parciales en los siguientes apartados de este capítulo. En dos de los centros volcánicos estudiados en esta tesis doctoral (El Aprisco y Cerro Pelado) se muestrearon megacristales de clinopiroxeno, anfíbol y flogopita, además de enclaves clinopiroxeníticos asociados (incluyendo las poco frecuentes glimmeritas). A continuación se describen las características petrográficas y geoquímicas de cada uno de ellos.

Petrografía

Los megacristales de clinopiroxeno, anfíbol y flogopita se presentan como cristales individuales de tamaño centimétrico lapilli (< 10 cm) en los depósitos piroclásticos de estos volcanes. Como ya se ha mencionado, los minerales hidratados máficos no aparecen en la matriz de estas rocas volcánicas ya que no cristalizan en condiciones atmosféricas o a baja P. Los cristales de clinopiroxeno sí aparecen en la matriz y llegan hasta los 7 cm. Los megacristales de clinopiroxeno suelen ser incoloros, aunque aparecen tipos de tonalidad verdosa (p.ej., megacristales verdosos del centro volcánico de El Palo, Fig. **III.6a**). Los megacristales de clinopiroxeno no presentan zonados evidentes, mostrando únicamente en algunas ocasiones un fino borde de reacción con el fundido alcalino que lo transporta (Fig. **III.6b**).

Se distinguen dos tipos de fenocristales de clinopiroxeno (1) cristales alotriomorfos con el núcleo verde; (2) cristales alotriomorfos e idiomorfos con el núcleo incoloro (Fig. **III.6c**). En la melilitita de El Aprisco y la nefelinita del Cerro Gordo los fenocristales de clinopiroxeno son únicamente incoloros, mientras que las nefelinitas del Cerro Pelado y Los Tormos incluyen ambos tipos de fenocristales, verdes e incoloros. Sobre estos cristales se han desarrollado de forma discordante bordes de color púrpura pálido o marrón, que petrográficamente son similares a los microcristales (microlitos) de clinopiroxeno de la matriz de las rocas volcánicas que los incluyen (Fig. **III.6c**).

Los megacristales de anfíbol y flogopita son alotriomorfos e idiomorfos, siendo los de anfíbol los megacristales máficos de mayor tamaño (hasta 8.5 cm en el volcán Cerro Pelado) (Fig. **III.3d**), mientras que los de flogopita no superan los 5 cm. El anfíbol puede presentar, en ciertos sectores, zonado en parches.

Incluidos en los megacristales máficos pueden aparecer cristales de menor tamaño de otros máficos acompañantes: clinopiroxeno, flogopita (Fig. **III.6d**), anfíbol (Fig. **III.6e**), minerales opacos accesorios (p.ej., pirrotina rica en Fe o microinclusiones de titanomagnetita) y raramente calcita intersticial (Fig. **III.6e**). Además, la mayoría de los megacristales presentan bordes de disolución o golfos de corrosión.

Las rocas piroclásticas de estos centros volcánicos también incluyen pequeños y alargados enclaves de clinopiroxenitas muy oscuras, con abundante anfíbol y flogopita, llegando alguno de ellos a tener >90% en volumen de flogopita (enclave de glimmerita 65287-Cerro Pelado; Fig. **III.6f**) (Villaseca et al., 2019b). Con un rango de tamaños de 1-7 cm, estos enclaves tienen generalmente una textura equi- e inequigranular de grano de medio a fino (Fig. **III.6g**). Estas clinopiroxenitas carecen de texturas granoblásticas metamórficas y de lamelas de exsolución en el clinopiroxeno, presentando cristales subidiomorfos de anfíbol y flogopita, como fases minerales intersticiales. Puede aparecer también olivino, sobre todo en zonas hipocristalinas del enclave con vidrio asociado, lo cual es indicativo de un origen magmático reciente, durante el transporte volcánico. La morfología esquelética de estos cristales alargados de olivino apunta a crecimientos rápidos del mismo, en desequilibrio (p.ej., Best, 2002). El clinopiroxeno de estos enclaves puede ser incoloro o verde con tonos pálidos y presenta un zonado oscilatorio muy desarrollado (Fig. **III.6h**), que a su vez está rodeado por un delgado borde externo púrpura discordante, similar al observado en los dos tipos de fenocristales descritos en la nefelinita de este volcán Cerro Pelado (Villaseca et al., 2019b). Los cristales de anfíbol incluidos en las clinopiroxenitas tienen un ligero zonado en forma de parches irregulares (Fig. **III.6g**). En la glimmerita, la flogopita presenta pliegues en *kink-band* (Fig. **III.6f**), probablemente asociadas al flujo y a posibles colisiones con las paredes del conducto, durante el ascenso a la superficie en un contexto de flujo dúctil (Peterson y LeCheminant, 1993). La presencia de texturas claramente magmáticas en los minerales máficos principales de estos enclaves (zonados minerales, ausencia de recristalizaciones y exsoluciones) y su similitud petrográfica y química con los megacristales/fenocristales asociados, son indicativos de su origen ígneo, como se discutirá posteriormente en este capítulo.

Las rocas volcánicas que transportan estos enclaves, megacristales y fenocristales, también llevan una variada población de xenocristales máficos procedentes de la fragmentación tanto de estos cristales máficos magmáticos alcalinos, como de los xenolitos peridotíticos acompañantes. La complejidad de la carga cristalina transportada por los magmas básicos y ultrabásicos de Calatrava hace necesario el uso de métodos microanalíticos químicos para discernir con claridad el origen del cristal máfico arrastrado.

Química de roca total de las clinopiroxenitas

La composición de las clinopiroxenitas (Tabla suplementaria **S3.RT-1**) ha sido comparada con la de las rocas volcánicas del CVC (Villaseca et al., 2020) en diferentes diagramas de variación de elementos mayores y trazas (Fig. **III.7**). Aunque solo se dispone de tres muestras analizadas, en la mayor parte de los diagramas, especialmente los que consideran algunos de los elementos trazas, las clinopiroxenitas generalmente se sitúan fuera del campo composicional de las rocas volcánicas del CVC Las clinopiroxenitas tienen contenidos marcadamente bajos de Na, P, Nb, Ta, Th, U, Zr, Hf, LILE (excepto K, Rb y Ba cuando contienen flogopita: 115601, 116598), Cr, Ni y REE-Y (Fig. **III.7**). Sin embargo, las clinopiroxenitas con flogopita son marcadamente más ricas en Al_2O_3, K_2O, TiO_2, Rb, Ba y Sc-V (Tabla suplementaria **S3.RT-1**; Fig. **III.7**). La mayoría de las características químicas de las clinopiroxenitas parecen estar controladas por la proporción modal de los minerales máficos y minerales ricos en Fe-Ti (titanomagnetita, ilmenita, titanita) que contienen. En los diagramas de elementos trazas, las clinopiroxenitas generalmente se sitúan fuera del campo composicional de las rocas volcánicas del CVC (Fig. **III.7**).

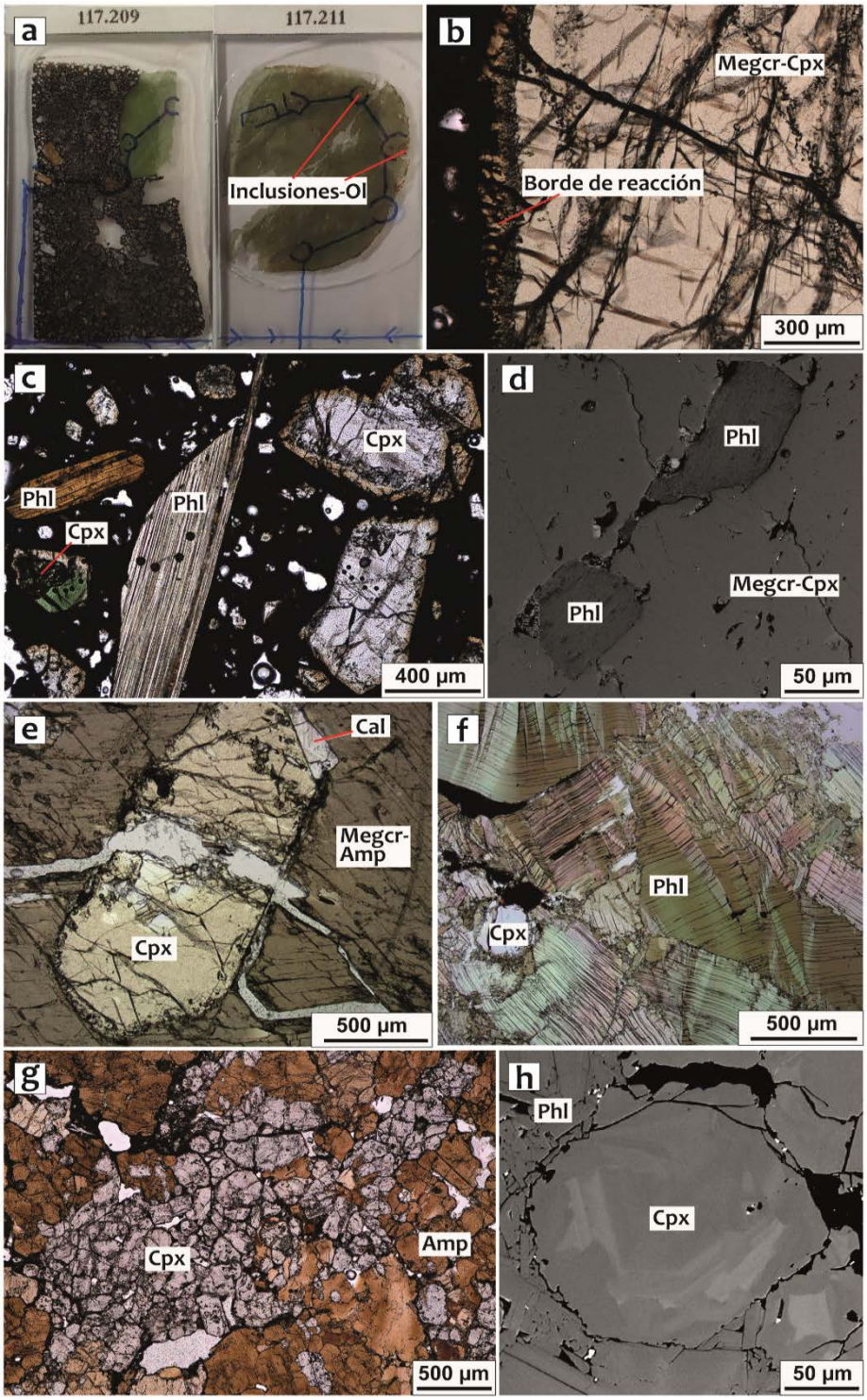

Figura III.6. Fotografías de aspectos petrográficos de los megacristales, fenocristales y clinopiroxenitas del CVC. **(a)** Láminas gruesas correspondientes a sendos megacristales de clinopiroxeno verde de El Palo (117209, 117211); **(b)** borde de reacción de un megacristal de clinopiroxeno de El Palo (117209); **(c)** fenocristales de clinopiroxeno (incoloro y verde) con rebordes púrpura, flogopita y olivino (no está señalado en la foto) en la nefelinita olivínica (116596-Cerro Pelado); **(d)** imagen BSE de inclusiones de flogopita en el megacristal de clinopiroxeno 117212 de El Palo); **(e)** megacristal de anfíbol con inclusión de clinopiroxeno y calcita intersticial (114404-El Aprisco); **(f)** enclave de glimmerita con pliegues en *kink-band* (65287-Cerro Pelado); **(g)** enclave clinopiroxenítico rico en anfíbol y flogopita (no se ve la flogopita), con textura inequigranular (115601-El Aprisco); **(h)** clinopiroxeno con zonado en parches en una clinopiroxenita de El Aprisco (115601). Abreviaturas minerales procedentes de Whitney y Evans (2010). Los números entre paréntesis corresponden a las preparaciones de láminas delgadas de la litoteca del área de Petrología y Geoquímica de la UCM.

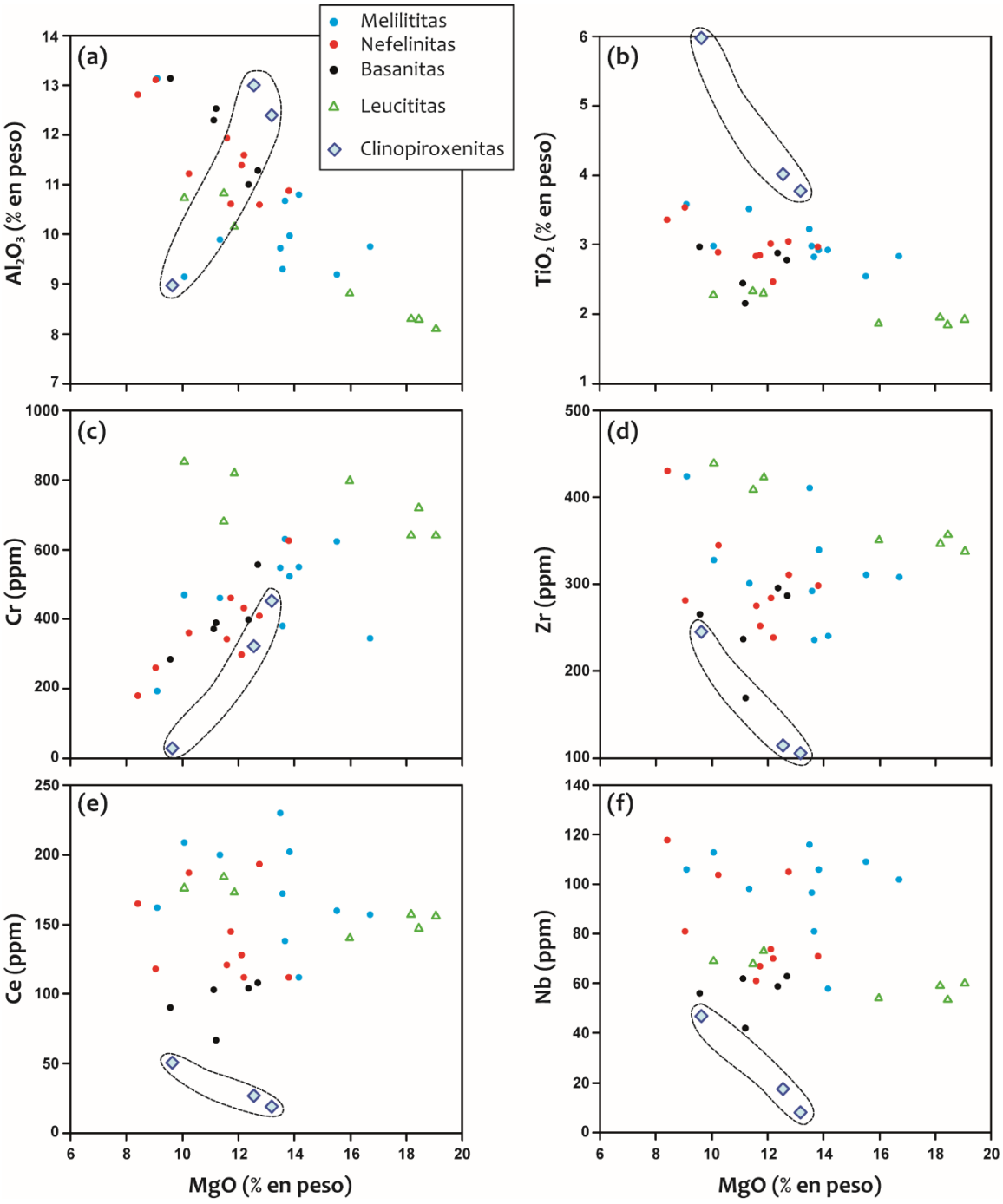

Figura III.7. Diagramas de variación de MgO frente a elementos mayores (a, b) y elementos trazas (c, d, e, f) de las clinopiroxenitas de los centros volcánicos El Aprisco y Cerro Pelado. Se incluyen todos los datos de las rocas volcánicas de Calatrava expuestos en el capítulo II (Villaseca et al., 2022b).

En los diagramas de REE normalizados al condrito (Fig. **III.8**), todas las clinopiroxenitas presentan perfiles similares, siendo planos en LREE y más inclinados de Eu a Lu, pero sin llegar a tener perfiles tan fraccionados como las rocas volcánicas del CVC. En los diagramas multitraza normalizado al manto primtivo (Fig. **III.8b**), las clinopiroxenitas muestran marcadas anomalías negativas en Th, Nb-Ta, P, y positiva en Ti, en oposición a las rocas volcánicas del CVC. Además, las dos clinopiroxenitas que contienen flogopita tienen anomalías ligeramente positivas de Rb, B y K (Fig. **III.8b**).

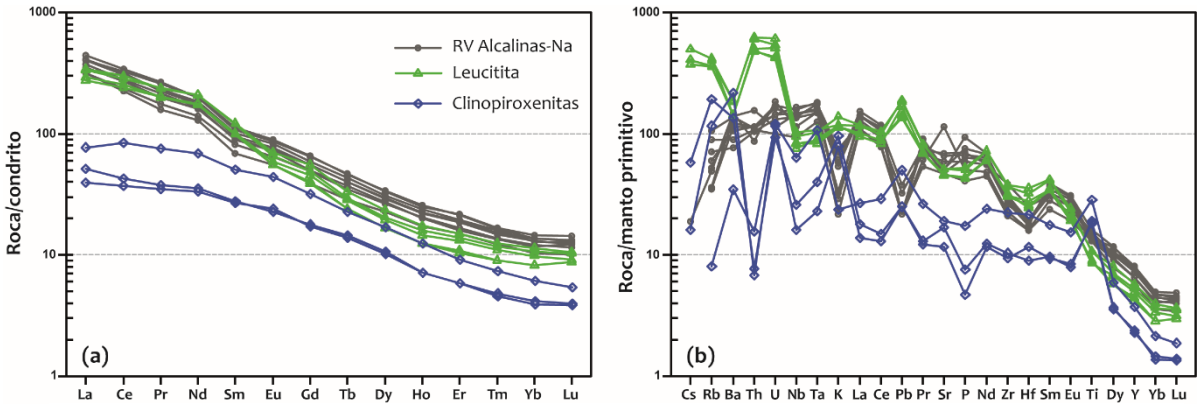

Figura III.8. (a) Diagrama de REE normalizadas al condrito y (b) diagrama de elementos trazas normalizados al manto primitivo de las clinopiroxenitas de los centros volcánicos El Aprisco y Cerro Pelado. Los valores del condrito y el manto primitivo proceden de Sun y McDonough (1989).

La composición isotópica de Sr y Nd de las clinopiroxenitas se encuentra en el mismo rango de valores que las rocas volcánicas del CVC (0.703270-0.703890 y 0.512790-0.512890, respectivamente), próxima al componente HIMU y superponiéndose al EAR (Fig. **III.9**; Tabla suplementaria **S4.SN-1**). Esta superposición en las composiciones isotópicas sugiere que los acumulados piroxeníticos cristalizaron directamente a partir de magmas cogenéticos con los fundidos volcánicos anfitriones. La composición isotópica de cuatro megacristales (dos anfíboles, una flogopita y un clinopiroxeno) (Tabla suplementaria **S4.SN-1**) aporta unas relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.703217-0.703480) y $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0512832-0.512890) similares a las de las clinopiroxenitas, situándose dentro del campo más amplio de las rocas volcánicas del CVC (Fig. **III.9**). Estas composiciones isotópicas sugieren que los megacristales máficos estudiados cristalizaron a partir de fundidos melilíticos-nefeliníticos, similares en composición a los magmas que los

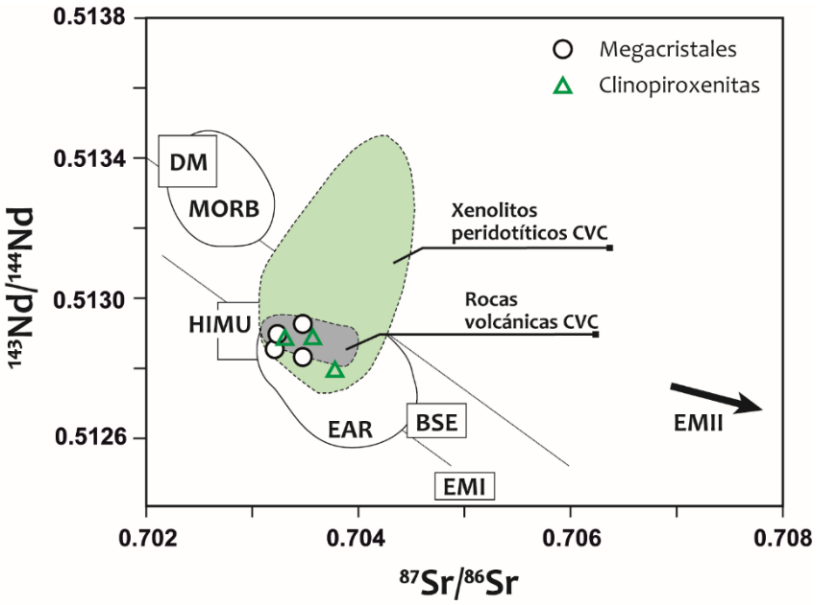

Figura III.9. Diagrama de composición isotópica (Sr-Nd) de las clinopiroxenitas y megacristales de los centros volcánicos El Aprisco y Cerro Pelado. Las composiciones DM (*Depleted Mantle*), MORB (*Mid Ocean Ridge Basalt*), HIMU (*High-μ Mantle*, enriquecido en Pb), BSE (*Bulk Silicate Earth*), EM I (*Enriched mantle*) y EM II (*Enriched mantle* con alta relación $^{87}Sr/^{86}Sr$) proceden de Zindler y Hart (1986) y la composición del EAR (*European Asthenospheric Reservoir*) de Granet et al. (1995).

incluyen.

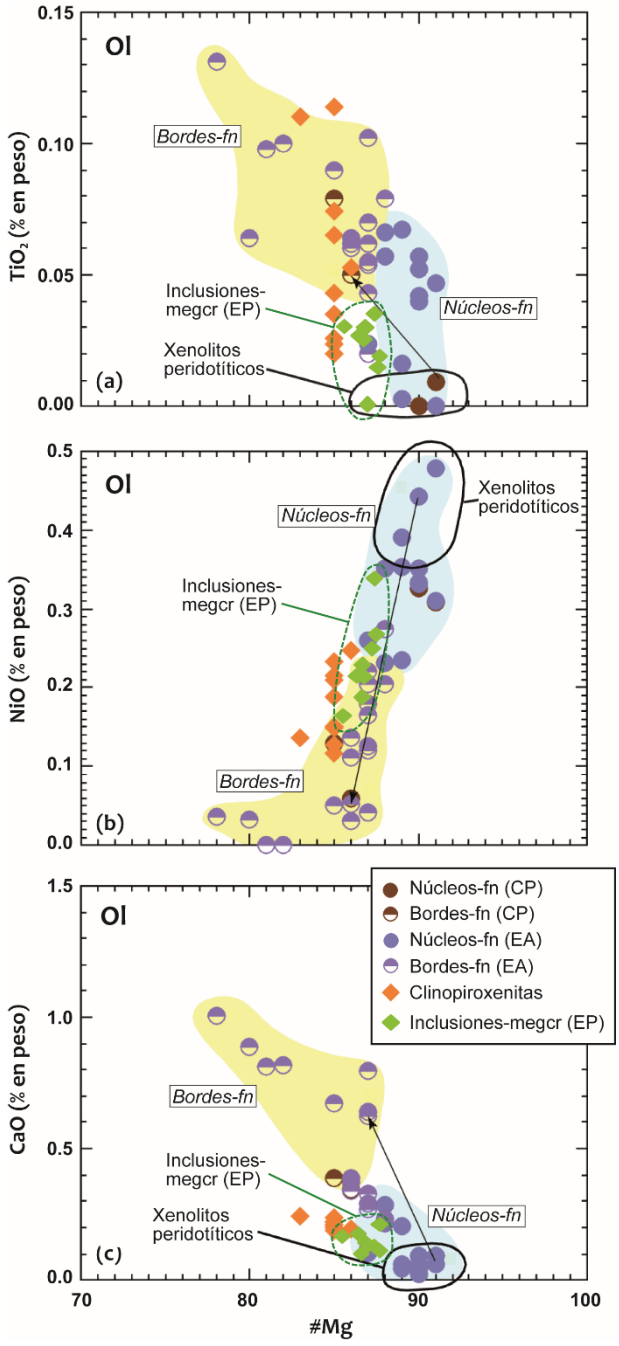

Figura III.10. Diagramas de composición de fenocristales de olivino en las rocas volcánicas de El Aprisco y Cerro Pelado (Villaseca et al., 2019b), modificados con datos de olivino incluido en megacristales de cpx en la nefelinita olivínica de El Palo. CP = Cerro Pelado, EA =El Aprisco, EP = El Palo. Las flechas negras indican el zonado núcleo-borde de un solo cristal. Los datos del olivino en xenolitos peridotíticos proceden de Villaseca et al. (2010) y González-Jiménez et al. (2014).

Química mineral

Olivino

Los fenocristales de olivino analizados muestran un contenido alto y variable en el componente forsterita (Fo_{78}-Fo_{91}) (Tabla suplementaria **S5.M-1a**). El olivino con una composición más primitiva corresponde al núcleo de los fenocristales (#Mg = 0.86-0.91 y NiO = 0.11-0.48% en peso), contrastando con los bordes, que contienen más TiO_2 (hasta un 0.13% en peso) y CaO (hasta un 1%). Algunos núcleos de los fenocristales tienen contenido en elementos mayores similares al olivino de los xenolitos peridotíticos previamente estudiados (Villaseca et al., 2010) (Fig. **III.10**), como ya había sido descrito por Lierenfeld y Mattsson (2015) en El Aprisco, y han sido interpretados como fragmentos de cristales del manto litosférico (Lierenfeld y Mattsson, 2015).

Los cristales alargados de olivino que aparecen incluidos en los megacristales de clinopiroxeno (solo en el caso de El Palo, EP en Figura **III.10**) o creciendo en zonas hipocristalinas intersticiales de los enclaves de clinopiroxenita, tienen menor #Mg y concentraciones ligeramente inferiores de NiO que algunos núcleos de fenocristales. Su composición se sitúa en la tendencia química general de núcleo a borde: junto con un #Mg menor hay una disminución del contenido en NiO y SiO_2, y aumento en CaO y TiO_2 (Fig. **III.10**). El olivino de las clinopiroxenitas muestra un amplio rango en el contenido en TiO_2 (Fig. **III.10a**), siendo los cristales más ricos en Ti los más próximos a la flogopita intersticial. Cabe destacar que el CaO de este olivino es inferior al mostrado por los bordes de los fenocristales (Fig. **III.10c**).

Clinopiroxeno

El clinopiroxeno (en megacristales, fenocristales, pequeñas inclusiones en otros minerales y en los enclaves de clinopiroxenitas) se clasifica como diópsido, aunque en detalle presenta la composición más variada de todos los minerales.

Los megacristales de clinopiroxeno tienen valores de #Mg indicativos de una composición primitiva en las rocas volcánicas de El Aprisco (0.81-0.83), Cerro Pelado (0.83-0.84) y El Palo (0.86-0.88), que contrasta con la composición más evolucionada del megacristal del Cerro Gordo (0.71-0.72) (Fig. **III.11**). Este megacristal también muestra mayor contenido en TiO_2, CaO y Na_2O que el resto de megacristales analizados (Fig. **III.11**; Tabla suplementaria **S5.M-1b**). Los megacristales de El Palo, siempre de color verde, presentan alto contenido en Cr_2O_3 y NiO respecto al resto de megacristales, siendo superior al del clinopiroxeno de las wehrlitas previamente analizadas en el CVC (Villaseca et al., 2010) (Fig. **III.11c;** Tabla suplementaria **S5.M-1b**).

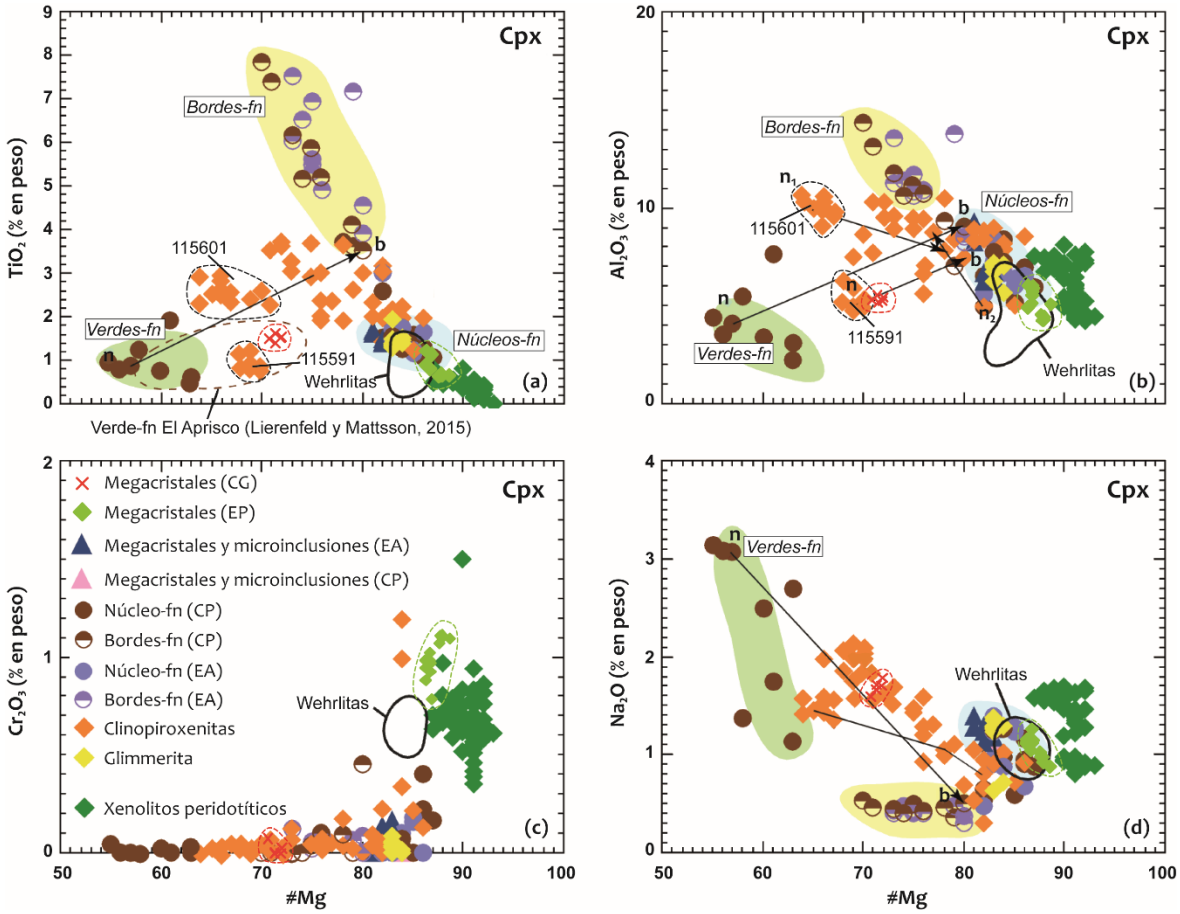

Figura III.11. Diagramas de composición en elementos mayores del clinopiroxeno macrocristalino de los volcanes El Aprisco y Cerro Pelado (Villaseca et al., 2019b), con datos de megacristales de los volcanes El Palo (EP) y Cerro Gordo (CG). Las flechas negras indican las tendencias de zonado tanto en fenocristales con núcleos verdes como en cristales verdes o incoloros del clinopiroxeno en enclaves de clinopiroxenita. En la clinopiroxenita 115601 (El Aprisco) hay dos patrones diferentes de zonado (n_1, n_2). Se ha incluido la composición de núcleos de fenocristales (campo en verde, verdes-fn en diagrama **(a)**) de Lierenfeld y Mattsson (2015). El clinopiroxeno de los xenolitos peridotíticos (lherzolitas y wehrlitas) son de Villaseca et al. (2010) y González-Jiménez et al. (2014).

Por otro lado, en el volcán Cerro Pelado, donde aparecen fenocristales incoloros y verdes, los núcleos verdes tienen menor contenido en TiO_2 y Al_2O_3 y mayor en FeO (menor #Mg) y Na_2O que los núcleos incoloros (Fig. **III.11**). Los megacristales del volcán El Palo, que son de tono verde pálido por su alto contenido en Cr (y Ni), presentan composiciones próximas a los fenocristales incoloros de Cerro Pelado, y muy parecidas a los clinopiroxenos de los xenolitos wehrlíticos del Cerro Pelado (Fig. **III.11**). Los bordes (normalmente de tonalidades púrpuras) en los dos tipos más comunes de fenocristales (El Aprisco, Cerro Pelado, Cerro Gordo) muestran una composición similar, caracterizados por tener mayor contenido en TiO_2, Al_2O_3 y menor de Na_2O (Fig. **III.11**), con respecto a los núcleos correspondientes. Los bordes de estos fenocristales respecto a los núcleos verdes e incoloros presentan composiciones intermedias en

#Mg, Cr_2O_3 y NiO (Fig. **III.11**; Tabla suplementaria **S5.M-1b**), sugiriendo que el magma que transportó este cargamento cristalino podría tener una composición química intermedia entre los que dieron lugar a ambos tipos de núcleos de fenocristales.

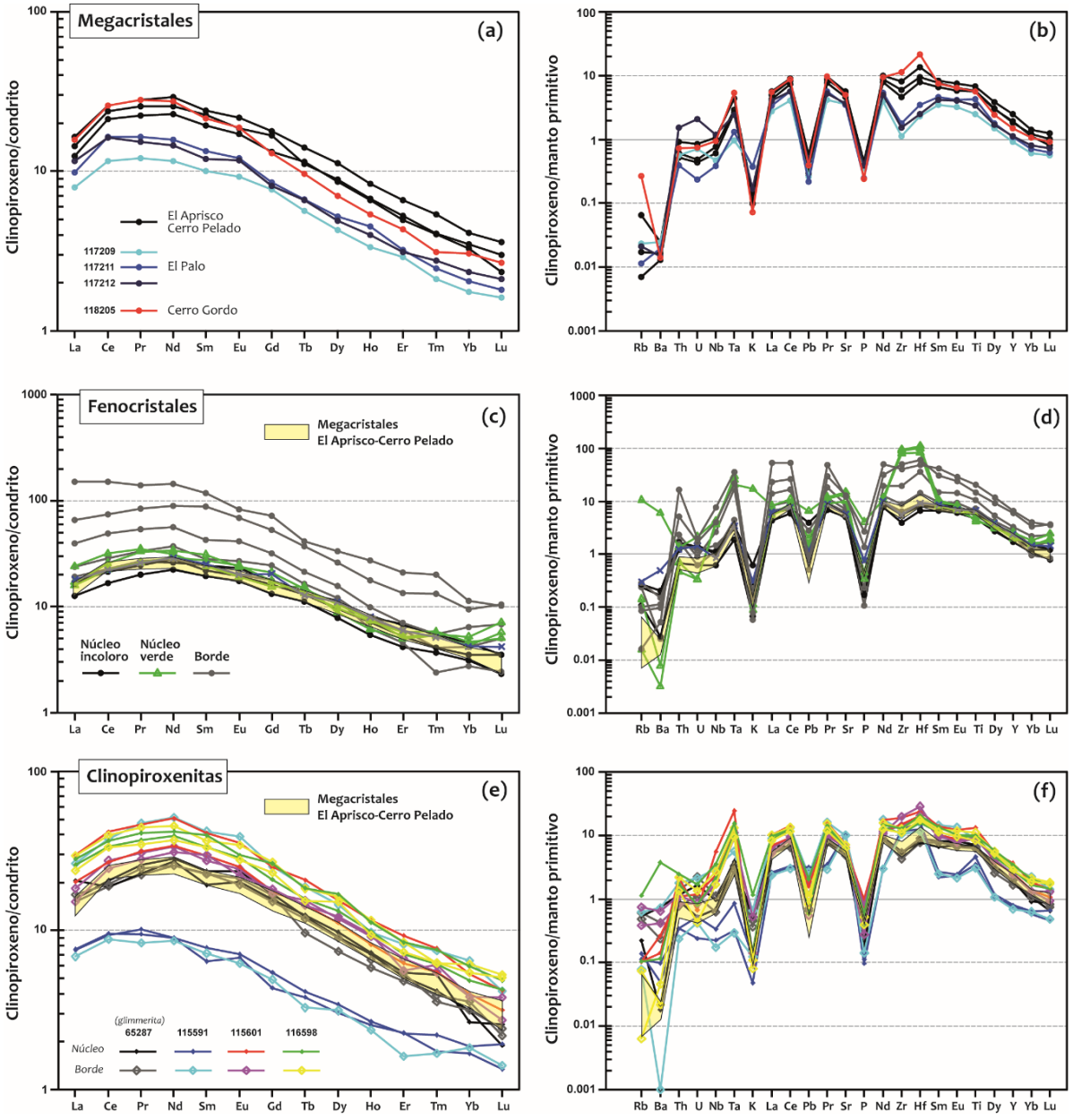

Figura III.12. (a, c, e) Diagramas de REE normalizadas al condrito y (b, d, f) diagramas de elementos trazas normalizados al manto primitivo del clinopiroxeno en megacristales, fenocristales y clinopiroxenitas de los centros volcánicos El Aprisco y Cerro Pelado (Villaseca et al., 2020). Se incluyen nuevos datos de megacristales de clinopiroxeno de los volcanes El Palo y Cerro Gordo **(a, b)**. Los valores del condrito y el manto primitivo proceden de Sun y McDonough (1989). El campo composicional (en amarillo) de los megacristales de El Aprisco y Cerro Pelado se ha representado también en los diagramas (c-f) para su comparación.

El clinopiroxeno de los enclaves de clinopiroxenitas y glimmerita presenta una composición intemedia entre las de los de núcleos incoloros y verdosos de los megacristales, pero marcan una pauta composicional algo más diferenciada, más rica en TiO_2 y Al_2O_3 (Fig. **III.11**). Estos cristales de clinopiroxeno, que muestran un zonado más o menos complejo (Fig. 6 de Villaseca et al., 2019b), tienden hacia bordes más ricos en MgO y TiO_2 y más pobres en Na_2O, que resulta ser similar a la composición de los cristales de la matriz de las rocas volcánicas analizadas. El clinopiroxeno de los xenolitos peridotíticos de estos

centros volcánicos (Villaseca et al., 2010) tiene mayor #Mg y mayor contenido en Cr_2O_3 y menor en TiO_2 que los de las clinopiroxenitas. Sin embargo, el clinopiroxeno de los xenolitos wehrlíticos se acerca composicionalmente a los núcleos incoloros de megacristales y fenocristales con composiciones más primitivas (excepto por el mayor contenido en Cr_2O_3).

A pesar de las semejanzas composicionales anteriormente expuestas, los clinopiroxenos de peridotitas no siguen las mismas tendencias de diferenciación que los macrocristales magmáticos (Fig. **III.11**), por lo que alejan la posibilidad de una relación genética entre los megacristales, los núcleos de los fenocristales y el clinopiroxeno de los xenolitos peridotíticos.

La composición en elementos trazas de los megacristales de clinopiroxeno (Tabla suplementaria **S6.LA-1**), representada en diagramas normalizados al condrito y al manto primitivo muestra perfiles relativamente paralelos entre los diferentes centros volcánicos, con formas convexas hacia arriba en LREE y un fuerte empobrecimiento en HREE (Fig. **III.12a),** así como fuerte empobrecimiento en Rb-Ba, y anomalías negativas de K, Pb y P (Fig. **III.12b**). Los megacristales verdes de El Palo marcan los valores más bajos en el contenido en REE y una anomalía negativa más marcada en U y Zr (y ligera en Hf) con respecto a los de los otros volcanes (El Aprisco, Cerro Pelado y Cerro Gordo). El megacristal de clinopiroxeno del Cerro Gordo presenta un perfil ligeramente más fraccionado en HREE y un mayor contenido en Rb (Fig. **III.12a**).

Los núcleos incoloros de los fenocristales de clinopiroxeno presentan una composición muy parecida a la de los megacristales (Fig. **III.12c, d**), lo que indica un origen similar para ambos tipos de cristales. Los fenocristales con núcleo verde muestran perfiles de REE que se solapan con los megacristales y fenocristales incoloros (Fig. **III.12c**), reforzando así el carácter cogenético de todos los tipos de clinopiroxenos macrocristalinos estudiados. Sin embargo, los núcleos verdes (sólo aparecen en fenocristales de El Aprisco y Cerro Pelado) tienen contenidos ligeramente más altos en los elementos trazas más incompatibles (LREE, Fig. **III.12c**), una marcada anomalía positiva de Zr-Hf y negativa de Nb-Th-U (Fig. **III.12d**). Los contenidos más bajos de Ti, Cr y Ni comparados con los de los núcleos incoloros (Fig. **III.13**) refuerza estas diferencias sustanciales entre los núcleos verdes e incolores de los fenocristales. Los bordes de los fenocristales presentan amplios rangos de REE y otros elementos trazas incompatibles (Figs. **III.12.c, d** y **13**), aunque normalmente con mayores contenidos en REE que los núcleos (Fig. **III.12c**), sugiriendo una evolución compleja del magma que transportó estos fenocristales, durante el transporte volcánico.

La composición en REE del clinopiroxeno en las clinopiroxenitas de El Aprisco y Cerro Pelado se superpone al campo de los megacristales acompañantes, aunque define un rango con mayores contenidos para todas las REE, salvo en la clinopiroxenita 115591 de El Aprisco, considerablemente más empobrecida (Fig. **III.12e**). Las melilititas olivínicas de este centro volcánico también incluyen la clinopiroxenita 115601, con el núcleo de clinopiroxeno que muestra el mayor contenido en REE (Fig. **III.12e**). Algunos clinopiroxenos verdosos de las clinopiroxenitas presentan anomalías positivas de Zr-Hf y Nb-Ta en los perfiles de multitrazas (Fig. **III.12f**), aunque no tan marcadas como en los núcleos de los fenocristales verdes (Figs. **III.12d y 13a**). Aun así, cabe destacar la gran similitud en la composición y patrones de REE y multitrazas de los núcleos de los fenocristales incoloros y verdes, megacristales y la mayoría de los clinopiroxenos de las clinopiroxenitas. De forma similar, algunos sectores de tonos verdosos en los clinopiroxenos zonados de los enclaves clinopiroxeníticos presentan enriquecimientos de Zr-Hf y Nb-Ta en los perfiles de multitrazas (más perceptible en el perfil del zonado de la Fig. 9 de Villaseca et al., 2020), aunque no son tan marcados como en los núcleos verdes de fenocristales (Figs. **III.12d y 13a**).

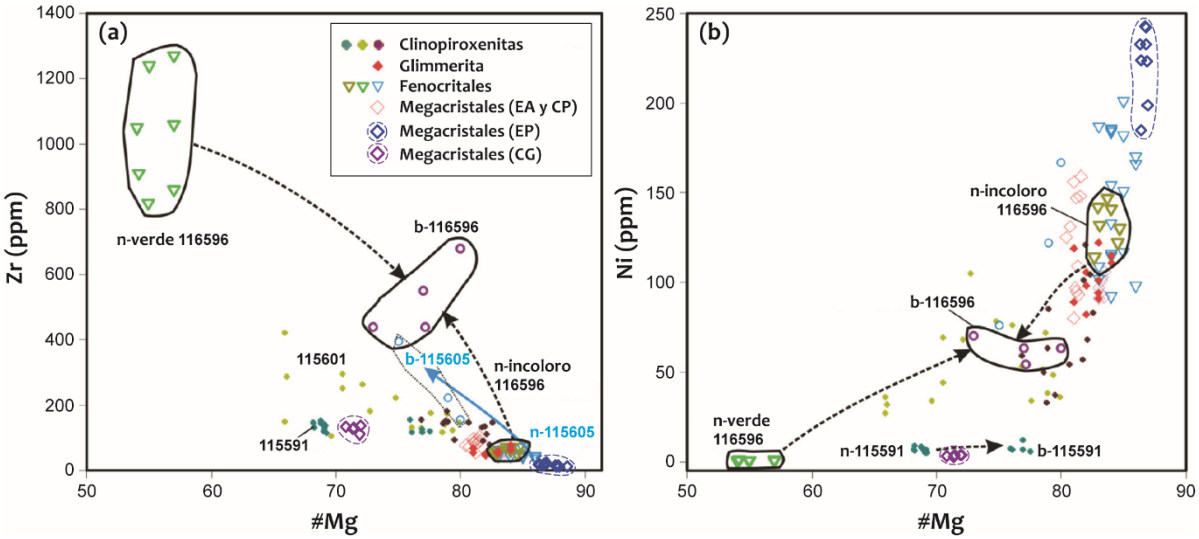

Figura III.13. Diagramas de variación composicional (Zr y Ni vs. #Mg) del clinopiroxeno en enclaves clinopiroxeníticos, fenocristales y megacristales de los volcanes El Aprisco (EA) y Cerro Pelado (CP) (Villaseca et al., 2020), con datos de megacristales de los volcanes El Palo (EP) y Cerro Gordo (CG). Las flechas representan la evolución del zonado en los fenocristales (con núcleos verdes o incoloros). En las clinopiroxenitas sólo hay una fuerte variación del #Mg, de núcleo a borde del cristal (muestra 115591 en b).

Anfíbol

Los megacristales de anfíbol encontrados en los centros volcánicos Cerro Pelado y El Aprisco pueden clasificarse en su mayoría como pargasita, aunque también aparecen las variedades Mg-hastingsita y kaersutita (Leake et al., 2004), sin que se hallan encontrado diferencias significativas entre las composiciones e los megacristales de anfíbol de ambos volcanes(Fig. **III.14**). Tan solo son reseñables un contenido algo mayor en Al_2O_3, CaO, TiO_2 y K_2O en los megacristales del Cerro Pelado con respecto a los de El Aprisco. El #Mg puede alcanzar valores relativamente altos (hasta 0.83; Fig. **III.14**), indicativo de una composición bastante primitiva, lo cual se correlaciona positivamente con el contenido en Al_2O_3 y K_2O (Fig. **III.14b, d**). El contenido en CaO es bastante homogéneo y en TiO_2 presenta un comportamiento más complejo, con una ligera disminución de su contenido hacia los términos más evolucionados, que se refleja en los valores de menor #Mg en la muestra 115599 (El Aprisco) (Fig. **III.14a**). Ocasionalmente hay cristales de anfíboles más pequeños, caracterizados químicamente por un contenido ligeramente mayor en TiO_2 y Al_2O_3 (análisis 111656-39; Tabla suplementaria **S5.M-1c**).

Los anfíboles en los enclaves de clinopiroxenita presentan una composición más heterogénea que los megacristales de El Aprisco y Cerro Pelado (Tabla suplementaria **S5.M-1c**), aunque exista cierto solapamiento (Fig. **III.14**). El #Mg del anfíbol es más bajo en algunas clinopiroxenitas, con una correlación positiva en el TiO_2, Al_2O_3 y CaO, mostrando así una ligera disminución de estos elementos en los tipos más evolucionadas (Fig. **III.14**). El anfíbol de la clinopiroxenita 115601 presenta composiciones más evolucionadas hacia los bordes del cristal, con un ligero aumento en el contenido de K_2O y menor #Mg) (Fig. **III.14d**). Finalmente, la composición de los anfíboles de los xenolitos peridotíticos, interpretados como minerales de metasomatismo en el manto (Villaseca et al., 2010), presentan un mayor #Mg, mayor contenido en Cr_2O_3 y menor en TiO_2 y K_2O, muy alejados de los campos composicionales de los anfíboles de megacristales o de enclaves piroxeníticos (Fig. **III.14**).

En cuanto a la composición de elementos trazas, los megacristales de anfíbol presentan perfiles de REE similares a los de los megacristales de clinopiroxeno, caracterizados por una forma convexa en las LREE y un fraccionamiento marcado en las HREE (Fig. **III.15a**). Sin embargo, los perfiles de multitrazas son muy diferentes de los del clinopiroxeno, pues muestran un mayor contenido en LILE (K, Rb, Ba > Sr) y Nb-

Ta, trazando una gran anomalía negativa en Th-U respecto a los perfiles de megacristales de clinopiroxeno (Fig. **III.15b**). La química de elementos trazas de los megacristales de anfíboles de Calatrava (Tabla suplementaria **S6.LA-1**) es muy similar a la descrita en los megacristales de Eifel (Shaw y Eyzaguirre, 2000), como ocurría con la de los clinopiroxenos. El $D^{amp/cpx}$ (coeficiente de reparto intermineral) para las REE, Th, U, Zr y Hf estimado para ambas variedades de megacristales tiene un rango de 0.6-2, similar a datos experimentales y a valores obtenidos en otras rocas basálticas (Chazot et al., 1996; Grégoire et al., 2000; Raffone et al., 2009; Ubide et al., 2014a), indicando equilibrio químico entre ambos minerales.

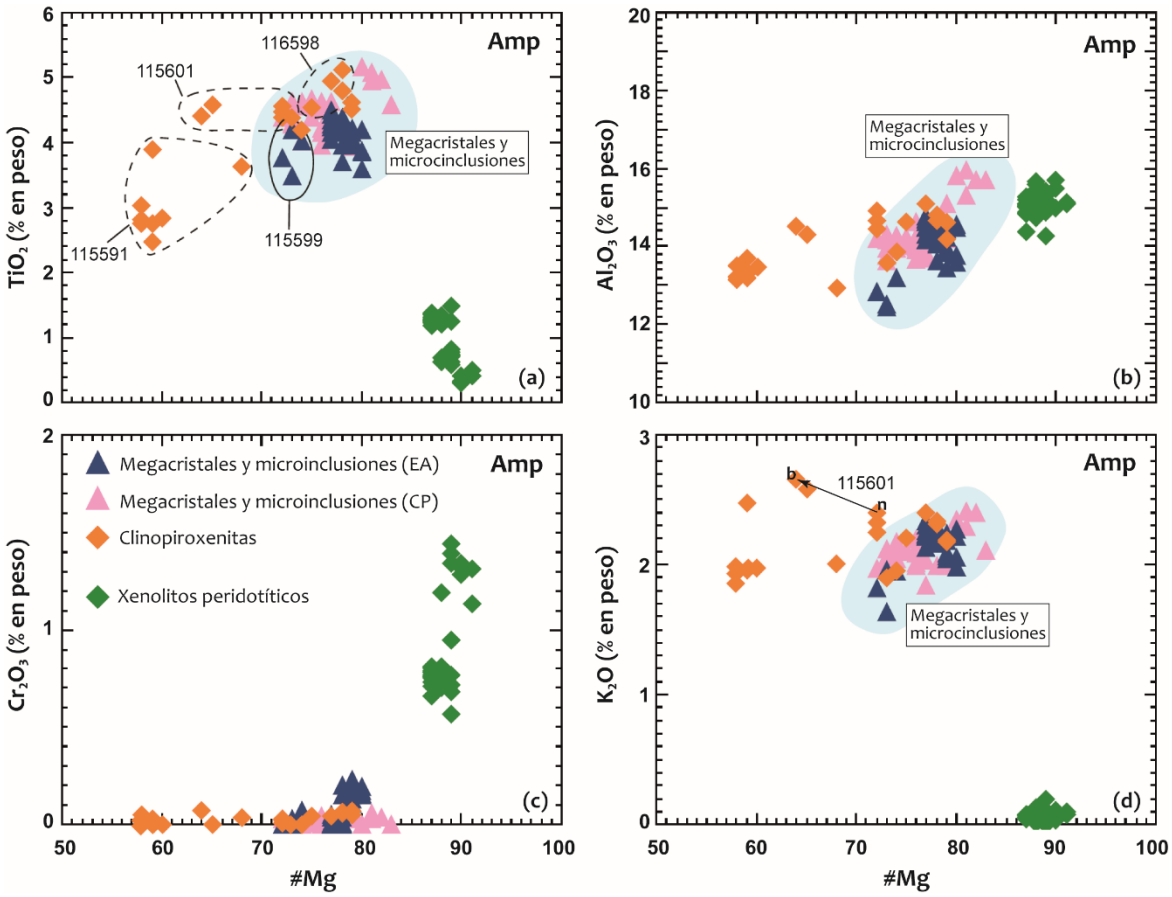

Figura III.14. Diagramas de composición en elementos mayores del anfíbol de los volcanes El Aprisco y Cerro Pelado (Villaseca et al., 2019b). Los datos del anfíbol en los xenolitos peridotíticos de estos centros volcánicos proceden de Villaseca et al. (2010) y González-Jiménez et al. (2014).

Flogopita

La composición en elementos mayores de la flogopita de los megacristales, macrocristales y como microinclusiones en otros megacristales de la nefelinita olivínica del Cerro Pelado (Tabla suplementaria **S5.M-1d**) define un conjunto composicional relativamente homogéneo (Fig. **III.16**). Estas flogopitas muestran una composición con un #Mg que varía, generalmente, entre 85 y 78, altas concentraciones de Al_2O_3, TiO_2 y K_2O y contenidos por debajo del 0.2% en peso de Cr_2O_3 (Fig. **III.16**; Tabla suplementaria **S5.M-1d**). La similitud composicional entre las microinclusiones y los cristales más grandes (megacristales y macrocristales) sugiere un origen común para todas ellas. La composición de alguno de los bordes de las microinclusiones de flogopita dentro de los megacristales de anfíbol (p.ej., Fig. **III.16a**; Tabla suplementaria **S5.M-1d**; muestra 114404) parece próxima a la de las flogopitas metasomáticas analizadas en xenolitos peridotíticos del volcán Cerro Pelado. Sin embargo, la composición de la flogopita en los xenolitos lherzolíticos difiere significativamente con respecto a la de los macrocristales, megacristales y microinclusiones del mismo centro volcánico (véase diferencias en Cr_2O_3; Fig. **III.16c**). Por el contrario, la

flogopita incluida en los megacristales de clinopiroxeno verde de El Palo tiene un contenido notablemente mayor en el #Mg, menor en Al_2O_3 y, destacando notablemente, un alto contenido en Cr_2O_3, incluso mayor que la flogopita de las lherzolitas analizadas en el volcán Cerro Pelado (Villaseca et al., 2010) (Fig. **III. 16c**).

La flogopita de los enclaves de clinopiroxenita y glimmerita también muestran similitud con la flogopita de los megacristales y fenocristales, aunque en las clinopiroxenitas tiene una composición ligeramente más evolucionada, con un rango del #Mg entre 83 y 71 (Fig. **III.16**). La mayoría de los elementos mayores de la flogopita no experimentan una gran variación en su concentración con la diferenciación, excepto una sutil disminución del Al_2O_3 y K_2O (Fig. **III.16b**; Tabla suplementaria **S5.M-1d**). La composición de los cristales de mica biotita de la matriz de las rocas volcánicas del CVC (Cebriá, 1992) es de mayor contenido en TiO_2 y menor en Al_2O_3 y #Mg respecto a las flogopitas macrocristalinas (Fig. **III.16a, b**).

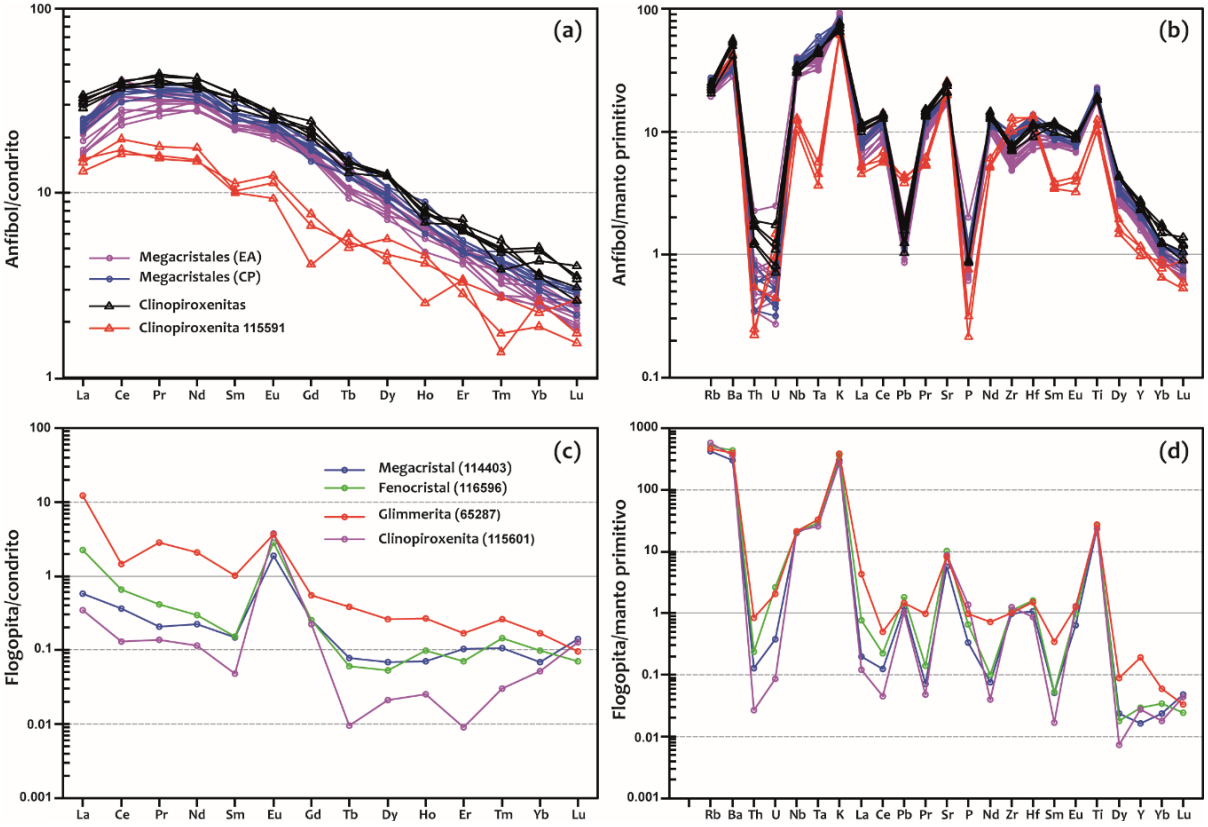

Figura III.15. (a, c) Diagramas de REE normalizadas al condrito y (b, d) diagramas de elementos trazas normalizados al manto primitivo del anfíbol y la flogopita en megacristales, fenocristales y clinopiroxenitas de los centros volcánicos El Aprisco y Cerro Pelado (Villaseca et al., 2020). Los perfiles de la flogopita corresponden a promedios de cada una de las muestras **(c, d)**. Los valores del condrito y el manto primitivo proceden de Sun y McDonough (1989).

La flogopita presenta contenidos muy bajos (subcondríticos) en REE-Y (Fig. **III.15c, d**). Sin embargo, su contenido en LILE (K, Rb, Ba) y Cr-Ni-Ti es más alto que el que muestran los anfíboles (Fig. **III.15b, d**; Tabla suplementaria **S6.LA-1**). La flogopita de la glimmerita 65287 presenta las concentraciones mayores en trazas (Fig. **III.15c, d**). En los perfiles de REE, los megacristales y fenocristales de flogopita presentan composiciones intermedias comparadas con las que presentan la flogopita de los enclaves ultramáficos (clinopiroxenita y glimmerita), pero todos los cristales analizados tienen perfiles subparalelos entre ellos, aunque con un marcado incremento de la anomalía positiva de Eu a medida que las contenidos en REE son más bajos (Fig. **III.15c**). Los coeficientes $D^{phl/amp}$ obtenidos en estas flogopitas para los elementos Nb-Ta (0.5-0.6), Zr-Hf (0.06-0.12), Rb (16-20), Ba (8-9) y Sr (0.3-0.4) son similares a los reportados en otros estudios (Grégoire et al., 2000; Kaczmarek et al., 2016).

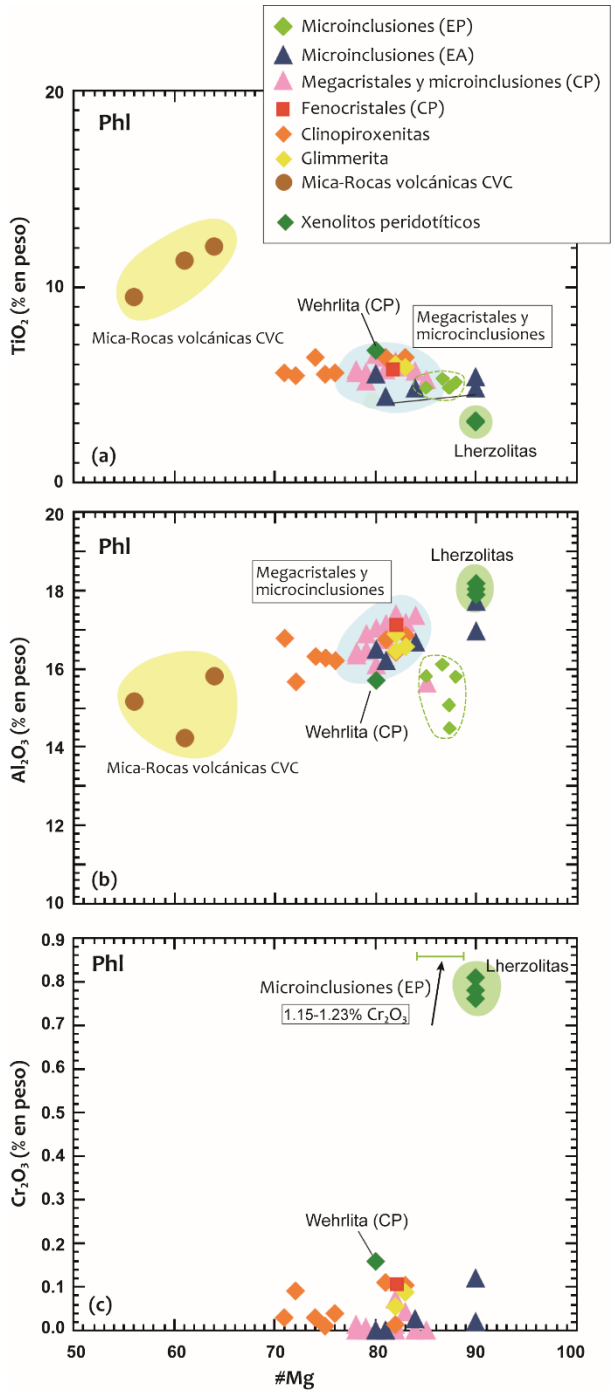

Figura III.16. Diagramas de la composición en elementos mayores de la flogopita de los volcanes El Aprisco y Cerro Pelado (Villaseca et al., 2019b) junto con datos de flogopitas incluidas en megacristales de clinopiroxeno de El Palo. La flecha negra indica el zonado núcleo-borde de una microinclusión de flogopita en el anfíbol-megacristal 114404. Se han incluido los análisis de mica de la matriz de las rocas volcánicas (Cebriá, 1992). Los datos de flogopita metasomática en xenolitos peridotíticos proceden de Villaseca et al. (2010) y González-Jiménez et al. (2014).

Aunque este mineral máfico hidratado se presenta como megacristal ocasional en algunos centros volcánicos del CiMACI occidental (p.ej., Shaw y Eyzaguirre, 2000; Mayer et al., 2014), hasta donde conocemos solo se han publicado datos de contenidos en elementos trazas en un megacristal de flogopita de melilititas olivínicas del Cenozoico de Ahggar Swell (Argelia) (Kaczmarek et al., 2016). Los perfiles normalizados de elementos trazas obtenidos en ese megacristal son similares a los del CVC, aunque con concentraciones ligeramente más altas que los de Calatrava

Minerales de Fe-Ti

Se ha identificado magnetita y titano magnetita en diferentes formas texturales, tanto como grandes cristales alotriomorfos o idiomorfos, varillas alargadas de hasta 1.5 mm de tamaño y como microinclusiones dentro de los megacristales de clinopiroxeno, anfíbol y clinopiroxenitas. Los megacristales máficos también pueden tener microinclusiones alineadas de pirrotina rica en Ni (Ni = 3.1% en peso; Tabla suplementaria **S5.M-1e** análisis 111639-25), similar a la pirrotina encontrada en el enclave de glimmerita del Cerro Pelado (Tabla suplementaria **S5.M-1e**).

También aparecen ilmenita y titanita en contenido accesorio, pero son comunes en los enclaves de clinopiroxenita del maar de El Aprisco. La ilmenita también aparece en algunos glóbulos vítreos en zonas intersticiales de los megacristales de anfíbol. En todos los casos, la ilmenita tiene un alto contenido en MgO (hasta 6.6% en peso), similar al descrito en otras clinopiroxenitas ígneas (p.ej., Bondi et al., 2002).

Condiciones P-T

Termobarometría del clinopiroxeno

Las estimaciones cuantitativas de presión y temperatura se han calculado mediante las ecuaciones barométricas y termométricas de Neave y Putirka (2017) y Putirka (2008), respectivamente, teniendo en cuenta la

composición del clinopiroxeno macrocristalino de los magmas volcánicos del Cerro Pelado y El Aprisco. Los resultados se encuentran en la **Tabla suplementaria S2.PT** al final del documento. Se utilizó la nefelinita olivínica CAL-73 del volcán Cerro Pelado y una composición promedio de las melilititas olivínicas del CVC (Cebriá, 1992) como composición de los líquidos parentales de cada volcán, teniendo en cuenta la ausencia de muestras sin contaminar de melilititas de El Aprisco (piroclastos extraordinariamente cargados de fragmentos líticos y xenocristales, de origen muy diverso). Se consideró que los cristales de clinopiroxeno con valores de K_D $(Fe\text{-}Mg)^{Cpx\text{-}fundido}$ dentro del intervalo 0.31-0.49 podrían estar próximos al equilibrio (Tabla suplementaria **S2.PT**). Esta ampliación del rango de equilibrio de Putirka concuerda con los experimentos de Pilet et al. (2010) (ver su Fig 1b), con vidrios de bajo contenido en álcalis, donde demostró que ese K_D varía en función del contenido total de álcalis del fundido coexistente (0.3-0.4 en fundidos con $Na_2O + K_2O < 4.5\%$ en peso, como las rocas estudiadas en Calatrava). Algunos de los valores más alejados del equilibrio son los calculados para los bordes alrededor de los megacristales y fenocristales (Tabla suplementaria **S2.PT**), lo que apunta a una evolución química del fundido que lo transportaba, durante el ascenso volcánico.

La temperatura y presión estimadas en los megacristales de clinoproxeno muestran los siguientes rangos: 1348-1365 ^oC y 14.1-15.3 kbar en el volcán Cerro Pelado; 1348 -1393 ^oC y 14.7-16.9 kbar en El Aprisco. Estos valores coinciden con las estimaciones P-T en los núcleos de los fenocristales de clinopiroxeno en ambos centros volcánicos (Tabla suplementaria **S2.PT**; Fig. **III.17**). Los microcristales de clinopiroxeno que se encuentran dentro de los megacristales de anfíbol también muestran valores de P-T similares a los de los núcleos de megacristales y fenocristales.

En los bordes de los fenocristales y microcristales las estimaciones de P-T son progresivamente más bajas (≈ 1180-1270 ^oC; 3.1-8.4 kbar) (Fig. **III.17**). Las temperaturas estimadas de cristalización de los megacristales de clinopiroxeno (1275-1350 ^oC) son más altas que las obtenidas en algunos estudios experimentales sobre magmas básicos alcalinos subsaturados en sílice (p.ej., Irving y Green, 2008; Bonechi et al., 2017). No obstante, las rocas volcánicas de Calatrava tienen menor contenido en SiO_2 y un #Mg ligeramente superior con respecto a las muestras utilizadas en esos trabajos experimentales. Además, la cristalización de anfíbol y flogopita sucede próxima a condiciones *líquidus* en magmas alcalinos hidratados ($H_2O \geq 2\%$ en peso), alcanzando así temperaturas y presiones claramente superiores a 1100 ^oC y 15 kbar (Irving y Green, 2008).

En los enclaves de clinopiroxenita y glimmerita las estimaciones de P-T en los núcleos de clinopiroxeno varían entre 11.9-16.5 kbar y 1360–1245 ^oC, similares a los resultados obtenidos en los megacristales y fenocristales de clinopiroxeno (Tabla suplementaria **S2.PT**; Fig. **III.17**). Los bordes de los clinopiroxenos zonados de estas clinopiroxenitas muestran una amplio rango de valores de temperatura y presión, que coinciden con las presiones y temperaturas más bajas obtenidas en los bordes de megacristales (hasta 1245 ^oC y 8.4 kbar).

Estas estimaciones de P-T de los megacristales, núcleos de fenocristales y enclaves de clinopiroxenita tienen rangos de presión similares a los obtenidos en xenolitos peridotíticos de los mismos centros volcánicos (Villaseca et al., 2010), pero con temperaturas significativamente más altas (Fig. **III.17**). En comparación con las condiciones P-T estimadas para xenolitos peridotíticos del Macizo Central Francés (MCF, Yoshikawa et al., 2010), muestran valores de equilibrio mineral similares (Fig. **III.17**).

Barometría del anfíbol

Las estimaciones de presión basadas en la composición del anfíbol se han calculado utilizando los barómetros P1A y P1D de Ridolfi y Renzulli (2012) (Tabla suplementaria **S2.PT**). Ambos cálculos proporcionan un rango similar de presiones para los megacristales de Cerro Pelado, aproximadamente de

10.3 a 17.5 kbar. Los valores obtenidos para el volcán El Aprisco se superponen con los resultados anteriores (barómetro P1D), siendo ligeramente superiores (10.2-18.3 kbar) si se utiliza el barómetro P1A.

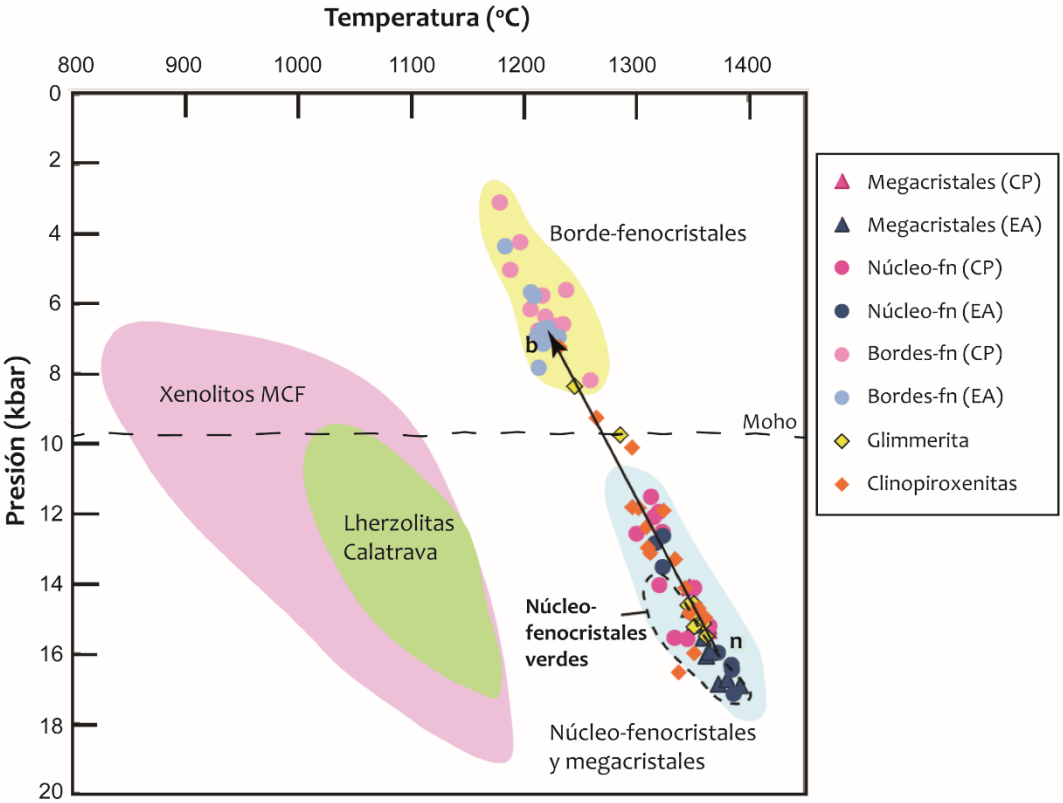

Figura III.17. Diagrama de presión y temperatura estimadas del magmatismo del CVC (Villaseca et al., 2019b). Datos estimados mediante el uso del geotermómetro (ecuación 33) de Putirka (2008) y el geobarómetro de Neave y Putirka (2017), utilizando la composición del clinopiroxeno y el líquido en equilibrio con este. La flecha indica la evolución desde el núcleo (n) hasta el borde (b) del fenocristal 115603 (Tabla **S2.PT**). Se han incluido las condiciones P-T estimadas para los xenolitos peridotíticos del MCF (Yoshikawa et al., 2010) y del CVC (Villaseca et al., 2010). La discontinuidad Moho en el centro de la península está situado a unos 32 km de profundidad, aproximadamente (Granja Bruña et al., 2015), pero en Francia central está menos profundo (≈ 28 km, Yoshikawa et al., 2010).

El anfíbol de microinclusiones en megacristales de clinopiroxeno, y de los enclaves de clinopiroxenita muestra valores de presión similares a las de los megacristales de anfíbol (Tabla suplementaria **S2.PT**).

Las estimaciones de presión obtenidas mediante la composición del clinopiroxeno y el anfíbol son bastante similares en núcleos de fenocristales, megacristales o en clinopiroxenitas, proporcionando un rango principal de aproximadamente 11-17 kbar, con un número más reducido de datos (incluyendo los bordes de cristales), que amplían este espectro a 2.4-18.3 kbar. Los resultados obtenidos implican el estancamiento y desencadenamiento de cristalización de los fundidos básicos alcalinos a profundidades correspondientes al manto superior (≈ 35-60 km).

Discusión

Origen de los megacristales y fenocristales

Es habitual que se encuentren grandes cristales de minerales máficos (clinopiroxeno, anfíbol y flogopita) en rocas volcánicas máficas alcalinas. El origen de estos megacristales es controvertido,

pudiendo derivar del manto (xenocristales) o de la cristalización magmática (fenocristales). En el caso de que fuesen xenocristales, los megacristales podrían considerarse fragmentos de rocas del encajante mantélico, pero si se consideran fenocristales podrían (i) ser fragmentos de acumulados mantélicos no relacionados con el fundido alcalino que los incluye o (ii) ser minerales cristalizados en condiciones de alta presión del magma que los transportó o una fracción de fundido cogenético (p.ej., Shaw y Eyzaguirre, 2000). Las características texturales (gran tamaño y cristales subidiomorfos) y la composición química de estos megacristales difieren fuertemente de los minerales que forman parte de los xenolitos peridotíticos (de menor tamaño y formas subidiomorfas). En este sentido, la química de los megacristales y fenocristales máficos también difiere de los mismos minerales en los xenolitos peridotíticos (lherzolitas) del CVC. Su contenido en elementos mayores indica un mayor grado de diferenciación (valores más bajos de #Mg y Cr_2O_3 y más altos de TiO_2) en comparación con los minerales peridotíticos (Figs. **III.11, 14, 16**). La composición de elementos trazas también muestra una gran diferencia de los megacristales y fenocristales con los minerales que forman los xenolitos peridotíticos de estos centros volcánicos (Villaseca et al., 2010; González-Jiménez et al., 2014). Solo hay ciertas similitudes tanto en elementos mayores como trazas con las wehrlitas del volcán Cerro Pelado (Villaseca et al., 2010 y datos del capítulo **VII**). Sin embargo, esta similitud probablemente esté asociada con el origen metasomático de estas wehrlitas, ya que el posible agente metasomático que interactuó con ellas estaría genéticamente relacionado con el magma nefelinítico que los transporta (Villaseca et al., 2010). De hecho, los minerales metasomáticos hidratados rara vez dan lugar a megacristales idiomorfos de tamaño de varios centímetros en lherzolitas. El anfíbol y la flogopita metasomáticos de wehrlitas del Cerro Pelado muestran perfiles de elementos trazas similares a los de los megacristales asociados, como fraccionados de alta presión derivados de fundidos similares. Empero, esta semejanza geoquímica no implica necesariamente que los megacristales representen fragmentos de la wehrlita, ya que no está respaldado por sus características petrográficas (tamaño, ausencia de texturas poiquilíticas). Además, los núcleos de fenocristales de clinopiroxeno verde tienen composiciones claramente diferentes del clinopiroxeno wehrlítico, incluida la marcada anomalía positiva de Zr-Hf (Fig. **III.12d**). Este contraste aleja la posibilidad de que los megacristales y fenocristales sean fragmentos de ninguno de los xenolitos peridotíticos que transportaron los fundidos basáticos del CVC, incluso de peridotitas fuertemente metasomatizadas o refertilizadas (wehrlitas).

Los perfiles de REE convexos, como los de megacristales de clinopiroxeno y anfíbol de Calatrava (Figs. **III.12** y **15**), han sido interpretados como típicos de minerales cristalizados a partir de magmas máficos alcalinos, a alta presión (Irving y Frey, 1984). Los núcleos incoloros de fenocristales de clinopiroxeno muestran una composición química que se superpone a los megacristales equivalentes, tanto en sus perfiles de elementos trazas como en elementos mayores, indicando que deben compartir un origen común, como minerales fraccionados, profundos. Los megacristales de clinopiroxeno y anfíbol se encuentran en equilibrio químico, ya que su $D^{amp/cpx}$ es cercano a los publicados para rocas básicas y ultrabáscas similares (Grégoire et al., 2000; Raffone et al., 2009), sugiriendo una relación cogenética entre ambos minerales. En Villaseca et al. (2020) se realizaron cálculos de líquidos en equilibrio con los megacristales de clinopiroxeno y anfíbol, y los perfiles de REE obtenidos para los hipotéticos magmas de los que derivarían, muestran una pendiente y anomalías positivas y negativas similares a los mostrados por las rocas volcánicas del CVC (Fig. 12 de Villaseca et al., 2020). Esto sugiere que los megacristales de clinopiroxeno y anfíbol podrían derivar de la cristalización fraccionada a alta presión de fundidos similares a los magmas alcalinos que los transportaron. Al introducir los nuevos datos de megacristales de clinopiroxeno de otros centros volcánicos (El Palo y Cerro Gordo), la composición de los fundidos en equilibrio calculados muestra una mayor heterogeneidad, sobre todo en elementos LILE (Rb, Ba, Th, U) y algunos HFSE (Th, U, Zr, Hf), probablemente asociada a la composición variable de estos minerales máficos y a la evolución de los distintos magmas involucrados, en profundidad. No obstante, cierto paralelismo entre los espectros estimados con los de las rocas volcánicas del CVC (sobre todo en REE, Fig. **III.18**) indican

una derivación de todo el cargamento cristalino estudiado a partir de magmas alcalinos subsaturados en sílice, similares a los que intruyen en este sector.

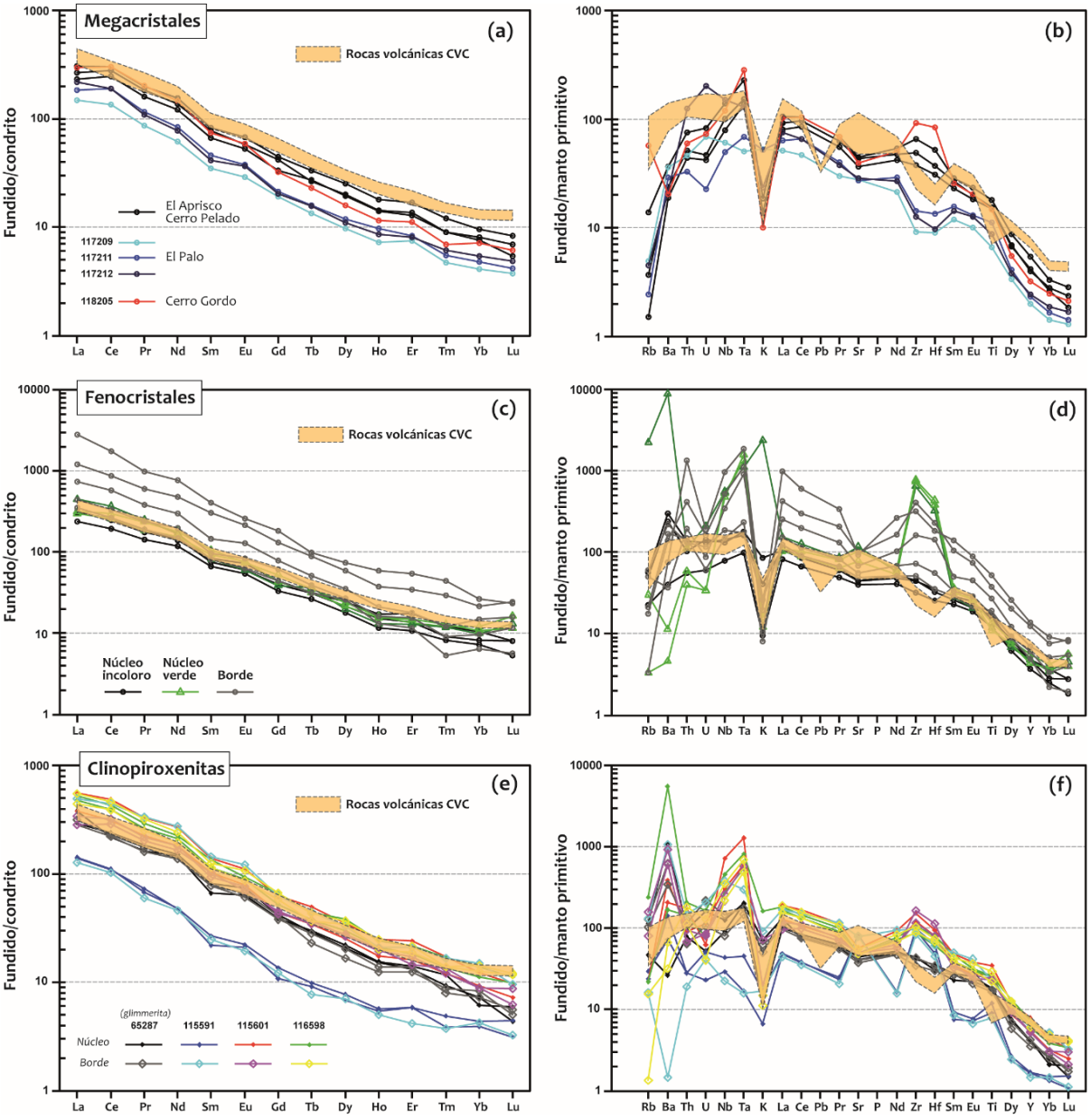

Figura III.18. (a, c, e) Diagramas de REE normalizadas al condrito y (b, d, f) diagramas de elementos trazas normalizados al manto primitivo de líquidos en equilibrio con el clinopiroxeno de megacristales, fenocristales y clinopiroxenitas de los centros volcánicos El Aprisco y Cerro Pelado (Villaseca et al., 2020). Se incluyen nuevos datos de megacristales de clinopiroxeno de los volcanes El Palo y Cerro Gordo **(a, b)**, y la composición de las rocas volcánicas del CVC. Los valores del condrito y el manto primitivo proceden de Sun y McDonough (1989).

Por otra parte, los núcleos verdes de fenocristales de clinopiroxeno rico en Fe, enriquecidos en ciertos elementos trazas (sobre todo Nb, Ta, Zr y Hf), y algunos bordes púrpura pálidos de los clinopiroxenos macrocristalinos, procederían de magmas alcalinos marcadamente más enriquecidos en estos elementos trazas, que los que afloran en el CVF (Fig. **III.18c, d**). Esto apunta a un escenario complejo de evolución de magmas por formación de diversos líquidos como consecuencia de líneas muy variables de fraccionamiento cristalino, o por interacción con magmas de diferente composición, que rellenarían esporádicamente, estos reservorios mantélicos (Villaseca et al., 2020). Además, según asciende el magma

volcánico con su cargamento cristalino, se produciría la cristalización a diferentes niveles de la litosfera superior.

Origen de los enclaves de clinopiroxenita y glimmerita

La glimmerita y clinopiroxenitas de los centros volcánicos Cerro Pelado y El Aprisco no tienen características típicas de xenolitos mantélicos. Los minerales de las peridotitas, incluso en los tipos muy metasomatizados (wehrlitas o piroxenitas), presentan composiciones de elementos muy homogéneas y carecen de zonados químicos (p.ej., Villaseca et al., 2010; Lustrino et al., 2016). Empero, el clinopiroxeno y el anfíbol de los enclaves clinopiroxeníticos estudiados muestran zonados oscilatorios o en parches (respectivamente), comúnmente observables en rocas magmáticas como texturas ígneas. Los cristales de clinopiroxeno de estos enclaves y macrocristales tampoco presentan exsoluciones lamelares, muy comunes en los xenolitos peridotíticos que presentan texturas metamórficas variables (p.ej., protogranulares), lo que también contradice su origen como fragmentos de minerales del manto atrapados durante el ascenso del magma básico.

Otro grupo de argumentos que favorecen un origen magmático para estos enclaves de clinopiroxenita y glimmerita es la composición química de sus minerales máficos. Éstos no presentan un #Mg tan alto como el de los minerales mantélicos (< 85; Figs. **III.11, 14** y **16**) y su contenido en elementos mayores es bastante variable, alcanzando grados de evolución moderados (p.ej., #Mg en el clinopiroxeno decrece hasta 64; Fig. **III.11**). Además, el hecho de que la composición química de los principales minerales máficos de estos enclaves (clinopiroxeno, anfíbol y flogopita) se solape con la de los megacristales (y núcleos de fenocristales), tanto en elementos mayores como trazas (Figs. **III.11-16**), es un claro indicador de que toda esta carga cristalina comparte un origen magmático y que probablemente cristalizaron a partir de fundidos básicos cogenéticos similares. No obstante, los líquidos en equilibrio calculados con los clinopiroxenos verdes de las clinopiroxenitas presentan perfiles de REE paralelos a los de las rocas volcánicas del CVC, pero con diferentes contenidos de REE (Fig. **III.18**), así como perfiles multitrazas con marcadas anomalías positivas de Nb-Ta y Zr-Hf, que están ausentes en las rocas volcánicas de Calatrava (Fig. **III.18f**).

Modelo de formación de la carga cristalina (megacristales, acumulados ultramáficos y xenolitos peridotíticos) en las rocas volcánicas del CVC

Los magmas alcalinos subsaturados en sílice del CVC se generaron a partir de una fuente astenosférica del manto con un contenido en elementos trazas y proporciones isotópicas similares al reservorio HIMU (o EAR), de tipo basalto de intraplaca oceánica OIB (Cebriá y López Ruiz, 1995). La flogopita y el granate se han considerado fases minerales residuales en las fuentes del manto, de acuerdo con los perfiles fraccionados de HREE y las anomalías negativas de K que muestran las rocas volcánicas de Calatrava (Figs. **II.6** y **III.8**). La determinación precisa de condiciones P-T de fusión del manto o de cristalización/equilibrio de sistema ígneos es muy difícil (p.ej., Wieser et al., 2023). Considerando el enfoque geotermobarométrico de Lee et al. (2009), que estima las condiciones P-T de origen de un fundido basáltico en equilibrio con una fuente peridotítica lherzolítica promediada se han obtenido valores de presión y temperatura estimadas para la fusión potencial y primera segregación del manto que estarían en un rango de 2.3-5.6 GPa y de 1300-1540 ^{o}C, respectivamente (Tabla suplementaria **S3.RT-1**). Estos valores deben considerarse como estimaciones groseramente aproximadas de las condiciones de fusión parcial de los magmas del CVC a partir de un protolito teórico de lherzolita. Cabe destacar, que estos valores implicaría una extracción por fusión dentro del campo de estabilidad del granate, de acuerdo con las características químicas de estos magmas alcalinos, pero los valores máximos estimados son extremadamente altos, más típicos de una zona de pluma mantélica y magmatismos más voluminosos. No obstante, apuntan a un origen astenosférico inicial (con granate estable), a temperaturas mayores a

las máximas obtenidas por geotermobarometría en megacristales máficos de estas rocas (1300 - 1350 ºC, Fig. **III.17**). Se debe recordar que el límite litosfera-astenosfera (LAB) en Calatrava puede situarse a unos 100-110 km (equivalente a unos 3.2 GPa) (capítulo **II** de la Tesis).

Durante el ascenso, algunos de estos magmas se detuvieron en reservorios o pequeñas cámaras magmáticas donde se desencadenó una cristalización fraccionada a altas presiones (en el manto litosférico subcontinental). La similitud en composición química entre el clinopiroxeno de los núcleos de los fenocristales, megacristales y clinopiroxenitas refuerza la idea de que todos los grandes cristales máficos (de milímetros a centímetros de tamaño) derivan de magmas similares y cristalizados en un nivel litosférico similar. Las estimaciones geotermométricas basadas en el equilibrio clinopiroxeno-fundido (p.ej., Putirka, 2008) indican un rango de 1302-1370 ºC para los megacristales, fenocristales y enclaves piroxeníticos, mientras que se han obtenido valores ligeramente inferiores (1225 ºC) para los bordes de reacción de estos clinopiroxenos (Tabla suplementaria **S2.PT**). Estos valores son ligeramente más altos que los obtenidos experimentalmente en magmas básicos alcalinos, subsaturados en sílice (Irving y Green, 2008). Las rocas volcánicas estudiadas son fundidos ultrabásicos y con textura porfídica (mezcla de cristales autolíticos/xenolíticos y fundido), probablemente sesgando los datos hacia una composición más primitiva, que genera temperaturas estimadas más elevadas.

Las estimaciones de presión obtenidas con los geobarómetros de Ridolfi y Renzulli (2012) y Neave y Putirka (2017) son equivalentes y quedan restringidos principalmente en un rango de presión de 11.7-16.8 kbar (Tabla suplementaria **S2.PT**). La superposición de los valores derivados de estos tres barómetros (dos para el anfíbol y uno para el clinopiroxeno) genera una considerable consistencia en los resultados obtenidos, y sugiere que los magmas parentales de megacristales, núcleos de fenocristales y clinopiroxenitas se estancaron en cámaras magmáticas ubicadas en las profundidades del manto litosférico en facies de espinela (a unos 47 ± 13 km) (Fig. **III.17**). La similitud con las presiones obtenidas en los xenolitos peridotíticos que acompañan a estos megacristales, fenocristales y enclaves piroxeníticos, apoya la idea de que las lherzolitas son fragmentos de ese encajante de manto litosférico. Sólo los bordes de los fenocristales de clinopiroxeno se equilibran a presiones mucho más bajas (2.4-8.4 kbar), de acuerdo con su cristalización tardía, durante la reacción del magma con ese cargamento cristalino, en el ascenso hacia la erupción volcánica.

Las estimaciones de presión anteriores son coherentes con la ausencia de megacristales de olivino en los fundidos de melilitita/nefelinita de estos centros volcánicos. No obstante, algunas rocas volcánicas de Calatrava tienen pequeños fenocristales de olivino e incluso, excepcionalmente, en el caso de las leucititas olivínicas del Morrón de Villamayor, macrocristales de olivino, de hasta 12 mm. En este sentido, el olivino puede proporcionar un límite aproximado de la máxima presión posible de cristalización, ya que se ha determinado experimentalmente que su campo de estabilidad alcanza alrededor de 15 kbar en algunos magmas básicos alcalinos subsaturados en sílice, con una reducción drástica o ausencia de cristalización, por encima de este valor (p.ej., Irving y Green, 2008). En esas condiciones de presión, anfíboles, flogopitas y clinopiroxeno controlan la cristalización fraccionada de magmas básicos alcalinos hidratados (Pilet et al., 2010; Irving y Green, 2008).

La presencia de fenocristales de clinopiroxeno de composición diferente (núcleos incoloros y verdes), compartiendo bordes similares, sugiere una historia magmática compleja. Así, los fundidos calculados en equilibrio con ellos presentan una composición muy evolucionada (Fig. **III.18d**). Esto sugiere procesos efectivos de diferenciación magmática en profundidad que permitan la formación de un conjunto heterogéneo de minerales máficos, con grado variable de evolución química. El clinopiroxeno y el anfíbol podrían ser los principales minerales *líquidus* durante la cristalización del magma alcalino en profundidad, debido a su abundancia modal como megacristales y en los enclaves piroxeníticos. La

flogopita y el olivino (y algunos minerales accesorios ricos en Fe-Ti) también estarían involucrados en el fraccionamiento cristalino, pero en proporciones menores.

La existencia de la dicotomía entre núcleos verdes e incoloros en fenocristales de clinopiroxeno es muy común en magmas alcalinos de otros campos volcánicos cenozoicos circum-Mediterráneos (p.ej., Shaw y Eyzaguirre, 2000; Mayer et al., 2014). Estos dos tipos de clinopiroxenos indican grandes diferencias en el grado de fraccionamiento magmático, de hasta un 70% para fundidos que se originaran (que estuvieran en equilibrio) con esos distintos núcleos, si fueran derivados de un único sistema magmático (Jankovics et al., 2016; Villaseca et al., 2020). Los procesos de cristalización fraccionada también explicarían la existencia de zonado químico en el clinopiroxeno de clinopiroxenitas, con un contenido variable de #Mg y de elementos trazas en el mismo cristal. El hecho de que este zonado sea frecuentemente oscilatorio requiere una conexión con el magma primitivo que fluctúa químicamente, como fuente de recarga. Las similitudes geoquímicas compartidas por los fenocristales verdes y los clinopiroxenos de color verde pálido de las piroxenitas, respaldan su formación en un contexto similar: acumulaciones de magma estancados en el manto litosférico. Es posible que magmas ligeramente más primitivos que los fundidos que dieron lugar a las rocas volcánicas del CVC evolucionaran por cristalización fraccionada en estos reservorios del manto, generando una amplia gama de composiciones de fundidos (desde primitivos a significativamente muy fraccionados) a escala local, no extrapolable a la escala de variabilidad química del magmatismo del campo volcánico de Calatrava, donde no aparecen más que tipos basaltoides básicos y ultrabásicos (p.ej., Ancochea, 1982). La gran heterogeneidad química de los líquidos fraccionantes en estos niveles de estancamiento mantélico contrasta con la composición isotópica similar de megacristales, enclaves de piroxenita y rocas volcánicas (Fig. **III.9**), lo que es indicativo de la naturaleza cogenética de todos los magmas involucrados en su formación. Este modelo difiere de otros trabajos sobre núcleos de fenocristales verdes de clinopiroxeno en volcanes alcalinos de la región CiMACI, donde se interpretan como procedentes de fundidos significativamente más evolucionados que las lavas del propio volcanismo, o como fragmentos xenocrísticos de rocas no cogenéticas (Aulinas et al., 2013; Jankovics et al., 2013; Matusiak-Malek et al., 2018).

Una característica típica de los márgenes enfriados en cuerpos magmáticos es la presencia de líquidos intersticiales altamente fraccionados en esas costras semisolidificadas o *cristal mush* (magma que contiene más de un 50% de cristales) (Marsh, 1996). Los acumulados piroxeníticos encontrados en las rocas volcánicas de Calatrava pueden considerarse fragmentos de este margen cristalino, con cristales de zonados complejos que evidencian la participación de fundidos muy evolucionados químicamente. Estos líquidos podrían dar lugar a microcristales individuales (núcleos de fenocristales verdes), que se incorporaron posteriormente como carga cristalina en los magmas ascendentes, menos fraccionados, aunque del mismo sistema magmático. Sin embargo, existen diferencias entre la composición de elementos traza de los fundidos calculados en equilibrio con clinopiroxeno verde y las rocas volcánicas de Calatrava más evolucionadas, como p.ej., el alto contenido de Zr-Hf de los núcleos verdes de los fenocristales (Figs. **III.18** y **19**). Los líquidos evolucionados teóricos que dieron lugar al clinopiroxeno verde, bajo en Mg, no han hecho erupción en Calatrava y probablemente quedaron atrapados en esos márgenes enfriados, como acumulados profundos. El pequeño volumen de fundidos muy fraccionados intersticiales en esas costras semi-rígidas cristalinas (plutónicas), a esas profundidades mantélicas, dificultaría su colección para poder ser segregados hacia la superficie terrestre, siendo prácticamente inmóviles o difíciles de extraer.

La composición química de los bordes de clinopiroxeno es intermedia entre los núcleos de fenocristales incoloros primitivos y los verdes evolucionados (Figs. **III.11** y **12**). Se pueden encontrar recrecimientos (bordes) sobre ambos tipos de núcleos de fenocristales y también formando el margen más externo del clinopiroxeno en algunos enclaves de clinopiroxenita. Por lo tanto, los bordes se forman a partir del magma que atrapó los megacristales, fenocristales y enclaves, y que ascendió hasta la

superficie. Esta conclusión está respaldada por la composición bastante similar entre algunos líquidos calculados en equilibrio con los bordes de clinopiroxeno y los fundidos del magmatismo de Calatrava (Fig. III.**18**). La cristalización de minerales máficos es uno de los principales factores en la diferenciación de un magma básico, lo que induce cambios en la densidad del magma, la composición de volátiles y, eventualmente, el inicio de la erupción volcánica (Mattsson et al., 2013; Re et al., 2017). La cristalización de clinopiroxeno, anfíbol y flogopita, implica que los magmas primarios o parentales eran ricos en volátiles y que una proporción significativa de minerales hidratados se separó del fundido primario debido a estos procesos de fraccionamiento cristalino de alta presión, en el manto. Es comúnmente aceptado que las erupciones volcánicas de magmas nefeliníticos y melilíticos son ricas en carbonato, y que pueden generar maares o diatremas, pues desencadenan la exsolución profunda de CO_2, debido a la cristalización de

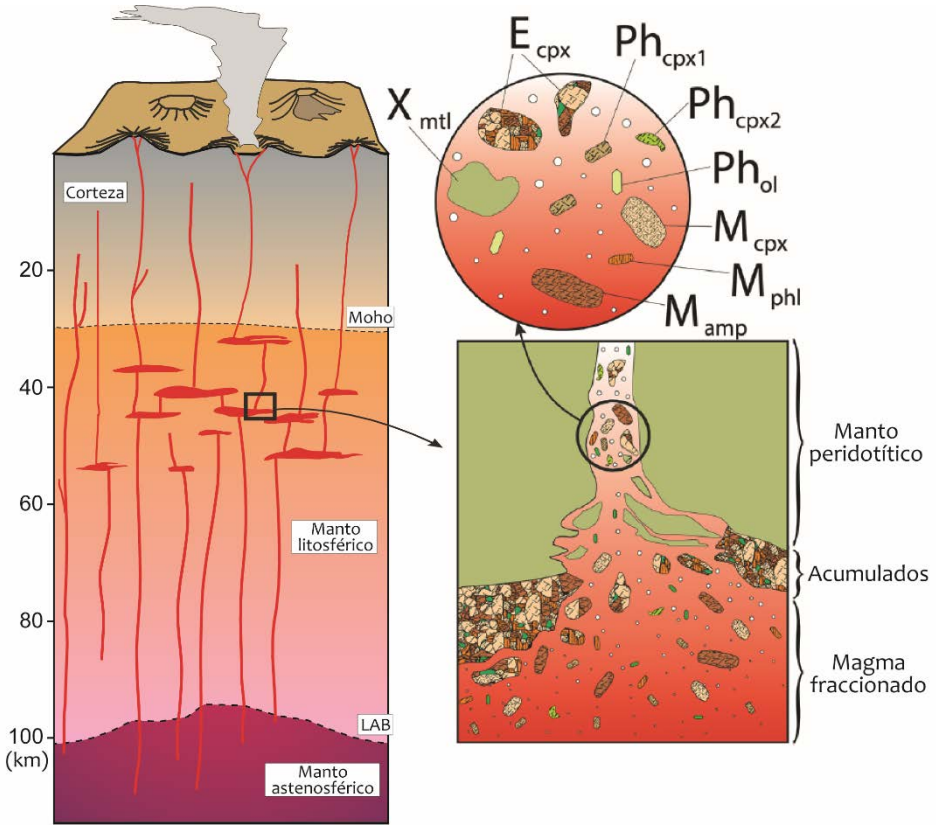

Figura III.19. Esquema de la litosfera bajo el CVC y de su probable sistema magmático (inspirado en Villaseca et al., 2019b). M, megacristal; Ph, fenocristal, E_{cpx}, enclave de clinopiroxenita; X_{mtl}, xenolito del manto. La formación de burbujas de CO_2 (círculos blancos en la figura), mediante la exsolución carbónica del fundido, está esquematizada.

silicatos hidratados (p.ej., Mattsson et al., 2013). Así, la fuerte pérdida de H_2O en la fase volátil mixta inicial (de C-H), desequilibraría la misma hacia una mayor concentración de carbónico, mucho más insoluble, tendiendo a exsolverse a gran profundidad (p.ej., Bailey, 1985). Este proceso puede ser favorecido por la descompresión del magma durante el ascenso o por la recarga de fundidos juveniles ricos en volátiles, en esos reservorios profundos de magma (Ubide et al., 2019).

En resumen, el complejo conjunto de carga cristalina (megacristales, fenocristales de diferente tamaño y naturaleza, acumulados de clinopiroxenita ricos en flogopita y anfíbol) y de xenolitos peridotíticos, que atraparon los fundidos alcalinos del CVC, sugiere una gran fragmentación inmediatamente previa a su ascenso final hacia la superficie. Aunque podría contemplarse un sistema complejo de cámaras magmáticas (Fig. **III.19**), con fraccionamiento de cristales ocurriendo a diferentes profundidades, el rango de presión anteriormente evaluado debe tomarse con precaución. Simplificando,

las diferencias de presión estimadas en los cristales de clinopiroxeno zonados demuestran que las estimaciones son de gran incertidumbre, en parte por la composición cambiante del fundido (en equilibrio) que las genera. Las condiciones P-T estimadas proporcionan una aproximación de la profundidad de estancamiento, ya que pueden producirse desviaciones de hasta 4 kbar debido al uso de composiciones de roca total no corregidas por su cargamento cristalino (Sun et al., 2018), lo que haría innecesario un modelo de cámaras magmáticas escalonadas a diferentes profundidades dentro del manto superior. La combinación del aumento de CO_2 en los líquidos próximos al frente de solidificación (formando silicatos máficos hidratados) y el movimiento ascendente del magma dentro del manto superior podría explicar la ebullición, la fragmentación de sectores cristalinos diversos (costras semisólidas del reservorio magmático, encajante, etc) y el rápido ascenso del magma a la superficie, transportando una gran cantidad de carga cristalina magmática, así como de fragmentos del encajante mantélico litosférico (xenolitos peridotíticos) (Fig. **III.19**).

CAPÍTULO IV. XENOLITOS DEL VOLCÁN DE LEUCITITAS DEL MORRÓN DE VILLAMAYOR: LHERZOLITAS EMPOBRECIDAS (TIPO N-MORB)

Los datos de este capítulo aparecen en su mayor parte publicados en la revista *Lithos* con el título "Depleted lherzolite xenoliths from the leucititic Morrón de Villamayor volcano (Calatrava volcanic field, Spain)", en el volumen **380-381** con el número de referencia 105830 (García Serrano et al., 2021a). A los datos publicados se han añadido nuevas aportaciones de datos de química mineral y de roca total (elementos mayores y trazas y datos isotópicos Sr-Nd) de la muestra 118206.

El volcán de El Morrón de Villamayor (MVM) es un pequeño edificio volcánico monogenético (de aprox. 1 km^2) ubicado en el sector oeste del CVC (Fig. **III.1**). Este edificio tiene forma de chimenea o domo volcánico del que parten varios niveles de coladas de lava de leucitita olivínica que se superponen hacia el oeste, en la zona canterada, donde presentan una grosera disyunción columnar (Fig. **III.2a**). Los afloramientos estudiados se encuentran bien expuestos y conservados gracias a un frente de cantera donde fue explotada la leucitita para balasto. A pesar de ello, los xenolitos mantélicos son escasos y de pequeño tamaño, con forma tabular, presentando su parte más larga con longitudes de 2 a 7 cm y espesores que rara vez superan el centímetro (Fig. **III.2b, c**). Hasta ahora, es el único caso del CVC donde los xenolitos peridotíticos aparecen en coladas de lava. Aun así, se ha conseguido muestrear y trabajar con quince xenolitos ultramáficos relativamente bien conservados, así como con dos muestras de la colada leucitítica en uno de los pocos sectores menos porfídicos. Como ya se ha mencionado, este centro volcánico de naturaleza ultrapotásica es el único generado en el primer evento volcánico en el CVC, diferente en composición del resto de centros volcánicos de naturaleza alcalino sódica pertenecientes al segundo y más reciente evento volcánico (p.ej., Ancochea, 2004; Cebriá, 1992; Cebriá y López-Ruiz, 1995). Por lo tanto, el manto litosférico muestreado en este centro volcánico podría registrar diferentes condiciones mantélicas, procesos de fusión parcial y eventos metasomáticos.

Uno de los objetivos de este estudio es poder distinguir las texturas y transformaciones antiguas generadas en el manto litosférico frente a las impuestas durante su transporte en el magma leucitítico. Generalmente se asume que los xenolitos ultramáficos han sido transportados rápidamente a la superficie con pequeñas e insignificantes alteraciones en su mineralogía principal (O'Reilly y Griffin, 2010). Sin embargo, en los enclaves mantélicos del MVM aparecen abundantes zonas de reacción que evidencian un fuerte grado de interacción con el magma que los transporta, a diferencia de otros grupos de xenolitos peridotíticos estudiados en el CVC (Bianchini et al., 2010; Villaseca et al., 2010; 2022a; Andía et al., 2018).

En este capítulo se caracterizan los xenolitos peridotíticos del volcán MVM evaluando: (1) la interacción con el fundido que los transporta; (2) la naturaleza relativamente fértil (con escasa tasa de fusión) de la fuente del manto litosférico; (3) los diferentes agentes metasomáticos con los que han interaccionado estas peridotitas; y (4) las condiciones P-T previas al transporte mediante el fundido leucitítico.

IV.1. Petrografía

Leucitita olivínica

Las coladas de leucitita olivínica muestran textura porfídica con escasos fenocristales de clinopiroxeno pero abundantes macrocristales/fenocristales de olivino (de hasta 12 mm). La matriz microcristalina está compuesta por olivino, clinopiroxeno, leucita, mica de tipo flogopita-biotita, nefelina, apatito y titanomagnetita. Los macrofenocristales de olivino pueden constituir hasta el 30% de la composición modal en alguna de las muestras de leucitita estudiadas. Estos cristales de olivino son subidiomorfos a alotriomorfos, con frecuentes golfos de corrosión y presentan una ligera alteración iddingsítica limitada a sus bordes. En ocasiones, en el interior de estos cristales de olivino aparecen vesículas con rellenos de carbonato que se conectan con la matriz mediante las frecuentes microfracturas que afectan a estos cristales. En estas vesículas también se incluyen diferentes microcristales de clinopiroxeno (augita), biotita, nefelina, leucita, titanomagnetita o sodalita (Lustrino et al., 2016). El origen de los carbonatos como inclusiones (o vesículas de corrosión) en estos fenocristales de olivino ha sido causa de una gran discusión sobre si son de origen profundo (Humphreys et al., 2010 lo consideran aragonito xenocrístico del manto profundo astenosférico, a más de 100Km) o secundarios (Lustrino et al., 2016 los consideran rellenos de vesículas).

Xenolitos peridotíticos

Los xenolitos peridotíticos muestreados tienen una textura protogranular de grano de grueso a medio, excepto tres de las muestras que presentan una textura equigranular de grano fino (Tabla **IV.1**). Como se ha observado en otros centros volcánicos del CVC (p.ej., El Aprisco; Puelles et al., 2016), en algunos de estos enclaves (especialmente en los xenolitos de grano fino) puede apreciarse una foliación que se dispone paralela a la cara más ancha de esos xenolitos, lo que sugiere que el bandeado del sector del manto muestreado podría haber influido a la hora de ser fragmentados, condicionando su morfología prácticamente laminar. Estudios previos sobre la petrofábrica en xenolitos peridotíticos del CVC (realizados en el volcán de El Aprisco, Puelles et al., 2016) indican que la mayor parte de ellos presentan

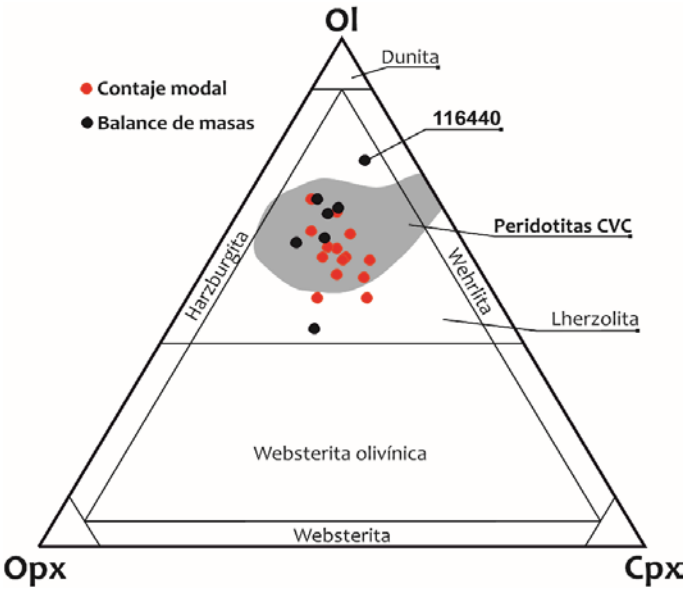

Figura IV.1. Composición modal de los xenolitos peridotíticos del centro volcánico MVM. Cálculo realizado mediante un contaje de puntos (rojo) y el balance de masas en función de la composición química mineral y de roca total (negro), por el método de Albaréde (1995). La composición modal de las peridotitas del CVC (área en gris) procede de Villaseca et al. (2010).

diversos tipos de fábricas de orientación. Además, muchos xenolitos del CVC (incluyendo los aquí estudiados, del MVM) presentan microestructuras de deformación intracristalina (p.ej., extinción ondulante en piroxenos o maclas mecánicas en olivino). Aunque aún sean escasos los estudios de petrofábricas en las peridotitas de Calatrava, parece evidente que el manto subcontinental litoférico en Iberia central está sustancialmente deformado y que exhibe diversas fábricas tectónicas sin que, de momento, se pueda precisar la correlación que existe entre los diversos protolitos de manto y el metasomatismo sufrido por el fragmento peridotítico.

El pequeño tamaño de la mayor parte de los xenolitos muestreados en este volcán impide una clasificación modal precisa de cada muestra, pero en su conjunto parece que los xenolitos peridotíticos del MVM tienen una menor variedad composicional que la de otros grupos de xenolitos estudiados en centros volcánicos del CVC, ya que sólo corresponden a lherzolitas, sin variedades wehrlíticas ni harzburgíticas (Tabla **IV.1**, Fig. **IV.1**).

La composición mineral principal de las lherzolitas del MVM consiste en olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y espinela como minerales primarios. Estas peridotitas no muestran metasomatismo modal ya que no se han encontrado minerales hidratados entre sus minerales principales (p.ej., anfíbol o flogopita). Los bordes de los cristales de olivino varían de formas curvilíneas a rectas y pueden apreciarse puntos triples con los cristales de clinopiroxeno (Fig. **IV.2a, b**). Los cristales de ortopiroxeno son generalmente de mayor tamaño que los de clinopiroxeno, exceptuando los de las muestras 116428 y 116431, donde el clinopiroxeno se presenta en cristales de hasta 0.5 cm (Tabla **IV.1**). Los cristales de espinela muestran un amplio rango de tamaño (< 2 mm), con formas globulares alotriomorfas o la denominada morfología palmeada (*holly-leaf*), ocupando posiciones intersticiales entre el resto de los minerales máficos (Fig**. IV.2c**).

En las lherzolitas del MVM son relativamente abundantes los minerales secundarios ubicados en los bordes del xenolito, definiendo zonas de reacción con los minerales mantélicos primarios, fruto de su

Tabla IV.1 - Textura y composición modal de las lherzolitas del Morrón de Villamayor.

Muestra	Textura	Abundancias modales (% en peso)					
		Ol	Opx	Cpx	Spl	n	z.r (% vol.)**
Lherzolitas-g1							
116352	Protogranular - tamaño grueso	64.6	17.5	15.6	2.3	1125	9
116352^{mb}	Protogranular - tamaño grueso	58.4	26.8	11.9	2.9	-	-
116442	Protogranular - tamaño grueso	56.7	17.4	25.9	-	896	5
Lherzolitas-g2							
116351	Equigranular foliada - tamaño fino	65.2	19.9	9.9	5.0	818	12
116428*	Protogranular - tamaño grueso	45.0	19.7	26.8	8.5	1076	9
116429*	Protogranular - tamaño grueso	47.0	28.0	21.0	4.0	714	16
116430	Protogranular - tamaño grueso	59.6	23.1	12.8	4.5	874	21
116431*	Protogranular - tamaño grueso	49.2	18.3	24.7	7.8	1244	15
116433	Protogranular - tamaño grueso	54.7	21.1	20.7	3.5	1239	21
116434	Protogranular - tamaño grueso	54.0	19.8	20.5	5.7	1318	7
116435	Protogranular - tamaño grueso	56.2	20.7	18.6	4.5	740	9
116435^{mb}	Protogranular - tamaño grueso	65.7	16.9	15.5	1.9	-	-
116436	Protogranular - tamaño grueso	55.5	21.4	16.6	6.5	846	3
116436^{mb}	Protogranular - tamaño grueso	67.8	19.7	11.1	1.4	-	-
116440^{mb}	Protogranular - tamaño grueso	73.2	8.0	15.0	3.8	-	-
117174	Equigranular seriada, ligeramente foliada - tamaño fino	50.9	23.0	20.9	5.2	1575	11
117183	Equigranular seriada - tamaño fino	59.7	17.2	19.6	3.5	842	9
117183^{mb}	Equigranular seriada - tamaño fino	64.7	19.2	14.3	1.8	-	-
117184^{mb}	Protogranular - tamaño grueso	40.3	31.5	23.8	4.4	-	-
118206	Protogranular - tamaño grueso	55.8	23.1	16.9	4.2	1370	3
118206^{mb}	Protogranular - tamaño grueso	60.3	21.8	16.1	1.8	-	-

Abreviaturas: *, Sobreestimación debido a sus grandes cristales de clinopiroxeno (hasta 5 mm); ^{mb}, cálculo de análisis modal mediante balance de masas (Albaréde et al.. 1995); n, número de puntos utilizados para el contaje modal; Ol, olivino; Opx, ortopiroxeno; Cpx, clinopiroxeno; Spl, espinela.

interacción con el magma leucitítico olivínico que transporta los xenolitos (Fig. **VI.2a, b, d**). La abundancia de las zonas de reacción y el tamaño de los minerales neoformados decrece sistemáticamente desde el contacto con la leucitita olivínica hacia las zonas más internas de los xenolitos. En algunos de los xenolitos estudiados el volumen total de estas zonas de reacción puede suponer hasta un 21% (Tabla **IV.1**), siendo significativamente mayor que la observada en otros centros volcánicos del CVC (p.ej., Los Tormos, Andía

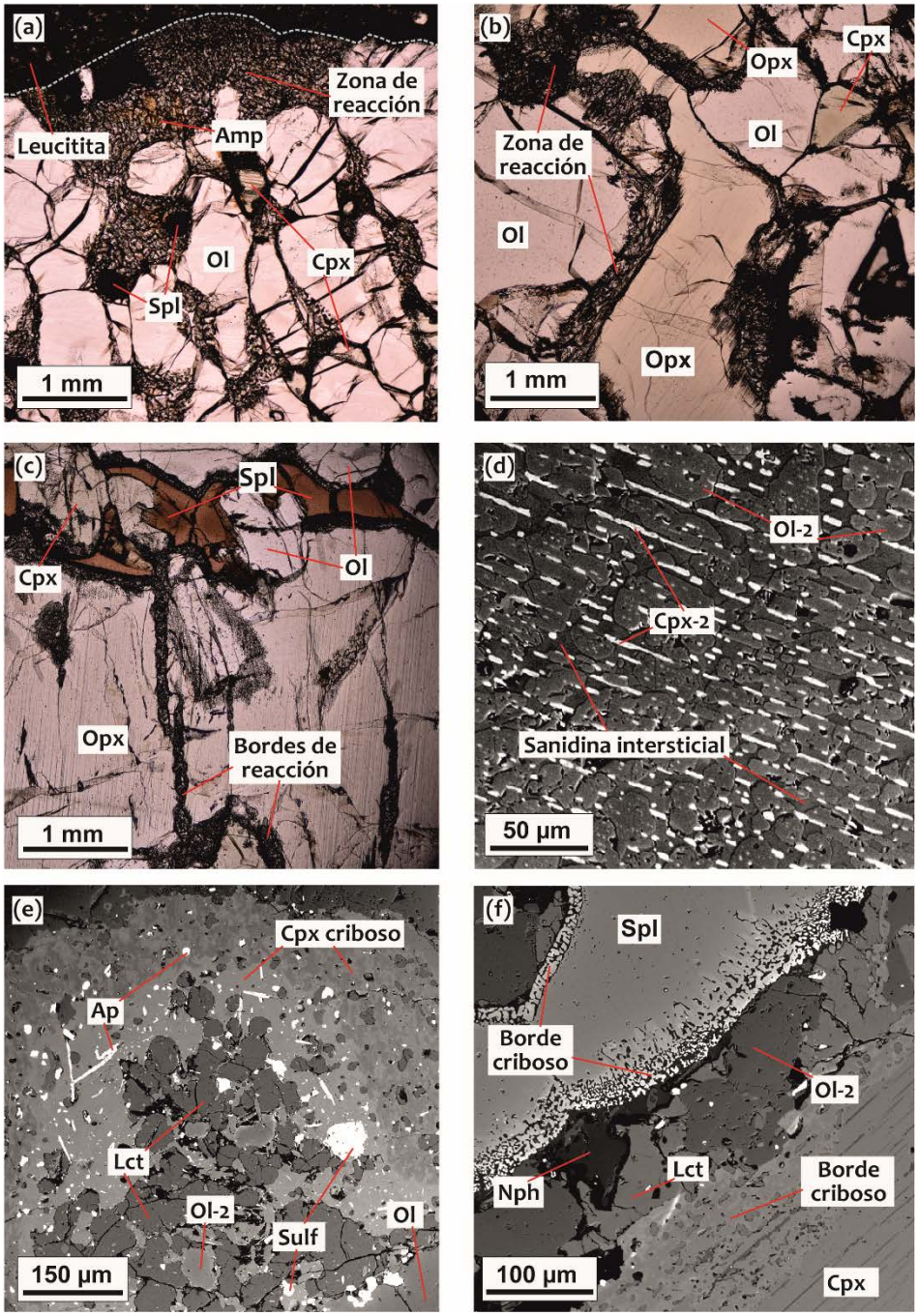

Figura IV.2. Fotografías representativas de los xenolitos peridotíticos del MVM en microscopio petrográfico (con nícoles paralelos) y electrónico (imágenes BSE). (a) Lherzolita-g1 equigranuar foliada de tamaño de grano fino (116351) y su zona de reacción en contacto con la leucitita olivínica; **(b)** lherzolita-g1 protogranular (116442) con un cristal de ortopiroxeno reaccionado; **(c)** gran cristal de ortopiroxeno con bordes de reacción (116436); **(d)** gran zona de reacción en detalle (116431); **(e)** cristal criboso de clinopiroxeno con microinclusiones de minerales secundarios (116433); **(f)** cristales de espinela y clinopiroxeno con textura cribosa y una zona de reacción intersticial (116430). Las abreviaturas minerales proceden de Whitney y Evans (2010), salvo Sulf = sulfuros.

et al., 2018; El Palo, Bianchini et al., 2010; El Aprisco y Cerro Pelado, Villaseca et al., 2010). Localmente, el ortopiroxeno de las lherzolitas del MVM muestra bordes reaccionales bastante desarrollados (Fig. **IV.2b, c**), llegando incluso a ser transformado por completo, como se ha observado en otros xenolitos peridotíticos alojados en fundidos alcalinos (p.ej., Shaw et al., 1998; Marchev et al., 2017). El ortopiroxeno se transforma en un agregado de microcristales de anfíbol (richterita) alotriomorfos (Fig. **IV.2a**), o bien en microcristales redondeados de olivino-2 junto a lamelas de clinopiroxeno-2 (Fig. **IV.2d**), sanidina intersticial y parches de carbonato, similares estos últimos a los detallados en Lustrino et al. (2016). La mayoría de los cristales de clinopiroxeno y espinela más próximos a los bordes del xenolito muestran textura cribosa (*spongy or sieved texture* en la literatura inglesa) (Fig. **IV.2e, f**), similar a la descrita en muchos xenolitos peridotíticos de otras regiones volcánicas (p.ej., Shaw et al., 2006; Shaw y Dingwell, 2008; Su et al., 2011; Marchev et al., 2017; Matusiak-Malek et al., 2017; Pan et al., 2018). Esta textura cribosa aparece en los bordes de los cristales o a lo largo de microfracturas de descompresión, y puede afectar a todo un cristal e incluso pseudomorfizarlo completamente. Los cristales cribosos de clinopiroxeno presentan una morfología irregular de corrosión y disolución y se caracterizan por un intercrecimiento de clinopiroxeno secundario con vidrio intersticial con frecuentes vacuolas o cavidades. En algunos de los cristales cribosos su parte más interna está formada por un microagregado de minerales secundarios (leucita, olivino, apatito acicular y óxidos de Fe-Ti) (Fig. **IV.2e**), similar a las texturas descritas por Shaw et al. (2006) en los clinopiroxenos cribosos repletos de inclusiones. La textura cribosa en los cristales de espinela se caracteriza por un reemplazamiento por microcristales de espinela secundaria y otros minerales secundarios pequeños hacia el piroxeno reaccionante con este óxido (Fig. **IV.2f**).

IV.2. Química mineral

La composición química en elementos mayores y trazas de los minerales principales de los xenolitos peridotíticos del volcán MVM se incluye de forma representativa en las Tablas suplementarias **S5.M-2**. En este estudio, la composición química de los minerales máficos principales se compara con la equivalente en otros xenolitos del manto del CVC estudiados previamente debido a su similitud composicional: El Palo (Bianchini et al., 2010), Cerro Pelado (Villaseca et al., 2010) y El Aprisco (Villaseca et al., 2010; González-Jiménez et al., 2014), más específicamente con las lherzolitas del grupo 4 del centro volcánico El Aprisco (El Aprisco-g4) (nomenclatura de González-Jiménez et al., 2014).

Teniendo en cuenta la composición del clinopiroxeno en las lherzolitas del MVM se han distinguido dos grupos: lherzolitas-g1, con clinopiroxeno pobre en Ti-Al y espectros normalizados de REE planos, y lherzolitas-g2, con clinopiroxeno con patrones empobrecidos en LREE (parecidos a los tipos N-MORB).

Composición mineral en elementos mayores

El olivino primario de las lherzolitas del MVM tiene una composición homogénea, con un rango estrecho del #Mg, con valores entre 89.4 y 92.1, similar a los valores obtenidos previamente en El Aprisco-g4 (90.0–91.2) y en el Cerro Pelado (89.4-90.6) (Villaseca et al., 2010), y mayor que en las lherzolitas de El Palo (Bianchini et al., 2010) (Fig. **IV.3a**). Este valor es ligeramente inferior en las lherzolitas-g2 (89.4-90.9) respecto al de las lherzolita-g1 (90.1-92.1). El contenido en NiO del olivino en los dos grupos de lherzolitas del MVM también es similar a las lherzolitas de El Aprisco-g4 y Cerro Pelado (Villaseca et al., 2010), pero ligeramente inferior al mostrado por las lherzolitas de El Palo (Bianchini et al., 2010) (Fig. **IV.3a**). Por otro lado, el olivino secundario, en comparación con el olivino primario, muestra menor contenido en NiO y ligeramente mayor en CaO, además de un rango más amplio de #Mg (86.4-92.8) (Fig. **IV.3a**).

El ortopiroxeno de las lherzolitas del MVM es de composición enstatita y muestra un rango de #Mg similar al del olivino (89.5-92.7), siendo igualmente menor en las lherzolitas-g2 (89.5-91.2) que en las lherzolitas-g1, donde se alcanzan los valores más altos (Fig. **IV.3b**). Estos valores de #Mg son ligeramente

mayores que los del ortopiroxeno primario de las lherzolitas del Cerro Pelado y El Aprisco-g4 (Villaseca et al., 2010) y notablemente mayores que los observados previamente por Bianchini et al. (2010) en las lherzolitas de El Palo. Además, en las lherzolitas-g1 el ortopiroxeno presenta un mayor contenido en Cr_2O_3 y menor en Al_2O_3 comparado con las lherzolitas-g2 (Fig. **IV.3b**). Adicionalmente, el ortopiroxeno de las lherzolitas del MVM muestra un amplio rango en el contenido en CaO (0.15-1.92% en peso) (Tabla suplementaria **S5.M-2**), siendo un aspecto típico de las peridotitas abisales (Bonatti y Michael, 1989). No se ha observado crecimiento alguno de ortopiroxeno secundario.

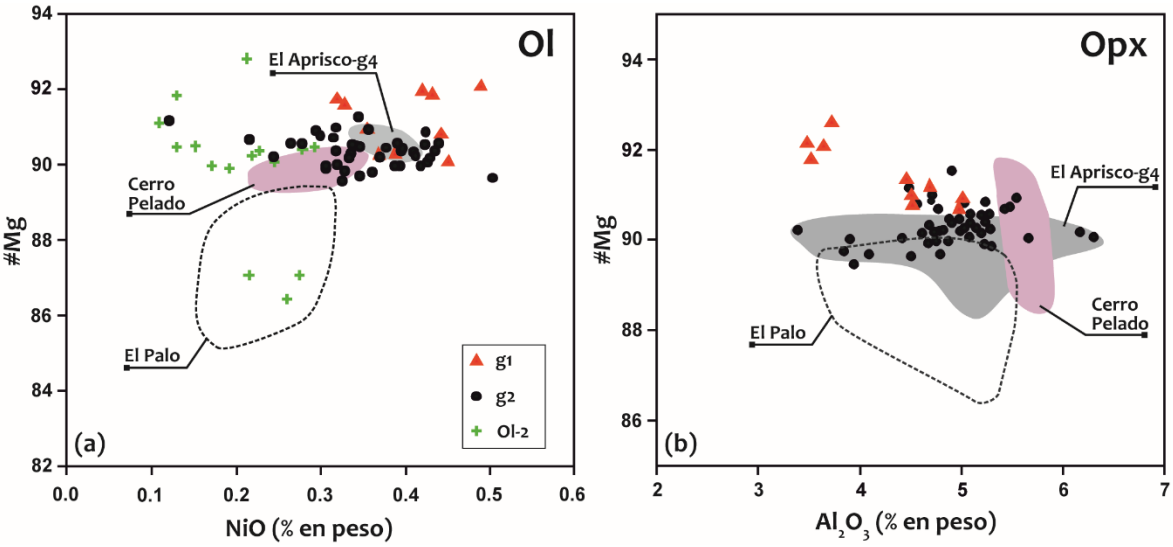

Figura IV.3. Composición de elementos mayores del olivino (Ol) y el ortopiroxeno (Opx) de las lherzolitas del MVM. Se han incluido los campos composicionales de las lherzolitas de otros centros volcánicos del CVC previamente estudiados (El Palo: Bianchini et al., 2010; El Aprisco-g4: Villaseca et al., 2010; González-Jiménez et al., 2014; y Cerro Pelado, Villaseca et al., 2010). **(a)** NiO vs. #Mg en olivino. **(b)** Al_2O_3 vs. #Mg en ortopiroxeno. Ol-2 = olivino secundario.

El clinopiroxeno primario es de composición diópsido, pero hay diferencias composicionales entre ambos grupos de lherzolitas. En las lherzolitas-g1 el clinopiroxeno tienen mayor #Mg (90.7-94.0) y menor contenido (% en peso) en Al_2O_3 (4.64-6.14%), Na_2O (1.11-1.48%) y TiO_2 (0.07-0.24%) respecto a las lherzolitas-g2 (5.80-7.75%, 1.15-1.89% y 0.30-0.56%, respectivamente) (Fig. **IV.4a, b**). Como se ha observado en los anteriores minerales máficos, el clinopiroxeno de las peridotitas del MVM también tiene un #Mg ligeramente mayor que los de El Aprisco-g4 y marcadamente mayor que en el de las lherzolitas de Cerro Pelado y El Palo (Villaseca et al., 2010; Bianchini et al., 2010, respectivamente) (Fig. **IV.4a**).

El clinopiroxeno secundario muestra menor contenido en Al_2O_3 que el primario, tanto en los cristales con textura cribosa (1.81-5.44% en peso) como en los cristales neoformados de las zonas de reacción con ortopiroxeno (0.19-0.85% en peso) (Fig. **IV.4a, b**). Asimismo, el clinopiroxeno criboso tiene mayor contenido en CaO y TiO_2, y menor en Na_2O comparado con el clinopiroxeno primario y el de las zonas de reacción (Fig. **IV.4b**; Tabla suplementaria **S5.M-2**). Estos cristales neoformados de clinopiroxeno son los que muestran el mayor contenido en Cr_2O_3 (Tabla suplementaria **S5.M-2**).

