



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

# **CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS DE LA ERUPCIÓN DE 1906 DEL VOLCÁN VESUBIO MEDIANTE ESPECTROSCOPIA RAMAN**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

**JESSICA KATALINA ANTONIA SALINAS MORALES**

PROFESOR GUÍA:

DANIEL MONCADA DE LA ROSA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

CLAUDIA CANNATELLI

PHILIPPE ROBIDOUX

SANTIAGO DE CHILE

2020

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL  
TÍTULO DE: Geóloga  
POR: Jessica Katalina Antonia Salinas Morales  
FECHA: 15-04-2020  
PROFESOR GUÍA: Daniel Moncada

## **Condiciones pre-eruptivas de la erupción de 1906 del Volcán Vesubio mediante Espectroscopía Raman**

El Monte Vesubio es un estratovolcán ubicado en la costa oeste de Italia, en la región de Campania, 18 Km al este de la ciudad de Nápoles. Tiene una altura de 1.281 m s.n.m. y se caracteriza por sus erupciones plinianas, particularmente por la erupción del 79 d. C que provocó la destrucción de las ciudades Pompeya y Herculano. Sin embargo, el volcán ha presentado siete erupciones plinianas y subplinianas más, y varios eventos efusivos y explosivos de baja energía. El último período eruptivo comenzó en 1631 y finalizó con la erupción de 1944.

Debido a que cerca de dos millones de personas viven a menos de 20 Km del cráter del volcán, el área se ha convertido en una de las zonas con mayor riesgo volcánico del mundo. Por lo tanto, el conocimiento de la historia y del estado presente del volcán, además de su sistema de alimentación magmática se han convertido en información importante y esencial para predecir de cierta forma, el tamaño y los precursores de una futura erupción.

La erupción de 1906 fue generada a partir de un magma de composición alcalina shoshonítica, que va desde basanita y traquibasalto hasta fonolita y traquita. Según su explosividad, fue caracterizada como estromboliana violenta, y se piensa que fue causada por episodios de ascenso rápido de magma, que empujaron líquido almacenado en reservorios someros. Esto habría generado flujos de lava que se desplazaron a altas velocidades y alcanzaron extensiones kilométricas.

El objetivo principal de este estudio consiste en calcular la profundidad de los reservorios magmáticos que dieron origen a la erupción de 1906 del Monte Vesubio, a partir del estudio de inclusiones vítreas. Para esto se realizó una descripción detallada de las inclusiones vítreas atrapadas en los fenocristales de las lavas de dicha erupción, reconociendo familias de inclusiones que poseían burbujas para su estudio mediante Espectroscopía Raman. Se obtuvo la densidad de CO<sub>2</sub> dentro de las burbujas y posteriormente se estimó la mínima presión de atrapamiento de ellas junto con su mínima profundidad de atrapamiento.

Se establecen dos modelos de fuente magmática para la erupción de 1906. El primer modelo sugiere la existencia de un reservorio ubicado entre los 6 y 13 Km de profundidad, que mantiene un aporte de magma con un reservorio más profundo ubicado entre los 16 y 19 Km. El segundo modelo sugiere la existencia de tres reservorios conectados entre sí, uno más somero ubicado entre los 6 y 9 Km, un segundo reservorio ubicado entre los 9,5 Km y 13 Km aprox. y uno más profundo entre los 16 y 19.

## Agradecimientos

Esta investigación se realizó gracias a los proyectos Fondecip EQM170103, Espectrómetro Raman y Fondecip EQM140009, Microtermometría de inclusiones fluidas. Quiero agradecer a los miembros de mi comisión, al Dr. Philippe Robidoux, quien me ayudó con las mediciones de Raman, a la Dra. Claudia Cannatelli, quien me aceptó como su memorista y me apoyó en todas las decisiones tomadas, y al Dr. Daniel Moncada, quien me aceptó como su memorista poco tiempo antes de terminar la memoria y me ayudó bastante con los detalles de las presentaciones privada y pública. Quiero agradecer también a Blanca (secretaria docente), quien siempre estuvo dispuesta a brindarme su ayuda y a resolver mis casi infinitas dudas.

A mis padres, Gabelo y Laura, quienes siempre han confiado en mi y me han apoyado en mis decisiones. A mis hermanos, Denis y Alexis, quienes me instaron a cumplir mis sueños. A mi tía Fabiola, y a mis primos José, Matías, Nayaret y Lula, quienes me consideraron parte de su familia y me dieron el apoyo necesario para lograr entrar a la universidad. A mi tía Jacqueline y Vanina quienes siempre me brindaron su cariño. A mis amigas de infancia, Stephanie y Constanza, quienes me brindaron su apoyo incondicional, las quiero mucho.

A los amigos que conocí en Plan Común. A Joaquín, gracias por las conversaciones y el ánimo brindado. A Camila, gracias por estar conmigo en los momentos más difíciles que viví en la universidad deseándome éxito siempre, sin duda fuiste un gran apoyo para mí. A Lukas, Cristian, Paola, Paula, y Lucas, quienes me hicieron sentir a gusto en un ambiente que para mí fue muy duro en un principio. A mis amigos de geología, a Gabriel e Ignacio, con quienes formé el TeamGeo, gracias por los momentos vividos, por el apañe y por el cariño. A Carolina y a Marisol, gracias por ser amables conmigo siempre. A Rodrigo, Mario y Alejo, con quienes me reí un montón y me ayudaron cuando los necesité. A Leonel y Nine, con quienes viví momentos muy graciosos, gracias por su amistad. A Loreto y a Fabián, gracias por ayudarme cuando tenía dudas sobre mis proyectos y memoria, también lo pasé muy bien siendo ayudante con ustedes.

Agradezco con todo el corazón a mi pololo Andrés, quien fue un apoyo muy grande para mí los últimos años de la universidad y durante todo el proceso de mi memoria, gracias por soportar mis mañas, por darme ánimos cuando sentía que no me la podía, por hacerme ver que existe una solución para todo, por las salidas a comer, por las tardes de juegos de rol y de pc, por siempre estar para mí cuando lo necesito, te amo. También me gustaría agradecer a tu familia, quienes me aceptaron como un miembro más. Y a tus primos, quienes me ayudaron a pulir las muestras que fueron analizadas para realizar esta memoria, y quienes siempre me hacen reír. Finalmente, agradezco a Dios, por brindarme todo el amor y poner a las personas correctas en cada etapa de mi vida, sin él no hubiera podido llegar hasta acá. Gracias a los pastores de Villa Alemana y a los pastores de Quilpué quienes se preocupan por mí y me enseñan, gracias a Coni Fran que ser un pilar importante el último tiempo de universidad y de mi vida, por ayudarme a crecer en el señor y ayudarme a dejar de preocuparme tanto de las cosas que no puedo controlar. A los jóvenes de Villa Alemana, Javiera, Joaquín, Catalina H, y Catalina V, de quienes he aprendido bastante y con quienes he compartido momentos muy lindos.

## Tabla de contenido

1. Introducción.....	1
1.1 Presentación .....	1
1.2 Formulación del Problema.....	2
1.3 Objetivos .....	3
1.3.1 Objetivo General .....	3
1.3.2 Objetivos Específicos .....	3
2. Marco Geológico .....	4
2.1 Marco Geodinámico .....	4
2.1.1 Tectónica y cinemática actual .....	5
2.2 Marco geológico regional .....	8
2.2.1 Los Apeninos del Sur .....	8
2.2.2 Rocas potásicas alcalinas y la Región Mediterránea Central .....	9
2.3 Marco Geológico Local.....	11
2.3.1 Complejo Somma-Vesubio.....	11
2.3.2 Estructuras.....	16
2.4 Actividad Eruptiva del Volcán .....	17
3. Metodología de trabajo .....	21
3.1 Trabajo en Laboratorio .....	21
3.1.1 Fundamentos teóricos del trabajo con Inclusiones Vítreas.....	21
3.1.2 Separación y Montaje de Minerales .....	25
3.1.3 Observación en Microscopio petrográfico.....	26
3.1.4 Espectroscopía Raman .....	27
3.1.5 Microscopía electrónica de Barrido (SEM) .....	29
3.1.6 LINKAM .....	29
3.2 Trabajo en gabinete .....	30
3.2.1 Tratamiento de datos .....	30
4. Resultados .....	32
4.1 Geoquímica.....	32
4.1.1 Diagrama TAS .....	32
4.1.2 Diagrama AFM.....	33
4.1.3 Diagrama K <sub>2</sub> O de Ewart (1982).....	34
4.2 Montajes de cristales separados .....	35
4.3 Descripción de inclusiones vítreas .....	35
4.4 Análisis de Espectros micro-Raman .....	39

4.5 Densidad de CO <sub>2</sub> .....	45
4.6 Mínima Presión de Atrapamiento .....	48
4.7 Microtermometría .....	50
5. Discusiones .....	51
5.1 Petrología.....	51
5.2 Inclusiones vítreas.....	52
5.3 H <sub>2</sub> O-CO <sub>2</sub> y minerales contenidos en las burbujas .....	54
5.4 Mínima profundidad de atrapamiento .....	55
5.5 Mínima profundidad de atrapamiento basada en estudios previos.....	59
5.6 Microtermometría .....	61
6. Conclusiones .....	63
7. Bibliografía .....	65
Anexo A: Identificación y descripción de inclusiones vítreas.....	76
A.1 Cristales Montaje P1 .....	76
A.2 Cristales Montaje P2 .....	85
A.3 Cristales Montaje O1 .....	92
A.4 Cristales Montaje O2 .....	97
A.5 Cristales Montaje O3 .....	102
Anexo B: Gráficos de espectrometría Raman.....	112
B.1 Espectros Raman de V106P1 .....	112
B.2 Espectros Raman de V106P2.....	119
B.3 Espectros Raman de V106O1.....	128
B.4 Espectros Raman de V106O2.....	133
B.5 Espectros Raman de V106O3.....	142
Anexo C: Cálculo de la Mínima presión de atrapamiento y de su profundidad .	162
Anexo D: Microfotografías tomadas en SEM de los puntos a medir mediante EMP .....	165

## Índice de Tablas

Tabla 1: Descripción de las inclusiones observadas en el montaje V106P1 .....	36
Tabla 2: Descripción de las inclusiones observadas en el montaje V106P2 .....	36
Tabla 3: Descripción de las inclusiones observadas en el montaje V106O1 .....	37
Tabla 4: Descripción de las inclusiones observadas en el montaje V106O2 .....	38
Tabla 5: Descripción de las inclusiones observadas en el montaje V106O3 .....	38
Tabla 6: Densidades de CO <sub>2</sub> de las burbujas presentes en las inclusiones del montaje P1 y minerales reconocidos en los bordes de estas, el cálculo es realizado según Fall et al. 2011 y Lamadrid et al. 2017. Además, se presentan las bandas superiores (v+) e inferiores (v-) de los espectros de CO <sub>2</sub> obtenidos anteriormente, así como el Fermi resonance splitting ( $\Delta$ ). .....	45
Tabla 7: Densidades de CO <sub>2</sub> de las burbujas presentes en las inclusiones del montaje P2 y minerales reconocidos en los bordes de estas, el cálculo es realizado según Fall et al. 2011 y Lamadrid et al. 2017. Además, se presentan las bandas superiores (v+) e inferiores (v-) de los espectros de CO <sub>2</sub> , así como el Fermi resonance splitting ( $\Delta$ ). ....	45
Tabla 8: Densidades de CO <sub>2</sub> de las burbujas presentes en las inclusiones del montaje O1 y minerales reconocidos en los bordes de estas, el cálculo es realizado según Fall et al. 2011 y Lamadrid et al. 2017. Además, se presentan las bandas superiores (v+) e inferiores (v-) de los espectros de CO <sub>2</sub> , así como el Fermi resonance splitting ( $\Delta$ ). ....	46
Tabla 9: Densidades de CO <sub>2</sub> de las burbujas presentes en las inclusiones del montaje O2 y minerales reconocidos en los bordes de estas, el cálculo es realizado según Fall et al. 2011 y Lamadrid et al. 2017. Además, se presentan las bandas superiores (v+) e inferiores (v-) de los espectros de CO <sub>2</sub> , así como el Fermi resonance splitting ( $\Delta$ ). ....	46
Tabla 10: Densidades de CO <sub>2</sub> de las burbujas presentes en las inclusiones del montaje O3 y minerales reconocidos en los bordes de estas, el cálculo es realizado según Fall et al. 2011 y Lamadrid et al. 2017. Además, se presentan las bandas superiores (v+) e inferiores (v-) de los espectros de CO <sub>2</sub> , así como el Fermi resonance splitting ( $\Delta$ ). ....	47
Tabla 11: Masa de CO <sub>2</sub> total, concentración en ppm y presión en bares de las inclusiones del montaje P1. La determinación de la presión en bares se calculó utilizando una temperatura de 1100°C y un porcentaje de Sílice de 49. ....	48
Tabla 12: Masa de CO <sub>2</sub> total, concentración en ppm y presión en bares de las inclusiones del montaje P2. La determinación de la presión en bares se calculó utilizando una temperatura de 1100°C y un porcentaje de Sílice de 49, al igual que anteriormente. ....	48
Tabla 13: Masa de CO <sub>2</sub> total, concentración en ppm y presión en bares de las inclusiones del montaje O1. La determinación de la presión en bares se calculó utilizando una temperatura de 1100°C y un porcentaje de Sílice de 47. ....	49
Tabla 14: Masa de CO <sub>2</sub> total, concentración en ppm y presión en bares de las inclusiones del montaje O2. La determinación de la presión en bares se calculó utilizando una temperatura de 1100°C y un porcentaje de Sílice de 47. ....	49
Tabla 15: Masa de CO <sub>2</sub> total, concentración en ppm y presión en bares de las inclusiones del montaje O3. La determinación de la presión en bares se calculó utilizando una temperatura de 1100°C y un porcentaje de Sílice de 47. ....	49
Tabla 16: Presión mínima de atrapamiento asociada a su correspondiente profundidad mínima de atrapamiento, calculada según el gradiente geobarométrico para el Distrito volcánico Flegreano. ....	56

Tabla 17: Datos utilizados para calcular la mínima presión de atrapamiento y la mínima profundidad de atrapamiento de las inclusiones del montaje P1.....	162
Tabla 18: Datos utilizados para calcular la mínima presión de atrapamiento y la mínima profundidad de atrapamiento de las inclusiones del montaje P2.....	162
Tabla 19: Datos utilizados para calcular la mínima presión de atrapamiento y la mínima profundidad de atrapamiento de las inclusiones del montaje O1. ....	163
Tabla 20: Datos utilizados para calcular la mínima presión de atrapamiento y la mínima profundidad de atrapamiento de las inclusiones del montaje O2. ....	163
Tabla 21: Datos utilizados para calcular la mínima presión de atrapamiento y la mínima profundidad de atrapamiento de las inclusiones del montaje O3. ....	163

## Índice de figuras

Figura 1: Mapa geológico esquemático del Mediterráneo Central con los principales cinturones orogénicos arqueados y cuencas extensionales de trasarco. De Mattei et al. (2004). .....	4
Figura 2: Vectores de Velocidades de convergencia predichas por el modelo Nuvel-1A y el polo de rotación REVEL GPS (Sella et al., 2002; D'Agostino y Selvaggi, 2004). Se observan discrepancias significativas en las direcciones de convergencia y las magnitudes predichas por los dos modelos en el Mediterráneo central, sugiriendo un cambio reciente en las condiciones cinemáticas. Los círculos pequeños representan sismos corticales (profundidad <50 Km) con Magnitud mayor a 4 ocurridos entre los años 1980 y 2003. ....	6
Figura 3: Velocidades GPS relativas a Eurasia de estaciones continuas en Italia (D'Agostino y Selvaggi, 2004; Conticelli et al., 2010). ....	7
Figura 4: Mapa esquemático del sur de los Apeninos. Leyenda: 1) Depósitos clásticos Plio-cuaternarios y volcánicos, 2) Depósitos sintectónicos del Mioceno, 3) Unidades con ofiolitas del Cretácico-Oligoceno, 4) Carbonatos de aguas someras de la plataforma de los Apeninos del Mesozoico-Cenozoico, 5) Sucesiones marinas someras del Triásico medio-tardío a Mioceno y sucesiones marinas profundas de las unidades Lagonegro, 6) Carbonatos de aguas someras del Mesozoico-Cenozoico de la plataforma Apuliana, 7) Falla inversa en el frente de la cadena, 8) volcanes. De Giano et al. (2018). ....	9
Figura 5: Distribución de afloramientos ultrapotásicos en Italia y sus rocas asociadas en el Mediterráneo central (Tomado de Avanzinelli et al., 2017). ....	10
Figura 6: Arriba: Sección del complejo Somma-Vesubio, escala 1:60.000. Abajo: estratigrafía del complejo Somma-Vesubio y alrededores. De Servizio Geológico D'Italia. ....	13
Figura 7: Esquema geológico y estructural del sur de la planicie de Campania. Leyenda: 1) Cuaternario y sedimentos terrígenos activos; 2) Depósitos volcánicos del Somma-Vesubio; 3) Depósitos volcánicos flégreos, y de Isquia y Procida; 4) Sedimentos terrígenos del Plioceno y Mioceno; 5) Unidades carbonáticas del Mesozoico; 6) Fallas normales; 7) Fallas inversas; 8) Borde de calderas; 9) Pozo de Camaldoli della Torre; 10) pozo de Trecase. De Di Renzo et al. (2007). ....	16
Figura 8: Cronograma de la historia volcánica y deformacional del volcán Somma-Vesubio. De Aulinas et al. (2008). ....	18
Figura 9: Esquema de las distintas profundidades de los reservorios magmáticos bajo el Vesubio obtenidos en estudios previos. Los reservorios esquematizados de color verde representan estudios que utilizaron inclusiones vítreas para su determinación, mientras que los reservorios esquematizados de color azul representan estudios que se llevaron a cabo mediante sismología. a) Reservorios ubicados a menos de 5 Km de profundidad, propuestos por Fulignati et al. (2004), Fulignati y Marianelli (2007), Marianelli et al. (1995), Marianelli et al. (1999) y Lima et al. (2003). b) Reservorios ubicados entre los 8 y 10 Km, propuestos por Cannatelli et al. (2016) y Cigolini (2007). c) Reservorios ubicados entre los 11 y 13 Km, enunciados por Marianelli et al. (1999) y Lima et al. (2003). d) Reservorio ubicado entre los 25 y 30 Km, propuesto por Cannatelli et al. (2016). e) Reservorio ubicado bajo los 8 Km, propuesto por Auger et al. (2001). f) Reservorio emplazado entre los 10 y 12 Km de profundidad, propuesto por De Natale et al. (2006) y	

Zollo et al. (1998). g) Reservorio presente hasta los 20 Km de profundidad enunciado por Civetta et al. (2004).....	19
Figura 10: Mapa que muestra los productos de la erupción de 1906. De Chester et al. (2015).....	20
Figura 11: Diagrama esquemático en el cual se muestra los efectos de la tasa de enfriamiento y el tamaño en la nucleación y crecimiento de fases minerales y volátiles dentro de inclusiones vítreas. Obtenido de Roeder (1984). ....	22
Figura 12: Izquierda: Lupa Binocular. Derecha: Cristales de piroxeno seleccionados. ....	25
Figura 13: Máquina pulidora manual utilizada para el pulido y acabado final de las muestras. ....	26
Figura 14: Inclusiones vítreas recristalizadas con burbuja atrapadas en piroxenos. Observadas con aumento de 20X. ....	27
Figura 15: Espectrómetro Raman perteneciente al Laboratorio de Espectroscopía Raman del departamento de Geología de la Universidad de Chile. ....	28
Figura 16: Diagrama TAS para la clasificación de rocas ígneas volcánicas. Los resultados de los análisis ubican las inclusiones de esta lava en el tipo alcalino, que se puede encontrar tanto en ambientes de intraplaca como en islas oceánicas. ....	33
Figura 17: Diagrama AFM, utilizado para diferenciar entre rocas calco-alcalinas y toleíticas. Las inclusiones pertenecientes a las lavas de la erupción de 1906 muestran un trend calco-alcalino. ....	34
Figura 18: Diagrama de Ewart (1982) que clasifica las rocas subalcalinas. Las muestras de inclusiones vítreas pertenecientes a las lavas estudiadas se ubican dentro del campo shoshonítico. ....	35
Figura 19: Arriba: Espectro Raman correspondiente al mineral diópsido, donde se pueden observar sus vibraciones principales en las longitudes de onda 320, 389, 662 y 1009 $\text{cm}^{-1}$ , también se pueden observar los peaks de $\text{CO}_2$ entre los 1200 y 1400 $\text{cm}^{-1}$ . Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Abajo: Gráfico donde se pueden observar las peaks de $\text{CO}_2$ , los que fueron comparados con los espectros estudiados por Kawakami et al. (2003).....	40
Figura 20: Arriba: Espectro Raman correspondiente a una composición intermedia entre diópsido y augita, donde se pueden observar sus vibraciones principales en las longitudes de onda 320, 530, 389, 662 y 1009 $\text{cm}^{-1}$ , también se pueden observar los peaks de $\text{CO}_2$ entre los 1200 y 1400 $\text{cm}^{-1}$ . Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Abajo: Gráfico donde se pueden observar las peaks de $\text{CO}_2$ , los que fueron comparados con los espectros estudiados por Kawakami et al. (2003). ....	41
Figura 21: Arriba: Espectro Raman correspondiente al mineral olivino, donde se pueden distinguir sus vibraciones principales en las longitudes de onda 303, 403, 608, 824, 856, y 964 $\text{cm}^{-1}$ . Se pueden observar los peaks de $\text{CO}_2$ entre los 1200 y 1400 $\text{cm}^{-1}$ . Además, se observan dos peaks diferentes, uno a los 660 $\text{cm}^{-1}$ y otro a los 1011 $\text{cm}^{-1}$ correspondientes a singenita o görgeyita. Para obtener la composición del silicato y del sulfato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Abajo: Peaks de $\text{CO}_2$ observados en la burbuja de la inclusión, los que fueron comparados con los espectros estudiados por Kawakami et al. (2003).....	42
Figura 22: Arriba: espectro Raman correspondiente a Forsterita, donde se pueden observar sus vibraciones principales en las longitudes de onda 303, 423, 608,824, 856 y	

964 cm<sup>-1</sup>. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software Labspec6. Abajo: espectro de CO<sub>2</sub> de la misma zona donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), además de las hot bands a sus costados, este espectro fue comparado con los espectros estudiados por Kawakami et al. (2003).....43

Figura 23: Arriba: espectro mineral de la inclusión, correspondiente a una composición de forsterita, con vibraciones principales en 229, 303, 423, 546, 608, 824, 853, 920 y 962 cm<sup>-1</sup>. No se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 y 1400 cm<sup>-1</sup>, pero se pueden apreciar peaks presentes en 640 y 1111 cm<sup>-1</sup> que podrían corresponder a algún sulfato como la glauberita Na<sub>2</sub>Ca(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>. Para obtener la composición del silicato y del sulfato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software Labspec6. Abajo: espectro de CO<sub>2</sub> acotado, donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición, este espectro fue comparado con los espectros estudiados por Kawakami et al. (2003). .....44

Figura 24: Comparación de los volúmenes de cada inclusión vítrea con respecto al volumen de su respectiva burbuja. Se muestran también líneas isovolumétricas que representan un porcentaje de volumen de vapor. ....53

Figura 25: Modelo A de fuentes magmáticas de la erupción de 1906 del volcán Vesubio. La caja de color azul muestra la profundidad de un posible reservorio principal, mientras que la caja de color naranja muestra la profundidad de un segundo reservorio con menor influencia. ....58

Figura 26: Modelo B de fuentes magmáticas de la erupción de 1906 del volcán Vesubio. La caja de color azul muestra la profundidad del cuerpo de magma más somero, mientras que las cajas naranja y gris muestran las profundidades de posibles reservorios más profundos que aportan magma al reservorio más somero. ....59

Figura 27: Mínimas profundidades de atrapamiento calculadas utilizando los procedimientos de Moore et al. (2015). La caja azul representa la mediana de las profundidades obtenidas asumiendo que el vidrio de las inclusiones no posee CO<sub>2</sub>. La caja gris representa la mediana de las profundidades obtenidas asumiendo que el vidrio de las inclusiones posee 1800 ppm de CO<sub>2</sub>, a partir de las concentraciones medidas por Marianelli et al. (1999).....61

Figura 28: Arriba: Inclusión estudiada se ubica en el centro de la imagen encerrada en un círculo rojo, vista en aumento de 10X. Abajo: Inclusión analizada con aumento de 50X. ....76

Figura 29: Izquierda: en el centro se observa la inclusión estudiada, vista en aumento de 10X a nicoles paralelos. Derecha: misma inclusión vista con aumento de 50X a nicoles paralelos. ....77

Figura 30: Arriba: Cristal visto con un aumento de 5X a nicoles paralelos, la zona donde se ubica la inclusión estudiada se encuentra encerrada en un círculo rojo. Abajo, izquierda: Inclusión medida encerrada en un círculo rojo, microfotografía tomada con aumento de 20X a nicoles paralelos. Abajo, derecha: Misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....78

Figura 31: Izquierda: Vista con aumento de 5X a nicoles paralelos del cristal 8, donde se observa la inclusión de interés encerrada en un círculo rojo. Derecha: Misma inclusión en aumento de 100X a nicoles paralelos. ....79

Figura 32: Izquierda: Vista con aumento de 5X a nicoles paralelos, donde se observa la inclusión de interés encerrada en un círculo rojo. Derecha: Misma inclusión con aumento de 50X a nicoles paralelos. ....	79
Figura 33: Arriba: Vista de la zona donde se ubica la inclusión con aumento de 20X a nicoles paralelos, en un círculo rojo se observa una mancha que corresponde al lugar donde se encuentra la MI. Centro: Inclusión estudiada y enfocada, encerrada en un círculo rojo, vista con aumento de 20X a nicoles paralelos. Abajo: Microfotografía de la inclusión con aumento de 50X a nicoles paralelos. ....	80
Figura 34: Arriba, izquierda; Arriba, derecha: Distintos enfoques de la zona donde se encuentra la inclusión estudiada, microfotografías tomadas con aumento de 20X a nicoles paralelos donde se pueden observar varias inclusiones recristalizadas y con burbuja. Abajo, izquierda: Inclusión encerrada en un círculo rojo en aumento de 20X a nicoles paralelos. Abajo, derecha: Misma inclusión en aumento de 50X a nicoles paralelos. ....	81
Figura 35: Izquierda: Vista en aumento de 20X a nicoles paralelos de la ubicación de la inclusión dentro del cristal (encerrada en una circunferencia roja). Derecha: Inclusión vista en aumento de 50X a nicoles paralelos. ....	82
Figura 36: Izquierda: Vista en aumento de 20X a nicoles paralelos, la inclusión se encuentra encerrada en una circunferencia roja. Derecha: Misma inclusión vista a nicoles paralelos en aumento de 50X. ....	82
Figura 37: Izquierda: Vista de la ubicación de la inclusión en aumento de 20X a nicoles paralelos, la MI se encuentra encerrada en una circunferencia roja. Derecha: Misma MI vista en aumento de 50X a nicoles paralelos. ....	83
Figura 38: Izquierda: Ubicación de la inclusión vista en aumento de 20X a nicoles paralelos, la MI se encuentra encerrada en una circunferencia roja, en la parte inferior de esta imagen se pueden observar dos inclusiones desenfocadas que también se ven en la Figura 32. Derecha: Misma MI vista en aumento de 50X a nicoles paralelos. ....	83
Figura 39: Izquierda: Vista de la zona donde se ubica la inclusión dentro del cristal, a nicoles paralelos en aumento de 20X, se puede observar que se ubica muy cerca del borde y la MI se encuentra encerrada en un círculo rojo. Derecha: Misma inclusión vista a nicoles paralelos en aumento de 50X. ....	84
Figura 40: Izquierda: Vista de la zona donde se ubica la inclusión dentro del cristal, en aumento de 20X y a nicoles paralelos, la MI se encuentra encerrada en un círculo rojo y se ubica muy cerca de una fractura. Derecha: La inclusión estudiada vista a nicoles paralelos en aumento de 50X. ....	84
Figura 41: Izquierda: Vista en aumento de 5X, a nicoles paralelos, de la ubicación de la MI dentro del cristal, se puede observar que se ubica cercana al borde (MI encerrada en círculo rojo). Derecha: Inclusión vista en aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	85
Figura 42: Izquierda: Vista en aumento de 10X, a nicoles paralelos, de la ubicación de la MI dentro del cristal, la MI se encuentra encerrada en un círculo rojo. Derecha: Inclusión vista en aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	85
Figura 43: Izquierda: Microfotografía de la inclusión estudiada en aumento de 10X, a nicoles paralelos, se puede observar la MI encerrada en un círculo rojo. Derecha: Zoom de la misma inclusión. ....	86
Figura 44: Izquierda: Vista en aumento de 20X, a nicoles paralelos, de la ubicación de la MI dentro del cristal, la MI se encuentra encerrada en un círculo rojo. Derecha: Inclusión vista en aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	86

Figura 45: Izquierda: Zona donde se encuentra la MI dentro del cristal, vista en aumento de 10X a nicoles paralelos, encerrada en un círculo rojo se observa una mancha que corresponde a la inclusión estudiada, que en esta microfotografía se encuentra desenfocada. Derecha: Inclusión vista en aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	87
Figura 46: Izquierda: Ubicación de la inclusión dentro del piroxeno, vista en aumento de 20X a nicoles paralelos, se pueden observar las demás inclusiones rectangulares de tamaño muy pequeño. Derecha: Inclusión vista en aumento de 50X a nicoles paralelos. ....	87
Figura 47: Izquierda: Zona donde se ubica la inclusión dentro del piroxeno, vista en aumento de 10X a nicoles paralelos, la MI de interés se encuentra encerrada en un círculo rojo se pueden observar las demás inclusiones rectangulares de tamaño muy pequeño. Derecha: Inclusión vista en aumento de 50X a nicoles paralelos. ....	88
Figura 48: Izquierda: Zona donde se ubica el cristal encerrado en un círculo rojo, vista en aumento de 10X a nicoles paralelos, se pueden observar las demás inclusiones de la misma familia en un plano más profundo. Derecha: Inclusión vista en aumento de 50X a nicoles paralelos. ....	88
Figura 49: Arriba: Zona donde se observan tres inclusiones estudiadas, donde a) es la inclusión 31.1.2 a, b) es 31.1.2 b, y c) es la MI 31.1.2 c. La microfotografía fue tomada con un aumento de 20X a nicoles paralelos. Abajo: Inclusión 31.1.2 a observada con un aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	89
Figura 50: Izquierda: Inclusión 31.1.2 b vista con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: Inclusión 31.1.2 c vista también con aumento de 50X a nicoles paralelos. ....	90
Figura 51: Izquierda: La inclusión se encuentra encerrada en un círculo rojo, y se puede observar la MI perteneciente a su misma familia en la parte superior. La microfotografía fue tomada con un aumento de 20X a nicoles paralelos. Derecha: Misma inclusión observada con un aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	90
Figura 52: Arriba: Zona donde se observan tres inclusiones estudiadas, donde a) es la inclusión 31.1.3 a, b) es 31.1.3 b, c) es la MI 31.1.3 c y d) es la inclusión 31.1.3 d, la microfotografía fue tomada con un aumento de 20X a nicoles paralelos. Abajo, izquierda: Inclusión 31.1.3 a observada con un aumento de 50X a nicoles paralelos. Abajo, derecha: Inclusión 31.1.3 b observada con un aumento de 50X a nicoles paralelos. ....	91
Figura 53: Izquierda: Inclusión 31.1.3 c vista con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: Inclusión 31.1.3 d vista también con aumento de 50X a nicoles paralelos. ....	92
Figura 54: Izquierda: Ubicación de la inclusión dentro del olivino, vista en aumento de 20X a nicoles paralelos. Derecha: Inclusión vista en aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	92
Figura 55: Izquierda: Ubicación de la inclusión dentro del olivino, vista en aumento de 20X a nicoles paralelos, se puede ver que se ubica cerca del borde. Derecha: Inclusión vista en aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	93
Figura 56: Vista de la familia de inclusiones del cristal 12, con aumento de 20X a nicoles paralelos. ....	93
Figura 57: Arriba, izquierda: Vista de las inclusiones del cristal 12 en aumento de 50X a nicoles paralelos, donde a) es la inclusión 12.1.1 a, b) es la MI 12.1.1 b y c) es la 12.1.1 c. Arriba, derecha: Inclusión 12.1.1 a vista en aumento de 100X a nicoles paralelos.	

