



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

SUBTIPO PETROLÓGICO E INCLUSIONES VÍTREAS EN CONDRITAS
CARBONÁCEAS

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS,
MENCIÓN GEOLOGÍA

CLAUDIA SAMANTA ARAVENA GONZÁLEZ

PROFESOR GUÍA:
DANIEL MONCADA

PROFESORA CO-GUÍA:
MILLARCA VALENZUELA PICÓN

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
KATJA DECKART
LOWELL MOORE
MICHAEL ZOLENSKY

Este trabajo ha sido financiado por FONDEQUIP EQM170103 y Proyecto
FONDECYT 11170210

SANTIAGO DE CHILE
2023

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL:
Grado De Magister En Ciencias, Mención Geología
POR: Claudia Samanta Aravena González
FECHA: 2023
PROFESOR GUÍA: Daniel Moncada

SUBTIPO PETROLÓGICO E INCLUSIONES VÍTREAS EN CONDRITAS CARBONÁCEAS

Las condritas se componen de matriz y cóndrulos, pequeñas gotas de silicato de composición ferro-magnésiana, normalmente de olivino y piroxeno, que revelan complejas texturas. La formación de cóndrulos ha sido interpretada como el resultado de uno o varios acontecimientos breves de alta temperatura y rápido enfriamiento en un medio gaseoso en los inicios del sistema solar. Hasta la fecha, la historia térmica de los meteoritos ha sido fuente de investigaciones y de experimentos que buscan comprender procesos de acreción y estimar tasas de enfriamiento de los cóndrulos. Esta investigación tiene por objetivo estimar procesos termales en tres muestras de condritas carbonáceas tipo CO, caracterizados por ser muy primitivos. Para ello se estudió el carbono en sus matrices y las familias de inclusiones vítreas encontradas en cóndrulos bien preservados.

Esta investigación también busca interpretar procesos de cristalización en cóndrulos a través de una petrografía detallada y de la caracterización de bandas Raman obtenidas en los componentes de familias de inclusiones vítreas (MIA) hospedadas en olivino y sus características químicas con microsonda electrónica.

Como resultado de este estudio se proponen subtipos petrológicos en las condritas: Catalina 008 (3.4 – 3.7), El Médano 397 (3.7) y Sahara 98067 (>3.6) y se estiman temperaturas de alteración en el cuerpo parental evidenciada por el carbono de sus matrices de 388°C en Catalina 008, 371°C en El Médano 397 y 501 °C en la matriz Sahara 98067.

Los espectros Raman detectan a) olivino y cromita en inclusiones hospedadas en un cóndrulo de Olivino Porfirítico (PO) tipo II (<90% Fo) en C008C1, b) Vidrio ricos en Al y Ca en inclusiones de un cóndrulo de Olivino Barrado (OB), el que químicamente se clasifica como tipo I (>90% Fo), c) inclusiones carbonosas en un cóndrulo Porfirítico de Olivino -Piroxeno (POP) de tipo I (>90%Fo) con una temperaturas de formación estimada en 396°C y d) inclusiones vítreas ricas en cromita en un cóndrulo POP tipo II (<90 %Fo).

Este trabajo contribuye con información relevante para la comprensión de la historia termal de condritas prístinas de la serie metamórfica 3 y aporta, desde el estudio de familias de inclusiones vítreas, al entendimiento de los procesos de cristalización en cóndrulos.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación es el resultado de años de trabajo y de apoyo.

En primer lugar, agradezco a mi profesor guía, por regalar la oportunidad de investigar meteoritos en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Agradezco su incentivo constante en hacerme participar en congresos científicos, fueron la clave para definir los objetivos de este trabajo. Agradezco el espacio y los almuerzos para filosofar los conceptos extraterrestres que se presentaron en el tiempo. El ánimo que me dio para sostener esta línea de investigación y la seguridad con que me ayudó a reconocer la frustración, transformarla en resultados, discusiones, conclusiones y finalmente, en una metodología novedosa para investigar inclusiones y meteoritos carbonáceos en Chile.

En segundo lugar, quisiera agradecer a los miembros de la comisión, de quienes obtuve valiosas perspectivas con los que pude estructurar este trabajo, también al grupo de meteoritos y ciencias planetarias, con cuyas reflexiones descubrí mis errores metodológicos y conceptuales. Gracias a todos estos investigadores, pude desestructurar lenta y segura mis conceptos geológicos terrestres y salirme de órbita.

No puede faltar mi familia, amigas y amigos que me acompañaron con medicina y cariño en esas maratones nocturnas volando esta nave.

Finalmente agradezco los proyectos FONDEQUIP EQM170103 & FONDECYT 11170210 que financiaron esta investigación.

1. TABLA DE CONTENIDOS

1.	Introducción	1
1.1	Formulación del estudio propuesto	1
1.2	Hipótesis de trabajo.....	5
1.3	Objetivos	5
1.3.1	Objetivo General:.....	5
1.3.2	Objetivos específicos:	5
1.4	Muestras y estudios previos	5
2.	Metodología	8
2.1	Clasificación de meteoritos.....	8
2.2	Estudio de inclusiones vítreas	9
2.3	Materia carbonosa y madurez térmica	11
2.4	Estudio e interpretación de la formación de cóndrulos.....	12
3.	Resultados	15
3.1	Petrografía de las muestras	15
3.1.1	Catalina 008 (C008):.....	15
3.1.2	El Médano 397 (EM397):	18
3.1.3	Sahara 98067 (Sah98067):.....	20
3.2	Estimaciones espectrales y Distribución Química	22
3.2.1	Cóndrulo C008C1 (PO)	25
3.2.2	Cóndrulo C008C2 (PO)	30
3.2.3	Cóndrulo EM397C1 (POP).....	34
3.2.4	Cóndrulo Sah98067C1(BO).....	37
3.3	Familias de inclusiones	41
3.4	Subtipo petrológico y termometría	43
3.4.1	Subtipo petrológico	44
3.4.2	Termometría	47
4.	Discusiones	49
4.1	Inclusiones estudiadas.....	49
4.2	Formación de cóndrulos.....	49
4.2.1	Cóndrulo EM397C1: POP tipo I.....	50
4.2.2	Cóndrulo Sah98067C1: Olivino barrado tipo I.....	50
4.2.3	Cóndrulo C008C1: PO Tipo II.....	51

4.2.4 Cóndrulo C008C2	53
4.3 Contenido de fayalita estimada con espectros Raman	55
4.4 Metamorfismo termal en condritos	55
5. Conclusiones	58
6. Bibliografía	60
7. Anexos	69
Anexo A. Elementos mayores del cóndrulo 1 tipo PO de Catalina 008 obtenidos con EPMA	69
Anexo B. Elementos mayores del cóndrulo 2 tipo PO de Catalina 008 obtenidos con EPMA	70
Anexo C. Elementos mayores de un cóndrulo POP de El Médano 397 obtenidos con EPMA.	71
Anexo D. Elementos mayores de un cóndrulo BO en Sahara 98067 obtenidos con EPMA.	72
Anexo E. Espectro Raman obtenido en la matriz de Catalina 008 (C008) con 10 segundos de adquisición, 10% ND filter. En la figura se muestran las bandas D (1341 cm^{-1}), G (1579 cm^{-1}) y D2 (1607 cm^{-1}) y los parámetros de caracterización, con el software Labspec6.....	73

2. ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1 Configuración de las calibraciones de la microsonda electrónica de Virginia Tech para analizar olivinos e inclusiones vítreas expuestas (WDS calibration settings).....	14
Tabla 3.1 Muestras y zonas de olivino estudiadas en los cóndrulos seleccionados. Fa mol% pA y Fa mol% pB es el contenido de fayalita estimada según la posición promedio de la banda A y B, respectivamente, en “nR” espectros adquiridos, según las estimaciones de Pittarello et al. (2015). Fa% es el contenido promedio de las “nE” cantidad de mediciones de fayalita (Fa% = Fe/(Mg+Fe)) realizadas con EPMA.	23
Tabla 3.2 Parámetros espectrales Raman utilizados para asignar subtipos petrológicos a cada muestra. El número de espectros de matriz analizados (n), la posición (cm ⁻¹) de las bandas D ₁ y G, la relación promedio de las intensidades de las bandas (I _D /I _G), el parámetro full width half maximum de la banda D (FWHM _D) y el parámetro R2 de Beyssac et al. (2002) se utilizaron para estimar las temperaturas máximas en cada muestra. La temperatura también se calculó para las bandas D y G detectadas en un grupo de inclusiones del cóndrulo EM307C1.....	48
Tabla 4.1 Inclusiones PO: C008C1 y C008C2 de Catalina 008 y en el cóndrulo Sah98067C1 tipo BO de Sahara 98067 obtenidas con EPMA.	49

_Toc148952085

3. ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Imagen de la condrita EM397, una condrita tipo CO3 encontrada por Rodrigo Martínez y facilitada para esta investigación.....	6
Figura 1.2 Sección delgada de Sahara 98067, una condrita tipo CO3, suministrada por el Institut für Planetologie (Münster, Alemania).....	7
Figura 2.1 Ejemplo de superposición de un espectro Raman en inclusiones vítreas no expuestas y su cristal de olivino huésped. (a) En azul el espectro del cristal de olivino huésped, (b) En Naranja el espectro al enfocar el vidrio de una inclusión con microcristales que evidencian bandas de espinela y (c) inclusion sólida con las bandas D y G revelando materia carbonosa (en verde).	10
Figura 3.1 Imagen de una zona del meteorito Catalina 008. En luz reflejada (izquierda) se observa en blanco los minerales opacos (kamacita y troilita), la matriz intersticial y abundantes cóndrulos de pequeño tamaño. En luz transmitida (derecha) se observa los cóndrulos y fragmentos de mayor tamaño (0.1 a 0.7 mm) mientras los más pequeños se pierden entre los microcristales de la matriz.....	16
Figura 3.2 Microfotografía del cóndrulo tipo PO (C008C1) en la muestra Catalina 008. Con letras rojas se indican los cristales A, B y C. En naranja se encierra la zona cristalina A que posee una familia de inclusiones vítreas. b) Detalle del cristal A con un grupo de inclusiones vítreas. c) Detalle de una inclusión vítrea (MI1) de aproximadamente 16 μm que aparentemente contiene dos fases: Vidrio y burbuja, potencialmente una mancha naranja podría contener una fase cristalina o metálica en el vidrio.	17
Figura 3.3 Imagen de retrodispersión de las inclusiones MI2 y MI4 expuestas en el cristal A del cóndrulo C008C1. Microfotografías de las inclusiones MI3 y MI4 encontradas en la zona magnésica del cóndrulo. Se identifica una fase vítrea y un burbuja en todas las inclusiones. En la inclusion MI1 y MI3 se observa una tercera fase de color blanco a luz reflejada.	17
Figura 3.4 a) Microfotografía del cóndrulo C008C2 tipo PO en la muestra Catalina 008. Con letras rojas se indican las zonas cristalinas A, B y C. b) Detalle del cristal A, se observan inclusiones en las líneas de crecimiento del cristal. c) Detalle de inclusiones vítreas de aprox. 2 μm de diámetro en zonas de crecimiento del cristal A.....	18
Figura 3.5 Imagen de una zona del meteorito El médano 397. En luz reflejada (izquierda) se observa en blanco los minerales opacos (kamacita y troilita), la matriz intersticial y abundantes cóndrulos de pequeño tamaño. En luz transmitida (derecha) se observa los cóndrulos y fragmentos de mayor tamaño (0.1 a 0.5 mm) mientras los más pequeños se pierden entre los microcristales de la matriz.....	19
Figura 3.6 a) Fotomicrografía del cóndrulo EM397C1, se destacan las zonas A1 y A2 de olivino donde se reportan inclusiones. b) Detalle de la zona A1, se observa el grupo I de inclusiones cúbicas y oscuras. En azul se indica el grupo II de inclusiones vítreas redondeadas de tamaño 1 μm aprox.....	20

Figura 3.7 Imagen de una zona del meteorito El médano 397. En luz reflejada (izquierda) se observa en blanco los minerales opacos (kamacita y troilita), la matriz intersticial y abundantes cóndrulos de pequeño tamaño. En luz transmitida (derecha) se observa los cóndrulos y fragmentos de mayor tamaño (0.1 a 0.5 mm) mientras los más pequeños se pierden entre los microcristales de la matriz.....	21
Figura 3.8 a) Microfotografía del cóndrulo de olivino barrado Sahara98067C1, indicado en Naranjo un sector con presencia de familia de inclusiones analizadas. b) Detalle de inclusiones vítreas reportadas, algunas de las inclusiones contienen una burbuja.....	22
Figura 3.9 Imágenes en retrodispersión de cóndrulo C008C1 (imagen izquierda, arriba) y C008C2 (imagen derecha, arriba) analizadas con EPMA. En la imagen izquierda, el cristal A en C008C1, fue analizado con 20 puntos en una transecta (línea segmentada amarilla) y el vidrio de las inclusiones Mi1 y mi2 expuestas. En la imagen derecha, el cristal A de C008C2 fue analizado en 20 puntos mediante una transecta (línea segmentada amarilla). También una zona cristalina esquelética fue analizada (punto Amarillo en zona C). Imagen del cóndrulo EM397 (izquierda, abajo) y Sah98067 (derecha, abajo), en círculos Naranja se destacan las zonas analizadas del cristal huésped de olivino, en Amarillo se destacan las inclusiones vítreas expuestas, cuyo vidrio se analizó con microsonda electrónica.	24
Figura 3.10 Microfotografía de cóndrulo C008C1 y las zonas A, B y C estudiadas. n: número de espectros Raman adquiridos en cada zona con el contenido de fayalita estimada según Pittarello et al. (2015).....	25
Figura 3.11 Espectros obtenidos al enfocar el vidrio (<i>glass</i> , azul) y el olivino huésped (<i>host</i> , verde) de la familia de inclusiones no expuestas, reportadas en el cóndrulo C008C1.....	26
Figura 3.12 Espectros obtenidos al enfocar el vidrio (<i>melt</i> , azul) y la burbuja (<i>bubble</i> , naranja) de una inclusión (MIA4) de la familia de inclusiones vítreas no expuestas, reportadas en el cóndrulo C008C1.	27
Figura 3.13 Microfotografía del cristal A del cóndrulo C008C1. A la izquierda se destacan los puntos medidos con EPMA y en la imagen derecha se puede observar la zonación del cristal reflejado en el contenido de Forsterita medido en una transecta lineal ($Fo\% = Mg/(Mg+Fe)$).....	28
Figura 3.14 Gráfico con elementos mayores obtenidos con EPMA en la zona A del cóndrulo C008C1, dos composiciones medidas en la mesostasis y la composición de los vidrios en dos inclusiones vítreas expuestas.	29
Figura 3.15 Mapa de los elementos Fe, Si, Mg, Ca, Mn y Al de la inclusión Mi1 y Mi2 (Al medio, en escala de grises). Mapas de elementos mayores obtenidos con EPMA de la inclusión Mi2, encontrada en la zona cristalina A del cóndrulo C008C1.	30
Figura 3.16 (A la izquierda) Microfotografía de cóndrulo C008C1 y las zonas A, B y C estudiadas. N: número de espectros Raman adquiridos en cada zona con el contenido de fayalita estimada según Pittarello et al. (2015). A la derecha, imagen en retrodispersión de la zona cristalina C, con textura esquelética.	31

Figura 3.17 Espectros Raman obtenidos al enfocar una inclusión (Mi, azul) en la línea de crecimiento y el cristal A de olivino huésped (<i>Host</i> , naranja) en el cóndrulo C008C2.	32
Figura 3.18 Arriba a la izquierda, imagen en retrodispersión del cristal A del cóndrulo C008C2. Arriba a la derecha se destaca el contenido de Forsterita ($Fo\% = Mg/(Mg+Fe)$) en cada punto medido con EPMA, evidenciando una zonación del cristal A. Abajo microfotografía en retrodispersión de una inclusión expuesta en la zona superior del cristal A, cerca de la fractura.	33
Figura 3.19 Gráfico con elementos mayores de inclusión Mi1 expuesta en el cristal A, respecto de su composición promedio (n=21) y de la composición medida en una zona del cristal C de textura esquelética, del cóndrulo C008C2.	34
Figura 3.20 Imagen en retrodispersión del cóndrulo EM397C1. En azul, se destacan las zonas con piroxeno (Px) y en naranja las zonas con olivino (Ol).	35
Figura 3.21 Bandas D (1350 cm^{-1}) y G (1580 cm^{-1}) en espectros Raman de inclusiones tipo I encontradas en el cóndrulo EM397C1, interpretada como grafito.	36
Figura 3.22 Gráfico con elementos mayores obtenidos con EPMA en olivino del cóndrulo EM397C1 y del vidrio en una inclusión vítrea expuesta.	37
Figura 3.23 Imágenes en retrodispersión de zonas del cóndrulo barrado de olivino Sah98067C1. En a, b y c se destacan las inclusiones vítreas expuestas Mi1, Mi2 y Mi3, respectivamente, analizadas con EPMA y las zonas del olivino huésped analizadas para comparar. Ol: Olivino, Mi: <i>Melt inclusion</i>	38
Figura 3.24 Espectros Raman de inclusiones reportadas en el cóndrulo barrado de olivino Sah98067C1. Mi 1 (azul): Inclusión vítreas y Mi 2 (Naranja): Inclusión vítrea con espinela aluminosa rica en magnesio.	39
Figura 3.25 Gráfico de elementos mayores obtenidos con EPMA en olivino huésped del cóndrulo Sah98067C1 y el promedio de la composición del vidrio de tres inclusiones vítreas expuestas de la familia reportada (MIA).	40
Figura 3.26 Mapa de los elementos mayores Fe, Si, Mg, Ca, Mn y Al del cóndrulo Sah98067C1 obtenidos con EPMA.	41
Figura 3.27 Abundancias químicas promedio de óxidos mayores inclusiones vítreas expuestas conformando familias, encontradas en los cóndrulos tipo PO: C008C1 y C008C2 de Catalina 008, en el cóndrulo Sah98067C1 tipo BO en Sahara 98067 y en el cóndrulo EM397C1 tipo POP encontrado en El médano 397, composiciones obtenidas con EPMA.	42
Figura 3.28 Concentraciones de Al_2O_3 , $CaO+Na_2O$ y $FeO+Cr_2O_3$ en inclusiones vítreas expuestas en C008C1, C008C2, EM397C1 y Sah98067C1, analizadas con EPMA.	42
Figura 3.29 Zonas de la matriz de EM397C1 con carbono se observan como más claras a microscopio óptico, con luz reflejada. a) una zona irradiada con alta intensidad (NDFilter 50%) quema la muestra. b) zona de carbono analizada correctamente con el láser Raman de 532nm.	43

Figura 3.30 Bandas D, G y D₂ en la matriz de El Médano 397. La morfología de los diferentes espectros, revela la heterogeneidad de grafitización del carbono contenido en la muestras. 44

Figura 3.31 Espectros Raman obtenidos en la matriz de las muestras con “n” cantidad de espectros de Catalina 008 (C008), El Médano 397 (EM397) y Sahara 98067 (Sah98067). 45

Figura 3.32 Parámetros espectrales D₁, full width half maximum de la banda D (FWHM_D) versus la relación de intensidades de las bandas D₁ y G (I_D/I_G) que representa la proporción de carbono desordenado y grafito en la muestra. Promedio de “n” espectros analizados. Datos obtenidos en la matriz de Catalina 008, de El Médano 397 y de Sahara 98067. Los datos de las muestras de referencia se extrajeron de Bonal et al. (2016) y también se graficaron para comprender la tendencia. En a), las barras representan la desviación estándar de los parámetros, en b) las barras representan los valores mínimos y máximos. El subtipo petrológico se asignó según los valores de FWHM_D y su posición en relación a las muestras de referencia. 46

Figura 3.33 Temperaturas (°C) calculadas para la matriz según “n” espectros Raman de carbono en la matriz Catalina 008 (n=33), en El Médano 397 (n=25) y en Sahara 98067 (n=28). Este gráfico muestra los valores de temperatura, calculados con el parámetro R2 propuesto por Beyssac et al. (2002) utilizando las bandas D₁, D₂ y G con ajuste Lorentziano. Las barras representan los valores máximos y mínimos calculados. También se grafica la temperatura del el grafito encontrado en el cóndrulo EM397C1 (n=8). 47

Figura 3.34 Temperaturas (°C) calculadas para la matriz según “n” espectros Raman de carbono en la matriz Catalina 008 (n=33), en El Médano 397 (n=25) y en Sahara 98067 (n=28). Este gráfico muestra los valores de temperatura, calculados por los ajustes polinómicos propuestos por Busemann et al. (2007) y Cody et al. 2008) utilizando el parámetro FWHM_{D1} de espectros con ajuste Lorentziano. También se grafica la temperatura del grafito encontrado en el cóndrulo EM397C1 (n=8). 48

Figura 4.1 Imagen a luz transmitida del cóndrulo C008C1 y las relaciones temporales de formación interpretadas en función de sus evidencias. t₁ se formó primero y t₄ corresponde al último evento de enfriamiento que dio origen a la mesostasis. 52

Figura 4.2 Imagen a luz transmitida del cóndrulo C008C2 y las relaciones temporales de formación interpretadas en función de su textura y su contenido de fayalita. El Cristal A se formó primero en la etapa t₁, el cristal B se formó posteriormente en t₂, la zona cristalina con textura esquelética en t₃ y t₄ corresponde al último evento de enfriamiento que dio origen a la mesostasis. 54

Figura 4.3 Contenido de fayalita estimada por la posición promedio del peak A (izquierda) y del peak B (derecha) en espectros Raman de olivino en cóndrulos, con la metodología de Pittarello et al. (2015). 55

Figura 4.4 Subtipo petrológicos y temperatura de alteración termal estimada con las relaciones de Busemann et al. (2007), Cody et al. (2008) y Beyssac et al. (2002) en los condritos de la serie metamórfica 3 Catalina 008, El Medano 397 y Sahara 98067. 56

1. Introducción

1.1 Formulación del estudio propuesto

Las rocas más antiguas que pueden estudiarse en el laboratorio son los meteoritos (Amelin & Ireland, 2013). Algunos de ellos han sido identificados como fragmentos procedentes de asteroides, la Luna y Marte, que atravesaron la órbita planetaria e impactaron la superficie de la Tierra. Los meteoritos se dividen principalmente en los que han sido fundidos (diferenciados) y los que no han sufrido procesos de fusión parcial o total, estos últimos denominados condritas (Krot et al., 2013). Basándose en la mineralogía de las condritas, sus características petrográficas, la composición química de roca total y su composición isotópica de oxígeno, se han agrupado según su historia de choque, temperatura y tiempo de residencia en la superficie terrestre (Weisberg et al., 2006).

Las condritas están formadas por cóndrulos, pequeñas esferas (de tamaños sub-milimétricos a milimétricos) de olivinos y/o piroxenos, inmersos en una matriz de silicatos ferromagnesianos, principalmente de olivino (Hewins, 1997). Las condritas han sido estudiadas ampliamente para comprender los primeros procesos de la nebulosa solar, los que dieron origen a los cóndrulos, y han tenido un papel importante en la formación del sistema solar (Connolly & Hewins, 1991; Desch et al., 2012; Hewins et al., 2005). Algunos hechos que se han constatado en investigaciones anteriores de condritas son los siguientes: Registran diferentes procesos y materiales formados antes de la acreción de su cuerpo progenitor; Presentan similitudes con la composición química de la fotosfera del Sol (excepto en su abundancia de elementos volátiles). Sus cóndrulos proporcionan evidencias cronológicas de la evolución de los materiales formadores de rocas; Pueden contener compuestos orgánicos, granos pre-solares e inclusiones refractarias y, en el periodo más temprano (decenas de millones de años), pueden haber sufrido metamorfismo térmico o procesos de alteración acuosa (Connolly Jr. & Jones, 2016).

Los cóndrulos pueden clasificarse según su textura y según la composición química de sus minerales. En cuanto a la textura, los cóndrulos pueden ser No Porfíricos (NP) y Porfíricos (P). Dentro de los no porfíricos, hay Olivino Barrado (BO), Piroxeno Radial (RP) y Criptocristalino (CC) (Jones, 2012). Los cóndrulos porfíricos también se subdividen en: ricos en olivino (Tipo IA y Tipo IIA (Connolly & Hewins, 1995; Radomsky & Hewins, 1990), tipos ricos en piroxeno (IB y IIB), y cóndrulos IAB y IIAB con proporciones intermedias de fenocristales de olivino y piroxeno (Scott et al., 1994; Scott & Taylor, 1983). Químicamente, los cóndrulos también se han subdividido en tipo I, ricas en MgO ($Mg\# > 0,9$; $Mg\# = Mg/[Mg+Fe]$), y tipo II, ricas en FeO ($Mg\# \leq 0,9$) (Jones, 1990), que revelan condiciones más oxidantes que el tipo I (McSween, 1977a; Villeneuve et al., 2015).

Cada grupo de condritas se caracteriza por un rango de tamaños de cóndrulos y de una proporción entre la matriz y entre los tipos de cóndrulos que las componen (Jones, 2012; Pinto et al., 2021). Estas características varían en casi un orden de magnitud entre las clases y grupos de condritas. Este estudio se centró en condritas carbonáceas tipo Ornans (COs). Este grupo se caracteriza por

tener cóndrulos con un diámetro promedio de 015 mm. Las condritas COs poseen un 95% de cóndrulos de tipo porfirítico, donde el 8% son de olivino (PO), el 69% son de olivino y piroxeno (POP); y el 18% son de piroxeno (PP). Químicamente, el 90% de los cóndrulos porfiríticos son de Tipo I y el 10% de los cóndrulos son de Tipo II. En estas condritas también se caracteriza por una baja abundancia de cóndrulos No Porfiricos (5%, NP) de los que el 2% son de Olivino Barrado (BO), el 2% de Piroxenos Radiales (RP) y un 1% de Criptocristalinos (C) (Jones, 2012).

Aunque el origen de las condritas sigue siendo objeto de debate (Connolly Jr & Jones, 2016; Desch et al., 2012), la coexistencia de cóndrulos químicamente diferentes en la misma muestra de roca sugiere su formación por acumulación de material, de forma similar a las rocas sedimentarias y en el caso de las condritas, están formadas por partículas libres de la nebulosa solar. El proceso responsable de la producción de cóndrulos ha sido ampliamente discutido. Algunos modelos incluyen interacciones con el Sol Activo Temprano (Connolly & Desch, 2004; Desch et al., 2012), impactos y colisiones entre cuerpos planetarios (Asphaug et al., 2011; Connolly & Hewins, 1995; Johnson et al., 2015; Lichtenberg et al., 2018; Sanders & Scott, 2012), modelos de chorro de impacto (Hasegawa et al., 2015; Johnson et al., 2015) calentamiento radiativo (Herbst & Greenwood, 2016)) y otros modelos basados en procesos hipotéticos que no se han observado. Algunos modelos se han desarrollado de forma más completa que otros, más aún no existe un modelo que prediga la formación de cóndrulos para todos los tipos conocidos de condritas. A la fecha existe un consenso en que los cóndrulos se han fundido y enfriado, (Auxerre et al., 2022; Connolly Jr. & Jones, 2016; Hernández-Reséndiz et al., 2023) y como tal, interpretamos la historia térmica de los cóndrulos en el presente estudio dentro de este contexto.

Para comprender cómo se formaron los cóndrulos, es necesario comprender los procesos que forman los minerales que albergan, en particular de los olivinos, mientras cualquier aproximación que busque entender la formación y el comportamiento de cristales de olivino, requiere de un estudio de las inclusiones vítreas que hospeda. Las inclusiones vítreas que hospedan fenocristales de cóndrulos pueden potencialmente ser usadas para interpretar condiciones de alta temperatura durante la cristalización de los cóndrulos (Faure et al., 2012; Florentin et al., 2018; Varela, 2008; Varela et al., 2006). Según (Roedder, 1984a) las inclusiones vítreas, tal como las inclusiones fluidas y minerales, son atrapadas debido a irregularidades en los cristales durante su crecimiento.

El estudio de múltiples inclusiones que componen familias de inclusiones vítreas (MIA) puede revelar pistas sobre los mecanismos de atrapamiento y la naturaleza del fundido primordial que dio origen al cristal que lo hospeda en forma de inclusión. La interpretación de las inclusiones fluidas y vítreas presupone lo siguiente 1) la inclusión atrapa una única fase homogénea, 2) no se añade ni se retira nada de la inclusión tras las condiciones de atrapamiento, 3) el volumen de la inclusión permanece constante tras el atrapamiento, es decir, representa un sistema isocórico. Una MIA representa un grupo de inclusiones vítreas que fueron atrapadas al mismo tiempo (Bodnar et al., 2006) y por tanto representan las condiciones físicas y químicas del sistema en el momento del atrapamiento (asumiendo que las inclusiones no se han reequilibrado).

La clasificación de las inclusiones fundidas depende de la relación de fases a temperatura ambiente, que puede ser monofásica o multifásica. Una burbuja también puede generarse como resultado de un proceso isocórico de separación de fases, debido a la inmiscibilidad del fundido primigenio a causa de la disminución de la presión y la temperatura tras el atrapamiento de la inclusión (Roedder, 1984b). En relación con esto, la presencia de burbujas y su composición podría ayudar a comprender el proceso de enfriamiento y los cambios tras el atrapamiento de las inclusiones. Para ello es necesaria una petrografía detallada de las fases que contienen inclusiones de fundido, para determinar la temporalidad de su formación en función de sus cristales hospedantes, que pueden formar inclusiones por cristalización primaria (inclusiones primarias) o por procesos secundarios como disolución, fractura, entre otros (inclusiones secundarias).

