



Evidencia de fragmentos de manto en basaltos triásicos de la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan

María Gimena LOPEZ¹ y Brígida CASTRO de MACHUCA^{2,3}

¹Departamento de Geofísica y Astronomía, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, UNSJ, San Juan, Argentina.

²Centro de Investigaciones de la Geósfera y la Biósfera (CONICET - UNSJ, San Juan, Argentina).

³Instituto de Geología Dr. Emiliano Aparicio (INGEO), Gabinete de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, UNSJ, San Juan, Argentina.

Editor: Pablo Caffè

Recibido: 20 de mayo de 2022

Aceptado: 13 de marzo de 2023

RESUMEN

Se describen y analizan por primera vez xenolitos ultramáficos alojados en rocas basálticas alcalinas de la sierra de Valle Fértil. Se trata de fragmentos subredondeados de color gris oscuro, de hasta 8 cm de diámetro, con textura granular, microfracturados pero sin evidencias de deformación intracrystalina. Están compuestos principalmente por cristales de clinopiroxeno, de minerales del grupo del espinelo y cantidades menores de olivino. En las diferentes fases minerales se identificó zonación y evidencias de desequilibrio tales como textura esponjosa, lamelas de exsolución con desarrollo de textura *Schiller* y bordes kelyfíticos. Los contenidos de Al_2O_3 , Cr_2O_3 y Mg# en los cristales de clinopiroxeno y minerales del grupo del espinelo, y la proporción de Al^{IV}/Al^{VI} en conjunto con cálculos geotermobarométricos en el clinopiroxeno, permitieron establecer ligeras diferencias entre los xenolitos analizados. Además, se pudo constatar que los valores hallados son significativamente distintos a los del clinopiroxeno que compone los basaltos. Los valores promedio de presión y temperatura calculados para el clinopiroxeno de los xenolitos ultramáficos, varían de 18.1 a 12 kbar y 1250 a 1228 °C. En el clinopiroxeno magmático los valores promedio de P-T son de ≈ 8.9 kbar y 1058 °C. Se plantea que el origen de los xenolitos ultramáficos incluidos en los basaltos alcalinos, podría estar relacionado con fragmentos no reabsorbidos provenientes del manto..

Palabras clave: clinopiroxeno, minerales del grupo del espinelo, geotermobarometría, ambiente extensional.

ABSTRACT

Evidence of mantle xenoliths included in triassic basalts of Sierra de Valle Fértil, province of San Juan.

Ultramafic xenoliths hosted in alkaline basaltic rocks of the Sierra de Valle Fértil are described and analyzed for the first time. These are dark gray subrounded fragments, up to 8 cm in diameter, with granular texture and microfractured but without evidence of intracrystalline deformation. They are composed of clinopyroxene, spinel group minerals, and eventual olivine. In the different mineral phases, zoning and disequilibrium evidences, such as sieve or spongy texture, exsolution lamellae, Schiller texture, and kelyphitic rims, were identified. The contents of Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Mg# and the ratio Al^{IV}/Al^{VI} in the clinopyroxene crystals and spinel group minerals, together with geothermobarometric calculations in the clinopyroxene, allowed establishing slight differences between the analyzed xenoliths. Moreover, it was possible to verify that the values found are significantly different from those of the magmatic clinopyroxene which composes the basalts. Pressure-temperature calculations in clinopyroxene of the ultramafic xenoliths vary between 18.1 kbar to 12 kbar in average, with temperatures between 1250 °C to 1228 °C. In the magmatic clinopyroxene, the obtained P-T average values are ≈ 8.9 kbar and 1058 °C. It is proposed that the origin of the ultramafic xenoliths in the alkaline basalts would be related to non-reabsorbed mantle-derived fragments from the mantle.

Keywords: clinopyroxene, spinel group minerals, geothermobarometry, extensional tectonic.

INTRODUCCION

El estudio de los xenolitos ultramáficos contenidos en rocas volcánicas, principalmente en aquellas de composición basáltica, reviste gran interés ya que provee información acerca de la naturaleza del manto, de los posibles procesos magmáticos acontecidos, condiciones físico-químicas en las que se formaron, origen y características evolutivas de los magmas en los que se hospedan (Wilson 1989, Rudnick 1992, Nasir et al. 2006, entre otros). Para indagar sobre la petrología de los xenolitos ultramáficos se requiere el análisis geoquímico de roca total y de las diferentes fases minerales que los conforman, así como las relaciones texturales entre los minerales constituyentes (e.g. Ntaflos et al. 2007, Wandji et al. 2009, Wagsong Njombie et al. 2018, entre otros). La presencia de xenolitos mantélicos es común en muchas rocas básicas independientemente de su edad y contexto geológico en el que se encuentran. Para el caso de Argentina, los basaltos cenozoicos de la provincia basáltica Andino-Cuyana (Bertotto 2003), basaltos alcalinos de la Patagonia (Bjerg et al. 2005), basaltos neógenos de la Puna norte (Maro et al. 2016), basaltos alcalinos de Tierra del Fuego (Acevedo 2016), entre otros, han sido descriptos como portadores de xenolitos ultramáficos.

La presente contribución da a conocer, describe y caracteriza por primera vez a los xenolitos ultramáficos incluidos en rocas basálticas alcalinas de la Sierra de Valle Fértil, no mencionados previamente en la bibliografía. A partir de la interrelación entre la microscopía óptica y electrónica, fue posible detallar las características mineralógicas y texturales de los xenolitos y, sobre la base de la química mineral, y calcular las condiciones de cristalización que contribuyen a esclarecer el origen de los mismos.

MARCO GEOLOGICO

Las sierras de Valle Fértil y La Huerta se localizan en el sector oriental de la provincia de San Juan, constituyendo un cordón montañoso con orientación submeridional, que forma parte de las Sierras Pampeanas (Fig. 1a). Están constituidas por bloques de basamento cristalino limitados al oeste por la megafractura de Valle Fértil.

Las rocas que componen el basamento cristalino son de naturaleza ígnea y metamórfica. Las rocas metamórficas comprenden gneises, anfibolitas y mármoles con metamorfismo en facies de anfibolita a granulita; mientras que las rocas ígneas varían de máficas - ultramáficas a dioritas, tonalitas,

granodioritas y granitos (Vujovich et al. 2007). Estas unidades fueron re-definidas por Otamendi et al. (2009, 2012) y Tibaldi et al. (2016) con base en características litoestratigráficas en: silíceas, transicional, intermedias, máficas y supracordales. Los componentes ígneos varían de máficos a ácidos y se distribuyen de oeste a este, mientras que la unidad supracortical se dispone de manera intercalada entre las anteriores (Otamendi et al. 2009, 2012 y Tibaldi et al. 2016). Dataciones de edad absoluta por los métodos K/Ar y U/Pb ubican a las rocas ígneas de forma sincrónica con el pico metamórfico de la orogenia Famatiniana (Ordovícico temprano a medio 490 - 460 Ma) (p. ej. Pankhurst et al. 2000, Ducea et al. 2010, Cristofolini et al. 2012, entre otros).

Entre el Pérmico y el Jurásico se instauró una etapa de *rift* que produjo un adelgazamiento cortical (Llambías et al. 2007). Durante el Triásico, imperó un régimen transtensional que favoreció el desarrollo de numerosos depocentros continentales controlados por la reactivación de zonas de debilidad cortical generadas por la colisión de antiguos terrenos durante el Paleozoico temprano (Charrier 1979, Ramos et al. 1986, Uliana et al. 1989). Estas zonas de debilidad reactivadas facilitaron el ascenso de magmas con una impronta geoquímica mantélica, principalmente de basaltos alcalinos de intraplaca (Allen y Allen 1990, Llambías 1999, Llambías 2001, Ramos et al. 2002). Ejemplos de los mismos son los basaltos de la cuenca de Ischigualasto (Mozetic 1979, Page et al. 1997) o de la cuenca de Cuyo (Ramos y Kay 1991, Orellano Ricchetti 2019), entre otros. Evidencias de rollback en la placa subductada en el margen sudoccidental de Gondwana, sugieren que el proceso de subducción fue relativamente continuo a lo largo del Triásico (Vásquez et al. 2011, Poma et al. 2014, Rocher et al. 2015, del Rey et al. 2016, Coloma et al. 2017, Espinoza et al. 2019), y que mecanismos relacionados con la subducción activa promovieron las condiciones para la fusión por descompresión del manto y el emplazamiento de las rocas volcánicas (Fig. 1b).

CONSIDERACIONES SOBRE LOS BASALTOS HOSPEDANTES

Las rocas volcánicas triásicas conforman afloramientos aislados y de reducidas dimensiones en el sector centro-oriental de la sierra de Valle Fértil, localizándose en el interior y márgenes de la depresión del Potrero, sobre el borde oriental de la sierra o en el interior de la misma (Fig. 1b). Estos afloramientos fueron interpretados por Mirré (1976), como una asociación continental alcalina no orogénica de edad triá-

sica incierta, que abarca un amplio espectro composicional desde basaltos olivínicos, basaltos alcalinos, traquibasaltos, fonolitas, traquitas hasta riolitas sódicas. Recientemente, Lopez et al. (2020), incluyeron como parte de la suite volcánica a un afloramiento de basanita que constituye el componente menos diferenciado de la misma. A partir de relaciones estratigráficas, Limarino et al. (2008) asignaron una edad triásica a las rocas volcánicas de la cuenca de Ischigualasto, adyacentes al área de estudio. Por su parte, Lopez et al. (2015), determinaron por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total una edad de 238.1 ± 0.4 Ma (Ladiniano), para un basalto ubicado en el borde oriental de la Sierra de Valle Fértil (Basalto de Usno, ver figura 1b).

Los basaltos se presentan como coladas lávicas y remanentes de volcanes monogénicos que suprayacen al basamento cristalino o emergen de la cubierta cuaternaria (Fig. 2a). Las coladas lávicas pueden presentar un único nivel macizo afirico o dos niveles claramente diferenciables, uno

inferior escoriáceo y/o amigdaloides y uno superior macizo porfírico (Castro de Machuca et al. 2019). Los basaltos, en general, tienen textura porfírica, con una proporción modal de feno- ($> 600 \mu\text{m}$) y microfenocristales ($200 - 600 \mu\text{m}$) variable entre 10 - 35 %. La mineralogía está representada por cristales de clinopiroxeno, olivino, rara plagioclasa y escasa nefelina, inmersos en una pasta fluidal tipo traquítica/pilotaxítica compuesta de finas tabillitas de plagioclasa y pequeños cristales de olivino y clinopiroxeno (Fig. 2b). Las fases minerales máficas exhiben textura cribada o esponjosa con marcados engolfamientos hasta texturas esqueléticas en algunos casos aislados. Como minerales accesorios se encuentran apatito, anfíbol de color pardo oscuro (*¿kaersutita?*) y rara perovskita, estos últimos exclusivos de la basanita (Lopez et al. 2020). Los xenolitos corticales, xenocristales y los xenolitos ultramáficos objeto de este estudio, son poco frecuentes en las rocas volcánicas de la Sierra de Valle Fértil.