Abajo, izquierda: Inclusión 12.1.1 b vista en aumento de 100X a nicoles paralelos. Abajo, derecha: Inclusión 12.1.1 c vista en aumento de 50X a nicoles paralelos. ....	94
Figura 58: Izquierda: Vista en aumento de 20X a nicoles paralelos, donde se puede ver que la inclusión se ubica cerca del borde. Derecha: Zoom de la inclusión. ....	95
Figura 59: Inclusión vista en aumento de 20X a nicoles paralelos. ....	95
Figura 60: Izquierda: Lugar donde se ubica la inclusión, la cual está encerrada en un círculo rojo. La microfotografía fue tomada con aumento de 20X a nicoles paralelos. Derecha: La misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	96
Figura 61: Izquierda: Zona donde se ubica la inclusión, vista con aumento de 20X a nicoles paralelos, se puede observar que se encuentra cerca del borde del olivino. Derecha: La misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paelos. ....	96
Figura 62: Izquierda: Inclusión vista con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: Misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	97
Figura 63:Izquierda: Inclusión vista con aumento de 50Xa nicoles paralelos, se puede observar que la inclusión se encuentra cerca de una fractura. Derecha: Misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	97
Figura 64: Izquierda: Inclusión vista con un aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha. Inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	98
Figura 65: Microfotografía de la inclusión con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	98
Figura 66: Izquierda: Vista de la zona donde se ubica la MI con aumento de 50X a nicoles paralelos, se puede observar la cercanía a otras inclusiones más pequeñas homogéneas. Derecha: Vista de la inclusión con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	99
Figura 67: Izquierda: Vista de la familia a la cual pertenece la inclusión 14.1.2, la cual está encerrada en un círculo rojo. Esta microfotografía fue tomada con un aumento de 50X a nicles paralelos. Derecha: Misma inclusión enfocada con un aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	99
Figura 68: Izquierda: Vista de la familia a la cual pertenece la MI, la cual está encerrada en un círculo rojo. Microfotografía fue tomada con un aumento de 50X a nicles paralelos. Derecha: Misma inclusión enfocada con un aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	100
Figura 69: Izquierda: Ubicación de la inclusión estudiada, con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: Inclusión vista con un aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	100
Figura 70: Izquierda: Vista con aumento de 50X a nicoles paralelos de la inclusión estudiada, se puede observar que se ubica cerca de una fractura. Derecha: Inclusión vista con un aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	101
Figura 71: Izquierda: Ubicación de la inclusión en el cristal, vista con aumento de 50X a nicoles paralelos, se puede observar una fractura cerca. Derecha: La misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	101
Figura 72: Arriba: Zona donde se observan las 2 inclusiones estudiadas, donde a) es la inclusión 6.1.1 A, y b) es 6.1.1 B, la microfotografía fue tomada con un aumento de 50X a nicoles paralelos. Abajo, izquierda: Inclusión 6.1.1 A vista con un aumento de 100X a nicoles paralelos. Abajo, derecha: Inclusión 6.1.1 B vista con un aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	102

Figura 73: Izquierda: Inclusión observada con un aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: Misma inclusión observada con un aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	103
Figura 74: Izquierda: Inclusión vista con un aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: MI vista con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	103
Figura 75: Izquierda: Inclusión vista con un aumento de 50X a nicoles paralelos, se puede observar que se ubica cercana a una fractura en el borde del cristal. Derecha: Inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos.....	104
Figura 76: Izquierda: Inclusión vista con un aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: La misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	104
Figura 77: Izquierda: Inclusión vista con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: La misma inclusión observada con aumento de 100X a nicoles paralelos. ..	105
Figura 78: Izquierda: Zona donde se ubica la inclusión dentro del olivino, se puede observar que se encuentra cerca de su borde. La microfotografía se tomó con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: misma inclusión observada con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	105
Figura 79: Izquierda: Zona donde se ubica la inclusión dentro del olivino, se puede observar que la inclusión estudiada se encuentra enfocada, y la inclusión 41.1.2 se ve similar a una mancha puesto que está en un plano más profundo dentro del mineral. La microfotografía se tomó con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: misma inclusión observada con aumento de 100X a nicoles paralelos.....	106
Figura 80: Izquierda: Ubicación de la inclusión dentro del olivino, la microfotografía se tomó con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: misma inclusión observada con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	106
Figura 81: Izquierda: Ubicación de la inclusión dentro del olivino, se puede observar que la inclusión estudiada se encuentra enfocada. La microfotografía se tomó con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: La inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	107
Figura 82: Izquierda: Zona donde se encuentra la inclusión, la cual está encerrada en un círculo rojo, la microfotografía fue tomada con un aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: La misma inclusión vista con un aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	107
Figura 83:Izquierda: Inclusión vista con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: Misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	108
Figura 84: Izquierda: Microfotografía de la inclusión con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: Misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	108
Figura 85: Inclusión O3-44.3.1 vista con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	109
Figura 86:Izquierda: Inclusión vista con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: Misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	109
Figura 87: Microfotografía de la inclusión O3-45.2.1 con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	110
Figura 88: Izquierda: Vista de la inclusión con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: La inclusión observada con aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	110
Figura 89: Izquierda: Inclusión O3-49.1.1 vista con un aumento de 50X a nicoles paralelos, esta se encuentra encerrada en un círculo rojo. Derecha: La misma inclusión observada con un aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	111

Figura 90: Izquierda: Inclusión vista con aumento de 50X a nicoles paralelos (la inclusión se encuentra encerrada en un círculo rojo). Derecha: La misma inclusión observada con un aumento de 100X a nicoles paralelos. ....	111
Figura 91: Espectro Raman donde se pueden observar los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> . También se observan las hot bands a los costados de las bandas superior (v+) e inferior (v-). Para determinar la composición de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	112
Figura 92: Espectro Raman correspondiente a una composición de dióxido. Se pueden observar los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> . Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para comprobar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	112
Figura 93: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a los costados. Para determinar la composición de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	113
Figura 94: Espectro Raman correspondiente a una composición de dióxido. Se pueden observar los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> . Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para comprobar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	113
Figura 95: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados tienen tan poca intensidad que no se distinguen del ruido. Para determinar la composición de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	114
Figura 96: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para determinar la composición de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	114
Figura 97: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados tienen tan poca intensidad que no se distinguen del ruido. Para determinar la composición de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	115
Figura 98: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para determinar la composición de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	115
Figura 99: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados tienen tan poca intensidad que no se distinguen del ruido. Para determinar la composición de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	116
Figura 100: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para determinar la composición de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	116
Figura 101: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para determinar la composición de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	117
Figura 102: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para determinar la composición de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	117

Figura 103: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para determinar la composición de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	118
Figura 104: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados tienen tan poca intensidad que no se distinguen del ruido. Para determinar la composición de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	118
Figura 105: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para determinar la composición de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	119
Figura 106: Espectro Raman correspondiente a la composición de augita. Se pueden observar los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> . Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	119
Figura 107: Espectro Raman correspondiente a la composición de augita. Se pueden observar los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	120
Figura 108: Espectro Raman correspondiente a una composición intermedia entre dióxido y augita. Se pueden observar los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	120
Figura 109: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la composición de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	121
Figura 110: Espectro Raman correspondiente a una composición intermedia entre dióxido y augita. Se pueden observar los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	121
Figura 111: Espectro Raman correspondiente a una composición intermedia entre dióxido y augita. Se pueden observar los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	122
Figura 112: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	122
Figura 113: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido	

presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	123
Figura 114: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), además de las hot bands que están a sus costados. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). .....	123
Figura 115: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	124
Figura 116: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	124
Figura 117: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	125
Figura 118: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	125
Figura 119: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands se observan a sus costados, pero son apenas distinguibles. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). .....	126
Figura 120: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	126
Figura 121: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	127
Figura 122: Espectro Raman correspondiente a una composición de dióxido, con un peak de baja intensidad a los 960 cm <sup>-1</sup> correspondiente a apatito. Se pueden observar también los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). .....	127
Figura 123: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands se observan a sus costados, pero son apenas distinguibles. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). .....	128
Figura 124: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino, se pueden observar también los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). .....	128

Figura 125: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino. Se pueden observar también los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	129
Figura 126: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino. Se pueden observar también los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	129
Figura 127: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino, se pueden observar también los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	130
Figura 128: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino. Se pueden observar también los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-), además de un peak en 660 cm <sup>-1</sup> y otro en 1011 cm <sup>-1</sup> que podrían corresponder a algún sulfato hidratado o fosfato. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	130
Figura 129: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), solamente se observa una hot band, debido al ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	131
Figura 130: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino. Se pueden observar también los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-) pero de una intensidad muy baja en comparación a la señal del cristal, además de un peak en 640 cm <sup>-1</sup> y otro en 918 cm <sup>-1</sup> , que podrían corresponder a algún sulfato. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	131
Figura 132: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino. Se pueden observar también los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	132
Figura 133: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino. Se pueden observar también los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	132
Figura 134: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino. Se pueden observar también los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	133

Figura 135: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. No se pueden observar claramente los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> . Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	134
Figura 136: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), solamente se observa una hot band, debido al ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	134
Figura 137: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	135
Figura 138: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. No se pueden observar claramente los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 y 1400 cm <sup>-1</sup> . Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	135
Figura 139: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	136
Figura 140: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), solamente se observa una hot band, debido al ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	136
Figura 141: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar también los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	137
Figura 142: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	137
Figura 143: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. No se pueden observar los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> . Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	138
Figura 144: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), solamente se observa una hot band, debido al ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	138
Figura 145: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar también los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	139
Figura 146: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), solamente se observa una hot band, debido al ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	139

Figura 149: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. No se pueden observar los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> . Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.....	140
Figura 150: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	140
Figura 151: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar también los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	141
Figura 152: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	141
Figura 153: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	142
Figura 154: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	142
Figura 155: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. No se pueden observar los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> . Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.....	143
Figura 156: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	143
Figura 159: Espectro Raman correspondiente a una composición entre epoxy y forsterita. No se pueden observar los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> . Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. ....	144
Figura 160: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	144
Figura 161: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. No se pueden observar los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> . Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.....	145
Figura 162: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	145

Figura 167: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar también los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	146
Figura 168: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	146
Figura 169: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar también los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	147
Figura 170: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	147
Figura 171: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar también los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	148
Figura 172: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	148
Figura 173: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , además se pueden apreciar peaks presentes en 640 y 1112 que no corresponden a la composición de forsterita, sino que podría corresponder a algún fosfato. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	151
Figura 174: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	151
Figura 175: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , además se pueden apreciar un peak en 1112 que podría corresponder al espectro de la berlinita (AlPO <sub>4</sub> ). Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003). ....	152
Figura 176: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).....	152

Figura 177: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar 2 peaks presentes en  $638\text{ cm}^{-1}$  y  $1112\text{ cm}^{-1}$  que podrían corresponder a algún fosfato. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. .... 153

Figura 178: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003). .... 153

Figura 179: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar 3 peaks presentes en  $640\text{ cm}^{-1}$ ,  $918\text{ cm}^{-1}$  y  $1112\text{ cm}^{-1}$  que podrían corresponder a algún fosfato. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. .... 154

Figura 180: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003). .... 154

Figura 181: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar 2 peaks presentes en  $640\text{ cm}^{-1}$  y  $1112\text{ cm}^{-1}$  que podrían corresponder a algún fosfato. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. .... 155

Figura 182: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003). .... 155

Figura 183: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar 2 peaks presentes en  $918\text{ cm}^{-1}$  y  $1112\text{ cm}^{-1}$  que podrían corresponder a algún fosfato. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. .... 156

Figura 184: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003). .... 156

Figura 185: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. .... 157

Figura 186: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-). Para determinar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003). .... 157

Figura 187: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar los peaks de  $\text{CO}_2$  entre los  $1200\text{ cm}^{-1}$  y  $1400\text{ cm}^{-1}$ . Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003). .... 158

Figura 188: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-). Para determinar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003). .... 158

Figura 189: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> . Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).	159
Figura 190: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-). para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).	159
Figura 191: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar un peak en 917 cm <sup>-1</sup> . Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.	160
Figura 192: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-). Para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).	160
Figura 193: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar los peaks de CO <sub>2</sub> entre los 1200 cm <sup>-1</sup> y 1400 cm <sup>-1</sup> , además de dos peaks en 917 cm <sup>-1</sup> y 1112 cm <sup>-1</sup> que podrían pertenecer a un sulfato hidratado. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).	161
Figura 194: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-). Y para determinar la presencia de CO <sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).	161
Figura 195: Puntos medidos en el olivino O1-05 y en la inclusión O1-05.1.1	165
Figura 196: Puntos medidos en el olivino O1-06 y en la inclusión O1-06.1.3	166
Figura 197: Puntos medidos en el olivino O1-12 y en la inclusión O1-12.1.1 b.	167
Figura 198: Puntos medidos el olivino O1-21 y en la inclusión O1-21.1.1	168
Figura 199: Puntos medidos en el olivino O2-06 y en la inclusión O2-06.2	169
Figura 200: Puntos medidos en el olivino O2-07 y en la inclusión O2-7.5.1	170
Figura 201: Puntos medidos en el olivino O2-08 y en la inclusión O2-8.3.1	171
Figura 202: Puntos medidos en el olivino O2-10 y en la inclusión O2-10.1.1	172
Figura 203: Puntos medidos en el olivino O2-14 y en la inclusión O2-14.1.1	173
Figura 204: Puntos medidos en el olivino O2-22 y en la inclusión O2-22.1.1	174
Figura 205: Puntos medidos en el olivino O3-02 y en la inclusión O3-2.1.1	175
Figura 206: Puntos medidos en el olivino O3-06 y en la inclusión O3-6.2.1	176
Figura 207: Puntos medidos en el olivino O3-18 y en la inclusión O3-18.2.1	177
Figura 208: Puntos medidos en el olivino O3-25 y en la inclusión O3-25.2.1	178
Figura 209: Puntos medidos en el olivino O3-26 y en la inclusión O3-26.1.1 B	179
Figura 210: Puntos medidos en el olivino O3-36 y en la inclusión O3-36.1.1	180
Figura 211: Puntos medidos en el olivino O3-41 y en la inclusión O3-41.1.2	181
Figura 212: Puntos medidos en el olivino O3-44 y en la inclusión O3-44.2.1	182
Figura 213: Puntos medidos en el olivino O3-45 y en la inclusión O3-45.1.2	183
Figura 214: Puntos medidos en el olivino O3-46 y en la inclusión O3-46.1.1	184
Figura 215: Puntos medidos en el olivino O3-49 y en la inclusión O3-49.1.1	185

# 1. Introducción

## 1.1 Presentación

La formación del cordón orogénico de los Apeninos está relacionada a la subducción de la litósfera Jónica-adriática bajo la placa Euroasiática. Esta orogenia ha migrado en el tiempo desde la cuenca del océano Liguriano hasta la actual península italiana, así también, su actividad volcánica, ya que se generaron cuatro provincias magmáticas durante el periodo que abarca desde el Cretácico tardío hasta el Holoceno: Corsica, Toscana, Romana y Lucaniana (Avanzinelli et al., 2009).

Sin embargo, datos GPS y paleomagnéticos recientes muestran una disminución gradual de los procesos de subducción de la región (Mattei et al., 2007), y sugieren que la convergencia entre África y Eurasia es absorbida actualmente por el movimiento de la microplaca Adriática, que se desplaza hacia el NNE en relación con Eurasia, provocando entonces una tasa de extensión en los Apeninos de 3-5 mm/año orientado NE-SW (Hunstad et al., 2003). Sin embargo, Devoti et al. (2011) plantean que el frente de compresión al norte de Sicilia es el que absorbe la mayor parte de la convergencia africana-europea con una tasa de 1,5 mm/año (Devoti et al. 2008).

El monte Vesubio es el único volcán activo de Europa continental. Se ubica en la costa oeste de Italia, en la región de Campania, aproximadamente en los 40°49' N y 14°25' E, 18 Km al E de la ciudad de Nápoles. Es conocido por sus erupciones plinianas, particularmente por la erupción del 79 d. C que destruyó las ciudades de Pompeya y Herculano. Sin embargo, el volcán ha tenido 7 erupciones plinianas y subplinianas más, además de múltiples eventos efusivos y semipersistentes. El último período eruptivo comenzó con la erupción subpliniana de 1631 y finalizó con la erupción de 1944 (Aulinas et al., 2008).

La forma del volcán se relaciona con la actividad explosiva y efusiva que ha tenido el área los últimos 39 mil años. Los eventos plinianos de hace 18 mil años (Pomice di Base) destruyeron al monte Somma, antiguo volcán, generando una caldera dentro de la cual se formó el volcán actual, dando paso al complejo Somma-Vesubio (Cioni et al., 1999).

Cerca de dos millones de personas viven a menos de 20 Km del cráter del Vesubio, y un millón de ellos habita la ciudad de Nápoles. Considerando el peligro geológico que caracteriza a los volcanes y sus redes de drenaje, la alta exposición urbana, y la alta vulnerabilidad relacionada al tipo de construcción, esta área se convierte en una de las zonas con mayor riesgo volcánico del mundo.

Se debe considerar además que las erupciones explosivas fueron precedidas por períodos tranquilos que duraron cientos a miles de años, y estos periodos se han ido acortando con el tiempo (Cioni et al., 2003), por lo que la posibilidad de que se produzca una erupción con un índice de explosividad importante en el corto plazo es alta.

## 1.2 Formulación del Problema

La erupción de 1906 fue clasificada como estromboliana violenta por Barsotti et al. (2015) y tuvo dos fases importantes, una fase paroxística y una segunda fase caracterizada por emisión de cenizas que pudo verse afectada por la interacción entre magma y fluidos externos. Además, según Scandone et al. (2007), las erupciones estrombolianas del volcán fueron causadas por episodios de ascenso rápido de magma, que empujaron el líquido almacenado en los reservorios someros y provocaron el fracturamiento del edificio volcánico, alcanzando la superficie con el complemento de volátiles, produciendo así flujos de lava rápidos y fuentes de lava kilométricas (Scandone y Giacomelli, 2008). Esto coincide con las conclusiones de Marianelli et al. (2005), que sugieren que las últimas erupciones del volcán, ocurridas durante el período entre 1631 y 1944 fueron alimentadas por magma almacenado a profundidades someras dentro del edificio volcánico; sin embargo, Cannatelli et al. (2016b), analizando inclusiones vítreas de fenocristales de lavas de 1906, obtuvieron profundidades de reservorios magmáticos a 7,5-10 Km y 25-30 Km, sugiriendo la participación de un reservorio mucho más profundo.

Las erupciones más estudiadas han sido las plinianas y las subplinianas, y se tiene un registro escaso de las erupciones menos explosivas del volcán, que son esenciales para obtener un registro completo que ayuden a modelar los procesos magmáticos. Por esta razón, se hace importante complementar los datos de la actividad eruptiva del volcán con métodos que no han sido aplicados aún.

Las inclusiones vítreas son pequeñas gotitas de magma que son atrapadas en irregularidades de cristales durante su crecimiento dentro de una cámara magmática, su tamaño puede variar entre 1-100  $\mu\text{m}$  (Sorby, 1858), y estas conservan información de la composición del líquido magmático a partir del cual se formaron. Hasta la fecha, los estudios de inclusiones vítreas de lavas de la erupción de 1906 se centran en mediciones de inclusiones homogéneas utilizando microsonda electrónica (EMP), espectroscopía infrarroja con transformada de Fourier (FTIR), espectroscopía de masas de iones secundarios (SIMS), y espectroscopía de masas con plasma acoplado con ablación láser como sistema de introducción inductiva (LA-ICPMS). No se han realizado estudios que utilicen espectroscopía Raman en el análisis de burbujas de inclusiones vítreas en productos de esta erupción. Los estudios de los volátiles de dichas burbujas podrían ayudar a comprender la composición volátil del magma a partir del cual se formaron, así como a determinar de forma aproximada la mínima profundidad en la cual las inclusiones fueron atrapadas, y, por ende, la profundidad de los reservorios magmáticos, que está directamente relacionada con la composición volátil del magma, y, por ende, al tipo de erupción que se puede generar.

El complejo Somma-Vesubio hizo erupción por última vez en 1944, finalizando un período de actividad continua que había comenzado en 1631. Desde entonces, se ha mantenido hasta la fecha sólo con actividad fumarólica y sísmica. El conocimiento de la historia y del estado presente del volcán además de su sistema de alimentación es esencial para predecir el tamaño y/o estilo de una futura erupción y sus precursores, lo que se convierte en información importante considerando que 600.000 personas viven en las laderas del volcán (Aulinas et al., 2008).

## **1.3 Objetivos**

### **1.3.1 Objetivo General**

Calcular la profundidad de los reservorios magmáticos que dieron origen a la erupción de 1906 del volcán Vesubio a través del estudio de inclusiones vítreas presentes en los fenocristales de sus lavas.

### **1.3.2 Objetivos Específicos**

- Determinar la composición y la concentración de los gases presentes en las burbujas de las inclusiones vítreas.
- Determinar la composición de los magmas que dieron origen a la erupción a través del estudio de las inclusiones homogéneas y homogenizadas.
- Determinar las condiciones de presión y la profundidad a la que se encontraban los reservorios de magma que dieron origen a las lavas de 1906.

## 2. Marco Geológico

### 2.1 Marco Geodinámico

La estructura actual de los Apeninos deriva de la convergencia entre África y Eurasia (Figura 1), que durante el Terciario ocurrió a una tasa de 1-2 cm/año, con un total de 400-500 Km de acortamiento (Dewey et al., 1989). Durante este tiempo, la litósfera Jónica-Adriática subdujo continuamente hacia el oeste y hacia el norte debajo de la placa Euroasiática. Este proceso generó el cierre progresivo de las cuencas oceánicas intermedias del mesozoico, pertenecientes al dominio del océano Tetis y también generó la formación de un cinturón orogénico complejo y arqueado (cordillera Apénica-Magrebí), junto con la formación de cuencas extensionales de trasarco (cuenca Tirreno-Liguro-Provenzal). Actualmente, es probable que la colisión continental esté activa en la sección de Cerdeña-Sicilia (Devoti et al., 2008), lo que es consistente con los datos sísmicos obtenidos por Chiarabba et al. (2005) en el norte y sur de Sicilia.

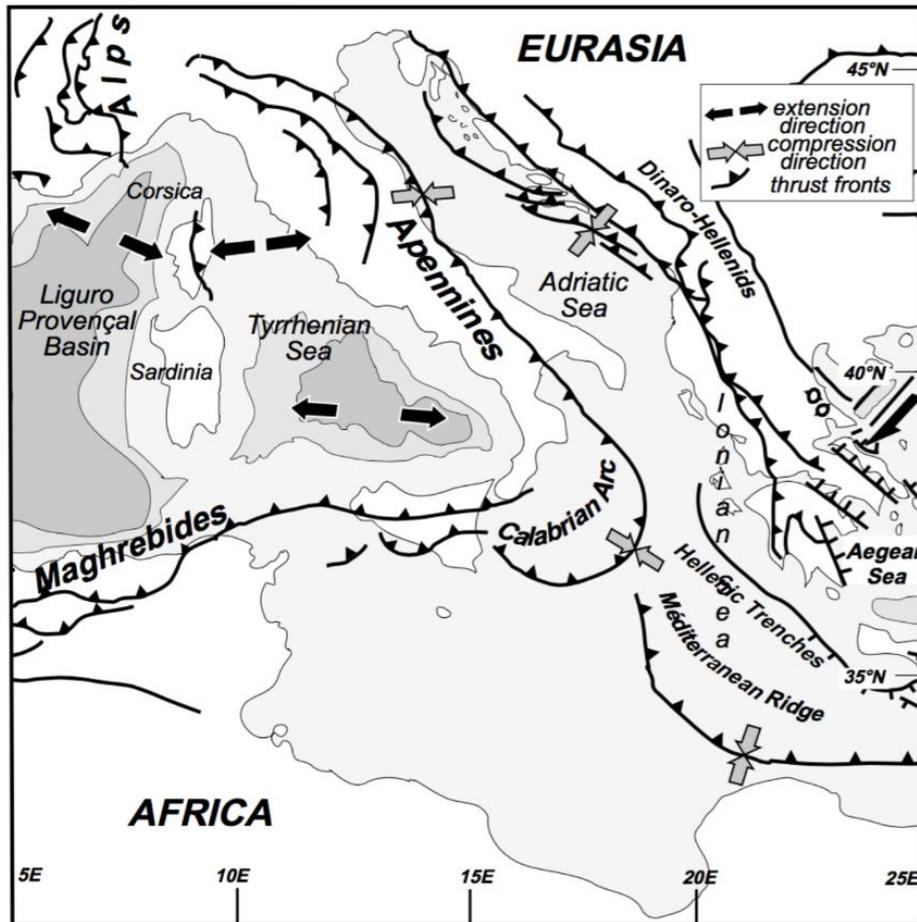


Figura 1: Mapa geológico esquemático del Mediterráneo Central con los principales cinturones orogénicos arqueados y cuencas extensionales de trasarco. De Mattei et al. (2004).

La convergencia entre África y Eurasia y la subducción relacionada de la litósfera Jónica-Adriática resultó en la formación de los cinturones Alpino-Apeninos. La evidencia geológica principal de esta convergencia es la formación de depósitos siliciclásticos de gran espesor en las cuencas de antearco y el metamorfismo de alta presión y baja temperatura en la parte interna de la cuña orogénica (Jolivet et al., 1998).

La orogenia Apenina ha migrado en el tiempo, los primeros depósitos siliciclásticos se formaron en el norte de los Apeninos durante el Cretácico tardío en la cuenca del océano Liguriano, y posteriormente fueron deformados durante el Cretácico tardío a Eoceno temprano, formando un prisma de acreción que aflora desde Córcega hasta la península itálica (Treves, 1984; Carmignani et al., 1994). Desde el Oligoceno en adelante, las cuencas de antearco migraron hacia el este, ubicándose en el antepaís de Apulia durante el Neógeno. Durante el Cuaternario las cuencas de antearco migraron hacia el antepaís del Adriático y posteriormente su depositación cesó, además, se produjo subducción tipo “rollback” (retroceso de la placa inferior) de la placa Jónica, lo que fue expresado por un progresivo desplazamiento de la cuenca Bradánica en dirección sudeste, al sur de los Apeninos (Tropeano et al., 2002), y por el frente de cabalgamiento apenínico, que actualmente se encuentra costa afuera, en el mar Jónico (Doglioni et al., 1999).

El “rollback” de la placa Jónica-Adriática causó la formación de las cuencas de trasarco Liguro-Provenzal y Tirreno (Malinverno y Ryan, 1986), y simultáneamente, la deriva del bloque de Córcega-Cerdeña hacia el este (Van der Voo, 1993; Speranza et al., 2002). Los procesos de “rifting” y deriva de Córcega-Cerdeña estuvieron relacionados con el retroceso de la placa Jónica hacia el sudeste y estuvo acompañado por volcanismo en Cerdeña (~32 Ma) y en Provenza y continuó hasta hace ~14 ka en el suroeste de Cerdeña (Beccaluva et al., 2013; Lustrino et al., 2004). Luego de que cesara la deriva de Córcega-Cerdeña, la extensión del trasarco continuó en el sur del mar Tirreno, con la formación de dos subcuencas: la cuenca Vavilov con una edad entre ~4,3 y 2,6 Ma, y la cuenca Marsili con una edad menor a 2 Ma (Marani y Trua, 2002; Nicolosi et al., 2006). En el norte del mar Tirreno la extensión litosférica causó la formación de cuencas sedimentarias durante el Neógeno, las cuales están orientadas N-S a NW-SE, mientras que en el mar Tirreno occidental estas secuencias sedimentarias son del Mioceno inferior y presentan fallas normales rumbo N-S que mantean hacia el este. En la región de Umbria, las cuencas se formaron durante el Pleistoceno, y la tectónica extensional aún está activa, con fallas normales rumbo NW-SE que mantean hacia el oeste (Jolivet et al., 1998; Colletini et al., 2006).

### **2.1.1 Tectónica y cinemática actual**

Investigaciones de geodesia satelital, distribución de sismicidad, datos geológicos, estructurales y paleomagnéticos sugieren que la subducción y extensión del trasarco ya no están activos como sí lo estuvieron durante el Neógeno y Pleistoceno (D’Agostino y Selvaggi, 2004; Goes et al., 2004; Mattei et al., 2007).

Por otra parte, los datos de GPS de Italia señalan que, la convergencia actual entre Eurasia y Nubia (Placa africana excluyendo la región al este del rift) es de aproximadamente 5-6 mm/año y está orientada al NO (Figura 2) (Sella et al., 2002; D’Agostino & Selvaggi, 2004; Mattei et al., 2004). Estudios de sísmica y de tectónica han

sugerido recientemente que la forma en que la convergencia se absorbe a lo largo del margen entre las dos placas es extremadamente compleja, dada la coexistencia de compresión y deformación extensional a lo largo de un área que comprende desde el norte de África hasta Grecia, y afecta también a la península itálica (McKenzie, 1972; Goes et al., 2004). Debido a la baja o nula sismicidad de algunas áreas se ha sugerido la presencia de microplacas cinemáticamente independientes entre Eurasia y África. En particular, la distribución de sismos (Anderson y Jackson, 1987) y datos geodésicos recientes (Ward, 1994; D'Agostino y Selvaggi, 2004; Goes et al., 2004) muestran que la región del Adriático se mueve actualmente al NE con respecto a Eurasia, y tiene un movimiento independiente en relación con las placas Nubia y europeas.

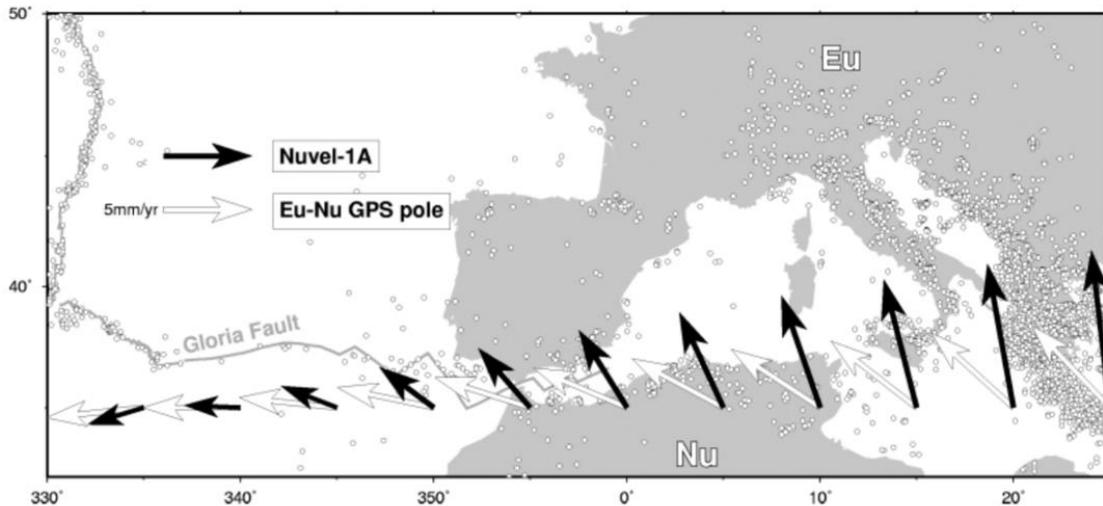


Figura 2: Vectores de Velocidades de convergencia predichas por el modelo Nuvel-1A y el polo de rotación REVEL GPS (Sella et al., 2002; D'Agostino y Selvaggi, 2004). Se observan discrepancias significativas en las direcciones de convergencia y las magnitudes predichas por los dos modelos en el Mediterráneo central, sugiriendo un cambio reciente en las condiciones cinemáticas. Los círculos pequeños representan sismos corticales (profundidad <50 Km) con Magnitud mayor a 4 ocurridos entre los años 1980 y 2003.

Estos resultados son consistentes con los datos geológicos y paleo-magnéticos, que muestran una desactivación gradual de los frentes de compresión de los Apeninos, la disminución gradual de los procesos de subducción en la región italiana y el final de los procesos de curvatura de los Apeninos del norte y el Arco de Calabria (Mattei et al., 2004; Cifelli et al., 2007; Mattei et al., 2007). Según Avanzinelli et al. (2017) la convergencia entre África y Eurasia es absorbida actualmente por el movimiento de la microplaca adriática, en lugar de por subducción de la litósfera adriático-jónica (Figura 3). En cambio, Devoti et al. (2011) plantea que el frente de compresión al norte de Sicilia absorbe la mayor parte de la convergencia africana-europea.

Al mismo tiempo, datos geodésicos muestran que el área del Adriático es cinemáticamente independiente del área de Los Apeninos, que muestra vectores de velocidad orientados NNW con respecto a Eurasia. Los estudios de deformación basados en la triangulación geodésica muestran que la región de los Apeninos está actualmente sujeta a una tasa de extensión de aproximadamente 3-5 mm/año orientado NE-SW (Hunstad et al., 2003), que es consistente con los estudios de mecanismo focal y la distribución de los principales terremotos históricos e instrumentales.

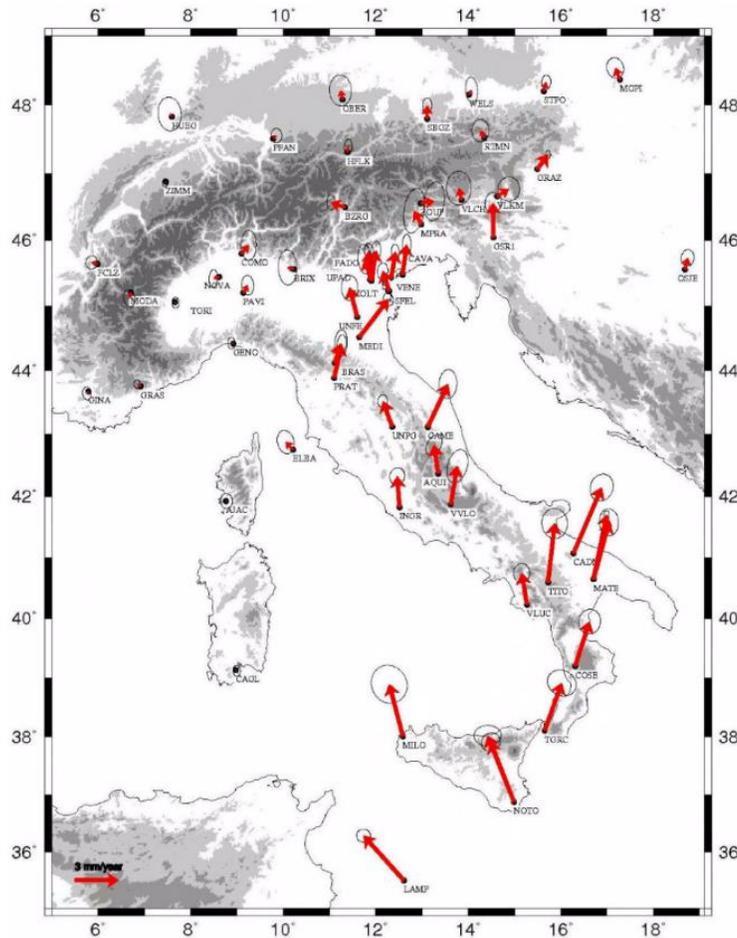


Figura 3: Velocidades GPS relativas a Eurasia de estaciones continuas en Italia (D'Agostino y Selvaggi, 2004; Conticelli et al., 2010).

D'Agostino et al. (2008), en base a observaciones GPS y de vectores de deslizamiento sísmico sugieren que la cinemática de la región Adriática está controlada por la presencia de dos microplacas: Adria (correspondiente al norte de la región Adriática) y Apulia (correspondiente al sur del Adriático, regiones jónicas y de Iblea). Las rotaciones opuestas (en sentido antihorario para Adria y en sentido horario para Apulia) de estas dos microplacas respecto a Europa pueden explicar el patrón de deformación actual en la región central del Adriático. Por su parte, Devoti et al. (2011) analizaron campos de velocidad GPS y reconocieron patrones de variación a gran escala (100 Km aprox.) que controlan la extensión general de los Apeninos y caracterizan el estilo de deformación de la costa adriática; y asociaron las deformaciones existentes a una compleja estructura litosférica debajo de la zona de subducción de los Apeninos, en particular la presencia de ventanas o "slab windows" en la placa (desprendimiento de placa o delaminación litosférica), y posibles ascensos de manto que hacen que la superficie se deforme con variaciones laterales en el campo de velocidades del orden de 1 mm/año.

La estructura litosférica de esta zona fue estudiada por Panza et al. (2007), quienes integraron datos geofísicos, petrológicos y geoquímicos para inferir tres tipos de

procesos que gobiernan el movimiento de la litósfera en la península itálica: delaminación litosférica en el norte y centro de los Apeninos; transición desde desprendimiento de placa a subducción en el sur de los Apeninos; y retroceso de placa junto con delaminación litosférica y flujos astenosféricos a través de las ventanas de la placa bajo el arco de Calabria. Además, indican que la corteza posee un espesor aproximado de 20 Km bajo la mayoría de los volcanes continentales italianos, incluyendo los volcanes Roccamonfina, campos Flégreos, Vesubio, Vulture, Stromboli, Vulcano, Lipari, Etna y Ustica; siendo de 23 Km bajo los campos Flégreos y el Vesubio, y de 17 Km bajo el volcán Stromboli. En cuanto a la cuña del manto de la zona, esta presenta una velocidad de 4,2 Km/s bajo los volcanes Vesubio y campos Flégreos, y la estratificación bajo esta cuña es consistente con la presencia de una placa litosférica subducida (placa Jónica-Adriática).

Devoti et al. (2008) aplican un modelo cinemático simple en base a observaciones GPS para estimar un patrón de subducción a lo largo de los Apeninos, identificando al menos cuatro segmentos litosféricos diferentes, con distintos espesores, composiciones y velocidades. La tasa de subducción obtenida es generalmente positiva, y varía entre 0 y 5 mm/año desde el norte de los Apeninos hasta el arco de Calabria, siendo negativa en la sección al sur de los Apeninos. Este comportamiento cinemático podría representar el final de la evolución de una zona de subducción. Sus resultados demuestran que la tasa de subducción no es igual a la tasa de convergencia, ya que la subducción se hace presente incluso si la placa inferior diverge respecto a la placa superior, como es el caso del norte y centro apenínico. Solamente al norte de Sicilia se obtuvo evidencia de convergencia, con una tasa de subducción de 1,5 mm/año, mientras que en el arco de Calabria se obtuvo una tasa de subducción de 5 mm/año, y en los Apeninos del norte una tasa de 0,9 mm/año.

## **2.2 Marco geológico regional**

### **2.2.1 Los Apeninos del Sur**

Los Apeninos del sur son una faja plegada y corrida producida por la deformación del margen pasivo africano-apuliano. Se ubican en las cercanías del límite convergente entre las placas Africana y Euroasiática, su dirección es NW-SE y se elevan hasta los 2.200 msnm.

Se han reconocido cuatro cinturones anchos en el área de la faja plegada y corrida, los cuales, de este a oeste tienen las siguientes características (Pescatore et al., 1999):

- Sucesiones caracterizadas por facies basales a marginales, que van desde el Cretácico al Mioceno y se extienden tectónicamente sobre los depósitos del Plio-Pleistoceno.
- Sucesiones caracterizadas por facies de aguas poco profundas, basales y plataforma marginal, que van desde el Triásico Medio hasta el Mioceno ("unidades de Lagonegro"), sobreyaciendo las anteriores.
- Sucesiones de la plataforma de carbonato del Triásico a Mioceno ("unidades de la plataforma apenínica"), sobreyaciendo las unidades de Lagonegro.

- Sucesiones de aguas profundas del Jurásico-Cretácico a Mioceno (unidades que contienen ofiolitas y cuñas silicilásticas asociadas), afloramiento a lo largo del cinturón del Tirreno y el límite Calabria-Lucania, sobreyaciendo las unidades de la plataforma apenínica.