La espinela primaria presenta rangos composicionales bien diferenciados en los dos grupos de lherzolitas del MVM. La espinela de las lherzolitas-g1 (solo aparece en la muestra 116352) tiene mayor contenido (en % en peso) en Cr_2O_3 (16.47-17.95%) y menor en Al_2O_3 (49.74-52.56%) que las espinelas de las lherzolitas-g2 (8.75-12.69%, y 54.22-59.97%, respectivamente) (Fig. **IV.4c**). Además, el conjunto de lherzolitas del MVM presenta un amplio rango del #Mg (69.9-81.8), similar a lo observado previamente

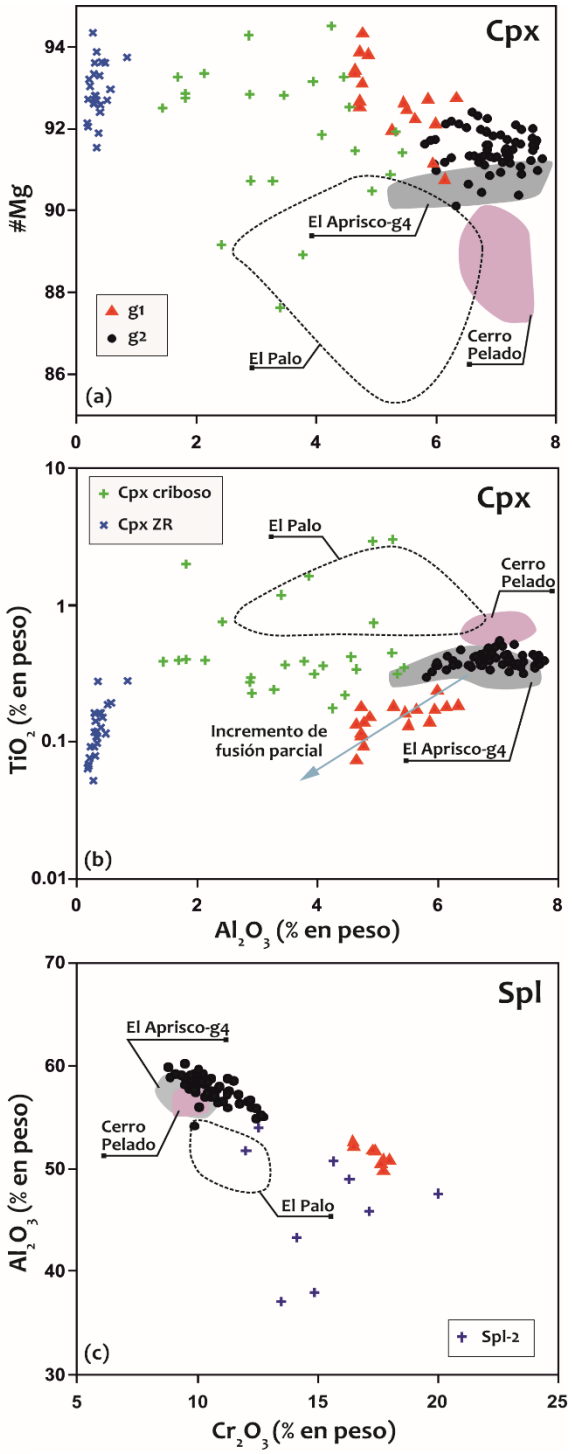

Figura IV.4. Composición de elementos mayores del clinopiroxeno (Cpx) y la espinela (Sp) de las lherzolitas del MVM. Se ha incluido la composición de las lherzolitas de otros centros volcánicos del CVC (Bianchini et al., 2010; Villaseca et al., 2010; González-Jiménez et al., 2014). **(a)** Al_2O_3 vs. #Mg en clinopiroxeno. **(b)** Al_2O_3 vs. TiO_2 en clinopiroxeno. Las lherzolitas-g1 definen una tendencia (flecha azul) que sugiere un incremento de fusión parcial según Uysal et al. (2007); **(c)** Cr_2O_3 vs. Al_2O_3 en espinela. Cpx ZR, clinopiroxeno de zona de reacción.

en otros grupos de xenolitos peridotíticos en Calatrava (Bianchini et al., 2010; Villaseca et al., 2010; Andía et al., 2018) (Tabla suplementaria **S5.M-2**). La espinela secundaria, comparada con la espinela primaria, muestra menor #Mg (48.0-72.8), menor contenido en Al_2O_3 (43.31-53.92%) (Fig. **4c**) y un considerable mayor contenido en Cr_2O_3 (12.01-20.03%), TiO_2 (0.18-3.04%) y FeO_{total} (12.36–28.69%) (Tabla suplementaria **S5.M-2**). En la Figura **IV.5** se presenta el gráfico OSMA (*Olivine-Spinel Mantle Array;* Arai, 1992, 1994), que muestra la relación composicional entre olivino y espinela en peridotitas del manto litosférico. Esta relación forma una banda composicional estrecha donde el #Cr en la espinela aumenta fuertemente según aumenta el componente forsterita (Fo) en el olivino (mayor #Mg). Esta variación composicional es función del grado de fusión de un manto de composición primordial o fértil, FMM (Arai, 1994). La composición promedio del olivino y espinela de las lherzolitas del MVM (Fig. **IV.5**) muestra que las lherzolitas-g2 habrían sufrido bajos grados de fusión (< 5%), pues son próximas a la composición del manto fértil terrestre (*Fertile MORB Mantle*; FMM). Estas composiciones son similares a otras lherzolitas estudiadas previamente en el CVC (Villaseca et al., 2010) y a las del campo volcánico de Olot (Bianchini et al., 2007; Galán et al., 2008). Sin embargo, la única lherzolita-g1 con espinela indica que ese manto ha fundido a tasas ligeramente más altas (próximas al 7%) y es, consecuentemente, algo más residual (Fig. **IV.5**).

Otros minerales secundarios que aparecen en las zonas de reacción de estas lherzolitas se caracterizan por sus altos contenidos en K_2O, especialmente la leucita (17.95-19.48% en peso) y la sanidina (7.92-10.63% en peso), pero también aparece nefelina rica en K_2O (4.23-4.43% en peso) y anfíbol tipo richterita (1.22-1.96% en peso). La composición y textura de estos minerales sugiere un origen común por la interacción del xenolito con el fundido rico en potasio (leucitita olivínica) que lo transportó (Tabla suplementaria **S5.M-2**).

Geotermobarometría

Los estudios de flujo de calor en la región central de la Península Ibérica (Fernández et al., 1998) han estimado un espesor de la litosfera

relativamente constante de unos 110 km, mientras que la profundidad del Moho en el sector de Calatrava lo sitúan alrededor de 32 ± 2 km, algo menor que en Sistema Central Español. Por otro lado, se asume que la profundidad de extracción de los xenolitos peridotíticos del MVM no puede ser superior a 70 km (< 20 kbar) debido a la ausencia de granate o de agregados secundarios que pudieran pseudomorfizar este mineral (p.ej., Godard y Martin, 2000; Špaček et al. 2013) en los xenolitos peridotíticos del CVC.

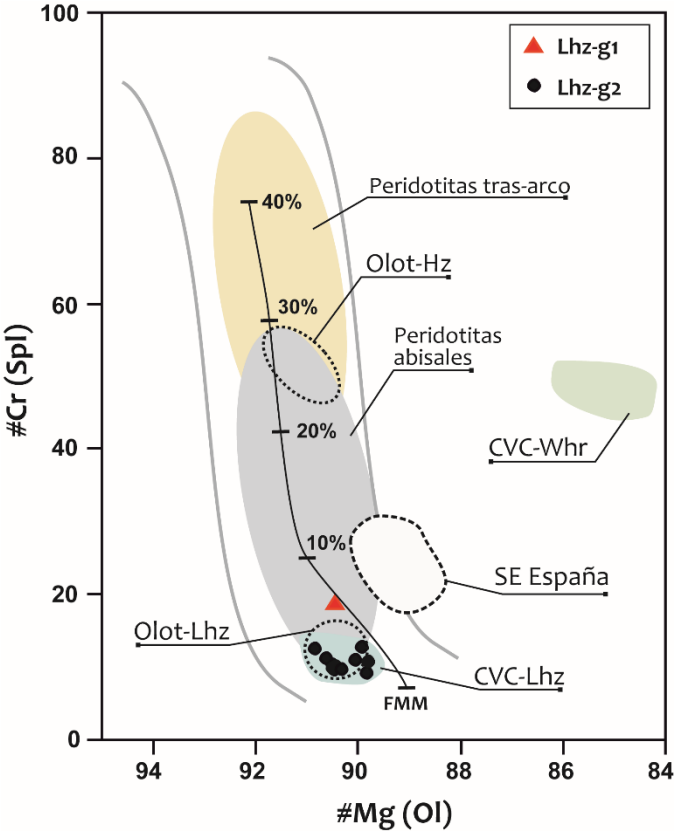

Figura IV.5. Química mineral de las lherzolitas del MVM en el diagrama OSMA (*Olivine-Spinel Mantle Array*; Arai, 1992, 1994). Se ha utilizado la composición promedio de la espinela y el olivino de cada muestra. Ha sido representada la composición de las peridotitas con características tectónicas tras-arco y abisales, además de las procedentes de otros campos volcánicos de la Península Ibérica: Olot (Bianchini et al., 2007; Galán et al., 2008); SE de España (principalmente Tallante; Beccaluva et al., 2004); FMM *(Fertile MORB Mantle*) y la tendencia de fusión parcial (Arai, 1992); Peridotitas tras-arco y abisales (Pearce et al., 2000). CVC-Whr, wehrlitas del CVC; CVC-Lhz, lherzolitas del CVC (Villaseca et al., 2010). Hz, harzburgitas; Lhz, lherzolitas.

La fase alumínica en las lherzolitas del MVM es la espinela, que es estable a partir de la transición plagioclasa-espinela (ca. 40 km de profundidad) (Carballo et al., 2015). Aunque para las lherzolitas con espinela no existen geobarómetros precisos (p.ej., Pearson et al., 2005; Ackerman et al., 2007), se ha utilizado el de Nimis y Ulmer (1998) basado en la composición de elementos mayores del clinopiroxeno, que permite estimar un rango de profundidad de extracción para los xenolitos peridotíticos del MVM (Tabla **IV.2**) equivalente a 9.0-13.6 kbar, similar al calculado previamente en otros xenolitos peridotíticos del CVC (Villaseca et al., 2010; Andía et al., 2018). Esto sugiere que los xenolitos del MVM proceden de niveles poco profundos del manto litosférico, próximo al Moho. Cabe destacar que las lherzolitas-g1 muestran menores presiones estimadas que las lherzolitas-2 (Fig. **IV.6**), estando por tanto éstas más próximas al Moho.

Por otra parte, a partir de la composición del clinopiroxeno secundario (tanto el clinopiroxeno criboso como el de las zonas de reacción del ortopiroxeno) se han estimado presiones mucho más bajas (2.9-4.5 kbar en el criboso; 1.3-3.4 kbar en el simplectítico; Tabla **IV.2** y Fig. **IV.6**), que estarían registrando la recristalización de los xenolitos durante el transporte por el fundido leucitítico hacia la superficie. Las presiones más bajas se han registrado en los neoblastos secundarios de las zonas de reacción con el propio fundido leucitítico. La ya mencionada ausencia de plagioclasa reemplazando a la espinela en estas lherzolitas se explicaría por el rápido transporte de los xenolitos por el conducto volcánico (O'Reilly y Griffin, 2010).

Para estimar la temperatura a la que estaban equilibrados los xenolitos lherzolíticos del volcán MVM se han utilizado tres cálculos de termometría basados en la composición química de elementos mayores de los dos piroxenos y en presiones previamente estimadas (Wood y Banno, 1973; Wells, 1977; Brey y Köhler, 1990). En general los tres cálculos proporcionan resultados próximos entre sí, siendo la estimación de Brey y Köhler (1990) la que da temperaturas intermedias entre los otros (Tabla **IV.2**). Las temperaturas calculadas en los piroxenos primarios oscilan entre 618 y 942 °C, de tal forma que gran parte de los valores estimados se alinean a lo largo de la geoterma de la Cuenca del Tajo calculada por Jiménez-Díaz et al. (2012) (Fig. **IV.6**). Las temperaturas obtenidas para las lherzolitas del MVM son significativamente más bajas que las de otros xenolitos peridotíticos estudiados previamente en el CVC (Villaseca et al., 2010; Andía et al., 2018), excepto para el caso de las lherzolitas-g4 de El Aprisco, cuyos valores también se proyectan muy próximos a la geoterma del Tajo (Fig. **VI.6**). La baja temperatura mostrada por los xenolitos del manto bajo el MVM podría deberse a que este centro volcánico es aproximadamente 3 Ma más antiguo al evento magmático principal de Calatrava y, por lo tanto, previo al máximo incremento de temperatura de un amplio sector mantélico de Calatrava.

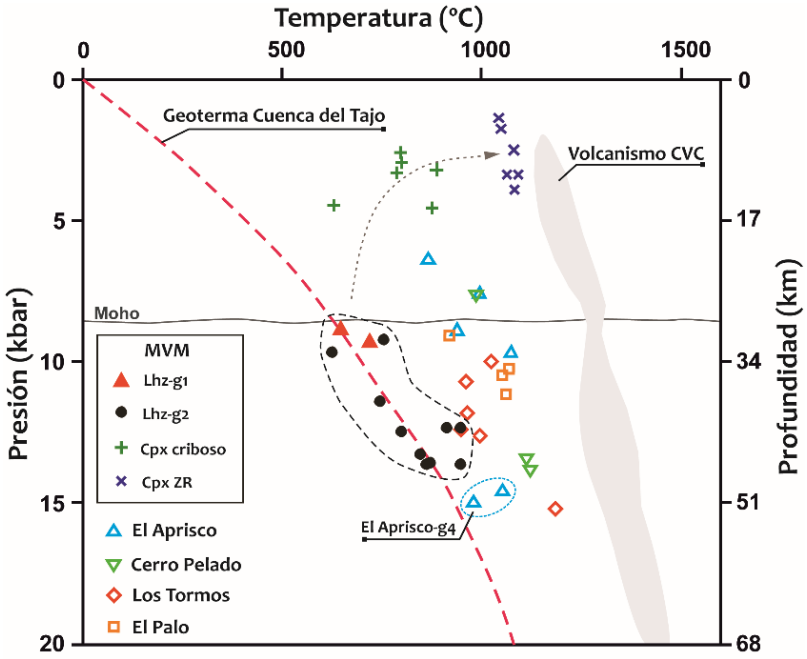

Figura IV.6. Diagrama de presión y temperatura estimadas para las lherzolitas del MVM, usando el geobarómetro en clinopiroxeno de Nimis y Ulmer (1998) y el geotermobarómetro de dos piroxenos de Brey y Köhler (1990). Se incluyen, para su comparación, las condiciones P-T estimadas de peridotitas de otros centros volcánicos del CVC estudiados previamente (El Palo, basados en minerales de Bianchini et al., 2010; El Aprisco y Cerro Pelado: Villaseca et al., 2010; Los Tormos: Andía et al., 2018). También se muestra la geoterma (línea discontinua roja) de la Cuenca del Tajo (Jiménez-Díaz et al., 2012) y las condiciones P-T del volcanismo de Calatrava (Villaseca et al., 2019b). La flecha con traza de puntos señala las condiciones de equilibrio cambiantes durante el transporte magmático de los xenolitos, según los datos de neoformación de los clinopiroxenos secundarios (cribosos y de zonas de reacción con la lava en el borde del xenolito).

Las estimaciones de temperatura en los clinopiroxenos secundarios son muy variadas (627-1092 °C), con valores incluso más altos que los obtenidos para el clinopiroxeno primario. La interacción de los xenolitos con el fundido leucitítico que los transporta, de alta temperatura (1250-1300 °C, según datos obtenidos en experimentos en magmas alcalinos subsaturados en sílice; Perinelli et al., 2008), podría explicar los valores tan altos obtenidos para los clinopiroxenos neoformados en las zonas de reacción más inmediatas a los bordes del xenolito. Consecuentemente, a partir de las condiciones P-T de cristalización estimadas en las lherzolitas del MVM, se puede sugerir que estos fragmentos serían arrancados del manto

litosférico subcontinental del sector del Tajo (estimadas mediante el clinopiroxeno primario y evolucionarían en condiciones P-T hacia las del magmatismo alcalino del CVC (Villaseca et al., 2019b) (Fig. **IV.6**), como indican las estimaciones variables de neoformación registradas por el clinopiroxeno secundario durante el transporte volcánico.

Tabla IV.2 - Geotermobarometría (P-T) de las lherzolitas del Morrón de Villamayor.

	T (ºC)			P (kbar)
Muestra	BK	WB	W	NU
Lherzolitas-g1				
116352	713	801	710	9.1
116442	642	778	638	9.0
Lherzolitas-g2				
116351	618	862	737	10.2
116428	908	958	840	12.5
116429	799	-	-	12.7
116430	-	-	-	13.3
116431	839	878	757	13.7
116433	-	-	-	13.6
116434	740	740	607	11.1
116435	942	917	801	13.6
116436	941	815	685	11.3
117174	749	762	634	9.5
117183	858	902	774	13.1
118206	879	-	-	13.4
Cpx secundario				
116351 (criboso)	627	1182	1113	4.5
116442 (criboso)	887	1162	1089	3.2
117183 (criboso)	796	-	-	2.6
117183 (criboso)	786	-	-	3.3
117183 (criboso)	799	1170	1096	2.9
117174 (criboso)	876	1166	1085	4.5
116431 (ZR)	1081	-	-	2.5
116431 (ZR)	1043	-	-	1.3
116431 (ZR)	1083	-	-	3.9
117174 (ZR)	1063	-	-	3.4
117174 (ZR)	1092	-	-	3.4
118206 (ZR)	1043	-	-	1.4

Abreviaturas: BK, Brey y Khöler (1990); WB, Wood y Banno (1973); W, Wells (1977); NU, Nimis y Ulmer (1998); ZR, zona de reacción.

Composición mineral en elementos trazas

Los análisis de elementos trazas de los minerales que forman los dos grupos de lherzolitas del MVM están recogidos en las Tablas suplementarias **S6.LA-2**. Los diagramas de REE normalizados al condrito para el clinopiroxeno en los dos grupos de lherzolitas (Fig. **IV.7a, b**) muestran perfiles de MREE y HREE planos (Sm-Lu) y entre 3 y 10 veces por encima del valor del condrito. Sin embargo, en las LREE las lherzolitas-g2 muestran un mayor grado de empobrecimiento que recuerdan a espectros tipo MORB, difiriendo de las lherzolitas-g1, que presentan perfiles de LREE más planos (Fig. **IV.7a, b**).

Por otro lado, en los diagramas multitrazas normalizados al manto primitivo (Fig. **IV.7c, d**), el clinopiroxeno de ambos grupos de lherzolitas presenta perfiles casi planos en los elementos incompatibles moderados, excepto por las pequeñas anomalías negativas de Ti-(Zr)-P. El clinopiroxeno en las lherzolitas-g1, en comparación con el clinopiroxeno de las lherzolitas-g2, muestra un ligero enriquecimiento en Sr-LREE-HFSE (Th, U, Nb, Ta, Pb) y bajo contenido de HREE y Ti. Estos perfiles contrastan con los conjuntos

de xenolitos ricos en LREE más abundantes del CVC, con excepción de las lherzolitas-g4 de El Aprisco (González-Jiménez et al., 2014), que presentan un clinopiroxeno primario con una composición similar en trazas a los de las lherzolitas-g2 del MVM. En la Figura **IV.7c** el clinopiroxeno de las lherzolitas-g4 de El Aprisco muestra contenidos y anomalías negativas Nb-Ta y Zr similares a las definidas por los de las lherzolitas-g2 del MVM. Sin embargo, el clinopiroxeno primario de las lherzolitas del MVM muestra patrones más empobrecidos en LREE-Th-U-Nb-Ta que los de las series de xenolitos ricos en Fe-Ti del CVC (Fig. **IV.7b, d**) (El Palo: Bianchini et al., 2010; Cerro Pelado: Villaseca et al., 2010).

El clinopiroxeno criboso del MVM presenta mayor contenido en elementos trazas que los clinopiroxenos primarios (Tabla suplementaria **S6.LA-2**) (Fig. **IV.7a, b**), mostrando un fuerte enriquecimiento en el contenido de LREE, LILE (Rb, Ba, Th, U, Sr, Pb) y HFS (Nb, Ta, Zr, Hf), además de anomalías positivas muy marcadas en Th-U, K y Pb en los diagramas de multitrazas normalizados al MP, así como una marcada anomalía negativa en P. Con estos rasgos, los perfiles de elementos trazas del clinopiroxeno criboso son similares a los de la leucitita olivínica que transporta estos xenolitos (Fig. **IV.7a, b**). Asimismo, la composición en elementos trazas del clinopiroxeno criboso es independiente del grupo de lherzolitas en el que se encuentre (Tabla suplementaria **S6.LA-2**).

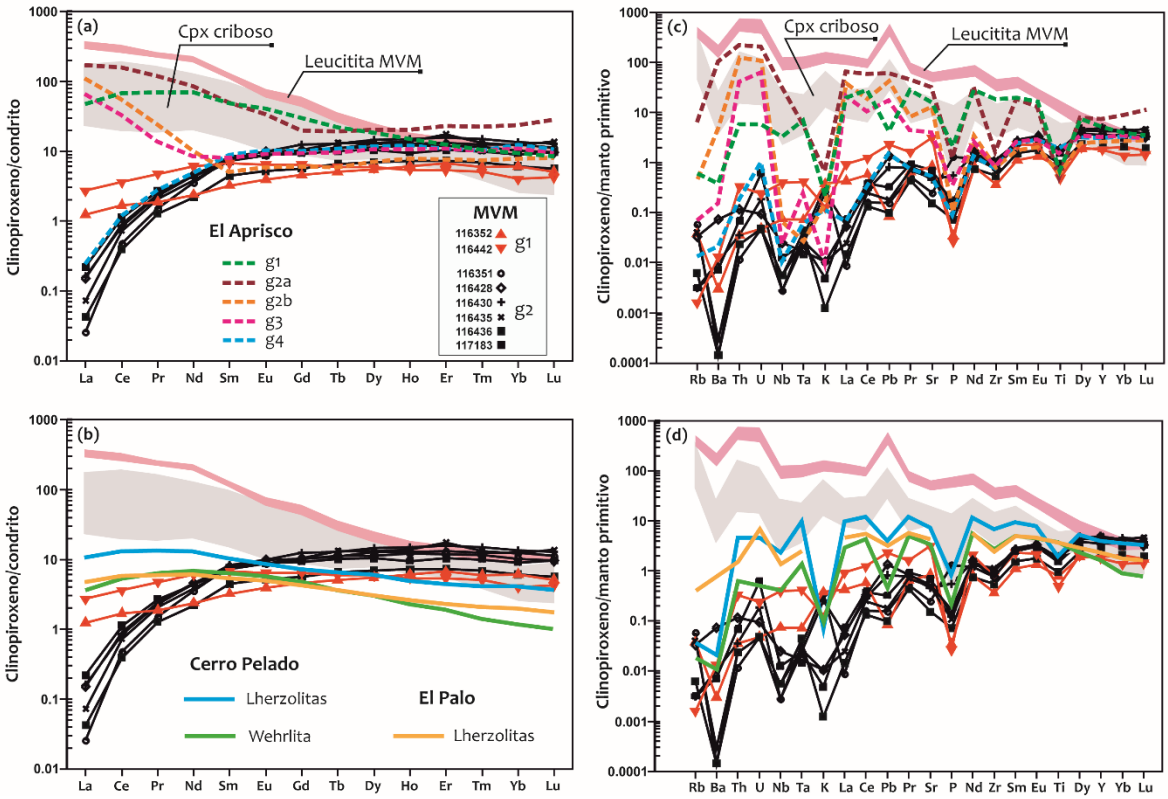

Figura IV.7. (a, b) Diagramas de REE normalizados al condrito y (c, d) diagramas de elementos trazas normalizados al manto primitivo de composiciones promedio de clinopiroxeno de las lherzolitas del MVM. Para su comparación se proyecta la composición de clinopiroxenos procedentes de xenolitos peridotíticos de otros centros volcánicos estudiados en el CVC: **(a, c)** centro volcánico El Aprisco (González-Jiménez et al., 2014); **(b, d)** Cerro Pelado y El Palo (Villaseca et al., 2010; Bianchini et al., 2010, respectivamente). Se incluyen los campos composicionales de elementos trazas de la leucitita olivínica y de clinopiroxenos cribosos de lherzolitas del MVM. Los valores de normalización utilizados son los de Sun y McDonough (1989).

Las composiciones en elementos trazas del ortopiroxeno, olivino y la espinela presentan una concentración notablemente inferior y variable de elementos trazas comparada con la del clinopiroxeno (Tabla suplementaria **S6.LA-2**) (Fig. **IV.8**). El ortopiroxeno muestra patrones de REE fraccionados positivamente con el contenido en HREE aproximándose a los valores del condrito, mientras que presenta

contenidos de LREE de hasta 0.01 veces inferior al condrito (Fig. **IV.8c, d**). Este empobrecimiento en LREE del ortopiroxeno primario también se muestra en otros xenolitos peridotíticos estudiados en el CVC (Bianchini et al., 2010; Villaseca et al., 2010). Los diagramas de multitrazas normalizados del olivino, ortopiroxeno y espinela muestran entre sí las mismas anomalías positivas en Pb-P y negativas en Ce-Nd-Sr (Fig. **IV.8**).

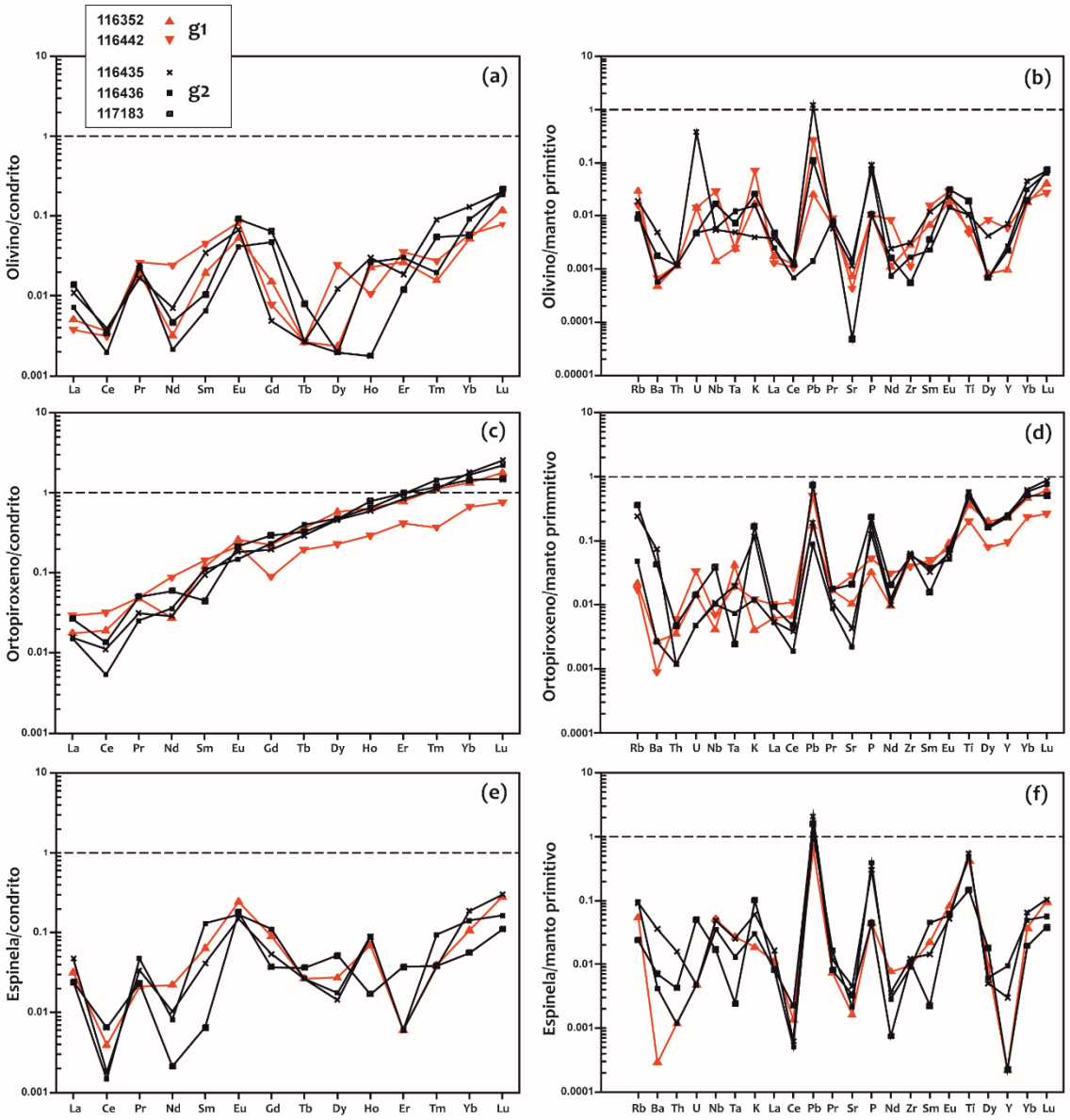

Figura IV.8. Diagramas de REE normalizadas al condrito y diagramas de elementos trazas normalizados al manto primitivo de composiciones promedio de olivino (a, b), ortopiroxeno (c, d) y espinela (e, f) de las lherzolitas del MVM. Los valores de normalización utilizados son los de Sun y McDonough (1989).

IV.3. Química de roca total

De los quince xenolitos peridotíticos seleccionados del centro volcánico MVM, ha sido posible realizar analítica de roca total en siete de ellos, con tamaños suficientemente grandes y con aparente menor evidencia de reacción con la lava leucitítica. Su composición en elementos mayores y trazas se encuentra en la Tabla suplementaria **S3.RT-2**. En los diagramas binarios tipo Harker, de MgO frente a elementos principales y elementos trazas, las lherzolitas del MVM quedan localizadas dentro del rango composicional definido por el resto de peridotitas del CVC (Fig. **IV.9**). Presentan poca variedad

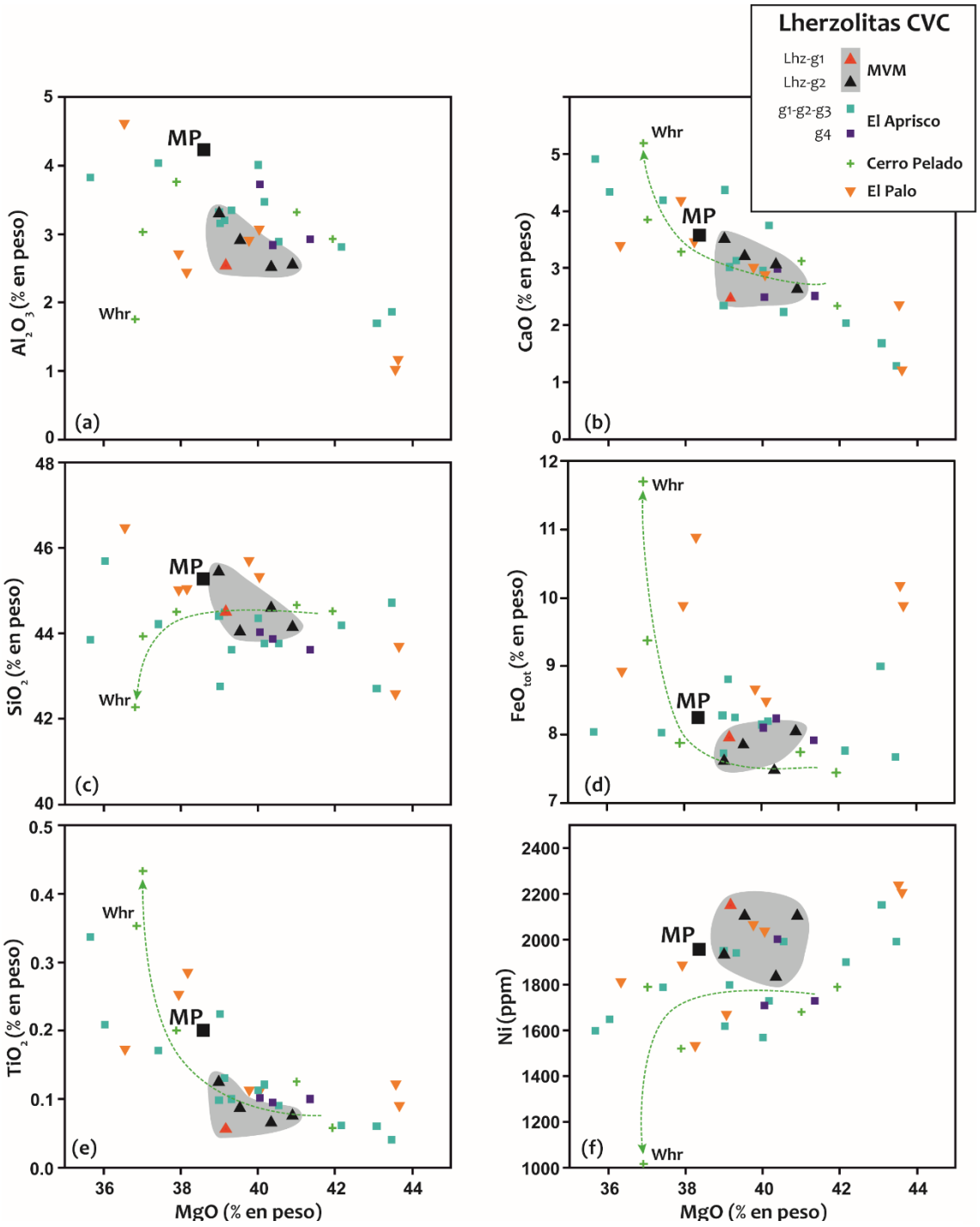

Figura IV.9. Diagramas binarios de elementos mayores de las lherzolitas del MVM (su campo composicional se marca como área gris). Han sido incluidas las composiciones de otros xenolitos peridotíticos del CVC estudiados previamente (El Palo: Bianchini et al., 2010; Cerro Pelado: Villaseca et al., 2010; El Aprisco: Villaseca et al., 2010; González-Jiménez et al., 2014). La composición del manto primitivo (MP) (cuadrado negro) es de McDonough y Sun (1995).

composicional, la cual queda próxima a la del manto primordial, con valores moderadamente empobrecidos comparados con los xenolitos peridotíticos de otros centros volcánicos del CVC (Fig. **IV.9**). Las lherzolitas del MVM muestran una correlación negativa de Al_2O_3, CaO, FeO y TiO_2 respecto al MgO, similar a otros xenolitos del CVC (Fig. **IV.9**), característica común en conjuntos de xenolitos ultramáficos (p.ej., Downes, 2001; Ackerman et al., 2007; Bianchini et al., 2007). Este conjunto de peridotitas del MVM no muestran ninguna tendencia de enriquecimiento en Fe-Ti como las lherzolitas de El Palo (Bianchini et

al., 2010) o la correlación de lherzolitas a wehrlitas del Cerro Pelado (Villaseca et al., 2010) (Fig. **IV.9**). Los dos grupos de lherzolitas del MVM presentan un rango de composición más estrecho que los grupos de xenolitos peridotíticos de El Aprisco, siendo únicamente similar al de las lherzolitas-g4 (González-Jiménez et al., 2014) (Fig. **IV.9**). El único xenolito de lherzolita-g1 analizado (116352) tiene menor contenido en CaO y TiO_2, mayor contenido en NiO, así como valores comparables a los contenidos más bajos de Al_2O_3 y MgO de las lherzolitas-g2 (Tabla suplementaria **S3.RT-2**) (Fig. **IV.9**).

Los perfiles de REE normalizados al condrito de los xenolitos lherzolíticos del MVM también muestran un rango composicional limitado, menos variados composicionalmente que el de los distintos grupos de xenolitos estudiados previamente en el CVC (Bianchini et al., 2010; Villaseca et al. 2010) (Fig. **IV.10a**). Presentan perfiles de REE planos y bajo contenido en elementos trazas en general, con anomalía negativa en Nb-Ta y anomalías marcadamente positivas de U, K y Pb. Estos perfiles de roca total no son paralelos a los presentados por los clinopiroxenos de esas rocas, mostrando un fuerte enriquecimiento en LREE-LILE-Th-U-Pb con respecto a las composiciones del clinopiroxeno (Fig. **IV.10**). Además, están empobrecidos en las MREE, HREE y elementos trazas menos incompatibles (Fig. **IV.10**). Dos de las lherzolitas analizadas (muestras 117184 y 116440) presentan patrones en elementos trazas paralelos a los de la leucitita olivínica que las transporta, especialmente la muestra 117184. Esta última muestra un mayor contenido en LILE (incluido el K) y LREE respecto al resto de lherzolitas del MVM, que se aproxima mucho al contenido de la lava leucitítica (Fig. **IV.10**), sugiriendo una fuerte contaminación con el fundido volcánico que la transportó.

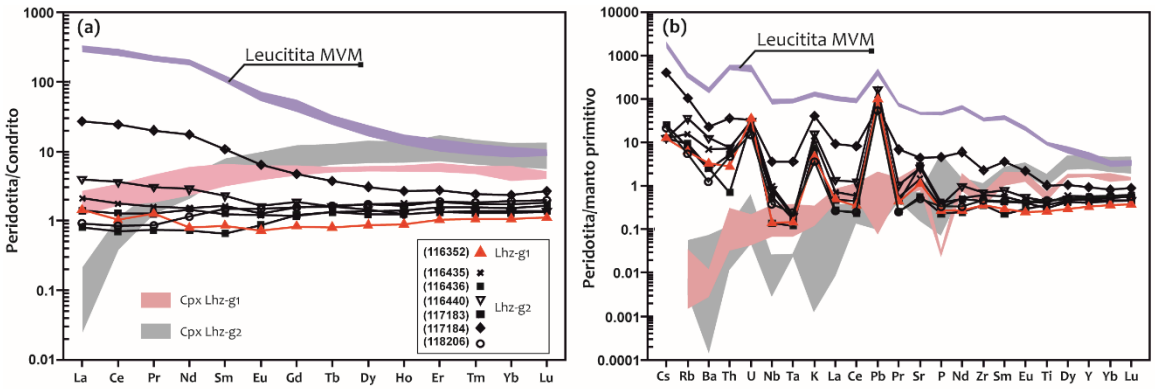

Figura IV.10. (a) Diagrama de REE normalizadas al condrito y (b) diagrama de elementos trazas normalizados al manto primitivo de las lherzolitas del MVM. Se incluye la composición de elementos trazas de la leucitita olivínica del MVM y del clinopiroxeno de los dos grupos de lherzolitas para su comparación. Los valores de normalización utilizados son los de Sun y McDonough (1989).

Isótopos de Sr-Nd

En la Tabla suplementaria **S4.SN-2** se recoge **l**a composición isotópica en Sr-Nd de seis xenolitos peridotíticos (cinco muestras pertenecientes a las lherzolitas-g1 y una muestra de las lherzolitas-g2), más la del clinopiroxeno separado de la lherzolita 116429 (lherz-g2) y dos muestras de la leucitita olivínica del MVM. La composición isotópica del clinopiroxeno separado correspondería a la que tendría el manto litosférico bajo el centro volcánico MVM antes de ser transportado por el fundido leucitítico y, por tanto, libre de la contaminación que registran algunos de los análisis de roca total (mencionados arriba).

En el diagrama de relaciones isotópicas Sr-Nd (Fig. **IV.11**) los datos isotópicos de la mayoría de los xenolitos lherzolíticos del MVM definen una tendencia hacia el componente litosférico EMII (*Enriched Mantle II*; Zindler y Hart, 1986), al igual que las dos muestras de leucitita olivínica. Estas composiciones isotópicas son muy distintas a las del resto de xenolitos del CVC previamente estudiados (Bianchini et al., 2010; Villaseca et al., 2010).

En cambio, la composición isotópica Sr-Nd del clinopiroxeno separado (junto a algunas muestras lherzolíticas: 118206 y 116436, Tabla suplementaria **S4.SN-2**) define valores más próximos a la fuente original del manto, con relaciones más radiogénicas de Nd, pero variables de Sr. Esta composición isotópica original del manto bajo el edificio volcánico MVM contrasta fuertemente con la del tipo FOZO-HIMU mostrada por el volcanismo del CVC y la mayoría de los xenolitos peridotíticos del CVC (Fig. **IV.11**).

En el diagrama de la Fig. **IV.11** se puede observar que la mayor parte de datos isotópicos de los xenolitos del MVM definen un campo de mezcla entre el magma leucitítico y el clinopiroxeno representativo del manto más prístino de este conjunto de xenolitos. Las lherzolitas del MVM presentan relaciones isotópicas de Sr similares a las del fundido leucitítico, siendo a su vez más altas en comparación con las del resto de xenolitos del CVC previamente estudiados (Bianchini et al., 2010; Villaseca et al., 2010). Los xenolitos ultramáficos de este centro volcánico rico en K también muestran una composición de Nd radiogénico considerablemente mayor, definiendo un campo composicional que converge con el del fundido leucitítico, mientras que los xenolitos del resto del CVC muestra composiciones más cercanas a las de los fundidos ricos en Na del evento principal de Calatrava (Fig. **IV.11**).

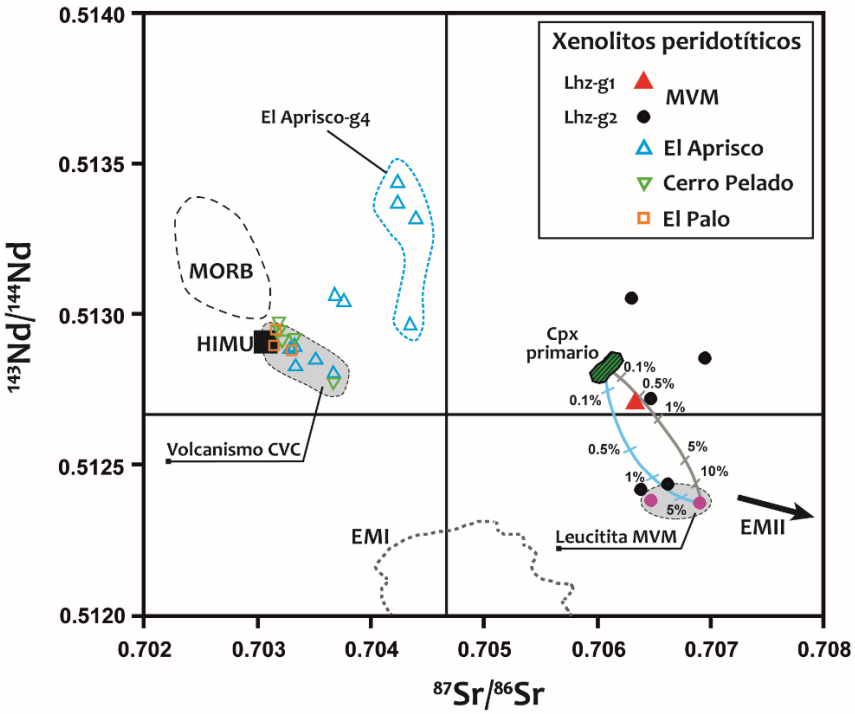

Figura IV.11. Diagrama de relaciones isotópicas ($^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$) de los xenolitos peridotíticos del MVM y de la leucitita olivínica que los transportó. Los datos isotópicos se han calculado a la edad de la erupción del centro MVM (ver Tabla suplementaria **S4.SN-2**). Los datos se comparan con los de otros grupos de xenolitos peridotíticos de centros volcánicos del CVC estudiados previamente (Bianchini et al., 2010; Villaseca et al., 2010). Se incluyen las composiciones de rocas volcánicas del CVC del segundo evento volcánico (López-Ruíz et al., 2002; Villaseca et al., 2020) y los diferentes componentes mantélicos (MORB, HIMU, EMI, EMII; Zindler y Hart, 1986). Se han calculado dos líneas de mezcla de isótopos desde el clinopiroxeno separado (muestra 116429) hasta la muestra de leucitita 117189 (la menos porfídica), para dos proporciones diferentes de Sr/Nd (32 y 6, respectivamente). No se incluyen las marcas por encima del 5 o el 10% de contaminación con el fundido debido a la superposición con la composición de la propia leucitita, como consecuencia de los contenidos extremadamente altos de Sr y Nd de ese fundido ultrapotásico (1076 y 97.2 ppm; Tabla suplementaria **S3.RT-2**).

En resumen, el clinopiroxeno separado del MVM define un manto litosférico singular en el CVC, caracterizado por su alta relación inicial de Sr radiogénico ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.706104$) e intermedia de Nd ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512830$), que no había sido registrado previamente en otros grupos de xenolitos peridotíticos

del CVC (Bianchini et al., 2010; Villaseca et al., 2010) ni aparecerá en los nuevos estudios realizados posterioremente (ver capítulos V, VI y VII de este trabajo).

IV.4. Discusión

Interacción de los xenolitos del MVM con el fundido leucitítico

Las texturas de reacción mostradas en los xenolitos estudiados del MVM parecen ser el resultado de la interacción de éstos con el fundido leucitítico tras ser atrapados y transportados a la superficie ya que se observa una mayor abundancia de zonas de reacción hacia el contacto entre los xenolitos y la leucitita. La mayoría de los cristales de clinopiroxeno y espinela más próximos a los bordes del xenolito muestran textura cribosa (Fig. **IV.2e, f**), similar a la textura descrita en muchos xenolitos peridotíticos en otras regiones del mundo (p.ej., Shaw et al., 2006; Shaw y Dingwell, 2008; Su et al., 2011; Marchev et al., 2017; Matusiak-Malek et al., 2017; Pan et al., 2018). Este tipo de texturas puede producirse fundamentalmente por dos vías (Pan et al., 2018): (1) mediante la penetración de un fundido metasomático en el manto litosférico, previamente a que los xenolitos sean atrapados por el fundido que los transporta a la superficie; (2) la interacción entre el ortopiroxeno y el fundido que transporta los xenolitos podría producir un fundido rico en SiO_2 y álcalis que cause una disolución incongruente del clinopiroxeno. Si el clinopiroxeno desarrolla la textura cribosa por percolación de un agente metasomático a profundidades mantélicas, antes de la interacción con el fundido leucitítico que transportó los xenolitos, suele aparecer metasomatismo modal asociado, es decir, minerales hidratados como anfíbol o flogopita (Carpenter et al., 2002; Bonadiman et al., 2005). Esta textura de reacción aparecería por todo el xenolito y no en función del contacto con el magma volcánico (Shaw et al., 2006; Shaw y Dingwell, 2008), como es el caso de los xenolitos peridotíticos del MVM. Estos dos criterios permiten acotar el desarrollo de las zonas cribosas en los clinopiroxenos de los xenolitos al tiempo del transporte en el magma leucitítico hacia la superficie. El clinopiroxeno criboso de las lherzolitas del MVM se caracteriza por tener menor contenido en Al_2O_3, Na_2O y mayor en MgO y CaO que el clinopiroxeno primario (Fig. **IV.4a, b**). Estas pautas, contrarias al menor contenido en CaO y MgO en texturas cribosa de clinopiroxenos generados por metasomatismo previo (Bonadiman et al, 2005), serían indicativas de un origen por interacción con el fundido que transporta los xenolitos (Shaw et al., 2006; Shaw y Dingwell, 2008).

Las temperaturas de equilibrio estimadas en el clinopiroxeno secundario son superiores (627–1092 ^oC) a las obtenidas para el clinopiroxeno primario (618-942 ^oC), aproximándose a las temperaturas estimadas para los magmas del CVC (1184-1393 ^oC) (Villaseca et al., 2019b) (Fig. **IV.6**). Asimismo, la presión estimada (1.3–4.5 kbar) de estos clinopiroxenos secundarios indica que se formaron en un rango de profundidades más someras (Fig. **IV.6**), propias de una recristalización en un medio subvolcánico, es decir, por su residencia en fundidos de ascenso adiabático.

En el diagrama que enfrenta Al^{IV} vs. Al^{VI} (Fig. **IV.12**), el quimismo del clinopiroxeno se correlaciona con las distintas fases de crecimiento secundario de este mineral con respecto a los procesos de descompresión magmática. La recristalización del clinopiroxeno secundario se puede originar como resultado del decrecimiento de presión y el incremento de temperatura. Tomando como origen el clinopiroxeno primario, en la Figura **IV.12** se aprecia la tendencia de descompresión hacia las fases secundarias. Por lo tanto, la formación de clinopiroxeno criboso y posteriormente, de cristales de clinopiroxeno en las zonas de reacción a partir de los piroxenos primarios se habrían generado durante su transporte volcánico. Además, en los diagramas de elementos trazas normalizados al manto primitivo del clinopiroxeno (Fig. **IV.7**), el clinopiroxeno criboso muestra perfiles similares a los de la leucitita olivínica, sugiriendo una fuerte interacción con este magma durante su recristalización (Su et al., 2011).

La presencia de cristales neoformados de leucita, anfíbol tipo richterita, nefelina rica en potasio y apatito (Fig. **IV.2a, e, f**) indica un significativo enriquecimiento en K y P, tanto en el clinopiroxeno criboso como en el neoformado en las zonas de reacción. Este enriquecimiento estaría inducido por la infiltración del fundido leucitítico durante el transporte y atrapamiento de los xenolitos, ya que estos elementos están altamente concentrados en la leucitita olivínica del MVM (Fig. **IV.7**). Los análisis de roca total del conjunto de lherzolitas del MVM en los diagramas multitrazas normalizados al manto primitivo (Fig. **IV.10**) muestran perfiles con anomalías positivas en LILE y mayor enriquecimiento en LREE que los clinopiroxenos. Esto puede ser explicado porque en el análisis de roca total de algunas muestras se ha incorporado parte de las zonas de reacción generadas por la interacción con el fundido leucitítico.

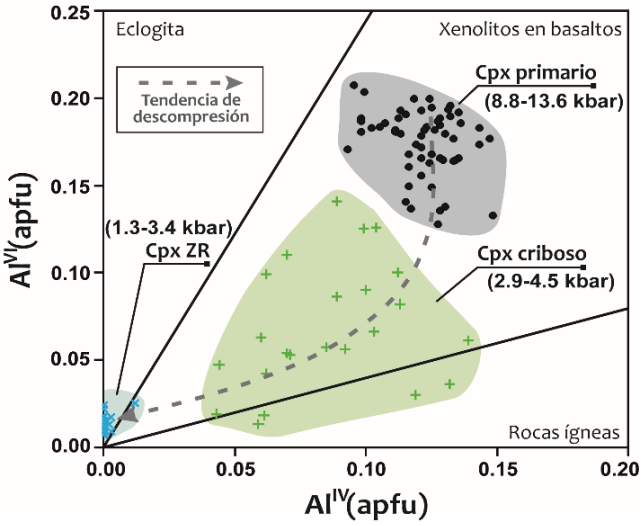

Figura IV.12. Diagrama Al^{IV} vs. Al^{VI} (apfu) del clinopiroxeno primario y secundario (criboso y de zona de reacción; ZR). Los límites composicionales que separan los campos de la eclogita, los xenolitos en basaltos y las rocas ígneas han sido representados según Aoki y Kushiro (1986).

En el ortopiroxeno las zonas de reacción también son frecuentes y están más desarrolladas hacia el contacto de los xenolitos peridotíticos con la leucitita olivínica (Fig. **IV.2a**). De acuerdo con Shaw et al. (2006), el ortopiroxeno reacciona de manera muy intensa con aquellos fundidos subsaturados en sílice, como la leucitita olivínica del MVM. Los cristales de espinela de las lherzolitas del MVM presentan un incremento en el #Cr en sus bordes cribosos respecto a sus núcleos (Tabla suplementaria **S6.LA-2**) debido a la reacción con un fundido moderadamente silíceo, que Shaw y Dingwell (2008) sugieren que procedería de la disolución simultánea del ortopiroxeno cercano. Asimismo, Bonadiman et al. (2005) sugiere que los fundidos ultrapotásicos en rocas del manto litosférico pueden generar nuevos minerales potásicos, como los cristales neoformados descritos en las zonas de reacción de las lherzolitas del MVM (leucita, sanidina, nefelina rica en K y richterita; Fig **IV.2a, e, f**).

Algunos autores opinan que la velocidad de ascenso de los xenolitos a la superficie es demasiado rápida para experimentar residencias magmáticas largas a poca profundidad (O'Reilly y Griffin, 2010), evitando así fuertes interacciones con el fundido que los transporta. Sin embargo, el pequeño tamaño y espesor (< 1 cm) de los xenolitos del MVM con forma de lámina o tablilla pueden explicar la gran profusión de zonas de reacción. Así, un transporte de varias horas (o pocos días), hasta su erupción volcánica en magmas de alta temperatura y contrastados químicamente puede generar reacciones importantes en xenolitos tan pequeños y delgados. La presencia de modificaciones de la carga cristalina y de los enclaves en muchos magmas del CVC (megacristales a fenocristales, con bordes cristalinos de menor P y alta-T) han sido explicados como recrecimientos polibáricos durante el transporte de los mismos hacia la superficie (p.ej., Villaseca et al., 2019b, 2020). Estas fuertes variaciones sugieren que, en cuestión de horas, hubo tiempo suficiente como para desencadenar complejos fenómenos de reacción en los

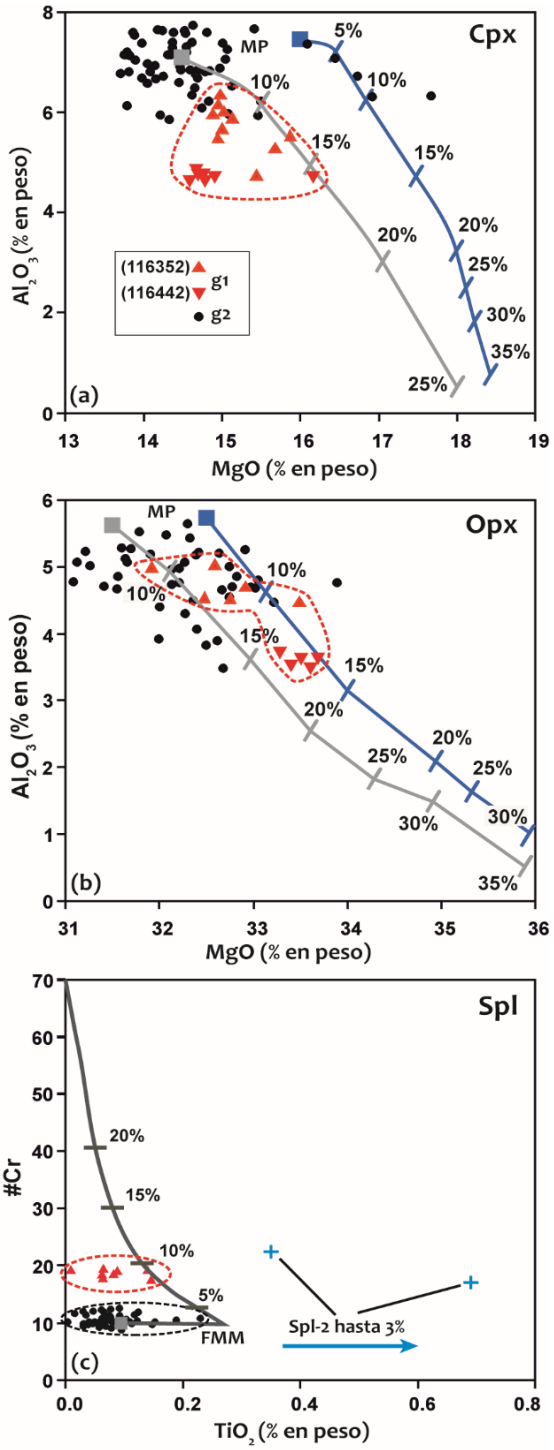

Figura IV.13. Diagramas de tendencias de fusión parcial para el clinopiroxeno (a), ortopiroxeno (b) y espinela (c) de los lherzolitas del MVM. Las líneas de tendencia de fusión parcial para los piroxenos se han tomado de Bonadiman et al. (2011) (gris) y Upton et al. (2011) (azul). La tendencia de fusión parcial en el diagrama TiO_2 vs. #Cr de la espinela se ha representado desde el FMM (*Fertile MORB Mantle*; Arai, 1992). La composición de la mayoría de espinela secundaria (Sp-2) analizada quedaría representada fuera de los límites del diagrama (flecha azul).

xenolitos peridotíticos, tal y como también sugieren los trabajos de petrología experimental, (p.ej., Perinelli et al., 2008; Borghini et al., 2022).

Características del manto litosférico bajo el MVM

La composición en elementos mayores de los minerales máficos, particularmente el contenido en MgO y Al_2O_3 de los piroxenos y el #Cr de la espinela, son indicadores de procesos de fusión parcial en el manto (Bonadiman y Coltorti, 2011; Norman, 1998; Upton et al., 2011). En el diagrama de MgO vs. Al_2O_3 las composiciones del clinopiroxeno y el ortopiroxeno primarios de las lherzolitas del MVM (Fig. **IV.13a, b**) indican diferentes grados de fusión parcial del manto. Las lherzolitas-g1 procederían de un manto lherzolítico con un mayor porcentaje de fusión parcial (10-15%) en comparación con las lherzolitas-g2 (alrededor del 5%). Del mismo modo, la espinela de las lherzolitas-g1 muestra un #Cr más alto que el de las lherzolitas-g2, indicando también diferentes grados de fusión parcial (10% y 5%, respectivamente) (Fig. **IV.13c**). En el diagrama OSMA (Fig. **IV.5**) también se muestra una diferencia en el grado de fusión parcial entre los dos grupos de lherzolitas, siendo ligeramente mayor en las lherzolitas-g1 (hasta un 7%). Sin embargo, el clinopiroxeno de las lherzolitas-g1 muestra unos perfiles de LREE normalizados al condrito con ligeros enriquecimientos con respecto a los de las lherzolitas-g2 (Fig. **IV.7a** y **b**). Como este enriquecimiento de las LREE en las lherzolitas-g1 no puede ser explicado por un porcentaje de fusión menor, se propone que una interacción metasomática posterior enriqueció en LREE los clinopiroxenos de este grupo de xenolitos, como se discute a continuación. Aun así, estos grados de fusión parcial estimados a partir de la composición en elementos mayores de los minerales principales de las lherzolitas del MVM están dentro del rango de valores obtenidos para otros xenolitos del CVC (p.ej., Villaseca et al., 2010; Andía et al., 2018).

Los procesos de fusión parcial en el manto también pueden evaluarse a través de la composición en elementos trazas de los minerales máficos. En este sentido, el contenido de HREE-Y en el clinopiroxeno es un buen indicador (Bedini y Bodinier, 1999; Norman, 1998). El clinopiroxeno de las lherzolitas del

MVM muestra composiciones en Y-Yb que le atribuyen un rango de fusión parcial similar al obtenido para otros xenolitos lherzolíticos del CVC, aunque es mayor para las lherzolitas-g1 (7- 9%) que para las lherzolitas-g2 (< 6%) (Fig. **IV.14**). Este grado de fusión parcial para el conjunto de lherzolitas del MVM (< 9%) contrasta con los datos obtenidos en otros grupos de xenolitos de la Península Ibérica. En el campo volcánico de Olot, los xenolitos lherzolíticos presentan valores de fusión parcial moderadamente bajos (de hasta un 7%), pero considerablemente mayores en los tipos harzburgíticos (hasta 30%) (Fig. **IV.5**) (Bianchini et al., 2007; Galán et al., 2008). En el centro volcánico de Tallante (SE de España), la presencia de harzburgitas y lherzolitas ricas en ortopiroxeno también sugieren un alto grado de fusión parcial para el manto litosférico muestreado, evidenciado por su espinela con alto #Cr, que define un manto algo más residual o refractario (Fig. **IV.5**) (Beccaluva et al., 2004; Shimizu et al., 2004; Avanzinelli et al., 2020). El bajo contenido en Cr, Ni y Mg del conjunto de minerales máficos en los xenolitos peridotíticos del MVM es un indicativo de una mayor fertilidad en el manto litosférico del centro peninsular comparado con el del resto de los campos volcánicos cenozoicos alcalinos de la Península Ibérica.

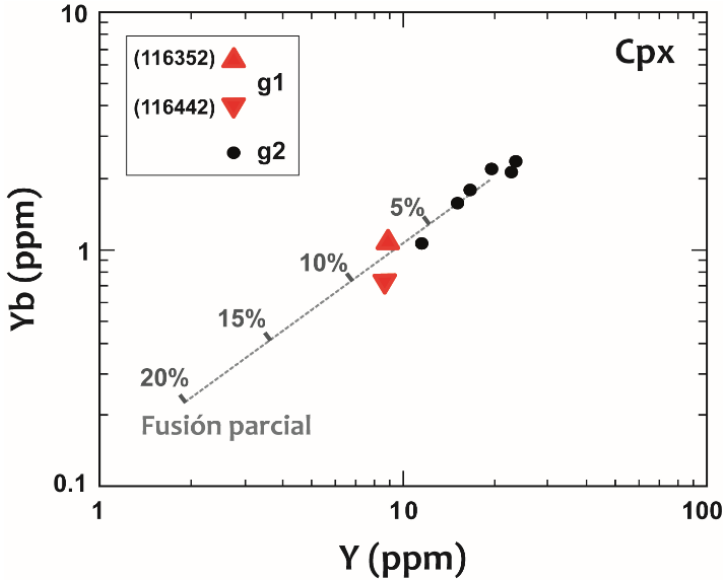

Figura IV.14. Diagrama Y vs. Yb (ppm) en el clinopiroxeno primario de las lherzolitas del MVM. Modelo de fusión parcial de Norman (1998).

El carácter empobrecido en LREE del clinopiroxeno de las lherzolitas-g2 del MVM (Fig. **IV.7**) podría corresponder a un rasgo de tipo MORB para este manto litosférico muestreado, que no siempre muestra evidencias de una posterior interacción con algún agente metasomático (tema que se aborda más abajo). Este protolito tipo MORB solo ha sido identificado previamente, dentro del CVC, en las lherzolitas-g4 del centro volcánico de El Aprisco (González-Jiménez et al., 2014). Sin embargo, los valores isotópicos de Sr-Nd registrados en el clinopiroxeno primario de las lherzolitas del MVM muestran una composición diferente del manto bajo el MVM respecto al resto de xenolitos peridotíticos del CVC (Fig. **IV.11**). A pesar de estas diferencias isotópicas en Sr-Nd con las lherzolitas-g4 de El Aprisco, estos dos conjuntos de xenolitos se alejan de la composición isotópica de la fuente HIMU y, por lo tanto del resto de conjuntos de xenolitos peridotíticos del CVC estudiados (Fig. **IV.11**) (Bianchini et al., 2010; Villaseca et al., 2010).

La composición isotópica probable del manto subyacente al centro MVM parece intermedia entre componentes empobrecidos (tipo MORB) y los muy enriquecidos, de composición EMII (Fig. **IV.11**). Es interesante señalar que la composición isotópica del manto EMII está ampliamente representada en la zona central de la Península Ibérica por magmatismos básicos previos a este volcanismo cenozoico de intraplaca en el CVC, durante eventos orogénicos variscos y posteriores intrusiones toleíticas del Jurásico inferior, relacionadas con la apertura del Océano Atlántico central (p.ej., Villaseca et al., 2004, 2022b). Por lo tanto, la presencia de la fuente EMII en el manto litosférico bajo el centro peninsular debería ser una

característica común, aunque aún no se haya registrado en los xenolitos peridotíticos de otros centros volcánicos del CVC.

Manto litosférico de baja temperatura

Las temperaturas de equilibrio estimadas para las lherzolitas del MVM son marcadamente más bajas que las de los xenolitos peridotíticos, con presiones similares, previamente estudiados en el CVC (Fig. **IV.6**) (p.ej., Bianchini et al., 2010; Villaseca et al., 2010; Andía et al., 2018). Es importante destacar que parte de los datos geotermobarométricos de los xenolitos del MVM se proyectan a lo largo de la geoterma de la Cuenca del Tajo estimada por Jiménez-Díaz et al. (2012) (Fig. **IV.6**), indicando una temperatura de equilibrio sin anomalía térmica. Como ya se ha indicado, el centro volcánico del MVM, de naturaleza ultrapotásica, es el único generado durante la primera etapa magmática del CVC, más de 3 Ma antes del inicio del segundo y principal evento magmático (alcalino sódico). Como ya se ha mencionado, esta segunda etapa volcánica dio lugar a más de 250 centros volcánicos de carácter alcalino sódico dispersos en una extensión cercana a los 5000 km^2, lo que sugiere una importante infiltración de magma y un impacto térmico en el manto litosférico subcontinental del centro de la península que podría explicar esa temperatura más elevada registrada en el resto de los xenolitos del CVC. Dentro de este más voluminoso y longevo segundo evento destacan los xenolitos de lherzolitas-g4 de El Aprisco por presentar unas temperaturas y presiones de equilibrio próximas a la geoterma del centro peninsular, solo ligeramente superiores a las estimadas para los xenolitos del MVM (Fig. **IV.6**). Esto indicaría que sendos centros eruptivos han muestreado (al menos parcialmente) niveles de manto litosférico de baja temperatura pero con diferente naturaleza, tal y como indican sus características isotópicas (Fig. **IV.6**).

Metasomatismo críptico

La composición de las lherzolitas-g1 del MVM sugiere, a diferencia de las lherzolitas-g2, una posible interacción con diferentes tipos de agentes metasomáticos o efectos variables de percolación de fundidos en sus fuentes mantélicas. El clinopiroxeno de los xenolitos peridotíticos del MVM presentan perfiles normalizados al condrito con LREE empobrecidas comparados con los de los clinopiroxenos del resto de los xenolitos estudiados en el CVC (Bianchini et al., 2010; Villaseca et al., 2010; González-Jiménez et al., 2014) (Fig. **IV.7a, b**). Sin embargo, el clinopiroxeno de las lherzolitas-g1 muestran un cierto grado de enriquecimiento de LREE y otros elementos trazas incompatibles mayor que el del clinopiroxeno de las lherzolitas-g-2, que, como se ha expuesto más arriba, no puede ser explicado por un menor porcentaje de fusión parcial de su fuente mantélica. El hecho de que sólo sean los elementos más incompatibles (La, Ce, Pr) los enriquecidos por el proceso metasomático, podría explicarse por una situación de las lherzolitas-g1 más alejadas físicamente de la influencia del agente metasomático, de tal manera que únicamente las concentraciones de elementos trazas más incompatibles fueran las modificadas de acuerdo con el modelo propuesto por Ionov et al. (2002). El clinopiroxeno de una de estas lherzolitas enriquecidas en LREE (muestra 116442) destaca también por tener una relación Ti/Eu más baja que el resto de lherzolitas del MVM, además de presentar el contenido más bajo de HREE (Fig **IV.14**). Por lo tanto, las lherzolitas-g1 podrían haber sido de naturaleza harzburgítica o lherzolitas ricas en ortopiroxeno.

La ligera diferencia composicional del clinopiroxeno entre las dos lherzolitas-g1 podría deberse a que estén afectadas por distintos agentes metasomáticos. Así, el clinopiroxeno de la lherzolita-g1 116352, con relaciones de Ti/Eu y Zr/Hf similares a las de los clinopiroxenos de las lherzolitas-g2, indicaría la interacción con un fundido o agente metasomático silicatado, sin componente de subducción (Fig. **IV.15a**). En cambio, el clinopiroxeno de la lherzolita-g1 116442 presenta valores significativamente más bajos en el contenido en titanio, por lo que la relación Ti/Eu es mucho menor, proyectándose dentro de la influencia de un fundido metasomático alcalino silicatado, pero rico en carbonato (Coltorti et al., 1999; Uenver-Thiele et al., 2017) (Fig. **IV.15a, b**). La propia leucitita olivínica del MVM no parece haber sido el

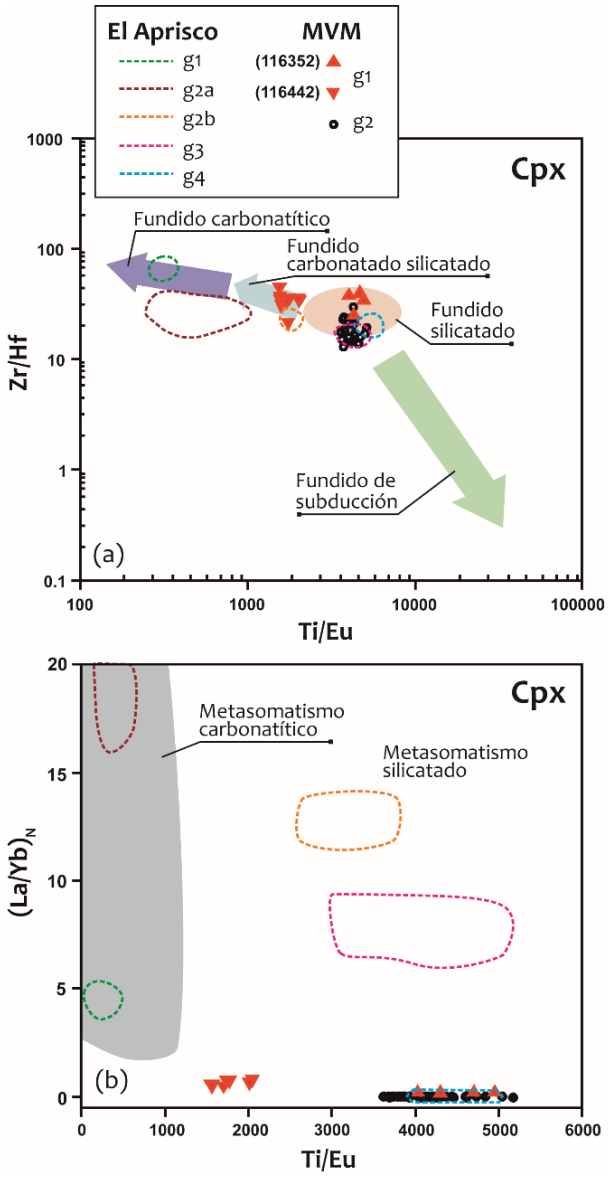

Figura IV.15. Diagramas de las relaciones composicionales de (a) Ti/Eu vs. Zr/Hf y (b) Ti/ Eu vs. La/Yb (normalizado al condrito: N) del clinopiroxeno en las lherzolitas del MVM. Se han comparado con el clinopiroxeno de los grupos xenolitos peridotíticos de El Aprisco (González-Jiménez et al., 2014; Villaseca et al., 2019a). **(a)** Las tendencias de los diferentes agentes metasomáticos han sido representadas según Uenver-Thiele et al. (2017). **(b)** Los campos composicionales del metasomatismo carbonatítico y silicatado han sido representados según Coltorti et al. (1999).

agente silicatado metasomático debido a la ausencia de anomalía positiva en K en el clinopiroxeno primario 116442 (Fig. **IV.7c, d**). Por lo tanto, las características composicionales de las dos muestras de lherzolitas-g1 del MVM sugieren que éstas fueron refertilizadas por fundidos de naturaleza diferente: (1) un fundido alcalino silicatado para la lherzolita 116352; y (2) un fundido alcalino silicatado rico en carbonato para la lherzolita 116442 (Fig. **IV.15a**). Esta actividad metasomática o refertilización parece incompatible con el alto contenido en Cr de la espinela y el olivino relativamente rico en Mg de estas lherzolitas, más típico de harzburgitas o lherzolitas pobres en clinopiroxeno. Este proceso metasomático puede haber ocurrido en las últimas etapas de un evento de fusión parcial o más probablemente, por interacción con un fundido posterior, percolando por la matriz peridotítica (p.ej., Uenver-Thiele et al., 2017).

Se ha calculado, a partir de la composición del clinopiroxeno, la posible composición de los fundidos metasomáticos que interaccionaron con las lherzolitas-g1. Las estimaciones de los fundidos en equilibrio con los clinopiroxenos de las dos muestras que forman este grupo se han realizado mediante el cálculo de Herzberg y Asimow (2015). El resultado obtenido son dos fundidos con afinidad alcalina que no se parecen a los muestreados en las rocas volcánicas del CVC (Fig. **IV.16**). El fundido metasomático estimado para la lherzolita-g1 116442 muestra mayor contenido en LREE y menor en HREE que el líquido en equilibrio calculado para la otra lherzolita-g1 116352 (Fig. **IV.16**). Ese espectro más fraccionado de REE y la anomalía positiva de Nb en el diagrama de multitrazas normalizado al manto primitivo (Fig. **IV.16**), sugieren un fundido alcalino como agente metasomático. Aunque el líquido en equilibrio estimado no es similar a los fundidos alcalinos de Calatrava, esto podría ser consecuencia de una menor interacción debido a una mayor lejanía del flujo principal del agente metasomático (Ionov et al., 2002).

La composición del fundido metasomático estimado a partir del clinopiroxeno de la lherzolita-g1 116352, que presenta un perfil de REE aún más plano que el de la lherzolita 116442, es claramente diferente al de los perfiles de REE mostrados por los fundidos alcalinos de Calatrava (Fig. **IV.16**).

La composición en elementos mayores y trazas del clinopiroxeno en el conjunto de lherzolitas del MVM, y en especial las lherzolitas-g2, es similar al mostrado por las lherzolitas-g4 de El Aprisco (González-Jiménez et al., 2014) (Figs. **IV.4a, b; 7** y **15**). Las lherzolitas-g4 de El Aprisco han sido interpretadas como el resultado de metasomatismo por un fundido silicatado de subducción (González-Jiménez et al., 2014), pero las lherzolitas-g2 del MVM no presentan evidencias claras de estar afectadas por fundidos metasomáticos de esa composición y los registrados en las lherzolitas-g1 serían de naturaleza alcalina. Por tanto, en las peridotitas del MVM no se reconoce con los datos actuales ningún tipo de metasomatismo de subducción.

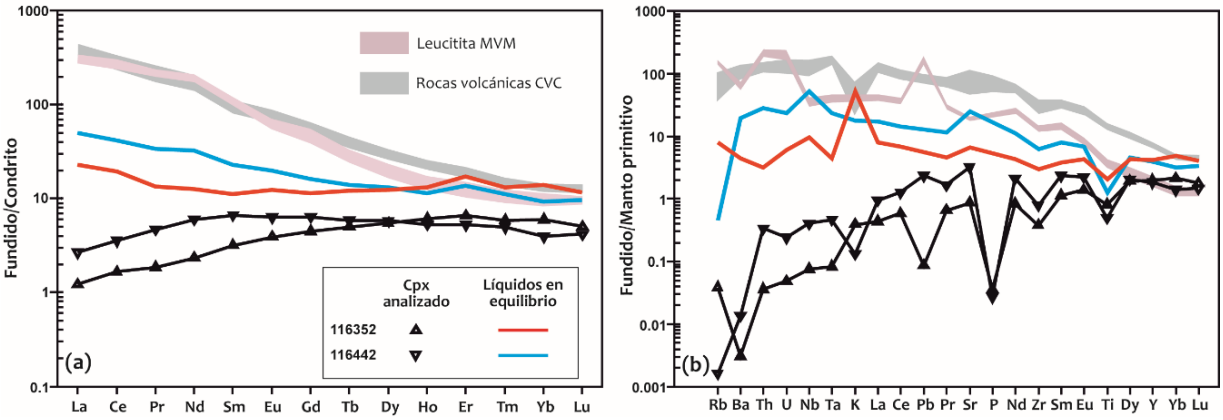

Figura IV.16. Líquidos en equilibrio con los clinopiroxenos de las lherzolitas-g1 del MVM. Los datos estimados son a partir de los promedios de la composición de los clinopiroxenos primarios**. (a)** Perfil de REE normalizado al condrito; **(b)** perfil de elementos trazas normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Están representados los perfiles de campos composicionales de la leucitita olivínica del MVM y de las otras rocas volcánicas del CVC (Cebriá y López Ruiz, 1995; Villaseca et al., 2020) para su comparación. La composición de los líquidos en equilibrio ha sido calculada usando los coeficientes de partición clinopiroxeno/fundido basáltico de Hart y Dunn (1993) y Zack y Brumm (1998), excepto para el Rb (Foley et al., 1996).

En resumen, en comparación con los xenolitos peridotíticos estudiados previamente en algunos de los centros volcánicos alcalino-sódicos de Calatrava, los xenolitos lherzolíticos del MVM muestran una composición significativamente empobrecida en Sr, LREE y HFSE. La composición en elementos trazas del clinopiroxeno empobrecido del MVM contrasta con el marcado enriquecimiento de LREE-Th-U-Nb-Ta-Pb de los diferentes grupos de xenolitos peridotícos de El Aprisco, excepto con las lherzolitas-g4, que tiene composiciones similares a las del clinopiroxeno de las lherzolitas-g2 del MVM (Fig. **IV.7**). Por otro lado, los centros volcánicos de Cerro Pelado y El Palo contienen lherzolitas/wehrlitas ricas en Ti-Fe, interpretados como el resultado de una percolación a gran escala en el manto de fundidos subsaturados en sílice similares a los fundidos alcalino sódicos del segundo evento magmático del CVC (Villaseca et al., 2010). No obstante, aunque la composición del clinopiroxeno de la lherzolita-g1 116442 del MVM sugiere una interacción con un fundido alcalino silicatado, su suave enriquecimiento en LREE es significativamente más bajo que en el clinopiroxeno de las lherzolitas del Cerro Pelado o El Palo (Fig. **IV.7**) (Bianchini et al., 2010; Villaseca et al., 2010), indicando una interacción con agentes metasomáticos diferentes a los que afectan a las otras peridotitas del MVM.

IV.5. Conclusiones parciales en relación a los xenolitos del Morrón de Villamayor

1. Los xenolitos peridotíticos del MVM consisten exclusivamente en lherzolitas de espinela que pueden ser divididas en dos grupos en función de la composición de sus clinopiroxenos primarios. Éstos presentan dos tipos de diagramas de elementos trazas normalizados al condrito y al MP: (1) lherzolitas-

g1, que muestran perfiles relativamente planos de REE; (2) lherzolitas-g2, con perfiles empobrecidos en LREE, similares a fuentes tipo N-MORB. Estos xenolitos (en base a la composición de un concentrado de clinopiroxeno) muestran valores de proporciones radiogénicas iniciales altas en Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.706104) e intermedias de Nd ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512830), una composición isotópica singular comparada con el resto de xenolitos estudiados en el CVC. Esto implica que estas lherzolitas son el muestreo directo de un polo del manto litosférico isotópicamente enriquecido en el área de Calatrava (de afinidad EMII). Esta composición isotópica es, sin embargo, muy común en el magmatismo básico de la zona Centro-Ibérica previo a este volcanismo cenozoico alcalino de intraplaca.

2. Las lherzolitas estudiadas del centro volcánico MVM muestran una interacción variable con el fundido leucitítico que las transportó a la superficie, desarrollando zonas de reacción y bordes cribosos en minerales primarios (clinopiroxeno y espinela). Los minerales secundarios neoformados en las zonas de reacción y los de las zonas cribosas presentan composiciones enriquecidas en K, Th, U, Pb y LREE, similares a los de la leucitita olivínica del MVM. Algunos análisis de roca total y de composición isotópica de Sr-Nd también muestran esta gran interacción y contaminación.

3. El manto litosférico muestreado en el centro volcánico del MVM presenta similares condiciones de presión al resto de los xenolitos peridotíticos estudiados previamente en el CVC, pero una menor temperatura de equilibrio. Este centro volcánico de naturaleza ultrapotásica es el único generado por el primer evento volcánico en Calatrava, sugiriendo que en aquel momento el manto litosférico del centro de Iberia aún no había sido sometido a un aumento térmico significativo. La posible anomalía térmica tendría que estar ligada al posterior evento volcánico principal del sector, de naturaleza alcalina sódica.

4. El ligero enriquecimiento en LREE mostrado por el clinopiroxeno de las lherzolitas-g1 sugiere una refertilización mediante algún evento metasomático. Cada una de las lherzolitas pertenecientes a este grupo refleja una interacción metasomática diferente: (1) un fundido silicatado para la lherzolita 116352; (2) un fundido silicatado alcalino para la lherzolita 116442. El manto litosférico subcontinental del centro de la Península Ibérica ha sufrido numeroso eventos de fusión con sus correlativos eventos metasomáticos, mucho más antiguos que el magmatismo de Calatrava (Villaseca et al., 2004; 2019a), lo cual indica que alguno de ellos podría haber refertilizado estas lherzolitas.

5. Los xenolitos de lherzolitas-g1 definen un sector de manto litosférico más residual que las lherzolitas-g2. El conjunto de lherzolitas del MVM tienen una composición generalmente más empobrecida en Sr-LREE-HFSE que el resto de los grupos de xenolitos peridotíticos estudiados previamente, exhumados durante el segundo evento magmático (alcalino sódico) en el CVC. En este sentido, las lherzolitas del MVM no muestran enriquecimiento en Fe-Ti como las peridotitas de Cerro Pelado y El Palo. El manto litosférico muestreado por el MVM tampoco registra metasomatismo ligado a fundidos carbonatíticos, como muestran algunos grupos de xenolitos peridotíticos del centro volcánico El Aprisco. Las lherzolitas-g4, de ese centro volcánico, son el grupo más empobrecido y parecido a las lherzolitas del MVM. En conclusión, las lherzolitas del MVM son, hasta ahora, el conjunto de xenolitos peridotíticos más empobrecidos (y menos metasomatizados) del CVC.

CAPÍTULO V. PERIDOTITAS CON METASOMATISMO DE SUBDUCCIÓN DEL VOLCÁN CERRO GORDO

La mayor parte de los datos referentes a este capítulo aparecen publicados en la revista *International Geology Review* con el título "Subduction-related metasomatism in the lithospheric mantle beneath the Calatrava volcanic field (central Spain): constraints from lherzolite xenoliths of the Cerro Gordo volcano", en el volumen 64 nº 4, páginas 469-488 (Villaseca et al., 2022a). A los datos publicados se ha añadido la petrografía y la química mineral de la muestra correspondiente al xenolito peridotítico 117147 (harzburgita anfibólica), que amplía el rango composicional de las peridotitas recogidas en este volcán.

A pesar de que la mayoría de los xenolitos peridotíticos estudiados previamente en las áreas Cenozoicas circum-Mediterráneas (CiMACI, según Lustrino y Wilson, 2007) se han visto afectados por fundidos alcalinos subsaturados en sílice (carbonatíticos o silicatados, p.ej., Downes et al., 2003; Matusiak-Malek et al., 2017; Puziewicz et al., 2020), en algunos de estos campos volcánicos también aparecen xenolitos afectados por fundidos metasomáticos de subducción: Macizo Central Francés (p.ej., Uenver-Thiele et al., 2017), Eifel (p.ej., Witt-Eickschen et al., 2003), Olot (p.ej., Bianchini et al., 2007) y SE de España (p.ej., Beccaluva et al., 2004). En la Península Ibérica destaca el campo volcánico de Tallante, que es claramente posterior al escenario de convergencia de placas entre el SE de España y NW de África, y que presenta de forma significativa un gran número de xenolitos ultramáficos con registros de metasomatismo de subducción (p.ej., Marchesi et al., 2017; Dallai et al., 2019; Avanzinelli et al., 2020).

En los campos volcánicos intracontinentales cenozoicos de Europa occidental, algunos de los xenolitos peridotíticos estudiados que han sido afectados por metasomatismo de subducción están asociados con peridotitas anhidras, empobrecidas en LREE. Es decir, hay una evolución de un manto superior empobrecido, con una composición geoquímica e isotópica de tipo MORB (DMM, *Depleted MORB Mantle*) (Witt-Eickschen et al., 2003) a tipos parcialmente refertilizados por un agente metasomático de subducción. Esta refertilizacion daría lugar a peridotitas hidratadas (ricas en anfíbol), enriquecidas en LREE, caracterizadas por la ausencia de enriquecimiento en Fe-Ti y por un clinopiroxeno con altas relaciones de Ti/Eu y bajas relaciones de Zr/Hf. Los agentes metasomáticos de subducción suelen tener bajas concentraciones de los elementos menos móviles, como algunos HFSE (*High Field Strength Elements*; Ti, Eu, Zr, Hf, Nb, Ta), pero alto contenido en los elementos incompatibles más móviles, como las LREE (Uenver-Thiele et al., 2017). Este enriquecimiento en LREE relacionado con metasomatismo de subducción se ha registrado en xenolitos peridotíticos del Macizo Central Francés, donde se ha sugerido una edad Varisca para ese evento de subducción (p.ej., a partir de edades modelos Re-Os en sulfuros: Witting et al., 2006; así como por isocronas minerales de Lu-Hf: Downes et al., 2015).

En los estudios previos en el CVC sólo se han descrito xenolitos peridotíticos relacionados con metasomatismo de subducción en algunas muestras del centro volcánico El Aprisco (Villaseca et al., 2010; grupos 3 y 4 de peridotitas, en González-Jiménez et al., 2014), pero sus características geoquímicas están poco definidas. En este capítulo se estudia un conjunto de diez nuevas muestras de xenolitos peridotíticos tomados de los depósitos de oleadas piroclásticas del centro volcánico del Cerro Gordo (CG) (Fig. **III.4**). Estas peridotitas presentan características definidas anteriormente como típicas de metasomatismo de subducción en otros campos volcánicos cenozoicos europeos. Con estas muestras se ha caracterizado este poco común metasomatismo de fundidos derivados de subducción en el manto sublitosférico del centro

peninsular (CVC), alejado a cientos de kilómetros de márgenes de placas conocidos desde el Neoproterozoico.

V.1. Petrografía de los xenolitos peridotíticos

La mayoría de los xenolitos peridotíticos del centro volcánico CG presentan una textura protogranular de grano de medio a grueso (Tabla **V.1**; Fig. **V.1).** Algunos de ellos muestran textura porfiroblástica por estar ligeramente foliados, con orientaciones definidas tanto por la forma alargada de cristales de olivino como por el alineamiento de cristales intersticiales de espinela (Fig. **V.2**). La presencia de microestructuras de deformación (p.ej., subgranos en los cristales de olivino) también aparecen en muchas de las muestras protogranulares, lo que sugiere que hay una significativa gradación entre los distintos tipos texturales, indicando la presencia de fábricas de deformación crípticas, como previamente se han descrito en los xenolitos peridotíticos del centro volcánico próximo de El Aprisco (Puelles et al., 2016). El tamaño de grano del olivino y el ortopiroxeno varía generalmente entre 0.5-7 mm, siendo los cristales de clinopiroxeno y espinela de menor tamaño (la mayoría menor de 0.7 mm) (Fig. **V.2**).

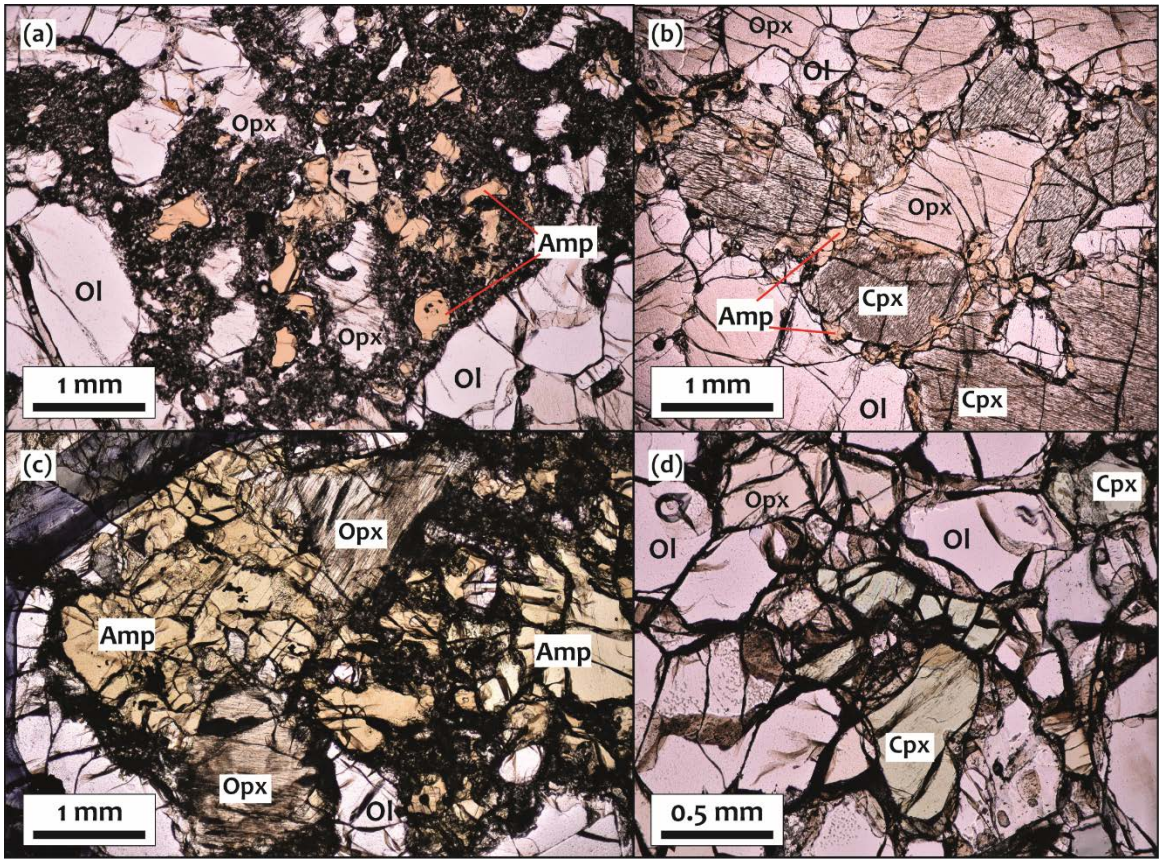

Figura V.1. Fotografías del microscopio petrográfico con nícoles paralelos de las xenolitos peridotíticos del CG. (a) Zona de reacción con anfíbol residual en la lherzolita-g1 110858; **(b)** textura protogranular con anfíbol intersticial en la lherzolita-g1 117145; **(c)** grandes cristales de anfíbol en la harzburgita anfibólica 117147; **(d)** textura protogranular lherzolita-g2 en la 117150. Las abreviaturas de los minerales proceden de Whitney y Evans (2010).

La mayoría los xenolitos estudiados tienen una composición modal lherzolítica, salvo la muestra 117147, que es una harzburgita-anfibólica sin clinopiroxeno primario (Fig. **V.3**; Tabla **V.1**). Las lherzolitas del CG tienen una composición modal similar a otras lherzolitas estudiadas previamente en otros centros volcánicos del CVC (p.ej., Villaseca et al., 2010; Andía et al., 2018) (Fig. **V.3**; Tabla **V.1**). Sin embargo, en

este centro volcánico están ausentes las variedades peridotíticas más enriquecidas (wehrlitas), que han sido halladas en otros volcanes de Calatrava (p.ej., Villaseca et al., 2010) (Fig. **V.3**).

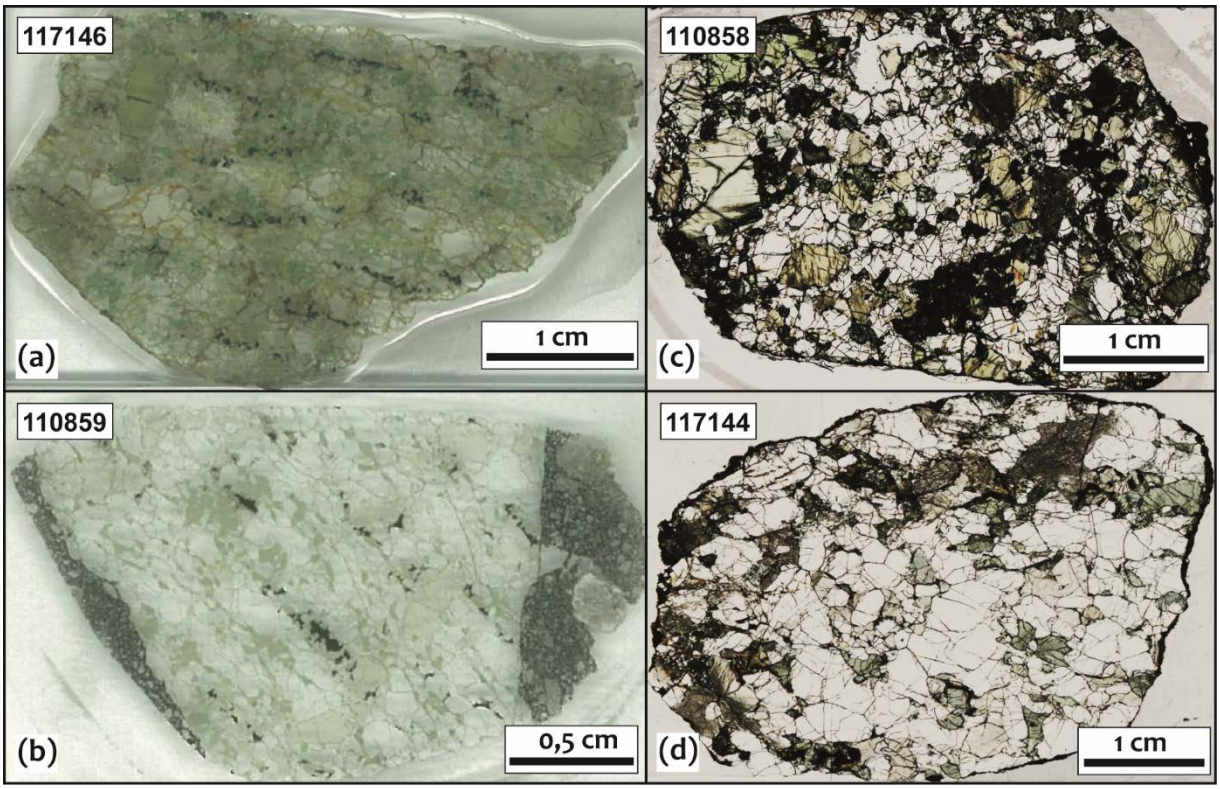

Figura V.2. Láminas delgadas de cuatro lherzolitas del centro volcánico CG. (a, b) Texturas porfiroblásticas que presentan flujo plástico (foliación microscópica) definido por la forma y orientación de los cristales de olivino, el bandeado mineral y las alineaciones de cristales intersticiales de espinela; **(c, d)** Texturas protogranulares sin foliación aparente.

En algunas de las lherzolitas del CG aparece vidrio intersticial en zonas de reacción, normalmente asociado a anfíbol muy residual o corroído (Fig. V.**4a**). Estos sectores contienen pequeños microcristales secundarios de olivino, clinopiroxeno y espinela (Fig. **V.4a, b**). El anfíbol es el único mineral metasomático que está presente en este conjunto de lherzolitas, pero solo aparece en grandes proporciones (> 5% modal) en algunas de ellas, las denominadas lherzolitas hidratadas o lherzolitas-g1, que contrastan con las lherzolitas-g2, con contenido accesorio (≤ 1% modal) o ausencia del mismo. Este anfíbol se presenta en forma de cristales intersticiales o en zonas de reacción como cristales alotriomorfos, o como bastoncillos incluidos en clinopiroxeno criboso (Fig. **V.1a, b; V.4a, c; V.5c**). En ocasiones el anfíbol aparece formando intercrecimientos simplectíticos con ortopiroxeno (Fig. **V.4d**). Sin embargo, en la harzburgita 117147 el anfíbol es mucho más abundante, con texturas que van desde cristales alotriomorfos de un tamaño mayor a 1 mm (Fig. **V.1c**) hasta microcristales incluidos en los planos de exfoliación del ortopiroxeno (Fig. **V.5a**).

La suite de xenolitos peridotíticos del centro volcánico CG destaca sobre el resto de los xenolitos del CVC por la presencia de ortopiroxeno neoformado en algunos de ellos. Este ortopiroxeno secundario aparece en forma de cristales alotriomorfos o subidiomorfos relacionados con las zonas de reacción y el anfíbol intersticial (Fig. **V.4d, e**), pero también en zonas de reacción donde el vidrio no es visible. Cabe destacar que el ortopiroxeno primario frecuentemente está corroído de manera intensa en esas zonas de reacción, sugiriendo ser una fase reactiva que participa en la formación de vidrio (Fig. **V.4c, e**). En las lherzolitas-g1 del CG, el ortopiroxeno secundario aparece como intercrecimientos vermiculares con el

anfíbol metasomático (Fig. **V.4d**). Este ortopiroxeno simplectítico contrasta texturalmente con los cristales primarios, que presentan formas idiomorfas o subidiomorfas (Fig. **V.4a, c**).

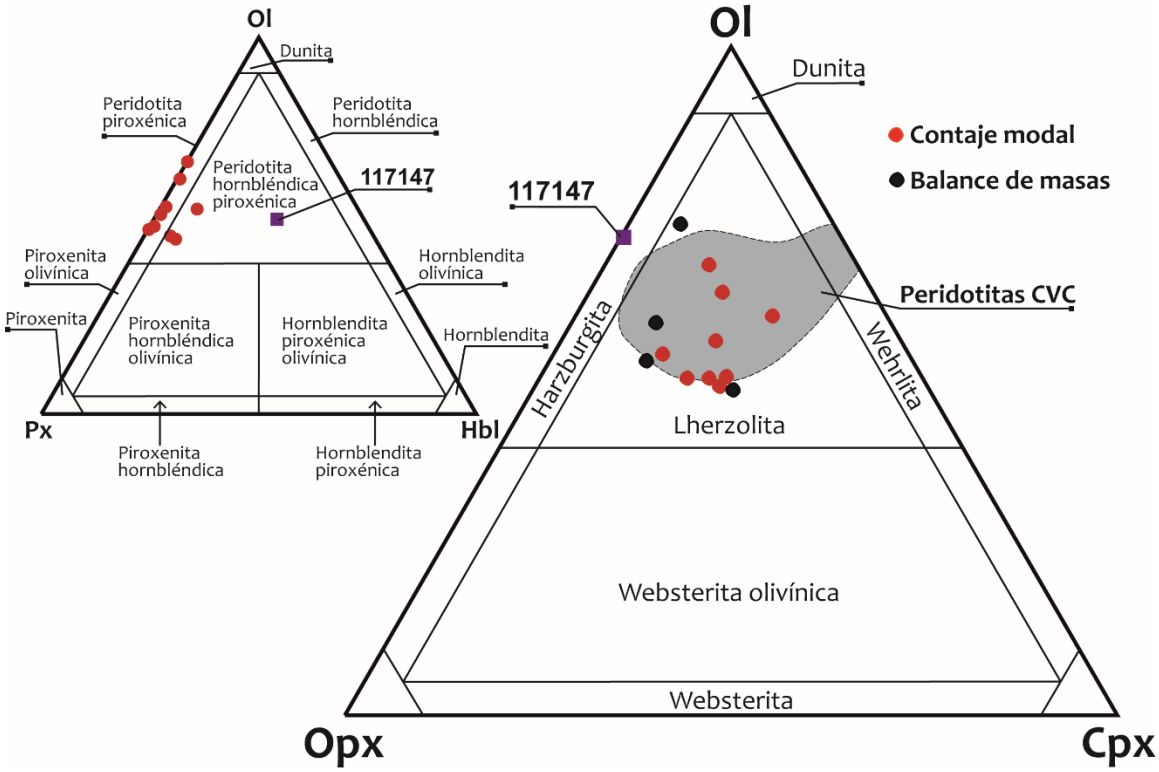

Figura V.3. Composición modal de los xenolitos peridotíticos del centro volcánico CG. Cálculo realizado mediante contaje de puntos (en rojo) o balance de masas a partir de la composición química mineral y de roca total (en negro), siguiendo el método de Albaréde (1995). El campo composicional de peridotitas del CVC es el de Villaseca et al. (2010).

Tabla V.1 - Textura y composición modal de los xenolitos peridotíticos del Cerro Gordo.

Muestra	Textura	Abundancias modales (% en volumen)								Composición química del vidrio
		Ol	Opx	Cpx	Spl	Amp	Z.R	n	Opx-2	
Harzburgita-anf										
117147	Prg	49.8	19.0*	tr**	1.2	27.1	3.0	1205	simpl	Alterado
Lherzolitas-g1										
110858	Prg	43.9	24.2	18.8	2.4	5.3	5.4	1547	simpl	Traquiandesita basáltica
117144	Prg	51.6	12.8	22.0	3.0	8.0	2.6	1367	simpl	Alterado
117145	Prg	44.5	27.0	16.7	4.0	7.3	0.5	1394	simpl	Traquiandesita basáltica
Lherzolitas-g2										
110859	Pfc-fld	59.3	18.3	16.3*	3.0	0.5	2.6	1232	neob.	Andesita basáltica
110857	Prg	49.0	29.2	13.0	5.3	0.6	2.9	1941	neob.	Dacita
117141	Prg	53.2	23.2	19.1	2.9	1.0	0.6	1583	-	Andesita basáltica
117142	Prg	46.2	23.0	22.0	7.1	0.8	0.9	1180	-	Alterado
117146	Prg	43.8	24.0	21.1	10.7	-	0.4	944	-	
117150	Prg	63.4	18.1	12.6	5.5	-	0.4	740	-	

***** minerales totalmente recristalizados. Abreviaturas: Prg, protogranular de grano grueso; Pfc-fld, porfiroclástica foliada; n, número de puntos utilizados para el contaje modal; Ol, olivino; Opx, ortopiroxeno; Cpx, clinopiroxeno; Spl, espinela; Amp, anfíbol, Z.R, zonas de reacción; Opx-2, tipo de ortopiroxeno secundario; simpl, ortopiroxeno secundario simplectítico con el anfíbol; neob, ortopiroxeno secundario microcristalino; tr**, trazas clinopiroxeno secundario (cpx-2).

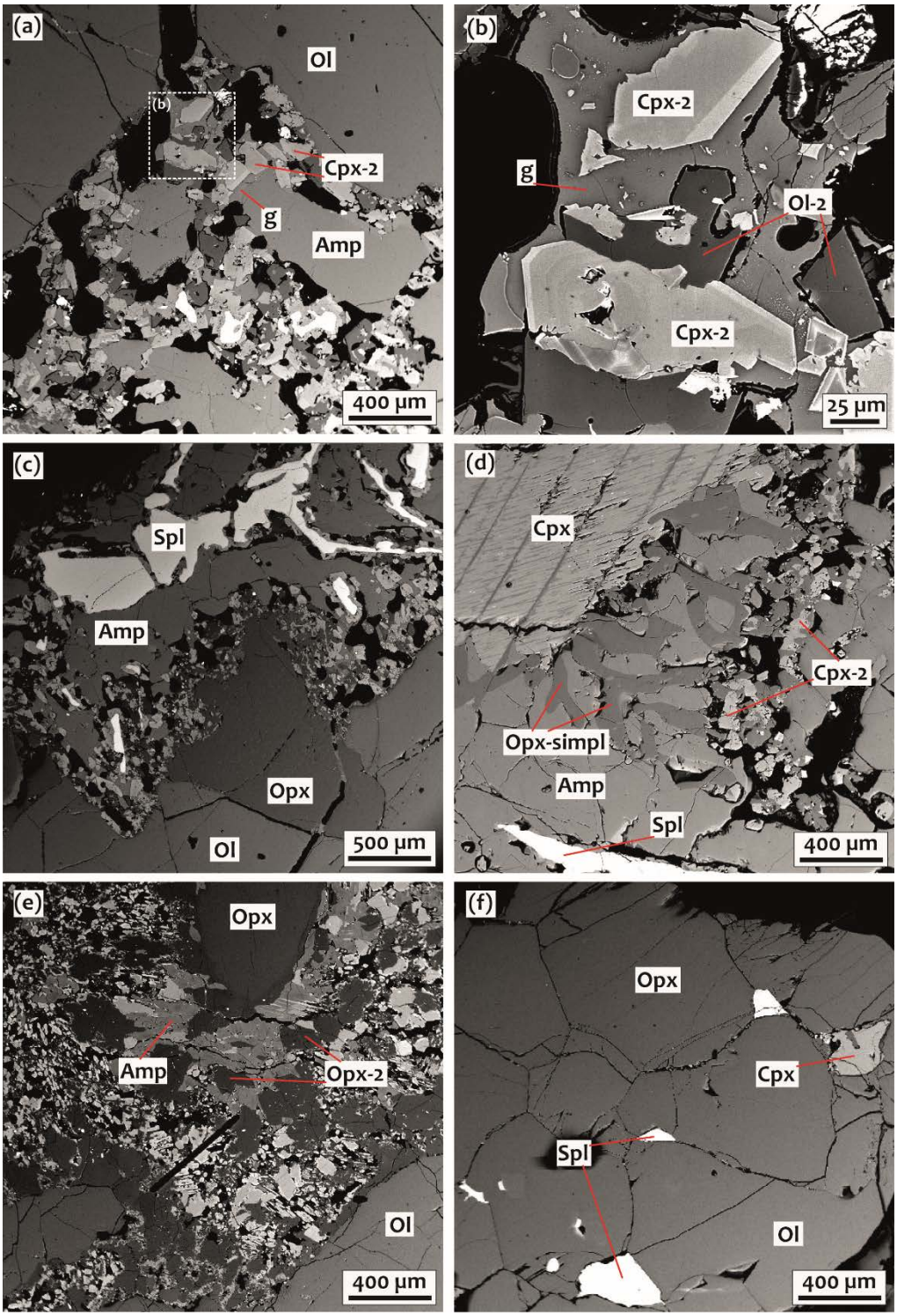

Figura V.4. Fotografías electrónicas (imágenes BSE) de xenolitos peridotíticos del CG. (a) zona de reacción con vidrio vacuolar y microcristales neoformados de minerales secundarios (olivino, clinopiroxeno, espinela) alrededor de cristales de anfíbol corroído, en la lherzolita-g1 110858; **(b)** cristales neoformados zonados de clinopiroxeno con vidrio vacuolar (glóbulos negros) y olivino secundario, en una zona de reacción de la lherzolita-g1 110858. Es la ampliación de la figura 4a; **(c)** zona de reacción con vidrio donde se muestran cristales muy corroídos de ortopiroxeno y anfíbol, en contraste con los contactos netos del cristal de olivino, en la lherzolita-g1 110858; **(d)** anfíbol simplectítico con ortopiroxeno en contacto con una zona de reacción de la lherzolita-g1 117144; **(e)** zona de reacción entre ortopiroxeno y anfíbol con neoformación de vidrio, ortopiroxeno-2 y clinopiroxeno-2, en la lherzolita-g2 110857; **(f)** textura protogranular de la lherzolita-g2 anhidra 117150. Abreviaturas minerales según Whitney y Evans (2010); g = vidrio; simpl = simplectítico.

La espinela es una fase mineral normalmente accesoria en estos xenolitos ultramáficos (Tabla **V.1**). Aparece con mayor abundancia en las lherzolitas-g2 que en las peridotitas hidratadas (Fig. **V.2**; Tabla **V.1**). Los cristales de espinela tienen formas subidiomorfas (Fig. **V.4f**) o alotriomorfas y son intersticiales (Fig. **V.4b**), como en otros xenolitos peridotíticos similares (p.ej., Novais-Rodrigues et al., 2021). En la harzburgita 117147 los cristales accesorios de espinela muestran texturas vermiculares (Fig. **V.5a**), similares a las mostradas en Matusiak-Malek et al. (2010).

El vidrio siempre se presenta de forma intersticial y con textura vesicular, incluyendo con frecuencia algunos cristales globulares de sulfuros Fe-(Ni), más abundantes hacia los bordes de las vesículas. Este vidrio intersticial se caracteriza por conservar los contactos netos con el olivino primario, indicando una menor interacción química con éste (Fig. **V.4a, b**). Por el contrario, los bordes ameboides o corroídos del anfíbol y el ortopiroxeno en contacto con el vidrio (Fig. **V.4a, b**) sugieren una participación principal de estos silicatos en su formación. La espinela y el clinopiroxeno primarios muestran una

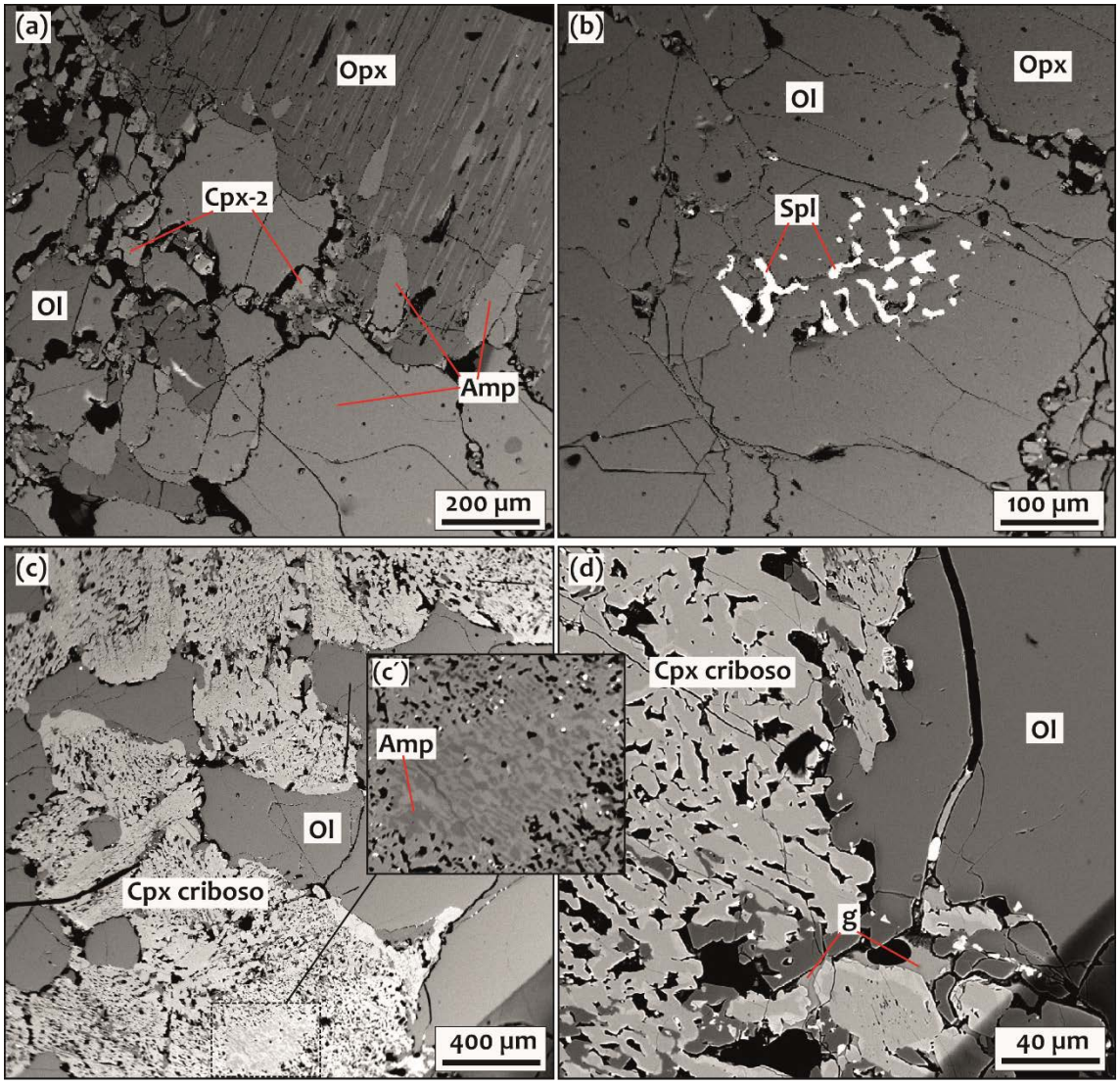

Figura V.5. Fotografías representativas de microscopio electrónico de los xenolitos peridotíticos del CG. (a) zona de reacción en el contacto entre un gran cristal de ortopiroxeno con intercrecimientos lamelares de anfíbol y un cristal de anfíbol en la harzburgita hornbléndica 117147; **(b)** espinela vermicular en la harzburgita hornbléndica 117147; **(c)** clinopiroxeno criboso con vidrio intersticial en la lherzolita-g2 110857; **(c´)** microtextura de anfíbol alargado incluido en el clinopiroxeno criboso; **(d)** ampliación de la textura cribosa de la lherzolita-g2 110857 con vidrio vacuolar intersticial.

corrosión variable en las zonas de reacción (Fig. **V.4b, c**). En la lherzolita 110859, la mayor parte del clinopiroxeno se presenta con textura cribosa, relacionada localmente con zonas de reacción y vidrio intersticial (Fig. **V.5b, c**). En las zonas con vidrio aparecen pequeños microcristales idiomorfos neoformados de clinopiroxeno, presentando en ocasiones zonados oscilatorios complejos (Fig. **V.5d**). En algunos sectores, el clinopiroxeno neoformado junto al vidrio en las zonas de reacción presenta formas esqueléticas y subaciculares que indican unas condiciones de cristalización con tasas de enfriamiento elevadas (Fig. **V.4b, d**). Además de clinopiroxeno secundario, en estas zonas de reacción también aparecen pequeños neoblastos de olivino y espinela secundarios (Fig. **V.5d**), los cuales varían de tamaño desde unas pocas decenas de µm a 100 µm. En las lherzolitas hidratadas estudiadas hemos interpretado el conjunto de neoblastos de clinopiroxeno, olivino y espinela, junto con el vidrio vesicular incoloro, como resultado de destrucción del anfíbol metasomático previo (Villaseca et al., 2022a).

Algunas lherzolitas-g2 son completamente anhidras (117146 y 117150), sin ningún rastro de minerales de metasomatismo modal ricos en volátiles, y también carecen de zonas de reacción con vidrio (Fig. **V.1d** y **V.4f**). Su mineralogía es más simple al no aparecer zonas de reacción. Suelen ser lherzolitas protogranulares de grano grueso con espinela intersticial. En ellas, el ortopiroxeno es ligeramente más abundante que el clinopiroxeno (Tabla **V.1**) y ambos piroxenos muestran exsoluciones lamelares.

V.2. Química de roca total

Solo cuatro lherzolitas del CG con un tamaño adecuado han podido ser analizadas químicamente, siendo dos de cada tipo (dos lherzolitas-g1 y dos lherzolitas-g2) (Tabla suplementaria **S3.RT-3**). Las dos lherzolitas-g2 analizadas carecen de anfíbol. Las lherzolitas del CG definen un conjunto de xenolitos ricos en Si-(Al) (Fig. **V.6**), con contenidos bajos en FeO y TiO_2 en comparación con otros xenolitos del CVC (Fig. **V.6**) y, en consecuencia, no muestran la tendencia wehrlítica rica en Fe-Ti de otros xenolitos del CVC (p.ej., Cerro Pelado; Villaseca et al., 2010). También muestran un amplio rango en el contenido en MgO, sin hacer distinción entre los dos grupos lherzolíticos. Sin embargo, la lherzolita-g2 117150 presenta una composición más primitiva, con menor contenido en Al_2O_3, de forma similar a algunos xenolitos peridotíticos de Olot (Bianchini et al., 2007) (Fig. **V.6**). Asimismo, estas lherzolitas destacan por su bajo contenido en álcalis (Tabla suplementaria **S3.RT-3**).

Los dos tipos de lherzolitas del CG se diferencian entre sí por su química en elementos trazas. Las peridotitas hidratadas (lherzolitas-g1) están enriquecidas en LREE-Th-U-Rb-Ba-Sr, mientras que las peridotitas anhidras (lherzolitas-g2) tienen contenidos marcadamente menores en esos elementos (Fig. **V.7**). Sin embargo, ambos grupos de lherzolitas muestran un contenido similar de HREE-Y-Zr-(Hf), como se aprecia en los diagramas normalizados de la Figura **V.7**. La lherzolita más empobrecida (117150) presenta un perfil de REE y multitrazas casi planos, excepto por la anomalía positiva de U de hasta 10 veces el valor del manto primitivo (Fig. **V.7**). Los perfiles de elementos trazas de las lherzolitas del CG tienen como base esta muestra empobrecida (117150), adquiriendo las típicas anomalías negativas de metasomatismo de subducción en Nb-Ta-K, Zr-(Hf) y Ti (Fig. **V.7**). Estos dos grupos de lherzolitas del CG son químicamente similares a los grupos 3 y 4 de xenolitos peridotíticos del centro volcánico El Aprisco definidos por González-Jiménez et al. (2014).

Isótopos Sr-Nd

Las lherzolitas analizadas definen un amplio rango de composición isotópica. Las lherzolitas-g2 presentan valores más homogéneos, con relaciones elevadas de $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.51308-0.51311) y mayor variación en las relaciones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7035-0.7046). Sin embargo, las dos lherzolitas-g1 con anfíbol tienen valores muy diferentes, desde un valor isotópico típico de las rocas volcánicas del CVC (composición FOZO o HIMU en la muestra 110858, Tabla suplementaria **S4.SN-3**), hasta una relación

isotópica más empobrecida en Sr radiogénico que las mostradas por las lherzolitas anhidras (muestra 117145, Tabla suplementaria **S4.SN-3** y Fig. **V.8**). Además, las lherzolitas-g2 del CG presentan composiciones isotópicas similares a los grupos 3 y 4 de xenolitos peridotíticos de El Aprisco (Fig. **V.8**).

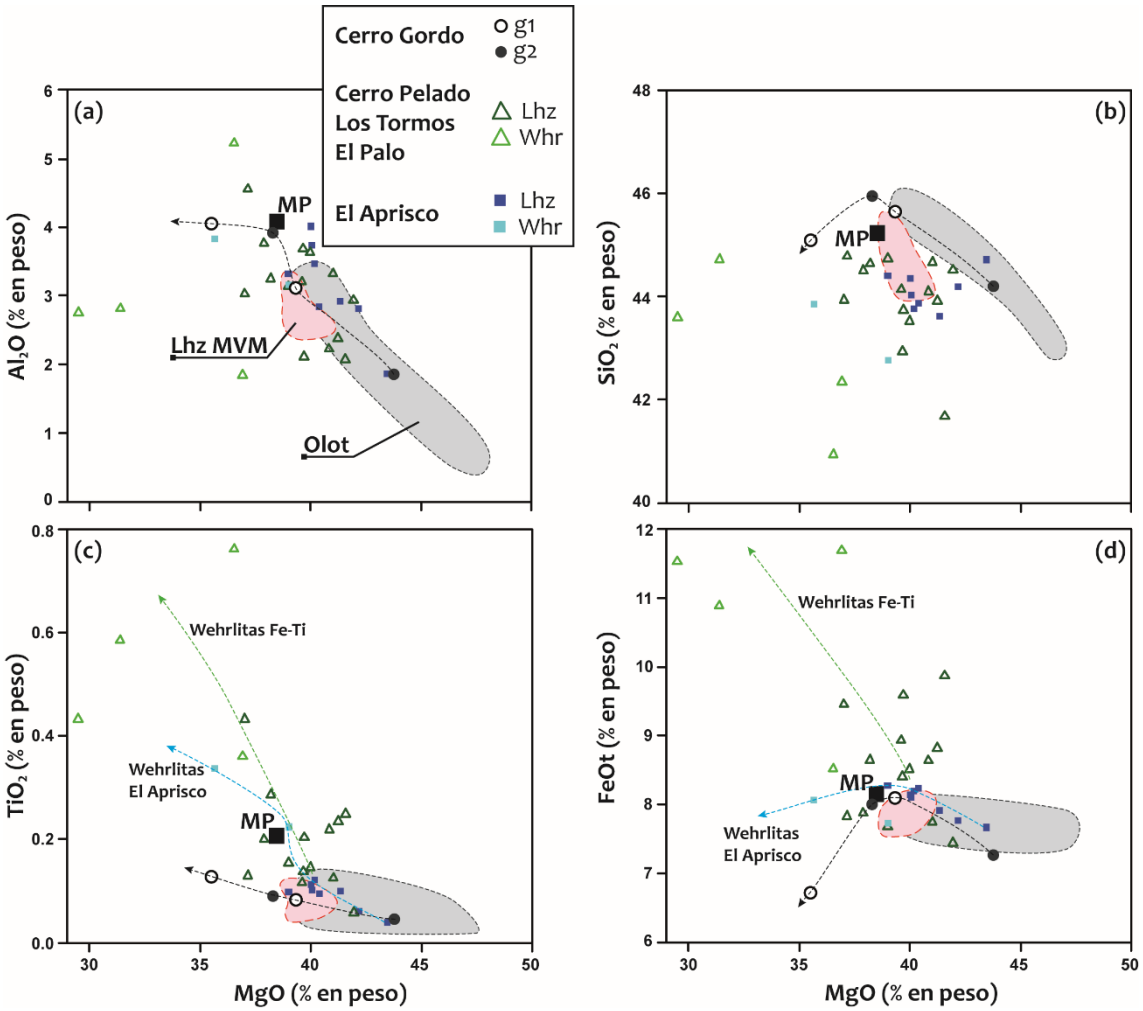

Figura V.6. Diagramas de elementos mayores de lherzolitas del CG. Se han incluido datos del centro volcánico El Aprisco (Villaseca et al., 2010) y de otros centros volcánicos con enriquecimiento en Fe-Ti (Cerro Pelado, Los Tormos y El Palo, discutidos más adelante), además de los datos de las lherzolitas del MVM (campo rojo) del capítulo **IV**. También se indica el campo composicional de xenolitos peridotíticos del campo volcánico de Olot (Bianchini et al., 2007). Las flechas indican evoluciones químicas de los diferentes grupos de xenolitos. Los valores del manto primitivo (MP) proceden de McDonough y Sun (1995).

V.3. Química Mineral

Elementos mayores

El olivino en los xenolitos peridotíticos del CG muestra un #Mg prácticamente similar en todos ellos (89.7-90.6), salvo en la lherzolita-g2 más empobrecida (117150), con valores mayores (91.9-92.4). De forma opuesta, la harzburgita-anf 117147 tiene valores inferiores (88.9-89.8) (Fig. **V.9a** y Tabla suplementaria **S5.M-3**). El olivino secundario, que sólo aparece en algunas zonas de reacción de las lherzolitas-g1 con anfíbol, comúnmente asociado al vidrio intersticial, muestra menor contenido en NiO, pero mayor en Cr_2O_3, MgO y CaO en comparación con el olivino primario (Fig. **V.9a** y Tabla suplementaria **S5.M-3**).

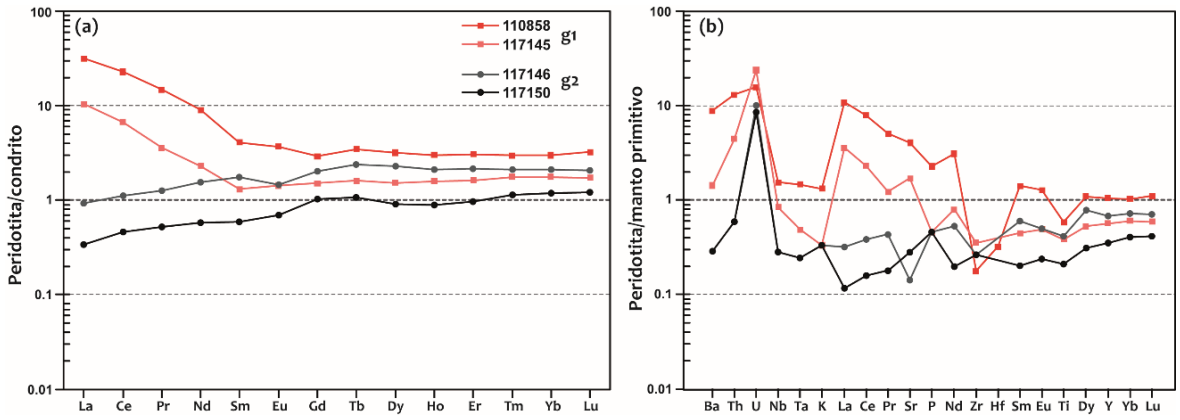

Figura V.7. (a) Diagrama de REE normalizadas al condrito y (b) diagrama de elementos trazas normalizados al manto primitivo de las lherzolitas del CG. Los valores del condrito y del manto primitivo proceden de Sun y McDonough (1989).

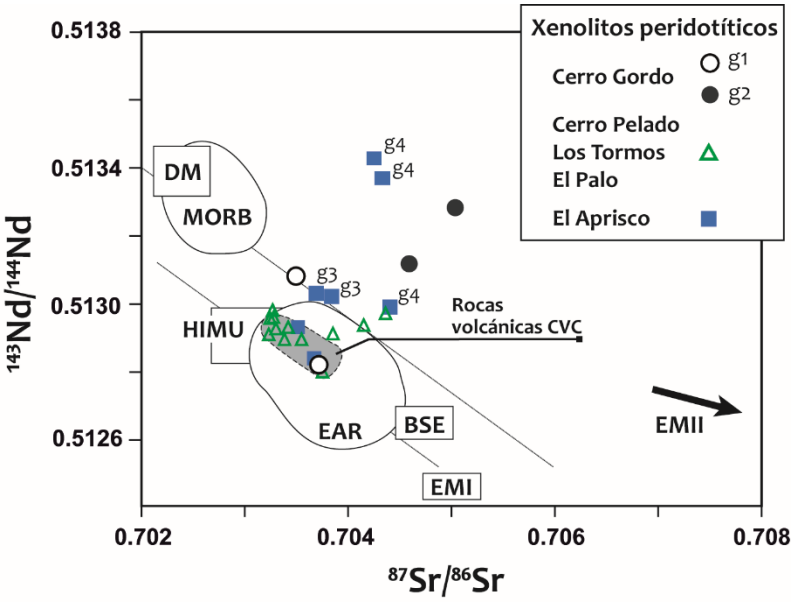

Figura V.8. Diagrama de relaciones isotópicas iniciales ($^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$) de lherzolitas del CG. Se han incluido datos del centro volcánico El Aprisco (Villaseca et al., 2010 y datos inéditos) y de otros centros volcánicos con enriquecimiento en Fe-Ti (p.ej., Cerro Pelado, Villaseca et al., 2010). Se incluyen las composiciones de las rocas volcánicas del CVC (Villaseca et al., 2020) y los diferentes componentes mantélicos (DM, MORB, HIMU, EMI, EMII; Zindler y Hart, 1986), así como del EAR (*European Asthenospheric Reservoir*; Downes et al., 2003).

El ortopiroxeno primario de las lherzolitas tiene un valor de #Mg similar al del olivino (89.1-90.9), incluyendo los altos valores de la lherzolita-g2 más empobrecida (117150: 91.8-92.3) (Fig. **V.9b**). Sin embargo, los cristales de ortopiroxeno con lamelas de anfíbol, que abundan en la harzburgita-anf 117147, a pesar de tener un #Mg similar al de la mayoría de lherzolitas, presenta un contenido en Al_2O_3 similar al del ortopiroxeno secundario (Fig. **V.9b**), indicando su origen por neoformación.

El ortopiroxeno secundario, que ha sido dividido texturalmente en dos tipos, también muestra diferencias en su composición química:

(1) El ortopiroxeno neoblástico, que aparece en las zonas de reacción de algunas lherzolitas-g2, asociado al vidrio y a los microcristales neoformados de clinopiroxeno y olivino, tiene menor contenido en Al_2O_3, CaO, Cr_2O_3 y TiO_2 (y contenido ligeramente alto en SiO_2 y MgO) que los cristales primarios (Fig.

V.9b y Tabla suplementaria **S5.M-3**). El ortopiroxeno de la harzburgita-anf 117147 presenta contenidos similares, excepto con valores mayores en CaO (Fig. **V.9b** y Tabla suplementaria **S5.M-3**);

(2) El ortopiroxeno simplectítico intercrecido con anfíbol que presentan las lherzolitas-g1 tiene valores ligeramente inferiores de Al_2O_3 y Cr_2O_3, comparado con el ortopiroxeno primario, pero no tan bajos como los microcristales neoformados de las lherzolitas-g2 (Fig. **V.9b**).