Desde el punto de vista geoquímico, las rocas basálticas

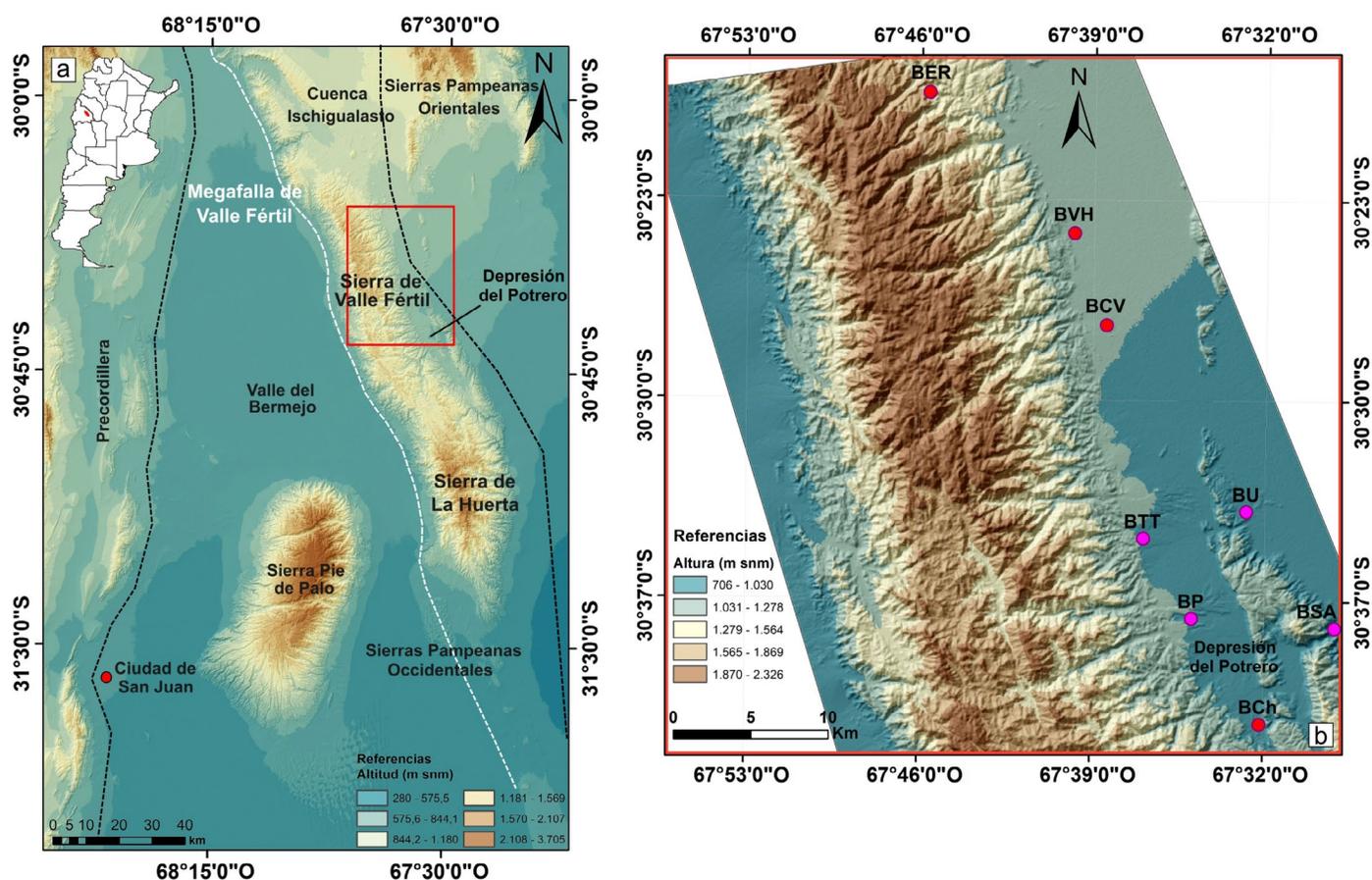


Figura 1. Mapa topográfico de la Sierra de Valle Fértil procesado con un Modelo Digital de Elevación AlosPalsar con resolución de pixel de 12.5 m, obtenido de www.asf.alaska.edu. a) Se encuentran demarcadas con líneas discontinuas de trazo negro las provincias geológicas de Precordillera, Sierras Pampeanas Occidentales y Orientales según Ramos (1999), y se indican las principales serranías de la provincia de San Juan. La línea de trazos de color blanco marca la traza de la megafractura de Valle Fértil (Mirrè 1976) y el recuadro rojo delimita la zona de estudio; b) Detalle del recuadro de la figura 1a, con los diferentes afloramientos basálticos reconocidos. Los círculos de color rojo corresponden a los afloramientos portadores de xenolitos ultramáficos, los círculos color magenta representan los restantes afloramientos. Referencias de nomenclatura: BCh: basalto de Chávez, BSA: basalto San Agustín, BU: basalto de Usno, BP: basalto Potrerillos, BTT: basalto Tala - Turbante, BCV: basalto Casas Viejas, BVH: basalto Volcán Herradura, BER: basanita El Retamo.

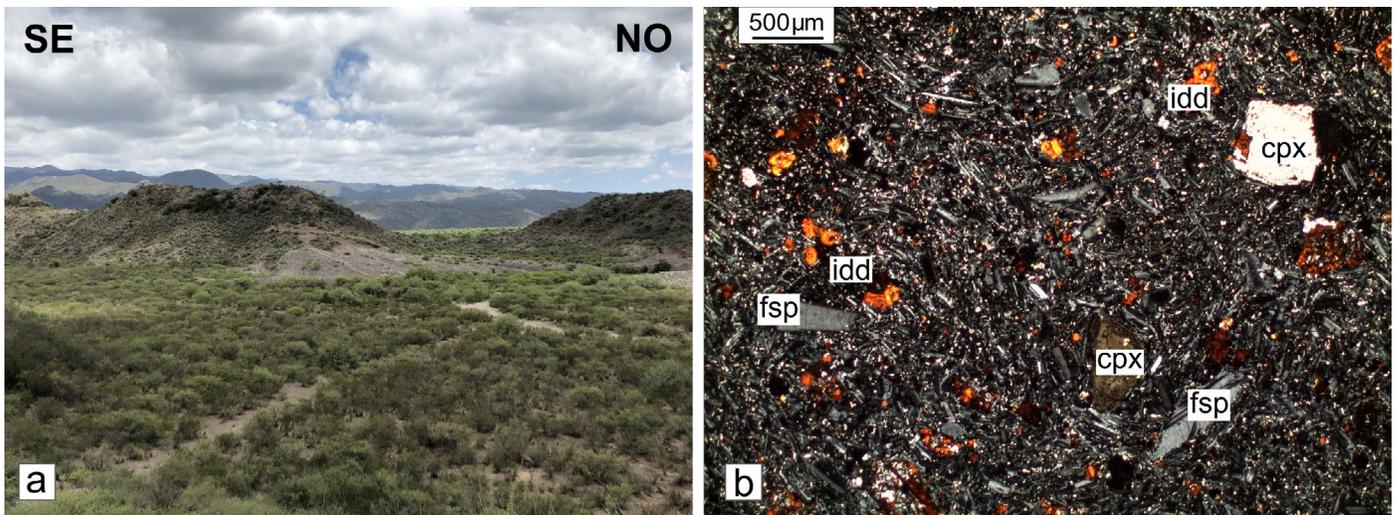


Figura 2. a) Fotografía del remanente erosivo de un volcán monogénico, que emerge de depósitos cuaternarios, basalto Casas Viejas; b) Fotomicrografía con nicols cruzados de la textura ligeramente porfírica con feno- y microfenocristales de clinopiroxeno, plagioclasa y olivino alterado a iddingsita, basalto Casas Viejas. Abreviaturas minerales según Whitney y Evans (2010).

corresponden en su mayor parte a traquibasaltos de naturaleza alcalina. Los óxidos mayoritarios analizados de los componentes minerales de los basaltos realizados por Lopez (2019) y Castro de Machuca et al. (2019), indicaron que el olivino tiene zonación normal con decrecimiento hacia los bordes en el contenido de forsterita (Fe_{83} a Fe_{71}), MgO (44 - 35 %), NiO (0.20 - 0.03 %) e incremento en MnO (0.20 - 0.60 %). Los cristales de clinopiroxeno corresponden a diópsido y augita (según la clasificación de Morimoto et al. 1988) y, en promedio, presentan zonación normal y una composición que varía de centro a borde de $Wo_{37-45} En_{51-43} Fs_{12-12}$ y Mg# 0.80 - 0.77. El promedio de la relación Al^{IV}/Al^{VI} para los cristales de clinopiroxeno de los basaltos es 4.06 para los núcleos y 8.70 para los bordes.

MATERIALES Y METODOS

El estudio petrográfico de los xenolitos ultramáficos se realizó sobre un total de nueve secciones delgadas, de las cuales una corresponde al basalto de Chávez, dos a la basanita El Retamo, tres al basalto Casas Viejas y tres al basalto Volcán Herradura. Las mismas fueron observadas con un microscopio de polarización Leica DM750p perteneciente al Gabinete de Mineralogía y Petrología de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan.

Con base en el análisis petrográfico, se confeccionaron dos secciones delgadas-pulidas, una del basalto de Chávez y una del basalto Casas Viejas. Las mismas fueron analizadas con una microsonda electrónica JEOL JXA-8230 Superprobe,

equipada con tres espectrómetros dispersivos en longitudes de onda (WDS - *wavelength-dispersive spectrometers*) y un espectrómetro EDS (*energy dispersive spectrometer*), perteneciente al Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis de Rayos X (LAMARX) de la Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. Las condiciones de operación se establecieron en un voltaje de aceleración de 10 - 15 kV y una corriente del haz de 20 nA. El diámetro del haz varió entre 5 y 10 μm según la fase cristalina a analizar. La elección de sitios y cantidad de puntos de análisis para evaluar la variabilidad química de centro a borde de los cristales, se estableció en función de las características texturales de los mismos. En la calibración del instrumento para la medición del piroxeno, se utilizaron los siguientes estándares: albita (Na), forsterita (Mg, Si), anortita (Al, Ca), ilmenita (Ti), pirolusita (Mn), hematita (Fe), ZnO (Zn), ortoclasa (K), niquelina (Ni), cromita (Cr). Para la medición de los minerales del grupo del espinelo, se emplearon los siguientes estándares: MgO (Mg), ortosa (Al), forsterita (Si), ilmenita (Ti), pirolusita (Mn), hematita (Fe), ZnO (Zn), wollastonita (Ca), niquelina (Ni) y cromita (Cr).

Para los cálculos de Fe en estado ferroso y férrico en la confección de la fórmula estructural, se aplicó la ecuación de Droop (1987). El procesamiento de los datos para las fases de piroxeno y espinelo, se realizó con hojas de cálculo obtenidas de la página GabbroSoft 2013 (<http://www.gabbrosoft.org/spreadsheets.html>). El número de magnesio se calculó según: $Mg\# = [(Mg)/(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg)]$ en proporción catiónica. Las abreviaturas minerales incluidas en las fotomicrografías ópticas y electrónicas corresponden a Whitney y Evans (2010).

RESULTADOS

Petrografía de los xenolitos ultramáficos

Los afloramientos basálticos que contienen xenolitos ultramáficos son: basalto de Chávez (BCh), basalto Casas Viejas (BCV), basalto Volcán Herradura (BVH) y basanita El Retamo (BER). En todos los casos, los xenolitos ultramáficos se ubican en el nivel de las coladas macizas. La morfología de los xenolitos es subredondeada con bordes irregulares, y los tamaños oscilan entre 0.5 a 2 cm de diámetro, excepcionalmente alcanzan 8 cm. Tienen textura granular y son de color gris oscuro, algunos con pátinas rojizas debido a oxidación (Fig. 3). En este trabajo se han considerado solamente los xenolitos ultramáficos frescos.

En sección delgada, los xenolitos ultramáficos están microfracturados pero sin evidencias de deformación dúctil intracristalina. La textura es protogranular consistente con un

arreglo xenomórfico y granoblástico de los minerales, con contactos intergranulares sinuosos y muy raramente poligonales, intercrecimientos y bordes kelifíticos, entre otras características. El tamaño promedio de los cristales constituyentes varía de 500 a 2000 μm , alcanzando hasta 1 cm. Están compuestos por clinopiroxeno + espinelo \pm olivino.