Todas estas unidades se encuentran tectónicamente en la plataforma de Apulia, que está cubierta por depósitos del Plioceno al Pleistoceno. Su geología se muestra en la Figura 4:

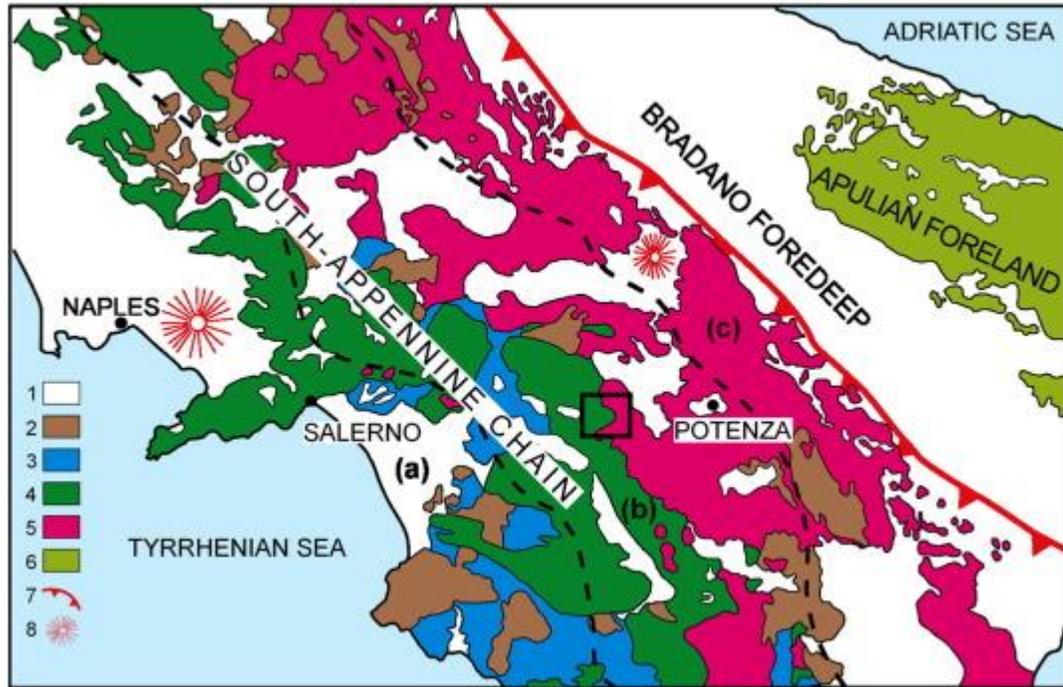


Figura 4: Mapa esquemático del sur de los Apeninos. Leyenda: 1) Depósitos clásticos Plio-cuaternarios y volcánicos, 2) Depósitos sintectónicos del Mioceno, 3) Unidades con ofiolitas del Cretácico-Oligoceno, 4) Carbonatos de aguas someras de la plataforma de los Apeninos del Mesozoico-Cenozoico, 5) Sucesiones marinas someras del Triásico medio-tardío a Mioceno y sucesiones marinas profundas de las unidades Lagonegro, 6) Carbonatos de aguas someras del Mesozoico-Cenozoico de la plataforma Apuliana, 7) Falla inversa en el frente de la cadena, 8) volcanes. De Giano et al. (2018).

### 2.2.2 Rocas potásicas alcalinas y la Región Mediterránea Central

El área mediterránea central se caracteriza por un magmatismo alcalino-potásico que se ha desarrollado desde el Oligoceno hasta el presente, con la última erupción de magmas con leucita ocurrida en el Vesubio en 1944. Washington (1906) agrupó los complejos volcánicos en tres regiones magmáticas diferentes en función de sus características mineralógicas y petrográficas, estas son: Toscana, Romana y Apuliana. Avanzinelli et al. (2009) agruparon las rocas volcánicas potásicas asociadas al área, integrando la división propuesta por Washington (1906) además de las relaciones geocronológicas, resultando en una división de cuatro provincias magmáticas: Corsa, Toscana, Romana y Lucaniana. La provincia magmática Corsa es la más occidental, con productos magmáticos pertenecientes a complejos volcánicos que poseen un rango

composicional desde ultrapotásico libre de leucita hasta calco-alcalino con alto contenido en K, de edad Mioceno-Plioceno (Figura 5).

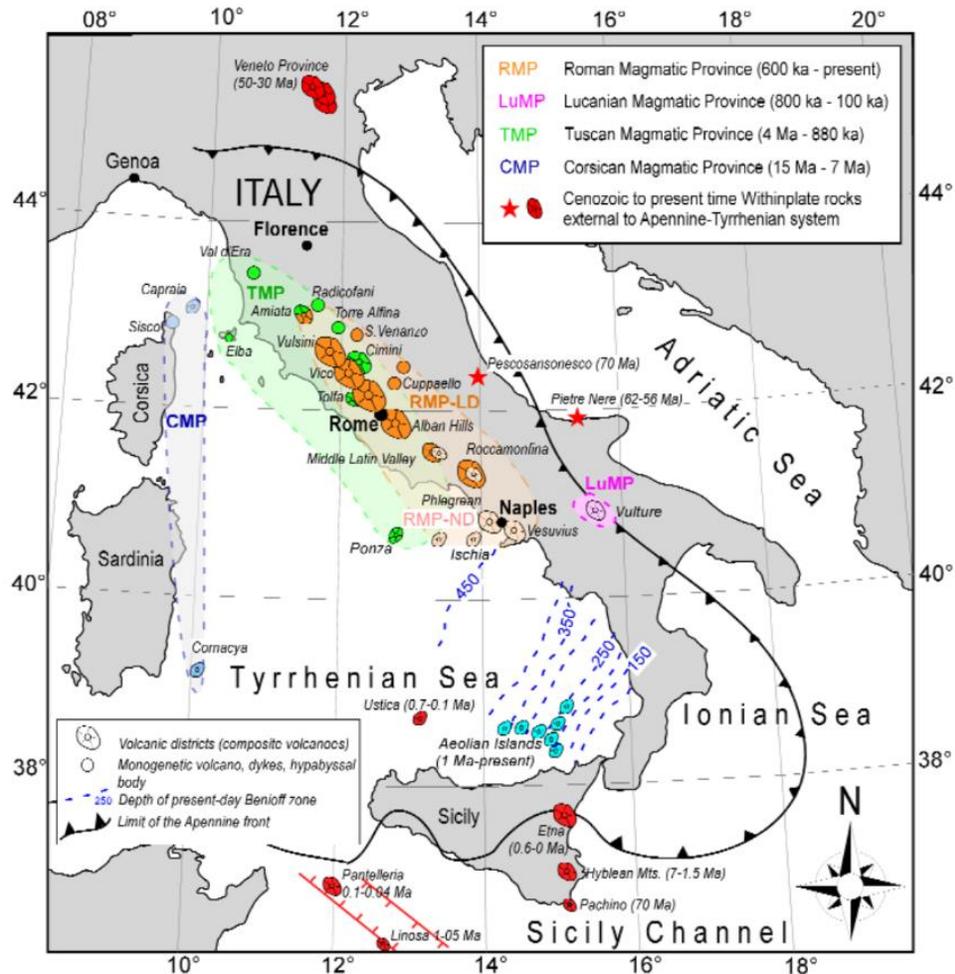


Figura 5: Distribución de afloramientos ultrapotásicos en Italia y sus rocas asociadas en el Mediterráneo central (Tomado de Avanzinelli et al., 2017).

Durante el Plioceno el volcanismo migró hacia el este para formar la provincia magmática Toscana que se desarrolló en la península italiana durante el Pleistoceno. Los productos magmáticos están libres de leucita y se asocian con rocas ígneas extrusivas de composición shoshonítica y calco-alcalina de edades similares. Una mayor migración del volcanismo hacia el sureste durante el Pleistoceno produjo un emplazamiento de rocas ultrapotásicas insaturadas en sílice que contienen leucita, dando lugar a la formación de la provincia magmática Romana, que en algunos sectores están asociadas a productos magmáticos shoshoníticos a calco-alcalinos más jóvenes; la actividad volcánica de esta provincia alcanza el Holoceno en su parte más meridional, en el área Napolitana, donde se destaca un grupo de cuatro volcanes con actividad volcánica histórica (Conticelli et al., 2004), siendo uno de ellos el volcán Vesubio. En cuanto a la provincia magmática Lucaniana, es la más oriental, y presenta una asociación de rocas ultrapotásicas con haüynita-leucita del Plioceno (Peccerillo, 2005; De Astis et al., 2006).

También se ha registrado lava carbonatítica en las cercanías del Volcán Monticchio, durante sus etapas finales (Stoppa et al., 2008).

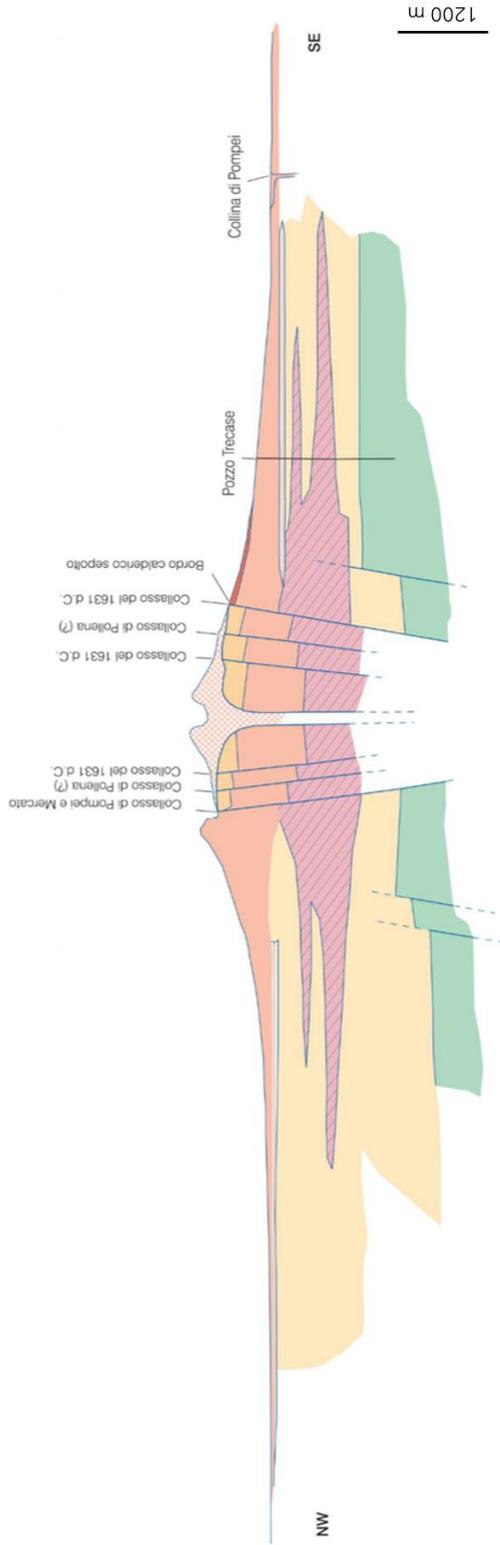
Según Schiano et al. (2008) los productos de las erupciones de los campos Flégreos y del Vesubio presentan un alto contenido de K que se debe probablemente a la presencia de flogopita en sus fuentes mantélicas. Un mecanismo simple mediante el cual la flogopita pasa a ser parte de un magma en un arco es la interacción de peridotitas de la cuña del manto con una fase rica en H<sub>2</sub>O que asciende desde la corteza oceánica subducida, dentro del campo de estabilidad de la flogopita. Dependiendo de la geoterma específica de la zona de subducción, la formación de flogopita puede lograrse de dos formas, una de ellas es por interacción con líquidos acuosos y metasomatismo y otra es por interacción con fundidos silicatados hidratados e hibridación. A profundidades intermedias a someras, los fluidos acuosos son derivados de la deshidratación de fases libres de K (debido a la estabilidad extendida de mica potásica). Estos fluidos podrían entonces actuar como agentes metasomáticos para la generación de magmas calco-alcalinos como aquellos registrados en inclusiones vítreas en Stromboli y Vulcano. A mayores profundidades, los fluidos o fundidos ricos en K son liberados desde la corteza oceánica subductante durante procesos de deshidratación o de fusión. Ascenden para producir en el manto suprayacente flogopita o anfíbol rico en K, que posteriormente pueden contribuir a volcanismo potásico similar al del Vesubio y campos Flégreos.

## **2.3 Marco Geológico Local**

### **2.3.1 Complejo Somma-Vesubio**

Se ubica al sur de Los Apeninos, en la provincia de Campania, aproximadamente en los 40°49' N y 14°25' E, 18 Km al E de la ciudad de Nápoles. Es un estratovolcán que alcanza una altura de 1281 msnm, está compuesto por un edificio antiguo que colapsó en forma de caldera, llamado monte Somma, y un cono reciente, el Vesubio, que creció dentro de la caldera después de la erupción del 79 d. C. Sus productos son de composición potásica a ultrapotásica, y exhibe una basta variabilidad desde casi saturados en sílice (nefelina normativa <5%) hasta insaturados en sílice (leucita normativa). A continuación, se presenta una sección esquemática del complejo Somma-Vesubio, perteneciente a la Carta Geológica de Italia.

SEZIONE SCHEMATICA DEL COMPLESSO SOMMA-VESUVIO



-  Lave e piroclastiti posteriori all'eruzioni del 1631 d.C.
-  Lave e piroclastiti comprese tra le eruzioni del 79 d.C. e del 1631 d.C.
-  Depositi dell'eruzione del 79 d.C. (Pompei)
-  Lave e piroclastiti del Monte Somma
-  Depositi dell'Ignimbrite Campana
-  Lave e piroclastiti precedenti l'Ignimbrite Campana
-  Depositi vulcanoclastici marini e continentali del Graben Campano
-  Carbonati mesozoici

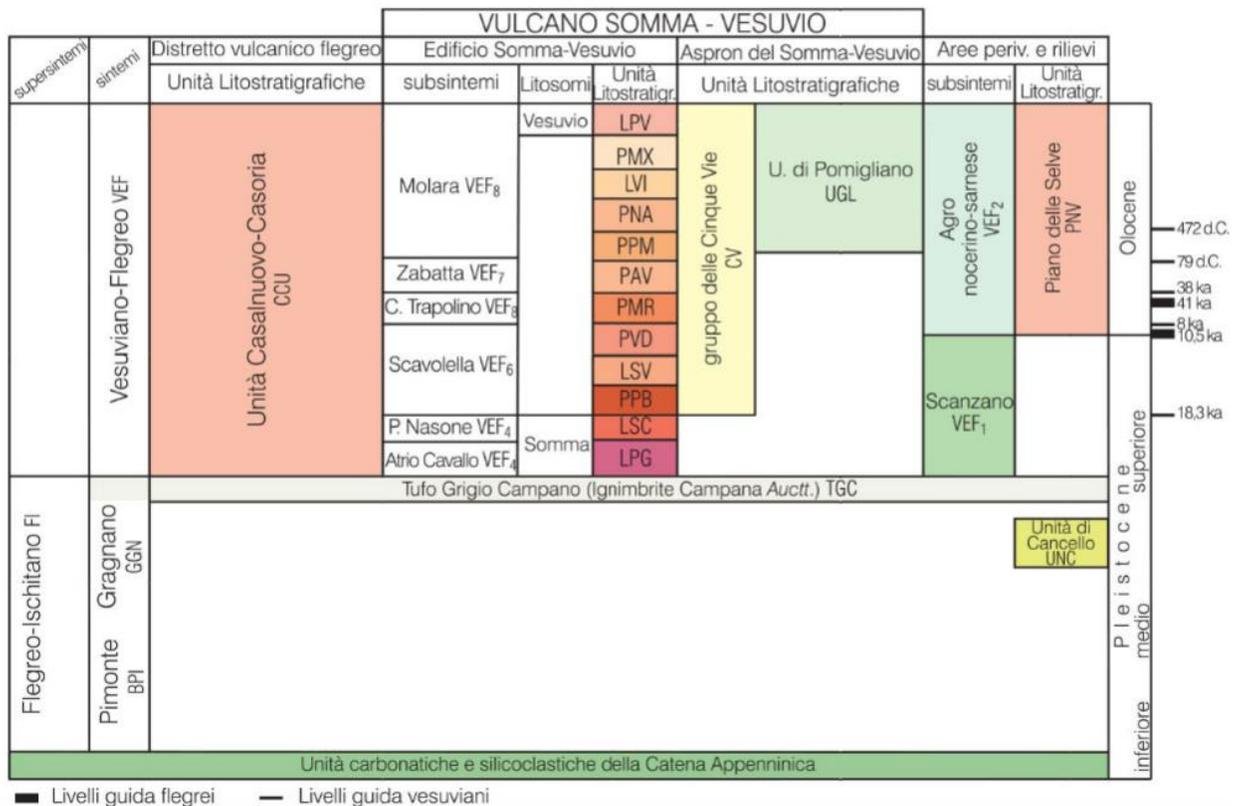


Figura 6: Arriba: Sección del complejo Somma-Vesubio, escala 1:60.000. Abajo: estratigrafía del complejo Somma-Vesubio y alrededores. De Servizio Geológico D'Italia.

De acuerdo con los análisis de los depósitos volcánicos del Vesubio realizados por P. Marianelli y R. Cioni, y los análisis de radiocarbono efectuados por G. Calderoni, se describieron las unidades litoestratigráficas del complejo Somma-Vesubio, los cuales se exhibieron en la Carta Geológica de Italia, y se observan a continuación:

- Lavas y piroclastos del valle del gigante (**LPG**): 39,3 ka a 18,3 ka. Depósitos de escoria y coladas de lava litificadas, con pátinas de alteración marrón-rojizo. Se tienen depósitos masivos en el techo, con matriz cinerítica que contiene grandes bloques de lava y al menos dos depósitos de caída cineríticos estratificados con abundantes líticos enrojados.
- Lavas y escorias de Cognoli (**LSC**): 39,3 ka a 18,3 ka. Coladas de lava de diferente porfiricidad en alternancia con estratos de escoria no consolidada, que se vuelven más frecuentes hacia el techo de la formación. Se presentan depósitos de escoria soldada con algunas intercalaciones de coladas de lava finas. Composición muy variable: de tefrita-fonolítica con leucita a fonolita-tefrítica, de K-latita a K-basalto.
- Pomici di base (**PPB**): 18.300 ± 130 a. Estratos masivos cineríticos de espesores métricos, contienen pómez blanca y gris-verdosa, y escasos líticos de lava, clasificados como depósitos de flujo piroclástico (PPBc). Brecha masiva, de matriz cinerítica, rojiza, con abundantes bloques de lava en el interior y escasos fragmentos juveniles más densos. Alcanza espesores de 70-80 m en el sector

occidental del volcán (Brecha de Pollena-Molara, PPBb). Depósitos de caída compuestos de lapilli pumícea y escoria de espesores métricos, blancas y grises claro en la base, cubierta con piedra pómez afírica oscura con microvesículas, constituyen un marcador estratigráfico regional. Los líticos son principalmente de lavas con carbonatos subordinados. En el techo de la sucesión hay algunos depósitos de caída que consisten en líticos enrojecidos y alterados y pocos juveniles. Composición traquítica-latítica.

- Lavas y escorias del Valle S. Severino (**LSV**): 18,3 ka a 16,1 ka. Coladas de lava afaníticas (LSVa), conectadas con los depósitos a lo largo de la fractura Vallone S. Severino-Zennillo. Otros centros emisores están presentes en el sector noroeste (Valle de Pollena) y en el sector sudoeste (Camaldoli della Torre). Además, existen bancos de escoria (LSVb) vinculados a la actividad de los sistemas excéntricos. Composición latítica.
- Pomici Verdoline (**PVD**): Edad  $^{14}\text{C}$  16130  $\pm$  110 a B.P. Estratos cineríticos de espesores métricos que se presentan de forma masiva y en estratificación cruzada, con relación variable entre juvenil y lítico, se clasifican como depósitos de flujos piroclásticos (oleadas y flujos piroclásticos, PVDb). Estratos de lapilli pumícea de espesores métricos de color gris a marrón verdoso, afírico a subafírico en sanidina y piroxeno, con vesiculación variable, con abundantes líticos tanto de lavas como de carbonatos referibles a depósitos de caída (PVDa) que constituyen un marcador estratigráfico regional. Composición traquítica.
- Piroclastos de Mercato (**PMR**): Edad  $^{14}\text{C}$  8010  $\pm$  35 B.P. Estratos cineríticos masivos con abundante pómez clara, a veces superpuestos para formar secuencias que alcanzan espesores de varias decenas de metros, con un aumento visible en el contenido de fragmentos líticos, se clasifica como un depósito de flujos piroclásticos con cenizas y pómez (PMRb). También existen tres estratos superpuestos de espesores métricos formados por lapilli pumícea microvesicular blanca, afírica, con escasos líticos, los cuales aumentan hacia el techo, clasificados como depósitos de caída (PMRa). En alternancia con los estratos pumíceos, se reconocen tres niveles cineríticos masivos, rosáceos, de grosor centimétrico a decimétrico. Los tres niveles de pómez constituyen un marcador estratigráfico regional. Composición fonolítica.
- Piroclastos de Avellino (**PAV**): Edad  $^{14}\text{C}$  3530  $\pm$  40 B.P. Depósito de flujo y oleada piroclástica (PAVb) formado por estratos de ceniza en estratificación cruzada, con estructuras de dunas bien desarrolladas y depósitos cineríticos menores masivos con pómez blanca y gris en el interior, de espesores que van de 1 a 10 m. Depósito de caída (PAVa) compuesto de lapilli de pómez de espesor métrico, blanco en la base y gris en el techo con pómez porfírica, con fenocristales de sanidina, piroxeno y biotita, constituyen un marcador estratigráfico regional. Los líticos son más abundantes en la mitad superior del depósito, siendo los fragmentos de lava más abundantes en la parte blanca y los fragmentos de carbonato y skarn más abundantes en la parte gris. Composición: de fonolita a tefrita-fonolita.
- Piroclastos de Pompei (**PPM**): 79 d.C. Flujos de piroclastos de metros a decenas de metros de espesor, masivos y con estratificación cruzada, con gradación inversa de los componentes líticos, matriz pumícea cinerítica, que contiene bombas pumíceas y bloques líticos. En el sector sureste del volcán se ubica una brecha peculiar con elementos líticos prevalentes canalizados en algunos

paleovalles. En el sector sur del volcán existen depósitos de caída, con estratos reconocibles de lapilli con pómez blanca en la base y gris en el techo. Las pómez tienen fenocristales de sanidina, piroxeno y biotita. Los líticos son más abundantes en la porción más alta del depósito, siendo los fragmentos de lava más abundantes en la parte blanca y los fragmentos de carbonato más abundantes en la parte gris. Composición: de fonolita a tefritas fonolíticas.

- Piroclastos de Pollena (**PNA**): 472 d.C. Depósitos de flujos de piroclasto (PNA<sub>b</sub>), con estratos cineríticos de espesores finos a decamétricos, tanto masivos como en estratificación cruzada con una relación variable entre material juvenil y lítico. Depósitos de caída (PNA<sub>a</sub>) compuestos por estratos de lapilli pumíceo-escoriáceos de color gris verdoso, porfíricos con fenocristales de sanidina, piroxeno y biotita, de espesor métrico. La alternancia del tamaño de sus partículas es frecuente, lo que le da al depósito una apariencia estratificada. Hay abundantes líticos tanto de lava como de carbonato, a veces con pátina de alteración rojiza. Composición: de tefra-fonolita leucítica a fonolita-leucítica.
- Lavas y piroclastos de la Villa Inglese-San Pietro (**LVI**): 472 d.C - 1631 d.C. Lavas de color gris oscuro, desde afírica a porfírica con pequeños cristales de piroxeno y leucita (LVI<sub>a</sub>); a menudo flujos superpuestos separados por depósitos de escoria. Principalmente composición tefrítica-fonolítica. En las proximidades de los respiraderos eruptivos se reconoce escoria suelta (LVI<sub>b</sub>). Depósitos de caída (LVI<sub>c</sub>) conformados por lapilli escoriácea negra, afíricos o subafíricos, a veces pedogenizados, con escasa cantidad de depósitos líticos. Se reconocen al menos quince erupciones diferentes, seis de las cuales, tienen una amplia dispersión, y cuyos depósitos alcanzan espesores métricos en las laderas del volcán. Composición tefrítica a tefrítica-fonolítica.
- Piroclastos de S. Giuseppe Vesuviano (**PMX**): 1631 d.C. Estratos masivos de espesores métricos, con matriz cinerítica rica en cristales de leucita y biotita de color rosa grisáceo que contienen lapilli escoriáceo, altamente porfírico con leucita, sanidina, biotita y abundantes líticos de lava, clasificados como flujos piroclásticos. En el sector oriental del volcán se puede reconocer un estrato de espesores decimétricos de lapilli escoriácea, con fenocristales de leucitas, sanidinas y biotitas, gris claro en la base y gris oscuro en el techo, con abundante lava, carbonato, skarn y cúmulos de líticos (depósito piroclástico de caída que constituye un marcador stratigráfico). Composición de tefrítica a tefri-fonolítica.
- Lavas y piroclastos del Vesubio (**LPV**): 79 d.C a la actualidad. La formación agrupa las lavas y piroclastos emitidos desde la erupción de 1631 d.C hasta 1944 d.C. Las lavas (LPV<sub>a</sub>) generalmente tienen textura porfírica debido a la presencia de fenocristales de leucita y piroxeno. Hay dos lavas cordadas y en bloque con niveles de escoria en la base y en el techo. Composición principalmente tefri-fonolítica. También se mapearon los estratos de escorias vinculadas a la actividad de los vents excéntricos (LPV<sub>b</sub>) de 1760, 1794 y 1861. Se consideran los depósitos de caída de piroclastos de las erupciones de 1822 (LPV<sub>c</sub>), 1906 (LPV<sub>d</sub>) y 1944 (LPV<sub>e</sub>), que consisten en estratos de lapilli escoriáceos con diversos grados de porfiricidad (biotita en 1822 y 1906, piroxeno y leucita en 1944). Entre los depósitos de la erupción de 1944, se mapearon depósitos de cenizas grises (LPV<sub>i</sub>), cenizas amarillentas litificadas (LPV<sub>h</sub>), depósitos de deslizamientos sin-

eruptivos (LPVg) y depósitos de escoria soldada (LPVf). La composición va de tefrítica a tefri-fonolítica.

### 2.3.2 Estructuras

En los Apeninos del Sur, se ubican fallas normales de alto ángulo, orientadas NW-SE, que mantean ya sea al este o al oeste. Observaciones de terreno y datos sísmológicos muestran que el terremoto de Irpinia, que tuvo una magnitud de 6.5 ocurrió a lo largo de una falla normal orientada NW-SE que mantea hacia el este (Westaway y Jackson, 1984; Pantosti et al., 1993). Mientras que, algunas de las cuencas extensionales intermontanas más importantes del Cuaternario están limitadas por fallas normales orientadas NW-SE que mantean hacia el oeste.

En cuanto al monte Somma-Vesubio, Bianco et al. (1998) sugieren que los análisis del mecanismo focal y de deslizamiento de fallas indican que el volcán Somma-Vesubio está afectado por fallas de deslizamiento oblicuo NW-SE, NE-SW y por fallas normales de tendencia E-W. La cámara responsable de las erupciones subplinianas fue formada dentro del área delimitada por fallas normales de tendencia E-W. Mientras que las erupciones fisurales posteriores a 1631 ocurrieron a lo largo de los principales segmentos de falla de deslizamiento oblicuo.

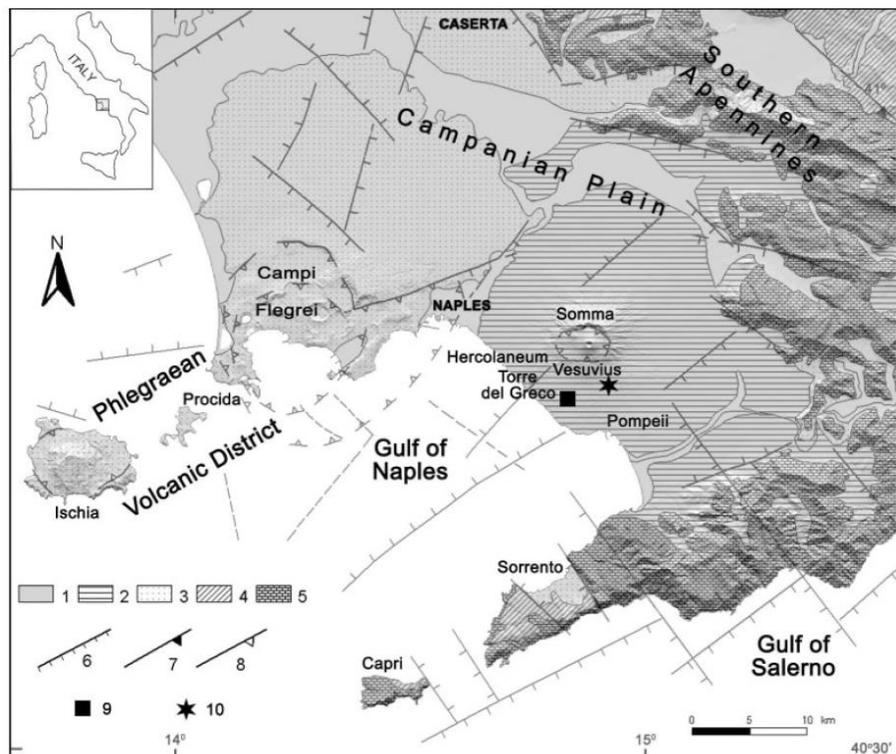


Figura 7: Esquema geológico y estructural del sur de la planicie de Campania. Leyenda: 1) Cuaternario y sedimentos terrígenos activos; 2) Depósitos volcánicos del Somma-Vesubio; 3) Depósitos volcánicos flegreos, y de Isquia y Procida; 4) Sedimentos terrígenos del Plioceno y Mioceno; 5) Unidades carbonáticas del Mesozoico; 6) Fallas normales; 7) Fallas inversas; 8) Borde de calderas; 9) Pozo de Camaldoli della Torre; 10) pozo de Trecase. De Di Renzo et al. (2007).

## 2.4 Actividad Eruptiva del Volcán

El Somma-Vesubio es un estratovolcán formado por un volcán antiguo, llamado monte Somma, cuya actividad finalizó con el colapso de su edificio volcánico hace 18.300 años, formando una caldera en el proceso, y por un volcán más joven, que creció dentro de esta (Vesubio) (Santacroce, 1987; Santacroce et al., 2005).

El volcán está ubicado en la planicie campaniana, la cual ha sido afectada por intenso volcanismo los últimos 600 mil años (Ballini et al., 1989; Scandone et al., 1991). El complejo volcánico se formó después de la erupción Ignimbrita Campana, la cual fue datada utilizando  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , obteniéndose una edad de 39 mil años (De Vivo et al., 2001). Algunos investigadores asocian como fuente de este depósito a la caldera de los campos Flégreos (Rosi y Sbrana, 1987; Fisher et al., 1993); mientras que Rolandi et al., 2003 proponen que la Ignimbrita Campana fue alimentada por erupciones fisurales que ocurrieron a través de fallas tectónicas preexistentes, las cuales se habrían reactivado producto de la subsidencia del basamento carbonáceo a lo largo de un sistema de fallas orientadas NE-SW hace 39 mil años.

La actividad más antigua del volcán se caracteriza principalmente por emisiones de flujos de lava entre los 39 y 20 mil años de antigüedad, según muestras obtenidas en una perforación en Camaldoli della Torre, correspondiente a depósitos volcánicos ubicados en la ladera sur del volcán, cerca del pueblo Torre del Greco (Di Renzo et al., 2007).

Durante los últimos 20 mil años, el Somma-Vesubio se ha caracterizado por tener erupciones plinianas y sub-plinianas, y periodos de actividad semipersistente caracterizados por efusiones de lava y erupciones explosivas de baja energía (Santacroce et al., 1987). El último periodo de baja energía comenzó con la erupción de 1631 y terminó con la erupción de 1944. Las erupciones Pomici di Base ( $18.300 \pm 180$  años), Pomici di Mercato ( $8.010 \pm 40$  años), Pomici di Avellino ( $3.780 \pm 70$  años) y Pomici di Pompei (79 d. C) fueron eventos plinianos. Y las erupciones Pomici Verdoline ( $16.130 \pm 110$  años), Pollena (472 d. C) y de 1631 se consideran eventos sub plinianos (Cioni et al., 2003). En la figura 8 se puede apreciar el cronograma de dichas erupciones.

La actividad del volcán se hizo más frecuente después de la erupción Pomici di Avellino, con al menos 8 erupciones explosivas y algunos flujos de lava antes de la erupción Pomici di Pompei (Di Renzo et al., 2007). Esto demuestra que los periodos tranquilos que precedieron a las erupciones plinianas se fueron acortando los últimos 3.500 años, siendo antes dichos periodos de siglos a milenios.

La historia eruptiva ha sido dividida en 3 periodos principales en base a datos petrológicos. El periodo más antiguo abarca desde hace 39 a 9 mil años, y se caracteriza por emisiones de lava ligeramente subsaturada (basalto potásico a latita potásica) y rocas piroclásticas (k-latita a k-traquita). El segundo periodo abarca desde hace 9 mil años hasta el año 79 d. C, en el cual la composición del magma varió desde k-fonolita-tefrita a k-fonolita. El tercer periodo y más joven se extiende desde el año 79 d. C hasta el año 1944 y se ha caracterizado por emisiones de magma altamente insaturado, desde tefrita leucítica a fonolita leucítica (Santacroce et al. 1983; Ayuso et al. 1998; Santacroce y Sabana. 2003; Di Renzo et al. 2007).

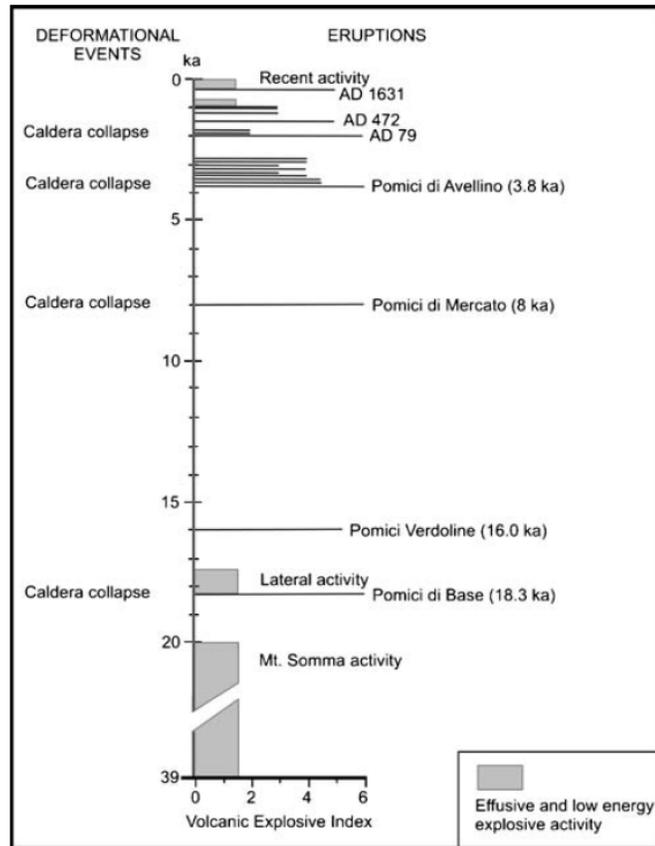


Figura 8: Cronograma de la historia volcánica y deformacional del volcán Somma-Vesubio. De Aulinas et al. (2008).

El sistema magmático de este volcán está caracterizado por reservorios profundos y someros. Análisis hechos en inclusiones vítreas de olivinos y diópsidos por Belkin et al. (1985), Marianelli et al. (1995), (1999), (2005) y Lima et al. (2003) sugieren la existencia de un reservorio magmático rico en volátiles ubicado en la corteza, entre los 8 y 20 Km de profundidad, ahí los magmas primarios cristalizan y se diferencian. Dichos resultados coinciden con estudios sísmicos que identificaron una capa horizontal, regionalmente extensa, de baja velocidad, cuya parte superior se ubica a 8 Km de profundidad bajo el volcán (Auger et al., 2001), y coinciden también con los resultados de Civetta et al. (2004), quienes realizaron estudios geofísicos y mineralógicos en la zona, planteando la presencia de un reservorio profundo bajo el Vesubio que se extiende discontinuamente hasta los 20 Km. De Natale et al. (2006) y Zollo et al. (1998) por su parte, a partir de resultados de análisis sísmicos y petrológicos proponen la existencia de un sill magmático localizado cerca de los 10-12 Km de profundidad que probablemente involucra una gran parte de la planicie Campaniana.