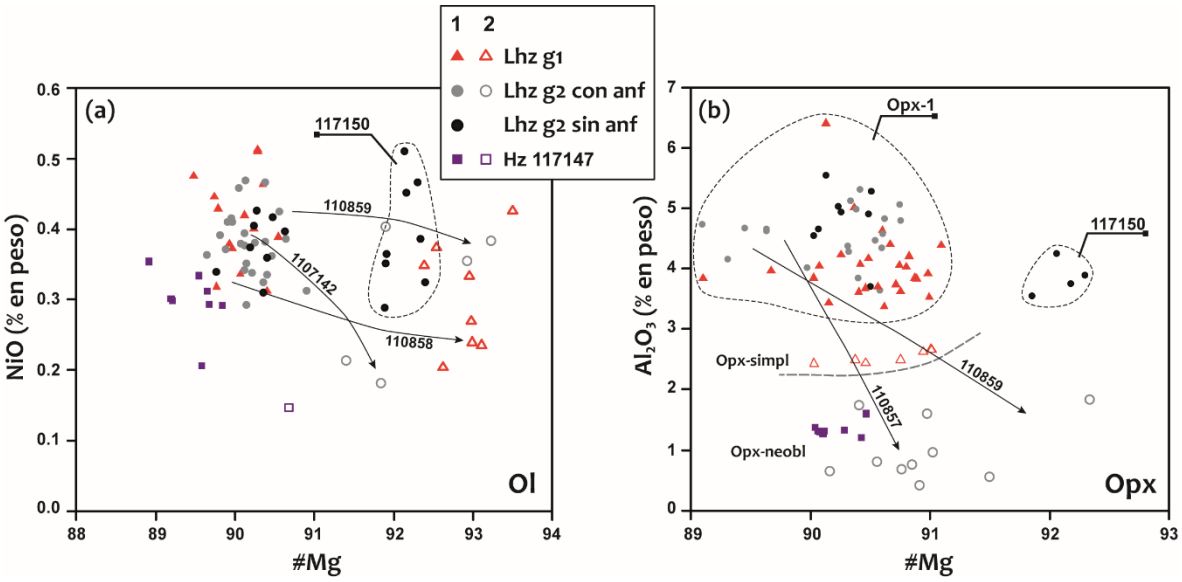

Figura V.9. Composición de elementos mayores de olivino (Ol) y ortopiroxeno (Opx) de los xenolitos peridotíticos del CG. (a) #Mg vs. NiO en el olivino. **(b)** #Mg vs. Al_2O_3 en el ortopiroxeno. Las flechas muestran las variaciones composicionales desde los cristales primarios (1, símbolos llenos) hasta los neoblastos secundarios de olivino-2 y ortopiroxeno-2 (2, símbolos vacíos) en algunos xenolitos.

El clinopiroxeno primario también muestra un valor de #Mg alto en la lherzolita-g2 más empobrecida (117150: 92.6-93.4) (Fig **V.10** y Tabla suplementaria **S5.M-3**). Este clinopiroxeno presenta un mayor contenido de Na-(Al) y Cr en comparación con el resto de clinopiroxenos primarios de las lherzolitas de CG. Sin embargo, el clinopiroxeno del resto de las lherzolitas-g2 muestra valores que se solapan con los de las lherzolitas-g1 en la mayoría de los elementos mayores principales, aunque con un contenido ligeramente superior en Na_2O y Al_2O_3 (Fig. **V.10**). Los neoblastos de clinopiroxeno muestran una evolución química divergente según la composición del vidrio intergranular asociado: (1) cuando el vidrio es de composición traquiandesita basáltica, el clinopiroxeno secundario tiene una tendencia de enriquecimiento en Al-Cr-Ti (muestras 110858 y 117145); (2) cuando el vidrio es de composición dacita, el clinopiroxeno secundario muestra una tendencia de enriquecimiento en Mg-Ca y de empobrecimiento en Al-Cr-Ti (muestra 110857) (Fig. **V.10** y Tabla suplementaria **S5.M-3b**). En la lherzolita 110859, la mayor parte del clinopiroxeno está recristalizado, presentando una textura cribosa (Fig. **V.5b, c**) y muestra un rango composicional pobre de Al-Cr-Ti, similar al de los clinopiroxenos secundarios relacionados con vidrio dacítico (Fig. **V.10**), aunque el vidrio asociado es de composición andesita basáltica. Sin embargo, los microblastos idiomorfos de clinopiroxenos zonados de las zonas de reacción con vidrio, aunque tiene una composición variable, tienden a ser más ricos en Al-Cr-Ti hacia el borde del cristal, independientemente de la composición del vidrio asociado (Fig. **V.10**; p.ej., como en las tendencias de las muestras 110857 y 110858).

El anfíbol es un mineral principal en las lherzolitas-g1 (5-8% modal) y, sobre todo, en la harzburgita 117147 (27% modal), pero aparece de forma accesoria o incluso está ausente en las lherzolitas-g2 (≤ 1% modal) (Tabla **V.1**). Tiene en todos ellos composición de pargasita (nomenclatura de Hawthorne et al.,

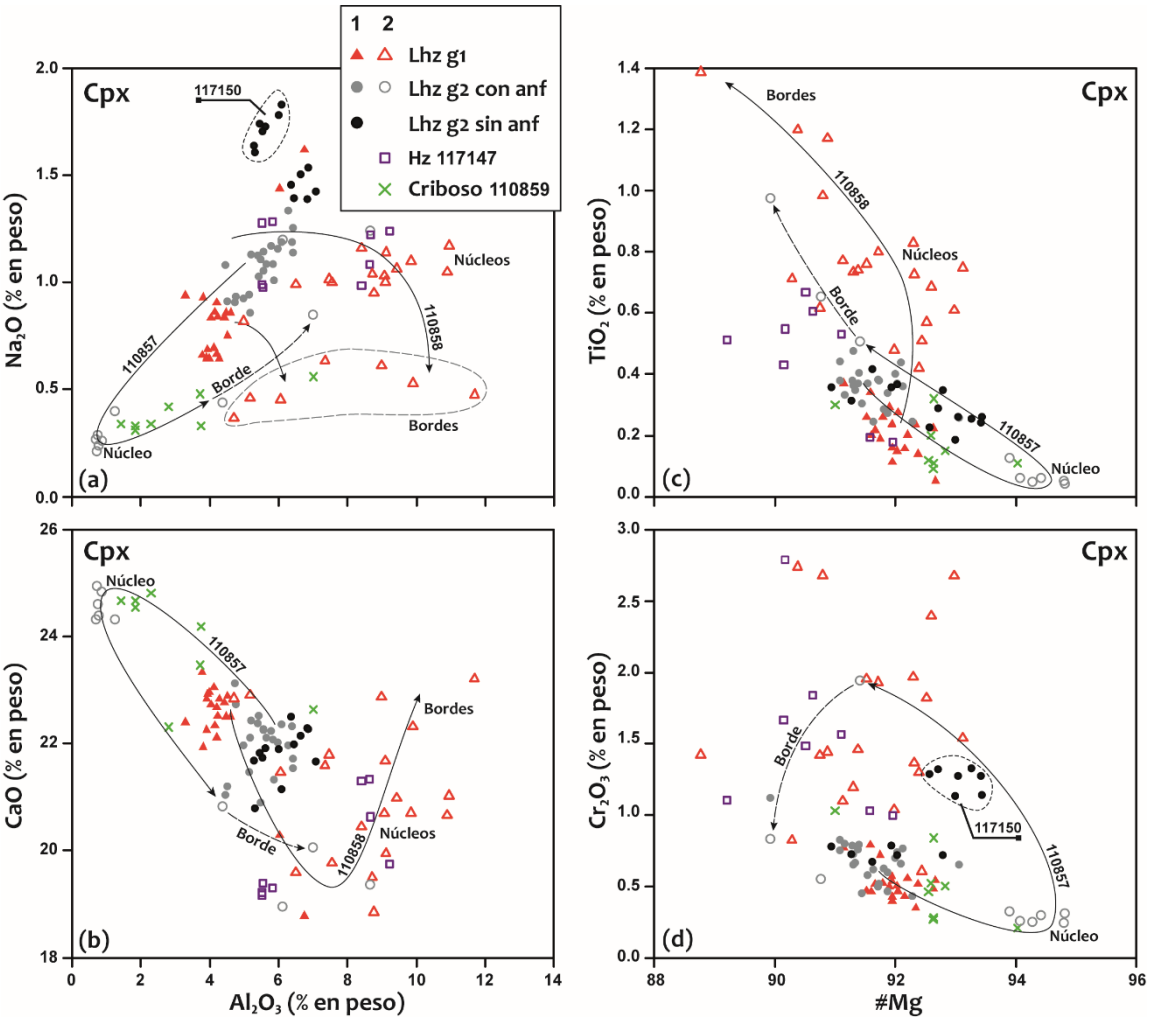

Figura V.10. (a) Composición de elementos mayores de clinopiroxeno (Cpx) en xenolitos peridotíticos del CG. Las flechas muestran las variaciones composicionales desde los cristales primarios (1, símbolos llenos) hasta los neoblastos secundarios de cpx-2 (2, símbolos vacíos) de distintos xenolitos. Algunos cristales de clinopiroxeno secundario muestran un marcado zonado químico de núcleo a borde. Cabe recordar que en algunas muestras el clinopiroxeno es exclusivamente secundario: 110859-criboso y 117147-neoblástico.

2012; cálculo de Li et al., 2020) y muestra un #Mg relativamente homogéneo (88.0-90.9) (Tabla suplementaria **S5.M-3**). No se aprecian diferencias químicas significativas con los tipos simplectíticos y los cristales intercrecidos con ortopiroxeno (Fig. **V.11a**). La composición de todos estos tipos texturales de anfíbol, sin tener en cuenta el grupo de lherzolitas al que pertenezca, es similar a la de los grupos 3 y 4 de xenolitos peridotíticos del volcán El Aprisco (Villaseca et al., 2010), exceptuando tres de las muestras con diferencias notables entre sí (Fig. **V.11a** y Tabla suplementaria **S5.M-3**): (1) el anfíbol de la lherzolita-g1 110858 es relativamente más rico en K_2O (hasta un 0.6% en peso) (Fig. **V.11a**); (2) la lherzolita-g2 110857 muestra anfíbol relacionado con vidrio dacítico que destaca por presentar menor contenido en Na_2O y Al_2O_3, y mayor en SiO_2 que el resto (Tabla suplementaria **S5.M-3**); (3) el abundante anfíbol de la harzburgita 117147 destaca por ser muy rico en K_2O (hasta un 1.1% en peso), además de tener menor contenido en Al_2O_3 y Na_2O, y mayor en SiO_2, de manera similar a la lherzolita-g2 110857.

La espinela primaria de los xenolitos lherzolíticos del CG muestra un rango relativamente amplio de #Mg (70.1-77.5), de #Cr (9.1-22.0) y de Al_2O_3 (60.0-47.8% en peso) (Fig. **V.11b, c**), y bajos contenidos de TiO_2 (Fig. **V.11c**). La espinela primaria de la harzburgita 117147 presenta un mayor contenido en Cr_2O_3 y bajo en Al_3O_3, ambos muy parecidos a los de la espinela de la lherzolita-g2 anhidra 117150 (Fig. **V.11b**). La espinela secundaria que aparece en las zonas de reacción está enriquecida en Cr_2O_3 y empobrecida en

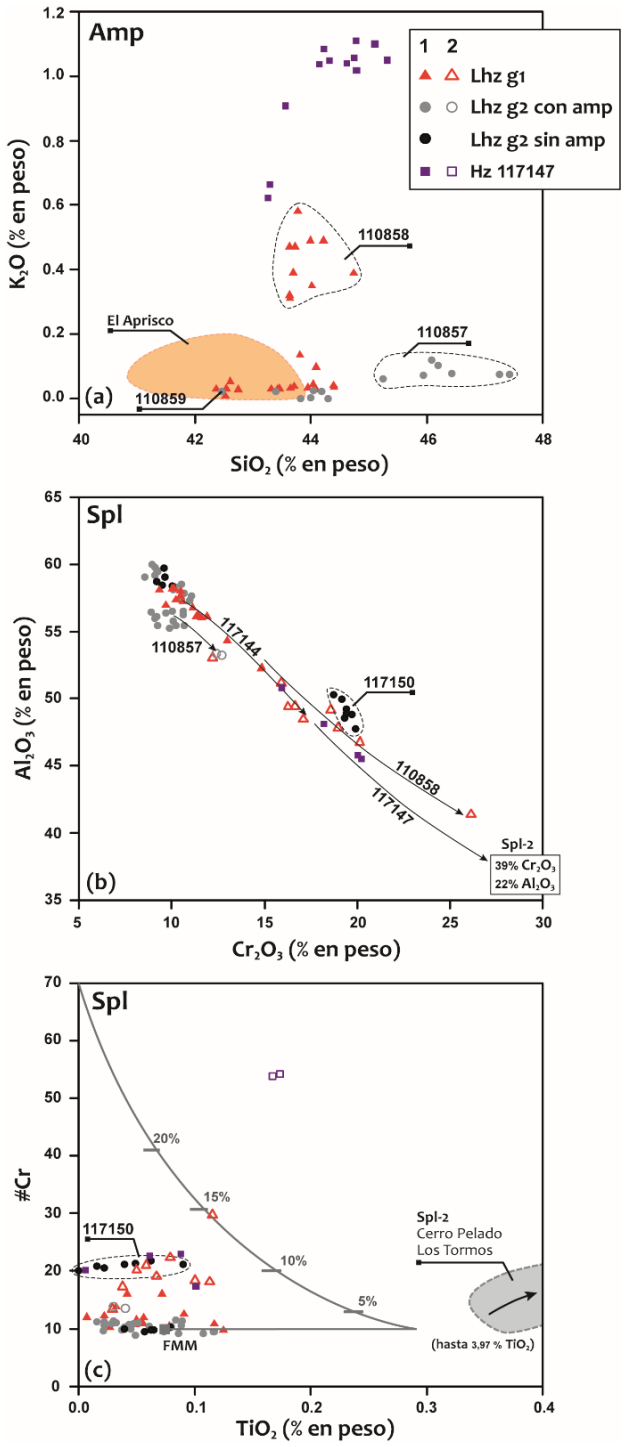

Figura V.11. Composición de elementos mayores del anfíbol (Amp) y la espinela (Spl) de los xenolitos peridotíticos del CG. Se incluye el campo composicional del anfíbol de El Aprisco (Villaseca et al., 2010). **(c)** Se han incluido la tendencia de fusión parcial en el diagrama TiO_2 vs. #Cr de la espinela representada desde el FMM (*Fertile MORB Mantle*; Arai, 1992) y la composición de la espinela secundaria de centros volcánicos con enriquecimiento en Fe-Ti (Cerro Pelado y Los Tormos). Las flechas muestran las variaciones composicionales desde los cristales primarios de espinela (1) hasta los neoblastos secundarios (2).

Al_2O_3 y MgO, comparada con la espinela primaria, pero su bajo contenido en TiO_2 es similar al de las primarias (excepto la espinela simplectítica de la harzburgita de la Figura **V.5a**, que llega a tener hasta un 0.17% de TiO_2, Fig. **V.11c**). Estos bajos contenidos en TiO_2 la diferencian de la espinela secundaria de otros grupos de xenolitos peridotíticos del CVC, como en p.ej., Cerro Pelado y Los Tormos, donde tiene un rango de contenidos en TiO_2 de 0.28-3.97% en peso (Villaseca et al., 2010; Andía et al., 2017, capítulo **VII**; Fig. **V.11c**).

El vidrio vesicular aparece en los dos grupos de lherzolitas del volcán CG y texturalmente su origen parece estar ligado a la destrucción del anfíbol metasomático. En la harzburgita no ha sido posible analizar vidrio intersticial. Su composición es variable (Fig. **V.12** y Tabla suplementaria **S5.M-3**): (1) en las lherzolitas-g1 (110858, 1117145) es traquiandesita basáltico; (2) en las lherzolitas-g2 es andesita basáltico con menor contenido en Na-K-Al y ligeramente mayor de Mg-Ca en comparación con las lherzolitas-g1. Destaca la composición dacítica, rica en SiO_2 (hasta 67% en peso), de la muestra 110857. El vidrio dacítico, (Fig. **V.12**) supone la composición más félsica de vidrio que se ha encontrado en los xenolitos peridotíticos del CVC. Los vidrios de las peridotitas del volcán CG son composicionalmente bastante variados y el único similar en el CVC es el vidrio analizado en lherzolitas del grupo 3, del conjunto de xenolitos peridotíticos del centro volcánico El Aprisco (lherzolita 72689; Villaseca et al., 2010) (Fig. **V.12**).

Geotermobarometría

Debido a la ausencia de granate como fase mineral alumínica, la profundidad de extracción de estos xenolitos peridotíticos está limitada a menos de 70 km (< 20 kbar). Aunque para las lherzolitas de espinela no existen geobarómetros precisos (p.ej., Pearson et al., 2005; Ackerman et al., 2007), se han utilizado las estimaciones de Nimis y Ulmer (1998) a partir de la composición del clinopiroxeno con el objetivo de estimar una profundidad de

extracción para los xenolitos peridotíticos del CG (Tabla **V.2**). Ambos grupos de xenolitos del CG muestran rangos de presión similares, principalmente entre 8.5 y 11.5 kbar (Fig. **V.13** y Tabla **V.2**). Los valores de presión más bajos (< 9.7 kbar) no son realistas para las profundidades del manto en el centro de la península, pero sugieren que los xenolitos del CG proceden de un manto litosférico poco profundo, cercano a las profundidades del Moho (32 ± 2km en este sector central de la Península Ibérica; Fernández et al., 1998).

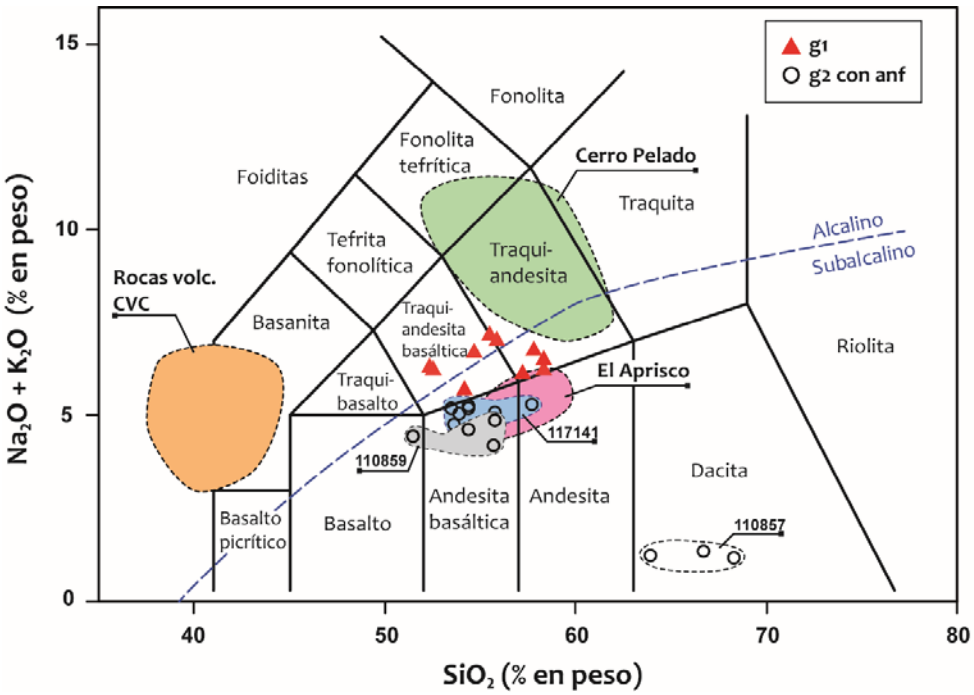

Figura V.12. Composición del vidrio analizado en las lherzolitas del CG, representada en el diagrama TAS (*total alkali-silica*, Le Maitre, 2002). Se han incluido los campos de las rocas volcánicas del CVC y el vidrio de los xenolitos peridotíticos g-3 de El Aprisco y otros vidrios de xenolitos del Cerro Pelado (Villaseca et al., 2010).

Para estimar la temperatura a la que se han equilibrado estos xenolitos peridotíticos se han utilizado dos cálculos de termometría diferentes, basados en la composición química de los dos piroxenos (Brey y Köhler, 1990; Wood y Banno, 1973) (Tabla **V.2**). Las temperaturas obtenidas en las dos lherzolitas-g2 anhidras son más bajas (655-690 ºC) que las de las lherzolitas g-1 (805-1050 ºC), pero también más bajas que las obtenidas en muchos xenolitos del CVC (Andía et al., 2018; Bianchini et al., 2010; Villaseca et al., 2010) (Fig. **V.13**). Únicamente los datos obtenidos en el centro volcánico MVM (ver capítulo anterior), muestran valores similares de baja temperatura. La presencia de estas lherzolitas-g2 anhidras, con una

Tabla V.2 - Geotermobarometría (P-T) de los xenolitos peridotíticos del Cerro Gordo.

	T (ºC)		P (kbar)
Muestra	BK	WB	NU
Lherzolitas-g1			
110858-cpx101opx113	990	895	9.7
cpx96opx114	1052	1059	13.2
117144-cpx155opx143	862	849	7.0
cpx156opx144	860	849	6.8
Lherzolitas-g2			
110857-cpx68opx69	924	754	10.5
cpx78opx71	979	907	9.9
117141-cpx84opx78	804	784	8.5
cpx92opx90	851	787	11.4
117146-cpx29opx31	691	643	11.1
cpx30opx32	680	643	10.8
117150-cpx70opx67	657	779	11.5
cpx61opx69	660	664	10.9

Abreviaturas: BK, Brey y Khöler (1990); WB, Wood y Banno (1973); NU, Nimis y Ulmer (1998).

composición similar a las lherzolitas-g2 del MVM, también poco transformadas, podrían revelar la temperatura del manto más prístino, el que no ha sufrido ningún evento metasomático en el centro peninsular. Todos los datos geotermobarométricos de los xenolitos peridotíticos del CVC se proyectan entre la geoterma del centro de la Península Ibérica (calculada para la cuenca del Tajo; Jiménez-Díaz et al., 2012) y la trayectoria P-T estimada para las rocas volcánicas de Calatrava (Villaseca et al., 2019b) (Fig. **V.13)**.

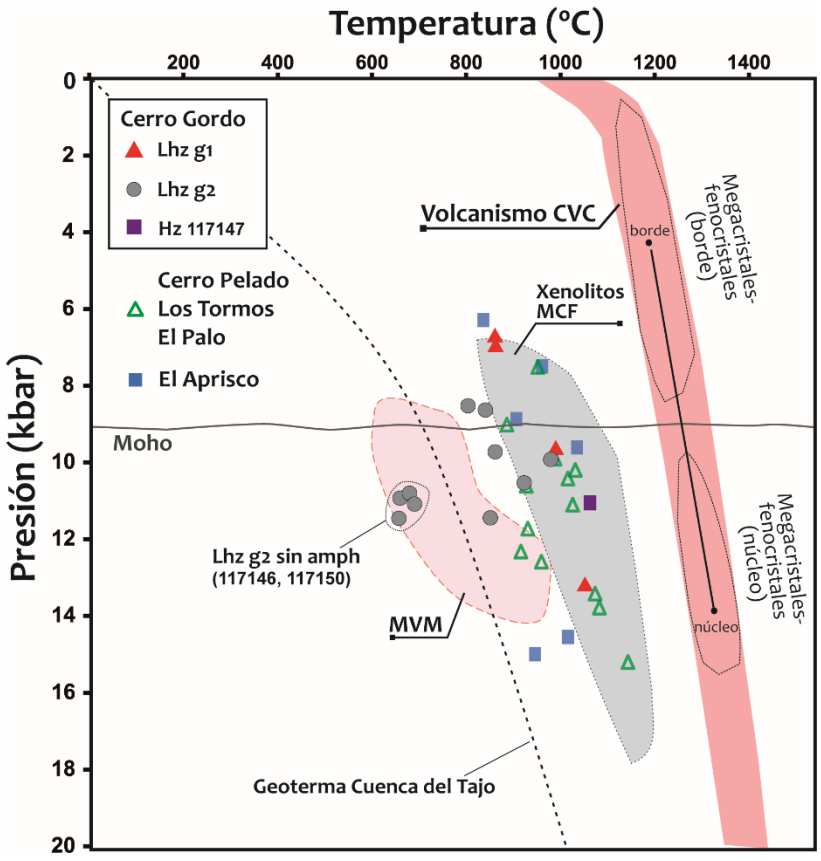

Figura V.13. Diagrama de presión y temperatura estimadas para los xenolitos peridotíticos del CG, usando el geobarómetro de Nimis y Ulmer (1998) y el geotermómetro de dos piroxenos de Brey y Köhler (1990). Se han incluido las condiciones P-T estimadas de las peridotitas de El Aprisco (Villaseca et al., 2010), de las lherzolitas del MVM (campo rojo) del capítulo **IV**, de otros centros volcánicos con enriquecimiento en Fe-Ti (Cerro Pelado, Los Tormos y El Palo, discutidos más adelante) y los datos de los xenolitos del Macizo Central Francés (MCF) (campo gris), procedentes de Yoshikawa et al. (2010). También se muestra la geoterma (línea discontinua negra) de la cuenca del Tajo (Jiménez-Díaz et al., 2012) y las condiciones P-T aproximadas del volcanismo de Calatrava (Villaseca et al., 2019b).

Elementos trazas

Los contenidos promedio en elementos trazas de los minerales formadores de las lherzolitas del CG están recogidos en la Tabla suplementaria **S6.LA-3**. Los perfiles normalizados de REE del clinopiroxeno de las lherzolitas del CG describen una variación desde patrones tipo N-MORB, en las lherzolitas-g2 empobrecidas, hacia perfiles más enriquecidos en LREE, como el de la lherzolita-g1 110858 (Fig. **V.14a**). En los diagramas multitrazas normalizados al manto primitivo también se observa esta tendencia, con perfiles enriquecidos den el clinopiroxeno de las lherzolitas-g1 hidratadas que progresivamente se separan del perfil base, representado por la lherzolita-g2 anhidra 117150 (Fig. **V.14b**). En detalle se observa un enriquecimiento significativo en LILE-Th-U-Pb-LREE en el clinopiroxeno de las lherzolitas hidratadas. No obstante, la anomalía negativa en Ti se mantiene en todos los clinopiroxenos analizados (Fig. **V.14b**). Dado que los elementos trazas en los que están enriquecidas las lherzolitas hidratadas son

altamente incompatibles, se sugiere un posterior enriquecimiento de una fuente de manto empobrecida mediante un agente metasomático rico en elementos móviles.

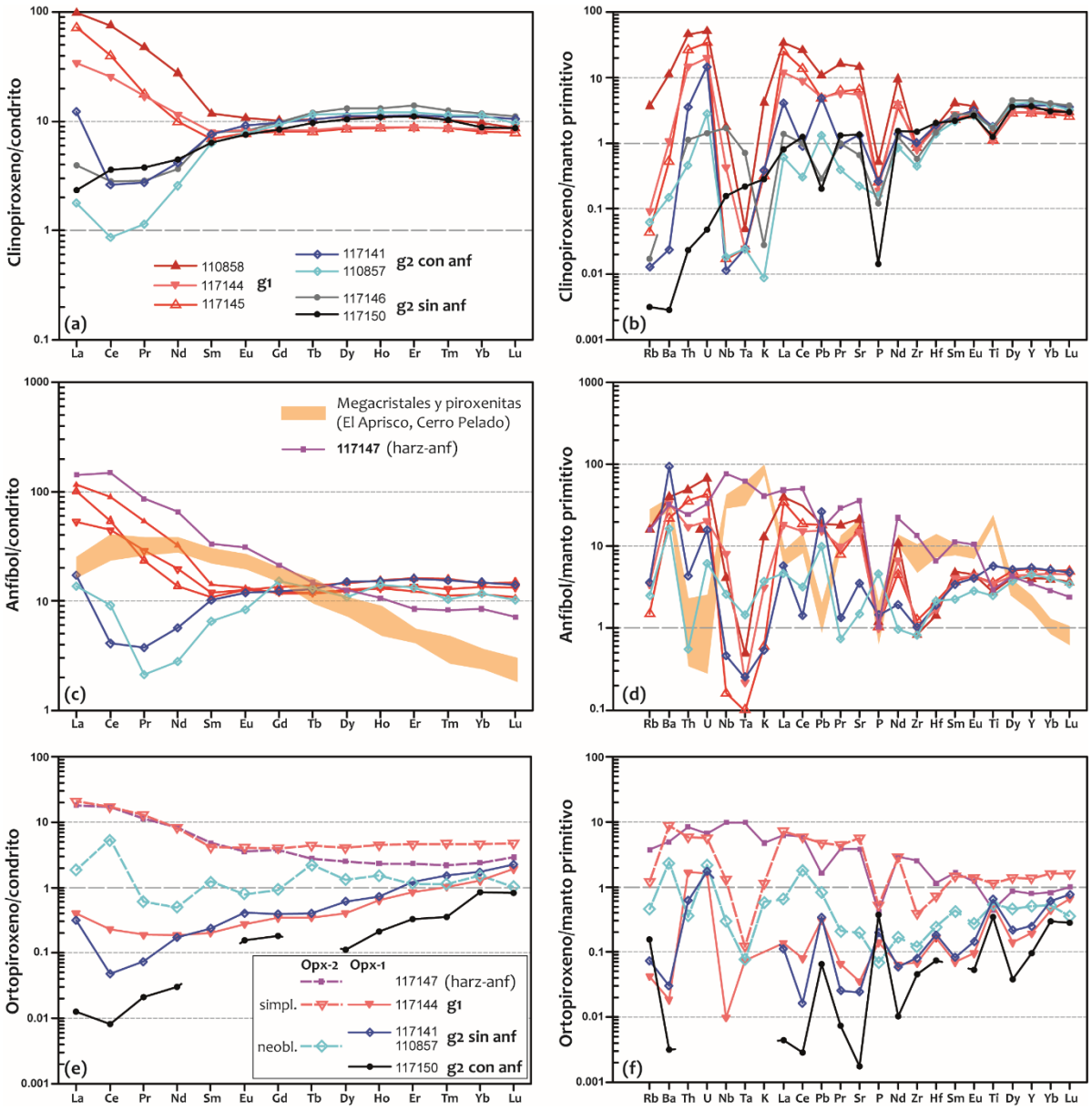

Figura V.14. Diagramas de REE normalizados al condrito y de elementos trazas normalizados al manto primitivo de composiciones promedio de clinopiroxeno (a, b), anfíbol (c, d) y ortopiroxeno (e, f) de los xenolitos peridotíticos del CG. Se ha incluido el campo composicional de anfíbol en megacristales y clinopiroxenitas volcánicas de El Aprisco y Cerro Pelado (Villaseca et al., 2020) para su comparación. Los valores de normalización utilizados son de Sun y McDonough (1989).

El anfíbol analizado en las lherzolitas hidratadas muestra perfiles de REE y multitrazas similares al clinopiroxeno primario asociado (Fig. **V.14a-d**), sugiriendo un equilibrio químico entre los dos minerales. En efecto, las relaciones de elementos trazas anfíbol/clinopiroxeno de las muestras estudiadas son cercanas a 1, excepto en Nb-Ta y Rb-Ba, que están fuertemente fraccionados por el anfíbol, como es típico en xenolitos peridotíticos (p.ej., Raffone et al., 2009). El equilibrio químico mostrado por los dos minerales máficos indica el carácter metasomático críptico del clinopiroxeno aparentemente primario de las lherzolitas hidratadas del CG. Sin embargo, el anfíbol analizado en la harzburgita 117147 muestra un mayor enriquecimiento en elementos trazas (Fig. **V14c, d**), destacando sobre todo por el contenido de Nb-Ta en comparación con el anfíbol de las lherzolitas, eliminando la anomalía negativa que estos

elementos dibujaban en ellas (Fig. **V.14c, d**). Además, sus perfiles de REE y de multitrazas están muy fraccionados y presentan anomalías negativas en Pb-P-Hf-Ti. En comparación con los perfiles de anfíbol en megacristales y acumulados piroxeníticos de los volcanes de El Aprisco y Cerro Pelado (Villaseca et al., 2020), el anfíbol de la harzburgita carece de anomalías negativas marcadas de Th-U y tampoco presenta anomalía positiva en Ti, típica de cristalización a partir de un fundido alcalino básico-ultrabásico (Fig. **V.14d**).

Los cristales de ortopiroxeno primario tienen un contenido de REE más bajo que en el condrito y el MP, y muestra perfiles de REE empobrecidos en LREE (Fig. **V.14e, f**). Por otro lado, el ortopiroxeno secundario simplectítico con anfíbol de la lherzolita-g1 117144 destaca por su alto contenido de REE y de elementos trazas incompatibles, siendo muy similar al perfil del anfíbol asociado (Fig. **V.14e, f**). Por el contrario, el ortopiroxeno secundario pobre en Al-Cr de la lherzolita-g2 110857 presenta menor contenido de elementos trazas, pero con concentraciones próximas a los ortopiroxenos primarios de lherzolitas CG, aunque también guarda cierta similitud con el perfil del anfíbol de la misma lherzolita (Fig. **V.14e, f**). Por otro lado, el ortopiroxeno analizado en la harzburgita 117147 tiene concentraciones de trazas similares a las del ortopiroxeno simplectítico de la lherzolita-g1 117144, pero con un perfil ligeramente más fraccionado (Fig. **V.14e, f**). Este ortopiroxeno presenta un perfil de elementos trazas muy similar a los del anfíbol al que está asociado (intercreciendo), destacando también la ausencia de anomalía negativa en Nb-Ta, y las ligeras anomalías negativas en Pb-P-Hf y Ti (Fig. **V.14f**).

Los elementos trazas solo se han podido analizar en el vidrio con composición de traquiandesita basáltica de la lherzolita-g1 110858 (Tabla suplementaria **S6.LA-3**). Este vidrio muestra perfiles de REE y de multitrazas similares a los del anfíbol reactivo al que está asociado texturalmente, aunque con un mayor contenido y con la anomalía positiva de Pb algo más pronunciada (Fig. **V.15**).

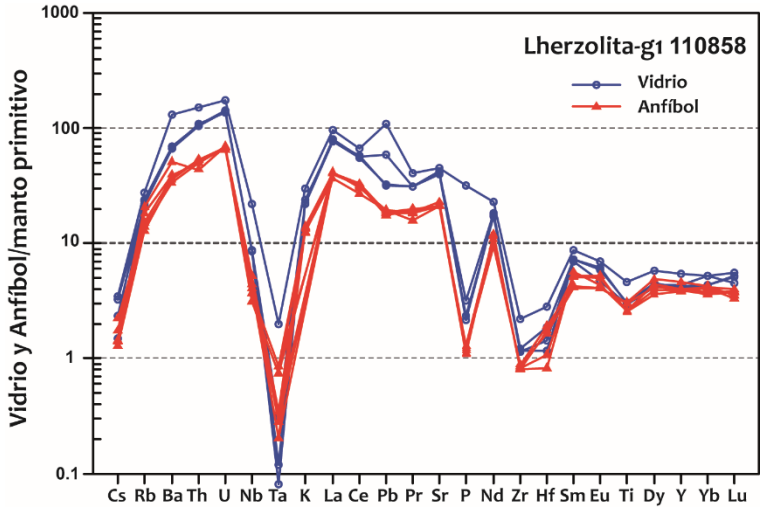

Figura V.15. Diagrama de elementos trazas normalizados al manto primitivo de anfíbol y vidrio intersticial en la lherzolita-g1 110858. Los valores de normalización utilizados son de Sun y McDonough (1989).

V.4. Discusión

Fusión parcial y naturaleza de las fuentes del manto litosférico

Las características del manto litosférico bajo el centro volcánico CG previo a cualquier evento metasomático, se pueden obtener a través de las características mineralógicas y geoquímicas de las lherzolitas-g2, las muestras anhidras que carecen de anfíbol y de evidencias de enriquecimiento de los

elementos más incompatibles (LREE, LILE, Th, U). El clinopiroxeno primario en peridotitas es el principal portador de HREE-Y, por lo que el grado de fusión parcial de la roca puede ser estimado a partir de su contenido en esos elementos trazas (Norman, 1998). Siguiendo este modelo, los resultados obtenidos indican un bajo grado de fusión parcial (< 5%) en las lherzolitas-g2 anhidras 117150 y 117146 (Fig. **V.16**). Estos bajos porcentajes son similares a los obtenidos en otros grupos de xenolitos peridotíticos del CVC (p.ej., Villaseca et al., 2010).

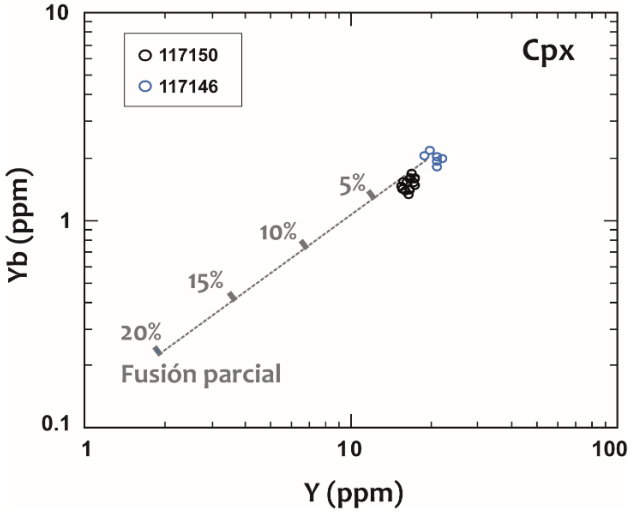

Figura V.16. Diagrama Y vs. Yb (ppm) en el clinopiroxeno primario de las lherzolitas-g2 (sin anfíbol) del CG. Modelo de fusión parcial de Norman (1998).

La presencia de un componente de manto empobrecido en el manto litosférico subcontinental bajo los campos volcánicos cenozoicos europeos es una característica común en todo el sector circum-Mediterráneo (p.ej., Lenaz et al., 2019; Puziewicz et al., 2020). En el CVC, hay tres aspectos que refuerzan la idea de que estas lherzolitas-g2 pueden ser el muestreo del manto más prístino en este sector: (1) muestran patrones normalizados de REE cercanos a los de la composición del manto empobrecido (Fig. **V.7a**), el cual se considera la principal fuente de los magmas tipo MORB; (2) los perfiles multitrazas de roca total y del clinopiroxeno son similares a los de las lherzolitas con espinela no metasomatizada de las cuñas de manto (Figs. **V.7b** y **V.14b**) (p.ej., Ntaflos et al., 2007); (3) las relaciones isotópicas de Sr-Nd de estas lherzolitas no metasomatizadas se proyectan lejos de los componentes FOZO-HIMU hacia una amplia banda de mezcla entre los campos composicionales de MORB y de EM-II (aunque con proporciones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ ligeramente más altas que el polo MORB-DMM), de forma similar a la tendencia mostrada por los grupos 3 y 4 de los grupos de xenolitos peridotíticos del volcán El Aprisco (Fig. **V.8**). Este desplazamiento hacia la derecha de la alineación mantélica (*mantle array*) en el diagrama de relaciones isotópicas de Sr vs. Nd también se ha observado en xenolitos peridotíticos empobrecidos del MCF (Zangana et al., 1997) y de la cuenca Panoniana (Rosenbaum et al., 1997). Además, es una característica que también se observa en xenolitos procedentes de cuñas de manto en zonas de subducción, interpretándose como un manto no metasomatizado afectado por fluidos metamórficos procedentes del proceso de subducción oceánica (p.ej., Ntaflos et al., 2007).

Metasomatismo de los xenolitos

Los xenolitos peridotíticos del volcán CG muestran evidencias petrográficas de metasomatismo por la presencia de minerales hidratados (anfíbol) (Fig. **V.4**). Además, su clinopiroxeno muestra un grado variable de enriquecimiento en LREE, LILE y Th-U-Pb (Fig. **V.14**), así como altas relaciones de Ti/Eu (Fig. **V.17**), lo que sugiere metasomatismo por fundidos silicatados no carbonatados (Coltorti et al., 1999).

Se ha calculado la composición de los hipotéticos fundidos metasomáticos en equilibrio con el clinopiroxeno usando los coeficientes de reparto en sistemas basálticos (Hart y Dunn, 1993) para el mismo. El fundido obtenido se caracteriza por mostrar un perfil de REE quebrado, con una pauta de fraccionamiento variable entre La-Sm (negativo para las lherzolitas-g1 y prácticamente plano para las g2),

y un espectro plano de Sm a Lu, lo que difiere de los fundidos alcalinos del magmatismo de Calatrava (Fig.**V.18**). Estos fundidos calculados también presentan en los espectros multitrazas una marcada anomalía negativa de Nb-Ta que, combinada con el alto contenido en LILE y HREE (Fig. **V.18**) indican una relación con metasomatismo más típico de zonas de subducción (p.ej., Ishimaru y Arai, 2009). Además, el clinopiroxeno primario de la lherzolita-g2 más empobrecida (117150) no presenta anomalías negativas significativas de Nb-Ta o Zr-(Hf) en su perfil de multitrazas (Fig. **V.14b**). Estas pautas indicarían que el agente metasomático relacionado con un proceso de subducción ha generado un enriquecimiento en LREE, Th-U-Pb y LILE (Ba, Sr y K) sobre un manto empobrecido tipo DMM.

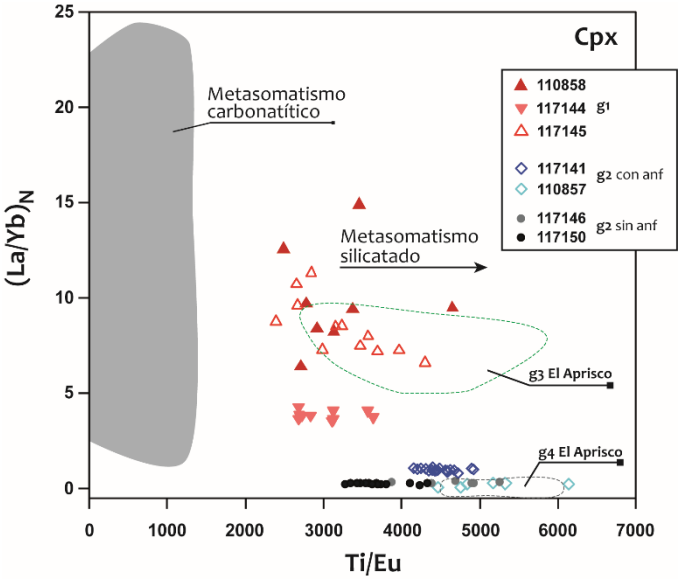

Figura V.17. Diagrama Ti/Eu vs. La/Yb (normalizado al condrito; N) del clinopiroxeno de las lherzolitas del CG. Se han incluido las relaciones composicionales de los grupos 3 y 4 de lherzolitas de El Aprisco (González-Jiménez et al., 2014; Villaseca et al., 2019a). Los campos composicionales de clinopiroxenos afectados por metasomatismo carbonatítico o silicatado han sido tomados de Coltorti et al. (1999).

Este tipo de metasomatismo generado en cuñas del manto, en contextos de subducción, también se manifiesta en la geoquímica del anfíbol en las lherzolitas del CG (p.ej., Coltorti et al., 2007). Este mineral presenta altas proporciones supracondríticas de Ti/Nb (hasta 5.6 x 10^6) y de Zr/Nb (hasta 1.7 x 10^4) (Fig. **V.19**), además de perfiles de HREE planos y fuertes anomalías negativas de Nb-Ta, similares a las obtenidas en el clinopiroxeno (Fig. **V.14c, d**). Por otra parte, el vidrio analizado y relacionado con el anfíbol de la lherzolita-g1 110858 muestra también perfiles planos de HREE y anomalías negativas de Nb-Ta y positiva de Pb en el diagrama normalizado al manto primitivo (Fig. **V.15**), similares a los de vidrios de xenolitos peridotíticos relacionados con contextos de suprasubducción (p.ej., Ishimaru y Arai, 2009).

El amplio registro de perfiles de REE en clinopiroxeno mostrados por las lherzolitas del volcán CG, con el enriquecimiento variable de LREE y la ausencia de fraccionamiento en MREE y HREE (Fig. **V.14a**), podría explicarse mediante un solo evento metasomático durante un proceso de flujo poroso reactivo con diferente grado de percolación. Este proceso conduce a cambios en las concentraciones de los elementos trazas en función de su mayor o menor incompatibilidad química y de la distancia al canal de flujo principal del agente metasomático (Ionov et al., 2002). La mayor cantidad modal de anfíbol en las lherzolitas más enriquecidas en LREE (lherzolitas-g1) y su significativo equilibrio químico con el clinopiroxeno principal sugieren una mayor proximidad de estas muestras al flujo principal del agente metasomático.

Igualmente, las características geoquímicas de la harzburgita-anf 117147, similares a las de las lherzolitas más evolucionadas, también podrían explicarse por una mayor interacción y proximidad con el flujo principal del agente metasomático de subducción. Esta harzburgita no contiene clinopiroxeno primario (solo microcristales secundarios, neoformados) y la composición de los grandes cristales de ortopiroxeno intercrecido con anfíbol (Fig. **V.4e**) es similar a la del ortopiroxeno secundario analizado en las lherzolitas (Fig, **V.9b**). Sin embargo, ninguno de ambos minerales intercrecidos presenta anomalía negativa en Nb-Ta (Fig. **V.14**). Además su anfíbol tiene un quimismo más propio de interacción metasomática con fundidos de intraplaca (Fig. **V.19**), con un fuerte enriquecimiento en LREE y los

elementos más incompatibles, dibujando perfiles de REE y multitrazas casi tan fraccionados como los de los anfíboles generados por fundidos alcalinos del CVC, que aparecen tanto como megacristales como en acumulados clinopiroxeníticos(Fig. **V.14c, d**). A destacar la ausencia de anomalía negativa de Nb-Ta en su perfil de multitrazas (Fig. **V.14d**) como sí presentan el resto de anfíboles metasomáticos de las peridotitas muestreadas por este volcán de Cerro Gordo. Estos aspectos parecen indicar que la harzburgita 117147 podría haber sufrido una posterior refertilización mediante fundidos alcalinos del área volcánica de Calatrava.

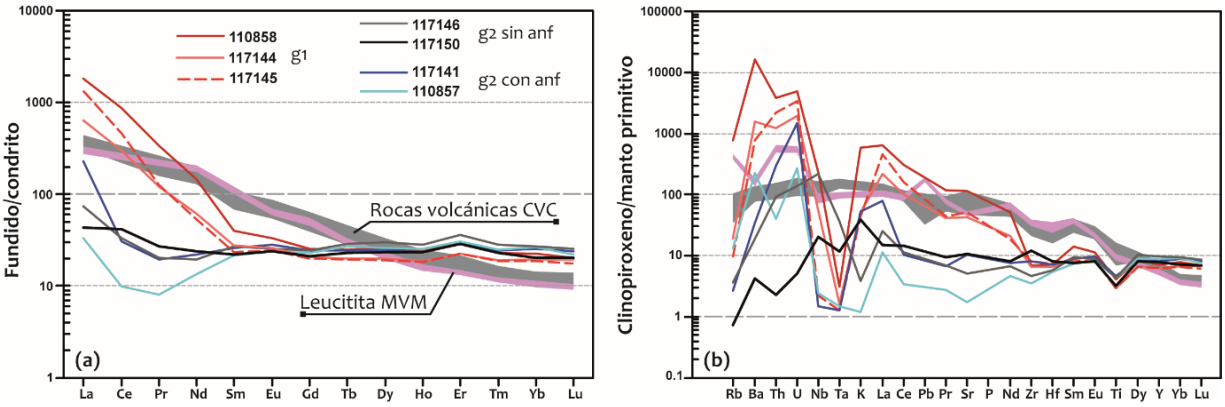

Figura V.18. Líquidos en equilibrio calculados mediante la composición promedio de los clinopiroxenos de las lherzolitas del CG. (a) Perfil de REE normalizado al condrito; **(b)** perfil de elementos trazas normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Están representados los perfiles de la leucitita olivínica del MVM del capítulo IV y de las rocas volcánicas del CVC (Cebriá y López-Ruiz, 1995; Villaseca et al., 2020) para su comparación. La composición de los líquidos en equilibrio ha sido calculada usando los coeficientes de reparto clinopiroxeno/fundido basáltico de Hart y Dunn (1993) y Zack y Brumm (1998), excepto para el Rb (Foley et al., 1996).

Origen del vidrio y del ortopiroxeno secundario

Las características texturales de los xenolitos peridotíticos del CG sugieren que los pequeños neoblastos de olivino, clinopiroxeno y espinela secundarios inmersos en el vidrio intersticial (Fig. **V.4a, b, c, d**) se formaron mediante la descomposición del anfíbol reaccionando con otros minerales peridotíticos. La correspondencia entre el contenido en SiO_2 y álcalis del anfíbol y el vidrio de cada muestra (p.ej., la muestra con el anfíbol más rico en SiO_2 y menor contenido en álcalis tiene el vidrio de composición dacítica; 110857; Fig. **V.12**) sugiere una relación genética entre ambas fases. El impacto térmico sufrido por el xenolito al ser atrapado por el magma nefelinítico, combinado con la descompresión durante el transporte subvolcánico, sería suficiente para haber desencadenado la reacción de descomposición de este mineral metasomático hidratado, previamente formado.

El clinopiroxeno secundario presenta composiciones ricas en Ti-Al (Fig. **V.10**) y está empobrecido en Mg-Na, lo que es típico de reacciones de descomposición del anfíbol, tanto en estudios experimentales (p.ej., Shaw, 2009) como en muestras de peridotita natural donde se interpreta que el vidrio está formado por destrucción del anfíbol (p.ej., Ban et al., 2005). Aunque el zonado del clinopiroxeno secundario es similar en todas las muestras (enriquecimiento en Al-Ti-Cr y empobrecimiento en Mg hacia los bordes; Fig. **V.10**), en el caso del clinopiroxeno secundario de la lherzolita-g2 con vidrio dacítico (110857) se ha observado una tendencia química algo más compleja. En esta lherzolita, el clinopiroxeno-2 idiomorfo muestra un zonado contrario al mostrado en las otras lherzolitas, con la zona interna principal del cristal marcadamente más pobre en Ti-Al-Na y rica en Mg-Ca, de forma. Sin embargo, esta tendencia cambia hacia el borde fino más externo, con composiciones de bordes similares a las del resto de lherzolitas (Fig. **V.10**).

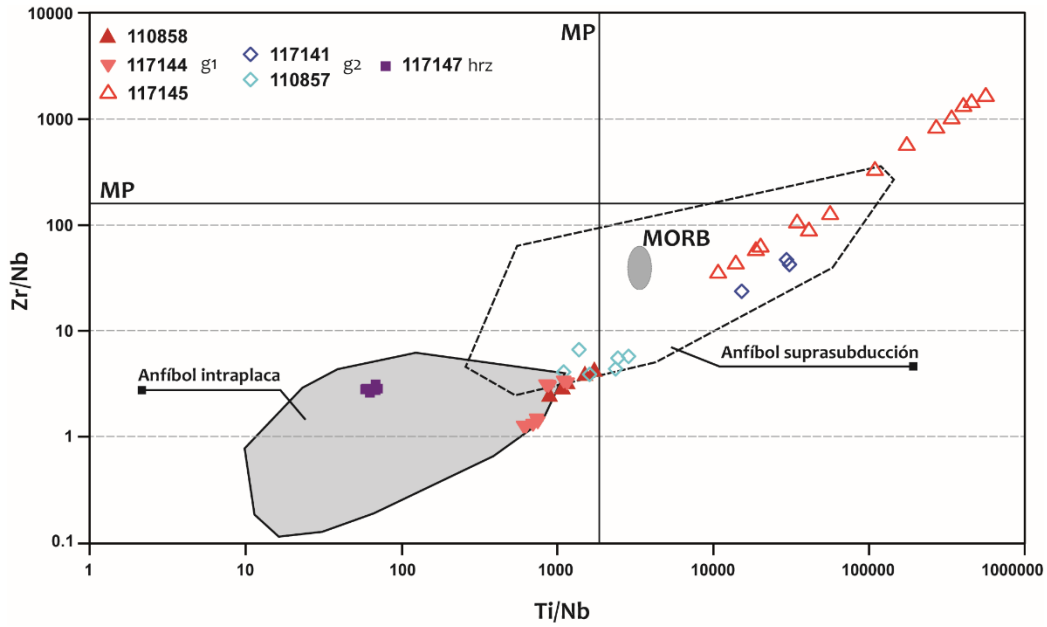

Figura V.19. Diagrama de las relaciones de Ti/Nb vs. Zr/Nb del anfíbol en los xenolitos peridotíticos del CG. Los campos composicionales de anfíboles de intraplaca y de suprasubducción son de Coltorti et al. (2007a).

Por otro lado, el olivino neoblástico asociado al vidrio muestra la misma tendencia química en todas las muestras estudiadas, es decir, un mayor contenido de Cr-Mg-Ca que en los cristales primarios (Fig. **V.9a**; Tabla suplementaria **S5.M-3**). La existencia de olivino y clinopiroxeno secundarios con mayor contenido en MgO y Cr_2O_3 que los cristales primarios dificulta la posibilidad de que el vidrio proceda de la reacción de la peridotita con fundidos alcalinos básicos como el magma que los transporta, mientras que su neoformación es muy común por reacciones de descomposición de anfíboles durante procesos descompresivos (Ban et al., 2005).

En las peridotitas muestreadas por el centro volcánico CG se han realizado cálculos de balance de masa para verificar la posibilidad de que la descomposición del anfíbol sea la causa de la formación del vidrio y de los cristales máficos secundarios. Los resultados se presentan en la Tabla suplementaria **S7.BM,** en el apartado de Tablas suplementarias al final de este documento. La suma de estimación de errores al cuadrado (r^2) varía de 2.71 a 7.65, en un rango similar al obtenido en experimentos de fusión parcial (Shaw, 2009). Estos valores disminuyen marcadamente si en la reacción de disolución del anfíbol se incluye al ortopiroxeno primario (rango de 0.13-2.8; Tabla suplementaria **S7.BM**). Por lo tanto, los cálculos realizados respaldan que el proceso de fusión parcial de la peridotita (formación de vidrio) ocurra en un sistema cerrado, sin necesidad de componentes externos. La formación de fundidos intersticiales altamente vesiculados solo puede ocurrir durante la descompresión del xenolito ya que la exsolución de agua es imposible a profundidades del manto. Además, la proporción de fases minerales estimadas en estos cálculos (Tabla suplementaria **S7.BM**) concuerda bien con la petrografía observada en las zonas con vidrio de los xenolitos (Fig. **V.4a, b, d**), aunque es difícil evaluar la correcta composición modal de las mismas debido a la naturaleza heterogénea de las reacciones de destrucción del anfíbol. Asimismo, la participación del ortopiroxeno primario en la reacción de disolución del anfíbol está indicada por la disminución de errores al cuadrado (r^2) en aquellos cálculos en los que se le supone como reactivo (Tabla suplementaria **S7.BM**). En algunas de estas reacciones también se produce ortopiroxeno secundario, como se observa en varios xenolitos del CG. La lherzolita-g2 110857, que tiene el vidrio más rico en SiO_2 y pobre en álcalis, da resultados de balance de masa menos precisos debido a que el sodio es el responsable de la mayor parte del error, y este valor es siempre menos preciso en los análisis realizados mediante la microsonda electrónica en vidrios (p.ej., Hunt et al., 1998).

Además, el vidrio traquiandesítico de la lherzolita-g1 110858 muestra perfiles planos de HREE y anomalías negativas de Nb-(Ta) y positivas de Pb (Fig. **V.15**), características químicas similares a las encontradas en vidrios de xenolitos peridotíticos en contextos geodinámicos de suprasubducción (p.ej., Ishimaru y Arai, 2009) y que también manifiesta la composición del anfíbol del que procedería este vidrio. Creemos que la buena concordancia entre el modelo de balance de masas de elementos mayores y la gran similitud en la composición de trazas del vidrio y el anfíbol asociado (Fig. **V.15**) sostienen la fusión por deshidratación (descomposición del anfíbol) sufrida por estas peridotitas, dando lugar al vidrio ácido e intermedio que aparece intersticialmente en las peridotitas del CG.

En las lherzolitas del CG, la composición química del ortopiroxeno secundario que aparece en la mayoría de estas zonas de reacción con vidrio (Tabla **V.1**) indica que heredaron la química del anfíbol relacionada con el metasomatismo de subducción, al igual que ocurre con el carácter subalcalino rico en Si de la mayoría de los vidrios analizados. Esta composición del ortopiroxeno neformado (Opx-2) se ajusta al metasomatismo de subducción, ya que su bajo contenido de CaO, Cr_2O_3, TiO_2 y Al_2O_3 es típico de este tipo de fundidos, aunque su composición está ligada a la naturaleza del fundido rico en sílice con el que interactúa (p.ej., Corgne et al., 2018). El ortopiroxeno secundario es químicamente distinto de los tipos primarios de las lherzolitas, pero también diferente de las singulares ortopiroxenitas ricas en hierro procedentes de la infiltración de fundidos basálticos alcalinos evolucionados (sobresaturados en sílice) dentro del manto, ya que se caracterizan por tener bajo contenido en CaO y Al_2O_3 (Arai e Ishimaru, 2008) (Fig. **V.20**). En esta Figura **V.20** se puede observar que el ortopiroxeno neoblástico del CG tiene una composición similar a la obtenida en ortopiroxenos de cuñas de manto en las zonas de suprasubducción.

El control químico del anfíbol reaccional en el ortopiroxeno secundario se hace también evidente en la mayoría de las relaciones de elementos trazas incompatibles entre anfíbol/ortopiroxeno (C_i^{anf}/C_i^{opx}), ya que se encuentran en un rango pequeño (4-6), indicando equilibrio químico entre ambos. También se observa un gran paralelismo en los perfiles de elementos trazas entre ambos minerales (Fig. **V.14**). De esta forma, la composición química del metasomatismo de subducción adquirida por el anfíbol se transfiere al ortopiroxeno secundario durante la fusión por descompresión. Además, el vidrio formado durante la descomposición del anfíbol también muestra, en el diagrama normalizado al MP, perfiles planos de HREE y anomalías negativas de Nb-(Ta) y positivas de Pb (Fig. **V.15**), características químicas similares a las encontradas en vidrios de xenolitos peridotíticos en contextos geodinámicos de suprasubducción (p.ej., Ishimaru y Arai, 2009).

Implicaciones geodinámicas

Las lherzolitas-g2 tienen perfiles de REE prácticamente planos tanto en roca total (Fig. **V.7a**) como en el clinopiroxeno primario (Fig. **V.14a**). Esto, combinado con su bajo contenido en Sr-Th, las hace muy similares a las lherzolitas con espinela procedentes del manto sudamericano, localizado en una zona de suprasubducción (p.ej., Ntaflos et al., 2007). Además, las muestras consideradas no metasomatizadas (i.e., prístinas) de este manto de suprasuducción tienen altas relaciones isotópicas de Nd y Sr, generalmente situadas a la derecha del *mantle array* en el diagrama de Sr vs. Nd, como lo hacen las lherzolitas-g2 anhidras del CG (Fig. **V.8**). Estas composiciones isotópicas generalmente se atribuyen a procesos de mezcla entre el DMM y los componentes enriquecidos generados por la adición de sedimentos y/o fluidos durante los procesos de subducción oceánica (p.ej., Melchiorre et al., 2020). Por lo tanto, la composición DMM de algunas de las lherzolitas-g2 del CG correspondería con la composición original de la fuente mantélica, sugiriendo que este sector del manto litosférico se formó próximo a un margen de placa (Fig. **V.21**). La presencia de secciones de manto tipo MORB es común en cuñas de manto en un contexto geodinámico de zonas de subducción (p.ej., Ishimaru et al., 2007; Payot et al., 2018). Asumiendo el carácter de suprasubducción de la fuente del manto muestreado, proponemos que las lherzolitas-g2

anhidras del CG representarían un remanente del "manto orogénico" formado probablemente en el margen Cadomiense de esta microplaca Ibérica peri-Godwánica (Fig. **V.21**).

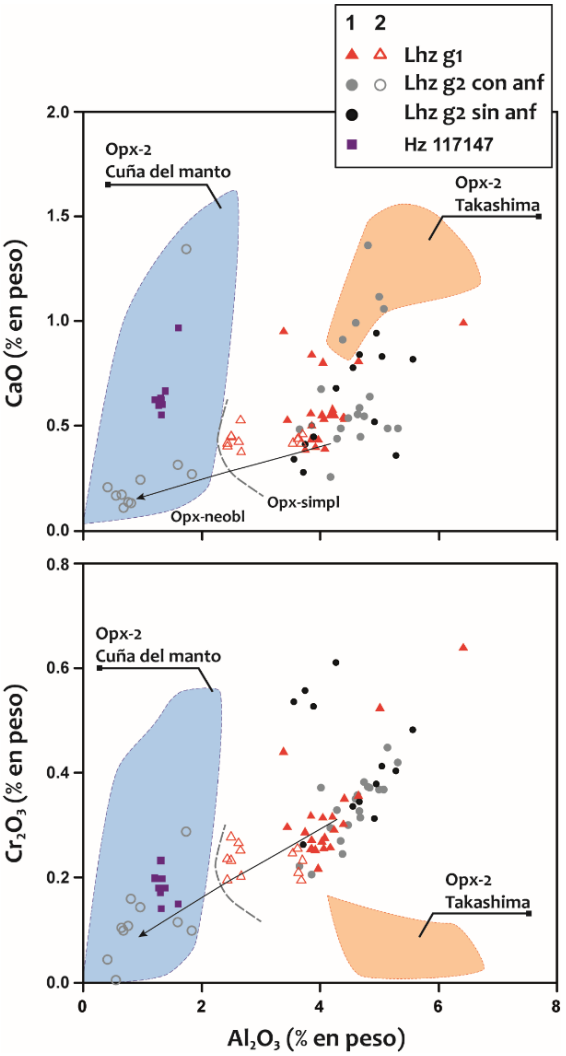

Figura V.20. Diagrama de las relaciones entre CaO y Cr_2O_3 vs. Al_2O_3 en el ortopiroxeno de los xenolitos peridotíticos del CG. Las flechas muestran las variaciones composicionales desde los cristales primarios (1) hasta los neoblastos secundarios de cada tipo de xenolito (2). Se ha incluido el campo composicional del ortopiroxeno secundario de cuñas del manto en zonas de subducción y el campo de los xenolitos de Takashima, formados mediante reacción con fundidos alcalinos de intraplaca (Arai y Ishimaru, 2008), para su comparación.

En este contexto de zona de subducción, la refertilización del manto de suprasubducción (principalmente de los componentes del DMM) mediante la infiltración posterior de magmas subalcalinos es una característica común. Este proceso sería evidente por la presencia de xenolitos peridotíticos enriquecidos en LREE en relación con las HREE y por las altas concentraciones de algunos LILE-HFSE (Ba, Th, U, Pb), tanto en roca total como en los minerales metasomáticos principales portadores de estos elementos (clinopiroxeno y anfíbol) (Fig. **V.14**) (p.ej., Ishimaru et al., 2007). .

La microplaca de Iberia central evolucionó desde una configuración de margen activo, desde el Neoproterozoico hasta el Cámbrico inferior, hacia una de margen continental pasivo durante el Paleozoico inferior, situación que se prolongó hasta el comienzo de la colisión continental Varisca, en el Devónico (p.ej., Stampfli et al., 2013). La colisión Varisca en el centro de la Península Ibérica fue de carácter intracontinental, con márgenes de placa no reconocidos debido a la acreción lateral de los terrenos más meridionales (zonas de Ossa-Morena y Sur-Portuguesa). En la colisión Varisca pudo generarse delaminación y hundimiento de la corteza inferior en el manto litosférico subcontinental, como lo demuestra la presencia de un componente isotópicamente enriquecido en el magmatismo esporádico básico calco-alcalino del Carbonífero superior (p.ej., Orejana et al., 2009). La infiltración de este magmatismo derivado de la corteza podría haber refertilizado localmente el manto litosférico, generando la formación de anfíbol con una composición química relacionada con suprasubducción (Fig. **V.21**). Es más complicado suponer que el metasomatismo de subducción en el manto del centro de Iberia fuera formado durante la colisión Bética (Orogenia Alpina), ya que no se ha registrado ningún evento tectono-magmático de esa edad en la zona. Los datos isotópicos Re-Os publicados en lherzolitas del centro volcánico El Aprisco, del CVC, dieron edades modelo de Os Cadomienses (0.6 Ga) y Variscas (0.3 Ga), pero la hipotética interacción con fundidos relacionados con subducción a través del manto litosférico del centro de Iberia durante el Cenozoico no ha sido registrada (González-Jiménez et al., 2013) (Fig. **V.21**).

Este contexto geodinámico coincide con los estudios realizados en otras áreas de volcanismo cenozoico, de intraplaca continental, en Europa (Lustrino y Wilson, 2007). En estos estudios la presencia de xenolitos peridotíticos con metasomatismo de subducción se ha atribuido al enriquecimiento de la corteza litosférica durante la Orogenia Varisca (p.ej., en el Campo Volcánico de Eifel: Witt-Eickschen et al., 2003; o en el Macizo Central Francés: Wittig et al., 2006). Las excepciones a esto son los casos de volcanismo calcoalcalino (Mioceno), que aparece asociado espacialmente con el magmatismo alcalino de la colisión alpina-bética y que pueden haber provocado metasomatismo de subducción de probable edad reciente (p.ej., Tallante, SE de España: Avanzinelli et al., 2020; cuenca Panoniana: Faccini et al., 2020).

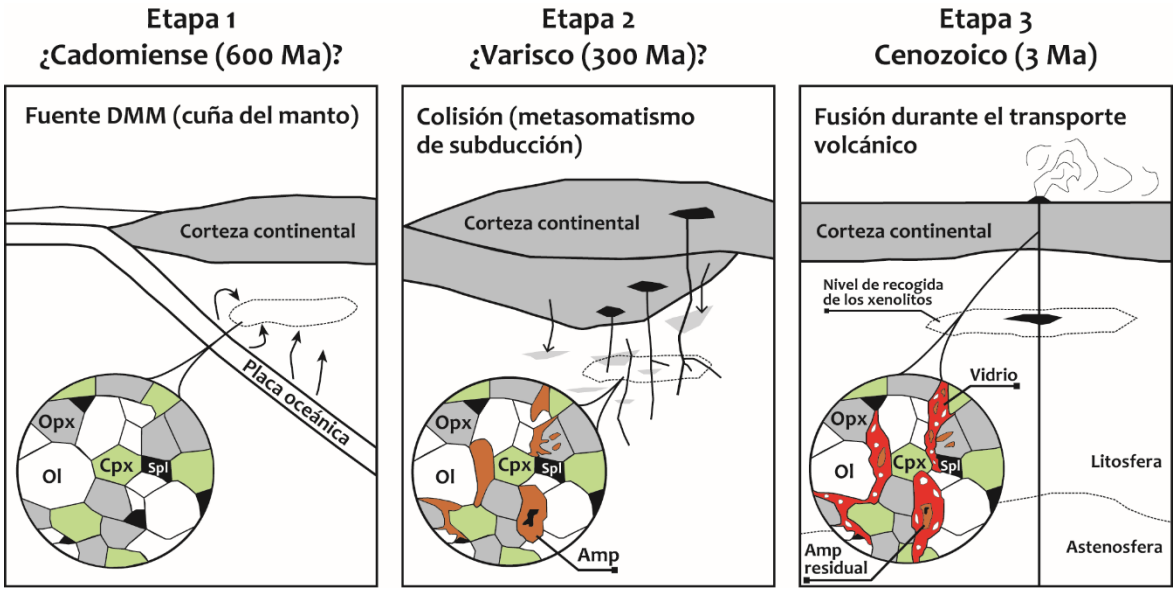

Figura V.21. Esquema de evolución del manto, bajo el centro volcánico de Cerro Gordo. Etapa 1: representa una placa oceánica que subduce bajo el margen continental de la microplaca de la Zona Centro-Ibérica durante el Neoproterozoico (orogenia Cadomiense). Esta cuña de manto litosférico presentaría una composición empobrecida, típica de una fuente de magmas tipo-MORB (DMM: *Depleted MORB Mantle*). **Etapa 2:** participación de un metasomatismo relacionado con subducción que forma anfíbol modal en el manto litosférico, probablemente durante la colisión continental Varisca. **Etapa 3:** formación de vidrio (mediante la reacción de destrucción del anfíbol) en los xenolitos peridotíticos del CG, durante su transporte volcánico hacia la superficie.

V.5. Conclusiones sobre los xenolitos del Cerro Gordo

El estudio de los xenolitos peridotíticos muestreados en el maar del volcán Cerro Gordo nos ha permitido establecer varias aportaciones significativas:

(1) Se han distinguido dos tipos de lherzolitas a partir de del estudio petrográfico y la química de roca total y mineral. Las lherzolitas-g1, hidratadas, con anfíbol metasomático en proporciones modales mayores al 5% y clinopiroxeno principal crípticamente metasomatizado, están enriquecidas en LREE-Ba-Sr-Th. Las lherzolitas-g2 tienen solo cantidades accesorias o ausencia de anfíbol y presentan un menor contenido en LREE-Ba-Sr-Th. Un único xenolito es de composición harzburgita, con gran cantidad de anfíbol (27% vol.), cuya composición de trazas presenta altos contenidos de LREE-Th-U-Nb-Ta y muestra perfiles fuertemente fraccionados de REE.

(2) Las dos muestras de lherzolitas-g2 anhidras (sin anfíbol), que son las más empobrecidas en elementos trazas incompatibles, representan un manto con bajo grado de fusión parcial (< 5%), similar a otros grupos de xenolitos peridotíticos estudiados previamente en el CVC. El bajo contenido de LREE, LILE y de algunos HFSE (Th, Pb), combinado con las relaciones isotópicas de Sr-Nd (quedan situados a la

derecha del *mantle array*) sugieren que estas lherzolitas pueden representar protolitos mantélicos con características de suprasubducción (p.ej., cuña de manto), considerándose relacionadas con el origen de magmas de composición MORB (manto tipo DMM). Estas características son también definidas por algunos xenolitos del capítulo previo (MVM).

(3) Este protolito del manto representado por las dos lherzolitas-g2 anhidras sería refertilizado por metasomatismo ligado a una zona de subducción (tal vez de colisión continental), dando lugar al anfíbol modal y modificando las características químicas originales, tipo MORB, en los xenolitos más transformados, que serían las lherzolitas-g1.

(4) La harzburgita anfibólica (117147) representaría el sector del manto más afectado por el metasomatismo de subducción, posiblemente por su mayor proximidad a la fuente de estos fundidos metasomáticos. Esta roca registra un enriquecimiento alcalino posterior (rico en LREE-Nb-Th-Ti), que no está presente en el anfíbol de las lherzolitas-g1.

(5) Durante el transporte hacia la superficie en el magma nefelinítico, en estas lherzolitas con anfíbol como fase mineral metasomática relacionada con la subducción se generaron reacciones de fusión parcial del mismo por descompresión. Estas reacciones de fusión *in situ* generaron vidrios de composición rica en sílice (andesita a dacita), junto con la cristalización metaestable de fases máficas neoformadas (Ol-2, Cpx-2, Spl-2) y con la formación singular asociada de ortopiroxeno secundario (Opx-2), descrito por primera vez en los xenolitos peridotíticos del CVC.

(6) El carácter de suprasubducción del protolito mantélico combinado con las edades modelo de Re-Os Cadomiense y Varisca, previamente publicados en xenolitos de lherzolitas de un centro volcánico próximo del CVC, sugieren que el sector del manto del que proceden podría representar parte de la antigua cuña de manto Cadomiense de la zona central de Iberia, que en esa época constituiría un terreno del margen continental peri-Gondwánico. Esta fuente de DMM sería modificada posteriormente por el magmatismo calcoalcalino ligado al material cortical delaminado, introducido en el manto sublitosférico durante la Orogenia Varisca.

CAPÍTULO VI. GRUPOS DE XENOLITOS PERIDOTÍTICOS DEL VOLCÁN EL APRISCO

Como ya se ha descrito en el capítulo **III**, este centro volcánico se trata de un maar con depósitos discontinuos, marginales, de oleadas piroclásticas, siendo el que presenta mayor cantidad y variedad de xenolitos peridotíticos en el CVC hasta el momento. Además, estos xenolitos también son los de mayor tamaño (hasta 30 cm), lo cual proporciona una mejor representatividad del manto muestreado, así como la posibilidad de utilizar una mayor cantidad de técnicas analíticas. Por todo ello, el conjunto de enclaves mantélicos que alberga este maar es el más estudiado de Calatrava y en muchos de los trabajos previos se ha considerado como representativo de todo el campo volcánico.

La mayoría de los datos de este capítulo han sido publicados en tres trabajos previos a esta Tesis doctoral, firmados por algunos integrantes del equipo de investigación en el que se enmarca el doctorado:

(i) "Composition and evolution of the lithospheric mantle in central Spain: inferences from peridotite xenoliths from the Cenozoic Calatrava volcanic field", publicado en el libro *Petrological Evolution of the European Lithospheric Mantle*, por la Sociedad Geológica de Londres, volumen 337, 125-151 (Villaseca et al., 2010).

(ii) "Significance of ancient sulphide PGE and Re-Os signatures in the mantle beneath Calatrava, Central Spain", publicado en la revista *Contributions to Mineralogy and Petrology*, volumen 168: 1047 (González-Jiménez et al., 2014).

(iii) "Dating metasomatic events in the lithospheric mantle beneath the Calatrava volcanic field (Central Spain)", publicado en la revista *Lithosphere*, volumen 11, 192-208 (Villaseca et al., 2019a).

A estos datos ya publicados se han añadido algunos datos inéditos en este trabajo de tesis, tanto de química mineral como de roca total, para completar la caracterización del manto muestreado.

En capítulos previos se ha comprobado que la infiltración o interacción con fundidos mantélicos en entornos anorogénicos puede producir diferentes tipos de metasomatismo, ya sea modal o críptico (p.ej., Menzies et al., 1987b; Ionov et al., 1997; O'Reilly y Griffin, 2013). Los análisis de elementos mayores y trazas en minerales metasomáticos (anfíbol, clinopiroxeno, apatito, flogopita y carbonatos) y en el posible vidrio intersticial, frecuentemente asociado a estos minerales, suponen una poderosa herramienta para caracterizar la naturaleza y composición de los fundidos responsables de los diferentes agentes metasomáticos (p.ej., Coltorti et al., 2007b; Raffone et al., 2009).

Los eventos metasomáticos se han intentado datar utilizando una serie de isótopos radiogénicos (isócronas Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb y Lu-Hf) en roca total o en minerales separados, pero estos métodos han resultado poco consistentes (p.ej., Downes et al., 2015). Recientemente, se han refinado las técnicas analíticas *in situ* para el sistema isotópico Re-Os, que ha proporcionado información más precisa de este sistema en BMS (*base metal sulfides*) y elementos del grupo del platino, mostrando una amplia variabilidad en la relación de isótopos de Os en estos minerales (p.ej., Ackerman et al., 2009b). Esta heterogeneidad en los isótopos de Os se refleja en distribuciones complejas de edades modelo que registran el paso prolongado de fundidos a través del manto durante un largo periodo de tiempo (p.ej., González-Jiménez et al., 2013). Desafortunadamente, los sulfuros metálicos son muy sensibles al intercambio isotópico de Re-Os con los fundidos que contienen Os, lo que da como resultado cambios en el sistema isotópico de Re-Os y edades modelo mixtas o incoherentes (Zangana, 1995). A este respecto,

solo cuando los minerales metasomáticos aparecen en cantidades que permiten su separación o mediante técnicas microanalíticas *in situ* (zircón, apatito, anfíbol o flogopita), se pueden obtener buenos resultados en la datación. En la actualidad, los geocronómetros de alta precisión más utilizados son los del sistema U-Pb en minerales accesorios o $^{40}Ar/^{39}Ar$ en minerales ricos en potasio (Schmitz y Kuiper, 2013). El método U-Pb se ha utilizado en aquellas raras rocas del manto que contienen circón (p.ej., Zheng et al., 2006) o apatito (p.ej., Morishita et al., 2008), mientras que la datación Ar-Ar se ha realizado en los minerales metasomáticos modales más comunes en los xenolitos peridotíticos: flogopita y anfíboles (p.ej., Wartho y Kelley, 2003). Este último método se basa en la suposición de que estos minerales metasomáticos hidratados han mantenido un comportamiento de sistema cerrado durante su rápido transporte hacia la superficie.

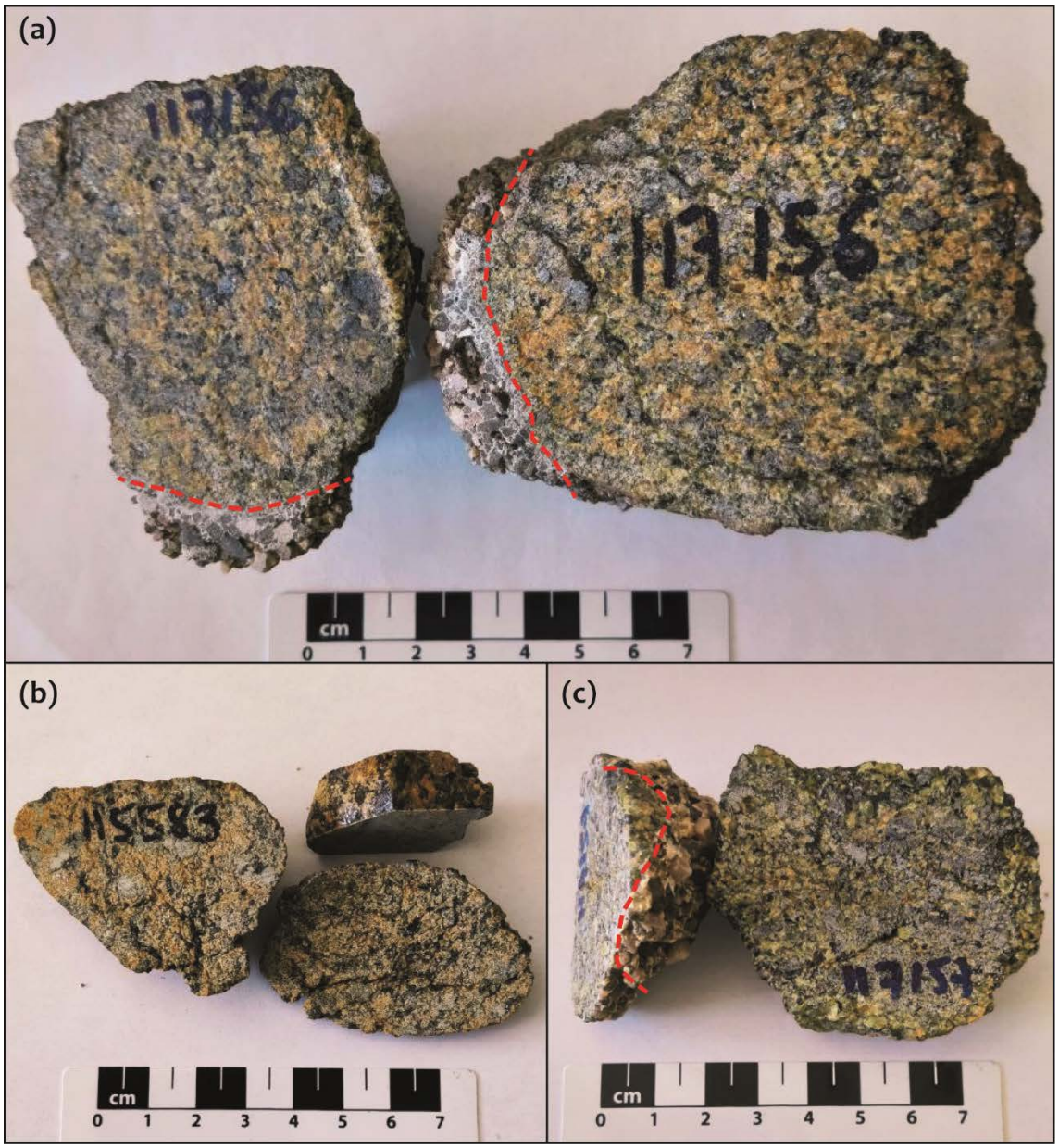

Figura VI.1. Xenolitos peridotíticos del centro volcánico El Aprisco. (a, c) La línea discontinua de color rojo indica el límite de contacto con el material volcánico (oleadas piroclásticas) que transportaron los xenolitos.

Muchos xenolitos peridotíticos conservan un registro metasomático de múltiples etapas que atestiguan la percolación sucesiva de fundidos magmáticos dentro del manto litosférico. La correlación potencial entre los eventos metasomáticos y los eventos magmáticos registrados en la corteza suprayacente aún no está clara, lo que sugiere que una porción significativa del fundido magmático que atraviesa una sección litosférica nunca alcanza niveles superficiales de la corteza o llega a la superficie misma de la Tierra. Una forma fiable de poder descifrar la complejidad de los sistemas magmáticos sería analizar y datar las rocas volcánicas (incluido su carga cristalina) y las fases metasomáticas que albergan los xenolitos peridotíticos, atrapados en ese sistema. El centro volcánico de El Aprisco muestra la participación de diferentes agentes metasomáticos, lo cual proporciona la oportunidad de evaluar la evolución química y temporal de los eventos metasomáticos mantélicos que afectaron a algunos de sus xenolitos.

VI.1. Petrografía

Los xenolitos peridotíticos muestreados en la melilitita olivínica del maar El Aprisco son generalmente de gran tamaño (con un diámetro en el rango de 5-30 cm) y muestran formas subredondeadas (Fig. **VI.1**). Es habitual encontrarlos en los depósitos de oleadas piroclásticas erosionados, como nódulos aislados y dispersos (Fig. **III. 5**). El límite entre los enclaves mantélicos y la matriz volcánica que los incluye está siempre bien definido por contactos netos, sin mostrar claras evidencias de alteración o infiltración (Fig. **VI.1a, c**).

El conjunto de xenolitos de este centro volcánico ha sido clasificado en 4 grupos por su quimismo, reflejo del grado y la naturaleza de los agentes metasomáticos que muestra cada uno de ellos (González-Jiménez et al., 2014). El grupo 1 lo forman lherzolitas y wehrlitas afectadas por metasomatismo carbonatítico; el grupo 2 serían lherzolitas con evidencias de metasomatismos ricos en carbonatos (p.ej., lherzolita con apatito 111658) y silicatados; los grupos 3 y 4 serían lherzolitas pobres en trazas ligadas a metasomatismos de subducción similares a los tipos anteriormente descritos del Cerro Gordo. Las muestras utilizadas para este estudio consisten en 14 lherzolitas y 3 wehrlitas (Tabla **VI.1**; Fig. **VI.2**). En la mayoría de estos enclaves predomina la textura protogranular de grano grueso-medio, con alguna excepción equigranular de menor tamaño de grano y otros con textura porfiroclástica, donde los porfiroclastos son los cristales de olivino y ortopiroxeno. A pesar de que la mayoría de estos enclaves no muestran foliación clara, algunos tienen microestructuras que definen un bandeado suave (Tabla **VI.1**).

La composición mineral principal que presentan los xenolitos peridotíticos de todos los grupos consta de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela, además de minerales metasomáticos en muchos de los enclaves más evolucionados. Las lherzolitas de El Aprisco tienen generalmente mayor cantidad de ortopiroxeno que de clinopiroxeno. En las wehrlitas el ortopiroxeno llega a ser incluso inexistente en alguna de ellas (111657). Estas wehrlitas solo están presentes en el grupo 1 de este centro volcánico (Tabla **VI.1**; Fig. **VI.2**).

Los cristales de olivino tienen bordes rectos entre sí, pero más irregulares y curvilíneos en contacto con otros minerales, y solo en algunos casos forman puntos triples con los cristales de clinopiroxeno (Fig. **VI.3a**). El olivino puede presentar extinción ondulante en algún cristal, definiendo microestructuras intracristalinas de deformación, estudiadas previamente (Puelles et al., 2016). Los cristales de ortopiroxeno presentan tamaños muy variables, generalmente mayores que el resto de los componentes minerales, llegando hasta ≈7.5 mm. La forma es dominantemente alotriomorfa (Fig. **VI.3a**), y solo excepcionalmente hay cristales subidiomorfos. Muchos de ellos presentan exsoluciones de clinopiroxeno e inclusiones de olivino.

El clinopiroxeno se presenta en cristales de formas muy irregulares, con tamaños menores que los de ortopiroxeno. También tienen exsoluciones lamelares, además de algunas inclusiones de pequeños cristales de olivino (Fig. **VI.3a, b**).

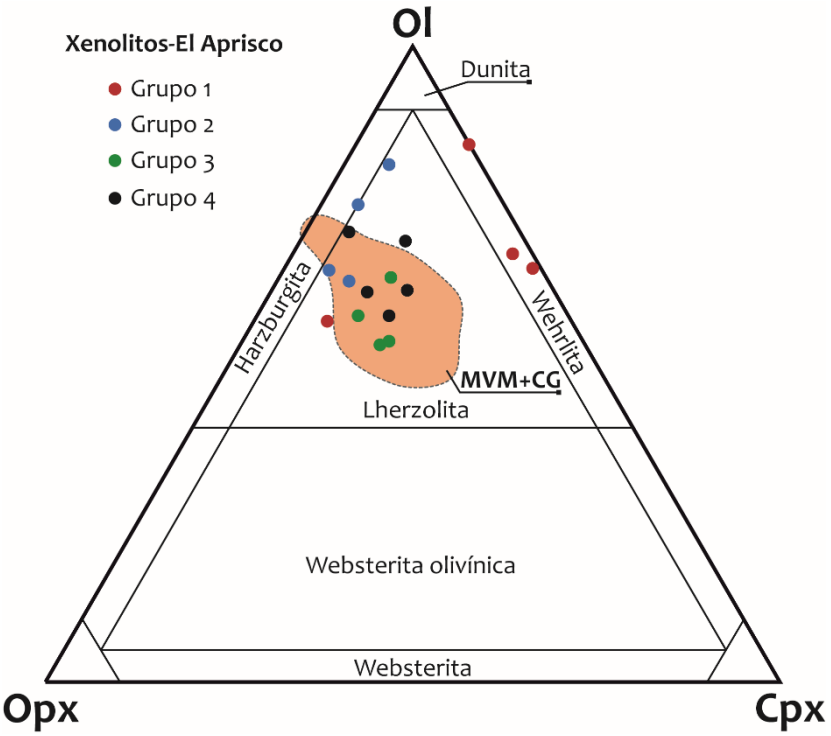

Figura VI.2. Composición modal de los xenolitos peridotíticos del centro volcánico El Aprisco. Se ha añadido el campo de composición modal de los xenolitos peridotíticos de centros volcánicos MVM y CG de los capítulos **IV** y **V**, respectivamente.

Tabla VI.1 - Textura y composición modal de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco.

Muestra	Textura	Tipo-peridotita	Abundancias modales (% en volumen)							Textura-vidrio
			Ol	Opx	Cpx	Spl	Amp	Ap	Vidrio	
Grupo 1										
111659	Pgr	Wehrlita	55.1	0.8	28.4	0.1	14.6	0.3	0.7	Venas
111657	Pfc-fld	Wehrlita	67.5	-	12.3	0.4	18.0	-	1.8	Venas
115582	Pgr	Wehrlita	60.0	2.3	26.5	0.3	9.4	-	1.5	Parches
111663	Pgr	Lherzolita	54.5	31.8	9.3	0.8	3.6	-	<0.1	Parches
Grupo 2										
111658	Pgr	Lherzolita	70.2	18.6	4.6	1.2	5.3	0.1	<0.1	Parches y venas
115583	Pgr	Lherzolita	68.7	10.5	5.1	1.5	13.5	-	0.7	Parches y venas
72691	Pgr	Lherzolita	61.2	26.2	9.5	2.6	0.5	-	<0.1	Parches
55570	Pgr	Lherzolita	64.5	28.5	6.0	1.0	0.8	-	<0.1	Parches y venas
Grupo 3										
72688	Eq	Lherzolita	61.4	20.3	14.6	3.4	0.3	-	<0.1	Parches
72689	Pfc	Lherzolita	55.6	27.5	13.2	3.5	0.2	-	<0.1	Parches
117157	Pgr	Lherzolita	50.8	26.5	18.1	3.9	0.7	-	<0.1	Parches
117158	Pgr	Lherzolita	51.8	25.5	19.1	2.6	1.0	-	<0.1	Parches
Grupo 4										
111660	Pfc	Lherzolita	68.5	22.4	5.7	3.4	-	-	-	-
72690	Pgr	Lherzolita	59.8	24.7	12.6	2.9	-	-	-	-
55569	Pgr	Lherzolita	67.9	16.8	12.8	2.5	<0.1	-	-	-
117156	Pgr	Lherzolita	59.9	19.2	17.8	3.1	-	-	-	-
117167	Pgr	Lherzolita	56.3	23.6	17.2	2.9	<0.1	-	-	-

Abreviaturas: Prg, protogranular de grano grueso; Pfc, porfiroclástica; Pfc-fld, porfiroclástica foliada; Eq, equigranular, Ol, olivino; Opx, ortopiroxeno; Cpx, clinopiroxeno; Spl, espinela; Amp, anfíbol, Ap, apatito.

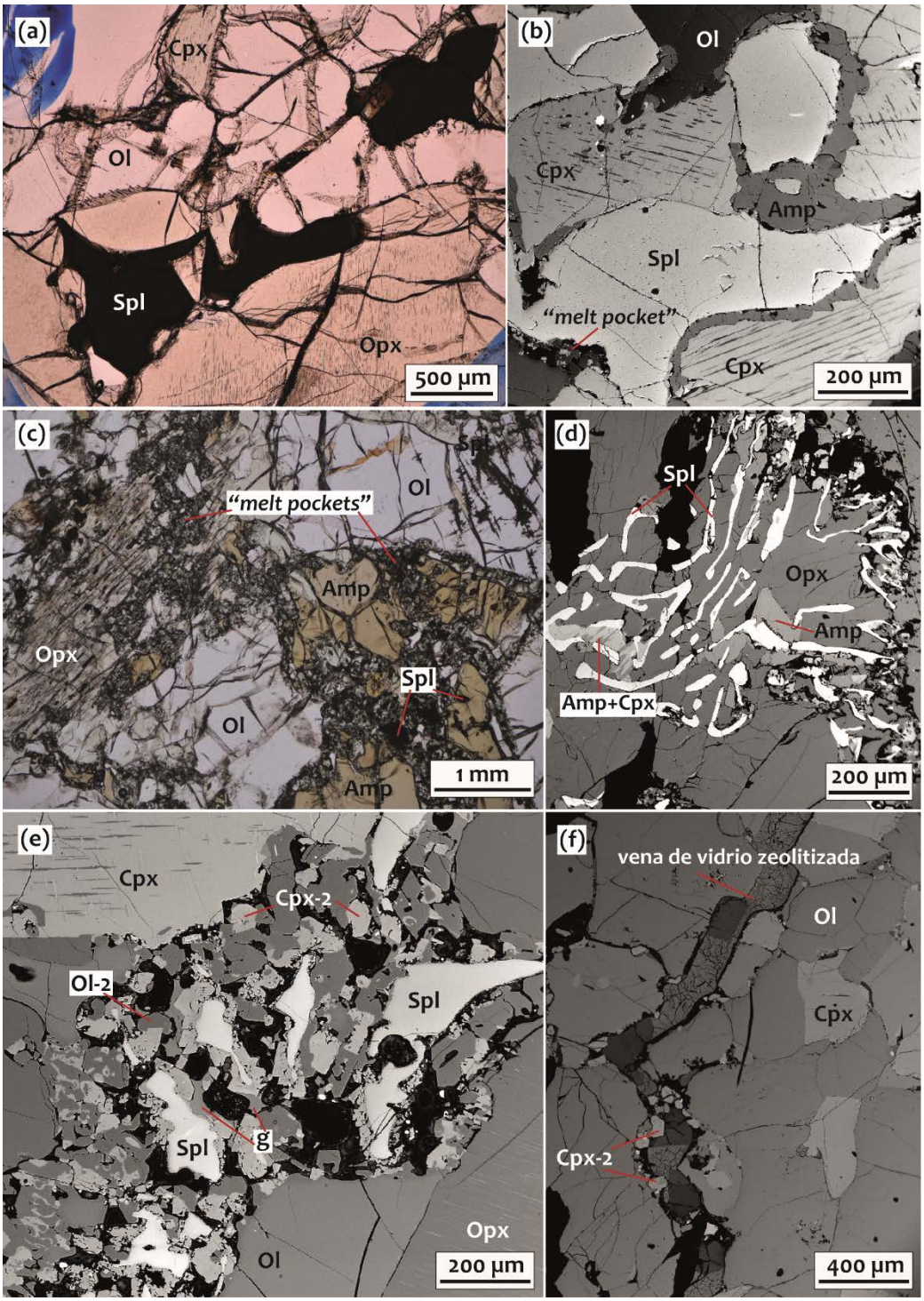

Figura VI.3. Fotografías representativas de microscopio petrográfico con nícoles paralelos y electrónico (imágenes BSE) de los xenolitos peridotíticos del centro volcánico El Aprisco. (a) Textura protogranular con grandes cristales de ortopiroxeno en la lherzolita 55569 (grupo 4); **(b)** anfíbol intersticial rodeando cristales de espinela y clinopiroxeno y pequeña zona de reacción con vidrio intersticial (*melt pocket*), en la lherzolita 72689 (grupo 3); **(c)** cristales alotriomorfos de anfíbol y cristal grande de ortopiroxeno reaccionado rodeado de micro-neoblastos-2 y vidrio, en la lherzolita 111658 (grupo 2); **(d)** intercrecimientos simplectíticos de espinela, anfíbol y clinopiroxeno-2 (secundario) en el interior de un cristal de ortopiroxeno, en la lherzolita 72689 (grupo 3); **(e)** zona de reacción con cristales neoformados de olivino-2 y clinopiroxeno-2 y vidrio intersticial, en la lherzolita 72689 (grupo 3); **(f)** vena de vidrio totalmente zeolitizada con cristales neoformados idiomorfos de clinopiroxeno-2 en sus márgenes, en la wehrlita 111657 (grupo 1). Las abreviaturas de los minerales según Whitney y Evans (2010), salvo g (*glass*) = vidrio.

La espinela está presente como fase intersticial en todos los grupos de xenolitos peridotíticos de El Aprisco. Su abundancia es mayor en los grupos 3 y 4 (Tabla **VI.1**), donde los cristales son más grandes con morfologías globulares y, sobre todo, la característica forma palmeada (*holly-leaf*) (Fig. **VI.3a, b**). En cambio, en los grupos 1 y 2 solo aparecen pequeños cristales dispersos, con textura vermicular en zonas de reacción intercreciendo con diferentes fases minerales o rodeados parcialmente por coronas policristalinas de anfíbol (Fig. **VI.3c, d, e**).

Los minerales claramente metasomáticos (anfíbol y apatito) aparecen en mayor abundancia en los grupos 1 y 2. El anfíbol es común en el grupo 1 y en la lherzolita 111658 del grupo 2, mientras que en el resto de xenolitos su abundancia es mucho menor (< 1% en volumen), incluso llegando a no aparecer en varias de las lherzolitas del grupo 4 (Tabla **VI.1**). El anfíbol puede aparecer de forma puntual como fase intersticial entre otros minerales máficos en los grupos 3 y 4, en ocasiones rodeando cristales de espinela o de clinopiroxeno (Fig. **VI.3b**). Sin embargo, en los xenolitos donde es más abundante, el anfíbol se presenta formando parte de intercrecimientos policristalinos en zonas de reacción (*melt pockets*) o como grandes cristales alotriomorfos (> 1 mm), frecuentemente englobando espinela (Fig. **VI.3c**). Es habitual que estos cristales de anfíbol se encuentren parcialmente rodeados de zonas de reacción con microcristales de minerales secundarios (Cpx-2, Ol-2 y sulfuros) y vidrio intersticial (Fig. **VI.3f**).

El apatito únicamente se encuentra en dos de los enclaves más tranformados de El Aprisco (la wehrlita 111659 del grupo 1 y la lherzolita 111658 del grupo 2) y en contenidos < 3% en volumen (Tabla **VI.1**). Según O'Reilly y Griffin (2000), la abundancia del apatito en el manto litosférico fanerozoico puede estar muy subestimada, por lo que podría ser relativamente más frecuente su cristalización. Hay dos tipos principales de apatitos mantélicos: (i) asociado a peridotitas metasomatizadas (apatito tipo-A); (ii) o como producto de cristalización magmática de alta presión (apatito tipo-B). En la lherzolita 111658, el escaso apatito se presenta como cristales anhedrales dispersos (en su mayoría < 100 µm), intersticial entre los minerales máficos de la peridotita, aparentando su equilibrio microestructural con el conjunto de minerales de la misma (Fig. **VI.4a, b**). Sin embargo, en la wehrlita 111659 el apatito, también intersticial, es más abundante y de mayor tamaño (hasta 1800 µm de diámetro) (Fig. **VI.4c, d**). El apatito localmente coincide con la red de venas intergranulares interconectadas de vidrio alterado (zeoilitizado) que atraviesan la wehrlita 111659 (Fig. **VI.4c, d**) pero no muestra una relación espacial clara con el anfíbol de la roca. En ambos casos se ha interpretado como apatitos metasomáticos de tipo-A (Villaseca et al., 2019a).

En los xenolitos peridotíticos de El Aprisco el vidrio se presenta de dos formas texturalmente distintas: (i) como una red interconectada de **venas** de recorido centrimétrico que atraviesan el xenolito con contactos netos con los minerales de la peridotita (Fig. **VI.3f**), como ocurre en las wehrlitas y en la lherzolita 111663; (ii) como un sistema discontinuo de pequeñas bolsadas de vidrio (*melt pockets*) o muy intersticial, siempre con abundantes microcristales neoformados de minerales máficos (Fig. **VI.3e**). El vidrio intersticial no está conectado con el magma basáltico que transporta a los xenolitos, ni con el sistema de venas de magma que permean los xenolitos (tipo i).

En el sistema discontinuo de *melt pockets* vinculados a las zonas de reacción que rodean al anfíbol metasomático, el vidrio comúnmente contiene abundantes huecos globulares (vacuolas) (Fig. **VI.3f**) y, frecuentemente, una segunda generación de neoblastos de clinopiroxeno subidiomorfo (Cpx-2, en ocasiones zonado) y más raramente olivino (Ol-2) y sulfuros. La espinela secundaria (Spl-2) se encuentra en los bordes de los cristales más grandes de espinela. Los neoblastos secundarios (Ol-2, Cpx-2, Spl-2) se forman a partir de un fundido ligado a la destrucción de los cristales de anfíbol, con la participación de otros minerales máficos primarios (principalmente ortopiroxeno). La forma irregular del clinopiroxeno-2 en los contactos reaccionales del anfíbol o el ortopiroxeno primario, evoluciona a formas idiomorfas hacia el contacto con el vidrio intersticial, mostrando en algunos cristales zonado de centro a borde (Fig. **VI.4e**). También aparece en estas bolsadas ortopiroxeno secundario (Opx-2), exclusivamente en la lherzolita

55569 del grupo 4. Es intersticial y se sitúa próximo al anfíbol (Fig. **VI.4f**), como en algunos xenolitos peridotíticos del volcán Cerro Gordo (capítulo **V**).

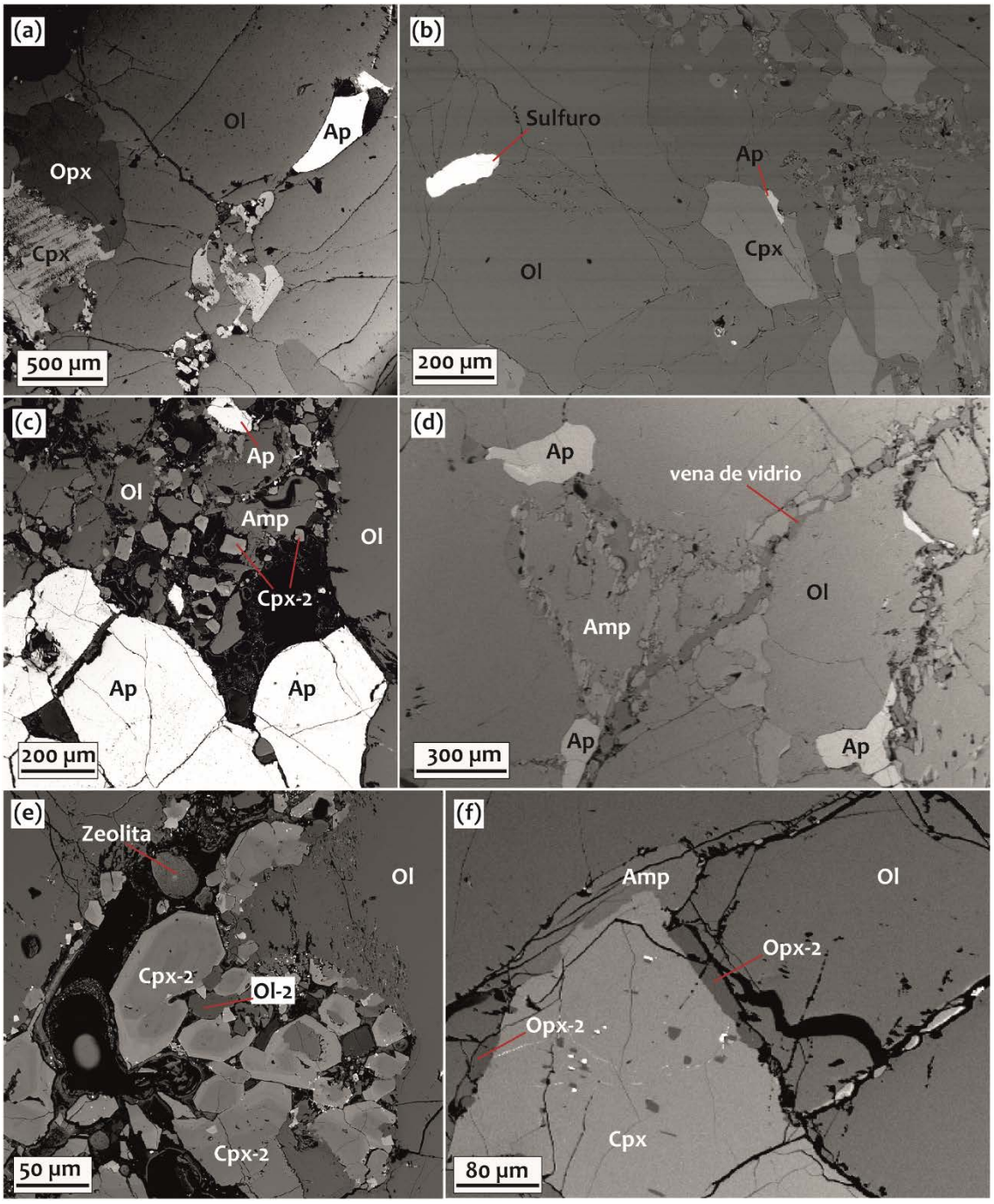

Figura VI.4. Fotografías electrónicas (imágenes BSE) de los xenolitos peridotíticos con apatito del centro volcánico El Aprisco. (a) cristal de apatito aislado en la lherzolita 111658 (grupo 2); **(b)** cristal de apatito intersticial en la lherzolita 111658 (grupo 2); **(c)** conjunto de grandes cristales de apatito junto a una zona de reacción en la wehrlita 111659 (grupo 1); **(d)** cristales de apatito junto a una vena de vidrio zeolitizado, en la wehrlita 111659 (grupo 1); **(e)** cristales neoformados de clinopiroxeno-2 en los bordes de una vena de vidrio alterada en la wehrlita 111657 (grupo 1); **(f)** ortopiroxeno-2 y anfíbol junto a un cristal primario de clinopiroxeno en la lherzolita 55569 (grupo 4). Las abreviaturas de los minerales proceden de Whitney y Evans (2010).

En el caso de los vidrios zeolitizados (tipo i), los que generan gruesas venulillas que pueden llegar a permear la totalidad de la lámina delgada (en wehrlitas del grupo 1), el vidrio puede constituir el 4% de la superficie de las mismas. Este vidrio parece más antiguo y se podría haber generado a profundidades

mantélicas, pues siempre carece de microestructuras vacuolares (o vesiculares), de minerales máficos neoformados y aparece alterado y zeolitizado, como es típico en xenolitos de otras localizaciones (Dawson, 2002).

Los xenolitos peridotíticos de El Aprisco son los que presenta mayor cantidad y variedad de sulfuros. Su distribución es bastante heterogénea dentro de cada una de las muestras, pero en general se detectaron varias decenas de granos en cada lámina delgada (González-Jiménez et al., 2014). Los microcristales de sulfuro varían en diámetro de 1 a 500 µm y con formas de idiomorfas, a alotriomorfas (como esferas o en granos con forma irregular con límites lobulados). Los sulfuros grandes son particularmente abundantes en las lherzolitas del grupo 2 (726291) y del grupo 3 (72688), mientras que las dos wehrlitas presentan la menor abundancia de microcristales de sulfuro y el menor tamaño (rara vez superan los 50 µm). Los sulfuros se disponen incluidos en los minerales máficos primarios (olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno), raramente en las uniones triples entre estos minerales (intergranulares) (Figs. 5a, b de González-Jiménez et al., 2014) o, más frecuentemente, incluidos en el vidrio intersticial asociado a otros microcristales de minerales neoformados, siendo habitual encontrarlos en los bordes de vacuolas (Fig. 5d-f de González-Jiménez et al., 2014). Los sulfuros incluidos en minerales (¿sulfuros primarios?) son más pequeños y están menos alterados que los cristales intergranulares o los que están relacionados con el vidrio intersticial.

VI.2. Química de roca total

La composición química de los xenolitos peridotíticos del maar El Aprisco se encuentran en la Tabla suplementaria **S3.RT-4.** En este centro volcánico se han analizado 17 xenolitos peridotíticos repartidos entre los 4 grupos diferenciados (cuatro xenolitos en cada uno de los grupos 1, 2 y 3, y cinco xenolitos del grupo 4). Los cuatro grupos tienen ciertas diferencias composicionales entre sí, aunque en algunos elementos muestran solapamientos (Fig. **VI.5**). Este conjunto de xenolitos muestra una correlación negativa de Al_2O_3, CaO, TiO_2 y, muy ligeramente, de FeO_t con respecto al contenido en MgO (Fig. **VI.5**), siendo una característica común en la mayoría de xenolitos peridotíticos (p.ej., Downes, 2001; Ackerman et al., 2007; Bianchini et al., 2007). Esta correlación es atribuida al empobrecimiento durante la fusión parcial del manto litosférico (Niu, 1997). Además, todos ellos tienen una composición química en elementos mayores relativamente próxima a la del manto primitivo, sobre todo los grupos 3 y 4, los cuales también se solapan en gran parte de su composición en elementos mayores con las lherzolitas previamente descritas del MVM (capítulo **IV**) (Fig. **VI.5**). Sin embargo, los xenolitos peridotíticos del grupo 2 muestran una composición ligeramente más residual, con mayor contenido en MgO y Ni, y menor contenido en CaO, Al_2O_3 y TiO_2 (Fig. **VI.5**). Esta tendencia hacia un manto más residual se aproxima a la presentada por los xenolitos peridotíticos de otros campos volcánicos de la Península Ibérica (Olot, Bianchini et al., 2007; Tallante, Beccaluva et al., 2004), pero sin llegar a los extremos más residuales harzburgíticos de Olot. En el lado opuesto se encuentran las peridotitas del grupo 1, que presentan una composición más evolucionada, sobre todo para las tres wehrlitas, con menor contenido en MgO, SiO_2 y NiO, y mayor en CaO, TiO_2 y FeO_t (Fig. **VI.5**). Aun así, estas wehrlitas no llegan a mostrar composiciones tan extremas como las wehrlitas de otros centros volcánicos del CVC (Cerro Pelado, Los Tormos y El Palo, descritas en el capítulo **VII)**, que muestran un mayor contenido en CaO, FeO_t y TiO_2, y menor en Ni (Fig. **VI.5**), lo que sugiere una fuerte refertilización mediante agentes metasomáticos alcalinos distintos.

La composición en elementos trazas de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco permite caracterizar mejor los diferentes grupos diferenciados (p.ej., González-Jiménez et al., 2014; Villaseca et al., 2019a). La mayoría de los xenolitos analizados están enriquecidos en REE, salvo algunas excepciones en el grupo 2 y 4 (Fig. **VI.6**). Las wehrlitas del grupo 1 son las más enriquecidas en LREE, mostrando perfiles moderadamente fraccionados con mayor contenido en HREE que el resto de los xenolitos. En sus perfiles multitrazas normalizados al manto primitivo, en casi todos los elementos son los únicos xenolitos con

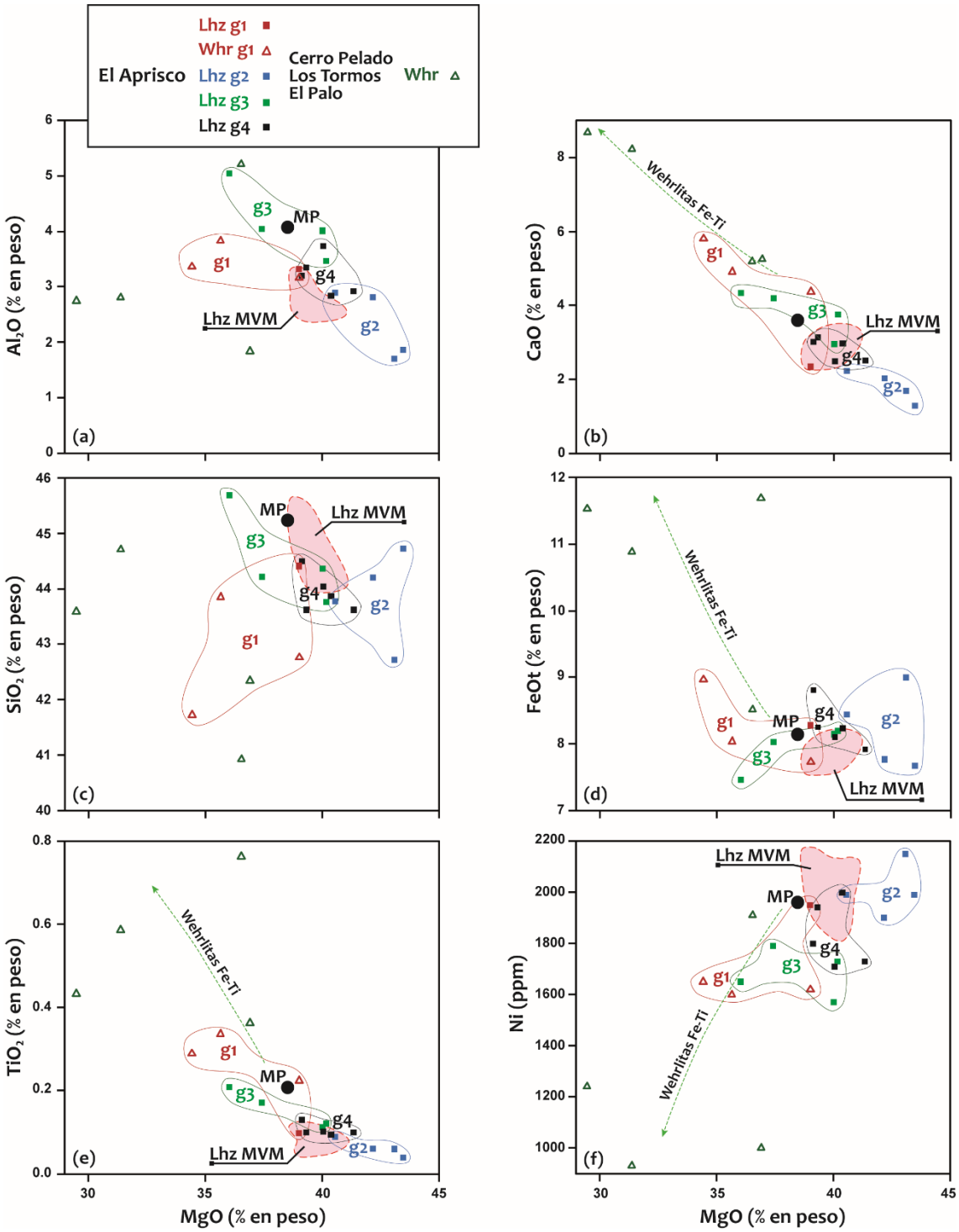

Figura VI.5. Diagramas de elementos mayores de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco. Se han dividido los xenolitos en los cuatro grupos según su composición química. También se han representado las lherzolitas del MVM (campo rojo) (capítulo **IV**) y las wehrlitas ricas en Fe-Ti, con su evolución de enriquecimiento (flecha verde) de los centros volcánicos Cerro Pelado, Los Tormos y El Palo (capítulo **VII**). Los valores del manto primitivo (MP) proceden de McDonough y Sun (1995).

valores por encima de esta referencia, destacando la fuerte anomalía positiva en Nb-Ta (Fig. **VI.6b**). Estas wehrlitas se han comparado con las wehrlitas de los otros centros volcánicos del CVC y se puede apreciar que tienen contenidos similares o incluso superiores en la mayoría de los elementos trazas (Fig. **VI.6**). Sin embargo, en El Aprisco presentan una anomalía negativa en Ti que no se aprecia en las wehrlitas de los

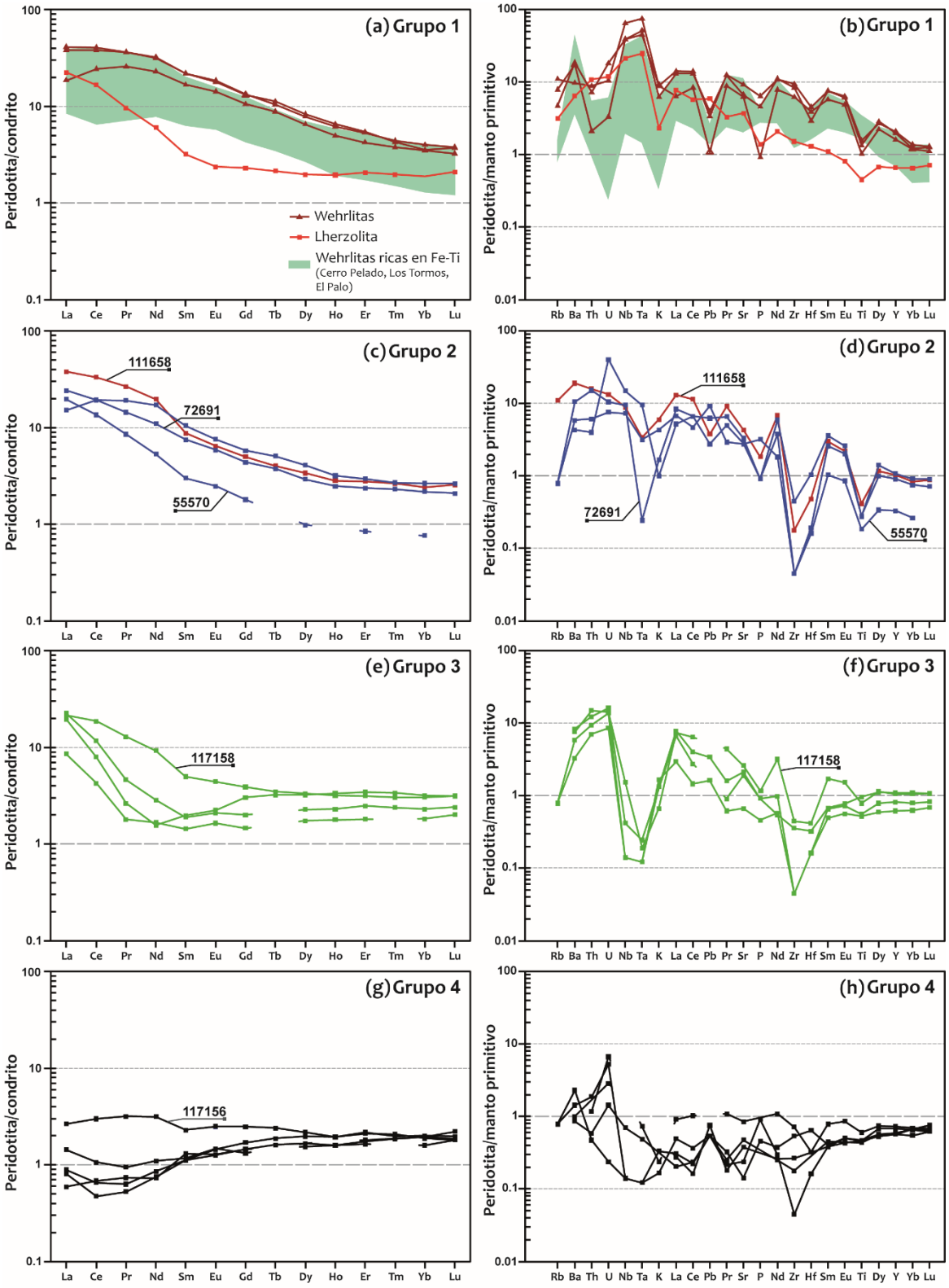

Figura VI.6. (a, c, e, g) Diagramas de REE normalizadas al condrito y (b, d, f, h) diagramas de elementos trazas normalizados al manto primitivo, de los grupos de xenolitos peridotíticos de El Aprisco. (a, b) Se han añadido los datos de las wehrlitas ricas en Fe-Ti de los centros volcánicos Cerro Pelado, Los Tormos y El Palo (capítulo VII) para su comparación. Los valores del condrito y el manto primitivo proceden de Sun y McDonough (1989).

otros centros volcánicos (Fig. **VI.6b**), coherente con el carácter enriquecido en Fe-Ti de las mismas (Fig. **VI.5e**). La única lherzolita del grupo 1 (111663), tiene menor contenido en todas las REE que las wehrlitas,

mostrando un fuerte fraccionamiento en las LREE hasta el Eu y un perfil plano en MREE y HREE, con contenidos inferiores incluso a las lherzolitas de los grupos 2 y 3 (Fig. **VI.6a**). Aun así, esta lherzolita ha sido considerada perteneciente al grupo 1 por presentar una marcada anomalía positiva en Nb-Ta y negativas en Hf y Ti, similares a las de las wehrlitas (Fig. **VI.6b**). El grupo 2 es el segundo grupo más enriquecido en elementos trazas, presentando un fuerte enriquecimiento en LREE, que en la lherzolita 111658 (con apatito) llega a alcanzar los valores de las wehrlitas. Sin embargo, sus perfiles son más fraccionados, con un contenido inferior en HREE. Estas lherzolitas del grupo 2 tienen una fuerte anomalía negativa en Zr-Hf y en Ti (mayor que en el grupo 1) y no presentan anomalía positiva en Nb-Ta, llegando incluso a mostrarla de manera negativa en el Ta en la lherzolita 72691 (Fig. **VI.6b**). Cabe destacar en este grupo la lherzolita 55570, que tiene un perfil más fraccionado y valores en HREE por debajo de la composición del condrito (Fig. **VI.6a**).

Los grupos 3 y 4 destacan por tener perfiles de elementos trazas más planos. Por un lado, las lherzolitas del grupo 3 también tienen un considerable enriquecimiento en las LREE, mientras que los perfiles en las MREE y HREE se mantienen planos, pero siempre por encima de los valores del condrito (Fig. **VI.6a**). Estas lherzolitas presentan una marcada anomalía negativa en Nb-Ta y Zr-Hf (Fig. **VI.6b**). Las lherzolitas del grupo 4 son las que contienen menor cantidad de elementos trazas, con tres de las muestras con el contenido en LREE menor que el del condrito (Fig. **VI.6a**). Además, en el diagrama normalizado de multitrazas la mayoría de los elementos presentan contenidos por debajo de los valores del manto primitivo, excepto en alguno de los elementos más incompatibles, como el Ba, Th y U (Fig. **VI.6b**).

Isótopos Sr-Nd

Los datos isotópicos de los xenolitos peridotíticos del maar El Aprisco aparecen recogidos en la Tabla suplementaria **S4.SN-4**. La composición isotópica es distintiva para cada uno de los grupos de xenolitos, definiendo campos composicionales que no se solapan entre sí (Fig. **VI.7**). Los xenolitos de este centro volcánico son los que muestran un mayor rango de variabilidad isotópica de todo el CVC. Las lherzolitas más primitivas, grupos 3 y 4, tienen unas relaciones isotópicas iniciales de Sr y Nd más radiogénicas que las wehrlitas y lherzolitas de los grupos 1 y 2. Estos dos últimos grupos de xenolitos peridotíticos, con un carácter más enriquecido en elementos trazas (Fig. **VI.6**), tienen mayores afinidades geoquímicas con la fuente mantélica FOZO y con el EAR, que es el reservorio del manto común de la provincia ígnea CiMACI (Lustrino y Wilson, 2007). Además, muestran composiciones isotópicas que se solapan con las de otros xenolitos del CVC con evidencias de un fuerte metasomatismo alcalino (Cerro Pelado, Los Tormos y El Palo; Villaseca et al., 2010; Bianchini et al., 2010) y con el campo de las rocas volcánicas del CVC (López-Ruiz et al., 2002; Villaseca et al., 2020) (Fig. **VI.7**). El conjunto de los xenolitos peridotíticos transportados por los volcanes sódicos del segundo y principal periodo magmático del CVC tienen un rango composicional en estas relaciones isotópicas más amplio que el mostrado por las rocas volcánicas (Fig. **VI.7**), lo que contrasta con las fuentes más homogéneas del manto astenosférico de los magmas volcánicos alcalinos de Calatrava. Por otra parte, los xenolitos peridotíticos de El Aprisco presentan un carácter más enriquecido al compararlos con las lherzolitas del campo volcánico alcalino de Olot (Bianchini et al., 2007), que trazan su campo hacia la composición de manto empobrecido (Fig. **VI.7**).

VI.3. Química mineral

Elementos mayores

El olivino primario de los xenolitos peridotíticos del maar El Aprisco tiene un amplio rango de #Mg (88.5-91.5), aunque la mayoría de los valores se concentran en un rango más reducido, entre 89.5 y 91.0.

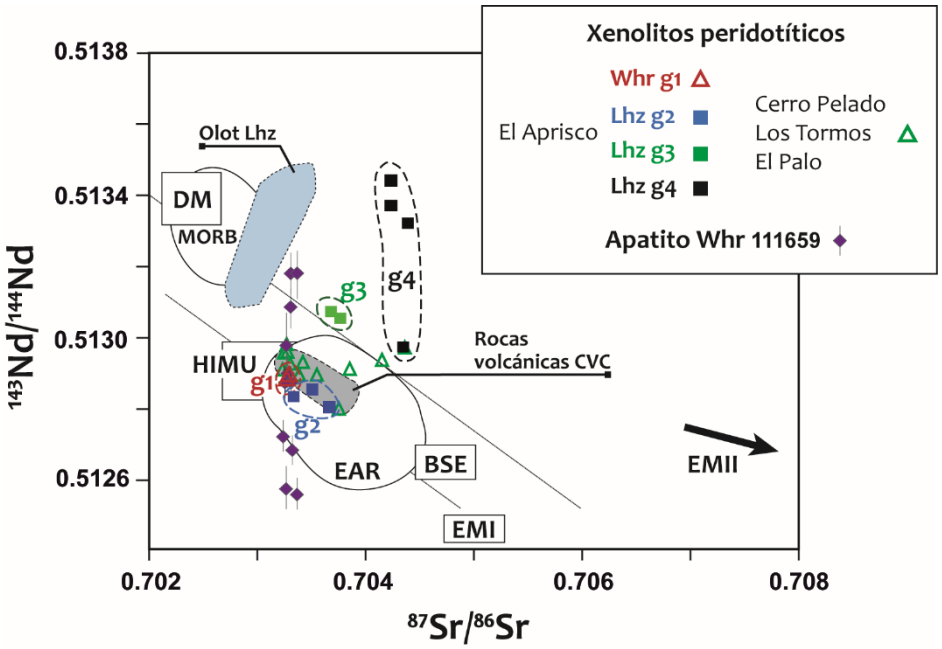

Figura VI.7. Diagramas de las relaciones isotópicas iniciales ($^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$) de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco y los cristales de apatito de la muestra 111659 (Villaseca et al., 2019a). La incertidumbre en los datos obtenidos de los apatitos analizados en la wehrlita 111659 está representada por el tamaño y forma en vertical de sus símbolos. Se han incluido los datos de los centros volcánicos con xenolitos que muestras enriquecimiento en Fe-Ti (Cerro Pelado, Los Tormos y El Palo; capítulo VII). Se incluyen las composiciones de las rocas volcánicas del CVC (Villaseca et al., 2020) y los diferentes componentes mantélicos (DM, MORB, HIMU, EMI, EMII; Zindler y Hart, 1986) así como el EAR *(European Asthenospheric Reservoir*; Downes et al., 2003).

El olivino de la lherzolita 72691 del grupo 2 se desmarca significativamente de esta rango composicional más común con valores mayores (91.1-91.5) (Fig. **VI.8a**), el cual se solapa con el presentado por la mayoría de las lherzolitas-g2 del MVM y del CG (capítulos **IV** y **V**, respectivamente). El olivino de las wehrlitas del grupo 1 tiene menor #Mg que las lherzolitas, incluida la lherzolita del grupo 1 (Fig. **VI.8a**), pero no tienen valores tan extremadamente bajos como el olivino de las wehrlitas ricas en Fe-Ti de otros centros volcánicos del CVC donde se evidencia un fuerte metasomatismo alcalino (p.ej., #Mg = 84.5 en olivino de wehrlita del Cerro Pelado, Villaseca et al., 2010). En este mismo sentido, el olivino de las wehrlitas de El Aprisco tampoco muestra un enriquecimiento notable en CaO ni un empobrecimiento tan marcado en NiO como las wehrlitas ricas en Fe-Ti (Villaseca et al., 2010; capítulo **VII** de esta tesis), sino que muestra valores similares al olivino de las lherzolitas (Tabla suplementaria **S5.M-4**; Fig. **VI.8a**).

El olivino neoformado (Ol-2) asociado al vidrio de las peridotitas de El Aprisco siempre presenta mayor #Mg y mayor contenido en CaO, y menor en NiO que el olivino primario (Tabla suplementaria **S5.M-4**; Fig. **VI.8a**), siendo éstas unas características típicas de interacción metasomática o reaccional con fundidos intergranulares (p.ej., Coltorti et al., 1999; Ionov et al., 2005).

El ortopiroxeno primario en la mayoría de los xenolitos peridotíticos de los cuatro grupos de El Aprisco tiene un #Mg bastante homogéneo y similar (89.8-92.1). De nuevo la lherzolita 72691 del grupo 2 se desmarca del resto con valores mayores de #Mg en el ortopiroxeno (91.4-92.1) que en el resto de xenolitos (Fig. **VI.8b**). El ortopiroxeno de la única wehrlita donde ha sido posible analizarlo (111659, grupo 1) tiene valores de #Mg similares a los de la mayoría de lherzolitas de El Aprisco y un contenido ligeramente superior en Al_2O_3 respecto a la única lherzolita de su mismo grupo (Fig. **VI.8b**). La composición del ortopiroxeno de esta wehrlita contrasta con el de algunas wehrlitas ricas en Fe-Ti de otros centros volcánicos del CVC (p.ej., Cerro Pelado, Villaseca et al., 2010; capítulo **VII** de esta Tesis), las cuales

presentan un menor #Mg (85.0-86.6) y mayor contenido en TiO_2 (0.22-0.41% en peso). El ortopiroxeno con menor contenido en Al_2O_3 es el de la lherzolita 111658 del grupo 2, presentando también menor #Mg que el resto de lherzolitas de este grupo. El ortopiroxeno con el mayor contenido en Al_2O_3 es el de la lherzolita 72690 del grupo 4. El ortopiroxeno de las lherzolitas del grupo 4 tiene valores similares e incluso ligeramente mayores en Al_2O_3 a los de la mayoría de lherzolitas-g2 del MVM y del CG, (capítulos **IV** y **V**, respectivamente) (Tabla suplementaria **S5.M-4**; Fig. **VI.8b**). Solo se ha encontrado ortopiroxeno secundario en la lherzolita 55569 del grupo 4, el cual aparece como bastoncillos intersticiales, de pequeño tamaño y sin exsoluciones (Fig. **VI.4f**). Este Opx-2 tiene un menor contenido en Al_2O_3 que el primario del mismo grupo de xenolitos (Fig. **VI.8b**), pero sin llegar a valores tan bajos como los del ortopiroxeno simplectítico y neoblástico del volcán Cerro Gordo (Figs. **V.9b** y **VI.8b**).