Según la clasificación química petrológica, las condritas tipo CO pertenecen a un rango específico de la serie metamórfica -tipo petrológico 3-, lo que significa que han estado menos expuestas a procesos de alteración secundaria como el metamorfismo termal y a la alteración acuosa (Van Schmus & Wood, 1967). Por ello, las condritas CO se suelen denominar condritas CO3 (Van Schmus, 1969). Esta característica de pristinidad de las condritas tipo CO3 las convierte en clave para comprender el sistema solar primitivo. Sin embargo, también se sabe que las condritas CO3 tienen algunas cantidades de carbono (0,18-0,98 wt%) (Buseck & Hua, 1993; Greenwood & Franchi, 2004) en diferentes formas (H. S. Chan et al., 2012; Q. H. S. Chan et al., 2017; I. Gilmour, 2003; Sephton, 2002). Estas son altamente sensibles a la temperatura. El grado de grafitización del material de carbono ha sido empleado como geotermómetro de baja temperatura. Así como algunas investigaciones previas han establecido que las condritas tipo CO3 forman una serie metamórfica (McSween, 1977a; Rubin, 1998), el orden estructural modificado de la materia carbonosa encontrada en sus matrices se ha empleado para estimar las condiciones de temperatura experimentadas en los cuerpos parentales (asteroidales) por un efecto de alteración termal.

La Espectroscopía Raman es una técnica útil no destructiva que puede ser utilizada para estudiar materia carbonosa e inclusiones de fundidos, permitiendo el acceso a la química de microescala (Bodnar & Frezzotti, 2020). Varios estudios han confirmado la presencia y abundancia de materia carbonosa en la matriz (Buseck & Hua, 1993), y han inferido su orden estructural utilizando esta técnica (Bonal et al., 2006, 2007, 2016; Busemann et al., 2007; Quirico et al., 2009). La presencia de materia carbonosa se refleja en las típicas bandas gráficas de primer orden D (Desordenado) y G (Grafito) en los datos de espectroscopía Raman, situados en torno a 1350 cm^{-1} y 1580 cm^{-1} , respectivamente. La banda D aparece como una banda intensa y muy ancha en los carbonos poco ordenados y la banda G se ha correlacionado como una vibración en el plano de los carbonos aromáticos en la estructura gráfica. En los procesos de grafitización puede aparecer una tercera banda (banda D₂) como un hombro de la banda G alrededor de 1620 cm^{-1} , pero no es posible de separar en el carbono poco ordenado, donde sólo se produce una banda ancha cercana a los 1600 cm^{-1} (Tuinstra & Koenig, 1970).

Además de las inclusiones vítreas específicamente, el uso de espectroscopía Raman tiene numerosas aplicaciones en el estudio de meteoritos. Entre ellas, su uso como método para determinar la madurez térmica del carbono (Aoya et al., 2010; Henry et al., 2019; Kouketsu et al.,

2014), la detección de múltiples fases minerales (Frezzotti et al., 2012; A. Wang et al., 2004b), la estimación composicional de algunos componentes minerales como el olivino y el piroxeno (Pittarello et al., 2015; A. Wang et al., 2001, 2004a), inferir presiones de choque basadas en las bandas características del olivino Banda A (820 cm^{-1}) y Banda B (850 cm^{-1}) (Farrell-Turner et al., 2005; Saikia et al., 2022) y la detección de trazas de agua (R. Thomas, 2000; R. Thomas et al., 2006; R. Thomas & Davidson, 2006; S. M. Thomas et al., 2008).

Varias investigaciones han propuesto diferentes interpretaciones sobre el significado de las bandas de materia carbonosa en espectroscopia Raman y sus temperaturas asociadas (Aoya et al., 2010; Beyssac et al., 2002; Bonal et al., 2016; Henry et al., 2019; Kouketsu et al., 2014; Yesiltas et al., 2021). Parámetros como el ancho, posición e intensidad de las bandas D y G se han estudiado y correlacionado con gradientes de temperatura. La relación entre las bandas I_D/I_G y el ancho medio de la banda D (FWHM_D) se han correlacionado con estados de madurez del carbono y con subtipos petrológicos. Según Rahl et al. (2005), bajo los 330°C , la relación I_D/I_G es fuertemente dependiente de la temperatura. La banda G, con el incremento de temperatura experimenta una deformación que se atribuye a la presencia de la banda D_2 a los 1610 cm^{-1} (Tuinstra & Koenig, 1970). Por otro lado, en temperaturas mayores a 330°C Quirico et al. (2003) y Yesiltas et al. (2021) recomiendan establecer el subtipo petrológico según el parámetro FWHM_D , el decrecimiento de este parámetro se asocia a grados petrológicos mayores. Según Bonal et al., (2016) el ancho completo medio máximo de la banda D (FWHM_D) es el trazador más adaptado de la serie metamórfica en las condritas de tipo 3, sin embargo, la correlación entre la serie metamórfica y una temperatura aún no se ha establecido de una manera precisa. Investigaciones anteriores delimitan un rango de temperatura de alteración para las condritas CO3 entre 400°C y 600°C (Sephton, 2002). La metodología propuesta por Beyssac et al. (2002) se ajusta bien a este rango ya que es aplicable entre los 330°C y 650°C con un error de $\pm 50^\circ\text{C}$, además establece una correlación entre el parámetro R_2 , donde:

$$R_2 = (D_1/(G+D_1+D_2))_A \quad (\text{Ec.1})$$

Y la temperatura del carbono, dada por la relación:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 737.3 + 320.9 R_1 - 1067 R_2 - 80.638 R_1^2, \quad (\text{Ec.2})$$

donde $R_1 = (D_1/G)_H$.

Esta investigación busca estimar procesos termales implicados en la formación de condritas tipo CO3, mediante el estudio y la caracterización de la matriz, cóndrulos e inclusiones. Este objetivo se sustenta desde dos hipótesis, la primera es que la distribución y la composición de inclusiones vítreas aportan información sobre la cristalización y formación de los cóndrulos. La segunda que la presencia de carbono y su grado de grafitización en sus matrices, son indicativos de procesos de alteración termal. Para desarrollar este trabajo se propone a) Clasificar las muestras Catalina 008, El Médano 397 y Sahara 98067, según los parámetros de clasificación de meteoritos (choque, alteración y tipo petrológico), verificando que pertenecen a la serie metamórfica 3, asignando un subtipo petrológico, b) estudiar petrográfica, química y espectralmente los grupos de inclusiones

encontrados en cóndrulos bien preservados, c) estudiar la materia carbonosa presente y c) modelar la formación de los cóndrulos según todos los datos integrados.

1.2 Hipótesis de trabajo

- I. La distribución y la composición de inclusiones vítreas aportan información sobre la cristalización y formación de cóndrulos.
- II. La presencia de carbono y su grado de grafitización, son indicativos de procesos de alteración termal.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General:

Estimar procesos termales involucrados en la formación de condritas carbonáceas tipo CO3, a través del estudio y la caracterización de matrices, cóndrulos y familias de inclusiones.

1.3.2 Objetivos específicos:

1. Clasificar las condritas Catalina 008, El Médano 397 y Sahara 98067 acorde a los parámetros de clasificación de choque, alteración y tipo petrológico.
2. Estudiar grupos de inclusiones vítreas hospedadas en cóndrulos bien preservados.
3. Modelar procesos de formación de cóndrulos.
4. Estudiar la materia carbonosa presente en las muestras.

1.4 Muestras y estudios previos

Este trabajo de investigación se enfocó en el estudio de tres condritas carbonáceas tipo Ornans (CO3): Catalina 008, El Médano 397 y Sahara 98067. Catalina 008 fue oficializada por Ruzicka et al. (2013). Este meteorito fue encontrado en el desierto de Atacama y fue descrito como una condrita CO3 con meteorización moderada. El Médano 397 fue clasificado por Gattacceca et al. (2020) como una condrita CO3 encontrada en el Desierto de Atacama por Rodrigo Martínez (Figura 1.1). Ambos meteoritos fueron suministrados por el Museo del Meteorito (San Pedro de Atacama, Chile) y fueron doblemente pulidos (60 a 90 μm de espesor) en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile.



Figura 1.1 Imagen de la condrita EM397, una condrita tipo CO3 encontrada por Rodrigo Martínez y facilitada para esta investigación.

La condrita Sahara 98067, fue adquirida como una sección delgada, suministrada por el Institut für Planetologie (Münster, Alemania). Clasificada por Grossman (1999), este meteorito fue encontrado en el desierto del Sahara y clasificado como condrita CO3, muy poco meteorizada (W1) y estado de choque moderado (S2) (Figura 1.2).

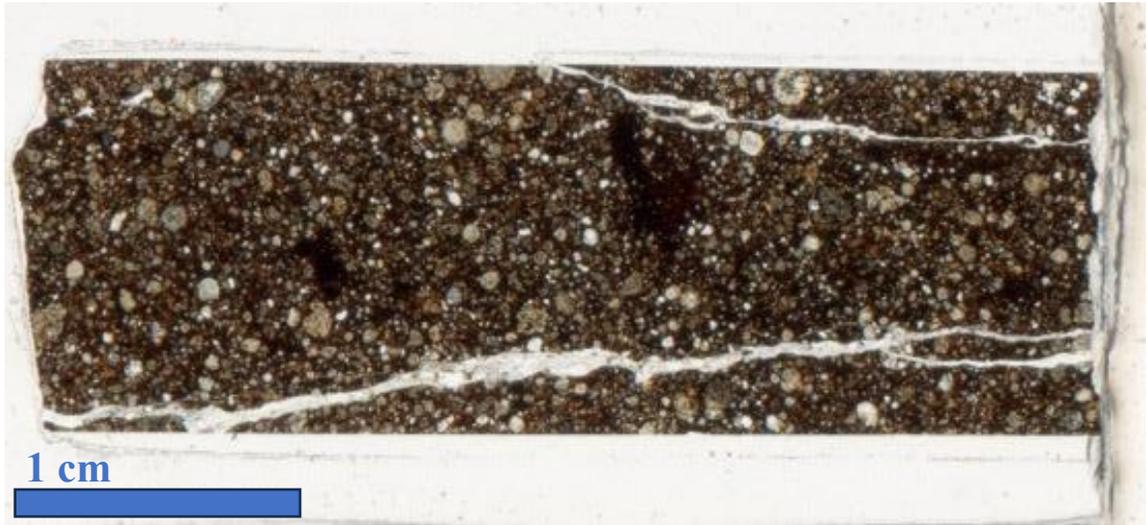


Figura 1.2 Sección delgada de Sahara 98067, una condrita tipo CO3, suministrada por el Institut für Planetologie (Münster, Alemania).

2. Metodología

2.1 Clasificación de meteoritos

Para estimar procesos termales en las condritas, esta investigación requirió conocer el estado de las muestras estudiadas. En las ciencias meteoríticas existen tres grandes aspectos desde los que se puede caracterizar un meteorito. En primer lugar, el grupo químico-petroológico (Van Schmus & Wood, 1967) del que se desprenden 5 estados de equilibrio químico en un meteorito según la distribución de hierro en sus componentes (matriz, cóndrulo y metales), además del contenido de magnesio respecto del sílice en cóndrulos de olivino y piroxeno. De esto surgen los grupos Enstatita, Carbonáceo y Ordinario (H, L y LL). Los tipos petroológicos representan 6 grados de equilibrio según la homogeneidad composicional de silicatos, evidencias de recristalización y enfriamiento por afinidad de níquel en los metales kamacita y taenita. Este equilibrio se atribuye a procesos de alteración termal en cuerpos parentales, vale decir, los asteroides de los que provienen los meteoritos.

El segundo aspecto para caracterizar un condrito es el estado de choque. Este corresponde a un parámetro que determina en una escala de 1 a 6 la exposición de un meteorito a colisiones según evidencias texturales en minerales de olivino, piroxeno y feldespatos que lo constituyen. Esta escala ha sido correlacionada con presiones de choque, atribuidos a colisiones antes de su caída a la superficie terrestre (Scott et al., 1992; Stöffler et al., 1991). Para clasificar el estado de choque de una muestra, más del 25% de los minerales observados deben presentar evidencias de la textura característica de su estado de choque (Stöffler et al., 1991). Debido a que uno de los focos de este estudio son las familias de inclusiones vítreas y lo que pueden revelar respecto de las condiciones de formación de sus cristales hospedantes. Los cóndrulos hospedantes de MIAs también se clasificaron utilizando esta escala de choque con el objetivo de constreñir condiciones P-T de formación de cóndrulos. Esto se propone bajo el conocimiento de las condritas CO3 se encuentran en desequilibrio y los cóndrulos que las componen son heterogéneas en composición.

El tercer parámetro de clasificación corresponde al grado de meteorización terrestre (*weathering*). Este parámetro considera que los meteoritos se desintegran por efecto del tiempo de residencia sobre la superficie terrestre, que la exposición de un meteorito formado en condiciones extraterrestres se argiliza por las condiciones de humedad, y se oxida por la presión y temperatura de la Tierra. Basado en los efectos de la alteración terrestres sobre granos metálicos, troilita y silicatos en la muestra, se utiliza una escala de W0 a W6, donde W0 corresponden a muestras frescas recientemente caídas y W6 a muestras con minerales fuertemente reemplazados por arcilla y óxidos (Wlotzka, 1993).

Cada uno de los meteoritos disponibles para esta investigación: Catalina 008, El Médano 397 y Sahara 98067, fue clasificado según los 3 parámetros de clasificación anteriormente descritos: el tipo petroológico (CO3), el estado de choque (S) y la meteorización (W), con la finalidad de recaudar evidencias para la construcción de la historia termal de cada una de estas condritas y sus componentes.

2.2 Estudio de inclusiones vítreas

Una vez clasificadas las muestras, los fenocristales de cóndrulos con olivino fueron examinados sistemáticamente con microscopio óptico para identificar familias de inclusiones vítreas (MIAs). Para los objetivos de este estudio, se tuvo la precaución de escoger únicamente los grupos de inclusiones vítreas hospedadas en cóndrulos redondeados, descartando los grupos de inclusiones hospedadas en olivino fragmentados. Los olivinos fragmentados han sido ampliamente estudiados con el fin de determinar su origen (Jacquet et al., 2021; Jones, 1992; McSween, 1977b). Una vez identificadas los grupos de inclusiones en cóndrulos, fueron descritas petrográficamente, sus tamaños fueron medidos, la proporción entre sus fases presentes (minerales, fundido y/o burbuja) y sus características particulares.

Las MIAs compuestas por grupos de más de 3 inclusiones, no expuestas por el doble pulido, fueron seleccionadas para analizar con espectroscopía Raman. Cada una de las fases identificadas en los grupos de inclusiones seleccionados se analizaron con espectroscopía Raman. Los análisis Raman se realizaron en el Laboratorio Raman en el Departamento de Geología, Universidad de Chile. Para la calibración inicial, los análisis Raman se realizaron utilizando un espectrómetro Lab RAM HR Evolution (200 nm a 2100 nm) con rejillas de 1800 ranuras/mm. El ancho de la rendija se fijó en 150 μm , y la apertura confocal en 400 μm . La excitación se proporcionó mediante un láser He-Ne de 532 nm (verde). El láser se enfocó a través de un objetivo de 100 X (N.A = 0.90) y la potencia del láser fue de 107 mW en la fuente y 18 mW en la muestra, para evitar su deterioro. El espectro Raman se obtuvo utilizando un protocolo de recogida de ventana única por el que todas las bandas de interés se recogen simultáneamente. El tamaño de la zona irradiada por el láser tiene un tamaño de 1 μm de diámetro con el objetivo.

Cada zona estudiada con Raman fue cuidadosamente escogida. La metodología de obtención de datos consistió en enfocar burbujas, microcristales y/o vidrios en las inclusiones, según sus características petrográficas, y también el cristal huésped cercano a cada inclusión. Debido a que se escogieron grupos de inclusiones no expuestas, para interpretar los espectros obtenidos al enfocar la fase de interés, se consideró la superposición de espectros generados por todos componentes atravesados por el láser Raman. La figura 2.1 es un ejemplo de los espectros generados estudiando una inclusión con microcristales de espinela. Al enfocar la zona con espinela (flecha naranja) contenida en el vidrio de la inclusión, el espectro presenta la banda de espinela (Sp) y las bandas de olivino (Ol) del cristal huésped superpuestas, mientras un espectro sobre el cristal huésped cercano a la inclusión (flecha azul), sólo genera espectros con bandas de olivino. Para discernir entre las bandas generadas por fases moleculares dentro de las inclusiones y descartar contaminación superficial de la muestra, los espectros se capturaron sistemáticamente tanto en las fases de las MIAs y en sus cristales hospedantes.

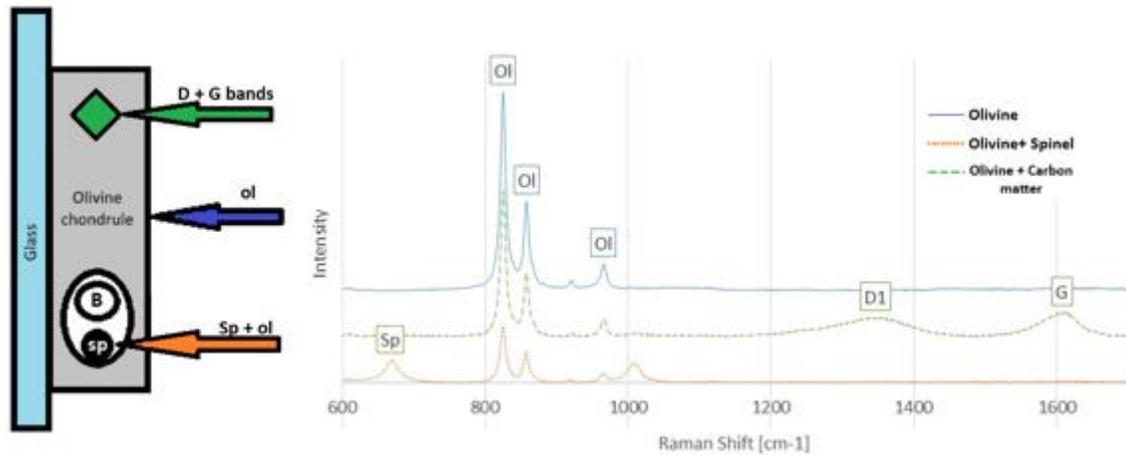


Figura 2.1 Ejemplo de superposición de un espectro Raman en inclusiones vítreas no expuestas y su cristal de olivino huésped. (a) En azul el espectro del cristal de olivino huésped, (b) En Naranja el espectro al enfocar el vidrio de una inclusión con microcristales que evidencian bandas de espinela y (c) inclusión sólida con las bandas D y G revelando materia carbonosa (en verde).

Para interpretar los espectros se utilizó la base de datos RRUFF y trabajos anteriores de investigadores que interpretaron la ocurrencia de bandas en espectros Raman con la presencia de diferentes minerales, gases y fluidos. (Frezzotti et al., 2012; Pittarello et al., 2015; A. Wang et al., 2001, 2004b, 2004a; Y. Wang et al., 1990).

A fin de caracterizar el vidrio de las inclusiones, después de los análisis con espectroscopía Raman, se obtuvieron composiciones químicas con un *Electron Probe Microanalyzer* (EPMA). Los análisis con EPMA se llevaron a cabo en el Cameca SX-50 EPMA y en un Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) CamScan Serie II en el Laboratorio de Haz de Electrones del Departamento de Geociencias de Virginia Tech. Cada muestra se recubrió simultáneamente con una capa de carbono de ~20 nm de espesor utilizando un recubridor de evaporación de varilla de grafito. El progreso del recubrimiento se controló observando el cambio de color en la superficie de un medallón de latón pulido. Los análisis con EPMA se realizaron después de los análisis con Raman, con la finalidad de no contaminar la muestra con la capa de carbono necesaria para este análisis.

Con las composiciones obtenidas con EPMA, las inclusiones se clasificaron también según su concentración de aluminio y calcio, basada en las observaciones y estudios de inclusiones vítreas en condritas carbonáceas realizadas por Florentin (2018) y Varela (2002).

2.3 Materia carbonosa y madurez térmica

Para caracterizar el tipo de materia carbonosa presente en las condritas se recolectaron espectros entre los 1200 y 1700 cm^{-1} para identificar la presencia de las bandas D y G de materia carbonosa poliaromática. También se recolectaron espectros entre los 200 y 2000 cm^{-1} sobre espectros de estándares analíticos de aminoácidos reportados en Chan et al. (2012), para comparar con espectros de inclusiones y matriz en las muestras. Los estándares fueron adquiridos en Sigma-Aldrich (Merck S.A., Santiago, Chile) y corresponden a los siguientes aminoácidos: L-Alanina, cloruro de amonio, L-Arginina, L-ácido aspártico, L-Cistina, L-ácido glutámico, Glicina, L-Histidina, L-Isoleucina, L-Leucina, L-Lisina, L-Metionina, L-Fenilalanina, L-Prolina, L-Serina, L-Treonina, L-Tirosina, L-Valina, β -Alanina, L- α -Amino-n-butírico, ácido γ -amino-n-butírico, ácido DL- β -aminoisobutírico, L-anserina, L-carnosina, L-citrulina, L-creatinina, cistationina, etanolamina, L-homocistina, δ -hidroxilisina, hidroxil-L-prolina, 1-metil-L-histidina, 3-metil-L-histidina, L-ornitina, sarcosina, taurina, L-triptófano y urea. Los aminoácidos y compuestos relacionados están 0,5 $\mu\text{mole/mL}$ en citrato de litio 0,2 N, pH 2,2 que contiene 0,1% de fenol y 2% de tiodiglicol.

La determinación del subtipo petrológico se realizó únicamente en función de la materia carbonosa encontrada en la matriz. Las bandas D y G evidenciadas en otros componentes no fueron considerados para la clasificación. La metodología de recolección de espectros consistió en analizar la matriz de cada muestra de condrita entre los 1100 cm^{-1} y 1700 cm^{-1} para buscar la presencia de bandas Raman de primer orden del carbono (bandas D_1 , D_2 y G). Se tomó el valor medio de tres tomas de 10 segundos para determinar las posiciones de esas bandas en espectros Raman. Se identificaron las bandas D_1 , D_2 y G en torno a 1355 cm^{-1} , 1580 cm^{-1} y 1620 cm^{-1} respectivamente.

Los datos recolectados se trabajaron con el software Labspec6, con el que se corrigió la línea de base de los espectros y se utilizaron ajustes polinómicos, lorentziano, gaussiano y lorentziano-gaussiano de las bandas D_1 , D_2 y G. Se escogió un ajuste lorentziano para representar la distribución de los datos, los que presentaron forma de picos, más que distribución normal. Con la curva ajustada se determinaron los parámetros corregidos por la no linealidad del espectrómetro en la región espectral de interés. Para las bandas D_1 , D_2 y G detectadas en la superficie de la matriz de la muestra se determinaron los siguientes datos: la posición, la intensidad máxima, la intensidad de la banda y el parámetro FWHM de cada una de las bandas.

El orden estructural de la materia carbonosa se determinó mediante la relación de las intensidades de la banda D ("desordenado") y G ("grafito") en los espectros Raman. De este modo, la relación I_G/I_D (Donde I_G es la intensidad de la banda G e I_D , la intensidad de la banda D_1) refleja el dominio de la banda G alrededor de 1355 cm^{-1} en el grafito monocristalino ideal y el desorden causado por defectos tales como la policristalinidad, en la banda D_1 alrededor de 1620 cm^{-1} (Henry et al., 2019). La relación de las intensidades se compara con el parámetro *full-width half maximum* de la banda D_1 . Esta relación (I_D/I_G y FWHM_D), revela una tendencia que se correlaciona con la serie metamórfica de las condritas CO3. Los subtipos petrológicos de las muestras estudiadas se estimaron en función de su posición dentro de un gráfico con muestras clasificadas previamente

por Bonal et al., (2016), quien en su trabajo destaca que esta asignación petrológica es de tipo cualitativa y que requiere de otras técnicas para definir temperaturas de formación. En este trabajo, se utilizaron datos de las condritas carbonáceas: DOM 08006 (CO3.0), LAP 031117 (CO3.05), MIL 07193 (CO3.1), RBT 04143 (CV3.4), ALH 85006 (CV3.6) y MIL 00709 (CO3.7) como referencia para identificar zonas de mayor y menor temperatura en la serie.

Las temperaturas se estimaron utilizando las aproximaciones realizadas por Beyssac et al. (2002) debido a que su trabajo se basa en la estimación de temperaturas entre los 330-650°C con bandas Raman de carbono de primer orden y los meteoritos tipo 3, como los estudiados en este trabajo, se estiman en el rango entre los 400° y 600°C, es decir, dentro del rango de temperatura en que el autor mencionado calibró sus estimaciones. Con las bandas de primer orden se determinó el parámetro $R_2 = D_1/(G+D_1+D_2)$ que relaciona las bandas D_1 , G y D_2 y para ello se buscó la posición de las bandas mencionadas, utilizando Labspec6 alrededor de 1350 cm^{-1} , 1580 cm^{-1} y 1620 cm^{-1} , respectivamente. El parámetro R_2 se correlacionó con un ajuste polinómico de los datos obtenidos por Beyssac et al. (2002), que muestra una correlación directa con la temperatura, representada por la ecuación (3) con un ajuste de $R^2 = 0.96$. Esa investigación reporta un error de $\pm 50^\circ\text{C}$ utilizando esta metodología.

$$T(^{\circ}\text{C}) = -445R_2 + 641 \text{ (Ec.3)}$$

Por otro lado, Busemann et al. (2007) propone una relación para demostrar la relación no lineal entre el parámetro FWHM_D y la temperatura experimentada por condritas de la serie metamórfica 3 (ecuación 4).

$$\text{PMT (in } ^{\circ}\text{C)} = 931 - 5.10 \times \text{FWHM}_D + 0.0091 \times \text{FWHM}_D^2 \text{ (R}^2= 0.95) \text{ (Ec. 4)}$$

Esta relación se basa en las temperaturas estimadas por Huss et al. (2006) en meteoritos clasificados petrológicamente por Chizmadia et al. (2002). Esta relación y las correcciones realizadas por Cody et al. (2008) proponiendo la ecuación 5, para estimar temperaturas, se utilizan en esta investigación para comparar temperaturas a partir de las bandas D y G .

$$T (^{\circ}\text{C}) = 1594.4 - 20.4 * \text{FWHM}_D + 5.8 * 10^{-2} * \text{FWHM}_D^2 \text{ (R= 0.75) (Ec. 5)}$$

2.4 Estudio e interpretación de la formación de cóndrulos

El estudio de los cóndrulos se realizó con tres métodos: petrográfico con microscopio óptico, espectrográfico con espectroscopía Raman y químico con EPMA.

Las observaciones petrográficas se realizaron utilizando el microscopio óptico Olympus del laboratorio de inclusiones fluidas en el Departamento de Geología, Universidad de Chile. Las condritas tipo 3 presentan desequilibrio químico y comparten cóndrulos con diferentes historias de formación, por este motivo, para los cóndrulos de olivino analizados y en base a la petrografía, se estudió el estado choque y se atribuyó un parámetro de choque específico del cóndrulo, independiente del parámetro asignado para la totalidad de la muestra. Para asignar el estado de choque a una muestra, se considera el efecto del choque evidenciado en más del 25% de los

minerales olivino, piroxeno y ortoclasa (Scott et al., 1992; Stöffler et al., 1991). Como el objetivo de este trabajo es investigar las condiciones de formación de cóndrulos de olivino a través de sus inclusiones primarias, el estado de choque del olivino huésped, fue relevante de evaluar, debido a que los trabajos de Farrell-Turner et al. (2005), Harriss & Burchell (2016) y Saikia et al. (2022) reportan modificaciones en las bandas de olivino de espectros Raman atribuidos a efectos de choque. El choque del cóndrulo se definió con la misma escala de efectos de choque en olivino de Scott et al. (1992), entre S1 y S6 según evidencias de extinción ondulosa, fracturas planares, entre otros efectos atribuidos a presiones de impacto.

Basado en Pittarello et al. (2015) las bandas A ($\sim 820 \text{ cm}^{-1}$) y B ($\sim 850 \text{ cm}^{-1}$) Raman en olivino, también sufren modificaciones según su contenido de fayalita. Las correlaciones establecidas por este autor, según la posición de cada banda, se representan en la ecuación 6 y 7:

$$Fa \text{ mole}\% = - 9.13x_A + 7524 \text{ (Ec. 6)}$$

$$Fa \text{ mole}\% = - 4.70x_B + 4025 \text{ (Ec. 7)}$$

La ecuación 4, x_A es el valor en cm^{-1} de la posición de la banda A en su máxima intensidad y en la ecuación 5, x_B es el valor en cm^{-1} de la posición de la banda B en su máxima intensidad, en espectros de olivino.

Del mismo modo, el autor propone una correlación entre el contenido de ferrosilita en piroxeno con la posición en cm^{-1} de las bandas A (x_A) del piroxeno, (Ecuación 8) y B (x_B) del piroxeno (Ecuación 9) en su máxima intensidad, con las siguientes relaciones:

$$Fs \text{ mole}\% = -2.66 x_A + 918 \text{ (Ec. 8)}$$

$$Fs \text{ mole}\% = -3.08 x_B + 2116 \text{ (Ec. 9)}$$

Con estos antecedentes, en esta investigación se obtuvieron espectros Raman en cóndrulos de olivino y piroxeno, con las características mencionadas en la sección 2.2. Para caracterizar los olivinos, se estudió la banda A en torno a 820 cm^{-1} y la banda B en torno a 850 cm^{-1} . Cada espectro se obtuvo a partir del valor promedio de tres recolecciones de 30 segundos. Tras la corrección de la línea de base, las bandas se modelaron utilizando un ajuste lorentziano que representó mejor la distribución de los picos de olivino, respecto de otros ajustes también evaluados tales como el ajuste gaussiano y gaussiano-lorentziano. Una vez ajustado, se determinó la posición, la intensidad máxima, la intensidad de la banda y el parámetro *full-width half maximum* (FWHM) para cada banda detectada y se estimó el porcentaje de fayalita.