Desde este reservorio (entre los 8 y 20 Km de profundidad) el magma asciende para formar cámaras entre 8 y 4 Km dentro del basamento carbonático del mesozoico, y a profundidades menores antes de la actividad de baja energía (Santacroce et al. 1983; Fulignati et al. 1998; Marianelli et al. 1999). Por consiguiente, para las erupciones Pomici di Avellino y Pomici di Pompei se han estimado profundidades de 8 Km (Balcone-Boissard et al., 2012) y 7,5 Km (Balcone-Boissard et al., 2008) respectivamente, mediante el estudio de volátiles de inclusiones vítreas. Mientras que para la erupción Pollena (472 d.

C) se ha propuesto un reservorio ubicado a profundidades de 3,5-4,5 Km por medio del estudio de H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub> de inclusiones vítreas (Fulignati y Marianelli, 2007); en cuanto a la erupción de 1944 se han propuesto reservorios ubicados entre los 3 y 4 Km (Fulignati et al., 2004), y otros ubicados a los 3 y 11-22 Km (Marianelli et al., 1999).

También se han propuesto profundidades para las fuentes magmáticas que dieron origen a la erupción de 1906. Cannatelli et al. (2016b), a partir del estudio de inclusiones vítreas atrapadas en fenocristales de lavas de esta erupción, obtuvieron profundidades de reservorios magmáticos ubicados a 7,5-10 Km y a 25-30 Km. Y Cigolini (2007) obtuvo profundidades de un posible reservorio a 9-10 Km, mediante el estudio de inclusiones vítreas de depósitos piroclásticos.

En la siguiente figura, (Figura 9) se puede observar un resumen de los distintos reservorios propuestos por los autores anteriormente nombrados.

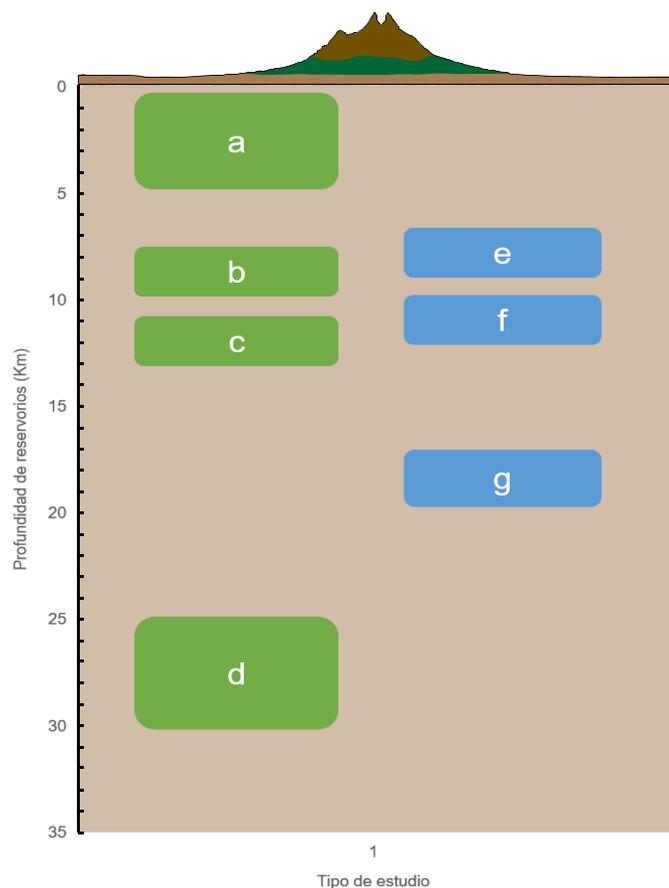


Figura 9: Esquema de las distintas profundidades de los reservorios magmáticos bajo el Vesubio obtenidos en estudios previos. Los reservorios esquematizados de color verde representan estudios que utilizaron inclusiones vítreas para su determinación, mientras que los reservorios esquematizados de color azul representan estudios que se llevaron a cabo mediante sismología. a) Reservorios ubicados a menos de 5 Km de profundidad, propuestos por Fulignati et al. (2004), Fulignati y Marianelli (2007), Marianelli et al. (1995), Marianelli et al. (1999) y Lima et al. (2003). b) Reservorios ubicados entre los 8 y 10 Km, propuestos por Cannatelli et al. (2016) y Cigolini (2007). c) Reservorios ubicados entre los 11 y 13 Km, enunciados por Marianelli et al. (1999) y Lima et al. (2003). d) Reservorio ubicado entre los 25 y 30 Km, propuesto por Cannatelli et al. (2016). e) Reservorio ubicado bajo los 8 Km, propuesto por Auger et al. (2001). f) Reservorio emplazado entre los 10 y 12 Km de profundidad, propuesto por De Natale et al. (2006) y Zollo et al. (1998). g) Reservorio presente hasta los 20 Km de profundidad enunciado por Civetta et al. (2004).

La erupción 1906 fue clasificada por Barsotti et al. (2015), como estromboliana violenta, y obtuvieron las siguientes etapas:

- Fase inicial de intensos flujos de lava, desde la cima o a lo largo de las fracturas abiertas en las laderas del Vesubio.
- Una fase paroxística (estromboliana violenta) que duró desde horas hasta días, y consistió en episodios únicos o repetidos de plumas convectivas sostenidas a una altura de un kilómetro alimentadas por potentes fuentes de lava. (Fase I)
- Emisión intensa de cenizas, formando columnas, dispersadas por vientos de nivel bajo y que duraron varios días o semanas. Esta fase pudo verse afectada por la interacción entre magma y fluidos externos. (Fase II)

Durante la fase I se formó una columna eruptiva con una altura entre 5500 y 6000 m, e inclinada respecto al cráter, con una distancia horizontal entre 3000 y 4000 m. Durante la fase II la columna tuvo una altura promedio de 3500 m, mientras que su flexura a favor del viento varió entre los 600 y 2000 m. Dicha erupción duró 18 días, desde el 4 hasta el 21 de abril, y su dinámica mostró una variabilidad típica correspondiente a su tipo. La caída de material grueso afectó principalmente al sector NE del volcán, cubriendo las ciudades de Ottaviano y San Giuseppe Vesuviano (Figura 10); murieron 216 personas y 112 personas resultaron heridas producto del colapso de los tejados (Chester y Duncan, 2007). Las únicas muertes que se produjeron debido a los flujos de lava ocurrieron en Boscotrecase.

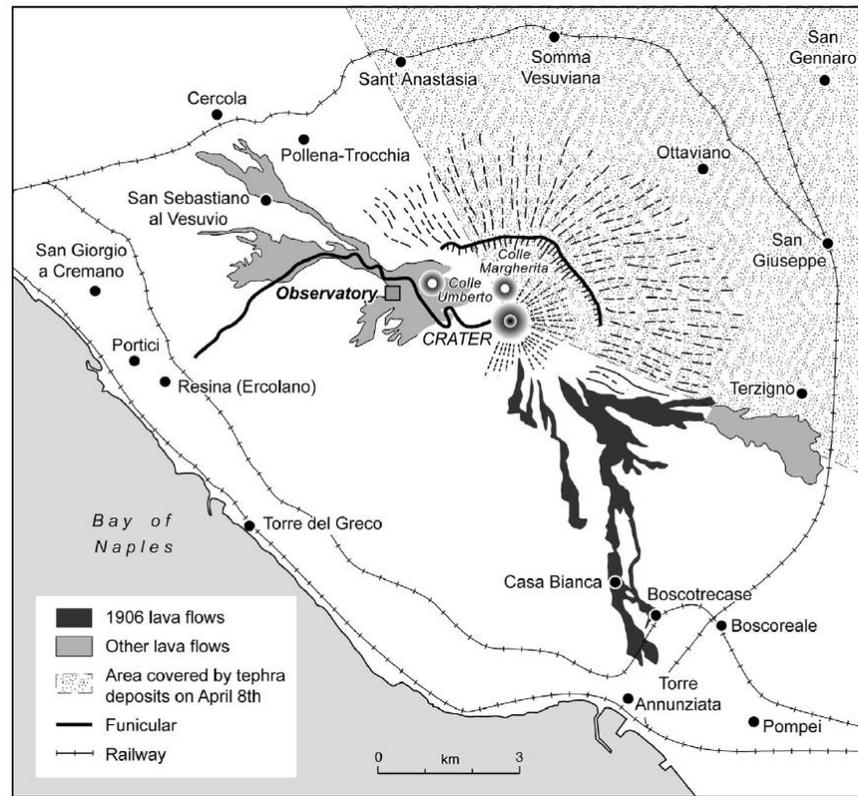


Figura 10: Mapa que muestra los productos de la erupción de 1906. De Chester et al. (2015).

## 3. Metodología de trabajo

### 3.1 Trabajo en Laboratorio

#### 3.1.1 Fundamentos teóricos del trabajo con Inclusiones Vítreas

Las inclusiones vítreas o MI (por su sigla en inglés) son pequeñas gotitas de magma que fueron atrapadas dentro de los cristales en las irregularidades de sus paredes o en defectos durante su crecimiento dentro de una cámara magmática (Sorby, 1858). Su tamaño varía entre 1-100  $\mu\text{m}$  y pueden contener cantidades variables de cristales, vidrio y/o vapor.

Las inclusiones vítreas tienen la capacidad de preservar información sobre la composición de un sistema magmático, incluso sobre el contenido volátil pre-eruptivo que se pierde durante la diferenciación magmática o desgasificación, ya que quedan encapsuladas en cristales relativamente incompresibles, formando un sistema cerrado, permitiendo así estudios de la evolución de un magma desde su formación hasta su ascenso a la superficie (Cannatelli et al., 2016a).

El estudio de las inclusiones vítreas comenzó con los trabajos de Sorby (1858) y Zirkel (1873) quienes las describieron y realizaron interpretaciones desde un punto de vista geológico, reconociendo su potencial para la comprensión del origen de las rocas ígneas. Algunas técnicas de estudio como la microsonda electrónica requieren que las inclusiones vítreas se encuentren homogéneas, es decir, que su composición sea solamente de vidrio, y muchas veces las inclusiones vítreas presentan más de una fase (cristales y/o burbujas), en cuyo caso es necesario homogenizarlas aumentando la temperatura del mineral hospedante. Barrabé y Deicha (1956) fueron los primeros en realizar esta técnica con éxito en inclusiones vítreas de cuarzo. Desde otra perspectiva, la escuela rusa realizó una contribución esencial al estudio de inclusiones vítreas, en la cual Yermakov desarrolló la primera platina para homogenizar inclusiones en 1950, y fue implementada por (Dolgov y Bazarov, 1965). Cerca de 1970 la comunidad investigadora de inclusiones fluidas comenzó a aplicar las inclusiones vítreas para el estudio de rocas volcánicas (Sobolev y Kostyuk, 1975) y de rocas lunares (Roedder y Weiblen, 1970), además de investigar sus orígenes y métodos de trabajo (Clocchiatti, 1975; Roedder, 1979).

Roedder (1984) clasificó las inclusiones vítreas en tres categorías dependiendo de su origen, estas pueden ser primarias, pseudo-secundarias y secundarias. Las inclusiones primarias son aquellas que son atrapadas durante el crecimiento del cristal, las pseudo-secundarias son atrapadas en fracturas que se cierran antes de que el cristal termina de crecer, y las secundarias se forman en fracturas después de que el cristal ha terminado de crecer. En la comunidad de investigadores de la petrología ígnea se consiente que tanto las inclusiones primarias como pseudo-secundarias se pueden considerar como primarias, ya que fueron atrapadas durante el crecimiento del cristal, y mantienen las características del magma del cual se formaron (Cannatelli, et al., 2016a).

Las inclusiones vítreas en rocas volcánicas suelen presentarse homogéneas (compuestas de vidrio), con una o más burbujas de gas y/o con una o más fases minerales. Mientras más lenta sea la tasa de enfriamiento, más probable es que el fundido dentro de la inclusión recristalice, como se puede observar en el esquema de la Figura 11 (Roedder, 1979, 1984; Lowenstern, 1995; Student y Bodnar, 1999; Frezzotti, 2001; Kamenetsky y Kamenetsky, 2009). Además, las inclusiones más grandes cristalizan más rápido que las pequeñas a una tasa de enfriamiento dada. Student y Bodnar (1999) notaron que la composición del fundido afecta el proceso de cristalización, siendo este proceso favorecido por aquellos fundidos saturados en H<sub>2</sub>O.

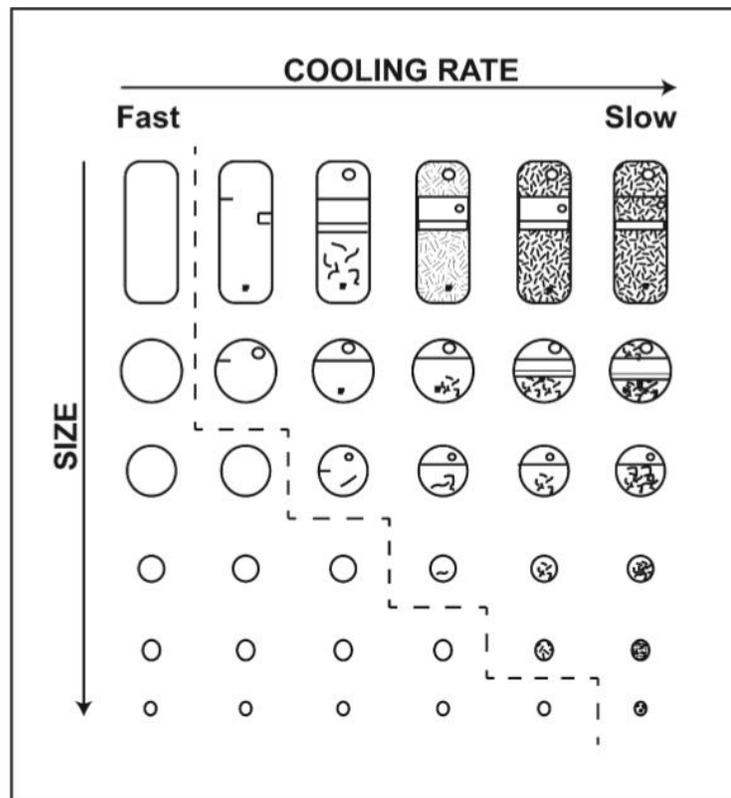


Figura 11: Diagrama esquemático en el cual se muestra los efectos de la tasa de enfriamiento y el tamaño en la nucleación y crecimiento de fases minerales y volátiles dentro de inclusiones vítreas. Obtenido de Roedder (1984).

Para precisar si el fundido que rodeaba al cristal estuvo saturado en volátiles durante el atrapamiento, la presencia de una burbuja y su relación Volumen de burbuja/Volumen de SMI es una observación relevante (Roedder, 1979). Si la razón Volumen de burbuja/Volumen de SMI es muy variable dentro de un grupo de inclusiones que fueron atrapadas al mismo tiempo, es posible que el fundido haya estado saturado en volátiles. En fundidos pobres en volátiles es frecuente observar una sola “shrinkage bubble” o burbuja de contracción, aunque algunas inclusiones parecen completamente homogéneas; en fundidos ricos en volátiles, la fase volátil puede estar presente dentro de una burbuja, la cual puede ser detectada utilizando espectroscopía Raman (Kamenetsky et al., 2007; Esposito et al., 2011; Hartley et al., 2014; Moore et al., 2015).

Las inclusiones vítreas entonces, pueden contener una burbuja debido al atrapamiento de magma heterogéneo, atrapando así la fase volátil además de la fase

fundida, o también, pueden desarrollar una burbuja después del atrapamiento. Existen diferentes procesos que culminan en la nucleación de una burbuja después del atrapamiento de una inclusión. Uno de estos procesos sugiere que una burbuja se puede formar debido a que el cristal y el fundido de la inclusión vítrea tienen contracciones térmicas diferentes durante el enfriamiento, generando así una “shrinkage bubble” o burbuja de contracción (Lowenstern, 1994). Un segundo proceso que puede generar una burbuja es la cristalización que puede ocurrir en la interfaz cristal hospedante/inclusión vítrea, después del atrapamiento y durante el enfriamiento, conocida como cristalización post-atrapamiento, generando una zona más densa que favorece la nucleación de una burbuja de vapor en fundidos ricos en volátiles (Steele-Macinnis et al., 2011). También, se puede generar una burbuja producto de la decrepitación y/o fuga de una inclusión vítrea y finalmente como producto de la difusión de elementos como el H hacia el mineral hospedante (Bucholz et al., 2013).

Para que el estudio de inclusiones vítreas sea válido, ellas deben encontrarse en familias de inclusiones vítreas (su sigla en inglés es MIA), ya que se forman bajo las mismas condiciones de presión y temperatura, y la información que entregan es similar; además deben seguir las reglas de Roedder (Cannatelli, et al., 2016a):

- Las MI deben haber sido atrapadas como una sola fase homogénea.
- Las MI, una vez atrapadas deben comportarse como un sistema isocórico cerrado.
- Después del atrapamiento, nada debe haber sido agregado o sacado de las MI.

Cuando no se puede asegurar que las inclusiones vítreas fueron atrapadas al mismo tiempo, se necesita ejecutar una descripción petrográfica detallada, que debe incluir el tamaño de la inclusión, forma, apariencia (presencia de burbuja y sus dimensiones, minerales hijos o atrapados), y en algunos casos el tamaño de la burbuja, y el porcentaje volumétrico de la burbuja dentro de la inclusión, como se puede observar en las descripciones de MI de Anderson y Brown (1993) y de Moore et al. (2015).

El índice Volumen burbuja/Volumen MI ayuda a discriminar aquellas inclusiones que generaron una burbuja de contracción de aquellas que fueron atrapadas junto con una fase volátil; Según Lowenstern (1994) el límite de tamaño para que una burbuja sea considerada como una burbuja de contracción es de 5 % vol. Mientras que Moore et al. (2015) calcularon el porcentaje de volumen de volátiles que se genera dentro de una inclusión según su composición y variación de temperatura, y obtuvieron valores entre 3 y 5 % vol. para MI atrapadas en olivino, y 1 % vol. para inclusiones formadas dentro de feldespatos. Por otro lado, Robidoux et al. (2018) observó que el contenido de agua de las burbujas de las inclusiones decrece linealmente en relación con el aumento de la razón Volumen burbuja/ Volumen SMI, lo que se puede deber a un efecto de deshidratación durante el enfriamiento natural de las inclusiones (Mironov et al., 2015), también, observó que las burbujas de contracción seguían este trend de hidratación inverso, y de manera isotermal (1150-1200°C). Esto fue contemplado solamente en burbujas de tamaño menor a 4 % vol. formadas en inclusiones de composición basáltica, que se encontraban atrapadas en olivino con alto porcentaje de forsterita. Sugiriendo que existe una diferencia en el % vol. entre una burbuja de contracción formada en una inclusión basáltica y una burbuja de contracción formada dentro de una inclusión basalto-

andesítica. Además, infiere que el volumen de una burbuja también puede interferir en la formación de sulfuros, sulfatos, carbonatos, etc. Lo cual se puede deber al aumento del área de la superficie donde ocurren las reacciones, o a que, gracias a la misma formación de la burbuja, disminuyan los enlaces dependientes de la presión y se favorezca la solubilidad del S y del Cl (Robidoux et al., 2018).

Lowenstern (1995) plantea que las inclusiones vítreas son una fuente de información importante relacionada a las profundidades mínimas donde se genera y evoluciona un magma, además nos puede indicar dónde un magma se satura de volátiles antes de una erupción.

Algunos análisis como la utilización de microsonda electrónica (EMP), requieren que las inclusiones se encuentren homogéneas para obtener resultados representativos (Cannatelli, et al., 2016a). Pero como no siempre se encuentran estos tipos de inclusiones, se hace necesario homogenizar aquellas que tienen recristalizaciones y/o burbujas, y la forma de hacerlo es calentando el cristal hasta que vuelva a tener sus inclusiones homogéneas, asumiendo que fueron atrapadas de esta forma. El análisis hecho mediante microsonda electrónica permite determinar la concentración de los elementos mayores y menores de las inclusiones, así como algunos volátiles, siendo el diámetro mínimo del haz de electrones de 1-2  $\mu\text{m}$ . También se puede utilizar SIMS para determinar la concentración de elementos traza, abundancia de elementos volátiles e isótopos radiogénicos; y ablación láser (LA-ICPMS) para determinar concentraciones de elementos traza y mayores.

Kawakami et al. (2003) investigaron la aplicabilidad de la espectroscopía Raman para determinar la densidad de  $\text{CO}_2$  en inclusiones fluidas, obteniendo una fórmula que relaciona la densidad con la separación entre dos bandas del espectro de  $\text{CO}_2$  obtenido. A partir de estos estudios, varios investigadores han medido la densidad de  $\text{CO}_2$  dentro de las burbujas de inclusiones vítreas utilizando espectroscopía Raman para obtener la concentración de  $\text{CO}_2$  en las inclusiones, y han calculado presiones de atrapamiento corrigiendo los valores obtenidos mediante mediciones en el vidrio de las MI y midiendo la concentración de  $\text{H}_2\text{O}$  (Esposito et al., 2011; Steele-Macinnis et al., 2011; Moore et al., 2015; Aster et al., 2016). De esta forma, se puede calcular la mínima profundidad de atrapamiento de las MI, entonces, de almacenamiento del magma.

Esposito et al. (2011) estudió la diferencia en la composición entre MI compuestas por vidrio y burbujas, de MI sin burbujas; midió  $\text{CO}_2$  en el vidrio empleando SIMS y  $\text{CO}_2$  en la burbuja utilizando espectroscopía Raman, y mediante balance de masas estimó que el 64% del  $\text{CO}_2$  original disuelto en la inclusión vítrea estaba almacenado en su burbuja. Mientras que Hartley et al. (2014) y Moore et al. (2015) reportaron que, en varias muestras basálticas, el  $\text{CO}_2$  contenido en la burbuja podía alcanzar el 90% del contenido total de la inclusión.

Sin embargo, se debe considerar, que el cálculo de una presión de saturación refleja la presión a la cual la Inclusión vítrea fue atrapada solamente si el fundido estaba saturado de volátiles en ese momento. Es decir, si la saturación de volátiles en el momento del atrapamiento de la MI no puede ser confirmada, entonces, la presión que

se almacena representa una presión de atrapamiento mínima, ya que la inclusión pudo haber atrapado un fundido que estaba subsaturado en volátiles (Moore y Bodnar, 2019).

En este trabajo se analizan inclusiones utilizando espectroscopía Raman, las cuales se describirán más adelante.

### 3.1.2 Separación y Montaje de Minerales

La muestra utilizada fue una lava de código V106 obtenida por la Dra. Claudia Cannatelli en las laderas del Volcán Vesubio, producto de la erupción de 1906. Los primeros procedimientos realizados en laboratorio consistieron en la molienda de esta roca y luego la separación de sus minerales, técnicas que se llevaron a cabo en el Laboratorio de Separación de Minerales del Departamento de Geología en la Universidad de Chile.

Para separar los fenocristales de la masa fundamental, primeramente, se cubrió la roca con una prenda y se procedió a golpearla con un martillo, esto con el propósito de evitar contacto metálico con la muestra. Luego, cuando se obtuvieron tamaños menores se procedió a moler con un mortero de fricción para obtener trozos más finos, evitando golpear la muestra, y así separando los fenocristales de la masa fundamental.

Teniendo la muestra molida se tamizó utilizando una malla de #18 (norma ASTM E11) equivalente a 1 mm de espesor. Los fenocristales que pasaron por la malla se volvieron a tamizar en una malla #35 (norma ASTM E11) equivalente a 0,5 mm, y se retuvieron los que quedaron sobre la malla. Posteriormente se separaron los minerales de forma manual, mediante el uso de una lupa binocular y un pincel fino. Se seleccionaron cristales de piroxeno, y olivino. (Figura 12)



Figura 12: Izquierda: Lupa Binocular. Derecha: Cristales de piroxeno seleccionados.

El montaje de cristales se realizó en el Laboratorio de Inclusiones Fluidas y Vítreas del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Para esto se utilizó epoxy mezclando manualmente resina con endurecedor, y se obtuvieron dos montajes para los

piroxenos y tres para los olivinos. Posteriormente se procedió a pulir la cara de la base utilizando distintas lijas, hasta llegar a la lija de grano 2400, luego de que se tuvieron todos los cristales expuestos en la resina, se realizó un extenso pulido de la parte posterior de los montajes para dejar los tubos con espesores menores a 2 mm. Cuando ya no se pudo pulir con las manos se procedió a utilizar una máquina pulidora manual Mintech 233 (Figura 13), utilizando lijas de grano 1200 hasta que afloró un primer cristal en todos los montajes.



*Figura 13: Máquina pulidora manual utilizada para el pulido y acabado final de las muestras.*

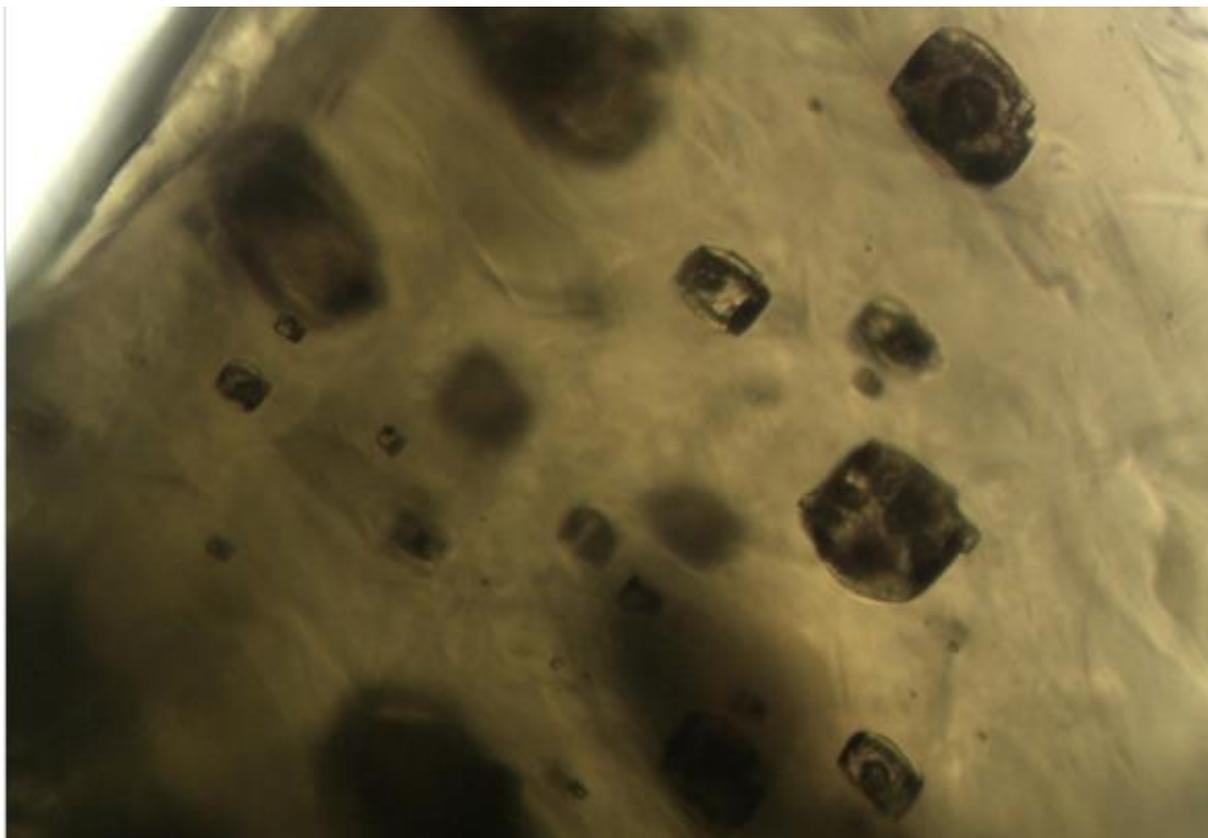
Cuando se tuvo el grosor deseado de las muestras se realizó el pulido final por ambos lados, con la ayuda de la máquina de pulidos y de pastas especiales que equivalen a utilizar lijas de grano 2400 y 5000.

Se realizaron un total de cinco montajes, dos montajes multigrano de piroxenos y tres de olivinos.

### **3.1.3 Observación en Microscopio petrográfico**

Los montajes que se realizaron con los diferentes minerales fueron observados en un microscopio óptico Olympus BX51, perteneciente al Laboratorio de Inclusiones fluidas y vítreas, del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. El objetivo fue observar y clasificar las inclusiones vítreas que se encontraban en los cristales, y así determinar cuáles eran óptimas para un estudio posterior utilizando Espectroscopía Raman, y/o EMPA. Se consideraron las inclusiones que formaban parte de una MIA, que no tuvieran evidencia de escapes de material, que fueran homogéneas, además de aquellas que tuvieran burbuja. Luego se procedió a fotografiarlas mediante una cámara digital acoplada al microscopio que se podía utilizar a través del software M shot Digital Imaging System (una imagen tomada por esta cámara se puede observar en la figura 14), luego se describieron las SMI, determinando sus características principales como tipo de inclusión (si eran homogéneas con burbuja, recristalizadas con burbuja u homogéneas), dimensiones de las inclusiones, se registró su forma, y se midió el diámetro de las burbujas si es que contenían. Las fotografías se tomaron con aumentos

de 20X y 50X dependiendo del tamaño de las SMI (Las microfotografías tomadas se pueden observar en Anexo A).



*Figura 14: Inclusiones vítreas recristalizadas con burbuja atrapadas en piroxenos. Observadas con aumento de 20X.*

### **3.1.4 Espectroscopía Raman**

La espectroscopía Raman es una técnica fotónica de alta resolución, no destructiva, no necesita de una preparación especial, puede tener una baja resolución espacial, entre 1 a 2  $\mu\text{m}$  y está basada en la medición de la luz dispersada por un material al ser impactado por un haz de luz monocromático. Cada material analizado genera una dispersión elástica (dispersión de Rayleigh) y una dispersión inelástica de la luz incidente, siendo esta última sólo una fracción muy pequeña, la cual presenta un cambio en su frecuencia, que es característica de la composición molecular de dicho material. La dispersión inelástica puede ser Raman Stokes y Raman anti-Stokes, las cuales se caracterizan por dispersar un fotón con menor y mayor frecuencia a la del fotón incidente, respectivamente. Esto depende del estado vibracional de la molécula, por ejemplo, para que ocurra dispersión Raman anti-Stokes se requiere que la molécula se encuentre en un estado vibracional de mayor energía que su estado fundamental. Este método expresa el desplazamiento de las nuevas frecuencias (llamadas también frecuencias Raman) respecto a la frecuencia incidente, aunque son independientes de esta. Son representadas en un espectro que ubica las bandas Raman Stokes en el lado positivo y las bandas anti-Stokes en el lado negativo, pero como esta última dispersión es muy débil generalmente no se trabaja con ella (Smith y Dent, 2005).

Mediante un microespectrómetro Raman Horiba HR Evolution, perteneciente al Laboratorio de Espectroscopía Raman, del Departamento de Geología de la Universidad de Chile (Figura 15), se midió el espectro de CO<sub>2</sub> presente en burbujas de inclusiones de olivinos y piroxenos. Las inclusiones medidas se encontraban a 50 µm de profundidad en promedio y se utilizó el software LabSpec6 para su análisis.

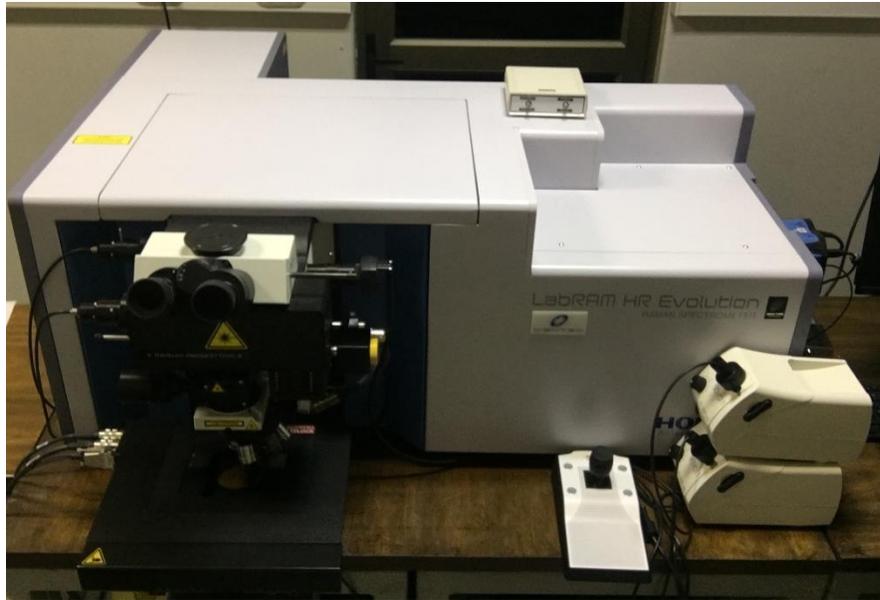


Figura 15: Espectrómetro Raman perteneciente al Laboratorio de Espectroscopía Raman del departamento de Geología de la Universidad de Chile.

El láser utilizado en las mediciones fue el de 532 nm equivalente al color verde, con un poder de emisión de 107 mW, y una resolución espectral de 1800 g/mm. Para calibrar el instrumento se utilizó silicona con vibración principal en la longitud de onda 521 cm<sup>-1</sup>. Las mediciones hechas en olivino se realizaron entre las longitudes de onda 50 y 1800 cm<sup>-1</sup>, y la acumulación espectral fue de 90 segundos con un mínimo de 3 acumulaciones por espectro. Mientras que las mediciones hechas en piroxenos se realizaron entre las longitudes de onda 50 y 1800 cm<sup>-1</sup>, y entre 1200 y 1500 cm<sup>-1</sup>, con una acumulación espectral de 180 segundos, y un mínimo de 3 acumulaciones por espectro. Luego de obtener los espectros de CO<sub>2</sub>, se calculó la diferencia entre los valores de longitudes de onda de los dos peaks de mayor intensidad (Fermi diad) ubicados aproximadamente en 1388,2 cm<sup>-1</sup> y 1285,4 cm<sup>-1</sup> para obtener la densidad de CO<sub>2</sub> presente en cada burbuja en unidades de g/cm<sup>3</sup>, utilizando la fórmula de Fall et al. (2011).

Se realizaron mediciones en las burbujas de las inclusiones observadas. El CO<sub>2</sub> se midió en el centro de las burbujas, debido a que estudios recientes han demostrado que hasta del 90% del CO<sub>2</sub> dentro de las inclusiones puede difundir hacia las burbujas de contracción debido a que este volátil tiene baja solubilidad en fundidos silicatados (Hartley et al., 2014; Moore et al., 2015; Wallace et al., 2015). El H<sub>2</sub>O se midió en la interfaz burbuja-vidrio y burbuja-cristales, ya que este ha sido detectado en burbujas de contracción por Lowenstern (1995), Kamenetsky et al. (2015), Esposito et al. (2011, 2016), Wallace et al. (2015) y Robidoux et al. (2018); Esposito et al. (2016) detectó agua líquida en la interfaz burbuja-vidrio de inclusiones vítreas homogenizadas, mientras que

Robidoux et al. (2018) detectó agua líquida en la interfaz burbuja-vidrio de inclusiones vítreas naturales.

### **3.1.5 Microscopía electrónica de Barrido (SEM)**

Se utilizó el SEM (Scanning Electron Microscopy) FEI Quanta 250, ubicado en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Tiene la capacidad de trabajar en condiciones tanto de alto como de bajo vacío, obteniendo imágenes electrónicas y microanálisis tanto en muestras conductoras como no conductoras. Cuenta con detectores de rayos X (EDS), de cátodoluminiscencia (CL) y de electrones retrodispersados difractados (BSED). La magnificación máxima que puede utilizar este instrumento es sobre los 10000 X.

En este estudio se obtuvieron imágenes a bajo vacío (90 Pa aproximadamente) de los minerales separados pertenecientes a olivinos y piroxenos, mediante BSED, con una corriente de emisión de 70-90  $\mu\text{m}$ , a 20 KV y con un grosor del haz de electrones de 5. Tales imágenes permitieron obtener una alta resolución y asegurar que las inclusiones fueron llevadas a la superficie para análisis posteriores. Además, se dibujaron puntos sobre las zonas de los cristales e inclusiones que se debían medir con Microsonda Electrónica.