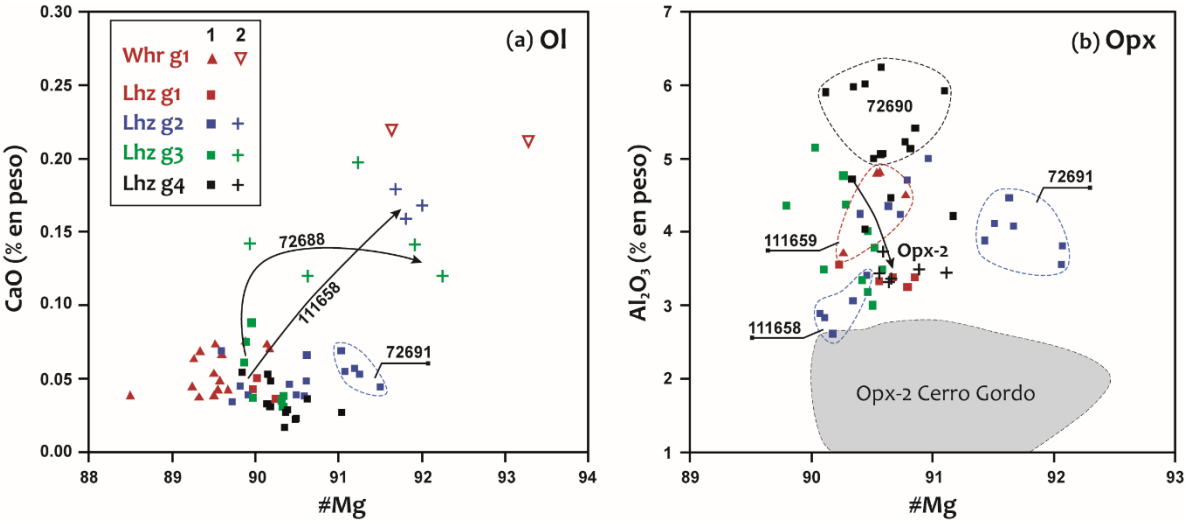

Figura VI.8. Composición de elementos mayores del olivino (Ol) y el ortopiroxeno (Opx) de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco. (a) #Mg vs. CaO en el olivino; **(b)** #Mg vs. Al_2O_3 en el ortopiroxeno. Las flechas indican las variaciones composicionales desde los cristales primarios (1) hasta los neoblastos secundarios (2) en algunos xenolitos. **(b)** Se ha incluido el campo composicional del ortopiroxeno secundario en el volcán CG (campo gris) del capítulo V.

El clinopiroxeno primario en cada uno de los cuatro grupos de xenolitos peridotíticos presenta un amplio rango composicional del #Mg, siendo en conjunto ligeramente más amplio (89.2-92.7) que el del ortopiroxeno primario. En el caso de las wehrlitas (grupo 1) el clinopiroxeno primario muestra un #Mg ligeramente menor (89.2-91.6) al resto, pero sin llegar a los valores de las wehrlitas ricas en Fe-Ti de otros volcanes del CVC (p.ej., 83.8-88.4 en Cerro Pelado; Villaseca et al., 2010). Además, tiene menor contenido en TiO_2 y CaO, y mayor en Na_2O y Cr_2O_3 que el de las lherzolitas (Tabla suplementaria **S5.M-4**; Fig. **VI.9**). Como ya se ha mostrado en otros minerales máficos primarios, el clinopiroxeno de la lherzolita 72691 del grupo 2 presenta valores mayores de #Mg (91.2-92.7) que el conjunto restante (Fig. **VI.9b, d**). En este grupo 2, el clinopiroxeno primario de la lherzolita 55570 destaca por su mayor contenido en Na_2O y Cr_2O_3 y menor en CaO con respecto al resto de lherzolitas de este grupo. El clinopiroxeno primario de las lherzolitas del grupo 3 es el que presenta mayor contenido en CaO y menor en Na_2O de todos los xenolitos peridotíticos de El Aprisco (Fig. **VI.9a, c**). En el grupo 4, el clinopiroxeno primario presenta los valores más altos de Al_2O_3 y TiO_2, de manera similar al clinopiroxeno de las lherzolitas-g2 del MVM (capítulo **IV**; Fig **IV.4b**).

La composición del clinopiroxeno-2 no presenta diferencias significativas entre los distintos grupos de peridotitas de este centro volcánico. En las zonas de reacción de estos xenolitos peridotíticos el clinopiroxeno-2 presenta un #Mg similar al clinopiroxeno primario, pero con contenidos más altos en TiO_2, Cr_2O_3 y Al_2O_3 y menores en Na_2O. El contenido en CaO presenta un amplio rango, con valores similares a

los de las wehrlitas, pero inferiores a los de los clinopiroxenos primarios de las lherzolitas (p.ej., 72689 del grupo 3; Fig. **VI.9**).

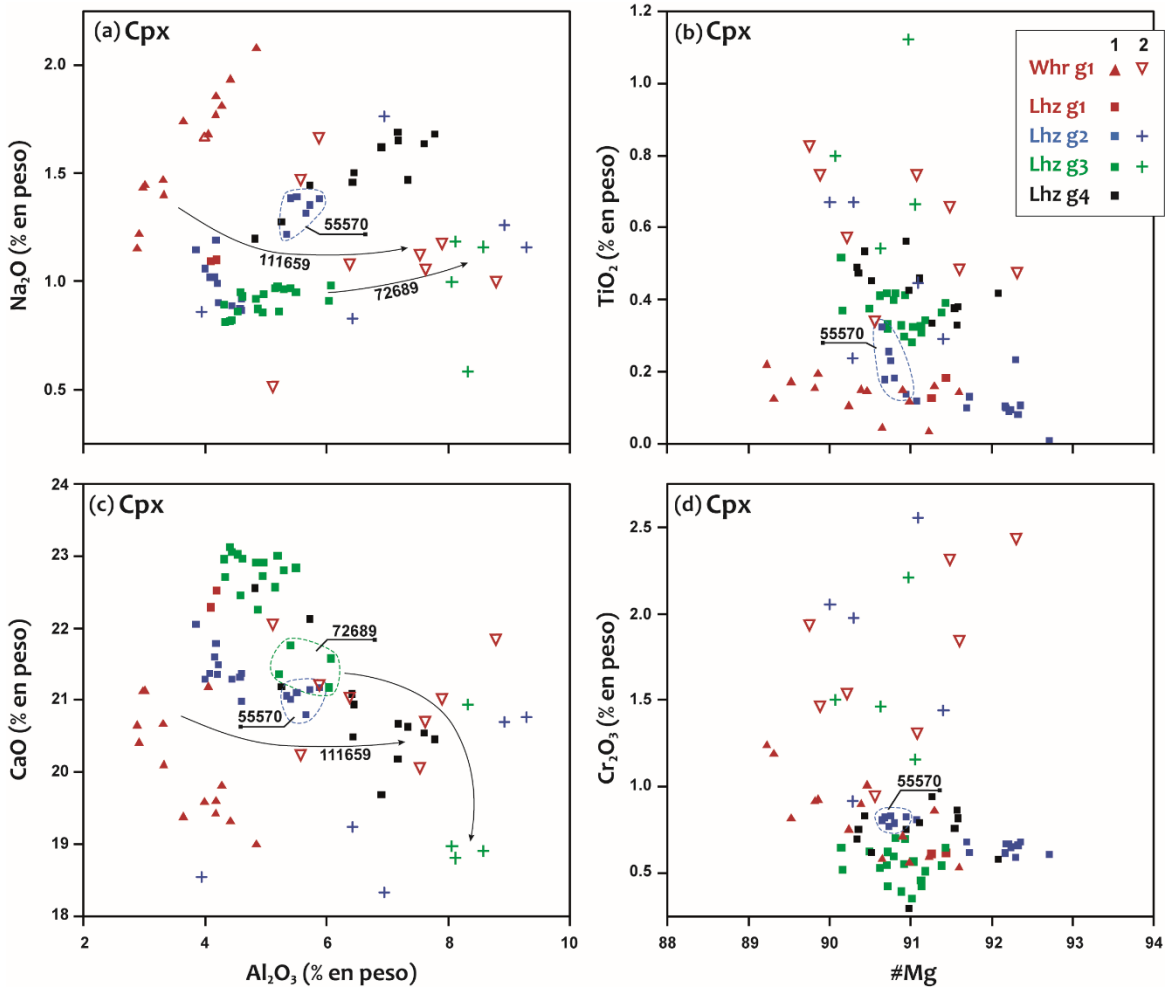

Figura VI.9. Composición de elementos mayores del clinopiroxeno (Cpx) de los xenolitos de El Aprisco. Las flechas indican las variaciones composicionales desde los cristales primarios (1) hasta los neoblastos secundarios (2) en algunos xenolitos.

El anfíbol de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco es de composición pargasita, independientemente de si aparece como fase intersticial entre piroxenos o si son cristales policristalinos más desarrollados, (Tabla suplementaria **S5.M-4**). El rango de #Mg es de 86.7 a 91.2, mostrando una correlación positiva con el contenido en Cr_2O_3 y negativa con el TiO_2 y CaO (Tabla suplementaria **S5.M-4**). El contenido de SiO_2 del anfíbol en todos los grupos es similar, salvo en las wehrlitas, donde presenta un ligero mayor contenido. También se diferencia el anfíbol de las wehrlita respecto al de las lherzolitas por un menor contenido en Al_2O_3 y un rango muy amplio del contenido en Cr_2O_3 (0.82-2.43% en peso) (Fig. **VI.10b**), así como por contenidos más altos de K_2O, sobre todo en la muestra 111657, llegando incluso a ser superiores a los del anfíbol de la harzburgita anfibólica del centro volcánico CG (capítulo **V**) (Fig. **VI.10a**). En las lherzolitas del grupo 2 destaca el anfíbol de la muestra 111658 (con apatito), que presenta mayor contenido en SiO_2 y menor en Al_2O_3 que el resto, quedando en este último elemento en valores intermedios entre el resto de lherzolitas y las wehrlitas del grupo 1. El anfíbol de los grupos 3 y 4 tiene composiciones relativamente similares, con contenidos bajos en K_2O (< 0.08% en peso) y Cr_2O_3 (< 1%) y más altos en TiO_2 que el de las lherzolitas de los grupos 1 y 2 (Fig. **VI.10a, b**; Tabla suplementaria **S5.M-4**).

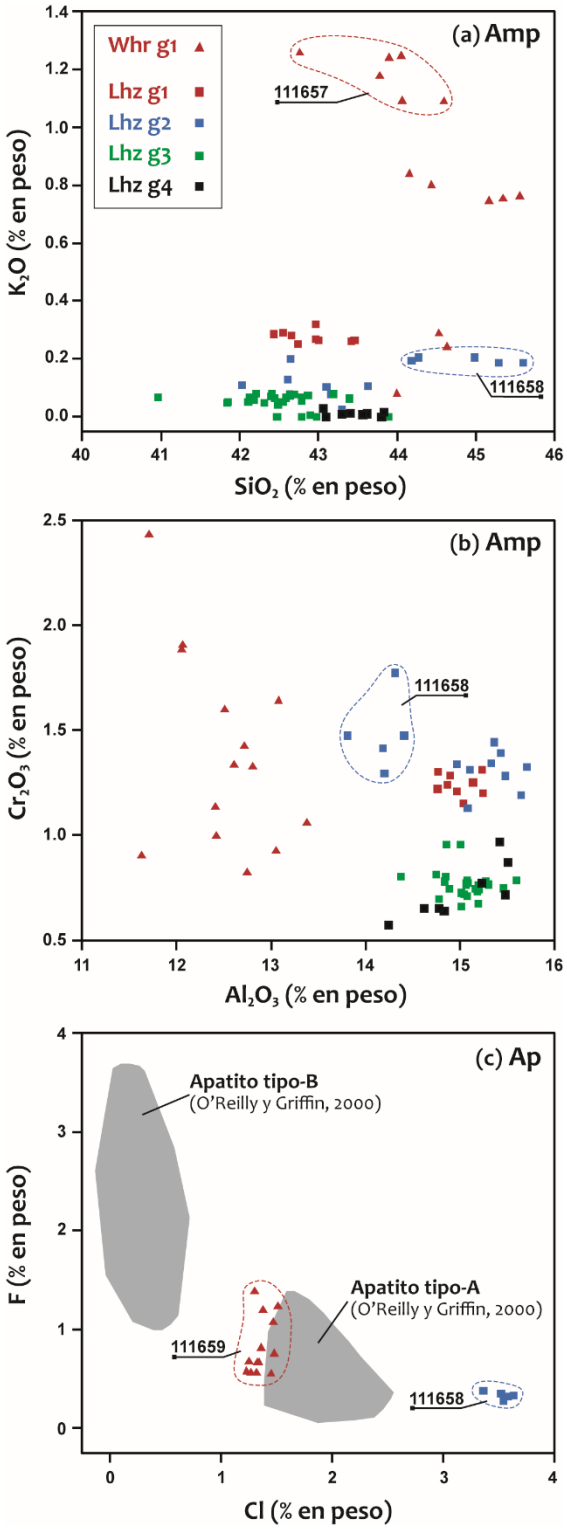

Figura VI.10. Composición de elementos mayores del anfíbol (Amp) y el apatito (Ap) en los xenolitos peridotíticos de El Aprisco. (a) SiO_2 vs. K_2O en el anfíbol; **(b)** Al_2O_3 vs. Cr_2O_3 en el anfíbol; **(c)** Cl vs. F en el apatito. **(c)** Se han incluido los campos composicionales (en gris) de los dos tipos de apatitos clasificados por O'Reilly y Griffin (2000).

Como ya se ha descrito, el apatito solo aparece en dos de los xenolitos peridotíticos más evolucionados: la wehrlita 111659 del grupo 1 y la lherzolita 111658 del grupo 2, con ligeras diferencias composicionales entre ellos. El apatito de la wehrlita 111659 tiene mayor contenido en F y MgO, pero menor en Cl que el de la lherzolita 111658 (Tabla suplementaria **S5.M-4**; Fig. **VI.10c**). Además, considerando los apatitos metasomáticos previamente estudiados por O'Reilly y Griffin (2000) en el manto litosférico fanerozoico, los apatitos de El Aprisco están más próximos al apatito tipo-A (asociado a peridotitas metasomatizadas) si se considera su contenido en halógenos, MgO (hasta 1.17%), FeO (hasta 0.54%) y Na_2O (hasta 0.80%) (Fig. **VI.10c**).

La espinela de los xenolitos lherzolíticos de El Aprisco tiene un rango de #Mg considerablemente amplio, con un incremento de su valor desde el grupo 1 al grupo 4, y una correlación negativa respecto al #Cr: grupo 1 (#Mg: 55.0-75.6; #Cr: 18.6-77.5), grupo 2 (#Mg: 64.9-77.5; #Cr: 12.5-50.2), grupo 3 (#Mg: 72.6-75.5; #Cr: 9.1-10.3), grupo 4 (#Mg: 74.3-78.1; #Cr: 8.2-10.7). Las wehrlitas del grupo 1 y la lherzolita con apatito (111658) del grupo 2 son los xenolitos con un menor #Mg y mayor #Cr en la espinela (Tabla suplementaria **S5.M-4**; Fig. **VI.11a**). En este sentido, todas las lherzolitas, excepto la 111658 del grupo 2, presentan un #Cr inferior a 20, incluyendo la lherzolita 111663 del grupo 1. La espinela de las lherzolitas de los grupos 3 y 4 muestran valores de #Cr similares a los de las espinelas primarias en la mayoría de lherzolitas-g2 del MVM y del CG (capítulos **IV** y **V**, respectivamente), y próximos a la composición del FMM (*Fertile MORB Mantle*, Arai, 1992). Por otro lado, la espinela de todos los grupos tiene un contenido bajo en TiO_2, excepto en la wehrlita 111657 (Fig. **VI.11a**). El bajo contenido en TiO_2 de la espinela de todos los xenolitos peridotíticos de El Aprisco contrasta con la tendencia de la espinela secundaria en wehrlitas ricas en Fe-Ti de otros centros volcánicos del CVC (p.ej., Cerro Pelado y Los Tormos; Villaseca et al., 2010; Andía, 2017; capítulo **VII**). Destaca la composición de la espinela de la wehrlita 111659, que muestra una clara correlación negativa del TiO_2 respecto al Cr_2O_3, llegando a tener contenidos en

este último elemento de hasta un 55.9% (Fig. **VI.11b**).

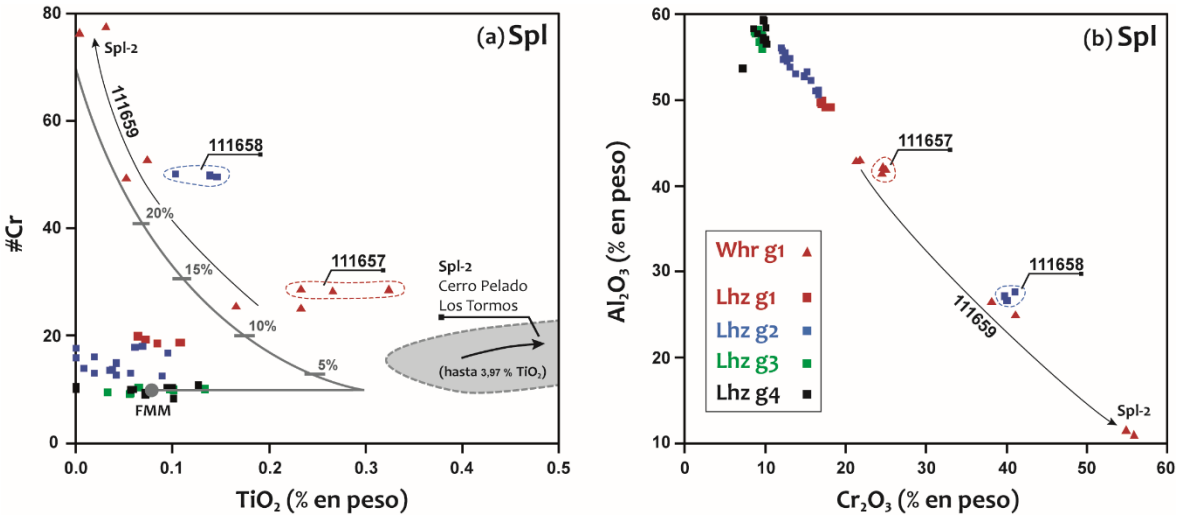

Figura VI.11. Composición de elementos mayores de la espinela (Spl) de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco. (a) Se han incluido la tendencia de fusión parcial representada desde el FMM (*Fertile MORB Mantle*; Arai, 1992) y la composición de la espinela secundaria de otros centros volcánicos con enriquecimiento en Fe-Ti en sus xenolitos (Cerro Pelado y Los Tormos, capítulo **VII**). Las flechas muestran las variaciones composicionales de núcleo (Spl-1) a borde (Spl-2) de la espinela, en la wehrlita 111659.

El vidrio intersiticial en los xenolitos peridotíticos de El Aprisco sólo ha podido ser analizado en las lherzolitas 111658 y 72569 de los grupos 2 y 3, respectivamente (Tabla suplementaria **S5.M-4**), ya que en las peridotitas del grupo 1 con bandas que permean toda la lámina petrográfica, éste siempre aparece alterado y transformado en zeolitas. El vidrio de la lherzolita 72689 del grupo 3 es subalcalino, con un contenido muy bajo en K_2O (Tabla suplementaria **S5.M-4**) y en el diagrama TAS se sitúa entre los campos de andesita y andesita basáltica (Fig. **VI.12**). Este vidrio intersticial tiene un contenido en álcalis muy similar al de las lherzolitas-g2 del CG (capítulo **V**) (Fig. **VI.12**). El vidrio en la lherzolita 111658 del grupo 2 es ligeramente más alcalino, situándose en la parte inferior del campo composicional de la traquiandesita, como algunos de los vidrios analizados en las lherzolitas-g1 del CG (capítulo **V**) (Fig. **VI.12**). Los vidrios intersticiales de las lherzolitas de El Aprisco no alcanzan el contenido en álcalis mostrado por los vidrios de las peridotitas del Cerro Pelado (Villaseca et al., 2010) (Fig. **VI.12**).

Geotermobarometría

Como en el resto de los xenolitos peridotíticos encontrados en el CVC, no se encuentra granate como fase alumínica, por lo que su profundidad de extracción está limitada a menos de unos 70 km (< 20 kbar). A pesar de que se ha considerado que no existen geobarómetros precisos para las lherzolitas con espinela (p.ej., Pearson et al., 2005; Ackerman et al., 2007), se han utilizado las estimaciones de Nimis y Ulmer (1998) basadas en la composición del clinopiroxeno para calcular la profundidad de extracción de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco (Tabla **VI.2**). Teniendo en cuenta la profundidad del manto en el centro de la península (Moho a 32 ± 2 km; Fernández et al., 1998), muchos de los valores obtenidos son demasiado bajos (Tabla **VI.2**; Fig. **VI.13**) y por lo tanto no parecen realistas, pero pueden sugerir que los xenolitos de este centro volcánico fueron atrapados en un manto litosférico poco profundo. Los enclaves de grupo 4 son los que dan profundidades mayores, situándose a presiones similares o superiores a las de las lherzolitas más profundas del centro volcánico MVM (capítulo **IV**) (Fig. **VI.13**).

Para estimar la temperatura a la que se equilibraron los xenolitos peridotíticos de El Aprisco se ha utilizado el cálculo de termometría de Brey y Köhler (1990), basado en la composición química de los dos

piroxenos (Tabla **VI.2**). Las temperaturas obtenidas se encuentran entre 724 y 1173 ºC. En la Figura **VI.13** se puede apreciar una relativa correlación positiva entre las presiones y temperaturas obtenidas para este conjunto de xenolitos, sobre todo para los más evolucionados. Son los xenolitos menos metasomatizados

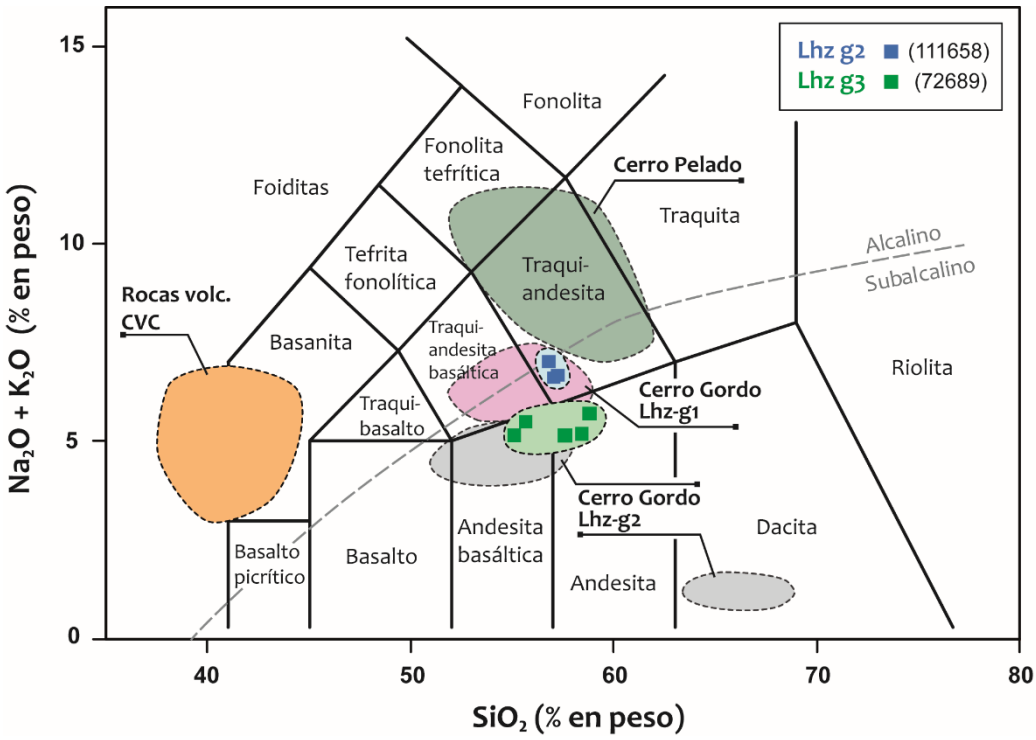

Figura VI.12. Composición del vidrio analizado en los xenolitos peridotíticos de El Aprisco, representada en el diagrama TAS *(total alkali-silica*; Le Maitre, 2002). Se han incluido los campos composicionales de las rocas volcánicas del CVC y el vidrio de xenolitos peridotíticos de los centros volcánicos Cerro Gordo (Fig. **V.12**) y Cerro Pelado (Villaseca et al., 2010).

(grupo 4) los que se apartan algo de esta pauta, con valores menores de T y mayores de P respecto a la misma (Fig. **VI.13**).

Se han estimado también las condiciones P-T a las cuales el clinopiroxeno secundario pudo equilibrarse (Tabla **VI.2**). Todos los valores obtenidos se sitúan por debajo del Moho, con temperaturas y presiones similares o ligeramente superiores a las de los piroxenos primarios (Fig. **VI.13**), indicando que su formación se produjo en condiciones mantélicas. Estas estimaciones geotermométricas con cpx-2 arrojan los mayores valores de temperatura calculados.

Los datos geotermobarométricos de estos xenolitos peridotíticos se sitúan, de nuevo, entre la geoterma del centro peninsular (calculada para la cuenca del Tajo; Jiménez-Díaz et al., 2012) y la trayectoria P-T estimada para las rocas volcánicas de Calatrava (Villaseca et al., 2019b) (Fig. **VI.13**). Las lherzolitas del grupo 4 son las que se encuentran más próximas a la geoterma actual de la cuenca del Tajo, y, a su vez, próximas a la tendencia reflejada por las condiciones geotermobarométricas de las lherzolitas más empobrecidas (menos metasomatizadas) de los volcanes del Morrón (MVM) y Cerro Gordo (CG) (capítulo **IV** y **V**) (Fig. **VI.13**).

Elementos trazas

El contenido promedio para cada uno de los elementos trazas analizados en los principales minerales portadores de éstos de los xenolitos peridotíticos del volcán El Aprisco (clinopiroxeno, anfíbol y apatito), queda recogido en las Tablas suplementarias **S6.LA-4** y representado en la Figura **VI.14**.

Tabla VI.2 - Geotermobarometría (P-T) de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco.

	T (ºC)	P (kbar)
Muestra	BK	NU
Grupo 1		
111659 Cpx63 Opx39	1035	7.1
111659 Cpx68 Opx42	941	6.5
(Cpx-2)35 Opx39	1001	11.2
(Cpx-2)57 Opx42	899	11.7
111657 Cpx61 Opx39	1037	10.5
111657 Cpx77 Opx42	1035	12.2
(Cpx-2)63 Opx39	988	9.7
(Cpx-2)93 Opx42	1002	11.5
111663 Cpx50 Opx67	724	6.1
111663 Cpx51 Opx68	789	6.3
Grupo 2		
111658 Cpx17 Opx2	891	8.3
111658 Cpx4 Opx11	954	5.7
(Cpx-2)27 Opx2	1125	14.6
(Cpx-2)5b Opx11	1008	15.1
72691 Cpx57 Opx65	970	7.6
72691 Cpx62 Opx123	994	7.8
55570 Cpx36 Opx13	995	9.3
55570 Cpx37 Opx17	999	9.4
Grupo 3		
72688 Cpx151 Opx59	752	5.2
72688 Cpx156 Opx65	727	5.2
72689 Cpx75 Opx73	914	8.9
72689 Cpx81a Opx76	976	9.4
(Cpx-2)19 Opx73	1173	15.3
(Cpx-2)20 Opx76	1167	13.4
Grupo 4		
55569 Cpx44 Opx35	984	14.2
55569 Cpx42 Opx36	956	15.2
72690 Cpx57 Opx64	919	11.3
72690 Cpx58 Opx43	972	13.7

Abreviaturas: BK, Brey y Khöler (1990); NU, Nimis y Ulmer (1998).

El clinopiroxeno primario y secundario analizado muestra contenidos en REE por encima del condrito, excepto en el contenido de lantano del clinopiroxeno del grupo 4 (Fig VI.**14a**). En las wehrlitas del grupo 1, el clinopiroxeno primario presenta perfiles de REE ligeramente fraccionados, aunque siempre superiores a valores de x10 del contenido del condrito. El clinopiroxeno secundario de estas wehrlitas tiene un contenido similar o ligeramente superior al primario, superando en la wehrlita 111659 los valores de x100 del condrito para las LREE y mostrando un perfil ligeramente convexo (Fig. **VI.14a**). En el diagrama normalizado de multitrazas, este clinopiroxeno-2 de las wehrlitas presenta fuertes anomalías positivas en Nb-Ta y negativas en K, Pb, P, Hf y Ti, alcanzado los valores más altos de REE y de ciertos HSFE (Zr, Hf, Nb, Ta) de todos los clinopiroxenos de las peridotitas de El Aprisco (Fig. **VI.14b**).

En el grupo 2, el clinopiroxeno primario de la lherzolita con apatito 111658 muestra mayor enriquecimiento en La-Ce que el de las wehrlitas, y con un perfil de REE normalizado más fraccionado que la otra lherzolita (72691). Esta segunda lherzolita del grupo 2 tiene el clinopiroxeno con el menor contenido en MREE y HREE de todos los xenolitos de El Aprisco, dibujando un perfil relativamente plano en esta sección (Sm-Lu) (Fig. **VI.14a**). El clinopiroxeno en ambas lherzolitas del grupo 2 muestran una fuerte anomalía positiva (con el mayor contenido) en Th-U. Sin embargo, la lherzolita 72691 presenta una anomalía negativa más pronunciada en Nb-Ta, mientras que la lherzolita con apatito 111658 tiene anomalías negativas marcadas en Pb, P, Zr-Hf y Ti, similares a las mostradas por los dos tipos de clinopiroxeno de las wehrlitas (Fig. **VI.14b**). En esta lherzolita con apatito se ha podido analizar también el clinopiroxeno secundario, el cual presenta un perfil de REE menos fraccionado que su homólogo primario en la misma lherzolita, pero con un perfil también ligeramente convexo en las LREE, como en el clinopiroxeno-2 de las wehrlitas (Fig. **VI.14a**). No obstante, en el diagrama normalizado de multitrazas, este clinopiroxeno secundario no presenta anomalía positiva marcada en Nb-Ta, como en las wehrlitas (FIg. **VI.14b**).

En el grupo 3 el contenido en elementos trazas del clinopiroxeno es muy similar en las dos lherzolitas estudiadas. Ambas presentan perfiles normalizados de REE con un enriquecimiento en LREE y relativamente planos en las MREE y HREE (Fig. **VI.14a**). Además, como en la lherzolita 72691 del grupo 2, el clinopiroxeno del grupo 3 tiene una fuerte anomalía positiva en Th-U y negativa en Nb-Ta, de rango inferior, y tampoco presenta una anomalía negativa de Hf como en las wehrlitas y la lherzolita del grupo 2 con apatito (Fig. **VI.14b**).

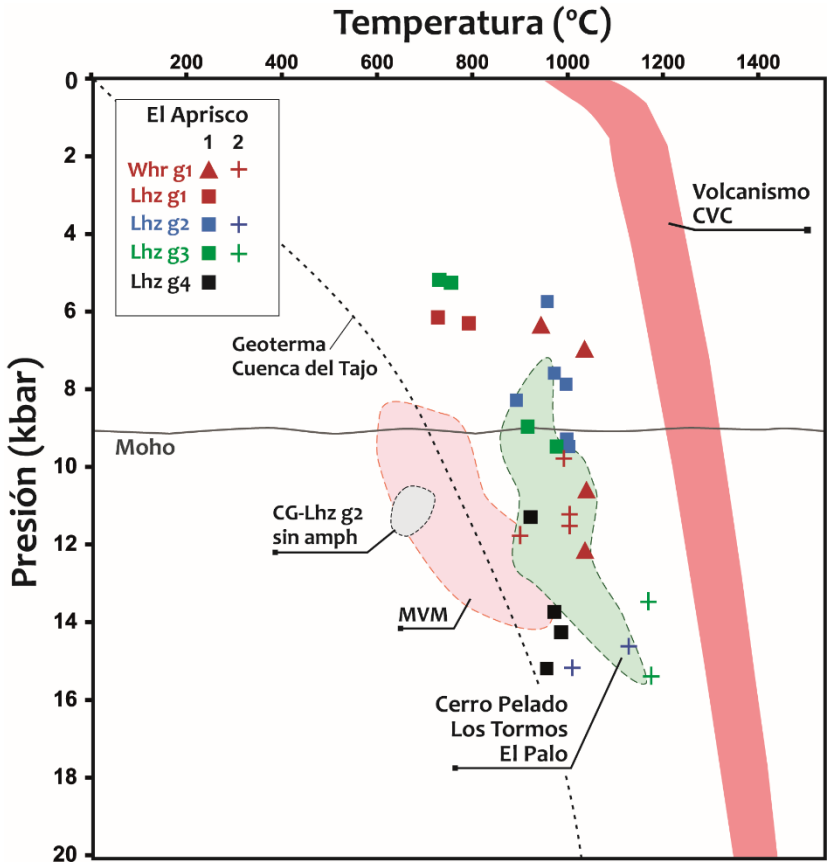

Figura VI.13. Diagrama de presión y temperatura estimadas para los xenolitos peridotíticos de El Aprisco, utilizando el geobarómetro de Nimis y Ulmer (1998) y el geotermómetro de dos piroxenos de Brey y Köhler (1990). Se han incluido las condiciones P-T estimadas de las peridotitas de otros centros volcánicos con enriquecimiento en Fe-Ti del CVC (campo verde) (Cerro Pelado, Los Tormos y El Palo; del capítulo **VII**), las lherzolitas del Morrón de Villamayor (MVM) (campo rojo) del capítulo **IV** y las lherzolitas g2 sin anfíbol del Cerro Gordo (campo púrpura) del capítulo **V**. También se ha representado la geoterma (línea discontinua negra) de la Cuenca del Tajo (Jiménez-Díaz et al., 2012) y las condiciones P-T aproximadas del volcanismo de Calatrava (Villaseca et al., 2019b).

El clinopiroxeno del grupo 4 es el que presenta menores contenidos en elementos trazas y sobre todo en LREE, llegando a tener valores de lantano inferiores al del condrito, pero con un perfil plano en MREE y HREE en los espectros de REE, similar al del clinopiroxeno de las lherzolitas del grupo 3 (Fig. **VI.14a**). En el diagrama normalizado de multitrazas, la mayoría de los elementos más incompatibles presentan contenido inferiores al del manto primitivo, excepto en el U (Fig. VI.**14b**).

El anfíbol presenta en cada grupo de xenolitos perfiles normalizados de REE y multitrazas similares a los del clinopiroxeno asociado, aunque con ligeras diferencias (Fig. **VI.14a, b, c, d**), lo que sugiere un cierto equilibrio químico entre los dos minerales. Los perfiles de elementos trazas del anfíbol en las wehrlitas tiene mayor similitud con el clinopiroxeno-2 sobre todo en los elementos más incompatibles (anomalía negativa de Th-U y positiva de Nb-Ta) (Fig. **VI.14b, d**). Por otro lado, el perfil normalizado de multitrazas del anfíbol de la lherzolita del grupo 4 presenta ligeras diferencias con el clinopiroxeno asociado, como un mayor enriquecimiento en LILE (Rb, Ba y Sr) y una pequeña anomalía positiva en Ti, siendo éste el anfíbol con mayor contenido en dicho elemento (Fig. **VI.14d**). Salvo estas excepciones, las relaciones de elementos trazas anfíbol/clinopiroxeno de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco son cercanas a 1. Este equilibrio químico mostrado por los dos minerales máficos apunta a un carácter metasomático críptico del clinopiroxeno de estos xenolitos, que texturalmente parecía primario.

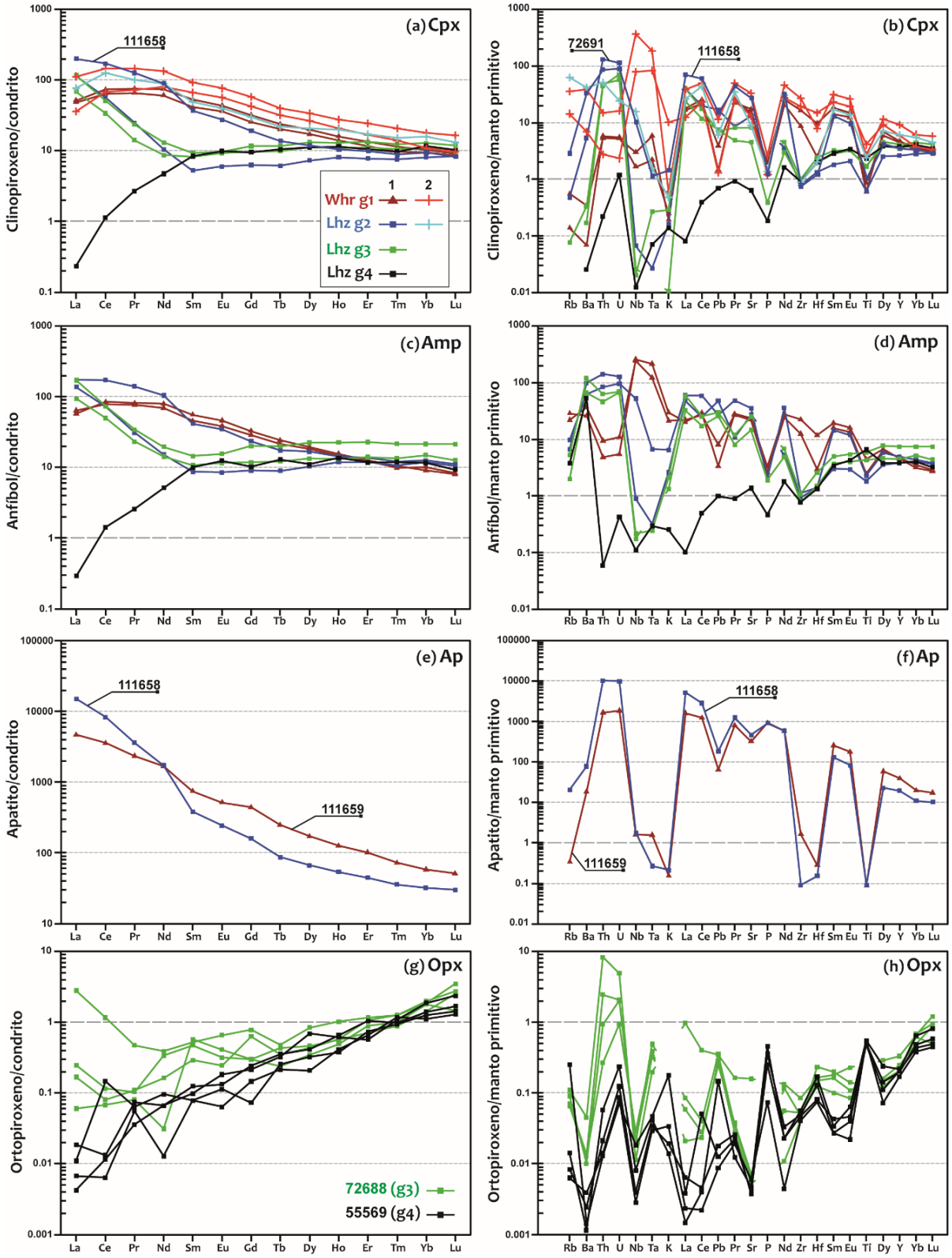

Figura VI.14. Diagramas de REE normalizados al condrito y de elementos trazas normalizados al manto primitivo de composiciones promedio de clinopiroxeno (a, b), anfíbol (c, d) y apatito (e, f) y análisis completos de ortopiroxeno (g, h) de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco. (a, b) En los diagramas de clinopiroxeno se han incluido análisis de neoblastos (2, cruces) de los grupos 1 y 2. Los valores de normalización utilizados son de Sun y McDonough (1989).

La composición del apatito metasomático de los dos xenolitos de El Aprisco presenta cantidades muy altas de REE, con contenidos muy por encima de los valores del condrito (x10 - 100 en MREE y HREE; x1000 - 10000 en LREE). El perfil que muestra el apatito de la lherzolita 111658 está más fraccionado, con los valores más altos en La-Ce-Pr y más bajos en MREE-HREE (de Sm a Lu) que el de la wehrlita 111659(Fig. VI.**14e**). En el diagrama de multitrazas, ambos apatitos tienen contenidos muy por encima de la composición del manto primitivo en casi todos los elementos, excepto en Nb-Ta-K, Zr-Hf y Ti (con valores similares al del MP) (Fig. **VI.14f**). Comparándolos con los descritos por O'Reilly y Griffin (2000) se puede observar que, al igual que para los halógenos, el apatito de la wehrlita 111659 tiene una composición similar al apatito tipo-A, con contenidos en Th marcadamente mayores que los apatitos tipo-B (Fig. **VI.15**). El apatito de la lherzolita 111658 tiene aún mayor contenido en Th-(U) y Sr que el de la wehrlita y que el apatito tipo-B (Fig. **VI.15**; Tabla suplementaria **S6.LA-4**), ampliando así el campo composicional de los apatitos metasomáticos de tipo-A previamente definido (O'Reilly y Griffin, 2000). Además, el contenido alto de Sr (6700-11050 ppm), Th (140- 950 ppm), U (38-220 ppm), Ce (2400-5600 ppm) y bajos en Y (80-20 ppm), combinados con algunas características de los perfiles de REE: (i) sin anomalía Eu/Eu* (0.87-0.91); (ii) relaciones altas $(La/Lu)_N$ o $(Ce/Yb)_N$, son similares a los de apatitos procedentes de carbonatitas (Belousova et al., 2002), especialmente el apatito más enriquecido, el de la lherzolita 111658 (Tabla suplementaria **S6.LA-4**) (Fig. **VI.15**).

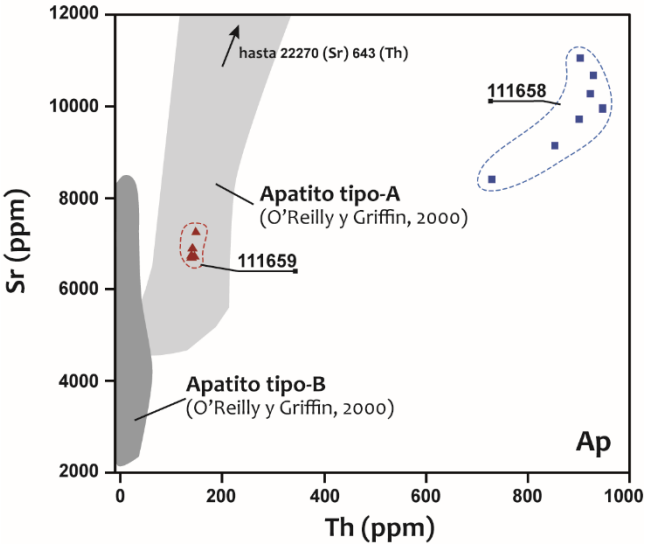

Figura VI.15. Diagrama de Th vs. Sr en el apatito (Ap) de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco. Se han incluido los campos composicionales (gris) de los dos tipos de apatitos clasificados por O'Reilly y Griffin (2000). El campo composicional del apatito tipo-A supera los límites del diagrama en su contenido en Sr, por ello se ha indicado numérica y gráficamente (flecha) su límite.

La composición en elementos trazas del ortopiroxeno sólo ha sido analizada en dos xenolitos peridotíticos de El Aprisco, las lherzolitas 72688 (grupo 3) y 55569 (grupo 4). En los perfiles de REE y multitrazas (Fig. **VI.14g, h**) se puede observar que su contenido en elementos trazas es muy inferior al de clinopiroxeno, anfíbol y apatito. A pesar de ello, en ambas lherzolitas estos espectros muestran un fraccionamiento positivo, y un mayor contenido en LREE y MREE en el ortopiroxeno de la lherzolita del grupo 3 (Fig. **VI.14g**). En el diagrama de multitrazas el ortopiroxeno de la lherzolita del grupo 4 tiene menor contenido que el manto primitivo en todos los elementos representados, mientras que el de la lherzolita del grupo 3 supera ligeramente esos valores en Th-U (con una anomalía positiva, también mostrada por el clinopiroxeno y anfíbol) (Fig. **VI.14h**).

Composición isotópica del apatito

Los datos isotópicos de Sr-Nd en el apatito de la wehrlita 111659 (Villaseca et al., 2019a), están representados en la Figura **VI.7** junto a la composición de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco. El apatito de esta wehrlita presenta una composición isotópica similar a la de las rocas volcánicas de Calatrava, mostrando un promedio de εNd alto y una relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ baja, similar al componente HIMU.

Sin embargo, cabe destacar su gran heterogeneidad isotópica en Nd en comparación con los resultados mostrados por las peridotitas de El Aprisco y otros centros volcánicos del CVC (Fig. **VI.7**).

Datos Geocronológicos

Villaseca et al. (2019a) realizaron análisis de Ar-Ar en los anfíboles metasomáticos de la wehrlita 111657 (grupo 1) y de la lherzolita 111658 (grupo 2) (Tabla 2 de Villaseca et al., 2019a). Los resultados obtenidos no ofrecieron edades meseta (*plateau*), ya que se vieron afectadas por un exceso de Ar, posiblemente ocurrido durante el transporte, la descompresión brusca y la erupción volcánica. Los gráficos de isócronas inversas de estos anfíboles (Fig. DR2 y Tabla 2 de Villaseca et al., 2019a) muestran composiciones de componentes atrapados, diferentes de las del Ar atmosférico. El anfíbol de la muestra de lherzolita 111658 con apatito (grupo 2) presenta una edad integrada de 10.2 ± 0.9 Ma, inferior a la del anfíbol de la wehrlita 111657 (grupo 1), con una edad integrada de 21.2 ± 0.2 Ma. Considerando únicamente los datos en las medidas finales (después de la liberación de la mayor parte del exceso de Ar), se obtuvieron edades de 3.9 y 15.7 Ma, respectivamente (Fig. DR2 y Tabla 2 de Villaseca et al., 2019a), como mejores aproximaciones a las edades de formación de estos anfíboles metasomáticos. Estas edades poco precisas, basadas en un número muy reducido de medidas, simplemente indican que los anfíboles se formaron durante eventos metasomáticos que ocurrieron antes de que los xenolitos fuesen atrapados por el magma volcánico, en etapas previas o precoces del magmatismo sódico que genera el segundo evento principal en el CVC.

En el mismo trabajo (Villaseca et al., 2019a) también se aportan datos geocronológicos de U-Pb *in situ*, realizados en los cristales de apatito de ambas muestras. En la wehrlita, una selección de 24 de los análisis se emplearon para el cálculo de la edad del apatito metasomático utilizando la aproximación de la concordia de Tera y Wasserburg (1972) (T-W), aunque no se logró producir una edad de intercepción inferior fiable (33 ± 34 Ma; MSWD = 1.2). Sin embargo, con el total de los 27 análisis realizados se calculó el promedio ponderado de edades corregidas de ^{207}Pb y, se obtuvo una edad de 29.0 ± 6.3 Ma con un valor de MSWD de 0.22 (Fig. 5 de Villaseca et al., 2019a). Se consideró que esta edad Oligocena era la estimación más precisa de los eventos metasomáticos que formaron estos apatitos. En la lherzolita 111658 solo se pudieron realizar 12 análisis, debido a la escasez de apatito y al pequeño tamaño de sus cristales. Se obtuvo una edad de intercepción inferior de la concordia T-W de 121 ± 34 Ma (MSWD = 2.7) y una edad promedio ponderada (corregida con ^{207}Pb) de 118.1 ± 9.4 Ma (MSWD = 0.29) (Fig. 5 de Villaseca et al., 2019a), sugiriendo un antiguo evento metasomático de edad Cretácica, mucho más antiguo que el evento metasomático que formó el anfíbol de la lherzolita (≈ 3.9 Ma, Tabla 2 de Villaseca et al., 2019a).

VI.4. Discusión

Fusión parcial y naturaleza de las fuentes del manto litosférico

Los xenolitos peridotíticos del centro volcánico El Aprisco tienen muchas evidencias de haber sufrido interacciones con agentes metasomáticos. Por este motivo, para poder obtener información sobre las características del manto litosférico muestreado por este volcán antes de cualquier evento metasomático, sólo tendremos en cuenta las características mineralógicas y geoquímicas de las lherzolitas de los grupos menos transformados y refertilizados (grupo 3 y, sobre todo, el grupo 4). Aun así, ha de tenerse en cuenta que las conclusiones sacadas sobre su estudio son únicamente una aproximación debido a que incluso el grupo con menos evidencias metasomáticas contiene anfíbol accesorio (lherzolitas 55569 y 117167 del grupo 4).

El clinopiroxeno es el mineral primario que aloja mayor cantidad de HREE-Y en las peridotitas, como ocurre en las lherzolitas con espinela de Calatrava y, consecuentemente, el grado de fusión parcial puede

estimarse por su contenido en elementos trazas (Norman, 1998). Siguiendo dicho modelo de fusión parcial, el clinopiroxeno primario de las lherzolitas de los grupos 3 y 4 indica bajo grado de fusión (< 5%) (Fig. **VI.16**), que es similar al obtenido en las peridotitas del CG y el MVM, siendo incluso inferior a este último (Fig. **IV.14**; capítulo **IV**). De igual forma, la espinela de ambos grupos de lherzolitas tiene composiciones muy próximas al FMM *(Fertile MORB Mantle* de Arai, 1992), con un #Cr entre 9.0 y 10.7 (Fig. **VI.11a**). Este grado de fusión parcial contrasta con los datos obtenidos en otros grupos de xenolitos de volcanes cenozoicos de la Península Ibérica. En el campo volcánico de Olot las lherzolitas presentan grados de fusión parcial moderadamente bajos (hasta un 7%) y valores considerablemente más elevados para sus xenolitos harzburgíticos (hasta un 30%) (Bianchini et al., 2007; Galán et al., 2008). Asimismo, el centro volcánico de Tallante (SE de España) presenta harzburgitas y lherzolitas ricas en ortopiroxeno que, junto al alto #Cr de su espinela, sugiere también un alto grado de fusión parcial para su manto litosférico, mucho más residual (Beccaluva et al., 2004; Shimizu et al., 2004; Avanzinelli et al., 2000). Además, el bajo contenido en Cr, Ni y Mg en los minerales máficos de los grupos 3 y 4 de lherzolitas de El Aprisco corroboraría la existencia de un manto litosférico de mayor fertilidad en el centro peninsular, previo a los eventos metasomáticos que los hayan afectado, comparado con el manto litosférico subcontinental del resto de campos volcánicos cenozoicos alcalinos de la Península Ibérica.

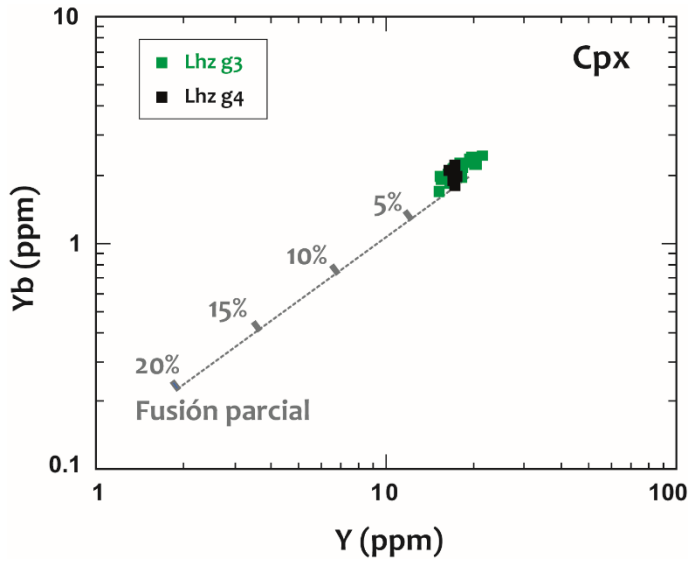

Figura VI.16. Diagrama Y vs. Yb (ppm) en el clinopiroxeno primario de las lherzolitas del grupo 3 y 4 del centro volcánico El Aprisco. Modelo de fusión parcial de Norman (1998).

En cuanto a la composición de roca total, las lherzolitas del grupo 4 presentan patrones de REE próximos a la composición del manto empobrecido (Fig. **VI.6g**), considerado como la principal fuente de los magmas tipo MORB. Además, como ya se mencionó en el capítulo **IV**, su clinopiroxeno presenta patrones de REE y multitrazas muy similares al de las lherzolitas-g2 del MVM (Figs. **IV.7a, c** y **VI.12a, b**). A pesar de que alguna de estas lherzolitas contienen indicios de metasomatismo modal (< 0.1% en volumen de anfíbol), este conjunto de peridotitas podría evidenciar un protolito tipo MORB, como las lherzolitas-g2 muestreadas en las coladas leucitíticas del MVM. Sin embargo, la composición isotópica Sr-Nd de las lherzolitas del grupo 4 no es tan singular como la de las lherzolitas del MVM, más próximas a la composición del manto enriquecido tipo EMII (Figs. **VI.7** y **IV.11** del capítulo **IV**). Aun así, estos grupos 3 y 4 de lherzolitas menos enriquecidas de El Aprisco tienen una composición isotópica de Sr-Nd más alejada de los componentes FOZO-HIMU que las peridotitas refertilizadas de los grupos 1 y 2, dibujando una amplia banda de posible mezcla entre los campos composicionales MORB y EMII (aunque con relaciones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ ligeramente más altas) (Fig. **VI.7**), como también mostraban las lherzolitas-g2 sin anfíbol del CG (Fig. **V.8**). La presencia de un componente empobrecido en el manto litosférico subcontinental bajo los campos volcánicos cenozoicos europeos es característico del sector circum-Mediterráneo (p.ej., Lenaz

et al., 2019; Pueziewicz et al., 2020). Además, este desplazamiento a la derecha de la alineación mantélica (*mantle array*) en relaciones isotópicas de Sr-Nd también se ha observado en xenolitos peridotíticos del MCF (Zangana et al., 1997) y la cuenca Panoniana (Rosenbaum et al., 1997).

Finalmente, la variedad de composiciones modales y químicas que presentan los xenolitos peridotíticos de El Aprisco, según los datos obtenidos, no podrían deberse sólo a mantos con extracción de fundidos de grados de fusión relativamente bajos o variables. La presencia de anfíbol ± apatito y las diferentes distribuciones de elementos trazas en los minerales principales (Fig. **VI.14**), indican evidencias de uno o varios eventos superpuestos de metasomatismo tanto modal como críptico, de un protolito de manto más antiguo y variablemente empobrecido (Griffin et al., 2009; O'Reilly y Griffin, 2013), próximo a la composición del grupo 4.

Origen del vidrio intersticial

La presencia de vidrio en los xenolitos del manto puede ser el resultado de varios mecanismos de formación diferente: (1) fusión parcial por descompresión durante el transporte; (2) fusión parcial durante el transporte volcánico favorecida por la presencia de fases metasomáticas previamente formadas (p.ej., anfíbol) (Yaxley et al., 1997; Yaxley y Kamanetsky, 1999; Coltorti et al., 2000); (3) infiltración del magma huésped; (4) reacción con un fundido que ha percolado en el manto y ha recristalizado las fases minerales principales que lo componen. La composición química de los vidrios intersticiales analizados es muy diferente de la composición de los magmas del CVC (Fig. **VI.12**), sugiriendo que la infiltración del magma que ha transportado los xenolitos no podría explicar el origen de este vidrio.

Exceptuando la densa red de venas zeolitizadas (antiguos canales magmáticos) de los xenolitos más refertilizados (grupo 1), la mayoría de las zonas con vidrio de estos xenolitos son microbolsadas desconectadas entre sí, de escaso volumen. Estas zonas con vidrio están ligadas a cristales alotriomorfos y corroídos de anfíbol, apuntando a la destrucción del anfíbol metasomático de los xenolitos como desencadenante de su formación (Yaxley et al., 1997; Villaseca et al., 2010).

Tanto las bolsadas como las venas de vidrio contienen numerosos microcristales neoblásticos (de tendencias idiomorfas) de clinopiroxeno-2, olivino-2 y espinela-2 (y solo de probable ortopiroxeno-2, en el caso de la lherzolita g4 55569). Las estimaciones geobarométricas de cristalización del clinopiroxeno-2 indican su formación a altas temperaturas (Fig. **VI.13**; Tabla **VI.2**). Las presiones que se estiman, demasiado altas, probablemente sean debidas a su alto contenido en Al_2O_3, tal vez efecto de su origen por destrucción de las dos fases más alumínicas de estos xenolitos: anfíbol y espinela, pero en cualquier caso indican profundidades de manto. Esto sugiere que la formación de estos líquidos fraccionados que aparecen como vidrios intergranulares en los xenolitos habría comenzado a profundidades mantélicas, desde el atrapamiento de estos fragmentos de manto enriquecidos metasomáticamente, que serían posteriormente transportados por los magmas alcalinos del CVC. El aspecto vesicular de estos vidrios (Fig.**VI.3e**) es típico de un enfriamiento brusco durante el emplazamiento volcánico-subvolcánico, sufriendo la exsolución de gran parte de sus volátiles poco antes de solidificar en superficie.

La composición del vidrio se ha utilizado como buen indicador geoquímico de los agentes metasomáticos (Coltorti et al., 2000) de los xenolitos mantélicos. El vidrio intersticial de la lherzolita 72689 del grupo 3 es marcadamente subalcalino, mientras que el de la lherzolita 111658 está en el límite con la composición alcalina (Fig. **VI.12**). Su contenido extremadamente bajo de K_2O y TiO_2 (Tabla suplementaria **S5.M-4**) es similar al del vidrio originado durante metasomatismo carbonatítico (Coltorti et al., 2000) o por infiltración de fundidos silicatados de subducción (Demeny et al., 2004). Sin embargo, la composición normativa de cuarzo-hiperstena de estos vidrios, combinada con su carácter ligeramente peralumínico

(Tabla suplementaria **S5.M-4**), excluye la posibilidad de que esté relacionado con agente metasomático rico en carbonato.

En el caso de los vidrios sobresaturados en SiO_2 con bajo contenido en Ti-P-K su origen se ha explicado de diferentes maneras: por la descomposición de anfíboles metasomáticos (Chazot et al., 1996; Ban et al., 2005), por la infiltración de fundidos hidratados procedentes de procesos de subducción (Ishimaru y Arai, 2009), o bien por una combinación de ambos procesos. El vidrio de la lherzolita 72689 del grupo 3 aparece en una zona de reacción compleja, involucrando a los minerales principales de la lherzolita y produciendo una segunda generación de cristales de clinopiroxeno, olivino y espinela (Fig. **VI.3e**). Este vidrio con bajo contenido en K_2O es poco común en otros xenolitos del manto Ibérico, pero se han identificado en xenolitos de otras áreas volcánicas (Chazot et al., 1996; Ismail et al., 2008). La composición pobre en K_2O de los anfíboles de las lherzolitas de El Aprisco apunta a que la fusión ha involucrado al anfíbol metasomático previo. Esto está respaldado porque en esta lherzolita del grupo 3 las proporciones Na_2O/K_2O de anfíboles y vidrios son similares (vidrio: Na_2O/K_2O = 80-180; anfíbol: Na_2O/K_2O = 45-700), y porque los vidrios generados en rocas ultramáficas con anfíbol muestran una tendencia hacia una composición subalcalina (Perinelli et al., 2008). Además, la composición del vidrio intersticial en la lherzolita 72689 es muy similar a la de otros fundidos derivados de anfíboles, como los de lherzolitas del Eifel (Ban et al., 2005), también con bajos contenidos de P_2O_5 y TiO_2. Los vidrios de las lherzolitas de El Aprisco destacan por su contenido bajo de K_2O (sobre todo el de la muestra 72689), de acuerdo con el carácter extremadamente pobre en K del anfíbol del xenolito (Fig. **VI. 10a**).

Por el contrario, en los xenolitos peridotíticos del grupo 1 (wehrlitas y lherzolita 111663), el vidrio intersticial no parece estar relacionado genéticamente con el anfíbol o el apatito, aunque sí, como se discute más abajo, les afectó metasomáticamente. El hecho de que en las wehrlitas el vidrio se transforme mayoritariamente en zeolitas (Fig. **VI.3f**) sugiere que este fundido percolante era más pobre en SiO_2 que los identificados en los grupos 2 y 3. Estas observaciones descartan el modelo en el que este vidrio se produjera por descomposición de minerales hidratados durante el ascenso de los xenolitos a la superficie (p.ej., Yaxley et al., 1997; Yaxley y Kamenetsky, 1999; Shay y Klugel, 2002).

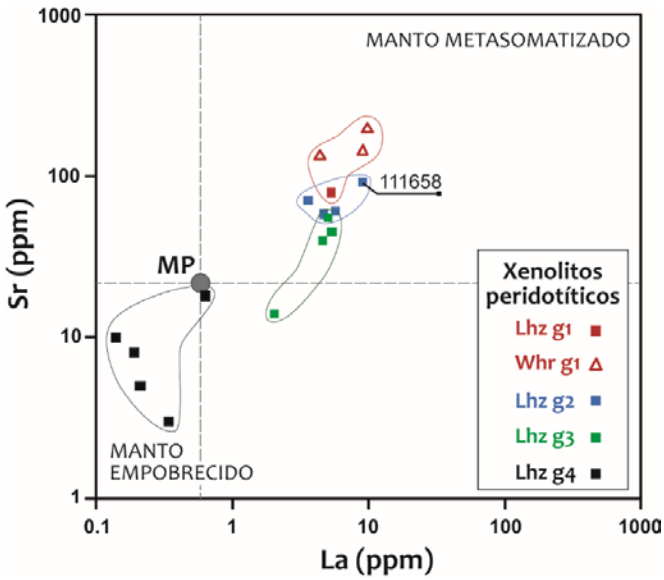

Figura VI.17. Diagrama La vs. Sr (ppm) de xenolitos peridotíticos de El Aprisco. Los valores del manto primitivo (MP) proceden de McDonough y Sun (1995).

Naturaleza de los eventos metasomáticos

En todos los grupos de xenolitos peridotíticos de El Aprisco aparece metasomatismo modal, desde cantidades variables de anfíbol y pequeñas proporciones de apatito (solo en dos de las muestras) en los grupos 1 y 2, hasta ausencia o pequeñas cantidades de anfíbol en las lherzolitas de los grupos 3 y 4 (Tabla

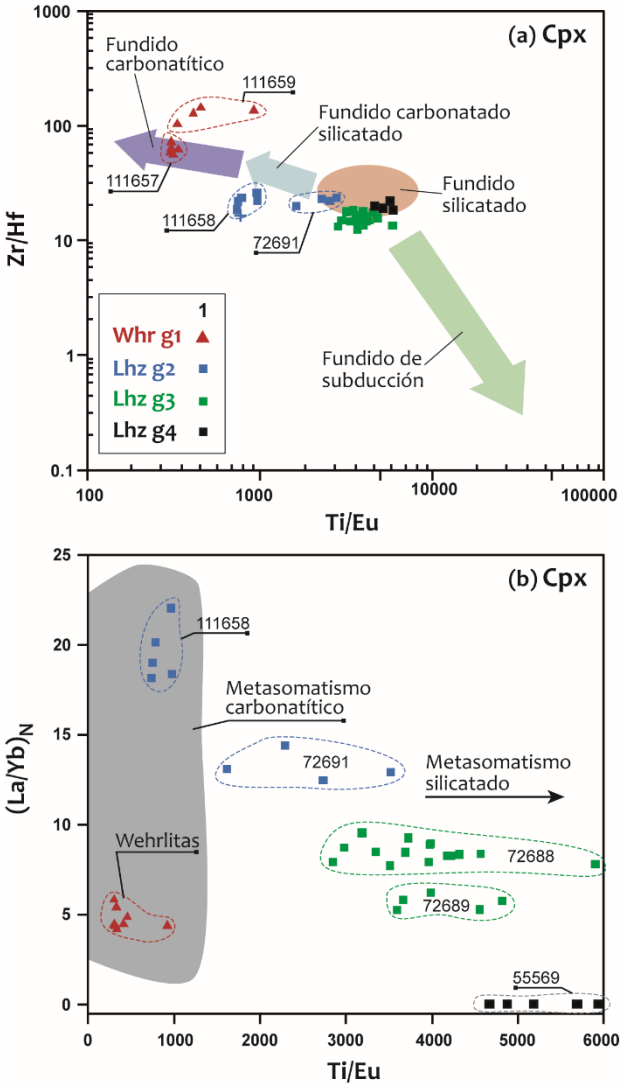

Figura VI.18. Diagrama de las relaciones composicionales (a) Ti/Eu vs. Zr/Hf y (b) La/Yb (normalizado al condrito: N) del clinopiroxeno de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco. (a) las tendencias de los diferentes agentes metasomáticos han sido representadas según Uenver-Thiele et al. (2017). **(b)** Los campos composicionales del metasomatismo carbonatítico y silicatado han sido representados según Coltorti et al. (1999).

VI.1). Las peridotitas que muestran mayor grado de refertilización metasomática (grupo 1) tienen mayor contenido en LREE, Nb, Zr y Sr (Figs. **VI.6a, b** y **VI.17**) y su clinopiroxeno presenta las relaciones más bajas de Ti/Eu, indicativo de metasomatismo mediante un agente carbonatítico o rico en carbonato (Fig. **VI.18**). La lherzolita 111658 (grupo 2), con pequeñas cantidades de apatito, también tiene un alto contenido en LREE, LILE (Sr, Ba, Rb), Nb y Zr, situándose muy próxima al campo composicional de los xenolitos del grupo 1 en algunos diagramas (Fig. **VI.17**). Además, el clinopiroxeno de esta lherzolita también presenta valores bajos en las relaciones de Ti/Eu y altos de La/Yb (Fig. **VI.18b**), sugiriendo de igual modo la interacción con un agente metasomático rico en carbonato (Coltorti et al., 1999). Sin embargo, comparando ambos grupos de peridotitas (1 y 2), en la Figura **VI.18a** se puede observar que las wehrlitas del grupo 1 tienen menor proporción en Ti/Eu y mayor en Zr/Hf, indicando una mayor probabilidad de interacción metasomática con fundidos carbonatíticos (Uenver-Thiele et al., 2017).

Adicionalmente, el anfíbol de las wehrlitas (grupo 1) y la lherzolita 111658 (grupo 2) presenta relaciones bajas de Ti/Nb y Zr/Nb, en comparación con el anfíbol del resto de lherzolitas de El Aprisco (Fig. **VI.19**), sugiriendo su cristalización a partir de fundidos alcalinos extraídos del manto, típicos de ambientes de intraplaca (Coltorti et al., 2007a). Estas condiciones de intraplaca concuerdan con el metasomatismo subsaturado en sílice rico en carbonato (o carbonatítico en las wehrlitas) identificado a partir de la química del clinopiroxeno (Fig. **VI.18**).

La composición de los líquidos en equilibrio con el clinopiroxeno y anfíbol metasomáticos de las wehrlitas (grupo 1) y de la lherzolita 111658 con apatito (grupo 2) presentan un alto contenido en LREE, Th-U y anomalías negativas de Zr, Hf y Ti, típicas de magmas ricos en carbonato (Stoppa y Schiazza, 2013) (Figs. **VI.20** y **VI.21**). También muestran un empobrecimiento significativo en Nb-Ta, típico de las carbonatitas (Stoppa y Schiazza, 2013), a su vez que los perfiles de elementos trazas normalizados son muy distintos a los de los fundidos del CVC (Fig. **VI.21**).

La composición de los líquidos en equilibrio con el apatito (Dawson y Hilton, 2003; Hammouda et al., 2010) presenta perfiles de REE y multitrazas normalizados similares al del clinopiroxeno, con enriquecimientos de LREE y anomalías negativas marcadas en Nb-Ta, Zr-Hf y Ti, típicos de fundidos

carbonatíticos o ricos en carbonato (Fig. **VI.20**). Cuando se utilizan los K_{Ds} de apatito en sistemas basálticos (Paster et al., 1974; Prowatke y Kleme, 2006), los fundidos calculados muestran anomalías positivas de Th-U y negativas de Nb-Ta menos pronunciadas que para el clinopiroxeno, pero aun así son composiciones

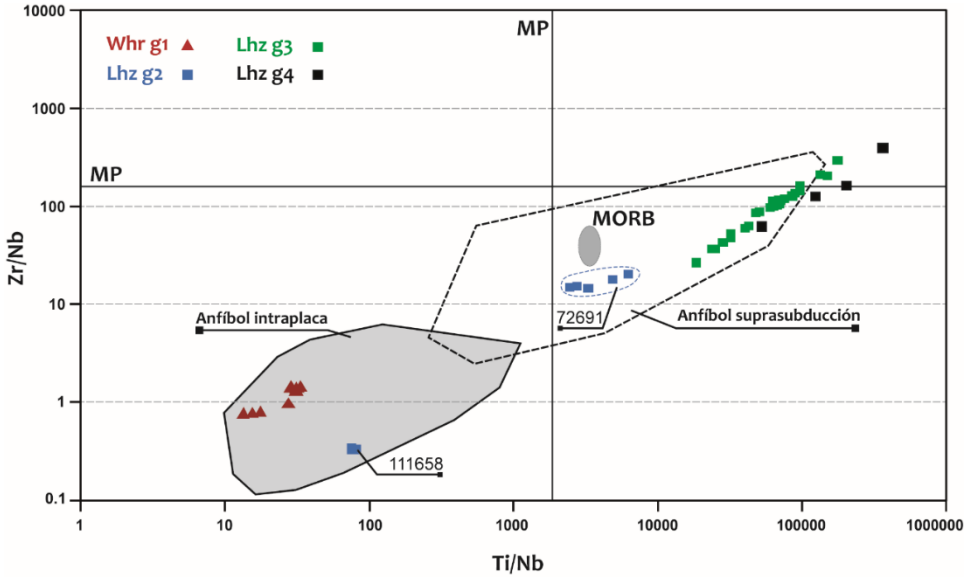

Figura VI.19. Diagrama de las relaciones Ti/Nb vs. Zr/Nb del anfíbol de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco. Los campos composicionales de los anfíboles de intraplaca y de suprasubducción proceden de Coltorti et al. (2007a).

similares a las de fundidos carbonatíticos (Fig. **VI.20**). Estos agentes metasomáticos ricos en carbonato son corroborados por el bajo contenido en platinoides (p.ej., Xu et al., 2008; Wittig et al., 2010), lo que ocurre en los sulfuros de las wehrlitas de este volcán, que están generalmente por debajo de los límites de detección del LA-ICP-MS (González-Jiménez et al., 2014).

La composición isotópica de Sr-Nd del apatito metasomático de la wehrlita 111659 es similar a los magmas alcalinos generados en la región atlántica y el sector circum-Mediterráneo Europeo (p.ej., Wagner et al., 2003; Lustrino y Wilson, 2007) (Fig. **VI.7**). Sin embargo, muestra una gran heterogeneidad en isótopos de Nd de hasta 12 unidades de épsilon (Tabla 4 de Villaseca et al., 2019a). La falta de equilibrio isotópico entre los minerales de los xenolitos del manto no es infrecuente (p.ej., Menzies et al., 1987b; Raffone et al., 2009). La generación de heterogeneidades isotópicas a nivel de grano mineral (en los sistemas de Sr y Nd) son muy comunes en metasomatismos carbonatíticos por asociarse a múltiples pulsos ricos en fluidos distintos (p.ej., Burnard et al., 1998; Byerly et al., 2021). La difusividad más lenta del Nd respecto al Sr puede permitir que se preserven las heterogeneidades de $^{143}Nd/^{144}Nd$ intragranulares durante decenas de millones de años, mientras que las heterogeneidades de Sr se borrarían con mucha mayor rapidez (p.ej., Byerly et al., 2021).

Alternativamente, la proximidad de la red de venas de fundido (zeolitizados) a los cristales de apatito (Fig. **VI.4b**) sugiere la presencia de agentes metasomáticos percolantes que pudieron afectar a este mineral en etapas posteriores. Esta red de venas de vidrio, descritas como probablemente con una composición de fundidos alcalinos subsaturados en sílice, podría haberse generado durante los eventos magmáticos del Neógeno, ya que la heterogeneidad isotópica del Nd en el apatito estudiado se solapa con los valores encontrados en el volcanismo cenozoico de Iberia (Figs. **VI.7** y **IV.11**).

Por otro lado, el anfíbol de los grupos 3, 4 y de la peridotita 72691 del grupo 2 muestra mayores valores en las relaciones Ti/Nb y Zr/Nb (tipo S-Amph según Coltorti et al., 2007a) que el de las wehrlitas y la lherzolita 111658 (Fig. **VI.19**). Además, sus perfiles multitrazas presentan una marcada anomalía negativa en Nb-Ta (Fig. **VI.14d**), lo que en conjunto sugiere una cristalización a partir de un fundido

silicatado de subducción, tal y como mostraba el anfíbol de las lherzolitas del Cerro Gordo (capítulo **V**). Este agente metasomático, que produce clinopiroxenos con altas relaciones de Ti/Eu (Fig. **VI.18**), ha sido atribuido al reciclaje de la corteza continental (Villaseca et al., 2010) u oceánica (Bianchini et al., 2010) durante los eventos de colisión. En este sentido, como se ha detallado en la discusión de las lherzolitas del volcán CG (capítulo **V**), los datos isotópicos de Re-Os publicados por González-Jiménez et al. (2013) sobre algunas de estas lherzolitas dieron edades modelo de Os Cadomienses (0.6 Ga) y Variscas (0.3 Ga). De esta forma, el protolito mantélico previo a las etapas colisionales (orogenias Cadomiense y Varisca) podría haber sido modificado por fluidos de subducción oceánica y/o delaminación cortical, dando lugar a la refertilización y cristalización del anfíbol de estas lherzolitas de El Aprisco.

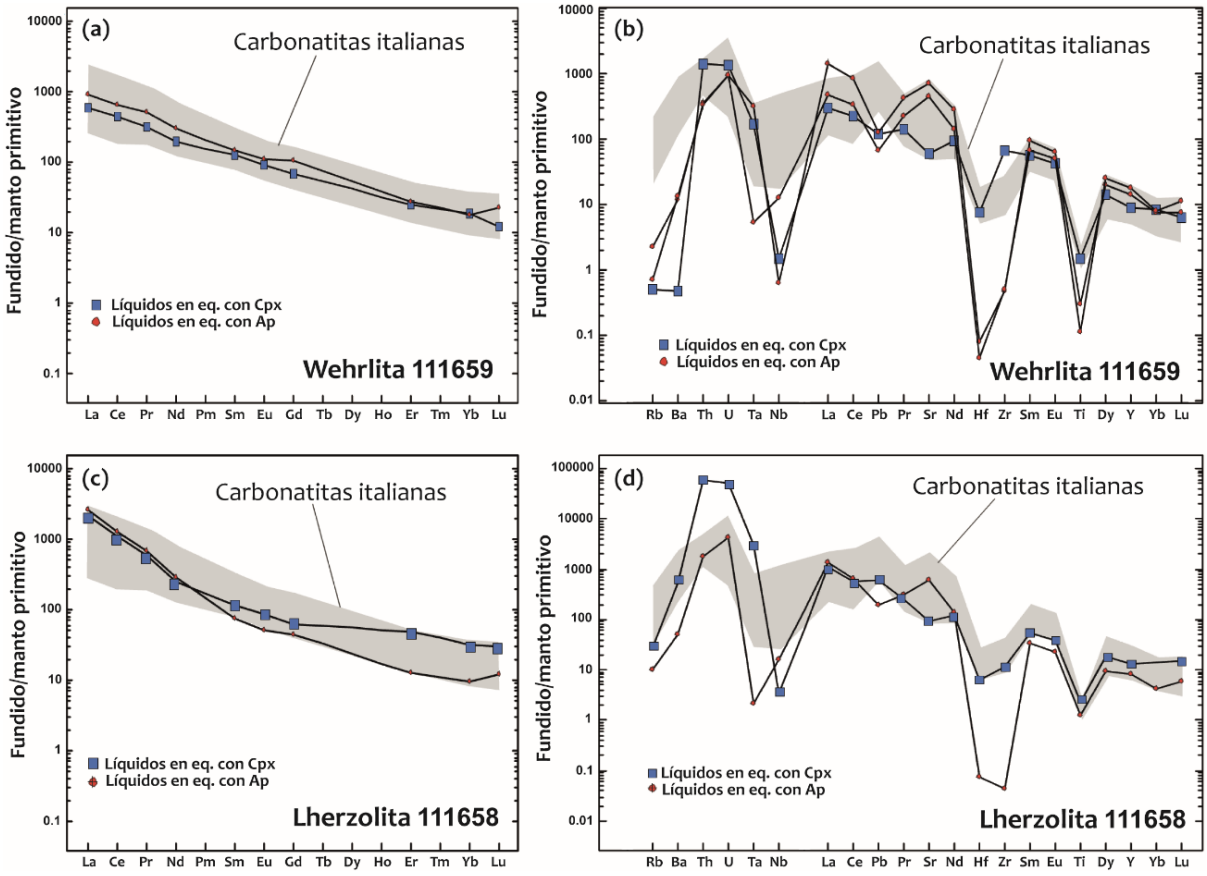

Figura VI.20. Líquidos en equilibrio calculados mediante la composición promedio del clinopiroxeno y el apatito de la wehrlita 111659 (grupo 1) y la lherzolita 111658 (grupo 2) de El Aprisco. Los fundidos han sido calculados mediante los valores de $D^{cpx/L}$ de Hart y Dunn (1993), excepto para el Rb, Th, U, Ta, Eu y Gd (Zack y Brumm, 1998), y los valores $D^{ap/L}$ de Hammouda et al. (2010). El rango composicional de las carbonatitas italianas procede de Stoppa y Schiazza (2013). Los valores de normalización utilizados son de McDonnough y Sun (1995). Esta figura procede de Villaseca et al. (2019a).

Correlación de las edades del metasomatismo con los eventos magmáticos de Iberia

Debido a la cantidad limitada de cristales de apatito disponibles en alguna de las muestras de xenolitos de El Aprisco (lherzolita 111658) las dataciones *in situ* U-Pb obtenidas (Villaseca et al., 2009a) no se pueden considerar muy precisas. Por otro lado, la geocronología Ar-Ar en anfíboles tuvo complicaciones debido al exceso de Ar y a la posibilidad de un comportamiento de sistema abierto, lo que hace que las edades en conjunto se consideren solo una aproximación.

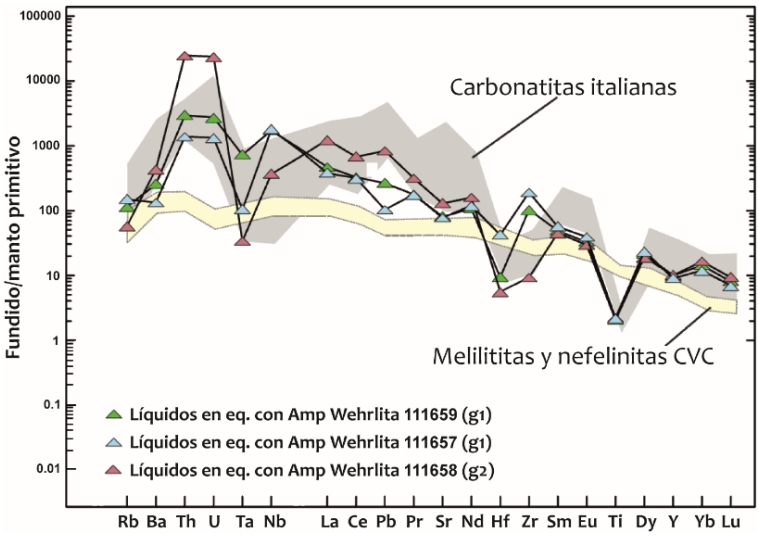

Figura VI.21. Líquidos en equilibrio con la composición promedio del anfíbol de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco con apatito (wehrlita 111659 del grupo 1 y lherzolita 111658, del grupo 2), así como con la wehrlita 111657 del grupo 1, sin apatito. Los fundidos han sido calculados mediante los valores de $D^{amp/L}$ de La Tourrette et al. (1995), excepto para el Sm, Eu, Dy, Yb y Ti (McKenzie y O'Nions, 1991). El rango composicional de las carbonatitas italianas procede de Stoppa y Schiazza (2013) y de las melilititas y nefelinitas del CVC de Cebriá y López-Ruiz (1995). Los valores de normalización utilizados son de McDonnough y Sun (1995). Esta figura procede de Villaseca et al. (2019a).

Suponiendo un comportamiento de sistema cerrado para el Ar en el sector de la fuente litosférica, las edades máximas de Ar obtenidas indican que los eventos metasomáticos de los xenolitos estudiados no pueden atribuirse a un solo pulso, pues las edades registradas a partir del apatito son mucho más antiguas que las obtenidas para el anfíbol. Pensamos que estos datos geocronológicos son suficientes como para abordar la discusión de la correlación entre los eventos metasomáticos sufridos por las peridotitas de Calatrava y el magmatismo coetáneo registrado en la microplaca Ibérica, así como sus implicaciones en modelos geodinámicos que involucran a la provincia circum-Mediterránea.

Como ya se ha mencionado en el capítulo **II** (Introducción), el CVC se formó durante dos etapas magmáticas separadas en el tiempo. El evento más antiguo y de muy poco volumen fue de naturaleza ultrapotásica y tiene una edad de 7.4-7.1 Ma (Ancochea y Huertas, 2021), mientras que el principal y segundo evento, rico en Na y que generó cientos de edificios volcánicos, se originó hace 4.7-0.7 Ma (Ancochea y Huertas, 2021). Los datos geocronológicos de Ar-Ar de los megacristales máficos de magmas basálticos del CVC dan edades dentro del rango de las rocas volcánicas de Calatrava: 2.8 ± 0.1 Ma para el anfíbol de El Aprisco y entre 2.2 ± 0.1 Ma para la flogopita del Cerro Pelado (Tabla 2 y Fig. DR3 en Villaseca et al., 2019a). Sin embargo, algunas dataciones previas de K-Ar de megacristales máficos de la nefelinita olivínica del Cerro Pelado dieron edades de 4.6 ± 0.7 (anfíbol) y 3.4 ± 0.4 Ma (flogopita) (Ancochea, 1982), edades algo más viejas que las dataciones del estudio de Villaseca et al. (2019).

La mayoría de los minerales metasomáticos datados presentan edades mucho más antiguas que el periodo de actividad volcánica del CVC (Tabla 5 en Villaseca et al., 2019a), aunque los anfíboles metasomáticos dan edades máximas de Ar-Ar que van desde 3.9 (lherzolita del grupo 2) a 15.7 Ma (wehrlita del grupo 1), solapándose ligeramente con la edad de las erupciones alcalinas del volcanismo de Calatrava.

Por el contrario, las edades U-Pb obtenidas para los apatitos metasomáticos indican la existencia de eventos mucho más antiguos en el manto bajo el centro peninsular. Las edades obtenidas sugieren la interacción metasomática de magmatismos alcalinos desde el Cretácico al Oligoceno en el centro de

España, hasta ahora desconocidos. Estos datos geocronológicos proporcionan evidencias de eventos metasomáticos más antiguos que la edad del volcanismo de Calatrava y que los eventos metasomáticos que dieron lugar al anfíbol en el mismo xenolito (Tabla 5 en Villaseca et al., 2019a). Por tanto se identifican al menos tres eventos metasomáticos alcalinos en el MSCL bajo el centro de la Península Ibérica: en el Cretácico (118 Ma), Oligoceno (29 Ma) y Mioceno (16-4 Ma), pero el registro de estos eventos magmáticos en la superficie de la microplaca Ibérica son inexistentes o muy escasos (Villaseca et al., 2022b).

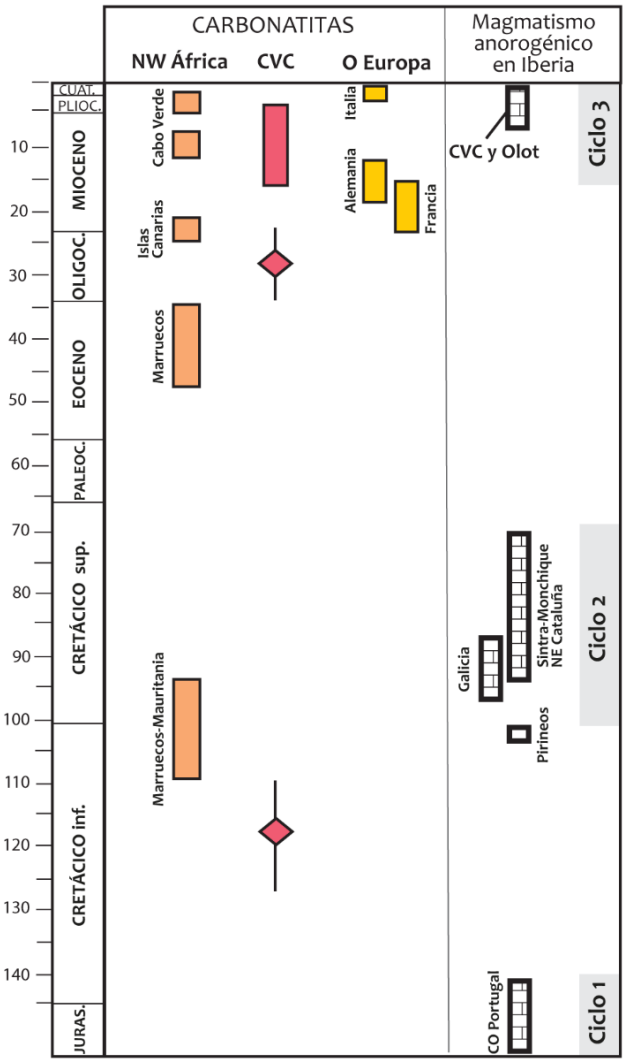

Figura VI.22. Tabla temporal del magmatismo carbonatítico del oeste de la provincia circum-Mediterránea. Se han incluido las edades del magmatismo anorogénico en la Península Ibérica y los ciclos magmáticos de Mata et al. (2015). También se han presentado los datos geocronológicos de: Cabo Verde (Madeira et al., 2005; Holm et al., 2008 y referencias en su interior), Islas Canarias (Muñoz et al., 2005), Marruecos (Bouabdellah et al., 2010), Marruecos-Mauritania (Montero et al., 2016 y referencias en su interior), Francia (Chazot y Mergoil-Daniel, 2012), Alemania (Wang et al., 2014) e Italia (Lavecchia et al., 2006).

Significado de las edades de los eventos metasomáticos

Desde finales del Mesozoico al Cenozoico, Iberia registró varios ciclos de magmatismo de intraplaca de afinidad alcalina de forma esporádica (p.ej., Mata et al., 2015; Villaseca et al., 2022b). Un primer ciclo de magmas básicos alcalinos con edad de 148-140 Ma parece estar asociado a la apertura de cuencas de rift periféricas en el centro-oeste de Portugal, sugiriendo un escenario de margen pasivo (Mata et al., 2015) (Fig. **VI.22**). Sus composiciones de elementos trazas combinadas con los datos isotópicos de Sr-Nd, cercanos a los valores del CHUR *(Chondritic Uniform Reservoir*), indican que pueden derivar de una fuente litosférica metasomatizada (Mata et al., 2015). Hay también formación de basaltos alcalinos en el campo volcánico de Languedoc (SE de Francia) hace 161 Ma (Dautria et al., 2010), y en la Cordillera Ibérica se ha descrito un volcanismo alcalino ligeramente más antiguo, en el Jurásico medio (≈ 176-165 Ma), también relacionado con la configuración de márgenes pasivos (Lago et al., 2004; Cortés y Gómez, 2016).

Se describe un segundo ciclo magmático con edades entre 94 y 69 Ma (p.ej., Grange et al., 2010), en el que se incluyen datos de los montes submarinos de Madeira (TMR, *Tore-Madeira Ridge*), Marruecos (Taourirt), Iberia (Galicia y Pirineos) y Languedoc, que podrían extender este magmatismo a un intervalo más amplio de 105 a 57 Ma (Dautria et al., 2010; Ubide et al., 2014b) (Fig. **VI.22**). Esta segunda etapa alcalina se corresponde con actividad magmática extendida a lo largo de la zona de transición océano-continente (anomalía-J o TMR peridotítico Mesozoico), las áreas continentales de Iberia y los Pirineos y el área de Languedoc en el sur de Francia (Fig. **VI.23a**), que comprende magmas básicos más subsaturados en sílice que los del primer

ciclo (p.ej., Grange et al., 2010; Duatria et al., 2010). Este segundo evento magmático alcalino presenta afinidades geoquímicas inequívocas con el CMR *(Common Mantle Reservoir*) o el EAR *(European Asthenospheric Reservoir*) típico de la provincia anorogénica circum-Mediterránea (Grange et al., 2010; Dautria et al., 2010; Ubide, 2013; Villaseca et al., 2022b). Las siguientes composiciones isotópicas son típicas del CMR: $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7028-0.7030 y $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.51300-0.51279 (Lustrino y Wilson, 2007). Este magmatismo alcalino del Cretácico superior es de origen litosférico-astenosférico, y algunos autores sugieren un componente de penacho mantélico (p.ej., Grange et al., 2010).

El tercer ciclo magmático anorogénico en Iberia se considera desde los 11 Ma hasta la actualidad (Ancochea, 2004), aunque el magmatismo calco-alcalino orogénico es algo más antiguo en el SE de España (hasta 18.5 Ma; Duggen et al., 2004). Esta tercera etapa incluye el CVC, con actividad magmática de 7.4 a 0.7 Ma (Ancochea y Huertas, 2021). Éste es un magmatismo muy bien representado y registrado en la Europa continental occidental y el área Mediterránea, caracterizada por magmas ricos en sodio y composiciones típicas de OIB, con un componente significativo de características EAR-FOZO (p.ej., Lustrino y Wilson, 2007; Faccena et al., 2010).

La actividad magmática alcalina desde el Cretácico, en Iberia, parece estar marcada por la aparición de episodios magmáticos separados por periodos de quiescencia (Fig. **VI.22**). Sin embargo, cuando se consideran todos los sistemas submarinos e islas de Europa occidental, el norte de África y el Atlántico central, es decir, los sectores occidentales de la gran provincia circum-Mediterránea de Lustrino y Wilson (2007), el magmatismo anorogénico parece ser más continuo, aunque también escaso (Fig. **VI.22**). Por ejemplo, la aparente ausencia de magmatismo en Iberia durante más de 60 Ma, es decir, desde los 76 Ma correspondiente a las intrusiones alcalinas portuguesas y catalanas (Grange et al., 2010; Ubide, 2013; Ubide et al., 2014b) hasta el volcanismo intraplaca del Neógeno, parece reflejar simplemente que el muestreo estaba incompleto. Las edades reportadas de 16-29 Ma para el magmatismo alcalino rico en carbonato que metasomatizó el MSCL bajo Calatrava (formando las wehrlitas de El Aprisco, Villaseca et al., 2019a) llenan parcialmente ese vacío temporal, siendo próximas en edad a las del magmatismo silicatado y carbonatítico en el norte de Marruecos, en Azrou-Timahdite (35 Ma; Raffone et al., 2009) y Tamazaert (44-35 Ma; Marks et al., 2009; Bouabdellah et al., 2010) (Figs. **VI.22 y 23**).

La edad Cretácico Superior del apatito metasomático de la lherzolita 111658 no solo implica la existencia de un segundo ciclo magmático, de carácter esporádico que solo ocurrió en algunas zonas de la Península Ibérica (p.ej., Monchique-Sintra, Grange et al., 2010, y por primera vez en el centro de España por Villaseca et al., 2019a,) (Fig. **VI.22**), sino que también confirma que una parte significativa de la actividad magmática del manto no deja evidencias en los niveles de la corteza superior o en superficie. Los fundidos y fluidos que se filtran por el manto litosférico tienen pocas posibilidades de alcanzar la corteza superior, o incluso la superficie para formar rocas volcánicas. Se ha sugerido que menos del 10% del conjunto de un ciclo magmático produce depósitos volcánicos, en contraste con la contraparte plutónica dominante, atrapada a mayores profundidades (p.ej., Perfit y Davidson, 2000). Incluso algunos autores estiman que las proporciones plutonismo/volcanismo son próximas a 65/1 incluso en entornos con altos flujos magmáticos, como son las zonas de subducción, (de Silva y Kay, 2018). Esto supondría que la mayor parte de los fundidos de sistemas magmáticos nunca llegan a la superficie.

VI.5. Conclusiones parciales sobre los xenolitos de El Aprisco

Los escasos nuevos datos aportados en este trabajo no modifican los resultados discutidos y reseñados en la bibliografía previamente existente. Los xenolitos peridotíticos muestreados de El Aprisco han permitido establecer varias conclusiones respecto al manto litosférico estudiado bajo el CVC:

(1) En este centro volcánico se han podido clasificar hasta 4 grupos de xenolitos peridotíticos a partir de sus características petrográficas y composición química:

- *Grupo 1*: wehrlitas y lherzolitas enriquecidas en LREE y Nb-Ta, con perfiles ligeramente convexos hacia arriba en REE y anomalías negativas en Ti y Hf. Una de las wehrlitas presenta apatito de gran tamaño y, en general, son los xenolitos que contienen mayor cantidad de anfíbol metasomático y vidrio.
- *Grupo 2*: lherzolitas con perfiles de trazas enriquecidos en LREE y anomalía negativa moderada en Ta y más notable en Zr-Hf y Ti. Es el segundo grupo con mayor contenido en anfíbol y vidrio. La lherzolita 111658 contiene cristales de apatito accesorio.
- *Grupo 3*: lherzolitas con perfiles de REE con formas ligeramente cóncavas hacia arriba, enriquecidas en LREE y con notables anomalías negativas en Ta-Nb y Zr-Hf. Su contenido en anfíbol y vidrio es menor que en los grupos 1 y 2.
- *Grupo 4*: lherzolitas con perfiles planos de REE y contenido relativamente bajo en elementos trazas. También presentan anomalías negativas en Nb-Ta y Zr. Estas lherzolitas no contienen vidrio intersticial y solo aparece anfíbol de manera accesoria.

(2) Los diferentes grupos de xenolitos peridotíticos descritos muestran diferentes grados de interacción con agentes metasomáticos. Así es silicatado y rico en carbonatos o incluso carbonatítico en el caso de las wehrlitas g1 y en la lherzolita con apatito g2 (111658). El metasomatismo que reflejan las lherzolitas g3 y g4 es siempre silicatado y posiblemente ligado a fundidos de subducción.

(3) El vidrio intersticial (desconectado, en microbolsadas) de las lherzolitas de los grupos 3 y 4 es de composición rica en sílice y se generó mediante reacciones de fusión parcial por destrucción del anfíbol metasomático durante la descompresión del xenolito.

(4) Los datos geocronológicos obtenidos en las wehrlitas y lherzolitas más metasomatizadas (o refertilizadas) indican que las interacciones metasomáticas no pueden atribuirse a un solo evento, sino a sucesivas interacciones metasomáticas que registran percolaciones de fundidos alcalinos en el manto litosférico del centro de España durante los últimos 120 Ma. Estas percolaciones esporádicas de fundidos carbonatíticos y silicatados subsaturados en SiO_2, desde el Cretácico hasta el Neógeno, sucedieron en al menos tres etapas sucesivas. Las carbonatitas son comunes en las islas Atlánticas y el noroeste de África, desde el Cretácico al Mioceno, pero en los campos volcánicos de Europa occidental aparecen solo durante el Cenozoico. Sin embargo, correlacionar la composición carbonatítica Cretácica de los cristales de apatito de la lherzolita 111658 de El Aprisco es más complicado, ya que no se ha registrado magmatismo carbonatítico con edad similar en la región circum-Mediterránea, excepto en el noroeste de África, donde se han descrito algunos escasos complejos intrusivos (Montero et al., 2016).

CAPÍTULO VII. METASOMATISMO ALCALINO DE XENOLITOS PERIDOTÍTICOS Y PIROXENÍTICOS DE LOS VOLCANES CERRO PELADO Y EL PALO

La actividad volcánica en los dos centros volcánicos considerados en este capítulo es principalmente estromboliana, siendo en sus conos de escoria donde se han muestreado los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos estudiados (Fig. **III.3a**). Sobre algunos de estos xenolitos ya se han realizado estudios previos:

(i) Algunos de los xenolitos peridotíticos del volcán Cerro Pelado fueron brevemente descritos por Villaseca et al. (2010) en "Composition and evolution of lithospheric mantle in Central Spain: inferences from peridotite xenoliths from the Cenozoic Calatrava volcanic field", publicación incluida en el libro Petrological Evolution of the European Lithospheric Mantle, de la Sociedad Geológica de Londres

(ii) Bianchini et al. (2010a) publicaron datos referentes a algunos xenolitos peridotíticos del volcán El Palo en "Mantle metasomatism by melts of HIMU piclogite components: New insights from Fe-lherzolite xenoliths (Calatrava Volcanic District, Central Spain)", publicación incluida en el mismo libro de la Sociedad Geológica de Londres. Recientemente hemos publicado una pequeña contribución sobre los enclaves peridotìticos y piroxeníticos de este volcán de El Palo (García Serrano et al., 2021).

Los datos publicados se han integrado en este estudio con nuevos xenolitos muestreados en estos dos centros volcánicos. En el caso del volcán Cerro Pelado, los datos químicos obtenidos en los nuevos enclaves, se han sumado a los que habían sido previamente realizados por Villaseca et al. (2010). Sin embargo, todos los datos de xenolitos de El Palo son de nuestro nuevo muestreo y el trabajo de Bianchini et al. (2010) servirá de comparación en alguno de los diagramas utilizados. Además, los xenolitos del volcán Los Tormos son similares a los que vamos a describir en este capítulo, como atestiguan los trabajos preliminares realizados (Andía, 2017; Andía et al., 2018, Pérez-Soba et al., 2021). Pero de este volcán solo se incluirán datos nuevos de análisis químicos de las rocas peridotíticas (roca total), como se verá en el apartado **VII.2** de este capítulo.

En estos volcanes la litología dominante, al igual que en los otros centros volcánicos, es la lherzolita, y también al igual que en algunos de los otros centros, se han encontrado otras variedades peridotíticas, tales como dunitas y wehrlitas, e incluso piroxenitas. Estas variedades litológicas de xenolitos mantélicos, también muestreadas en campos volcánicos similares (p.ej., Ionov et al., 2005; Ackerman et al., 2009a) han sido atribuidas a diferentes agentes metasomáticos, desde la interacción con fundidos ricos en carbonato (Yaxley et al., 1991) a fundidos basálticos alcalinos subsaturados en sílice (Peslier et al., 2002; Ionov et al., 2005).

VII.1. Petrografía de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos

El tamaño de los xenolitos muestreados en las nefelitinitas olivinicas de los conos de escoria de estos centros volcánicos muestra un amplio rango. En el volcán Cerro Pelado la mayoría de los xenolitos

no superan los 6-7 cm de diámetro, mientras que en El Palo hay mayor variedad de tamaño (5-16 cm de diámetro). Estos xenolitos aparecen de forma dispersa entre los fragmentos de escorias, frecuentemente rodeados por una fina capa de material basáltico (Fig. **VII.1**).

Figura VII.1. Xenolitos peridotíticos del centro volcánico El Palo. En esta selección de muestras de xenolitos peridotíticos se puede apreciar la fina capa de material basáltico que los envuelve.

En la Tabla **VII.1** se recoge la selección de xenolitos peridotíticos y piroxeníticos estudiados en los dos centros volcánicos, así como su aspecto textural principal y composición modal (Fig. **VII.2**). En el volcán Cerro Pelado los xenolitos estudiados son ocho lherzolitas, tres wehrlitas y dos dunitas metasomáticas (clasificación basada en su petrografía y geoquímica); en el volcán El Palo también hay ocho lherzolitas seleccionadas (divididas en dos grupos por su composición química), una wehrlita, y cinco xenolitos piroxeníticos, siendo hasta ahora el centro del CVC con la mayor variedad en este grupo composicional: una websterita, dos clinopiroxenitas olivínicas y dos clinopiroxenitas s.s.. En la mayoría de estos enclaves predomina la textura protogranular de grano grueso-medio, con alguna excepción de variedad equigranular de grano fino y una lherzolita porfiroclástica en El Palo, donde los porfiroclastos son principalmente de ortopiroxeno. A diferencia de las piroxenitas cumulares de los volcanes de Calatrava (Villaseca et al., 2019b, 2020; capítulo **III**), las aquí estudiadas en el volcán El Palo carecen de clinopiroxenos zonados químicamente, y las proporciones modales de anfíbol y flogopita son muy accesorias o nulas. Por el contrario, son clinopiroxenitas más olivínicas y, como luego veremos, mucho más ricas en Mg, Cr y Ni, entre otras grandes diferencias químicas.

En ambos centros volcánicos la mayor parte de los xenolitos contienen olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, espinela y algunos minerales metasomáticos (anfíbol y flogopita) en los enclaves más evolucionados. La composición modal de la mayoría de estas lherzolitas es similar a las de los volcanes Morrón de Villamayor y Cerro Gordo, excepto dos de las lherzolitas de El Palo, que muestran menores contenidos en olivino (Fig. **VII.2**). Los xenolitos más evolucionados del centro volcánico Cerro Pelado (wehrlitas y dunitas metasomáticas) no contienen ortopiroxeno, salvo accesoriamente en la wehrlita 72674 (1.4% modal, Tabla **VII.1**). Aun así, aunque en estos centros volcánicos no aparecen variedades harzburgíticas, sí que muchas de sus lherzolitas y la websterita de El Palo presentan altos contenidos de

ortopiroxeno. Además, destacan los xenolitos con composiciones prácticamente monominerales, como las mencionadas dunitas metasomáticas del Cerro Pelado y las clinopiroxenitas de El Palo (Fig. **VII.2**).

Tabla VII.1 - Textura y composición modal de los xenolitos ultramáficos del Cerro Pelado y El Palo

Muestra	Textura	Abundancias modales (% en volumen)						
		Ol	Opx	Cpx	Spl	Amp	Phl	Vidrio
Cerro Pelado								
Dunitas-Met								
111640	Prg	87.2	-	3.8*	-	-	7.9	1.1
111648	Prg	91.2	-	4.5*	0.4	-	2.4	1.5
Wehrlitas								
72674	Prg	69.7	1.4	27.5*	0.1	-	0.1	1.2
110856	Prg	61.6	-	30.2*	-	-	6.1	2.1
116604	Eq	53.3	-	43.0*	1.8	-	-	1.8
Lherzolitas								
58498	Prg	61.9	24.7	11.4	0.5	1.2	-	0.3
65290	Prg	54.4	25.5	17.7	1.9	-	-	0.5
65294	Eq	57.5	17.9	22.5	2.0	-	-	0.1
65298	Prg	60.7	22.8	14.9	1.5	-	0.1	-
111642	Prg	52.6	25.8	16.1	5.2	-	-	0.2
111645	Prg	55.8	16.7	19.9	4.1	0.9	1.4	1.2
111652	Prg	63.3	23.4	9.7	3.0	-	-	0.6
117491	Eq	63.1	25.6	7.5	2.6	-	0.9	0.2
El Palo								
Wehrlita								
117203	Eq	55.6	-	41.9	1.6	-	-	0.9
Lherzolitas-g1								
117202	Prg	52.6	22.0	18.2	4.5	-	-	2.6
117207	Prg	52.5	20.1	22.2	3.0	-	-	2.2
117219	Prg	66.9	9.5	19.7	2.5	-	-	1.5
117487	Pfc	39.5	38.3	18.1	4.0	-	-	0.1
Lherzolitas-g2								
117215	Prg	54.8	30.1	12.1	2.9	-	-	<0.1
117483	Prg	48.9	25.9	21.3	3.9	-	-	<0.1
117484	Pfc	59.7	22.6	14.9	2.8	-	-	<0.1
117486	Prg	39.2	37.3	19.3	4.2	-	-	<0.1
Websterita								
117205	Prg	-	55.8	42.1	1.4	-	-	0.6
Clinopiroxenitas Ol.								
117480	Eq	13.1	-	85.4	-	-	-	1.6
117482	Prg	14.8	-	84.7	-	-	-	0.5
Clinopiroxenitas								
117217	Prg	9.3	-	88.8	-	-	<0.1	1.9
117485	Prg	8.7	-	88.5	-	-	-	2.8

Abreviaturas: Prg, protogranular de grano grueso; Pfc, porfiroclástica; Eq, equigranular, Ol, olivino; Opx, ortopiroxeno; Cpx, clinopiroxeno; Spl, espinela; Amp, anfíbol, Phl, flogopita, * clinopiroxeno parcial o completamente recristalizado (textura cribosa).

Los cristales de olivino en los xenolitos peridotíticos del Cerro Pelado y las lherzolitas de El Palo tienen bordes relativamente rectos entre sí, mientras que se muestran más irregulares en el contacto con otros minerales (Fig. **VII.3a**). En ocasiones, entre estos límites de cristales de olivino se aprecian

microcristales o subgranos que, junto con la extinción ondulante mostrada en algún cristal, sugieren microestructuras intracristalinas de deformación, como las estudiadas en otros xenolitos de Calatrava (Puelles et al., 2016). En las clinopiroxenitas el olivino muestra una fuerte alteración hidrotermal (iddingsítica) en los cristales que forman parte del borde del xenolito (Fig. **VII.4d**).

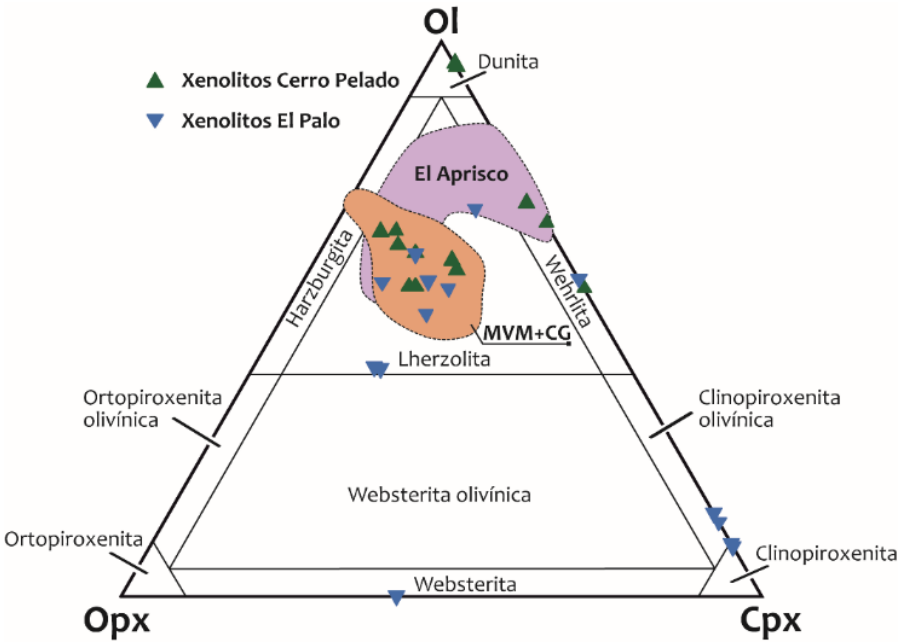

Figura VII.2. Composición modal de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos de los centros volcánicos Cerro Pelado y El Palo. El cálculo se ha realizado mediante contaje de puntos para cada uno de los grupos de xenolitos identificados. Se han añadido los campos de composición modal de los xenolitos peridotíticos de los volcanes MVM, CG y El Aprisco, de los capítulos previos.

El ortopiroxeno en los xenolitos del Cerro Pelado es, generalmente, subidiomorfo y presenta tamaños mayores que el resto de minerales, excepto en la wehrlita 72674, donde son pequeños cristales de bordes muy irregulares que sugieren disolución (Fig. **VII.3a, b y c**). Esta misma textura también la muestra el ortopiroxeno de grano medio a grueso de las lherzolitas de El Palo (Fig. **VII.4a**), especialmente en las lherzolitas-g1 (Fig. **VII.4b**). El ortopiroxeno en la websterita es de mayor tamaño que en las clinopiroxenitas y en un pequeño sector de la muestra presenta intercrecimiento con el clinopiroxeno (Fig. **VII.6e**).

El clinopiroxeno de las lherzolitas es subidiomorfo (Figs. **VII.3a** y **4a**) y, en ocasiones, con sectores de textura cribosa en las zonas de reacción (Fig. **VII.4b**). En las wehrlitas y dunitas metasomáticas del Cerro Pelado el clinopiroxeno es normalmente criboso y forma agregados monominerales (recristalizaciones) (Fig. **VII.3b, c, d**). El clinopiroxeno en la wehrlita y las clinopiroxenitas de El Palo también presenta textura cribosa muy desarrollada, pero en la mayoría de los cristales el núcleo se mantiene petrográficamente intacto (Fig. **VII.4c, d**).

La espinela está presente en contenido accesorio (0.5-5.2%) en todas las lherzolitas, y escasamente (< 1.8%) en la mayoría de las otras litologías, excepto en las clinopiroxenitas, donde no se ha encontrado (Tabla **VII.1**). En las lherzolitas, los cristales de espinela son de mayor tamaño y muestran la característica forma en hoja de roble (*holly-leaf*) (Fig. **VII.4a, b**). En las wehrlitas y en la websterita los cristales aparecen siempre como numerosas inclusiones globulares (Figs. **VII.4b** y **6a**), destacando en el caso de la websterita por estar rodeados de abundantes microcristales de sulfuros (Fig. **VII.6f**). La espinela en zonas de reacción muestra bordes cribosos bastante desarrollados (Figs.**VII.5c, d, f** y **6a, b, c**).

Los minerales metasomáticos hidratados aparecen en todas las variedades litológicas de los xenolitos del Cerro Pelado, siendo mucho más abundante la flogopita que el anfíbol (Fig. **VII.3b, d**; Tabla **VII.1**). En El Palo solo se han encontrado dos pequeños cristales de flogopita en la clinopiroxenita 117217 (Fig. **VII.6d**).

En el Cerro pelado, el anfíbol aparece como microcristales marrones en la lherzolita 58498, de forma intersticial entre los cristales de piroxeno y frecuentemente asociado a zonas de reacción o *melt pockets* (Figs. **VII.3a** y **5a**), mientras que en la lherzolita 111645 aparece de forma aislada, sin clara asociación con los minerales intersticiales (Fig. **VII.5b**). La flogopita de las lherzolitas se presenta en zonas intersticiales, formando un agregado microcristalino junto con neoblastos de olivino, clinopiroxeno y espinela (Fig. **VII.5c, d**), mientras que en los xenolitos más evolucionados (dunita y wehrlitas) aparece como cristales aislados o bien formado pequeños agregados prácticamente monocristalinos (Fig. **VII.3 d**).

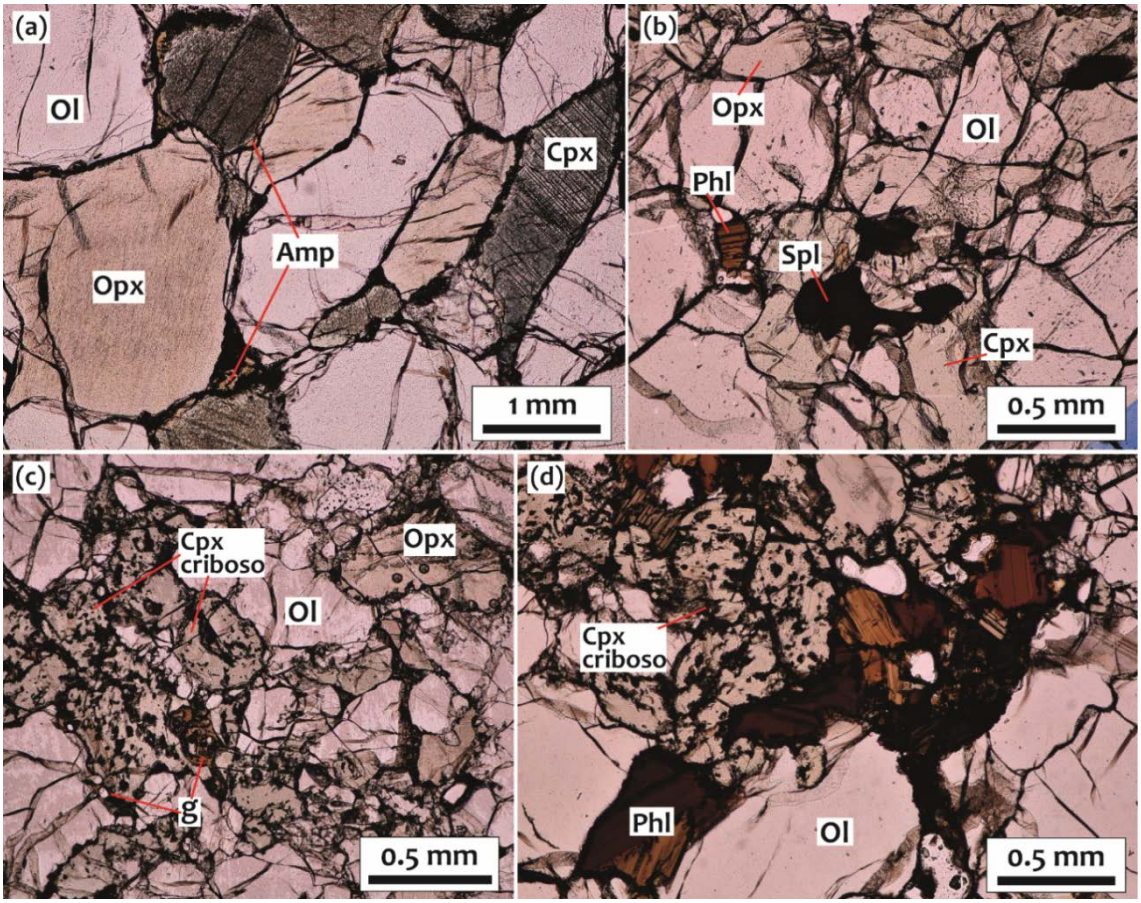

Figura VII.3. Fotografías de microscopio petrográfico con nícoles paralelos, de xenolitos peridotíticos del centro volcánico Cerro Pelado. (a) Textura protogranular y anfíbol intersticial entre los minerales máficos principales de la lherzolita 58498; **(b)** textura protogranular de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, flogopita accesoria y espinela con textura pameada (*holly leaf*), en la lherzolita 65298; **(c)** Restos de cristales de ortopiroxeno junto a clinopiroxeno recristalizado, con textura cribosa, y vidrio intersticial en la wehrlita 72674; **(d)** acumulación de cristales de flogopita entre clinopiroxeno recristalizado (con textura cribosa) y olivino en la wehrlita 110856. Las abreviaturas de los minerales proceden de Whitney y Evans (2010).

En prácticamente todos los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos de estos dos centros volcánicos hay vidrio intersticial (< 0.1% hasta 2.8%), que se presenta generalmente como bolsadas o *melt pockets* entre los cristales de los minerales máficos principales. En el Cerro Pelado hay mayor cantidad de vidrio intersticial en los xenolitos más evolucionados (wehrlitas y dunitas), con excepción de la lherzolita 111645 (1.2% vol.) (Tabla **VII.1**). En el volcán El Palo destaca la diferencia en la cantidad de vidrio intersticial entre las lherzolitas-g1 (0.1-2.6% vol.) y las lherzolitas-g2, donde está prácticamente ausente (< 0.1% vol.).

En las bolsadas intersticiales el vidrio presenta frecuentes vacuolas o vesículas de desgasificación, así como neoblastos de olivino, clinopiroxeno y espinela (Fig. **VII.5e, f**). Los neoblastos de espinela se forman en los bordes de los cristales primarios, más grandes. En algunas lherzolitas-g1 de El Palo destacan los cristales alargados y esqueléticos de clinopiroxeno secundario, sugiriendo un rápido crecimiento a partir de estos pequeños volúmenes de fundido (Fig. **VII.6a**). No obstante, gran parte del vidrio en estos xenolitos está alterado a zeolitas, mostrando un aspecto agrietado y poroso (Figs. **VII.5f** y **6b**).

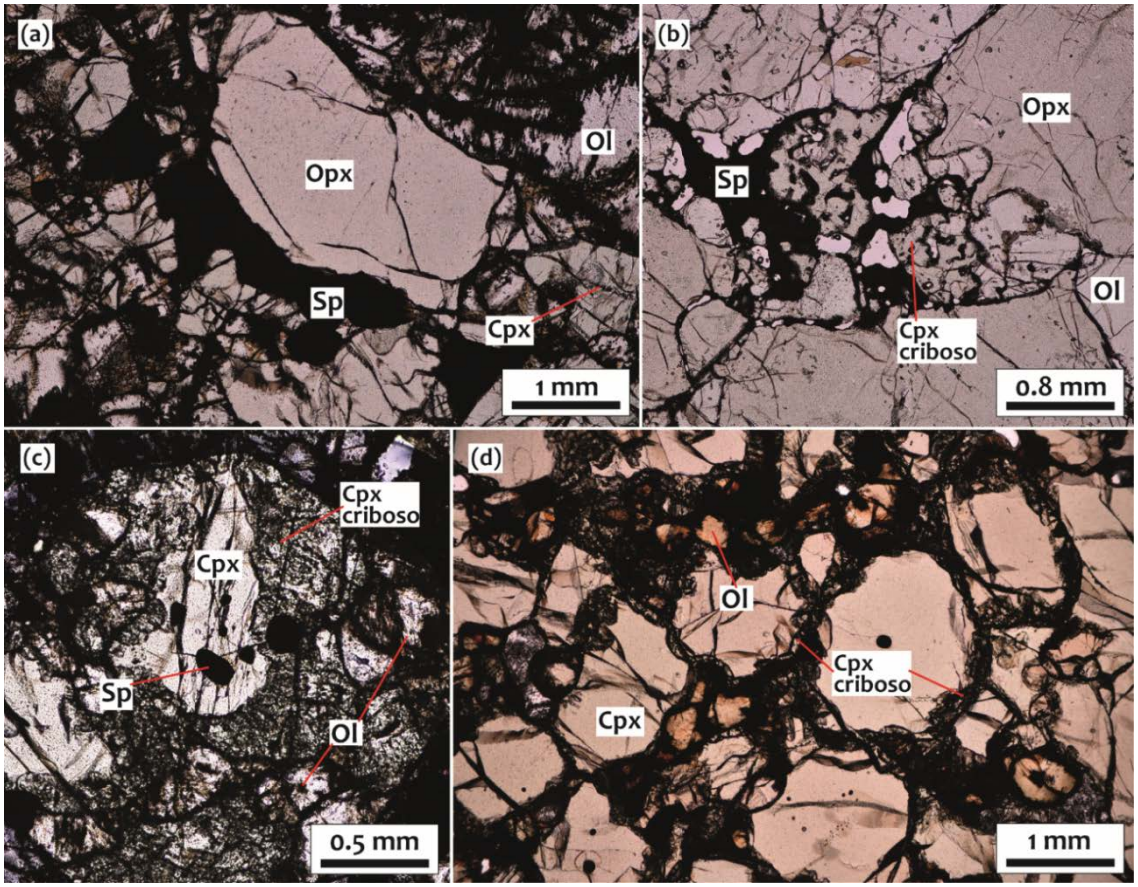

Figura VII.4. Fotografías de microscopio petrográfico con nícoles paralelos de xenolitos peridotíticos y piroxeníticos del centro volcánico El Palo. (a) Textura protogranular donde se muestra la espinela palmeada (*holly leaf*), intersticial entre el resto de minerales máficos principales de la lherzolita-g2 117486 ; **(b)** ortopiroxeno con bordes muy irregulares y corroídos junto a clinopiroxeno con textura cribosa y cristales de espinela intersticial en la lherzolita-g1 117202; **(c)** clinopiroxeno con textura cribosa muy desarrollada en los bordes y varias inclusiones de espinela en su interior, en la wehrlita 117203; **(d)** olivino con alteración iddingsítica, junto a cristales de clinopiroxeno con bordes irregulares, cribosos, en la clinopiroxenita olivínica 117480. Las abreviaturas de los minerales proceden de Whitney y Evans (2010).

VII.2. Química de roca total

La composición química de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos de los centros volcánicos del Cerro Pelado y El Palo se incluye en la Tabla suplementaria **S3.RT-5**. Se han analizado seis xenolitos en el volcán Cerro Pelado (dos wehrlitas y cuatro lherzolitas) y diez en El Palo (una wehrlita, cinco lherzolitas, una websterita, dos clinopiroxenitas olivínicas y una clinopiroxenita). En este apartado también se han añadido datos referentes a los xenolitos analizados en el centro volcánico de Los Tormos para su comparación (tres lherzolitas, una wehrlita y una clinopiroxenita olivínica) (Figs. **VII.7** y **8**) debido a la similitud de tipos litológicos y a que los escasos datos previos (Andía et al., 2018; Pérez-Soba et al., 2021) apuntan a que han sufrido similares procesos metasomáticos de naturaleza alcalina.

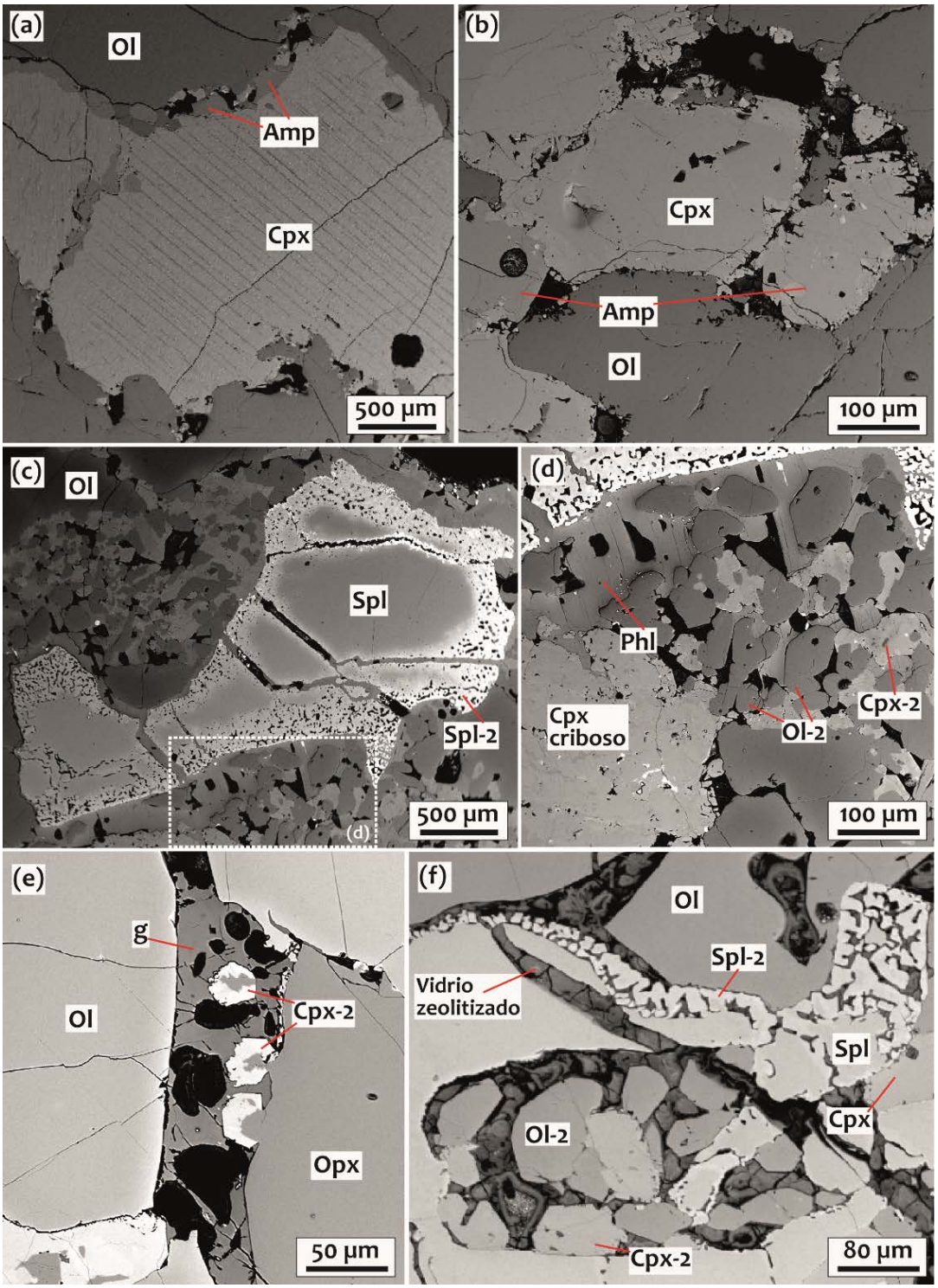

Figura VII.5. Fotografías de microscopio electrónico (imágenes BSE) de xenolitos peridotíticos del centro volcánico Cerro Pelado. (a) Anfíbol intersticial en el borde de un cristal de clinopiroxeno primario, con lamelas de exsolución, en la lherzolita 55569; **(b)** cristales aislados de anfíbol en la lherzolita 111645; **(c)** cristal grande de espinela con bordes cribosos y fracturas de descompresión rodeado de zonas de reacción en la lherzolita 111645; **(d)** ampliación de la zona de reacción de la fotografía anterior donde se muestra flogopita intersticial entre los neoblastos de olivino y clinopiroxeno secundarios en la lherzolita 111645; **(e)** vidrio intersticial con vesículas de desgasificación y neoblastos de clinopiroxeno secundario rodeando núcleos residuales de ortopirxeno, en la wehrlita 72674 (foto tomada de Villaseca et al., 2010); **(f)** zona de reacción con vidrio intersticial alterado (zeolitas) junto a minerales secundarios neoformados (espinela, olivino y clinopiroxeno) en la lherzolita 111652. Las abreviaturas de los minerales proceden de Whitney y Evans (2010), salvo g (*glass*) = vidrio.

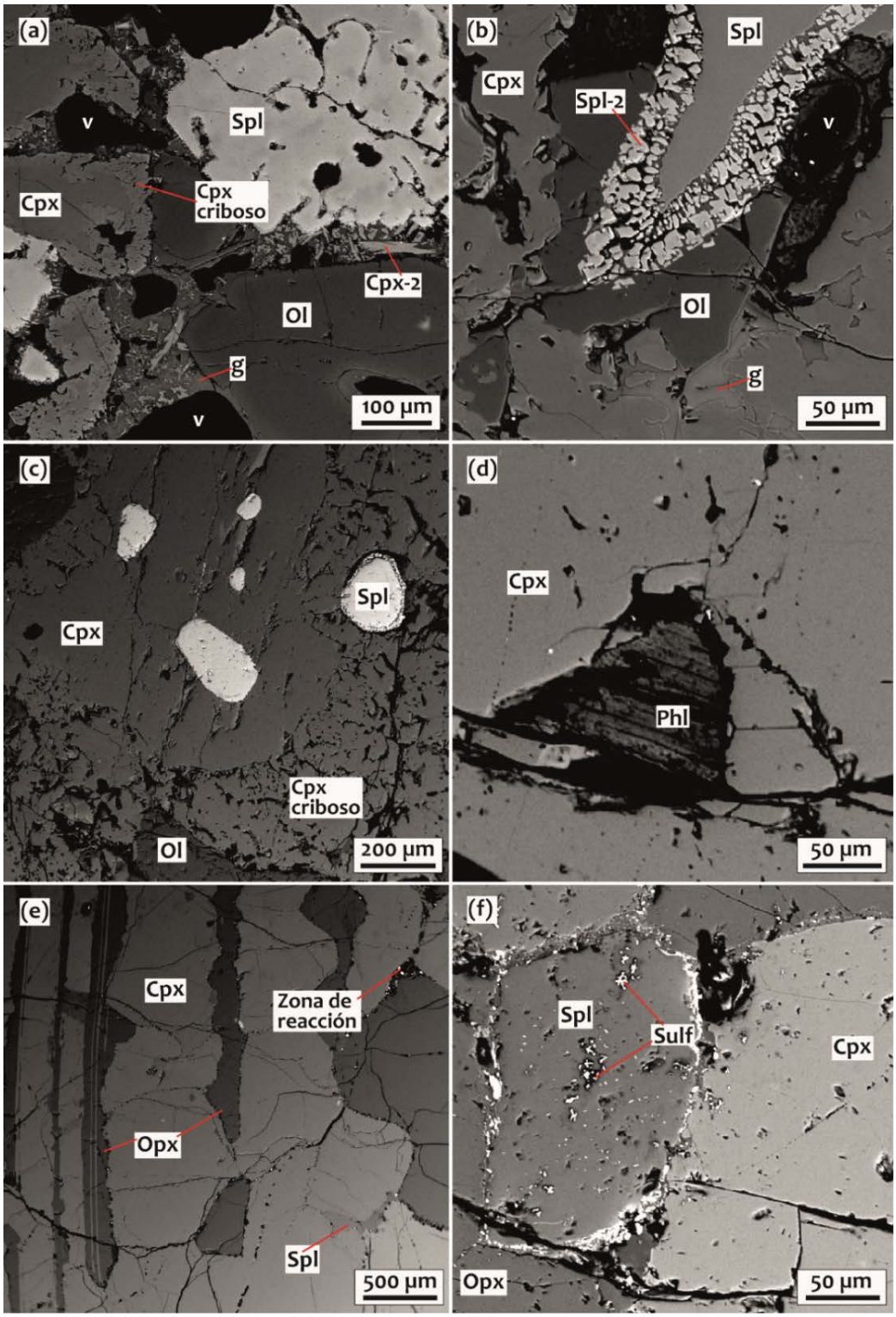

Figura VII.6. Fotografías de microscopio electrónico (imágenes BSE) de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos del centro volcánico El Palo. (a) clinopiroxeno y espinela con texturas cribosas en contacto con una zona de reacción, con vidrio intersticial, en cuyo interior se aprecian clinopiroxenos secundarios aciculares, en la lherzolita-g1 117202; **(b)** borde crisboso en un gran cristal de espinela, con vidrio intersticial hacia el borde criboso del clinopiroxeno primario, en la lherzolita-g2 117219; **(c)** textura cribosa del clinopiroxeno con inclusiones de espinela, en la wehrlita 117203; **(d)** cristal de flogopita en la clinopiroxenita ss. 117217; **(e)** cristales simplectíticos de ortopiroxeno y clinopiroxeno, en un sector de la websterita 117205; **(f)** cristal de espinela rodeado de microcristales de sulfuros en la websterita 117205. Las abreviaturas de los minerales proceden de Whitney y Evans (2010), salvo g (*glass*) = vidrio; v = vesícula; Sulf = sulfuros.