El clinopiroxeno es la fase mineral más abundante en los xenolitos ultramáficos y es la única que siempre está presente. Tiene forma subhedral a anhedral, es incoloro a amarillo verdoso pálido o rosado pálido y levemente pleocroico, los colores de interferencias varían de gris de primer orden a naranja de segundo orden. La textura cribada o esponjosa se desarrolla principalmente como bordes de variable espesor alrededor de núcleos lípidos. Aunque es común en el contacto con la pasta del basalto hospedante (Fig. 4 y 5), en algunos casos la textura se extiende afectando la totalidad del cristal. Algunos cristales tienen zonación concéntrica (Fig. 4b) y/o macla de dos individuos y son comunes las lamelas de

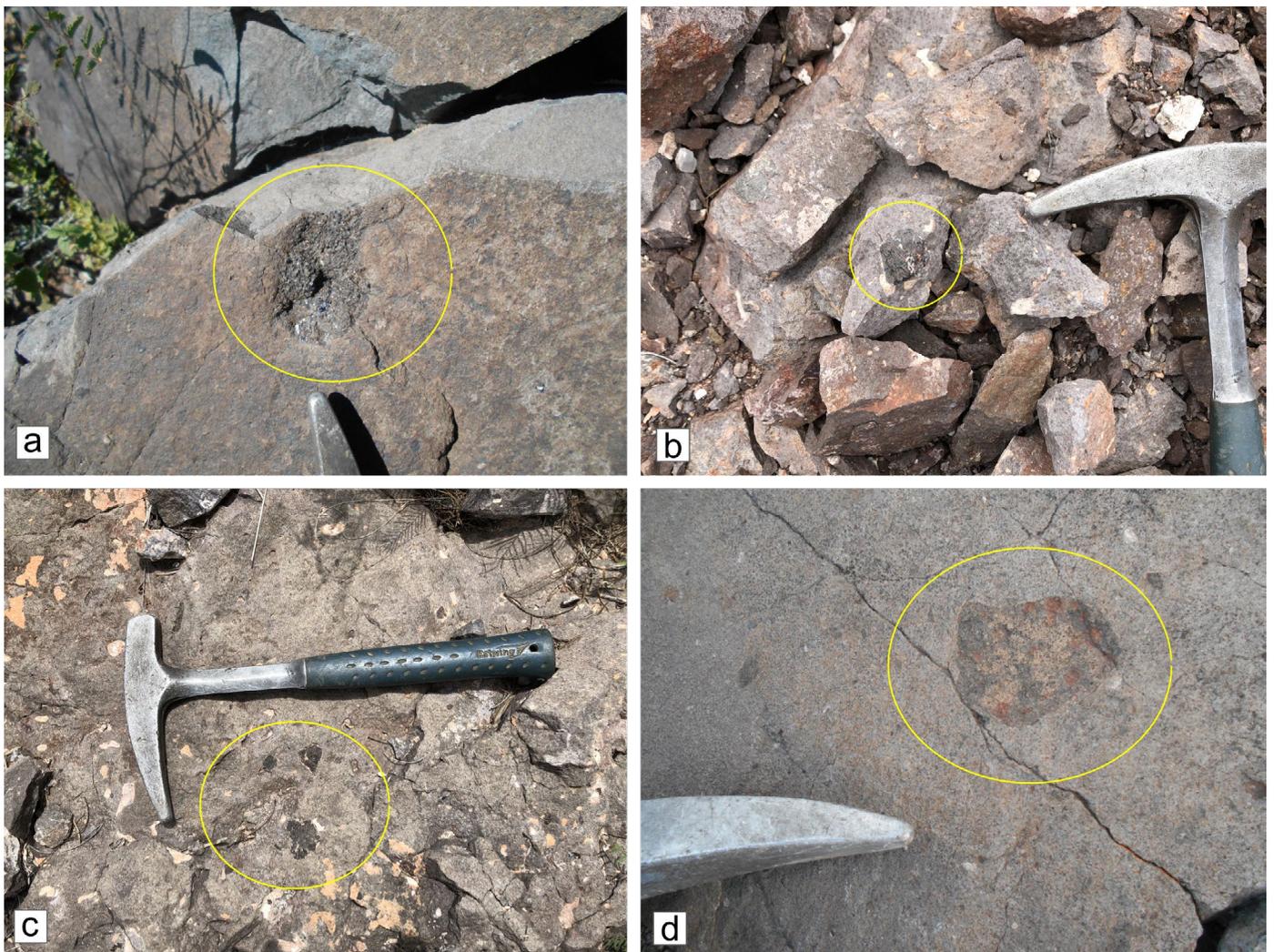


Figura 3. Fotografías de campo de: a-c) xenolito ultramáfico en basanita El Retamo y basaltos Casas Viejas y Volcán Herradura, respectivamente; d) xenolito ultramáfico parcialmente oxidado, basalto Casas Viejas.

exolución muy finas que suelen formar texturas *Schiller*. En ocasiones hay cristales poiquilíticos con inclusiones de olivino y espinelo (Fig. 4c-d y 5-c). En unos pocos casos se han observado bordes de un mineral fibroso de grano muy fino, no identificable ópticamente, con disposición radial respecto de los cristales formando un arreglo textural kelifítico (Fig. 4c y detalle en 4d).

En orden de abundancia decreciente, se encuentran minerales isótopos del grupo del espinelo (Fig. 4 y 5). Son de color pardo grisáceo o verde oliva y carecen de pleocroísmo, aunque hacia los bordes la coloración de los mismos se intensifica. Tienen formas anhedrales a subhedrales y contornos por lo general engolfados. Suelen estar rodeados por minerales opacos de tamaño muy pequeño y morfología euhedral.

Los cristales de olivino, de hasta 4 mm de largo, tienen forma anhedral a euhedral, son incoloros, aunque algunos muestran un ligero pleocroísmo al amarillo pálido o rosado pálido. Los colores de interferencia varían entre el gris y amarillo de primer orden (Figs. 4a, 5c-d). Son comunes las microfisuras irregulares que los atraviesan, algunas rellenas por filosilicatos de color verde (Fig. 5b) con disposición perpendicular a las fracturas y en ocasiones hay iddingsita (Fig. 4d). Contienen abundantes inclusiones de pequeños espinelos verdes.

Un xenolito perteneciente al basalto Volcán Herradura muestra bordes transicionales de clinopiroxeno rosado (componente augita titanífera) en los contactos entre los cristales de olivino/clinopiroxeno. En el mismo borde, más externa-

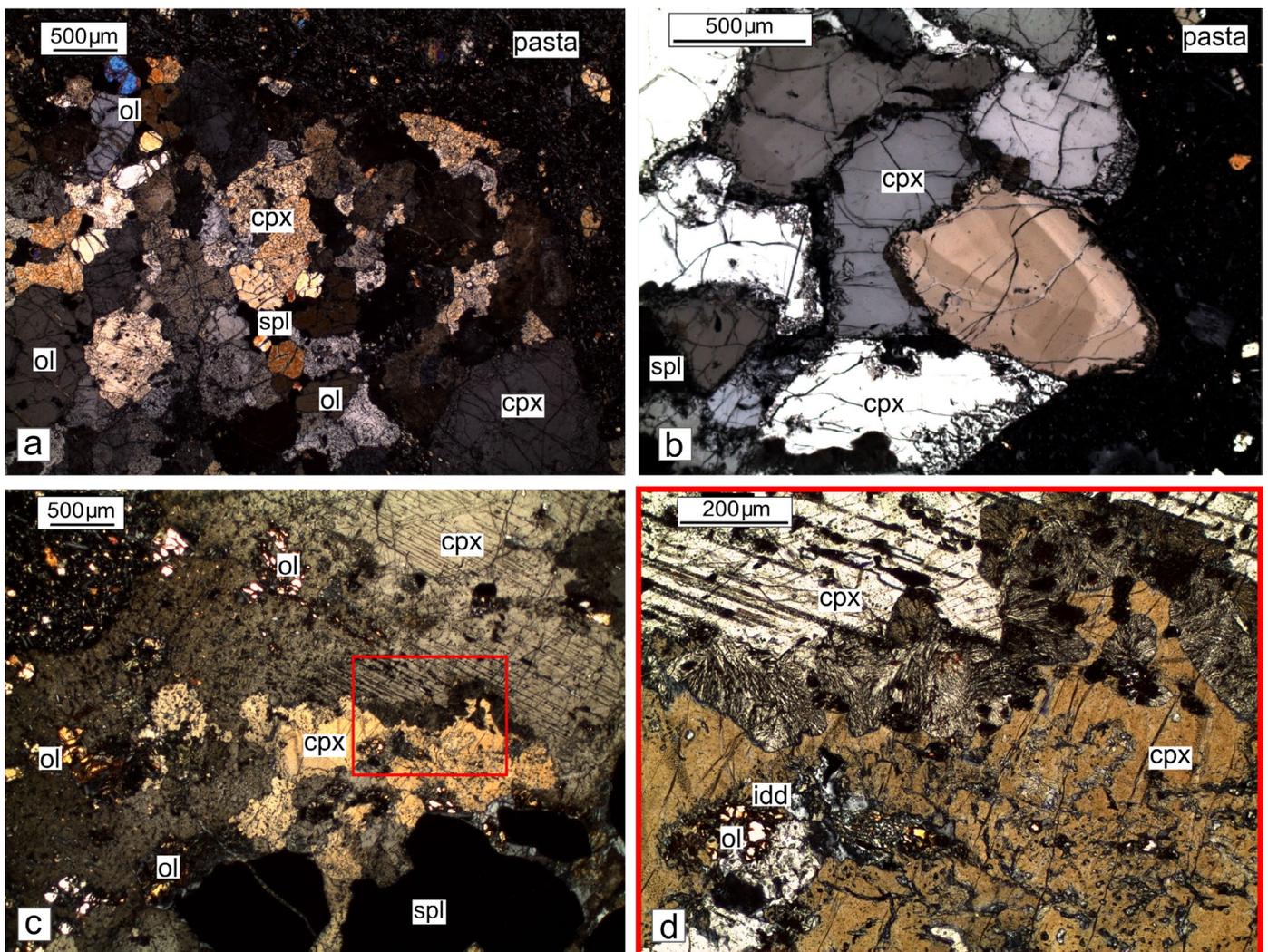


Figura 4. Fotomicrografías de: a) Textura protogranular de clinopiroxenita olivínica con espinelo en la basanita El Retamo; b) Clinopiroxenita de 0.5 cm de diámetro en el basalto de Chávez. Se aprecia cristales con zonación y textura cribada en los bordes de los cristales de clinopiroxeno en contacto con la pasta del basalto como producto de reacción; c) Clinopiroxenos con textura cribada hacia los bordes y exsoluciones. Tienen carácter poiquilítico con inclusiones de espinelo anhedral y pequeños cristales de olivino, basalto Casas Viejas; d) Detalle de figura anterior. Se destaca el borde de tipo kelifítico entre los individuos de clinopiroxeno, uno de los cuales exhibe finas lamelas de exsolución y textura *Schiller*, mientras que el otro presenta textura cribada. Se aprecian inclusiones de pequeños cristales de olivino (< 100 μm). Las fotomicrografías a, b y c fueron tomadas con nicóles cruzados, mientras que la fotomicrografía d fue tomada con nicóles paralelos.