Para comparar el alcance de una estimación del contenido de hierro en olivino y piroxeno realizada con espectros Raman y sus composiciones químicas, se realizaron análisis químicos de los cóndrulos con un equipo *Electron Probe Microanalyzer* (EPMA) calibrado según la tabla 2.1. Se tomaron imágenes de microscopía electrónica de barrido (SEM), análisis de áreas y de puntos con detector de energía dispersiva (EDS), y análisis de puntos con espectroscopía de longitud de onda dispersiva (WDS) utilizando un voltaje de aceleración de 15 kV y una corriente de haz nominal

de 10 nA. Los análisis puntuales WDS se realizaron utilizando un diámetro de haz de 0 a 5 μm (generalmente 1 μm para inclusiones vítreas expuestas, 0 μm para transectos y 5 micras para minerales huésped). Los mapas de elementos EDS se recogieron utilizando una corriente de haz de 20 nA.

Tabla 2.1 Configuración de las calibraciones de la microsonda electronica de Virginia tech para analizar olivinos e inclusiones vítreas expuestas (WDS calibration settings).

<u>Elemento/línea</u>	<u>Espectro</u>	<u>Cristal</u>	<u>Peak/BG/offset</u>	<u>Estándar</u>
Na $k\alpha$ 1	1	TAP	20 s./10 s./ ± 5 mm	MAC Albite
Al $k\alpha$ 1	1	TAP	20 s./10 s./ ± 5 mm	MAC Metal
Ca $k\alpha$ 1	2	PET	20 s./10 s./ ± 5 mm	MAC Diopside
Cr $k\alpha$ 1	2	PET	20 s./10 s./ ± 5 mm	MAC Metal
K $k\alpha$ 1	3	PET	20 s./10 s./ ± 5 mm	MAC Orthoclase
Ti $k\alpha$ 1	3	PET	20 s./10 s./ ± 5 mm	MAC Metal
Mn $k\alpha$ 1	4	LiF	20 s./10 s./ ± 5 mm	MAC Metal
Fe $k\alpha$ 1	4	LiF	20 s./10 s./ ± 5 mm	MAC Metal
Mg $k\alpha$ 1	5	TAP	20 s./10 s./ ± 5 mm	MAC Metal
Si $k\alpha$ 1	5	TAP	20 s./10 s./ ± 5 mm	MAC Metal

3. Resultados

En el siguiente apartado se describen las observaciones realizadas a las muestras de condritas, los parámetros de clasificación atribuidos para clasificarlas según sus características texturales y se propone un subtipo petrológico asignado según el estudio de su materia carbonosa. También se describen las características petrográficas y químicas de los cóndrulos estudiados y las familias de inclusiones reportadas. Finalmente, se propone una historia de formación para cada cóndrulo, integrando todos los resultados expuestos.

3.1 Petrografía de las muestras

3.1.1 Catalina 008 (C008):

Las observaciones realizadas en las muestras de catalina confirman su tipo CO3. Caracterizado por una textura porfirítica con cóndrulos de pequeño tamaño en un rango entre 0.1 y 0.7 mm, de tamaño promedio de 0.2 mm y matriz intersticial microcristalina (Figura 3.1). Según la observación de sus minerales, las evidencias de choque presente en los cristales de olivino son principalmente extinción ondulosa y menores casos de fractura planar. No se observa mosaicismo en olivino. El piroxeno en esta muestra presenta baja birrefringencia y mosaicismo común. No se reporta la presencia de oligoclasa. En función de la evidencia más representativa de choque se asignó un estado de la muestra S2, atribuido a presiones de choque de entre 5 y 10 GPa. Las evidencias de oxidación de metales y troilita, revelan un reemplazo de aproximadamente un 70% por óxidos, además de una matrix enrojecida (atribuido a la presencia de limonita), por lo que se asigna un estado de alteración terrestre (*weathering*) medio de W3.

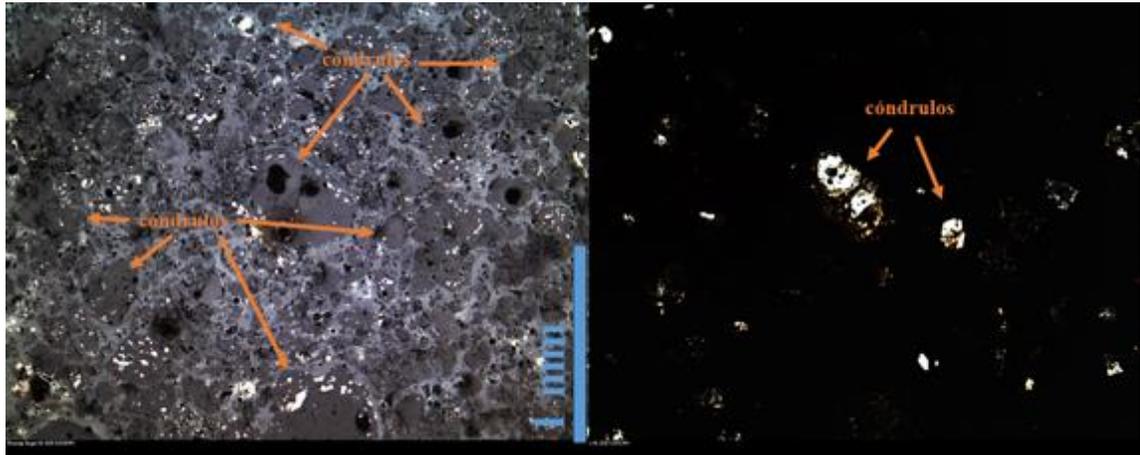


Figura 3.1 Imagen de una zona del meteorito Catalina 008. En luz reflejada (izquierda) se observa en blanco los minerales opacos (kamacita y troilita), la matriz intersticial y abundantes cóndrulos de pequeño tamaño. En luz transmitida (derecha) se observa los cóndrulos y fragmentos de mayor tamaño (0.1 a 0.7 mm) mientras los más pequeños se pierden entre los microcristales de la matriz.

-Cóndrulo C008C1:

En esta muestra, dos cóndrulos porfíricos fueron seleccionados porque se reconocieron grupos de inclusiones. El cóndrulo C008C1 revela una característica textura porfírica compuesta de cristales de olivino en una mesostasis (Figura 3.2.a), posee un tamaño aproximado de 0.68 mm de diámetro y se observa rodeado de un anillo microcristalino, que se asocia a fusión por un evento de calor. Este cóndrulo presentó fracturas planares, evidencia que resalta en relación con lo observado en la mayoría de los cristales que no se ven mayormente afectados por choque y presentan principalmente extinción ondulosa. Particularmente este cóndrulo, según lo expuesto por Stöffler et al. (1991) pudo haber experimentado hasta 50 GPa de presión por impacto.

La resolución del microscopio óptico permitió reconocer un grupo de inclusiones en un cristal de olivino del cóndrulo C008C1 (Figura 3.2.b). Para correlacionar la ocurrencia de las inclusiones únicamente en ese cristal del cóndrulo con el resto de los cristales, se definieron las zonas A, B y C, diferentes cristales de olivino, para analizar sus diferencias químicas y sumar información para concluir una historia de formación. Los tamaños de las inclusiones varían entre 8 y 16 μm y parecen estar alineadas en el centro del cristal A. Este grupo, reconocido como familia de inclusiones se caracterizó por presentar una fase oscura y una fase vítrea (Figura 3.2.c). La petrografía de las inclusiones permitió definir como burbuja la fase oscura identificada, por poseer una forma redondeada y por el color oscuro. En general, todas las inclusiones presentaron una fase de burbuja (representando un 30% del volumen) y una fase vítrea (70% del volumen). La observación detallada de las inclusiones a luz reflejada y transmitida permite interpretar la posibilidad de que las inclusiones además posean dos fases cristalinas (Figura 3.3), una pequeña mancha anaranjada ubicada en la fase vítrea y una mancha oscura analizada debajo de la burbuja.

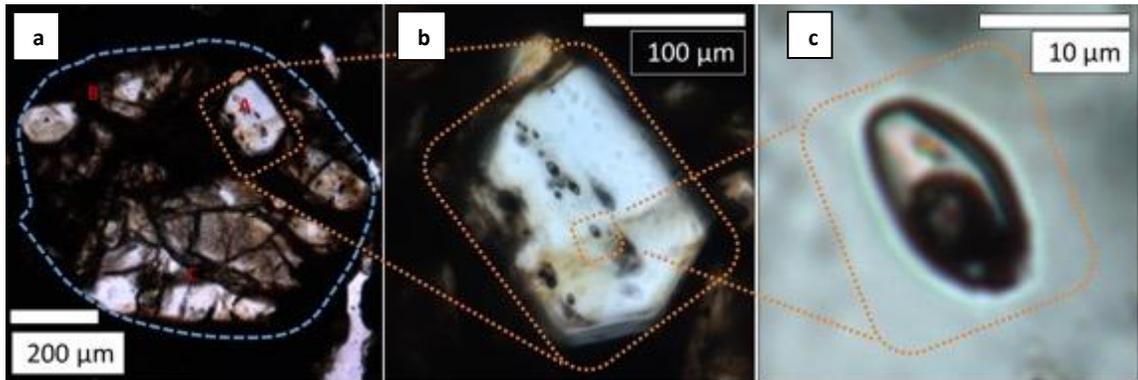


Figura 3.2 Microfotografía del cóndrulo tipo PO (C008C1) en la muestra Catalina 008. Con letras rojas se indican los cristales A, B y C. En naranja se encierra la zona cristalina A que posee una familia de inclusiones vítreas. b) Detalle del cristal A con un grupo de inclusiones vítreas. c) Detalle de una inclusión vítrea (MI1) de aproximadamente 16 μm que aparentemente contiene dos fases: Vidrio y burbuja, potencialmente una mancha naranja podría contener una fase cristalina o metálica en el vidrio.

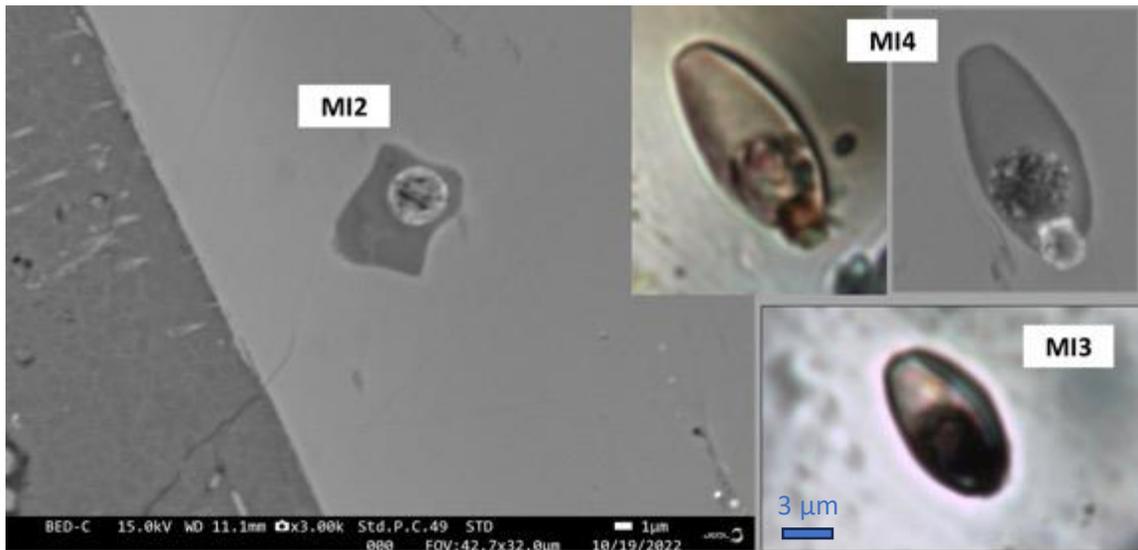


Figura 3.3 Imagen de retrodispersión de las inclusiones MI2 y MI4 expuestas en el cristal A del cóndrulo C008C1. Microfotografías de las inclusiones MI3 y MI4 encontradas en la zona magnésica del cóndrulo. Se identifica una fase vítrea y un burbuja en todas las inclusiones. En la inclusión MI1 y MI3 se observa una tercera fase de color blanco a luz reflejada.

-Cóndrulo C008C2:

El cóndrulo 2 (C008C2) también es un cóndrulo de olivino con textura porfirítica, compuesto de cristales de olivino y mesostasis. Posee un anillo microcristalino asociado a eventos de fusión por

calor y un tamaño aproximado de 0.64 mm de diámetro (Figura 3.4.a). Presenta principalmente extinción ondulosa, una evidencia de choque asociada a presiones de impacto menores a 20 GPa. Las inclusiones que hospeda se encuentran particularmente en un cristal del cóndrulo. El grupo consistió en pequeñas inclusiones en líneas de crecimiento del cristal (Figura 3.4.b), de tamaños similares de aproximadamente 2 μm de tamaño. La observación con un objetivo de 100x, permite identificar en las inclusiones, una fase principalmente vítrea, más las de mayor tamaño revelan una fase oscura y redondeada que podría también atribuirse a una burbuja o una fase mineral (Figura 3.4.c).

Para comprender la historia de este cóndrulo, se definieron tres cristales de olivino (cristales A, B y C) para analizar posibles diferencias químicas que revelen el motivo por el cual solo el cristal A posee la familia de inclusiones reportadas. Cabe observar que el cristal C de olivino presentó una textura esquelética, la que se ha atribuido a tasas de enfriamiento mayor a 1000°C/hr (Auxerre et al., 2022).

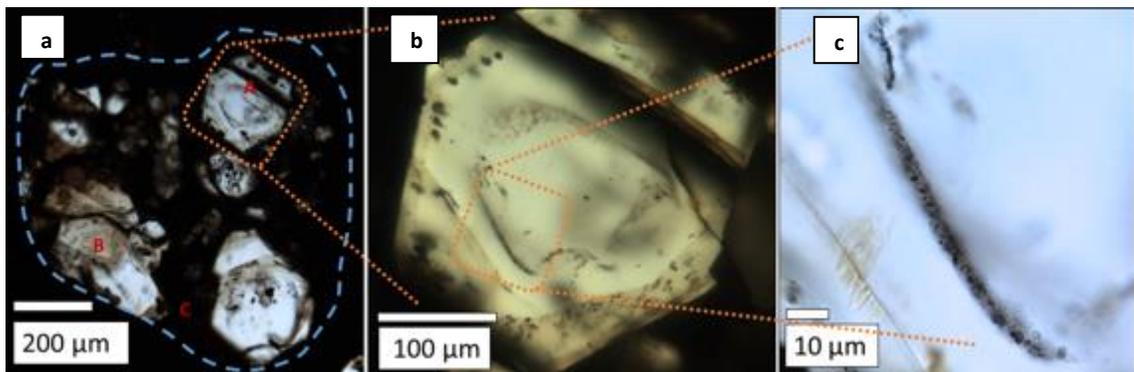


Figura 3.4 a) Microfotografía del cóndrulo C008C2 tipo PO en la muestra Catalina 008. Con letras rojas se indican las zonas cristalinas A, B y C. b) Detalle del cristal A, se observan inclusiones en las líneas de crecimiento del cristal. c) Detalle de inclusiones vítreas de aprox. 2 μm de diámetro en zonas de crecimiento del cristal A.

3.1.2 El Médano 397 (EM397):

La petrografía del condrito El Médano 397 reveló una textura porfirítica con abundancia de pequeños cóndrulos de entre 0.1 y 0.5 mm de diámetro, con un tamaño promedio de 0.15 mm de diámetro. La matriz microcristalina aparece de manera intersticial (Figura 3.5). Las evidencias de choque como fracturas planares y extinción ondulosa común en olivino, piroxenos con baja birrefringencia y mosaicismo, no se reportó oligoclasa. La presencia de venillas de choque y las características en los minerales permite atribuir un estado de choque S2 según la escala propuesta por Scott et al. (1992) y Stöffler et al. (1991). Así El Médano 397, se observa como una muestra muy débilmente chocada que pudo haber experimentado una presión de choque de entre 5 y 10 GPa. Por otro lado, la presencia de limonita en la matriz y la oxidación moderada de los metales (aproximadamente un 25%), permitieron asignar una meteorización terrestre débil W2 en la escala propuesta por Wlotzka (1993).

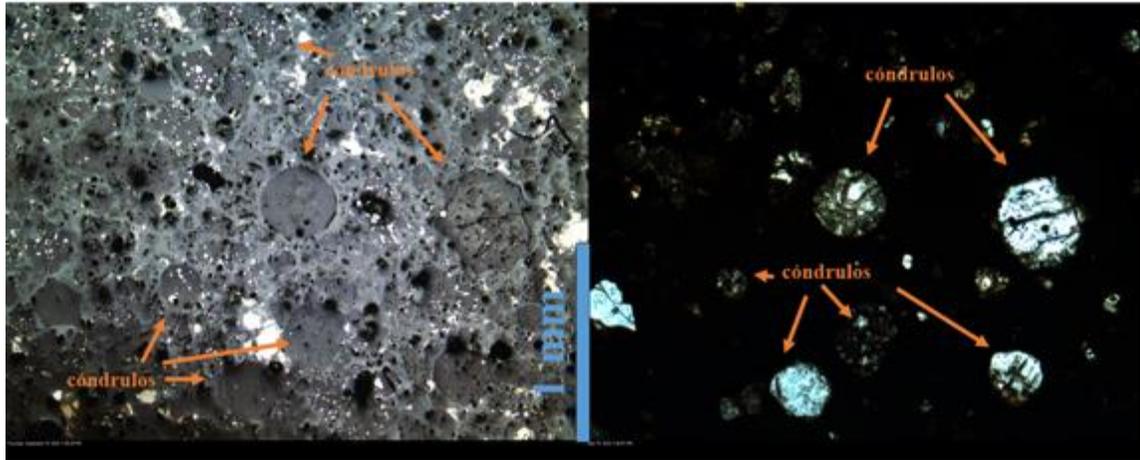


Figura 3.5 Imagen de una zona del meteorito El médano 397. En luz reflejada (izquierda) se observa en blanco los minerales opacos (kamacita y troilita), la matriz intersticial y abundantes cóndrulos de pequeño tamaño. En luz transmitida (derecha) se observa los cóndrulos y fragmentos de mayor tamaño (0.1 a 0.5 mm) mientras los más pequeños se pierden entre los microcristales de la matriz.

-Cóndrulo EM397C1:

En esta muestra se seleccionó un cóndrulo de olivino y piroxeno con textura porfirítica (POP). El cóndrulo EM397C1 posee un tamaño de 0.33 mm de diámetro (Figura 3.6.a). Es principalmente de olivino y en sus bordes presenta piroxeno. El cóndrulo presentó venillas de choque y extinción ondulosa, una evidencia de choque asociada a presiones de impacto menores a 50 GPa y que es acorde a la petrografía general de la muestra. El cóndrulo EM397 además presenta dos grupos de inclusiones en la misma zona de olivino del cóndrulo (Figura 3.6.b), un tipo (I) de inclusiones posee formas cúbicas que varían entre 3 y 5 μm de tamaño, con una fase única y oscura. El otro tipo (II) incluye inclusiones pequeñas, redondeadas y vítreas, de tamaños aproximados a 2 μm de diámetro. Dos zonas A y B se definieron para comparar diferencias químicas en olivino del cóndrulo.

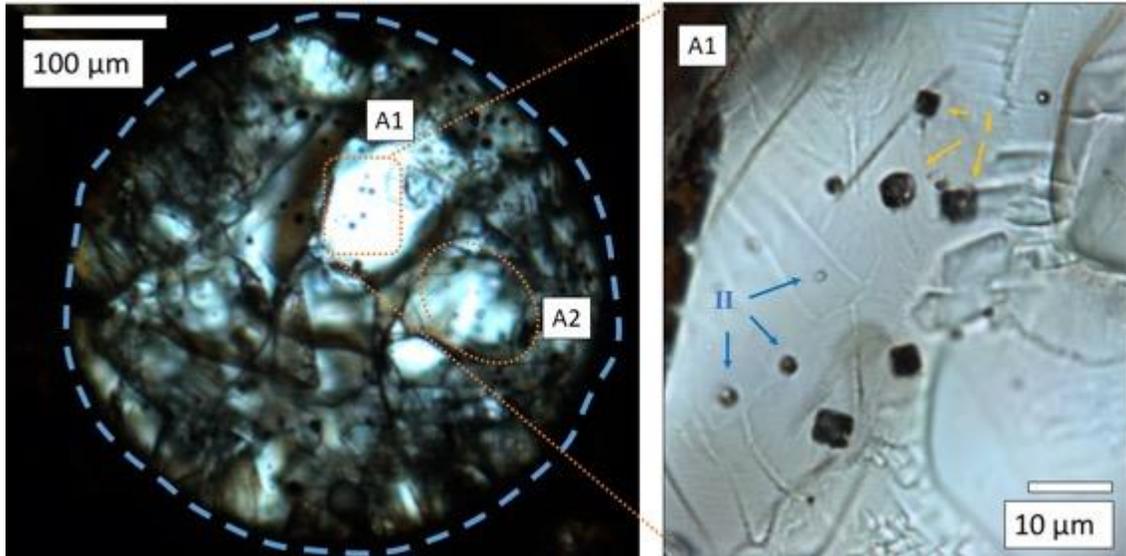


Figura 3.6 a) Fotomicrografía del cóndrulo EM397C1, se destacan las zonas A1 y A2 de olivino donde se reportan inclusiones. b) Detalle de la zona A1, se observa el grupo I de inclusiones cúbicas y oscuras. En azul se indica el grupo II de inclusiones vítreas redondeadas de tamaño 1 µm aprox.

3.1.3 Sahara 98067 (Sah98067):

La condrita Sahara 98067 se caracterizó también por una textura porfirítica con abundantes cóndrulos de tamaños aproximados de entre 0.1 y 0.8 mm con un tamaño promedio de 0.23 mm (Figura 3.7). Los olivinos presentaron mosaicismo común, el que se atribuye a presiones de impacto de 50 GPa. Los piroxenos presentaron evidencias de fracturas planares y alta birrefringencia atribuidas a presiones de impacto de hasta 80 GPa. También se observaron venillas de choque en la muestra y oligoclasa con deformación planar atribuido a presiones menores a 30 GPa. Estas evidencias permitieron establecer un choque moderado S4 según la Escala de Scott et al. (1992). La presencia de limonite y el casi nulo reemplazo de óxidos permitió atribuir una meteorización terrestre W1 según la escala de Wlotzka (1993).

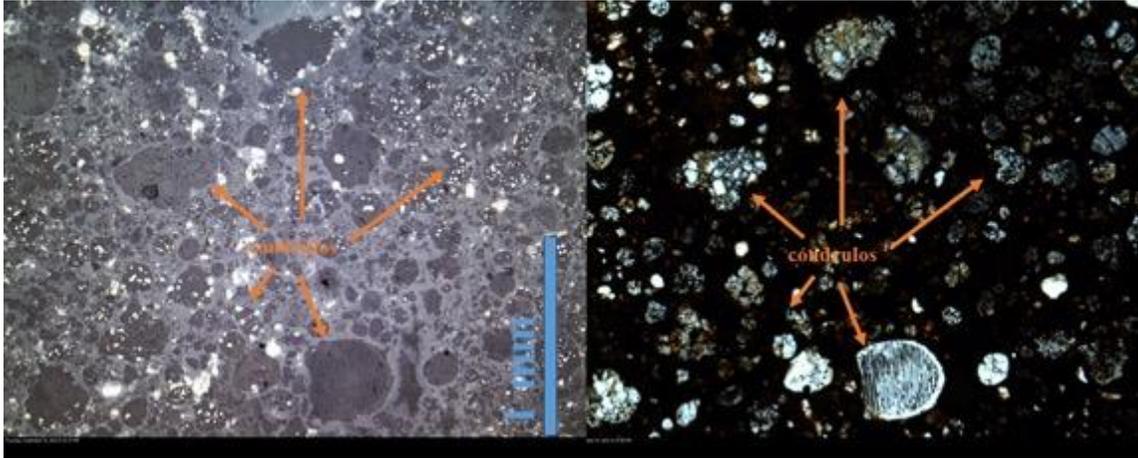


Figura 3.7 Imagen de una zona del meteorito El médano 397. En luz reflejada (izquierda) se observa en blanco los minerales opacos (kamacita y troilita), la matriz intersticial y abundantes cóndrulos de pequeño tamaño. En luz transmitida (derecha) se observa los cóndrulos y fragmentos de mayor tamaño (0.1 a 0.5 mm) mientras los más pequeños se pierden entre los microcristales de la matriz.

-Cóndrulo Sah98067:

El cóndrulo Sah98067C1 es de tipo olivino barrado, posee un tamaño aproximado de 0.8 mm de diámetro y fue seleccionado en esta muestra por albergar inclusiones vítreas que -en algunos casos- también poseían una única burbuja que representó menos del 5 % del volumen de la inclusión (Figura 3.8.a). El tamaño de las inclusiones varió entre 3 a 12 μm . Las inclusiones se presentaron en el centro de las barras de olivino del cristal (Figura 3.8.b). Particularmente este cóndrulo no presentó ninguna evidencia de choque, conservándose prístino en relación con la mayoría de los cóndrulos de esta muestra. Debido a la extinción del olivino de Sah98067C1, se estima que no debió experimentar presiones de impacto mayores a 4 GPa.

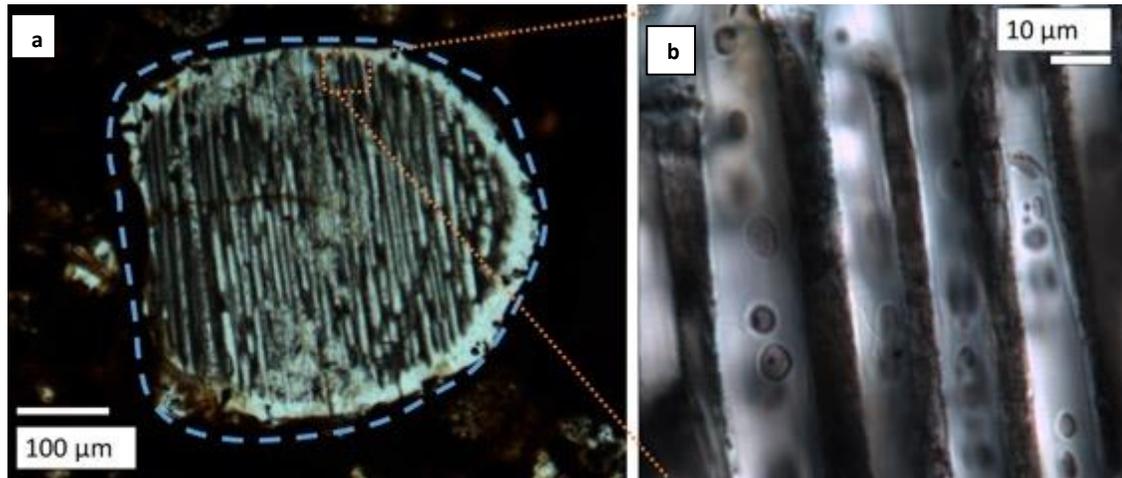


Figura 3.8 a) Microfotografía del cóndrulo de olivino barrado Sahara98067C1, indicado en Naranja un sector con presencia de familia de inclusiones analizadas. b) Detalle de inclusiones vítreas reportadas, algunas de las inclusiones contienen una burbuja.

3.2 Estimaciones espectrales y Distribución Química

Para revisar la homogeneidad o heterogeneidad química en cada cóndrulo, fueron estudiadas las zonas cristalinas propuestas en la sección 3.1. En primer lugar, se realizaron espectros con espectroscopía Raman buscando las bandas A (820 cm^{-1}) y B (850 cm^{-1}) directamente en el olivino. Con el promedio de una cantidad “n” de espectros adquiridos por cada zona propuesta se estimó el contenido de fayalita con las bandas A (Fa mole% pA) y B (Fa mole% pB), según las correlaciones establecidas por Pittarello et al. (2015) explicadas en la metodología. Estas estimaciones fueron posteriormente comparadas con mediciones químicas realizadas con EPMA en las zonas cristalinas propuestas en la sección anterior y en sus respectivas inclusiones vítreas expuestas según cada caso. Las composiciones estimadas con espectroscopía Raman y las composiciones medidas con EPMA se resumen en la tabla 3.1.

Tabla 3.1 Muestras y zonas de olivino estudiadas en los cóndrulos seleccionados. Fa mol% pA y Fa mol% pB es el contenido de fayalita estimada según la posición promedio de la banda A y B, respectivamente, en “nR” espectros adquiridos, según las estimaciones de Pittarello et al. (2015). Fa% es el contenido promedio de las “nE” cantidad de mediciones de fayalita (Fa% = Fe/(Mg+Fe)) realizadas con EPMA.