### **3.1.6 LINKAM**

Se utilizó el modelo TS1400XY perteneciente al Laboratorio de Inclusiones fluidas y vítreas, del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Se elevó la temperatura de los cristales de piroxeno que contenían inclusiones vítreas con una burbuja y cristales, y que además tuvieran un diámetro mínimo de 20  $\mu\text{m}$ , con el objetivo de buscar su temperatura de homogenización a presión de 1 atm.

Para las muestras P1-20, P1-08 y P1-02 se utilizaron 3 etapas de incremento de temperatura o “ramps”, mientras que para las muestras P1-3, P1-07, P1-16, P2-10, P2-27 y P2-31 se utilizaron 4 etapas. Las “ramps” utilizadas fueron las siguientes:

- Ramp 1: tasa de aumento de temperatura de 100 °C/min hasta los 800°C con 45s de mantenimiento de temperatura final.
- Ramp 2: tasa de aumento de temperatura de 50°C/min hasta los 1000°C con 25s de mantenimiento de temperatura final.
- Ramp 3: tasa de aumento de temperatura de 20°C/min hasta los 1200°C con 59s de mantenimiento de temperatura final.
- Ramp 4: tasa de aumento de temperatura de 10°C/min hasta los 1250°C con 59s de mantenimiento de temperatura final.

## 3.2 Trabajo en gabinete

### 3.2.1 Tratamiento de datos

Para analizar los datos de espectroscopía Raman obtenidos en Labspect6, se utilizó el programa Fityk, gracias al cual se normalizaron los espectros manualmente de forma de conseguir espectros cercanos al eje X. Luego se obtuvieron los valores de longitud de onda de los peaks de CO<sub>2</sub>, ajustando los espectros a curvas gaussianas/lorentzianas, dando paso al cálculo de  $\Delta$  o “Fermi diad” (diferencia entre las longitudes de onda de los dos peaks principales).

Ya teniendo el valor de  $\Delta$ , se procedió a calcular la densidad de CO<sub>2</sub> ( $\rho$ ) según Lamadrid et al. (2017), y se utilizó la fórmula de Fall et al. (2011), ya que las mediciones hechas en sus estudios fueron realizadas utilizando como calibración silicón, y el espectrómetro Raman que utilizó tenía una resolución espectral de 1800 g/mm, al igual que las mediciones realizadas en esta investigación. La fórmula utilizada fue la siguiente:

$$\rho = -0,03014551\Delta^3 + 9,432834797\Delta^2 - 977,9384933\Delta + 33780,38242$$

Los espectros obtenidos entre las longitudes de onda 50 y 1800 cm<sup>-1</sup> fueron analizados utilizando la biblioteca de espectros del software Labspec6 y los datos proporcionados por Frezzotti et al. (2012), obteniéndose así la composición del cristal que rodea a las inclusiones y la composición de los minerales presentes dentro de las burbujas, como sulfatos, carbonatos y fosfatos.

A continuación, se midieron las dimensiones de cada burbuja y de cada inclusión vítrea utilizando el programa ImageJ en microfotografías tomadas de ellas. Con esta información, se calculó el volumen de las burbujas asumiendo un cuerpo esférico, y se calculó el volumen de las inclusiones, asumiendo cuerpos elipsoidales para aquellas inclusiones que en dos dimensiones se veían de forma ovalada, y cuerpos prismáticos cuadrangulares para aquellas que se veían de forma rectangular. Para cada inclusión, se consideró que el tercer eje del cuerpo, que no se observaba, era equivalente al eje menor medido.

Posteriormente, se calculó la concentración de CO<sub>2</sub> en ppm presente en cada inclusión, utilizando el procedimiento de Esposito et al. (2011) y Steele-Macinnis et al. (2011). Quienes además asumieron una densidad de vidrio de 2,75 g/cm<sup>3</sup>. Por lo tanto, se consideró que la densidad del vidrio de los olivinos era de 2,75 g/cm<sup>3</sup>, y para los cristales que rodean las burbujas en las inclusiones de los piroxenos se consideraron las densidades de augita o diópsido según la composición que se obtuvo de los espectros medidos. En consecuencia, con los datos de densidad de CO<sub>2</sub> y volumen de burbuja, se calculó la masa de CO<sub>2</sub> dentro de esta, y debido a que no se obtuvieron datos de concentración de otros volátiles se asumió que las burbujas se componían solamente de CO<sub>2</sub>. Además, se asumió que la masa de CO<sub>2</sub> presente en las burbujas correspondía al 80% de la masa total de este volátil dentro de la inclusión, puesto que no se detectó un contenido importante en el vidrio. Se calculó también la masa del vidrio y de los cristales alrededor de cada burbuja, y gracias a esto la masa de cada inclusión, y se procedió a

una serie de cálculos para obtener la concentración de CO<sub>2</sub> en ppm dentro de las inclusiones, las cuales se detallan en Anexos C.

Para calcular la presión de saturación en la cual las inclusiones fueron atrapadas, se utilizó el Software Volatile Calc 2.0 de Newman y Lowenstern (2001), utilizando la sección de Cálculos Isopléticos. Se utilizó un porcentaje de H<sub>2</sub>O de 0,1 %Mol, una temperatura de 1100°C y un porcentaje de SiO<sub>2</sub> de 47% en el caso de los olivinos, y un porcentaje de SiO<sub>2</sub> de 49% en el caso de los piroxenos. El programa arrojó diferentes presiones en bares para diferentes concentraciones de CO<sub>2</sub> en ppm. Por lo tanto, se pudo determinar una presión de atrapamiento para cada inclusión. Sin embargo, Newman y Lowenstern (2001) dicen que los resultados de presiones de saturación sobre los 5000 bares no son precisos.

## 4. Resultados

### 4.1 Geoquímica

A partir de los análisis de inclusiones vítreas realizados por Cioni et al. (1998), Schiano et al. (2004), Webster et al. (2001), Vaggelli et al. (1992) y Marianelli et al. (1999) y Marianelli et al. (1995), en muestras de lavas de la erupción de 1906 del volcán Vesubio se obtuvieron los siguientes diagramas, que justifican la petrología escrita en el Marco Geológico.

Cabe destacar que Schiano et al. (2004), Marianelli et al. (1999) y Marianelli et al. (1995) estudiaron inclusiones vítreas atrapadas en olivinos y, que Cioni et al. (1998), Vaggelli et al. (1992) y Webster et al. (2001) analizaron inclusiones vítreas formadas dentro de clinopiroxenos.

#### 4.1.1 Diagrama TAS

El diagrama TAS (Total Alkali Silica) es un diagrama binario propuesto por Le Bas et al. (1986), el cual compara la suma de los porcentajes en masa de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) con respecto al porcentaje en masa de Sílice ( $\text{SiO}_2$ ), y permite clasificar las rocas volcánicas dentro de diferentes grupos.

Los resultados de los estudios de los autores anteriormente nombrados se aprecian en la figura 16. En esta figura, se puede observar que las muestras de Schiano et al. (2004), Marianelli et al. (1995) y Marianelli et al. (1999) caen dentro de los campos de tefrita (o basanita si  $\text{OI} > 10\%$ ) y traquibasalto. Las muestras de Cioni et al. (1998) se ubican principalmente en el sector de la fonotefrita, con algunas dentro de los campos de tefrita (o basanita) y tefrifonolita. La muestra de Webster et al. (2001) se ubica dentro del sector de fonotefrita. Mientras que los resultados de Vaggelli et al. (1992) se ubican principalmente en los sectores de tefrifonolita y fonolita, con algunos en los campos de traquiandesita y traquita.

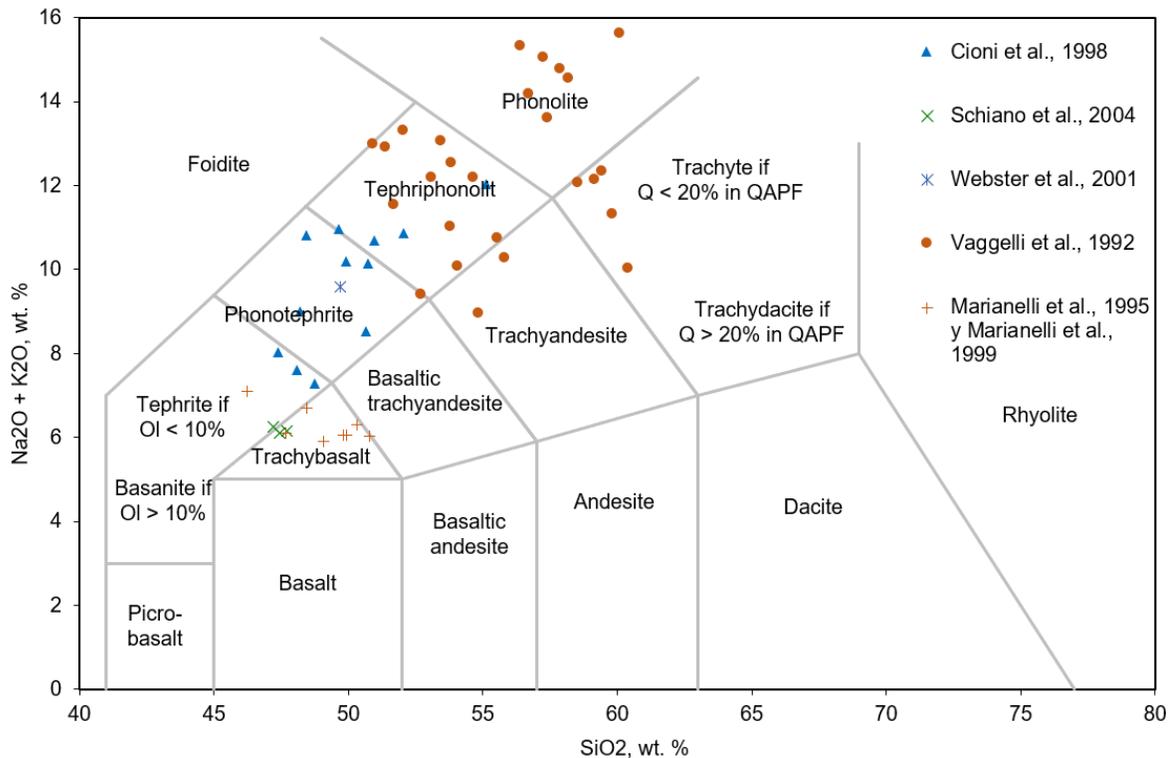


Figura 16: Diagrama TAS para la clasificación de rocas ígneas volcánicas. Los resultados de los análisis ubican las inclusiones de esta lava en el tipo alcalino, que se puede encontrar tanto en ambientes de intraplaca como en islas oceánicas.

#### 4.1.2 Diagrama AFM

Este diagrama propuesto por Irvine y Baragar (1971) es de tipo ternario y permite distinguir entre rocas y magmas calco-alcalinos y toleíticos. Los extremos del diagrama son: Alcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), Hierro total ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) y magnesio ( $\text{MgO}$ ). Sobre la curva se ubican las rocas toleíticas y por debajo las rocas calco-alcalinas.

Los resultados de los análisis hechos por los autores se presentan en la figura 17. Estos indican que las muestras presentan un trend calco-alcalino, típico de un ambiente de subducción, con la excepción de algunas muestras de Vaggelli et al. (1992), que se ubican sobre la curva, por lo que estas se podrían considerar toleíticas.

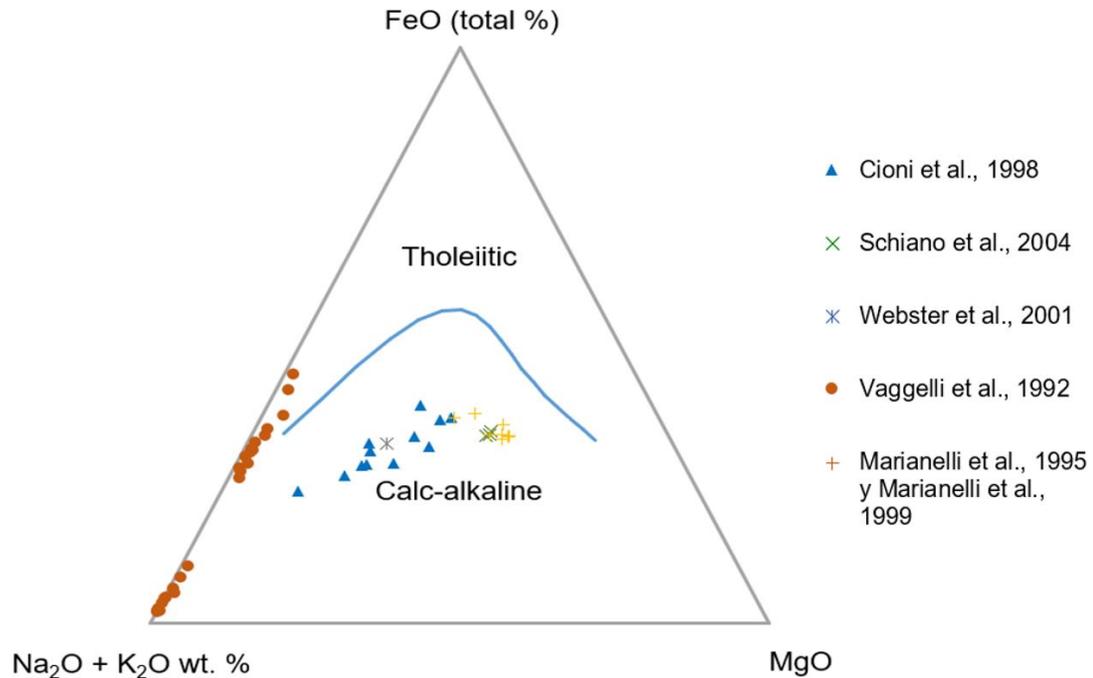


Figura 17: Diagrama AFM, utilizado para diferenciar entre rocas calco-alcálicas y toleíticas. Las inclusiones pertenecientes a las lavas de la erupción de 1906 muestran un trend calco-alcálico.

#### 4.1.3 Diagrama K<sub>2</sub>O de Ewart (1982)

Una forma de clasificar las rocas y magmas subalcalinos es según el diagrama de Ewart (1982), el cual compara el contenido de K<sub>2</sub>O respecto al SiO<sub>2</sub>. Este permite discriminar entre rocas y magmas con alto, medio y bajo contenido de K, formando las series alcalina (o shoshonítica), calco-alcálica y toleítica (o bajo en K).

En la figura 18 se puede apreciar el resultado de los estudios de los autores señalados anteriormente. Como se puede observar, dentro de los campos existentes solamente se presentan los resultados de Vaggelli et al. (1992), Marianelli et al. (1995), Marianelli et al. (1999), Schiano et al. (2004) y 2 muestras de Cioni et al. (1998), que, por su alto contenido en K, caen dentro del campo alcalino, y dentro de este grupo, dentro de las rocas shoshoníticas, puesto que son las únicas rocas alcalinas ubicadas en ambientes de formación de subducción. Las otras muestras no se observan graficadas puesto que su relación de K<sub>2</sub>O/SiO<sub>2</sub> es demasiado alta para aparecer en este diagrama.

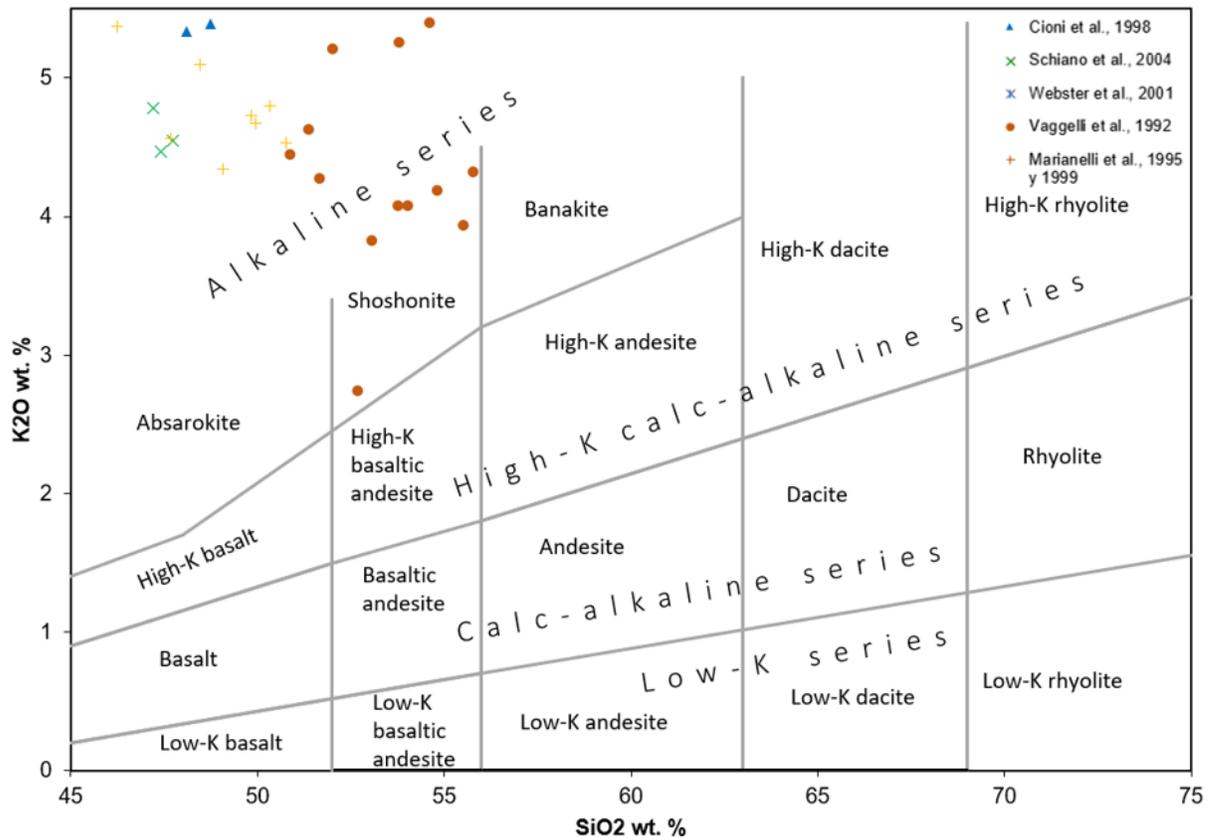


Figura 18: Diagrama de Ewart (1982) que clasifica las rocas subcalcinas. Las muestras de inclusiones vítreas pertenecientes a las lavas estudiadas se ubican dentro del campo shoshonítico.

## 4.2 Montajes de cristales separados

Se realizaron cinco montajes, dos de piroxeno (P1 y P2) y tres de olivino (O1, O2 y O3). P1 tiene 44 cristales de piroxenos, de los cuales 30 presentan inclusiones vítreas y P2 tiene 65 cristales, de los cuales 41 presentan SMI. De la misma forma, O1, O2 y O3 tienen 50, 35 y 50 cristales de olivino respectivamente, de las cuales solo una pequeña parte resultó contener inclusiones con burbuja y un tamaño mayor a 10  $\mu\text{m}$ .

## 4.3 Descripción de inclusiones vítreas

Se analizaron las inclusiones de los cristales pertenecientes a los montajes obtenidos de la muestra V106. Se seleccionaron solamente las familias de inclusiones que tenían burbujas, y de ellas las de mayor tamaño y, por lo tanto, las que podían asegurar un mejor análisis. Se clasificó según el tipo de inclusión, forma, dimensiones, el diámetro de la burbuja (fase vapor) y la razón entre el volumen de la burbuja y la inclusión; esta información se puede observar en las siguientes tablas:

Tabla 1: Descripción de las inclusiones observadas en el montaje V106P1

Inclusión	Tipo de inclusión	Forma de la inclusión	Lado largo inclusión (µm)	Lado corto inclusión (µm)	Diámetro burbuja (µm)	Volumen Bur/Volum en MI (%)
V106P1-02.1.2 a	Recristalizada con burbuja	Ovalada	80	50	30,0	14
V106P1-03.1.2	Recristalizada con burbuja	Rectangular	40	30	10,0	1
V106P1-07.3.1	Recristalizada con burbuja	Rectangular	30	30	10,0	2
V106P1-08.2.5 a	Recristalizada con burbuja	Ovalada	30	20	7,6	4
V106P1-08.2.6 b	Recristalizada con burbuja	Ovalada	30	10	4,6	3
V106P1-08.3.13	Recristalizada con burbuja	Ovalada	40	20	10,0	6
V106P1-12.1.4	Recristalizada con burbuja	Rectangular	20	10	5,1	3
V106P1-12.5.1	Recristalizada con burbuja	Ovalada	40	20	9,1	5
V106P1-16.1.1	Recristalizada con burbuja	Ovalada	40	20	9,2	5
V106P1-16.4.2	Recristalizada con burbuja	Ovalada	20	20	7,1	4
V106P1-16.5.1	Recristalizada con burbuja	Ovalada	50	40	18,0	7
V106P1-16.6.1	Recristalizada con burbuja	Ovalada	50	30	10,0	2
V106P1-20.2.1	Recristalizada con burbuja	Ovalada	30	20	8,2	5

Tabla 2: Descripción de las inclusiones observadas en el montaje V106P2

Inclusión	Tipo de inclusión	Forma de la inclusión	Lado largo inclusión (µm)	Lado corto inclusión (µm)	Diámetro burbuja (µm)	Volumen Bur/Volum en MI (%)
V106P2-08.1.1	Recristalizada con burbuja	Rectangular	20	10	5,6	5
V106P2-10.1.1	Recristalizada con burbuja	Rectangular	50	40	20,0	5
V106P2-10.1.2	Recristalizada con burbuja	Rectangular	50	30	20,0	9
V106P2-18.1.2	Recristalizada con burbuja	Rectangular	10	9	4,2	4
V106P2-19.1.1	Recristalizada con burbuja	Ovalada	50	30	10,0	2
V106P2-26.1.1	Recristalizada con burbuja	Rectangular	20	10	7,2	10

V106P2-27.1.1	Recristalizada con burbuja	Rectangular	20	18	8,9	6
V106P2-31.1.1 b	Recristalizada con burbuja	Rectangular	20	10	6,9	9
V106P2-31.1.2 a	Recristalizada con burbuja	Rectangular	20	10	6,1	6
V106P2-31.1.2 b	Recristalizada con burbuja	Rectangular	30	20	8,6	3
V106P2-31.1.2 c	Recristalizada con burbuja	Rectangular	6	3	1,7	4
V106P2-31.1.2 f	Recristalizada con burbuja	Ovalada	40	20	7,6	3
V106P2-31.1.3 a	Recristalizada con burbuja	Rectangular	30	20	10,0	4
V106P2-31.1.3 b	Recristalizada con burbuja	Rectangular	20	10	6,5	7
V106P2-31.1.3 c	Recristalizada con burbuja	Rectangular	20	10	6,3	7
V106P2-31.1.3 d	Recristalizada con burbuja	Rectangular	10	7	4,1	8

Tabla 3: Descripción de las inclusiones observadas en el montaje V106O1

Inclusión	Tipo de inclusión	Forma de la inclusión	Lado largo inclusión (µm)	Lado corto inclusión (µm)	Diámetro burbuja (µm)	Volumen Bur/Volume n MI (%)
V106O1-03.2.2	Homogénea con burbuja	Ovalada	24	21	7,9	4
V106O1-09.1.2	Homogénea con burbuja	Ovalada	10	10	4,8	11
V106O1-12.1.1 C	Homogénea con burbuja	Ovalada	10	10	5,0	13
V106O1-12.1.1 b	Homogénea con burbuja	Ovalada	30	20	9,4	7
V106O1-12.1.1 a	Homogénea con burbuja	Ovalada	20	20	7,9	6
V106O1-15.1.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	30	20	10,0	8
V106O1-16.1.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	40	20	10,0	6
V106O1-20.2.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	10	9	4,2	9
V106O1-21.1.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	20	9	5,3	9

Tabla 4: Descripción de las inclusiones observadas en el montaje V106O2.

Inclusión	Tipo de inclusión	Forma de la inclusión	Lado largo inclusión (μm)	Lado corto inclusión (μm)	Diámetro burbuja (μm)	Volumen Bur/Volumen MI (%)
V106O2-7.1.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	26	26	12	10
V106O2-7.2.2	Homogénea con burbuja	Ovalada	23	20	8	6
V106O2-7.5.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	20	13	9	22
V106O2-8.3.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	22	16	9,77	17
V106O2-10.1.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	20	13	7	10
V106O2-14.1.2	Homogénea con burbuja	Ovalada	19	9	5	8
V106O2-14.1.3	Homogénea con burbuja	Ovalada	18	12	6	8
V106O2-14.3.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	19	16	8	11
V106O2-22.1.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	28	15	10	16
V106O2-24.1.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	15	9	7	28

Tabla 5: Descripción de las inclusiones observadas en el montaje V106O3.

Inclusión	Tipo de inclusión	Forma de la inclusión	Lado largo inclusión (μm)	Lado corto inclusión (μm)	Diámetro burbuja (μm)	Volumen Bur/Volumen en MI (%)
V106O3-6.1.1 A	Homogénea con burbuja	Ovalada	14	10	6	15
V106O3-6.1.1 B	Homogénea con burbuja	Ovalada	11	10	4	6
V106O3-11.1.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	19	14	7	9
V106O3-11.3.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	9	7	3	6
V106O3-18.2.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	17	15	7	9
V106O3-25.1.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	26	21	8	4
V106O3-25.2.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	15	14	7	12
V106O3-36.1.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	23	14	7	8
V106O3-41.1.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	22	10	7	16

V106O3-41.1.2	Homogénea con burbuja	Ovalada	23	17	11	20
V106O3-41.2.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	18	13	8	17
V106O3-41.2.2	Homogénea con burbuja	Ovalada	21	15	9	15
V106O3-43.1.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	25	12	7	10
V106O3-44.2.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	44	25	12	6
V106O3-44.3.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	24	9	6	11
V106O3-45.1.2	Homogénea con burbuja	Ovalada	23	19	8	6
V106O3-45.2.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	16,3	13,2	6,15	8
V106O3-46.1.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	31	18	9	7
V106O3-49.1.1	Homogénea con burbuja	Ovalada	43	16	12	16
V106O3-49.1.2	Homogénea con burbuja	Ovalada	24	14	13	47

#### 4.4 Análisis de Espectros micro-Raman

Se realizaron mediciones en las burbujas de las inclusiones anteriormente descritas. El CO<sub>2</sub> se midió en el centro de las burbujas y el H<sub>2</sub>O se midió en la interfaz burbuja-vidrio o burbuja-cristales. Se realizaron algunas mediciones en el vidrio de las inclusiones, pero no se obtuvieron espectros de CO<sub>2</sub>, por lo tanto, solo se presentarán los datos obtenidos dentro de las burbujas.

Se realizaron mediciones en longitudes de onda entre 50 cm<sup>-1</sup> y 1800 cm<sup>-1</sup> para determinar la especie mineral que estaba dentro de la inclusión y dentro de la burbuja. Mediciones en longitudes de onda entre 1200 cm<sup>-1</sup> y 1500 cm<sup>-1</sup> para medir el espectro del CO<sub>2</sub> y mediciones entre 2800 cm<sup>-1</sup> y 4000 cm<sup>-1</sup> para medir el espectro del agua, sin embargo, no se detectó agua de forma pura ni de una intensidad importante, por lo que los gráficos de dichos estudios no se expondrán.

Los espectros obtenidos se analizaron utilizando el software LabSpec6, y se empleó su biblioteca junto con los datos proporcionados por Frezzotti et al. (2012) para determinar la composición de los cristales que rodean a las burbujas, y de los volátiles y minerales presentes dentro de las burbujas. Los gráficos obtenidos se presentan en Anexos B, siendo algunos ejemplos los espectros mostrados en las figuras siguientes.

En la figura 19 se presenta un espectro de diópsido correspondiente a la inclusión 07.3.1 del montaje P1, la profundidad de la burbuja analizada es de 45 μm.

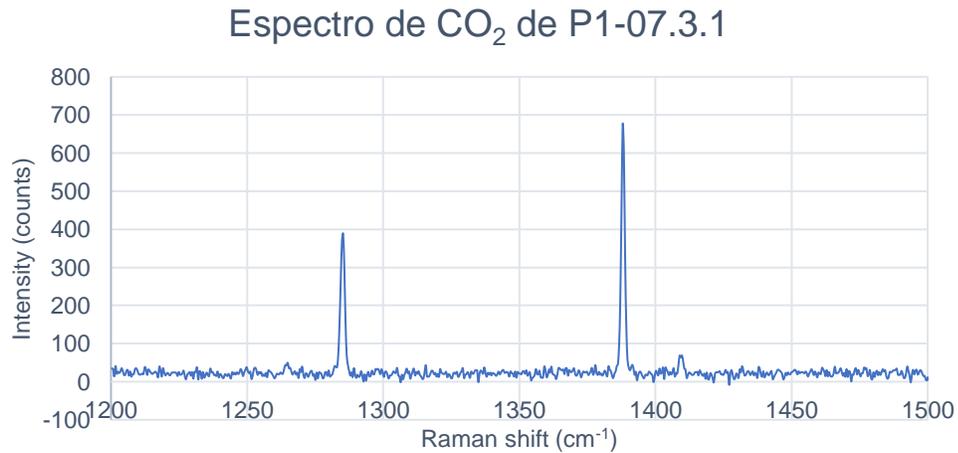
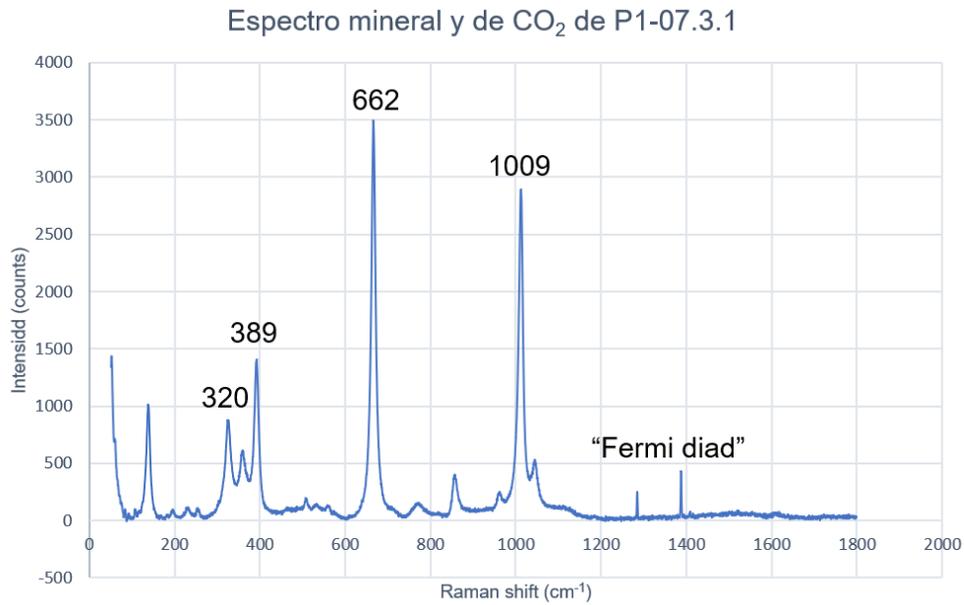
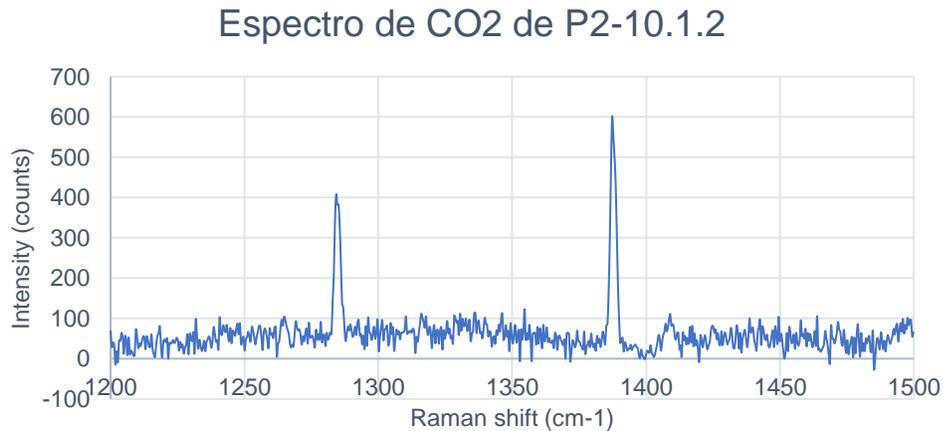
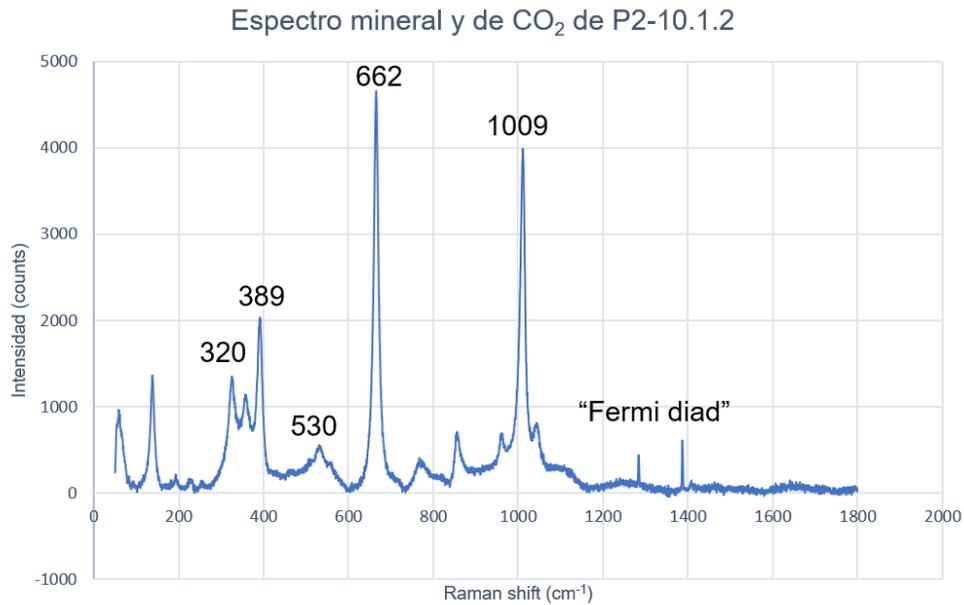


Figura 19: Arriba: Espectro Raman correspondiente al mineral diópsido, donde se pueden observar sus vibraciones principales en las longitudes de onda 320, 389, 662 y 1009 cm<sup>-1</sup>, también se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 y 1400 cm<sup>-1</sup>. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Abajo: Gráfico donde se pueden observar las peaks de CO<sub>2</sub>, los que fueron comparados con los espectros estudiados por Kawakami et al. (2003).

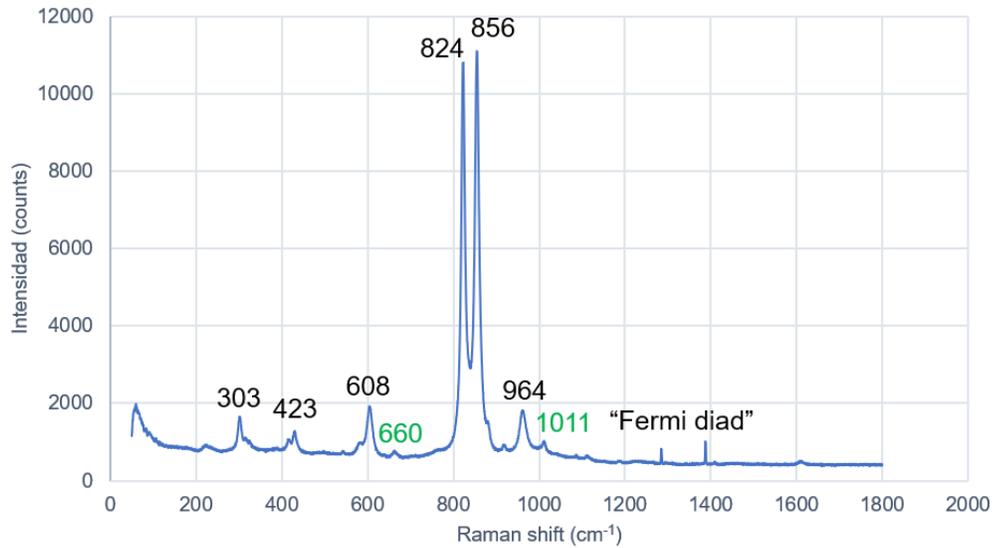
En la siguiente figura (Figura 20) se presenta el espectro mineral de la inclusión 10.1.2 del montaje P2, en el cual se puede observar una composición intermedia entre augita y diópsido, ya que presenta peaks marcados de ambos minerales. También se observan los peaks principales de CO<sub>2</sub>.