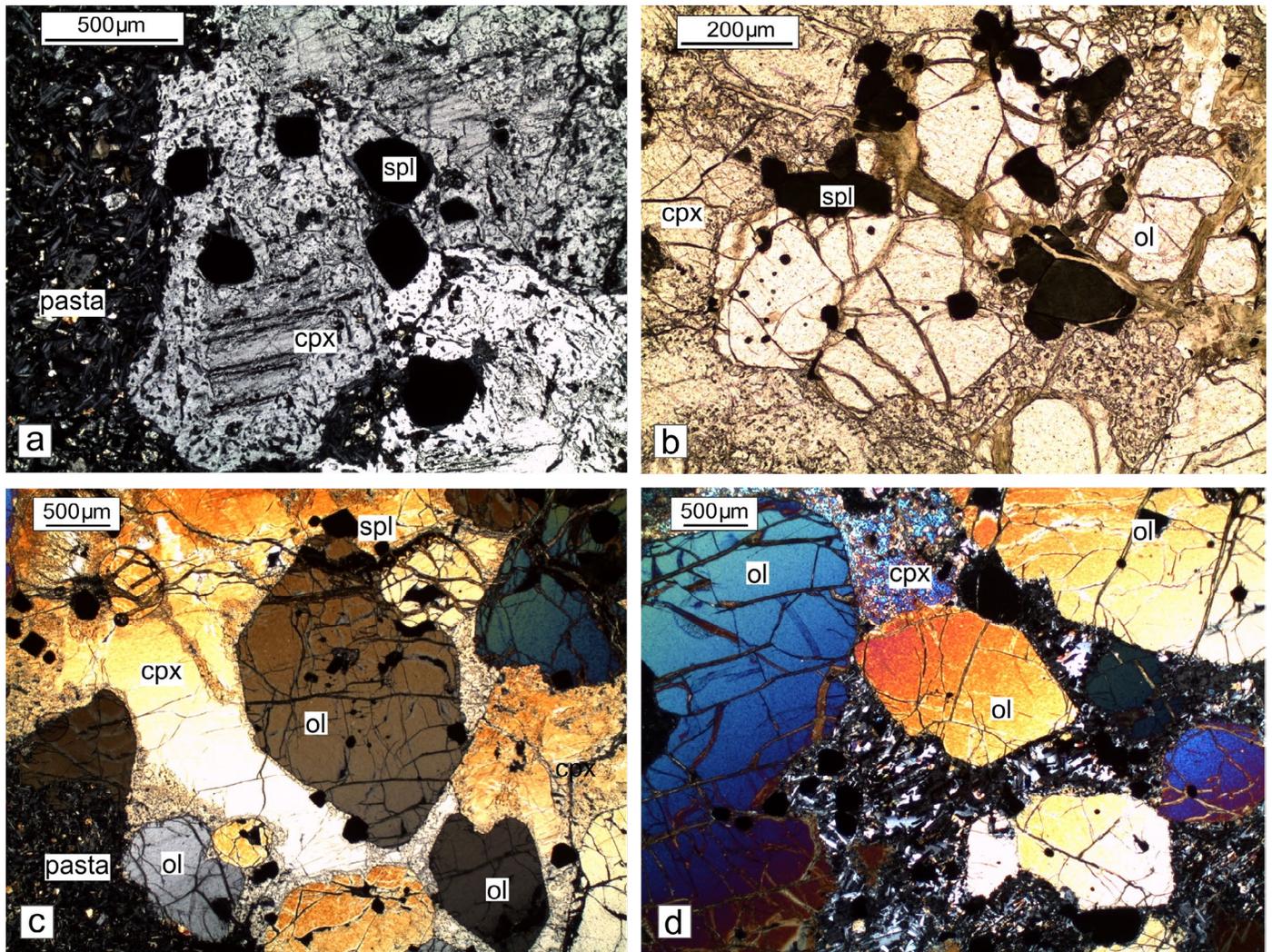


Figura 5. Fotomicrografías tomadas con nicoles cruzados de: a) Cpx con bordes cribados en contacto con la pasta del basalto, lamelas de exsolución con desarrollo de textura *Schiller* incipiente y cristales de Spl incluido en el Cpx. Basalto Volcán Herradura; b) Cpx cribado + Ol + Spl, se aprecia filossilicato verde (bowlingita/saponita) en fracturas de olivino como producto de alteración en basanita El Retamo; c) Ol y Spl incluidos en Cpx, basalto Volcán Herradura. d) Ol y Cpx cribado, Spl, parches de material amorfo. Basalto Volcán Herradura.

mente, aparecen pequeños cristales tabulares alineados de color pardo rojizo oscuro, casi isótropos (ζ rhönita?), inmersos en una base de material amorfo (ζ plagioclasa?) (Fig. 5d).

No se reconocieron fases minerales que indiquen procesos metamórficos como por ejemplo anfíbol, micas o apatito.

El análisis modal realizado en secciones delgadas de los xenolitos ultramáficos, permitió clasificarlos petrográficamente según los criterios de la IUGS (Streckeisen 1973), como clinopiroxenitas y clinopiroxenitas olivínicas, con espinelo en ambos casos.

Química mineral

Dos xenolitos ultramáficos fueron analizados con microsonda electrónica, uno incluido en el basalto de Chávez (BCh) y el otro en el basalto Casas Viejas (BCV). Los resultados de los análisis se exhiben en el cuadro 1. La denominación de

los piroxenos se ajusta a los criterios de clasificación de Morimoto et al. (1988).

Los cristales de clinopiroxeno del xenolito ultramáfico correspondiente al Basalto de Chávez (BCh), muestran ligeras variaciones composicionales, con un promedio de $Wo_{38-40}En_{43}Fs_{18-17}$ y $Mg\# 0.70-0.72$ entre centro y borde respectivamente, en coincidencia con el campo de la augita. La composición de centro a borde de los cristales de clinopiroxeno del xenolito del basalto Casas Viejas es más homogénea, con un promedio de $Wo_{45}En_{41}Fs_{12}$ y $Mg\# 0.78$, por lo que se clasificaron como diópsidos. En este último, se analizaron exsoluciones (o desmezclas) con composición promedio de $Wo_5En_{70}Fs_{24}$ y $Mg\# 0.75$, consistentes con un componente variable entre enstatita y pigeonita.

El promedio de la relación Al^{IV}/Al^I calculada en el núcleo y borde de los cristales de clinopiroxeno del basalto de Chávez

fue de 1.37-1.35, mientras que para el basalto Casas Viejas fue de 1.07-1.08.

La figura 6a grafica la composición de los cristales de piroxeno de los xenolitos y, a modo de comparación, se incluyen los resultados obtenidos en cristales de clinopiroxeno de uno de los basaltos hospedantes (basalto de Chávez: sombra gris en figura 6a y fotomicrografía 6d). Se incluyen también tres fotomicrografías, una en falso color un xenolito ultramáfico del basalto de Chávez y dos en escala de grises, una de un xenolito del basalto Casas Viejas, y la otra de clinopiroxeno del basalto de Chávez con sus respectivos puntos de análisis (Fig. 6b-c-d).

Los minerales del grupo del espinelo analizados en el xenolito ultramáfico del basalto de Chávez, son composicionalmente homogéneos, con una variación entre centro y borde promedio de: MgO ≈ 13.57-13.56 %, Al₂O₃ ≈ 53.65-53.41%, TiO₂ ≈ 1.34-1.25% y FeO_t ≈ 29.79-30.23% (Cuadro 2). Es

tos valores son coherentes con una solución sólida entre espinelo y hercinita (Jastrzebska et al. 2017). Los cristales de espinelo del basalto Casas Viejas tienen una variación composicional promedio entre centro y borde de: MgO ≈ 15.59-16.78 %, Al₂O₃ ≈ 61.32-60.25%, TiO₂ ≈ 0.25-0.30% y FeO_t ≈ 22.93-22.55% (Cuadro 2), la cual también corresponde a una solución sólida entre espinelo y hercinita.

Estimación de las condiciones de cristalización

La composición química y la distribución de los elementos en los diferentes sitios de vacancia son propiedades muy utilizadas para inferir las condiciones de cristalización de algunos minerales. Para el caso del piroxeno, Thompson (1947, en Aoki y Kushiro 1968) sugirió que, en la estructura de los silicatos, el aluminio ingresa en el sitio tetraédrico (Al^{IV}) a mayores temperaturas, mientras que en el sitio octaédrico (Al^{VI})

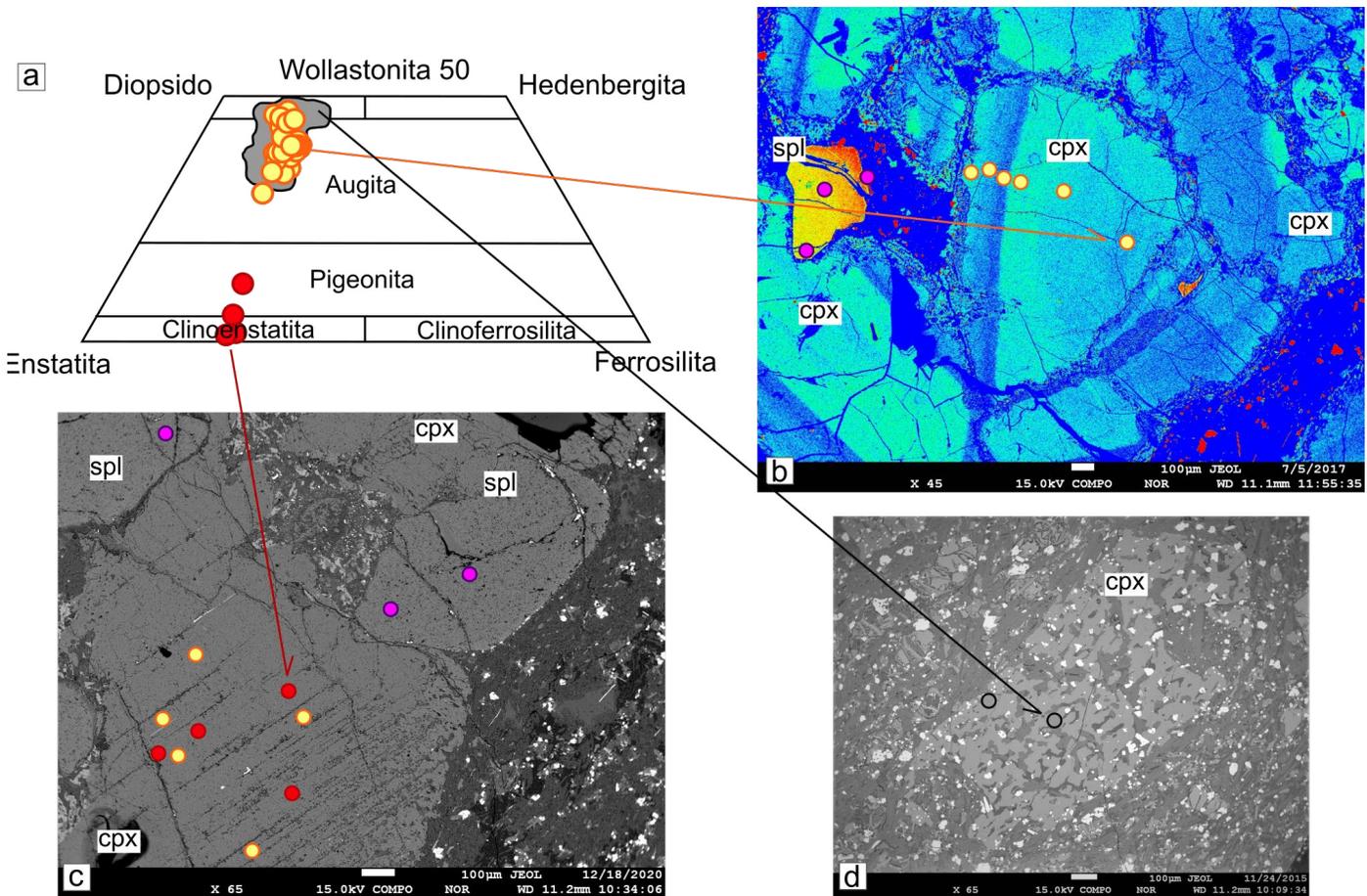


Figura 6. a) Diagrama de clasificación de clinopiroxenos según Morimoto et al. (1988); b) Fotomicrografía de electrones retrodispersados en falso color de: clinopiroxeno zonado con bordes cribados (gama de cian) y espinelo (gama de amarillo), del xenolito ultramáfico del basalto de Chávez; c) Fotomicrografía de electrones retrodispersados en escala de grises de clinopiroxeno con lamelas de exsolución y cristales de espinelo en el xenolito ultramáfico del basalto Casas Viejas; d) Clinopiroxeno subhedral del basalto de Chávez, con textura cribada y bordes engolfados. Referencia de simbología: La sombra color gris abarca la composición de los cristales de clinopiroxeno del basalto hospedante (Lopez 2019) en figura a. Cristales de clinopiroxeno (círculo color amarillo), lamelas de exsolución en clinopiroxeno (círculo rojo), espinelo (círculo lila), cristales de clinopiroxeno en basalto hospedante (círculo gris). Las flechas de color señalan, el sitio de análisis particular de cada caso.