Muestra	nR	Banda A(cm⁻¹)	Banda B(cm⁻¹)	Fa mole% pA	Fa mole%pB	Fa %	nE
C008C1A	5	820.3±0.07	849.8±0.08	34.6	33.1	39.7-58.5	19
C008C1B	5	820.7±0.1	850.5±0.2	31.0	29.9	N/A	N/A
C008C1C	9	822.2±0.1	853.5±0.1	17.3	16.2	N/A	N/A
C008C2A	6	821.6±0.6	852.6±1.1	22.7	20.3	22.4-66.9	19
C008C2B	4	820.1±0.2	849.2±0.6	36.4	35.8	N/A	N/A
C008C2C	5	818.4±0.09	845.1±0.1	52.0	54.4	70.4	1
EM397C1A	5	824.2±0.06	856.6±0.05	n.d.	2.1	8.4	7
Sah98067C1	5	825.0±0.09	857.5±0.04	n.d.	n.d.	0.3	3

Las zonas cristalinas A de los cóndrulos C008C1 y C008C2 son objetivo de investigación por poseer inclusiones vítreas. En la tabla 3.1, nR es el número de espectros Raman obtenidos en zonas aleatorias en las zonas A, B y C. Con EPMA, se analizaron las zonas cristalinas con inclusiones (cristales A de C008C1 y C008C2) mediante una serie de 20 puntos realizando una transecta como se indica con líneas segmentadas en la figura 3.9. Las inclusiones vítreas expuestas también fueron analizadas con EPMA para obtener composiciones químicas.

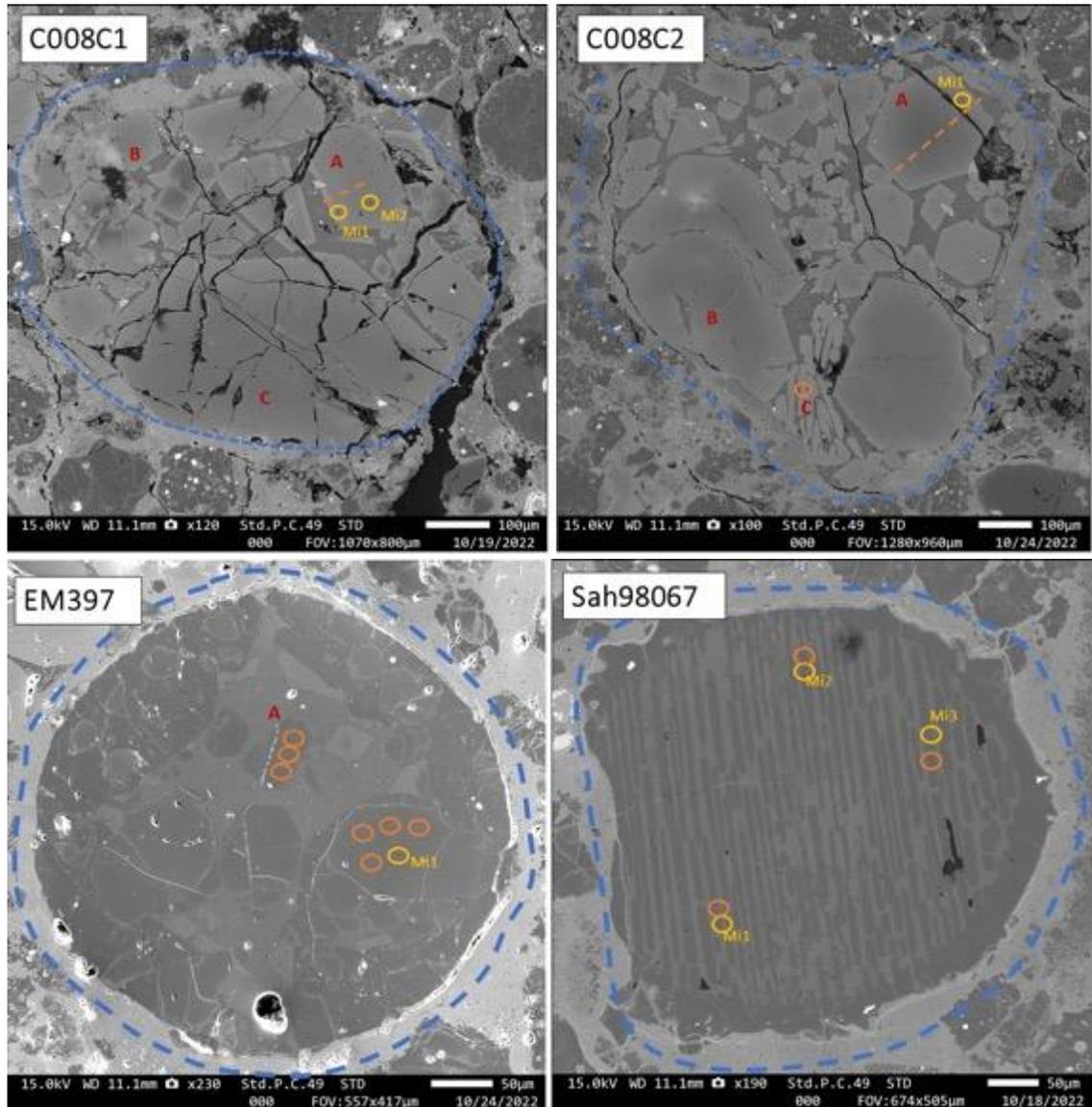


Figura 3.9 Imágenes en retrodispersión de condrocito C008C1 (imagen izquierda, arriba) y C008C2 (imagen derecha, arriba) analizadas con EPMA. En la imagen izquierda, el cristal A en C008C1, fue analizado con 20 puntos en una transecta (línea segmentada amarilla) y el vidrio de las inclusiones Mi1 y mi2 expuestas. En la imagen derecha, el cristal A de C008C2 fue analizado en 20 puntos mediante una transecta (línea segmentada amarilla). También una zona cristalina esquelética fue analizada (punto Amarillo en zona C). Imagen del condrocito EM397 (izquierda, abajo) y Sah98067 (derecha, abajo), en círculos Naranja se destacan las zonas analizadas del cristal huésped de olivino, en Amarillo se destacan las inclusiones vítreas expuestas, cuyo vidrio se analizó con microsonda electrónica.

3.2.1 Cóndrulo C008C1 (PO)

Espectroscopía del cóndrulo C008C1

De las estimaciones químicas de contenido fayalita realizadas con espectros Raman (Figura 3.10), se desprende que el hierro en los cristales A, B y C en el cóndrulo C008C1 de catalina 008, muestran una tendencia en que la zona cristalina C008C1A posee mayor cantidad de hierro (Fa 34%) que la zona C008C1B (Fa 31%) y ésta posee mayor contenido de hierro que C008C1C (Fa 17%). El cristal más rico en hierro aparentemente es el cristal que posee las inclusiones vítreas, el cristal A (C008C1A). Las estimaciones permiten inferir que este cóndrulo es de tipo II, pobre en magnesio (Fo%<90%).

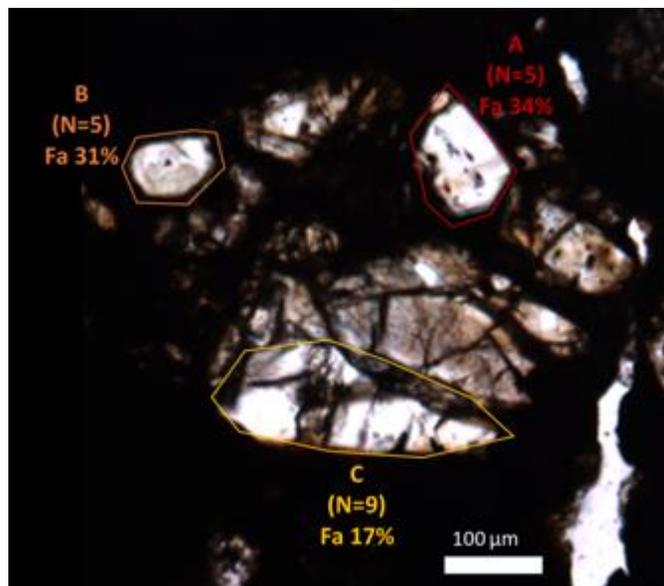


Figura 3.10 Microfotografía de cóndrulo C008C1 y las zonas A, B y C estudiadas. n: número de espectros Raman adquiridos en cada zona con el contenido de fayalita estimada según Pittarello et al. (2015).

Inclusiones en el cóndrulo C008C1

La exploración de las inclusiones vítreas entre los 200 cm^{-1} y 1100 cm^{-1} utilizando espectroscopía Raman, evidencian una banda representativa entre 682 cm^{-1} a 690 cm^{-1} al enfocar el vidrio de la familia de inclusiones vítreas, interpretada como espinela (Figura 3.11).

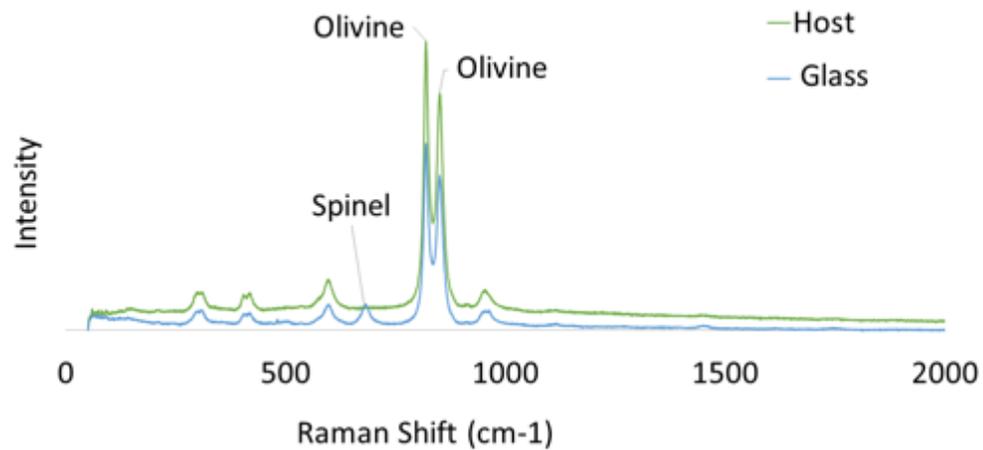


Figura 3.11 Espectros obtenidos al enfocar el vidrio (*glass*, azul) y el olivino huésped (*host*, verde) de la familia de inclusiones no expuestas, reportadas en el cóndrulo C008C1.

Según Wang et al. (2004a), el grupo de la cromita se puede interpretar como dependiente de una solución sólida en la fórmula $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}^{2+})(\text{Cr}^{3+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}^{3+})_2\text{O}_4$ que presenta una banda en 685 cm^{-1} en su extremo más magnésico. Al ser una estructura modificaciones por la incorporación del Fe^{2+} en la estructura cristalina, se reportan variaciones en la banda más representativa, por variaciones en los elementos que integran la estructura de la cromita. La banda en la posición 684 cm^{-1} también se ha interpretado por D'Ippolito et al. (2015), como una espinela rica en magnesio, la magnesio-cromita (MgCr_2O_4).

Las descripciones petrográficas y observaciones realizadas previamente sobre las inclusiones permiten interpretar que la espinela corresponde a una fase cristalina precipitada dentro del vidrio (Figura 3.2.c), pero no a la composición del vidrio, pues la banda en espectroscopía Raman obedece a una estructura cristalina que, por definición, el vidrio no posee.

La banda de espinela no presenta una mayor modificación en su posición al acercarse o alejarse de la burbuja (Figura 3.12), no obstante, se observa una variación en la intensidad de la banda de espinela al enfocar el vidrio. Esto permite interpretar que la burbuja se encuentra vacía y que la espinela se encuentra en el vidrio y no en la burbuja. Además, las bandas de olivino se deben a la superposición de espectros, considerando que las inclusiones analizadas con Raman no están expuestas por el pulido.

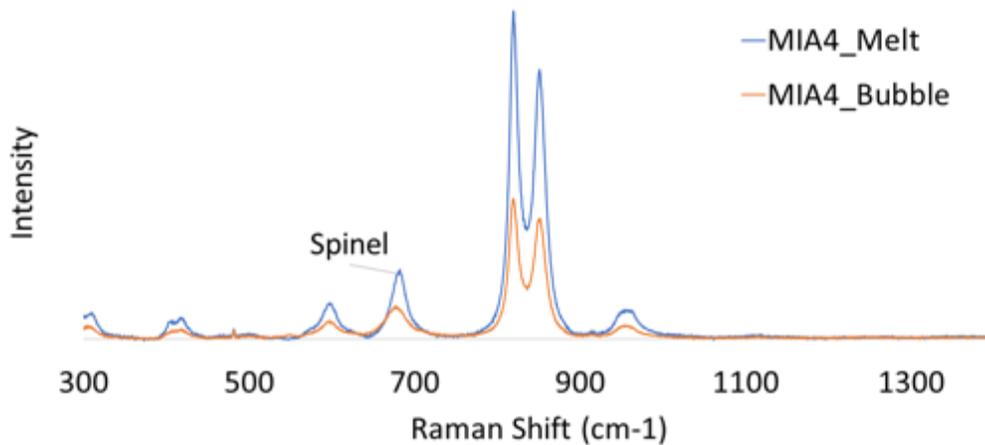


Figura 3.12 Espectros obtenidos al enfocar el vidrio (melt, azul) y la burbuja (bubble, naranja) de una inclusión (MIA4) de la familia de inclusiones vítreas no expuestas, reportadas en el cóndrulo C008C1.

Química del cóndrulo C008C1 e inclusiones expuestas

Medidas químicas realizadas con EPMA en 21 zonas del cristal A (Figura 3.13) revelan una notoria zonación de magnesio (23.1 – 33.8 masa%) y hierro (33.0 – 21.9 masa%), variaciones en el contenido de calcio (0.4 – 0.1 masa%), aluminio (0.03 – 0.2 masa%), SiO₂ (34.1 – 36.8 masa%). La zonación consiste en zona magnésica pobre en hierro, con una baja cantidad de Cr₂O₃ el centro del cristal, donde se reporta una familia de inclusiones. Al mismo tiempo, el borde del cristal está enriquecido en hierro y empobrecido en magnesio. Aunque el contenido de SiO₂ presentó una variación significativa a través del cristal, no se atribuyó al borde (37.8±5 masa%). Con esta información se confirma que el cóndrulo C008C1 es de tipo II, pobre en magnesio (Fo%<90%).

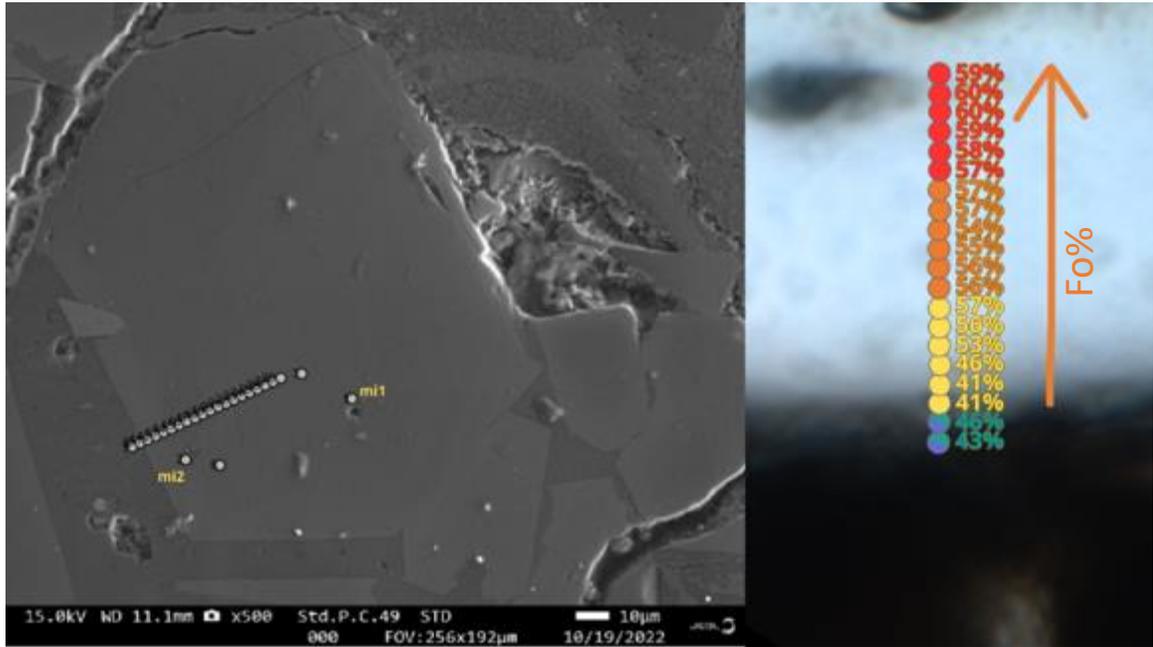


Figura 3.13 Microfotografía del cristal A del cóndrulo C008C1. A la izquierda se destacan los puntos medidos con EPMA y en la imagen derecha se puede observar la zonación del cristal reflejado en el contenido de Forsterita medido en una transecta lineal ($Fo\% = Mg/(Mg+Fe)$).

Dos inclusiones vítreas expuestas estudiadas con EPMA revelan una química similar entre ellas y dos zonas medidas en la mesostasis (Figura 3.14). Poseen un alto contenido de SiO_2 (55.7 ± 2 masa%) y son ricas en Al_2O_3 (15.6 ± 1 masa%). Poseen mayor contenido de CaO (4.3 ± 0.9 masa%), Na_2O (4.7 ± 2 masa%) y TiO_2 (0.67 ± 0.3 masa%), y menor contenido de FeO (4.2 ± 2 masa%) y MgO (2.5 ± 3 masa%) en relación con su olivino huésped. La composición considerada para comparar las inclusiones fue de la zona del olivino contigua a la inclusión, más magnésica del cristal A. Los resultados de este análisis para cada punto estudiado con EPMA se reportan en el Anexo A.

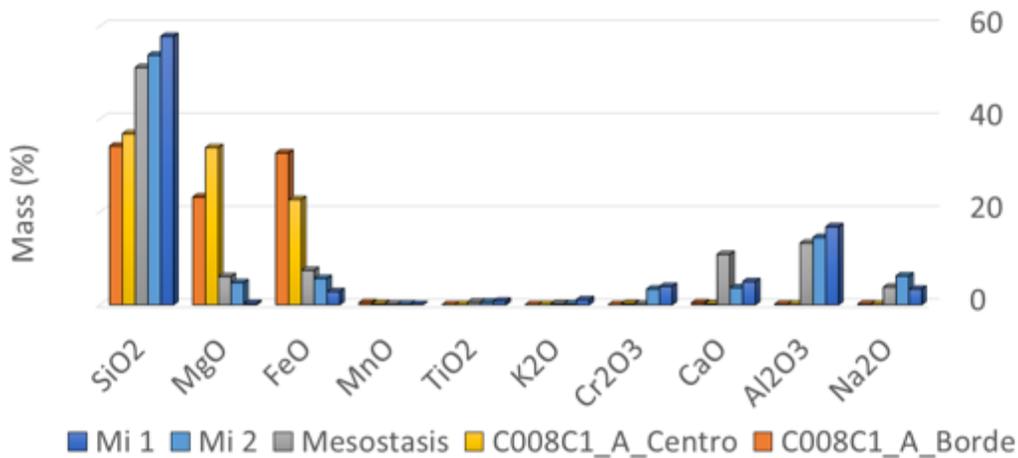


Figura 3.14 Gráfico con elementos mayores obtenidos con EPMA en la zona A del cóndrulo C008C1, dos composiciones medidas en la mesostasis y la composición de los vidrios en dos inclusiones vítreas expuestas.

Mapas de elementos mayores realizados en la inclusión MI2 (Figura 3.15), encontrada al borde del cristal A enriquecido en hierro, muestran el contraste entre las composiciones de Fe, Si, Mg, Ca, Mn y Al entre el olivino huésped, el vidrio de la inclusión MI2, encontrada en el borde externo del cristal A del cóndrulo C008C1, y una fase interpretada como burbuja. Los mapas de elementos revelan un vidrio empobrecido en hierro y magnesio, a la vez, enriquecido en Si, Ca y Al, con relación a su olivino huésped. De los mapas también se desprende que la burbuja se encuentra empobrecida en Si y Al; y enriquecida en Fe y Ca con relación a su vidrio. El Mg en toda la inclusión es más bajo que en su cristal huésped y el Mn se observa homogéneo en todas las fases.

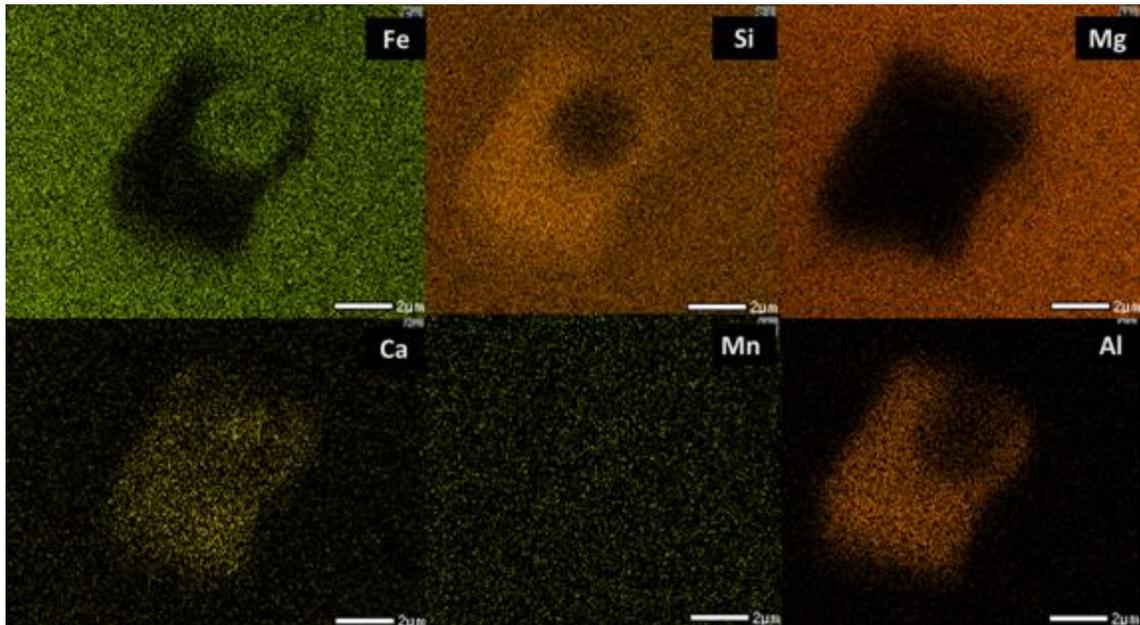


Figura 3.15 Mapa de los elementos Fe, Si, Mg, Ca, Mn y Al de la inclusión Mi1 y Mi2 (Al medio, en escala de grises). Mapas de elementos mayores obtenidos con EPMA de la inclusión Mi2, encontrada en la zona cristalina A del cóndrulo C008C1.

3.2.2 Cóndrulo C008C2 (PO)

Espectroscopía del cóndrulo C008C2

Con las estimaciones químicas de contenido fayalita realizadas con espectros Raman (Figura 3.16), se desprende que el hierro en los cristales A, B y C en el cóndrulo C008C1 de catalina 008, muestran una tendencia en que la zona cristalina C008C1A posee menor cantidad de hierro (Fa 21%) que la zona C008C1B (Fa 36%) y ésta última posee mayor contenido de hierro que C008C1C (Fa 56%). El cristal euhedral más empobrecido en fayalita posee una familia de inclusiones vítreas (C008C1A). Con esta información se interpretó que el cóndrulo es de tipo II, pobre en magnesio (Fo%<90%).

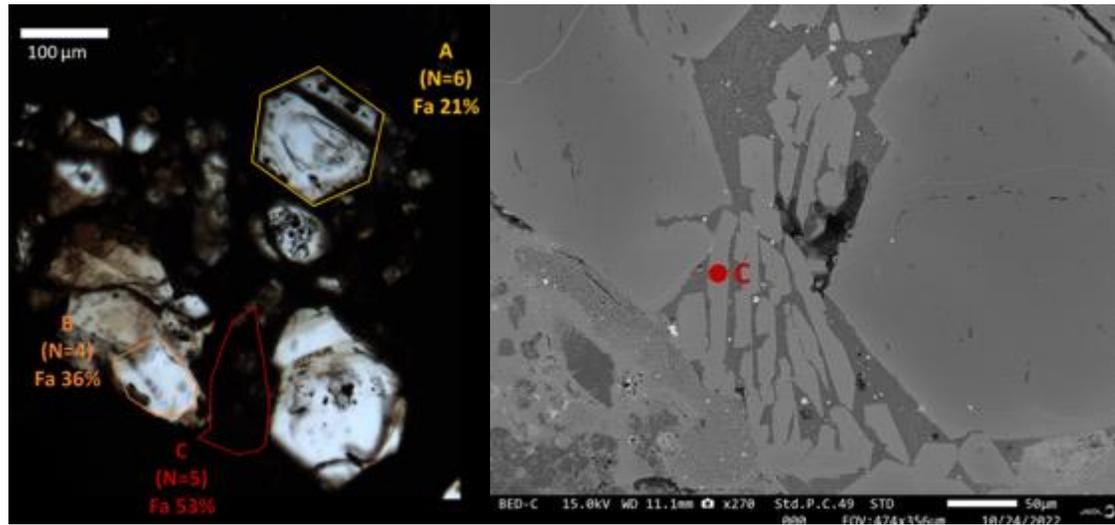


Figura 3.16 (A la izquierda) Microfotografía de cóndrulo C008C1 y las zonas A, B y C estudiadas. N: número de espectros Raman adquiridos en cada zona con el contenido de fayalita estimada según Pittarello et al. (2015). A la derecha, imagen en retrodispersión de la zona cristalina C, con textura esquelética.

Inclusiones en el cóndrulo C008C2

En el caso del cóndrulo C008C2 tipo PO de Catalina 008, el análisis de espectros Raman obtenidos enfocando directamente sobre las inclusiones no expuestas en la línea de crecimiento del cristal A huésped (Figura 3.16) arrojó una posición de aproximadamente 688 cm^{-1} para una banda que resalta del espectro obtenido en olivino huésped (Figura 3.17). Este caso se interpreta nuevamente como una espinela del grupo de la cromita, con alguna variación química de su extremo más magnésico (685 cm^{-1}) dentro de la solución sólida en la fórmula $(\text{Cr}^{3+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}^{3+})_2\text{O}_4$.

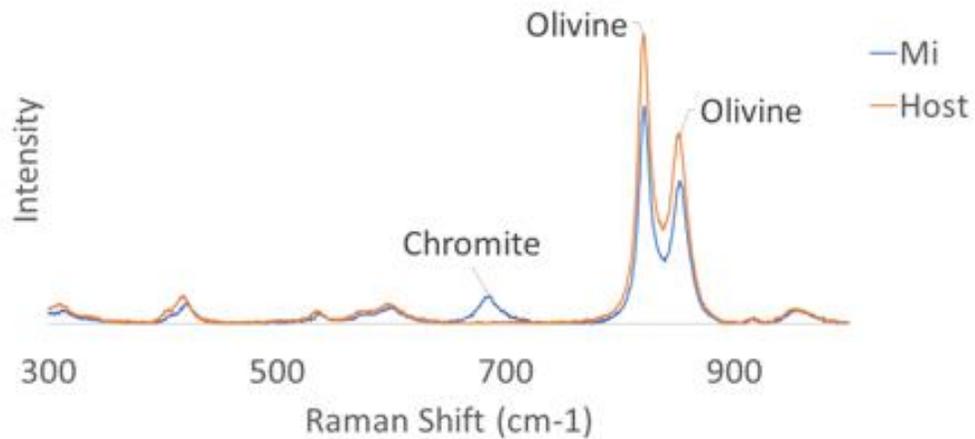


Figura 3.17 Espectros Raman obtenidos al enfocar una inclusión (Mi, azul) en la línea de crecimiento y el cristal A de olivino huesped (Host, naranja) en el cóndrulo C008C2.

Química del cóndrulo C008C2 e inclusiones expuestas

Las composiciones químicas obtenidas con EPMA en 20 zonas del cristal A revelan una zonación a través de un cristal (Figura 3.18). Este cristal euhedral presenta una zona magnésica (42.8 wt%) pobre en hierro (12.2 masa%), con una baja cantidad de Cr_2O_3 (0.07 masa%). La cantidad de magnesio disminuye mientras el hierro aumenta, conforme se acerca al borde del cristal. Una familia de inclusiones vítreas se reporta en una zona de crecimiento del cristal y una inclusión vítrea expuesta que no posee las características de la familia observada. La composición de este cristal se caracterizó por poseer una cantidad de MgO variable según la zona del cristal (42.3 – 21.7 masa%), junto al FeO (12.2 – 35.8 masa%) y SiO_2 (38.8 – 32 masa%). Con esta información se clasifica el cóndrulo C008C2 como tipo II, pobre en magnesio ($\text{Fo}\% < 90\%$). Menor cantidad de otros elementos mayores también se reportan, tales como Na_2O (0.03 ± 0.01 masa%), Al_2O_3 (0.03 ± 0.02 masa%), CaO (0.12 ± 0.05 masa%), Cr_2O_3 (0.08 ± 0.06 masa%), K_2O (0.01 ± 0.01 masa%) y MnO (0.22 ± 0.1 masa%). Los resultados de este análisis para cada punto estudiado con EPMA se reportan en el Anexo B.