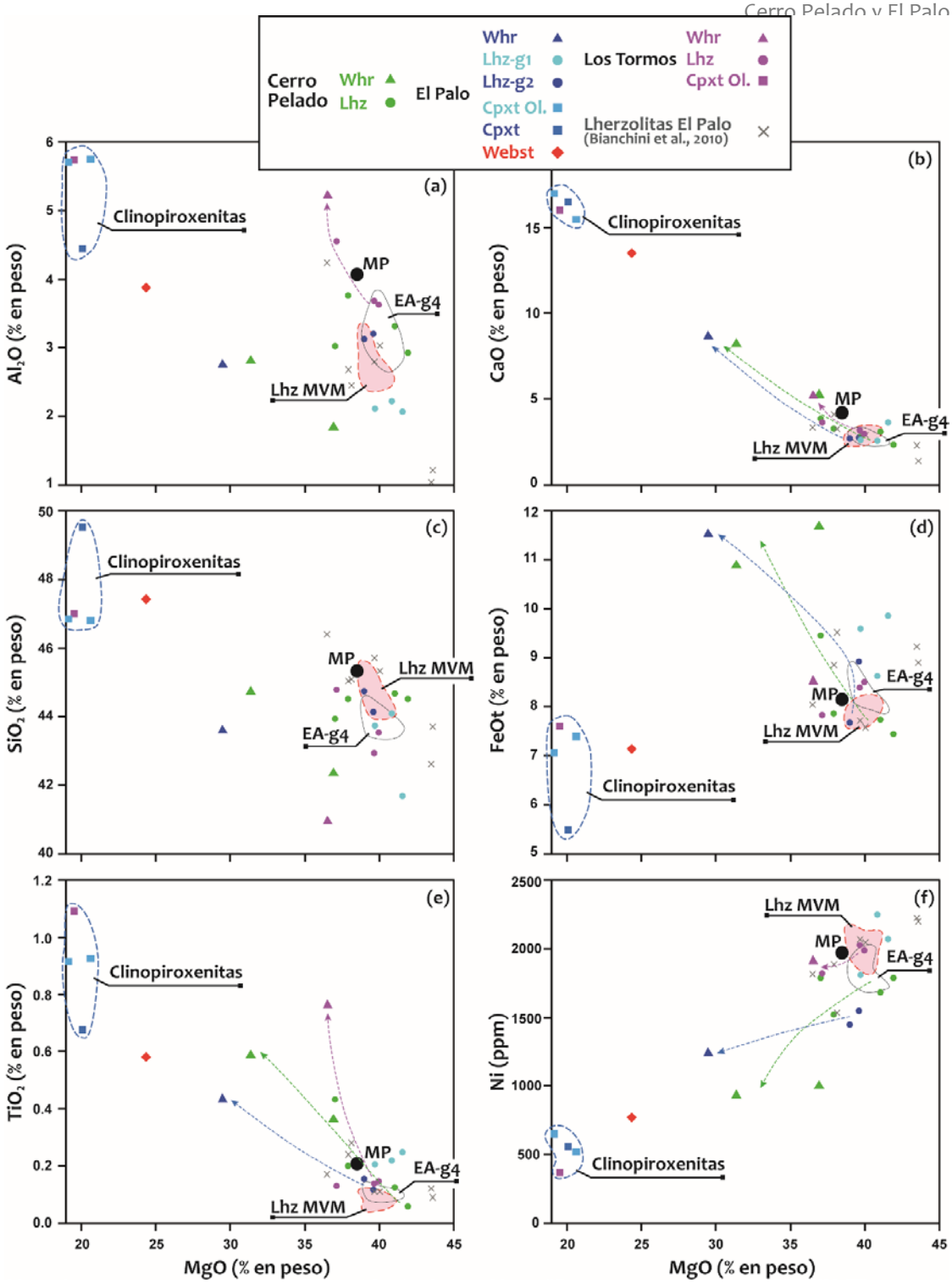

Figura VII.7. Diagramas de elementos mayores y Ni de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos del Cerro Pelado, El Palo y Los Tormos. Se han representado también los campos composicionales de las lherzolitas del MVM (campo rojizo) (capítulo **IV**) y de las lherzolitas del grupo 4 de El Aprisco (EA-g4) (capítulo **VI**). Las flechas describen pautas posibles de transformación metasomática desde las lherzolitas a los tipos wehrlíticos para cada uno de los tres centros volcánicos. Los valores del manto primitivo (MP) proceden de McDonough y Sun (1995).

Las lherzolitas y wehrlitas de este conjunto de centros volcánicos tienen una composición muy variada en elementos mayores (Fig. **VII.7**). En esta misma figura se han proyectado los campos composicionales de las lherzolitas del MVM y del grupo 4 de El Aprisco como referencia a las composiciones menos modificadas por agentes metasomáticos de todos los xenolitos peridotíticos de Calatrava. En algunos elementos, como Al_2O_3 y SiO_2 no se aprecia ninguna tendencia reseñable entre los

diferentes conjuntos de lherzolitas y wehrlitas estudiadas. Estos grupos definen una correlación negativa del MgO respecto al CaO, FeO y TiO_2 y positiva respecto al Ni (Fig. **VII.7**). La lherzolita del Cerro Pelado con menor contenido en MgO (65294) tiene incluso mayor contenido en TiO_2 que una de las wehrlitas asociadas, remarcando así el fuerte enriquecimiento en ciertos elementos y la tendencia composicional típica de wehrlitas ricas en Fe-Ti (Ionov, et al., 2005) (Fig. **VII.7e**).

La composición de las lherzolitas de El Palo (y del Cerro Pelado), para muchos de los elementos mayores, se solapa con la de las lherzolitas del MVM y el grupo 4 de El Aprisco (Fig. **VII.7**). Las lherzolitas-g1 de El Palo muestran un mayor contenido en TiO_2, FeO_t y Ni, y menor en Al_2O_3 y SiO_2 que las lherzolitas-g2 (Fig. **VII.7**). Respecto al contenido en CaO no se aprecian diferencias entre ambos grupos de lherzolitas definiendo una tendencia continua de correlación negativa con el MgO en dirección a la wehrlita 117203. Esta wehrlita a su vez es la que presenta mayor contenido en CaO de todas las analizadas (Fig. **VII.7b**).

Igualmente, las lherzolitas de Los Tormos tienen composiciones similares a los xenolitos menos evolucionados del CVC (lherzolitas del MVM y del grupo 4 de El Aprisco), excepto por la tendencia hacia composiciones más evolucionadas tipo wehrlíticas definida por sus contenidos altos de CaO, Al_2O_3 y TiO_2, con correlación negativa respecto al MgO (Fig. **VII.7a**).

Los xenolitos wehrlíticos de estos tres centros volcánicos muestran una marcada tendencia de enriquecimiento en Fe-Ti en comparación con las suites de xenolitos de los otros centros volcánicos. Los enclaves piroxeníticos de El Palo tienen composiciones con contenidos bajos en FeO, MgO y NiO, y elevados en el resto de elementos mayores (CaO, Al_2O_3, SiO_2 y TiO_2) (Fig. **VII.7**), definiendo así composiciones más evolucionadas que el conjunto de lherzolitas. La composición de la websterita es intermedia entre la de las lherzolitas y la definida por las wehrlitas y clinopiroxenitas. El único análisis de clinopiroxenita s.s. tiene menor contenido en Al_2O_3, FeO_t y TiO_2, y mayor en SiO_2 que las clinopiroxenitas olivínicas (Fig. **VII.7**). En Los Tormos, la única clinopiroxenita olivínica analizada se proyecta juntamente con las estudiadas en El Palo (Fig. **VII.7**). Las clinopiroxenitas no siempre se proyectan alineadas con las líneas de evolución wehrlítica (véase caso del FeOt, Fig. VII.7b), pero siempre la websterita lo hace en posiciones próximas al conjunto clinopiroxenítico, como enlazando con las pautas wehrlíticas en aquellos diagramas que se alinean los campos.

La composición en elementos trazas de estos xenolitos ultramáficos presenta un marcado enriquecimiento en REE (Fig.**VII.8**). En el Cerro Pelado las lherzolitas y wehrlitas tienen perfiles de REE que se superponen entre sí, aunque con algunas diferencias. Algunas lherzolitas tienen perfiles ligeramente cóncavos, mostrando así una mayor fraccionación en las LREE y MREE. Sin embargo, las dos wehrlitas presentan perfiles ligeramente convexos con una pendiente más suave en las LREE y MREE, mientras que su fraccionación aumenta en las HREE, con contenidos incluso inferiores a los de las lherzolitas (Fig. **VII.8a**). En los perfiles multielementales las lherzolitas y wehrlitas presentan de nuevo perfiles variados, coincidiendo con la presencia de minerales metasomáticos: las únicas lherzolitas con anfíbol analizado (58498) o con flogopita (65298) presentan fuertes anomalías negativas de Nb-Ta, Zr-Hf, Pb y Ti, y anomalía positiva de Th-U, siendo todas ellas más marcadas en la lherzolita con anfíbol que en la que tiene flogopita (su contenido en U es incluso menor al condrito) (Fig. **VII.8b**). La lherzolita 65290 tiene anomalía negativa en Ti y en Th-U, pero en el resto de los elementos trazas presenta contenidos similares a las wehrlitas acompañantes (Fig. **VII.8b**). La única lherzolita con una ligera anomalía positiva en Ti es la que mayor contenido en elementos trazas tiene (a excepción de la anomalía negativa en U) (Fig. **VII.8b**). Las wehrlitas del Cerro Pelado tienen perfiles multitrazas similares entre sí, más suavizados que los de las lherzolitas y con un fraccionamiento más marcado en los elementos menos incompatibles (del Ti al Lu); además, muestran entre ellas anomalías muy variables de U y P (Fig. **VII.8b**).

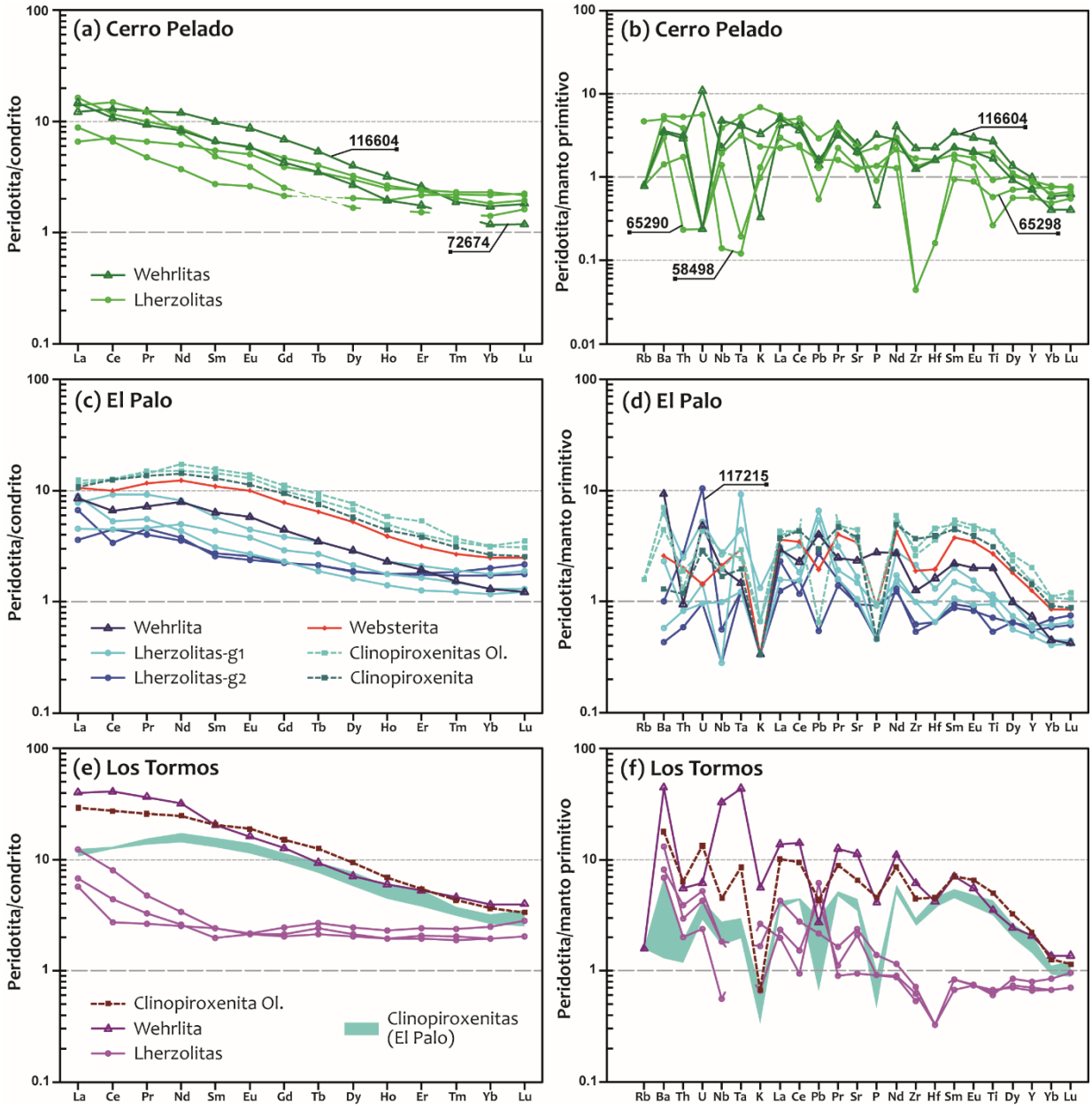

Figura VII.8. (a, c, e) Diagramas de REE normalizadas al condrito y (b, d, f) diagramas de elementos trazas normalizados al manto primitivo de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos del Cerro Pelado, El Palo y Los Tormos. En **(e, f)** se ha añadido el campo de las clinopiroxenitas de El Palo (en verde) para su comparación. Los valores del condrito y el manto primitivo proceden de Sun y McDonough (1989).

En el centro volcánico El Palo, todos los grupos litológicos presentan pautas más o menos paralelas entre sí en los diferentes diagramas de elementos trazas, difiriendo solo en algunas anomalías que las distinguen. Las clinopiroxenitas definen los contenidos más ricos en trazas, mientras que las lherzolitas-g2 son las más empobrecidas. La wehrlita y las lherzolitas de El Palo tienen menores contenidos en LREE que las de la mayoría del Cerro Pelado, no llegando a superar valores por encima de condrito x10 (Fig. **VII.8c**). Las lherzolitas-g1 y la wehrlita son más ricas en REE que las lherzolitas-g2, pero los tres grupos presentan perfiles de REE más o menos fraccionados y paralelos entre sí hasta el holmio. A partir de este elemento, la wehrlita sigue una pauta más fraccionada que los espectros prácticamente planos de las lherzolitas; únicamente las lherzolitas-g2 apuntan ligeramente hacia un mayor enriquecimiento en HREE. Respecto a los espectros multitrazas, la lherzolita-g2 117215 destaca por la fuerte anomalía positiva en U así como por unas ligeras anomalías negativas en Zr y Ti (Fig. **VII.8d**).

Los xenolitos piroxeníticos de El Palo muestran unos perfiles regulares y paralelos entre sí, suavemente convexos en REE, con los contenidos más altos en el Nd. La websterita presenta valores menores que las clinopiroxenita s.s, y ésta a su vez que las clinopiroxenitas olivínicas (Fig. **VII.8c**). La wehrlita presenta el perfil de REE más fraccionado, sobre todo en las MREE y HREE, llegando a tener el menor contenido en Lu de todas las peridotitas de este conjunto de centros volcánicos, junto a la wehrlita 72674 del Cerro Pelado (Tabla suplementaria **S3.RT-5**; Fig**. VII.8a, c**). Su perfil de multitrazas muestra contenidos similares a los de las lherzolitas-g1 o ligeramente superior en Ti, salvo por el mayor contenido en Ba y el fuerte fraccionamiento en los elementos menos incompatibles (Dy-Lu). En los perfiles multitrazas, también presentan perfiles paralelos entre sí, y solo la clinopiroxenita s.s. destaca por sus valores ligeramente más altos en Zr y Hf, y por una anomalía negativa de P más pronunciada (Fig. **VII.8d**). La websterita es el único xenolito piroxenítico de El Palo con anomalía negativa en U (Fig. **VII.8d**). En este grupo de xenolitos es destacable el desacople entre pares de elementos de comportamiento similar en las rocas del manto: la mayoría muestra anomalías negativas marcadas para el Nb pero no para el Ta, o la anomalía positiva de U que no abarca al Th (Fig. **VII.8d**).

En Los Tormos los perfiles de REE de las lherzolitas contrastan con los del Cerro Pelado y El Palo: son espectros con un marcado fraccionamiento en las LREE y planos entre el Sm y el Lu (Fig. **VII.8e**). Comparados también con estos dos centros, los perfiles multitrazas muestran valores mayores en LILE, anomalías negativas en Nb-Ta, Hf, Zr y muy ligera de Ti, y positivas en U, Pb y Sr (Fig. **VII.8f**). La wehrlita tiene contenidos en REE muy superiores a los de las lherzolitas y también al del resto de wehrlitas de los otros dos centros volcánicos. También destaca por su contenido en LREE, el mayor de todas las muestras analizadas en estos centros volcánicos (hasta 40 veces el contenido del condrito), encontrándose por encima de la composición de los enclaves clinopiroxeníticos en todas las REE (Fig. **VII.8e**). Los perfiles de REE y multitrazas de la wehrlita de Los Tormos son muy similares a los de las wehrlitas del grupo 1 de El Aprisco, salvo por la ausencia de la anomalía negativa en Ti (Figs. **VII.8e, f** y **VI.6a**), pero difieren bastante de los de las wehrlitas del Cerro Pelado y El Palo (que no muestran anomalías positivas muy marcadas en Ba y Nb-Ta). Por último, la clinopiroxenita olivínica es similar en contenidos de elementos trazas (sobre todo en REE) a la wehrlita acompañante, por lo que contrasta respecto a los enclaves clinopiroxeníticos de El Palo por un perfil fraccionado que parte desde valores altos en LREE (Fig. **VII.8e**). Esta clinopiroxenita olivínica destaca también por un perfil de multitrazas marcadamente enriquecido en algunos de los elementos más incompatibles (Ba, Th, U, Nb, Ta) (Fig. **VII.8f**).

Isótopos de Sr-Nd

Los datos isotópicos de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos de los centros volcánicos Cerro Pelado, El Palo y Los Tormos están recogidos en la Tabla suplementaria **S4.SN-5** y representados en la Figura **VII.9**.

El conjunto de xenolitos del Cerro Pelado muestra una composición isotópica relativamente homogénea, con una fuerte afinidad geoquímica con la fuente mantélica HIMU-FOZO y con el EAR, que es el reservorio del manto común de la provincia ígnea CiMACI (Lustrino y Wilson, 2007), siendo similar a las de los xenolitos del grupo 1 y 2 de El Aprisco y a las del campo de las rocas volcánicas del CVC (López-Ruiz et al., 2002; Villaseca et al., 2020) (Fig. **VII.9**). Sin embargo, la composición isotópica de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos de El Palo tienen un rango composicional más amplio, aunque casi todos ellos, menos la wehrlita 117203, tienen afinidad geoquímica con el EAR. La composición de las tres lherzolitas analizadas difiere bastante entre sí, sobre todo la de la lherzolita-g1 117207, con la relación de Nd menos radiogénica (Tabla suplementaria **S4.SN-5**).

Las wehrlitas de El Palo y Los Tormos se aproximan al campo composicional de las lherzolitas de más primitivas de El Aprisco, las del grupo 4. Las lherzolitas de Los Tormos, en cambio muestran una

composición de afinidad geoquímica con el EAR, que coincide parcialmente con la de las rocas volcánicas del CVC (Fig. **VII.9**).

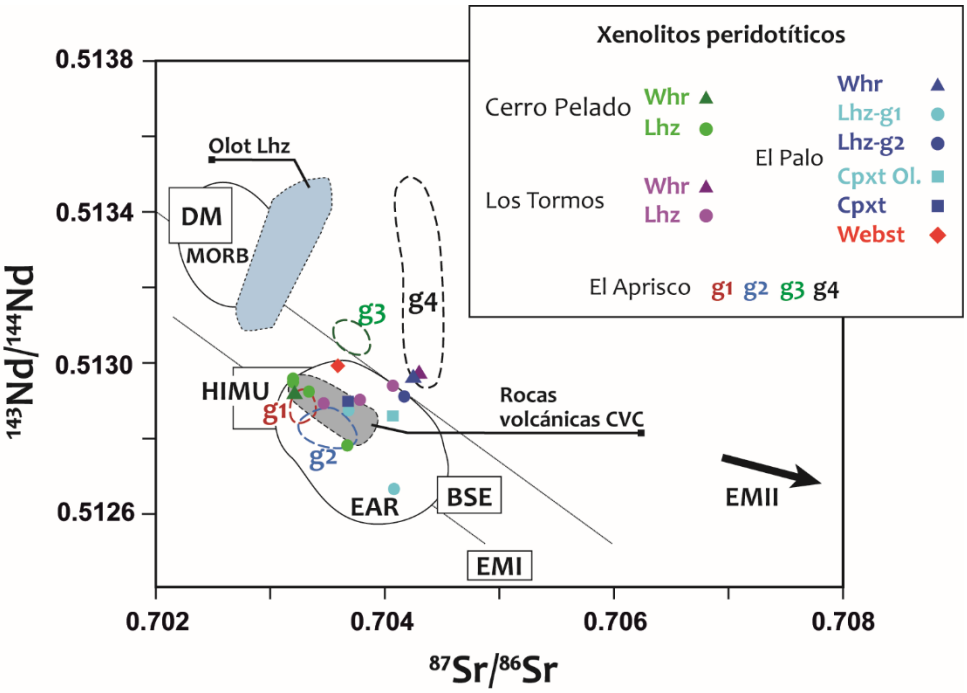

Figura VII.9. Diagramas de las relaciones isotópicas iniciales ($^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$) de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos del Cerro Pelado, El Palo y Los Tormos. Se han incluido los campos de composiciones isotópicas de los diferentes grupos de xenolitos peridotíticos de El Aprisco (capítulo **VI**), para su comparación. También se incluyen las composiciones de las rocas volcánicas del CVC (Villaseca et al., 2020) y los diferentes componentes mantélicos (DM, MORB, HIMU, EMI, EMII; Zindler y Hart, 1986) así como el EAR (*European Asthenospheric Reservoir*; Downes et al., 2003).

El conjunto de xenolitos de los volcanes del segundo (y principal) evento magmático sódico del CVC definen un rango de composición isotópica Sr-Nd más amplio que el de las rocas volcánicas que los transportaron (Fig. **VII.9**). Asimismo, todos ellos presentan un carácter más enriquecido que los xenolitos lherzolíticos del campo volcánico alcalino de Olot (Bianchini et al., 2007), que se sitúan próximos a la composición del manto empobrecido (Fig.**VII.9**).

VII.3. Química Mineral

Elementos mayores

La composición de elementos mayores de los minerales y vidrio de los xenolitos de Cerro Pelado, El Palo y Los Tormos se incluye en la Tabla suplementaria **S5.M-5**.

En los xenolitos peridotíticos de Cerro Pelado, el olivino muestra un #Mg mayor en las lherzolitas (88.4-91.3) que en los enclaves más evolucionados (wehrlitas: 83.7-86.2, y dunitas: 83.9-85.3) (Fig. **VII.10a**). Este amplio rango de valores contrasta con los del olivino de El Palo, más homogéneo (86.9-90.7) con valores ligeramente más bajos en las lherzolitas (principalmente las g1; 87.3-90.2), (Fig. **VII.10a**). Dentro del conjunto de enclaves clinopiroxeníticos de El Palo, el #Mg más alto del olivino se da en las clinopiroxenitas s.s. (86.6-87.9). En las lherzolitas de ambos centros, el contenido en NiO del olivino es mayor que en las wehrlitas y piroxenitas de estos centros volcánicos (Fig. **VII.10a**).

La composición del olivino secundario (en las zonas con vidrio) define una ligera tendencia a disminuir en #Mg y NiO respecto al olivino primario de las lherzolitas del Cerro Pelado. En las lherzolitas-g2 de El Palo solo se observa una fuerte disminución del contenido en NiO respecto al primario (Fig. **VII.10a**).

El ortopiroxeno de las lherzolitas del Cerro Pelado tiene una composición homogénea en su #Mg (89.3-92.2), mientras que en las lherzolitas de El Palo presenta un amplio rango en el que se alcanzan valores más altos, de hasta 94.2 (Fig. **VII.10b**). Considerando el contenido en Al_2O_3, la mayoría del ortopiroxeno de las lherzolitas-g2 de El Palo se solapa con el de las lherzolitas del Cerro Pelado, excepto con las lherzolitas 58498 y 117491, con un contenido notablemente menor (Fig. **VII.10b**) (Tabla suplementaria **S5.M-5**). La única wehrlita que contiene ortopiroxeno (muestra 72674 del Cerro Pelado) presenta una composición considerablemente más evolucionada, con menor #Mg (85.0-85.7), menor contenido en Al_2O_3 y mayor en TiO_2 que el resto del ortopiroxeno de los xenolitos de estos centros volcánicos (Fig. **VII.10b**; Tabla suplementaria **S5.M-5**). Por otra parte, el ortopiroxeno de la websterita presenta el mayor contenido en Al_2O_3 del conjunto, con valores de #Mg intermedios entre los más bajos de la wehrlita y los más altos de las lherzolitas (Fig. **VII.10b**).

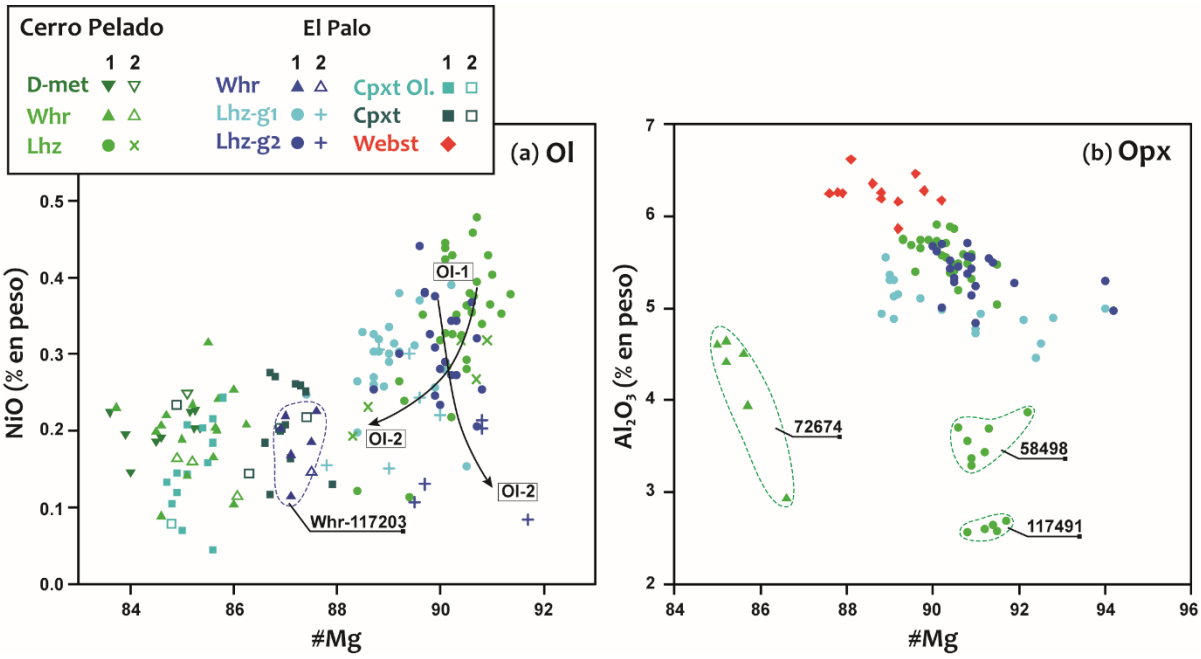

Figura VII.10. Composición de elementos mayores del olivino y ortopiroxeno de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos del Cerro Pelado y El Palo. (a) #Mg vs. NiO en el olivino (Ol); **(b)** #Mg vs. Al_2O_3 en el ortopiroxeno (Opx). Las flechas indican las variaciones composicionales desde los cristales primarios (1) hasta los neoblastos (2) en algunas lherzolitas.

El clinopiroxeno primario en las lherzolitas del Cerro Pelado y El Palo muestra rangos de #Mg similares, pero, como ocurre con el olivino, en el Cerro Pelado la composición alcanza valores superiores (92.9 en la lherzolita 58498). El clinopiroxeno en esta lherzolita también muestra menores contenidos en TiO_2, Na_2O y Al_2O_3, (y mayor en CaO) que en el resto del clinopiroxenos de las lherzolitas del Cerro Pelado (Fig. **VII.11**). El clinopiroxeno de la lherzolita 117491 destaca por su menor contenido en Al_2O_3 (al igual que su ortopiroxeno) y por su mayor contenido en Na_2O y Cr_2O_3 (Fig. **VII.11a, d**). En las lherzolitas de El Palo, el clinopiroxeno primario es ligeramente más evolucionado en las lherzolitas-g1 (87.3–89.7), que en las lherzolitas-g2 (88.2-91.1) (Fig. **VII.11b, d**), al igual que en el olivino.

El clinopiroxeno aparentemente primario de las wehrlitas de ambos centros volcánicos muestra una composición más evolucionada que el de las lherzolitas, con menor #Mg y menor contenido en Al_2O_3,

y Na_2O, así como mayor contenido en TiO_2. Estas tendencias se hacen aún más marcadas en las wehrlitas y dunitas metasomáticas del Cerro Pelado que presentan un bajo contenido en Cr_2O_3, correlacionándose negativamente con el contenido en Al_2O_3; esto es más acusado en la wehrlita 72674 (Fig. **VII.11a, d**), donde el clinopiroxeno presenta, casi en su totalidad, textura cribosa (Fig. **VII.3c**).

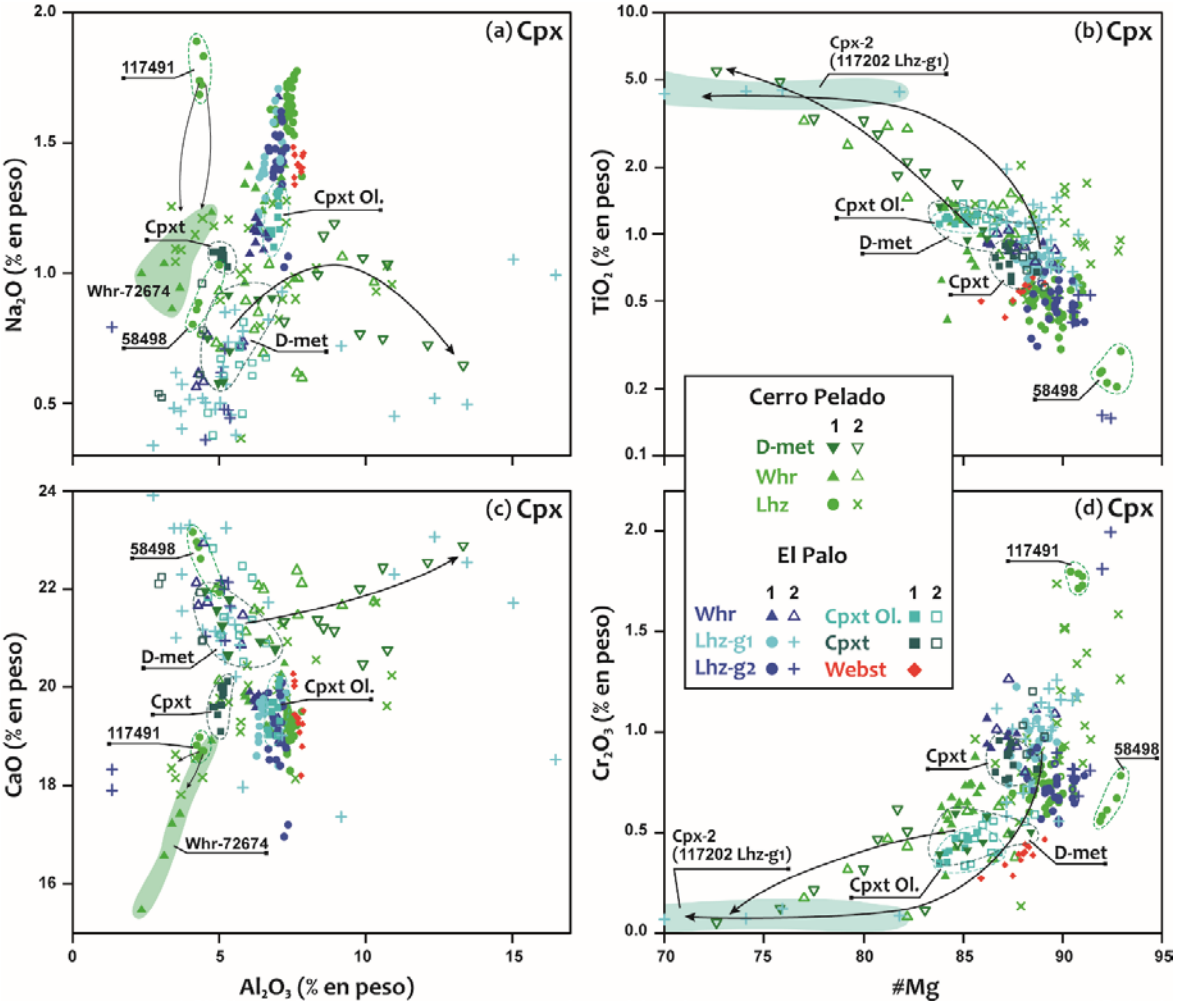

Figura VII.11. Composición de elementos mayores del clinopiroxeno (Cpx) de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos del Cerro Pelado y El Palo. Las flechas indican las variaciones composicionales desde los cristales primarios (1) hasta los neoblastos secundarios (2) en algunos xenolitos.

El clinopiroxeno en los enclaves clinopiroxeníticos presenta una composición con tendencias similares a las mostradas por las wehrlitas, con mayor #Mg y contenido en TiO_2, y menor en Na_2O que en las lherzolitas. En las clinopiroxenitas olivínicas el clinopiroxeno presenta mayor contenido en Al_2O_3 y TiO_2 y menor en Cr_2O_3 que en las clinopiroxenitas s.s. (Fig. **VII.11**). Por otro lado, el clinopiroxeno de la websterita de El Palo muestra generalmente una composición algo más evolucionada que las lherzolitas, pero sin presentar el enriquecimiento en TiO_2 de los enclaves clinopiroxeníticos o las wehrlitas. Además, destaca por su mayor contenido en Al_2O_3 y menor en Cr_2O_3 comparado con el clinopiroxeno primario de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos de estos dos centros volcánicos (Fig. **VII.11**).

El clinopiroxeno secundario muestra rangos composicionales muy amplios, pero el rasgo común en la mayoría de ellos es el aumento en el contenido en TiO_2 respecto al primario (Fig. **VII.11b**). En el clinopiroxeno criboso y en los neoblastos de las wehrlitas y dunitas metasomáticas este aumento va acompañado de una disminución del #Mg (Fig. **VII.11b**). La composición más evolucionada la tienen los clinopiroxenos neoformados de tendencia acicular incluidos en el vidrio de la lherzolita-g1 117202 de El

Palo (Fig. **VII.6a**), que es la que presenta mayor enriquecimiento en Ti-Fe en sus minerales máficos principales. Estos neoblastos de clinopiroxeno-2, junto con los de las dunitas metasomáticas del Cerro Pelado, también tienen un mayor contenido en Al_2O_3 y CaO y menor en Cr_2O_3 que los primarios (Fig. **VII.11**; Tabla suplementaria **S6.M-5**). En la lherzolita 117491 del Cerro Pelado, el clinopiroxeno neoblástico tiene menor contenido en Na_2O y CaO que su clinopiroxeno primario correspondiente (Fig.**VII.11a, c**). Por otro lado, el clinopiroxeno criboso en los diferentes grupos de xenolitos tiene menor contenido en Al_2O_3 y Na_2O y mayor en Cr_2O_3 y CaO que el primario, siendo ésto especialmente notable en las lherzolitas (Fig. **VII.11**). Es de destacar que los clinopiroxenos-2 de las lherzolitas del Cerro Pelado tienen composiciones próximas a los cristales aparentemente primarios de las wehrlitas y dunitas metasomáticas acompañantes, salvo en el contenido en Cr_2O_3, muy superior en estos neoblastos intersticiales de las lherzolitas.

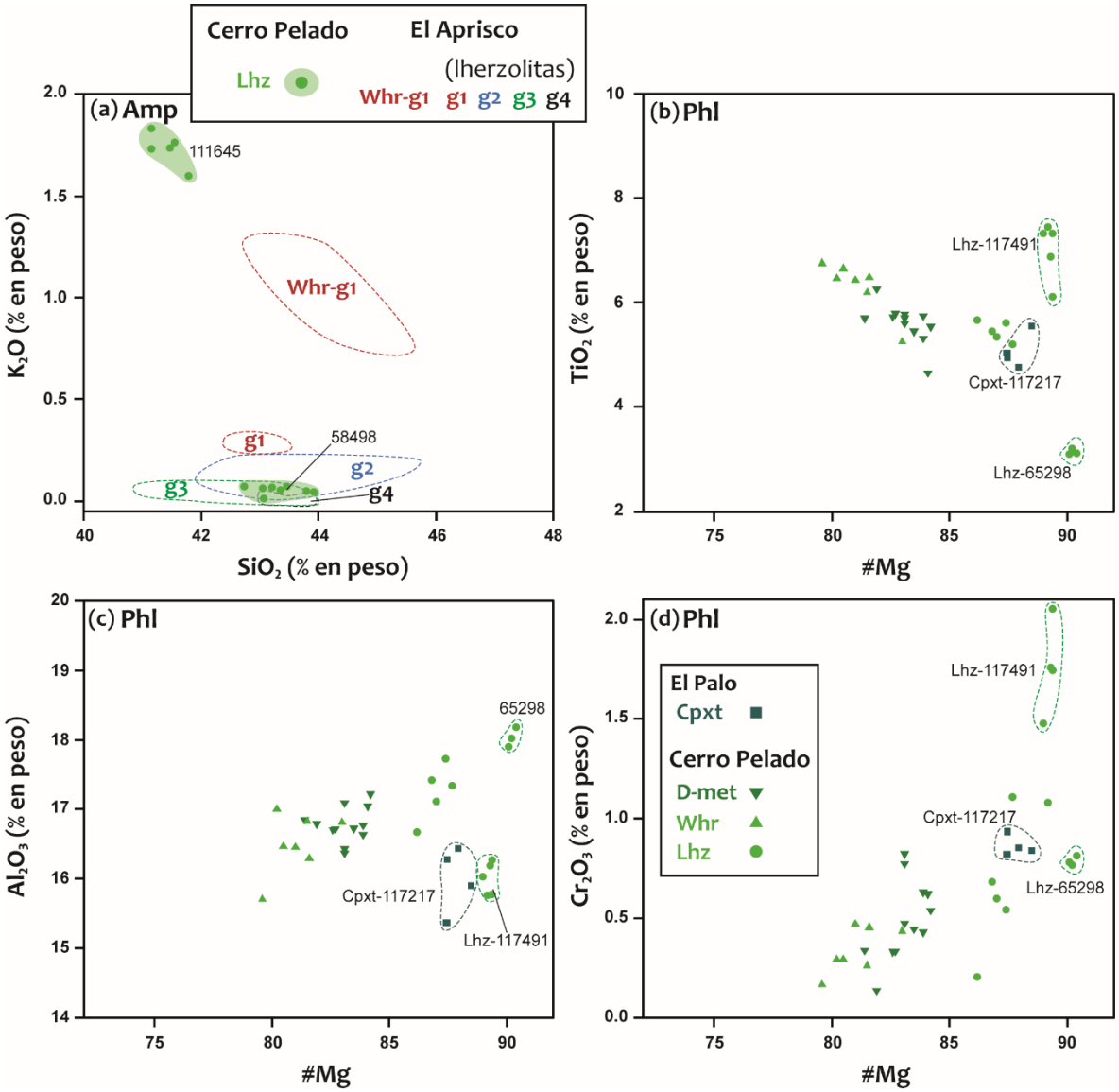

Figura VII.12. Composición de elementos mayores del anfíbol (Amp) y de la flogopita (Phl) de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos del Cerro Pelado y El Palo. En el diagrama **(a)** se han incluido los campos composicionales del anfíbol analizado en los diferentes grupos de xenolitos de El Aprisco (de la Fig. **VI.10a**).

El anfíbol de las lherzolitas del Cerro Pelado muestra marcadas diferencias composicionales entre las dos muestras en donde aparece (Tabla suplementaria **S5.M-5**). El anfíbol intersticial de la lherzolita 58498, con bajo contenido en K_2O (Fig. **VII.12a**) y el #Mg entre 89.0 y 90.7, es similar al de los xenolitos peridotíticos poco o moderadamente metasomatizados de El Aprisco y al grupo 2 de lherzolitas del Cerro

Gordo. Sin embargo, el anfíbol aislado de la lherzolita 111645 tiene mayor contenido en K_2O y TiO_2, y menor #Mg (85.3-87.8), SiO_2 y Cr_2O_3 que el intersticial (Fig. **VII.12a;** Tabla suplementaria **S5.M-5**). Los valores de K_2O son también mayores a los de anfíboles de xenolitos del Cerro Gordo (ver Fig. **V.11a**) y son próximos a los mostrados por los megacristales de anfíbol muestreados en las rocas volcánicas del CVC (capítulo **III**; Fig. **III.14**).

La flogopita de las wehrlitas y dunitas metasomáticas presenta un #Mg inferior al de las lherzolitas (Fig. **VII.12**), a la vez que un incremento gradual de TiO_2 y una disminución de Cr_2O_3 y Al_2O_3 cuanto menor es el #Mg (Fig. **VII.12b, c, d**). La composición de la flogopita de las lherzolitas varía con la muestra. (Fig. **VII.12b, c, d).** Por último, los pequeños cristales de flogopita de la clinopiroxenita 117217 define un campo composicional intermedio al de las lherzolitas, próximo al entronque de la pauta wehrlítica de las muestras del Cerro Pelado (Fig. **VII.12c**).

La espinela primaria sólo aparece en los diferentes grupos de lherzolitas y la websterita de estos dos centros volcánicos y en cada grupo muestra diferencias composicionales considerables. El #Mg en la espinela de las lherzolitas-g2 de El Palo tiene un rango similar al de la mayoría de lherzolitas del Cerro Pelado (Tabla suplementaria **S5.M-5**).). La espinela secundaria en las lherzolitas presenta menor #Mg y mayor #Cr que las primarias, mostrando una correlación positiva con el aumento en TiO_2 (Fig. **VII.13a**). La espinela secundaria en las wehrlitas y dunitas metasomáticas del Cerro Pelado está muy enriquecida en TiO_2 (Fig. **VII.13a**), con valores muy superiores a los de la espinela secundaria en las wehrlitas de El Aprisco (capítulo **VI**; Fig. **VI.11a**), mientras que el Al_2O_3 y Cr_2O_3 no siguen pautas similares en ambos tipos litológicos (Fig. **VII.13b**). La espinela primaria de la websterita destaca por su contenido muy bajo en Cr_2O_3 (3.6-5.8% en peso) respecto al de la espinela en xenolitos ultramáficos del CVC o de otros campos volcánicos (p.ej., Ionov et al., 2002; Bianchini et al., 2007), con un #Cr inferior al FMM (*Fertile MORB Mantle*; Arai, 1992) (Fig. **VII.13a**). Su contenido en TiO_2 es similar al de la espinela en las lherzolitas del Cerro Pelado y las lherzolitas-g2 de El Palo (Fig. **VII.13a**).

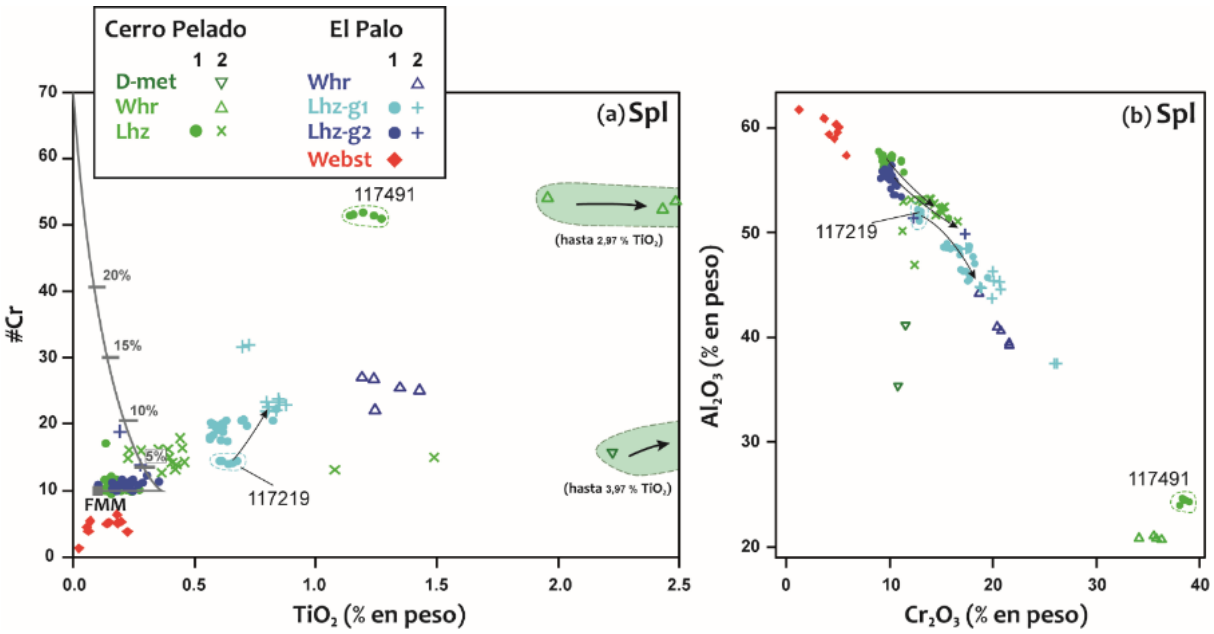

Figura VII.13. Composición de elementos mayores de la espinela (Spl) de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos del Cerro Pelado y El Palo. (a) Se ha incluido la tendencia de fusión parcial representada desde el FMM *(Fertile MORB Mantle*; Arai, 1992). Las flechas muestran las variaciones composicionales desde el núcleo (Spl-1) al borde (Spl-2) de la espinela en los diferentes grupos de lherzolitas del Cerro Pelado y El Palo.

Solo ha sido posible analizar el vidrio intersticial en algunos de los xenolitos ultramáficos del Cerro Pelado y El Palo (Tablas suplementarias **S5.M-5**) debido a que la mayoría se encuentra transformado a zeolitas (Fig. **VII.5f**). En la wehrlita 72674 y la lherzolita 65290 del Cerro Pelado el vidrio es alcalino, con contenido similar de Na_2O y K_2O, quedando clasificados en el diagrama TAS como fonolitas tefríticas y traquiandesitas (Fig. **VII.14**). En los xenolitos de El Palo la composición del vidrio es más variada, pero la mayor parte de ellas dentro del campo alcalino (Fig. **VII.14**). Sólo el vidrio de la lherzolita-g1 117202 muestra una tendencia subalcalina: el vidrio de microbolsadas con abundantes neoblastos de clinopiroxeno (Fig. **VII.6a**) muy enriquecidos en TiO_2 y Al_2O_3 (Fig. **VII.11**) tiene una composición traquiandesita basáltica, mientras que el asociado al clinopiroxeno criboso es subalcalino, con composición entre traquiandesita y andesita (Fig. **VII.14**). En ambos casos se sitúan próximos a los grupos 2 y 3 de El Aprisco (Fig. **VII.14**). En las lherzolitas-g2 (muestra 117215) el único análisis de vidrio intersticial es alcalino, con composición entre tefrita fonolítica y fonolita tefrítica (Fig. **VII.14**). En la clinopiroxenita olivínica 117480 de El Palo, el vidrio intersticial muestra, en cambio, una composición muy distinta al resto de vidrio analizado en las muestras de este volcán. Es de composición andesita s.s., es decir, claramente en el campo subalcalino (Fig. **VII.14**).

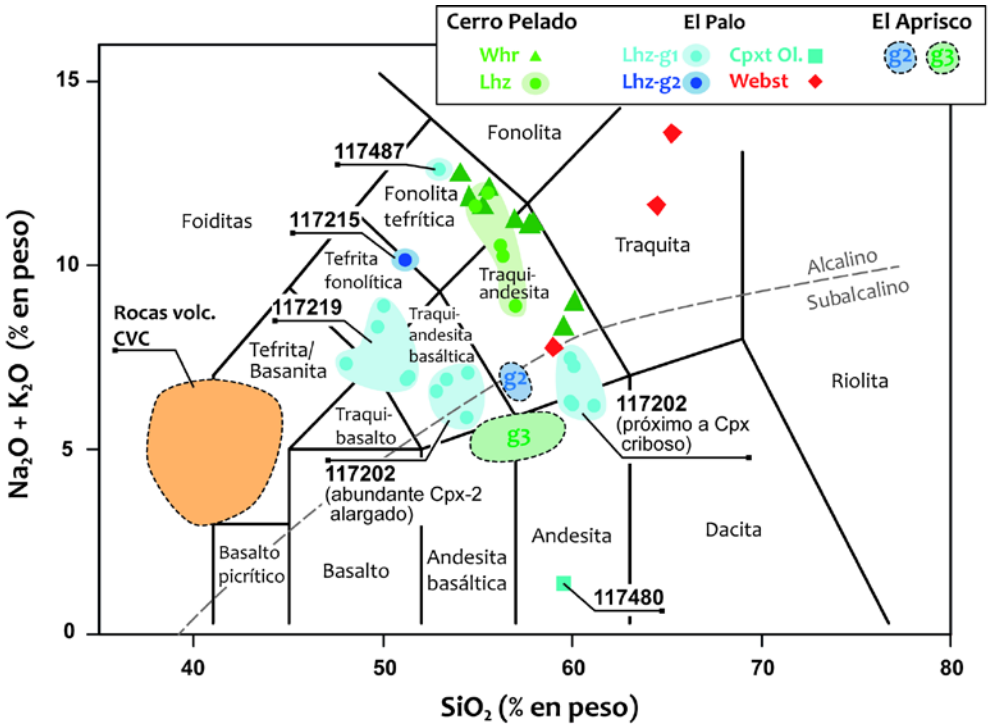

Figura VII.14. Composición del vidrio intersticial de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos del Cerro Pelado y El Palo, representada en el diagrama TAS (*total alkali-silica*; Le Maitre, 2002). Se han incluido los campos composicionales de las rocas volcánicas del CVC y el vidrio de los xenolitos peridotíticos de los grupos 2 y 3 del volcán El Aprisco (capítulo **VI;** Fig. **VI.12**).

Geotermobarometría

Los xenolitos ultramáficos de los centros volcánicos El Palo y Cerro Pelado tampoco presentan granate como fase alumínica, por lo tanto su profundidad de extracción queda limitada a menos de 70 km (< 20 kbar). Como en otras suites de xenolitos ultramáficos Calatrava, para calcular su profundidad de extracción de se han utilizado las estimaciones de Nimis y Ulmer (1998) basadas en la composición del clinopiroxeno (Tabla **VII.2**). Teniendo en cuenta la profundidad del manto en el centro de la Península Ibérica (Moho a 32 ± 2 km; Fernández et al., 1998), muchos de los valores obtenidos son demasiado bajos, sobre todo los de los xenolitos más refertilizados (wehrlitas, clinopiroxenitas y lherzolitas con

metasomatismo modal) (Tabla **VII.2**; Fig. **VII.15**). Estos resultados apuntan a que esas transformaciones ocurrieron durante el ascenso en el magma volcánico que los atrapó. Por otra parte, para la mayoría de las lherzolitas del Cerro Pelado, y las lherzolitas-g2 y la websterita de El Palo se obtienen condiciones de mayor profundidad, similares a las presiones de las lherzolitas del grupo 4 de El Aprisco (capítulo **VI**) y ligeramente superiores a las de las lherzolitas del MVM (capítulo **IV**), uno de los grupos de enclaves ultramáficos del CVC que menos interacción metasomática han sufrido (Fig. **VII.15**).

Las temperaturas estimadas para los xenolitos ultramáficos en el Cerro Pelado (856-1172 ºC), y en El Palo (1032-1127 ºC) (Tabla **VII.2**) muestran una cierta correlación positiva con las presiones obtenidas (Fig. **VII.15**). Los xenolitos que muestran las temperaturas más extremas son la lherzolita con anfíbol 58498, con la temperatura más baja (856 ºC) y la lherzolita con flogopita 117491, con la más alta (1172 ºC), ambos procedentes del volcán Cerro Pelado (Tabla **VII.2**; Fig. **VII.15**). Por otro lado, el clinopiroxeno criboso tiene un rango de temperatura más amplio (847-1161 ºC) que el primario y los neoblastos (cpx-2) presentan una tendencia de aumento de temperatura, llegando a solaparse incluso con las condiciones P-T aproximadas del volcanismo de Calatrava (Villaseca et al., 2019b) (Fig. **VII.15**).

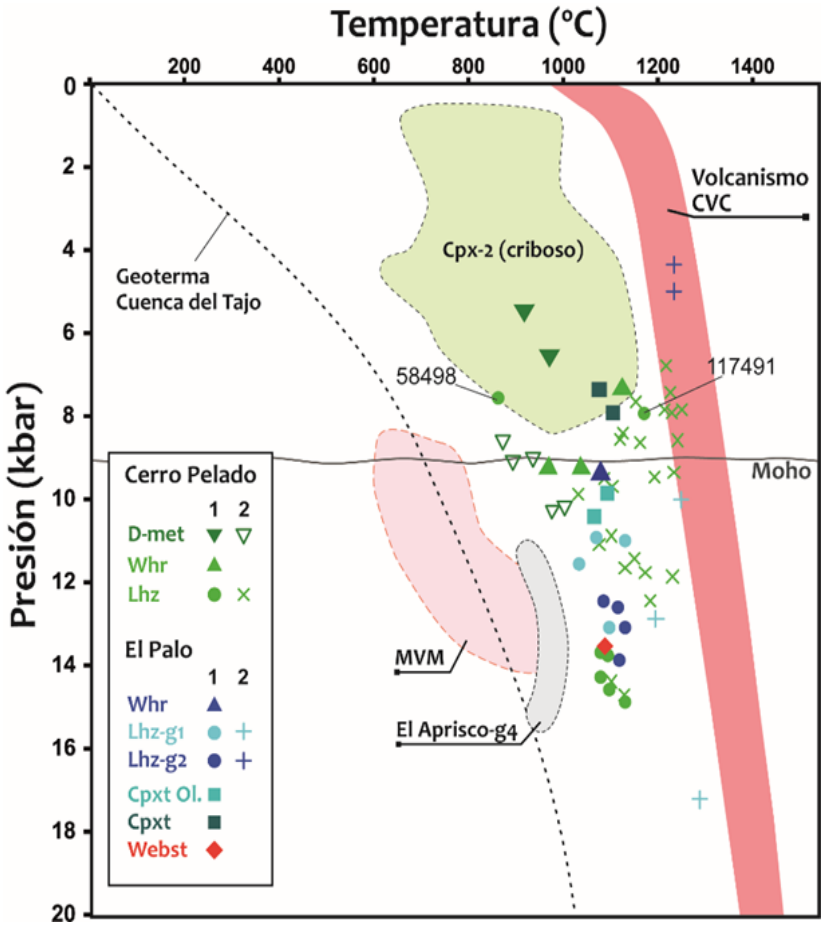

Figura VII.15. Diagrama presión vs. temperatura para los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos del Cerro Pelado y El Palo, de acuerdo al geobarómetro de Nimis y Ulmer (1998) y el geotermómetro de dos piroxenos de Brey y Köhler (1990). Se incluye la estimación del clinopiroxeno secundario criboso de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos (campo verde) y del clinopiroxeno neoformado (Cpx-2). También se han representado las condiciones P-T estimadas para las lherzolitas del Morrón de Villamayor (MVM) (campo rojizo) y el grupo 4 de lherzolitas de El Aprisco (campo gris). También se ha representado la geoterma (línea discontinua negra) de la Cuenca del Tajo (Jiménez-Díaz et al., 2012) y las condiciones P-T aproximadas del volcanismo de Calatrava (Villaseca et al., 2019b).

Tabla VII.2 - Geotermobarometría (P-T) de los xenolitos peridotíticos del Cerro Pelado y El Palo.

	T (ºC)	P (kbar)
Muestra	BK	NU
Cerro Pelado		
Dunitas-Met		
111640	914*	5.4
(Cpx-2) 59	847*	8.6
111648	966*	6.5
(Cpx-2) 122	974*	10.2
Wehrlitas		
72674	1120	7.3
110856	967*	9.2
116604	1035*	9.2
Lherzolitas		
58498	856	7.5
(Cpx-2) 23	1161	9.5
65290	1077	13.6
65298	1090	13.7
(Cpx-2) 22	1200	9.4
111642	1093	14.5
(Cpx-2) 109	1119	11.4
111645	1127	14.8
(Cpx-2) 111	1046	11.1
111652	1076	14.2
(Cpx-2) 25	1072	14.4
117491	1172	7.9
(Cpx-2) 79	1216	7.8
El Palo		
Wehrlita		
117203	1075	9.3
Lherzolitas-g1		
117202	1092	13.0
(Cpx-2) 39	1163	12.9
117207	1127	10.9
117219	1032	11.5
117487	1067	10.9
Lherzolitas-g2		
117215	1110	12.6
117483	1082	12.4
(Cpx-2) 25	1201	4.4
117484	1125	13.0
117486	1113	13.8
Websterita		
117205	1084	13.5
Clinopiroxenitas Ol.		
117480	1062*	10.4
117482	1089*	9.8
Clinopiroxenitas		
117217	1099*	7.9
117485	1072*	7.3

Abreviaturas: BK, Brey y Khöler (1990); NU, Nimis y Ulmer (1998); *, temperaturas estimadas con la composición promedia del ortopiroxeno de xenolitos similares; Cpx-2, neoblastos de clinopiroxeno secundario.

Según los datos geotermobarométricos obtenidos, estos xenolitos ultramáficos se situarían entre la geoterma del centro peninsular (calculada para la cuenca del Tajo; Jiménez-Díaz et al., 2012) y la trayectoria P-T estimada para las rocas volcánicas de Calatrava (Villaseca et al., 2019b) (Fig. **VII.15**). La mayoría de las lherzolitas del Cerro Pelado y las lherzolitas-g2 de El Palo muestran mayor temperatura que los xenolitos del MVM y del grupo 4 de El Aprisco, los cuales se hallan a profundidades similares, dibujando una trayectoria P-T ligeramente más próxima a la de las rocas volcánicas de Calatrava (Fig. **VII.15**). Los microcristales neoformados de clinopiroxeno de las lherzolitas presentan los mayores valores de temperatura calculados llegando a solapar con la trayectoria P-T del volcanismo de Calatrava (Fig.**VII.15**); son, por tanto, superiores a los de los clinopiroxenos primarios (Tabla **VII.2**), e incluso a los del Cpx-2 de El Aprisco (Fig. **VI.13**). La presión estimada para los clinopiroxenos neoformados en el vidrio (lherzolitas-g2 de El Palo) es marcadamente inferior respecto al primario. En el caso del clinopiroxeno criboso de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos las condiciones de presión obtenidas son siempre muy superficiales, por encima del Moho del sector (campo verde de la Fig. **VII.15**).

Elementos trazas

El contenido promedio en elementos trazas de los minerales de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos de los volcanes Cerro Pelado y El Palo se recogen en las Tablas suplementarias **S6.LA-5**, respectivamente. En el Cerro Pelado, el clinopiroxeno primario de las lherzolitas presenta perfiles todos ellos convexos en LREE y con un grado variable de fraccionamiento (Fig. **VII.16a**). En la lherzolita 58498, que contiene anfíbol intersticial, el clinopiroxeno primario tiene un espectro prácticamente plano a partir del Sm, siendo similar al del anfíbol acompañante (Fig. **VII.16c**). El clinopiroxeno de la lherzolita 65290 es el que presenta mayor contenido en HREE y, por lo tanto, a pesar de su enriquecimiento en LREE, tiene un perfil de REE menos fraccionado que el resto de xenolitos peridotíticos del Cerro Pelado (Fig. **VII.16a**). En el diagrama de multitrazas, el clinopiroxeno primario presenta en general anomalías positivas en Th-U, La-Ce y Sm-Eu, y negativas en K, Pb, P, (Zr-Hf) y Ti. Sin embargo, la lherzolita 117491 tiene menor contenido en Th-U, con valores por debajo del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), y la lherzolita 58498 presenta menor contenido en Nb (y Ta por debajo del límite de detección), generando una fuerte anomalía negativa no

mostrada por el resto de clinopiroxenos peridotíticos del Cerro Pelado (Fig. **VII.16b**). El clinopiroxeno aparentemente primario de las wehrlitas y dunitas metasomáticas presenta perfiles de REE similares al del clinopiroxeno de las lherzolitas, pero con menor contenido en REE, especialmente en las LREE, dando perfiles más marcadamente convexos (Fig. **VII.16a**). Además, su contenido en Th-U es inferior al de la mayoría de las lherzolitas y con anomalía positiva en Ti (Fig. **VII.16b**). El clinopiroxeno criboso tiene menor contenido en REE y Th-U que el aparentemente primario (Fig. **VII.16a, b**), mientras que en las wehrlitas sus perfiles son prácticamente paralelos a los del clinopiroxeno primario correspondiente. Aun así, su contenido en REE, Pb y P es similar o inferior al del clinopiroxeno primario acompañante (Fig. **VII.16a, b**). Por otro lado, en la dunita metamórfica 111648 los clinopiroxenos neoformados presentan un perfil convexo de REE, fuertemente fraccionado en HREE, paralelo al del primario correspondiente, pero con valores más altos (Fig. **VII.16a**). En el diagrama multielemental, destaca su anomalía positiva marcada en Ti, con contenidos por encima de las 10 veces el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) (Fig. **VII.16b**).

Los dos grupos (g1 y g2) de lherzolitas de El Palo presentan algunas diferencias en composición en elementos trazas del clinopiroxeno primario. En el caso de las lherzolitas-g1, sus perfiles de REE son más marcadamente convexos y fraccionados que los del clinopiroxeno primario de las lherzolitas-g2 (Fig. **VII.17a**). En el diagrama multielemental el clinopiroxeno primario de ambos grupos tiene perfiles similares, con anomalías negativas en K, Pb, P, Zr y Ti, y positiva en Ta (Fig. **VII.17b**). En general, los clinopiroxenos aparentemente primario*s* de estas lherzolitas de El Palo son muy parecidos a los del Cerro Pelado.

El clinopiroxeno aparentemente primario de la wehrlita de El Palo presenta un perfil similar al que presenta en las lherzolitas, pero más fraccionado (Fig. **VII.17a**). Su perfil en el diagrama multielemental se diferencia del clinopiroxeno en las lherzolitas-g1 por la ausencia de anomalía negativa en Ti (Fig. **VII.17b**). El clinopiroxeno criboso de las lherzolitas y la wehrlita muestra perfiles de REE y multitrazas similares a los del clinopiroxeno primario correspondiente, aunque con un menor contenido en trazas, sobre todo el de las lherzolitas-g2 (Fig. **VII.17a y b**). En el diagrama multitrazas el clinopiroxeno criboso en los xenolitos de El Palo es también similar al clinopiroxeno primario, pero en las lherzolitas-g2 su rango de contenido en LILE es más amplio que en las lherzolitas-g1 (Fig. **VII.17b**). No ha sido posible analizar el clinopiroxeno neoformado de la lherzolita-g2 117202 por su pequeño tamaño (Fig. **VII.6a**).

En los dos tipos de enclaves clinopiroxeníticos, la composición en elementos trazas del clinopiroxeno primario muestra una composición similar, aunque ligeramente con mayor contenido en REE y en los elementos menos incompatibles que en las clinopiroxenitas (Fig. **VII.17c, d**). El clinopiroxeno de las clinopiroxenitas carece de anomalía negativa en Ti, pero muestra anomalía positiva en Ta y negativa en K, Pb, P (excepto en la clinopiroxenita 117485) y Zr (Fig. **VII.17d**). El clinopiroxeno criboso en las clinopiroxenitas muestra composiciones en elementos trazas similares al de su correspondiente primario, pero con mayor contenido en LILE (Fig. **VII.17d**). Por otro lado, el clinopiroxeno de la websterita presenta un perfil muy diferente a todos los demás, con mayor contenido en LREE y HREE, poco fraccionado (casi plano) y con una ligera concavidad en las MREE (Fig. **VII.17c**). En el diagrama multitrazas presenta un perfil similar a los clinopiroxenos de las clinopiroxenitas, pero con una ligera anomalía negativa en Ti (Fig. **VII.17d**).

El anfíbol en las dos lherzolitas del Cerro Pelado presenta diferente composición en elementos trazas. El anfíbol intersticial de la lherzolita 58498 tiene un perfil fuertemente enriquecido en LREE y plano en las MREE y HREE, mientras que los cristales aislados de anfíbol en la lherzolita 111645 presentan un perfil convexo en las LREE (La-Eu) y fraccionado en las HREE (Fig. **VII.16c**). En el diagrama de multitrazas el anfíbol de la lherzolita 58498 muestra un marcado enriquecimiento en Th-U y anomalías negativas en P, Zr-Hf, Nb-Ta-K (Ta con valores por debajo del límite de detección), siendo estos últimos los únicos elementos por debajo del contenido del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). En cambio, en la

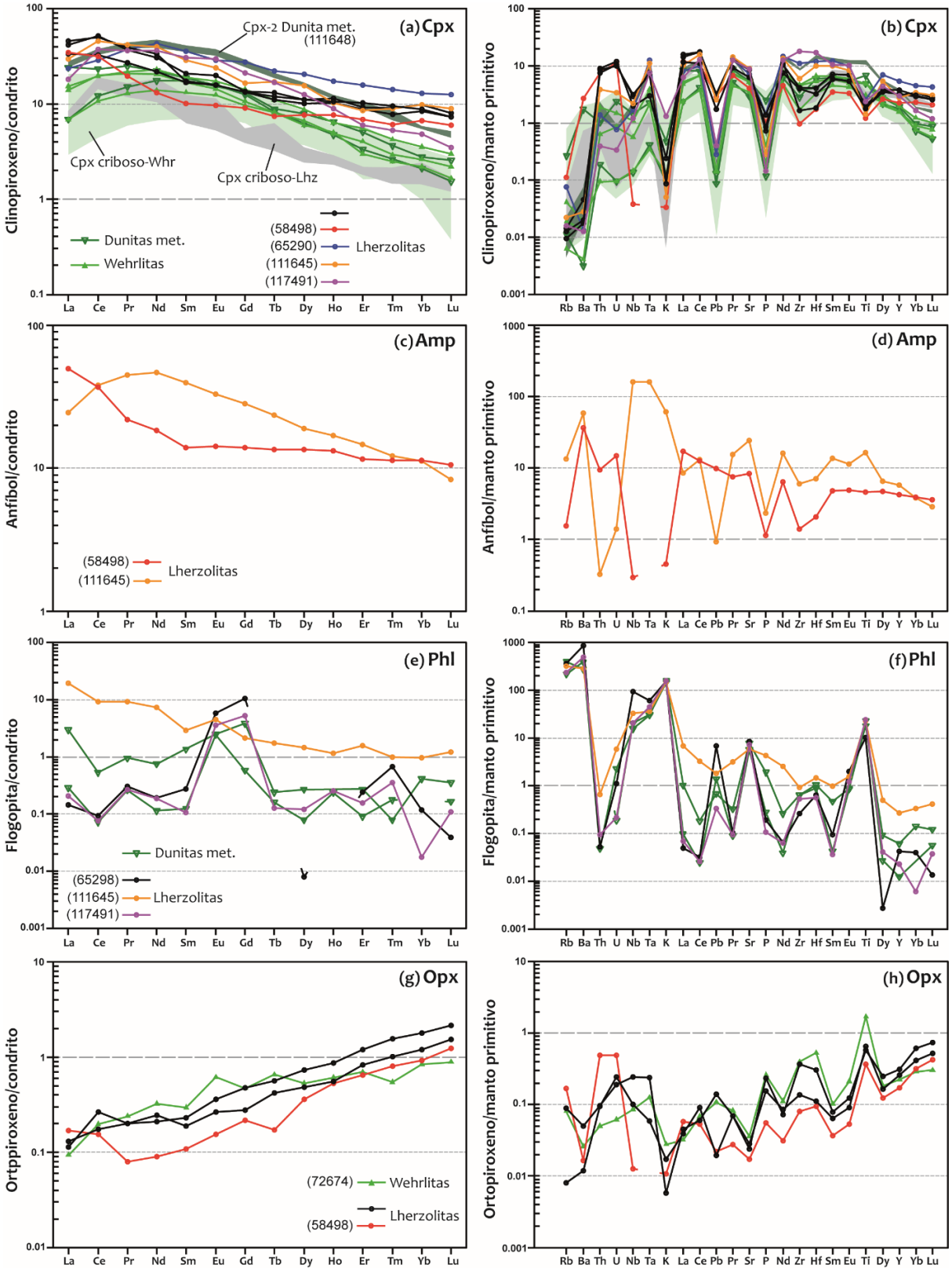

Figura VII.16. Diagramas de REE normalizados al condrito y de elementos trazas normalizados al manto primitivo de composiciones promedio de clinopiroxeno (a, b), anfíbol (c, d), flogopita (e, f) y ortopiroxeno (g, h) de los xenolitos peridotíticos del Cerro Pelado. Los valores de normalización utilizados son de Sun y McDonough (1989).

lherzolita 111645 el anfíbol presenta anomalía negativa en Th-U, Pb y una fuerte anomalía positiva en Nb-Ta (con valores 100 veces por encima del manto primitivo), K, y menos marcada en Sr y Ti (Fig. **VII.16d**),

teniendo, como en el anfíbol de la otra lherzolita, anomalía negativa de P. En el caso de la lherzolita 58498, la composición en elementos trazas del clinopiroxeno y el anfíbol es relativamente similar, a excepción de las anomalías negativas de Pb y Ti que pueden apreciarse en el clinopiroxeno (Fig. **VII.16b**) y están ausentes en el anfíbol (Fig. **VII.16d**). Aun así, puede considerarse que existe un cierto equilibrio entre ambos minerales. Sin embargo, en el caso de la lherzolita 111645, hay marcadas diferencias entre ambos minerales, destacando en el anfíbol la marcada anomalía negativa en Th-U y positiva de Nb-Ta y Ti del anfíbol, al contrario que en el clinopiroxeno (Figs. **VII.16b, d**).

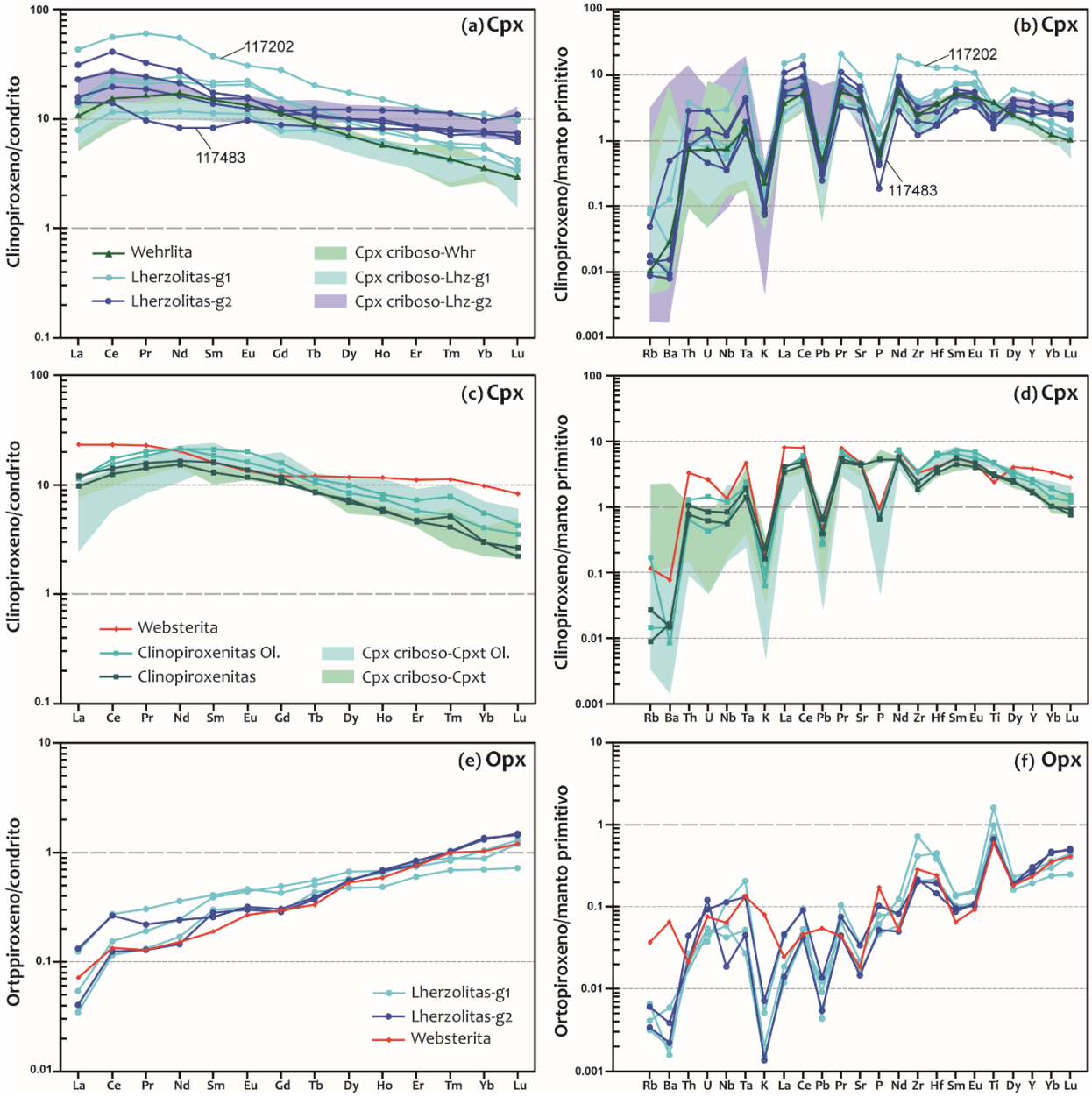

Figura VII.17. Diagramas de REE normalizados al condrito y de elementos trazas normalizados al manto primitivo de composiciones promedio de clinopiroxeno (a, b), anfíbol (c, d) y ortopiroxeno (e, f) de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos de El Palo. Los valores de normalización utilizados son de Sun y McDonough (1989).

La flogopita de la mayoría de los xenolitos peridotíticos del Cerro Pelado tiene contenidos muy bajos (subcondríticos) en la mayoría de REE-Y, excepto en la lherzolita 111645, que presenta valores por encima del condrito o similares en Tm e Yb, dibujando un perfil moderadamente fraccionado (Fig. **VII.16e**). En el resto de lherzolitas y en la dunitas metasomáticas, la flogopita destaca por una fuerte anomalía

positiva en Eu-Gd. En el diagrama multielemental la flogopita muestra mayor contenido en LILE (K, Rb, Ba) y Ti que el anfíbol (Fig. **VII.16f, d**; Tabla suplementaria **S6.LA-5**).

La composición en elementos trazas del ortopiroxeno es muy inferior a la del clinopiroxeno, anfíbol y flogopita. A pesar de ello, los perfiles de REE en todos ellos muestran un perfil de pendiente positiva (Fig. **VII. 16g y 17e**). En Cerro Pelado, el ortopiroxeno de la lherzolita 58498 tiene menor contenido en MREE que el resto de ortopiroxeno analizado (Figs. **VII.16g** y **17e**). También presenta anomalía positiva en Th-U y negativa en Nb-K (Ta con valores por debajo del límite de detección), además del contenido más bajo en los elementos menos incompatibles respecto al resto de ortopiroxeno analizado en el Cerro Pelado (Fig. **VII.16h**). El perfil de REE del escaso ortopiroxeno de la wehrlita del Cerro Pelado tiene menor contenido en HREE y mayor en MREE, Hf y Ti (Fig. **VII.16g, h**) que las lherzolitas de este mismo centro volcánico. En el Palo, el ortopiroxeno de las lherzolitas-g1 también presenta menor contenido en HREE y mayor contenido en Zr-Hf y Ti que las lherzolitas-g2 (Fig. **VII.17e, f**). Finalmente, el ortopiroxeno de la websterita aunque presenta un perfil similar de REE que el resto de ortopiroxeno analizado en El Palo (Fig. **VII.17e**), tiene mayor contenido en LILE (Rb, Ba, K), Pb, P y menor en Sm-Eu (Fig. **VII.17f**).

VII.4. Discusión

Naturaleza de las fuentes del manto litosférico

Los xenolitos peridotíticos del Cerro Pelado y El Palo presentan muchas evidencias de haber sufrido interacciones con agentes metasomáticos. Por este motivo, para poder caracterizar el manto litosférico más prístino, se consideran únicamente los aspectos mineralógicos y geoquímicos de las lherzolitas menos transformados y refertilizadas (lherzolitas del Cerro Pelado y lherzolitas g2 de El Palo). Aun así, se tiene en cuenta que estos grupos de lherzolitas también muestran evidencias metasomáticas, como la presencia de flogopita y anfíbol en algunas de ellas, por lo que las conclusiones obtenidas pueden ser solo aproximaciones (Tabla **VII.1**).

Para estimar el grado de fusión parcial de las fuente mantélicas del conjunto de xenolitos considerados, se utiliza la variación en el contenido de elementos trazas del clinopiroxeno por ser el mineral primario que aloja mayor cantidad de HREE-Y en las peridotitas con espinela, y, por tanto, ser más fiable para su cálculo (Norman, 1998). Siguiendo dicho modelo de fusión parcial, la mayor parte del clinopiroxeno primario de las lherzolitas del Cerro Pelado y las lherzolitas-g2 de El Palo indica que las lherzolitas más primitivas habrían sufrido un bajo grado de fusión parcial ($\leq$ 5%) (Fig. **VII.18**), similar al obtenido en las peridotitas menos metasomatizadas del Cerro Gordo, El Aprisco y el MVM. El clinopiroxeno de las lherzolitas 58498 y 117491 presenta un grado de fusión ligeramente superior (aprox. 7%, Fig. **VII.18**), pero aun así no supera los valores obtenidos por las lherzolitas g2 del MVM (Fig. **IV.14**; capítulo **IV**). En este sentido, la espinela en la lherzolita 117491 es la única que se aleja de la composición de fundidos del FMM (*Fertile MORB Mantle*; Arai 1992), por mayor contenido en TiO_2 (y Cr), respecto al resto de lherzolitas del Cerro Pelado (Fig. VII.**13a**). Este fuerte enriquecimiento en TiO_2 en la espinela de la lherzolita 117491 también se aprecia en la flogopita acompañante (Fig. **VII.12b**), mineral que evidencia un metasomatismo de la lherzolita, sugiriendo de esta forma que el grado de fusión parcial que se calcula a partir de estos minerales máficos no puede ser considerado como el sufrido por el protolito de manto.

El grado de fusión parcial inferior o similar al 5% mostrado por la mayoría de las lherzolitas seleccionadas en los volcanes del CVC, de nuevo contrasta con los datos obtenidos en otros grupos de xenolitos de volcanes variscos de la península. En el campo volcánico de Olot, las lherzolitas presentan grados de fusión parcial moderadamente bajos (hasta un 7%) y considerablemente más elevados en sus xenolitos harzburgíticos (hasta un 30%) (Bianchini et al., 2007; Galán et al., 2008). Del mismo modo, el

centro volcánico de Tallante (SE de España) presenta harzburgitas y lherzolitas ricas en ortopiroxeno que, junto al alto #Cr de su espinela, también sugiere un manto litosférico con mayor grado de fusión parcial (Beccaluva et al., 2004; Shimizu et al., 2004; Avanzinelli et al., 2020), y más residual que el del CVC. El bajo contenido en Cr, Ni y Mg de los minerales máficos de las lherzolitas del Cerro Pelado y El Palo que parecen presentar menor interacción metasomática, sugiere la presencia de un manto litosférico de mayor fertilidad en el centro peninsular, previo a los eventos metasomáticos, comparado con el resto de los campos volcánicos cenozoicos alcalinos de la Península Ibérica.

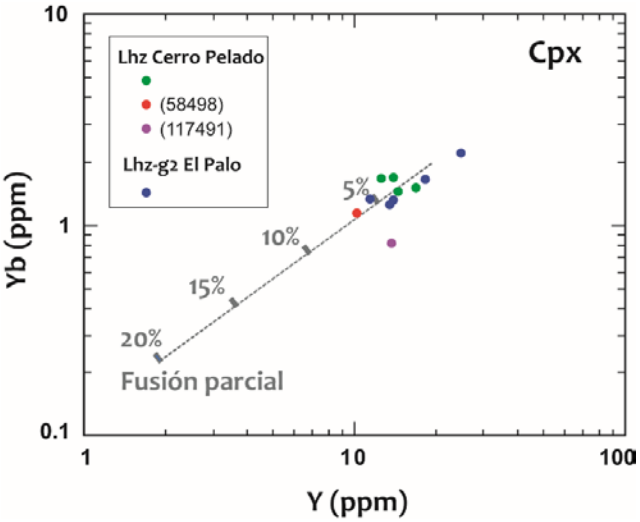

Figura VII.18. Diagrama Y vs. Yb en el clinopiroxeno primario de las lherzolitas del Cerro Pelado y El Palo. Modelo de fusión parcial de Norman (1998).

En los patrones normalizados al condrito de REE de estas lherzolitas con pocas evidencias de interacción metasomática (Fig. **VII.8a, c**) se puede apreciar un enriquecimiento en LREE, Aunque muchas de estas lherzolitas no presentan metasomatismo modal, sobre todo las del volcán El Palo, donde estos patrones enriquecidos en LREE suelen atribuirse a metasomatismo críptico (p.ej., Bianchini et al., 2007). En capítulos previos se ha indicado que las peridotitas menos refertilizadas en el CVC muestran perfiles de REE próximos a la composición del manto empobrecido, fuente principal de los magmas tipo MORB. Por lo tanto, las lherzolitas del Cerro Pelado y El Palo parecen proceder de un manto más enriquecido (próximo a composiciones de manto primitivo) o, alternativamente, han sufrido cierto grado de refertilización o metasomatismo críptico, posteriormente.

En cuanto a la información obtenida de la composición isotópica de las fuentes mantélicas en los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos del Cerro Pelado, El Palo y, también del volcán Los Tormos, se obtiene un rango que abarca desde los componentes FOZO-HIMU (al igual que los grupos más refertilizados de El Aprisco) hasta la posible amplia banda de mezcla entre los campos composicionales MORB y EMII dibujada previamente por las peridotitas de los grupos 3 y 4 de El Aprisco y del MVM (Fig. **VI.9**; capítulo **VI**). La presencia de un componente empobrecido en el manto litosférico subcontinental de los campos volcánicos cenozoicos europeos es característico del sector circum-Mediterráneo (p.ej., Lenaz et al., 2019; Pueziewick et al., 2020). Además, este desplazamiento a la derecha de la alineación mantélica (*mantle array*), también se ha observado en xenolitos peridotíticos del MCF (Zangana et al., 1997) y la cuenca Panoniana (Rosenbaum et al., 1997). Sin embargo, gran parte de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos de El Palo y Los Tormos (y todos los del Cerro Pelado) tienen una composición isotópica similar a la de las rocas volcánicas de CVC (Fig. **VII.9**). El carácter relativamente refertilizado de la mayoría de ellos podría indicar una relación genética con el volcanismo alcalino asociado. Cebriá y López-Ruiz (1995) sugieren que las rocas volcánicas de Calatrava constituyen un conjunto de magmas con grados de fusión parcial variables, pero pequeños (5-17%), a partir de una fuente de manto enriquecida con flogopita (anfíbol), y con valores en elementos incompatibles de 1.2 a 10 veces los valores del manto primitivo. Muchos de estos xenolitos peridotíticos estudiados parecen derivados de protolitos de manto con esos bajos grados de fusión parcial l (Fig. **VII.18**). Sin embargo, el carácter empobrecido en HREE de

la mayoría de las rocas volcánicas de Calatrava (Cebriá y López-Ruiz, 1995; López-Ruiz et al., 2002) (Fig. **II.6a**) y las estimaciones de la presión consideradas por Lee et al. (2009), vistas en el capítulo **III** (Tabla **III.2**), son indicativas de una fuente mantélica más profunda del CVC que la muestreada por estos xenolitos peridotíticos (manto litosférico en facies de espinela), posiblemente dentro del campo de estabilidad del granate y ya en la astenosfera.

Origen del vidrio intersticial

La composición química de los vidrios intersticiales analizados en El Cerro Pelado y El Palo es muy diferente de la composición de los magmas del CVC (Fig. **VII.14**), sugiriendo que la infiltración del magma que ha transportado los xenolitos no podría explicar el origen de este vidrio.

En los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos el vidrio aparece fundamentalmente en microbolsadas desconectadas entre sí, de escaso recorrido (Figs. **VII.5f** y **6a**). Además, este vidrio intersticial contiene frecuentemente microcristales neoformados de clinopiroxeno, olivino y espinela (Figs. **VII.5e, f** y **6a**). Según las estimaciones geotermobarométricas en los cristales neoformados de clinopiroxeno, estos cristalizaron a presiones variables y temperaturas relativamente altas, llegando a solapar las de presiones más bajas con la trayectoria P-T del volcanismo de Calatrava (Fig. **VII.15**). La formación del vidrio podría haber comenzado a profundidades mantélicas, desde el atrapamiento de estos fragmentos de manto, transportados por los magmas alcalinos de Calatrava. El aspecto vesicular de estos vidrios (líquidos residuales/fraccionados intergranulares en el xenolito) (Figs. **VII.5e** y **6a, b**) sugiere la exsolución de gran parte de sus volátiles durante el emplazamiento volcánico-subvolcánico, poco antes de solidificar en superficie.

La composición del vidrio en los xenolitos del Cerro Pelado se asemeja a los vidrios de composición traquiandesítica obtenidos en algunos estudios experimentales para bajos grados de fusión de fusión parcial en peridotitas (Draper y Green, 1997; Perinelli et al., 2008). Los contenidos altos en $TiO_2 + K_2O$ (5.3-7.2% en peso) del vidrio en estos xenolitos indican la intervención de un metasomatismo silicatado alcalino sódico. Pero la participación de un agente metasomático alcalino también podría ser reflejo de la composición en elementos trazas del clinopiroxeno primario (que es un mineral con metasomatismo críptico, como se describirá en el siguiente apartado), fase principal en la fusión de peridotitas (p.ej., Green, 2015). La variabilidad composicional de los fundidos se explicaría por la cristalización de minerales secundarios (Cpx-2, Ol-2, Spl-2) en diversas proporciones, como consecuencia de las reacciones variables de fusión local, involucrando los minerales primarios de la peridotita en proporciones cambiantes.

Un posible origen del vidrio se podría explicar por la participación de fases metasomáticas hidratadas (p. ej., anfíbol y flogopita), ya que al fundir éstas durante el ascenso del magma, favorecerían la formación de pequeños porcentajes de fundido (Yaxley et al., 1997; Yaxley y Kamanetsky, 1999; Coltorti et al., 2000). Pero en los xenolitos del Cerro Pelado no hay indicios petrográficos claros de la intervención de fases hidratadas en estos sectores intersticiales de fusión debido a la ausencia de relaciones con el escaso anfíbol o flogopita. Sin embargo, aunque estas peridotitas se consideren anhidras, pueden haber sufrido fusión parcial durante su atrapamiento, sobre todo si previamente han sido refertilizadas y tienen *clinopiroxeno crípticamente enriquecido* (ver siguiente apartado). Esta fusión se explicaría en parte por al aumento de temperatura inducido por los fundidos que transportan los xenolitos, como demuestra la mayor temperatura de cristalización estimada para los neoblastos de clinopiroxenos asociados al vidrio; así como también por la fuerte descompresión sufrida hasta hacer erupción. Como son lherzolitas refertilizadas sus curvas *solidus* son de menor temperatura que las de lherzolitas anhidras, favoreciendo la fusión parcial *in situ* de estos xenolitos de tamaño centimétrico. La propia descompresión adiabática durante su travesía por la litosfera superior (probablemente de pocas decenas de horas desde que son atrapados, según Lierenfeld and Mattsson, 2015) facilitaría la fusión parcial del xenolito.

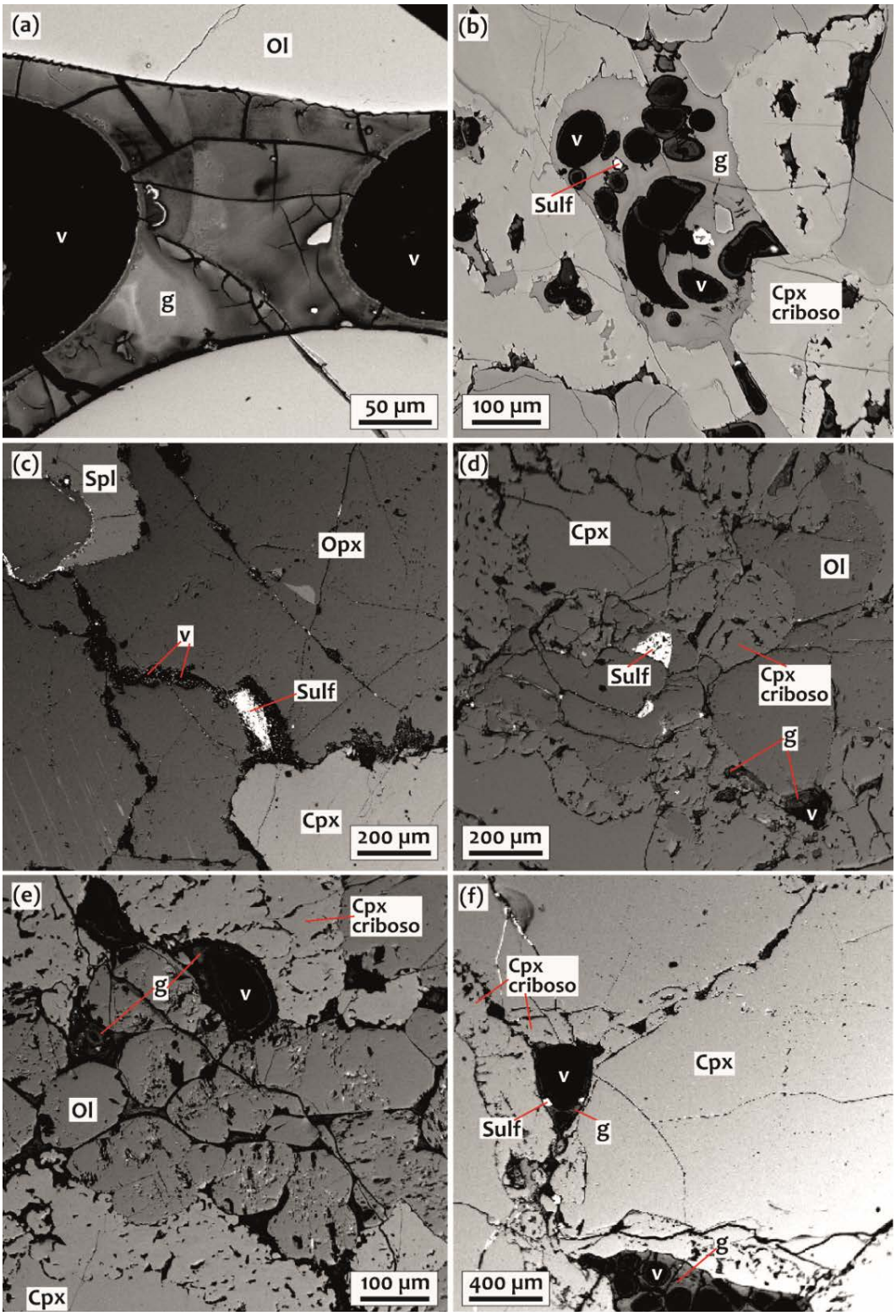

Figura VII.19. Fotografías de microscopio electrónico (imágenes BSE) del vidrio intersticial en xenolitos ultramáficos del Cerro Pelado y El Palo: (a) vidrio intersticial alterado con vesículas de desgasificación en la dunita 111648 del Cerro Pelado; **(b)** vidrio intersticial vesiculado entre cristales de clinopiroxeno criboso en la wehrlita 72674 del Cerro Pelado; **(c)** vidrio intersticial con microcristales de sulfuros, en la websterita 117205 de El Palo; **(d)** vidrio intersticial alterado entre cristales de olivino y clinopiroxeno criboso, en la clinopiroxenita olivínica 117480 de El Palo; **(e)** vidrio intersticial alterado entre cristales de olivino y clinopiroxeno criboso, en la clinopiroxenita s.s. 117485 de El Palo; **(f)** vidrio intersticial vesiculado y alterado, en los bordes cribosos del clinopiroxeno, en la clinopiroxenita olivínica 117482 de El Palo. Las abreviaturas de los minerales proceden de Whitney y Evans (2010), salvo g (*glass*) = vidrio; v = vesícula; Sulf = sulfuros.

En la mayor parte de xenolitos de El Palo donde aparece vidrio intersticial no se ha encontrado ninguna evidencia de metasomatismo modal. En la lherzolita-g1 117202, se han distinguido dos tipos texturales de vidrio, (i) como microinclusiones de vidrio en el clinopiroxeno criboso y (ii) como vidrio vesiculado con microcristales aciculares de clinopiroxeno secundario. En el caso del vidrio intersticial que aparece junto a los bordes cribosos de clinopiroxeno lo más probable es que tanto el origen del vidrio como el de la textura cribosa estén relacionados. Su et al. (2011) y Pan et al. (2018) proponen que la textura cribosa y el vidrio asociado se originan durante la descompresión en xenolitos que no presentan minerales metasomáticos hidratados. De esta manera, ligado a la fusión parcial en lherzolitas con espinela también se originarían diferentes texturas cribosas en la espinela (Figs. **VII.3c**, **d** y **5c, d, f**). Estas texturas se producirían por disolución incongruente, en la que la zona del cristal en contacto directo con el fundido intersticial se disolvería, seguida de una nucleación y posterior crecimiento de la nueva fase mineral (Spl-2). El fuerte contraste en el contenido de Ti y Cr entre la espinela primaria y la secundaria que se observa en las lherzolitas, especialmente en los xenolitos del Cerro Pelado, se ajustaría a estos fenómenos de fusión *in situ* (Shaw y Dingwell, 2008).

El vidrio intersticial que contiene gran cantidad de microcristales alargados de clinopiroxeno (Cpx-2), tienen una composición más alcalina (Fig. **VII.14**). El hábito acicular de estos cristales de clinopiroxeno indican un fuerte desequilibrio y una cristalización rápida (metaestable) que, junto a la presencia de vacuolas, parecen sugerir un origen por fusión parcial durante la descompresión del xenolito (Figs. **VII.5f** y **6a, b**). En la lherzolita 117487, el único análisis de vidrio en textura cribosa es en un clinopiroxeno situado cerca del borde del xenolito. Este análisis resulta tener el mayor contenido en Na_2O de todos los vidrios de xenolitos peridotíticos analizados (Tabla suplementaria **S5.M-5**). Aunque esto apunta a que dicho vidrio podría haberse generado por la interacción con el fundido que lo transportó, su composición tan ácida (alejada de la de los magmas típicamente subsaturados alcalinos) parece sugerir, de nuevo, un origen por fusión parcial durante la descompresión, precisamente por estar en borde del xenolito, la zona de mayor impacto térmico en el mismo.

Los xenolitos más refertilizados (wehrlitas, piroxenitas) suelen presentar vidrios intersticiales (Fig. **VII.19**). Muchos de estos vidrios aparecen alterados (Fig. **VII.19a, d, e, f**) y no se han podido analizar o el análisis de microsonda da totales muy bajos, entre 82-95%, posiblemente por estar hidratados. En estos xenolitos el vidrio se presenta como micro-bolsadas (wehrlita 72764; Fig. **VII.19b**) o como nano-bolsadas irregulares dando la textura cribosa del clinopiroxeno (Fig. **VII.19d, e, f**). Ambos tipos de vidrios están vesiculados, y suelen llevar glóbulos de sulfuros (Fig. **VII.19b, c, d, f**). Estos aspectos texturales, es decir, su carácter intersticial, la desconexión de los hilos intergranulares de vidrio, los fenómenos abundantes de desgasificación con formación de vacuolas, así como la formación en su interior de glóbulos ricos en azufre (soluciones sólidas de fases monosulfuradas de González Jiménez et al., 2014) indican variables grados de fusión parcial (a tasas muy bajas) durante el recalentamiento y despresurización del xenolito, ligado a su incorporación a un fundido basáltico de alta temperatura y a su transporte adiabático y relativamente rápido hacia la superficie.

La wehrlita 72674 del Cerro Pelado tiene un vidrio de composición fonotefrítica-traquiandesítica (Fig. **VII.14**), mientras que en las piroxenitas de El Palo son traquítica (websterita) o andesítica (clinopiroxenita olivínica) (Fig. **VII.14**). En general son vidrios de composición más félsica que los generados a partir de lherzolitas, incluso a veces muy silícea y subalcalina (vidrio andesítico de la clinopiroxenita olivínica 117480, Fig. **VII.14**). Es de destacar también sus composiciones ricas en K_2O, que en muchas ocasiones igualan o dominan sobre el contenido de Na_2O (Tablas suplementarias **S5.M-5** y datos inéditos de vidrios con análisis bajos en totales), incluso apuntando a composiciones shoshoníticas (vidrios en algunas wehrlitas, websterita y lherzolitas). Tal vez la presencia de flogopita, exclusiva de estos xenolitos del Cerro Pelado y El Palo, pueda estar relacionada con estos rasgos composicionales. Vidrios intersticiales ricos en K también han sido descritos en xenolitos peridotíticos refertilizados de otras áreas

volcánicas, con abundantes glóbulos de sulfuros ligados a su fusión parcial durante su transporte hacia la superficie, hospedados en magmas basálticos (p.ej., Rielli et al., 2022).

Naturaleza de los eventos metasomáticos en los xenolitos peridotíticos

Origen de las wehrlitas ricas en Fe

Entre los xenolitos peridotíticos de estos centros volcánicos, sólo presentan metasomatismo modal algunos del Cerro Pelado. Siete de ellos tienen flogopita, sobre todo las variedades más evolucionadas (las dos dunitas metasomáticas y dos de las tres wehrlitas) y dos de las lherzolitas tienen anfíbol (58498 y 111645) (Tabla **VII.1**). Además del metasomatismo modal, estos xenolitos presentan pruebas de un claro metasomatismo críptico presente en todos ellos, con evidencias como el fuerte enriquecimiento en LREE en todos ellos (Fig. **VII.8a** y **b**). Al mismo tiempo, al contrario que en el Cerro Gordo y El Aprisco, la mayoría del clinopiroxeno primario no muestra anomalía negativa en Nb-Ta (Figs. **VII.16b** y **17b**), excepto en la lherzolita 58498 del Cerro Pelado (Fig. **VII.16b**), aspecto que se discutirá más adelante.

La presencia de wehrlitas plantea el problema de su origen y significado. Las wehrlitas son comunes en muchas series de xenolitos peridotíticos y su origen ha sido discutido en términos de acumulaciones de fundidos máficos atrapados en las profundidades del manto o por reacción de peridotitas con fundidos metasomáticos, ya sean silicatados ricos en carbonato (p.ej., Coltorti et al., 1999) o silicatados y subsaturados ricos en Fe-Ti (p.ej., Ionov et al., 2005; Raffone et al., 2009). En este estudio, las dunitas metasomáticas se consideran de forma similar a las wehrlitas por su similitud en composición y enriquecimiento en elementos mayores y trazas de sus minerales máficos (Figs. **VII.10-17**). Además, las dunitas reactivas o metasomáticas suelen asociarse a rocas piroxeníticas variadas (Mazzucchelli et al., 2009). Serán, pues, consideradas como si fueran wehrlitas *ricas en olivino*.

Las wehrlitas del Cerro Pelado y El Palo no presentan texturas ígneas, contienen algunos subgranos de olivino que muestran maclas de deformación y la mayoría de los cristales tienen bordes curvilíneos, descartando un origen acumulativo de éstas. En la única wehrlita que conserva algunos cristales de ortopiroxeno (Tabla **VII.1**), éstos presentan tamaños más pequeños que los de las lherzolitas, además de formas corroídas (Fig. **VII.3c**). Estos aspectos texturales, sumados a un contenido en Al_2O_3 relativamente similar al de algunas lherzolitas del Cerro Pelado (Fig. **VII.10b**), sugieren que estas wehlitas podrían ser el resultado de la transformación metasomática de protolitos de naturaleza lherzolítica (Villaseca et al., 2010). En el resto de wehrlitas y dunitas no quedan trazas de ortopiroxeno, lo que podría indicar que sufrieron la interacción con uno o varios fundidos subsaturados en SiO_2 durante un largo periodo de tiempo (Kelemen et al., 1995), causando lo que Raffone et al. (2009) denominan una "erosión termoquímica" completa. Aun así, el origen de las wehrlitas y dunitas se supone el mismo porque su petrografía y geoquímica tanto en roca total como de minerales máficos son similares.

Composicionalmente, las wehrlitas de estos dos centros volcánicos muestran tendencias de enriquecimiento en Fe-Ti, Ca y empobrecimiento en Ni desde composiciones lherzolíticas (Fig. **VII.7**). Estas correlaciones en elementos mayores son similares a las descritas para la serie lherzolita-wehrlita rica en Fe que se forma por percolación de un fundido alcalino en las lherzolitas asociadas (Ionov et al., 2005). Estas pautas de refertilización también se manifiestan en las dunitas y wehrlitas por las composiciones más evolucionadas de sus minerales máficos (Figs. **VII.10-13**; Tablas suplementarias **S5.M-5**). Los perfiles de REE de lherzolitas y wehrlitas presentan contenidos similares, con ligeras diferencias en el contenido en MREE (superior en las wehrlitas) y HREE (superior en las lherzolitas) (Fig. **VII.8**). Esta superposición indicaría que los xenolitos más evolucionados podrían haberse originado por la transformación de

lherzolitas ligeramente residuales por percolación de fundidos metasomáticos. El clinopiroxeno de las wehrlitas y las dunitas también se superpone al de las lherzolitas, pero con un menor contenido en LREE y HREE (también en el ortopiroxeno analizado en la única wehrlita que lo contiene) (Figs. **VII.16a** y **17a**). La falta de enriquecimiento en LREE y, por el contrario, el fuerte enriquecimiento en Ti-Fe de los xenolitos wehrlíticos más evolucionados sugieren que el agente metasomático que los originó no era un fundido silicatado rico en carbonato (Hauri et al., 1993; Coltorti et al., 1999). En los diagramas de la Fig. **VII.20** , los clinopiroxenos de estos xenolitos, por sus altas relaciones de Ti/Eu, definen pautas de metasomatismo por agentes silicatados, no carbonatado, al contrario que las wehrlitas de El Aprisco, que marcaban pautas por refertilización por fundidos carbonatíticos (Fig. **VI.18**; capítulo **VI**).

Se puede obtener más información sobre las características químicas de los agentes metasomáticos calculando la composición de los líquidos en equilibrio con el clinopiroxeno refertilizado utilizando los coeficientes de reparto en sistemas basálticos (Hart y Dunn, 1993; Foley et al., 1996; Zack y Brumm, 1998). Los líquidos estimados a partir del clinopiroxeno de wehrlitas, dunitas y lherzolitas del Cerro Pelado y El Palo muestran composiciones en elementos trazas que se solapan entre sí, con perfiles de REE y multitrazas muy similares (Fig. **VII.21**), excepto para la lherzolita 58498, con el menor contenido en MREE y una anomalía negativa muy pronunciada en Nb-Ta (Fig. **VII.21a, b**). Los fundidos calculados en las wehrlitas y dunitas son más parecidos a las rocas volcánicas del CVC que el de las lherzolitas, estos últimos más enriquecidos en LREE y sin anomalía negativa de Ti (Fig. **VII.21**). Esta similitud sugiere que el agente metasomático debió de ser similar al del volcanismo alcalino de Calatrava. Estos fundidos alcalinos subsaturados en SiO_2 habrían disuelto totalmente el ortopiroxeno primario (Tabla **VII.1**) y parcialmente el clinopiroxeno, generando en éste un metasomatismo críptico (Figs. **VII.3c, d** y **4c**). Es plausible que este mismo fundido hubiera metasomatizado también lherzolitas para dar dunitas metasomáticas, haciendo desaparecer casi por completo el clinopiroxeno (en el caso de que este pequeño xenolito dunítico no fuera simplemente un sector más rico en olivino). Estas variedades de dunitas con abundante flogopita como mineral metasomático también han sido explicadas en otros grupos de xenolitos por metasomatismo alcalino (p.ej. archipiélago de Kerguelen, Gregoire et al., 2000). Cabe destacar que la composición en elementos trazas de la flogopita en la mayoría de las lherzolitas es similar a la de las dunitas, excepto para la lherzolita 111645 (Fig. **VII.16e, f**), sugiriendo así para las wehrlitas y dunitas un origen común por metasomatismo alcalino.

Metasomatismo en las lherzolitas

Las lherzolitas de ambos centros volcánicos, por su destacado enriquecimiento en LREE y, en algunas del Cerro Pelado, mostrar metasomatismo modal (flogopita y anfíbol), también parecen haber sufrido un metasomatismo alcalino similar al mostrado en las wehrlitas y dunitas. La similitud en los perfiles de REE y multitrazas de la mayor parte de los xenolitos peridotíticos de estos centros volcánicos sugiere que el metasomatismo es de naturaleza semejante, con ligeras diferencias en su quimismo y/o en su intensidad.

Todos los perfiles multitrazas de los clinopiroxenos de lherzolitas presentan anomalía negativa de Ti (Figs. **VII.16b** y **17b**), mientras que ésta no aparece en las wehrlitas y dunitas, lo cual complica la posibilidad de que el agente metasomático fuera el mismo. Los perfiles de REE normalizados del clinopiroxeno de la mayoría de lherzolitas del Cerro Pelado y las lherzolitas-g2 de El Palo son similares (Figs. **VII.16a** y **17a**), siendo más planos en las MREE y HREE y más enriquecidos en LREE. La lherzolita 117491 del Cerro Pelado y las lherzolitas-g1 de El Palo tienen perfiles más fraccionados, con menor contenido en HREE, pero mayor en MREE y mayor contenido en Ti, acercándose a la forma de los perfiles de las wehrlitas y dunitas metasomáticas (Figs. **16a** y **17a**). Estas diferencias en los perfiles de REE entre estos tres grupos de xenolitos podrían interpretarse por la distancia mayor (lherzolitas del Cerro Pelado y lherzolitas-g2 de El Palo), o menor (lherzolita 117491 del Cerro Pelado y las lherzolitas-g1 de El Palo) al

canal de flujo principal del agente metasomático que originó las wehrlitas y dunitas. Esto haría que solo se modificaran ligera y crípticamente los sectores más alejados (Ionov et al., 2002). Dado que el clinopiroxeno criboso de las wehrlitas y el de las lherzolitas-g2 de El Palo tienen composiciones similares (Fig.**VII.17a, b**), se sugiere un mismo agente metasomático para ellas.

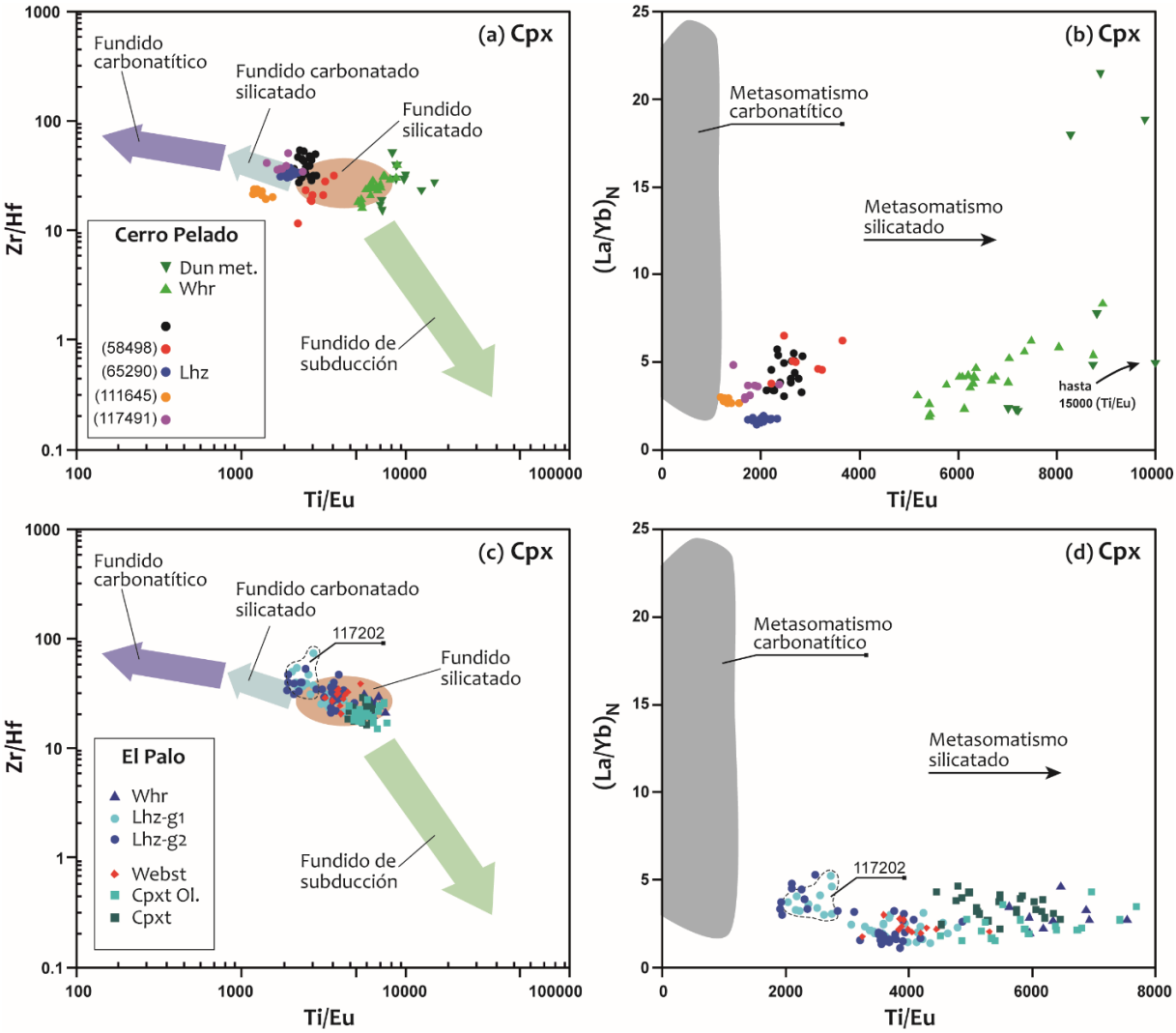

Figura VII.20. Diagramas de las relaciones composicionales Ti/Eu vs. Zr/Hf (a, c) y Ti/Eu vs. $(La/Yb)_N$ (normalizado al condrito: N) (b, d) del clinopiroxeno de los xenolitos peridotíticos del Cerro Pelado y El Palo. (a, c) Las improntas químicas de los diferentes agentes metasomáticos han sido representadas según Uenver-Thiele et al. (2017). **(b, d)** Los campos composicionales del metasomatismo carbonatítico y silicatado han sido tomados de Coltorti et al. (1999).

Los líquidos en equilibrio calculados con el clinopiroxeno de las lherzolitas presentan anomalía negativa en Ti y, en la mayoría de ellas, también en Zr-Hf (Fig. **VII.21b, d**), lo que es típico de magmas alcalinos ricos en carbonato (Stoppa y Schiazza, 2013). Sin embargo, el alto contenido en Nb-Ta descarta la posibilidad de la interacción con fundidos dominantemente carbonatíticos (Stoppa y Schiazza, 2013), a menos de que un metasomatismo alcalino más silicatado posterior lo enriqueciera en esos elementos, sobreimponiéndose al carbonatítico. De cualquier forma, el clinopiroxeno de lherzolitas tiene menores relaciones de Ti/Eu que las dunitas y wehrlitas, indicando la interacción con un fundido solo levemente más carbonatado. Esto también se observa por la ligera correlación negativa entre las relaciones de Zr/Hf y Ti/Eu, menos definidas en los clinopiroxenos de las dos lherzolitas con anfíbol del Cerro Pelado (58498 y 111645) (Fig. **VII.20a, c**). Curiosamente, el clinopiroxeno de algunas de las lherzolitas que tiene las

menores relaciones en Ti/Eu no presenta anomalías negativas en Zr-Hf, típicas de magmas ricos en carbonato, lo que podría implicar una múltiple interacción con diversos agentes metasomáticos. El clinopiroxeno de las lherzolitas 117491 del Cerro Pelado y la lherzolita-g1 117202 de El Palo son los de mayor contenido en Zr-Hf, superando 10 veces los valores del manto primitivo (Figs. **VII.16b** y **17b**). En el caso de la lherzolita 117491, la mayoría de sus minerales máficos presentan menor contenido en Al_2O_3 y mayor en Cr_2O_3 que el en el resto de lherzolitas. Además, su flogopita tiene un contenido similar o superior en TiO_2 al de las wehrlitas y dunitas metasomáticas, pudiendo indicar una mayor interacción con el agente metasomático silicatado, que en el resto de xenolitos peridotíticos.

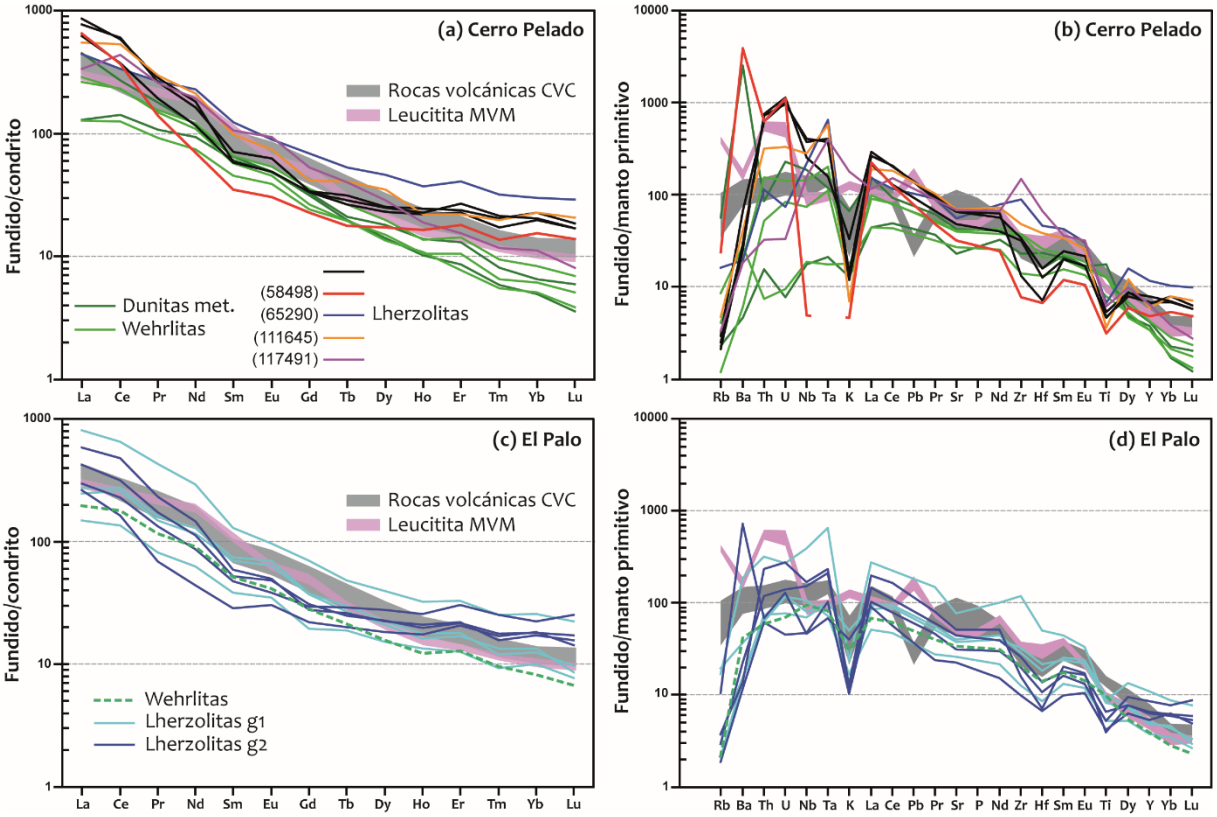

Figura VII.21. Líquidos en equilibro calculados mediante la composición promedio de los clinopiroxenos de los xenolitos peridotíticos del Cerro Pelado (a, b) y El Palo (c, d). (a, c) Perfiles de REE normalizados al condrito; (b, d) perfiles de elementos traza normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Están representados los perfiles de las rocas volcánicas del CVC y la leucitita olivínica del MVM (Cebriá y López-Ruiz, 1995; Villaseca et al., 2022b) para su comparación. La composición de los líquidos en equilibrio ha sido calculada usando los coeficientes de partición clinopiroxeno/fundido basáltico de Hart y Dunnn (1993) y Zack y Brumm (1998), expecto para el Rb (Foley et al., 1996).

Las dos lherzolitas del Cerro Pelado que contienen anfíbol presentan grandes diferencias texturales y composicionales. El anfíbol de la lherzolita 111645 aparece como cristales aislados y su contenido en elementos mayores es muy similar al del anfíbol analizado en megacristales y microinclusiones en las rocas volcánicas del CVC (capítulo **III**) (Figs. **III.14** y **VII.12a**; Tabla suplementaria **S5.M-5**). Precisamente el volcán Cerro Pelado es el que ha transportado mayor cantidad de megacristales de anfíbol, y de mayor tamaño, en el CVC (Villaseca et al., 2019b; capítulo **III**). Esto sugiere que el agente metasomático de esta lherzolita podría ser similar en composición a la de los fundidos del volcanismo de Calatrava. En este sentido, las bajas relaciones de Ti/Nb y Zr/Nb del anfíbol sugieren una cristalización del anfíbol a partir de fundidos alcalinos en ambientes de intraplaca (Coltorti et al., 2007a) (Fig. **VII.22**), como los que han dado lugar al CVC.

La composición del anfíbol intersticial de la lherzolita 58498 del Cerro Pelado presenta un contenido en elementos mayores similar al del anfíbol de los grupos de lherzolitas 3 y 4 de El Aprisco (capítulo **VI**) y al de las lherzolitas del Cerro Gordo (capítulo **V**) (Fig. **VII.12a**), los cuales se habían interpretado ligados a un origen por metasomatismo de subducción. Las altas relaciones de Ti/Nb y Zr/Nb de este anfíbol concuerdan con este origen (tipo S-Amph según Coltorti et al., 2007a) (Fig. **VII.22**), así como la marcada anomalía negativa en Nb (con el Ta por debajo de los límites de detección) en los patrones multitrazas. Estos mismo patrones los muestran los dos piroxenos acompañantes (Fig. **VII.16b, d, h**), todo lo cual parece indicar una interacción con un fundido subalcalino silicatado típico de zonas de subducción.

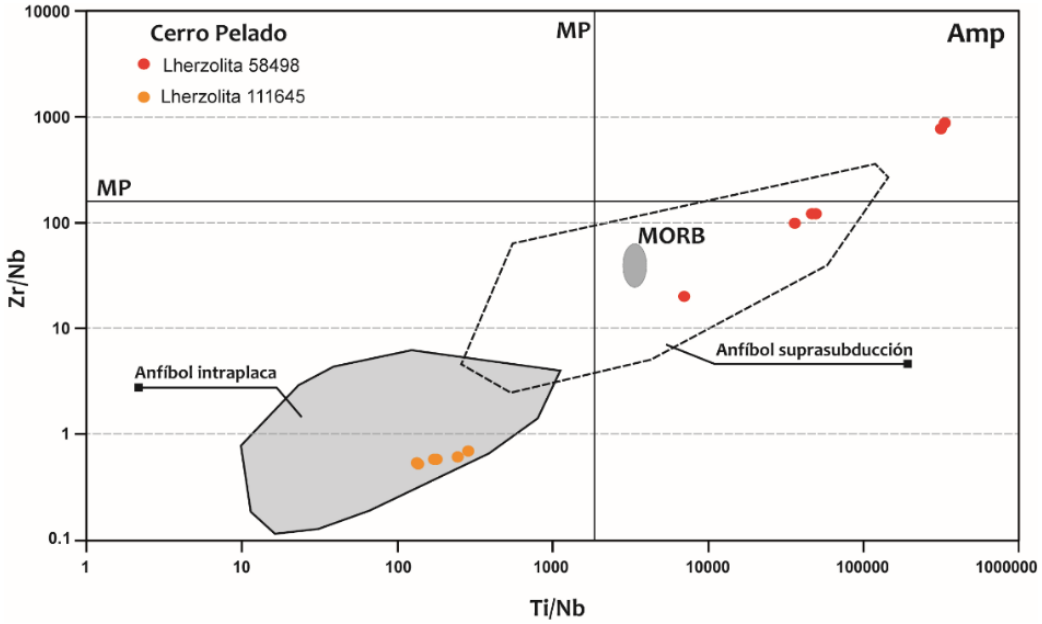

Figura VII.22. Diagrama Ti/Nb vs. Zr/Nb del anfíbol en las lherzolitas del Cerro Pelado. Los campos composicionales de los anfíboles de intraplaca y suprasubducción proceden de Coltorti et al. (2007a).

Origen de los xenolitos piroxeníticos

En el volcán de El Palo los xenolitos piroxeníticos son muy frecuentes, y son textural y composicionalmente muy distintos a las clinopiroxenitas magmáticas que han sido identificadas en otros volcanes del CVC, ligados al propio magmatismo de Calatrava (p.ej., Cerro Pelado y El Aprisco; Villaseca et al., 2019b; capítulo **III**).

Los xenolitos piroxeníticos están presentes tanto en kimberlitas como en basaltos y el origen de éstos sigue siendo muy debatido: (i) pueden formarse por intenso metasomatismo inducido por reacciones fundido-peridotita; (ii) representar remanentes de cortezas subducidas o delaminadas; (iii) o ser el producto del magmatismo máfico por cristalización (y acumulación de uno o dos piroxenos) en el límite corteza-manto (Xu, 2002; Liu et al., 2005; Downes, 2007; Dantas et al., 2009; Zhao et al., 2017; 2021).

Los enclaves clinopiroxeníticos de El Palo carecen de ortopiroxeno y espinela (Tabla **VII.1**). Tanto el clinopiroxeno como el olivino tienen valores bajos de #Mg y Cr_2O_3 (Figs. **VII.10a** y **11d**), muy alejados de composiciones minerales típicas de piroxenitas generadas por reacción fundido-peridotita (p.ej., Zhao et al., 2021). No obstante, estos clinopiroxenos (y el accesorio olivino) son similares en composición a los cristales magmáticos que generan los fundidos volcánicos de Calatrava (véase el quimismo de

clinopiroxenitas ígneas, así como de microlitos y bordes de fenocristales en volcanitas, Villaseca et al., 2019b, 2020).

La formación de estas clinopiroxenitas a profundidades próximas al límite corteza-manto (Fig. **VII.15**) y la presencia de piroxenitas en la corteza inferior del centro de España (Villaseca et al., 2007) podrían indicar un origen por acumulación de magmas máficos en el Moho, en épocas indeterminadas. No obstante, estas clinopiroxenitas de El Palo carecen de anomalías negativas de Eu y presentan un mayor grado de fraccionamiento de HREE (Fig. **VII.8c y d**) que los tipos granulíticos del centro peninsular (Villaseca et al., 2007). Aun así, el gran parecido en el quimismo de REE de los xenolitos clinopiroxeníticos de El Palo y los enclaves piroxeníticos acumulados en los magmas alcalinos de Calatrava (Villaseca et al., 2020) (Fig. **III.8**; capítulo **III**) parece sugerir un agente químico común. Asimismo, la clinopiroxenita 117217 presenta pequeños cristales de flogopita, con una composición similar a la de la mayoría de las lherzolitas del Cerro Pelado (Fig. **VII.12b, c y d**), lo que podría indicar un origen similar, por metasomatismo de fundidos alcalinos silicatados. Si esto fuera así, la ausencia de texturas ígneas en estos xenolitos podría explicarse por la mayor antigüedad del magmatismo alcalino en el que se formaron estas clinopiroxenitas metasomáticas. Alternativamente, un grado intenso de reacción con fundidos alcalinos silicatados, p.ej. en zonas (venas, bandas) con un intenso flujo de magma percolante reactivo, podría generar variedades clinopiroxeníticas y tipos wehrlíticos, duníticos y websteríticos asociados (p.ej., Ma y Shaw, 2022). La naturaleza de estos magmas percolantes podría ser similar a la de los magmas volcánicos que transportan el xenolito a la superficie, y ocurrir en sectores variablemente someros del manto litosférico subcontinental (Mazzucchelli et al., 2009; Ma y Shaw, 2022).

La websterita muestreada en El Palo sugiere un largo reequilibrio en profundidad por la ausencia de texturas ígneas, descartando la posibilidad de un acumulado magmático reciente (en los magmas básicos-ultrabásicos alcalinos muy subsaturados en SiO_2 no cristaliza ortopiroxeno). Asimismo, la ausencia de olivino y la composición de los dos piroxenos y, sobre todo, la espinela que la conforman, que destacan por su alto contenido en Al_2O_3 y bajo en Cr_2O_3 y TiO_2, podría indicar una procedencia mediante interacciones del manto con magmatismo subalcalino. En el Sistema Central Español se han muestreado xenolitos de websterita con textura granoblástica y composición química similar, en este caso transportados por lamprófidos y diabasas del Pérmico Superior (Villaseca et al., 2007). En este caso fueron interpretados como segregados formados por la cristalización fraccionada de magmas subalcalinos. El clinopiroxeno de la websterita de El Palo tiene un perfil de REE normalizado casi plano, con un ligero enriquecimiento en LREE que es similar al descrito en esas websteritas del centro peninsular (Fig. 6 en Villaseca et al., 2007) (Fig. **VII.17c**). No obstante, los contenidos en REE y trazas son mucho mayores en los xenolitos granulitizados del Sistema Central (mostrando anomalías positivas en Rb, Ba, K, Pb y P en los espectros multitrazas) y el ortopiroxeno de las mismas es mucho más pobre en Mg, Cr (y ricos en Ti, Fe) que el del xenolito de El Palo. Por todo ello parece más probable que su origen esté ligado al metasomatismo alcalino percolante del sector, aunque debe ocurrir a poca profundidad en el manto litosférico (facies de espinela) para que se formen websteritas (entre 11 y 17 kb, según Mazzucchelli et al., 2009, y Ma y Shaw, 2022, respectivamente). El carácter alcalino, fundamentalmente traquítico (Fig. **VII.14**) del vidrio intersticial en el xenolito, apoya que el agente metasomático sea rico en álcalis.

Los datos isotópicos de Sr-Nd de los xenolitos tanto peridotíticos como clinopiroxeníticos de estos centros volcánicos muestran una proximidad a composiciones de HIMU-FOZO-EAR y, en su mayor parte se superponen con las del volcanismo de Calatrava (Fig. **VII.9**), sugiriendo una fuente similar para los agentes metasomáticos alcalinos que han interactuado con estas peridotitas y piroxenitas.