Tabla 1. Óxidos mayoritarios expresados en porcentaje en peso (%), analizados en piroxenos de los xenolitos ultramáficos alojados en los basaltos de Chávez (BCh) y Casas Viejas (BCV). Se incluyen los cálculos de la fórmula estructural con base en 6 oxígenos y 4 cationes, Mg#, Al^{IV}/Al^{VI} y proporción de Wo-En-Fs. Los puntos de análisis de los diferentes cristales se diferencian en centro (c) y borde (b).

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO ₁	MnO	MgO	Na ₂ O	CaO	K ₂ O	Total	Si	Ti	Al ^{VI}	Al ^{IV}	Fe (ii)	Fe (iii)	Mn	Mg	Na	Ca	Total	Mg#	Al ^{IV} /Al ^{VI}	Wo	En	Fs
BCh-Cpx 1-10c	47.40	1.94	9.62	0.05	10.19	0.18	13.27	1.15	17.08	0.01	100.88	1.75	0.05	0.25	0.17	0.23	0.09	0.01	0.73	0.08	0.68	4.03	0.70	1.47	39.19	42.37	18.44
BCh-Cpx 1-11c	47.40	1.72	9.51	0.01	10.46	0.18	13.11	1.20	17.16	0.01	100.75	1.75	0.05	0.25	0.17	0.22	0.10	0.01	0.72	0.09	0.68	4.03	0.69	1.47	39.32	41.81	18.87
BCh-Cpx 1-12 c	49.30	1.39	7.27	0.00	10.88	0.13	14.60	1.13	15.65	0.00	100.35	1.82	0.04	0.18	0.14	0.25	0.07	0.00	0.80	0.08	0.62	4.02	0.71	1.29	35.16	45.65	19.20
BCh-Cpx 1-13c	47.97	1.48	8.26	0.00	10.20	0.22	13.31	1.18	17.09	0.00	99.72	1.79	0.04	0.21	0.15	0.23	0.09	0.01	0.74	0.09	0.68	4.03	0.70	1.40	39.12	42.4	18.48
BCh-Cpx 1-14b	49.63	1.09	7.12	0.08	8.56	0.19	15.32	0.98	17.35	0.00	100.32	1.82	0.03	0.18	0.13	0.19	0.08	0.01	0.84	0.07	0.68	4.02	0.76	1.38	38.16	46.9	14.94
BCh-Cpx 1-15b	48.55	1.45	8.30	0.04	9.12	0.08	14.24	1.01	17.53	0.00	100.33	1.79	0.04	0.21	0.15	0.21	0.07	0.00	0.78	0.07	0.69	4.02	0.74	1.40	39.41	44.54	16.05
BCh-Cpx 1-16b	48.15	1.48	8.97	0.02	9.13	0.10	13.66	1.13	17.41	0.00	100.05	1.78	0.04	0.22	0.17	0.21	0.07	0.00	0.75	0.08	0.69	4.02	0.73	1.29	39.95	43.62	16.44
BCh-Cpx 2-17c	49.31	1.34	7.66	0.04	9.71	0.21	14.61	1.13	16.16	0.01	100.17	1.82	0.04	0.18	0.15	0.24	0.05	0.01	0.80	0.08	0.64	4.02	0.73	1.20	36.56	45.99	17.44
BCh-Cpx 2-18c	48.91	1.57	7.54	0.01	10.04	0.27	13.88	1.14	17.24	0.00	100.60	1.81	0.04	0.19	0.14	0.23	0.08	0.01	0.76	0.08	0.68	4.02	0.71	1.36	38.70	43.35	17.95
BCh-Cpx 2-19c	47.80	1.60	8.81	0.01	9.76	0.19	13.09	1.24	17.49	0.02	100.01	1.78	0.05	0.22	0.16	0.21	0.09	0.01	0.73	0.09	0.70	4.03	0.71	1.38	40.28	41.95	17.77
BCh-Cpx 2-20c	49.79	0.99	7.13	0.08	9.01	0.21	15.23	0.92	17.05	0.00	100.41	1.83	0.03	0.17	0.14	0.21	0.06	0.01	0.83	0.07	0.67	4.02	0.75	1.21	37.55	46.68	15.77
BCh-Cpx 2-21b	48.51	1.34	8.62	0.02	8.95	0.23	13.92	1.03	17.50	0.00	100.11	1.79	0.04	0.21	0.17	0.22	0.06	0.01	0.77	0.07	0.69	4.02	0.74	1.24	39.77	44.03	16.20
BCh-Cpx 2-22b	47.65	1.83	9.17	0.00	9.71	0.23	12.87	1.23	17.56	0.01	100.26	1.77	0.05	0.23	0.17	0.22	0.08	0.01	0.71	0.09	0.70	4.02	0.70	1.35	40.66	41.47	17.86
BCh-Cpx 3-23c	49.18	1.04	7.69	0.07	10.48	0.24	15.13	1.08	15.18	0.00	100.09	1.82	0.03	0.18	0.15	0.25	0.07	0.01	0.83	0.08	0.60	4.02	0.72	1.20	34.07	47.25	18.68
BCh-Cpx 3-24c	48.34	1.43	8.33	0.03	10.01	0.20	13.86	1.19	16.24	0.00	99.62	1.80	0.04	0.20	0.16	0.24	0.07	0.01	0.77	0.09	0.65	4.02	0.71	1.25	37.37	44.39	18.24
BCh-Cpx 3-25c	47.55	1.38	8.95	0.04	10.05	0.27	13.09	1.24	17.14	0.00	99.71	1.78	0.04	0.23	0.17	0.21	0.10	0.01	0.73	0.09	0.69	4.03	0.70	1.35	39.54	42.03	18.43
BCh-Cpx 3-26c	48.01	1.32	8.60	0.06	8.57	0.23	14.56	0.94	16.63	0.01	98.92	1.79	0.04	0.21	0.17	0.21	0.06	0.01	0.81	0.07	0.66	4.02	0.75	1.24	38.03	46.33	15.64
BCh-Cpx 3-27c	49.00	0.95	7.70	0.08	9.07	0.20	15.22	0.94	16.41	0.01	99.58	1.81	0.03	0.19	0.15	0.21	0.07	0.01	0.84	0.07	0.65	4.02	0.75	1.27	36.64	47.30	16.06
BCh-Cpx 3-28b	47.68	1.46	9.03	0.05	8.83	0.17	13.90	0.99	17.44	0.00	99.55	1.77	0.04	0.23	0.17	0.20	0.07	0.01	0.77	0.07	0.69	4.02	0.74	1.35	39.85	44.20	15.95
BCh-Cpx 4-29c	47.05	1.80	9.49	0.01	10.02	0.10	12.83	1.24	16.93	0.00	99.47	1.76	0.05	0.24	0.18	0.23	0.08	0.00	0.72	0.09	0.68	4.02	0.70	1.33	39.71	41.88	18.41
BCh-Cpx 4-30c	47.97	1.56	8.69	0.01	10.05	0.24	13.27	1.24	16.60	0.00	99.64	1.79	0.04	0.21	0.17	0.24	0.07	0.01	0.74	0.09	0.66	4.02	0.70	1.24	38.55	42.88	18.56
BCh-Cpx 4-31c	47.43	1.73	9.06	0.02	9.87	0.11	12.99	1.34	16.96	0.00	99.51	1.77	0.05	0.23	0.17	0.22	0.09	0.00	0.72	0.10	0.68	4.03	0.70	1.35	39.65	42.26	18.09
BCh-Cpx 4-32c	50.57	1.11	6.11	0.11	9.84	0.23	17.50	0.92	13.81	0.00	100.2	1.85	0.03	0.15	0.11	0.25	0.05	0.01	0.96	0.07	0.54	4.01	0.76	1.36	30.03	52.95	17.02
BCh-Cpx 4-33b	48.29	1.41	8.47	0.05	8.56	0.22	14.45	0.98	17.02	0.00	98.46	1.79	0.04	0.21	0.16	0.21	0.06	0.01	0.80	0.07	0.68	4.02	0.75	1.31	38.72	45.75	15.53
BCh-Cpx 4-34b	48.01	1.52	8.87	0.03	9.40	0.25	13.80	1.18	17.23	0.00	100.3	1.78	0.04	0.23	0.16	0.20	0.09	0.01	0.76	0.08	0.68	4.03	0.72	1.44	39.24	43.73	17.03
BCh-Cpx 5-35c	47.27	1.76	9.54	0.00	10.22	0.21	12.79	1.31	17.16	0.03	100.29	1.76	0.05	0.24	0.17	0.22	0.10	0.01	0.71	0.09	0.68	4.03	0.77	1.41	39.87	41.36	18.77
BCh-Cpx 5-36c	48.11	1.39	9.05	0.13	8.58	0.19	14.60	0.96	16.83	0.00	99.85	1.78	0.04	0.22	0.17	0.20	0.06	0.01	0.80	0.07	0.67	4.02	0.75	1.29	38.28	46.21	15.50
BCh-Cpx 5-37c	49.47	1.12	7.20	0.05	9.42	0.23	16.08	0.93	15.63	0.00	100.13	1.82	0.03	0.18	0.13	0.21	0.08	0.01	0.88	0.07	0.62	4.02	0.75	1.38	34.36	49.18	16.46
BCh-Cpx 5-38c	48.24	1.48	8.56	0.02	9.09	0.21	14.34	1.11	16.92	0.01	99.98	1.78	0.04	0.22	0.16	0.20	0.08	0.01	0.79	0.08	0.67	4.03	0.74	1.38	38.38	45.26	16.36
BCh-Cpx 5-39c	47.22	1.63	8.95	0.01	9.52	0.21	13.11	1.16	17.01	0.00	98.83	1.77	0.05	0.23	0.17	0.22	0.07	0.01	0.73	0.08	0.68	4.02	0.71	1.35	39.73	42.62	17.65
BCh-Cpx 5-40b	48.65	1.66	5.45	0.02	8.04	0.17	14.68	0.58	20.59	0.01	99.85	1.82	0.05	0.19	0.06	0.13	0.12	0.01	0.82	0.04	0.82	4.03	0.77	3.17	43.47	43.13	13.40
BCV-Cpx 1-1b	49.96	1.86	4.66	0.04	6.58	0.18	14.26	0.58	21.59	0.00	99.72	1.86	0.05	0.15	0.06	0.17	0.03	0.01	0.79	0.04	0.86	4.01	0.79	2.50	46.23	42.50	11.27
BCV-Cpx 1-2c	49.13	1.62	8.58	0.00	7.00	0.19	13.14	1.10	19.84	0.00	100.61	1.80	0.05	0.20	0.17	0.19	0.03	0.01	0.72	0.08	0.78	4.01	0.77	1.18	45.37	41.80	12.82

Tabla 1. Óxidos mayoritarios expresados en porcentaje en peso (%), analizados en piroxenos de los xenolitos ultramáficos alojados en los basaltos de Chávez (BCh) y Casas Viejas (BCV). Se incluyen los cálculos de la fórmula estructural con base en 6 oxígenos y 4 cationes, Mg#, Al^{IV}/Al^{VI} y proporción de Wo-En-Fs. Los puntos de análisis de los diferentes cristales se diferencian en centro (c) y borde (b).