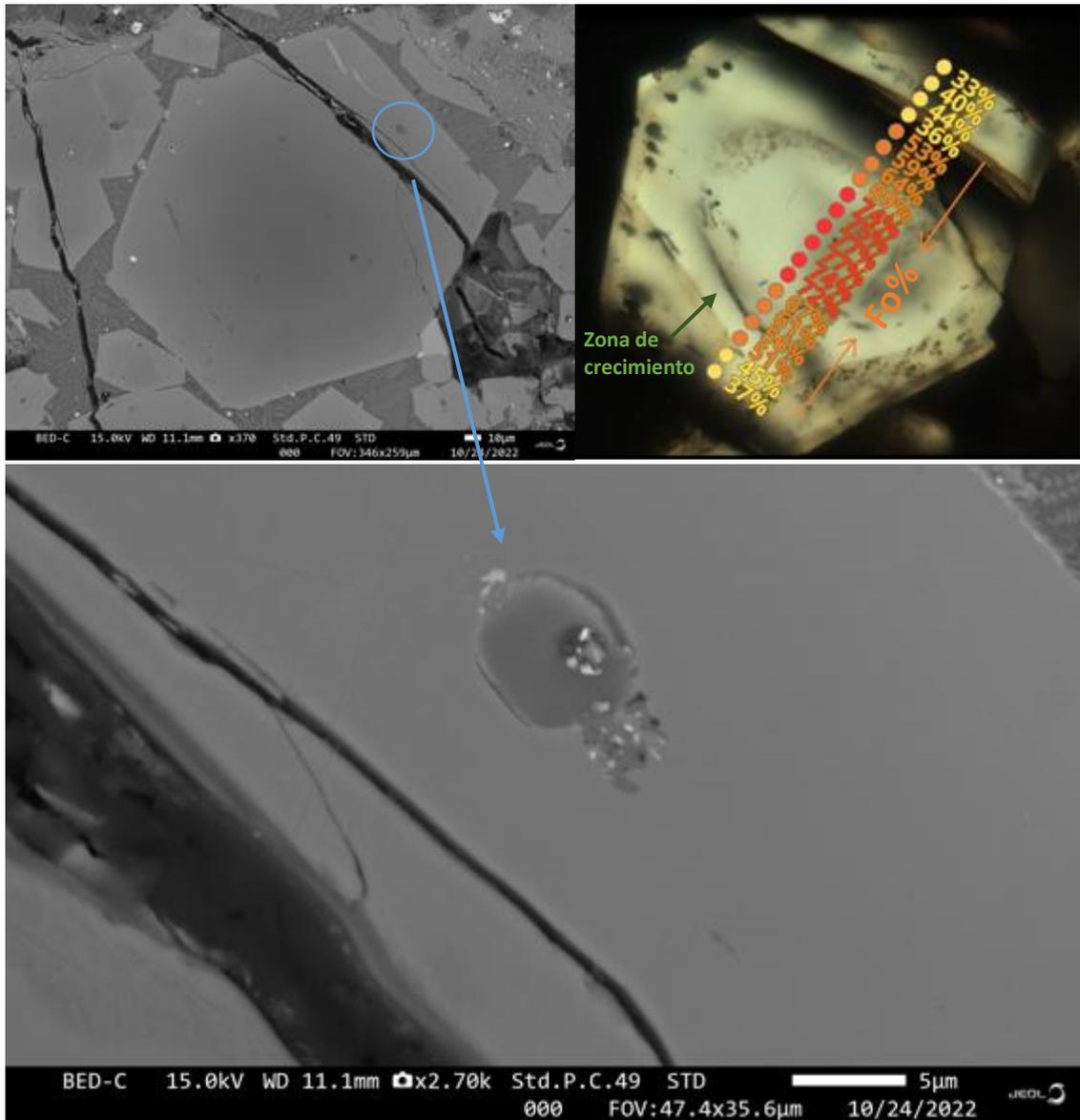


Figura 3.18 Arriba a la izquierda, imagen en retrodispersión del cristal A del cóndrulo C008C2. Arriba a la derecha se destaca el contenido de Forsterita ($Fo\% = Mg/(Mg+Fe)$) en cada punto medido con EPMA, evidenciando una zonación del cristal A. Abajo microfotografía en retrodispersión de una inclusión expuesta en la zona superior del cristal A, cerca de la fractura.

Una inclusión vítrea expuesta (Figura 3.18) fue encontrada entre el borde y una fractura del cristal A. Los análisis realizados con EPMA (Figura 3.19) revelan una composición rica en SiO_2 (48.6 masa%), Al_2O_3 (11.8 masa%), FeO (7.7 masa%), MgO (6.6 masa%), Na_2O (6.3 masa%), Cr_2O_3 (6.1 masa%), CaO (5.01 masa%) y TiO_2 (0.4 masa%). Esta inclusión se caracterizó por poseer una

mayor cantidad de SiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, Na₂O, CaO y TiO₂ que su olivino huésped. El análisis realizado en el cristal con textura esquelética (zona C) (Figura 3.16, imagen izquierda), revela un mayor contenido de FeO (40.8 masa%) y menor contenido de MgO (17,1 masa%) que el cristal que posee la familia de inclusiones reportadas.

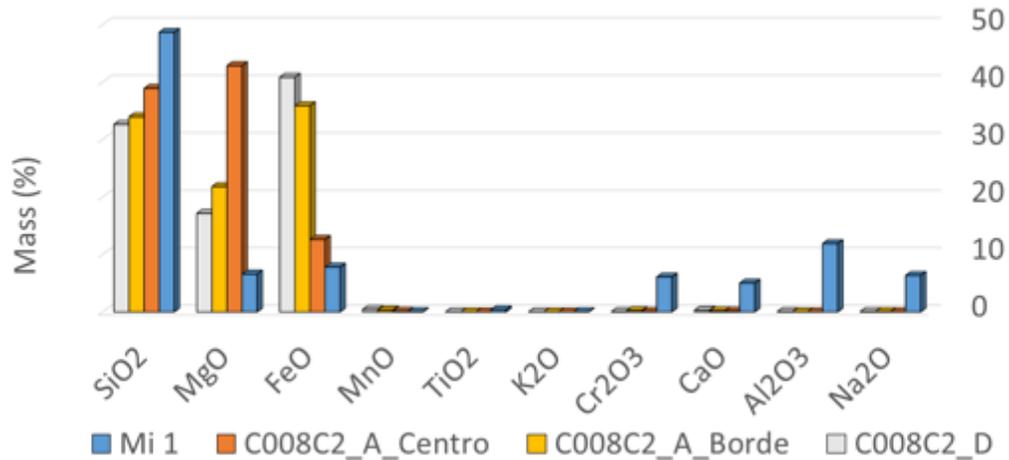


Figura 3.19 Gráfico con elementos mayores de inclusión Mi1 expuesta en el cristal A, respecto de su composición promedio (n=21) y de la composición medida en una zona del cristal C de textura esquelética, del cóndrulo C008C2.

3.2.3 Cóndrulo EM397C1 (POP)

Espectroscopía del cóndrulo EM397C1

De los espectros Raman se observó una diferencia espectral entre zonas de olivino (al centro del cóndrulo) y de piroxeno (en el borde) (Figura 3.20). Con el valor promedio de la posición de la banda A en su mayor intensidad ($824.2 \pm 0.06 \text{ cm}^{-1}$) y la correlación de Pittarello et al. (2015) se estimó una composición de fayalita negativa, que más bien se interpreta por una nula cantidad de hierro o un valor bajo las calibraciones realizadas por el autor. Por otro lado, correlación con el valor promedio de la posición de la banda B ($856.6 \pm 0.05 \text{ cm}^{-1}$) en 7 espectros en olivino arroja una composición de fayalita de 2.1%. Lo que permite interpretar que este cóndrulo es alto magnesio, tipo I, con un contenido de forsterita en olivino mayor al 90%. Por otro lado, la composición de piroxeno estimada por las bandas A ($343.0 \pm 0.05 \text{ cm}^{-1}$) y B ($687.4 \pm 0.08 \text{ cm}^{-1}$) arroja composiciones de ferrosilita entre 5.3% y bajo el límite de la calibración del autor, respectivamente, lo que reafirma que este cóndrulo se trata de un cóndrulo alto en magnesio.

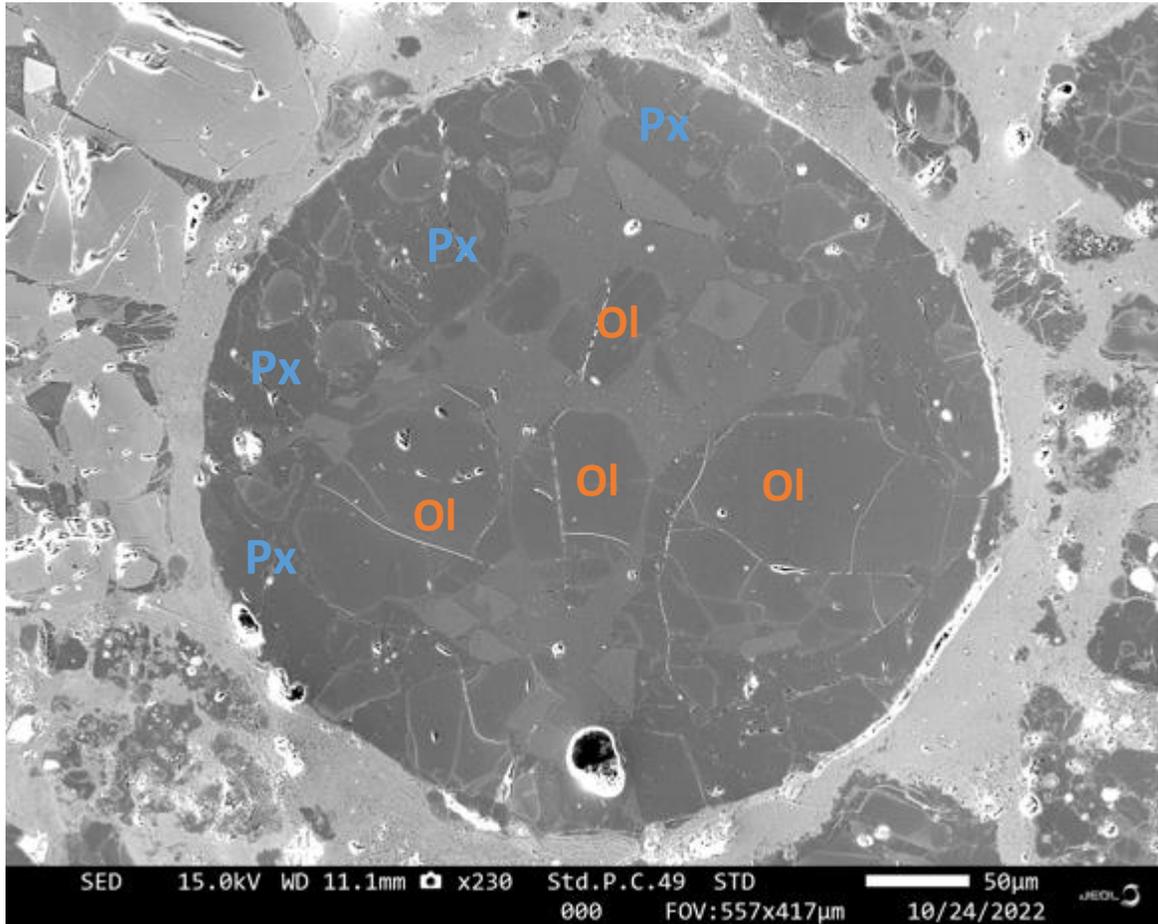


Figura 3.20 Imagen en retrodispersión del cóndrulo EM397C1. En azul, se destacan las zonas con piroxeno (Px) y en naranja las zonas con olivino (Ol).

Inclusiones en el cóndrulo EM397C1

Como se describió petrográficamente, en el cóndrulo EM397C1 se reportaron dos tipos de inclusiones vítreas, las que fueron analizadas con espectros Raman primeramente en un rango entre 200 cm^{-1} a 1100 cm^{-1} . De estos análisis no se obtuvo información relevante para los grupos de inclusiones, salvo la banda de olivino característico de su cristal huésped. En un segundo orden, también se analizaron las inclusiones con espectros entre 1100 cm^{-1} a 1800 cm^{-1} . De la adquisición de estos espectros, se reporta la presencia de las bandas D y G (Figura 3.21) en las inclusiones tipo I (Figura 3.6.b).

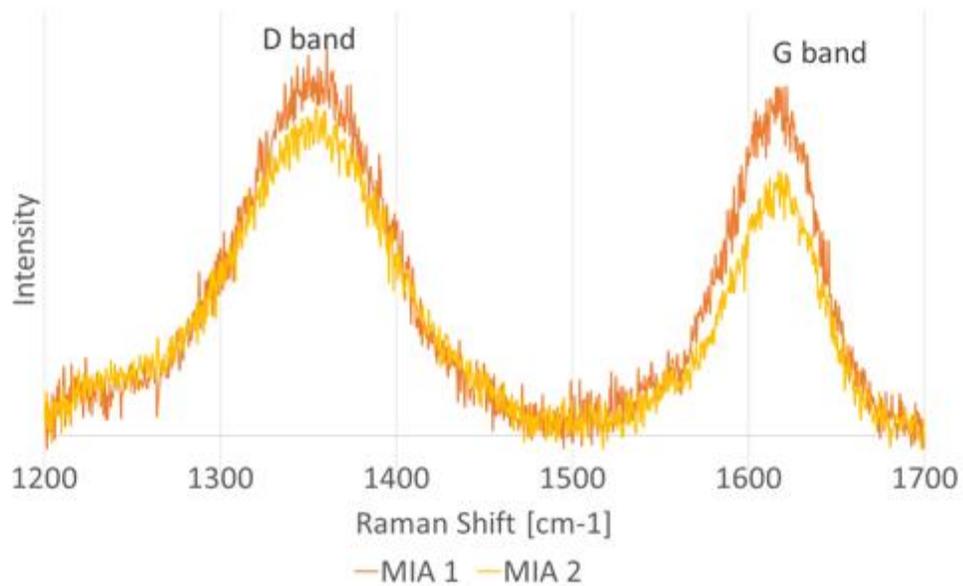


Figura 3.21 Bandas D (1350 cm⁻¹) y G (1580 cm⁻¹) en espectros Raman de inclusiones tipo I encontradas en el cóndrulo EM397C1, interpretada como grafito.

La petrografía de las inclusiones tipo I, de hábito cúbico, con presencia de la banda D y G de carbono, fueron interpretadas como inclusiones de grafito cristalizado alrededor de un pequeño grano de metálico rico en hierro. Este tipo de inclusiones se ha reportado previamente en las observaciones y experimentos realizados por Connolly Jr. H. C et al. (1994) en cóndrulos ricos en magnesio. El fenómeno se atribuye a la presencia de carbono durante el proceso de cristalización de cóndrulos, el que actúa como agente reductor local, induciendo la formación de un metal que no logra migrar o coalescer fácilmente, por lo que es atrapado dentro del cóndrulo por el crecimiento del cristal. De este proceso también se espera que el metal pueda llegar a poseer entre 7% y 10% de grafito microcristalino (<100 μm) en la superficie del metal y granos de SiO₂. Esto puede justificar la ocurrencia de inclusiones euhedrales metálicas con grafito, petrográficamente similares a las inclusiones tipo I (de metal y grafito) reportadas en este trabajo y también a las inclusiones tipo II (vítreas) de tamaños menores a 5 μm con hábito euhedral, como las reportadas en el cóndrulo EM397C1.

Química del cóndrulo EM397C1 e inclusiones expuestas

Las composiciones químicas realizadas con EPMA en las zonas A1 y A2 del cristal de olivino (Figura 3.6.a) en el cóndrulo EM397C1 no revelan variaciones significativas (Figura 3.22), poseyendo una composición principalmente homogénea. En general el cóndrulo EM397C1 se caracteriza por poseer una composición rica en MgO (51.4±0.4 masa%) y SiO₂ (22.9±6 masa%), menor cantidad de FeO (4.7±0.4 masa%) y trazas de otros elementos. Las mediciones de

elementos mayores confirman que el cóndrulo EM397C1 es de tipo I, rico en magnesio ($\text{Fo}\% > 90\%$). Todos los resultados se reportan en el anexo C.

Por otra parte, la inclusión vítrea expuesta, revela un vidrio aluminoso con una química rica en SiO_2 (61.7 masa%), menor cantidad de Al_2O_3 (20.2 masa%), Na_2O (3.1 masa%) y MgO (2.2 masa%).

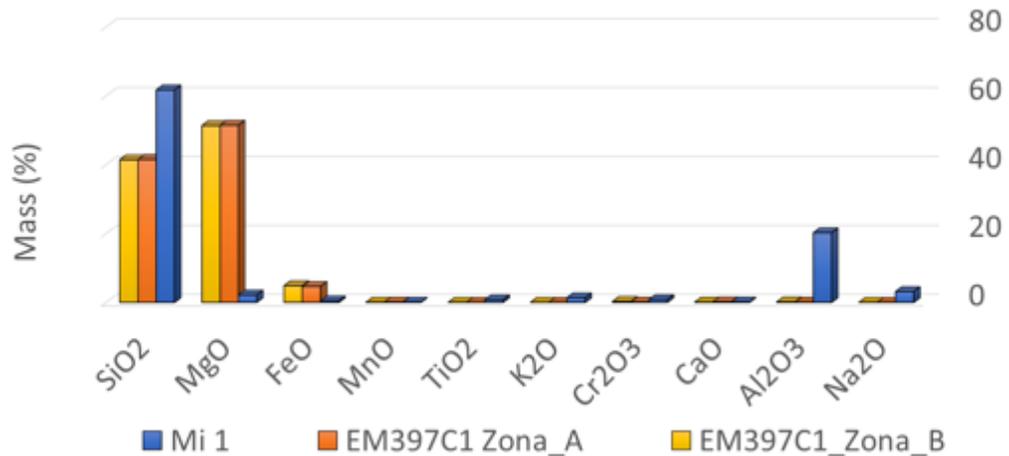


Figura 3.22 Gráfico con elementos mayores obtenidos con EPMA en olivino del cóndrulo EM397C1 y del vidrio en una inclusión vítrea expuesta.

3.2.4 Cóndrulo Sah98067C1(BO)

Spectroscopía del cóndrulo Sah98067C1

De los 5 espectros Raman realizados en olivino del cóndrulo Sah98067C1, se estimó a partir de la banda A ($825.0 \pm 0.09 \text{ cm}^{-1}$) y de la banda B ($857.5 \pm 0.04 \text{ cm}^{-1}$) una composición de fayalita fuera de la calibración, lo que se interpreta como una cantidad de hierro bajo y permite intuir que este cóndrulo se trata de uno alto en magnesio, tipo I, con un contenido de forsterita mayor al 90 %.

La composición del cóndrulo según las mediciones realizadas con EPMA (reportadas en el anexo D) confirman su alto contenido en MgO (56.6 ± 0.3 masa%) y SiO_2 (43.5 ± 0.06 masa%). Los olivinos analizados correspondían a zonas contiguas a las inclusiones vítreas expuestas de la familia reportada en este cóndrulo de olivino, que también fueron analizadas (Figura 3.23)

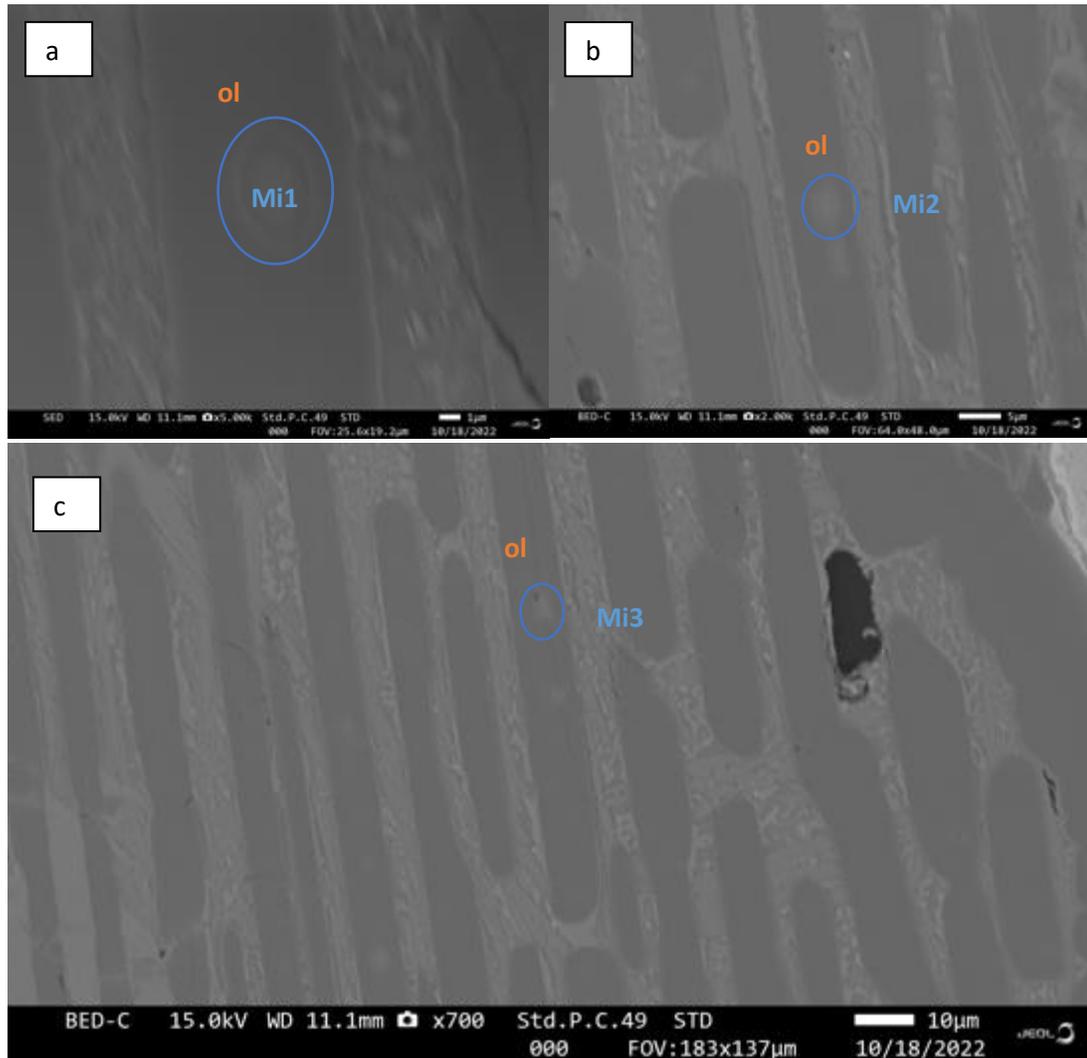


Figura 3.23 Imágenes en retrodispersión de zonas del cóndrulo barrado de olivino Sah98067C1. En a, b y c se destacan las inclusiones vítreas expuestas Mi1, Mi2 y Mi3, respectivamente, analizadas con EPMA y las zonas del olivino huésped analizadas para comparar. Ol: Olivino, Mi: *Melt inclusion*.

Inclusiones en el cóndrulo Sah98067C1

Las inclusiones vítreas en el cóndrulo Sah98067C1 tipo OB, se caracterizaron por distribuirse a lo largo y al centro de las barras de este cóndrulo de olivino barrado. En muchos casos, estas inclusiones vítreas presentaron un glóbulo oscuro, que fue también estudiado con espectroscopía Raman. Los resultados de este análisis en inclusiones vítreas, arrojó espectros típicos del olivino de su cristal. Esto se justifica de una inclusión vítrea que no posee estructura cristalina y por el efecto de superposición de espectros explicado en la metodología (Figura 2.1), el espectro manifiesta las bandas del olivino huésped. En el caso de las inclusiones vítreas con burbuja o

glóbulos reportados (Figura 3.8 b), se observó la presencia de los planos de simetría E_g y A_{1g} cerca de los 495 cm^{-1} y 670 cm^{-1} reportadas por D'Ippolito et al. (2015) como espinela aluminosa rica en magnesio (MgAl_2O_4) (Figura 3.24). La banda en la posición 1007 cm^{-1} se asume también de espinela, aunque los autores anteriores no reportan observaciones sobre los 700 cm^{-1} . Las variaciones en la posición de las bandas se atribuyen a variaciones de composición como, Fe y Mn, dentro de la estructura de la espinela.

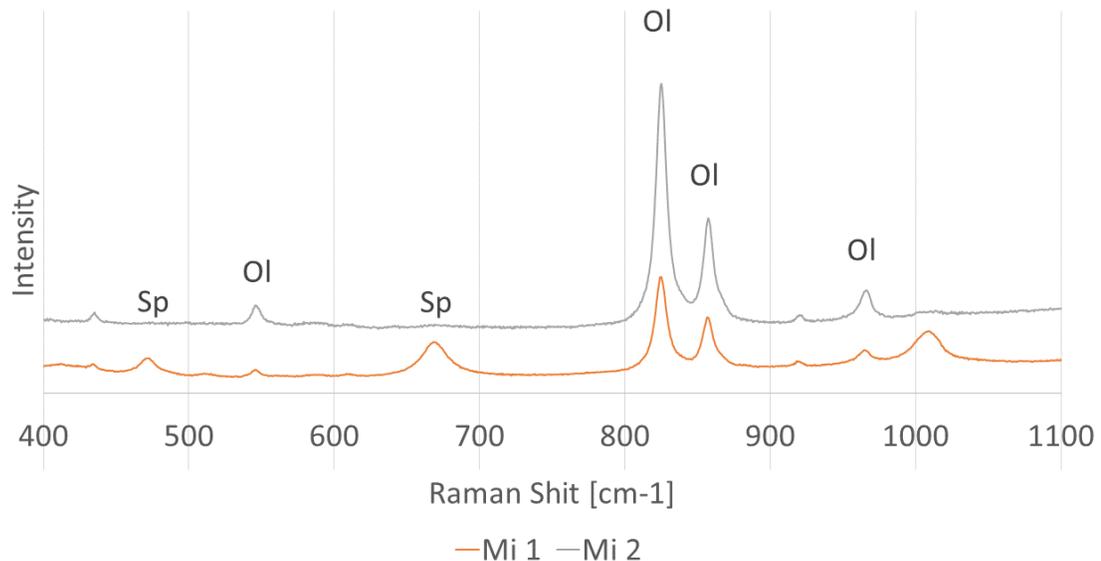


Figura 3.24 Espectros Raman de inclusiones reportadas en el cóndrulo barrado de olivino Sah98067C1. Mi 1 (azul): Inclusión vítreas y Mi 2 (Naranja): Inclusión vítrea con espinela aluminosa rica en magnesio.

La ocurrencia de espinela en cóndrulos de olivino barrado ha sido interpretada como efecto de un fenómeno durante la cristalización, en donde la presencia de espinela promueve la nucleación heterogénea del cristal de olivino a altas tasas de enfriamiento (Roedder, 1984a). La cristalización rápida favorece la formación de inclusiones vítreas y las texturas esqueléticas, las que se han interpretado como un efecto de tasas de enfriamiento mayores a 1100°C/hr (Auxerre et al., 2022).

Química del cóndrulo Sah98067C1 e inclusiones expuestas

Las composiciones químicas obtenidas con EPMA de 3 inclusiones vítreas expuestas (Figura 3.23), revelan su naturaleza rica en SiO_2 (57.2 ± 1.2 masa%) y Al_2O_3 (22.3 ± 0.6 masa%). Las inclusiones también contuvieron cantidades menores de Na_2O (9.6 ± 0.4 masa%), CaO (9.8 ± 1.3 masa%) y MgO (4.8 ± 1.5 masa%) (Figura 3.25).

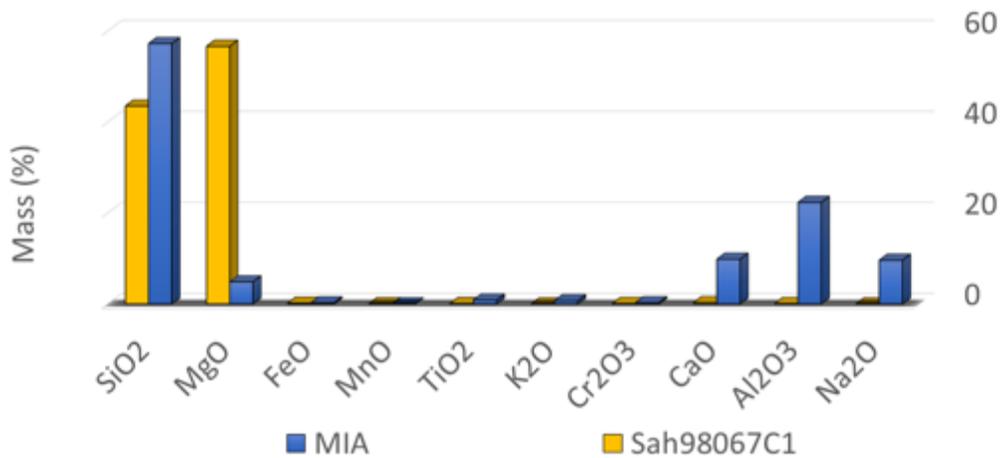


Figura 3.25 Gráfico de elementos mayores obtenidos con EPMA en olivino huésped del cóndrulo Sah98067C1 y el promedio de la composición del vidrio de tres inclusiones vítreas expuestas de la familia reportada (MIA).

Mapas de elementos mayores realizados en el cóndrulo Sah98067 (Figura 3.26) revelan una variación de SiO₂, MgO, CaO y Al₂O₃ entre el olivino barrado, cristalino y huésped de la familia de inclusiones versus la mesostasis intersticial. De los mapas se observa la elevada cantidad de MgO en el olivino cristalino y se destaca el CaO, SiO₂ y Al₂O₃ intersticial de la mesostasis. Este contraste es concordante con el comportamiento de los elementos mayores de las inclusiones, lo que permite intuir que la composición de la mesostasis es similar a la composición de las inclusiones, o representan fundidos químicamente similares.