VII.5 Conclusiones parciales sobre los xenolitos del Cerro Pelado y El Palo

Los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos muestreados en los centros volcánicos Cerro Pelado y El Palo han permitido establecer varias conclusiones respecto al manto litosférico estudiado bajo el CVC:

(1) El conjunto de xenolitos ultramáficos del Cerro Pelado y El Palo han podido clasificarse en varios grupos según sus características petrográficas y composición química:

- *Lherzolitas (Cerro Pelado) lherzolitas-g2 (El Palo) / lherzolitas-g1 (El Palo):* algunas de ellas con flogopita y contenido variable de vidrio intersticial de composición tefrita a fonolita o traquiandesita. Su clinopiroxeno muestra un fuerte enriquecimiento en LREE, y anomalías negativas en Zr-Hf y Ti.
- *Lherzolita 58498 (Cerro Pelado)*: con anfíbol intersticial; tanto éste como el clinopiroxeno presentan un fuerte enriquecimiento en LREE y anomalías negativas en Nb-Ta, Zr-Hf y Ti.
- *Dunitas metasomáticas y wehrlitas:* peridotitas refertilizadas con bajo #Mg, con la mayoría del clinopiroxeno recristalizado y un contenido variable en flogopita y vidrio intersticial fonolítico o traquiandesítico. Contienen clinopiroxeno metasomático que presenta perfiles moderadamente fraccionados de REE con formas convexas en las MREE y un alto contenido en Ti.
- *Clinopiroxenitas olivínicas:* no contienen ortopiroxeno y su clinopiroxeno presenta también los perfiles de MREE convexos, moderadamente fraccionados.
- *Clinopiroxenitas:* no contienen ortopiroxeno; una de ellas incluye pequeños cristales de flogopita con composición similar a la de las lherzolitas y wehrlitas. Sus perfiles de REE y multitrazas son paralelos a los de las clinopiroxenitas olivínicas, pero con menor contenido en la mayoría de elementos trazas.
- *Websterita*: no contiene olivino y destaca por el alto contenido en Al_2O_3 en su química mineral, así como por el perfil relativamente plano de REE de su clinopiroxeno. Los vidrios intersticiales son alcalinos (traquíticos).

(2) Los diferentes grupos de xenolitos peridotíticos estudiados muestran diferentes grados de interacción con agentes metasomáticos. La mayoría de ellos parecen haber sido refertilizados por uno o varios fundidos silicatados alcalinos (con mayor o menor cantidad de carbonato). En las wehrlitas y dunitas metasomáticas esta reacción ha consumido casi por completo todo el ortopiroxeno (salvo en la wehrlita 72674 del Cerro Pelado).

(3) La lherzolita 58598 del Cerro Pelado, en cambio, muestra una interacción con fundidos silicatados procedentes de zonas de subducción, como ya han sido registrados en otros centros volcánicos estudiados previamente en el CVC (xenolitos del Cerro Gordo y grupos 3 y 4 de xenolitos de El Aprisco).

(4) Los xenolitos clinopiroxeníticos pueden proceder de la interacción con uno o varios procesos de magmatismo alcalino previo al del magma volcánico que los transportó. Hay precursores de eventos metasomáticos alcalinos en el manto litosférico reconocido en otros xenolitos peridotíticos de centros volcánicos de Calatrava (p.ej., El Aprisco, Villaseca et al., 2019a).

(5) El xenolito de websterita muestreado en El Palo podría representar, también, una variedad de metasomatismo alcalino formado con las otras clinopiroxenitas transportadas por el mismo magma volcánico, que fragmentaría una amplia zona reaccional, con diferentes tasas de interaccción fundido-peridotita. No guardan relación con los enclaves websteríticos (granulitas) encontrados en el Sistema

Central Español, interpretados como acumulados máficos de magmatismos pre-Mesozoicos (Orejana et al., 2006; Villaseca et al., 2007).

CAPÍTULO VIII. SÍNTESIS Y DISCUSIÓN: EL MANTO SUBCONTINENTAL LITOSFÉRICO DEL CENTRO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

VIII.1. Caracterización petrográfica general del MSCL muestreado por el Campo Volcánico de Calatrava

Los xenolitos peridotíticos muestreados en seis de los centros volcánicos del CVC presentan diferentes tamaños y composiciones. Las coladas de leucitita olivínica del MVM es donde se encuentran los xenolitos peridotíticos de menor tamaño, con espesores generalmente inferiores a 1 cm y longitudes de hasta 7 cm, definiendo formas estrechas y alargadas, laminares (Fig. **III.2**). En el extremo contrario, incluidos en los depósitos de oleadas piroclásticas del maar de El Aprisco se encuentran los xenolitos de mayor tamaño (< 30 cm), más globulares o redondeados (Fig. **III.5**). El resto de centros volcánicos estudiados contienen xenolitos con tamaños intermedios, algunos también en depósitos de oleadas piroclásticas (Fig. **III.4**; Cerro Gordo) y otros en depósitos de piroclastos de caída (p.ej., Fig. **III.3**; Cerro Pelado).

De las más de 250 muestras obtenidas en estos centros volcánicos (entre xenolitos peridotíticos, piroxeníticos, acumulados clinopiroxeníticos y gilmmeríticos, megacristales y rocas volcánicas), se ha trabajado al detalle con un total de 75 xenolitos ultramáficos para su caracterización petrográfica y geoquímica. La textura que presentan con mayor frecuencia los xenolitos ultramáficos es protogranular de grano grueso-medio, con algunas excepciones de variedades porfiroclásticas (donde en la mayoría de los casos los porfiroclastos son cristales de olivino u ortopiroxeno), y otros con textura de tendencia equigranular de grano fino. En algunos de los xenolitos peridotíticos con textura porfiroclástica y equigranular puede apreciarse una ligera foliación y bandeado composicional (p.ej., Fig. **V.2**). En el MVM, los xenolitos con tendencia equigranular tienen una foliación con disposición paralela a la cara más larga, mientras que en los enclaves porfiroclásticos (p.ej., en El Aprisco), se aprecian microestructuras que suponen un bandeado poco definido.

La mayoría de los xenolitos mantélicos del CVC son lherzolíticos (un 75%), siendo la variedad peridotítica más abundante en todos los centros volcánicos estudiados. El resto de los xenolitos ultramáficos caracterizados son siete wehrlitas, dos dunitas metasomáticas, una harzburgita anfíbólica, una websterita, dos clinopiroxenitas olivínicas y dos clinopiroxenitas s.s. (Fig. **VIII.1**). Esta distribución de tipos litológicos de los xenolitos ultramáficos del CVC contrasta con la mostrada por los xenolitos ultramáficos estudiados en la Zona Volcánica Catalana (ZVC). Aunque en los dos campos volcánicos predomina la lherzolita con espinela, en el CVC se aprecia una marcada tendencia a composiciones con un mayor contenido en clinopiroxeno, destacando la relativa abundancia de wehrlitas, mientras que en la ZVC lo que destacan son los xenolitos harzburgíticos (ca. 40%) (Oliveras, 2009; Fernàndez-Roig, 2017) en la ZVC (Fig. **VIII.1**). En Calatrava también se han muestreado xenolitos piroxeníticos de composiciones más extremas: una websterita sin olivino y cuatro enclaves clinopiroxeníticos sin ortopiroxeno. Las dunitas metasomáticas muestreadas en el Cerro Pelado tampoco contienen ortopiroxeno (Fig. **VIII.1**), siendo ésta una de las características que llaman la atención en estas variedades extremas de xenolitos peridotíticos en el CVC. La única peridotita que no contiene clinopiroxeno primario es la harzburgita anfibólica del Cerro Gordo, con casi un 30% de anfíbol (Tabla **V.1**; Capítulo **V**), evidenciando ser un enclave muy transformado.

La mineralogía principal de los xenolitos peridotíticos del CVC consiste en olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y, como única fase alumínica, la espinela. Además, en todos los centros volcánicos, excepto el MVM, gran parte de sus xenolitos también presentan minerales metasomáticos, fundamentalmente en los más evolucionados. El olivino se presenta con bordes rectos respecto a otros cristales de olivino, pero más irregulares y curvilíneos en el contacto con los otros minerales máficos. El ortopiroxeno en todos los xenolitos estudiados tiene generalmente mayor tamaño que el resto de los minerales, sobre todo en comparación con los cristales de clinopiroxeno, salvo algunas excepciones donde este mineral está escasamente representado, como en la wehrlita 72674 del Cerro Pelado (Fig. **VII.3c**). El clinopiroxeno es más irregular y de menor tamaño, excepto algún gran cristal en lherzolitas-g2 del MVM, que presenta también mayor cantidad de exsoluciones lamelares. La espinela aparece en mayor cantidad en las lherzolitas que en las wehrlitas o dunitas metasomáticas, y respecto a los enclaves piroxeníticos de El Palo sólo está presente en la websterita. En las lherzolitas con mayor contenido en espinela, esta fase mineral presenta cristales más grandes, con formas globulares o morfología palmeada (*holly-leaf*).

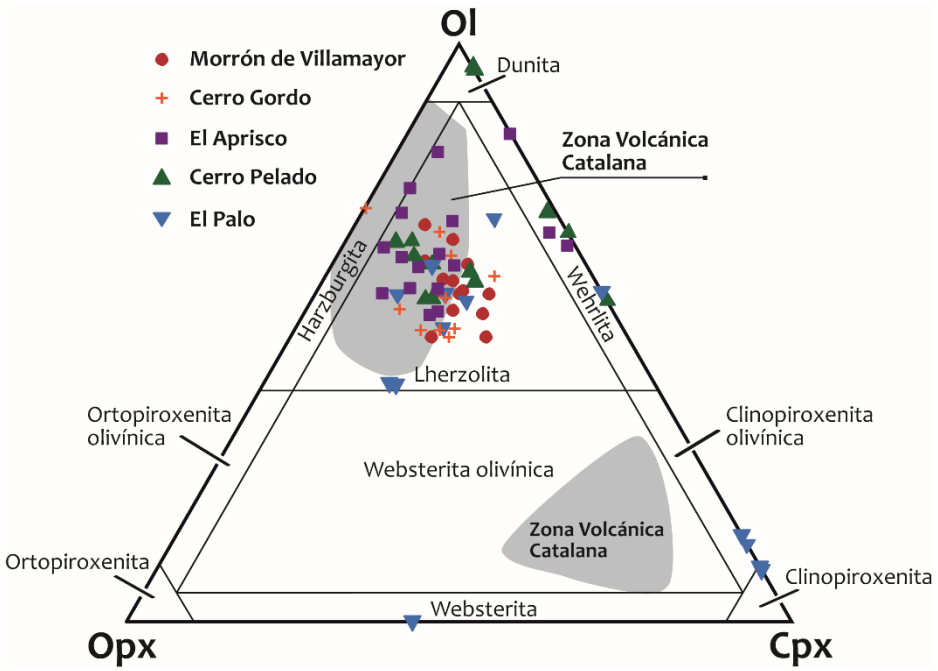

Figura VIII.1. Composición modal de los xenolitos peridotíticos del Campo Volcánico de Calatrava. Se han añadido los campos de composición modal de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos de la Zona Volcánica Catalana (ZVC) (Oliveras, 2009; Fernàndez-Roig, 2017) (campo gris).

Entre los minerales metasomáticos que aparecen en las peridotitas del CVC, el más abundante es el anfíbol, formando parte de la mayoría de los xenolitos de los volcanes Cerro Gordo y El Aprisco, y también en dos de las lherzolitas del Cerro Pelado. El anfíbol suele aparecer formando cristales intersticiales que rodean otros minerales primarios, así como en cristales alotriomorfos en zonas de reacción y como bastoncillos en el interior del clinopiroxeno criboso. La flogopita la incluyen algunas de las lherzolitas, wehrlitas y dunitas metasomáticas (casi todas procedentes del Cerro Pelado), llegando a cantidades de hasta 7.9% en volumen (Tabla **VII.1**). Una de las clinopiroxenitas de El Palo también contiene, muy accesoriamente, pequeños cristales de flogopita. Por último, dos de los xenolitos peridotíticos más evolucionados del CVC, procedentes del maar El Aprisco, incluyen cristales metasomáticos de apatito (Tabla **VI.1**).

En los xenolitos peridotíticos del CVC son muy frecuentes las venulillas de vidrio intersticial que incluyen minerales neoformados (Ol-2, Cpx-2, Spl-2) y microagregados de sulfuros. Próximos a estas áreas

algunos minerales primarios suelen presentar texturas cribosas que evidencian su interacción parcial con estos fundidos, fundamentalmente en los bordes del clinopiroxeno y la espinela (p.ej., Fig. **IV.2e, f** y **VII.5c, d**). Sin embargo, hay notables diferencias en las zonas de reacción y fusión parcial entre los diferentes grupos de xenolitos. En las lherzolitas del MVM son muy abundantes los sectores de reacción, generalmente hacia los límites con la leucitita olivínica, donde los minerales primarios han reaccionado parcial (sólo los bordes) o completamente con el magma volcánico (p.ej., Fig. **IV.2a, b, c**). La abundancia de las zonas de reacción y el tamaño de los neoblastos de minerales secundarios en estos xenolitos decrecen sistemáticamente hacia el interior del mismo. En estas zonas de reacción, dependiendo del mineral primario afectado, aparecen agregados de microcristales ricos en potasio, como son el anfíbol tipo richterita, sanidina y leucita intersticial, atestiguando una interacción variable con el magma potásico del MVM. En el resto de xenolitos peridotíticos del CVC esta reacción con el fundido que los transporta no es tan evidente o se limita a zonas restringidas al contacto con la roca volcánica, mientras que en las lherzolitas del MVM estas zonas de reacción pueden suponer hasta el 21% en volumen de algunos xenolitos (Tabla **IV.1**).

Las zonas de reacción que aparecen en el resto de los xenolitos peridotíticos del CVC (excepto en el MVM) suelen aparecer como microbolsadas de vidrio (*melt pockets*) que, en su mayoría, muestra vesículas o vacuolas de desgasificación superficial ligadas al emplazamiento volcánico. El vidrio en estas bolsadas contiene microcristales de minerales secundarios, y se halla en contacto con texturas cribosas en los bordes de cristales de clinopiroxeno o espinela primarios. Asimismo, gran parte de estas zonas de reacción están espacialmente asociadas a cristales residuales o corroídos de anfíbol (p.ej., Fig. **V.4a**), así como la corrosión de minerales primarios (como Opx en el CG). En algunas lherzolitas del CG (capítulo **V**) y una lherzolita del grupo 4 de El Aprisco (capítulo **VI**) en estas zonas de reacción crecen cristales de ortopiroxeno secundario (p.ej., Fig. **V.4d, e** y **VI.4f**). El vidrio intersticial en la mayoría de xenolitos peridotíticos del CVC está parcial o totalmente alterado a zeolitas, mientras que en algunas microbolsadas, generalmente asociadas al anfíbol, el vidrio está mejor conservado (p.ej., **Fig. V4a, b**).

VIII.2. Naturaleza del manto litosférico primigenio del centro peninsular

Gran parte del manto litosférico bajo el CVC presenta evidencias de una refertilización variable debida a una interacción con fundidos metasomáticos. Sin embargo, las características petroquímicas del manto litosférico previo a estos eventos metasomáticos han quedado preservadas en algunos xenolitos que no presentan tal enriquecimiento, considerándose como peridotitas que han sufrido poca o ninguna interacción metasomática.

Los grupos de xenolitos que evidencian un menor grado de refertilización corresponden a las lherzolitas con espinela del grupo g2 del MVM (capítulo **IV**), del grupo g2 del CG que no contienen anfíbol (capítulo **V**) y del grupo g4 de El Aprisco (capítulo **VI**). Todas ellas son lherzolitas sin metasomatismo modal o críptico, excepto dos lherzolitas del grupo 4 de El Aprisco, con < 0.1% en volumen de contenido en anfíbol (Tabla **VI.1**). Estos xenolitos carecen de enriquecimiento en casi todos los elementos más incompatibles (LREE, LILE, Th, U) (Fig. **V.7a, b**; Fig. **VI.6g, h**), salvo la mayoría de las lherzolitas-g2 del MVM que muestran una relativa contaminación con la leucititita olivínica que las transportó, aumentando sobre todo el contenido en LREE y LILE (Fig. **IV.10b**).

La composición en elementos mayores de los minerales máficos primarios, particularmente el contenido en MgO y Al_2O_3 de los piroxenos y el #Cr de la espinela, son indicadores de la probable existencia de procesos de fusión parcial en el manto (Bonadiman y Coltorti, 2011; Norman, 1998, Upton et al., 2011). La composición del clinopiroxeno y el ortopiroxeno primarios en el diagrama de MgO vs. Al_2O_3 de estos xenolitos peridotíticos menos metasomatizados indica grados de fusión entre el 0-10%, con pocas excepciones en algunas lherzolitas del CG y del grupo 4 de El Aprisco (Fig. **VIII.2a, b**). En el diagrama OSMA, que tiene en cuenta el quimismo de la espinela y el olivino asociados (Fig. **VIII.3**), se muestra que casi todas estas lherzolitas tienen una composición muy próxima al FMM (*Fertile MORB Mantle*), apenas sin haber fundido (< 5%), salvo en la lherzolita 117150, que presenta mayor #Cr en la espinela, aproximándose a composiciones de lherzolitas con un grado de fusión parcial del 10%. Aun así, este conjunto de lherzolitas menos refertilizadas se encuentran lejos de los valores de fusión parcial de las harzburgitas de Olot (Fig. **VIII.3**), mostrando así características de un manto litosférico más fértil, poco restitizado por fenómenos de fusión.

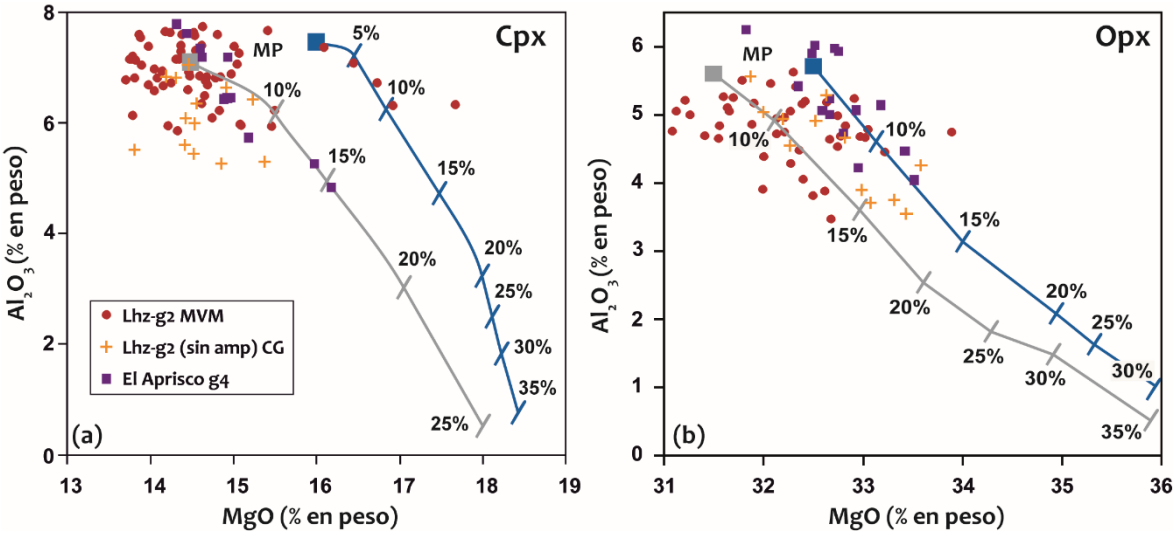

Figura VIII.2. Diagramas de tendencias de fusión parcial en el clinopiroxeno (a) y el ortopiroxeno (b) de las lherzolitas sin refertilizar o poco metasomatizadas del MVM, CG y El Aprisco. Las líneas de tendencia de fusión parcial para los piroxenos se han tomado de Bonadiman et al. (2011) (gris) y Upton et al. (2011) (azul). Lhz, lherzolitas.

También se ha estimado en los capítulos previos el grado de fusión parcial de estos xenolitos teniendo en cuenta el contenido en elementos trazas del clinopiroxeno, debido a que es el mineral primario que aloja mayor cantidad de HREE-Y en las peridotitas (Norman, 1998). En todas estas lherzolitas menos enriquecidas del CVC el posible grado de fusión parcial sufrido es estimado en grados muy bajos (< 6%) (Fig. **IV.14**; Fig. **V.16**; Fig. **VI.16**). Al comparar estos datos con otros grupos de xenolitos de volcanes cenozoicos de la Península Ibérica, se aprecian diferencias significativas. En el campo volcánico de Olot, las lherzolitas presentan grados de fusión moderadamente bajos (hasta 7%) y valores considerablemente más elevados para sus xenolitos harzburgíticos (hasta del 30%) (Fig. **VIII.3**) (Bianchini et al., 2007; Galán et al., 2008). La mayoría de las lherzolitas sin refertilizar del CVC no siguen la tendencia que marcan los xenolitos peridotíticos de Olot hacia composiciones más residuales, con mayor contenido en Mg, Ni y menor en Al, Si y Ca (Bianchini et al., 2007; Galán et al., 2008), excepto para la lherzolita 117150 del CG que muestra la composición más residual de los xenolitos estudiados (Fig. **VIII.4**). En el centro volcánico de Tallante (SE de España) se han muestreado xenolitos de harzburgitas y lherzolitas ricas en ortopiroxeno que por su química olivino-espinela, sugieren un grado de fusión parcial para su manto litosférico ligeramente superior al del CVC (Beccaluva et al., 2004; Shimizu et al., 2004) (Fig. **VIII.3**). Por lo tanto, el

manto litosférico no metasomatizado del centro peninsular, muestreado en el CVC, presenta una mayor fertilidad que en el resto de campos volcánicos cenozoicos alcalinos de la Península Ibérica.

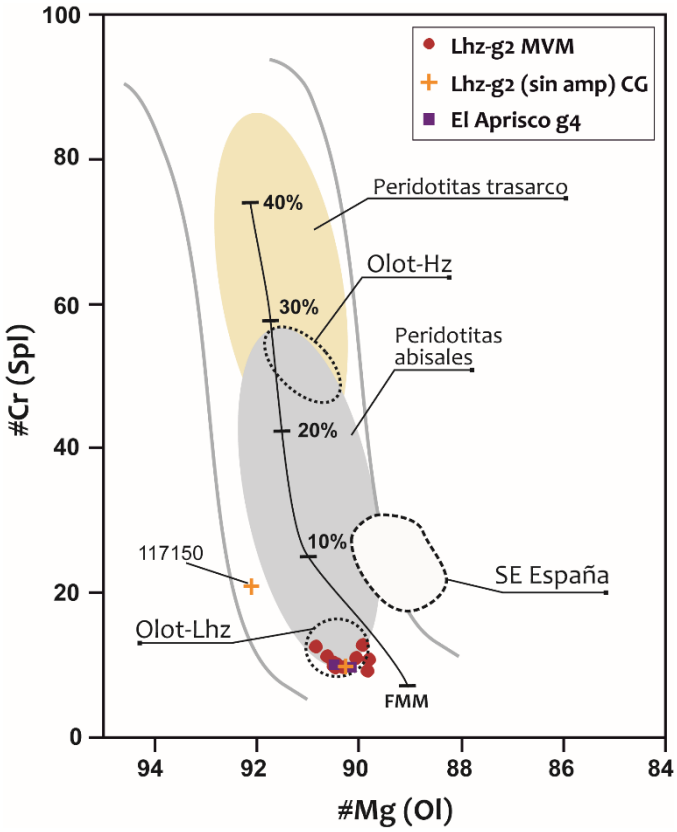

Figura VIII.3. Química mineral de espinela-olivino de las lherzolitas sin refertilizar o poco metasomatizadas del MVM, CG y El Aprisco en el diagrama OSMA (*Olivine-Spinel Mantle Array*; Arai, 1992, 1994). Han sido representadas las peridotitas de otros campos volcánicos de la Península Ibérica: Olot (Bianchini et al., 2007; Galán et al., 2008); SE de España (principalmente Tallante; Beccaluva et al., 2004); FMM (*Fertile MORB Mantle*) y la tendencia de fusión parcial (Arai, 1992); Peridotitas tras-arco y abisales (Pearce et al., 200). CVC-whr, wehrlitas del CVC; CVC-lhz, lherzolitas del CVC (Villaseca et al., 2010). Hz, harzburgitas; Lhz, lherzolitas.

Todas estas lherzolitas con espinela poco o nada refertilizadas presentan patrones de REE próximos a la composición del manto empobrecido (p.ej., Fig. **VI.6g**), considerado como la principal fuente de los magmas tipo MORB. Además, sus perfiles de elementos trazas, tanto en roca total como en el clinopiroxeno, son similares a los de las lherzolitas con espinela no metasomatizadas de las cuñas de manto (Figs. **V.7b**; **VI.14b** y **VIII.5**) (p.ej., Natflos et al., 2007). En este sentido, el clinopiroxeno de este manto litosférico sin refertilizar presenta perfiles empobrecidos en LREE (recordando a espectros tipo MORB), excepto en el Cerro Gordo, donde el contenido en La y Ce del clinopiroxeno de las lherzolitas-g2 es mayor (Fig. **VIII.5a**). Los clinopiroxenos de las lherzolitas sin refertilizar del CVC presentan contenidos inferiores a los del manto primitivo en la mayoría de los contenidos de LILE-HFSE-Th-U (Fig**. VIII.5b**).

Las relaciones isotópicas de Sr-Nd de este MSCL lherzolítico sin refertilizar se proyectan lejos de los componentes FOZO-HIMU, que en cambio corresponde con el magmatismo de Calatrava. La mayor parte de estas lherzolitas definen una amplia banda de posible mezcla entre los campos composicionales DM (de tipo MORB) y el componente EMII, aunque con relaciones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ ligeramente más altas (Fig. **VIII.6**). Sin embargo, hay tres muestras que se sitúan fuera de esta tendencia. Dos de ellas son lherzolitas-g2 del MVM, con una composición isotópica similar a la leucitita del MVM por estar fuertemente contaminadas por la misma, como ya se ha discutido en el capítulo **IV**. Por su parte, la lherzolita 55569 del grupo 4 de El Aprisco tiene una composición intermedia con los xenolitos metasomatizados del CVC (Fig. **VIII.6**). Como es la única que presenta trazas de anfíbol (< 0.1%), esta podría no ser representativa de la composición isotópica del MSCL primigenio bajo Calatrava. Las altas relaciones isotópicas, sobre todo en las relaciones de $^{86}Sr/^{87}Sr$, generalmente se atribuyen a procesos de mezcla con componentes enriquecidos generados por la adición de sedimentos y/o fluidos durante los procesos de subducción oceánica (p.ej., Melchiorre et al., 2020). Esto sugiere que la composición DMM de alguna de estas lherzolitas correspondería a un sector del manto próximo a un margen de placa activo.

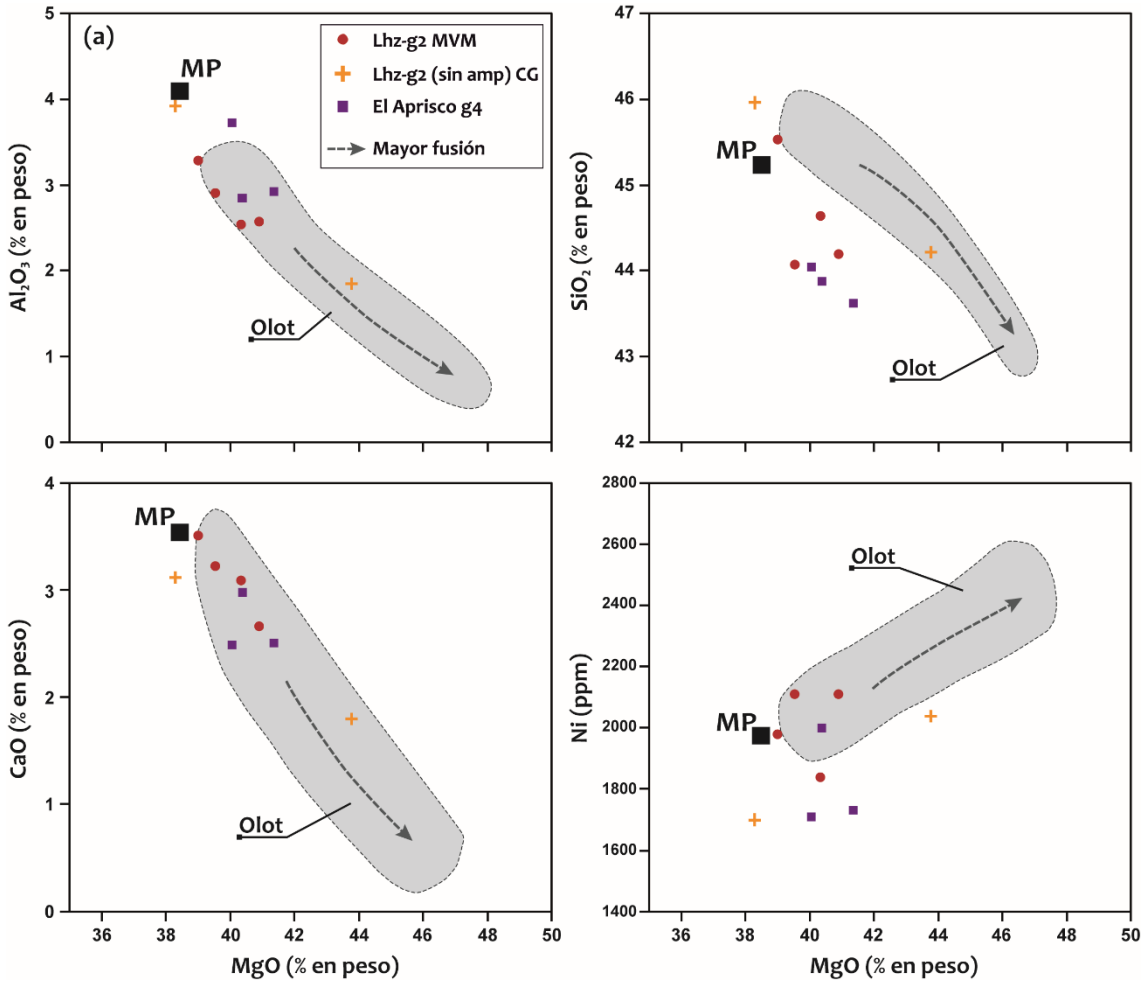

Figura VIII.4. Diagramas de elementos mayores de las lherzolitas sin refertilizar del MVM, CG y El Aprisco. Se incluye el campo composicional de los xenolitos peridotíticos del Campo Volcánico de Olot (Bianchini et al., 2007) (campo gris) y su tendencia hacia los tipos más residuales (flecha gris). Los valores del manto primitivo (MP) proceden de McDonough y Sun (1995).

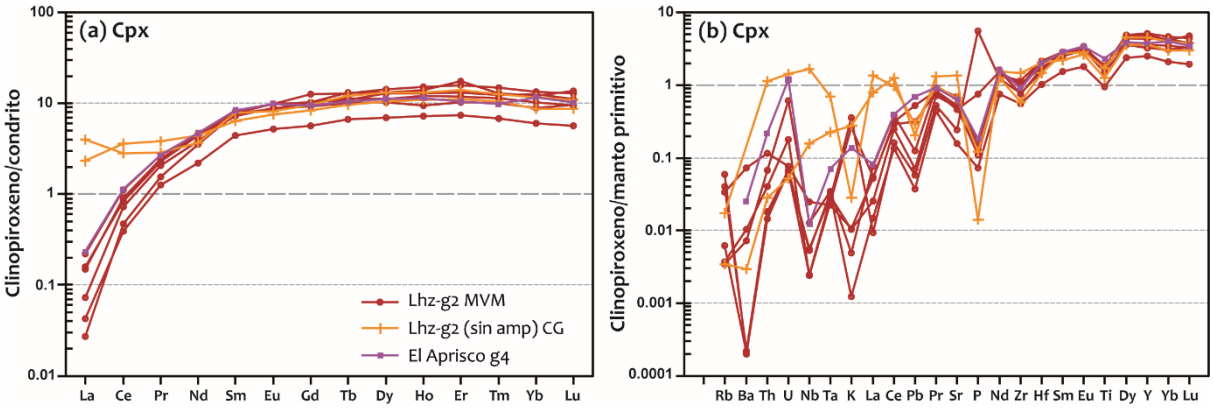

Figura VIII.5. Diagramas de REE normalizados al condrito (a) y de elementos trazas normalizados al manto primitivo (MP) (b) de las composiciones promedio del clinopiroxeno en las lherzolitas sin refertilizar o poco metasomatizadas del MVM, CG y El Aprisco. Los valores de normalización utilizados son de Sun y McDonough (1989).

Por otra parte, el manto litosférico muestreado por los xenolitos del MVM tiene una composición próxima al componente enriquecido (EMII) (Fig. **VIII.6**). La composición isotópica del manto EMII está

ampliamente representada en la zona de Iberia Central por diferentes eventos de magmatismo básico previos a este volcanismo cenozoico de intraplaca. Este componente enriquecido es muy común en los eventos orogénicos variscos y posteriores (p.ej., intrusiones toleíticas del Jurásico inferior, relacionadas con la apertura del Océano Atlántico central, Villaseca et al., 2004, 2022).La presencia de este componente litosférico en los xenolitos del MVM y en otros volcanes cenozoicos del SE de España (p.ej., Beccaluva et al., 2004; Marchesi et al., 2017) apunta a que sea muy probable su existencia en el centro peninsular.

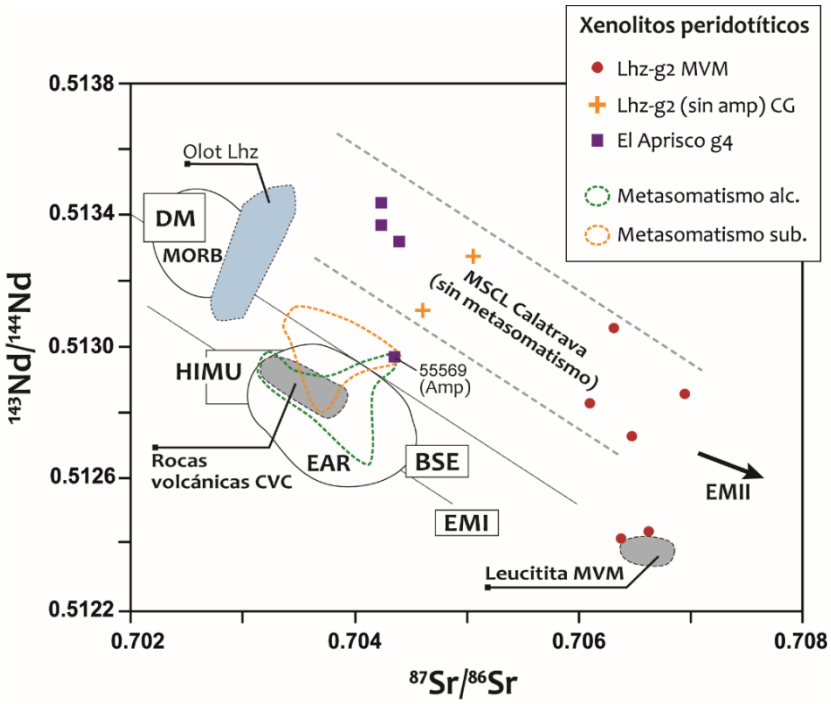

Figura VIII.6. Diagrama de relaciones isotópicas iniciales ($^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$) de xenolitos peridotíticos sin refertilizar o poco metasomatizados del MVM, CG y El Aprisco. Se incluyen datos de los xenolitos con evidencias de metasomatismo de subducción (campo naranja discontinuo) y alcalino (campo verde discontinuo). También se incluyen las composiciones de las leucititas olivínicas del MVM de la primera etapa magmática del CVC (López-Ruíz et al., 2002; Villaseca et al., 2022b), de las rocas volcánicas de la segunda etapa magmática de Calatrava (Villaseca et al., 2022b) y de los diferentes componentes mantélicos (DM, MORB, HIMU, EMI, EMII; Zindler y Hart, 1986) así como del EAR (*European Asthenospheric Reservoir*; Downes et al., 2003). Quedan fuera de la banda de mezcla del MSCL prístino muestreado por el CVC (banda de líneas discontinuas) las lherzolitas-g2 del MVM (que presentan mayor interacción con la leucitita que las transporta), y la lherzolita 55569 del grupo 4 de El Aprisco (presenta pequeñas cantidades de anfíbol).

Condiciones P-T del manto litosférico bajo el Campo Volcánico de Calatrava

Las condiciones termobarométricas estimadas para el MSCL bajo el centro peninsular muestran variaciones entre los diferentes grupos de xenolitos muestreados en el CVC. Las temperaturas de equilibrio estimadas para las lherzolitas que no muestran refertilización son más bajas que las de los grupos de xenolitos que tienen evidencias de un fuerte metasomatismo modal y críptico, especialmente en lo que respecta al metasomatismo alcalino (Fig. **VIII.7**). De esta forma, la mayoría de las estimaciones termobarométricas de lherzolitas más prístinas se proyectan muy próximas a la geoterma de la Cuenca del Tajo, calculada por Jiménez-Díaz et al. (2012) (Fig. **VIII.7**), sugiriendo que se trata de un manto litosférico sin ninguna evidencia de anomalía térmica. Por otro lado, este manto litosférico muestreado queda comprendido en la franja del manto con espinela, procediendo algunos xenolitos de niveles muy

próximos al Moho, con un rango de presiones más limitado que el que presentan los xenolitos peridotíticos del MCF, pero dentro de éste (Fig. **VIII.7**).

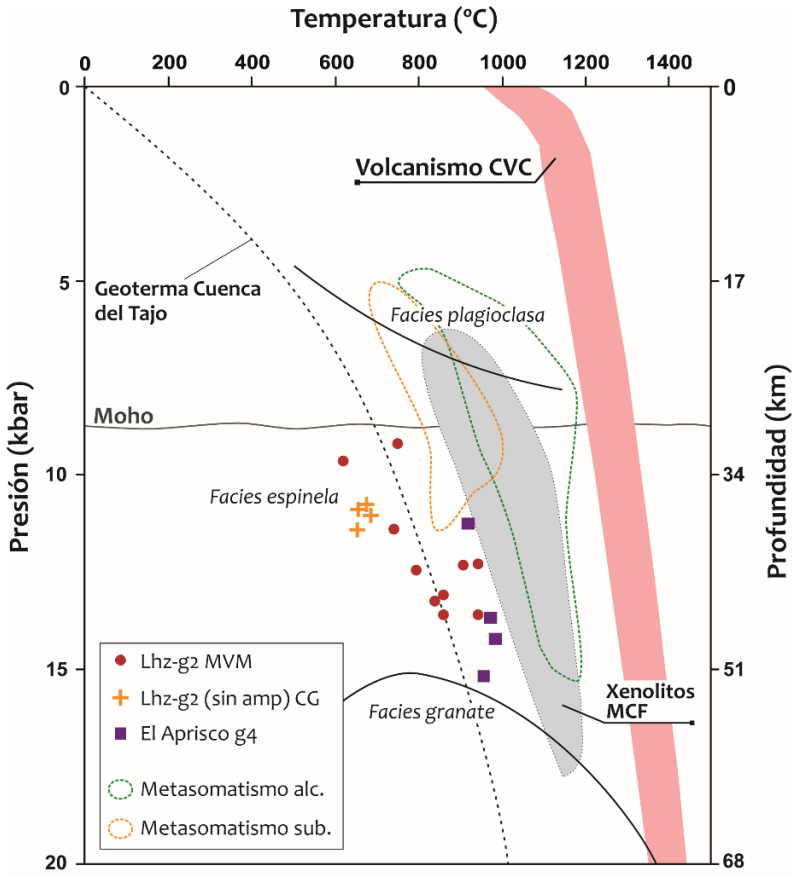

Figura VIII.7. Diagrama de presión y temperatura estimadas para las lherzolitas sin refertilizar o poco metasomatizadas del MVM, CG y El Aprisco, utilizando el geobarómetro de Nimis y Ulmer (1998) y el geotermómetro de dos piroxenos de Brey y Köhler (1990). Se han incluido datos de los xenolitos con evidencias de metasomatismo de subducción (campo naranja discontinuo) y alcalino (campo verde discontinuo), y los datos de los xenolitos peridotíticos del Macizo Central Francés (MCF) (campo gris), procedentes de Yoshikawa et al. (2010). También se ha representado la geoterma (línea discontinua negra) de la Cuenca del Tajo (Jiménez-Díaz et al., 2012), las condiciones P-T aproximadas del volcanismo de Calatrava (Villaseca et al., 2019b) y los límites de estabilidad de fases ricas en Al en peridotitas según Gasparik (1987). Abreviatura: amp, anfíbol.

Por el contrario, los xenolitos con evidencias de interacción metasomática alcalina muestran valores termobarométricos mucho más amplios y próximos en temperatura a los del magmatismo de Calatrava, mientras que los afectados por metasomatismo de subducción siguen una pauta de menor rango, a menor presión y paralela a la geoterma del Tajo, pero ligeramente desplazada hacia temperaturas más bajas (Fig. **VIII.7**). Asimismo, los xenolitos refertilizados muestreado por los magmas del CVC muestran rangos geobarométricos que alcanzan menores presiones (profundidades) que las mantélicas, pero estas estimaciones pueden haber sido modificadas por los propios procesos metasomáticos durante el transporte del enclave hacia la superficie. Aun así, al compararlos con los xenolitos del MCF, que también han sufrido procesos de refertilización (metasomatismo modal y críptico) (Yoshikawa et al., 2010), su profundidad también es algo menor, indicando que el manto muestreado en el centro peninsular sea probablemente algo más superficial que el de esa región volcánica francesa.

VIII.3. Eventos metasomáticos registrados en el manto litosférico bajo el Campo Volcánico de Calatrava

A pesar de que una parte de los xenolitos del CVC corresponde a un MSCL sin refertilizar, la mayoría de los fragmentos de manto litosférico estudiados presentan evidencias petrográficas y geoquímicas de haber sufrido varias interacciones con fundidos metasomáticos de diferente naturaleza. Esto se manifiesta, como ya hemos visto, tanto como metasomatismo modal (p.ej., reemplazamientos texturales y desarrollo de minerales ricos en volátiles) como críptico (enriquecimiento en elementos incompatibles, tales como REE o algunos elementos trazas como Th-U en el clinopiroxeno, el mayor portador de elementos trazas). De esta forma, el enriquecimiento en elementos trazas incompatible también se refleja en la composición de roca total del xenolito refertilizado (p.ej., por sus contenidos de Sr y REE, Fig. **VIII.8**).

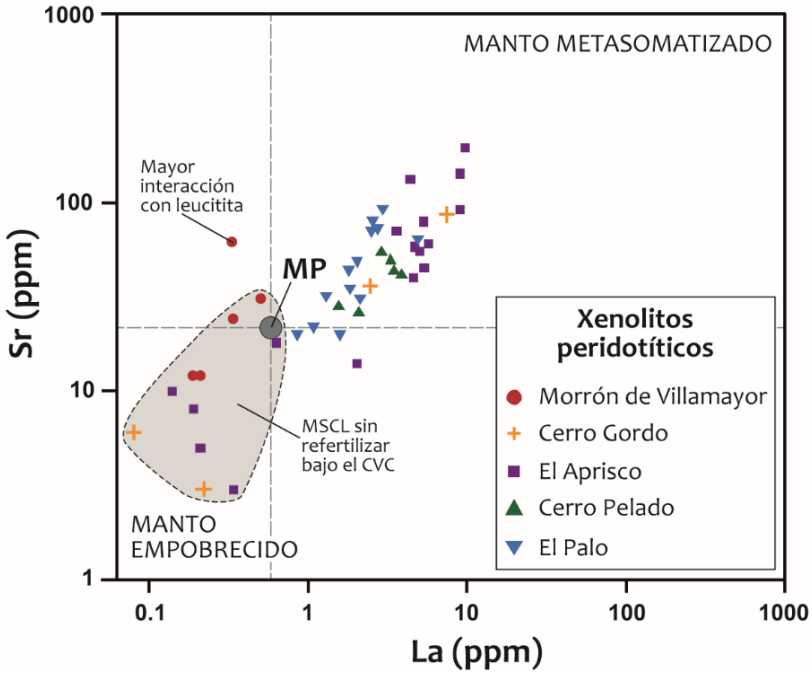

Figura VIII.8. Diagrama La vs. Sr de los xenolitos peridotíticos del CVC. Los valores del condrito y del manto primitivo proceden de McDonough y Sun (1995).

Esta refertilización del manto también se hace evidente en la tendencia a presentar menor contenido en espinela en los enclaves que han sido más refertilizados (Fig. **VIII.9**), ya que texturalmente este mineral parece reaccionar con los fundidos percolantes para formar anfíbol (Fig. **V.4c**). Además, mientras que este manto sin refertilizar tiene una clara composición lherzolítica con espinela, gran parte de los xenolitos que muestran mayores evidencias de interacción metasomática tienen composiciones más extremas hacia los términos de wehrlita, dunita, harzburgita o incluso variedades piroxeníticas (Fig. **VIII.10**). Teniendo en cuenta estas variaciones modales, se pueden describir diferentes tendencias metasomáticas dependiendo de la naturaleza del fundido percolante registrado en cada conjunto de xenolitos. De esta forma, se han diferenciado tres grandes tipos de agentes metasomáticos que han refertilizado el MSCL bajo el CVC: (i) metasomatismo de subducción en los xenolitos peridotíticos del CG, EA y CP; (ii) metasomatismo alcalino silicatado en los xenolitos ultramáficos del MVM, EA, CP y EP; (iii) metasomatismo alcalino carbonatítico en los xenolitos peridotíticos más enriquecidos de EA. Además, podría añadirse un subtipo intermedio de metasomatismo alcalino rico en carbonato que podría ser la transición entre el silicatado y el carbonatítico (Uenver-Thiele et al., 2017).

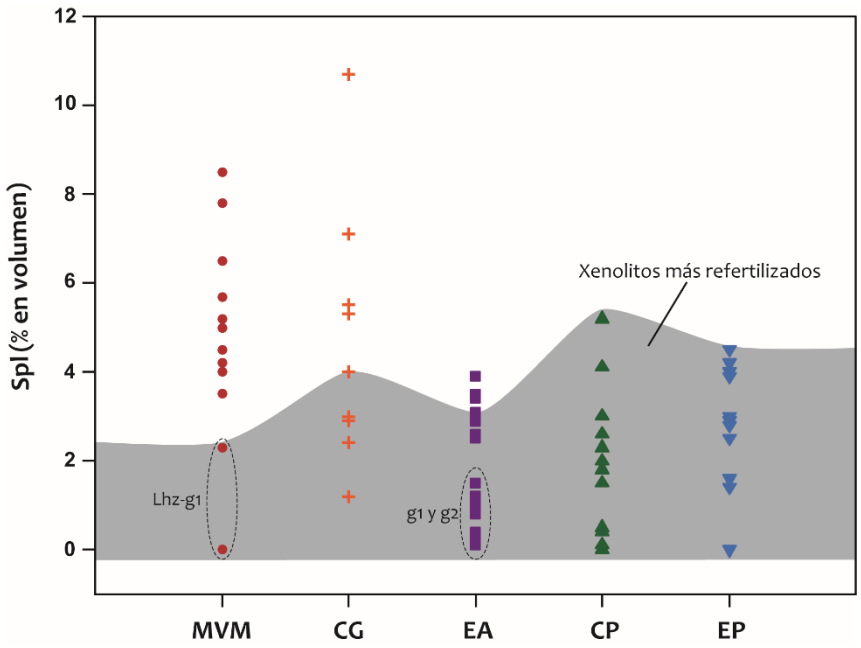

Figura VIII.9. Contenido de espinela (Spl) en los diferentes xenolitos ultramáficos estudiados en cada uno de los centros volcánicos. Abreviaturas: MVM = Morrón de Villamayor; CG = Cerro Gordo; EA = El Aprisco; CP = Cerro Pelado; EP = El Palo. El campo gris destaca la franja de xenolitos que muestran evidencias petroquímicas de interacción metasomática.

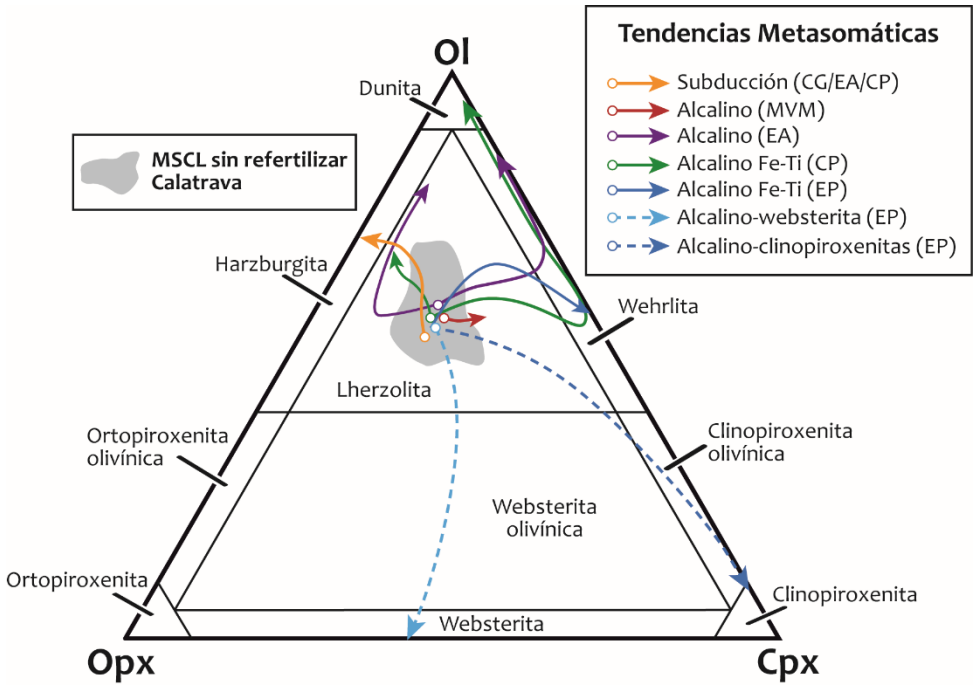

Figura VIII.10. Tendencias metasomáticas del MSCL del Campo Volcánico de Calatrava respecto a la composición modal de sus principales minerales máficos. Abreviaturas: MVM = Morrón de Villamayor; CG = Cerro Gordo; CP = Cerro Pelado; EP = El Palo. El campo gris destaca la composición lherzolítica de los xenolitos peridotíticos que representan al MSCL sin refertilizar.

Aunque en algunos de los volcanes todos los xenolitos estudiados están refertilizados (Cerro Pelado y El Palo) suponemos composiciones modales lherzolíticas para el probable protolito mantélico de estas áreas muestreadas. Es decir, se propone un manto original similar (lherzolítico) para todo el CVC (Fig. **VIII.10**). Asimismo, como cada uno de los agentes metasomáticos identificados puede mostrarse en

uno o varios centros volcánicos, esto ha generado diferentes tendencias metasomáticas modales para cada uno de ellos, partiendo de la composición lherzolítica del MSCL sin refertilizar (Fig. **VIII.10**).

Metasomatismo de subducción

Aunque la mayoría del manto litosférico muestreado en las áreas Cenozoicas circum-Mediterráneas (CiMACI, según Lustrino y Wilson, 2007) registra refertilzaciones mediante fundidos alcalinos subsaturados en sílice (carbonatíticos o silicatados, p.ej., Downes et al., 2003; Matusiak-Malek et al., 2017; Puziewicz et al., 2020), en algunos casos también se han reconocido interacciones con fundidos metasomáticos de subducción: Macizo Central Francés (p.ej., Uenver-Thiele et al., 2017), Eifel (p.ej., Witt-Eickschen et al., 2003), Olot (p.ej., Bianchini et al., 2007) y SE de España (p.ej., Beccaluva et al., 2004). En el CVC también se han registrado evidencias de que el manto litosférico ha sido refertilizado mediante interacciones con agentes metasomáticos relacionados de procesos de subducción (Villaseca et al., 2022a). El centro volcánico donde esta interacción es más evidente es el Cerro Gordo (capítulo **V**), pero también se han muestreado xenolitos peridotíticos con metasomatismo de subducción en los volcanes de El Aprisco (capítulo **VI**) y el Cerro Pelado (capítulo **VII**).

Todos los xenolitos peridotíticos analizados con evidencias de haber sufrido metasomatismo de subducción en el CVC son lherzolitas, excepto la harzburgita anfibólica 117147 del CG (Fig. **V.3**). Estas peridotitas tienen cantidades variables de anfíbol de composición pargasita, como en otros grupos de xenolitos con evidencias de metasomatismo de subducción (p.ej., Faccini et al., 2020). Entre estas peridotitas destacan las lherzolitas-g1 del volcán CG, que tienen mayor contenido en anfíbol (> 5% modal; Tabla **V.1**) que el resto (≤ 1.2% modal; Tablas **V.1**; **VI.1**; **VII.1**). El anfíbol procedente del metasomatismo de subducción se presenta en forma de cristales intersticiales (Fig. **V.1b**; **VI.3b**; Fig. **VII.3a**), cristales alotriomorfos en zonas de reacción (Fig. **V.1a**; **V.4a, c, e**; **VI.3c**), como intercrecimientos simplectíticos con otros minerales máficos (Fig. **V.4d**; **VI.3d**) e incluso como bastoncillos incluidos en el interior de cristales de clinopiroxeno criboso (Fig. **V.5c**). Asociado a este anfíbol, en algunas lherzolitas se presentan cristales alotriomorfos o subidiomorfos de ortopiroxeno neoformado y vidrio intersticial, formando sectores aislados de *melt pockets* o zonas de reacción. En las lherzolitas con mayor contenido en anfíbol (lherzolitas-g1 del CG), el ortopiroxeno neoformado forma intercrecimientos vermiculares con el anfíbol asociado (p.ej., Fig. **V.4c**), mientras que en las lherzolitas con menor contenido en anfíbol, el ortopiroxeno secundario se presenta de forma intersticial como neoblastos en bordes de piroxenos primarios (Fig. **VI.4f**) o en zonas de reacción (Fig. **V.4e**).

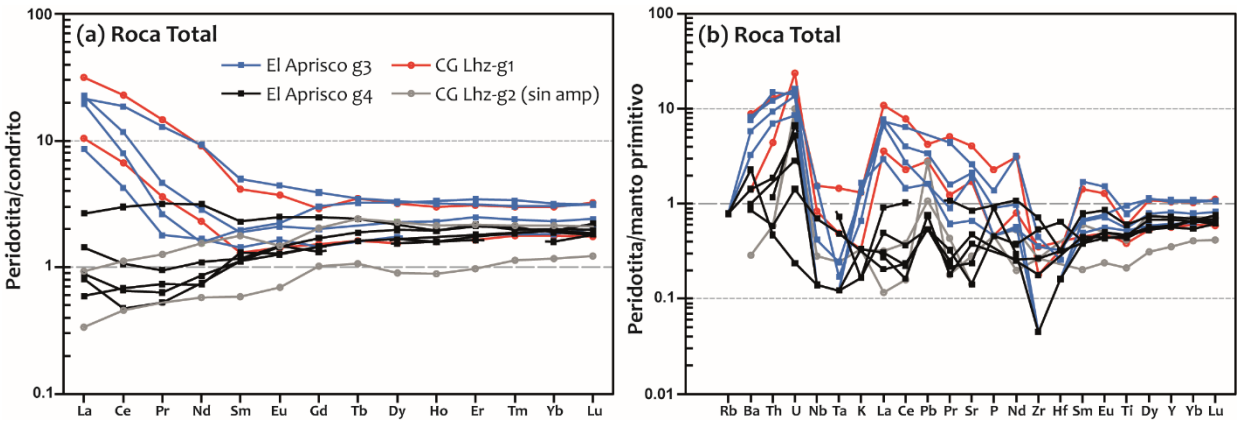

Figura VIII.11. (a) Diagrama de REE normalizadas al condrito y (b) diagrama de elementos trazas normalizados al manto primitivo (MP) de las lherzolitas del grupo 3 y 4 de El Aprisco y las lherzolitas-g1 y las lherzolitas-g2 sin anfíbol del CG. Los valores del condrito y del manto primitivo proceden de Sun y McDonough (1989).

Este MSCL metasomatizado tiene un grado variable de enriquecimiento en LREE, LILE, Th-U-Pb (Fig. **VIII.11**), sobre todo en el clinopiroxeno (Fig. **VIII.12a, b**), como muestran otros mantos claramente refertilizados (O'Reilly y Griffin, 2013). Los agentes metasomáticos de subducción suelen tener bajas concentraciones de los elementos menos móviles, como algunos HFSE (Ti, Eu, Zr, Hf, Nb, Ta) pero alto contenido en los elementos incompatibles más móviles, como las LREE (p.ej., Uenver-Thiele et al., 2017). En este sentido, el clinopiroxeno de estas lherzolitas, con valores altos en las relaciones Ti/Eu (p.ej., Fig. **V.17**) y bajas relaciones de Zr/Hf (Fig. **VIII.12b**) evidencia una interacción con fundidos silicatados de zonas de subducción (Coltorti et al., 1999), como son los fundidos de zonas de subducción. Además, sus perfiles de REE del clinopiroxeno se caracterizan por presentar formas planas en las MREE y HREE (Sm-Lu) y un fuerte enriquecimiento en las LREE (Fig. **VIII.12a**), siendo muy diferentes de los perfiles de los fundidos alcalinos, mucho más fraccionados en HREE. En este sentido, tampoco estas lherzolitas ni los minerales que los componen presentan enriquecimiento en Fe-Ti (p.ej., Fig.**V.6** y **10c**), como los que han sido refertilizados mediante fundidos alcalinos. Asimismo, presenta anomalía negativa en Nb-Ta, la cual, combinada con el alto contenido en LILE y HREE, indica una interacción con un agente metasomático de subducción (p.ej., Ishimaru y Arai, 2009). Tampoco estas lherzolitas ni los minerales que las componen presentan enriquecimiento en Fe-Ti (p.ej., Fig. V.6 y 10c) como los que han sido refertilizados mediante fundidos alcalinos.

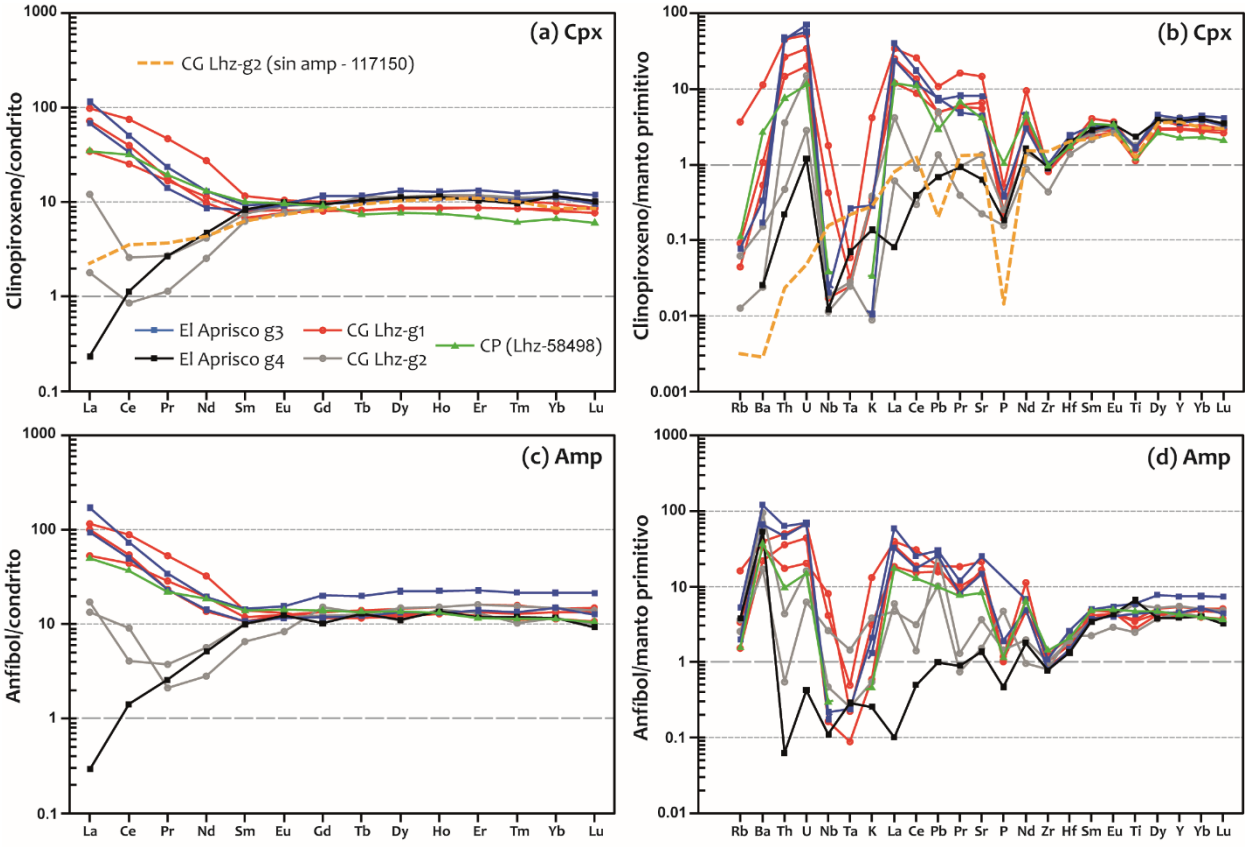

Figura VIII.12. (a) Diagramas de REE normalizados al condrito y de elementos trazas normalizados al manto primitivo (MP) de composiciones promedio del clinopiroxeno (a, b) y el anfíbol (c, d) de las lherzolitas del grupo 3 y 4 de El Aprisco y las lherzolitas-g1 y la lherzolita-g2 sin anfíbol 117150 del CG. Los valores del condrito y del manto primitivo proceden de Sun y McDonough (1989).

Estos fundidos también dieron lugar a la cristalización de un anfíbol que muestra una composición similar o próxima a la de los anfíboles cristalizados en contextos de suprasubducción, con altas relaciones de Ti/Nb y de Zr/Nb (Fig. **VIII.13**) (Coltorti et al., 2007a). Como en el clinopiroxeno, con el que se halla en equilibrio, este anfíbol muestra perfiles de HREE planos y un fuerte enriquecimiento en las LREE, además

de marcadas anomalías negativas de Nb-Ta (Fig. **VIII.12c, d**), reforzando su relación con contextos de suprasubducción (p.ej., Ishimaru y Arai, 2009).

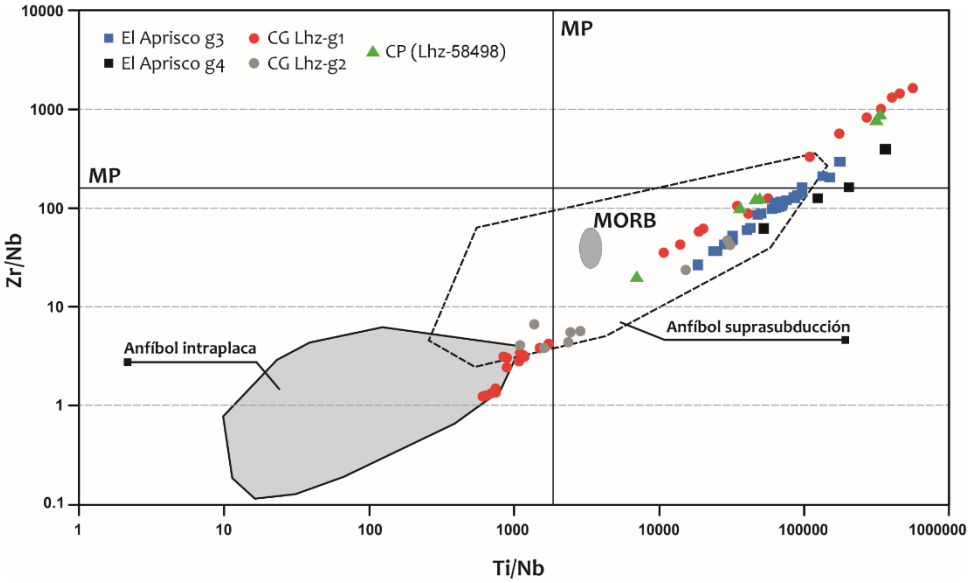

Figura VIII.13. Diagrama de las relaciones Ti/Nb vs. Zr/Nb del anfíbol de las lherzolitas del grupo 3 y 4 de El Aprisco y las lherzolitas-g1 y las lherzolitas-g2 del CG. Los campos composicionales de los anfíboles de intraplaca y de suprasubducción proceden de Coltorti et al. (2007a).

Como ocurre en otros campos volcánicos intracontinentales cenozoicos de Europa occidental (p.ej., Beccaluva et al., 2004), estos xenolitos peridotíticos que han sufrido metasomatismo de subducción están asociados con peridotitas anhidras empobrecidas en LREE como protolito, representadas en este caso por las lherzolitas-g2 sin anfíbol del CG (Fig. **VIII.11**). De esta forma, parece existir una refertilización de un manto superior empobrecido previo con una composición geoquímica e isotópica de tipo MORB (DMM, *Depleted MORB Mantle*) (Witt-Eickschen et al., 2003).

El enriquecimiento variable de LREE en el clinopiroxeno y anfíbol de estas lherzolitas junto con la ausencia de fraccionamiento en MREE y HREE (Fig. **VIII.12a, c**) sugiere un evento metasomático con diferente grado de percolación a través de un flujo poroso reactivo. Este proceso conduce a cambios en las concentraciones de los elementos trazas en función de su mayor o menor incompatibilidad química y de la distancia al canal de flujo principal del agente metasomático (Ionov et al., 2002). La mayor cantidad modal de anfíbol en las lherzolitas más enriquecidas en LREE, como en las lherzolitas-g1 del CG (Tabla **V.1**) y su significativo equilibrio químico con el clinopiroxeno principal, sugiere una mayor proximidad de estas muestras al flujo principal del agente metasomático que hemos considerado, un fundido silicatado relacionado con un proceso de subducción.

El enriquecimiento en LREE relacionado con metasomatismo de subducción, como el que se ha indicado en el CVC, se ha registrado en xenolitos peridotíticos del Macizo Central Francés, donde se ha sugerido una edad Varisca para ese evento de subducción (a partir de edades modelos Re-Os en sulfuros: Witting et al., 2006; así como por isocronas minerales de Lu-Hf: Downes et al., 2015).

Metasomatismo alcalino

El MSCL del CVC sufrió varias interacciones metasomáticas con fundidos alcalinos, tanto silicatados como ricos en carbonato e incluso fundidos carbonatíticos. Teniendo esto en cuenta, el protolito mantélico de composición lherzolítica tipo N-MORB podría haber sido refertilizado por uno o varios

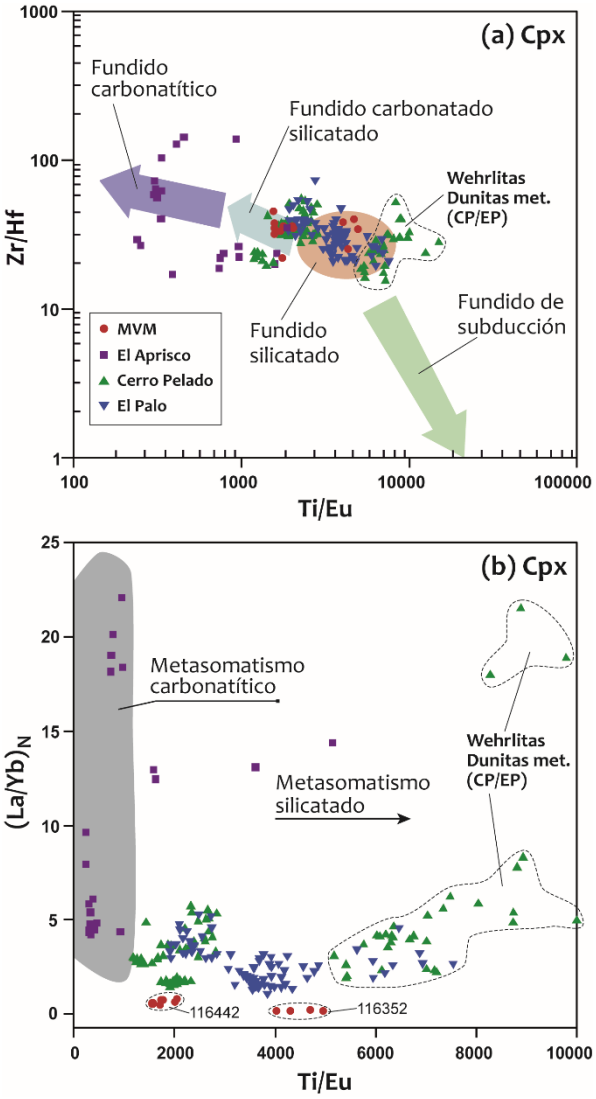

Figura VIII.14. (a) Diagramas de las relaciones composicionales Ti/Eu vs. Zr/Hf (a) y Ti/Eu vs. $(La/Yb)_N$ (normalizado al condrito: N) (b) del clinopiroxeno de los xenolitos peridotíticos del CVC que han sido refertilizados con fundidos alcalinos. (a) Las improntas químicas de los diferentes agentes metasomáticos han sido representadas según Uenver-Thiele et al. (2017). (b) Los campos composicionales del metasomatismo carbonatítico y silicatado han sido tomados de Coltorti et al. (1999).

agentes metasomáticos de naturaleza alcalina. Además de la diversidad de los fundidos alcalinos que refertilizaron el MSCL, la variabilidad y heterogeneidad composicional que se observa en las diferentes tendencias metasomáticas alcalinas de la Figura **VIII.10** podría estar modificada otros factores: (1) diferencias composicionales del protolito mantélico; (2) diversidad composicional de los fundidos alcalinos; (3) el mayor o menor grado de interacción con el agente metasomático (p.ej.., proximidad al flujo principal percolante); y (4) haber sufrido una o varias etapas de refertilización. Uno o varios de estos factores podrían haber determinado las diferentes tendencias metasomáticas alcalinas que se observan en la Figura **VIII.10**.

Los xenolitos peridotíticos que muestran evidencias de haber sufrido refertilización mediante agentes metasomáticos de naturaleza alcalina son: las lherzolitas-g1 del MVM, los xenolitos peridotíticos de los grupos g1 y g2 de El Aprisco, la secuencia lherzolita-wehrlita-dunita metasomáticas del Cerro Pelado y los grupos de lherzolita-wehrlita de El Palo.

La composición en elementos trazas del clinopiroxeno de estos xenolitos permite identificar los dos subtipos de metasomatismo alcalino que han refertilizado el MSCL muestreado por estos centros volcánicos (Fig. **VIII.14**; Coltorti et al., 1999; Uenver-Thiele et al., 2017): (i) fundidos alcalinos silicatados, con altas relaciones de Ti/Eu y (ii) fundidos alcalinos ricos en carbonato o carbonatíticos, con bajas relaciones Ti/Eu (Fig. **VII.14b**). Además, entre estos dos extremos composicionales se han identificado peridotitas con composiciones intermedias, mostrando así una transición entre ambos subtipos. Aun así, hay que tratar estas composiciones con relativa cautela, debido a que no son solo fruto del tipo de fundido que refertilizó este manto, sino que también se deben tener en cuenta los otros factores mencionados previamente. En algunos casos, como es el de las lherzolitas-g2 del MVM, que solo se han enriquecido ligeramente en los elementos trazas más incompatibles (La, Ce, Pr), parecen haber sufrido una refertilización críptica de menor intensidad, que podría explicarse por a su mayor lejanía al canal de flujo principal del agente metasomático (Ionov, et al., 2002).

En el CVC, entre las peridotitas refertilizadas mediante fundidos alcalinos silicatados sólo los xenolitos procedentes del Cerro Pelado presentan metasomatismo modal con formación de flogopita intersticial. Este mineral hidratado está presente tanto en las lherzolitas (Fig. **VII.3b**) como en las wehrlitas

(Fig. **VII.3c** y **d**) y en las dunitas metasomáticas (Tabla **II.1**). Sin embargo, gran parte de las peridotitas que han sufrido metasomatismo alcalino carbonatado y/o carbonatítico presentan anfíbol como mineral metasomático y, en menor medida apatito (estas últimas sólo en las refertilizadas por magmas carbonatíticos). El anfíbol es más abundante en las wehrlitas y lherzolitas más evolucionadas (p.ej., Fig. **VI.3c**) y el apatito únicamente aparece en pequeñas cantidades en una wehrlita del grupo 1 y una lherzolita del grupo 2, ambas procedentes de El Aprisco (Fig. **VI.4**; Tabla **VI.1**).

Parte de los xenolitos peridotíticos con metasomatismo alcalino no presentan minerales metasomáticos, únicamente metasomatismo críptico. Partiendo de la composición prístina considerada como el MSCL original del sector, se pueden establecer diferentes tendencias en elementos mayores de los grupos de peridotitas con metasomatismo alcalino (Fig. **VIII.15**). Estas tendencias parten desde las variedades lherzolíticas hacia los extremos representados por wehrlitas. Las wehrlitas son comunes en muchas series de xenolitos peridotíticos y su origen ha sido discutido en términos de acumulaciones de fundidos máficos atrapados en las profundidades del manto o por reacción de peridotitas con fundidos magmáticos micratorios (p.ej., Coltorti et al., 1999; Ionov et al., 2005; Raffone et al., 2009). En este sentido, los xenolitos peridotíticos (lherzolitas y wehrlitas) con metasomatismo alcalino del Cerro Pelado y El Palo muestran mayor enriquecimiento en TiO_2 y FeO_t que los de El Aprisco, tanto en roca total (Fig. **VIII.15**), como en la composición de sus minerales (Figs. **VII.10-17**). Además, estas composiciones que evolucionan hacia wehrlitas ricas en Fe-Ti del Cerro Pelado y El Palo (con menor contenido en MgO) también se ven reflejadas en un menor contenido en Ni (Fig. **VIII.15d**), típico de metasomatismo por

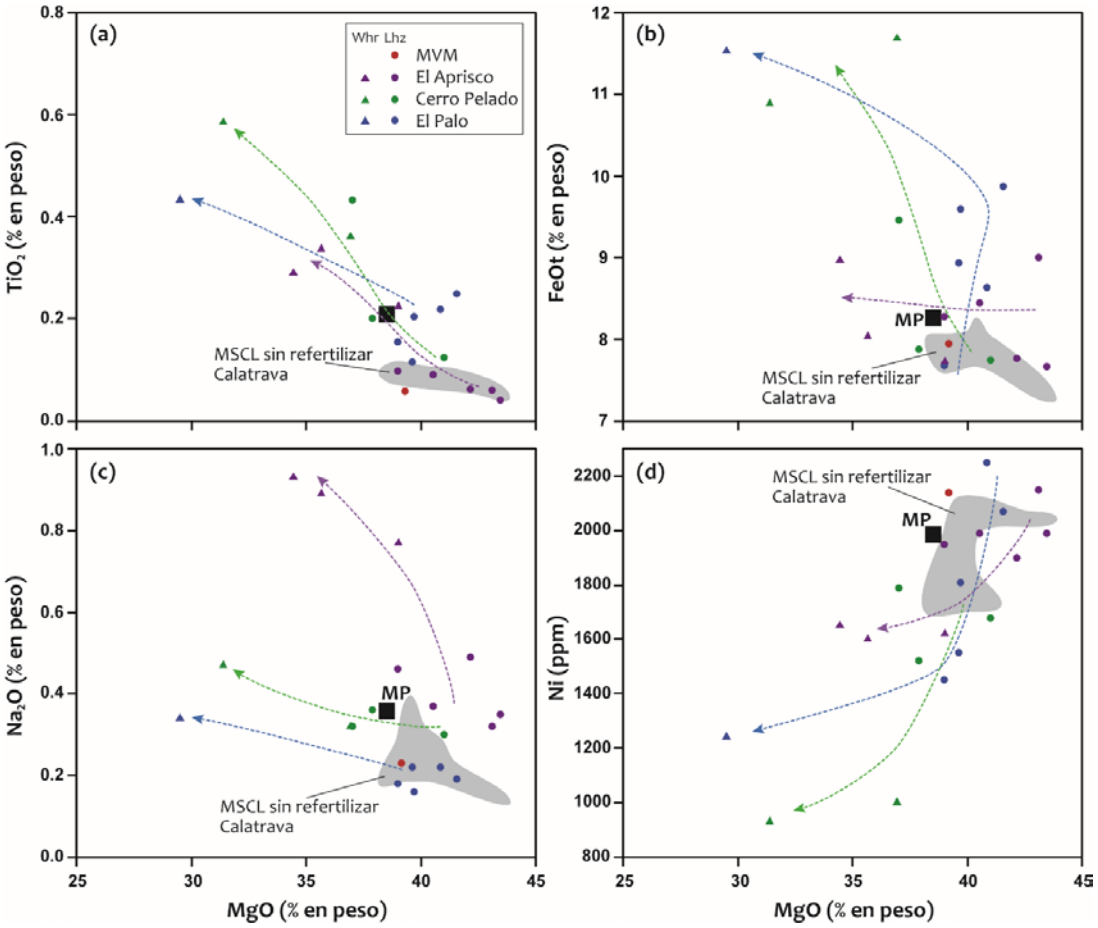

Figura VIII.15. Diagramas de elementos mayoritarios de los xenolitos peridotíticos del CVC que han sido refertilizados por fundidos alcalinos. Se ha incluido la composición de las peridotitas sin refertilizar del CVC (campo gris). Las flechas describen las pautas aproximadas desde las composiciones de lherzolitas (círculos) a los tipos wehrlíticos (triándulos) para cada uno de los centros volcánicos. Los valores del manto primitivo (MP) proceden de McDonough y Sun (1995).

fundidos silicatados subsaturados en sílice (Ionov et al., 2005). En cambio, los valores altos en Ni, Cr y Na y bajos en Al y Fe (Ti) (Yaxley et al 1991), tal y como ocurre en los xenolitos de El Aprisco, los que tienen el clinopiroxeno más empobrecido en Ti/Eu, es típico de metasomatismo carbonatítico o rico en carbonatos (Fig. **VIII.14**).

Teniendo en cuenta los dos subtipos de metasomatismo alcalino identificados, puede realizarse una correlación con sus diferentes tendencias de evolución:

(i) Las peridotitas con evidencias de refertilización mediante fundidos alcalinos silicatados (fundamentalmente lherzolitas y wehrlitas del Cerro Pelado y El Palo) muestran tendencias de enriquecimiento en Fe-Ti. En este tipo de metasomatismo también se incluyen las dunitas metasomáticas del Cerro Pelado, dada su similitud en composición y enriquecimiento en elementos mayoritarios y trazas de sus minerales máficos. Algunas de estas peridotitas tan transformadas apenas conservan ortopiroxeno (p.ej., Tabla **VII.1**), y el que se mantiene presenta una composición similar al de las lherzolitas menos enriquecidas (Fig. **VII.10b**), por lo que lo más probable es que su protolito sea de naturaleza lherzolítica (Villaseca et al., 2010). Sin embargo, la mayoría de wehrlitas y las dunitas, no contienen ningún resto de ortopiroxeno. Esto sugiere que, dada la inestabilidad del ortopiroxeno en fundidos tan pobres en sílice, la interacción con uno o varios fundidos subsaturados en SiO_2 durante un largo periodo de tiempo (Kelemen et al., 1995) pudo causar lo que Raffone et al. (2009) denomina una "erosión termoquímica" casi completa. Las correlaciones en elementos mayores que muestran (Fig. **VIII.15**) son similares a las descritas por Ionov et al. (2005) para la serie lherzolita-wehrlita (LW) rica en Fe, formada por percolación de un fundido alcalino en las lherzolitas asociadas. Estas wehrlitas y dunitas no presentan anomalía negativa en Ti, típico de metasomatismo carbonatítico (Coltorti et al., 1999). Esta refertilización también se manifiesta en las composiciones más evolucionadas en el clinopiroxeno de las dunitas y wehrlitas que en el de las lherzolitas (Figs. **VII.10-13**; Tablas suplementarias **S5.M-5**). Los perfiles de REE de lherzolitas y wehrlitas presentan contenidos similares, con ligeras diferencias en el contenido en MREE (superior en las wehrlitas) y HREE (superior en las lherzolitas) (Fig. **VII.8** y **VIII.16**). El clinopiroxeno de las wehrlitas y las dunitas no presenta anomalía negativa en Ti y su falta de enriquecimiento en LREE (Fig. **VIII.17a** y **b**) refleja que el agente metasomático que los originó no fue un fundido carbonatítico (Hauri et al., 1993; Coltorti et al., 1999).

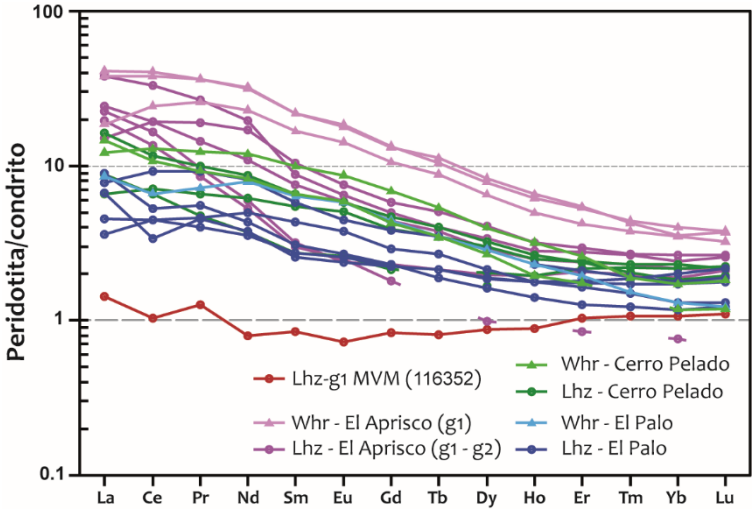

Figura VIII.16. Diagrama de REE normalizadas al condrito de los xenolitos peridotíticos del CVC que han sido refertilizados por fundidos alcalinos. Los valores del condrito y el manto primitivo proceden de Sun y McDonough (1989).

Como las peridotitas más evolucionadas del Cerro Pelado y El Palo son las más representativas de este metasomatismo alcalino silicatado, la composición de los líquidos en equilibrio con el clinopiroxeno

refertilizado puede ser la más próxima a la de estos agentes metasomáticos (Fig. **VII.21**). Los perfiles de REE y multitrazas de los líquidos estimados para las diferentes variedades peridotíticas se solapan entre sí, pero los de las wehrlitas y dunitas metasomáticas tienen composiciones más parecidas a las de las rocas volcánicas del CVC que los de las lherzolitas (Fig. **VII.21**). El agente metasomático alcalino silicatado que interactuó con el MSCL bajo el CVC debe ser similar al del volcanismo alcalino de Calatrava. Estos fundidos alcalinos subsaturados en SiO_2 habrían reaccionado con el ortopiroxeno primario, hasta hacerle desaparecer en la mayoría de las wehrlitas, dando lugar al clinopiroxeno, tanto con metasomatismo críptico como en texturas cribosas más recristalizadas (Figs. **VII.3c, d** y **4c**). Este mismo fundido parece haber originado también las dunitas metasomáticas, tal vez por ser un sector más rico en olivino (pues el tamaño pequeño de los xenolitos conduce a análisis modales imprecisos). Variedades de dunitas con flogopita como mineral metasomático también han sido descritas en otros grupos de xenolitos afectados por metasomatismo alcalino (Gregoire et al., 2000), en ocasiones apuntando a una etapa de recristalización temprana dominada por reacciones de disolución de piroxeno, formando de esta manera sectores duníticos (Raffone et al., 2009). Cabe destacar que la flogopita, el único mineral metasomático presente en las lherzolitas del Cerro Pelado, tiene una composición similar en elementos trazas que la de las dunitas (Fig. **VII.16e, f**), sugiriendo un origen común para las wehrlitas y dunitas.

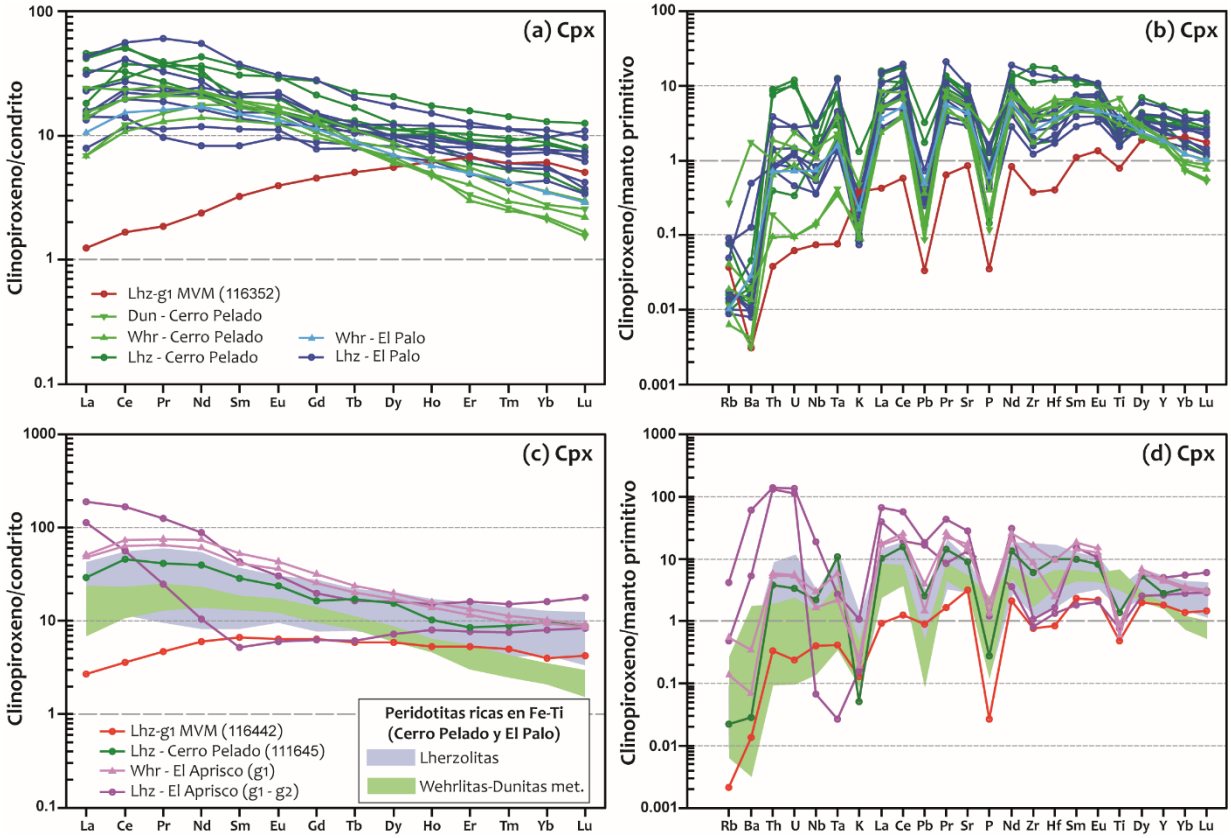

Figura VIII.17. Diagramas de REE normalizados al condrito y de elementos trazas normalizados al manto primitivo (MP) de composiciones promedio de clinopiroxeno de los xenolitos peridotíticos del CVC que han sido refertilizados por fundidos alcalinos: (a, b) metasomatismo alcalino silicatado, (c, d) metasomatismo alcalino rico en carbonato y carbonatítico. Se han incluido los campos composicionales de las lherzolitas y wehrlitas del Cerro Pelado y El Palo en los diagramas c y d para su comparación. Los valores del condrito y el manto primitivo proceden de Sun y McDonough (1989).

(ii) Las peridotitas que presentan interacción con fundidos alcalinos ricos en carbonato o incluso fundidos carbonatíticos son menos frecuentes que las afectadas por metasomatismo silicatado en el CVC. Las que representan los valores más extremos, con claras evidencias de metasomatismo carbonatítico, son las wehrlitas (g1) y la lherzolita-g2 111658 (con apatito accesorio) de El Aprisco. Estas peridotitas

presentan tendencias de enriquecimiento en Na_2O, Cr y valores más bajos en TiO_2 acompañadas de un contenido mayor en MgO y menor en Ni comparado con las peridotitas refertilizadas con fundidos alcalinos silicatados (Tabla suplementaria **S3.RT-4**; Fig. **VIII.15c** y **d**), todo ello característico de este tipo de metasomatismo (Coltorti et al., 2009). Asimismo, las wehrlitas de El Aprisco son similares a las wehrlitas ricas en Mg, consideradas por Raffone et al. (2009) como fruto de la refertilización mediante fundidos carbonatíticos. Además muestran el mayor contenido en REE, sobre todo en LREE, de todos los xenolitos con metasomatismo alcalino del CVC (Fig. **VIII.16a**). Sus perfiles de REE y multitrazas están menos fraccionados que los de las peridotitas refertilizadas por fundidos alcalinos silicatados, en especial comparado con las wehrlitas y dunitas ricas en Fe-Ti del Cerro Pelado y El Palo (Fig. **VIII.16a**). Como ya se ha discutido en el capítulo **VI**, los pequeños cristales de apatito que aparecen en una de las wehrlitas y en la lherzolita 111658 del grupo 2 tienen algunas características geoquímicas similares a los apatitos procedentes de carbonatitas (Belousova et al., 2002): sin anomalía Eu/Eu* (0.87-0.91) y con relaciones altas $(La/Lu)_N$ o $(Ce/Yb)_N$ (Tabla suplementaria **S6.LA-4**).

Por otro lado, los líquidos en equilibrio calculados para el clinopiroxeno, anfíbol y apatito de estas peridotitas presentan un alto contenido en LREE, Th-U y anomalías negativas de Zr-Hf y Ti, característico de magmas ricos en carbonato, además de un empobrecimiento significativo en Nb-Ta, típico de carbonatitas (Stoppa y Schiazza, 2013) (Figs. **VI.20**). Estas pautas difieren considerablemente de las mostradas por los fundidos de Calatrava (CVC) (Fig. **VI.21**).

Estos agentes metasomáticos ricos en carbonato son corroborados por el bajo contenido en EGP (Elementos del Grupo del Platino) en los sulfuros de las wehrlitas analizados por González-Jiménez et al. (2014), generalmente por debajo de los límites de detección del LA-ICP-MS (p.ej., Xu et al., 2008; Wittig et al., 2010). Adicionalmente, el anfíbol de las wehrlitas (grupo 1) y la lherzolita 111658 (grupo 2) de El Aprisco, así como de la lherzolita 111645 del Cerro Pelado, presentan relaciones bajas de Ti/Nb y Zr/Nb, (Figs. **VI.19** y **VII.22**), sugiriendo su cristalización a partir de fundidos alcalinos extraídos del manto, típicos de ambientes de intraplaca (Coltorti et al., 2007a). Estas condiciones de intraplaca concuerdan con el metasomatismo alcalino, ya sea silicatado o rico en carbonato (o carbonatítico), identificado a partir de la química del clinopiroxeno (Fig. **VIII.14**).

Algunos de los xenolitos peridotíticos estudiados se encuentran en un punto intermedio entre los dos polos principales de metasomatismo alcalino sufrido por el MSCL bajo Calatrava, ya que no muestran evidencias claras de interacción con fundidos carbonatíticos ni silicatados ricos en Fe-Ti (Fig. **VIII.14**). Este subconjunto intermedio podría dividirse, los de mayor afinidad con fundidos alcalinos ricos en carbonato serían el resto de lherzolitas del grupo 2 de El Aprisco, la lherzolita 111645 del Cerro Pelado y la lherzolita 116442 del MVM (Fig. **VIII.17c, d**); y los de menor aproximación al componente carbonatado, como es el resto de lherzolitas del Cerro Pelado y las lherzolitas-g2 de El Palo (Fig. **VIII.17a, b**).

Por último, los enclaves piroxeníticos del volcán El Palo indican una refertilización más intensa sugiriendo una mayor relación con el magma percolante reactivo. Estas rocas piroxeníticas se pueden haber originado en forma de bandas o venas de reacción asociadas a variedades wehrlíticas y duníticas (p.ej., Ma y Shaw, 2022), como las generadas por interacción con agentes alcalinos silicatados en el Cerro Pelado y El Palo. Estas bandas de reacción pueden estar ligadas a magmas similares a los que transportan el xenolitos a la superficie, y acontecer en sectores variablemente someros del manto litosférico subcontinental (Mazzucchelli et al., 2009; Ma y Shaw, 2022). La generación de wehrlitas y, más intensamente de dunitas metasomáticas, donde la mayoría del clinopiroxeno también ha desaparecido, puede ser explicada por mayor o menor distancia o reactividad con el fundido alcalino percolante (p.ej., Ionov et al., 2002; Ma y Shaw, 2022).

Correlación temporal del metasomatismo con los eventos magmáticos de Iberia

Las diferentes interacciones metasomáticas sufridas por el MSCL bajo el CVC se han producido en momentos diferentes que pueden aproximarse tanto estudiando su posible contexto geodinámico y geoquímica del magmatismo máfico observable en superficie, como por las diferentes dataciones realizadas *in situ* en xenolitos, estableciendo así un orden geocronológico.

La microplaca Ibérica se supone que formaba parte del margen pericontinental Gondwánico durante la orogenia Cadomiense (Neoproterozoico-Cámbrico inferior), evolucionando hacia un margen continental pasivo hasta el comienzo de la colisión continental Varisca, que comenzó en el Devónico (p.ej., Stampfli et al., 2013; Villaseca et al., 2022a). La colisión Varisca en el centro de la Península Ibérica fue de carácter intracontinental, con márgenes de placa no reconocidos debido a la acreción lateral de los terrenos del sur (zonas de Ossa-Morena y Sur-Portuguesa). Durante esta colisión en el centro de Iberia pudo generarse una delaminación y hundimiento de la corteza inferior en el manto litosférico subcontinental, como lo demuestra la presencia de un componente isotópicamente enriquecido en el magmatismo esporádico básico calco-alcalino del Carbonífero superior (p.ej., Orejana et al., 2009). La infiltración de este magmatismo derivado de esos sectores del manto podría haber fertilizado el manto litosférico, dando lugar a la formación de anfíbol con una composición química relacionada con fenómenos de subducción (Fig. **V.21**), como el descrito en gran parte de los xenolitos del Cerro Gordo y algunos de El Aprisco y Cerro Pelado. Parece más complicado reconocer cualquier signo de percolación de magmatismo relacionado con subducción en el manto subcontinental litosférico del centro de Iberia durante la colisión Bética (Orogenia Alpina), ya que no se ha registrado ningún evento tectono-magmático de tal edad. Los datos isotópicos Re-Os publicados en sulfuros de lherzolitas de El Aprisco dieron edades modelo de Os Cadomienses (0.6 Ga) y Variscas (0.3 Ga), pero la hipotética interacción con fundidos relacionados con subducción durante el Cenozoico no ha sido registrada (González-Jiménez et al., 2013) (Fig. **V.21**).

El metasomatismo alcalino ha sido datado por el método *in situ* U-Pb en apatito y Ar-Ar en anfíboles en xenolitos g-1 y g-2 de El Aprisco (Villaseca et al., 2019a). Estas dataciones en minerales metasomáticos han arrojado edades mucho más antiguas que el propio magmatismo del CVC (Tabla 5 en Villaseca et al., 2019a). Los anfíboles han proporcionado edades mínimas Ar-Ar que van desde los 15.7 Ma (wehrlita del grupo 1) hasta los 3.9 Ma (lherzolita del grupo 2), solapándose ligeramente con la edad de algunas erupciones alcalinas de Calatrava (7.4-0.7 Ma; Ancochea y Huertas, 2021). En cualquier caso, la edad mínima de 3.9 Ma es más vieja que la obtenida para el magma volcánico de El Aprisco que los transportaba (2.8 Ma según datación Ar-Ar en megacristales de la melilitita olivínica, en ese mismo trabajo de Villaseca et al., 2019a).

Las edades U-Pb obtenidas en los apatitos metasomáticos de El Aprisco indican la existencia de eventos metasomáticos aún más antiguos en el manto bajo el centro peninsular. Las edades obtenidas sugieren magmatismos alcalinos en el centro de España desde el Cretácico al Oligoceno (y Mioceno inferior si incluimos la del anfíbol metasomático de la peridotita 111658), previamente desconocidos. Estos datos geocronológicos evidencian que los eventos metasomáticos alcalinos ricos en carbonato se produjeron significativamente antes del volcanismo de Calatrava y también registran etapas más antiguas, sucesivas, en comparación con los eventos metasomáticos que produjeron cristales de anfíbol en el mismo xenolito (Villaseca et al., 2019a). Se han identificado al menos tres eventos metasomáticos alcalinos en el MSCL bajo el centro de la Península Ibérica, posteriores al metasomatismo de subducción, en el Cretácico (118 Ma), Oligoceno (29 Ma) y Mioceno (16-4 Ma), pero las huellas de estos eventos en la superficie de la microplaca Ibérica son muy escasas. Esta actividad magmática alcalina desde el Cretácico, ampliada a la escala de toda Iberia, parece estar marcada por la aparición de episodios magmáticos

separados por periodos de quiescencia (Fig. **VI.22**). No obstante, cuando se consideran el norte de África y los archipiélagos e islas submarinas del Atlántico central, es decir, los sectores más occidentales de la gran provincia circum-Mediterránea de Lustrino y Wilson (2007), el magmatismo anorogénico parece ser más continuo, aunque escaso e intermitente (Fig. **VI.22**). Por ejemplo, la aparente ausencia de magmatismo en Iberia durante más de 60 Ma, es decir, desde los 76 Ma para las intrusiones alcalinas portuguesas y catalanas (Grange et al., 2010; Ubide, 2013; Ubide et al., 2014) hasta el volcanismo intraplaca del Neógeno, puede reflejar simplemente que el muestreo esté incompleto. En este sentido, las edades reportadas de 16-29 Ma para dos eventos de magmatismo alcalino rico en carbonato que refertilizó el MSCL bajo Calatrava completaría parcialmente ese vacío temporal, situándose próximo a la edad del magmatismo silicatado carbonatítico en el norte de Marruecos, en Azrou-Timahdite (35 Ma; Raffone et al., 2009) y Tamazaert (44-35 Ma; Marks et al., 2009; Bouabdellah et al., 2010) (Figs. **VI.22** y **23**).

VIII.4. El origen de los vidrios en los xenolitos del CVC: origen metasomático vs. fusión *in situ* en el transporte volcánico

Origen del vidrio intersticial

Gran parte de las peridotitas estudiadas en el CVC tienen vidrio que presenta una amplia variedad textural (venas, *melt pockets*, y microinclusiones en sectores cribosos) y composiciones. En la extensa literatura sobre este tema se han propuesto diferentes teorías sobre sus orígenes que se pueden agrupar en función del momento en el que se generaron:

(i) Origen anterior al proceso volcánico: metasomatismo profundo, que consiste en la reacción entre un fundido/fluido que percola en el manto litosférico y reacciona con los principales minerales que lo componen (p.ej., Hauri et al, 1993).

(ii) Procesos desencadenados durante el atrapamiento y transporte de los xenolitos mantélicos en el fundido volcánico: (1) fusión parcial *in situ* por descompresión adiabática (p.ej., Dawson, 2002; Su et al., 2011; Pan et al., 2018) o por incremento de temperatura en contacto con el magma que los transporta (p.ej., Yaxley y Kamentesky, 1999); (2) fusión parcial *in situ* e incongruente de fases hidratadas (p.ej., anfíbol, flogopita, etc.) o anhidras refertilizadas (p.ej., Frey y Green, 1974; Yaxley et al., 1997; Ionov et al., 1994; Shaw y Klügel, 2002) y (3) por infiltración del magma que transporta los xenolitos (p.ej., Lu et al., 2015).

El vidrio de origen metasomático que probablemente se ha infiltrado en niveles de manto litosférico sólo se ha identificado en las wehrlitas y lherzolitas del grupo 1 del volcán El Aprisco. Este vidrio se presenta en forma de largas venas que atraviesan el xenolito, sin evidencias texturales de que esté relacionado con los minerales metasomáticos ricos en volátiles (anfíbol y apatito), y se encuentra completamente transformado a zeolitas (Fig. **VI.3f**). Además, no se observan vacuolas en el mismo, lo que indica que su formación fue en un nivel profundo. Por otro lado la zeolitización sufrida sugiere que el fundido percolante debió ser fuertemente subsaturado en SiO_2, descartando así que el vidrio se produjese por descomposición de minerales hidratados durante el ascenso de los xenolitos a la superficie (p.ej., Yaxley et al., 1997; Yaxley y Kamenetsky, 1999; Shaw y Klügel, 2002).Por tanto, parece probable que este vidrio tenga origen en alguno de los eventos metasomáticos alcalinos ricos en carbonato identificados en los xenolitos peridotíticos del grupo 1 de El Aprisco, los cuales pudieron darse desde el Cretácico superior

(118 Ma) al Mioceno (15.7 a 3.9 Ma), edades previas a la del magma volcánico que los transporta (ca. 2.8 Ma, Villaseca et al., 2019a).

El resto de vidrio encontrado en los xenolitos de Calatrava presenta relaciones texturales y composiciones que sugieren un probable origen en procesos relacionados con el atrapamiento y transporte de los xenolitos en el magma en su camino a la superficie. La mayoría de las zonas con vidrio intersticial se corresponden con microbolsadas o melt pockets, desconectadas entre sí y de escaso recorrido, excepto en la wehrlita 72674 del Cerro Pelado que forma algunas pequeñas venas alargadas (Fig. **VII.5e**). En cualquier caso, normalmente no se supera el 1% vol. de vidrio. En numerosas ocasiones estas áreas están ligadas a cristales alotriomorfos y corroídos de anfíbol, lo que apunta a la destrucción de este mineral hidratado como desencadenante de la formación del vidrio (Yaxley et al., 1997; Villaseca et al., 2010). En este sentido, la fuerte correspondencia entre el contenido de sílice y álcalis del anfíbol y del vidrio en algunas muestras del volcán Cerro Gordo (p.ej., la 110857; Fig. **V.12**), e incluso entre su composición en elementos trazas (110858 en el CG; Fig. **V.15**), sugiere una relación genética entre ambas fases. Además, estos melt pockets contienen numerosos microcristales neoblásticos (de tendencias idiomorfas) de clinopiroxeno-2, olivino-2, espinela-2, y en las lherzolitas que muestran evidencias de refertilización mediante fundidos de subducción también ortopiroxeno-2. Según las estimaciones geotermobarométricas realizadas para los cristales neoformados de clinopiroxeno su cristalización se originó a altas temperaturas, llegando a solaparse con la trayectoria P-T del volcanismo de Calatrava (p.ej., Fig. **VII.15**). Por tanto, la formación del vidrio habría comenzado a profundidades mantélicas con el atrapamiento de estos fragmentos de manto litosférico por los magmas alcalinos formadores del CVC. El aspecto vesicular de estos vidrios (líquidos residuales intergranulares en el xenolito) (p.ej., Figs. **V.4a, b** y **VII.5e**) es típico de su emplazamiento volcánico-subvolcánico, sugiriendo la exsolución de gran parte de sus volátiles, poco antes de solidificar en superficie.

En algunos casos estas microbolsadas con vidrio no se desarrollan en xenolitos con metasomatismo modal, pero sí con metasomatismo críptico. Aunque estas peridotitas sean anhidras, es posible proponer la fusión parcial de éstas durante su atrapamiento sobre todo si previamente han sido refertilizadas. Esta fusión sería desencadenada por el aumento de temperatura inducido por los fundidos que los transportan, como demuestra la mayor temperatura de equilibrio estimada para los neoblastos de clinopiroxeno secundario asociados a este vidrio, así como por la extrema descompresión sufrida en su viaje hacia la superficie terrestre (erupción volcánica). Estos xenolitos de peridotitas refertilizadas y de tamaños centimétricos debieron alcanzar dentro del magma ultramáfico alcalino temperaturas entre 1100 a 1200 ^{o}C, suficientes para fundir rocas con curvas solidus de menor temperatura que las que no han sufrido interacción metasomática. La propia descompresión adiabática de estos pequeños fragmentos, transportados rápidamente, probablemente en unas pocas decenas de horas desde que fueron atrapados, (Lierenfeld and Mattsson, 2015) desencadenaría pequeñas tasas de fusión parcial del xenolito durante su travesía por la litosfera superior, sobre todo a profundidades de la corteza continental de Calatrava.

Se observan considerables diferencias en la composición del vidrio intersticial en estos xenolitos ultramáficos. La composición de estos fundidos ha sido utilizada como indicador geoquímico de agentes metasomáticos (Coltorti et al., 2000), pudiendo caracterizar así no sólo el agente metasomático original sino también los minerales máficos involucrados en los procesos de fusión parcial. Los fundidos de los xenolitos del CVC tienen un rango variable de composición, debido en parte a la composición de los minerales primarios que intervienen en el proceso de fusión parcial, y en parte a la cristalización de neoblastos (Cpx-2, Ol-2, Spl-2) en diversas proporciones. La composición más alcalina de vidrio corresponde al de la lherzolita-g1 117202 en El Palo (Fig. **VII.14**), que se caracteriza también por presentar microcristales alargados de clinopiroxeno (Figs. **VII.5f** y **6a, b**). La forma tan alargada de estos cristales secundarios de clinopiroxeno indica un fuerte desequilibrio y una cristalización rápida (metaestable). De

nuevo la presencia de vacuolas en este fundido junto a unas condiciones de blástesis muy metaestables de esos silicatos parece sugerir fusión parcial *in situ* durante la descompresión rápida del xenolito.

Ligadas a estas bajas tasas de fusión parcial de los xenolitos mantélicos, con metasomatismo modal o críptico, se originan las texturas cribosas en minerales como el clinopiroxeno y la espinela (p.ej., Figs. **V.5c, d**; **VII.3c, d** y **VII.5c, d y f**) por disolución incongruente. En este proceso el borde del cristal en contacto directo con el fundido intersticial reaccionaría primero, seguida de una nucleación y posterior crecimiento de la nueva fase mineral (secundaria) (Pan et al., 2018). El fuerte contraste en el contenido de Ti y Cr entre la espinela primaria y la secundaria, especialmente en los xenolitos del Cerro Pelado (Fig. **VII.13a**), se ajusta con estos fenómenos de fusión (Shaw y Dingwell, 2008). En algunos casos en los que el vidrio se encuentra alojado en la textura cribosa del clinopiroxeno, como en la lherzolita-g1 117202 de El Palo, el origen del vidrio y de esta textura secundaria pueden estar relacionados. No se ha observado en ninguno de los xenolitos una relación textural entre la textura cribosa y el magma que transportó el xenolito, por lo que se ha descartado un origen por interacción con el fundido volcánico (Shaw et al., 2006; Shaw y Dingwell, 2008). No obstante, el vidrio intersticial de los xenolitos de Calatrava presenta mayor relación Na_2O/K_2O y menor contenido en Al_2O_3 que los que han sido generados por descompresión de manera experimental en otras litologías (Su et al., 2011; Pan et al., 2018).

El origen de la textura cribosa también se atribuye a metasomatismo por infiltración de fundidos. Si la infiltración se produce previamente al atrapamiento del xenolito por el magma que lo transporta, el vidrio que aparece como microinclusiones gotoidales en la textura cribosa tendría baja relación Na_2O/K_2O (< 1), y bajos contenidos en CaO, MgO y FeO (p.ej., Coltorti et al., 2000; Carpenter et al., 2002, Bonadiman et al., 2005). Sin embargo, en los casos en que se ha podido analizar el vidrio, éste es de carácter ácido y próximo composicionalmente a los más abundantes vidrios intersticiales vesiculados de la misma roca (lherzolita-g1 117202 de El Palo; Fig. **VII.14**). La particularidad de que estos vidrios hayan alcanzado composiciones ácidas podría explicarse por fraccionamiento cristalino de los neoblastos de clinopiroxeno-2 y olivino-2, que podrían conectar genéticamente ambos tipos de vidrios. Por lo tanto, si el vidrio es fruto de la fusión de la peridotita *in situ*, ésta debió comenzar en las primeras etapas del atrapamiento del xenolito por el fundido alcalino que posteriormente lo transportó a la superficie.

VIII.5. Comparación del manto sublitosférico del centro de Iberia con los descritos en Europa occidental

Algunos estudios han intentado diferenciar varios tipos de MSCL en la parte occidental de la Provincia Volcánica de Europa Central (CiMACI) Lustrino y Wilson, (2007). En este sentido, Picazo et al. (2016) propusieron una hipótesis en la que la variabilidad del manto durante un ciclo de Wilson muestra algunas tendencias de composición coherentes en el tiempo y el espacio, diferenciando tres dominios principales: (i) Dominio heredado; (ii) Dominio refertilizado; (iii) Dominio empobrecido oceánico. Esta interpretación se puede utilizar para identificar las firmas de los tres tipos de manto a través de un ciclo extensional. Por su parte, comparando diferentes conjuntos de xenolitos peridotíticos, Puziewicz et al. (2020) dividen el manto litosférico de Europa Central (de Bohemia-Pannonia al Macizo Central Francés, MCF) en tres tipos principales que han experimentado una historia geológica diferente:

(1*) Manto orogénico varisco*: manto empobrecido, en su mayoría harzburgítico, gran parte refertilizado por metasomatismo de baja intensidad por fundidos alcalinos carbonatados. Representa la cuña del manto durante la colisión. Correspondería a los afloramientos volcánicos de la región de Silesia (Polonia) y a la parte norte del MCF.

(2) *Manto del rifting cenozoico*: manto harzburgítico y lherzolítico intensamente refertilizado por percolación de fundidos alcalinos silicatados relacionados con el rifting del Cenozoico y el magmatismo volcánico que los transporta.

(3) *Manto con fuerte refertilización astenosférica*, que composicionalmente correspondería al *tipo-MORB* de otros autores (p.ej., Downes et al., 2003). En la interpretación de Puziewicz et al. (2020) este manto sería un protolito harzburgítico refertilizado a tipos lherzolíticos por fundidos de la astenosfera ascendente (proceso similar al descrito en el macizo de Lherz en los Pirineos; Le Roux et al., 2007).

En el MCF, Lenoir et al. (2000), Downes et al. (2003) y Uenver-Thiele et al. (2017) reconocen aproximadamente esos dos mismos dominios norte y sur del MSCL. El Dominio Norte es más refractario, con tasas de fusión de hasta el 17%, y de mayores profundidades que el Dominio Sur. Además, en el Dominio Norte también hay evidencias de una considerable refertilización mediante fundidos carbonatíticos (Lenoir et al., 2000). Las composiciones y tendencias evolutivas del MSCL bajo el centro de Iberia son similares a gran parte de dominios de mantos cercanos bajo Europa occidental, sobre todo los que muestran la composición más fértil, como es el Dominio Sur del MCF (Downes et al., 2003) o el del SE de España (Beccaluva et al., 2004). Sin embargo, el CVC se diferencia de las anteriores áreas por la frecuencia y abundancia de xenolitos peridotíticos tipo wehrlita, piroxenita o incluso dunita con origen metasomático y que muestran un fuerte enriquecimiento en Fe-Ti. Estas composiciones tan fértiles contrastan con las variedades harzburgíticas o lherzolitas pobres en clinopiroxeno, más refractarias, no sólo de los sectores europeos de basamento varisco más septentrionales, sino también de la Zona Volcánica Catalana (Galán y Oliveras, 2014), más cercana a este CVC. Además, considerando únicamente las lherzolitas que representan el manto sin refertilizar bajo el centro de Iberia, también se diferencian ésas de los sectores anteriormente citados por sus tasas de fusión significativamente menores, inferiores al 5-10% (Fig. **VIII.3**).

El manto litosférico lherzolítico más prístino bajo el CVC (**M1** en la Fig. **VIII.18**) muestra patrones de REE próximos a los del manto empobrecido (p.ej., Fig. **V.7a**; lherzolitas-g2 sin anfíbol del CG), que se considera la principal fuente de magmas tipo MORB. Asimismo, sus perfiles de elementos trazas tanto en roca total como en el clinopiroxeno (Fig. **VIII.5b**) son similares a los de las lherzolitas de espinela sin refertilizar de las cuñas del manto (Natflos et al., 2007). Estas peridotitas también presentan composiciones isotópicas alejadas de los componentes FOZO-HIMU, marcando una amplia banda de mezcla entre los campos composicionales MORB y los componentes enriquecidos del EMII (Fig. **VIII.6**), generados por la adición de sedimentos y/o fluidos durante los procesos de subducción oceánica (Melchiorre et al., 2020). Considerando ésta como la composición del MSCL de Dominio heredado en Calatrava se debió de formar próximo a un margen de placa (Fig. **V.21**). La presencia de secciones de manto tipo MORB es común en cuñas de manto, en contexto geodinámico de subducción (p.ej., Ishimaru et al., 2007; Payot et al., 2018). Asumiendo su carácter de suprasubducción, la fuente de este manto muestreado del centro de Iberia representaría un remanente probable del "manto orogénico" formado en el margen Cadomiense de esta microplaca Ibérica, peri-Godwánica (Fig. **V.21**). Picazo et al. (2016) consideran que la "herencia" adquirida por el MSCL puede incluir varios ciclos orogénicos que explicarían la complejidad y heterogeneidad del manto. De esta manera, este manto prístino del CVC correspondería con el manto litosférico *heredado* subcontinental del resto de Europa, en donde se registran eventos variscos o más antiguos y está parcialmente refertilizado por fundidos metasomáticos durante eventos extensionales posteriores. En resumen, este manto común podría representar un sector de cuña de manto en un frente de subducción durante la Orogenia Cadomiense, que evolucionaría hacia un margen continental pasivo desde el Paleozoico inferior hasta la posterior colisión continental Varisca en el Devónico (p.ej., Stampfli et al., 2013).

En un contexto de subducción oceánica o colisión continental, la refertilización del manto de suprasubducción (normalmente de composición DMM) mediante la infiltración posterior de magmas subalcalinos es una característica común (**M2** en la Fig. **VIII.18**). Este proceso queda evidenciado por la presencia de xenolitos peridotíticos enriquecidos en LREE en relación con las HREE y por las altas concentraciones de algunos LILE-HFSE (Ba, Th, U, Pb), dando notorias anomalías negativas de Nb-Ta tanto en roca total como en los minerales principales portadores de estos elementos, como es el clinopiroxeno (Figs. **VIII.11** y **12**) (p.ej., Ishimaru et al., 2007). Además, estas características relacionadas con la refertilización por fundidos de subducción conducen a la formación de abundante anfíbol, como ocurre en varias de las lherzolitas del CG, El Aprisco y Cerro Pelado (Fig. **VIII.13**). No hay evidencias de que la subducción ligada a la colisión Bética (Orogenia Alpina) haya dejado su impronta en el manto subcontinental litosférico del centro de Iberia ya que no se ha registrado ningún evento tectono-magmático de esa edad en la zona. Además, la composición isotópica de Sr-Nd característica del metasomatismo de subducción en el CVC (Fig. **VIII.6**) no está próxima a los datos registrados por el volcanismo calco-alcalino y potásico del SE de España durante el Mioceno, al contrario de lo que ocurre en los xenolitos peridotíticos refertilizados por fundidos de subducción en Tallante (Figura 7 en Beccaluva et al., 2004). Parece más probable que el metasomatismo de subducción de los xenolitos del CVC se deba a la Orogenia Varisca teniendo en cuenta las edades modelo de Re-Os obtenidas en sulfuros de xenolitos de Calatrava (González-Jiménez et al., 2013). La colisión Varisca en el centro de Iberia fue de carácter intracontinental y pudo haber generado delaminación y hundimiento de la corteza inferior en el manto litosférico subcontinental (p.ej., Orejana et al., 2009) (Fig. **V.21**). La infiltración de magmas derivados de estos sectores del manto contaminados por estos fragmentos corticales podría haber refertilizado el manto litosférico superior (**M2** en la Fig. **VIII.18**), generando la formación de anfíbol con composición química relacionada con la de subducción (Fig. **VIII.13**).

En contraste con las teorías clásicas que consideran una litosfera de manto simple y de composición homogénea (p.ej., Vauchez et al., 2000), los nuevos modelos basados en observaciones de rocas del manto en zonas extensivas integran y proponen una evolución del MSCL durante un ciclo extensional (Picazo et al., 2016). A este respecto, los xenolitos ultramáficos muestreados por el CVC presentan una gran variedad composicional (Fig. **VIII.1**) que evidencia un carácter altamente heterogéneo del MSCL bajo el centro de Iberia.

Atendiendo a la historia geológica de la región occidental Europea durante el Mesozoico y el Cenozoico, los terrenos variscos sufrieron un intenso rifting sobre todo en el antepaís del orógeno Alpino (Dèzes et al., 2004). El rifting estuvo relacionado con un intenso volcanismo basáltico, en su mayoría alcalino, que formó la CiMACI. Las lavas de esta provincia a menudo transportan xenolitos del manto litosférico como los del CVC. Como otros campos volcánicos del CiMACI formados en zonas de rifting o prerifting, en el CVC aparecen abundantes xenolitos peridotíticos con evidencias de deformación (Puelles et al., 2016). Esto sugiere que el proceso de rifting indujo a la deformación del manto litosférico en un proceso de extensión (Puziewicz et al., 2020). Las zonas de mayor deformación permitieron la migración de fundidos reactivos que refertilizaron el MSCL (**M3** en la Fig. **VIII.18**), produciendo peridotitas de composición variable, por lo que el manto que subyace bajo el CVC es claramente heterogéneo. En Iberia, la ruptura de Pangea en el Paleozoico Superior se manifiesta principalmente por la intrusión de diques alcalinos (Orejana et al., 2008; Villaseca et al., 2022b) y toleíticos (p.ej., dique Messejana-Plasencia; Dunn et al., 1998; Cebriá et al., 2003), que forman parte de dos ciclos magmáticos de edades 271-264 y 202-198 Ma, respectivamente, indicando el comienzo de la apertura del Atlántico Central como parte de la Provincia Magmática Atlántica (p.ej., Marzoli et al., 1999). Estos ciclos magmáticos también generaron volúmenes menores de rocas volcánicas ligeramente alcalinas en la transición Jurásico-Cretácico, evolucionando hacia el Cretácico superior a mayores volúmenes, con el desarrollo de macizos alcalinos (Mata et al., 2015) (Fig. **VI.23a**). Posteriormente, la microplaca Ibérica estuvo sujeta a una evolución compleja limitada principalmente por el movimiento relativo de las placas litosféricas circundantes de

Europa y África, así como por la apertura progresiva del Océano Atlántico. Esta apertura evolucionó desde pequeñas cuencas intracontinentales de rift hacia una mayor participación de anomalías térmicas de manto, relacionadas con el movimiento de la placa Ibérica. La apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación de Iberia con respecto a Europa condujo al emplazamiento de rocas más subsaturadas en sílice hacia final de esta etapa (p.ej., Grange et al., 2010; Ubide et al., 2014) (Fig. **VI.23a**).

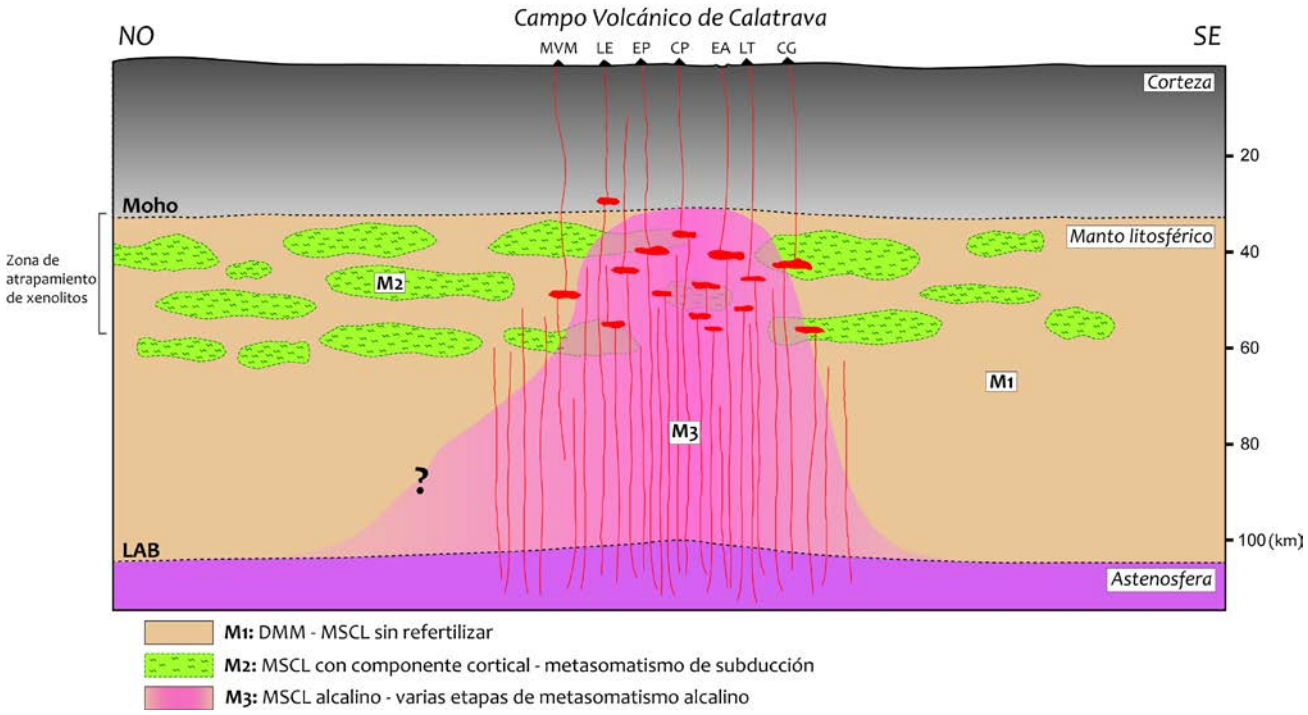

Figura VIII.18. Esquema de los diferentes tipos de MSCL muestreado por los volcanes estudiados del CVC. Los tres tipos de manto muestreados por el magmatismo de Calatrava en su estancamiento en el manto litosférico superior serían: **M1:** El MSCL sin refertilizar, con un componente DMM (*Depleted MORB Mantle*) domina en toda la región del centro peninsular, siendo muestreado con mayor frecuencia por los centros volcánicos situados en las zonas más externas del campo volcánico. **M2:** El MSCL con un componente cortical, que ha sido refertilizado mediante metasomatismo de subducción y que tendría mayor incidencia hacia el NO, debido a la mayor delaminación y hundimiento de corteza inferior en el MSCL durante el Varisco hacia el Sistema Central. **M3:** El MSCL alcalino generado en varias etapas de refertilización mediante fundidos alcalinos desde el Cretácico hasta el magmatismo cenozoico de Calatrava (Villaseca et al., 2019a), que podría no haberse limitado exclusivamente a la zona de Calatrava (interrogante en la figura). Abreviaturas: MVM = Morrón de Villamayor; LA = La Encomienda; EP = El Palo; CP = Cerro Pelado; EA = El Aprisco; LT = Los Tormos; CG = Cerro Gordo.

Los ciclos magmáticos alcalinos en Iberia y zonas adyacentes sugieren una progresión en el entorno geodinámico de Europa occidental, donde el magmatismo se vuelve más subsaturado en sílice con el tiempo y migra hacia sectores sur-orientales, aumentando el flujo de magma desde niveles más profundos del manto (desde fuentes litosféricas dominantes durante el Mesozoico hasta una mayor participación de magmas derivados de la astenosfera en el Cenozoico) (Fig. **VI.23b**), refertilizando en sucesivos ciclos el MSCL en el centro de Iberia (**M3** en la Fig. **VIII.18**). Durante el Cretácico superior, el magmatismo evolucionó hacia una afinidad alcalina más subsaturada en SiO_2, tanto en los Pirineos como en el SO de Portugal (lamprófidos de 79 Ma en la Cordillera Litoral Catalana; conjunto plutónico de Monchique, de 69 Ma, en el suroeste de Portugal). Las rocas notablemente menos alcalinas de Iberia tienen edades más antiguas, del Cretácico superior: 105-85 Ma en la cuenca Vasco-Cantábrica y los Pirineos (Ubide et al., 2014), 97-87 Ma en Galicia (Acochea et al., 1992) y de 88-76 Ma en el SO de Portugal (Grange et al., 2010). La generación de magmas alcalinos en la microplaca Ibérica con composición EAR-FOZO se produjo durante este sub-episodio ultraalcalino subsaturado en sílice en el Campaniense-Maastrichtiense (Ubide,

2013; Grange et al., 2010). Esta composición de manto ligada a magmas ultraalcalinos es típica del magmatismo cenozoico de Iberia en sus campos volcánicos (p.ej., Calatrava, López Ruiz et al., 2002; Olot, Cebriá et al., 2000) que muestrearon el MSCL subyacente (Fig. **VIII.18**). Cabe destacar que los componentes litosféricos enriquecidos en CHUR-BSE (Tallante, Beccaluva et al., 2004) o EM-II (magmas leucitíticos del MVM, López Ruiz et al., 2002) también se encuentran como productos volcánicos contemporáneos de estas áreas.

CONCLUSIONES

El principal objetivo de esta Tesis ha sido investigar la composición y evolución del MSCL bajo el centro de Iberia a través del registro de los xenolitos peridotíticos encontrados en algunos de los centros volcánicos del CVC. A partir de los resultados obtenidos y de su discusión, tanto en este estudio como en trabajos previos, se pueden destacar los siguientes puntos a modo de conclusiones:

1) Los fundidos alcalinos del CVC que transportaron los xenolitos ultramáficos también llevan consigo una rica y variada carga cristalina que consiste en megacristales de clinopiroxeno, anfíbol y flogopita, de acumulados clinopiroxeníticos ígneos y una compleja población de macrocristales y fenocristales (clinopiroxeno verde e incoloro, anfíbol, flogopita y olivino). Esta carga cristalina representa un conjunto de acumulados o cristales de alta presión, formados en el manto litosférico superior, a profundidades de entre 35-55 km. Las altas temperaturas estimadas para la cristalización de los megacristales y fenocristales (1350-1275 °C) y la abundante presencia de minerales hidratados sugieren contenidos significativos de agua o una mezcla de CO_2–H_2O en el fundido volcánico. Además, la cristalización de minerales máficos hidratados en las profundidades del manto habría aumentado la concentración relativa de CO_2 y provocado la ebullición del magma alcalino, induciendo la fragmentación del margen semicristalizado de la cámara y de las rocas encajantes. Esta fragmentación podría explicar la compleja variedad de cristales, enclaves y xenolitos arrastrados por los magmas del CVC.

2) El muestreo de xenolitos ultramáficos del MSCL en el CVC exhibe una gran variedad composicional, siendo las lherzolitas con espinela los xenolitos más comunes en todos los centros volcánicos, seguido de wehrlitas (con cantidades trazas de ortopiroxeno o incluso ausente), clinopiroxenitas, dunitas, una websterita y una harzburgita anfibólica. Los minerales máficos principales son olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y, como única fase alumínica, la espinela. . Parte de los grupos de peridotitas diferenciados, fundamentalmente las variedades más evolucionadas, presentan también minerales metasomáticos como anfíbol, flogopita y apatito. También cabe destacar que, en la mayoría de las peridotitas, en mayor o menor medida, están presentes algunas zonas con vidrio, que aparece tanto como microbolsadas, vénulas y como microinclusiones en los sectores con texturas cribosas de cristales de clinopiroxeno y espinela.

3) Independientemente de su composición modal, en general estos xenolitos presentan textura protogranular de grano grueso-medio (ca. 79%), y en mucha menor proporción sectores con textura de tendencia equigranular (ca. 13%). La textura porfiroclástica es minoritaria (ca. 8%) y en ella los porfiroclastos principales son de ortopiroxeno y olivino. En las peridotitas con textura porfiroclástica y equigranular puede apreciarse una ligera foliación y bandeado. Las diferentes texturas se encuentran relativamente bien representadas entre los diferentes centros volcánicos estudiados.

4) Se han podido diferenciar las muestras poco o nada refertilizadas (protolito) de otras que han sufrido interacciones metasomáticas de diferente naturaleza. El protolito del MSCL muestreado corresponde a un manto lherzolítico con espinela con bajas tasas de fusión parcial (< 5%) y composiciones menos restíticas (i.e., un manto fértil) que el muestreado en otros campos volcánicos cercanos, con menor #Mg en todos sus minerales máficos primarios, que reflejan su baja tasa de fusión parcial. El clinopiroxeno presenta perfiles empobrecidos en LREE, pero planos en MREE y HREE, con bajos contenidos en LILE y algunos HFSE (Th, Pb), sin mostrar apenas fraccionamiento. Se trata de un manto litosférico isotópicamente enriquecido (Sr), definiendo una amplia banda de mezcla (*mantle array*) entre los campos composicionales MORB y EMII, atribuida a procesos entre un componente DMM y componentes enriquecidos por la adición de sedimentos y/o fluidos durante procesos de subducción. Se considera que este MSCL del CVC correspondería a un sector de la cuña del manto en una supuesta configuración de

margen de placa continental desarrollado durante la Orogenia Cadomiense, desde el Neoproterozoico hasta el Cámbrico inferior.