BCV-Cpx 1-3c	49.02	1.67	8.62	0.00	6.80	0.17	12.98	1.03	19.70	0.00	99.99	1.80	0.05	0.20	0.18	0.21	0.00	0.01	0.72	0.07	0.78	4.00	0.77	1.11	45.60	41.81	12.59
BCV-Cpx 2-4c	49.59	1.33	8.25	0.03	6.78	0.16	13.21	0.99	20.17	0.00	100.52	1.82	0.04	0.18	0.17	0.20	0.01	0.01	0.72	0.07	0.79	4.00	0.77	1.06	45.87	41.82	12.32
BCV-Cpx 2-5c	49.74	1.37	8.23	0.07	6.78	0.12	13.33	0.98	20.31	0.00	100.93	1.84	0.04	0.19	0.17	0.19	0.02	0.00	0.72	0.07	0.79	4.03	0.78	1.12	45.92	41.92	12.16
BCV-Cpx 2-6b	49.51	1.35	8.17	0.02	6.59	0.17	13.15	1.02	20.34	0.00	100.33	1.82	0.04	0.18	0.17	0.18	0.02	0.01	0.72	0.07	0.80	4.01	0.78	1.06	46.33	41.67	12.00
BCV-Cpx 3-8c	48.94	1.75	8.87	0.04	6.84	0.14	12.86	1.10	19.85	0.01	100.39	1.80	0.05	0.21	0.18	0.20	0.01	0.00	0.70	0.08	0.78	4.00	0.77	1.17	45.95	41.40	12.61
BCV-Cpx 3-9b	48.97	1.59	9.03	0.00	6.78	0.18	13.00	1.09	19.7	0.01	100.33	1.80	0.04	0.20	0.19	0.19	0.01	0.01	0.71	0.08	0.77	4.00	0.77	1.05	45.59	41.85	12.55
BCV-Cpx 3-10b	49.07	1.67	8.72	0.00	6.85	0.18	13.00	0.99	19.92	0.00	100.42	1.80	0.05	0.20	0.18	0.21	0.01	0.01	0.71	0.07	0.78	4.00	0.77	1.11	45.80	41.59	12.62
BCV-Px exs 1	51.00	0.36	6.24	0.00	15.42	0.28	25.51	0.08	0.80	0.02	99.71	1.85	0.01	0.15	0.11	0.43	0.04	0.01	1.38	0.01	0.03	4.01	0.75	1.36	1.65	73.17	25.18
BCV-Px exs 2	50.86	0.66	6.27	0.00	13.70	0.26	22.89	0.24	5.74	0.00	100.64	1.84	0.02	0.16	0.11	0.36	0.06	0.01	1.23	0.02	0.22	4.02	0.75	1.45	11.85	65.75	22.40
BCV-Px exs 3	51.79	0.46	6.23	0.01	14.79	0.33	25.00	0.12	2.79	0.00	101.52	1.85	0.01	0.15	0.11	0.40	0.04	0.01	1.33	0.01	0.11	4.01	0.75	1.36	5.65	70.51	23.84
BCV-Px exs 4	51.28	0.33	5.90	0.01	15.74	0.27	25.96	0.06	0.88	0.00	100.42	1.85	0.01	0.15	0.10	0.41	0.06	0.01	1.39	0.00	0.03	4.02	0.75	1.50	1.78	73.09	25.12
BCh-Px 69c	49.11	2.65	4.19	0.07	6.97	0.16	13.67	0.73	22.72	0.00	100.30	1.83	0.07	0.17	0.01	0.12	0.09	0.00	0.76	0.05	0.91	4.02	0.77	17.00	48.07	40.24	11.69
BCh-Px 70b	48.86	2.97	4.52	0.06	7.27	0.18	13.63	0.60	22.70	0.03	100.86	1.81	0.08	0.19	0.01	0.14	0.08	0.00	0.75	0.04	0.90	4.02	0.77	19.00	47.84	39.98	12.19

lo hace a mayores presiones. Por su parte, Wass (1979) estableció que el incremento en la relación Al^{IV}/Al^{VI} aumenta con la disminución de la presión, independiente de la composición del líquido basáltico en el que se hospedan los cristales de piroxeno. Acorde con Aoki y Kushiro (1968) la proporción relativa de Al en el sitio tetraédrico u octaédrico en el clinopiroxeno se relaciona con las condiciones físico-químicas de cristalización.

En el gráfico de la figura 7, se volcaron los resultados de los sitios de vacancia del Al estimados para los cristales de clinopiroxeno de los xenolitos ultramáficos y los cristales de clinopiroxeno magmático de los respectivos basaltos hospedantes (en sombra gris). Se aprecia que los puntos de análisis de los cristales de clinopiroxeno y lamelas de exsolución de los xenolitos ultramáficos (círculos rojos y amarillos), se proyectan en el campo de las granulitas e inclusiones en rocas basálticas. Los cristales de clinopiroxeno del basalto hospedante (sombra gris), también se extienden en el campo de las rocas ígneas, tal como indicaron Aoki y Kushiro (1968). Sin embargo, varios análisis de los clinopiroxenos de los xenolitos ultramáficos tienen valores más altos de Al^{IV} y Al^{VI}, respecto de los clinopiroxenos de los basaltos.

Con el fin de estimar las condiciones termobarométricas a las que se formaron los minerales de los xenolitos ultramáficos, se utilizó el termobarómetro de Putirka (2008), que vincula a los cristales de clinopiroxeno y a un líquido en equilibrio con estos. El líquido en equilibrio que se asumió como representativo, es la composición del líquido basáltico que hospeda los xenolitos ultramáficos y, corresponde a los datos de geoquímica de roca total (RT) que se muestran en el cuadro 3. Se escogió para cada basalto una muestra de geoquímica de roca total (muestras BCV10 y BCh2), que contuviese una baja proporción de cristales ($\leq 10\%$ de feno- y microfenocristales), sin ningún tipo de xenolitos ni xenocristales.

Los datos obtenidos del geotermobarómetro clinopiroxeno - líquido de Putirka (2008), se encuentran contemplados en la condición de equilibrio, por lo que se utilizó para estimar las condiciones de cristalización.

Las condiciones de cristalización del núcleo de los cristales de clinopiroxeno de los xenolitos ultramáficos del basalto de Chávez, dieron un promedio de 18.7 kbar de presión y 1258 °C de temperatura, y el promedio del borde fue de 17.5 kbar y 1243 °C (ver cuadro 4). Para el basalto Casas Viejas, las condiciones de cristalización de los clinopiroxenos del xenolito fueron algo más bajas, con ≈ 13.1 kbar y 1242 °C para el núcleo, y ≈ 10.9 kbar de presión y ≈ 1213 °C para los bordes. A modo de comparación, se calcularon, con el geotermobarómetro clinopiroxeno - líquido de Putirka (2008), las

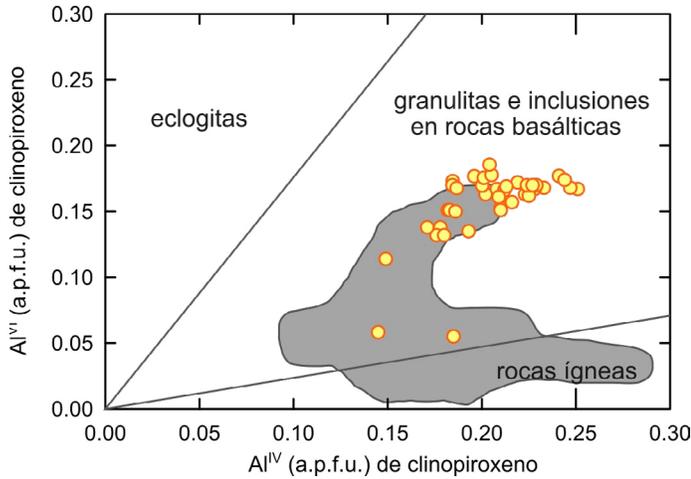


Figura 7. Diagrama Al^{IV} vs. Al^{VI} en clinopiroxeno, expresado en átomos por fórmula unidad (a.p.f.u.) con los campos de presión definidos por Aoki y Kushiro (1968). Referencias ídem figura 6.

condiciones de cristalización de un clinopiroxeno magmático del basalto hospedante (ver cuadro 1, muestra BCh-Cpx 69c y BCh-Cpx70b. La figura 6d marca sitios de análisis). Los resultados obtenidos en los clinopiroxenos magmáticos fueron 8.9 kbar de presión y 1062 °C de temperatura para el núcleo, y 8.9 kbar de presión y 1055 °C de temperatura para el borde (cuadro 4).

DISCUSIÓN

Lopez et al. (2020) plantearon dos hipótesis probables sobre el origen de los xenolitos ultramáficos y su relación con los basaltos hospedantes. La primera, considera que los xenolitos son agregados glomeroporfíricos formados en la cámara magmática previo al ascenso del magma, mientras

que la segunda plantea que son fragmentos no reabsorbidos procedentes del manto astenosférico donde se generaron los fundidos basálticos.

La textura de disequilibrio cribada o esponjosa, común en los cristales de clinopiroxeno de los xenolitos, es también típica de los feno- y microfenocristales de las fases máficas (olivino y clinopiroxeno) del basalto hospedante. El origen de esta textura es controversial, ya que se la ha vinculado con diferentes mecanismos, tales como: interacción entre peridotitas y magma hospedante, fusión parcial inducida por descompresión o participación de fluidos/fundidos metasomáticos (Pan et al. 2018 y referencias allí citadas). Otra explicación sobre la génesis de esta textura, desarrollada principalmente en los bordes de los cristales de clinopiroxeno, implica una reacción de descompresión ocurrida durante el ascenso o transporte del magma (Roach 2004), posiblemente favorecida o desencadenada por la tectónica extensional imperante (e.g. Pan et al. 2018). En el mismo sentido, las lamelas de exsolución han sido definidas como el intercrecimiento simultáneo entre minerales durante un descenso de presión (Vernon 2004), o como respuesta a una transformación subsólida durante el enfriamiento del piroxeno debido a un vacío de miscibilidad entre augita y pigeonita (Leroux et al. 2016). En el caso de los xenolitos ultramáficos y basaltos hospedantes, no hay evidencias de mezcla de magmas ni de procesos metasomáticos. Las texturas de disequilibrio se atribuyen a la rápida descompresión del magma durante su ascenso (<10 kbar de presión), seguida del posterior asentamiento en una cámara magmática secundaria emplazada en la litósfera (≈ 5 kb de presión), que da origen a un nuevo estadio de equilibrio durante el cual comenzaron a formarse bordes con tendencia al euhedralismo en algunos fenocristales de clinopiroxeno (Lopez 2019).