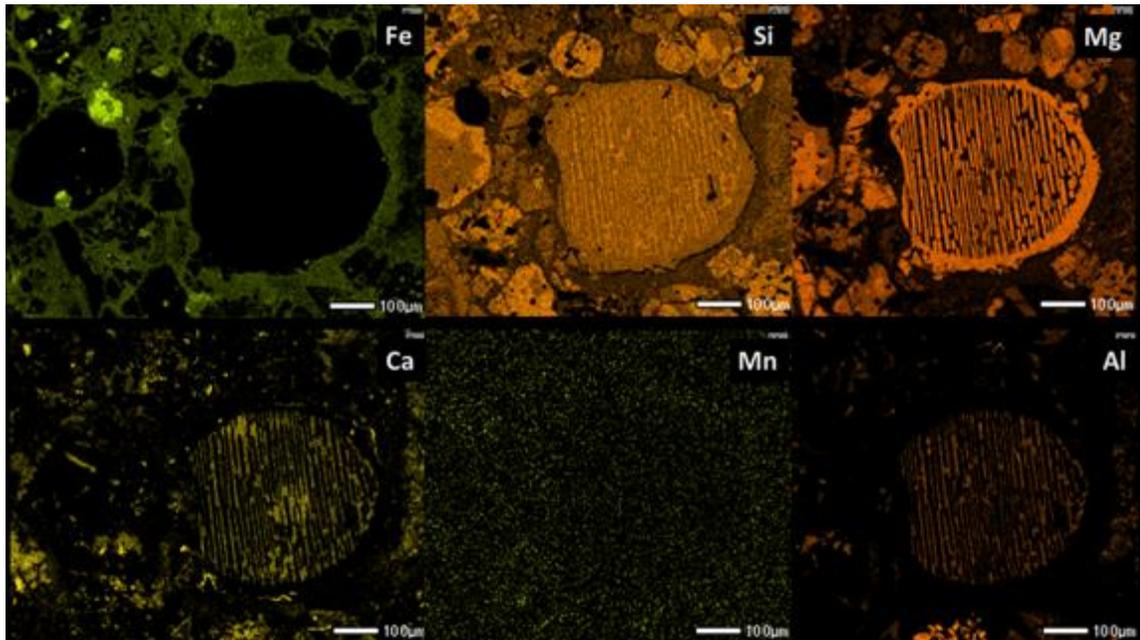


Figura 3.26 Mapa de los elementos mayores Fe, Si, Mg, Ca, Mn y Al del cóndrulo Sah98067C1 obtenidos con EPMA.

3.3 Familias de inclusiones

Como se expuso en la metodología, los grupos de inclusiones fueron estudiados petrográficamente, químicamente y espectroscópicamente. De las composiciones obtenidas de los estudios químicos se desprende que las inclusiones hospedadas en cóndrulos tipo II ($Fo < 90\%$), como las hospedadas en C008C1 y C008C2, presentaron vidrios aluminosos ricos en FeO y Cr_2O_3 , mientras las inclusiones hospedadas en cóndrulos tipo I ($Fo > 90\%$), en los cóndrulos EM397C1 y Sah98067C1 presentaron composiciones aluminosas (Figura 3.27).

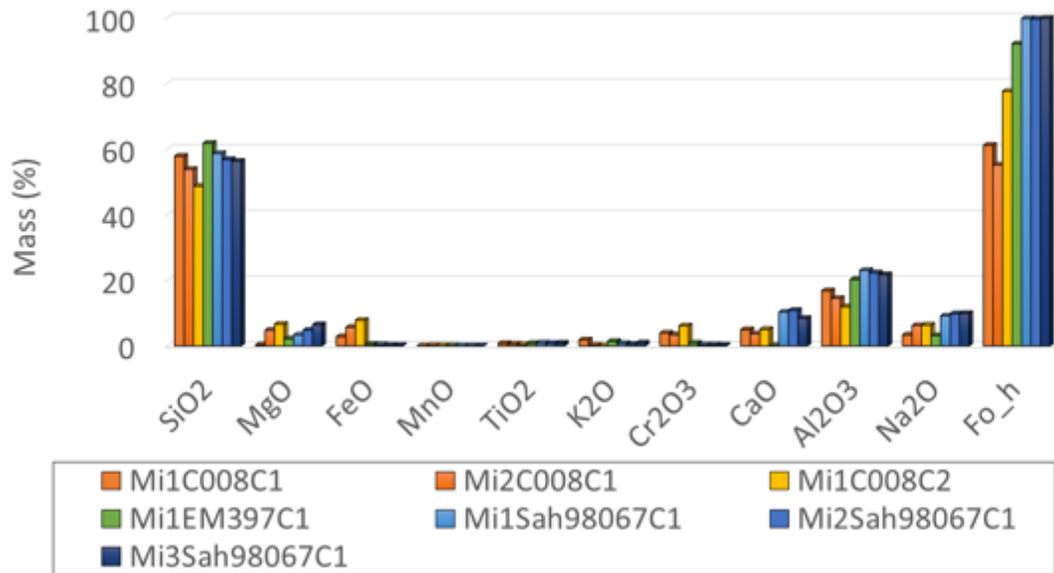


Figura 3.27 Abundancias químicas promedio de óxidos mayores inclusiones vítreas expuestas conformando familias, encontradas en los cóndrulos tipo PO: C008C1 y C008C2 de Catalina 008, en el cóndrulo Sah98067C1 tipo BO en Sahara 98067 y en el cóndrulo EM397C1 tipo POP encontrado en El médano 397, composiciones obtenidas con EPMA.

Por otro lado, mientras las inclusiones en cóndrulos tipo I poseen vidrios fuertemente aluminosos, las inclusiones en cóndrulos tipo II, presentaron composiciones con hierro y cromo, que validan la ocurrencia de cromita en la fase vítrea de las inclusiones, interpretadas por las bandas en espectros Raman cercano a las 688 cm^{-1} asociada a cromitas magnésicas (Figura 3.28).



Figura 3.28 Concentraciones de Al_2O_3 , $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ y $\text{FeO}+\text{Cr}_2\text{O}_3$ en inclusiones vítreas expuestas en C008C1, C008C2, EM397C1 y Sah98067C1, analizadas con EPMA.

3.4 Subtipo petrológico y termometría

La adquisición de espectros en las matrices de las condritas CO3 fueron realizados a variadas configuraciones de intensidad y tiempo de adquisición hasta llegar a la configuración adecuada para las muestras. Esto se atribuyó a la heterogeneidad de la matriz, compuesta principalmente por vidrio, carbono, porosidad y fragmentos cristalinos. La sensibilidad del carbono, también significó un desafío para detectar las bandas D y G, configuraciones con *ND Filter* superior al 50% queman y perforan la muestra, por lo que la señal de las bandas no se logra determinar (Figura 3.29.a). Una adquisición con *ND Filter* 10% y 10 segundos de tiempo de adquisición, permitieron la correcta obtención de espectros y la detección de las bandas D y G en zonas carbonosas. Las zonas carbonosas se observaron como zonas más claras de la matriz (Figura 3.29.b). El subtipo petrológico se interpretó en función de los espectros Raman adquiridos únicamente en las zonas carbonosas, las que además presentaron las bandas D y G. La obtención de estos espectros se realizó previo a los análisis con EPMA, pues este análisis requiere una capa de carbono que podría interferir los resultados de este análisis.

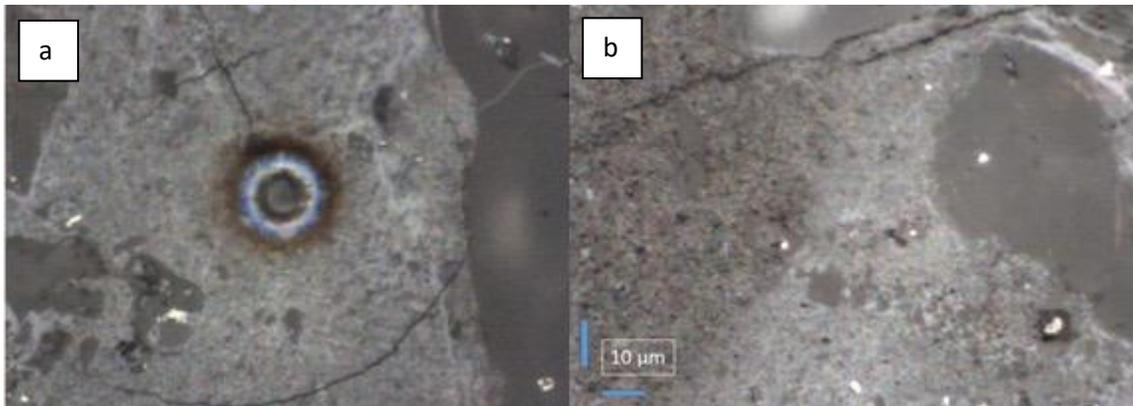


Figura 3.29 Zonas de la matriz de EM397C1 con carbono se observan como más claras a microscopio óptico, con luz reflejada. a) una zona irradiada con alta intensidad (*ND Filter* 50%) quema la muestra. b) zona de carbono analizada correctamente con el láser Raman de 532nm.

Con la configuración apropiada del láser Raman fue posible generar las bandas de carbono y realizar un análisis morfológico de las respectivas bandas. Los espectros revelan diferentes grados de grafitización, en algunos casos el carbono más grafitizado deforma la banda G, con la aparición de la banda D2 (Figura 3.30). Las variaciones espectrales de la matriz en una misma muestra, con la misma configuración de adquisición de espectros, permitió descartar fenómenos de grafitización atribuidos a la temperatura generada por el láser.

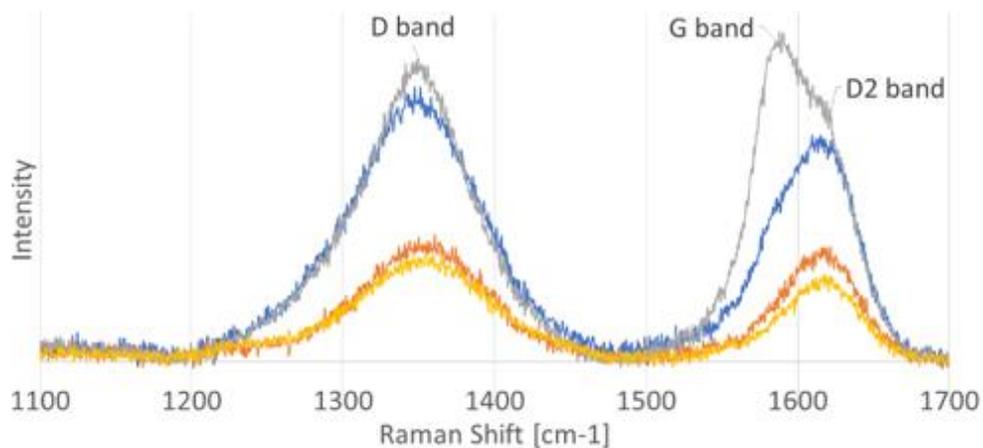


Figura 3.30 Bandas D, G y D₂ en la matriz de El Médano 397. La morfología de los diferentes espectros, revela la heterogeneidad de grafitización del carbono contenido en la muestras.

Con Ayuda del software LabSpec 6 se realizó un ajuste lorentziano sobre los espectros adquiridos (Anexo E) para calcular la posición de las bandas D (1350 cm⁻¹), G (1580 cm⁻¹) y D₂ (1610 cm⁻¹), la intensidad de las bandas (I_D e I_G), el ancho de banda en la intensidad media de la banda D y G (FWHM_D y FWHM_G, respectivamente). El promedio de “n” espectros adquiridos por muestra de condrita, permitió comparar la heterogeneidad de la matriz y el carbono presente en las muestras estudiadas.

3.4.1 Subtipo petrológico

Una primera aproximación se realizó observando la relación entre las intensidades de las bandas D y G. De la relación I_D/I_G obtenida para cada muestra (Figura 3.31), se desprende que los espectros de Catalina 008, presentan mayor intensidad de la banda de carbono “desordenado”, que del grafito (I_D/I_G > 1), una relación I_D/I_G ~1 en El Médano 397 y una banda fuerte de grafito en la matriz de Sahara 98067 (I_D/I_G < 1). Esta relación permite interpretar un orden de temperatura en que T° (C008) < T° (EM397) < T° (Sah98067).

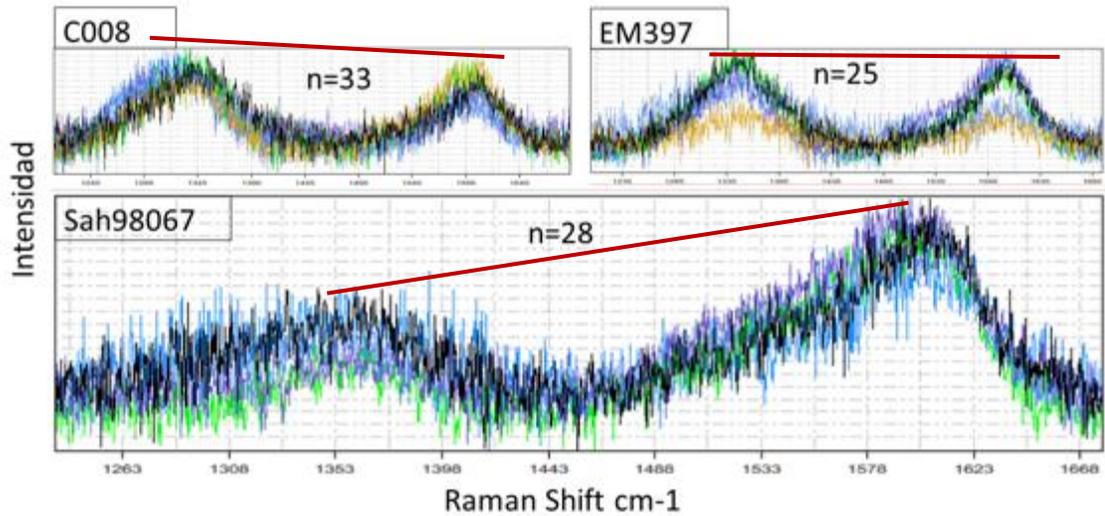


Figura 3.31 Espectros Raman obtenidos en la matriz de las muestras con “n” cantidad de espectros de Catalina 008 (C008), El Médano 397 (EM397) y Sahara 98067 (Sah98067).

La relación I_D/I_G vs $FWHM_D$ de las muestras de condritas, se compararon con los parámetros reportados en muestras clasificadas por Bonal et al. (2016), graficadas para su mejor comprensión en la figura 3.32. Las condritas COs y CVs, graficadas como referencia, reflejan claramente la tendencia inversa entre la disminución del ancho de banda D_1 ($FWHM_D$) -correlacionada con la disminución del carbono desordenado o policristalino- y el aumento de la alteración térmica de las series metamórficas clasificadas como condritas carbonosas tipo 3, CO y CV de 3.0 a 3.7 en la investigación de Bonal et al. (2016). Aunque la serie metamórfica de referencia no presenta un comportamiento lineal con la escala, permite aproximar el incremento de temperatura experimentado por toda la matriz de la muestra, en función del decrecimiento del parámetro $FWHM_D$.

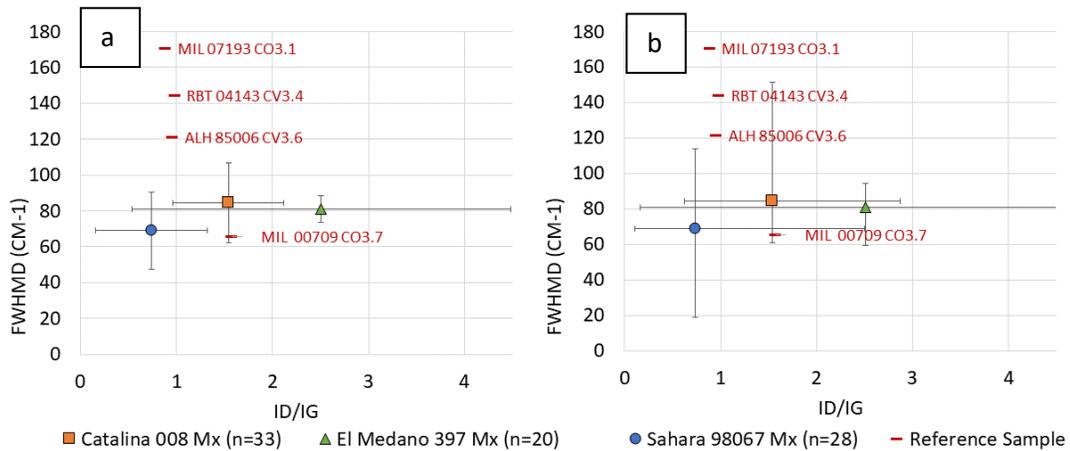


Figura 3.32 Parámetros espectrales D_1 , full width half maximum de la banda D (FWHM_D) versus la relación de intensidades de las bandas D_1 y G (I_D/I_G) que representa la proporción de carbono desordenado y grafito en la muestra. Promedio de “n” espectros analizados. Datos obtenidos en la matriz de Catalina 008, de El Médano 397 y de Sahara 98067. Los datos de las muestras de referencia se extrajeron de Bonal et al. (2016) y también se graficaron para comprender la tendencia. En a), las barras representan la desviación estándar de los parámetros, en b) las barras representan los valores mínimos y máximos. El subtipo petrológico se asignó según los valores de FWHM_D y su posición en relación a las muestras de referencia.

La relación de intensidades de las bandas D_1 y G (I_D/I_G) en cada muestra fue más variable que el ancho de banda D_1 (FWHM_D) es decir, se reportaron varios valores en la relación I_D/I_G para FWHM_D similares en espectros tomados en la matriz. Esta variabilidad se refleja en líneas horizontales trazadas valores máximos y mínimos obtenidos en la figura 3.32b. Por esta razón, I_D/I_G no fue el parámetro principal considerado para la atribución del tipo petrológico. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que el tipo de carbono detectado y expresado por I_D/I_G pueda ser efectivamente un efecto de procesos térmicos y será considerado para discutir la historia de cada muestra. Esta consideración da como resultado una atribución de subtipos petrológicos en un rango entre CO 3.4 < Catalina 008 < CO 3.7, CO 3.7 para El Médano 397 y superior a 3.6 para Sahara 98067. La atribución fue definida por el promedio de las bandas D_1 y G de n espectros reducidos y tomados en zonas aleatorias de la matriz.

Los estándares de aminoácidos fueron medidos con espectrografía Raman y no se estableció correlación con las bandas obtenidas en ninguno de los procedimientos realizados con espectroscopia Raman a las muestras.

3.4.2 Termometría

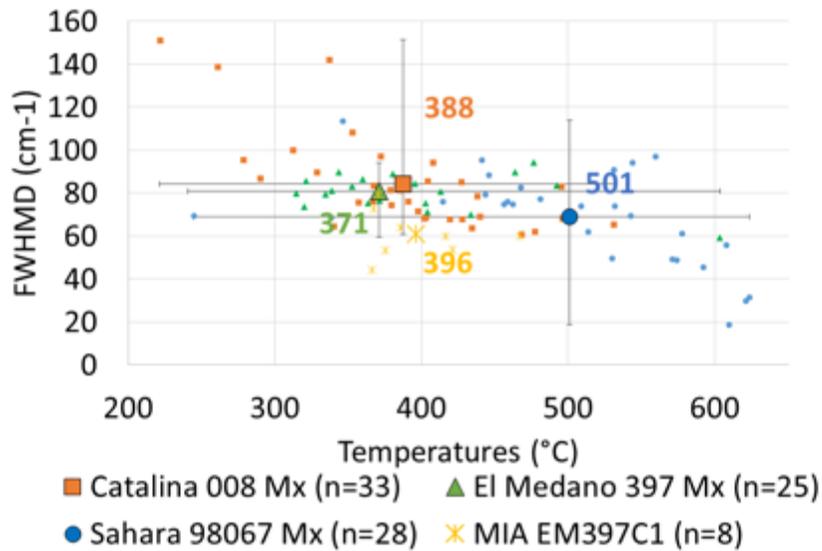


Figura 3.33 Temperaturas (°C) calculadas para la matriz según “n” espectros Raman de carbono en la matriz Catalina 008 (n=33), en El Médano 397 (n=25) y en Sahara 98067 (n=28). Este gráfico muestra los valores de temperatura, calculados con el parámetro R2 propuesto por Beyssac et al. (2002) utilizando las bandas D₁, D₂ y G con ajuste Lorentziano. Las barras representan los valores máximos y mínimos calculados. También se grafica la temperatura del el grafito encontrado en el cóndrulo EM397C1 (n=8).

Las temperaturas estimadas en matrices de las condritas por la presencia de las bandas D y G, asociadas a la presencia de carbono, se grafican en la figura 3.33. La temperatura de la matriz calculada en Catalina 008 es de 388°C. Esta temperatura se correlacionó con el subtipo petrológico obtenido por la figura 3.32, en el rango entre 3.4 a 3.7. Por otro lado, según las bandas obtenidas en la matriz de El Médano 397, la temperatura calculada para el subtipo petrológico 3.7 fue de 371°C. En cambio, las bandas para n=8 espectros obtenidos enfocando las inclusiones sólidas encontradas en el cóndrulo EM397C1 arroja una temperatura estimada de 396°C. En la matriz de Sahara 98067, la temperatura obtenida con el mismo método arroja una temperatura máxima de 501°C, lo que podría interpretarse como la temperatura de alteración térmica experimentada por su roca parental, es decir, del asteroide del que la condrita proviene. Cabe destacar que todas las temperaturas obtenidas con la metodología propuesta por Beyssac et al. (2002) tienen asociado el error $\pm 50^\circ\text{C}$. Los parámetros con los que se realizaron todas estas interpretaciones se resumen en la tabla 3.2.

Tabla 3.2 Parámetros espectrales Raman utilizados para asignar subtipos petrológicos a cada muestra. El número de espectros de matriz analizados (n), la posición (cm⁻¹) de las bandas D₁ y G, la relación promedio de las intensidades de las bandas (I_D/I_G), el parámetro full width half maximum de la banda D (FWHM_D) y el parámetro R2 de Beyssac et al. (2002) se utilizaron para estimar las temperaturas máximas en cada muestra. La temperatura también se calculó para las bandas D y G detectadas en un grupo de inclusiones del cóndrulo EM307C1.

Muestra Matriz	n*	D ₁ band (cm ⁻¹)	G band (cm ⁻¹)	I _D /I _G	FWHM _D (cm ⁻¹)	R2	Attrib. PT	T° Estimada
Catalina 008	33	1349±13	1583±11	1.54±0.5	84±22	0.56±0.1	3.4-3.7	388±69 °C
El Médano 397	25	1331±15	1580±7	2.50±1.9	81±7.4	0.61±0.1	3.7	371±81 °C
Sahara 98067	28	1356±12	1578±8	0.73±0.5	69±22	0.31±0.2	>3.6	501±92 °C
Muestra inclusiones	n*	D ₁ band (cm ⁻¹)	G band (cm ⁻¹)	I _D /I _G	FWHM _D (cm ⁻¹)	R2	T° Estimada	
El Médano 397	8	1357±11	1593±18	1.52±0.3	61±10	0.54±0.0	396±34 °C	

Los errores expresados en la tabla 3.2, se exponen para representar la dispersión de los espectros analizados. Cada temperatura estimada por la posición de las bandas D y G, representa un conjunto de n* valores, asociado a n* cantidad de espectros obtenidos en la matriz.

Otros métodos de estimación de temperaturas también se revisaron, los resultados se resumen en la figura 3.34.

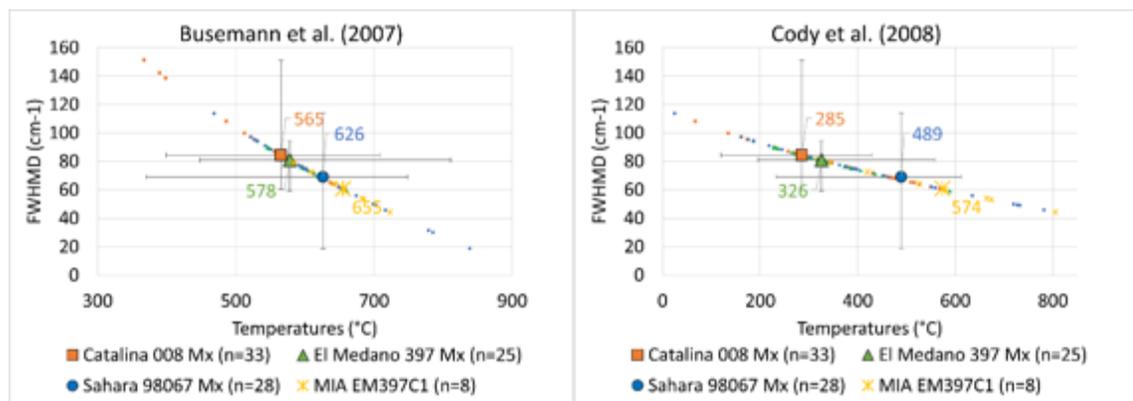


Figura 3.34 Temperaturas (°C) calculadas para la matriz según “n” espectros Raman de carbono en la matriz Catalina 008 (n=33), en El Médano 397 (n=25) y en Sahara 98067 (n=28). Este gráfico muestra los valores de temperatura, calculados por los ajustes polinómicos propuestos por Busemann et al. (2007) y Cody et al. 2008) utilizando el parámetro FWHM_{D1} de espectros con ajuste Lorentziano. También se grafica la temperatura del grafito encontrado en el cóndrulo EM397C1 (n=8).

4. Discusiones

4.1 Inclusiones estudiadas

Según Florentin et al. (2018), los datos químicos de una inclusión vítrea hospedada en cóndrulos no son necesariamente representativos del fundido del que proceden. Diferentes procesos pueden controlar el crecimiento del olivino: difusión o adhesión a la interfase. Cuando las velocidades de enfriamiento son lentas, el olivino crece por procesos de fijación a la interfase: la difusión de los componentes en la masa fundida hacia y desde la interfase masa fundida / olivino es rápida en relación con la absorción y el rechazo de componentes en la interfase (Faure & Schiano, 2005).

Las características de las inclusiones, las fases observadas petrográficamente la química de sus vidrios y la fase mineral detectada con Raman se resumen en la tabla 4.1.

Tabla 4.1 Inclusiones PO: C008C1 y C008C2 de Catalina 008 y en el cóndrulo Sah98067C1 tipo BO de Sahara 98067 obtenidas con EPMA.

Cóndrulo	Tipo de cóndrulo	Fases inclusiones	Química vidrio	Raman
C008C1	POP II	Vidrio+cromita+burbuja	Fe,Cr-rich	Magnesio-cromita ($MgCr_2O_4$)
C008C2	POP II	Vidrio+cromita	Fe,Cr-rich	Cromita ((Mg,Zn,Fe) (Cr_2O_4))
EM397C1	PO I	Vidrio metal Fe+grafito	Al-rich	Grafito (C)
Sah98067C1	BO I	Vidrio+espinela	Al-rich, Ca,Na-rich	Espinela Aluminosa ($MgAl_2O_4$)

Según Larimer & Bartholomay (1983) los fundidos silicatados ricos en Ca, Al y Ti se pueden originar por condensación en la nebulosa solar a presiones del orden de 10^{-3} atm y 2050 °K de temperatura en sistemas enriquecidos en polvo.

4.2 Formación de cóndrulos

Marrocchi et al. (2019) propone que el origen de cóndrulos magnésicos ricos en olivino pueden ser el resultado de un proceso de fusión incompleta de condensados nebulares isotópicamente heterogéneos compuestos por cristales de olivino relictos pobres en Ca-Al-Ti y ricos en Mn, Fe-Ni metálico y minerales ricos en Ca-Al-Ti (*Ameboid Olivine Aggregates*). Así, el reciclaje de polvo puede ser un proceso relevante en el sistema solar temprano que dio origen a los cóndrulos tipo I. Por otro lado, Villeneuve et al. (2015) propone que los cóndrulos de tipo II, probablemente se generaron por fusión de cóndrulos tipo I, de modo que la formación de cóndrulos de olivino porfirítico tipo II, pueden ser resultado de procesos que generan crecimiento de cristales por desequilibrio químico a alta temperatura.

Esto añade complejidad a la interpretación de la historia térmica de los cóndrulos, las texturas que típicamente se interpretaban con experimentos de velocidad de enfriamiento dinámico, se ha demostrado que la nucleación también controla la textura final del cóndrulo (Auxerre et al., 2022).

4.2.1 Cóndrulo EM397C1: POP tipo I.

La distribución de las inclusiones sólidas de carbono cúbicas encontradas en este cóndrulo sugiere que fueron atrapadas como partículas en vez de haberse generado por un efecto posterior (Roedder, 1984a). La temperatura estimada en este trabajo de las inclusiones sólidas carbonosas encontrada en el cóndrulo es de 396°C, reflejando un carbono de naturaleza distinta al carbono de la matriz, el que evidencia una temperatura de metamorfismo levemente menor (371°C) en su cuerpo parental y apoya la idea de que el carbono fue atrapado como una inclusión sólida que se creó en condiciones diferentes a su cóndrulo huésped y también a su matriz.

Investigaciones anteriores han propuesto que las texturas porfiríticas de olivino y piroxeno, como la observada en el cóndrulo EM397C1, pueden generarse por la colisión entre partículas de polvo y gotas fundidas durante el proceso de enfriamiento (Connolly & Hewins, 1995). Se han reportado casos en cóndrulos tipo IAB (magnésicos de olivino y piroxeno) con inclusiones metálicas de hierro y grafito envolviendo el metal, en condritas tipo CR (Kong et al., 1999). La hipótesis de su formación descarta que el grafito se pueda generar simultáneamente con el cóndrulo por condensación de la nebulosa solar, pues se asocia a temperaturas bajo los 600°K (a 10^{-5} bares) (Lewis & Prinn, 1980). Gracias a experimentos, el grafito presolar ha sido candidato como partícula precursora de la cristalización en cóndrulos magnésicos, creando dentro de una gota fundida un entorno reductor desacoplado del gas de la nebulosa, que genera las condiciones para formar inclusiones de hierro metálico envueltos de una fina capa de grafito al interior de cóndrulos magnésicos (Connolly Jr. H. C et al., 1994). Este fenómeno puede ser el fenómeno experimentado en la zona central del cóndrulo EM397C1, más según Hewins et al. (2005), típicamente la inclusión metálica se rodea de una capa vítrea o asociadas a inclusiones vítreas silicatadas, que podría explicar la ocurrencia de las inclusiones tipo I (vítreas) y II (hierro metálico + Grafito) reportadas en este cóndrulo.