*Figura 20: Arriba: Espectro Raman correspondiente a una composición intermedia entre diópsido y augita, donde se pueden observar sus vibraciones principales en las longitudes de onda 320, 530, 389, 662 y 1009 cm<sup>-1</sup>, también se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 y 1400 cm<sup>-1</sup>. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Abajo: Gráfico donde se pueden observar las peaks de CO<sub>2</sub>, los que fueron comparados con los espectros estudiados por Kawakami et al. (2003).*

En la Figura 21 se muestra el espectro mineral de la inclusión 12.1.1 c del montaje O1, en el cual se puede observar una composición típica de olivino, se pueden observar los peaks principales de CO<sub>2</sub> y dos peaks más, uno en 660 cm<sup>-1</sup> y otro en 1011 cm<sup>-1</sup> que sugieren la presencia de algún sulfato (singenita o görgeyita). Además, la burbuja se encontraba a 12,20 μm de la superficie.

### Espectro mineral y de CO<sub>2</sub> de O1-12.1.1 c



### Espectro de CO<sub>2</sub> de O1-12.1.1 c

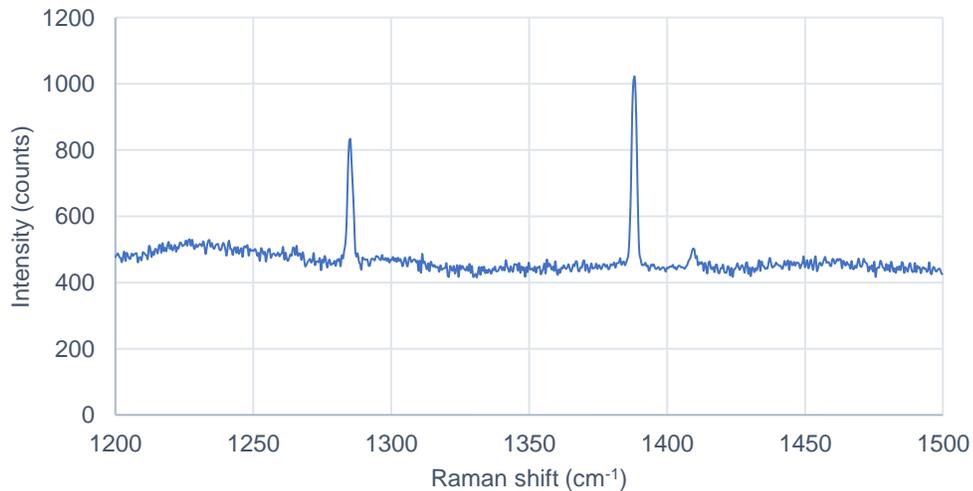
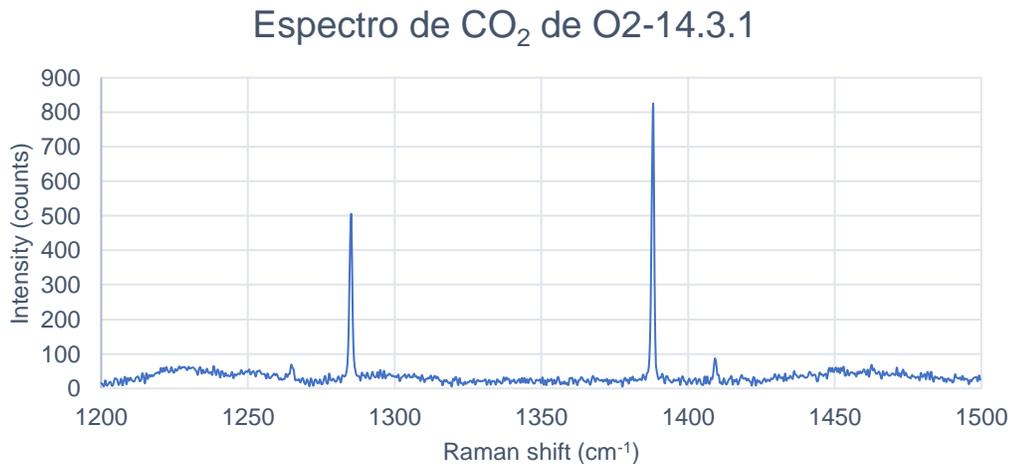
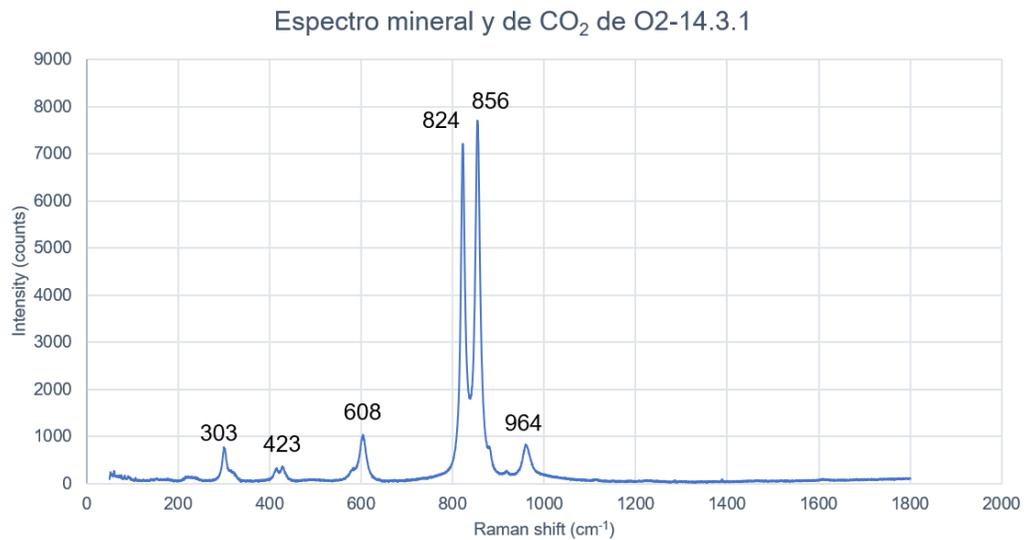


Figura 21: Arriba: Espectro Raman correspondiente al mineral olivino, donde se pueden distinguir sus vibraciones principales en las longitudes de onda 303, 403, 608, 824, 856, y 964 cm<sup>-1</sup>. Se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 y 1400 cm<sup>-1</sup>. Además, se observan dos peaks diferentes, uno a los 660 cm<sup>-1</sup> y otro a los 1011 cm<sup>-1</sup> correspondientes a singenita o görgeyita. Para obtener la composición del silicato y del sulfato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Abajo: Peaks de CO<sub>2</sub> observados en la burbuja de la inclusión, los que fueron comparados con los espectros estudiados por Kawakami et al. (2003).

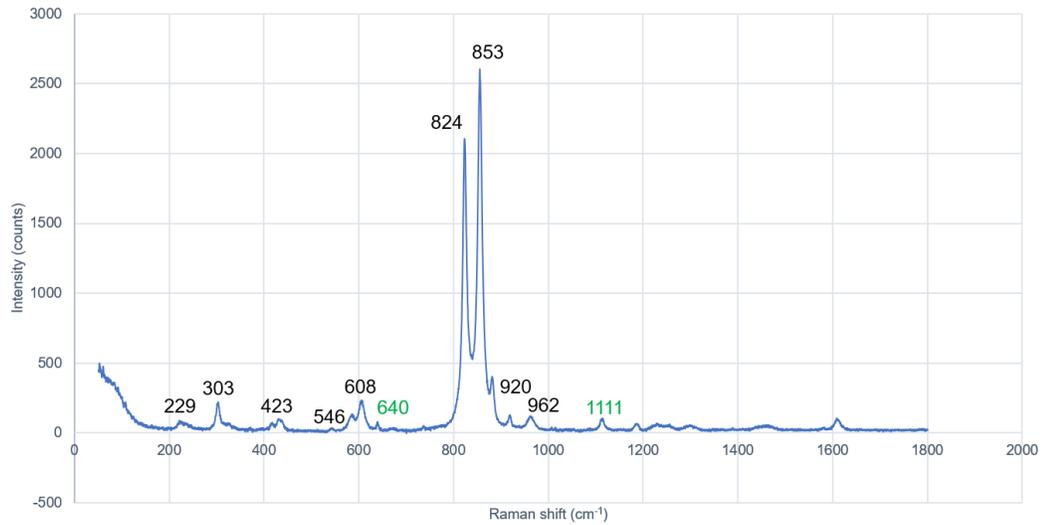
En la siguiente figura (Figura 22) se muestran el espectro mineral y el espectro de CO<sub>2</sub> de la inclusión 14.3.1 del montaje O2. El espectro mineral muestra una composición de forsterita, en este caso no se pueden observar los peaks principales de CO<sub>2</sub>, pero gracias a las mediciones hechas en el rango 1200 cm<sup>-1</sup> y 1500 cm<sup>-1</sup>, se puede obtener el  $\Delta$  necesario. Además, la burbuja se encontraba a 51,1  $\mu\text{m}$  de la superficie.



*Figura 22: Arriba: espectro Raman correspondiente a Forsterita, donde se pueden observar sus vibraciones principales en las longitudes de onda 303, 423, 608, 824, 856 y 964 cm<sup>-1</sup>. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software Labspec6. Abajo: espectro de CO<sub>2</sub> de la misma zona donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), además de las hot bands a sus costados, este espectro fue comparado con los espectros estudiados por Kawakami et al. (2003).*

En la figura 23 se muestra el espectro mineral y el espectro de CO<sub>2</sub> de la inclusión 41.1.1 del montaje O3. En el espectro mineral muestra una composición de forsterita, y no se pueden distinguir los peaks principales de CO<sub>2</sub>, pero se observan dos peaks presentes en 639 y 1111 cm<sup>-1</sup> cuya composición específica se desconoce, aunque podría tratarse de algún sulfato. Además, en el espectro de CO<sub>2</sub> se puede apreciar un nivel de ruido muy alto que interfiere con la señal, lo que se podría deber a la profundidad de la burbuja, que se encontraba a 158 μm de la superficie.

### Espectro mineral y de CO<sub>2</sub> de O3-41.1.1



### Espectro de CO<sub>2</sub> de O3-41.1.1

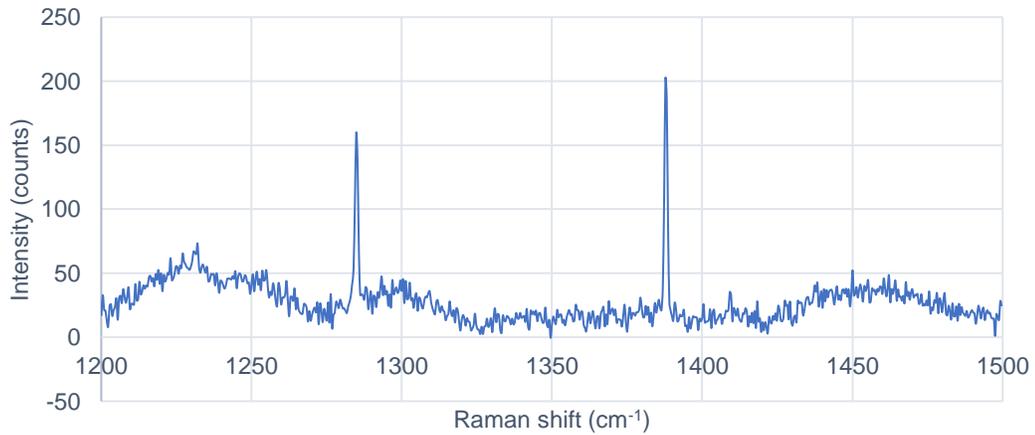


Figura 23: Arriba: espectro mineral de la inclusión, correspondiente a una composición de forsterita, con vibraciones principales en 229, 303, 423, 546, 608, 824, 853, 920 y 962 cm<sup>-1</sup>. No se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 y 1400 cm<sup>-1</sup>, pero se pueden apreciar peaks presentes en 640 y 1111 cm<sup>-1</sup> que podrían corresponder a algún sulfato como la glauberita Na<sub>2</sub>Ca(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>. Para obtener la composición del silicato y del sulfato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software Labspec6. Abajo: espectro de CO<sub>2</sub> acotado, donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición, este espectro fue comparado con los espectros estudiados por Kawakami et al. (2003).

## 4.5 Densidad de CO<sub>2</sub>

A continuación, se presentan los datos obtenidos de los espectros de CO<sub>2</sub> de los montajes P1, P2, O1, O2 y O3 como resultado de las mediciones hechas en las burbujas de las inclusiones estudiadas. Se calculó la densidad de CO<sub>2</sub> de cada burbuja utilizando las fórmulas de Lamadrid et al. (2017) y Fall et al. (2011).

La densidad de CO<sub>2</sub> ( $\rho$ ) de las burbujas dentro de las inclusiones de los montajes P1, P2, O1, O2, y O3, así como los parámetros que permiten calcular esta variable, se presentan en las tablas 6, 7, 8, 9 y 10 respectivamente. Además, se detectaron señales de otros minerales en el borde de algunas burbujas que también son reportadas en las siguientes tablas.

Tabla 6: Densidades de CO<sub>2</sub> de las burbujas presentes en las inclusiones del montaje P1 y minerales reconocidos en los bordes de estas, el cálculo es realizado según Fall et al. 2011 y Lamadrid et al. 2017. Además, se presentan las bandas superiores (v+) e inferiores (v-) de los espectros de CO<sub>2</sub> obtenidos anteriormente, así como el Fermi resonance splitting ( $\Delta$ ).

Inclusión	v+ (cm <sup>-1</sup> )	v- (cm <sup>-1</sup> )	$\Delta$	$\rho$ Fall et al. 2011 (g/cm <sup>3</sup> )	$\rho$ Lamadrid et al. 2017 (g/cm <sup>3</sup> )	Presencia de mineral en la burbuja
V106P1-02.1.2 a	1388,05	1285,14	102,91	0,098	0,093	Sulfato o carbonato hidratado.
V106P1-03.1.2	1388,47	1285,43	103,04	0,150	0,139	Apatito, Aftitalita, Sulfato o carbonato hidratados.
V106P1-07.3.1	1388,1	1285,1	103	0,134	0,125	-
V106P1-08.2.5 a	1388,51	1285,55	102,96	0,118	0,111	-
V106P1-08.2.6 b	1388,64	1285,62	103,02	0,142	0,132	-
V106P1-08.3.13	1387,89	1284,56	103,33	0,273	0,242	-
V106P1-12.1.4	1388,48	1285,64	102,84	0,071	0,068	-
V106P1-12.5.1	1388,45	1285,5	102,95	0,114	0,107	Bórax (?)
V106P1-16.1.1	1388,48	1285,63	102,85	0,075	0,072	Sulfato o carbonato hidratado.
V106P1-16.4.2	1388,7	1285,85	102,85	0,075	0,072	Apatito, sulfato o carbonato hidratado.
V106P1-16.5.1	1388,48	1285,51	102,97	0,122	0,114	Sulfato o carbonato hidratado.
V106P1-16.6.1	1388,65	1285,7	102,95	0,114	0,107	Sulfato o carbonato hidratado.
V106P1-20.2.1	1388,4	1285,35	103,05	0,154	0,143	Sulfato o carbonato hidratado.

Tabla 7: Densidades de CO<sub>2</sub> de las burbujas presentes en las inclusiones del montaje P2 y minerales reconocidos en los bordes de estas, el cálculo es realizado según Fall et al. 2011 y Lamadrid et al. 2017. Además, se presentan las bandas superiores (v+) e inferiores (v-) de los espectros de CO<sub>2</sub>, así como el Fermi resonance splitting ( $\Delta$ ).

Inclusión	v+ (cm <sup>-1</sup> )	v- (cm <sup>-1</sup> )	$\Delta$	$\rho$ Fall et al. 2011 (g/cm <sup>3</sup> )	$\rho$ Lamadrid et al. 2017 (g/cm <sup>3</sup> )	Presencia de mineral en la burbuja
V106P2-08.1.1	1388,72	1286,02	102,7	0,019	0,019	-
V106P2-10.1.1	1388,35	1285,38	102,97	0,122	0,114	-
V106P2-10.1.2	1387,72	1284,74	102,98	0,126	0,118	-
V106P2-18.1.2	1388,21	1285,32	102,89	0,090	0,086	-
V106P2-19.1.1	1388,16	1285,29	102,87	0,082	0,079	Sulfato o carbonato hidratado.
V106P2-26.1.1	1388,4	1285,6	102,8	0,056	0,054	-

V106P2-27.1.1	1388,65	1285,61	103,04	0,150	0,139	Sulfato o carbonato hidratado.
V106P2-31.1.1 b	1388,57	1285,69	102,88	0,086	0,083	Sulfato o carbonato hidratado.
V106P2-31.1.2 a	1388,53	1285,7	102,83	0,067	0,065	Sulfato o carbonato hidratado.
V106P2-31.1.2 b	1387,66	1284,73	102,93	0,106	0,100	Apatito
V106P2-31.1.2 c	1388,36	1285,64	102,72	0,026	0,026	Apatito, corindón
V106P2-31.1.2 f	1388,27	1285,33	102,94	0,110	0,104	-
V106P2-31.1.3 a	1388,28	1285,44	102,84	0,071	0,068	Sulfato o carbonato hidratado.
V106P2-31.1.3 b	1388,3	1285,42	102,88	0,086	0,083	Apatito, Sulfato o carbonato hidratado.
V106P2-31.1.3 c	1387,81	1284,92	102,89	0,090	0,086	Apatito, Sulfato o carbonato hidratado.
V106P2-31.1.3 d	1388,05	1285,18	102,87	0,082	0,079	Apatito

Tabla 8: Densidades de CO<sub>2</sub> de las burbujas presentes en las inclusiones del montaje O1 y minerales reconocidos en los bordes de estas, el cálculo es realizado según Fall et al. 2011 y Lamadrid et al. 2017. Además, se presentan las bandas superiores (v+) e inferiores (v-) de los espectros de CO<sub>2</sub>, así como el Fermi resonance splitting ( $\Delta$ ).

Inclusiones	v+ (cm <sup>-1</sup> )	v- (cm <sup>-1</sup> )	$\Delta$	$\rho$ Fall et al. 2011 (g/cm <sup>3</sup> )	$\rho$ Lamadrid et al. 2017 (g/cm <sup>3</sup> )	Presencia de mineral en la burbuja
V106O1-03.2.2	1388,8	1285,88	102,92	0,102	0,097	-
V106O1-09.1.2	1388,91	1286,09	102,82	0,063	0,061	-
V106O1-12.1.1 C	1388,17	1285,1	103,07	0,162	0,150	Sulfato hidratado o fosfato.
V106O1-12.1.1 b	1387,92	1285,01	102,91	0,098	0,093	-
V106O1-12.1.1 a	1388,43	1285,64	102,79	0,052	0,051	-
V106O1-15.1.1	1388,55	1285,51	103,04	0,150	0,139	Sulfato
V106O1-16.1.1	1388,8	1285,96	102,84	0,071	0,068	-
V106O1-20.2.1	1388,42	1285,39	103,03	0,146	0,136	-
V106O1-21.1.1	1388,91	1286,21	102,7	0,019	0,019	-

Tabla 9: Densidades de CO<sub>2</sub> de las burbujas presentes en las inclusiones del montaje O2 y minerales reconocidos en los bordes de estas, el cálculo es realizado según Fall et al. 2011 y Lamadrid et al. 2017. Además, se presentan las bandas superiores (v+) e inferiores (v-) de los espectros de CO<sub>2</sub>, así como el Fermi resonance splitting ( $\Delta$ ).

Inclusiones	v+ (cm <sup>-1</sup> )	v- (cm <sup>-1</sup> )	$\Delta$	$\rho$ Fall et al. 2011 (g/cm <sup>3</sup> )	$\rho$ Lamadrid et al. 2017 (g/cm <sup>3</sup> )	Presencia de mineral en la burbuja
V106O2-7.1.1	1388,16	1285,2	102,96	0,118	0,111	-
V106O2-7.2.2	1388,237	1285,276	102,961	0,118	0,111	-
V106O2-7.5.1	1388,335	1285,34	102,995	0,132	0,123	-
V106O2-8.3.1	1388,21	1285,35	102,86	0,078	0,075	-
V106O2-10.1.1	1388,258	1285,307	102,951	0,114	0,108	-
V106O2-14.1.2	1388,08	1285,22	102,86	0,078	0,075	-
V106O2-14.1.3	1387,946	1285,03	102,916	0,100	0,095	-
V106O2-14.3.1	1388,039	1285,096	102,943	0,111	0,105	-
V106O2-22.1.1	1387,995	1285,071	102,924	0,103	0,098	-
V106O2-24.1.1	1388,47	1285,54	102,93	0,106	0,100	-

Tabla 10: Densidades de CO<sub>2</sub> de las burbujas presentes en las inclusiones del montaje O3 y minerales reconocidos en los bordes de estas, el cálculo es realizado según Fall et al. 2011 y Lamadrid et al. 2017. Además, se presentan las bandas superiores (v+) e inferiores (v-) de los espectros de CO<sub>2</sub>, así como el Fermi resonance splitting ( $\Delta$ ).

Inclusiones	v+ (cm <sup>-1</sup> )	v- (cm <sup>-1</sup> )	$\Delta$	$\rho$ Fall et al. 2011 (g/cm <sup>3</sup> )	$\rho$ Lamadrid et al. 2017 (g/cm <sup>3</sup> )	Presencia de mineral en la burbuja
V106O3-6.1.1 A	1388,37	1285,56	102,81	0,059	0,058	-
V106O3-6.1.1 B	1388,43	1285,52	102,91	0,098	0,093	-
V106O3-11.1.1	1388,35	1285,43	102,92	0,102	0,097	-
V106O3-11.3.1	1388,594	1285,77	102,824	0,065	0,063	-
V106O3-18.2.1	1388,49	1285,68	102,81	0,059	0,058	-
V106O3-25.1.1	1387,98	1285,09	102,89	0,090	0,086	-
V106O3-25.2.1	1388,048	1285,29	102,758	0,040	0,039	-
V106O3-36.1.1	1387,8	1284,9	102,9	0,094	0,090	-
V106O3-41.1.1	1387,944	1284,95	102,994	0,131	0,123	Fosfato
V106O3-41.1.2	1387,98	1285,061	102,919	0,101	0,096	Fosfato
V106O3-41.2.1	1388,11	1285,17	102,94	0,110	0,104	Fosfato
V106O3-41.2.2	1387,951	1285,05	102,901	0,094	0,090	Fosfato
V106O3-43.1.1	1388,12	1285,15	102,97	0,122	0,114	Fosfato
V106O3-44.2.1	1387,995	1285,103	102,892	0,091	0,087	Fosfato
V106O3-44.3.1	1388,231	1285,27	102,961	0,118	0,111	Fosfato
V106O3-45.1.2	1388,54	1285,777	102,763	0,042	0,041	-
V106O3-45.2.1	1388,279	1285,335	102,944	0,111	0,105	-
V106O3-46.1.1	1388,455	1285,66	102,795	0,054	0,052	-
V106O3-49.1.1	1388,28	1285,384	102,896	0,092	0,088	-
V106O3-49.1.2	1388,348	1285,47	102,878	0,085	0,082	-

Se puede observar que las densidades obtenidas utilizando la fórmula de Fall et al. (2011) son muy similares a las que se obtienen utilizando la fórmula de Lamadrid et al. (2017). Sin embargo, por similitud en el tipo de calibración y el tipo de láser utilizado, se considerarán de ahora en adelante los resultados obtenidos mediante la fórmula de Fall et al. (2011).

## 4.6 Mínima Presión de Atrapamiento

Obteniendo la densidad de CO<sub>2</sub> dentro de las burbujas, y considerando los diámetros de ellas, además de las dimensiones de las inclusiones (datos presentes en las tablas 1, 2, 3, 4 y 5) se puede calcular la masa de CO<sub>2</sub> total dentro de cada inclusión, así como su concentración en ppm. De esta forma, utilizando el Software Volatile Calc 2.0 de Newman y Lowenstern (2001), y asumiendo una concentración de H<sub>2</sub>O de 0,1 Mol, se obtuvo la mínima presión de atrapamiento para cada MI en bares. Los detalles de los cálculos para llegar a la concentración en ppm se adjuntan en Anexos C.

A continuación, se presentan los resultados de los cálculos obtenidos que derivan en la determinación de la mínima presión existente en la cual se atrapó cada inclusión vítrea. Las tablas 11, 12, 13, 14 y 15 exponen los resultados de los montajes P1, P2, O1, O2, y O3 respectivamente:

*Tabla 11: Masa de CO<sub>2</sub> total, concentración en ppm y presión en bares de las inclusiones del montaje P1. La determinación de la presión en bares se calculó utilizando una temperatura de 1100°C y un porcentaje de Sílice de 49.*

Inclusión	CO2 total (g)	CO2 (ppm)	CO2 (bares)
V106P1-02.1.2 a	1,73E-09	5.791,8	8.447
V106P1-03.1.2	9,81E-11	842,9	1.753
V106P1-07.3.1	8,74E-11	1.006,7	2.062
V106P1-08.2.5 a	3,39E-11	1.646,0	3.195
V106P1-08.2.6 b	9,20E-12	1.778,9	3.414
V106P1-08.3.13	1,79E-10	6.903,5	9.491
V106P1-12.1.4	6,13E-12	933,6	1.925
V106P1-12.5.1	5,58E-11	2.053,7	3.854
V106P1-16.1.1	3,81E-11	1.405,7	2.785
V106P1-16.4.2	1,72E-11	1.307,6	2.613
V106P1-16.5.1	4,64E-10	3.503,5	5.893
V106P1-16.6.1	7,43E-11	948,1	1.953
V106P1-20.2.1	5,57E-11	2.727,6	4.855

*Tabla 12: Masa de CO<sub>2</sub> total, concentración en ppm y presión en bares de las inclusiones del montaje P2. La determinación de la presión en bares se calculó utilizando una temperatura de 1100°C y un porcentaje de Sílice de 49, al igual que anteriormente.*

Inclusión	CO2 total (g)	CO2 (ppm)	CO2 (bares)
V106P2-08.1.1	2,19E-12	337,8	731
V106P2-10.1.1	6,36E-10	2.463,9	4.475
V106P2-10.1.2	6,57E-10	4.719,4	7.332
V106P2-18.1.2	4,29E-12	1.581,3	3.085
V106P2-19.1.1	5,38E-11	712,2	1.498
V106P2-26.1.1	1,35E-11	2.276,8	4.197
V106P2-27.1.1	6,90E-11	3.434,1	5.807
V106P2-31.1.1 b	1,86E-11	3.101,9	5.369
V106P2-31.1.2 a	9,91E-12	1.546,8	3.028
V106P2-31.1.2 b	4,44E-11	1.159,1	2.348
V106P2-31.1.2 c	9,06E-14	420,1	904
V106P2-31.1.2 f	3,20E-11	1.196,5	2.414
V106P2-31.1.3 a	4,63E-11	1.185,2	2.394
V106P2-31.1.3 b	1,52E-11	2.492,8	4.518
V106P2-31.1.3 c	1,48E-11	2.410,7	4.397
V106P2-31.1.3 d	3,65E-12	2.777,0	4.925

Tabla 13: Masa de CO<sub>2</sub> total, concentración en ppm y presión en bares de las inclusiones del montaje O1. La determinación de la presión en bares se calculó utilizando una temperatura de 1100°C y un porcentaje de Sílice de 47.

Inclusiones	CO2 total (g)	CO2 (ppm)	CO2 (bares)
V106O1-03.2.2	3,23E-11	2.154,5	2.309
V106O1-09.1.2	4,58E-12	3.568,3	3.587
V106O1-12.1.1 C	1,36E-11	10.776,1	8.352
V106O1-12.1.1 b	5,27E-11	3.269,1	3.331
V106O1-12.1.1 a	1,65E-11	1.520,2	1.675
V106O1-15.1.1	9,81E-11	6.162,6	5.573
V106O1-16.1.1	4,63E-11	2.139,5	2.294
V106O1-20.2.1	7,27E-12	6.430,7	5.757
V106O1-21.1.1	1,89E-12	839,0	950

Tabla 14: Masa de CO<sub>2</sub> total, concentración en ppm y presión en bares de las inclusiones del montaje O2. La determinación de la presión en bares se calculó utilizando una temperatura de 1100°C y un porcentaje de Sílice de 47.

Inclusiones	CO2 total (g)	CO2 (ppm)	CO2 (bares)
V106O2-7.1.1	1,33E-10	4.899,0	4.658
V106O2-7.2.2	3,95E-11	3.152,9	3.228
V106O2-7.5.1	6,30E-11	13.723,3	9.800
V106O2-8.3.1	4,76E-11	6.996,4	6.135
V106O2-10.1.1	2,56E-11	5.825,1	5.336
V106O2-14.1.2	6,38E-12	3.126,4	3.204
V106O2-14.1.3	1,41E-11	4.118,6	4.043
V106O2-14.3.1	3,72E-11	5.907,8	5.395
V106O2-22.1.1	6,74E-11	8.771,6	7.236
V106O2-24.1.1	2,38E-11	18.669,2	11.857

Tabla 15: Masa de CO<sub>2</sub> total, concentración en ppm y presión en bares de las inclusiones del montaje O3. La determinación de la presión en bares se calculó utilizando una temperatura de 1100°C y un porcentaje de Sílice de 47.

Inclusiones	CO2 total (g)	CO2 (ppm)	CO2 (bares)
V106O3-6.1.1 A	8,34E-12	4.873,4	4.637
V106O3-6.1.1 B	4,11E-12	2.745,8	2.862
V106O3-11.1.1	2,29E-11	4.685,9	4.493
V106O3-11.3.1	1,15E-12	1.923,9	2.081
V106O3-18.2.1	1,32E-11	2.636,2	2.763
V106O3-25.1.1	3,02E-11	1.909,2	2.069
V106O3-25.2.1	8,98E-12	2.396,8	2.539
V106O3-36.1.1	2,11E-11	3.508,8	5.110
V106O3-41.1.1	2,94E-11	10.902,5	8.419
V106O3-41.1.2	8,80E-11	11.389,8	8.671
V106O3-41.2.1	3,69E-11	10.037,3	7.956
V106O3-41.2.2	4,49E-11	7.746,5	6.615
V106O3-43.1.1	2,74E-11	5.812,9	5.327
V106O3-44.2.1	1,03E-10	2.767,3	2.792
V106O3-44.3.1	1,67E-11	6.668,8	5.918
V106O3-45.1.2	1,41E-11	1.253,3	2.402
V106O3-45.2.1	1,69E-11	4.484,8	4.337
V106O3-46.1.1	2,58E-11	1.918,0	2.076
V106O3-49.1.1	1,04E-10	7.738,6	6.610
V106O3-49.1.2	1,22E-10	32.965,9	16.259

## 4.7 Microtermometría

Los resultados de este experimento se detallarán para cada muestra:

- P1-20: La inclusión observada fue la 2.1. A los 400°C los bordes de la MI se volvieron difusos. A los 1073°C el cristal se tornó rojizo y se pudo observar bien la inclusión. A los 1120°C la burbuja de la inclusión 2.1 y las burbujas de las inclusiones cercanas disminuyeron de tamaño. No se homogeneizó la inclusión.
- P1-08: La inclusión estudiada fue la 3.13. Los bordes se volvieron difusos a los 820°C. El cristal se tornó rojizo a los 1000°C. A los 1180°C la burbuja se comenzó a hacer más pequeña. A los 1200°C algunas inclusiones con burbuja y cristales de tamaño menor a 5  $\mu\text{m}$  se homogeneizaron, pero no así la inclusión de interés.
- P1-03: La inclusión que se utilizó fue la 1.2. A los 900°C los bordes se volvieron difusos. A los 996°C los cristales de la inclusión se fundieron haciendo más traslúcido el material alrededor de la burbuja. A los 1112°C la burbuja se comenzó a hacer más pequeña. A los 1230 la burbuja desaparece. Al enfriar rápidamente la burbuja volvió a generarse.
- P2-10: La inclusión observada fue la 1.2. Nuevamente, los bordes de la MI se volvieron difusos, y el cristal se tornó rojizo a los 940°C. A los 1104°C la burbuja comenzó a disminuir en tamaño, cambiando su forma durante el proceso (se vuelve elipsoidal). A los 1200°C la burbuja se cambia de posición, pero sigue manteniéndose. La inclusión no se homogeneizó.
- P2-27: La inclusión que se observó fue la 1.1. A los 720°C los bordes se suavizaron, y a los 986°C la burbuja comenzó a hacerse más pequeña. Hasta los 1186°C la burbuja se movió libremente dentro de la inclusión mientras disminuía de tamaño y ya a los 1200°C esta era apenas visible.
- P2-31: La inclusión que se pudo estudiar fue la 1.3 a. A los 780°C el cristal se volvió rojizo. A los 960°C la burbuja se comenzó a hacer más pequeña hasta los 1190°C. Después de permanecer durante 30 segundos a 1200°C las inclusiones perdieron sus burbujas. Al disminuir la temperatura rápidamente las inclusiones se mantuvieron homogéneas.
- P1-07: La inclusión analizada fue la 3.1. Los bordes de la MI se hicieron difusos a los 790°C y a los 964°C el cristal se volvió rojizo. A los 1020°C la burbuja empezó a empequeñecer, y siguió en este proceso hasta los 1250°C, temperatura a la cual ya no se pudo seguir observando esta inclusión y se observó el proceso de las inclusiones de la misma familia. Finalmente, al enfriar rápidamente, se pudo observar que la inclusión de interés perdió su burbuja, pero seguía manteniendo los cristales.
- P1-16: La inclusión utilizada fue la 6.1. a los 680°C el cristal se tornó rojizo dificultando la observación de la MI. A los 895°C los bordes de la MI se hicieron difusos. Hasta los 1000°C la burbuja se mantuvo inalterable, y desde esta temperatura ya no se pudo observar la inclusión de interés y se procedió a observar las inclusiones cercanas pertenecientes a la misma MIA. Hasta los 1191°C las burbujas de las demás inclusiones se empequeñecieron y se movieron libremente dentro de las propias MI.

## 5. Discusiones

### 5.1 Petrología

En el diagrama TAS (Figura 16) de Le Bas et al. (1986) se observa que las muestras de Schiano et al. (2004), Marianelli et al. (1995) y Marianelli et al. (1999) caen dentro de los campos de tefrita (o basanita si  $OI > 10\%$ ) y traquibasalto, y son, por lo tanto, las muestras con menos sílice y álcalis de los estudios mostrados. Esto se puede deber a que las inclusiones estudiadas por estos autores fueron atrapadas dentro de olivinos, y reflejan la composición del magma que estaba alrededor de los cristales cuando estos crecían, y estos cristales suelen formarse en magmas más primitivos. Las demás muestras representan magmas que se encontraban alrededor de los cristales de piroxeno a medida que estos iban creciendo, por lo que tienen un porcentaje de sílice mayor, por ejemplo, las muestras de Cioni et al. (1998) se ubican principalmente en el sector de tefrita (o basanita), la muestra de Webster et al. (2001) se ubica dentro del sector de fonotefrita, y los resultados de Vaggelli et al. (1992) se ubican principalmente en los sectores de tefrifonolita y fonolita, con algunos en los campos de traquiandesita y traquita.

En el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) se presenta un trend principalmente calco-alcalino, el cual es típico de un ambiente de subducción, con la excepción de algunos resultados de las muestras de Vaggelli et al. (1992), los cuales se ubican sobre la curva del diagrama, y pueden ser consideradas toleíticas. Sin embargo, el hecho de que esas 3 inclusiones se ubiquen sobre la curva es resultado del bajo porcentaje de MgO que poseen las muestras en comparación a los porcentajes de álcalis y FeO total y no necesariamente a que se hayan formado a partir de magmas toleíticos. Su composición se puede deber a que fueron atrapadas en su mayoría en cristales de leucita  $K(AlSi_2O_6)$ , mineral que carece de Mg en su composición.

En la figura 18, se puede apreciar que no todas las muestras pueden ser representadas dentro de los campos, y las que se observan caen en el campo alcalino. Esto ocurre porque las muestras poseen un alto contenido de K, mayor al de los demás tipos de rocas representadas en el diagrama, el cual está hecho para clasificar rocas del tipo subalcalinas.