5) Las peridotitas consideradas como el protolito no registran el incremento de temperatura ligado al magmatismo alcalino de las dos etapas del CVC. Los xenolitos de este MSCL sin refertilizar son relativamente de menor temperatura (se ajustan a la geoterma del centro peninsular) y tal vez algo más superficiales que las peridotitas refertilizadas, situándose a niveles muy próximos al Moho, pero a una profundidad algo menor a la que presentan los xenolitos peridotíticos del MCF.

6) La mayoría de xenolitos ultramáficos muestreado por el CVC presenta signos de refertilización, ya sea por metasomatismo modal o críptico, mediante agentes metasomáticos de distinta naturaleza:

(i) El más antiguo de ellos sería el metasomatismo relacionado con fundidos de subducción, que da lugar a peridotitas con cantidades variables de anfíbol tipo pargasita desde lherzolitas (0.5-8 % vol.) hasta harzburgita anfibólica muy transformada (ca. 27% vol. de anfíbol). La refertilización mediante fundidos de subducción probablemente ha ocurrido mediante un evento metasomático de flujo poroso reactivo con diferente grado de percolación, explicando así el grado variable de refertilización de las muestras. Por comparación con eventos similares en la zona CiMACI, estos fundidos subalcalinos provendrían de sectores del MSCL contaminados durante la colisión Varisca por la delaminación y hundimiento de la corteza inferior en el centro de Iberia

(ii) Posteriormente varios eventos metasomáticos de naturaleza alcalina afectan al MSCL bajo el centro peninsular. Fundamentalmente a partir de la composición del clinopiroxeno afectado por metasomatismo críptico, estos agentes alcalinos se han identificado tanto como de naturaleza silicatada, con altas relaciones de Ti/Eu en el clinopiroxeno metasomático, como de magmas carbonatíticos (clinopiroxenos con bajas relaciones Ti/Eu), así como agentes mixtos o no identificados por no presentar pautas claras en los diagramas discriminatorios.

7) Los xenolitos con composición de wehrlitas, dunitas y algunas clinopiroxenitas son de origen metasomático y pueden explicarse por una mayor proximidad al flujo principal del agente refertilizante o porque hayan sufrido una o varias interacciones metasomáticas de la misma naturaleza. En el caso de las wehrlitas y dunitas del Cerro Pelado y El Palo los agentes serían fundidos silicatados alcalinos, mientras que las wehrlitas de El Aprisco serían agentes carbonatíticos las que habrían refertilizado las lherzolitas con espinela previas. Los xenolitos piroxeníticos muestreados por el volcán El Palo (clinopiroxenitas y websterita) pudieron formarse como bandas o venas de reacción más próximas al flujo principal de fundidos alcalinos. En función de las dataciones U-Pb en apatito previamente realizadas, estos fundidos alcalinos percolarían en diferentes eventos magmáticos desde el Cretácico al Mioceno.

8) Las composiciones de elementos mayores, trazas y de isótopos del MSCL bajo el centro de Iberia son similares a las de gran parte de dominios de manto cercanos bajo Europa septentrional, sobre todo los que muestran la composición más fértil, como son los del Dominio Sur del MCF. Habría tres tipos principales de MSCL en Calatrava y Europa Occidental. El más antiguo correspondería a un manto o dominio heredado con patrones de REE próximos a los del manto empobrecido (DMM), principal fuente de magmas tipo MORB. Un segundo sector del manto estaría afectado por agentes metasomáticos de subducción, correspondiendo a zonas de cuña mantélica ligadas a la colisión continental Varisca. Y el tercer dominio tendría una impronta alcalina, siendo aparentemente el más extenso y el más común en los campos volcánicos europeos; los xenolitos evidencian toda una gradación en los agentes metasomáticos desde los propiamente carbonatíticos (en El Aprisco) hasta los más silicatados (en el Cerro Pelado y El Palo) y estarían ligados a los procesos de extensión desde el Mesozoico al Cenozoico; su composición coincide con la del magmatismo alcalino Neógeno de Iberia en sus campos volcánicos. Este

tercer tipo de MSCL ha sido denominado como manto refertilizado, ligado al rifting cenozoico o manto del Dominio Norte del MCF.

9) El vidrio intersticial en las peridotitas del CVC podría tener dos orígenes principales:

(i) Origen metasomático: largas venas de vidrio zeolitizadas que atraviesan algunos de los xenolitos más evolucionados de El Aprisco (wehrlitas y lherzolitas con refertilización carbonatítica) y que no presentan relación aparente con los minerales metasomáticos ricos en volátiles.

(ii) Fusión *in situ* durante el transporte volcánico del xenolito: microbolsadas o *melt pockets* con numerosas vesículas de desgasificación y minerales neoformados (ortopiroxeno, olivino, clinopiroxeno y espinela). En numerosos xenolitos estas zonas con vidrio están ligadas a la destrucción de minerales metasomáticos hidratados (anfíbol). En xenolitos anhidros se ha asumido una fusión parcial favorecida por minerales con metasomatismo críptico, debida al aumento de temperatura inducido por los fundidos que los transportan y la extrema descompresión sufrida en su viaje hacia la superficie terrestre (erupción volcánica).

CONCLUSIONS

The main goal of this Thesis has been to investigate the SCML composition and evolution under the Central Iberian zone through the record of peridotite xenoliths in volcanoes of the CVF. Based on the obtained results, both in this study and in previous works, and from their discussion, the following points can be highlighted as conclusions:

1) The CVF alkaline melts that transported the ultramafic xenoliths also carry a rich and varied crystal cargo consisting of clinopyroxene, amphibole, and phlogopite megacrysts, fine-grained aggregates of igneous clinopyroxenites, and a complex population of macrocrysts and phenocrysts (green and colorless clinopyroxene, amphibole, phlogopite and olivine). This crystal cargo represents a set of high pressure fractionated crystals formed in the upper lithospheric mantle, at 35-55 km depth. The high temperatures estimated for the megacrysts and phenocrysts crystallization (1350-1275 °C) and the abundant hydrated minerals presence suggest significant water contents or a CO_2–H_2O mixture into the host melts. In addition, the hydrated mafic minerals crystallization in the mantle depths would have increased the relative CO_2 concentration and caused the alkaline magma boiling, triggering the fragmentation of the semi-crystallized margin of the magma chamber and its mantle wall-rocks. This fragmentation could explain the complex variety of crystals, enclaves and xenoliths dragged by the CVF volcanic magmas.

2) The set of SCLM ultramafic xenoliths from the CVF exhibits great compositional variety, with spinel lherzolites being the most common xenolith type in all volcanic centres, although also appear wehrlites (with trace amounts or even absence of orthopyroxene), clinopyroxenites s.s., dunites, and rare websterite or harzburgite types. The main mafic minerals are olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and, as the only aluminum phase, spinel. Part of the peridotite groups, mainly in the most evolved varieties, also show metasomatic volatile-rich minerals such as amphibole, phlogopite or apatite. It also should be noted that most of the peridotites, in a greater or lesser extent, show some glassy areas. This glass appears both as melt pockets, veins and as microinclusions in sectors with sieve textures of clinopyroxene and spinel crystals.

3) The CVF ultramafic xenoliths, regardless of their modal composition, present a coarse- to medium-grained protogranular texture (ca. 79%) and, in a considerably lower proportion, samples with an equigranular texture (ca. 13%). The porphyroclastic texture is minor (ca. 8%) and the main porphyroclasts consist of orthopyroxene and olivine. In porphyroclastic and equigranular peridotites can be appreciated a slight foliation and banding. The different textures are relatively well represented along the different studied volcanic centres.

4) It has been possible to differentiate samples with little or no refertilization (SCLM protolith) from others that have undergone different metasomatic interactions. The sampled SCLM protolith corresponds to a spinel-bearing lherzolitic mantle with low rates of partial melting (< 5%) and less restitic compositions (i.e., a fertile mantle) than other lithospheric mantles estimated from nearby volcanic fields. This pristine SCLM shows low #Mg values in all its primary mafic minerals, reflecting their low rate of partial melting. Clinopyroxene has LREE-depleted patterns, but flat shape in the MREE and HREE, with low LILE and some HFSE (Th, Pb) contents. It is an (Sr) isotopically enriched lithospheric mantle, that draws a wide mixing band (mantle array) between the MORB and EMII compositions, attributed to processes between a depleted upper mantle with isotopic affinities to the mid-ocean ridge basalt source (DMM) and other enriched components by addition of sediments and/or fluids during later subduction processes. Therefore, it is considered that this SCLM would correspond to a sector of the mantle wedge in a supposed

continental plate margin configuration developed during the Cadomian Orogeny, from the Neoproterozoic to the Lower Cambrian.

5) The considered peridotite protoliths do not record the increase in temperature linked to the alkaline magmatism the CVF. Thus, xenoliths of this non-refertilized SCLM are relatively cooler (conforming to the Central Iberian geotherm) and perhaps somewhat shallower than refertilized peridotites, located close to the Moho boundary, but at a slightly less depth than those from the FMC.

6) Most of the sampled ultramafic xenoliths from the CVF show refertilization features, either through modal or cryptic metasomatism, by different metasomatic agents:

(i) The oldest recorded metasomatism in the Central Iberian SCLM might be related to subduction melts, which generated peridotites with variable amounts of pargasite-type amphibole from lherzolite (0.5 to 8 modal%) to highly transformed amphibole harzburgite (ca. 27 modal% of amphibole). Refertilization by subduction melts has probably occurred through a reactive porous flow metasomatic event with different percolation degrees, thus explaining the variable refertilization degree of the samples. By comparison with similar events in the CiMACI zone, these subalkaline melts would come from the contaminated SCLM sectors during the Variscan collision due to the lower crust delamination and subsidence that happened in the Central Iberian zone.

(ii) Later alkaline metasomatic events affect the SCLM beneath the center of Spain. These alkaline metasomatic agents, that have been identified mainly by the clinopyroxene chemistry (as they are affected by cryptic metasomatism), are either of silica-undersaturated nature, with high Ti/Eu ratios in metasomatic clinopyroxene or carbonatitic magmas (clinopyroxenes with low Ti/Eu ratios), or mixed unidentified agents for not presenting clear patterns in the discriminatory diagrams.

7) The wehrlites, dunites and some clinopyroxenites have also and alkaline metasomatic origin that can be explained by being closer to the main flow channel than the metasomatized lherzolites or because they have undergone one or several metasomatic interactions of alkaline nature. In wehrlites and dunites from Cerro Pelado and El Palo, the metasomatic agents would be alkaline silicate melts, while for the El Aprisco wehrlites would be carbonatitic agents that have refertilized the previous spinel-bearing lherzolites. The pyroxenitic xenoliths sampled by the El Palo volcano (clinopyroxenites and websterite) could have formed as reaction bands or veins closer to the main alkaline melt flow. Based on the previously U-Pb dating in apatite, these alkaline melts would percolate in different magmatic events from the Cretaceous to the Miocene.

8) Major, trace elements and isotope composition of the Central Iberia SCLM are similar to those of much of the nerby mantle domains under northern Europe, especially those from the Southern Domain of the FMC. There would be three SCLM main types in Calatrava and Western Europe. The oldest one would correspond to a mantle or inherited domain with REE patterns close to the depleted mantle (DMM), the main MORB-type magma source. A second mantle sector would be affected by metasomatic subduction agents, corresponding to mantle wedge zones linked to the Variscan continental collision. And the third domain would have an alkaline imprint, apparently being the largest and most common in European volcanic fields; the xenoliths show a whole gradation in the metasomatic agents from carbonatitic (El Aprisco volcano) to the most common silica-undersaturated alkaline magmas (Cerro Pelado and El Palo volcanoes). These volcanic fields of western Europe (and from the CiMACI) would be linked to extension processes from the Mesozoic to the Cenozoic and its composition is similar to that of the Neogene alkaline Iberian magmatism. This third type of SCLM has been referred to as refertilized mantle linked to Cenozoic rifting (widespread in the FMC Northern Domain mantle).

9) The interstitial glass in the CVF peridotites could have two main origins:

(i) Metasomatic origin: long zeolitized glass veins that cut cross some of the most evolved El Aprisco xenoliths (wehrlites and lherzolites with carbonatitic refertilization) and that show no apparent relationship with the volatile-rich metasomatic minerals.

(ii) *In situ* partial melting during volcanic transport of the xenolith: spatially disconnected melt pockets with numerous degassing vesicles and numerous microcrysts of the secondary mafic minerals (orthopyroxene, olivine, clinopyroxene and spinel). In the most of the studied ultramafic xenoliths, these glassy areas are linked to the hydrated metasomatic minerals (amphiboles) destruction. It has been assumed that in anhydrous xenoliths, the minerals showing cryptic metasomatism (mainly the clinopyroxene) have favoured partial melting, due to the adiabatic decompression suffered on their travel to the earth's surface (volcanic eruption). These lithologies show lower P-T solidus curves in partial melting experiments.

REFERENCIAS

Ackerman, L., Mahlen, N., Jelínek, E., Medaris Jr., G., Ulrych, J., Strnad, L., Mihaljevic, M., 2007. Geochemistry and evolution of subcontinental lithospheric mantle in Central Europe: evidence from peridotite xenoliths of the Kozákov volcano, Czech Republic. *Journal of Petrology* **48**, 2235–2260.

Ackerman, L., Jelínek, E., Medaris Jr, G., Ježek, J., Siebel, W., Strnad, L., 2009a. Geochemistry of Fe-rich peridotites and associated pyroxenites from Horní Bory, Bohemian Massif: Insights into subduction-related melt–rock reactions. *Chemical Geology* **259**, 152-167.

Ackerman, L., Walker, R.J., Puchtel, I.S., Pitcher, L., Jelínek, E., Strnad, L., 2009b. Effects of melt percolation on highly siderophile elements and Os isotopes in subcontinental lithospheric mantle: A study of the upper mantle beneath central Europe. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **73**, 2400–2414.

Ackerman, L., Medaris Jr, G., Špaček, P., Ulrych, J., 2014. Geochemical and petrological constraints on mantle composition of the Ohře (Eger) rift, Bohemian Massif: peridotite xenoliths from the České Středohoří Volcanic complex and northern Bohemia. *International Journal of Earth Sciences* **104**, 1957-1979.

Adam, J., Green, T., 2006. Trace element between mica- and amphibolebearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **152**, 1–17.

Albaréde, F., 1995. Introduction to Geochemical Modelling. Cambridge University Press, Cambridge.

Ancochea, E., Giuliani, A., Villa, I., 1979. Edades radiométricas K-Ar del vulcanismo de la región central española. *Estudios geológicos* **35**, 131-135.

Ancochea, E., 1982. *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 675 pp.

Ancochea, E., Ibarrola, E., 1982. Caracterización geoquímica del vulcanismo de la Región Central Española. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica* **80**, 57-88.

Ancochea, E., Brändle, J.L., 1982. Alineaciones de volcanes en la región volcánica central española. *Revista de Geofísica* **38**, 133-138.

Ancochea, E., 1984. Magmas primarios y diferenciados en la Región Volcánica Central. *Revista de materiales y procesos geológicos* **2**, 115-133.

Ancochea, E., Nixon, P.H., 1987. Xenoliths in the Iberian península. En: Nixon, P.H. (Eds.), *Mantle Xenoliths*. Wiley, Chichester, 119-124.

Ancochea, E., 1997. La región volcánica central española. En: Higueras, P y Sánchez, C (Eds.), *Itinerarios geológicos de la XVII reunión científica de la SEM: Madrid*, 27-53.

Ancochea, E., 1999. El Campo Volcánico de Calatrava. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* **7**, 237-243.

Anchochea, E., 2004. El vulcanismo neógeno peninsular. En: Vera, J.A. (Eds.), *Geología de España*. SGE-IGME. Madrid, 671-682.

Ancochea, E., Huertas, M.J., 2021. Radiometric ages and time-space distribution of volcanism in the Campo de Calatrava Volcanic Field (Iberian Peninsula). *Journal of Iberian Geology* **47**, 209–223.

Andía, J.R., 2017. Caracterización de los xenolitos peridotíticos del volcán Los Tormos (Pozuelo de Calatrava, Ciudad Real). Master thesis. Universidad Complutense.

Andía, J., Villaseca, C., Pérez-Soba, C., 2018. Mineralogical characterization of peridotite xenolith from the Los Tormos volcano (Calatrava volcanic field). *Geogaceta* **63**, 99-102.

Andrés, J., Ayarza, P., Schimmel, M., Palomeras, I., Ruiz, M., Carbonell, R., 2020. What can seismic noise tell us about the Alpine reactivation of the Iberian Massif? An example in the Iberian Central System. *Solid Earth* **11**, 2499-2513.

Aoki, K., Kushiro, I., 1986. Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **18**, 326–337.

Arai, S., 1992. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine* **56**, 173–184.

Arai, S., 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical Geology* **113**, 191–204.

Arai, S., Ishimaru, S., 2008. Insights into petrological characteristics of the lithosphere of mantle wedge Veneta arcs through peridotite xenoliths. A review. *Journal of Petrology* **49**, 665–695.

Aulinas, M., Gisbert, G., Gimeno, D., Gasperini, D., 2013. Cannibalization of previous Na-rich clinopyroxenes by ascending magmas of the Garrotxa Volcanic Field (NE, Spain). *Mineralogical Magazine* **77** (5): 631.

Avanzinelli, R., Bianchini, G., Tiepolo, M., Jasim, A., Natali, C., Braschi, E., Dallai, L., Beccaluva, L., Conticelli, S., 2020. Subduction-related hybridization of the lithospheric mantle revealed by trace element and Sr-Nd-Pb isotopic data in composite xenoliths from Tallante (Betic Cordillera, Spain). *Lithos* **352–353**: 105316.

Ayarza, P., Martínez Catalán, J.R., Martínez García, A., Alcalde, J., Andrés, J., Simancas, J.F., Palomeras, I., Martí, D., DeFelipe, I., Juhlin, C., Carbonell, R., 2021. Evolution of the Iberian Massif as deduced from its crustal thickness and geometry of a mid-crustal (Conrad) discontinuity. *Solid Earth* **12**, 1515-1547.

Bailey, D., 1985. Fluids, melt, flowage and styles of eruption in alkaline ultramafic magmatism. *Transactions of the Geological Society of South African Journal of Geology* **88**, 449-457.

Bailey, K., Garson, M., Kearns, S., Velasco, A.P., 2005. Carbonate volcanism in Calatrava central Spain: A report on the initial findings. *Mineralogical Magazine* **69**, 907-915.

Ban, M., Witt-Eickschen, G., Klein, M., and Seck, H.A., 2005. The origin of glasses in hydrous mantle xenoliths from the West Eifel, Germany: Incongruent break down of amphibole. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **148**, 511–523.

Baptiste, V., Tommasi, A., Vauchez, A., Demouchy, S., Rudnick, R.L., 2015. Deformation, hydration, and anisotropy of the lithospheric mantle in an active rift: Constraints from mantle xenoliths from the North Tanzanian Divergence of the East African Rift. *Tectonophysics* **639**, 34-55.

Beccaluva, L., Bonadiman, C., Coltorti, M., Salvini, L., Siena, F., 2001. Depletion events, nature of metasomatizing agent and timing of enrichement processes in lithospheric mantle xenoliths from Veneto Volcanic Province. *Journal of Petrology* **42**, 173-187.

Beccaluva, L., Bianchini, G., Bonadiman, C., Siena, F., Vaccaro, C., 2004. Coexisting anorogenic and subduction-related metasomatism in mantle xenoliths from the Betic Cordillera (southern Spain): *Lithos* **75**, 67–87.

Beccaluva, L., Bianchini, G., Natali, C., Siena, F., 2011. Geodynamic control on orogenic and anorogenic magmatic phases in Sardinia and Southern Spain: Inferences for the Cenozoic evolution of the western Mediterranean. *Lithos* **123**, 218-224.

Becerra-Ramírez, R., Gosálvez, R.U., Escobar, E., González, E., Serrano-Patón, M., Guevara, D., 2020. Characterization and Geotourist resources of the Campo de Calatrava Volcanic Region (Ciudad Real, Castilla-La Mancha, Spain) to develop a UNESCO Global Geopark Project. *Geosciences* **10**, 441.

Becerra-Ramírez, R., Dóniz-Páez, J., González, E., 2022. Morphometric analysis of Scoria Cones to define the 'Volcano Type' of the Campo de Calatrava Volcanic Region (Central Spain). *Land* **11**, 917.

Bedini, R.M., Bodinier, J.L., 1999. Distribution of incompatible trace elements between the constituents of spinel peridotite xenoliths: ICP-MS data from the East African Rift. *Geochimica Cosmochimica Acta* **63**, 3883–3900.

Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I., 2002. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: Trace-element compositions and their relationship to host rock type. *Journal of Geochemical Exploration* **76**, 45–69.

Best, M.G., 2002. *Igneous and Metamorphic Petrology.* Blackwell Publishing. Oxford, United Kingdom, 752 pp.

Bianchini, G., Beccaluva, L., Bonadiman, C., Nowell, G., Pearson, G., Siena, F., Wilson, M., 2007. Evidence of diverse depletion and metasomatic events in harzburgite– lherzolite mantle xenoliths from the Iberian plate (Olot, NE Spain): implications for lithosphere accretionary processes. *Lithos* **94**, 25–45.

Bianchini, G., Beccaluva, L., Bonadiman, C., Nowell, G.M., Pearson, D.G., Siena, F., Wilson, M., 2010a. Mantle metasomatism by melts of HIMU piclogite components: New insights from Fe-lherzolite xenoliths (Calatrava Volcanic District, Central Spain). En: Coltorti, M., Downes, H., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y. (Eds.), *Petrological Evolution of the European Lithospheric Mantle*. Geological Society, London, Special Publications **337**, 107–124.

Bianchini, G., Yoshikawa, M., Sapienza, G.T., 2010b. Comparative study of ultramafic xenoliths and associated lavas from South-Eastern Sicily: nature of the lithospheric mantle and insights on magma genesis. *Mineralogy and Petrology* **98**, 111-121.

Bianchini, G., Beccaluva, L., Nowell, G.M., Pearson, G.D., Siena, F., 2011. Mantle xenoliths from Tallante (Betic Cordillera): Insights into the multi-stage evolution of the south Iberian lithosphere. *Lithos* **124**, 308-318.

Bianchini, G., Natali, C., 2017. Carbon elemental and isotopic composition in mantle xenoliths from Spain: Insights on sources and petrogenetic processes. *Lithos* **272-273**, 84-91.

Bodinier. J.L., Godard, M., 2003. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. En: Carlson, R.W. (Eds.), *The mantle and core. Treatise on geochemistry*, **2**. Elsevier, Oxford, United Kingdom, 103-170.

Bodinier, J.L., Menzies, M.A., Shimizu, N., Frey, F.A., Mcpherson, E., 2004. Silicate, Hydrous and Carbonate Metasomatism at Lherz, France: Contemporaneous Derivates of Silicate Melt-Harzburgite Reaction. *Journal of Petrology* **45**, 299-320.

Bonadiman, C., Coltorti, M., Beccaluva, L., Siena, F., 2005. Kimberlite-like metasomatism and 'Garnet Signature' in spinel- peridotite Xenoliths from Sal, Cape Verde Archipelago: Relics of a subcontinental mantle domain within the Atlantic oceanic lithosphere? *Journal of Petrology* **46**, 2465–2493.

Bonadiman, C., Coltorti, M., 2011. Numerical modelling for peridotite phase melting trends in the SiO2-Al2O3-FeO-MgO-CaO system at 2 GPa. *Mineralogical Magazine* **75**, 548.

Bonatti, E., Michael, P.J., 1989. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* **91**, 297–311.

Bondi, M., Morten, L., Nimis, P., Rossi, P.L., Tranne, C.A., 2002. Megacrysts and mafic-ultramafic xenolith-bearing ignimbrites from Sirwa Volcano, Morocco: phase petrology and thermobarometry. *Mineralogy and Petrology* **75**, 203–221.

Bonechi, B., Perinelli, C., Gaeta, M., Tecchiato, V., Granati, S.F., 2017. Experimental constraints on amphibole stability in primary alkaline and calc-alkaline magmas. *Periodico di Mineralogia* **86**, 231–245.

Borghini, G., Fumagalli, P., Rampone, E., 2022. Melt–rock interactions in a veined mantle: pyroxenite–peridotite reaction experiments at 2 GPa. *European Journal of Mineralogy* **34**, 109-129.

Bouabdellah, M., Hoernle, K., Kchit, A., Duggen, S., Hauff, F., Klügel, A., Lowry, D., Beaudoin, G., 2010, Petrogenesis of the Eocene Tamazert continental carbonatites (central High Atlas, Morocco): Implications for a common source for the Tamazert and Canary and Cape Verde islands carbonatites. *Journal of Petrology* **51**, 1655–1686.

Boyd, F.R., 1989. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* **96**, 15-26.

Brey, G.P., Köhler, T., 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites; II, New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrol*ogy **31**, 1353–1378.

Brey, G.P., Köhler, T., Nickel, K.G., 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites I. Experimental results from to 60 kb. *Journal of Petrology* **31**, 1313-1352.

Burnard, P.G., Farley, K.A., Turner, G., 1988. Multiple fluid pulses in a Samoan Harzburgite. *Chemical Geology* **147**, 99-14.

Bussweiler, Y., Foley, S.F., Prelevic, D., Jacob, D.E., 2015. The olivine macrocryst problem: new insights from minor and trace element compositions of olivine from Lac de Gras kimberlites, Canada. *Lithos* **220–223**, 238–352.

Byerly, B.L., Jackson, M.G., Bizimis, M., 2021. Carbonatite versus silicate melt metasomatism impacts grain scale 87Sr/86Sr and 143Nd/144Nd heterogeneity in Polynesian mantle peridotite xenoliths. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **22**, e2021GC009749.

Cañón-Tapia, E., Walker, G.P.L., 2004. Global aspects of volcanism: the perspectives of 'plate tectonics' and 'volcanic systems'. *Earth-Science Reviews* **66**, 163–182.

Cañón-Tapia, E., 2016. Reappraisal of the significance of volcanic fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **310**, 26–38.

Carballo, A., Fernandez, M., Jiménez-Munt, I., Torne, M., Vergés, J., Melchiorre, M., Pedreira, D., Afonso, J.C., Garcia-Castellanos, D., Díaz, J., Villaseñor, A., Pulgar, J.A., Quintana, L., 2015. From the North-

Iberian Margin to the Alboran Basin: A lithosphere geo-transect across the Iberian Plate. *Tectonophysics* **663**, 399-418.

Carlson, R.W., 2004. Volume editor's introduction. En: Carlson, R.W. (Eds.), *The mantle and core. Treatise on geochemistry*, **2**. Elsevier, Oxford, United Kingdom, XV-XXI.

Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics* **579**, 173–192.

Casetta, F., Ickert, R.B., Mark, D.F., Bonadiman, C., Giacomoni, P.P., Ntaflos, T., Coltorti, M., 2019. The alkaline lamprophyres of the Dolomitic area (Southern Alps, Italy): markers of the Late Triassic change from orogenic-like to anorogenic magmatism. *Journal of Petrology* **60**, 1263-1298.

Cebriá, J.M., 1992. *Geoquímica de rocas basálticas y leucíticas de la región volcánica de Campo de Calatrava, España.* Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 302 pp.

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., Doblas, M., Oyarzun, R., Hertogen, J., Benito, R., 2000, Geochemistryof the Quaternary alkali basalts of Garrotxa (NE volcanic province, Spain): A case of double enrichment of the mantle lithosphere: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **102**, 217–235.

Cebriá, J.M., López-Ruiz, J., Doblas, M., Martins, L.T., Munha, J., 2003. Geochemistry of the early Jurassic Messejana-Plasencia dyke (Portugal-Spain); implications on the origin of the Central Atlantic Magmatic Province. *Journal of Petrology* **44**, 547–568.

Cebriá, J.M., Martín-Escorza, C., López-Ruiz, J., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., 2011. Numerical recognition of alignments in monogenetic volcanic areas: examples from the Michoacán- Guanajuato Volcanic Field in Mexico and Calatrava in Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **201**, 73–82.

Chazot, G., Menzies, M. A., Harte, B. 1996. Silicate glasses in spinel lherzolites from Yemen: origin and chemical compositions. *Chemical Geology* **134**, 159–179.

Chazot, G., Bertrand, H., Mergoil, J., Sheppard, S.M.F., 2003. Mingling of immiscible dolomite carbonatite and trachyte in tuffs from the Massif Central, France. *Journal of Petrology* **44**, 1917–1936.

Chazot, G., Mergoil-Daniel, J., 2012. Co-eruption of carbonate and silicate magmas during volcanism in the Limagne graben (French Massif Central). *Lithos* **154**, 130–146.

Clark, A.H., Ulrich, T.D., 2004. $^{40}Ar/^{39}Ar$ data for andesitic magmatism and hydrothermal activity in the Timok massif, eastern Serbia: implications for metallogenetic relatioships in the Bor copper–gold subprovince. *Mineralium Deposita* **39**, 256–262.

Coltorti, M., Bonadiman, C., Hinton, R.W., Siena, F., Upton, B.G.J., 1999. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean. *Journal of Petrology* **40**, 133–165.

Coltorti, M., Beccaluva, L., Bonadiman, C., Salvini, L., Siena, F., 2000. Glasses in mantle xenoliths as geochemical indicators of metasomatic agents. *Earth and Planetary Science Letters* **183**, 303-320.

Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y., Powell, W., 2007a. Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos* **99**, 68–74.

Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Ntaflos, T., Siena, F., 2007b. Slab melt and intraplate metasomatism in Kapfenstein mantle xenoliths (Styrian Basin, Austria). *Lithos* **94**, 66-89

Coltorti, M., Grégoire, M., 2008. Metasomatism in oceanic and continental lithospheric mantle: introduction. En: Coltorti, M., Grégoire, M. (Eds.), *Metasomatism in Oceanic and Continental Lithospheric Mantle*. Geology Society, London, Special Publications **293**, 1-9.

Connor, C.B., Conway, F.M., 2000. Basaltic volcanic fields. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S. (Eds.), *Encyclopedia of volcanoes.* Elsevier, 331–343.

Conticelli, S., Manetti, P., Capaldi, G., Poli, G., 1995. Petrology, mineralogy and isotopes in olivine mela-nephelinites, basanites and carbonatites from Uwaynat region, south east Libya: inferences on their genesis. *Africa Geoscience Review* **2**, 227–245.

Corgne, A., Schilling, M.E., Grégoire, M., Langlade, J., 2018. Experimental constraints on metasomatism of mantle wedge peridotites by hybridized adakitic melts. *Lithos* **308–309**, 213–226.

Cortés, J.E., Gómez, J.J., 2016. Middle Jurassic volcanism in a magmatic-rich passive margin linked to the Caudiel Fault Zone (Iberian Range, East of Spain): Biostratigraphical dating. *Journal of Iberian Geology* **42**, 335–354.

Dallai, L., Bianchini, G., Avanzinelli, R., Conticelli, S., 2019. Heavy oxygen recycled into the lithospheric mantle. *Scientific Report-Nature* **9**: 8793.

Dantas, C., Grégoire, M., Koester, E., Conceio, R.V., Rieck, N., 2009. The peridotite-websterite xenolith suite from northern Patagonia (Argentina): evidence of mantle melt reaction processes. *Lithos* **107** (1), 107–120.

Dautria, J.M., Liotard, J.M., Bosch, D., Alard, O., 2010. 160 Ma of sporadic basaltic activity on the Languedoc volcanic line (southern France): A peculiar case of lithospheric-asthenospheric interplay. *Lithos* **120**, 202–222.

Dawson, J.B, 1984. Contrasting types of mantle metasomatism? En: Kornprobst, J. (Eds.), *Kimberlites II; The mantle and crust-mantle relationships*. Elsevier, Amsterdam, 289-294.

Dawson, J.B, 2002. Metasomatism and partial melting in upper-mantle peridotite xenoliths from the Lashaine volcano, Northern Tanzania. *Journal of Petrology* **43**, 1749-1777.

Dawson, J.B, Hinton, R., 2003. Trace-element content and partitioning in calcite, dolomite, and apatite in carbonate, Phalaborwa, South Africa. *Mineralogical Magazine* **67**, 921–930.

de Silva, S.L., Kay, S.M., 2018, Turning up the Heat: High-flux Magmatism in the Central Andes. *Elements* **14**, 245–250.

Demény, A., Wennemann, T.W., Hegner, E., Nagy, G., Milton, J.A., Embey-Isztin, A., Homonnay, Z., Dobosi, G., 2004. Trace element and C–O–Sr–Nd isotope evidence for subduction-related carbonate-silicate melts in mantle xenoliths (Pannonian Basin, Hungary). *Lithos* **75**, 89–113.

Dèzes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* **389**, 1–33.

Díaz, J., Torne, M., Vergés, J., Jiménez-Munt, I., Martí, J., Carbonell, R., Schimmel, M., Geyer, A., Ruiz, M., García-Castellanos, D., Alvarez-Marrón, J., Brown, D., Villaseñor, A., Ayala, C., Palomeras, I., Fernández,

M., Gallart, J., 2021. Four decades of geophysical research on Iberia and adjecent margins. *Earth-Sciencie Reviews* **222**: 103841.

Doblas, M., López-Ruiz, J., Cebriá, J.M., 2007. Cenozoic evolution of the Alboran Domain: Areview of the tectonomagmatic models. En: Beccaluva, L., Bianchini, G., Wilson, M. (Eds.), *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area*. The Geological Society of America, Special paper **418**, 303-320.

Downes, H., Seghedi, I., Szakacs, A., Dobosi, G., James, D.E., Vaselli, O., Rigby, I.J., Ingram, G.A., Rex. D., Pecskay, Z., 1995. Petrology and geochemistry of late Tertiary/Quaternary mafic alkaline volcanism in Romania. *Lithos* **35**, 65-82.

Downes, H., 2001. Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenoliths suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and Central Europe. *Journal of Petrology* **42**, 233-250.

Downes, H., Reichow, M.K., Mason, P.R.D., Beard, A.D., Thirlwall, M.F., 2003. Mantle domains in the lithosphere beneath the French Massif Central: Trace element and isotopic evidence from mantle clinopyroxenes. *Chemical Geology* **200**, 71–87.

Downes, H., 2007. Origin and significance of spinel and garnet pyroxenites in the shallow lithospheric mantle: Ultramafic massifs in orogenic belts in Western Europe and NW Africa. *Lithos* **99** (1–2), 1–24.

Downes, H., Coltorti, M., 2008. Mantle xenoliths in space and time in Europe. *Geophysical Research Abstracts* **10**, 1607-7962.

Downes, H., Vries, C., Wittig, N., 2015. Hf-Zr anomalies in clinopyroxene from mantle xenoliths from France and Poland: Implications for Lu-Hf dating of spinel peridotite lithospheric mantle. *International Journal of Earth Sciences* **104**, 89–102.

Draper, D.S., Green, T.H., 1997. P–T phase relations of silicic, alkaline, aluminous mantle xenolith glasses under anhydrous and C–O–H fluid-saturated conditions. *Journal of Petrology* **38**, 1187-1224.

Duggen, S., Hoernle, K., van der Bogaard, P., Harris, C., 2004. Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters* **218**, 91–108.

Dunn, A.M., Reynolds, P.H., Clarke, B., Ugidos, J.M., 1998. A comparison of the age and composition of the Shelburne dyke, Nova Scotia, and the Messejana dyke, Spain. *Canadian Journal of Earth Sciences* **35**, 1110–1115.

Faccenna, C., Becker, T.W., 2010. Shaping mobile belts by small-scale convection. *Nature* **465**, 602–605.

Faccena, C., Becker, T.W., Lallemand, S., Lagabrielle, Y., Funiciello, F., Piromallo, C., 2010. Subduction-triggered magmatic pulses: A new class of plumes? *Earth-Science Reviews* **299**, 54–68.

Faccini, B., Rizzo, A.L., Bonadiman, C., Ntaflos, T., Seghedi, I., Grégoire, M., Ferretti, G., Coltorti, M., 2020. Subductionrelated melt refertilisation and alkaline metasomatism in the Eastern Transylvanian Basin lithospheric mantle: Evidence from mineral chemistry and noble gases in fluid inclusions. *Lithos* **364–365**: 105516.

Falus, G., Szabó, C., Kovács, I., Zajacz, Z., Halter, W., 2007. Symplectite in spinel lherzolite xenoliths from the Little Hungarian Plain, Western Hungary: A key for understanding the complex history of the upper mantle of the Pannonian Basin. *Lithos* **94**, 230-247.

Féménias, O., Coussaert, N., Berger, J., Mercier, J.C.C., Denaiffe, D., 2004. Metasomatism and melting history of a Variscan lithospheric mantle domain: evidence from the Puy Beaunit xenoliths (French Massif Central). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **148**, 13-28.

Fernández, M., Marzán, I., Correia, A., Ramalho, E., 1998. Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regimen in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics* **291**, 29–53.

Fernández-Roig, M., 2017. Evolució del mantel subcontinental litosfèric del NE d'Ibèria a partir de l`orientació cristal·lográfica preferent i la geoquímica de xenòlits mantèl·lics. Tesis doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona. 438 p.

Flanagan, F.J., 1984. Three USGS mafic rock reference samples, W-2, DNC-1, and BIR-1, U.S. *Geological Survey Bulletin* **1623**, 54 p.

Frey, F.A., Green, D.H., 1974. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **38**, 1023-1059.

Galán, G., Oliveras, V., Paterson, B.A., 2008. Types of metasomatism in mantle xenoliths enclosed in Neogene-Quaternary alkaline mafic lavas from Catalonia (NE Spain). En: Coltorti, M., Grégoire, M. (Eds.), *Metasomatism in Oceanic and Continental Lithospheric Mantle*. Geological Society, London, Special Publications **293**, 121–153.

Galán, G., Oliveras, V., 2014. Melting and metasomatism in the lithospheric mantle of NE Spain: geochemical and Sr\Nd isotopic characteristics. *Chemical Geology* **366**, 75-89.

García Serrano, J., Villaseca, C., Pérez-Soba, C., 2019. Peridotite xenoliths from the Morrón de Villamayor volcano (Calatrava Volcanic Field). *Geogaceta* **67**, 43-46.

García Serrano, J., Villaseca, C., Pérez-Soba, C., 2021a. Depleted lherzolite xenoliths from the leucititic Morrón de Villamayor volcano (Calatrava volcanic field, Spain). *Lithos* **380-381**: 105830.

García Serrano, J., Villaseca, C., Pérez-Soba, C., 2021b. Xenolitos peridotíticos y piroxeníticos del volcán El Palo (Campo Volcánico de Calatrava, España). *Geotemas* **18**, 422-425.

Garrido, C.J., Bodinier, J.-L., 1999. Diversity of Mafic Rocks in the Ronda Peridotite: Evidence for Pervasive Melt-Rock Reaction during heating of Subcontinental Lithosphere by Upwelling Asthenosphere. *Journal of Petrology* **40**, 729-754.

Gasparik, T., 1987. Orthopyroxene thermobarometry in simple and complex system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **96**, 357-370.

Godard, G., Martin, S., 2000. Petrogenesis of kelyphites in garnet peridotites: a case study from the Ulten zone, Italian Alps. *Journal of Geodynamics* **30**, 117-145.

González, E., 1996. Secuencias eruptivas y formas de relieve en los volcanes del sector oriental del Campo de Calatrava. (Macizo de Calatrava y flanco suroriental del domo de Almagro) Ciudad Real". En: *Elementos del Medio Natural en la Provincia de Ciudad Real*. UCLM, 163-200.

González-Jimenez, J.M., Villaseca, C., Griffin, W.L., Belousova, Konc, Z., E., Ancochea, E., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., Garrido, C.J., Gervilla, F., 2013. The architecture of the European-Mediterranean lithosphere: A synthesis of the Re-Os evidence. *Geology* **41** (5), 547-550.

González-Jimenez, J.M., Villaseca, C., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Belousova, E., Ancochea, E., 2014. Significance of ancient sulphide PGE and Re-Os signatures in the mantle beneath Calatrava, Central Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **168**: 1047.

Granet, M., Wilson, M., Achauer, U., 1995. Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth and Planetary science Letters* **136**, 281–296.

Grange, M., Scharer, U., Merle, R., Girardeau, J., Cornen, G., 2010. Plume-lithosphere interaction during migration of Cretaceous alkaline magmatism in SW Portugal: Evidence from U-Pb ages and Pb-Sr-Hf isotopes. *Journal of Petrology* **51**, 1143–1170.

Granja-Bruña, J.L., Vegas, R., Sentre Domingo, M.A., Muñoz-Martí, A., Sainz-Maza Aparicio, S., 2015. Gravity modeling of the lithosphere in the Calatrava Volcanic Province (Spain): Geodynamic implications. *Journal of Iberian Geology* **41**, 233–252.

Green, D.H., 2015. Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle. *Physiscs and Chemistry of Minerals* **42**, 95-122.

Grégoire, M., Moine, B.N., O'Reilly, S.Y., Cottin, J.Y., Giret, A. 2000. Trace element residence and partitioning in mantle xenoliths metasomatized by high alkaline silicate and carbonate-rich melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean). *Journal of Petrology* **41**, 477–509.

Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Ryan, C.G., 1999. The composition and origin of sub-continental lithospheric mantle. En: Fei, Y. (Eds.), *Mantle Petrology: Field Observations and High-Pressure Experimentation: A Tribute to Francis R. (Joe) Boyd*. Special Publication, Geochemical Society **6**, 13-45.

Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Afonso, J.C., Begg, G., 2009. The composition and evolution of lithospheric mantle: a reevaluation and its tectonic implications. *Journal of Petrology* **50**, 1185-1204.

Gu, X., Deloule, E., France, L., Ingrin, J., 2016. Multi-stage metasomatism revealed by trace element and Li isotope distributions in minerals of peridotite xenoliths from Allègre volcano (French Massif Central). *Lithos* **264**, 158–174.

Gu, X., Ingrin, J., Deloule, E., France, L., Xia, Q., 2018. Metasomatism in the sub-continental lithospheric mantle beneath the south French Massif Central: Constraints from trace elements, Li and H in peridotite minerals. *Chemical Geology* **478**, 2-17.

Hammouda, T., Chantel, J., Devidal, J.L., 2010. Apatite solubility in carbonatitic liquids and trace element partitioning between apatite and carbonatite at high pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **74**, 7220–7235.

Hart, S.R., Hauri, E.H., Oschmann, L.A., Whitehead, J.A., 1992. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science* **256**, 517-520.

Hart, S.R., Dunn, T., 1993. Experimental cpx/melt partition of 24 trace elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **113**, 1–8.

Harte, B., 1977. Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation textures in olivine-bearing xenoliths. *Journal of Geology* **85**, 279-288.

Harte, B., 1983. Mantle peridotites and processes-the kimberlite sample. En: Hawkesworht, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Natwich, 46-91.

Hauri, E.H., Shimizu, N., Dieu, J.J., Hart, S.R., 1993. Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. *Nature* **365**, 221–227.

Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., Welch, M.D., 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist* **97**, 2031-2048.

Hernández-Pacheco, E., 1932. *Estudio de la región volcánica central de España*. Memoria de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Madrid, 235 p.

Herrero-Hernández, A., López-Moro, F.J., Gallardo-Millán, J.L., Martín-Serrano, A., Gómez-Fernández, F., 2015. Volcanism-sedimentation interaction in the Campo de Calatrava volcanic field (Spain): a magnetostratigraphic and geochronological study. *International Journal of Earth Science* **104**, 103-122.

Herzberg, C., Asimow, P.D., 2015. PRIMELT3 MEGA.XLSM software for primary magma calculation: Peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus. Geochemistry, Geophysics, Geosystems **16**, 563-578.

Hidas, K., Konk, Z., Garrido, C.J., Tommasi, A., Vauchez, A., Padrón-Navarta, J.A., Marchesi, C., Booth-Rea, G., Acosta-Virgil, A., Szabó, C., Varas-Reus, M.I., Gervilla, F., 2016. Flow in the western Mediterranean shallow mantle: Insights from xenoliths in Pliocene alkali basalts from SE Iberia (eastern Betics, Spain). *Tectonics* **35**, 2657-2676.

Hill, E., Blundy, J.D., Wood, B.J., 2011. Clinopyroxene-melt trace element partitioning and the development of a predictive model HFSE and Sc. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **161**, 423–438.

Holm, P.M., Grandvuinet, T., Friis, J., Wilson, J.R., Barker, A.K., Plesner, S., 2008. An 40Ar-39Ar study of the Cape Verde hot spot: Temporal evolution in a semi-stationary plate environment. *Journal of Geophysical Research* **113**, B08201.

Humphreys, E.R., Bailey, K., Hawkesworth, C.J., Wall, F., Najorka, J., Rankin, A.H., 2010. Aragonite in olivine from Calatrava, Spain—evidence for mantle carbonatite melts from >100 km depth. *Geology* **38**, 911–914.

Hunt, J.B., Clift, P.D., Lacasse, C., Vallier, T.L., Werner, R., 1998. Interlaboratory comparison of electron probe microanalysis of glass geochemistry. En: Saunders, A.D., Larsen, H. C., Wise, S.W., Jr. (Eds.), *Proceedings of the ocean drilling program, scientific results* **152**, 85–91.

Ionov, D.A., Hofmann, A.W., Shimizu, N., 1994. Metasomatism-induced Melting in Mantle Xenoliths from Mongolia. *Journal of Petrology* **35**, 753-785.

Ionov, D.A., Griffin, L.W., O'Reilly, S.Y., 1997. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle. *Chemical Geology* **141**, 153–184.

Ionov, D.A., Bodinier, J.L., Mukasa, S.B., Zanetti, A., 2002. Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modelling. *Journal of Petrology* **43**, 2219–2259.

Ionov, D.A., Chanefo, I., Bodinier, J.L., 2005. Origin of Fe-rich lherzolites and wehrlites from Tok, SE Siberia by reactive melt percolation in refractory mantle peridotites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **150**, 335-353.

Irving, A.J., Frey, F. A., 1984. Trace element abundances in megacrysts and their host basalts; constraints on partition coefficients and megacryst genesis. *Geochimica Cosmochimica Acta* **48**, 1201–1221.

Irving, A.J., Green, D. H., 2008. Phase relationships of hydrous alkalic magmas at high pressures: production of nepheline hawaiitic to mugearitic liquids by amphibole-dominated fractional crystallization within the lithospheric mantle. *Journal of Petrology* **49**, 741–756.

Ishimaru, S., Arai, S., Ishida, Y., Shirasaka, M., Okrugin, V.M., 2007. Melting and multi-stage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred form highly depleted peridotite xenoliths from the Avacha volcano, Southern Kamchatka. Journal of Petrology 48, 395–433.

Ishimaru, S., Arai, S., 2009. Highly silicic glasses in peridotite xenoliths from Avacha volcano, Kamchatka arc, implications for melting and metasomatism within the sub-arc mantle. *Lithos* **107**, 93–106.

Ismail, M., Delpech, G., Cottin, J. Y., Grégoire, M., Moine, B.N., Bilal, A., 2008. Petrological and geochemical constraints on the composition of the lithospheric mantle beneath the Syrian rift, northern part of the Arabian plate. En: Coltorti, M., Grégoire, M. (Eds.), *Metasomatism in Oceanic and Continental Lithospheric Mantle*. Geological Society, London, Special Publications **293**, 223–251.

Jankovics, M.E., Dobosi, G., Embey-Isztin, A., Kiss, B., Sági, B., Harangi, S., Ntaflos, T., 2013. Origin and ascent history of unusually crystal-rich alkaline basaltic magmas from the western Pannonian Basin. *Bulletin of Volcanology* **75**: 749.

Jankovics, M.E., Taracsák, Z., Dobosi, G., Embey-Isztin, A., Batki, A., Harangi, S., 2016. Clinopyroxene with diverse origins in alkaline basalts from the western Pannonian Basin: implications from trace element characteristics. *Lithos* **262**, 120–134.

Jiménez-Díaz, A., Ruiz, J., Villaseca, C., Tejero, R., Capote, R., 2012. The thermal state and strength of the lithosphere in the Spanish Central System and Tajo Basin from crustal heat production and thermal isostasy. *Journal of Geodynamics* **58**, 29–37.

Kaczmarek, M.A., Bodinier, J.L., Bosch, D., Tommasi, A., Dautria, J.M., Kechid, S.A., 2016. Metasomatized mantle xenoliths as a record of the lithospheric mantle evolution of the northern edge of the Ahaggar Swell, In Teria (Algeria). *Journal of Petrology* **57**, 345–382.

Keenan, B., Huertas, M.J., Ancochea, E., 2018. Edad y composición del volcán de Bienvenida (Campos de Calatrava). *Geogaceta* **65**, 23–26.

Kelemen, P.B., Shimizu, N., Salters, V.J.M., 1995. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature* **375**, 747-753.

Kelley, S.P., Wartho, J.A., 2000. Rapid kimberlite ascent and significance of Ar-Ar ages in xenolith phlogopites. *Science* **289**, 609–611.

La Tourrette, T., Hervig, R.L., Holloway, J.R., 1995. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters* **135**, 13–30.

Lago, M., Arranz, E., Gil, A., Pocoví, A., 2004. Magmatismo asociado. En: Vera, J.A., (Ed.), Madrid, *Geología de España*, SGE-IGME, 522–525.

Lavecchia, G., Stoppa, F., Creati, N., 2006. Carbonatites and kamafugites in Italy: Mantlederived rocks that challenge subduction. *Annals of Geophysics* **49**, 389–402.

Le Bas, M.J., Streckeisen, A.L., 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society* **148**, 825-833.

Le Maitre, R.W., 2002. *Igneous rocks: A classification and glossary of terms*: Cambridge, Cambridge University Press, 236 pp.

Le Roux, V., Bodinier, J.-L., Tommasi, A., Alard, O., Dautria, J.-M., Vauchez, A., Riches, A.J.V., 2007. The Lherz spinel lherzolite: refertilized rather than pristine mantle. *Earth and Planetary Science Letters* **259**, 599–612.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., 2004. Nomenclature of amphiboles: addictions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *Mineralogical Magazine* **68**, 209-215.

Lee, C.T.A., Luffi, P., Plank, T., Dalton, H., Leeman, W.P., 2009. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas. *Earth and Planetary Science Letters* **279**, 20-33.

Lenaz, D., Princivalle, F., De Min, A., Petrelli, M., Caldeira, R., Marzoli, A., Mata, J., Perigini, D., Youbi, N., Boumehdi, M.A., Ben Said, I.A.A., 2019. A comparison between the sub-continental lithospheric mantle of Libya, Morocco and Cameroon: Evidences from structural data and trace element of mantle xenolith Cr-diopsides. *Journal of African Earth Sciences* **158**: 103521.

Lenoir, X., Garrido, C.J., Bodinier, J.L., Dautria, J.M., 2000. Contrasting lithospheric mantle domains beneath the Massif Central (France) revealed by geochemistry of peridotite xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters* **181**, 359– 375.

Li, X., Zhang, C., Behrens, H., Holtz, F., 2020. Calculating amphibole formula from electron microprobe analysis data using a machine learning method based on principal components regression. *Lithos* **362-362**: 105469.

Lierenfeld, M.B., Mattsson, H.B., 2015. Geochemistry and eruptive behaviour of the Finca la Nava maar volcano (Campo de Calatrava, south-central Spain). *International Journal of Earth Sciences* **104**, 1795-1817.

Lin, A-B., Zheng, J-P., Aulbach, S., Xiong, Q., Pan, S-K., Gerdes, A., 2020. Causes and Consequences of Wehrlitization beneath a Trans-Lithospheric Fault: Evidence from Mesozoic Basalt-Borne Wehrlite Xenoliths from the Tan-Lu Fault Belt, North China Craton. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **125**: e2019JB019084.

Liu, Y.S., Gao, S., Lee, C.T.A., Hu, S.H., Liu, X.M., Yuan, H.L., 2005. Melt-peridotite interactions: Links between garnet pyroxenite and high-Mg# signature of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* **234** (1–2), 39–57.

López-Ruiz, J., Cebriá, J.M., Doblas, M., Oyarzun, M., Hoyos, M., Martín, C., 1993. The late Cenozoic alkaline volcanism of the Central Iberian Peninsula (Calatrava Volcanic Province, Spain): intra-plate volcanism related to extensional tectonics. *Journal of the Geological Society*, London **150**, 915–922.

López-Ruiz, J.L., Cebriá, J.M., Doblas, M., 2002. Cenozoic volcanism in the Iberian Peninsula. En: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, 417–438.

Lotze, F., 1956. Das Präkambrium Spaniens. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* **8**, 373-380.

Lu, J., Zheng, J., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., 2015. Microscale effects of melt infiltration into the lithospheric mantle: Peridotite xenoliths from Xilong, South China. *Lithos* **232**, 11-123.

Lucazeau, F., Vasseur, G., Bayer, R., 1984. Interpretation of heat flow data from the French Massif Central. *Tetonophysics* **103**, 1-4.

Lustrino, M., Carminati, E., 2007. Phantom plumes in Europe and the circum-Mediterranean region. En: Foulger, G.R., Jurdy, D.M. (Eds.), *The Origins of Melting Anomalies: Plumes, Plates and Planetary Processes*. Geological Society of America **430**. 723–745

Lustrino, M., Wilson, M., 2007. The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews* **81**, 1–65.

Lustrino, M., Duggen, S., Rosenberg, C.L., 2011. The central-western Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional setting. *Earth-Sciences Review* **104**, 1–40.

Lustrino, M., Prelević, D., Agostini, S., Gaeta, M., Di Rocco, T., Stagno, V., Capizzi, L.S., 2016. Ca-rich carbonates associated with ultrabasic-ultramafic melts: Carbonatite or limestone xenoliths? A case study from the late Miocene Morrón de Villamayor volcano (Calatrava Volcanic Field, Central Spain). *Geochimica et Cosmochimica Acta* **185**, 477–497.

Lustrino, M., Fedele, L., Agostini, S., Prelevic, D., Salari, G., 2019. Leucitites within and around the Mediterranean area. *Lithos* **324-325**, 216-233.

Ma, S., Shaw, C.S.J., 2022. Vein and wehrlite formation in the lithospheric mantle below the West Eifel Volcanic Field: modelling the effects of pressure, temperature and peridotite/melt ratio on magma-peridotite interaction using pMELTS and a melt infiltration experiment. *Journal of Petrology*, **63**, 1-16.

Madeira, J., Munhá, J., Tassinari, C.C.G., Mata, J., Brum da Silveira, A., Martins, S., 2005. K/Ar ages of carbonatites from the island of Fogo (Cape Verde). *VIII Congresso de Geoquimica dos Paises de Língua Portuguesa* **1**, 475–478.

Marchesi, C., Konc, Z., Garrido, C., Boschc, D., Hidas, K., Varas-Reus, M.I., Acosta-Vigil, A., 2017. Multi-stage evolution of the lithospheric mantle beneath the westernmost Mediterranean: Geochemical constraints from peridotite xenoliths in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Lithos* **276**, 75–89.

Marchev, P., Arai, S., Vaselli, O., Costa, F., Zanetti, A., Downes, H., 2017. Metasomatic reaction phenomena from entrainment to surface cooling: evidence from mantle peridotite xenoliths from Bulgaria. *Journal of Petrology* **58** (3), 599–640.

Marks, M.A.W., Neukirchen, F., Vennemann, T., Markl, G., 2009. Textural, chemical, and isotopic effects of late-magmatic carbonatitic fluids in the carbonatite-syenite Tamazeght complex, High Atlas Mountains, Morocco. *Mineralogy and Petrology* **97**, 23–42.

Marsh, B. D., 1996. Solidification fronts and magmatic evolution. *Mineralogical Magazine* **60**, 5–40.

Martelli, M., Bianchini, G., Beccaluva, L., Rizzo, A., 2011. Helium and argon isotopic composition of mantle xenoliths from Tallante and Calatrava, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal research* **200**, 18-26.

Martín Serrano, A., Monteserín, V., Ancochea, E., Herrero-Hernández, A., Rey Moral, C., Martín Banda, R., 2018. *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja 811 (Moral de Calatrava) y memoria* (p. 106). Instituto Geológico y Minero de España.

Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirilo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., and DeMin, A., 1999, Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science* **284**, 616–618.

Mata, J., Alves, C.F., Martins, L., Miranda, R., Madeira, J., Pimentel, N., Martins, S., Azevedo, M.R., Youbi, N., De Min, A., Almeida, I.M., Bensalah, M.K., Terrinha, P., 2015. $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages and petrogenesis of the West Iberia Margin onshore magmatism at the Jurassic-Cretaceous transition: Geodynamic implications and assessment of open system processes involving saline materials: *Lithos* **236–237**, 156–172.

Mattsson, H. B., Nandedkar, R. H., Ulmer, P., 2013. Petrogenesis of the melilititic and nephelinitic rock suites in the lake Natron-Engaruka monogenetic volcanic field, northern Tanzania. *Lithos* **179**, 175–192.

Matusiak-Malek, M., Puziewicz, J., Ntaflos, T., Grégoire, M., Downes, H., 2010. Metasomatic effects in the lithospheric mantle beneath the NE Bohemian Massif: A case study of Lutynia (SW Poland) peridotite xenoliths. *Lithos* **117**, 49-60.

Matusiak-Malek, M., Puziewicz, J., Ntaflos, T., Grégoire, M., Benoit, M., Klügel, A., 2014. Two contrasting lithologies in off-rift subcontinental lithospheric mantle beneath Central Europe-the Krzeniów (SW Poland) case study. *Journal of Petrology* **55**, 1799-1828.

Matusiak-Małek, M., Puziewicz, J., Ntaflos, T., Grégoire, M., Kukuła, A., Wojtulek, P.M., 2017. Origin and evolution of rare amphibole-bearing mantle peridotites from Wilcza Góra (SW Poland), Central Europe. *Lithos* **286–287**, 302–323.

Matusiak-Malek, M., Ntaflos, T., Puziewicz, J., Woodland, A., Uenver-Thiele, L., Lipa, D. 2018. From mantle to crust: variable origin of clinopyroxene from eastern limb of Central European Volcanic Province. *Geophysical Research Abstracts* **20**, EGU2018–EGU17407.

Mayer, B., Jung, S., Romer, R. L., Pfänder, J. A., Klügel, A., Pack, A., Gröner, E., 2014. Amphibole inalkaline basalts from intraplate settings: implications for the petrogenesis of alkaline lavas from the metasomatised lithospheric mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **167**: 989.

Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Brumelli, D., Zanetti, A., Boari, E., 2009. Formation of highly refractory dunite by focused percolation of pyroxenite-derived melt in the Balmuccia Peridotite Massif (Italy). *Journal of Petrology* **50**, 1205–1233.

McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* **120**, 223–253.

McKenzie, D., O'Nions, R.K., 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* **32**, 1021–1091.

Melchiorre, M., Faccini, B., Grégoire, M., Benoit, M., Casetta, F., Coltorti, M., 2020. Melting and metasomatism/refertilisation processes in the Patagonian sub-continental lithospheric mantle: A review. *Lithos* **354–355**: 105324.

Menzies, M., Hawkesworth, C.J., 1987a. Upper mantle processes and composition. En: Nixon, P.H. (Eds.), *Mantle Xenoliths. John Wiley & Sons Ltd.* Chichester, United Kingdom, 725-738.

Menzies, M.A., Rogers, N., Tindle, A., Hawkesworth, C.J., 1987b. Metasomatic and enrichment processes in lithospheric peridotites, an effect of asthenosphere-lithosphere interaction. En: Menzies, M.A., Hawkesworth, C.J. (Eds.), *Mantle Metasomatism*, London Academic Press, 313–361.

Menzies, M., Dupuy, C., Nicolas, A., 1991. Orogenic lherzolites and mantle processes. *Terra Nova* **3**, 6-8.

Mercier, J.C.C., Nicolas, A., 1975. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology* **16**, 454-487.

Merino Martínez, E., Villaseca, C., Orejana, D., Pérez-Soba, C., Belousova. E., Andersen, T., 2014. Tracing magma sources of three different S-type perlauminous granitoid series by in situ U-Pb geochronology and Hf isotope zircon composition: The Variscan Montes de Toledo batholith (central Spain). *Lithos* **200-201**, 273-298.

Mertes, H., Schmincke, H.U., 1985. Mafic potassic lavas of the Quaternary West Eifel volcanic field. I. Major and trace elements. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **89**, 330–345.

Montagner, J.P., Anderson, D.L., 1989. Constrained reference mantle model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **58**, 205–27.

Montero, P., Haissen, F., Mouttaqui, A., Molina, J.F., Errami, A., Sadki, O., Cambeses, A., Bea, F., 2016. Contrasting SHRIMP U-Pb zircon ages of two carbonatite complexes from the pericratonic terranes of the Reguibat Shield: Implications for the lateral extension of the west African Craton. *Gondwana Research* **38**, 238–250.

Monteserín, V., Martín Serrano, A., Ancochea, E., Herrero-Hernández, A., Rey Moral, C., Martín Banda, R., 2018. *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja 80 (Puertollano) y memoria* (p. 115). Instituto Geológico y Minero de España.

Morishita, T., Hattori, K.H., Terada, K., Matsumoto, T., Yamamoto, K., Takebe, M., Ishida, Y., Tamura, A., Arai, S., 2008. Geochemistry of apatite-rich layers in the Finero phlogopiteperidotite massif (Italian Western Alps) and ion microprobe dating of apatite. *Chemical Geology* **251**, 99–111.

Muñoz, M., Sagredo, J., de Ignacio, C., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., 2005. New data (U-Pb, K-Ar) on the geochronology of the alkaline-carbonatitic association of Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Lithos* **85**, 140–153.

Neave, D. A., Putirka, K. D., 2017. A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. *American Mineralogist* **102**, 777–794.

Nimis, P., Ulmer, P., 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: an expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **133**, 122–135.

Nisi, B., Vaselli, O., Elio, J., Giannini, L., Tassi, F., Guidi, M., Darrah, T.H., Maletic, E.L., Delgado Huertas, A., Marchionni, S., 2019. The Campo de Calatrava Volcanic Field (central Spain): Fluid geochemistry in a CO_2-rich area. *Applied Geochemistry* **102**, 153-170.

Niu, Y., 1997. Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites. *Journal of Petrology* **38**, 1047–1074.

Nixon, P.H., 1987. *Mantle Xenoliths. John Wiley & Sons Ltd.* Chichester, United Kingdom.

Norman, M.D., 1998. Melting and metasomatism in the continental lithosphere: laser ablation ICPMS analysis of minerals in spinel lherzolites from eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **130**, 240-255.

Novais-Rodrigues, E., Jalowitzki, T., Gervasoni, F., Sumino, H., Bussweiler, Y., Klemme, S., Berndt, J., Conceicão, R.V., Schelling, M.E., Bertotto, G.W., Teles, L., 2021. Partial melting and subduction-related metasomatism recorded by geochemical and isotope (He-Ne-Ar-Sr-Nd) compositions of spinel lherzolite xenoliths from Coyhaique, Chilean Patagonia. *Gondwana Research* **98**, 257-276.

Ntaflos, T., Bjerg, E.A., Labudia, C.H., Kurat, G., 2007. Depleted lithosphere from the mantle wedge beneath Tres Lagos, southern Patagonia, Argentina. *Lithos* **94**, 46–65.

O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., 2000. Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle. *Lithos* **53**, 217–232.

O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., 2010. Rates of magma ascent: constraints from mantle-derived xenoliths. En: Dosseto, A., Turner, S.P., Van Orman, J.A. (Eds.), *Timescales of Magmatic Processes: From Core to Atmosphere*. John Wylie and Sons, Ltd, Chichester, UK, 116–123.

O'Reilly, S.Y., and Griffin, W.L., 2013. Mantle metasomatism. En: Harlov, D.E., Austrheim, H. (Eds.), *Metasomatism and the chemical transformation of rock*. Lecture notes in earth system sciences, Heidelberg, Springer, 471–533.

Oliveras, V., 2009. *Xenòlits mantel-lics lligats al vulcanisme Neògeno-Quaternari de Catalunya: caracterització, procesos i condicions d'equilibri*. Tesis doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona. 210 p.

Orejana, D., Villaseca, c., Paterson, B.A., 2006. Geochemistry of pyroxenitic and homblenditic xenoliths in alkaline lamprophyres from the Spanish Central System. *Lithos* **86**, 167-196.

Orejana, D., Villaseca, C., Billström, K., Paterson, B.A., 2008. Petrogenesis of Permian alkaline lamprophyres and diabases from the Spanish Central System and their geodynamic context within western Europe. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **156**, 457–500.

Orejana, D., Villaseca, C., Pérez-Soba, C., López-García, J.A., Billstrom, K., 2009. The Variscan gabbros from the Spanish Central System: A case for crustal recycling in the sub-continental lithospheric mantle? *Lithos* **110** (1–4), 262–276.

Orejana, D., Villaseca, C., Elburg, M.A., Merino-Martínez, E., García Serrano, J., 2023. Nature and evolution of the lower crust under central Spain: Inferences from granulite xenoliths (Calatrava Volcanic Field-Spanish central system). *Geoscience Frontiers* **14**, 101525.

Palme, H., Nickel, K.G., 1985. Ca/Al ratio and composition of the Earth's upper mantle. *Geochemica et Cosmochemica Acta* **49**, 2123-2132.

Palme, H., O'Neill, H.St.C., 2003. Cosmochemical estimates of mantle composition. In: Carlson, R.W. (Eds.), *The mantle and core. Treatise on geochemistry*, **2**. Elsevier, Oxford, United Kingdom, 1-38.

Palomeras, I., Ayarza, P., Andrés, J., Álvarez-Valero, A.M., Gómez-Barreiro, J., Díaz, J., Alcalde, J., Carbonell, R., 2021. Mapping and interpreting the uppermost mantle reflectivity beneath Central and South-West Iberia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **126**, 25 pp.

Pan, S., Zheng, J., Yin, Z., Griffin, W.L., Xia, M., Lin, A., Zhang, H., 2018. Spongy texture in mantle clinopyroxene records decompression-induced melting. *Lithos* **320-321**, 144–154.

Parga Pondal, I., 1935. Quimismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la Península Ibérica. *Trabajos del Museo de Ciencias Naturales, Serie Geológica* **39**, 1-174.

Paster, T.P., Schauwecker, D.S., Haskin, L.A., 1974. The behaviour of some trace elements during solidification of the Skaergaard layered series. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **38**, 1549–1577.

Patkó, L., Liptai, N., Aradi, L.E., Klébesz, R., Sendula, E., Bodnar, R.J., Kovács, I.J., Hidas, K., Cesare, B., Novák, A., Trásy, B., Szbó, Csaba., 2020. Metasomatism-induced wehrlite formation in the upper

mantle beneath the Nógrád-Gömor Volcanic Field (Northern Pannonian Basin): Evidence from xenoliths. *Geoscience Frontiers* **11**, 943-964.

Payot, B.D., Arai, S., Yoshikawa, M., Tamura, A., Okuno, M., Rivera, D.J.V., 2018. Mantle evolution from ocean to arc: The record in spinel peridotite xenoliths in Mt. Pinatubo, Philippines. *Minerals* **8** (11), p. 515.

Pearce, J.A., 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites*. Wiley, Chichester, pp. 525–548.

Pearce, J.A., Bender, J.F., de Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, J.G., 1990. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **44**, 189–229.

Pearce, J.A., Barker, P.F., Edwards, S.J., Parkinson, I.J., Leat, P.T., 2000. Geochemistry and tectonic significance of peridotites fromthe South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **139**, 36–53.

Pearson, D.G., Nowell, G.M., 2002. The continental lithospheric mantle: characteristics and significance as a mantle reservoir. *Philosophical transactions of the royal society*. London, United Kingdom **360**, 2383-2410.

Pearson, D.G., Canil, D., Shirey, S.B., 2005. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. En: Carlson, R.W. (Eds.), *The mantle and core. Treatise on geochemistry*, **2**. Elsevier, Oxford, United Kingdom, 171-275.

Pérez González, A., 1981. *Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo*. Universidad Complutense de Madrid. 787 pp.

Pérez-Soba, C., Villaseca, C., García Serrano, J., 2021. Registro de eventos metasomáticos en los xenolitos peridotíticos del volcán Los Tormos (Campo de Calatrava, España). *Geotemas* **18**, 445-449.

Perfit, M.R., Davidson, J.P., 2000. Plate tectonics and volcanism. En: Sigurdsson, H., (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes.* Academic Press, San Diego, 89–113.

Perinelli, C., Orlando, A., Conte, A.M., Armienti, P., Borrini, D., Faccini, B., Misiti, V., Coltorti, M., Grégoire, M., 2008. Metasomatism induced by alkaline magma on upper mantle of the Northern Victoria Land (Antarctica): an experimental approach. En: Coltorti, M., Grégoire, M. (Eds.), *Metasomatism in Oceanic and Continental Mantle*. Geological Society, London, Special Publications **293**, 197–221.

Peterson, T.D., LeCheminant, A.N., 1993. Glimmerite xenoliths in early proterozoic ultrapotassic rocks from the Churchill province. *The Canadian Mineralogist* **31**, 801–819.

Peslier, A.H., Francis, D., Ludden, J., 2002. The lithospheric mantle beneath continental margins: melting and melt–rock reactions in Canadian Cordillera xenoliths. *Journal of Petrology* **43**, 2013–2047.

Picazo, S., Müntener, O., Manatschal, G., Bauville, A., Karner, G., Johnson, C., 2016. Mapping the nature of mantle domains in Western and Central Europe based on clinopyroxene and spinel chemistry: Evidence for mantle modification during an extensional cycle. *Lithos* **266-267**, 233-263.

Pilet, S., Ulmer, P., Villiger, S., 2010. Liquid line of descent of a basanitic liquid at 1.5 GPa: Constraints on the formation of metasomatic veins. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **159**, 621–643.

Poblete, M.A., 1995. *El relieve volcánico del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Tesis doctoral. Universidad de Oviedo y Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha. 467 pp.

Poblete, M.A., Martí, J., Beato, S., Marino; J.L., 2019. Geomorphological evolution and chronology of the eruptive activity of the Columba and Cuevas volcanoes (Campo de Calatrava Volcanic Field, Ciudad Real, Central Spain). *Geomorphology* **336**, 52-64.

Portero, J.M., Ramírez, J.I., Ancochea, E., Pérez González, A., 1984. *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja no 784 (Ciudad Real) y memoria* (p. 101). Instituto Geológico y Minero de España.

Portero, J.M., Ramírez, J.L., Ancochea, E., 1988. *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja no 759 (Piedrabuena) y memoria* (p. 100). Instituto Geológico y Minero de España.

Prelevic, D., Foley, S.F., Romer, R., Conticelli, S., 2008. Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **72**, 2125-2156.

Prowatke, S., Klemme, S., 2006. Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70**, 4513–4527.

Puelles, P., Ábalos, B., Gil Ibarguchi, J.I., Sarrionandia, F., Carracedo, M., Fernández-Armas, S., 2016. Petrofabric and seismic properties of lithospheric mantle xenoliths from the Calatrava volcanic field (Central Spain). *Tectonophysics* **683**, 200–215.

Puelles, P., Sarrionandia, F., Carracedo Sánchez, M., García de Madinabeitita, S., Ábalos, B., Gil Ibarguchi, J.I., 2018. Crustal xenoliths from the Calatrava Volcanic Field: a petrographic and geochronological study. *Macla* **23**, 73-74.

Puelles, P., Gil Ibarguchi, J.I., García de Madinabeitita, S., Sarrionandia, F., Carracedo Sánchez, M., Fernández Armas, S., 2019. Granulite-facies gneises and meta-igneous xenoliths from the Campo de Calatrava volcacni field (Spain): Implications for the tectonics of the Variscan lower crust. *Lithos* **342-343**, 114-134.

Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **69**, 61–120.

Puziewicz, J., Koepke, J., Grégoire, M., Ntaflos, T., Matusiak-Małek, M., 2011. Lithospheric mantle modification during Cenozoic rifting in Central Europe: evidence from the Księginki Nephelinite (SW Poland) xenolith suite. *Journal of Petrology* **53**, 2107–2145.

Puziewicz, J., Matusiak-Malek, M., Ntaflos, T., Grégoire, M., Kaczmarek, M.-A., Aulbach, S., Ziobro, M., Kukula, A., 2020. Three major types of subcontinental lithospheric mantle beneath the Variscan orogen in Europe. *Lithos* **362–363**: 105467.

Raffone, N., Chazot, G., Pin, C., Vannucci, R., Zanetti, A., 2009. Metasomatism in the lithospheric mantle beneath Middle Atlas (Morocco) and the origin of Fe- and Mg-rich wehrlites. *Journal of Petrology* **50**, 197–219.

Re, G., Palin, J. M., White, J. D. L., Parolari, M., 2017. Unravelling the magmatic system beneath a monogenetic volcanic complex (Jagged Rocks Complex, Hopi Buttes, AZ, USA). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **172**: 94.

Reyes, J., Villaseca, C., Barbero, L., Quejido, A. J., Santos Zalduegui, J. F., 1997. Description of Rb, Sr, Sm and Nd Separation Method for Silicate Rocks in Isotopic Studies. Soria: *Congreso Ibérico de Geoquímica* **1**, 46-55.

Ridolfi, F., Renzulli, A., 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **163**, 877–895.

Rielli, A., Tomkins, A.G., Nebel, O., Brugger, J., Etschmann, B., Evans, K.A., Wykes, J.L., Vasyliev, P., Paterson, D.J., 2022. Incipient metal and sulfur extraction during melting of metasomatised mantle. *Earth and Planetary Science Letters* **599**, 117850.

Riley, T.R., Bailey, D.K., Lloyd, F.E., 1996. Extrusive carbonatite from the Quaternary Rockeskyll complex, West Eifel, Germany. *The Canadian Mineralogist* **34**, 389–401.

Rocco, I., 2012. Petrological, geochemical and isotopic characteristics of the lithospheric mantle beneath Sardinia (Italy) as indicated by ultramafic xenoliths enclosed in alkaline lavas. *International Journal of Earth Sciences* **101**, 1111-1125.

Rodríguez Alonso, M.D., Díez Balda, M.A., Perejón, A., Pieren, A., Liñán, E., López Díaz, F., Moreno, F., Gámez Vintaned, J.A., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D.J., Vegas, R., 2004. La secuencia litoestratigráfica del Neoporterozoico-Cambrico Inferior. En: Vera, J.A. (Eds.), *Geología de España.* SGE – IGME, Madrid, 78-81.

Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman, Harlow, 352 pp.

Rollinson, H., 2007. *Early Earth system: a geochemical approach.* Blackwell Publishing. Oxford, United Kingdom, 285 p.

Rosatelli, G., Humphreys-Williams, E., Wall, F., Castorina, F., PErna, M.G., Stoppa, F., 2022. The Calatrava paradox to decipher the origin of carbonatites: A petrological insight on Finca La Nava, Calatrava Province (central Spain). *Lithos* **416-417**: 106649.

Rosenbaum, J.M., Wilson, M., Downes, H., 1997. Multiple enrichment of the Carpathian-Pannonian mantle: Pb–Sr–Nd isotope and trace element constraints. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* **102**, 14947–14961.

Seghedi, I., Brändle, J.L., Szakács, A., Ancochea, E., Vaselli, O., 2002. El manto litosférico en el sureste de España: Aportaciones de los xenolitos englobados en rocas alcalinas del Mioceno-Plioceno. *Geogaceta* **32**, 27-30.

Sentre Domingo, M.A., Granja-Bruña, J.L., Vegas Martínez, R., Sainz-Maza, S., 2014. Análisis de anomalías gravimétricas y modelación cortical 2D de la región volcánica del Campo de Calatrava (Ciudad Real, España). *Geogaceta* **56**, 43–46.

Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **34**, 237-243.

Shaw, C.S.J., Thibault, Y., Edgar, A.D., Lloyd, F.E., 1998. Mechanisms of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **132**, 354–370.

Shaw, C.S.J., Eyzaguirre, J., 2000. Origin of megacrysts in the mafic alkaline lavas of the West Eiffel volcanic field, Germany. *Lithos* **50**, 75–95.

Shaw, C.S.J., Klügel, A., 2002. The pressure and temperature conditions and timing of glass formation in mantle-derived xenoliths from Baarley, West Eifel, Germany: the case for amphibole breakdown, lava infiltration and mineral – melt reaction. *Mineralogy and Petrology* **74**, 163–187.

Shaw, C.S.J., Heidelbach, F., Dingwell, D.B., 2006. The origin of reaction textures in mantle peridotite xenoliths from Sal Island, Cape Verde: the case for "metasomatism" by the host lava. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **151**, 681–697.

Shaw, C.S.J., Dingwell, D.B., 2008. Experimental peridotite-melt reaction at one atmosphere: a textural and chemical study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **155**, 199–214.

Shaw, C.S.J., 2009. Textural development of amphibole breakdown reactions in a synthetic peridotite. *Lithos* **110**, 215–228.

Shaw, C.S.J., Lebert, B.S., Woodland, A.B., 2018. Thermodynamic Modelling of Mantle–Melt Interaction Evidenced by Veined Wehrlite Xenoliths from the Rockeskyllerkopf Volcanic Complex, West Eifel Volcanic Field, Germany. *Journal of Petrology* **59**, 59-86.

Shimizu, Y., Arai, S., Morishita, T., Yurimoto, H., Gervilla, F., 2004. Petrochemical characteristics of felsic veins in mantle xenoliths from Tallante (SE Spain): an insight into activity of silicic melt within the mantle wedge. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* **95**, 265–276.

Smith, I.E.M., Németh, K., 2017. Source to surface model of monogenetic volcanism: A critical review. En: Németh, K., Carrasco-Núñez, G., Aranda-Gómez, J.J., Smith I.E.M. (Eds.), *Monogenetic volcanism*. Geological Society, Special Publications **446**, 1-28.

Schettino, A., Turco, E., 2011. Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *Geological Society of America Bulletin* **123**, 89–105.

Schmitz, M.D., Kuiper, K.F., 2013 High-precision geochronology. *Elements* **9**, 25–30.

Špaček, P., Ackerman, L., Habler, G., Abart, R., Ulrych, J., 2013. Garnet breakdown, symplectite formation and melting in basanite-hosted peridotite xenoliths from Zinst (Bavaria, Bohemian Massif). *Journal of Petrology* **54**, 1691-1723.

Stampfli, G.M., Hochard, C., Vérard, C., Wilhem, C., vonRaumer, J., 2013. The formation of Pangea. *Tectonophysics* **593**, 1–19.

Stoppa, F., Rosatelli, G., Schiazza, M., Tranquilli, A., 2012. Hydrovolcanic vs magmatic processes in forming maars and associated pyroclasts: The Calatrava-Spain-case history. En: Stoppa F. (Eds.), *Updates in volcanology. A comprehensive approach to volcanological problems*. Intech Europe, 3–26.

Stoppa, F., Schiazza, M., 2013. An overview of monogenetic carbonatitic magmatism from Uganda, Italy, China and Spain: Volcanologic and geochemical features. *Journal of South American Earth Sciences* **41**, 140–159.

Stoppa, F., Schiazza, M., Rosatelli, G., Castorina, F., Sharygin, V.V., Ambrisio, F.A., Vicentini, N., 2019. Italian carbonatite system: From mantle to ore-depost. *Ore Geology Reviews* **114**: 103041.

Streckeisen, A., 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau* **63**, 773-786.

Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* **12**, 1–33

Su, B.X., Zhang, H.F., Sakyi, P.A., Zhang, Y.H., Ying, J.F., Tang, Y.J., Qin, K.Z., Xiao, Y., Zhao, X.M., Mao, Q., Ma, Y.G., 2011. The origin of spongy texture in minerals of mantle xenoliths from the Western Qinling, Central China. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **161**, 465–482.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins.* Geological Society, London, Special Publications **42**, 313-345.

Sun, P., Niu, Y., Guo, P., Cui, H., Ye, L., Liu, J., 2018. The evolution and ascent paths of mantle xenolith-bearing magma: Observations and insights from Cenozoic basalts in Southeast China. *Lithos* **310–311**, 171–181.

Tabor, F.A., Tabor, B.E., Downes, H., 2010. Quantitative characterization of textures in mantle spinel peridotite xenoliths. En: Coltorti, M., Downes, H., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y. (Eds.), *Petrological Evolution of the European Lithospheric Mantle*. Geological Society, London, Special Publications **337**, 195-211.

Tera, F., Wasserburg, G.J., 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planetary Science Letters* **14**, 281-304.

Tomlinson, E.L., Kamber, B.S., 2021. Depth-dependent peridotite-melt interaction and the origin of variable silica in the cratonic mantle. *Nature Communications* **12**: 1082.

Tommasi, A., Knoll, M., Vauchez, A., Signorelli, J. Thoraval, C., Loge, R., 2009. Structural reactivation in plate tectonics controlled by olivine crystals anisotropy. *Nature Geoscience* **2**, 423-427.

Uenver-Thiele, L.,Woodland, A.B., Seitz, H.-M., Downes, H., Altherr, R., 2017. Metasomatic processes revealed by trace element and redox signatures of the lithospheric mantle beneath the Massif Central, France. *Journal of Petrology* **58**, 395–422.

Upton, B.G.J., Downes, H., Kirstein, L.A., Bonadiman, C., Hill, P.G., Ntaflos, T., 2011. The lithospheric mantle and lower crust-mantle relationships under Scotland: a xenolithic perspective. *Journal of the Geological Society of London* **168**, 873–886.

Ubide, T., 2013. *The Cretaceous alkaline magmatism in northeast Iberia. Igneous processes and geodynamic implications.* Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 223 pp.

Ubide, T., Galé, C., Larrea, P., Arranz, E., Lago, M., 2014a. Antecrysts and their effect on rock compositions: the Cretaceous lamprophyre suite in the Catalonian Coastal ranges (NE Spain).

Ubide, T., Wijbrans, J.R., Galé, C., Arranz, E., Lago, M., Larrea, P., 2014b, Age of the cretaceous alkaline magmatism in northeast Iberia: Implications for the Alpine cycle in the Pyrenees. *Tectonics* **33**, 1444–1460. *Lithos* **20**, 214–233.

Ubide, T., Caulfield, J., Brandt, C., Bussweiler, Y., Mollo, S., Di Stefano, F., Nazzari, M., Scarlato, P., 2019. Deep magma storage revealed by multi-method elemental mapping of clinopyroxene megacrysts at Stromboli volcano. *Frontiers in Earth Science* **7**: 239.

Uysal, I., Kaliwoda, M., Karsli, O., Tarkian, M., Sadiklar, M.B., Otteley, C.J., 2007. Compositional variations as a result of partial melting and melt-peridotite interaction in an upper mantle section from the Ortaca area, SW Turkay. *The Canadian Mineralogist* **45**, 1471–1493.

Vauchez, A., Tommasi, A., Barruol, G., Maumus, J., 2000. Upper mantle deformation and seimic anisotropy in continental rifts. *Physics and Chemistry of the Earth* **25**, 111–117.

Villaseca, C., Downes, H., Pin, C., Barbero, L., 1999. Nature and composition of the lower continental crust in Central Spain and the granulite-granite linkage: inferences from granulitic xenoliths. *Journal of Petrology* **40**, 1465-1496.

Villaseca, C., Orejana, D., Pin, C., López García, J.-A., Andonaegui, P., 2004. Le magmatisme basique hercynien et post-hercynien du Système central espagnol: essai de characterisation des sources mantelliques. *Comptes Rendus Geoscience* **336**, 877–888.

Villaseca, C., Orejana, D., Paterson, B.A., Billström, K., Pérez-Soba, C., 2007. Metaluminous pyroxene-bearing granulite xenoliths from the lower continental crust in central Spain: their role in the genesis of Hercynian I-type granites. *European Journal of Mineralogy* **19** (4), 463-477.

Villaseca, C., Bellido, F., Pérez-Soba, C., Billström, K., 2009. Multiple crustal sources for post-tectonic I-type granites in the Hercynian Iberian Belt. *Mineralogy and Petrology* **96**, 197-211.

Villaseca, C., Ancochea, E., Orejana, D., Jeffries, T.E., 2010. Composition and evolution of lithospheric mantle in Central Spain: inferences from peridotite xenoliths from the Cenozoic Calatrava volcanic field. En: Coltorti, M., Downes, H., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y. (Eds.), *Petrological Evolution of the European Lithospheric Mantle*. Geological Society, London, Special Publications **337**, 125–151.

Villaseca, C., Belousova, E., Barfod, D., González-Jiménez, J.M., 2019a. Dating metasomatic events in the lithospheric mantle beneath the Calatrava volcanic field (Central Spain). *Lithosphere* **11**, 192–208.

Villaseca, C., Dorado, O., Orejana, D., 2019b. 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 Sciences* **8**: 132.

Villaseca, C., García Serrano, J., Pérez-Soba, C., 2022a. Subduction-related metasomatism in the lithospheric mantle beneath the Calatrava volcanic field (central Spain): constraints from lherzolite xenoliths of the Cerro Gordo volcano. *International Geology Reviews* **64**, 469-488

Villaseca, C., Orejana, D., Higueras, P., Pérez-Soba, C., García Serrano, J., Lorenzo, S., 2022b. The evolution of the subcontinental mantle beneath the Central Iberian Zone: Geochemical tracking of its mafic magmatism from the Neoproterozoic to the Cenozoic. *Earth Science Reviews* **228**: 103997.

Wagner, C., Mokhtari, A., Deloule, E., Chabaux, F., 2003. Carbonatite and alkaline magmatism in Taourirt (Morocco): Petrological, geochemical and Sr-Nd isotope characteristics. *Journal of Petrology* **44**, 937–965.

Wang, L.-X., Marks, M.A.W., Von Der Handt, A., Keller, J., Teiber, H., Markl, G., 2014. Apatites from the Kaiserstuhl Volcanic Complex, Germany: New constraints on the relationship between carbonatite and associated silicate rocks. *European Journal of Mineralogy* **26**, 397–414.

Wartho, J.A., Kelley, S.P., 2003. $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages in mantle xenolith phlogopites: determining the ages of multiple lithospheric mantle events and diatreme ascent rates in southern Africa and Malaita, Solomon Islands. *Geological Society, London, Special Publications* **220**, 231–248.

Wegener, A., 1915. D*ie entstehung der kontinente und ozeane*. Vieweg & Sohn, Braunschweig, 592 p.

Wells, P., 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **62**, 129–139.

Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* **95**, 185–187.

Wieser, P.E., Kent, A.J.R., Till, C.B., Donovan, J., Neave, D.A., Blattr, D.L., Krawczynski, M.J., 2023 Barometers behaving badly: Assesing the influence of analytical and experimental uncertainty on clinopyroxene thermobarometry calculations at crustal conditions. *Journal of Petrology* **64**, 1-27.

Wilshire, H.G., Shervais, J.W., 1975. Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from western United States. *Physics and Chemistry of the Earth* **9**, 257-272.

Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Unwin Hyman*. London, United Kingdom, 466 p.

Wilson, M., Downes, H., 1991. Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in Western and Central Europe: *Journal of Petrology* **32**, 811–849.

Wilson, M., Downes, H., 1992. Mafic alkaline magmatism associated with the European Cenozoic rift system. *Tectonophysics* **208**, 173–182.

Wilson, M., Paterson, R., 2001. Intraplate magmatism related to short wavelength convective instabilities in the upper mantle: evidence from the Tertiary-Quaternary volcanic province of western and central Europe. En: Ernst, R., Buchan, K. (Eds.), Locating Pre-Mesozoic mantle plumes. Geological Society of America, Special papers **352**, 37-58.

Wilson, M., Downes, H., 2006. Tertiary–Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. En: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics.* The Geological Society, London, Memoirs **32**, 147–166.

Wilson, S.A., 1997. Data compilation for USGS reference material BHVO-2, Hawaiian Basalt, U.S. *Geological Survey Open-File Report*.

Witt-Eickschen, G., Seck, H.A., Mezger, K., Eggins, S.M., Altherr, R., 2003, Lithospheric mantle evolution beneath the Eifel (Germany): Constraints from Sr-Nd-Pb isotopes and trace element abundances in spinel peridotite and pyroxenite xenoliths. *Journal of Petrology* **44**, 1077–1095.

Wittig, N., Baker, J.A., Downes, H., 2006. Dating the mantle roots of the young continental crust. *Geology* **34**, 237–240.

Wittig, N., Pearson, G., Baker, J.A., Duggen, S., Hoernle, K., 2010. A major element, PGE and Re–Os isotope study of Middel Atlas (Morocco) peridotite xenoliths: evidence for coupled introduction of metasomatic sulphides and clinopyroxene. *Lithos* **115**, 15–25.

Wood, B.J., Banno, S., 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **42**, 109–124.

Xu, X., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., Geng, H., Zheng, J., 2008. Re–Os isotopes of sulfides in mantle xenoliths from eastern China: progressive modification of lithospheric mantle. *Lithos* **102**, 43–64.

Xu, Y.G., 2002. Evidence for crustal components in the mantle and constraints on crustal recycling mechanisms: pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China. *Chemical Geology* **182**, 301–322.

Yaxley, G.M., Kamenetsky, V., Green, D.H., Fallon, T.J., 1997. Glasses in mantle xenoliths from western Victoria, Australia, and their relevnce to mantle processes. *Earth and Planetary Science Letters* **148**, 433-446.

Yaxley, G.M., Kamenetsky, V., 1999. In situ origin for glass in mantle xenoliths from southeastern Australia: insights from trace element compositions of glasses and metasomatic phases. *Earth and Planetary Science Letters* **172**, 97–109.

Yoshikawa, M., Kawamoto, T., Shibata, T., Yamamoto, J., 2010. Geochemical and Sr–Nd isotopic characteristics and pressure–temperature estimates of mantle xenoliths from the French Massif Central: Evidence for melting and multiple metasomatism by silicate-rich carbonatite and asthenospheric melts. En: Coltorti, M., Downes, H., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y. (Eds.), *Petrological evolution of the European Lithospheric Mantle.* Geological Society, London, Special Publication **337**, 153-175.

Zack, T., Brumm, R., 1998. Ilmenite/liquid partition coefficients of 26 trace elements determined through ilmenite/clinopyroxene partitioning in garnet pyroxenite. En: Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D., Richardson, S.H. (Eds.), *7th International Kimberlite Conference: Red Roof Design*, Cape Town, 986–988.

Zangana, N.A., 1995. *Geochemical variations in mantle xenoliths from Ray pic, Massif Central, France.* Tesis doctoral. University of London, 305 p.

Zangana, N.A., Downes, H., Thirlwall, M.F., Hegner, E., 1997. Relationships between deformation, equilibration temperatures, REE and radiogenic isotopes in mantle xenoliths (Ray Pic, Massif Central, France): an example of plume-lithosphere interaction? *Contributions to Mineralogy and Petrology* **127**, 187–203.

Zartman, R.E., Doe, B.R., 1981. Plumbotectonics–the model. *Tectonophysics* **75**, 135-162.

Zeck, H.P., Kristensen, A.B., Williams, I.S., 1998. Post-collisional volcanism in a sinking slab setting—crustal anatectic origin of pyroxene-andesite magma, Caldear Volcanic Group, Neogene Alborán volcanic province, southeastern Spain, calear volcanic group, Neogene Alboràn volcanic province, southeastern Spain. *Lithos* **45**, 499–522.

Zhao, X.M., Cao, H.H., Mi, X., Evans, N.J., Qi, Y.H., Huang, F., Zhang, H.F., 2017. Combined iron and magnesium isotope geochemistry of pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China Craton: implications for mantle metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **172** (6), 40.

Zhao, X., Wang, H., Li, Z., Evans, N.J., Ying, J., Yang, Y., Zhang, H., 2021. Nature and evolution of lithospheric mantle beneath the western North China Craton: Constraints from peridotite and pyroxenite xenoliths in the Sanyitang basalts. *Lithos* **384–385**, 105987.

Zheng, J., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Zhang, M., Pearson, N., 2006. Zircons in mantle xenoliths record the Triassic Yangtze-North China continental collision. *Earth and Planetary Science Letters* **247**, 130–142.

Zindler, A., Hart, S.R., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **14**, 493-571.

TABLAS SUPLEMENTARIAS

Índice de tablas suplementarias

Nomenclatura	Tipo	Página
S1.SD	Análisis de *standards* utilizados en el LA-ICP-MS	249
S2.PT	Estimaciones P-T en macrocristales y fenocristales de rocas volcánicas	250
S3.RT	Composición de elementos mayores (% en peso) y trazas (ppm) en roca total	251
S4.SN	Composición isotópica (Sr-Nd) en roca total (y clinopiroxeno separado)	257
S5.M	Composición de elementos mayores (% en peso) en minerales	259
S6.LA	Composición de elementos trazas (ppm) en minerales	277
S7.BM	Reacciones minerales calculadas por balance de masas (xenolitos del Cerro Gordo)	285

Tabla S1.SD - Ejemplo de análisis de *standards* en el LA-ICP-MS entre los minerales analizados en el IACT (CSIC)

Estándar	BHVO-2									BIR-1					
Analisis	BHVO-2_0	BHVO-2G-1	BHVO-2G-2	BHVO-2G-3	BHVO-2G-4	BHVO-2G-5	BHVO-2G-6	BHVO-2G-7	BHVO-2G-8	BIR-1_0	BIR1G-1	BIR1G-2	BIR1G-3	BIR1G-4	BIR1G-5
K	4259*	3960	4100	4170	4260	4520	4300	3540	4340	249*	202	157	176	179	190
Sc	31.8	32.9	32.6	31.2	32.7	32.4	32.3	34.2	32	43.2	42.9	44.4	44.6	44.0	43.0
V	318	310	300	302	302	306	302	303	302	321	330	330	322	337	332
Cr	287.2	286	291	287	288	289	288	278	291	393	490	381	424	430	418
Mn	1309*	1300	1290	1292	1292	1298	1301	1220	1324	1355*	1600	1368	1300	1370	1450
Ni	119	115	112.9	115	113.6	117	114.1	92.0	116.2	169	197	166	165	175	181
Rb	9.26	8.96	8.85	8.92	9.18	9.00	9.27	8.00	9.02	0.210	0.219	0.188	0.177	0.182	0.172
Sr	394	392	393	382	390	392	389	424	383	109	125	114	108	109	115
Y	25.9	29.3	26.7	22.8	26.5	26.0	25.5	25.1	25.5	15.6	17.4	16.3	16.0	15.8	16.7
Zr	171	172	172	160	165	174	165.1	179	168	14.8	16.8	14.1	15.5	14.6	15.6
Nb	18	18	17.8	18	18	18.1	17.8	17.7	18.04	0.553	0.567	0.564	0.58	0.576	0.569
Ba	131	128.9	128.6	128.6	127.9	130.5	127.8	127	129.5	6.75	7.36	6.49	6.91	6.44	6.79
La	15.2	15.1	14.7	14.8	15.0	15.01	14.8	14.8	15.0	0.627	0.670	0.611	0.618	0.660	0.520
Ce	37.5	39.9	35.3	36.3	36.8	37.6	36.9	36.9	36.9	1.92	2.26	1.92	1.97	2.02	1.61
Pr	5.34	5.27	5.27	5.22	5.29	5.24	5.26	5.31	5.21	0.372	0.408	0.406	0.368	0.396	0.364
Nd	24.3	24.4	24.0	23.9	24.2	24.0	24.4	24.4	24	2.40	2.60	2.62	2.52	2.58	2.48
Sm	6.02	6.6	5.98	5.88	5.79	6.1	6.03	6.11	5.95	1.11	1.10	0.99	1.12	1.22	0.82
Eu	2.04	2.11	2.13	1.94	2.06	2.027	2.08	1.97	2.03	0.520	0.579	0.420	0.528	0.552	0.430
Gd	6.21	6.5	5.9	5.88	6.09	5.94	6.01	6.1	6.17	1.81	2.04	1.59	2.06	1.78	1.53
Tb	0.939	0.900	0.940	0.899	0.898	0.914	0.906	0.89	0.902	0.362	0.398	0.270	0.368	0.385	0.300
Dy	5.28	5.29	4.99	5.45	4.8	5.01	5.53	4.8	5.18	2.54	2.60	2.00	2.53	2.54	2.19
Ho	0.989	0.960	0.910	0.981	0.890	0.966	0.930	0.950	0.980	0.572	0.635	0.450	0.579	0.572	0.460
Er	2.51	2.29	2.63	2.53	2.27	2.65	2.52	2.54	2.46	1.68	1.82	1.40	1.79	1.74	1.38
Tm	0.335	0.367	0.319	0.341	0.286	0.344	0.324	0.303	0.339	0.256	0.223	0.191	0.258	0.263	0.221
Yb	1.99	1.98	1.94	1.95	1.95	2.22	1.94	2.00	1.96	1.63	1.86	1.39	1.86	1.68	1.29
Lu	0.275	0.309	0.262	0.283	0.24	0.282	0.277	0.266	0.276	0.248	0.295	0.210	0.253	0.264	0.196
Hf	4.47	4.25	4.26	4.24	4.11	4.24	4.36	4.16	4.23	0.582	0.540	0.510	0.544	0.530	0.470
Ta	1.15	1.26	1.07	1.13	1.00	1.136	1.139	1.145	1.112	0.041	0.040	0.033	0.039	0.046	0.036
Pb	1.65	1.78	1.69	1.6	1.45	1.69	1.65	1.86	1.64	3.04	4.01	2.50	3.04	3.21	2.60
Th	1.22	1.20	1.20	1.20	1.17	1.20	1.206	1.15	1.204	0.033	0.029	0.027	0.038	0.032	0.024
U	0.41	0.411	0.375	0.397	0.377	0.408	0.380	0.396	0.41	0.011	0.023	0.013	0.013	0.028	0.017

BHVO-2_0 y BIR-1_0 son los valores certificados de los *standards* utilizados en LA-ICP-MS; * valores recalculados a ppm a partir de su concentración como óxido en % en peso.

Tabla S2.PT - Estimaciones P-T en minerales macrocristalinos de los centros volcánicos El Aprisco y Cerro Pelado.

		P_{1A} (kbar)	P_{1D} (kbar)	P (kbar)	T (^{o}C)	KD (Fe-Mg)$^{cpx-liq}$
		Anfíbol (Ridolfi y Renzulli, 2012)		Clinopiroxeno (Neave y Putirka, 2017)		
El Aprisco						
114404	Megacristal	16.8	15.6	16.8	1378	0.45
Megacristal	Reaccional			12.8	1318	0.39
	Inclusión			15.6	1359	0.40
115603	Megacristal			14.7	1348	0.42
Megacristal	Megacristal	16.5	14.7	16.9	1393	0.41
	Reaccional			4.3	1184	0.49
	Inclusión	19	15.6			
Melilitita	Fenocristal-n			16.0	1373	0.38
	Fenocristal-b			6.7	1222	0.70*
115599	Megacristal	11.1	13.5			
Megacristal y melilitita	Microcristal			2.5	1185	0.42
	Microcristal			6.4	1221	0.66*
115598	Megacristal	15.1	14.7			
Megacristal y melilitita	Fenocristal-n			12.6	1325	0.36
	Fenocristal-b			5.7	1207	0.49
	Coronítico	16.4	15.8	6.9	1213	0.71*
115604	Megacristal	12.5	13.3			
115597	Megacristal	15.3	15.2			
	Megacristal	13.5	13.9			
115605	Fenocristal-n			17.1	1387	0.38
Melilitita	Fenocristal-med			16.5	1386	0.33
	Fenocristal-b			6.9	1219	0.63*
	Criboso			10.1	1273	0.31
115601	Clinopiroxeno verde	12.6	13.1	11.9	1325	0.41
Clinopiroxenita	Clinopiroxeno verde			16.5	1338	1.04*
	Clinopiroxeno verde	10.5	11.5			
115591	Clinopiroxeno verde	14	15.4	15.6	1326	0.87*
Clinopiroxenita	Clinopiroxeno verde			16.0	1329	0.85*
115592	Clinopiroxenita			14.3	1351	0.37
Cerro Pelado						
110852	Megacristal	14.4	14.4			
Megacristal	Parche	11.3	12.1			
111653	Megacristal	12.9	14.0			
111654	Megacristal	14.0	14.4			
111655	Megacristal	16.0	15.7			
Megacristal	Reaccional			6.8	1245	0.41
	Inclusión	7.3	7.1			
111656	Megacristal	14.3	13.9			
Megacristal				12.5	1324	0.36
	Inclusión	13.7	13.2			
111639	Megacristal			15.3	1365	0.35
Megacristal				14.1	1348	0.38
114403	Fenocristal-n			11.9	1321	0.30
Nefelinita	Fenocristal-b			4.9	1197	0.81*
116596	Fenocristal-n			15.2	1366	0.35
Nefelinita	Fenocristal-n			14.8	1350	0.39
	Fenocristal-n verde			14.0	1321	1.24*
	Fenocristal-med			6.4	1220	0.53*
	Fenocristal-b			5.8	1217	0.66*
	Criboso			6.1	1204	0.64*
116598	Núcleo			11.8	1297	0.30
Clinopiroxenita	Medio (verde)			14.9	1339	0.53*
	Medio			13.0	1311	0.44
	Borde			9.2	1265	0.42
65287	Núcleo			15.2	1352	0.40
Glimmerita	Borde			9.7	1286	0.36

Tabla procedente de Villaseca et al. (2019b). *Datos fuera de las condiciones de equilibrio (ver texto).

Tabla S3.RT-1 - Composición de elementos mayores (% en peso) y trazas (ppm) de las rocas volcánicas y los enclaves clinopiroxeníticos del CVC

Muestra	115605	111643	111646	CAL-73	114406	115271	116613	117459	117460	46273*	115591	115601	116598
Volcán	Aprisco	C. Pelado			Yezosa	C. Gordo	Tormos	Encomienda		Bienvenida	Aprisco	Aprisco	C. Pelado
Tipo de Roca	Melilitita	Nefelinita			Nefelinita			Melilitita			Clinopiroxenitas		
	Ricas en fenocristales											Ricas en flogopita	
SiO_2	42.30	39.21	46.81	41.07	40.51	41.23	39.36	34.47	35.51	37.37	38.53	40.79	42.52
TiO_2	3.44	3.22	1.34	2.85	2.89	3.36	3.05	2.98	3.52	1.52	5.99	4.04	3.84
Al_2O_3	12.31	10.33	5.73	10.61	11.22	12.82	10.60	9.15	9.90	9.31	8.84	13.05	12.40
Fe_2O_3	11.14	12.09	8.70	12.12	12.15	13.13	12.50	11.99	13.37	11.32	18.34	11.18	9.11
MnO	0.10	0.18	0.12	0.18	0.19	0.21	0.18	0.21	0.19	0.19	0.17	0.10	0.10
MgO	14.20	13.85	20.61	11.72	10.22	8.41	12.75	10.06	11.33	13.57	9.73	12.74	13.19
CaO	10.75	11.45	15.51	13.36	15.03	12.36	13.32	17.31	16.13	15.78	13.90	11.63	13.40
Na_2O	2.71	1.42	0.76	2.84	3.24	4.25	1.72	2.45	2.95	2.66	1.40	1.31	0.92
K_2O	1.69	1.05	0.21	0.65	1.63	2.22	0.97	1.74	2.01	2.98	0.69	2.82	2.30
P_2O_5	0.08	1.40	0.23	1.10	1.46	1.29	1.39	1.64	2.04	1.52	0.37	0.16	0.10
LOI	1.73	4.91	0.35	2.83	1.78	1.14	4.62	8.60	3.59	1.30	2.77	2.79	2.66
Total	100.40	99.12	100.40	99.32	100.30	100.40	100.50	100.60	100.60	97.66	100.70	100.60	100.60
Sc	35	22	44	23	21	21	21	19	20	23	26	33	47
V	302	290	205	250	249	266	269	229	255	266	395	387	314
Cr	120	30	1470	460	360	180	410	470	460	380	30	320	440
Co	55	56	65	56	50	51	57	45	55	52	52	65	57
Ni	160	90	350	250	180	120	290	190	200	250	30	110	180
Ga	20	19	9	18	20	21	17	17	20	18	18	21	15
Rb	12	6	6	57	38	67	23	33	45	22	5	119	72
Sr	388	882	203	2422	1383	1248	1001	1082	1056	1428	389	348	238
Y	12.1	17.7	12.1	29.5	35.8	34.5	32.9	36.7	35	29.4	16.5	10.1	10.5
Zr	174	240	73	252	345	431	311	328	301	292	244	113	103
Nb	24	52.5	10.9	67	104	118	105	113	98.3	96.6	44.1	18	11.1
Ba	726	870	152	620	736	954	972	855	534	804	235	915	1487
La	8.45	17.2	12.2	75.3	95.7	83.6	97.6	105	95.4	89.1	18	12	9.22
Ce	25.1	49.2	25.8	145	187	165	193	209	200	172	50.3	25.8	22.5
Pr	3.98	7.07	3.5	16.7	21.9	18.9	21.4	25.2	24.6	20.3	7.09	3.51	3.26
Nd	19.9	33.4	15.7	65.6	85.8	74.5	82	92.3	93.6	76.7	31.8	16.4	15.4
Sm	5.16	7.66	3.91	12.4	15.5	13.8	14.6	16.4	17.2	13.6	7.6	4.17	4.03
Eu	1.7	2.56	1.32	3.76	4.79	4.25	4.41	5.03	5.19	4.15	2.52	1.29	1.38
Gd	4.8	6.7	3.66	9.99	12.1	11.3	11.4	13.3	13.5	10.3	6.41	3.61	3.47
Tb	0.65	0.91	0.53	1.3	1.62	1.49	1.49	1.74	1.71	1.39	0.84	0.53	0.51
Dy	3.08	4.69	2.72	6.71	7.82	7.49	7.42	8.48	8.59	6.98	4.23	2.65	2.56
Ho	0.49	0.71	0.47	1.16	1.34	1.27	1.25	1.41	1.46	1.13	0.69	0.4	0.4
Er	1.11	1.61	1.16	2.77	3.24	3.14	3.06	3.59	3.52	2.65	1.48	0.95	0.95
Tm	0.131	0.184	0.14	0.349	0.403	0.39	0.378	0.426	0.42	0.341	0.185	0.121	0.115
Yb	0.71	1	0.76	2.04	2.18	2.31	2.2	2.45	2.33	1.99	1.02	0.7	0.66
Lu	0.098	0.137	0.1	0.294	0.319	0.337	0.31	0.36	0.33	0.309	0.135	0.1	0.097
Hf	5.5	6.6	2	5	5.9	7.8	5.9	5.5	5.4	5.8	6.5	2.7	3.5
Ta	2.67	4.9	0.75	5.11	6.54	7.26	6.34	7.48	7.18	6.09	4.27	1.59	0.92
Pb	24	< 5	< 5	< 5	< 5	6	7	< 5	< 5		9	4.5	4.5
Th	0.47	1.33	1.15	9.16	9.75	9.49	13.2	9.75	8.86	9.55	1.29	0.64	0.56
U	0.15	2.66	0.36	2.08	3.04	3.03	2.35	3.57	2.76	3.4	2.46	1.9	2.38
P (Gpa)**	3.20	2.90		2.55	2.87	2.60	2.90	4.63	5,7	4.74			
T (^oC)**	1402	1305		1309	1335	1294	1328	1410	1499	1460			

Tabla procedente de Villaseca et al. (2020). * Datos de Keenan et al. (2019). ** Presión (P) y temperatura (T) estimada para la segregación del magma a partir de una fuente lherzolítica del manto (Lee et al., 2009).

Tabla S3.RT-2 - Composición de elementos mayores (% en peso) y trazas (ppm) de las lherzolitas del Morrón de Villamayor.

	Xenolitos peridotíticos						Leucitita MVM	
	Lherzolita-g1	*Lherzolitas-g2*						
Muestra	116352	116435	116436	116440	117183	117184	114409	117189
SiO_2	44.51	44.07	44.19	41.72	44.64	45.16	43.31	44.94
TiO_2	0.06	0.09	0.08	0.10	0.07	0.23	1.84	2.30
Al_2O_3	2.54	2.91	2.57	2.77	2.54	3.84	8.29	10.16
Fe_2O_3	8.84	8.72	8.94	8.69	8.56	8.82	10.30	9.68
MgO	39.17	39.53	40.88	40.78	40.33	32.29	18.45	11.85
MnO	0.13	0.13	0.13	0.13	0.14	0.14	0.15	0.16
CaO	2.47	3.23	2.66	3.33	3.09	4.03	10.06	12.17
Na_2O	0.23	0.39	0.28	0.59	0.26	0.80	2.27	2.34
K_2O	0.14	0.34	0.22	0.48	0.14	1.24	3.47	3.56
P_2O_5	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.10	0.93	1.09
Total	98.08	99.41	99.95	98.59	100.20	98.98	100.20	100.00
#Mg	91.56	91.73	91.80	91.99	92.02	89.96	81.42	74.97
Sc	12	14	13	12	12	14	20	26
V	63	68	64	67	58	78	173	222
Cr	3040	2390	2160	3250	3000	2370	720	820
Co	107	106	106	107	116	103	75	54
Ni	2150	2110	2110	2030	1840	1710	640	200
Ga	3	3	2	3	2	2	14	19
Rb	4	10	6	23	5.00	66	263	255
Sr	24	31	12	55	62	93	973	1076
Y	1.5	2.6	2.3	2.1	1.9	4.2	22.3	26.1
Zr	4	7	4	8	5	26	357	423
Nb	0.1	0.7	0.1	0.6	0.4	2.6	53.4	73.2
Ba	23	49	18	89	17	160	997	1290
La	0.34	0.50	0.19	0.94	0.33	6.40	65.1	79.4
Ce	0.63	1.07	0.43	2.20	0.78	14.90	147	173
Pr	0.12	0.15	0.07	0.29	0.12	1.90	19.3	22.7
Nd	0.37	0.71	0.34	1.35	0.68	8.20	82.8	97.2
Sm	0.13	0.25	0.10	0.35	0.19	1.64	15.5	18.6
Eu	0.04	0.07	0.05	0.09	0.07	0.37	3.41	4.05
Gd	0.17	0.32	0.25	0.38	0.24	0.96	9.35	11.4
Tb	0.03	0.06	0.05	0.06	0.05	0.14	1.06	1.24
Dy	0.22	0.44	0.35	0.37	0.31	0.78	4.95	5.97
Ho	0.05	0.10	0.08	0.07	0.07	0.15	0.82	0.98
Er	0.17	0.31	0.26	0.22	0.22	0.45	2.17	2.48
Tm	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.06	0.28	0.32
Yb	0.18	0.29	0.26	0.23	0.22	0.40	1.66	1.94
Lu	0.03	0.05	0.04	0.04	0.03	0.07	0.23	0.27
Hf	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.10	< 0.1	0.50	7.60	11.0
Ta	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.15	3.70	4.41
Pb	7.00	7.00	4.50	12.00	4.50	4.50	31.0	35.0
Th	0.24	0.61	0.06	0.64	0.45	3.09	42.7	53.0
U	0.75	0.67	0.62	0.65	0.46	0.69	10.7	12.8

#Mg = 100*MgO/(MgO + FeO)

Tabla S3.RT-3 - Composición de elementos mayores (% en peso) y trazas (ppm) de las lherzolitas del Cerro Gordo.

	Lherzolita-g1		*Lherzolitas-g2*	
Muestra	110858	117145	117146	117150
SiO_2	45.10	45.65	45.96	44.21
TiO_2	0.13	0.08	0.09	0.05
Al_2O_3	4.05	3.11	3.92	1.85
Fe_2O_3	7.47	9.00	8.90	8.07
MgO	35.49	39.31	38.28	43.77
MnO	0.13	0.13	0.13	0.12
CaO	5.07	2.83	3.12	1.80
Na_2O	0.42	0.24	0.18	0.13
K_2O	0.04	< 0.01	< 0.01	< 0.01
P_2O_5	0.05	< 0.01	< 0.01	< 0.01
Total	97.94	100.10	100.30	99.76
#Mg	84.07	82.91	82.69	85.77
Sc	21	13	15	11
V	101	64	80	43
Cr	3260	2760	3530	3110
Co	78	112	111	116
Ni	1420	1760	1700	2040
Ga	4	3	4	1
Rb	< 1	< 1	< 1	< 1
Sr	86	36	3	6
Y	4.8	2.6	3.1	1.6
Zr	2	4	3	3
Nb	1.1	0.6	< 0.2	< 0.2
Ba	62	10	< 2	< 2
La	7.47	2.46	0.22	0.08
Ce	14.00	4.10	0.68	0.28
Pr	1.40	0.34	0.12	0.05
Nd	4.22	1.08	0.72	0.27
Sm	0.63	0.20	0.27	0.09
Eu	0.22	0.08	0.09	0.04
Gd	0.60	0.31	0.42	0.21
Tb	0.13	0.06	0.09	0.04
Dy	0.81	0.39	0.58	0.23
Ho	0.17	0.09	0.12	0.05
Er	0.51	0.27	0.36	0.16
Tm	0.08	0.05	0.05	0.03
Yb	0.51	0.30	0.36	0.20
Lu	0.08	0.04	0.05	0.03
Hf	0.10	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Ta	0.06	0.02	< 0.01	0.01
Pb	0.79	0.52	0.20	0.51
Th	1.11	0.38	< 0.05	< 0.05
U	0.33	0.50	0.21	0.18

#Mg = 100*MgO/(MgO + FeO)

Tabla S3.RT-4 - Composición de elementos mayores (% en peso) y trazas (ppm) de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco.

	Grupo 1				Grupo 2				Grupo 3				Grupo 4				
Muestra	111659	111657	115582	111663	111658	72691	55570	115583	72688	72689	117157	117158	111660	72690	55569	117156	117167
Tipo-peridotita	Wehrlita	Wehrlita	Wehrlita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolta	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita	Lherzolita
SiO_2	41.72	42.76	43.85	44.41	43.77	44.20	44.72	42.72	43.76	44.36	45.69	44.22	43.87	44.04	43.62	44.50	43.62
TiO_2	0.29	0.22	0.34	0.10	0.09	0.06	0.04	0.06	0.12	0.11	0.21	0.17	0.10	0.10	0.10	0.13	0.10
Al_2O_3	3.36	3.16	3.83	3.32	2.89	2.81	1.86	1.70	3.47	4.01	5.05	4.04	2.84	3.73	2.92	3.20	3.35
Fe_2O_3	9.96	8.59	8.93	9.20	9.38	8.63	8.52	10.00	9.11	9.05	8.29	8.92	9.15	9.00	8.80	9.79	9.17
MgO	34.43	39.01	35.65	38.99	40.54	42.16	43.46	43.08	40.16	40.01	36.03	37.41	40.38	40.05	41.35	39.13	39.31
MnO	0.17	0.17	0.16	0.13	0.13	0.13	0.13	0.15	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13
CaO	5.80	4.37	4.91	2.34	2.23	2.03	1.29	1.68	3.75	2.96	4.34	4.19	2.98	2.49	2.51	3.02	3.13
Na_2O	0.93	0.77	0.89	0.46	0.37	0.49	0.35	0.32	0.28	0.29	0.33	0.37	0.19	0.32	0.23	0.29	0.22
K_2O	0.27	0.27	0.19	0.07	0.18	0.05	0.13	0.03	0.04	0.05	< 0.01	0.02	< 0.01	0.01	0.01	< 0.01	< 0.01
P_2O_5	0.14	0.02	0.10	0.03	0.04	0.02	0.07	0.02	0.02	0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.01	0.02	< 0.01	< 0.01
Total	98.68	99.68	99.59	99.45	100.00	100.58	100.57	99.48	100.85	100.98	100.30	99.94	99.91	99.88	99.69	100.00	99.06
#Mg	79.34	83.46	81.60	82.48	82.76	84.44	85.00	82.72	83.04	83.08	82.84	82.33	83.06	83.18	83.92	81.62	82.65
Sc	15	13	16	12	14	13	10	8	16	14	19	19	13	12	14	14	14
V	99	74	91	65	68	36	22	39	74	54	126	94	71	50	59	69	71
Cr	2620	2740	3140	2120	2730	2680	2180	1280	2510	1870	2740	3140	2190	2310	1940	2170	2550
Co	85	86	105	109	105	107	107	129	101	89	103	114	104	100	98	116	118
Ni	1650	1620	1600	1950	1990	1900	1990	2150	1730	1570	1650	1790	2000	1710	1730	1800	1940
Ga	5	4	4	6	3	3	2	2	5	4	5	4	3	4	3	3	3
Rb	7	5	3	2	7	0.5	0.5	< 1	0.5	0.5	< 1	< 1	< 1	0.5	0.5	< 1	< 1
Sr	194	133	142	79	91	60	58	70	45	14	40	55	10	3	5	18	8
Y	9	7.3	9.5	3	4.7	4.1	1.5	4.9	3.7	2.8	5	4.8	2.6	2.7	2.6	3.3	3.1
Zr	105	70	94	17	2	0.5	0.5	5	0.5	0.5	4	5	2	6	0.5	8	3
Nb	46.1	27.8	27.6	15.2	6.3	6.8	5.2	10.7	0.1	0.1	0.3	1.1	0.5	0.1	0.1	< 0.2	< 0.2
Ba	68	122	131	45	133	74	41	30	41	23	58	53	6	10	16	< 2	7
La	9.73	4.39	9.02	5.32	8.95	5.74	4.66	3.59	5.37	2.03	4.62	5.06	0.14	0.34	0.21	0.63	0.19
Ce	24.90	14.90	23.20	10.20	20.40	11.80	8.29	11.80	7.13	2.59	4.85	11.40	0.42	0.65	0.40	1.83	0.29
Pr	3.45	2.44	3.44	0.91	2.52	1.37	0.81	1.81	0.44	0.17	0.25	1.22	0.07	0.09	0.06	0.30	0.05
Nd	14.80	10.70	15.10	2.81	9.22	5.13	2.48	7.99	1.33	0.78	0.73	4.32	0.34	0.51	0.40	1.47	0.35
Sm	3.36	2.56	3.33	0.49	1.34	1.15	0.46	1.60	0.29	0.22	0.30	0.76	0.20	0.18	0.17	0.35	0.17
Eu	1.03	0.82	1.07	0.14	0.37	0.34	0.14	0.44	0.12	0.10	0.13	0.26	0.07	0.09	0.07	0.15	0.08
Gd	2.69	2.17	2.75	0.47	1.03	0.90	0.37	1.19	0.41	0.30	0.62	0.80	0.30	0.27	0.30	0.51	0.35
Tb	0.42	0.33	0.39	0.08	0.15	0.14	-	0.19	-	-	0.12	0.13	0.06	-	-	0.09	0.07
Dy	2.10	1.65	1.99	0.50	0.86	0.74	0.25	1.04	0.58	0.44	0.82	0.84	0.42	0.42	0.39	0.55	0.50
Ho	0.37	0.28	0.35	0.11	0.16	0.14	-	0.18	0.13	-	0.19	0.18	0.09	-	-	0.11	0.11
Er	0.90	0.70	0.88	0.34	0.46	0.39	0.14	0.49	0.41	0.30	0.57	0.52	0.29	0.30	0.27	0.36	0.35
Tm	0.11	0.10	0.11	0.05	0.07	0.06	-	0.07	0.06	-	0.09	0.08	0.05	-	-	0.05	0.05
Yb	0.60	0.59	0.68	0.32	0.41	0.37	0.13	0.45	0.39	0.31	0.54	0.52	0.33	0.33	0.27	0.34	0.32
Lu	0.09	0.08	0.10	0.05	0.07	0.05	0.00	0.07	0.06	0.05	0.08	0.08	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05
Hf	1.40	1.20	0.90	0.40	< 0.1	0.06	0.05	< 0.1	0.05	0.05	0.10	< 0.1	< 0.1	0.20	0.05	0.10	< 0.1
Ta	3.08	1.85	2.11	1.02	0.14	0.01	0.13	0.39	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	< 0.01
Pb	0.62	0.20	0.73	1.10	0.70	0.51	1.70	1.16	0.63	0.30	< 5	< 5	0.10	0.10	0.10	< 5	0.14
Th	0.75	0.18	0.61	0.92	1.35	1.29	0.52	0.34	0.80	0.60	1.04	1.27	0.05	0.16	0.04	0.10	< 0.05
U	0.22	0.07	0.38	0.25	0.28	0.22	0.16	0.85	0.29	0.18	0.34	0.30	0.03	0.11	0.01	0.14	0.06

#Mg = 100*MgO/(MgO + FeO)

Tabla S3.RT-5a - Composición de elementos mayores (% en peso) y trazas (ppm) de los xenolitos peridotíticos del Cerro Pelado y Los Tormos.

Volcán	Cerro Pelado						Los Tormos				
Tipo-peridotita	Wehrlitas		Lherzolitas				Wehrlita	Lherzolita			Clinopiroxenita
Muestra	72674	116604	58498	65290	65294	65298	116610	116607	116609	116608	116615
SiO_2	42.35	44.72	44.52	44.51	43.94	44.67	40.94	42.94	43.53	44.79	47.01
TiO_2	0.36	0.59	0.06	0.20	0.43	0.13	0.76	0.138	0.146	0.13	1.092
Al_2O_3	1.84	2.81	2.93	3.76	3.03	3.32	5.22	3.68	3.63	4.55	5.74
Fe_2O_3	12.99	12.10	8.27	8.75	10.51	8.60	9.47	9.34	9.46	8.7	8.46
MgO	36.92	31.38	41.93	37.89	37.02	41.01	36.53	39.67	39.97	37.15	19.52
MnO	0.16	0.15	0.13	0.13	0.15	0.13	0.14	0.14	0.14	0.13	0.13
CaO	5.25	8.21	2.34	3.28	3.85	3.12	5.18	3.2	2.95	3.65	16.03
Na_2O	0.32	0.47	0.36	0.36	0.32	0.30	0.6	0.24	0.3	0.29	0.95
K_2O	0.10	0.01	0.04	0.07	0.21	0.03	0.17	0.02	0.05	0.08	0.02
P_2O_5	0.07	0.01	0.02	0.03	0.05	0.03	0.09	0.02	0.03	< 0.01	0.10
Total	100.4	100.5	100.59	98.98	99.51	101.33	99.10	99.38	100.2	99.47	100.3
#Mg	0.76	0.74	0.85	0.83	0.80	0.84	0.81	0.83	0.82	0.83	0.72
Sc	15	19	14	16	13	15	18	16	14	17	35
V	73	118	50	68	79	62	134	82	81	94	238
Cr	1340	2180	2730	2610	2440	2230	3860	2490	2920	3300	2100
Co	119	121	100	92	110	97	99	106	104	99	62
Ni	1000	930	1790	1520	1790	1680	1910	2030	1990	1820	370
Ga	4	4	3	6	5	4	6	4	3	4	9
Rb	0.5	< 1	0.5	0.5	3	0.5	1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sr	43	54	49	28	41	26	238	44	50	20	138
Y	3.2	4.5	2.6	4.1	4	3.4	9.4	3.2	3	3.6	10.1
Zr	14	25	0.5	19	15	0.5	69	7	8	6	50
Nb	3.4	1.6	0.1	1.4	2.8	1	23.5	1.3	1.3	0.4	3.2
Ba	25	24	38	21	35	10	312	92	57	48	125
La	3.47	2.88	3.31	1.55	3.85	2.07	9.49	1.60	2.91	1.36	6.94
Ce	6.54	7.88	9.09	4.31	7.09	4.03	25	2.7	4.92	1.67	16.8
Pr	0.88	1.17	1.16	0.62	0.95	0.45	3.47	0.31	0.45	0.25	2.46
Nd	3.85	5.55	3.70	2.90	4.07	1.74	14.9	1.22	1.57	1.18	11.6
Sm	1.01	1.52	0.74	0.83	1.01	0.42	3.14	0.30	0.37	0.37	3.15
Eu	0.34	0.50	0.23	0.29	0.34	0.15	0.94	0.12	0.12	0.13	1.10
Gd	0.88	1.41	0.52	0.80	0.96	0.44	2.61	0.44	0.42	0.5	3.1
Tb	0.13	0.20	-	0.13	0.15	-	0.35	0.09	0.08	0.1	0.47
Dy	0.68	1.01	0.42	0.76	0.82	0.52	1.8	0.54	0.52	0.62	2.39
Ho	0.11	0.18	-	0.14	0.15	0.11	0.34	0.11	0.11	0.13	0.39
Er	0.29	0.43	0.25	0.40	0.39	0.36	0.87	0.34	0.32	0.40	0.90
Tm	-	0.05	-	0.06	0.052	0.056	0.12	0.05	0.05	0.06	0.11
Yb	0.20	0.29	0.24	0.39	0.31	0.37	0.67	0.33	0.33	0.42	0.62
Lu	0.03	0.05	0.04	0.06	0.049	0.057	0.10	0.05	0.05	0.07	0.09
Hf	0.50	0.70	0.05	0.50	0.5	0.05	1.3	0.1	0.1	< 0.1	1.4
Ta	0.17	0.18	0.01	0.13	0.22	0.008	1.79	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.35
Pb	0.30	0.26	0.54	0.10	0.24	0.3	0.50	0.80	0.40	1.15	0.80
Th	0.27	0.25	0.45	0.02	0.33	0.15	0.47	0.25	0.33	0.17	0.54
U	0.01	0.23	0.12	0.01	0.005	0.005	0.13	0.09	0.11	0.05	0.28

#Mg = 100*MgO/(MgO + FeO)

Tabla S3.RT-5b - Composición de elementos mayores (% en peso) y trazas (ppm) de los xenolitos peridotíticos de El Palo

Volcán	El Palo									
Tipo-peridotita	Wehrlita	Lherzolitas-g1			Lherzolitas-g2		Websterita	Clinopiroxenitas Ol.		Clinopiroxenita
Muestra	117203	117202	117207	117219	117215	117484	117205	117480	117482	117217
SiO_2	43.60	44.10	43.74	41.68	44.74	44.14	47.43	46.80	46.85	49.52
TiO_2	0.43	0.22	0.20	0.25	0.16	0.12	0.58	0.93	0.92	0.68
Al_2O_3	2.75	2.22	2.11	2.07	3.13	3.20	3.88	5.75	5.71	4.45
Fe_2O_3	12.81	9.60	10.66	10.97	8.53	9.93	7.93	8.22	7.85	6.09
MgO	29.49	40.84	39.69	41.57	38.98	39.60	24.37	20.63	19.18	20.11
MnO	0.14	0.14	0.14	0.15	0.13	0.14	0.12	0.12	0.13	0.11
CaO	8.66	2.57	2.61	3.66	2.71	2.74	13.51	15.48	16.99	16.51
Na_2O	0.34	0.22	0.16	0.19	0.18	0.22	0.61	0.71	0.70	0.77
K_2O	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
P_2O_5	0.06	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
Total	100.10	99.83	100.10	100.20	99.14	100.10	99.71	100.50	100.50	98.92
#Mg	0.72	0.83	0.81	0.81	0.84	0.82	0.77	0.74	0.73	0.79
Sc	20	13	12	12	13	14	29	36	41	37
V	189	63	65	80	79	71	164	241	246	197
Cr	2900	3000	2420	2230	2330	2510	5180	1960	2570	4850
Co	103	122	117	117	95	102	70	64	60	52
Ni	1240	2250	1810	2070	1450	1550	770	650	520	560
Ga	5	4	3	4	3	3	6	8	9	7
Rb	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	1	1	< 1
Sr	49	35	31	22	20	20	71	93	73	80
Y	3.3	2.8	2.2	2.6	2.7	2.5	5.7	9.2	6.8	6.5
Zr	14	24	11	11	6	7	21	29	33	41
Nb	1.4	0.2	1.9	0.7	0.4	0.2	1.5	2	1.4	1.2
Ba	65	4	43	16	7	3	18	49	31	9
La	2.03	1.84	2.11	1.08	1.58	0.85	2.49	2.93	2.72	2.55
Ce	4.04	5.68	3.22	2.73	2.07	2.72	6.13	7.73	7.75	7.63
Pr	0.68	0.87	0.53	0.44	0.43	0.38	1.11	1.34	1.41	1.29
Nd	3.67	3.80	2.02	2.31	1.77	1.66	5.76	8.03	6.99	6.66
Sm	0.97	0.89	0.47	0.66	0.39	0.42	1.67	2.39	2.21	1.98
Eu	0.34	0.26	0.16	0.22	0.14	0.15	0.58	0.81	0.75	0.65
Gd	0.91	0.79	0.47	0.60	0.46	0.46	1.61	2.29	2.05	1.93
Tb	0.13	0.13	0.07	0.10	0.08	0.08	0.24	0.35	0.31	0.28
Dy	0.73	0.73	0.41	0.54	0.47	0.48	1.33	1.93	1.70	1.45
Ho	0.13	0.13	0.08	0.10	0.10	0.10	0.22	0.33	0.28	0.25
Er	0.32	0.35	0.21	0.27	0.30	0.29	0.52	0.88	0.66	0.63
Tm	0.04	0.05	0.03	0.04	0.05	0.04	0.07	0.10	0.09	0.08
Yb	0.22	0.30	0.20	0.22	0.34	0.29	0.42	0.54	0.53	0.45
Lu	0.03	0.05	0.03	0.03	0.06	0.05	0.06	0.09	0.08	0.07
Hf	0.50	0.40	0.20	0.30	0.20	0.20	0.60	1.10	1.40	1.20
Ta	0.06	0.38	0.18	0.05	0.05	0.05	0.12	0.10	0.12	0.08
Pb	0.74	4.70	1.21	1.00	0.50	0.10	0.36	13.00	0.12	0.55
Th	0.08	0.07	0.21	0.07	0.23	0.05	0.17	0.11	0.16	0.10
U	0.10	0.03	0.11	0.02	0.22	0.02	0.03	0.09	0.06	0.06

#Mg = 100*MgO/(MgO + FeO)

Tabla S4.SN-1 - Composición isotópica (Sr-Nd) rocas volcánicas, megacristales y enclaves clinopiroxeníticos del CVC.