La composición de los cristales de clinopiroxeno de los

Tabla 2. Óxidos mayoritarios analizados en minerales del grupo del espinelo de los xenolitos ultramáficos, expresados en porcentaje en peso. Se incluye la fórmula estructural con base en 32 oxígenos y 24 cationes y el número de magnesio (Mg#). Referencias: ídem cuadro 1.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	ZnO	NiO	CaO	Total	Si	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Total	Mg#
BCh-Spl 3c	0.07	1.20	54.64	0.17	29.07	0.16	13.93	0.16	0.13	0.00	99.63	0.01	0.24	13.64	0.06	1.73	3.88	0.02	4.33	24.00	0.43
BCh-Spl 4b	0.11	1.23	54.47	0.15	28.83	0.13	14.35	0.21	0.09	0.00	99.64	0.02	0.21	13.59	0.06	1.85	3.97	0.04	4.19	24.00	0.41
BCh-Spl 7c	0.06	1.48	52.66	0.35	30.52	0.14	13.2	0.15	0.10	0.00	98.94	0.02	0.20	13.86	0.03	1.65	3.55	0.02	4.62	24.00	0.47
BCh-Spl 8b	0.09	1.28	52.36	0.36	31.64	0.24	12.77	0.12	0.10	0.00	99.15	0.01	0.25	13.64	0.06	1.73	3.88	0.03	4.33	24.00	0.43
BCV-Spl 1c	0.03	0.27	61.71	0.01	23.22	0.15	15.12	0.11	0.03	0.00	100.68	0.00	0.04	15.16	0.00	0.74	3.31	0.02	4.70	24.00	0.53
BCV-Spl 2c	0.04	0.23	61.95	0.03	23.08	0.13	15.43	0.07	0.08	0.00	101.04	0.00	0.03	15.14	0.00	0.76	3.24	0.02	4.77	24.00	0.54
BCV-Spl 3b	0.06	0.24	60.82	0.04	22.53	0.14	16.74	0.15	0.09	0.00	100.81	0.01	0.03	14.83	0.00	1.06	2.84	0.02	5.16	24.00	0.57
BCV-Spl 4c	0.15	0.24	61.04	0.09	22.64	0.12	16.25	0.02	0.10	0.09	100.73	0.03	0.03	14.92	0.01	0.93	2.99	0.02	5.02	24.00	0.56
BCV-Spl 5b	0.03	0.36	59.68	0.01	22.56	0.16	16.82	0.11	0.07	0.02	99.83	0.00	0.05	14.70	0.00	1.17	2.77	0.03	5.24	24.00	0.57
BCV-Spl 6c	0.06	0.27	61.32	0.03	22.96	0.10	15.46	0.10	0.12	0.00	100.42	0.01	0.19	13.94	0.03	1.60	3.66	0.02	4.49	24.00	0.46
BCV-Spl 7c	0.04	0.22	60.57	0.05	22.74	0.14	15.70	0.10	0.05	0.00	99.61	0.00	0.03	14.99	0.00	0.91	3.08	0.02	4.92	24.00	0.55

Tabla 3. Óxidos mayoritarios expresados en porcentaje en peso de las muestras de geoquímica de roca total (RT), utilizadas para los cálculos geotermobarométricos de los basaltos de Chávez (BCh2) y Casas Viejas (BCV10). BCh2 (RT) tomado de Castro de Machuca et al. (2019) y BCV10 (RT) este trabajo.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
BCh2 (RT)	45.10	2.93	14.75	0.04	12.15	0.17	7.48	7.56	4.42	1.08	0.08	95.79
BCV10 (RT)	46.60	2.72	16.50	0.03	11.00	0.11	5.42	7.81	4.22	1.38	0.57	96.36

xenolitos ultramáficos y los clinopiroxenos del basalto hospedante, tienen clasificaciones similares considerando los criterios de clasificación de Morimoto et al. (1988) (Fig. 6a). Sin embargo, los contenidos promedio de Cr₂O₃ (en centro y borde) de los cristales de los xenolitos ultramáficos, son más bajos (0.03% y 0.02%) que los del clinopiroxeno del basalto hospedante, con ≈ 0.07% y 0.06%. Los valores de Al₂O₃ son más elevados en los cristales de los xenolitos, con ≈ 8.80% y 8.30% para el xenolito del basalto de Chávez y ≈ 8.42% y 6.42% para el xenolito del basalto Casas Viejas, mientras que, los valores para el clinopiroxeno del basalto hospedante son de ≈ 4.19% y 4.52% (Cuadro 1). El Mg# calculado en centro y borde, es de ≈ 0.71% y 0.73% para los clinopiroxenos del xenolito ultramáfico del basalto de Chávez, ≈ 0.77% y 0.79% para el xenolito del basalto Casas Viejas y, 0.77% en centro y borde para el clinopiroxeno del basalto hospedante. En este sentido, se destaca la escasa variación del Mg# entre los grupos comparados.

Los contenidos globales de Cr₂O₃ (<0.13%), Al₂O₃ (5.45% - 9.62%), Na₂O (<1.34%) y Mg# ≈ 0.74 en los clinopiroxenos de los xenolitos ultramáficos del basalto de Chávez, varían ligeramente de los cristales los xenolitos en basalto Casas Viejas, con: Cr₂O₃ (<0.07%), Al₂O₃ (4.66% - 9.03%), Na₂O (<1.09%) y Mg# ≈ 0.77.

Borghini et al. (2016), analizaron las variaciones composicionales de los cristales de clinopiroxeno que componen diferentes capas texturales de una clinopiroxenita espinélica libre de olivino incluida en una peridotita, y que representaría una heterogeneidad litológica generalizada del manto. Los contenidos promedio de los clinopiroxenos porfiroclásticos en dicha clinopiroxenita fue bajo Cr₂O₃ y Na₂O (<0.36%, <1.0%), alto Al₂O₃ (entre 6.21% a 10.12%) y Mg# = 0.77. Mientras, que los clinopiroxenos neoblásticos, tienen concentraciones más bajas en Al₂O₃ (entre 1.17% y 3.43%) y más altos Mg# (0.82 - 0.88).

Los valores composicionales, junto con las proporciones Al^{IV}/Al^{VI}, y las estimaciones de P-T obtenidos en este trabajo, fueron considerados en conjunto para comparar las condiciones de cristalización de los clinopiroxenos de los xenolitos ultramáficos y los del basalto hospedante.

De acuerdo a la proporción relativa de distribución del Al en los sitios tetraédricos y octaédrico en los clinopiroxenos

de los xenolitos ultramáficos y los clinopiroxenos del basalto hospedante, todos los análisis comparten el campo de granulitas e inclusiones en rocas basálticas (Fig. 7), lo que sugiere condiciones similares en cuanto a la presión de cristalización. No obstante, la proporción Al^{IV}/Al^{VI} es considerablemente más elevada en el clinopiroxeno magmático (≈ 15.76), que en los xenolitos ultramáficos de los basaltos de Chávez y Casas Viejas (≈ 1.56 y ≈ 1.44 respectivamente). Esta proporción, aumenta hacia los bordes de los cristales, lo que implica un decrecimiento en la presión (Wass 1979).

Los cálculos termobarométricos realizados en los clinopiroxenos de los xenolitos mostraron poca variación entre núcleo y borde, y los valores de P-T determinados son considerablemente más elevados que los calculados para el clinopiroxeno del basalto hospedante. Los clinopiroxenos del xenolito del basalto de Chávez dieron un promedio de 18.1 kbar de presión y 1250 °C de temperatura; los del basalto Casas Viejas arrojaron un promedio de 12 kbar de presión y 1228 °C de temperatura, mientras que en el clinopiroxeno magmático se obtuvieron 8.9 kbar de presión y 1058 °C. Las condiciones de P-T calculadas en este trabajo para los cristales de clinopiroxeno de los xenolitos ultramáficos, están comprendidas en los rangos propuestos para xenolitos mantélicos por diferentes autores (e.g. Princivalle et al. 2000). Por otro lado, y como se expuso anteriormente, los valores hallados en los clinopiroxenos de los xenolitos ultramáficos son correlacionables con los de los porfiroclastos relictos de origen mantélico analizados por Borghini et al. (2016).

Sobre la base de esta información, se estima que la hipótesis que más se adecua para explicar la génesis de los xenolitos ultramáficos, es la que los considera los xenolitos como fragmentos procedentes del manto que no fueron totalmente reabsorbidos por los fundidos basálticos.

CONCLUSIONES

Los xenolitos ultramáficos contenidos en los basaltos alcalinos de la Sierra de Valle Fértil corresponden a clinopiroxenitas y clinopiroxenitas olivínicas, compuestas principalmente por clinopiroxeno + espinelo ± olivino. Las concentraciones de Al₂O₃, Na₂O, Cr₂O₃ y Mg# de los cristales de clinopiroxeno,

Tabla 4. Cálculos geotermobarométricos en los cristales de clinopiroxeno de los xenolitos ultramáficos de los basaltos de Chávez (BCh) y Casas Viejas (BCV) y en un fenocristal del basalto de Chávez (BCh). Los cálculos se realizaron con geotermobarómetro piroxeno - líquido según Putirka (2008). Referencia de análisis en centro (c) y borde (b).

Muestra	Putirka (2008) - T (°C) - Ec 37	Putirka (2008) - P (kbar) - Ec 38	KD = 1.09 ± 0.14	Putirka (2008) - P (kbar) - Ec 32c	Putirka (2008) - T (°C) - Ec 32d	KD = 0.27 ± 0.03
BCh-Cpx 1-10c				19.82	1244.23	0.29
BCh-Cpx 1-11c				19.88	1248.21	0.29
BCh-Cpx 1-12 c				17.21	1256.48	0.29
BCh-Cpx 1-13c				18.39	1252.69	0.29
BCh-Cpx 1-14b				15.82	1264.30	0.29
BCh-Cpx 1-15b				17.26	1252.74	0.29
BCh-Cpx 1-16b				18.28	1258.97	0.29
BCh-Cpx 2-17c				17.12	1264.61	0.29
BCh-Cpx 2-18c				17.53	1250.39	0.29
BCh-Cpx 2-19c				19.09	1253.82	0.29
BCh-Cpx 2-20c				15.30	1261.75	0.29
BCh-Cpx 2-21b				17.20	1257.72	0.29
BCh-Cpx 2-22b				19.41	1248.93	0.29
BCh-Cpx 3-23c				17.12	1258.03	0.29
BCh-Cpx 3-24c				18.23	1261.82	0.29
BCh-Cpx 3-25c				19.26	1259.02	0.29
BCh-Cpx 3-26c				17.00	1260.37	0.29
BCh-Cpx 3-27c				16.11	1266.76	0.29
BCh-Cpx 3-28b				17.85	1253.98	0.29
BCh-Cpx 4-29c				19.91	1251.05	0.29
BCh-Cpx 4-30c				18.84	1258.33	0.29
BCh-Cpx 4-31c				19.98	1257.25	0.29
BCh-Cpx 4-32c				15.26	1266.58	0.29
BCh-Cpx 4-33b				17.12	1258.95	0.29
BCh-Cpx 4-34b				18.89	1259.09	0.29
BCh-Cpx 5-35c				20.35	1252.46	0.29
BCh-Cpx 5-36c				17.59	1260.77	0.29
BCh-Cpx 5-37c				16.07	1263.32	0.29
BCh-Cpx 5-38c				18.21	1261.04	0.29
BCh-Cpx 5-39c				18.89	1253.77	0.29
BCh-Cpx 5-40b				13.44	1196.63	0.28
BCV-Cpx 1-1b				9.20	1183.57	0.28
BCV-Cpx 1-2c				14.00	1243.60	0.29
BCV-Cpx 1-3c				13.39	1242.01	0.29
BCV-Cpx 2-4c				12.64	1243.89	0.28
BCV-Cpx 2-5c				12.62	1242.12	0.28
BCV-Cpx 2-6b				12.79	1242.85	0.28
BCV-Cpx 3-8c				14.10	1241.57	0.29
BCV-Cpx 3-9b				13.99	1247.42	0.29
BCV-Cpx 3-10b				13.28	1238.48	0.29
BCV-Px exs 1	969.21	3.38	0.88			
BCV-Px exs 2	1301.73	15.88	0.89			
BCV-Px exs 3	1298.55	14.70	0.90			
BCV-Px exs 4	979.66	3.48	0.88			
BCh-Px 69c				8.90	1062.30	0.27
BCh-Px 70b				8.90	1055.10	0.27

su afinidad con clinopiroxenos de piroxenitas de manto, junto con la distribución de Al en los clinopiroxenos analizados y su relación entre Al^{IV}/Al^{VI} , así como las condiciones geotermobarométricas de cristalización estimadas, sugieren que el origen de los xenolitos estaría relacionado a fragmentos desprendidos del manto que no fueron totalmente reabsorbidos por los fundidos basálticos. Los mismos habrían formado parte del sistema magmático desde etapas tempranas.