Según el diagrama AFM la composición del magma tiende a ser calco-alcalino, pero si se observa el diagrama  $K_2O$  de Ewart (1982), las inclusiones estudiadas no caen en el campo de los magmas calco-alcalinos, sino más bien en el del campo alcalino. Esto se puede deber a que el magma que dio origen a estas inclusiones tenga composición alcalina, pero se haya formado en un ambiente de subducción, lo que explicaría el comportamiento calco-alcalino en el diagrama AFM (el cual representa la formación de magnetita en un ambiente oxidante típico de subducción). Por lo tanto, el magma a partir del cual se formaron las inclusiones estudiadas por los autores anteriormente nombrados pudo haber sido un magma shoshonítico.

## 5.2 Inclusiones vítreas.

En los montajes P1 y P2 se observaron principalmente inclusiones recristalizadas y recristalizadas con la presencia de una burbuja. No se observaron inclusiones homogéneas. El tamaño de las inclusiones presentes en estas muestras varía desde los 2  $\mu\text{m}$  hasta los 80  $\mu\text{m}$ , encontrándose las burbujas en MI de todo el rango de tamaño. Mientras que en los montajes O1, O2 y O3 se observó un porcentaje menor de inclusiones recristalizadas (alrededor de un 10%), siendo predominante la presencia de MI homogéneas con una burbuja, y en algunos casos 2 burbujas o más; el tamaño de las inclusiones va desde 1  $\mu\text{m}$  hasta los 40  $\mu\text{m}$ .

Esta diferencia podría indicar que los cristales de piroxeno se enfriaron más lentamente que los olivinos, dando el tiempo suficiente para que se formaran varias fases a partir de un fundido atrapado. Según Roedder (1984), las MI más grandes y aquellas que se enfrían más lentamente suelen contener múltiples fases cuando se observan a temperatura ambiente, y puede consistir en cualquier combinación de vidrio, cristales y una o más burbujas de vapor.

Ahora bien, la presencia de burbujas en las inclusiones se puede deber a varias razones. Una de ellas es que el fenocristal en crecimiento haya atrapado una masa fundida silicatada saturada en volátiles (Cannatelli et al., 2016). Otra razón es que las burbujas se hayan formado después del atrapamiento de la MI debido una disminución en la presión dentro de esta, proceso que se genera por enfriamiento y posterior cristalización post-atrapamiento, generándose una burbuja de contracción (Roedder, 1979; Lowenstern, 1995; Schiano, 2003; Métrich y Wallace, 2008), la cual puede ser una burbuja de vacío si la inclusión vítrea atrapada no poseía volátiles, o puede contener los volátiles que originalmente estuvieron disueltos en la fase fundida (Steele-Macinnis et al., 2011). Por su parte, el enfriamiento durante la erupción y la difusión de  $\text{H}^+$  fuera de la inclusión, promueven el incremento de tamaño de la burbuja (Hauri, 2001; Gaetani et al., 2012; Bucholz et al., 2013).

Como se puede observar en las tablas 1 a 5, el porcentaje de volumen de las burbujas es distinto para cada especie mineral, y dicha diferencia se expresa en la figura 24, en la cual los montajes se agrupan de acuerdo con el tipo de fenocristal que contiene a las MI. Se puede distinguir, que las burbujas de las inclusiones vítreas atrapadas en los clinopiroxenos muestran volúmenes que van desde el 1% hasta el 10% respecto al volumen de su inclusión, con solo una excepción. Mientras que las burbujas de las inclusiones vítreas atrapadas en olivinos muestran volúmenes en un rango de 5-30% respecto a los volúmenes de sus inclusiones respectivas.

En algunos estudios se asume que las inclusiones vítreas con una razón de Volumen burbuja/Volumen inclusión mayor a un 5% representan inclusiones que han decrepitado parcialmente, atrapando una fase de vapor separada junto con el fundido, o que el volumen de la inclusión y/o la burbuja tengan una forma tabular (Moore et al., 2018). Por su parte, Lowenstern (1994) determinó el límite de tamaño para que una burbuja sea considerada como una burbuja de contracción, el cual es de 5 % vol. Mientras que Moore et al. (2015) calcularon el porcentaje de volumen de volátiles que se genera dentro de una inclusión según su composición y la variación de temperatura a la cual es sometida, obteniendo valores entre 3 y 5 % vol. para burbujas formadas dentro de MI

atrapadas en olivinos, y 1% vol. para burbujas que son formadas en inclusiones atrapadas en feldespatos. Así también, Robidoux et al. (2018) observó que las burbujas de contracción generadas en inclusiones de composición basáltica y atrapadas en olivinos con un alto porcentaje de forsterita, poseen un tamaño menor a 4 % vol. En cuanto Aster et al. (2016) calcularon el límite superior para el cual se considera que una burbuja pudo haberse formado por procesos post atrapamiento (contracción térmica y/o cristalización post-atrapamiento), y este varía entre un 5,8% hasta un 8,2% de volumen dependiendo de la muestra; dichos cálculos se basaron en el método de Riker (2005) y necesitó los valores del porcentaje en peso de los elementos mayores presentes en el vidrio de las inclusiones, así como el porcentaje de H<sub>2</sub>O. Entonces, ciertamente, al considerar el tamaño de las burbujas que se obtuvieron en este estudio, se puede observar que una gran parte de ellas no fueron formadas por procesos post atrapamiento, sino que fueron atrapadas junto con el fundido, en especial aquellas dentro de los olivinos. Sin embargo, no se puede obtener una estimación certera del límite de tamaño para discriminar el origen de las burbujas, debido a que no se tienen datos de la composición del vidrio de las inclusiones.

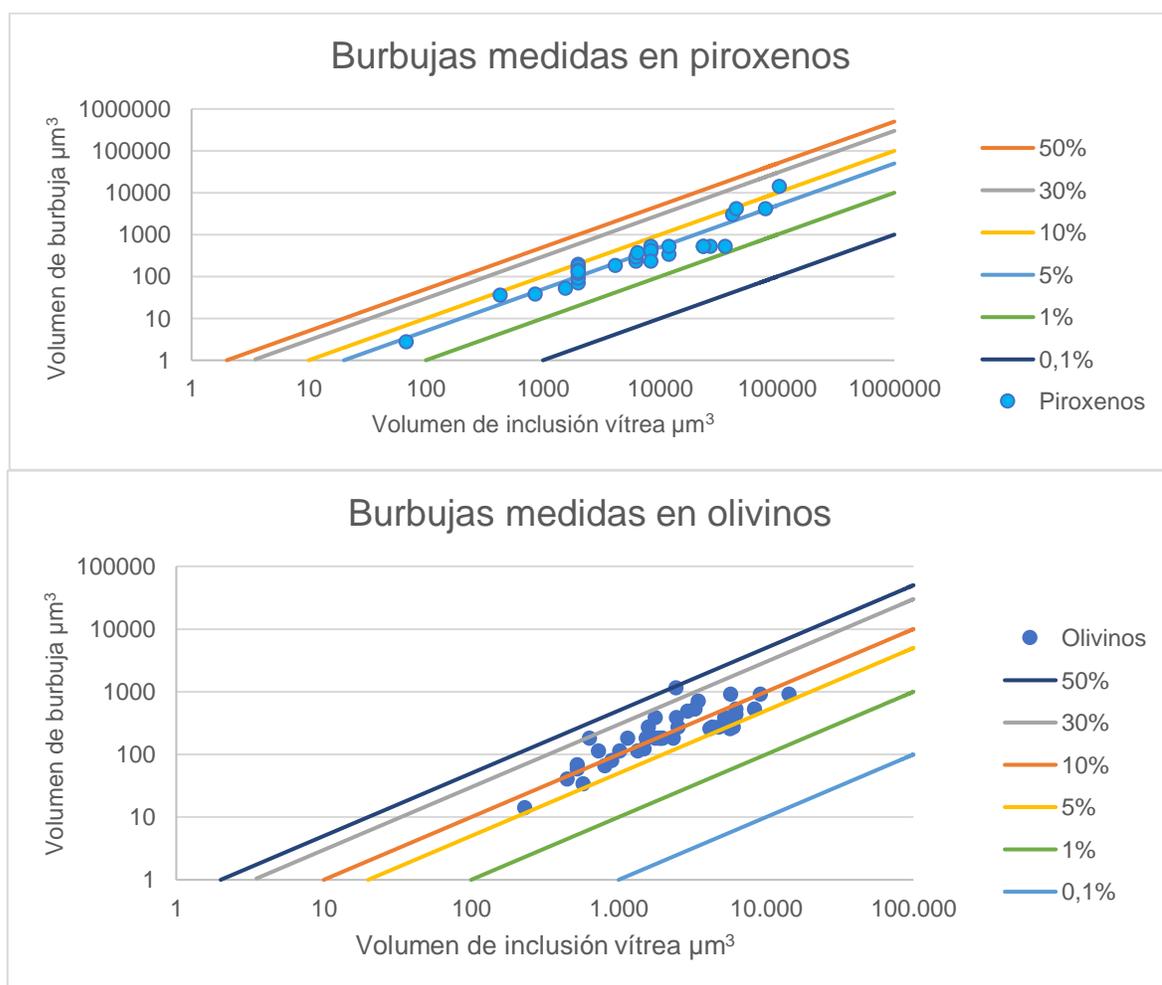


Figura 24: Comparación de los volúmenes de cada inclusión vítrea con respecto al volumen de su respectiva burbuja. Se muestran también líneas isovolumétricas que representan un porcentaje de volumen de vapor.

Para estimar la profundidad mínima de atrapamiento para cada inclusión se considerarán aquellas inclusiones que poseen las burbujas de menor tamaño. Para las inclusiones atrapadas en clinopiroxenos, se considerarán las inclusiones que poseen burbujas de un tamaño menor a 6% vol. Mientras que, para las inclusiones atrapadas en olivinos, se considerarán aquellas que tengan una burbuja de tamaño menor a 8% vol.

### **5.3 H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> y minerales contenidos en las burbujas**

Se analizaron 45 inclusiones atrapadas en piroxenos, de las cuales 29 presentaron una señal de CO<sub>2</sub> suficientemente intensa en sus burbujas para calcular su  $\Delta$ . Por otro lado, se pudo cuantificar el  $\Delta$  de los peaks de CO<sub>2</sub> de 43 burbujas de inclusiones ubicadas dentro de olivinos, de un total de 67. Esto se pudo deber a que las inclusiones fueron medidas en montajes multigrano, y no se pudo minimizar la profundidad de las burbujas individualmente.

Se analizaron las mismas inclusiones en búsqueda de un espectro de H<sub>2</sub>O, sin embargo, no se obtuvieron intensidades significativas, por lo tanto, se consideró una cantidad mínima de 0,1 %Mol para los cálculos de presión de atrapamiento y profundidad, utilizando el software de Newman y Lowerstern (2002).

Esta falta de H<sub>2</sub>O se podría relacionar a una interferencia con el espectro de la epoxy, o también a una difusión de H<sup>+</sup> hacia el fenocristal a través de defectos puntuales, que se generan a medida que la inclusión se enfría, Roedder (1979) ha demostrado que el H<sub>2</sub>O puede perderse desde inclusiones vítreas alojadas en olivino por esta razón.

Sin embargo, el H<sub>2</sub>O puede salir de las burbujas para formar minerales como carbonatos y sulfatos hidratados en las paredes de estas, los cuales probablemente son precipitados a partir de fluidos de C-O-H-S dentro de las burbujas (Kamenetsky et al., 2001, 2002, 2007; More et al., 2015; Esposito et al., 2016). Según estudios de inclusiones vítreas naturales por parte de Robidoux et al. (2018), la presencia de sulfatos y carbonatos hidratados detectados en las burbujas de las inclusiones vítreas de este estudio, pudieron haberse formado a partir de dos procesos. Uno de ellos sugiere la hidratación del vidrio y la difusión de volátiles hacia la burbuja cuando esta cesa de expandirse (Lowenstern, 1995), provocando reacciones en la interfaz vidrio-fluido que conducen a la precipitación mineral desde temperaturas hidrotermales a ambientales. El otro proceso involucra el atrapamiento de fluidos inmiscibles ricos en S en la burbuja de contracción, que provocan la precipitación mineral a temperaturas hidrotermales a ambientales. Robidoux et al. (2018) también propone que la migración del fluido rico en C-O-H-S hacia la burbuja ocurre durante la nucleación de ella, su expansión y hasta su contracción, alrededor de los 400-500°C, y la precipitación de carbonatos y sulfatos ocurre a temperaturas menores de 500°C.

En cuanto a la presencia de fosfatos en las burbujas, estos pueden provenir de los magmas primarios o cercanos a primarios (derivados del manto) del Vesubio, que se caracterizan por altos contenidos en K, P y volátiles, lo que es consistente con una fuente mantélica metasomatizada. (Marianelli et al., 1995).

Tomando en cuenta los resultados obtenidos de densidad de CO<sub>2</sub> de las inclusiones vítreas, las MI de los montajes P1 y P2 presentan valores que van desde los

0,019 g/cm<sup>3</sup> hasta los 0,27 g/cm<sup>3</sup>. Las inclusiones de los montajes O1, O2 y O3 presentan densidades entre 0,019 g/cm<sup>3</sup> y 0,16 g/cm<sup>3</sup>. Si se considera que la densidad de CO<sub>2</sub> máxima posible a temperatura ambiente es de 0,21 g/cm<sup>3</sup> (Esposito et al., 2011), los resultados de la medición de la inclusión P1-08.3.1, que arrojan 0,27 g/cm<sup>3</sup> quedan descartados.

La concentración de CO<sub>2</sub> de las inclusiones muestran una alta variabilidad en los dos grandes grupos de muestras. Estas variaciones pueden reflejar una diferencia significativa en el contenido volátil del fundido bajo el Vesubio antes y durante la erupción, pero también pueden deberse a modificaciones post-atrapamiento de las inclusiones vítreas (Steele-Macinnis et al., 2011; Esposito et al., 2011). Se ha interpretado que una variación muy amplia en el contenido de CO<sub>2</sub> en relación con el H<sub>2</sub>O, es producto del atrapamiento de inclusiones vítreas durante el ascenso y desgasificación de un cuerpo de magma. De esta forma, si un magma saturado en volátiles y en cristalización asciende a través de la corteza, la concentración de volátiles de las inclusiones vítreas es dependiente de la presión a la cual estas son atrapadas (Métrich y Wallace, 2008), por lo tanto, las diferencias en las concentraciones de volátiles de las inclusiones vítreas se asocian a diferentes profundidades de atrapamiento, aunque también se puede deber al crecimiento de los cristales en diferentes zonas del sistema magmático durante el ascenso.

Según Esposito et al. (2011), para distinguir si los rangos en el contenido de volátiles (CO<sub>2</sub>) observados son resultado de variaciones temporales y espaciales en el contenido volátil del fundido, o son variaciones que reflejan modificaciones post-atrapamiento, se deben analizar las familias de inclusiones vítreas, que se supone, fueron formadas a partir del mismo magma y por lo tanto, con la misma composición; si las inclusiones de las familias presentan una variación química amplia, significa que ocurrieron procesos post-atrapamiento que generaron esta diferencia.

Si se considera solamente el contenido de CO<sub>2</sub> de las burbujas se puede observar que existen familias de inclusiones que presentan la misma cantidad del gas en su interior (por ejemplo, la familia compuesta por las inclusiones P1-16.1.1 y P1-16.4.2) y otras familias que no (por ejemplo, la familia compuesta por las inclusiones O1-12.1.1 a, O1-12.1.1 b y O1-12.1.1 c). Sin embargo, las concentraciones de CO<sub>2</sub> de las inclusiones se calcularon considerando que el 80% de este gas migró hacia las burbujas, lo cual es solo una estimación considerando que no se obtuvieron datos de CO<sub>2</sub> del vidrio. Por lo tanto, en este estudio no se puede asumir que la variación en el contenido de CO<sub>2</sub> dentro de una misma familia de inclusiones vítreas es producto de modificaciones post-atrapamiento.

## **5.4 Mínima profundidad de atrapamiento**

Se asumió anteriormente que las burbujas de las inclusiones contienen el 80% del CO<sub>2</sub> total, y debido a esto se pudo inferir la mínima presión de atrapamiento de las inclusiones y posteriormente su profundidad mínima de atrapamiento, como se expone en la tabla 16 (Los parámetros utilizados para llegar a estos resultados se muestran en Anexos C). Se utilizó el mismo gradiente de presión que utilizaron Esposito et al. (2011) para el Distrito volcánico Flegreano, el cual corresponde a 27 Mpakm<sup>-1</sup>, puesto que el basamento es el mismo que se encuentra en el área Napolitana y en el Monte Somma-

Vesubio. Además, si se consideran solamente las densidades de CO<sub>2</sub> de aquellas inclusiones con burbujas que presentan un porcentaje de volumen dentro de los límites para considerarse formadas por procesos post-atrapamiento, se tienen 20 inclusiones atrapadas en clinopiroxenos y 12 inclusiones dentro de olivinos. De esta forma, las presiones calculadas a partir de la densidad medida serán mínimas presiones de atrapamiento, y no se sobreestimarán con resultados de aquellas burbujas que fueron atrapadas como una fase heterogénea.

*Tabla 16: Presión mínima de atrapamiento asociada a su correspondiente profundidad mínima de atrapamiento, calculada según el gradiente geobarométrico para el Distrito volcánico Flegreano.*

<b>Inclusión</b>	<b>Mínima presión (bares)</b>	<b>Mínima Profundidad (Km)</b>
V106P1-03.1.2	1.753	6,49
V106P1-07.3.1	2.062	7,64
V106P1-08.2.5 a	3.195	11,83
V106P1-08.2.6 b	3.414	12,64
V106P1-12.1.4	1.925	7,13
V106P1-12.5.1	3.854	14,27
V106P1-16.1.1	2.785	10,31
V106P1-16.4.2	2.613	9,68
V106P1-16.6.1	1.953	7,23
V106P1-20.2.1	4.855	17,98
V106P2-08.1.1	731	2,71
V106P2-10.1.1	4.475	16,57
V106P2-18.1.2	3.085	11,43
V106P2-19.1.1	1.498	5,55
V106P2-27.1.1	5.807	21,51
V106P2-31.1.2 a	3.028	11,21
V106P2-31.1.2 b	2.348	8,70
V106P2-31.1.2 c	904	3,35
V106P2-31.1.2 f	2.414	8,94
V106P2-31.1.3 a	2.394	8,87
V106O1-03.2.2	708	8,55
V106O1-12.1.1 b	1024	12,34
V106O1-12.1.1 a	493	6,20
V106O1-16.1.1	655	8,50
V106O2-7.2.2	3.228	11,96
V106O3-6.1.1 B	2.862	10,60
V106O3-11.3.1	2.081	7,71
V106O3-25.1.1	2.069	7,66
V106O3-36.1.1	5.110	18,93
V106O3-44.2.1	2.792	10,34
V106O3-45.1.2	2.402	8,9
V106O3-46.1.1	2.076	7,69

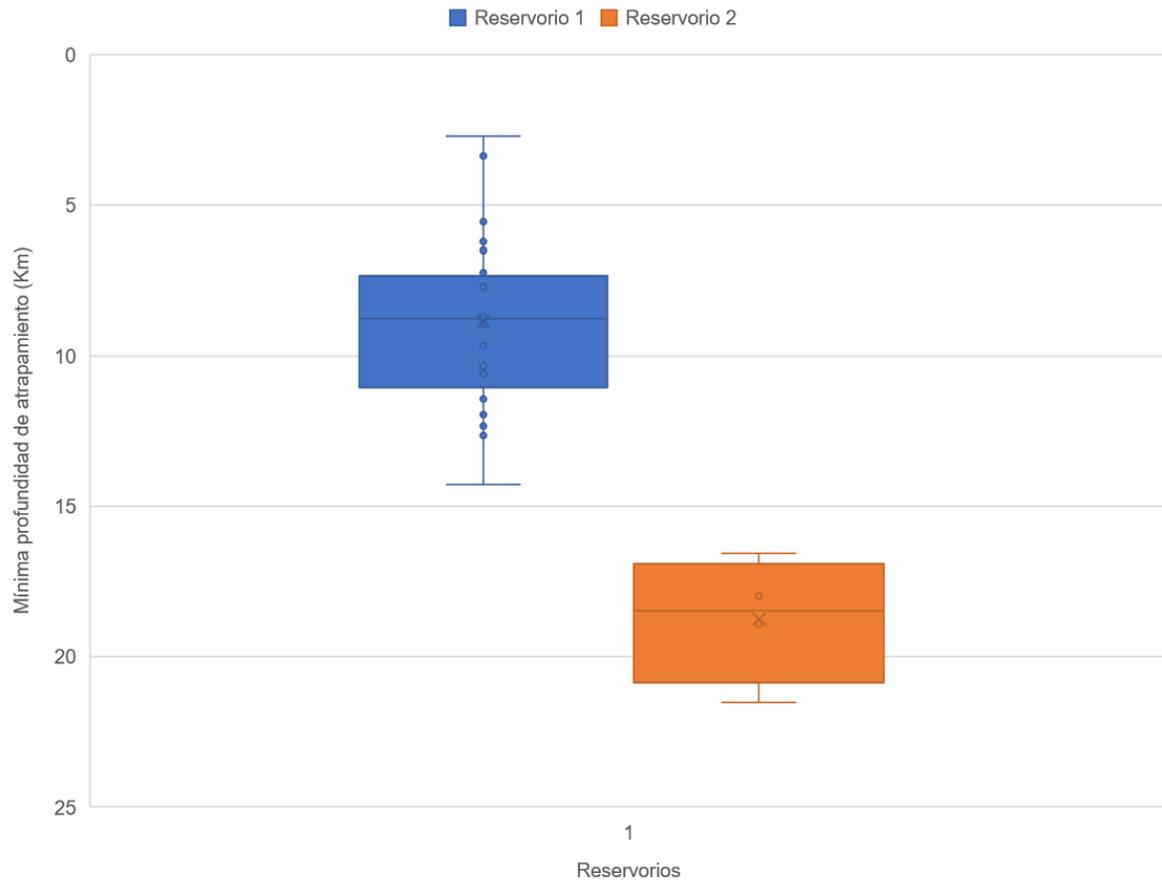
En la tabla 16 se puede observar que la mínima profundidad de atrapamiento de las inclusiones vítreas de las lavas de la erupción de 1906 del Volcán Vesubio varía desde los 2,71 Km hasta los 21,51 Km. Si se grafica su distribución (Figura 25), se puede observar que la mayor parte de las profundidades calculadas se ubican entre los 5 Km y los 14 Km, aunque también se observa un grupo pequeño ubicado entre los 16 Km y 19 Km.

Los dos grupos de profundidades podrían representar dos reservorios desde los cuales se tuvo aporte magma y por ende también de sus cristales en formación (junto con las inclusiones atrapadas en ellos). Se tiene entonces un modelo de aporte magmático (Modelo A) que sugiere la ubicación de un cuerpo de magma principal, entre los 5 Km y los 14 Km, con aporte de magma de un reservorio más profundo entre los 16 y 19 Km de profundidad.

Sin embargo, también se puede interpretar que el reservorio más somero se compone en realidad, de dos reservorios distintos y cercanos entre sí, generando un Modelo B de fuente magmática, como se puede observar en la figura 26, el cual se compone de un reservorio más somero ubicado entre los 6 y 9 Km, otro ubicado entre los 9,5 Km y 13 Km aprox. y uno más profundo entre los 16 y 19 Km.

Estos modelos no se contradicen con los resultados obtenidos por Belkin et al (1985), Marianelli et al. (1995), (1999), (2005) y Lima et al. (2003), que sugirieron la existencia de un reservorio magmático rico en volátiles ubicado entre los 8 y 20 Km de profundidad. Desde el cual el magma asciende para formar cámaras entre los 4 y 8 Km, incluso a profundidades menores entre los 3-4 Km de profundidad antes de las erupciones de baja energía (Santacroce et al. 1983; Fulignati et al. 1998; Marianelli et al. 1999; Balcone-Boissard et al, 2008; Balcone-Boissard et al., 2012; Fulignati et al., 2004; Fulignati y Marianelli, 2007). En cuanto a la erupción de 1906, Cannatelli et al. (2016) obtuvieron profundidades de reservorios magmáticos a 7,5-10 Km y 25-30 Km estudiando MI de sus lavas, mientras que, Cigolini (2007), obtuvieron profundidades de un posible reservorio magmático bajo el Vesubio a 9-10 Km, estudiando MI de depósitos piroclásticos.

Por lo tanto, la erupción de 1906 del Volcán Vesubio tuvo aporte de cristales provenientes de reservorios magmáticos ubicados a distintas profundidades, de los cuales no se puede, al menos en este estudio, conocer sus límites exactos.



*Figura 25: Modelo A de fuentes magmáticas de la erupción de 1906 del volcán Vesubio. La caja de color azul muestra la profundidad de un posible reservorio principal, mientras que la caja de color naranja muestra la profundidad de un segundo reservorio con menor influencia.*

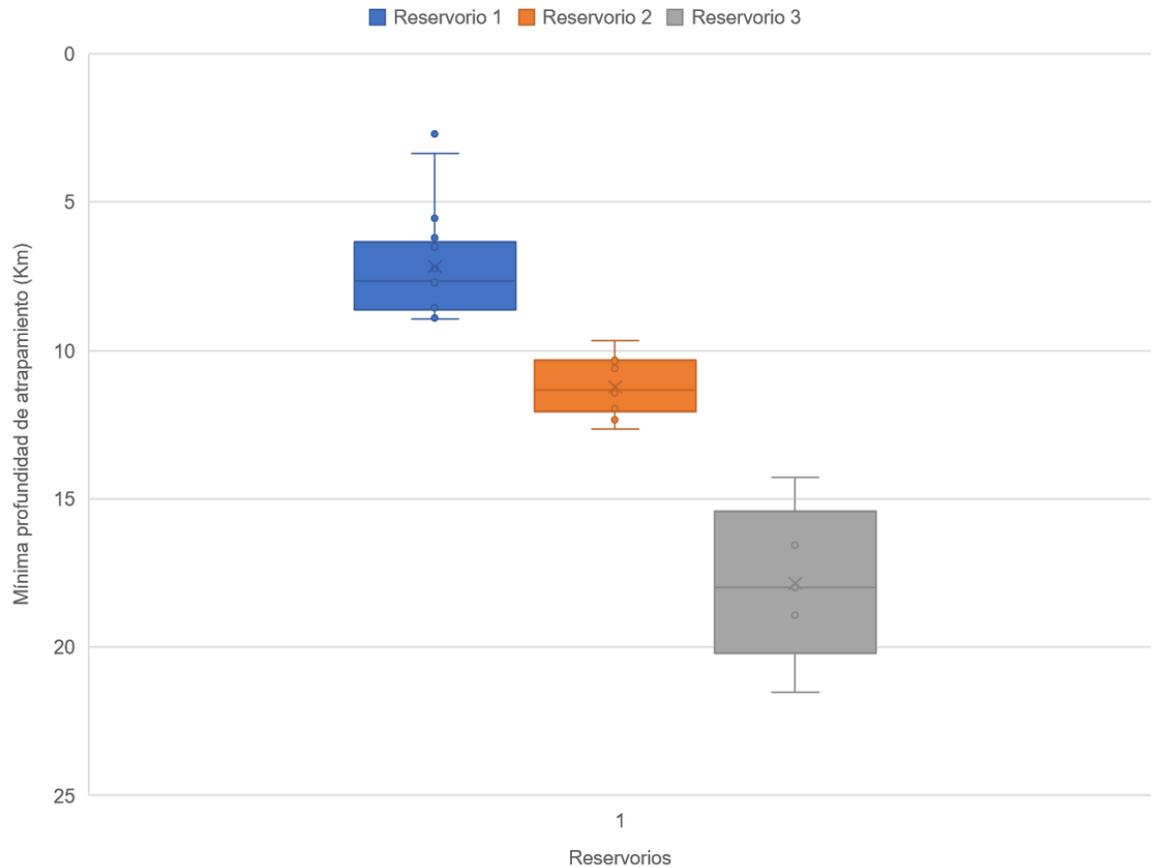


Figura 26: Modelo B de fuentes magmáticas de la erupción de 1906 del volcán Vesubio. La caja de color azul muestra la profundidad del cuerpo de magma más somero, mientras que las cajas naranja y gris muestran las profundidades de posibles reservorios más profundos que aportan magma al reservorio más somero.

## 5.5 Mínima profundidad de atrapamiento basada en estudios previos

Analizando inclusiones vítreas homogéneas con burbuja, obteniendo la densidad de CO<sub>2</sub> dentro de las burbujas, y calculando los volúmenes de ellas, además de los volúmenes del vidrio, es posible obtener el contenido de CO<sub>2</sub> total dentro de la inclusión. Para esto Esposito et al. (2011) utiliza un procedimiento de balance de masas entre el CO<sub>2</sub> atrapado en la burbuja y aquel contenido en el vidrio de las inclusiones. Sin embargo, en algunos estudios, el contenido de volátiles del vidrio o del material que rodea a la burbuja es desconocido. Según Moore et al. (2015), las burbujas de las inclusiones vítreas pueden ser analizadas mediante espectroscopía Raman pese a ser tan pequeñas como para poseer 1-2 μm de diámetro, mientras que, si el vidrio que rodea a las burbujas tiene menos de 20 μm de espesor en su dimensión más pequeña, generalmente no puede ser analizado por SIMS u otros instrumentos que miden la concentración de volátiles.

Como no existen datos sobre el contenido de CO<sub>2</sub> del vidrio de las inclusiones atrapadas en olivinos en este estudio, para calcular la concentración total de este volátil

dentro de las inclusiones, se realizaron los métodos propuestos por Moore et al. (2015), quienes plantean dos procedimientos, uno de ellos sugiere excluir el CO<sub>2</sub> que podría contener el vidrio, mientras que el segundo plantea que el contenido de CO<sub>2</sub> del vidrio puede ser obtenido aproximadamente basado en estudios previos de inclusiones vítreas del mismo depósito volcánico, De esta forma, es posible estimar un contenido mínimo del volátil dentro del fundido atrapado, utilizando solamente espectroscopía Raman.

Para realizar los procedimientos primero se seleccionaron las inclusiones homogéneas con burbuja, que correspondían a inclusiones atrapadas solamente en olivinos, luego se seleccionaron aquellas inclusiones que poseían una burbuja de tamaño menor a 8% vol. ya que es más probable que hayan sido generadas por procesos post atrapamiento, como se explicó anteriormente.

Al asumir que la fase vítrea tiene 0 ppm de CO<sub>2</sub>, se debe sumar el contenido de CO<sub>2</sub> de la burbuja al vidrio, y utilizando los volúmenes calculados respectivos, se obtiene un contenido mínimo de este volátil para la inclusión.

En ocasiones existen datos disponibles de inclusiones vítreas de la misma erupción, y estos pueden ser utilizados para aproximar el contenido de CO<sub>2</sub> del vidrio. Marianelli et al. (1999) analizaron la fase vítrea de MI atrapadas en olivinos de lavas de la erupción de 1906 del volcán Vesubio, indicando contenidos de CO<sub>2</sub> en un rango de 1700-1800 ppm. Basados en estos valores, se reconstruyó también el contenido de CO<sub>2</sub> del fundido original asumiendo que el vidrio contiene 1800 ppm de CO<sub>2</sub> representando así el máximo contenido reportado del volátil en esta fase. Para realizar este procedimiento primero se calculó la concentración de CO<sub>2</sub> de la inclusión asumiendo que el vidrio no contiene este volátil, y al resultado se le sumó la concentración finita asumida para el vidrio (1800 ppm). Según Moore et al. (2015), el procedimiento es válido puesto que la masa de la burbuja es insignificante en comparación a la masa de la fase vítrea.

De esta forma, la concentración de CO<sub>2</sub> reconstruida para estas inclusiones, asumiendo que el vidrio contiene 0 ppm de CO<sub>2</sub>, va desde los 792 ppm hasta los 2807 ppm, mientras que la concentración de CO<sub>2</sub> para las inclusiones que fue estimada asumiendo que el vidrio contenía 1800 ppm, abarca desde los 2592 hasta los 4607 ppm.

Utilizando la misma metodología descrita anteriormente se calcularon las mínimas presiones de atrapamiento para los dos procedimientos, y luego, empleando un gradiente de presión correspondiente a 27 Mpakm<sup>-1</sup> (Esposito et al., 2011), se pueden calcular las profundidades mínimas de atrapamiento, asumiendo en un primer caso que el vidrio de las inclusiones no poseen CO<sub>2</sub>, y un segundo caso que toma en cuenta las concentraciones de CO<sub>2</sub> del vidrio asumiendo 1800 ppm (Figura 27). Mediante el primer procedimiento se obtuvieron mínimas profundidades de atrapamiento entre los 3,34 y 10,81 Km, mientras que con el segundo procedimiento se obtuvieron profundidades entre los 10,08 y 16,42 Km.

Como se puede observar, el segundo procedimiento proporciona mínimas profundidades de atrapamiento que se podrían clasificar dentro de un posible reservorio, el cual coincide con las profundidades de los reservorios propuestos en los Modelos A y B. Además, estas profundidades se ubican dentro de los límites del reservorio propuesto

por Belkin et al (1985), Marianelli et al. (1995), (1999), (2005) y Lima et al. (2003), ubicado entre los 8 y 20 Km.

Los resultados obtenidos mediante el primer procedimiento son menores al mínimo que se podría obtener si se analiza el vidrio de las inclusiones, por lo tanto, es poco probable que puedan representar una posible fuente magmática para esta erupción.

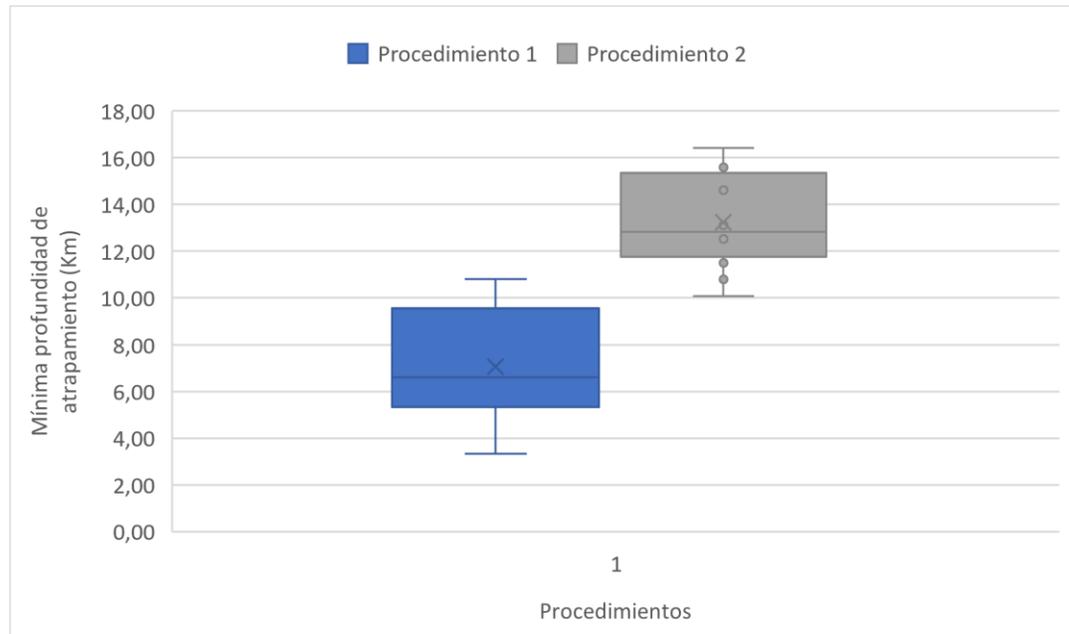


Figura 27: Mínimas profundidades de atrapamiento calculadas utilizando los procedimientos de Moore et al. (2015). La caja azul representa la mediana de las profundidades obtenidas asumiendo que el vidrio de las inclusiones no posee CO<sub>2</sub>. La caja gris representa la mediana de las profundidades obtenidas asumiendo que el vidrio de las inclusiones posee 1800 ppm de CO<sub>2</sub>, a partir de las concentraciones medidas por Marianelli et al. (1999).