Muestra	Volcán	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_m$	1SE	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_m$	1SE
Rocas volcánicas					
CAL-73	C. Pelado	0.703891	0.000003	0.512881	0.000002
115271	C. Gordo	0.703271	0.000002	0.512887	0.000001
116613	Los Tormos	0.703477	0.000003	0.512857	0.000001
117460	Encomienda	0.703460	0.000002	0.512889	0.000002
Clinopiroxenitas					
115591	El Aprisco	0.703778	0.000004	0.512793	0.000001
115601	El Aprisco	0.703268	0.000003	0.512883	0.000001
116598	C. Pelado	0.703555	0.000004	0.512885	0.000001
Megacristales					
114403 Flogopita	C. Pelado	0.703466	0.000003	0.512874	0.000012
111653 Anfíbol	C. Pelado	0.703217	0.000003	0.512855	0.000002
111639 Clinopiroxeno	C. Pelado	0.703243	0.000002	0.512890	0.000002
114404 Anfíbol	El Aprisco	0.70348	0.000002	0.512832	0.000002

Tabla procedente de Villaseca et al. (2020).

Tabla S4.SN-2 - Composición isotópica (Sr-Nd) las lherzolitas y la leucitita del Morrón de Villamayor.

Muestra	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_m$	1SE	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	εSr_0	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_m$	1SE	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$	εNd_0
Xenolitos Peridotíticos								
Lherzolita-g1								
116352	0.706389	0.000004	0.706348	26.9	0.512725	0.000005	0.512716	1.8
Lherzolitas-g2								
116428	0.706504	0.000003	0.706401	28.5	0.512425	0.000001	0.512418	-4.0
116429-cpx*	0.706105	0.000003	0.706104	22.9	0.512845	0.000004	0.512830	4.2
116435	0.706562	0.000003	0.706483	29.4	0.512738	0.000002	0.512730	2.1
116436	0.707101	0.000003	0.706978	37.0	0.512870	0.000005	0.512863	4.7
116440	0.706740	0.000003	0.706637	31.9	0.512444	0.000001	0.512438	-3.6
118206	0.706413	0.000011	0.706330	26.1	0.513072	0.000007	0.513062	8.4
Leucitita MVM								
114409	0.706553	0.000003	0.706487	28.3	0.512394	0.000001	0.512389	-4.7
117189	0.706960	0.000003	0.706902	34.2	0.512381	0.000003	0.512376	-5.0

Relaciones isotópicas iniciales calculadas a 7.2 Ma. * clinopiroxeno separado

Tabla S4.SN-3 - Composición isotópica (Sr-Nd) las lherzolitas del Cerro Gordo.

Muestra	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_m$	1SE	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	εSr_0	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_m$	1SE	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$	εNd_0
Lherzolitas-g1								
110858	0.703716	0.000003	0.703716	-11.1	0.512816	0.000005	0.512815	3.5
117145	0.703506	0.000003	0.703506	-14.1	0.513083	0.000025	0.513082	8.7
Lherzolitas-g2								
117146	0.704614	0.000006	0.704607	1.5	0.513114	0.000008	0.513113	9.3
117150	0.705060	0.000003	0.705057	7.9	0.513278	0.000003	0.513277	12.5

Correlaciones isotópicas iniciales calculadas a 1 Ma.

Tabla S4.SN-4 - Composición isotópica (Sr-Nd) de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco.

Muestra	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_m$	1SE	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	εSr_0	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_m$	1SE	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$	εNd_0
Grupo 1								
111659	0.703304	0.000005	0.703303	-17.0	0.512890	0.000002	0.512889	4.9
111657	0.703287	0.000003	0.703287	-17.2	0.512884	0.000002	0.512883	4.8
Grupo 2								
111658	0.703336	0.000004	0.703336	-16.5	0.512826	0.000002	0.512825	3.7
72691	0.703675	0.000005	0.703675	-11.7	0.512804	0.000003	0.512803	3.2
55570	0.703515	0.000006	0.703515	-14.0	0.512847	0.000016	0.512846	4.1
Grupo 3								
72688	0.703686	0.000005	0.703686	-11.5	0.513073	0.000022	0.513072	8.5
72689	0.703768	0.000006	0.703767	-10.4	0.513051	0.000043	0.513050	8.1
Grupo 4								
55569	0.704350	0.000006	0.704346	-2.2	0.512976	0.000063	0.512974	6.6
72690	0.704251	0.000005	0.704244	-3.6	0.513444	0.000012	0.513442	15.7
72690 rep	0.704251	0.000005	0.704244	-3.6	0.513368	0.000011	0.513367	14.2
117167	0.704407	0.000005	0.704405	-1.3	0.513325	0.000007	0.513323	13.4

Relaciones isotópicas iniciales calculadas a 1 Ma.

Tabla S4.SN-5 - Composición isotópica (Sr-Nd) de los xenolitos peridotíticos del Cerro Pelado, El Palo y Los Tormos.

Muestra	Tipo	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_m$	1SE	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	εSr_0	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_m$	1SE	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$	εNd_0
Cerro Pelado									
72674	Whr	0.703219	0.000005	0.703219	-18.2	0.512917	0.000005	0.512916	5.4
58498	Lhz	0.703675	0.000006	0.703675	-11.7	0.512777	0.000003	0.512776	2.7
65290	Lhz	0.703200	0.000006	0.703199	-18.4	0.512957	0.000017	0.512956	6.2
65294	Lhz	0.703198	0.000006	0.703195	-18.5	0.512950	0.000006	0.512949	6.1
65298	Lhz	0.703331	0.000005	0.703330	-16.6	0.512922	0.000005	0.512921	5.5
El Palo									
117203	Whr	0.704249	0.000003	0.704249	-3.6	0.512958	0.000002	0.512957	6.2
117202	Lhz-g1	0.703686	0.000003	0.703686	-11.5	0.512872	0.000002	0.512871	4.6
117207	Lhz-g1	0.704083	0.000005	0.704082	-5.9	0.512662	0.000003	0.512660	0.5
117215	Lhz-g2	0.704170	0.000002	0.704169	-4.7	0.512909	0.000002	0.512908	5.3
117205	Webst	0.703588	0.000002	0.703588	-12.9	0.512990	0.000001	0.512989	6.9
117480	Cpxt Ol.	0.704068	0.000003	0.704068	-6.1	0.512856	0.000001	0.512855	4.3
117217	Cpxt	0.703675	0.000003	0.703675	-11.7	0.512895	0.000001	0.512894	5.0
Los Tormos									
116610	Whr	0.704293		0.704292	-2.9	0.512967		0.512966	6.4
116607	Lhz	0.704070		0.704069	-6.1	0.512937		0.512936	5.8
116608	Lhz	0.703779		0.703779	-10.2	0.512899		0.512898	5.1
116609	Lhz	0.703467		0.703467	-14.6	0.512890		0.512889	4.9

Relaciones isotópicas iniciales calculadas a 1 Ma. Abreviaturas: Whr, wehrlita; Lhz, lherzolita; Webst, websterita; Cpxt Ol., clinopiroxenita olivínica; Cpxt, clinopiroxenita.

Tabla S5.M-1a - Composición de elementos mayores (% en peso) de olivinos representativos (fenocristales o microinclusiones en enclaves clinopiroxeníticos y megacristales) del CVC.

Muestra	**115605**	**115605**	**114403**	**114403**	**115592**	**117211**	**117212**
Análisis	80-n	82-b	12-n	13-b	39	26	35
	Fenocristal				Cpxnita[1]	Megacristal[2]	
Volcán	El Aprisco	El Aprisco	C. Pelado	C. Pelado	El Aprisco	El Palo	El Palo
SiO_2	40.20	40.37	39.97	40.87	40.15	40.35	40.80
TiO_2	0.05	0.04	0.01	0.05	0.04	0.02	0.01
Al_2O_3	bld	0.04	0.08	0.09	0.07	0.04	0.05
Cr_2O_3	0.03	0.02	nd	nd	0.08	0.05	0.01
FeO	8.83	12.52	8.89	12.94	14.28	12.54	11.66
MnO	0.14	0.20	0.19	0.14	0.06	0.22	0.21
MgO	48.95	45.14	47.97	46.48	45.54	45.98	45.60
CaO	0.06	0.64	0.09	0.35	0.24	0.14	0.20
Na_2O	bld	bld	0.02	0.03	0.01	bld	bld
K_2O	bld	bld	bld	0.01	bld	bld	0.01
NiO	0.48	0.13	0.31	0.06	0.21	0.19	0.34
Total	98.74	99.10	97.53	101.01	100.69	99.61	98.91
XMg	0.91	0.87	0.91	0.86	0.85	0.87	0.87

Tabla procedente de Villaseca et al. (2019b) con datos añadidos de microinclusiones en megacristales de clinopiroxeno del volcán El Palo; Abreviaturas: -n, núcleo; -b, borde; nd = no determinado, [1] microinclusión en clinopiroxenita, [2] microinclusión en megacristal de clinopiroxeno; bld, bajo el límite de detección.

Tabla S5.M-1b - Composición de elementos mayores (% en peso) de clinopiroxenos representativos (megacristales, fenocristales y enclaves clinopiroxeníticos) del CVC.

Muestra	114404	111639	118205	117209	117209	116596	116596	115605	115605	114403	114403	115591	116598	115601	115601	65287
Análisis	80	17	49	9	10-crb	66-n	70-b	88-n	90-b	10-n	11-b	21	50	59-n	58-int	5-n
	Megacristal					Fenocristal verde		Fenocristal incoloro				Clinopiroxenita				Glimmerita
Volcán	El Aprisco	C. Pelado	C. Gordo	El Palo	El Palo	C. Pelado	C. Pelado	El Aprisco	El Aprisco	C. Pelado	C. Pelado	El Aprisco	C. Pelado	El Aprisco	El Aprisco	C. Pelado
SiO_2	47.46	48.35	50.15	52.34	52.32	50.41	39.38	49.16	40.61	50.28	36.72	50.72	50.42	49.83	44.92	49.80
TiO_2	1.69	1.49	1.50	0.62	0.75	0.86	6.17	1.49	5.34	1.08	7.39	0.84	1.23	1.42	2.51	1.45
Al_2O_3	9.22	8.26	5.31	4.62	3.28	4.10	11.73	7.68	10.64	6.36	13.14	4.96	5.01	4.95	9.96	7.02
FeO	5.68	5.31	8.08	4.12	3.74	12.13	7.00	5.05	6.49	4.62	7.11	9.16	4.93	5.89	9.05	5.04
Cr_2O_3	0.04	0.03	bld	1.06	1.17	0.01	bld	0.04	0.05	0.22	bld	0.03	0.22	bld	0.02	bld
MnO	0.18	0.08	0.17	0.16	0.12	0.14	0.01	0.10	0.03	0.12	0.04	0.12	0.11	bld	bld	0.17
MgO	13.21	14.60	11.57	16.32	16.48	8.95	10.54	14.18	11.12	16.02	9.87	11.31	15.46	15.42	9.37	14.50
CaO	20.67	21.32	21.49	19.36	22.33	19.59	23.52	20.42	24.30	21.03	24.39	21.92	21.55	21.67	21.92	20.94
Na_2O	1.28	1.14	1.78	1.03	0.51	3.07	0.44	1.39	0.41	1.16	0.47	1.75	0.72	0.81	1.45	1.29
K_2O	bld	bld	0.01	bld	0.01	0.01	bld	0.02	bld	bld	0.01	0.01	bld	bld	bld	bld
Total	99.43	100.58	100.16	99.75	100.91	99.26	98.77	99.52	98.98	100.88	99.13	100.81	99.66	99.99	99.20	100.20
XMg	0.81	0.83	0.72	0.88	0.89	0.57	0.73	0.83	0.75	0.86	0.71	0.69	0.85	0.82	0.65	0.84

Tabla procedente de Villaseca et al. (2019b) con datos añadidos de megacristales de El Palo y Cerro Gordo. Abreviaturas: crb, borde criboso; -n, núcleo; -b, borde; -int, intermedio; bld, bajo el límite de detección.

Tabla S5.M-1c - Composición de elementos mayores (% en peso) de anfíboles representativos (megacristales, microinclusiones en megacristales y enclaves clinopiroxeníticos) del CVC.

Muestra	111653	111656	115597	115599	111656	111656	115603	116598	115591	115591	115601	115601
Análisis	57	26	70	27	36	39	8	55	24	147	61-n	63-b
	Megacristal				Inclusión*			Clinopiroxenita				
Volcán	C. Pelado	C. Pelado	El Aprisco	El Aprisco	C. Pelado	C. Pelado	El Aprisco	C. Pelado	El Aprisco	El Aprisco	El Aprisco	El Aprisco
SiO_2	39.77	39.49	40.76	41.67	40.42	39.32	40.17	38.68	39.52	40.03	39.88	38.57
TiO_2	4.58	4.94	4.27	4.03	4.39	4.97	4.15	4.95	3.90	3.64	4.38	4.41
Al_2O_3	13.94	15.32	14.57	13.19	14.25	15.72	14.24	15.09	13.71	12.92	14.65	14.53
FeO	9.33	6.25	7.75	9.14	8.85	6.07	7.17	7.72	13.22	10.75	9.05	11.88
Cr_2O_3	0.03	0.03	0.01	0.07	0.01	0.04	0.23	0.05	0.03	0.03	0.02	0.07
MnO	bld	0.09	0.01	0.04	0.08	0.06	bld	0.03	0.14	0.09	0.03	bld
MgO	14.26	15.07	15.06	14.92	14.83	15.25	15.06	14.27	10.60	12.76	13.12	11.62
CaO	11.97	12.08	11.51	11.25	11.37	11.88	11.20	12.28	11.20	12.96	11.30	11.61
Na_2O	2.67	2.26	2.39	2.63	2.51	2.15	2.46	2.15	2.40	1.86	2.20	1.95
K_2O	1.97	2.29	2.23	1.95	2.11	2.40	2.21	2.40	2.48	2.02	2.25	2.66
F	0.13	0.08	0.09	0.02	0.07	0.17	0.10	0.10	0.05	0.09	0.05	0.01
Cl	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Total	98.68	97.93	98.67	98.92	98.90	98.03	97.03	97.72	97.24	97.22	96.94	97.33
XMg	0.73	0.81	0.78	0.74	0.75	0.82	0.79	0.77	0.59	0.67	0.72	0.64

Tabla procedente de Villaseca et al. (2019b). *Inclusión en megacristal de anfíbol. Abreviaturas: -n, núcleo; -b, borde; bld, bajo el límite de detección.

Tabla S5.M-1d - Composición de elementos mayores (% en peso) de flogopitas representativas (megacristales, microinclusiones en megacristales y enclaves clinopiroxeníticos) del CVC.

Muestra	**114403**	**114403**	**110852**[a]	**111654**[a]	**114404**[a]	**114404**[a]	**117212**[c]	**111643**	**65287**	**115601**	**115592**
Análisis	1	8	65	70	91-n	92-b	40	51	12	54	34
	Megacristal		**Microinclusión-Megacristal**					**Fenocristal**	**Glimmerita**	**Clinopyroxenita**	
Volcán	**C. Pelado**	**C. Pelado**	**C. Pelado**	**C. Pelado**	**El Aprisco**	**El Aprisco**	**El Palo**	**C. Pelado**	**C. Pelado**	**El Aprisco**	**El Aprisco**
SiO_2	36.44	36.63	36.48	35.93	36.15	36.62	37.29	35.80	36.63	35.70	36.24
TiO_2	6.04	5.77	5.63	6.38	4.83	5.38	4.77	5.84	5.86	5.58	6.38
Al_2O_3	17.03	17.12	16.11	16.73	16.67	17.70	15.84	17.02	16.55	16.19	16.76
Cr_2O_3	0.07	bld	bld	bld	0.03	0.12	1.16	0.11	0.09	0.04	0.11
FeO	7.33	7.71	8.52	7.68	6.67	4.10	6.02	7.09	6.75	9.86	7.45
MnO	0.05	0.04	0.04	0.05	bld	0.03	0.02	0.04	0.01	bld	0.06
MgO	19.18	18.97	18.61	18.47	19.31	20.16	19.21	18.32	18.80	17.23	18.24
CaO	0.03	0.03	0.02	0.07	0.03	0.09	0.19	bdl	0.08	0.09	0.03
Na_2O	0.67	0.67	0.12	0.17	0.68	0.66	0.47	0.69	0.68	0.59	0.62
K_2O	9.08	9.24	9.97	9.67	9.02	9.63	9.01	9.17	9.46	8.55	9.67
F	0.17	0.12	0.19	0.19	nd	nd	0.15	0.07	0.11	0.10	0.21
Cl	0.01	bld	0.03	0.01	nd	nd	0.07	0.03	0.03	0.02	0.02
Total	96.10	96.30	95.72	95.34	93.37	94.49	94.23	94.28	95.04	93.95	95.79
XMg	0.82	0.81	0.80	0.79	0.81	0.90	0.85	0.82	0.83	0.76	0.81

Tabla procedente de Villaseca et al. (2019b) con datos añadidos de microinclusiones en megacristales de clinopiroxeno del volcán El Palo.
Abreviaturas: -n, núcleo; -b, borde; nd = no determinado; [a] microinclusión en megacristal de anfíbol, [c] microinclusión en megacristal de clinopiroxeno.

Tabla S5.M-1e - Composición de elementos mayores (% en peso) de minerales ricos en Fe-Ti representativos (megacristales, microinclusiones en megacristales y enclaves clinopiroxeníticos) del CVC.

Muestra	**115601**	**115597**	**111656**	**65287**	**111639**	**115591**	**115591**	**115599**	**115591**	**115591**
Analysis	68	72	53	15	25	17	22	28	23	19
Mineral	Ti-magnetita		Hematites	Pirrotina	Pirrot-exsol[2]	Ilmenita			Titanita	
	Cpxenita[1]	Megacristal	Megacristal	Glimmerita	Megacristal	Cpxenita[1]		In-Mgcr[3]	Cpxenita[1]	
Volcano	El Aprisco	El Aprisco	C. Pelado	C. Pelado	C. Pelado	El Aprisco	El Aprisco	El Aprisco	El Aprisco	El Aprisco
SiO_2	0.26	1.28	0.86	0.02	bld	0.01	bld	0.10	30.36	30.02
TiO_2	19.27	16.38	0.03	0.02	0.05	50.67	47.12	48.36	38.62	38.18
Al_2O_3	7.88	7.02	1.81	0.02	0.20	0.55	0.55	2.29	1.17	1.17
FeO	57.48	57.87	82.00	71.99	67.78	41.79	46.44	40.00	0.74	0.69
Cr_2O_3	0.09	0.03	bld	bld	bld	0.04	0.02	0.04	0.03	0.02
MnO	0.07	0.08	0.23	bld	0.07	0.28	0.23	0.04	0.05	0.06
MgO	9.29	11.71	1.22	bld	bld	6.00	3.69	6.55	bld	bld
CaO	0.45	0.93	0.05	0.01	0.19	0.19	0.04	0.08	29.36	29.47
Na_2O	bld	0.08	bld	bld	bld	0.02	0.04	bld	0.04	0.01
K_2O	0.01	0.04	0.03	0.01	bld	nd	0.02	0.01	bld	0.02
NiO	0.07	0.10	0.50	3.74	3.12	0.03	0.05	0.09	0.01	bld
P_2O_5	bld	bld	bld	bld	bld	bld	0.02	bld	0.25	0.28
Total	94.86	95.51	86.72	75.80	71.40	99.58	98.19	98.19	100.67	99.96

Tabla procedente de Villaseca et al. (2019b). [1], enclave de clinopiroxenita; [2], exsolución de pirrotina; bld, bajo el límite de detección.

Tabla S5.M-2 - Composición química de elementos mayores (% en peso) de los minerales representativos de las lherzolitas del Morrón de Villamayor.

Olivinos representativos

	Lherzolitas-g1		*Lherzolitas-g2*										*Ol-2*		
Muestra	116352	116442	116351	116428	116430	116431	116433	116434	116435	116436	117174	117183	116442	116351	116431
Análisis	A42	A106	A11	A69	A25	A34	A37	A50	A58	A80	A72	A68	A29	A9	A51
SiO_2	40.76	41.52	40.99	41.00	41.49	41.39	41.91	40.77	41.24	40.65	41.99	40.95	41.49	41.07	41.63
TiO_2	0.03	bld	0.01	0.02	0.03	bld	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.04	bld	0.04	bld
Al_2O_3	0.03	0.03	bld	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	bld	0.01	0.01	bld	0.01	bld	0.03
FeO	9.12	7.80	9.68	9.78	8.84	9.25	9.14	9.57	8.96	9.57	8.85	8.81	7.23	9.25	8.65
MnO	0.03	0.12	0.01	0.05	0.17	bld	bld	0.10	0.13	0.09	0.02	bdl	0.05	0.07	0.00
MgO	50.54	49.93	48.75	49.29	49.66	49.15	48.26	48.38	48.28	48.83	48.67	49.31	52.56	48.79	49.80
CaO	0.09	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.18	0.05	0.15
Na_2O	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	bld	bld	bld	bld	0.03	0.02	bld	0.01	0.02
K_2O	0.01	bld	bld	bld	bld	bld	0.01	bld	bld	bld	0.01	bld	0.01	0.01	0.03
NiO	0.44	0.42	0.31	0.42	0.29	0.40	0.43	0.32	0.44	0.43	0.31	0.42	0.21	0.28	0.11
Cr_2O_3	0.07	0.01	0.01	bld	0.04	0.01	bld	bld	0.03	0.04	bld	bld	0.07	0.11	0.30
Total	101.15	99.87	99.79	100.60	100.58	100.28	99.80	99.20	99.13	99.64	99.92	99.56	101.80	99.67	100.71
#Mg	90.80	91.94	89.98	89.98	90.92	90.45	90.40	90.01	90.57	90.10	90.74	90.89	92.84	90.38	91.12

Ortopiroxenos representativos

	Lherzolitas-g1		*Lherzolitas-g2*							
Muestra	116352	116442	116351	116428	116431	116434	116435	116436	117174	117183
Análisis	A29	A27	A13	A61	A59	A43	A70	A83	A100	A77
SiO_2	55.31	56.47	55.17	54.29	56.12	55.42	54.99	55.19	55.75	55.90
TiO_2	0.06	0.11	0.11	0.12	0.11	0.13	0.09	0.11	0.12	0.13
Al_2O_3	4.52	3.48	4.67	5.66	4.81	4.50	4.97	5.19	4.74	4.87
FeO	5.89	5.09	6.50	6.36	6.37	6.66	6.02	5.92	6.38	6.16
MnO	bld	bld	0.11	0.05	0.05	0.13	0.19	0.17	bld	bld
MgO	32.48	33.61	32.66	32.29	33.05	32.35	32.12	31.90	32.12	32.82
CaO	1.34	0.92	0.86	0.91	0.36	0.15	0.57	0.25	0.35	0.56
Na_2O	0.07	0.11	0.09	0.05	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03
K_2O	0.01	bld	0.02	bld	bld	bld	0.01	bld	bld	bld
NiO	0.14	0.10	0.08	0.02	0.09	0.05	0.04	0.09	0.10	0.07
Cr_2O_3	0.54	0.80	0.47	0.43	0.36	0.26	0.40	0.42	0.31	0.40
Total	100.36	100.68	100.73	100.19	101.36	99.68	99.42	99.29	99.91	100.92
#Mg	90.77	92.17	89.95	90.05	90.24	89.65	90.49	90.57	89.98	90.48

Abreviatura: bld, bajo el límite de detección. #Mg = 100*MgO/(MgO + FeO)

Tabla S5.M-2 (Continuación)

Clinopiroxenos representativos

	Lherzolitas-g1		*Lherzolitas-g2*										*Cpx criboso*		*Cpx ZR*	
Muestra	116352	116442	116351	116428	116430	116431	116433	116434	116435	116436	117174	117183	118206	116442	116433	116442	116431
Análisis	A43	A105	A21	A62	A5	A56	A70	A27	A66	A85	A85	A71	A113	A22	A43	A31	A42
SiO_2	52.04	52.09	52.00	51.54	52.12	52.18	52.40	51.43	52.22	52.09	52.31	52.44	52.09	53.48	53.43	55.76	56.02
TiO_2	0.14	0.15	0.39	0.37	0.37	0.39	0.38	0.53	0.45	0.45	0.34	0.34	0.51	0.39	0.30	0.05	0.19
Al_2O_3	5.86	4.86	6.24	7.07	7.27	7.75	7.22	6.99	6.78	6.90	6.13	6.86	7.23	1.69	2.89	0.27	0.51
FeO	2.12	1.85	2.63	2.67	2.49	2.49	2.38	2.38	2.48	2.54	2.54	2.36	2.34	2.21	2.21	1.89	2.57
MnO	0.05	0.06	bld	0.05	0.06	0.03	bld	0.16	0.09	0.13	0.03	0.06	0.08	0.03	bld	0.08	bld
MgO	15.13	15.67	15.49	15.04	15.06	14.62	13.78	14.04	14.66	14.97	14.75	14.47	14.47	17.17	16.10	17.65	18.28
CaO	22.55	21.86	21.69	20.98	20.65	21.16	21.91	22.34	20.40	20.94	22.12	21.26	20.87	23.14	23.83	18.42	19.66
Na_2O	1.21	1.46	1.44	1.48	1.51	1.56	1.56	1.44	1.62	1.36	0.94	1.45	1.58	0.47	0.44	1.84	1.02
K_2O	0.01	bld	0.01	0.01	bld	0.02	0.01	bld	bld	bld	bld	0.01	0.00	0.01	0.04	0.01	bld
NiO	0.01	bld	0.03	0.02	0.06	0.05	0.08	0.05	bdl	0.01	0.09	bld	0.03	0.14	0.01	bld	0.03
Cr_2O_3	1.13	1.85	0.93	0.92	0.85	0.88	0.76	0.77	0.71	0.85	0.77	1.03	0.89	1.65	0.87	3.79	1.94
Total	100.26	99.84	100.85	100.15	100.43	101.13	100.48	100.13	99.41	100.23	100.01	100.27	100.12	100.37	100.11	99.75	100.21
#Mg	92.71	93.41	91.31	90.95	91.50	91.28	91.16	91.32	91.34	91.32	91.19	91.61	91.67	93.27	92.85	94.35	92.69

Espinelas representativas

	Lherzolitas-g1	*Lherzolitas-g2*										*Sp-2*	
Muestra	116352	116351	116428	116430	116431	116433	116434	116435	116436	117174	117183	118206	116351	116430
Análisis	A49	A23	A71	A2	A39	A31	A41	A62	A95	A97	A69	A105	A7	A18
SiO_2	0.02	bld	bld	0.01	0.05	0.02	bld	0.01	bld	bld	0.03	0.03	0.74	bld
TiO_2	0.09	0.02	0.06	0.07	0.03	0.10	0.03	0.07	0.05	0.06	0.06	0.14	0.35	0.87
Al_2O_3	50.80	54.94	57.65	57.06	59.19	56.11	59.19	58.85	58.89	59.24	55.91	59.22	47.58	48.99
FeO	12.85	12.29	9.79	11.31	11.63	13.44	10.97	10.66	10.90	9.83	11.69	9.58	12.36	13.67
MnO	0.03	0.09	0.06	0.11	0.13	0.24	0.18	0.12	0.13	0.26	0.32	0.15	0.09	0.32
MgO	18.94	20.29	21.41	19.96	19.36	19.36	19.47	19.70	18.82	19.77	18.70	20.52	17.34	19.49
CaO	0.01	bld	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	bld	bld	bld	bld	bld	0.07	0.01
Na_2O	0.03	0.03	bld	bld	bld	0.01	0.03	bld	0.03	0.03	bld	bld	0.02	0.02
K_2O	0.00	bdl	0.01	bld	bld	bld	0.01	bld	bld	bld	bld	bld	0.01	0.04
NiO	0.26	0.26	0.30	0.36	0.39	0.37	0.38	0.39	0.32	0.32	0.16	0.27	0.28	0.19
Cr_2O_3	17.70	12.41	10.53	10.28	9.80	10.05	9.30	10.51	11.23	9.70	12.41	9.25	20.03	16.32
Total	100.71	100.33	99.82	99.16	100.59	99.71	99.59	100.32	100.36	99.20	99.29	99.18	98.85	99.90
#Mg	72.44	74.63	79.60	75.88	74.80	71.97	75.99	76.71	75.49	78.19	74.04	79.25	71.44	71.76
#Cr	18.95	13.16	10.91	10.78	9.99	10.73	9.53	10.70	11.34	9.90	12.96	9.48	22.02	18.26

Abreviatura: bld, bajo el límite de detección. #Mg = 100*MgO/(MgO + FeO); #Cr = 100*Cr_2O_3/(Cr_2O_3 + Al_2O_3)

Tabla S5.M-2 (Continuación)

Minerales representativos de la zona de reacción

	Sanidina		*Nefelina*	*Leucita*		*Anfíbol*		*Apatito*
Muestra	116351	117174	116430	116430	116433	116428	117174	116433
Analisis	A5	A84	A6	A7	A66	A6	A81	A69
SiO_2	64.54	67.05	43.68	55.47	55.89	55.59	57.59	0.46
TiO_2	0.12	0.04	0.03	0.26	0.12	2.62	0.24	0.04
Al_2O_3	19.08	18.09	36.46	24.71	23.86	1.49	0.56	0.03
FeO	0.35	0.85	0.60	0.18	0.41	2.93	1.43	0.41
MnO	bld	0.04	bld	bld	bld	bld	0.04	bld
MgO	0.04	0.02	0.02	bld	0.01	20.58	22.21	0.04
CaO	0.07	0.02	0.09	0.03	bdl	6.72	6.48	54.44
Na_2O	4.13	3.79	17.39	0.58	0.55	6.10	6.04	bld
K_2O	10.37	10.44	4.24	18.26	19.46	1.38	1.96	0.01
NiO	0.06	0.01	bld	bld	bld	bld	bld	bld
Cr_2O_3	0.15	bdl	bld	bld	0.02	0.27	0.58	bld
P_2O_5	0.01	bdl	bld	0.01	0.02	bld	0.05	40.50
F	0.04	bdl	bld	bld	0.03	2.16	2.72	3.54
Cl	bld	bld	bld	bld	bld	0.02	0.01	0.12
Total	98.95	100.37	102.50	99.48	100.36	99.87	99.90	99.59

Abreviatura: bld, bajo el límite de detección.

Tabla S5.M-3 - Composición de elementos mayores (% en peso) de los minerales representativos de las lherzolitas del Cerro Gordo.

Olivinos representativos

	Lherzolitas-g1			*Lherzolitas-g2*						*Harz-anf*	*Ol-2*		
Muestra	110858	117144	117145	110857	110859	117141	117142	117146	117150	117147	110858	117142	117147
Análisis	A110	A165	A47	A42	A28	A105	A117	A39	A65	A84	A30	A121	A63
SiO_2	41.53	41.24	41.55	41.49	39.72	41.03	41.29	41.14	41.30	40.18	42.39	40.85	40.08
TiO_2	0.04	0.04	0.04	0.01	bld	0.01	0.01	0.02	bld	bld	0.01	0.04	0.03
Al_2O_3	0.18	0.04	0.02	bld	0.01	bld	0.05	0.02	0.02	0.00	0.08	0.03	0.00
FeO	7.25	9.34	9.20	9.31	7.10	9.67	9.48	9.01	7.82	10.27	6.66	7.85	9.08
MnO	0.01	0.17	bld	0.08	0.05	0.22	0.17	bld	0.09	0.17	bld	0.12	0.12
MgO	50.46	48.68	48.34	49.24	52.20	49.21	48.47	48.87	49.85	49.37	50.48	49.61	49.55
CaO	0.20	0.06	0.04	0.01	0.31	0.04	0.03	0.03	bld	0.04	0.10	0.12	0.15
Na_2O	bld	0.01	0.01	0.01	bld	bld	0.01	0.02	bld	bld	0.02	bld	bld
K_2O	0.02	bld	0.01	0.01	0.01	bld	bld	bld	bld	bld	bld	bld	bld
NiO	0.37	0.51	0.46	0.34	0.35	0.38	0.39	0.40	0.37	0.33	0.24	0.18	0.15
Cr_2O_3	0.12	bld	0.02	bld	0.01	bld	0.02	0.01	bld	0.02	0.07	0.09	0.00
Total	100.24	100.15	99.70	100.54	99.84	100.58	99.95	99.60	99.50	100.39	100.06	98.92	99.34
#Mg	92.54	90.28	90.35	90.41	92.91	90.07	90.11	90.63	91.91	89.54	93.11	91.84	90.67

Ortopiroxenos representativos

	Lherzolitas-g1			*Lherzolitas-g2*						*Harz-anf*	*Opx-2 simpl*			*Opx-2 neob*	
Muestra	110858	117144	117145	110857	110859	117141	117142	117146	117150	117147	110858	117144	117145	110857	110859
Análisis	A92	A160	A11	A54	A18	A90	A136	A31	A58	A70	A39	A93	A44	A14	A12
SiO_2	55.94	56.31	55.37	55.82	53.30	55.73	55.10	55.55	55.06	56.70	56.78	56.83	56.22	58.03	55.16
TiO_2	0.07	0.03	0.06	0.07	0.13	0.13	0.14	0.10	0.05	0.04	0.05	0.07	0.07	0.08	0.06
Al_2O_3	3.38	3.92	4.07	4.02	4.65	4.99	5.13	4.55	4.26	1.21	2.66	2.49	3.53	0.96	1.60
FeO	6.07	5.87	6.27	6.43	6.93	5.99	6.11	6.37	5.17	6.51	5.95	6.11	5.83	6.10	6.30
MnO	0.13	0.11	0.06	0.13	0.19	0.02	0.15	0.08	0.13	0.12	bld	0.01	0.02	0.03	0.18
MgO	32.89	33.21	33.17	32.34	33.63	31.56	32.04	32.26	33.58	34.50	33.81	33.64	33.06	34.68	35.62
CaO	0.95	0.40	0.39	0.68	0.59	1.12	0.49	0.78	0.68	0.62	0.53	0.45	0.42	0.25	0.32
Na_2O	0.16	0.03	0.03	0.06	0.01	0.10	0.06	0.05	0.07	0.07	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02
K_2O	0.02	0.01	bld	bld	bld	bld	0.01	bld	0.01	bld	0.01	bld	0.01	bld	0.00
NiO	0.07	0.11	0.12	bld	0.11	0.08	0.12	0.10	0.08	0.13	bld	0.11	0.14	0.01	0.08
Cr_2O_3	0.44	0.25	0.28	0.37	0.33	0.37	0.45	0.34	0.61	0.20	0.25	0.28	0.25	0.14	0.12
Total	100.13	100.23	99.83	99.91	99.89	100.10	99.79	100.18	99.70	100.11	100.10	100.04	99.63	100.35	99.48
#Mg	90.61	90.98	90.42	89.97	89.63	90.38	90.33	90.02	92.06	92.49	91.01	90.75	90.99	91.02	90.97

#Mg = 100*MgO/(MgO + FeO). Abreviaturas: bld, bajo el límite de detección; Harz-anf, harzburgita anfibólica; Ol-2, olivino secundario; Opx-2, ortopiroxeno secundario; simpl, simplectítico; neob, microcristal neoblástico.

Tabla S5.M-3 (Continuación)

Clinopiroxenos representativos

	Lherzolitas-g1			*Lherzolitas-g2*					*Cpx-2*					
Muestra	110858	117144	117145	110857	117141	117142	117146	117150	110857-n	110857-b	110858-n	110858-b	110859-crb	117147
Análisis	A115	A152	A2	A63	A93	A137	A30	A60	A53	A15	A120	A32	A26	A66
SiO_2	53.43	52.93	52.32	52.10	52.78	52.06	51.44	52.67	52.17	54.51	51.03	46.55	52.38	51.87
TiO_2	0.19	0.15	0.20	0.37	0.31	0.41	0.37	0.24	0.44	0.13	0.48	1.40	0.15	0.43
Al_2O_3	3.80	4.20	4.52	5.47	5.19	5.82	6.65	5.61	4.72	1.24	7.55	11.69	1.84	5.82
FeO	2.55	2.49	2.45	2.61	2.54	2.51	2.30	1.81	2.43	1.98	2.60	2.83	2.42	3.33
MnO	0.08	0.06	0.01	0.07	0.01	0.15	0.07	0.09	0.02	bld	0.06	bld	0.06	0.03
MgO	15.91	16.13	16.22	16.90	15.18	14.97	14.92	14.42	15.86	17.09	16.72	12.56	17.58	17.08
CaO	21.94	22.68	22.89	20.90	22.44	22.07	22.15	21.93	23.14	24.32	19.77	23.21	24.67	19.31
Na_2O	0.93	0.91	0.75	1.11	1.13	1.09	1.51	1.73	0.91	0.40	1.00	0.48	0.33	1.29
K_2O	0.01	bld	0.02	bld	0.01	bld	bld	0.01	0.01	0.00	bld	0.04	bld	0.01
NiO	bld	0.11	0.06	0.01	0.07	0.02	0.01	0.07	0.07	0.02	0.04	0.03	0.07	0.00
Cr_2O_3	0.72	0.50	0.56	0.74	0.45	0.79	0.72	1.27	0.66	0.32	1.04	1.42	0.50	1.67
Total	99.61	100.20	100.02	100.28	100.14	99.91	100.14	99.89	100.48	100.04	100.29	100.21	100.06	100.87
#Mg	91.76	92.03	92.20	92.02	91.44	91.40	92.03	93.42	92.09	93.89	91.99	88.77	92.82	90.15

Espinelas representativas

	Lherzolitas-g1			*Lherzolitas-g2*						*Harz-anf*	*Sp-2*		
Muestra	110858	117144	117145	110857	110859	117141	117142	117146	117150	117147	117144	110857	117147
Análisis	A106	A146	A141	A59	A15	A107	A123	A28	A55	A93	A172	A51	A87
SiO_2	bld	0.01	0.02	bld	bld	bld	bld	bld	bld	0.02	bld	bld	bld
TiO_2	0.04	0.08	0.06	0.08	0.04	0.12	0.09	0.08	0.05	0.01	0.05	0.04	0.17
Al_2O_3	52.25	58.21	57.65	55.42	55.98	59.44	57.30	58.41	48.80	48.15	49.17	53.39	22.43
FeO	12.79	10.88	11.52	13.93	14.09	10.93	11.49	11.31	12.42	14.45	13.40	14.63	21.24
MnO	0.06	0.08	0.16	0.04	0.23	0.09	0.09	0.04	0.06	0.18	0.15	0.11	0.21
MgO	19.55	19.98	19.67	19.48	19.98	20.07	19.74	19.70	18.15	18.77	18.01	19.20	12.95
CaO	bld	bld	bld	0.01	bld	bld	0.01	0.00	0.02	bld	0.03	0.02	0.05
Na_2O	0.02	0.04	0.03	0.02	0.00	bld	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03
K_2O	bld	0.01	bld	bld	0.02	0.00	bld	0.00	0.01	bld	bld	bld	0.01
NiO	0.26	0.48	0.34	0.37	0.42	0.39	0.46	0.35	0.25	0.28	0.40	0.37	0.12
Cr_2O_3	14.81	10.02	10.47	10.68	9.07	9.24	10.95	10.04	19.73	18.20	18.56	12.39	39.05
Total	99.79	99.80	99.93	100.06	100.16	100.33	100.15	99.94	99.55	100.05	99.82	100.14	96.34
#Mg	73.15	76.61	75.27	71.37	71.65	76.60	75.39	75.65	72.27	69.84	70.56	70.06	52.08
#Cr	15.98	10.35	10.86	11.45	9.80	9.45	11.37	10.34	21.33	20.23	20.21	13.47	53.87

#Mg = 100*MgO/(MgO + FeO); #Cr = 100*Cr2O3/(Cr2O3 + Al2O3). Abreviaturas: bld, bajo el límite de detección, Harz-anf, harzburgita anfibólica; Cpx-2, clinopiroxeno secundario, -n, núcleo; -b, borde; -crb, criboso; Sp-2, espinela secundaria.

Tabla S5.M-3 (Continuación)

Anfíboles representativos

	Lherzolitas-g1			*Lherzolitas-g2*				*Harz-anf*
Muestra	110858	117144	117145	110857	110859	117141	117142	117147
Análisis	A90	A153	A6	A11	A27	A88	A119	A71
SiO_2	44.22	43.65	43.46	46.43	42.45	44.19	44.30	44.78
TiO_2	0.61	0.79	0.65	0.72	0.79	1.03	0.99	0.54
Al_2O_3	14.06	15.67	15.37	11.73	12.72	15.14	15.33	12.45
FeO	3.91	3.95	3.64	4.14	4.47	3.88	3.86	4.40
MnO	0.01	0.11	0.02	0.08	0.06	0.02	0.06	0.02
MgO	18.02	17.38	17.99	18.57	18.56	17.48	17.62	18.71
CaO	11.51	11.10	11.59	12.07	12.32	11.48	11.52	11.45
Na_2O	3.37	3.75	3.58	3.09	3.29	3.77	3.68	3.33
K_2O	0.49	0.03	0.03	0.08	0.03	0.02	bld	1.11
NiO	0.08	0.21	0.14	0.09	0.10	0.17	0.01	0.13
Cr_2O_3	1.29	0.99	0.93	1.04	1.22	0.86	1.00	1.11
Total	97.65	97.78	97.46	98.15	96.19	98.11	98.41	98.20
#Mg	89.14	88.70	89.79	88.89	88.00	88.92	89.05	88.36

Vidrio representativo

	Lherzolitas-g1		*Lherzolitas-g2*		
Muestra	110858	117145	110857	110859	117141
Análisis	A85	A11b	A19	A5	A46
SiO_2	51.72	57.23	63.57	54.18	53.28
TiO_2	0.87	0.15	0.81	0.59	1.26
Al_2O_3	22.47	26.44	20.15	20.29	23.40
FeO	4.39	0.26	2.80	4.07	3.18
MnO	0.06	0.06	0.09	0.06	0.11
MgO	3.92	0.04	6.55	4.23	3.05
CaO	9.06	7.98	4.25	9.81	8.52
Na_2O	5.23	6.68	1.13	4.01	5.13
K_2O	0.97	0.01	0.09	0.06	0.02
NiO	0.00	0.09	0.28	0.00	0.07
Cr_2O_3	0.06	0.07	0.03	0.10	0.19
Total	98.91	99.17	99.72	97.65	98.42

#Mg = 100*MgO/(MgO + FeO). Abreviaturas: bld, bajo el límite de detección, Harz-anf, harzburgita anfibólica.

Tabla S5.M-4 - Composición de elementos mayores (% en peso) de los minerales representativos de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco.

Olivinos representativos

	Grupo 1			*Grupo 2*			*Grupo 3*		*Grupo 4*		*Ol-2*		
Muestra	111659	111657	111663	111658	72691	55570	72688	72689	72690	55569	111657	111658	72688
Tipo	Whr	Whr	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Whr	Lhz	Lhz
Análisis	A47	A85	A71	A4	A118	A24	A142	A77	A38	A29	A66	A20	A66
SiO_2	40.52	40.42	40.31	42.08	40.82	40.34	41.05	40.56	41.20	41.16	41.46	42.76	41.08
TiO_2	0.05	0.05	0.01	0.02	bld	0.01	bld	bld	0.01	0.01	0.06	0.02	0.01
Al_2O_3	bld	bld	bld	bld	0.01	bld	0.02	0.02	bld	0.00	0.04	0.02	bld
FeO	10.29	10.07	9.75	9.53	8.88	9.38	9.88	9.89	9.31	9.44	8.24	7.96	9.69
MnO	0.11	0.11	0.07	0.12	0.14	0.15	0.20	0.15	0.06	0.16	0.08	0.11	0.12
MgO	48.32	48.67	49.07	47.65	50.81	49.62	49.61	49.77	49.74	48.64	50.67	49.26	48.61
CaO	0.07	0.07	0.04	0.04	0.06	0.05	0.09	0.04	0.02	0.05	0.22	0.18	0.14
Na_2O	bld	0.03	bld	0.02	bld	0.04	0.01	bld	0.02	0.02	0.02	0.01	bld
K_2O	bld	bld	0.02	0.01	0.01	bld	bld	0.01	bld	0.01	0.02	bld	0.03
NiO	0.31	0.34	0.36	0.30	0.34	0.36	0.22	0.36	0.33	0.40	0.25	0.22	0.19
Cr_2O_3	0.03	0.07	bld	0.02	bld	0.07	0.01	0.01	0.02	0.00	0.08	0.08	0.01
Total	99.69	99.83	99.67	99.81	101.07	99.95	101.09	100.79	100.69	99.88	101.16	100.64	99.87
#Mg	89.33	89.60	89.97	89.91	91.07	90.41	89.95	89.97	90.49	90.18	91.64	91.68	89.93

Ortopiroxenos representativos

	Grupo 1		*Grupo 2*			*Grupo 3*		*Grupo 4*		*Opx-2*
Muestra	111659	111663	111658	72691	55570	72688	72689	72690	55569	55569
Tipo	Whr	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz
Análisis	A39	A67	A2	A65	A13	A59	A76	A43	A35	A6
SiO_2	54.69	54.96	57.40	54.71	54.47	55.38	54.97	55.73	55.07	54.46
TiO_2	0.10	0.08	0.01	0.04	0.10	0.03	0.06	0.05	0.06	0.09
Al_2O_3	4.80	3.56	2.61	4.08	4.35	3.49	3.35	5.07	4.04	3.36
FeO	6.11	6.31	6.17	5.45	6.09	6.54	6.41	6.10	6.32	6.29
MnO	0.11	0.08	0.07	0.13	0.20	0.15	0.15	0.06	0.11	0.09
MgO	32.78	32.68	31.78	33.66	33.06	33.39	33.94	32.93	33.51	34.23
CaO	0.63	0.97	0.72	0.62	0.67	0.54	0.43	0.53	0.36	0.52
Na_2O	0.13	0.20	0.06	0.06	0.08	0.02	0.03	0.08	0.02	0.07
K_2O	bld	0.03	0.01	bld	bld	0.02	bld	bld	bld	bld
NiO	0.12	0.07	0.12	0.15	0.03	bld	0.08	0.08	0.13	0.07
Cr_2O_3	0.46	0.38	0.36	0.38	0.39	0.18	0.23	0.44	0.27	0.23
Total	99.92	99.34	99.34	99.29	99.43	99.74	99.66	101.05	99.88	99.40
#Mg	90.54	90.23	90.18	91.67	90.64	90.10	90.42	90.59	90.44	90.66

#Mg = 100*MgO/(MgO + FeO). Abreviaturas: bld, bajo el límite de detección; Whr, wehrlita; Lhz, lherzolita; Ol-2, olivino secundario; Opx-2, ortopiroxeno secundario.

Tabla S5.M-4 (Continuación)

Clinopiroxenos representativos

	Grupo 1			*Grupo 2*			*Grupo 3*		*Grupo 4*		*Cpx-2*		
Muestra	111659	111657	111663	111658	72691	55570	72688	72689	72690	55569	111659	111658	72689
Tipo	Whr	Whr	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Whr	Lhz	Lhz
Análisis	A68	A61	A51	A17	A57	A37	A151	A81	A57	A42	A35	A5	A19
SiO_2	54.12	53.28	52.60	54.90	52.33	51.65	52.30	51.30	52.10	51.60	49.34	49.99	50.87
TiO_2	0.12	0.19	0.13	0.12	0.23	0.18	0.32	0.42	0.38	0.53	0.49	0.67	0.54
Al_2O_3	2.98	4.17	4.10	3.85	4.60	5.41	4.54	6.04	7.33	7.17	7.62	9.28	8.57
FeO	3.07	3.21	2.75	2.71	2.45	2.91	2.85	2.76	2.39	2.76	2.54	2.70	2.92
MnO	0.06	0.10	0.07	0.12	0.10	0.08	0.13	0.08	0.03	0.11	0.05	0.05	0.08
MgO	17.37	15.94	16.09	15.48	16.46	15.87	16.21	15.31	14.60	14.62	15.52	13.64	15.87
CaO	21.12	19.42	22.29	22.05	21.37	21.01	23.03	21.18	20.63	20.18	20.72	20.76	18.91
Na_2O	1.43	1.77	1.10	1.15	0.92	1.39	0.86	0.91	1.47	1.69	1.06	1.16	1.16
K_2O	0.01	0.01	0.01	0.01	bld	bld	bld	0.01	bld	bld	0.03	bld	bld
NiO	0.11	0.09	0.04	0.02	0.04	0.07	0.05	0.06	0.08	0.02	0.06	0.06	0.01
Cr_2O_3	0.56	0.92	0.61	0.81	0.59	0.82	0.57	0.70	0.82	0.83	1.84	2.05	1.46
Total	100.97	99.17	99.79	101.28	99.10	99.38	100.85	98.77	99.83	99.51	99.35	100.41	100.40
#Mg	90.99	89.86	91.26	91.07	92.29	90.69	91.03	90.81	91.59	90.43	91.60	90.01	90.63

Espinelas representativas

	Grupo 1			*Grupo 2*			*Grupo 3*		*Grupo 4*	
Muestra	111659	111657	111663	111658	72691	55570	72688	72689	72690	55569
Tipo	Whr	Whr	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz
Análisis	A80	A80	A64	A13	A48	A15	A144	A84	A48	A45
SiO_2	0.06	0.08	0.04	0.03	0.07	0.02	0.13	0.03	0.04	0.03
TiO_2	0.05	0.27	0.07	0.10	bld	0.04	0.10	0.03	0.00	0.10
Al_2O_3	26.38	42.06	49.18	26.65	52.78	53.09	55.96	58.22	59.29	57.01
FeO	16.48	18.95	13.18	15.86	10.72	12.33	13.23	12.20	10.39	12.12
MnO	0.11	0.22	0.18	0.29	0.16	0.10	0.15	0.08	0.05	0.02
MgO	17.38	14.18	18.94	16.61	20.32	19.91	19.81	20.36	20.83	20.56
CaO	0.05	0.05	bld	0.02	0.04	0.03	0.09	0.02	0.00	0.04
Na_2O	0.30	0.04	0.02	bld	0.01	bld	0.04	0.03	0.02	0.01
K_2O	0.05	0.01	bld	bld	bld	bld	bld	bld	0.01	0.01
NiO	0.23	0.29	0.35	0.24	0.37	0.36	0.29	0.42	0.37	0.41
Cr_2O_3	38.18	24.65	17.48	40.07	14.88	13.81	9.61	9.12	9.85	9.77
Total	99.98	100.86	99.46	99.88	99.35	99.69	99.39	100.50	100.85	100.09
#Mg	65.28	57.16	71.92	65.12	77.17	74.22	72.75	74.85	78.13	75.15
#Cr	49.26	28.22	19.25	50.21	15.90	14.85	10.33	9.51	10.02	10.31

#Mg = 100*MgO/(MgO + FeO); #Cr = 100*Cr2O3/(Cr2O3 + Al2O3). Abreviaturas: bld, bajo el límite de detección; Whr, wehrlita; Lhz, lherzolita; Cpx-2, clinopiroxeno secundario.

Tabla S5.M-4 (Continuación)

Anfíboles representativos

	Grupo 1			*Grupo 2*			*Grupo 3*		*Grupo 4*
Muestra	111659	111657	111663	111658	72691	55570	72688	72689	55569
Tipo	Whr	Whr	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz
Análisis	A64	A69	A58	A3	A53	A11	A138	A83	A28
SiO_2	45.34	44.05	43.00	45.30	43.30	42.64	42.79	42.98	43.80
TiO_2	0.52	0.96	0.67	0.50	0.30	0.63	1.36	0.72	1.27
Al_2O_3	12.42	12.81	15.24	14.20	15.48	15.33	15.07	15.19	15.48
FeO	4.36	4.29	4.14	4.22	3.61	3.81	4.53	4.08	4.14
MnO	0.09	bld	0.08	0.10	bld	0.08	0.05	bld	0.02
MgO	19.44	18.10	17.69	17.22	18.67	18.03	17.33	18.03	17.99
CaO	10.48	9.98	11.30	10.95	10.62	10.56	11.62	11.02	11.38
Na_2O	3.72	3.57	3.69	3.64	3.60	3.68	3.39	3.57	3.71
K_2O	0.75	1.25	0.26	0.19	0.03	0.07	0.07	bld	bld
NiO	0.15	0.17	0.16	0.09	0.18	0.12	0.01	0.08	0.08
Cr_2O_3	1.00	1.33	1.20	1.30	1.28	1.34	0.77	0.68	0.72
Total	98.39	96.62	97.56	97.85	95.60	94.83	96.20	95.60	98.67
#Mg	88.81	88.26	88.40	87.90	90.22	89.39	87.21	88.73	88.56

Apatitos representativos

	Grupo 1	*Grupo 2*
Muestra	111659	111658
Tipo	Whr	Lhz
Análisis	A27	A29
SiO_2	bld	bld
TiO_2	0.02	0.01
Al_2O_3	0.00	bld
FeO	0.34	0.34
MnO	0.04	0.07
MgO	1.05	0.81
CaO	51.30	51.28
Na_2O	0.70	0.63
K_2O	0.01	0.02
NiO	0.08	0.07
Cr_2O_3	bld	0.02
P_2O_5	40.62	39.90
F	1.19	0.32
Cl	1.38	3.58
Total	95.91	96.10

Vidrio representativo

	Grupo 2	*Grupo 3*
Muestra	111658	72689
Tipo	Lhz	Lhz
Análisis	A30	A22
SiO_2	55.64	57.73
TiO_2	0.66	0.84
Al_2O_3	21.44	22.22
FeO	3.57	2.01
MnO	0.07	bld
MgO	2.58	3.09
CaO	6.79	6.70
Na_2O	6.13	5.54
K_2O	0.36	0.06
NiO	bld	bld
Cr_2O_3	0.07	bld
P_2O_5	0.10	0.11
F	bld	bld
Cl	0.31	bld
Total	97.64	98.31

Abreviaturas: bld, bajo el límite de detección; Whr, wehrlita; Lhz, lherzolita.

Tabla S5.M-5 - Composición de elementos mayores (% en peso) de los minerales representativos de los xenolitos peridotíticos del Cerro Pelado.

Olivinos representativos

Roca	*Dunitas-Met*		*Wehrlitas*			*Lherzolitas*							*Ol-2*		
Muestra	111640	111648	72674	110856	116604	58498	65290	65298	111642	111645	111652	117491	111640	116604	111645
Análisis	A58	A97	A95	A34	A54	A20	A29	A02	A129	A57	A127	A77	A60	A49	A59
SiO_2	39.70	39.93	40.03	40.35	39.70	41.70	40.04	40.67	40.86	41.23	40.82	41.23	39.79	39.14	40.66
TiO_2	0.05	0.01	0.09	0.04	bld	bld	0.01	0.01	0.00	0.04	0.03	bld	0.05	0.00	0.05
Al_2O_3	0.02	bld	0.00	0.05	0.05	bld	0.03	0.00	0.05	0.04	0.08	0.02	0.08	0.01	0.03
FeO	14.08	15.25	14.85	13.52	13.83	8.74	10.54	9.29	9.59	9.11	9.61	9.06	14.24	14.31	11.30
MnO	0.12	0.02	0.12	0.13	0.08	0.12	0.16	0.07	0.07	bld	0.00	0.20	0.15	0.13	0.00
MgO	45.63	43.66	45.53	45.26	46.09	49.09	48.94	50.43	49.11	49.73	49.02	49.28	45.65	46.00	47.71
CaO	0.11	0.09	0.09	0.14	0.12	0.06	0.12	0.09	0.12	0.07	0.11	0.09	0.20	0.11	0.10
Na_2O	0.01	0.01	bld	0.01	0.01	bld	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00
K_2O	bld	bld	bld	bld	bld	bld	bld	bld	0.00	0.01	0.02	bld	0.02	bld	0.00
NiO	0.20	0.22	0.20	0.20	0.17	0.43	0.26	0.36	0.40	0.39	0.44	0.38	0.25	0.20	0.19
Cr_2O_3	0.02	0.04	bld	0.02	0.05	bld	0.02	0.03	0.06	0.06	0.04	0.01	0.12	0.05	0.11
Total	99.99	99.24	100.91	99.76	100.13	100.15	100.10	100.92	100.30	100.73	100.17	100.30	100.61	99.96	100.16
#Mg	85.24	83.61	84.53	85.64	85.59	90.91	89.22	90.63	90.12	90.68	90.08	90.65	85.11	85.14	88.26

Ortopiroxenos representativos

Roca	*Wehrlita*	*Lherzolitas*						
Muestra	72674	58498	65290	65298	111642	111645	111652	117491
Análisis	A98	A21	A34	A23	A125	A66	A23	A98
SiO_2	53.26	56.27	53.99	54.24	55.39	55.85	53.22	56.75
TiO_2	0.30	0.05	0.17	0.07	0.15	0.15	0.15	0.23
Al_2O_3	4.41	3.37	5.39	5.49	5.55	5.31	5.88	2.64
FeO	9.45	5.90	6.59	6.11	6.03	5.64	6.18	5.54
MnO	0.17	0.13	0.19	0.15	0.06	bld	0.11	0.15
MgO	30.59	33.17	31.72	32.96	31.45	31.55	32.53	32.90
CaO	1.15	0.56	1.07	0.88	0.95	0.75	0.94	1.01
Na_2O	0.13	0.04	0.17	0.12	0.13	0.14	0.17	0.15
K_2O	0.01	0.01	0.01	bld	bld	bld	bld	bld
NiO	0.04	0.06	0.04	0.18	0.07	0.10	0.13	0.11
Cr_2O_3	0.32	0.39	0.40	0.35	0.43	0.43	0.40	0.74
Total	99.81	100.00	99.75	100.55	100.22	99.92	99.70	100.24
#Mg	85.23	90.92	89.56	90.59	90.29	90.88	90.37	91.36

#Mg = 100*MgO/(MgO + FeO). Abreviaturas: bld, bajo el límite de detección; Ol-2, olivino secundario.

Tabla S5.M-5 (Continuación Cerro Pelado)

Clinopiroxenos representativos

Tipo	Cpx-1									Cpx-2 (criboso)							Cpx-2 (neoblastos)		
Roca	*Wehrlitas*		*Lherzolitas*							*Dunitas-Met*		*Wehrlitas*			*Lherzolitas*		*Dun-Met*	*Wehrlita*	*Lherzolita*
Muestra	110856	72674	58498	65290	65298	111642	111645	111652	117491	111640	111648	72674	110856	116604	111645	111652	111640	110856	117491
Análisis	A51	A106	A1	A33	A4	A116	A102	A17	A84	A71	A122	A96	A47	A63	A99	A43	A56	A42	A91
SiO_2	49.75	51.54	53.00	51.39	51.36	51.22	51.89	50.85	52.50	50.50	51.24	49.49	49.58	50.11	50.75	48.82	47.15	46.21	52.14
TiO_2	1.36	0.77	0.21	0.56	0.52	0.42	0.30	0.43	0.48	0.96	0.95	1.39	1.36	1.16	1.24	1.11	2.14	2.53	1.31
Al_2O_3	7.23	4.75	4.28	7.33	7.11	7.48	7.39	7.56	4.41	4.68	5.33	6.70	6.51	6.47	6.98	7.15	8.93	9.21	4.17
FeO	4.91	5.03	2.51	3.55	3.31	3.15	3.23	3.22	2.99	4.54	4.68	4.80	4.13	4.82	3.58	3.46	5.19	6.18	3.85
MnO	0.09	0.09	0.10	0.11	0.06	0.08	0.01	0.09	0.19	0.08	bld	0.00	0.03	0.13	0.00	0.11	0.00	0.05	0.22
MgO	14.93	16.52	16.58	15.51	15.66	15.88	16.16	15.82	16.57	15.89	15.13	14.39	15.51	15.50	15.44	15.60	13.45	13.21	18.73
CaO	20.49	18.91	22.87	19.23	19.09	19.16	19.13	19.44	18.71	21.83	20.73	20.95	22.00	19.78	19.95	21.27	21.16	21.67	18.56
Na_2O	1.42	1.23	0.89	1.56	1.61	1.71	1.67	1.74	1.73	0.75	0.90	1.04	0.69	1.24	1.29	0.90	1.19	1.06	1.15
K_2O	0.02	bld	0.01	bld	bld	bld	0.01	0.01	0.00	0.02	bld	bld	bld	bld	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01
NiO	0.07	0.09	0.08	0.06	0.01	0.09	0.02	0.04	0.10	0.01	0.11	0.01	0.08	0.04	0.05	0.02	0.00	0.06	0.02
Cr_2O_3	0.54	0.74	0.61	0.76	0.66	0.69	0.78	0.68	1.72	0.58	0.41	0.59	0.65	0.73	0.92	0.90	0.51	0.31	1.04
Total	100.80	99.67	101.17	100.06	99.39	99.88	100.63	99.95	99.40	99.85	99.53	99.34	100.57	100.03	100.26	99.40	99.76	100.55	101.22
#Mg	84.43	85.42	92.19	88.63	89.40	89.99	89.92	89.75	90.81	86.19	85.20	84.23	87.01	85.14	88.49	88.93	82.22	79.21	89.65

Espinelas representativas

Tipo	Spl-1							Spl-2		
Roca	*Lherzolitas*							*Wehrlita*	*Lherzolita*	*Lherzolita*
Muestra	58498	65290	65298	111642	111645	111652	117491	72674	111642	111645
Análisis	A11	A29	A1	A122	A90	A125	A94	A13	A113	A107
SiO_2	0.03	0.08	0.08	0.04	0.05	0.03	bld	0.11	0.08	0.07
TiO_2	0.13	0.19	0.14	0.17	0.13	0.20	1.24	2.49	0.23	0.35
Al_2O_3	51.39	56.97	56.83	56.81	56.78	57.13	24.43	20.76	52.19	51.94
FeO	12.18	12.55	11.15	11.50	12.01	11.79	17.62	26.37	12.05	11.98
MnO	19.93	20.23	21.56	20.83	20.23	19.75	15.87	13.23	19.36	19.89
MgO	0.12	0.02	0.10	0.15	0.21	0.29	0.27	0.19	0.09	0.21
CaO	0.06	0.01	0.02	0.01	bld	bld	0.03	0.18	bld	bld
Na_2O	0.01	bld	0.01	0.02	0.03	bld	bld	bld	bld	0.01
K_2O	0.02	0.01	0.02	bld	bld	bld	bld	bld	bld	bld
NiO	0.37	0.32	0.34	0.41	0.33	0.42	0.20	0.11	0.42	0.31
Cr_2O_3	15.76	10.17	9.31	9.93	11.15	9.46	38.67	35.80	14.89	15.09
Total	100.05	100.78	99.93	99.92	100.93	99.07	98.44	100.27	99.33	99.86
#Mg	74.48	74.20	77.51	76.37	75.01	74.91	61.61	47.22	74.12	74.76
#Cr	17.06	10.70	9.90	10.50	11.64	10.00	51.50	53.63	16.06	16.31

#Mg = 100*MgO/(MgO + FeO); #Cr = 100*Cr2O3/(Cr2O3 + Al2O3). Abreviaturas: bld, bajo el límite de detección; Dun-Met, dunita metasomática; Cpx-1, clinopiroxeno primario; Cpx-2, clinopiroxeno secundario; Spl-1, espinela primaria; Sp-2, espinela secundaria.

Tabla S5.M-5 (Continuación Cerro Pelado)

Anfíboles representativos			**Flogopitas representativas**						
Roca	*Lherzolitas*		*Dunitas-Met*		*Wehrlitas*		*Lherzolitas*		
Muestra	58498	111645	111640	111648	72674	110856	65298	111645	117491
Análisis	A14	A112	A64	A119	A116	A41	A15	A96	A92
SiO_2	43.47	41.54	37.17	37.26	35.98	35.86	37.57	37.44	38.02
TiO_2	1.04	4.44	5.78	5.60	6.76	6.20	3.20	5.20	6.87
Al_2O_3	15.37	15.77	16.37	17.09	15.70	16.83	18.02	17.34	16.19
FeO	3.67	4.58	6.83	6.75	8.08	7.38	4.06	5.05	4.18
MnO	0.04	bld	0.04	0.01	0.09	0.05	0.08	0.04	0.05
MgO	18.30	16.54	18.79	18.63	17.66	18.20	21.04	20.13	19.57
CaO	11.49	10.43	0.02	0.04	0.10	0.03	0.02	0.04	0.04
Na_2O	3.30	2.54	0.60	0.69	0.81	0.67	0.78	0.67	0.82
K_2O	0.07	1.77	9.73	8.71	8.91	9.61	9.28	8.81	9.63
NiO	0.08	0.13	0.14	0.11	bld	0.13	bld	0.16	0.06
Cr_2O_3	1.23	0.58	0.77	0.47	0.16	0.26	0.76	1.11	1.76
Total	98.16	98.41	96.37	95.49	94.25	95.36	94.80	96.11	97.40
#Mg	89.89	86.55	83.06	83.10	79.58	81.47	90.24	87.66	89.31

Vidrio representativo				
Roca	*Wehrlita*		*Lherzolita*	
Muestra	72674	72674	65290	65290
Análisis	A5	A7	A8	A36
SiO_2	58.17	53.29	53.37	53.80
TiO_2	1.49	1.92	1.36	0.94
Al_2O_3	16.52	18.89	21.53	21.31
FeO	3.75	5.17	2.55	1.94
MnO	1.87	2.25	1.82	2.78
MgO	0.02	0.08	bld	0.08
CaO	2.37	4.19	3.90	4.55
Na_2O	5.19	6.26	5.88	5.10
K_2O	5.44	5.27	5.62	4.99
NiO	bld	bld	bld	bld
Cr_2O_3	bld	bld	bld	bld
P_2O_5	0.24	0.35	0.10	0.24
Total	95.06	97.67	96.12	95.72

#Mg = 100*MgO/(MgO + FeO); espinela secundaria. Abreviatura: bld, bajo el límite de detección.

Tabla S5.M-5 - Composición de elementos mayores (% en peso) de los minerales representativos de los xenolitos peridotíticos y piroxeníticos del El Palo.

Olivinos representativos

Roca	*Wehrlita*	*Lherzolitas-g1*				*Lherzolitas-2*				*Clinopiroxenitas Ol.*		Clinopiroxenita		Ol-2		
Muestra	117203	117202	117207	117219	117487	117215	117483	117484	117486	117480	117482	117217	117485	117202	117483	117482
Análisis	A47	A30	A9	A78	A130	A49	A37	A67	A87	A53	A63	A43	A62	A57	A26	A61
SiO_2	39.91	40.18	41.03	41.08	40.45	40.33	40.65	40.31	40.51	39.74	39.84	40.55	39.09	40.45	41.30	41.45
TiO_2	0.03	0.01	0.02	0.02	0.00	0.05	0.00	0.03	bld	0.05	0.00	0.03	0.01	0.25	0.01	0.05
Al_2O_3	0.06	0.06	0.05	0.03	0.02	0.04	0.02	0.05	0.04	0.01	0.05	0.02	0.05	0.91	bld	0.24
FeO	12.49	9.91	10.51	10.55	10.71	10.06	9.04	10.12	9.09	14.30	13.78	12.91	12.12	10.48	8.13	13.65
MnO	0.06	0.11	0.20	0.19	0.12	0.21	0.10	0.19	0.09	0.23	0.13	0.12	0.10	0.09	0.13	0.28
MgO	47.51	49.44	48.50	47.65	48.10	49.69	49.04	49.18	49.70	44.34	45.41	46.78	47.23	47.51	50.68	42.87
CaO	0.14	0.11	0.10	0.10	0.11	0.05	0.11	0.13	0.11	0.09	0.12	0.07	0.17	0.42	0.23	0.43
Na_2O	bld	0.03	0.02	0.04	bld	bld	0.04	0.04	bld	bld	bld	bld	0.03	0.03	0.02	0.01
K_2O	0.02	bld	bld	0.02	bld	0.02	bld	0.01	0.01	bld	0.02	0.01	bld	0.03	bld	bld
NiO	0.17	0.26	0.30	0.30	0.26	0.33	0.37	0.38	0.32	0.13	0.20	0.18	0.25	0.15	0.08	0.08
Cr_2O_3	0.05	0.05	bld	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	bld	0.03	0.02	0.01	0.02	0.26	0.14	0.02
Total	100.45	100.22	100.72	100.01	99.84	100.78	99.39	100.47	99.87	98.92	99.58	100.72	99.10	100.61	100.74	99.15
#Mg	87.14	89.89	89.16	88.95	88.89	89.80	90.62	89.65	90.69	84.67	85.45	86.59	87.41	88.98	91.74	84.84

Ortopiroxenos representativos

Roca	*Lherzolitas-g1*				*Lherzolitas-2*				*Webst.*
Muestra	117202	117207	117219	117487	117215	117483	117484	117486	117205
Análisis	A22	A18	A94	A124	A37	A35	A59	A74	A16
SiO_2	54.56	54.27	54.49	54.56	54.51	54.74	54.30	54.64	54.03
TiO_2	0.23	0.28	0.31	0.24	0.16	0.18	0.15	0.19	0.18
Al_2O_3	4.73	4.94	5.31	4.89	5.29	5.70	5.24	5.45	6.36
FeO	6.76	7.13	6.83	6.85	6.48	6.13	6.27	5.99	7.11
MnO	0.18	0.14	0.27	0.10	0.12	0.10	0.11	0.09	0.20
MgO	32.36	32.17	31.11	31.42	32.11	31.60	32.18	32.30	30.93
CaO	1.03	1.12	1.05	1.08	0.99	1.05	0.97	0.93	1.00
Na_2O	0.12	0.10	0.16	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.13
K_2O	bld	bld	bld	bld	0.01	bld	bld	bld	bld
NiO	0.01	0.17	0.09	0.05	0.08	0.08	0.06	0.03	0.03
Cr_2O_3	0.47	0.59	0.51	0.48	0.44	0.40	0.36	0.35	0.27
Total	100.44	100.91	100.12	99.80	100.33	100.13	99.79	100.12	100.29
#Mg	91.00	91.07	89.03	89.10	90.54	90.18	91.05	90.58	88.58

#Mg = 100*MgO/(MgO + FeO). Abreviaturas: bld, bajo el límite de detección; Ol-2, olivino secundario; Webst., websterita.

Tabla S5.M-5 (Continuación El Palo)

Clinopiroxenos representativos

Roca	*Wehrlita*	*Lherzolitas-g1*				*Lherzolitas-2*				*Websterita*	*Clinopiroxenitas Ol.*		*Clinopiroxenita*		*Cpx-2 (criboso)*						*Cpx-2 (neoblastos)*	
Muestra	117203	117202	117207	117219	117487	117215	117483	117484	117486	117205	117480	117482	117217	117485	117203	117207	117483	117480	117482	117485	117202	117483
Análisis	A40	A16	A1	A71	A119	A41	A15	A72	A92	A10	A110	A52	A40	A57	A51	A31	A23	A67	A53	A73	A50	A25
SiO_2	50.53	51.44	51.04	50.86	51.30	51.07	51.85	51.34	51.18	51.14	50.50	50.22	51.56	51.67	49.75	51.23	51.44	50.17	50.78	51.16	41.05	53.84
TiO_2	0.91	0.66	0.74	1.11	0.73	0.51	0.47	0.54	0.62	0.55	1.18	1.11	0.89	0.65	1.01	0.82	0.44	1.23	1.15	0.79	5.95	0.15
Al_2O_3	6.29	6.96	6.36	7.15	6.43	7.01	7.06	6.96	7.13	7.58	6.99	6.87	5.11	4.95	5.76	5.05	5.08	5.81	5.69	4.44	12.37	1.34
FeO	4.27	3.52	3.78	3.72	3.76	3.41	3.03	3.84	3.23	3.79	5.07	4.80	4.35	4.36	4.34	3.68	3.17	4.17	4.70	4.12	5.57	3.15
MnO	0.03	0.09	0.08	0.16	0.15	0.07	0.20	0.18	0.07	0.07	0.14	0.03	0.09	0.11	0.09	0.06	0.16	0.05	0.14	0.05	0.11	0.06
MgO	16.68	16.02	16.72	15.08	15.99	16.63	16.14	16.50	15.89	15.55	15.21	15.59	16.63	17.01	15.91	17.26	17.05	14.92	15.67	16.88	11.38	20.28
CaO	19.71	19.19	19.21	19.76	19.57	19.14	19.96	18.53	18.99	19.44	19.58	19.69	19.89	19.44	20.88	21.09	22.17	22.46	21.21	20.96	23.06	18.32
Na_2O	1.16	1.62	1.19	1.51	1.38	1.41	1.32	1.43	1.60	1.46	1.21	1.10	1.05	1.08	0.72	0.50	0.62	0.46	0.72	0.78	0.52	0.79
K_2O	0.01	0.02	0.01	bld	bld	bld	0.02	bld	0.01	0.02	bld	bld	bld	bld	0.01	bld	bld	0.02	bld	0.01	0.05	0.00
NiO	0.07	0.08	0.02	0.05	0.00	0.01	0.06	0.09	0.04	0.08	0.02	bld	0.07	0.01	0.01	0.02	bld	0.04	0.06	0.02	0.09	0.07
Cr_2O_3	0.94	0.87	0.91	0.83	0.89	0.74	0.76	0.71	0.66	0.40	0.41	0.46	0.89	0.94	1.01	1.12	0.81	0.40	0.47	1.03	0.10	1.81
Total	100.62	100.53	100.10	100.31	100.24	100.06	100.89	100.20	99.43	100.12	100.36	99.91	100.59	100.28	99.55	100.85	100.97	99.75	100.59	100.25	100.46	99.82
#Mg	87.45	89.01	88.75	87.83	88.34	89.68	90.49	88.47	89.77	87.97	84.26	85.27	87.21	87.42	86.73	89.30	90.55	86.44	85.60	87.96	62.08	91.98

Espinelas representativas

Tipo	Spl-1									*Spl-2*		
Roca	*Lherzolitas-g1*				*Lherzolitas-2*				*Websterita*	*Lhz-g1*	*Lhz-g2*	*Wehrlita*
Muestra	117202	117207	117219	117487	117215	117483	117484	117486	117205	117219	117483	117203
Análisis	A27	A33	A99	A122	A45	A43	A77	A75	A20	A91	A40	A49
SiO_2	0.15	0.10	0.06	0.08	0.07	0.08	0.12	0.02	0.08	0.13	0.05	0.13
TiO_2	0.82	0.61	0.61	0.58	0.23	0.21	0.29	0.23	0.15	0.80	0.19	1.43
Al_2O_3	47.06	46.30	51.68	48.58	55.02	55.73	54.20	55.19	60.26	44.81	49.85	40.99
FeO	13.75	15.19	14.17	15.11	12.00	11.41	12.50	11.41	10.11	14.80	10.50	19.23
MnO	0.08	0.16	0.14	0.13	0.09	0.07	0.05	0.10	0.08	0.26	0.10	0.15
MgO	20.29	19.93	19.56	18.02	21.76	21.63	21.45	21.68	22.20	19.29	20.38	16.84
CaO	0.01	bld	bld	bld	bld	bld	0.02	bld	bld	0.03	0.06	0.01
Na_2O	0.02	0.01	0.01	0.01	bld	0.01	0.02	bld	0.03	0.01	0.01	bld
K_2O	bld	0.01	blf	0.01	0.01	bld	bld	bld	0.02	bld	bld	bld
NiO	0.23	0.32	0.27	0.29	0.34	0.34	0.38	0.38	0.47	0.30	0.33	0.16
Cr_2O_3	18.21	17.37	13.05	16.38	10.45	9.90	10.08	9.89	4.89	18.75	17.32	20.42
Total	100.69	100.03	99.57	99.23	100.02	99.42	99.11	98.9	98.29	99.19	98.80	99.38
#Mg	72.45	70.06	71.11	68.01	76.37	77.16	75.36	77.2	79.65	69.91	77.59	60.96
#Cr	20.61	20.11	14.48	18.45	11.30	10.65	11.09	10.7	5.16	21.91	18.90	25.05

#Mg = 100*MgO/(MgO + FeO); #Cr = 100*Cr2O3/(Cr2O3 + Al2O3). Abreviaturas: bld, bajo el límite de detección; Dun-Met, dunita metasomática; Cpx-2, clinopiroxeno secundario; Spl-2, espinela secundaria.

Tabla S5.M-5 (Continuación El Palo)

Flogopitas representativas			**Vidrio representativo**					
Roca	*Clinopiroxenita*		*Lherzolitas-g1*			*Lhz-g2*	*Websterita*	*Cpxt Ol.*
Muestra	117217	117217	117202	117219	117487	117215	117205	117480
Análisis	A37	A12	A48	A103	A107	A53	A24	A57
SiO_2	38.71	36.85	53.13	50.49	53.03	49.39	64.52	59.40
TiO_2	5.04	5.56	3.28	2.29	1.37	1.86	0.15	2.46
Al_2O_3	15.37	15.90	19.82	19.67	19.97	18.99	17.08	15.76
FeO	5.04	4.97	4.61	6.77	5.69	7.45	1.52	8.11
MnO	bld	0.01	0.07	0.10	0.10	0.19	bld	0.08
MgO	19.70	21.46	2.51	3.12	4.10	3.01	0.83	2.57
CaO	0.22	0.68	9.13	8.61	3.12	4.93	1.08	6.26
Na_2O	0.33	0.28	3.94	4.30	8.49	6.45	4.24	0.64
K_2O	8.68	6.39	2.93	2.57	4.14	3.35	9.29	0.66
NiO	0.21	0.16	0.00	0.02	bld	0.07	0.04	0.01
Cr_2O_3	0.82	0.84	0.05	0.01	0.01	0.01	0.05	0.06
P_2O_5	0.01	0.01	0.19	0.39	0.16	0.97	bld	0.03
Total	94.30	93.32	99.79	98.45	100.239	96.91	98.80	96.04
#Mg	87.45	88.50						

#Mg = 100*MgO/(MgO + FeO); espinela secundaria. Abreviatura: bld, bajo el límite de detección.

Tabla S6.LA-1a - Composición de elementos trazas (ppm) del clinopiroxeno en megacristales, fenocristales y enclaves piroxeníticos.

Muestra	115603	114404	111639	117209	117211	117212	118205	115605	115605	116596	116596	116596	115591	115591	115601	115601	116598	65287
Volcán	El Aprisco	El Aprisco	C. Pelado	El Palo	El Palo	El Palo	C. Gordo	El Aprisco	El Aprisco	C. Pelado	C. Pelado	C. Pelado	El Aprisco	El Aprisco	El Aprisco	El Aprisco	C. Pelado	C.Pelado
Tipo	Incoloro							Incoloro	Borde	Verde	Incoloro	Borde	Borde					
	Megacristal							Fenocristal					Clinopiroxenita					Glimm.
	n = 3	n = 5	n = 7	n = 5	n = 5	n = 5	n = 5	n = 18	n = 1	n = 4	n = 7	n = 3	n = 13	n = 3	n = 6	n = 4	n = 13	n = 10
P	42	32	38	34	23	37	23	28	930	43	72	181	10	54	390	34	45	36
K	24	32	25	95	94	42	18	76	1060	28	75	18	12	164	51	33	110	72
Sc	50	63	60	34	37	35	42	56	112	32	68	114	39	38	65	63	62	61
Ti	7650	9434	8296	3282	5544	4362	7402	7269	21800	5475	8714	23667	5118	11400	19000	13850	12710	8860
V	285	320	320	181	242	194	206	263	131	307	298	151	252	252	357	332	265	287
Cr	1132	111	103	7292	5882	6250	1	1197	870	4.39	351	67	10.26	15.57	827	271	591	131
Mn	984	976	940	922	904	913	1287	775	434	1913	909	510	1101	880	885	819	630	906
Co	34.60	31.74	32.89	25.00	23.95	23.18	20.35	27.92	16.60	20.53	31.10	22.00	22.28	22.33	28.62	28.90	23.67	28.98
Ni	134	95	98	298	232	238	4	147	76	0.79	133	62	6.64	8.25	74	56	70	104
Rb	0.008	0.012	0.004	0.015	0.007	0.013	0.171	0.068	5.400	0.010	0.161	0.001	0.074	0.392	0.196	0.155	0.254	0.236
Sr	117	113	103	75	74	77	106	115	310	211	120	260	221	212	167	139	134	111
Y	8.39	11.60	9.32	4.21	4.96	5.14	6.85	9.24	25.40	9.13	10.85	31.00	3.51	13.89	20.35	12.03	13.95	8.65
Zr	67	89	56	13	20	17	127	54	395	1005	62	477	131	134	249	148	132	58
Nb	0.55	0.75	0.51	0.33	0.27	0.83	0.66	0.62	38.00	2.61	0.72	3.82	0.19	2.12	5.74	1.47	1.84	0.56
Ba	0.11	0.18	0.07	0.17	0.14	0.10	0.10	0.78	48.00	0.02	8.56	0.25	0.42	5.11	8.67	1.97	8.47	2.26
La	3.41	3.60	3.21	1.89	2.34	2.76	3.75	3.53	62.00	3.77	4.28	25.20	1.76	6.24	10.93	4.89	6.36	3.60
Ce	14.63	15.54	14.14	7.12	10.02	9.99	15.76	11.84	150.00	13.58	13.56	69.00	5.72	23.23	33.28	18.38	21.70	11.94
Pr	2.43	2.56	2.30	1.15	1.55	1.46	2.67	2.17	21.00	2.48	2.45	11.07	0.91	4.48	5.66	3.16	3.71	2.27
Nd	11.99	13.03	11.37	5.39	7.36	6.81	12.77	11.56	90.00	13.63	13.49	57.33	4.16	24.10	30.42	17.00	19.05	12.53
Sm	3.45	3.53	3.04	1.54	2.04	1.84	3.30	3.26	17.20	4.15	3.84	17.17	1.10	6.44	7.62	4.86	5.46	3.35
Eu	1.08	1.26	1.05	0.54	0.70	0.68	1.09	1.12	5.10	1.42	1.17	4.77	0.40	2.26	2.51	1.53	1.72	1.23
Gd	3.43	3.49	2.82	1.58	1.75	1.66	2.67	3.18	12.70	3.58	4.20	13.70	1.01	5.18	6.53	3.59	4.90	3.32
Tb	0.42	0.55	0.46	0.21	0.25	0.25	0.36	0.46	1.51	0.50	0.47	1.68	0.14	0.70	0.98	0.58	0.63	0.44
Dy	2.25	2.82	2.33	1.09	1.33	1.24	1.79	2.33	7.00	2.45	2.82	7.97	0.82	3.67	4.82	3.10	3.84	2.27
Ho	0.38	0.48	0.39	0.19	0.26	0.23	0.30	0.37	1.03	0.41	0.45	1.30	0.15	0.55	0.83	0.52	0.59	0.39
Er	0.87	1.06	0.89	0.48	0.53	0.52	0.72	0.85	2.48	0.95	0.98	2.83	0.36	1.35	1.86	1.10	1.28	0.86
Tm	0.10	0.14	0.10	0.05	0.06	0.07	0.08	0.11	0.35	0.15	0.13	0.41	0.05	0.19	0.22	0.15	0.17	0.11
Yb	0.59	0.72	0.56	0.30	0.35	0.40	0.52	0.60	1.88	0.79	0.72	1.90	0.30	1.10	1.12	0.66	0.93	0.53
Lu	0.08	0.09	0.07	0.04	0.05	0.05	0.07	0.08	0.25	0.13	0.11	0.29	0.04	0.10	0.13	0.08	0.12	0.06
Hf	2.95	4.19	2.64	0.72	1.07	0.77	6.62	2.40	15.30	30.40	2.87	15.80	4.37	4.92	8.42	5.96	5.54	2.59
Ta	0.120	0.192	0.110	0.039	0.053	0.100	0.222	0.108	4.400	1.230	0.141	1.090	0.023	0.234	1.355	0.460	0.500	0.145
Pb	0.105	0.051	0.046	0.048	0.040	0.087	0.073	0.150	0.530	0.141	0.053	0.049	0.209	0.168	0.105	0.097	0.082	0.052
Th	0.052	0.069	0.047	0.047	0.034	0.129	0.061	0.092	8.300	0.040	0.106	0.837	0.027	0.151	0.319	0.077	0.168	0.089
U	0.010	0.015	0.011	0.015	0.005	0.044	0.016	0.021	0.890	0.007	0.030	0.042	0.008	0.045	0.072	0.015	0.023	0.024

Tabla procedente de Villaseca et al. (2019b) con datos añadidos de megacristales de El Palo y Cerro Gordo. Glimm = glimmerita.

Tabla S6.LA-1b - Composición de elementos traza (ppm) del anfíbol y la flogopita en megacristales, fenocristales y enclaves piroxeníticos.

Mineral	Anfíbol						Flogopita			
Muestra	115603	114404	111653	115601	115591	116598	114403	115601	116596	65287
Volcán	El Aprisco	El Aprisco	C. Pelado	El Aprisco	El Aprisco	C. Pelado	C. Pelado	El Aprisco	C. Pelado	C. Pelado
		Megacristal			Clinopiroxenita		Megacristal	Cpxenita.	Fenocristal	Glimmerita
	n = 6	n = 6	n = 7	n = 7	n = 3	n = 5	n = 8	n = 7	n = 14	n = 8
P	73	104	100	139	41	83	31	131	63	93
K	20977	21518	20014	20947	15567	18088	76024	69584	91121	97600
Sc	40	42	43	38	25	43	6.79	5.87	8.85	9.01
Ti	23583	26533	27071	29129	14750	24120	30925	30814	34543	35988
V	400	436	400	406	331	336	357	278	380	431
Cr	1673	888	21	160	14	174	201	310	1074	179
Mn	675	680	851	797	1139	511	290	367	293	302
Co	58	60	60	63	47	43	73	68	75	78
Ni	311	300	66	85	16	99	415	170	640	495
Rb	13.74	14.30	15.71	18.19	14.27	14.45	274	372	321	296
Sr	362	388	400	503	468	503	119	186	218	173
Y	7.82	9.06	10.09	11.73	4.98	11.50	0.07	0.13	0.13	0.87
Zr	56.95	70.60	101.03	112.13	128.33	83.58	10.96	13.94	12.48	11.39
Nb	22.05	25.47	26.47	23.74	8.41	22.80	14.31	15.09	14.79	15.30
Ba	222	243	235	313	287	356	2099	2573	3034	2803
La	4.20	5.24	5.56	6.69	3.41	7.44	0.136	0.082	0.532	2.917
Ce	16.30	22.02	21.61	20.64	10.83	23.58	0.221	0.080	0.402	0.891
Pr	2.73	3.16	3.42	3.71	1.56	3.92	0.020	0.013	0.039	0.268
Nd	13.79	15.21	16.53	18.71	7.40	18.48	0.103	0.053	0.138	0.980
Sm	3.57	3.82	4.10	4.76	1.61	4.98	0.023	0.007	0.023	0.154
Eu	1.23	1.25	1.39	1.60	0.64	1.52	0.108	0.220	0.163	0.211
Gd	3.37	3.51	3.59	4.31	1.26	4.50	0.052	0.046	0.052	0.111
Tb	0.38	0.49	0.51	0.58	0.21	0.53	0.003	0.000	0.002	0.014
Dy	2.04	2.30	2.50	2.96	1.23	3.15	0.017	0.005	0.013	0.066
Ho	0.34	0.37	0.40	0.48	0.21	0.44	0.004	0.001	0.006	0.015
Er	0.73	0.83	0.84	1.11	0.52	1.08	0.017	0.002	0.012	0.028
Tm	0.08	0.10	0.11	0.12	0.05	0.12	0.003	0.001	0.004	0.007
Yb	0.45	0.47	0.56	0.60	0.38	0.73	0.012	0.009	0.017	0.029
Lu	0.06	0.06	0.07	0.08	0.05	0.08	0.004	0.003	0.002	0.002
Hf	2.32	2.72	3.93	4.54	3.91	3.27	0.331	0.267	0.501	0.461
Ta	1.45	1.62	2.06	1.76	0.19	1.83	1.183	1.051	1.189	1.348
Pb	0.20	0.28	0.25	0.21	0.76	0.27	0.233	0.193	0.332	0.269
Th	0.04	0.09	0.05	0.09	0.03	0.13	0.011	0.002	0.020	0.071
U	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.008	0.002	0.055	0.043

Tabla procedente de Villaseca et al. (2019b).

Tabla S6.LA-2 - Composición de elementos trazas (ppm) del clinopiroxeno de las lherzolitas del Morrón de Villamayor.

	Lherzolitas-g1		*Lherzolitas-g2*						*Cpx criboso*					
Muestra	116352	116442	116351	116428	116430	116435	116436	117183	116352	116442	116351	116428	116430	117183
Nº análisis	4	9	3	8	10	4	7	5	3	3	4	4	4	5
P	3.30	2.53	530	15.8	72.1	10.38	6.86	12.5	262	123	563	1305	430	713
K	95.5	32.2	88.6	2.63	65.6	2.58	0.307	1.22	8067	7113	10450	9675	13733	9160
Sc	56.3	68.6	74.4	56.7	70.5	63.6	31.9	66.0	68.1	62.9	85.0	56.6	62.0	68.9
Ti	1029	635	2365	2413	2366	2153	1238	1980	3520	2763	3928	7085	5658	4096
V	205	205	297	245	252	221	137	222	211	137	227	155	140	170
Cr	5430	11423	6657	7313	5743	5190	3693	7158	8400	11283	7798	5193	4506	6828
Mn	537	879	610	750	704	692	464	523	528	496	468	503	477	390
Co	15.5	18.3	21.4	23.0	22.8	18.5	13.6	17.5	20.1	23.0	20.0	21.5	21.7	17.3
Ni	219	269	305	351	303	261	199	263	231	243	231	123	195	199
Rb	0.02	0.001	0.04	0.02	0.002	0.03	0.004	0.002	121	71.8	120	112	138	86.4
Sr	18.0	66.5	5.19	11.2	9.67	10.5	3.29	14.8	279	260	268	514	308	251
Y	8.80	8.29	19.4	16.5	23.2	22.5	11.4	14.9	12.2	8.38	13.3	15.2	11.6	12.7
Zr	4.16	8.72	8.55	8.49	10.88	12.9	6.13	11.7	56.7	70.9	65.3	194	100	84.8
Nb	0.05	0.28	0.002	0.02	0.002	0.004	0.004	0.01	7.70	11.0	9.78	7.38	12.7	7.46
Ba	0.02	0.09	0.001	0.51	0.07	0.002	0.001	0.05	126	134	55.0	55.8	95.5	64.9
La	0.29	0.64	0.01	0.04	0.04	0.02	0.01	0.05	9.57	8.33	13.58	26.45	11.46	13.16
Ce	1.03	2.20	0.29	0.56	0.52	0.45	0.24	0.68	26.03	24.23	34.18	71.75	32.95	31.94
Pr	0.18	0.45	0.15	0.23	0.22	0.20	0.12	0.26	4.15	3.64	4.52	10.20	5.10	4.71
Nd	1.11	2.84	1.66	2.15	2.06	1.80	1.02	2.05	18.23	18.23	21.31	43.70	24.20	21.28
Sm	0.49	1.03	1.19	1.19	1.26	1.12	0.68	1.10	3.86	3.87	4.37	9.65	5.58	4.43
Eu	0.23	0.37	0.51	0.57	0.57	0.51	0.30	0.52	1.01	1.00	1.02	2.29	1.26	1.09
Gd	0.93	1.32	2.11	2.11	2.58	2.12	1.16	1.89	2.59	2.76	3.07	5.58	3.36	3.45
Tb	0.19	0.22	0.41	0.43	0.48	0.49	0.25	0.38	0.35	0.34	0.39	0.75	0.40	0.43
Dy	1.40	1.49	3.28	2.86	3.66	3.32	1.76	2.63	2.10	1.60	2.44	3.48	2.06	2.35
Ho	0.35	0.30	0.72	0.68	0.85	0.79	0.41	0.54	0.45	0.26	0.46	0.57	0.42	0.40
Er	1.10	0.88	2.16	1.96	2.62	2.89	1.22	1.71	1.22	0.70	1.18	1.58	1.18	1.19
Tm	0.15	0.13	0.32	0.29	0.38	0.33	0.18	0.25	0.16	0.10	0.17	0.17	0.16	0.16
Yb	1.03	0.68	2.13	1.73	2.30	2.07	1.03	1.53	1.01	0.52	1.04	1.15	1.09	0.98
Lu	0.13	0.11	0.28	0.24	0.32	0.35	0.14	0.25	0.13	0.07	0.14	0.15	0.13	0.16
Hf	0.12	0.26	0.47	0.53	0.67	0.67	0.32	0.55	1.07	1.23	1.26	5.46	2.26	2.08
Ta	0.003	0.02	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.45	0.62	0.50	0.60	0.86	0.42
Pb	0.01	0.16	0.01	0.10	0.059	0.013	0.007	0.02	2.24	2.37	17.8	5.18	5.05	4.32
Th	0.003	0.03	0.001	0.010	0.003	0.002	0.002	0.01	4.13	6.10	7.28	9.18	11.1	5.81
U	0.001	0.01	0.001	0.002	0.004	0.001	0.001	0.01	1.09	1.32	1.32	1.03	2.57	1.06

Tabla S6.LA-2 - Composición de elementos trazas (ppm) del ortopiroxeno, olivino y espinela de las lherzolitas del Morrón de Villamayor.

	Ortopiroxeno					Olivino					Espinela			
	Lherzolitas-g1		*Lherzolitas-g2*			*Lherzolitas-g1*		*Lherzolitas-g1*			*Lherzolita-g1*	*Lherzolitas-g2*		
Muestra	116352	116442	116435	116436	117183	116352	116442	116435	116436	117183	116352	116435	116436	117183
Nº análisis	7	7	6	6	6	7	7	7	7	6	5	6	6	5
P	2.75	4.76	12.3	16.9	21.8	1.01	1.30	8.57	6.86	1.08	100	183	105	386
K	0.61	3.11	28.5	2.72	41.9	4.24	17.8	1.02	3.93	6.43	4.20	28.7	36.8	4.20
Ca	9071	6279	5135	5622	6262	8.57	57.9	98.7	161.9	19.3	4.60	15.1	7.57	24.9
Sc	22.7	18.9	22.2	20.1	19.1	2.28	2.61	2.97	2.69	2.04	28.8	30.8	18.3	145
Ti	463	261	736	738	619	7.13	6.14	13.6	13.6	24.9	1.55	3.65	1.36	0.530
V	116	83	110	106	94.9	1.75	2.15	5.48	2.72	1.20	550	712	644	191
Cr	4730	5430	2550	2814	3327	22.7	37.5	65.0	66.6	7.26	496	414	379	395
Mn	1008	913	1154	1140	1083	979	801	1060	1026	949	1315	1225	1203	812
Co	50	46	48	49	49	134	117	138	135	125	226	248	342	364
Ni	640	570	560	589	605	2779	2563	2730	2627	2708	1626	2387	2577	1613
Rb	0.01	0.01	0.15	0.03	0.23	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.06	0.06	0.02
Sr	0.22	0.60	0.09	0.05	0.44	0.02	0.01	0.02	0.03	0.00	0.03	0.10	0.04	0.07
Y	1.05	0.43	1.05	1.15	1.12	0.004	0.03	0.03	0.01	0.01	0.001	0.01	0.04	0.00
Zr	0.62	0.44	0.70	0.67	0.65	0.03	0.01	0.03	0.02	0.01	0.11	0.14	0.10	0.12
Nb	0.003	0.005	0.01	0.01	0.03	0.001	0.02	0.004	0.004	0.01	0.04	0.03	0.03	0.01
Ba	0.02	0.01	0.51	0.02	0.30	0.003	0.005	0.03	0.004	0.01	0.002	0.25	0.03	0.05
La	0.004	0.01	0.004	0.004	0.01	0.001	0.001	0.003	0.002	0.003	0.01	0.01	0.01	0.01
Ce	0.01	0.02	0.01	0.003	0.01	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.004
Pr	0.005	0.005	0.003	0.002	0.005	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.005	0.002
Nd	0.01	0.04	0.01	0.02	0.03	0.001	0.01	0.003	0.001	0.002	0.01	0.005	0.004	0.001
Sm	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.003	0.01	0.01	0.001	0.002	0.01	0.01	0.02	0.001
Eu	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.003	0.005	0.004	0.002	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Gd	0.05	0.02	0.04	0.05	0.06	0.003	0.002	0.001	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Tb	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Dy	0.15	0.06	0.12	0.12	0.12	0.001	0.01	0.003	0.001	0.001	0.01	0.004	0.005	0.01
Ho	0.04	0.02	0.03	0.04	0.04	0.001	0.001	0.002	0.002	< 0.001	0.004	0.01	0.01	0.001
Er	0.13	0.07	0.14	0.16	0.16	0.004	0.01	0.003	0.005	0.002	0.001	0.001	0.001	0.01
Tm	0.03	0.01	0.03	0.04	0.03	< 0.001	0.001	0.002	< 0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001
Yb	0.23	0.11	0.31	0.29	0.25	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01
Lu	0.05	0.02	0.06	0.06	0.04	0.003	0.002	0.01	0.005	0.01	0.01	0.01	0.004	0.003
Hf	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.003	0.002	0.002	0.002	< 0.001	0.01	0.01	0.01	0.002
Ta	0.002	0.001	0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	0.001	0.001	0.001	< 0.001
Pb	0.01	0.04	0.01	0.01	0.05	0.002	0.02	0.09	< 0.001	0.01	0.05	0.15	0.08	0.11
Th	< 0.001	0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	0.001	< 0.001	< 0.001
U	< 0.001	0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	0.008	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	0.001

Tabla S6.LA-3 - Composición de elementos trazas (ppm) de los minerales de los xenolitos peridotíticos del Cerro Gordo.

	Lherzolitas-g1									*Lherzolitas-g2*									*Harzburgita-anf*	
Muestra	**110858**			**1117144**				**117145**		**110857**			**117141**			**117146**	**117150**		**117147**	
Mineral	**Cpx**	**Anf**	**Vidrio**	**Cpx**	**Anf**	**Opx**	**Opx-2**	**Cpx**	**Anf**	**Cpx**	**Anf**	**Opx-2**	**Cpx**	**Anf**	**Opx**	**Cpx**	**Cpx**	**Opx**	**Anf**	**Opx**
n	8	5	4	10	10	6	5	12	14	7	6	6	20	3	6	6	7	6	7	9
P	49.0	112	946	18.0	95.0	8.83	39.4	23.0	102	14.0	343	2.17	24.0	135	9.67	12.0	1.35	35.5	1143	39.7
K	708	3295	6141	78.5	613	*bld*	292	83.0	249	4.42	948	34.3	86.3	188	*bld*	7.02	67.5	*bld*	140429	1182
Sc	57.6	46.1	21.3	61.0	54.5	19.1	29.9	61.4	54.5	67.0	138	8.68	60.0	54.8	21.3	68.2	78.0	16.9	379	13.4
Ti	1657	3587	4436	1447	4495	698	1528	1467	4667	2210	3215	306	2329	7563	839	2202	1635	453	36330	574
V	231	326	273	256	380	122	166	221	325	239	323	44.3	253	377	127	250	266	88.7	2735	61.9
Cr	5735	7515	672	5798	8158	3238	4308	6339	6884	4819	8590	2647	5233	6600	3243	4920	9597	3972	127886	2713
Co	30.4	39.5	57.3	32.4	44.5	69.5	55.7	34.8	40.5	18.5	83.5	50.0	26.7	47.5	63.8	19.6	18.5	49.3	370	54.4
Ni	476	784	3538	512	1040	900	921	481	892	317	1604	536	412	1292	755	279	267	652	10563	651
Rb	1.60	10.32	15.41	0.06	2.16	0.02	0.77	0.03	0.96	0.04	1.60	0.13	0.01	2.31	0.05	0.01	0.001	0.10	81.89	2.36
Sr	275	453	888	115	314	0.75	123	140	345	4.76	32.1	0.93	28.3	76.4	0.50	13.9	28.1	0.04	7541	80.8
Y	14.2	18.5	20.7	13.6	20.7	0.88	6.30	13.3	24.3	18.8	20.5	0.53	17.3	24.7	1.15	20.6	16.6	0.43	157	3.61
Zr	9.08	9.34	15.9	9.01	11.3	0.76	4.38	11.2	13.8	4.87	9.02	0.77	11.0	11.3	0.93	6.49	16.59	0.51	1480	28.6
Nb	0.82	2.93	8.59	0.30	5.81	0.00	0.94	0.01	0.11	0.02	1.86	0.06	0.01	0.33	*bld*	1.20	0.11	*bld*	523	6.96
Ba	53.0	277	582	7.43	232	0.11	63.0	3.70	155	1.06	118	1.86	0.17	666	0.21	0.00	0.02	0.02	2152	34.6
La	21.8	27.4	56.9	8.15	12.6	0.10	5.02	17.1	23.8	0.42	3.22	0.08	2.88	4.08	0.08	0.94	0.54	0.002	320	4.29
Ce	43.2	54.9	105	15.7	27.1	0.14	10.6	24.4	32.9	0.52	5.55	0.23	1.59	2.49	0.03	1.73	2.16	0.004	864	10.51
Pr	4.22	5.10	9.28	1.61	2.74	0.01	1.24	1.69	2.22	0.11	0.20	0.01	0.26	0.36	0.01	0.27	0.35	0.001	78.1	1.07
Nd	11.9	15.1	25.7	5.38	9.16	0.09	3.98	4.66	6.38	1.19	1.31	0.05	1.94	2.64	0.08	1.70	2.06	0.01	274	3.90
Sm	1.68	2.16	3.37	1.22	1.81	0.03	0.66	1.05	1.65	0.96	1.00	0.02	1.15	1.55	0.04	1.20	0.96	*bld*	47.7	0.74
Eu	0.56	0.76	1.00	0.48	0.74	0.02	0.24	0.45	0.73	0.45	0.48	0.01	0.52	0.69	0.02	0.47	0.44	0.01	16.8	0.21
Gd	2.06	2.42	3.11	1.70	2.49	0.06	0.84	1.65	2.75	1.88	3.12	0.05	1.99	2.53	0.08	2.00	1.71	0.03	41.0	0.77
Tb	0.37	0.44	0.47	0.31	0.45	0.01	0.17	0.30	0.52	0.43	0.49	0.01	0.39	0.48	0.02	0.45	0.36	*bld*	5.21	0.10
Dy	2.68	3.09	3.47	2.22	3.19	0.10	1.04	2.16	3.71	2.93	2.76	0.13	2.81	3.82	0.15	3.36	2.64	0.03	29.3	0.64
Ho	0.59	0.74	0.81	0.50	0.74	0.04	0.26	0.49	0.87	0.68	0.80	0.02	0.63	0.86	0.04	0.74	0.62	0.01	5.51	0.13
Er	1.77	2.04	2.32	1.45	2.24	0.14	0.77	1.45	2.66	1.98	2.20	0.07	1.85	2.65	0.20	2.31	1.86	0.05	13.0	0.38
Tm	0.25	0.29	0.38	0.22	0.33	0.03	0.12	0.22	0.40	0.29	0.26	0.01	0.28	0.39	0.04	0.32	0.27	0.01	2.01	0.06
Yb	1.54	1.95	2.36	1.42	2.29	0.22	0.80	1.37	2.48	1.92	2.00	0.11	1.86	2.52	0.30	1.99	1.52	0.14	13.4	0.40
Lu	0.21	0.27	0.38	0.22	0.34	0.05	0.12	0.20	0.38	0.24	0.26	0.01	0.26	0.36	0.06	0.28	0.23	0.02	1.62	0.07
Hf	0.54	0.44	0.56	0.52	0.53	0.05	0.22	0.58	0.65	0.43	0.67	0.04	0.57	0.59	0.06	0.45	0.63	0.03	17.2	0.35
Ta	0.00	0.02	0.03	0.001	0.01	*bld*	0.005	*bld*	*bld*	0.002	0.01	0.001	*bld*	0.01	*bld*	0.03	0.01	*bld*	21.4	0.40
Pb	1.69	3.46	10.8	0.93	2.87	0.05	0.90	0.90	3.42	0.25	1.86	0.03	0.93	5.05	0.06	0.05	0.04	0.003	28.1	0.30
Th	3.65	4.25	10.1	1.25	1.47	0.14	0.50	2.28	3.04	0.04	0.06	0.03	0.30	0.37	0.05	0.10	0.003	*bld*	19.5	0.71
U	0.99	1.43	3.12	0.42	0.43	0.03	0.12	0.73	0.91	0.06	0.13	0.04	0.32	0.34	0.04	0.03	0.001	*bld*	5.97	0.14

Abreviaturas: *bdl*, bajo el límite de detección.

Tabla S6.LA-4 - Composición promedio de elementos trazas (ppm) del clinopiroxeno de los xenolitos peridotíticos de El Aprisco

	Grupo 1		*Grupo 2*		*Grupo 3*		*Grupo 4*	Cpx-2		
Muestra	111659	111657	111658	72691	72688	72689	55569	111659	111657	111658
Tipo	Whr	Whr	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Lhz	Whr	Whr	Lhz
n	4	5	9	4	15	5	5	3	4	4
P	126	186	115	-	-	36	17	249	113	129
K	63	48	270	40	72	3	34	152	2549	119
Sc	47	47	157	64	77	66	55	71	71	112
Ti	1114	783	1029	801	2151	2218	3016	3441	5305	3118
V	167	190	800	240	201	308	271	506	411	531
Cr	2240	3413	2343	2151	1795	2112	2313	6966	5358	6867
Co	22.4	26.7	429	28.5	18.8	30.0	21.5	58.6	31.6	114
Ni	323	426	601	441	339	453	331	1119	668	2089
Rb	0.09	0.35	2.66	0.30	0.05	-	-	22.6	9.10	40.0
Sr	364	304	599	280	171	94	13	704	275	189
Y	20.0	21.6	22.8	12.0	18.6	16.0	17.1	41.4	26.9	27.7
Zr	96.2	184	12.1	9.06	11.3	10.0	10.2	298	216	10.0
Nb	1.18	2.13	13.5	0.05	0.01	0.02	0.01	260	56.1	11.1
Ba	0.48	2.42	232	37.3	2.33	1.19	0.18	269	48.0	290
La	11.5	12.2	45.3	27.2	27.5	16.3	0.06	26.7	8.6	18.1
Ce	38.9	45.0	103	34.8	31.2	20.8	0.70	88.9	41.4	77.1
Pr	6.25	7.18	12.0	2.34	2.24	1.34	0.25	13.8	6.83	9.57
Nd	28.4	34.8	41.9	4.88	6.09	4.06	2.20	62.5	37.5	41.7
Sm	6.33	8.12	6.68	0.80	1.43	1.26	1.28	14.1	10.2	7.58
Eu	2.11	2.51	1.79	0.35	0.56	0.54	0.57	4.43	3.26	2.34
Gd	5.26	6.57	4.07	1.29	2.39	1.98	1.96	11.9	8.82	6.10
Tb	0.75	0.89	0.62	0.23	0.44	0.37	0.39	1.50	1.19	0.82
Dy	4.37	5.09	4.10	1.86	3.36	2.82	2.84	8.58	6.68	5.24
Ho	0.79	0.90	0.86	0.46	0.73	0.62	0.65	1.57	1.17	1.11
Er	1.92	2.22	2.65	1.29	2.22	1.87	1.73	4.01	2.79	2.83
Tm	0.25	0.29	0.39	0.19	0.32	0.27	0.25	0.52	0.35	0.39
Yb	1.61	1.74	2.73	1.38	2.17	1.92	1.99	3.03	1.86	2.69
Lu	0.22	0.23	0.45	0.21	0.30	0.24	0.26	0.42	0.25	0.33
Hf	0.77	2.98	0.50	0.41	0.75	0.61	0.62	2.41	4.62	0.62
Ta	0.09	0.24	0.11	0.001	0.01	-	0.003	7.53	3.44	0.06
Pb	0.72	0.27	3.35	3.12	1.32	1.39	0.13	2.16	0.24	1.13
Th	0.49	0.45	11.96	11.20	4.10	3.83	0.02	1.26	0.23	4.31
U	0.12	0.11	2.85	2.40	1.20	1.49	0.03	0.33	0.05	0.51

Abreviaturas: Whr, wehrlita; Lhz, lherzolita; -, sin analizar.

Tabla S6.LA-5 - Composición de elementos trazas (ppm) de los minerales (promedios) de los xenolitos peridotíticos del Cerro Pelado.

	Dunitas metasomáticas					*Wehrlitas*						*Lherzolitas*															
Muestra	**111640**		**111648**			**72674**		**110856**		**116604**		**58498**			**65290**	**65298**			**111642**		**111645**			**111652**		**117491**	
Mineral	**Cpx**	**Phl**	**Cpx**	**Cpx-2**	**Phl**	**Cpx**	**Opx**	**Cpx**	**Cpx-2**	**Cpx**	**Cpx-2**	**Cpx**	**Amp**	**Opx**	**Cpx**	**Cpx**	**Phl**	**Opx**	**Cpx**	**Cpx-2**	**Cpx**	**Amp**	**Phl**	**Cpx**	**Opx**	**Cpx**	**Phl**
n	8	5	3	3	5	5	6	6	7	12	5	8	6	4	22	7	4	4	7	5	8	6	2	6	6	8	4
P	237	184	11	63	27	19	25	17	56	38	24	98	108	5	140	69	18	15	81	24	27	221	404	130	22	14	10
K	120	-	23	19	-	33	7	22	104	23	51	8	-	3	22	60	-	4	26	15	13	15223	-	21	1	325	-
Sc	45	8	54	72	6	46	18	43	43	45	48	54	55	21	63	52	8	22	49	53	46	47	5	50	19	54	6
Ti	8819	23500	6340	15367	30000	3974	2223	6610	5369	6350	5712	1574	6048	483	3331	2380	13075	846	2671	3388	1819	21450	29750	2292	750	3084	31150
V	199	254	316	341	334	257	117	222	201	246	241	211	363	79	187	247	245	105	365	343	207	516	312	266	96	185	244
Cr	2606	2934	2547	2477	2656	5336	2590	2815	2600	5403	5922	7620	10157	3003	4226	5009	4105	2590	9026	8932	4639	4680	4075	5633	2577	15669	8660
Co	53	48	33	29	69	36	77	20	19	28	29	21	33	44	19	20	41	46	31	30	19	39	49	26	61	22	33
Ni	464	526	206	170	754	260	460	119	114	205	213	357	740	515	-	300	972	549	479	463	324	702	825	395	779	569	696
Rb	0.17	138	0.01	0.01	252	0.03	0.05	0.00	0.13	0.01	0.10	0.07	0.99	0.11	0.05	0.01	233.50	0.01	0.01	0.02	0.01	8.50	202.50	0.01	0.06	0.01	151.93
Sr	115	165	62	124	121	74	0.76	109	95	110	71	87	175	0.36	150	178	177	0.59	178	109	188	519	123	131	0.51	186	154
Y	8.03	0.28	8.86	17.50	0.06	7.20	1.03	7.18	5.46	9.06	6.77	10.17	19.33	0.78	24.75	14.53	0.19	1.19	13.96	12.52	12.57	26.20	1.22	16.90	1.41	13.73	0.11
Zr	43.6	7.14	31.6	99.7	7.24	19.1	4.43	51.0	25.8	51.6	28.2	10.7	15.9	0.90	123.5	18.3	2.89	1.55	46.3	27.9	66.8	67.3	10.4	44.3	4.11	204	5.85
Nb	1.02	11.2	0.10	1.42	14.6	0.10	0.06	0.40	0.27	0.79	0.48	0.03	0.21	0.01	1.20	1.40	67.8	0.07	2.08	0.27	1.55	116	23.3	2.24	0.17	0.87	14.8
Ba	12.1	2760	0.02	0.30	1924	0.13	0.18	0.03	3.76	0.10	1.03	18.6	257	0.12	0.09	0.12	6075	0.08	0.31	1.21	0.20	409	1985	0.14	0.35	0.09	3425
La	5.72	0.71	1.64	6.27	0.07	1.62	0.02	3.32	2.45	3.63	1.97	8.26	11.8	0.04	5.60	10.9	0.03	0.03	9.84	4.21	7.01	5.82	4.63	7.92	0.03	4.29	0.05
Ce	14.2	0.33	7.41	21.9	0.04	6.60	0.12	12.2	8.43	11.9	6.89	19.3	22.7	0.09	17.7	30.9	0.06	0.16	31.5	18.3	28.0	23.3	5.71	19.8	0.11	23.1	0.05
Pr	2.37	0.09	1.44	3.89	0.03	1.23	0.02	1.97	1.39	2.07	1.28	1.86	2.08	0.01	3.54	3.75	0.03	0.02	3.51	2.59	3.94	4.28	0.89	2.57	0.02	3.46	0.03
Nd	10.4	0.35	8.22	20.2	0.05	6.51	0.15	9.54	7.10	10.7	6.81	6.13	8.6	0.04	19.9	15.78	0.09	0.11	14.3	12.2	18.5	21.9	3.41	10.2	0.10	16.9	0.09
Sm	2.86	0.21	2.70	5.88	0.02	2.02	0.05	2.55	1.98	2.93	2.06	1.55	2.13	0.02	5.47	2.63	0.04	0.03	3.18	3.04	4.38	6.06	0.44	2.57	0.04	4.69	0.02
Eu	0.91	0.14	0.89	2.02	0.14	0.72	0.04	0.84	0.64	1.00	0.72	0.56	0.83	0.01	1.66	0.91	0.34	0.02	1.16	1.07	1.39	1.93	0.26	0.91	0.02	1.73	0.21
Gd	2.57	0.79	2.71	5.46	0.12	1.97	0.10	2.19	1.74	2.92	2.16	1.88	2.88	0.04	5.69	2.75	2.17	0.06	2.77	2.69	3.38	5.83	0.44	2.74	0.10	4.36	1.09
Tb	0.31	0.01	0.33	0.72	0.01	0.31	0.02	0.31	0.22	0.42	0.29	0.28	0.51	0.01	0.83	0.41	*bdl*	0.02	0.49	0.47	0.64	0.88	0.07	0.45	0.02	0.63	0.005
Dy	1.58	0.07	2.02	4.01	0.02	1.69	0.14	1.51	1.18	2.23	1.62	1.94	3.45	0.09	5.18	2.58	0.002	0.12	2.83	2.42	3.95	4.82	0.37	2.81	0.18	3.20	0.03
Ho	0.27	*bdl*	0.37	0.67	0.01	0.28	0.03	0.28	0.20	0.36	0.27	0.43	0.75	0.03	0.99	0.58	*bdl*	0.03	0.65	0.50	0.58	0.96	0.07	0.60	0.05	0.50	0.01
Er	0.55	0.04	0.84	1.60	0.02	0.67	0.12	0.50	0.39	0.91	0.70	1.14	1.92	0.11	2.60	1.45	0.04	0.14	1.52	1.23	1.41	2.43	0.26	1.71	0.20	0.99	0.03
Tm	0.07	0.002	0.09	0.20	0.005	0.07	0.01	0.06	0.05	0.11	0.08	0.16	0.29	0.02	0.36	0.20	0.02	0.03	0.23	0.17	0.23	0.31	0.03	0.24	0.04	0.13	0.01
Yb	0.36	0.07	0.47	0.96	*bld*	0.45	0.14	0.37	0.28	0.61	0.44	1.13	1.93	0.16	2.19	1.44	0.02	0.20	1.67	1.16	1.66	1.91	0.16	1.49	0.30	0.82	0.003
Lu	0.04	0.01	0.07	0.12	0.004	0.06	0.02	0.04	0.03	0.08	0.05	0.15	0.27	0.03	0.32	0.19	0.001	0.04	0.20	0.15	0.23	0.21	0.03	0.19	0.05	0.09	0.003
Hf	1.27	0.33	1.84	4.43	0.28	1.03	0.16	1.67	1.08	2.05	1.29	0.53	0.65	0.03	3.68	0.57	0.20	0.03	1.25	0.98	3.06	2.22	0.45	0.99	0.10	5.32	0.17
Ta	0.092	1.24	0.017	0.370	1.26	0.014	0.005	0.088	0.037	0.158	0.085	*bld*	*bld*	*bld*	0.509	0.122	2.50	0.002	0.319	0.047	0.451	6.57	1.48	0.294	0.010	0.308	1.86
Pb	0.024	0.127	0.016	0.039	0.260	0.026	0.020	0.027	0.017	0.067	0.037	0.542	1.82	0.004	0.052	0.596	1.27	0.004	0.592	0.054	0.472	0.171	0.335	0.321	0.026	0.075	0.062
Th	0.087	0.004	0.016	0.165	*bld*	0.008	0.004	0.054	0.035	0.160	0.080	0.639	0.809	0.041	0.116	0.773	0.005	0.008	0.646	0.054	0.325	0.028	0.057	0.736	0.008	0.033	0.008
U	0.050	0.048	0.002	0.019	0.004	0.002	0.001	0.018	0.015	0.031	0.017	0.240	0.311	0.010	0.016	0.248	0.023	0.005	0.218	0.021	0.071	0.030	0.122	0.207	0.004	0.007	0.005

Abreviaturas: *bdl*, bajo el límite de detección; -, sin analizar.

Tabla S6.LA-5 - Composición de elementos trazas (ppm) de los minerales (promedios) de los xenolitos peridotíticos de El Palo.

Tipo	*Wehrlita*		*Lherzolitas-g1*									*Lherzolitas-g2*							*Websterita*		*Clinopiroxenitas Ol.*				Clinopiroxenitas		
Muestra	**117203**		**117202**		**117207**			**117219**			**117487**	**117215**			**117483**	**117484**		**117486**	**117205**		**117480**		**117482**		**117217**	**117485**	
Mineral	**Cpx**	**Cpx-2**	**Cpx**	**Opx**	**Cpx**	**Cpx-2**	**Opx**	**Cpx**	**Cpx-2**	**Opx**	**Cpx**	**Cpx**	**Cpx-2**	**Opx**	**Cpx**	**Cpx**	**Opx**	**Cpx**	**Cpx**	**Opx**	**Cpx**	**Cpx-2**	**Cpx**	**Cpx-2**	**Cpx**	**Cpx**	**Cpx-2**
n	9	9	12	4	9	9	5	9	6	5	5	9	6	4	7	9	4	8	12	4	9	7	9	9	12	12	6
P	57	70	122	6	78	46	5	153	22	8	49	65	118	5	18	40	10	45	90	5	-	-	68	63	61	502	525
K	55	45	42	1.3	30	17	0.37	90	117	0.50	24	19	53	0.34	72	23	2	21	42	0.34	16	36	24	10	59	40	31
Sc	43	43	62	19	39	41	21	48	48	25	41	57	56	22	46	50	23	49	56	22	44	46	53	54	43	42	42
Ti	4900	4348	4335	921	2636	2704	1270	4840	4683	2111	4066	2608	2590	854	2081	1970	865	3279	3108	854	6036	5265	6143	5471	4135	3829	3735
V	271	258	254	87	199	206	113	253	256	137	253	235	239	99	210	251	107	249	287	99	284	304	271	271	205	212	201
Cr	9229	8687	9017	3134	5496	5947	3818	5011	5008	3089	8350	5694	5765	2682	5419	6447	2842	5679	2903	2682	2924	3222	3387	3470	5303	7259	7495
Co	33	27	25	42	21	18	46	20	22	47	27	25	23	44	20	25	50	22	25	44	31	32	30	28	26	31	26
Ni	341	298	403	683	250	235	609	250	308	493	311	369	357	610	301	369	622	382	390	610	185	169	228	163	242	329	277
Rb	0.01	0.18	0.05	0.004	0.06	0.06	0.003	0.01	0.35	0.002	0.01	0.01	0.56	0.004	0.03	0.01	0.002	0.01	0.07	0.004	0.01	0.15	0.11	0.03	0.02	0.01	0.44
Sr	93	51	209	0.74	70	49	0.34	108	72	0.47	102	85	56	0.31	61	138	0.72	120	101	0.31	94	48	95	59	95	91	70
Y	8.29	7.71	23.1	1.17	8.02	7.59	0.89	11.0	10.3	1.3	10.2	18.2	16.2	1.17	11.4	13.5	1.39	14.0	17.4	1.17	12.0	10.8	10.7	10.3	7.36	7.87	7.80
Zr	27.8	19.9	163	8.04	17.6	15.7	2.33	39.4	29.3	4.64	45.0	27.6	23.4	2.28	13.6	22.1	2.4	36.1	37.0	2.28	38.6	24.2	39.0	29.3	26.9	20.9	20.6
Nb	0.52	0.91	2.13	0.08	0.59	0.27	0.04	0.38	1.28	0.03	0.44	0.26	1.50	0.01	0.26	0.93	0.08	0.84	0.96	0.01	0.85	0.68	0.41	0.14	0.59	0.40	0.35
Ba	0.20	14.0	0.89	0.01	0.18	6.06	0.04	0.07	17.8	0.01	0.07	0.06	14.6	0.03	3.43	0.07	0.02	0.11	0.54	0.03	0.10	8.19	0.06	0.50	0.10	0.12	5.71
La	2.50	1.66	10.2	0.03	1.87	1.82	0.01	3.51	2.42	0.01	3.16	3.75	2.47	0.01	3.36	7.38	0.03	5.42	5.52	0.01	2.68	1.19	2.76	1.99	2.84	2.30	2.13
Ce	9.33	6.42	34.2	0.17	7.13	7.27	0.07	14.4	10.1	0.10	13.7	12.0	9.73	0.08	8.57	25.1	0.16	16.7	14.2	0.08	10.6	6.17	9.45	7.03	8.65	7.64	7.01
Pr	1.53	1.17	5.74	0.03	1.08	1.10	0.01	2.14	1.72	0.02	1.98	1.79	1.48	0.01	0.92	3.08	0.02	2.31	2.17	0.01	1.91	1.22	1.76	1.44	1.49	1.36	1.33
Nd	7.96	6.54	25.6	0.17	5.50	5.66	0.08	11.28	9.59	0.11	10.18	7.56	6.63	0.07	3.87	12.87	0.11	9.90	9.50	0.07	9.89	7.22	9.96	8.67	7.68	7.14	7.17
Sm	2.28	1.94	5.72	0.06	1.71	1.79	0.05	3.31	2.90	0.06	3.11	2.10	1.78	0.04	1.27	2.63	0.04	2.33	2.47	0.04	3.22	2.62	2.83	2.73	2.45	1.98	2.03
Eu	0.77	0.68	1.79	0.03	0.64	0.67	0.02	1.29	1.08	0.03	1.19	0.71	0.69	0.02	0.56	0.92	0.02	0.89	0.78	0.02	1.16	0.96	0.93	0.85	0.79	0.68	0.71
Gd	2.33	2.00	5.70	0.09	1.60	1.74	0.06	3.12	2.78	0.10	3.05	2.43	2.24	0.06	1.81	2.28	0.06	2.54	2.48	0.06	3.25	2.72	2.75	3.03	2.39	2.12	2.18
Tb	0.33	0.30	0.76	0.02	0.30	0.27	0.02	0.47	0.45	0.02	0.42	0.45	0.40	0.01	0.32	0.41	0.01	0.39	0.45	0.01	0.42	0.36	0.39	0.41	0.31	0.32	0.34
Dy	1.76	1.70	4.43	0.15	1.72	1.50	0.12	2.50	2.22	0.17	2.35	3.10	2.76	0.14	2.07	2.52	0.14	2.53	2.98	0.14	2.51	2.25	2.13	2.21	1.85	1.75	1.64
Ho	0.32	0.31	0.86	0.04	0.36	0.29	0.03	0.47	0.40	0.04	0.43	0.67	0.64	0.04	0.46	0.56	0.04	0.52	0.66	0.04	0.46	0.40	0.42	0.42	0.32	0.33	0.34
Er	0.82	0.78	2.11	0.14	0.81	0.76	0.10	1.15	1.03	0.12	1.08	1.96	1.84	0.13	1.32	1.41	0.14	1.38	1.83	0.13	1.20	0.97	0.95	1.06	0.77	0.76	0.75
Tm	0.11	0.10	0.29	0.02	0.11	0.09	0.02	0.14	0.12	0.02	0.15	0.29	0.26	0.03	0.19	0.18	0.03	0.20	0.29	0.03	0.20	0.18	0.13	0.14	0.13	0.10	0.10
Yb	0.60	0.59	1.87	0.15	0.74	0.63	0.12	0.91	0.85	0.18	0.98	1.64	1.35	0.23	1.33	1.25	0.22	1.31	1.66	0.23	0.94	0.85	0.68	0.68	0.51	0.50	0.56
Lu	0.07	0.07	0.25	0.03	0.09	0.06	0.02	0.11	0.09	0.03	0.10	0.28	0.25	0.04	0.16	0.17	0.04	0.19	0.21	0.04	0.11	0.11	0.09	0.08	0.06	0.07	0.08
Hf	1.12	0.97	3.94	0.12	0.68	0.65	0.07	1.45	1.36	0.14	1.69	0.85	0.82	0.06	0.53	0.56	0.04	1.10	1.26	0.06	1.87	1.51	2.00	1.76	1.20	1.03	0.93
Ta	0.064	0.035	0.505	0.008	0.056	0.032	0.001	0.078	0.068	0.002	0.076	0.080	0.153	0.002	0.053	0.183	0.005	0.165	0.194	0.002	0.084	0.046	0.098	0.036	0.078	0.057	0.065
Pb	0.092	0.066	0.070	0.001	0.060	0.051	0.002	0.059	0.098	0.002	0.134	0.056	0.231	0.001	0.046	0.077	0.003	0.069	0.090	0.001	0.110	0.083	0.051	0.043	0.121	0.072	0.066
Th	0.061	0.025	0.324	0.002	0.064	0.033	*bld*	0.075	0.058	0.002	0.072	0.063	0.202	*bld*	0.069	0.241	0.004	0.121	0.281	*bld*	0.109	0.032	0.054	0.029	0.090	0.065	0.049
U	0.015	0.023	0.058	0.001	0.025	0.011	0.001	0.017	0.010	0.001	0.026	0.010	0.026	0.003	0.028	0.060	0.002	0.031	0.055	0.003	0.030	0.006	0.009	0.005	0.018	0.013	0.010

Abreviaturas: *bdl,* bajo el límite de detección; -, sin analizar.

Tabla S7.BM - Reacciones minerales calculadas mediante balance de masas en las lherzolitas con vidrio del Cerro Gordo.

Muestra	Reacción	r^2
Lherzolitas-g1		
110858	100% Anfíbol = 32.6% Vidrio + 39.9% Clinopiroxeno + 19.6% Olivino + 7.9% Espinela	2.71
	80% Anfíbol + 20% Ortopiroxeno (simpl) = 37.9% Vidrio + 28.2% Clinopiroxeno + 30.9% Olivino + 3% Espinela	0.31
117145	100% Anfíbol	3.61
	70% Anfíbol + 30% Ortopiroxeno (simpl) = 34.8% Vidrio + 26.5% Clinopiroxeno + 37.1% Olivino + 1.5% Espinela	0.16
Lherzolitas-g2		
110859	100% Anfíbol = 34.8% Vidrio + 37.7% Clinopiroxeno + 17.5% Olivino + 9.9% Espinela	3.59
	50% Anfíbol + 50% Ortopiroxeno = 35.9% Vidrio + 12.3% Clinopiroxeno + 27.3% Olivino + 22.8% Orthopiroxeno (neob) + 1.6% Espinela	0.51
110857	100% Anfíbol = 24.2% Vidrio + 48.6% Clinopiroxeno + 16.4% Olivino + 10.8% Espinela	7.65
	65% Anfíbol + 35% Ortopiroxeno = 28.2% Vidrio + 29.1% Clinopiroxeno + 31.3% Olivino + 8.6% Ortopiroxeno (neob) + 2.7% Espinela	2.75
	50% Anfíbol + 50% Ortopiroxeno = 23.1% Vidrio + 20.7% Clinopiroxeno + 23.1% Olivino + 26.8% Ortopiroxeno (neob) + 6.3% Espinela	2.38
117141	100% Anfíbol = 36.8% Vidrio + 36.9% Clinopiroxeno + 18.3% Olivino + 8% Espinela	4.99
	70% Anfíbol + 30% Ortopiroxeno = 45.6% Vidrio + 20% Clinopiroxeno + 33.9% Olivino + 0.5% Espinela	0.13

Abreviaturas: simpl, simplectítico; neob, microcristal neoblástico. En todos los casos los minerales generados en la reacción son secundarios. Se han utilizado valores promedio de las composiciones minerales de cada muestra para el cálculo de balance de masas.