La naturaleza de este cóndrulo IAB, con olivino y borde de piroxeno, se explica por una zonación química y mineralógica generada por la condensación de SiO₂ en condiciones de temperatura entre 1350 y 1450°C, durante 2 a 5 minutos y 10^{-1} atm (10 bares) de CO (Hewins et al., 2005). Como resultado, se produce un cóndrulo tipo IAB (Scott & Taylor, 1983). El cóndrulo EM397C1 (91 % de contenido en Fo) refleja unas condiciones de formación pobres en hierro y ricas en magnesio. Su textura se atribuye a una cristalización a baja tasa de enfriamiento (10 - 100°C/h según Auxerre et al., (2022)).

4.2.2 Cóndrulo Sah98067C1: Olivino barrado tipo I.

Las inclusiones fundidas encontradas en barras del cóndrulo Sah98067C1 tipo olivino barrado (BO), presentan una fase vítrea aluminosa y en algunas de ellas se detectó una espinela aluminosa. Se espera que las inclusiones vítreas correspondan al fundido enfriado desde el que olivino cristalizó y aunque algunas investigaciones promueven la teoría de que el fundido corresponde a un líquido condensado directamente del vapor de la nebulosa solar (Varela et al., 2006),

típicamente se ha establecido que se originan por la fusión total de un sólido precursor, seguido de un sobre-enfriamiento y una rápida cristalización (Auxerre et al., 2022; Hewins & Radomsky, 1990), superando los 1000°C/h. Las inclusiones con espinela distribuidas al centro las barras cristalinas de olivino se explican por el efecto de una nucleación heterogénea espontánea gatillada por un evento de enfriamiento rápido, en que espinelas formadas previamente por condensación directa de la nebulosa a 1501°K y presiones del orden de 10^{-3} atm con He (Yoneda I & Grossman, 1995), pudieron ser partículas desde las cuales se gatilló una nucleación heterogénea que facilitó la cristalización de este cóndrulo barrado tipo I, alto en magnesio.

4.2.3 Cóndrulo C008C1: PO Tipo II

Se propone que los cóndrulos porfiríticos se formaron por la fusión parcial de precursores nebulares (Marrocchi et al., 2018). El estudio de cristales de olivino presentes en cóndrulos porfiríticos permite obtener pistas sobre estos precursores nebulares. Según Roedder (1984b), los cristales de olivino suelen encerrar espinela provocando el atrapamiento de inclusiones de fundido y una forma de distinguir si la fase cristalina en una inclusión fue atrapada cristalina o cristalizó en un evento posterior depende de su distribución interna. Para una inclusión sólida, la dirección del crecimiento determina generalmente el orden de los elementos: el sólido y después los silicatos fundidos. Además, las inclusiones con diferentes tamaños y diferentes proporciones, entre la inclusión sólida y los fundidos, reflejan el atrapamiento de la inclusión sólida.

La ocurrencia de la familia de inclusiones vítreas reportadas en la zona magnésica en el cristal A del cóndrulo C008C1 y la proporción constante entre la burbuja y el vidrio de las inclusiones vítreas a diferentes tamaños, sugieren que estas inclusiones se atraparon al mismo tiempo y en las mismas condiciones, experimentando una diferenciación posterior. La composición inferida por la banda Raman en la posición 684 cm^{-1} se interpretó como una espinela de tipo magnesio-cromita (MgCr_2O_4) en el cristal. Según el modelo de condensación de Yoneda I & Grossman (1995) asumiendo presiones de 10^{-3} atm con He, la espinela rica en cromo, como las interpretadas en el vidrio de inclusiones en este cóndrulo de tipo II (C008C1), se asocia a temperaturas de condensación de 1221°K, mientras, según el modelo de Villeneuve et al. (2015), los cóndrulos porfiríticos de olivino se forman por efecto de períodos de sub-calentamiento isotérmico o enfriamiento lento ($<50\text{ K/h}$) breves, del orden de decenas a cientos de minutos a temperaturas entre 1500-1800 °C, para formar cristales de olivino euhedral y un posterior enfriamiento rápido ($>103\text{-}104\text{ K/h}$) origina su mesostasis vítrea.

De estas observaciones y basado en Villeneuve et al. (2015) se propone que la formación de este cóndrulo comienza con un cóndrulo tipo I precursor fundido hasta al menos 1500°C en condiciones oxidantes, generando la disolución de hierro metálico en un fundido, que permitió la saturación de un olivino ferroso, su cristalización progresiva y la zonación observada en cristal A (t1) (Figura 4.1). El cristal A de C008C1, se formaría por la nucleación en una etapa inicial de rápido crecimiento que originó las inclusiones y una etapa posterior de lento crecimiento

(<10°C/h) con el que el cristal adquirió su forma prismática. Durante este proceso de enfriamiento progresivo, se origina el cristal B (t2) y posteriormente el cristal C (t3), caracterizados por contenidos de hierro progresivamente mayor. La misma pérdida de temperatura sería responsable de la separación entre el vidrio y la burbuja, además de la posterior precipitación de microcristales de espinela rica en cromo en el fundido a 1221 °K. La interrupción de este proceso por un enfriamiento aún más rápido daría origen a la mesostasis de este cóndrulo (t4) que, de hecho, tiene un patrón de elementos similar en relación con las inclusiones, excepto por el calcio, donde la mesostasis tiene una cantidad cercana pero superior de calcio que las inclusiones.

Un delgado borde, reportado en la Figura 3.9, que rodea a C008C1 evidencia la naturaleza repetitiva y la magnitud variable de estos eventos de calentamiento transitorio durante la formación de cóndrulos (Radomsky & Hewins, 1990; Russell et al., 2018) el que podría constituir la quinta y última etapa de formación del cóndrulo C008C1.

De este modo, la formación de este cóndrulo se podría abordar en al menos 5 etapas.

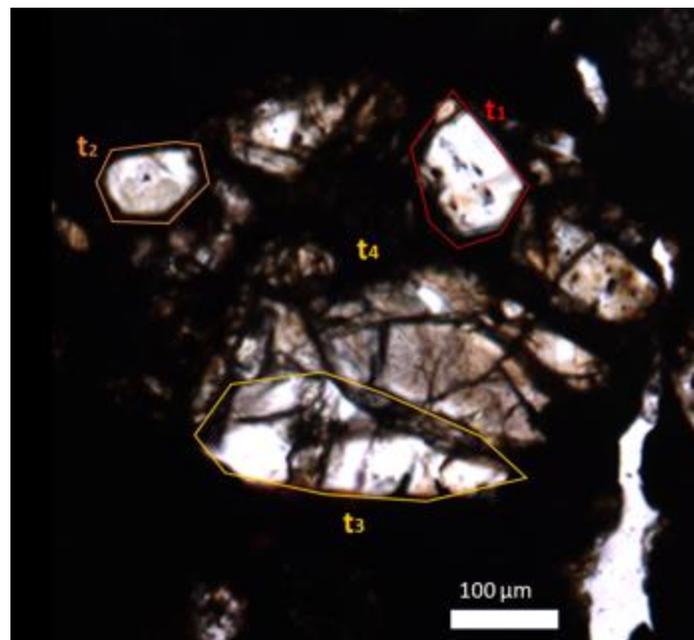


Figura 4.1 Imagen a luz transmitida del cóndrulo C008C1 y las relaciones temporales de formación interpretadas en función de sus evidencias. t₁ se formó primero y t₄ corresponde al último evento de enfriamiento que dio origen a la mesostasis.

Según Chakraborty (2010), la difusión de cromo en olivinos es considerablemente más lenta que la difusión Fe-Mg en olivino, también se espera que el Ti y el Al no se vean afectados por metamorfismo, pues sus respectivas velocidades de difusión en el olivino rico en Mg son muy lentas, conservando la zonificación. Por lo tanto, las zonificaciones observadas parecen heredadas

de la formación de cóndrulos y revelando la variación de las condiciones físicoquímicas, a través de su zonación química.

De la estimación del contenido de fayalita por espectros Raman de olivino en la zona A cristalina del cóndrulo C008C1 se obtiene un 34% de fayalita estimada por las bandas de olivino, mientras que el contenido medido con EPMA fue de Fa 40% a 58% para la misma zona A cristalina de olivino. Esta diferencia entre la fayalita estimada y medida se puede atribuir a dos motivos, el primero es que las zonas donde se obtuvo los espectros analizados corresponden a zonas del centro del cristal con bajo contenido de fayalita (40%), lo que implicaría que la estimación de Pittarello et al. (2015) difiere en un 6% respecto de lo estimado en este estudio. El segundo motivo, es el efecto de choque, el que por observaciones petrográficas y las correlaciones establecidas por Scott et al. (1992) y Stöffler et al. (1991) se estimó entre 5 a 10 GPa y que podría estar provocando la deformación de las bandas y en las estimaciones a partir de los espectros Raman de olivino de este cristal (Farrell-Turner et al., 2005; Harriss & Burchell, 2016).

4.2.4 Cóndrulo C008C2

El análisis químico del cóndrulo C008C2 encontrado Catalina 008, con microsonda electrónica, muestra un cristal de olivino con una disminución en el contenido de magnesio conforme al crecimiento del cristal. Por otro lado, basándonos en los miembros extremos de cromita, el contenido en Cr revela condiciones pobres en calcio porque inversamente, un ambiente rico en calcio es más compatible con espinela de aluminio que con espinela de cromo como es este caso (Stevens, 1944). La distribución de la espinela y los tamaños $<3 \mu\text{m}$, sugieren que esta espinela podría ser parte del polvo pre-solar precursor, que pudo ser encerrado durante el crecimiento del cristal de olivino (Nittler, 2003). De estas observaciones y basada en Villeneuve et al. (2015) se propone que la formación de este cóndrulo comienza con un cóndrulo tipo I precursor fundido entre 1500°C y 1800°C en condiciones oxidantes, generando la disolución de hierro metálico en un fundido, que permitió la saturación de un olivino ferroso, su cristalización progresiva y la zonación observada en cristal A (t1) (Figura 4.2).

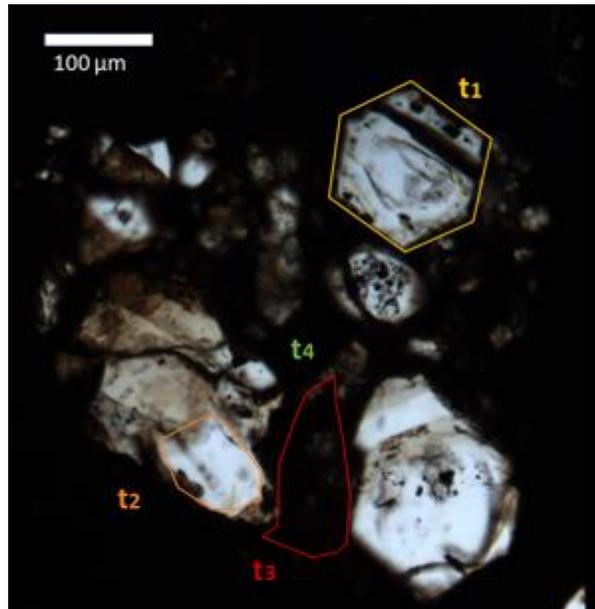


Figura 4.2 Imagen a luz transmitida del cóndrulo C008C2 y las relaciones temporales de formación interpretadas en función de su textura y su contenido de fayalita. El Cristal A se formó primero en la etapa t1, el cristal B se formó posteriormente en t2, la zona cristalina con textura esquelética en t3 y t4 corresponde al último evento de enfriamiento que dio origen a la mesostasis.

El cristal A de C008C2, pudo haber experimentado un proceso de fusión parcial y una etapa de sobre crecimiento de un cristal magnésico fundido parcialmente (también llamado relicto), responsable de su centro magnésico y el origen de inclusiones vítreas en sus líneas de crecimiento. Según los experimentos realizados por Auxerre et al. (2022), una temperatura inicial ligeramente bajo el liquidus puede producir fenocristales euhedrales como C008C2A, en un amplio rango de velocidades de enfriamiento (5-100 °C/h). Efecto del enfriamiento progresivo se origina el cristal B (t2) con mayor contenido de fayalita según lo estimado con Raman y posteriormente el cristal C (t3) con textura esquelética, requiere de velocidades de enfriamiento extremadamente rápidas (>1000 °C/h) para cristalizar olivino esquelético (Lofgren, 1989). La interrupción de este proceso por un enfriamiento aún más rápido daría origen a la mesostasis de este cóndrulo (t4) y un delgado borde, reportado en la Figura 3.9, que rodea a C008C2 evidencia la naturaleza repetitiva y la magnitud variable de estos eventos de calentamiento transitorio durante la formación de cóndrulos (Radomsky & Hewins, 1990; Russell et al., 2018) el que podría constituir la quinta y última etapa de formación del cóndrulo C008C2.

Según J. N. Grossman & Brearley (2005), elementos como el Cr pueden movilizarse durante el metamorfismo de bajo grado y puede afectar levemente la distribución de este elemento en granos de olivino ricos en Mg. Según Wlotzka (2005), la espinela ha sido también reportada casi

exclusivamente en cóndrulos de olivino en condritas ordinarias tipo H y L, como evidencia de haber experimentado una temperatura de equilibrio (pero no máxima) alrededor de 625°C a 680°C en subtipos petrológicos 3.7 y 3.8 de la serie metamórfica 3. En este caso la razón Fe/Mg en la espinela rica en Cr debería estar también en equilibrio con el olivino. Este rango de temperaturas no concuerda con la alteración térmica calculada alrededor de 400°C que se correlacionó con el tipo petrológico alrededor de 3.4 a 3.7 obtenido con las bandas D y G en la matriz con espectroscopia Raman. Sin embargo, la posibilidad de que la espinela sea un producto de la temperatura de equilibrio experimentada por el cuerpo parental, no se descarta. En tal caso sería la responsable de la cristalización de ferro-cromita, con un posteriormente reequilibrio por procesos de pérdida de Fe (Danyushevsky et al., 2000).

4.3 Contenido de fayalita estimado con espectros Raman

Los alcances de la estimación de fayalita a partir de los peaks A y B de olivino en espectros Raman, se valida en este trabajo método no destructivo para estimar composiciones en cóndrulos. De los espectros Raman adquiridos en olivino y de la composición efectivamente medida con EPMA, se establecen correlaciones satisfactorias, las que se comparan en la figura 4.3.

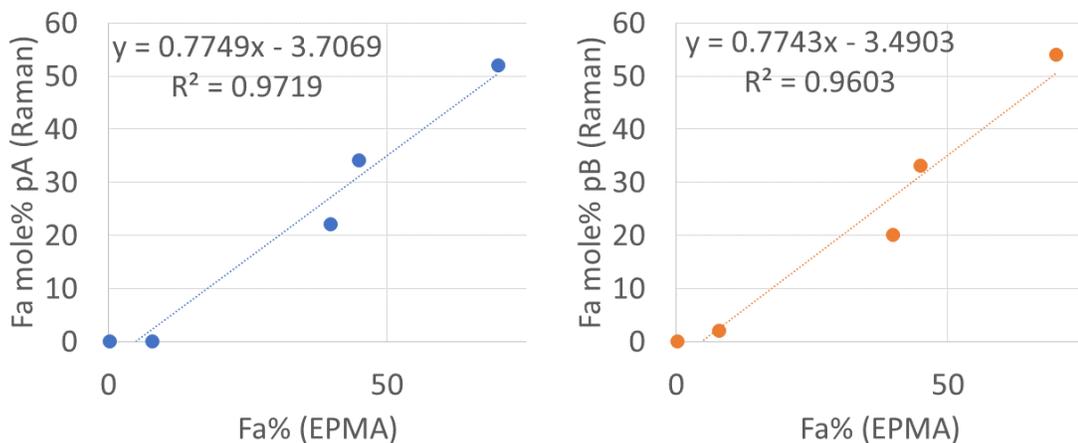


Figura 4.3 Contenido de fayalita estimada por la posición promedio del peak A (izquierda) y del peak B (derecha) en espectros Raman de olivino en cóndrulos, con la metodología de Pittarello et al. (2015)

4.4 Metamorfismo termal en condritas

La materia orgánica insoluble amorfa, suele ser el resultado de procesos de irradiación UV. Según Busemann et al. (2007), a bajas temperaturas de metamorfismo (300-350°C) la relación entre la intensidad de las bandas D y G (I_D/I_G) permiten establecer una primera aproximación sobre

el metamorfismo experimentado. Bajo esta condición, según lo expresado en la figura 3.31, las muestras estudiadas en esta investigación poseerían temperaturas de alteración termal en que la T° (C008) < T° (EM397) < T° (Sah98067). El parámetro *full width half maximum* de la banda D ($FWHM_D$) se correlaciona con la alteración térmica experimentada a temperaturas mayores. Aunque las proporciones de carbono desordenado o policristalino y grafito presentan variaciones que podrían atribuirse a la heterogeneidad de la matriz, en espectros Raman, los rangos permiten interpretar la temperatura metamórfica máxima. Investigaciones previas también demuestran que la variación de temperatura entre diferentes subtipos petrológicos de la serie 3, difieren levemente, por ejemplo, la temperatura de metamorfismo máximo estimado en Lancé (CO3.4) se asume entre 460–530 °C, mientras Isna (CO3.7) se asume entre 480–560 °C, respectivamente (Jones & Rubie, 1991).

Las temperaturas estimadas para los subtipos definidos para las muestras según los métodos de Beyssac et al. (2002), Busemann et al. (2007) y Cody et al. (2008), revelan rangos de temperatura diferentes calculadas utilizando principalmente el parámetro $FWHM_D$ y se resumen en la figura 4.4. Aunque las temperaturas calculadas por Beyssac et al. (2002) para el condrito C008, establece una relación que revela temperaturas levementes menores a la condrita EM397, está dentro del margen de error $\pm 50^\circ\text{C}$, que el autor reporta. Las otras estimaciones confirman que el metamorfismo experimentado en Catalina 008 lo hace la muestra más primitiva de las tres estudiadas, seguida por El Médano 397 y la más alterada es Sahara 98067.

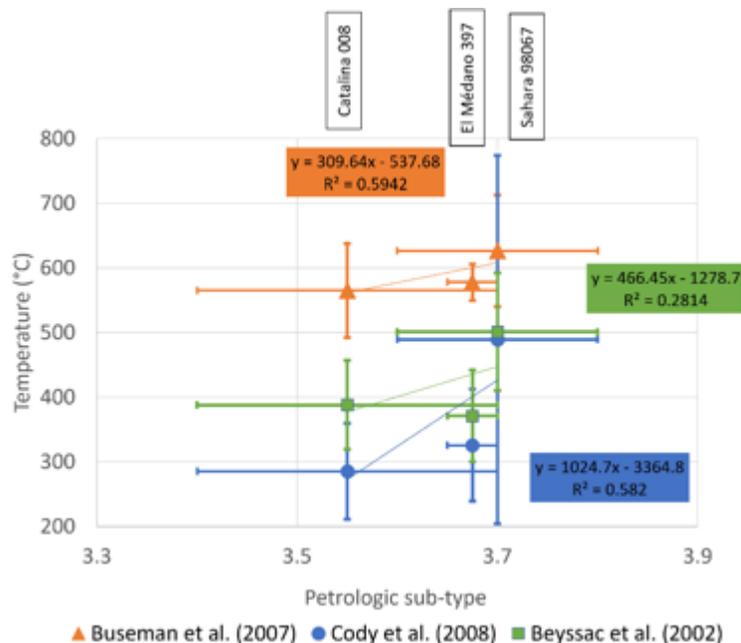


Figura 4.4 Subtipo petrológicos y temperatura de alteración termal estimada con las relaciones de Busemann et al. (2007), Cody et al. (2008) y Beyssac et al. (2002) en los condritos de la serie metamórfica 3 Catalina 008, El Medano 397 y Sahara 98067.

Aunque los rangos de temperatura estimados con cada una de las metodologías difiere significativamente entre sí, la temperatura estimada por Beysac es la que mejor aplica en el rango de temperatura esperado en los meteoritos tipo CO3 (entre 400 y 600°C), no obstante, es un método se propone por el mismo autor, como geotermómetro en condiciones terrestres y cabe cuestionar su aplicación en materia carbonosa de condritos.

Por otro lado, (J. N. Grossman & Brearley, 2005), proponen un método para clasificar condritos de la serie metamórfica 3, observando el contenido de cromo en olivino de cóndrulos tipo II. Lo obtenido con EPMA en el cóndrulo C008C1 y C008C2 ambos de olivino tipo II, no supera el 0.2 wt% en Cr₂O₃. Los valores mayores de cromo se han correlacionado con tipos petrológicos primitivo (<3.2) lo que refuerza que la condrita Catalina 008, posee un subtipo petrológico superior a CO3.2.

5. Conclusiones

En este estudio se determinó que Catalina 008 es una condrita tipo CO3 con grado sub-petroológico entre 3.4 y 3.7, El médano 397 experimentó un metamorfismo levemente mayor y más cercano a 3.7, mientras Sahara 98067 es la muestra que más experimentó metamorfismo termal con un subtipo petrológico mayor a 3.6. Las temperaturas estimadas confirman esta relación y particularmente, la metodología de Beyssac et al. (2002), presenta las mejores estimaciones aplicables a rangos de temperatura entre 330°C y 650°C, permitiendo estimar una temperatura de alteración promedio de 371°C en El Médano 397, 388°C en Catalina 008 y 501°C en Sahara 98067.

Cuatro cóndrulos con familia de inclusiones fueron estudiados. EM397C1, posee características petrográficas de un cóndrulo porfirítico de olivino y piroxeno, químicamente posee un alto contenido de magnesio y fue clasificado como un cóndrulo POP de tipo I. La familia de inclusiones en este cóndrulo se interpreta como partículas de hierro metálico recubiertas con grafito, que colisionaron con una gota de un sólido precursor fundido, en un ambiente de condensación de vapor rica en polvo, gatillando la cristalización de este cóndrulo. El grafito posee características espectrales que permiten diferenciarlo de la materia carbonosa identificada en la matriz de este condrito.

El cóndrulo Sah98067C1, posee características texturales de un típico olivino barrado, rico en magnesio (tipo I), asociado a altas tasas de enfriamiento, que originan su textura esquelética y la ocurrencia de inclusiones aluminosas.

Por otro lado, C008C1, es un cóndrulo porfirítico de olivino tipo II pobre en magnesio, con una familia de inclusiones, que contiene un vidrio rico en Cr_2O_3 y FeO . Los espectros Raman, en las inclusiones revelan un vidrio con Magnesiocromita que se interpreta como un agregado cristalino precipitado posterior al atrapamiento del fundido que dio origen a la inclusión vítrea. La formación de este cóndrulo revela al menos 5 etapas de formación, debido a una cristalización con tasas de enfriamiento dinámica. La primera etapa (t1) sería responsable de la formación de inclusiones y el patrón de zonación de hierro detectado en el cristal A que contiene la familia de inclusiones, así como el progresivo incremento de hierro en sus otros fenocristales B (t2) y C (t3), para finalmente experimentar un enfriamiento rápido que dio origen a la mesostasis (t4). El borde fundido, se atribuye a otro evento de calor posterior (t5), que fundió parcialmente el borde del cóndrulo. Luego de experimentar el proceso de acreción, la matriz llegó a experimentar hasta 388 °C de alteración termal.

El cóndrulo C008C2, revela características de un cóndrulo formado a partir de un sólido precursor fundido parcialmente y un sobrecrecimiento de olivino que dio origen a las inclusiones vítreas reportadas en el cristal A, en sus líneas de crecimiento. La formación de este cóndrulo también se puede estimar en al menos 5 etapas, la primera responsable de la zonación del cristal A, una segunda que dio origen al cristal B y una tercera (t3) de mayor tasa de enfriamiento, que originó la textura esquelética en el cristal con mayor contenido de hierro. Una cuarta etapa de enfriamiento

aún más rápido origina la mesostasis y otro evento de calentamiento (t_5) generó el anillo de fusión que el cóndrulo posee en su borde.

Este trabajo finalmente explora el alcance de la espectroscopía Raman para comprensión de la historia térmica de las condritas no clasificadas. Se concluye que uso de Raman es bueno en la aproximación de la ocurrencia de fases minerales, pero todavía se puede trabajar en la calibración para estimar la composición utilizando más muestras estándares. Se propone que, en un trabajo futuro, la misma zonación observada por la sistemática medida de composición con EPMA a través de los cristales se realice con espectros Raman, para evidenciar el comportamiento de las bandas de olivino, en función de su contenido de fayalita.

Además, se propone adquirir espectros Raman en las muestras a mayores rangos que permitan obtener información tanto de la matriz, como de las inclusiones sobre la presencia de H_2O , el que se puede observar cerca de los 3000 cm^{-1} . Esto podría significar un aporte para identificar moléculas hidratadas y el comportamiento del agua en muestras prístinas como los condritos tipo CO3.

6. Bibliografia

- Amelin, Y., & Ireland, T. R. (2013). Dating the oldest rocks and minerals in the Solar System. *Elements*, 9(1), 39–44. <https://doi.org/10.2113/gselements.9.1.39>
- Aoya, M., Kouketsu, Y., Endo, S., Shimizu, H., Mizukami, T., Nakamura, D., & Wallis, S. (2010). Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(9), 895–914. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00896.x>
- Asphaug, E., Jutzi, M., & Movshovitz, N. (2011). Chondrule formation during planetesimal accretion. *Earth and Planetary Science Letters*, 308(3–4), 369–379. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.007>
- Auxerre, M., Faure, F., & Lequin, D. (2022). The effects of superheating and cooling rate on olivine growth in chondritic liquid. *Meteoritics and Planetary Science*, 57(8), 1474–1495. <https://doi.org/10.1111/maps.13830>
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C., & Rouzaud, J. N. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(9), 859–871. <https://doi.org/https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x>
- Bodnar, R. J., & Frezzotti, M. L. (2020). Microscale chemistry: Raman analysis of fluid and melt inclusions. *Elements*, 16(2), 93–98. <https://doi.org/10.2138/GSELEMENTS.16.2.93>
- Bodnar, R. J., Student, J. J., & Webster, J. D. (2006). Melt inclusions in plutonic rocks: Petrography and microthermometry. *Melt inclusions in plutonic rocks*, 36, 1-25.
- Bonal, L., Bourot-Denise, M., Quirico, E., Montagnac, G., & Lewin, E. (2007). Organic matter and metamorphic history of CO chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(6), 1605–1623. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.12.014>
- Bonal, L., Quirico, E., Bourot-Denise, M., & Montagnac, G. (2006). Determination of the petrologic type of CV3 chondrites by Raman spectroscopy of included organic matter. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(7), 1849–1863. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.12.004>
- Bonal, L., Quirico, E., Flandinet, L., & Montagnac, G. (2016). Thermal history of type 3 chondrites from the Antarctic meteorite collection determined by Raman spectroscopy of their polyaromatic carbonaceous matter. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 189, 312–337. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.06.017>
- Buseck, P. R., & Hua, X. (1993). Matrices of carbonaceous chondrite meteorites. *Annual Review of Earth Planet. Sciences*, 21, 255–305.