La zonación y texturas de disequilibrio identificadas (cribada o esponjosa y lamelas de exsolución) identificados en los xenolitos ultramáficos, pueden ser explicadas como respuesta a una disminución o caída en las condiciones de cristalización (P-T) de estas fases minerales, y se habrían desarrollado como resultado de procesos acaecidos durante el ascenso secuencial del magma, con posterioridad a su incorporación en el fundido basáltico. La tectónica extensional imperante que posibilitó el ascenso de los fundidos basálticos que propició también, la descompresión del sistema lava-xenolito.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos PIP 00294 y PIP 11220170101147CO-CONICET. Un especial agradecimiento al Sr. Edgardo Oviedo por su paciencia y dedicación en la confección de las secciones pulidas, y al Dr. Daniel Flores por su asesoramiento en la edición de los mapas. A los editores y árbitros de este trabajo, quienes con dedicación expusieron sugerencias que mejoraron la calidad del trabajo.

REFERENCIAS

- Acevedo, R.D. 2016. Alkali basalts and enclosed ultramafic xenoliths near Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina. *Sprinter Plus* 5(1): 1394.
- Allen, P. y Allen, J. 1990. *Basin Analysis. Principles and Applications*. Blackwell, 451 p., Oxford.
- Aoki K. y Kushiro I. 1968. Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contribution of Mineralogy and Petrology* 18(4): 326-337.
- Bertotto, G.W. 2003. Evolución geológica y petrológica de los conos basálticos cenozoicos portadores de xenolitos ultramáficos del margen oriental de la Provincia basáltica Andino-Cuyana, provincias de La Pampa y Mendoza. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédito), 186 p., La Plata.
- Bjerg, E.A., Ntaflou, T., Kurat, G., Dobosi, G. y Labudía, C. H. 2005. The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences* 18 (2): 125-145.
- Borghini, G., Rampone, E., Zanetti, A., Class, C., Cipriani, A., Hofmann, A. y Goldstein, S. 2016. Pyroxenite Layers in the Northern Apennines' Upper Mantle (Italy)-Generation by Pyroxenite Melting and Melt Infiltration. *Journal of Petrology* 57: 625-653.
- Castro de Machuca, B., Lopez, M. G., Morata, D., Fuentes, M. G. 2019. Geochemical constraints on the petrogenesis of Triassic alkaline basalts of Sierra de Valle Fértil, Western Sierras Pampeanas, Argentina: implications for their origin, evolution and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences* 95: 102297.
- Charrier, R. 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones* 26: 1-37.
- Coloma, F., Valin, X., Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Salazar, E., Ducea, M.N., 2017. Geochemistry of permian to triassic igneous rocks from northern Chile (28°-30°15'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean Geology* 44: 147-148.
- Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Ducea, M.N., Peason, D., Tibaldi, A.M. y Baliani, I. 2012. Detrital zircon U-Pb ages of metasedimentary rocks from the sierra de Valle Fértil: revealing entrapment of late Cambrian marine successions into the deep roots of the early Ordovician Famatinian Arc. *Journal of South American Earth Sciences* 37: 77-94.
- Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Ducea, M.N., Otamendi, J.E., Bergantz, G., Stair, K., Valencia, V. y Gehrels, G.E. 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U-Pb zircon geochronology of the Sierra de Valle Fértil, Famatinian arc, Argentina. *Tectonics* 29: 1-22.
- Espinoza, M., Montecino, D., Oliveros, V., Astudillo, N., Vásquez, P., Reyes, R., Celis, C., González, R., Contreras, J., Creixell, C. y Martínez, A. 2019. The synrift phase of the early Domeyko Basin (Triassic, northern Chile): sedimentary, volcanic and tectonic interplay in the evolution of an ancient subduction-related rift basin. *Basin Research* 31: 4-32.
- Jastrzębska, I., Szczerba, J., Blachowski, A., Stoch, P. 2017. Structure and microstructure evolution of hercynite spinel (Fe₂Al₂O₄) after annealing treatment. *European Journal of Mineralogy* 29: 2579.
- Leroux, H., Jacob, D., Marinova, M., Hewins, R., Zanda, B., Pont, S., Lorand, J. P. and Humayun, M. 2016. Exsolution and shock microstructures of igneous pyroxene clasts in the Northwest Africa 7533 Martian meteorite. *Meteoritics & Planetary Science* 51: 932-945.
- Limarino, C.O., Page, S.M., Caselli, A., Net, L., Litvak, V., Pieters, P., Lyons P. y Gutiérrez, P. 2008. Hoja Geológica 3166-I, Chamental. Provincias de La Rioja y San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 257, 67 p. Buenos Aires.
- Llambías, E.J. 1999. Las rocas ígneas gondwánicas 1. El magmatismo Gondwánico durante el Paleozoico Superior - Triásico. En: Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino,

- Anales 29 (14): 349-376, Buenos Aires.
- Lambías, E.J. 2001. Complejos magmáticos triásicos al norte de los 40°S. En: Artabe, A.; Morel, E. y Zamuner, A. (eds.), El Sistema Triásico en la Argentina. Fundación Museo de La Plata "Francisco Pascasio Moreno", p. 55-68, La Plata.
- Lambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (2): 217-235.
- Lopez, M. G. 2019. Petrogénesis y marco geotectónico del magmatismo alcalino Triásico en la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan (inédito), 159p. San Juan.
- Lopez, M. G., Castro de Machuca, B., Gómez, R. y Palacio Balderramo, G. 2015. Contribution to the geochronology of the Triassic magmatism in the Western Sierras Pampeanas, province of San Juan, Argentina. VI Simposio de Vulcanismo e Ambientes Asociados, Actas: 51, Sao Paulo.
- Lopez, M. G., Castro de Machuca, B., Flores, D., Malisia, C., Fuentes, M. G. y Mulet, V. 2020. Petrografía y geoquímica de la Basanita El Retamo: nueva evidencia del magmatismo triásico en la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 77 (2): 230-243.
- Mirré, J.C. 1976. Descripción Geológica de la Hoja 19e, Valle Fértil, Provincias de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín 147, 70 p., Buenos Aires.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. y Gottardi, G. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Bulletin de Minéralogie* 111: 535-550.
- Mozetic, M.A. 1975. El Triásico de los alrededores al Valle del Río Bermejo, provincias de La Rioja y San Juan. Universidad de Buenos Aires. Tesis Doctoral inédita, 175 p., Buenos Aires.
- Nasir, S., Al-Sayigh, A., Alharthy, A. y Al-Lazki, A. 2006. Geochemistry and petrology of Tertiary volcanic rocks and related ultramafic xenoliths from the central and eastern Oman Mountains. *Lithos* 90: 249-270.
- Ntaflos Th., Bjerg, E.A., Labudia, C.H. y Kurat, G. 2007. Depleted lithosphere from the mantle wedge beneath Tres Lagos, southern Patagonia, Argentina. *Lithos* 94: 46-65.
- Orellano Ricchetti, A. P., Rubinstein, N. y Carrasquero, S. 2019. Petrogenesis of de Triassic Cuyo basin magmatism: controls on the magmatic evolution of passive rifts basins in Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 92: 586-597.
- Otamendi, J.E., Ducea, M. and Bergantz, G.W. 2012. Geological, Petrological and Geochemical Evidence for Progressive Construction of an Arc Crustal Section, Sierra de Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina. *Journal of Petrology* 53: 761-800.
- Otamendi, J.E., Vujovich, G.I., de la Rosa, J.D., Tibaldi, A.M., Castro, A., Martino, R.D. and Pinotti, L.P. 2009. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleo-arc, sierras Valle Fértil - La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 258-279.
- Page, S., Caselli, A. T. y Limarino, C. O. 1997. Basaltos alcalinos en el Triásico de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión, provincias de La Rioja y San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(2): 202-208.
- Pan, P., Zheng, J., Yin, Z., Griffin, W. L., Xia, M., Lin, A. y Zhang, H. 2018. Spongy texture in mantle clinopyroxene records decompression-induced melting. *Lithos* 320-321: 144-154.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S- type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 91: 151-168.
- Poma, S., Zappettini, E. O., Quenardelle, S., Santos, J. O., Koukharsky, M., Belousova, E. y McNaughton, N. 2014. Geochemistry, U-Pb SHRIMP zircon dating and Hf isotopes of the Gondwanan magmatism in NW Argentina: petrogenesis and geodynamic implications. *Andean Geology* 41(2): 267-292.
- Princivalle, F., Salviulo, G., Marzoli, A. y Piccirillo, E. 2000. Clinopyroxene of spinel-peridotite mantle xenoliths from Lake Nji (Cameroon Volcanic Line, W Africa): Crystal chemistry and petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139: 503-508.
- Putirka, K.D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69: 61-120.
- Ramos, V. A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: En: Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29 (14): 41-96, Buenos Aires.
- Ramos, V. y Kay, S. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En: Harmon, R. y Rapela, C. (eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J.M. y Palma, M.A. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5(6): 855-880.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Perez, D. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C., Martínez, F. 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic-Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research* 37 172-181.
- Roach, I.C. 2004. Mineralogy, Textures and P-T Relationships of a Suite of Xenoliths from the Monaro Volcanic Province, New South Wales, Australia. *Journal of Petrology* 45 (4): 739-758.
- Rocher, S., Vallecillo, G., Castro, B., Machuca, D. y Alasino, P. 2015. El Grupo Choiyoi (Pérmico temprano-medio) en la Cordillera Frontal de Calingasta, San Juan, Argentina: volcanismo de arco asociado a ex-

- tensión. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 32: 415-432.
- Rudnick, R.L. 1992. Xenoliths - samples of the lower continental crust. En: Fountain, D.M., Arculus, R. y Kay, R.W. (eds.), *Continental Lower Crust*. Elsevier, 269-316, Amsterdam.
- Streckeisen, A. 1973. Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes* 18(10): 26-30.
- Tibaldi A., Cristofolini E., Otamendi J., Armas P. y Barzola M. 2016. Petrología, termobarometría y geoquímica de las rocas anatécicas del sector norte de la Sierra de Valle Fértil, San Juan: implicancias en la determinación de variaciones laterales en la construcción del arco magmático Famatiniano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73: 195-210.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdan, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. *AAPG Memoir* 46: 599-614.
- Vásquez, P., Glodny, J., Franz, G., Frei, D. y Romer, R.L. 2011. Early Mesozoic plutonism of the Cordillera de la Costa (34°–37°S), Chile: constraints on the onset of the Andean Orogeny. *Journal of Geology* 119: 159-184.
- Vernon, R. 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, 594 p., Cambridge.
- Vujovich, G., Chernicoff, C., Tchilinguirian, P., Godeas, M., Marín, G., Pezzutti, N., Sepúlveda, E., Lopez, H., Cardó, R. y Diaz, I. 2007. Hoja Geológica 3166-III, Chepes, provincias de La Rioja, San Juan y San Luis. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 251, 65 p., Buenos Aires.
- Wagsong Njombie, P., Temdjim, R. y Foley, S.F. 2018. Petrology of spinel lherzolite xenoliths from Youkou volcano, Adamawa Massif, Cameroon Volcanic Line: mineralogical and geochemical fingerprints of sub-rift mantle processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 173: 13.
- Wandji P., Tsafack J., Bardintzeff J. M., Nkouathio D., Kagou D., Bellon H. y Guillou H. 2009. Xenoliths of dunites, wehrlites and clinopyroxenites in the basanites from Batoke volcanic cone (Mount Cameroon, Central Africa): petrogenetic implications. *Mineralogy and Petrology* 96: 81-98.
- Wass, S. Y. 1979. Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos* 12 (2): 115-132.
- Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman. 466 p.