- Busemann, H., Alexander, C. M. O. D., & Nittler, L. R. (2007). Characterization of insoluble organic matter in primitive meteorites by microRaman spectroscopy. *Meteoritics and Planetary Science*, 42(7–8), 1387–1416. <https://doi.org/10.1111/J.1945-5100.2007.TB00581.X>
- Chakraborty, S. (2010). Diffusion coefficients in olivine, wadsleyite and ringwoodite. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 72, 603–639. <https://doi.org/10.2138/rmg.2010.72.13>
- Chan, H. S., Zolensky, M. E., Bodnar, R. J., Farley, C., & Cheung, J. C. H. (2012). Amino acid analyses of type 3 chondrites Colony, Ornans, Chainpur, and Bishunpur. *Meteoritics and Planetary Science*, 47(9), 1502–1516. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2012.01413.x>
- Chan, Q. H. S., Zolensky, M. E., Bodnar, R. J., Farley, C., & Cheung, J. C. H. (2017). Investigation of organo-carbonate associations in carbonaceous chondrites by Raman spectroscopy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 201, 392–409. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.10.048>
- Chizmadia, L. J., Rubin, A. E., & Wasson, J. T. (2002). Mineralogy and petrology of amoeboid olivine inclusions in CO3 chondrites: Relationship to parent-body aqueous alteration. *Meteoritics and Planetary Science*, 37(12), 1781–1796. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2002.tb01163.x>
- Cody, G. D., Alexander, C. M. O. D., Yabuta, H., Kilcoyne, A. L. D., Araki, T., Ade, H., Dera, P., Fogel, M., Militzer, B., & Mysen, B. O. (2008). Organic thermometry for chondritic parent bodies. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1–2), 446–455. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.05.008>
- Connolly, H. C., & Desch, S. J. (2004). On the origin of the “kleine Kügelchen” called Chondrules. *Geochemistry*, 64(2), 95–125. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2003.12.001>
- Connolly, H. C., & Hewins, R. H. (1991). The influence of bulk composition and dynamic melting conditions on olivine chondrule textures. In *Ceochimico et Cosmochimica Acta* (Vol. 55).
- Connolly, H. C., & Hewins, R. H. (1995). Chondrules as products of dust collisions with totally molten droplets within a dust-rich nebular environment: An experimental investigation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(15), 3231–3246. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00207-G](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00207-G)
- Connolly Jr. H. C., Hewins, R. H., Ash, R. D., Zanda, B., Lofgren, G. E., & Bourot-Denise, G. E. (1994). Carbon and the formation of reduced chondrules. *Nature*, 371(6439), 136–139. <https://doi.org/https://doi.org/10.1038/371136a0>
- Connolly Jr, H. C., & Jones, R. H. (2016). Chondrules: The canonical and noncanonical views. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 121(10), 1885–1899. <https://doi.org/10.1002/2016JE005113>

- Danyushevsky, L. V., Della-Pasqua, F. N., & Sokolov, S. (2000). Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications. *Contrib Mineral Petrol*, *138*, 68–83.
- Desch, S. J., Morris, M. A., Connolly, H. C., & Boss, A. P. (2012). The importance of experiments: Constraints on chondrule formation models. *Meteoritics and Planetary Science*, *47*(7), 1139–1156. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2012.01357.x>
- D’Ippolito, V., Andreozzi, G. B., Bersani, D., & Lottici, P. P. (2015). Raman fingerprint of chromate, aluminate and ferrite spinels. *Journal of Raman Spectroscopy*, *46*(12), 1255–1264. <https://doi.org/10.1002/jrs.4764>
- Farrell-Turner, S., Reimold, W. U., Nieuwoudt, M., & Erasmus, R. M. (2005). Raman spectroscopy of olivine in dunite experimentally shocked to pressures between 5 and 59 GPa. *Meteoritics and Planetary Science*, *40*(9–10), 1311–1327. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2005.tb00403.x>
- Faure, F., & Schiano, P. (2005). Experimental investigation of equilibration conditions during forsterite growth and melt inclusion formation. *Earth and Planetary Science Letters*, *236*(3–4), 882–898. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.050>
- Faure, F., Tissandier, L., Libourel, G., Mathieu, R., & Welsch, B. (2012). Origin of glass inclusions hosted in magnesian porphyritic olivines chondrules: Deciphering planetesimal compositions. *Earth and Planetary Science Letters*, *319–320*, 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.12.013>
- Florentin, L., Deloule, E., Faure, F., & Mangin, D. (2018). Chemical 3D-imaging of glass inclusions from allende (CV3) olivine via SIMS: A new insight on chondrule formation conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *230*, 83–93. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.03.021>
- Frezzotti, M. L., Tecce, F., & Casagli, A. (2012). Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. In *Journal of Geochemical Exploration* (Vol. 112, pp. 1–20). Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.09.009>
- Gattacceca, J., McCubbin, F. M., Bouvier, A., & Grossman, J. N. (2020). The Meteoritical Bulletin, no. 108. *Meteoritics and Planetary Science*, *55*(5), 1146–1150. <https://doi.org/10.1111/maps.13493>
- Greenwood, R. C., & Franchi, I. A. (2004). Alteration and metamorphism of CO₃ chondrites: Evidence from oxygen and carbon isotopes. *Meteoritics and Planetary Science*, *39*(11), 1823–1838. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2004.tb00078.x>
- Grossman, J. n. (1999). The Meteoritical Bulletin, No. 83, 1999 July. *Meteoritics & Planetary Science*, *34*(S4), A169–A186. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1999.tb01762.x>

- Grossman, J. N., & Brearley, A. J. (2005). The onset of metamorphism in ordinary and carbonaceous chondrites. *Meteoritics and Planetary Science*, 40(1), 87–122. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2005.tb00366.x>
- Harriss, K. H., & Burchell, M. J. (2016). A study of the observed shift in the peak position of olivine Raman spectra as a result of shock induced by hypervelocity impacts. *Meteoritics and Planetary Science*, 51(7), 1289–1300. <https://doi.org/10.1111/maps.12660>
- Hasegawa, Y., Wakita, S., Matsumoto, Y., & Oshino, S. (2015). CHONDRULE FORMATION VIA IMPACT JETTING TRIGGERED BY PLANETARY ACCRETION. *The Astrophysical Journal*, 816(1), 8. <https://doi.org/10.3847/0004-637x/816/1/8>
- Henry, D. G., Jarvis, I., Gillmore, G., & Stephenson, M. (2019). Raman spectroscopy as a tool to determine the thermal maturity of organic matter: Application to sedimentary, metamorphic and structural geology. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 198). Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102936>
- Herbst, W., & Greenwood, J. P. (2016). A new mechanism for chondrule formation: Radiative heating by hot planetesimals. *Icarus*, 267, 364–367. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2015.11.026>
- Hernández-Reséndiz, P., Cervantes-De La Cruz, K. E., Cruz-Ramírez, H., U'ren, A. B., & Segura, A. (2023). Citlalmitl: Device for Meteorite Fabrication. *Revista Mexicana de Astronomía y Astrofísica Serie de Conferencias (RMxAC)*, 55, 71–73. <https://doi.org/10.22201/ia.14052059p.2023.55.19>
- Hewins, R. H. (1997). Chondrules. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25(1), 61–83. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.25.1.61>
- Hewins, R. H., Connolly, H. C., Lofgren, G. E., & Libourel, G. (2005). Experimental Constraints on Chondrule Formation. *Chondrites and the Protoplanetary Disk*, 341, 286.
- Hewins, R. H., & Radomsky, P. M. (1990). Temperature conditions for chondrule formation. *Meteoritics*, 25(4), 309–318. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1990.tb00715.x>
- Huss, G. R., Rubin, A. E., & Grossman, J. N. (2006). Thermal Metamorphism in Chondrites. *Meteorites and the Early Solar System II*, 943, 567–586. <https://www.researchgate.net/publication/252846867>
- I. Gilmour. (2003). Structural and Isotopic Analysis of Organic Matter in Carbonaceous Chondrites. *Treatise on Geochemistry*, 1, 269–290. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/01146-4>
- Jacquet, E., Piralla, M., Kersaho, P., & Marrocchi, Y. (2021). Origin of isolated olivine grains in carbonaceous chondrites. *Meteoritics and Planetary Science*, 56(1), 13–33. <https://doi.org/10.1111/maps.13583>

- Johnson, B. C., Minton, D. A., Melosh, H. J., & Zuber, M. T. (2015). Impact jetting as the origin of chondrules. *Nature*, *517*(7534), 339–341. <https://doi.org/10.1038/nature14105>
- Jones, R. H. (1990). Petrology and mineralogy of Type II, FeO-rich chondrules in Semarkona (LL3.0): Origin by closed-system fractional crystallization, with evidence for supercooling. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *54*(6), 1785–1802. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90408-D](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90408-D)
- Jones, R. H. (1992). On the relationship between isolated and chondrule olivine grains in the carbonaceous chondrite ALHA77307. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *56*(1), 467–482. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90145-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90145-9)
- Jones, R. H. (2012). Petrographic constraints on the diversity of chondrule reservoirs in the protoplanetary disk. *Meteoritics and Planetary Science*, *47*(7), 1176–1190. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2011.01327.x>
- Jones, R. H., & Rubie, D. C. (1991). Thermal histories of CO₃ chondrites: application of olivine diffusion modelling to parent body metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*, *106*, 73–86.
- Kong, P., Ebihara, M., & Palme, H. (1999). Distribution of siderophile elements in CR chondrites: Evidence for evaporation and recondensation during chondrule formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *63*(17), 2637–2652. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00157-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00157-X)
- Kouketsu, Y., Mizukami, T., Mori, H., Endo, S., Aoya, M., Hara, H., Nakamura, D., & Wallis, S. (2014). A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width. *Island Arc*, *23*(1), 33–50. <https://doi.org/10.1111/iar.12057>
- Krot, A. N., Keil, K., Scott, E. R. D., Goodrich, C. A., & Weisberg, M. K. (2013). Classification of Meteorites and Their Genetic Relationships. In *Treatise on Geochemistry: Second Edition* (Vol. 1, pp. 1–63). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00102-9>
- Larimer, J. W., & Bartholomay, H. A. (1983). Gas-dust fractionation and the origin of chondritic meteorites. *LUNAR AND PLANETARY SCIENCE XIV*, *14*, 423.
- Lewis, J. S., & Prinn, R. G. (1980). Kinetic inhibition of CO and N₂ reduction in the solar nebula. *The Astrophysical Journal*, *238*, 357–364. [10.1086/157992](https://doi.org/10.1086/157992)
- Lichtenberg, T., Golabek, G. J., Dullemond, C. P., Schönbachler, M., Gerya, T. V., & Meyer, M. R. (2018). Impact splash chondrule formation during planetesimal recycling. *Icarus*, *302*, 27–43. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2017.11.004>
- Lofgren, G. (1989). Dynamic crystallization of chondrule melts of porphyritic olivine composition: Textures experimental and natural. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *53*, 461–470. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90397-9](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90397-9)

- Marrocchi, Y., Bekaert, D. V., & Piani, L. (2018). Origin and abundance of water in carbonaceous asteroids. *Earth and Planetary Science Letters*, 482, 23–32. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.10.060>
- Marrocchi, Y., Euverte, R., Villeneuve, J., Batanova, V., Welsch, B., Ferrière, L., & Jacquet, E. (2019). Formation of CV chondrules by recycling of amoeboid olivine aggregate-like precursors. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 247, 121–141. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.12.038>
- McSween, H. Y. (1977a). Carbonaceous chondrites of the Ornans type: a metamorphic sequence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, 477–491. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037\(77\)90286-1](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90286-1)
- McSween, H. Y. (1977b). On the nature and origin of isolated olivine grains in carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41(3), 411–418. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(77\)90269-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90269-1)
- Nittler, L. R. (2003). Presolar stardust in meteorites: Recent advances and scientific frontiers. *Earth and Planetary Science Letters*, 209(3–4), 259–273. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01153-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01153-6)
- Pinto, G. A., Marrocchi, Y., Morbidelli, A., Charnoz, S., Varela, M. E., Soto, K., Martínez, R., & Olivares, F. (2021). Constraints on planetesimal accretion inferred from particle-size distribution in CO chondrites. *The Astrophysical Journal Letters*, 917(2), L25. <https://doi.org/10.3847/2041-8213/ac17f2>
- Pittarello, L., Baert, K., Debaille, V., & Claeys, P. (2015). Screening and classification of ordinary chondrites by Raman spectroscopy. *Meteoritics and Planetary Science*, 50(10), 1718–1732. <https://doi.org/10.1111/maps.12506>
- Quirico, E., Montagnac, G., Rouzaud, J. N., Bonal, L., Bourot-Denise, M., Duber, S., & Reynard, B. (2009). Precursor and metamorphic condition effects on Raman spectra of poorly ordered carbonaceous matter in chondrites and coals. *Earth and Planetary Science Letters*, 287(1–2), 185–193. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2009.07.041>
- Quirico, E., Raynal, P. I., & Bourot-Denise, M. (2003). Metamorphic grade of organic matter in six unequilibrated ordinary chondrites. *Meteoritics and Planetary Science*, 38(5), 795–811. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2003.tb00043.x>
- Radomsky, P. M., & Hewins, R. H. (1990). Formation conditions of pyroxene-olivine and magnesian olivine chondrules. In *Geochimica et Cosmochimica Acta* (Vol. 54). [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90299-Z](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90299-Z)
- Rahl, J. M., Anderson, K. M., Brandon, M. T., & Fassoulas, C. (2005). Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and

- application to tectonic exhumation in Crete, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(2), 339–354. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.055>
- Roedder, E. (1984a). Occurrence and significance of magmatic inclusions and silicate liquid immiscibility. *Acta Geologica Polonica*, 34(1–2). <https://geojournals.pgi.gov.pl/agp/article/view/9491/8038>
- Roedder, E. (1984b). Volume 12: Fluid inclusions. In *Reviews in mineralogy* (Vol. 12). <https://doi.org/10.1515/9781501508271>
- Rubin, A. E. (1998). Correlated petrologic and geochemical characteristics of CO₃ chondrites. *Meteoritics and Planetary Science*, 33(3), 385–391. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1998.tb01644.x>
- Russell, S. S., Connolly Jr., H. C., & Krot, A. N. (2018). *Chondrules: Records of protoplanetary disk processes* (S. S. Russell, H. C. Connolly Jr., & A. N. Krot, Eds.). Cambridge University Press. isbn: 9781108307673
- Ruzicka, A., Grossman, J., Bouvier, A., Herd, C. D. K., & Agee, C. B. (2013). *The Meteoritical Bulletin, No. 102* (Vol. 294, Issue 2). <http://www.lpi.usra.edu/meteor/>.
- Saikia, B. J., Parthasarathy, G., Rao, N. V. C., Borah, R. R., & Kumar, D. (2022). High Shock Pressure Metamorphism Induced Transformations of Olivine and Feldspar in Natun Balijan L4 Chondrite: Evidence from Micro-Raman, Infrared Spectroscopy, X-ray Diffraction and Electron Microprobe Analysis. *Journal of the Geological Society of India*, 98(6), 731–739. <https://doi.org/10.1007/s12594-022-2061-7>
- Sanders, I. S., & Scott, E. R. D. (2012). The origin of chondrules and chondrites: Debris from low-velocity impacts between molten planetesimals? *Meteoritics and Planetary Science*, 47(12), 2170–2192. <https://doi.org/10.1111/maps.12002>
- Scott, E. R. D., Jones, R. H., & Rubin, A. E. (1994). Classification, metamorphic history, and pre-metamorphic composition of chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(3), 1203–1209. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90582-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90582-7)
- Scott, E. R. D., Keil, K., & Stöffler, D. (1992). Shock metamorphism of carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 4281–4293. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90268-N](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90268-N)
- Scott, E. R. D., & Taylor, G. J. (1983). Chondrules and Other Components in C, O, and E Chondrites: Similarities in Their Properties and Origins. *Journal of Geophysical Research*, 88 Suppl, 275–286. <https://doi.org/10.1029/jb088is01p0b275>
- Sephton, M. A. (2002). Organic compounds in carbonaceous meteorites. In *Natural Product Reports* (Vol. 19, Issue 3, pp. 292–311). <https://doi.org/10.1039/b103775g>

- Stevens, R. E. (1944). Composition of some chromites of the western hemisphere. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 29(1–2), 1–34. <http://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-pdf/29/1-2/1/4243336/am-1944-1.pdf>
- Stöffler, D., Keil, K. J., & Scott, E. R. D. (1991). Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 3845–3867.
- Thomas, R. (2000). Determination of water contents of granite melt inclusions by confocal laser Raman microprobe spectroscopy. *American Mineralogist*, 85(5–6), 868–872. <https://doi.org/10.2138/am-2000-5-631>
- Thomas, R., & Davidson, P. (2006). Progress in the determination of water in glasses and melt inclusions with Raman spectroscopy: A short review. *Zeitschrift Fur Geologische Wissenschaften*, 34(3/4), 159–163. <https://www.researchgate.net/publication/236149781>
- Thomas, R., Kamenetsky, V. S., & Davidson, P. (2006). Laser Raman spectroscopic measurements of water in unexposed glass inclusions. *American Mineralogist*, 91(2–3), 467–470. <https://doi.org/10.2138/am.2006.2107>
- Thomas, S. M., Thomas, R., Davidson, P., Reichart, P., Koch-Müller, M., & Dollinger, G. (2008). Application of Raman spectroscopy to quantify trace water concentrations in glasses and garnets. *American Mineralogist*, 93(10), 1550–1557. <https://doi.org/10.2138/am.2008.2834>
- Tuinstra, F., & Koenig, J. L. (1970). Raman Spectrum of Graphite. *Journal of Chemical Physics*, 53(3), 1126–1130. <https://doi.org/10.1063/1.1674108>
- Van Schmus, W. R. (1969). Mineralogy, Petrology, and Classification of Types 3 and 4 Carbonaceous Chondrites. *Meteorite Research*, 480–491. https://doi.org/10.1007/978-94-010-3411-1_39
- Van Schmus, W. R., & Wood, J. A. (1967). A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31, 747–765. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(67\)80030-9](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0016-7037(67)80030-9)
- Varela, M. E. (2008). Heating experiments on glass inclusions in Allende (CV3) olivines: Clues to the formation conditions of chondrules? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(13), 3170–3183. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.04.018>
- Varela, M. E., Kurat, G., Hoppe, P., & Brandstätter, F. B. (2002). *Chemistry of glass inclusions in olivines of the CR chondrites Renazzo, Acfer 182, and El Djouf 001*.
- Varela, M. E., Kurat, G., & Zinner, E. (2006). The primary liquid condensation model and the origin of barred olivine chondrules. *Icarus*, 184(2), 344–364. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2006.05.009>

- Villeneuve, J., Libourel, G., & Soulié, C. (2015). Relationships between type I and type II chondrules: Implications on chondrule formation processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 160, 277–305. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.03.033>
- Wang, A., Jolliff, B. L., Haskin, L. A., Kuebler, K. E., & Viskupic, K. M. (2001). Characterization and comparison of structural and compositional features of planetary quadrilateral pyroxenes by Raman spectroscopy. *American Mineralogist*, 86(7–8), 790–806. <https://doi.org/10.2138/am-2001-0703>
- Wang, A., Kuebler, K. E., Jolliff, B., & Haskin, L. A. (2004a). Raman spectroscopy of Fe-Ti-Cr oxides, case study: Martian meteorite EETA79001. *American Mineralogist*, 89, 665–680. <https://doi.org/https://doi.org/10.2138/am-2004-5-601>
- Wang, A., Kuebler, K., Jolliff, B., & Haskin, L. A. (2004b). Mineralogy of a Martian meteorite as determined by Raman spectroscopy. *Journal of Raman Spectroscopy*, 35(6), 504–514. <https://doi.org/10.1002/jrs.1175>
- Wang, Y., Alsmeyer, D. C., & McCreery, R. L. (1990). Raman Spectroscopy of Carbon Materials: Structural Basis of Observed Spectra. In *Chem. Mater* (Vol. 2).
- Weisberg, M. K., McCoy, T. J., & Krot, A. N. (2006). *Systematics and Evaluation of Meteorite Classification* (Vol. 19).
- Wlotzka, F. (1993). A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics*, 28(3), 460. 1993Metic..28Q.460W
- Wlotzka, F. (2005). Cr spinel and chromite as petrogenetic indicators in ordinary chondrites: Equilibration temperatures of petrologic types 3.7 to 6. *Meteoritics and Planetary Science*, 40(11), 1673–1702. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2005.tb00138.x>
- Yesiltas, M., Young, J., & Glotch, T. D. (2021). Thermal metamorphic history of Antarctic CV3 and CO3 chondrites inferred from the first- and second-order Raman peaks of polyaromatic organic carbon. *American Mineralogist*, 106(4), 506–517. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7507>
- Yoneda I, S., & Grossman, L. (1995). Condensation of CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ liquids from cosmic gases. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(16), 3413.

7. Anexos

Anexo A. Elementos mayores del cóndrulo 1 tipo PO de Catalina 008 obtenidos con EPMA

Major Elements (Mass%)	Host ₃	Host ₄	Host ₅	Host ₆	Host ₇	Host ₈	Host ₉	Host ₁₀	Host ₁₁	Host ₁₂	Host ₁₃	Host ₁₄
Na ₂ O	0.112	0.057	0.023	0.009	0.055	0.056	0.051	0.072	0.07	0.133	0.024	0.068
Al ₂ O ₃	0.103	0.024	0.056	0.049	0.08	0.083	0.041	0.03	0.211	0.162	0.074	0.081
CaO	0.37	0.44	0.313	0.226	0.296	0.256	0.23	0.216	0.346	9.751	0.321	0.198
Cr ₂ O ₃	0	0	0.036	0.048	0.025	0.094	0	0.017	0.078	0.397	0.175	0.084
K ₂ O	0.005	0.01	0.006	0.008	0.025	0.012	0.018	0.012	0.049	0.027	0.029	0.024
TiO ₂	0	0	0.006	0	0.026	0.017	0	0	0.009	0.016	0	0
MnO	0.408	0.484	0.464	0.366	0.303	0.164	0.371	0.265	0.324	0.068	0.278	0.384
FeO	32.651	33.075	30.423	26.28	23.92	23.724	24.605	24.433	24.53	17.645	23.723	23.183
MgO	23.166	23.62	26.739	30.183	31.185	31.665	31.482	31.498	30.408	21.394	32.046	31.774
SiO ₂	34.151	34.507	34.784	36.111	36.24	36.578	36.472	36.326	35.893	40.999	36.389	36.302

(Continuación)

Major Elements (Mass%)	Host ₁₅	Host ₁₆	Host ₁₇	Host ₁₈	Host ₁₉	Host ₂₀	Mi1	Mi2	Meso ₁	Meso ₂	Host_p ₃	Host_p ₈
Na ₂ O	0.104	0.072	0.009	0.044	0.03	0.04	3.345	6.208	4.116	3.405	0.133	0.105
Al ₂ O ₃	0.088	0.075	0.039	0.079	0.04	0.073	16.77 5	14.46 8	12.969	13.568	0.074	0.109
CaO	0.239	0.212	0.198	0.162	0.236	0.182	4.959	3.656	10.571	11.069	0.223	0.216
Cr ₂ O ₃	0.192	0.238	0.156	0.053	0.196	0.229	3.934	3.373	0.062	0.068	0.195	0.07
K ₂ O	0.002	0.001	0.017	0.049	0	0.011	1.081	0.166	0.2	0.225	0.006	0.014
TiO ₂	0.01	0	0.015	0.041	0	0	0.759	0.581	0.607	0.542	0	0
MnO	0.266	0.355	0.3	0.287	0.355	0.237	0.021	0.124	0.18	0.065	0.26	0.265
FeO	23.7	23.224	22.561	21.954	22.289	22.619	2.807	5.652	8.679	6.104	21.066	25.024
MgO	32.198	32.249	32.904	33.259	33.474	33.809	0.271	4.747	6.704	5.373	33.09	30.798
SiO ₂	36.563	36.615	36.338	36.707	36.609	36.802	57.77 4	53.75	50.165	51.964	36.608	36.133

Anexo B. Elementos mayores del cóndrulo 2 tipo PO de Catalina 008 obtenidos con EPMA

Major Elements (Mass%)	Host ₀	BO	Mi1	Host ₁	Host ₂	Host ₃	Host ₄	Host ₅	Host ₆	Host ₇	Host ₈
Na ₂ O	0.019	0.064	6.346	0.055	0.01	0.04	0.019	0.064	0.039	0.037	0.03
Al ₂ O ₃	0.042	0.049	11.889	0.01	0.029	0.042	0.007	0.067	0.005	0.029	0.027
CaO	0.169	0.299	5.012	0.171	0.154	0.12	0.057	0.132	0.049	0.114	0.139
Cr ₂ O ₃	0.029	0.048	6.085	0.217	0.044	0.056	0.092	0.155	0.069	0.115	0.088
K ₂ O	0	0	0.043	0.003	0.012	0.007	0.026	0.021	0.003	0.021	0.009
TiO ₂	0	0	0.387	0	0.009	0	0	0.018	0	0.021	0
MnO	0.33	0	0.064	0.341	0.41	0.32	0.253	0.229	0.2	0.175	0.145
FeO	32.071	40.826	7.799	35.875	31.375	27.477	24.914	21.194	17.93	15.271	13.796
MgO	24.77	17.148	6.586	21.799	26.171	29.09	31.903	34.301	37.665	39.616	41.249
SiO ₂	34.585	32.623	48.64	33.939	34.819	35.543	36.258	36.706	37.477	38.088	38.532

(Continuación)

Major Elements (Mass%)	Host ₉	Host ₁₀	Host ₁₁	Host ₁₂	Host ₁₃	Host ₁₄	Host ₁₅	Host ₁₆	Host ₁₇	Host ₁₈	Host ₁₉	Host ₂₀
Na ₂ O	0.036	0.049	0.007	0.039	0.008	0.038	0.048	0.057	0.085	0.058	0.025	0.033
Al ₂ O ₃	0.016	0.032	0.027	0	0.041	0.047	0.013	0.014	0.35	0.122	0.065	0.015
CaO	0.13	0.132	0.083	0.115	0.089	0.101	0.073	0.139	0.304	0.202	0.147	0.281
Cr ₂ O ₃	0.079	0.127	0.05	0.024	0.016	0.222	0.065	0.058	0.007	0.08	0	0.046
K ₂ O	0.006	0.013	0.015	0.027	0.034	0.026	0.025	0	0.105	0.041	0.026	0
TiO ₂	0	0	0.006	0.043	0	0.02	0	0.036	0.011	0	0	0
MnO	0.107	0.107	0.094	0.051	0.107	0.153	0.233	0.324	0.046	0.272	0.401	0.344
FeO	12.606	12.287	13.825	14.003	16.824	19.842	22.543	26.039	4.654	29.316	33.77	38.566
MgO	42.843	42.353	41.507	41.342	38.693	36.322	33.584	30.322	2.688	23.66	23.298	19.027
SiO ₂	38.881	38.498	38.685	38.497	38.065	37.476	37.002	36.02	5.777	32.097	34.001	32.682

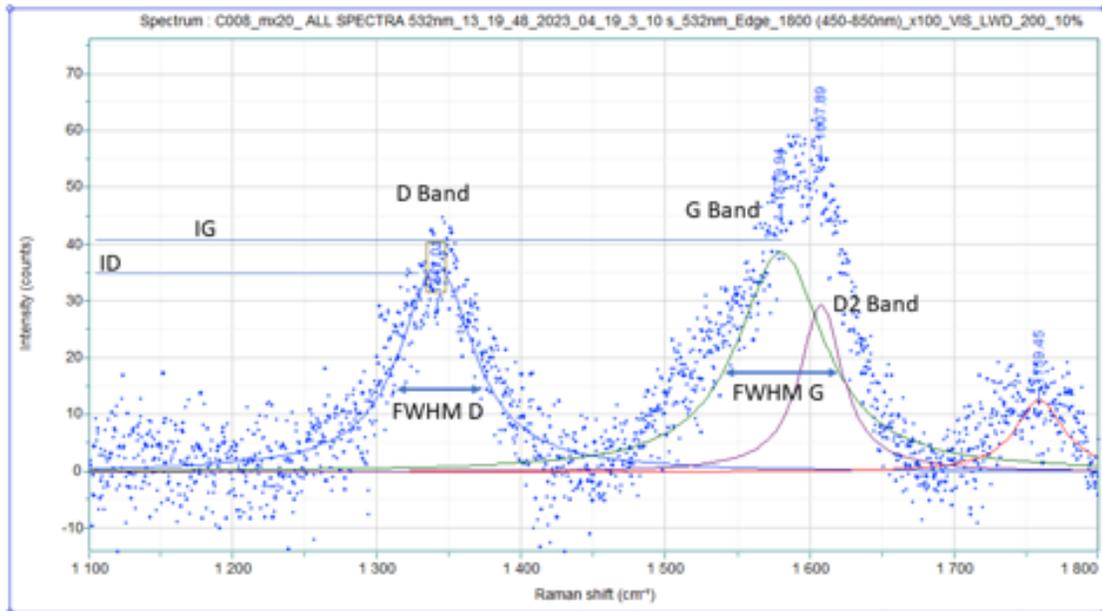
Anexo C. Elementos mayores de un cóndrulo POP de El Médano 397 obtenidos con EPMA.

Major Elements (Mass%)	Mi1	Host 1	Host 2	Host 3	Host 4	Host 5	Host 6	Host 7
Na₂O	3.15	0.012	0.021	0.006	0.019	0.011	0.022	0
Al₂O₃	20.259	0.166	0.204	0.11	0.132	0.029	0.031	0.034
CaO	0.117	0.033	0.088	0.078	0.043	0.214	0.247	0.195
Cr₂O₃	0.85	0.315	0.403	0.181	0.266	0.121	0.023	0.041
K₂O	1.369	0.035	0.001	0.001	0	0.016	0	0
TiO₂	0.77	0	0.026	0.014	0	0	0	0.024
MnO	0.078	0.017	0.112	0.004	0.069	0.121	0.129	0.125
FeO	0.465	4.514	5.104	4.896	4.892	4.157	5.19	4.302
MgO	2.156	51.817	50.784	51.393	51.417	51.805	50.913	51.761
SiO₂	61.731	41.304	41.495	41.455	41.519	41.57	41.245	41.713

Anexo D. Elementos mayores de un cóndrulo BO en Sahara 98067 obtenidos con EPMA.

Major Elements (Mass%)	Host₁	Host₂	Host₃	Mi1	Mi2	Mi3
Na₂O	0.009	0.008	0.014	9.135	9.805	9.873
Al₂O₃	0.071	0.099	0.053	22.98	22.24	21.714
CaO	0.288	0.31	0.307	10.27	10.814	8.4
Cr₂O₃	0.077	0.151	0.048	0.3	0.317	0.193
K₂O	0.021	0	0	0.726	0.479	0.917
TiO₂	0.047	0.207	0.016	0.882	0.79	0.837
MnO	0.086	0	0.052	0	0	0
FeO	0.228	0.173	0.121	0.359	0.194	0.179
MgO	56.966	56.625	56.232	3.317	4.765	6.456
SiO₂	43.538	43.479	43.413	58.607	56.764	56.247

Anexo E. Espectro Raman obtenido en la matriz de Catalina 008 (C008) con 10 segundos de adquisición, 10% ND filter. En la figura se muestran las bandas D (1341 cm^{-1}), G (1579 cm^{-1}) y D2 (1607 cm^{-1}) y los parámetros de caracterización, con el software LabSpec6.



Date	19.04.2023 1	Acq. time (s)	10	Accumulations	3	Laser	532nm_Edge
Spectro (cm ⁻¹)	None	Slit	150 μm	Slit		Grating	1800 (450-85)
ND Filter	10%	Objective	x100 VIS L	IC-S correction	On	Range (cm ⁻¹)	

Powered by
LabSpec 6 from:

HORIBA
Scientific