## 5.6 Microtermometría

Se calentaron 8 inclusiones atrapadas dentro de clinopiroxenos. Los cristales de los bordes de las inclusiones se comenzaron a fundir entre los 400°C y los 940°C, pero no se homogenizaron los cristales ubicados dentro de la inclusión. Las burbujas disminuyeron de tamaño durante el proceso de calentamiento, y en 5 inclusiones las burbujas se disolvieron cerca de los 1200°C, y al enfriar rápidamente provocando la contracción térmica estas se volvieron a formar; salvo la inclusión P2-31.1.3, la cual se homogenizó completamente en torno a los 1200°C y permaneció homogénea al llegar nuevamente a temperatura ambiente.

Cabe destacar que al calentar la inclusión P1-07.3.1 esta se homogenizó, pero al provocar la contracción térmica los cristales se volvieron a formar dentro de la inclusión, y no así su burbuja. Lo que puede significar que hubo una fuga de volátiles desde la inclusión hacia el fenocristal provocada por el sobrecalentamiento del piroxeno.

La mayoría de las inclusiones no se homogenizó, esto se puede deber a dos razones. Una de ellas es que la presión interna de las inclusiones vítreas haya sido demasiado alta en comparación a la presión atmosférica, y se necesite añadir presión al experimento para llegar a homogenizarlas. La presión a la cual que deberían someter las inclusiones para homogenizarlas, sería su presión de atrapamiento, la cual, según datos de este estudio debería rondar entre los 500 y 5800 bares. Otro motivo es que haya ocurrido difusión de  $H^+$ , provocando una despresurización y formación de una burbuja de contracción y también una temperatura de homogenización que excede la temperatura de atrapamiento original (Danyushevsky et al., 2002). En ambos casos, la solución sería utilizar un vaso de presión para calentar las inclusiones en presencia de un vidrio hidratado, como el descrito por Mironov et al. (2015). De esta forma, se pueden generar condiciones similares a las que había en el momento en que las MI fueron atrapadas, puesto que se genera un gradiente de fugacidad de  $H_2O$ , y esta se difunde hacia la inclusión y rehidrata el fundido hasta su contenido original.

## 6. Conclusiones

El Volcán Vesubio inició su actividad hace 18.300 años, luego de la erupción Pomici di Base. Su último período volcánico comenzó el año 79 d. C y finalizó el año 1944, caracterizándose por emisiones de magma altamente insaturado, dese tefrita leucítica a fonolita leucítica.

La erupción de 1906 se clasificó como estromboliana violenta, causada por episodios de ascenso rápido de magma, empujando el líquido almacenado en reservorios someros. Esto habría generado flujos de lava que se desplazaron a altas velocidades y alcanzaron extensiones kilométricas.

El objetivo principal de este estudio consistió en calcular la profundidad de los reservorios magmáticos que dieron origen a la erupción de 1906 del Monte Vesubio, a partir del estudio de inclusiones vítreas. Esto se logró mediante la descripción detallada de las inclusiones vítreas atrapadas en fenocristales de lavas de dicha erupción, reconociendo familias de inclusiones que poseían burbujas para su estudio mediante Espectroscopía Raman y Microsonda Electrónica.

Se analizaron 45 inclusiones atrapadas en clinopiroxenos, y 67 inclusiones ubicadas dentro de olivinos utilizando Espectroscopía Raman, de las cuales 29 y 43 presentaron un espectro de CO<sub>2</sub> dentro de sus burbujas, respectivamente. No se observaron espectros de H<sub>2</sub>O de una intensidad significativa en las inclusiones.

A partir de los peaks de CO<sub>2</sub> medidos se determinó la densidad de CO<sub>2</sub> contenida en cada burbuja, presentando valores entre los 0,019 g/cm<sup>3</sup> y los 0,27 g/cm<sup>3</sup> en las burbujas de inclusiones atrapadas en clinopiroxenos; y valores entre 0,019 g/cm<sup>3</sup> y 0,16 g/cm<sup>3</sup> en las burbujas de inclusiones atrapadas en olivinos.

Los valores de densidad de CO<sub>2</sub> de las burbujas permitieron estimar una concentración de este volátil dentro de cada inclusión en unidades de ppm. Obteniendo un rango de valores entre 337 ppm a 6.903 ppm en las inclusiones dentro de clinopiroxenos, y valores en un rango de 838-32.965 ppm en inclusiones dentro de olivinos.

Producto a la ausencia de espectros importantes de H<sub>2</sub>O se asumió que no existía una concentración de esta en las inclusiones, y dicha ausencia se puede asociar ya sea a una interferencia con la señal de la epoxy o a una fuga de H<sup>+</sup> hacia los fenocristales que pudo haber ocurrido debido al largo tiempo que las inclusiones permanecieron enfriándose. Sin embargo, también se puede deber a la formación de minerales como sulfatos y carbonatos en la interfaz vidrio-burbuja.

Se asumió también un límite de tamaño para las burbujas, el cual discrimina entre aquellas que se pudieron haber formado mediante procesos post-atrapamiento y aquellas que pudieron haber sido atrapadas como una fase heterogénea. Según esta clasificación, solamente se tomaron en cuenta los valores de concentración de CO<sub>2</sub> de las inclusiones que tenían una burbuja de tamaño menor a 6% vol. dentro de piroxenos, y burbujas que

tenían un tamaño menor a 8% vol. dentro de olivinos. De esta forma, se obtuvieron estimaciones de las mínimas presiones de atrapamiento y mínimas profundidades de atrapamiento correspondientes.

Se establecieron dos modelos de fuente magmática para la erupción de 1906. El Modelo A sugiere la existencia de un reservorio ubicado entre los 6 y 13 Km de profundidad, con aporte de magma de un reservorio más profundo ubicado entre los 16 y 19 Km. El Modelo B sugiere la existencia de tres reservorios conectados entre sí, uno ubicado entre los 6 y 9 Km, un segundo reservorio ubicado entre los 9,5 Km y 13 Km aprox. y uno más profundo entre los 16 y 19 Km.

También, se calculó la mínima profundidad de atrapamiento considerando la concentración de CO<sub>2</sub> obtenida en el vidrio de inclusiones atrapadas en olivinos de lavas de 1906, analizadas por otros autores. Dichas profundidades caen en el rango de 10-16,4 Km. Resultado que coincide con los modelos propuestos.

Como se puede observar en el capítulo de Metodologías y en Anexos D, se esperó obtener información de análisis efectuados mediante Microsonda Electrónica, tanto de la composición de algunos fenocristales de olivino en su centro y borde, como del vidrio de sus inclusiones. Estos resultados no se obtuvieron y varios cálculos se estimaron utilizando información de estudios anteriores concernientes a espectroscopía Raman aplicada a burbujas de inclusiones vítreas. De la misma forma, la composición del magma que originó la erupción de 1906 del volcán se determinó a partir de los análisis de inclusiones vítreas realizados por otros autores.

Este estudio se puede mejorar de varias formas. En primer lugar, se sugiere trabajar con inclusiones de un tamaño mayor a 30  $\mu\text{m}$ , puesto que, en estas inclusiones se pueden realizar otros estudios que complementan los resultados obtenidos por Espectroscopía Raman. Por ejemplo, se podría utilizar SIMS para medir y calcular la concentración real de volátiles en el vidrio de las inclusiones homogéneas con burbuja, y de esta forma obtener una concentración de CO<sub>2</sub> más exacta dentro de las inclusiones. También se puede medir de forma más exacta las dimensiones de las inclusiones y sus burbujas, se podrían realizar montajes individuales y pulir por dos lados ortogonales, o usar microtomografía de rayos X. En cuanto a la homogenización de inclusiones recristalizadas, se recomienda la utilización de un vaso de presión con vidrio hidratado, y un análisis posterior mediante Microsonda Electrónica; el vaso de presión evita que las inclusiones decrepiten debido a la diferencia de presión que poseen con el ambiente, y el vidrio hidratado rehidrata las inclusiones si es que han percibido una fuga de H<sup>+</sup> durante su enfriamiento.

El estudio de las inclusiones vítreas a través de espectroscopía Raman demuestra la gran versatilidad de este instrumento en cuanto al tipo de mediciones que se pueden realizar, ya que es una técnica no destructiva que permite la repetición de estudios y la conservación de la muestra para otras técnicas analíticas. Se recomienda continuar con este tipo de análisis complementándolo con otras técnicas, para determinar la profundidad de reservorios magmáticos, ya que entrega una buena estimación si se eligen las inclusiones correctas.

## 7. Bibliografía

Anderson, H., & Jackson, J. (1987). Active tectonics of the Adriatic Region. *Geophysical Journal International*, 91, 937-983.

Anderson, A. T., & Brown, G. G. (1993). CO<sub>2</sub> contents and formation pressures of some Kilauean melt inclusions. *American Mineralogist*, 78, 794-803.

Aster, E., Wallace, P. J., Moore, L. R., Watkins, J., Gazel, E., Bodnar, R. J. (2016). Reconstructing CO<sub>2</sub> concentrations in basaltic melt inclusions using Raman analysis of vapor bubbles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 323, 148-162.

Auger, E., Gasparini, P., Virieux, J., Zollo, A. (2001). Seismic evidence of an extended magmatic sill under Mt. Vesuvius, *Science* 294, 1510-1512.

Aulinas, M., Civetta, L., Di Vito, M. A., Orsi, G., Gimeno, D., Fernández-Turiel, J. L. (2008). The "Pomici di mercato" Plinian eruption of Somma-Vesuvius: magma chamber process and eruption dynamics. *Bulletin of Volcanology*, 70, 825-840.

Avanzinelli, R., Elliott, T., Tommasini, S., Conticelli, S. (2009). Constraints on the genesis of the potassium-rich Italian volcanics from U/Th disequilibrium. *Journal of Petrology*, 49, 195-223.

Avanzinelli, R., Lustrino, Michele., Mattei, Massimo., Melluso, Leone., Conticelli, Sandro. (2009). Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: Significance of carbonated pelitic vs. pelitic sediment recycling at destructive plate margins. *Lithos*, 113, 213-227.

Avanzinelli, R., Cioni, R., Conticelli, S., Giordano, G., Isaia, R., Mattei, M., Melluso, L., Sulpizio, R. (2017). The Vesuvius and the other volcanoes of Central Italy. *Geological Field Trips*, 9, 1-158. doi10.3301/GFT.2017.01

Ayuso, R. A., De Vivo, B., Rolandi, G., Seal II, R. R., Paone, A. (1998). Geochemical and isotopic (Nd-Pb-Sr-O) variations bearing on the genesis of volcanic rock from Vesuvius, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 82, 53-78.

Balcone-Boissard, H., Villemant, B., Boudon, G., Michel, A. (2008). Non-volatile vs volatile behaviours of halogens during the AD eruption of Mt. Vesuvius, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 66-79.

Balcone-Boissard, H., Boudon, G., Ucciani, G., Villemant, B., Cioni, R., Civetta, L., Orsi, G. (2012). Magma degassing and eruption dynamics of the Avellino pumice Plinian eruption of Somma-Vesuvius (Italy). Comparison with the Pompeii eruption. *Earth and Planetary Science Letters*, 331-332, 257-268.

Ballini, A., Barberi, F., Laurenzi, M. A., Mezetti, F., Villa, I. M. (1989). Nuovi dati sulla stratigrafia del vulcano di Roccamonfina. *Boll Gruppo Nazionale Vulcanologia*, 2, 533-556.

Barrabé, L., & Deicha, G. (1956). Expériences de fusion et de cristallisation magmatique sur des reliquats vitreux des quartz dihexaédriques de la Guadeloupe. *Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie*, 79, 146-155.

Barsotti, S., Neri, A., Bertagnini, A., Cioni, R. (2015). Dynamics and tephra dispersal of Violent Strombolian eruptions at Vesuvius: insights from field data, wind reconstruction and numerical simulation of the 1906 event. *Bulletin of Volcanology*, 77, 58.

Beccaluva, L., Bianchini, G., Mameli, P., Natali, C. (2013). Miocene shoshonite volcanism in Sardinia: Implications for magma sources and geodynamic evolution of the central-western Mediterranean. *Lithos*, 180-181, 128-137.

Belkin, H.E., De Vivo, B., Roedder, E., Cortini, M. (1985). Fluid inclusion geobarometry from ejected Mt. Somma-Vesuvius nodules. *American Mineralogist*, 70, 288-303.

Bianco, F., Castellano, M., Milano, G., Ventura, G., Vilardo, G. (1998). The Somma-Vesuvius stress field induced by regional tectonics: evidences from seismological and mesostructural data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 82, 199-218.

Bucholz, C.E., Gaetani, G.A., Behn, M.D., Shimizu, N. (2013). Post-entrapment modification of volatiles and oxygen fugacity in olivine-hosted melt inclusions. *Earth Planet Science Letters*, 374, 145-155.

Cannatelli, C., Doherty, A. L., Esposito, R., Lima, A. & De Vivo, B. (2016a). Understanding a volcano through a droplet: A melt inclusion approach. *Journal of Geochemical Exploration*. Elsevier B.V, 171, 4-19.

Cannatelli, C., Principe, C., Paolillo, A., Lima, A., De Vivo, B. (2016b). Feeding systems at Mt Somma-Vesuvius volcano (Italy): insights from melt inclusions hosted in xenoliths. *Cities on Volcanoes*, 9.

Carmignani, L., Carosi, A., Di Pisa, A., Gattiglio, M., Musumeci, G., Oggiano, G., Pertusati, P. C. (1994). The Hercynian chain in Sardinia, Italy. *Geodinamica Acta*, 7, 31-47.

Chester, D.K., & Duncan, A.M. (2007). Lieutenant-Colonel Delmé-Radcliffe's report on the 1906 eruption of Vesuvius, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 166, 204-216.

Chiarabba, C., Covane, L., DiStefano, R. (2005). A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics*. 395, 251–268.

Cifelli, F., Mattei, M., Rossetti, F. (2007). Tectonic evolution of arcuate mountain belts on top of a retreating subduction slab: The example of the Calabrian Arc. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 112, B09101, doi: 10.1029/2006JB004848.

Cigolini, C. (2007). Petrography and thermobarometry of high-pressure ultramafic ejecta from Mount Vesuvius, Italy: inferences on the deep feeding system. *Periodico di Mineralogia*. 76 (2-3), 5-24.

Cioni, R., Marianelli, P., Santacroce, R. (1998). Thermal and compositional evolution of the shallow magma chambers of Vesuvius: Evidence from pyroxene phenocrysts and melt inclusions. *Journal of Geophysical Research*, 103, 18277-18294.

Cioni, R., Santacroce, R., Sbrana, A. (1999). Pyroclastic deposits as a guide for reconstructing the multi-stage evolution of the Somma-Vesuvius caldera. *Bull Vulcanol.* 61, 207-222.

Cioni, R., Longo, A., Macedonio, G., Santacroce, R., Sbrana, A., Sulpizio, R., Andronico, D. (2003). Assessing pyroclastic fall hazard through field data and numerical simulations: Example from Vesuvius. *Journal of Geophysical Research*, 108(B2), 2063 DOI 10.1029/2001JB000642

Civetta, L., D'Antonio, M., de Lorenzo, S., Di Renzo, V., Gasparini, P. (2004). Thermal and geochemical constraints on the 'deep' magmatic structure of Mt. Vesuvius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 133, 1-12.

Clocchiatti, R. (1975). Les inclusions vitreuses du quartz: données optiques, thermométriques et chimiques. *Mémoire Société géologique Française*, 122, 1-96.

Collettini, C., De Paola, N., Holdsworth, R. E., Barchi, M. R. (2006). The development and behaviour of low-angle normal faults during Cenozoic asymmetric extension in the Northern Apennines, Italy. *Journal of Structural Geology*, 28, 333-352.

Conticelli, S., Melluso, L., Perini, G., Avanzinelli, R., Boari, E. (2004). Petrologic, geochemical, and isotopic characteristics of potassic and ultrapotassic magmatism in Central-Southern Italy: inferences on its genesis and on the nature of mantle sources. *Periodico Mineralogia*, 73, 153-164.

Conticelli, S., Laurenzi, M. A., Giordano, G., Mattei, M., Avanzinelli, R., Melluso, L., Tommasini, S., Boari, E., Cifelli, F., Perini, G. (2010). Leucite-bearing (kamafugitic/leucititic) and -free (lamproitic) ultrapotassic rocks and associated shoshonites from Italy: constraints on petrogenesis and geodynamics. *Journal of the Virtual Explorer*, 36, paper # 20.

D'Agostino, N. & Selvaggi, G. (2004). Crustal motion along the Eurasia-Nubia plate boundary in the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research*, 109, B11402, doi:10.1029/2004JB002998.

D'Agostino, N., Avallone, A., Cheloni, D., D'Anastasio, E., Mantenuto, S., Selvaggi, G. (2008). Active tectonics of the Adriatic region from GPS, earthquake slip vectors. *Journal of Geophysical Research*, 113, B12413 doi:10.1029/2008JB005860

Danyushevsky, L. V., McNeill, A. W., Sobolev, A. V. (2002). Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages, and complications. *Chem. Geol.* 183, 5-24.

De Astis, G., Kempton, P. D., Peccerillo, A., Wu, T. W. (2006). Trace element and isotopic variations from Mt. Vulture to Campanian volcanoes: constraints for slab detachment and mantle inflow beneath southern Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 151, 331-351.

De Natale, G., Troise, C., Pingue, F., Mastrolorenzo, G., Pppalardo, L. (2006). The Somma-Vesuvius volcano (Southern Italy): Structure, dynamics and Hazard evaluation. *Earth-Science Reviews*. 74, 73-111.

De Vivo, B., Rolandi, G., Gans, P. B., Calvert, A., Bohrson, W. A., Spera, F. J., Belkin, H. E. (2001). New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy). *Mineralogy and Petrology*. 73, 47-65.

Devoti, R., Riguzzi, F., Cuffaro, M., Doglioni, C. (2008). New GPS constraints of the kinematics of the Apennine subduction. *Earth Planetary Science Letters*. 273 (1-2), 163-174.

Devoti, R., Esposito, A., Pietrantonio, G., Pisani, A. R., Riguzzi, F. (2011). Evidence of large scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary. *Earth and Planetary Science Letters*. 311, 230-241.

Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H. W., Knott, S. D. (1989). Kinematics of the Western Mediterranean. In: "Alpine Tectonics", Coward M.P., Dietrich D. & Park R.G. (eds.). *Geological Society Special Publication*, 45, 265-283.

Di Renzo, V., Di Vito, M.A., Arienzo, I., Civetta, L., D'Antonio, M., Giordano, F., Orsi G., Tonarini, S. (2007). Magmatic history of Somma-Vesuvius on the basis of new geochemical and isotopic data from a deep borehole (Camaldoli della Torre). *Journal of Petrology*, 48, 753-784.

Doglioni, C., Harabaglia, P., Merlini, S., Mongelli, F., Peccerillo, A. (1999). Orogens and slabs vs. their direction of subductions. *Earth Science Reviews*, 45, 167-208.

Dolgov, Y. A., & Bazarov, L. S. (1965). A chamber for the investigation of inclusions of mineral-forming solutions and melts at high temperatures, in *Mineralogical thermometry and barometry: Moscow "Nauka" Press*, 118-122.

Esposito, R., Bodnar, R. J., Danyushevsky, L. V., De Vivo, B., Fedele, L., Hunter, J., Lima, A., Shimizu, N. (2011). Volatile evolution of magma associated with the Solchiaro eruption in the Phlegrean Volcanic District (Italy). *Journal of Petrology*, 52 (12), 2431-2460.

Esposito, R., Lamadrid, H. M., Redi, D., Steele-Macinnis, M., Bodnar, R. J., Manning, C. E., De Vivo, B., Cannatelli, C., Lima, A. (2016). Detection of liquid H<sub>2</sub>O in vapor bubbles in reheated melt inclusions: Implications for magmatic fluid composition and volatile budgets of magmas. *American Mineralogist*. 101, 1691-1695.

Ewart, A. (1982). The Mineralogy and Petrology of Tertiary-Recent Orogenic Volcanic Rocks: With a Special Reference to the Andesitic-Basaltic Compositional Range. In: Thorpe, R.S., Ed., *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Wiley. Chichester, 25-95.

Fall, A., Tattitch, B., Bodnar, R. J. (2011). Combined microthermometric and Raman spectroscopic technique to determine the salinity of H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl fluid inclusions based on clathrate melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 951-964.

Fisher, R., Orsi, G., Ort, M., Heiken, G. (1993). Mobility of a large-volume pyroclastic flow – emplacement of the Campanian Ignimbrite, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 56, 205-220.

Frezzotti, M. L. (2001). Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology. *Lithos* 55, 273-299.

Frezzotti, M., Tecce, F., Casagli, A. (2012). Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration*. 112, 1-20.

Fulignati, P., Marianelli, P., Sbrana, A. (1998). New insights on the thermometamorphic-metasomatic magma chamber shell of the 1944 eruption of Vesuvius. *Acta Vulcanologica*, 10, 47-54.

Fulignati, P., Marianelli, P., Métrich, N., Santacroce, R., Sbrana, A. (2004). Towards a reconstruction of the magmatic feeding system of the 1944 eruption of Mt Vesuvius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 133, 13-22.

Fulignati, P., & Marianelli, P. (2007). Tracing volatile exsolution within the 472 AD “Pollena” magma chamber of Vesuvius (Italy) from melt inclusion investigation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 161, 289-302.

Gaetani, G. A., O’Leary, J.A., Shimizu, N., Bucholz, C. E., Newville, M. (2012). Rapid equilibration of H<sub>2</sub>O and oxygen fugacity in olivine-hosted melt inclusions. *Geology*. 40, 915-918.

Giano, S., Pescatore, E., Agosta, F., Prosser, G. (2018). Geomorphic evidence of Quaternary tectonics within an underlap fault zone of southern Apennines, Italy. *Geomorphology*, 303, 172-190.

Goes, S., Giardini, D., Jenny, S., Hollenstein, C., Kahleb, H. G., Geigerb, A. (2004). A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 335-345.

Hartley, M. E., MacLennan, J., Edmonds, M., Thordarson, T. (2014). Reconstructing the deep CO<sub>2</sub> degassing behaviour of large basaltic fissure eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 393, 120-131.

Hauri, E. (2001). SIMS analysis of volatiles in silicate glasses, 2: isotopes and abundances in Hawaiian melt inclusions. *Chemical Geology*. 183, 115-141.

Hunstad, I., Selvaggi, G., D'Agostino, N., England, P., Clarke, P., Pierozzi, M. (2003). Geodetic strain in peninsular Italy between 1875 and 2001. *Geophysical Research Letters*, 30, 1181. doi:10.1029/2002GL016447.

Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Mattei, M., Rossetti, F., Brunet, C., Storti, F., Funicello, R., Cadet, J. P., D'Agostino, N., Parra, T. (1998). Midcrustal shear zones in postorogenic extension: Example from the northern Tyrrhenian Sea. *Journal of Geophysical Research*, 103, 12123-12160.

Kamenetsky, V. S., Binns, R. A., Gemmell, J. B., Crawford, A. J., Mernagh, T. P., Maas, R., Steele, D. (2001). Parental basaltic melts and fluids in eastern Manus backarc basin: implications for hydrothermal mineralization. *Earth and Planetary Science Letters*. 184, 685-702.

Kamenetsky, V. S., Davidson, P., Mernagh, T. P., Crawford, A. J., Gemmell, J. B., Portnyagin, M. V., Shinjo, R. (2002). Fluid bubbles in melt inclusions and pillow-rim glasses: high temperature precursors to hydrothermal fluids. *Chemical Geology*. 183, 349-364.

Kamenetsky, V.S., Pompilio, M., Métrich, N., Sobolev, A.V., Kuzmin, D.V., Thomas, R. (2007). Arrival of extremely volatile-rich high-Mg magmas changes explosivity of Mount Etna. *Geology*. 35, 255-258.

Kamenetsky, V. S., & Kamenetsky, M. B. (2009). Magmatic fluids immiscible with silicate melts: examples from inclusions in phenocrysts and glasses, and implications for magma evolution and metal transport. *Geofluids* 10, 293-311.

Kawakami, Y., Yamamoto, J., Kagi, H. (2003). Micro-Raman Densimeter for CO<sub>2</sub> Inclusions in Mantle-Derived Minerals. *Society for Applied Spectroscopy*, 57, 1333-1339.

Lamadrid, H. M., Moore, L. R., Moncada, D., Rimstidt, J. D., Burruss, R. C., Bodnar, R. J. (2017). Reassessment of the Raman CO<sub>2</sub> densimeter. *Chemical Geology*, 450, 210-222.

Le Bas, M.J., Lemaitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 745-750.

Lima, A., Danyushevsky, L. V., De Vivo, B., Fedele, L. (2003). A model for the evolution of the Mt. Somma-Vesuvius magmatic system based on fluid and melt inclusion investigations. *Developments in Volcanology*, 5, 227-249.

Lowenstern, J. B. (1994). Chlorine, fluid immiscibility, and degassing in peralkaline magmas from Pantelleria, Italy. *American Mineralogist*, 79, 353-369.

Lowenstern, J. B. (1995). Applications of silicate-melt inclusions to the study of magmatic volatiles. *Magmas, fluids, and ore deposits*, 23, 71-99.

Lustrino, M., Morra, V., Melluso, L., Brotzu, P., D'Amelio, F. (2004). The Cenozoic igneous activity in Sardinia. *Periodico Mineralogia*, 73, 105-134.

Malinverno, A., & Ryan, W. B. F. (1986). Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5, 227-245.

Marani, M. P. & Trua, T. (2002). Thermal constriction and slab tearing at the origin of a superinflated spreading ridge: Marsili volcano (Tyrrhenian Sea). *Journal of Geophysical Research*, 107, 2188, 15; doi:10.1029/2001jb000285

Marianelli, P., Métrich, N., Santacroce, R., Sbrana, A. (1995). Mafic magma batches at Vesuvius: a glass inclusion approach to the modalities of feeding stratovolcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120, 159-169.

Marianelli, P., Métrich, N., Sbrana, A. (1999). Shallow and deep reservoirs involved in magma supply of the 1944 eruption of Vesuvius. *Bulletin of Volcanology* 61, 48-63.

Marianelli, P., Sbrana, A., Metrich, N; Cecchetti, A. (2005). The deep feeding system of Vesuvius involved in recent violent strombolian eruptions. *Geophysical Research Letters*, 32(2), DOI 10.1029/2004GL021667.

Mattei, M., Petrocelli, V., Lacava, D., Schiattarella, M. (2004). Geodynamic implications of Pleistocene ultra-rapid vertical-axis rotations in the Southern Apennine, Italy. *Geology*, 32, 789-792.

Mattei, M., Cifelli, F., D'Agostino, N. (2007). The evolution of the Calabrian Arc: Evidence from paleomagnetic and GPS observations. *Earth Planetary Science Letters*, 263, 259-274.

McKenzie, D. (1972). Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal International*, 30, 109-185.

Métrich, N., & Wallace, P. J., (2008). Volatile abundances in basaltic magmas and their degassing paths tracked by melt inclusions. *Minerals, Inclusions, and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Mineralogical Society of America, 69, 363-40.

Mironov, N., Portnyagin, M., Botcharnikov, R., Gurenko, A., Hoernle, K., Holtz, F. (2015). Quantification of the CO<sub>2</sub> budget and H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> systematics in subduction-zone magmas through the experimental hydration of melt inclusions in olivine at high H<sub>2</sub>O pressure. *Earth and Planetary Science Letters*, 425, 1–11.

Moore, G., Gazel, E., Tuhoy, R., Lloyd, A.S., Esposito, R., Steele-Macinnis, M., Hauri, E.H., Wallace, P.J., Plank, T., Bodnar, R.J. (2015). Bubbles matter: an assessment of the contribution of vapor bubbles to melt inclusion volatile budgets. *American Mineralogist*, 100, 806-823.

Moore, L. R., Mironov, N., Portnyagin, M., Gazel, M., Bodnar, R. J. (2018). Volatile contents of primitive bubble-bearing melt inclusions from Klyuchevskoy volcano, Kamchatka: Comparison of volatile contents determined by mass-balance versus experimental homogenization. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358, 124-131.

Moore, L. R., & Bodnar, R. J. (2019). A pedagogical approach to estimating the CO<sub>2</sub> budget of magmas. *Journal of the Geological Society*, 176, 398-407.

Newman, S., & Lowenstern, J. B. (2002). VolatileCalc: a silicate melt-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> solution model written in Visual Basic for excel. *Computers & Geosciences*, 28, 597-604.

Nicolosi, I., Speranza, F., Chiappini, M. (2006). Ultrafast oceanic spreading of the Marsili Basin, southern Tyrrhenian Sea: Evidence from magnetic anomaly analysis. *Geology*, 34, 717-720.

Pantosti, D., Schwartz, D. P., Valensise, G. (1993). Paleoseismology Along the 1980 Surface Rupture of the Irpinia Fault: Implications for Earthquake Recurrence in the Southern Apennines, Italy. *Journal of Geophysical Research*, 98, 6561-6577.

Panza, G. F., Peccerillo, A., Aoudia, A., Farina, B. (2007). Geophysical and petrological modelling of the structure and composition of the crust and upper mantle in complex geodynamic settings: The Tyrrhenian Sea and surroundings. *Earth-Science Reviews*, 80, 1-46.

Peccerillo, A. (2005). *Plio-Quaternary Volcanism in Italy: Petrology, Geochemistry, Geodynamics*. Springer-Verlag, Berlin, 365.

Pescatore, T., Renda, P., Schiattarella, M., Tramutoli. (1999). Stratigraphic and structural relationships between Meso-Cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy. *Tectonophysics*, 315, 269-286.

Riker, J. (2005). The 1859 eruption of Mauna Loa Volcano, Hawaii: Controls on the development of long lava channels. Unpublished M. S. Thesis, University of Oregon

Robidoux, P., Frezzotti, M. L., Hauri, E. H., Aiuppa, A. (2018). Shrinkage Bubbles: The C-O-H-S Magmatic Fluid System at San Cristóbal Volcano. *Journal of Petrology*, 11, 2093-2122.

Roedder, E., & Weiblen, P. W. (1970). Lunar petrology of silicate melt inclusions, Apollo 11 rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement*, 1, 801-837.

Roedder, E. (1979). Origin and significance of magmatic inclusions. *Bulletin de Minéralogie*, 102, 487-510.

Roedder, E. (1984). Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy* vol. 12. Mineralogical Society of America, Washington D.C, 644.

Rolandi, G., Bellucci, F., Heizler, M. T., Belkin, H. E., De Vivo, B. (2003). Tectonic controls on the genesis of ignimbrites from the Campanian Volcanic Zone, southern Italy. *Mineralogy and Petrology*. 79, 3-31.

Rosi, M., & Sbrana, A. (1987). The Phlegrean Fields. *CNR Quaderni La Ricerca Scientifica*. 114, 175.

Santacroce, R. (1983). A general model for the behaviour of the Somma-Vesuvius volcanic complex. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 237-248.

Santacroce, R. (1987). Somma-Vesuvius, *CNR, Quaderni de La Ricerca Scientifica*, 114, Progetto Finalizzato Geodinamica, Monografie Finali, 8, 230.

Santacroce, R., & Sbrana, A. (2003). Geological Map of Vesuvius. SELCA (FI)

Santacroce, R., Cioni, R., Marianelli, P., Sbrana, A. (2005). Understanding Vesuvius and Preparing for its Next Eruption. In Balmuth MS, Chester D. K., & Johnston P. A., eds., *Cultural Responses to the Volcanic Landscape. The Mediterranean and Beyond*. Boston. Archaeological Institute of America, 27-55.

Scandone, R., Bellucci, F., Lirer, L., Rolandi, G. (1991). The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 48, 1-31.

Scandone, R., Cashman, K., Malone, S. (2007). Magma supply, magma ascent and the style of volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 253, 513-529.

Scandone, R., & Giacomelli, L. (2008). Precursors of eruptions at Vesuvius (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171, 191-200.

Sella, G. F., Dixon, T. H., Mao, A. (2002). REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research*, 107, 2081-3010.

Servizio Geológico d'Italia. (s.f). [Carta Geologica d'Italia]. Recuperado el 9 de febrero de 2020 de

[https://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/448\\_ERCOLANO/Foglio.html](https://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/448_ERCOLANO/Foglio.html).

Schiano, P., Clocchiatti, R., Ottolini, L., Sbrana, A. (2004). The relationship between potassic, calc-alkaline and Na-alkaline magmatism in South Italy volcanoes: A melt inclusion approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 220, 121-137.

Schiano, P., Clocchiatti, R., Ottolini, L., Sbrana, A. (2008). The relationship between potassic, calc-alkaline and Na-alkaline magmatism in South Italy volcanoes: A melt inclusion approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 220, 121-137.

Smith, E., & Dent, G. (2005). *Modern Raman Spectroscopy: A Practical Approach*. Great Britain, John Wiley & Sons, Ltd.

Sobolev, V. S., & Kostyuk, V. P. (1975). Magmatic crystallization based on a study of melt inclusions. *Fluid Incl. Res.* 9, 182-253.

Sorby, H. C. (1858). On the microscopical, structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 14(1-2), 453-500.

Speranza, F., Villa, I. M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., Mattei, M. (2002). Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal Basin spreading: New paleomagnetic and Ar/Ar evidences, *Tectonophysics*, 347, 231- 251.

Steele-Macinnis, M., Esposito, R., Bodnar, R.J. (2011). Thermodynamic model for the effect of post-entrapment crystallization on the H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> systematics of vaporsaturated, silicate melt inclusions. *Journal of Petrology*, 52 (12), 2461-2482.

Stoppa, F., Principe, C., Giannandrea, P. (2008). Comments on: Carbonatites in a subduction system: The Pleistocene alvikites from Mt. Vulture (southern Italy) by d'Orazio et al., (2007). *Lithos*, 103, 550-556.

Student, J. J., & Bodnar, R. J. (1999). Synthetic fluid inclusions XIV: coexisting silicate melt and aqueous fluid inclusions in the haplogranite–H<sub>2</sub>O–NaCl–KCl system. *Journal of Petrology*, 40(10), 1509-1525.

Treves, B. (1984). Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines. *Ofioliti*, 9, 577-618.

Tropeano, M., Sabato, L., Pieri, P. (2002). Filling and cannibalization of a foredeep: the Bradanic Trough, Southern Italy. *Geological Society. London. Special Publications*, 191, 55-79.

Vaggelli, G., Belkin, H. E., De Vivo, B., Trigila, R. (1992). Silicate-melt inclusions in recent Vesuvius lavas (A.D. 1631-1944): I. Petrography and microthermometry. *European Journal of Mineralogy*, 4, 1113-1124.

Van der Voo, R. (1993). *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys, and Iapetus oceans*. Cambridge University Press, 1-413.

Wallace, P. J., Kamenetsky, V. S., Cervantes, P. (2015). Melt inclusion CO<sub>2</sub> contents, pressures of olivine crystallization, and the problem of shrinkage bubbles. *American Mineralogist*. 100, 787–794.

Ward, S. N. (1994). Constraints on the seismotectonics of the Central Mediterranean from Very Long-Base-Line Interferometry. *Geophysical Journal International*, 117, 441-452.

Washington, H. S. (1906). *The Roman Comagmatic Region*. Carnegie Institution of Washington 36, 1-220.

Webster, J. D., Raia, F., De Vivo, B., Rolandi, G. (2001). The behavior of chlorine and sulfur during differentiation of Mt. Somma-Vesuvius magmatic system. *Mineralogy and Petrology*, 73, 177-200.

Westaway R., & Jackson J. (1984). Surface faulting in the southern Italian Campania-Basilicata earthquake of 23 November 1980. *Nature*, 312, 436- 438.

Zirkel, F. (1873). *Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine*. W. Engelmann.

Zollo, A., Gasparini, P., Virieux, J., Biella, G., Boschi, E., Capuano, P., De Franco, R., Dell'Aversana, P., De Natale, G., De Matteis, R., Iannacone, G., Guerra, I., Le Meur, H., Mirabile, I. (1998). An image of Mt. Vesuvius obtained by 2D seismic tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 82, 161-163.

# Anexo A: Identificación y descripción de inclusiones vítreas

## A.1 Cristales Montaje P1

### Inclusión 2.1.2 a

Inclusión dentro de un cristal de diópsido (Figura 28). Se pueden observar varias familias de inclusiones más pequeñas con forma rectangular y recristalización, además de la familia de inclusiones de mayor tamaño con forma ovalada, burbujas y recristalización. Se escogió la burbuja de la inclusión ubicada en el centro puesto que la SMI tenía una sola burbuja identificable y bien delimitada.

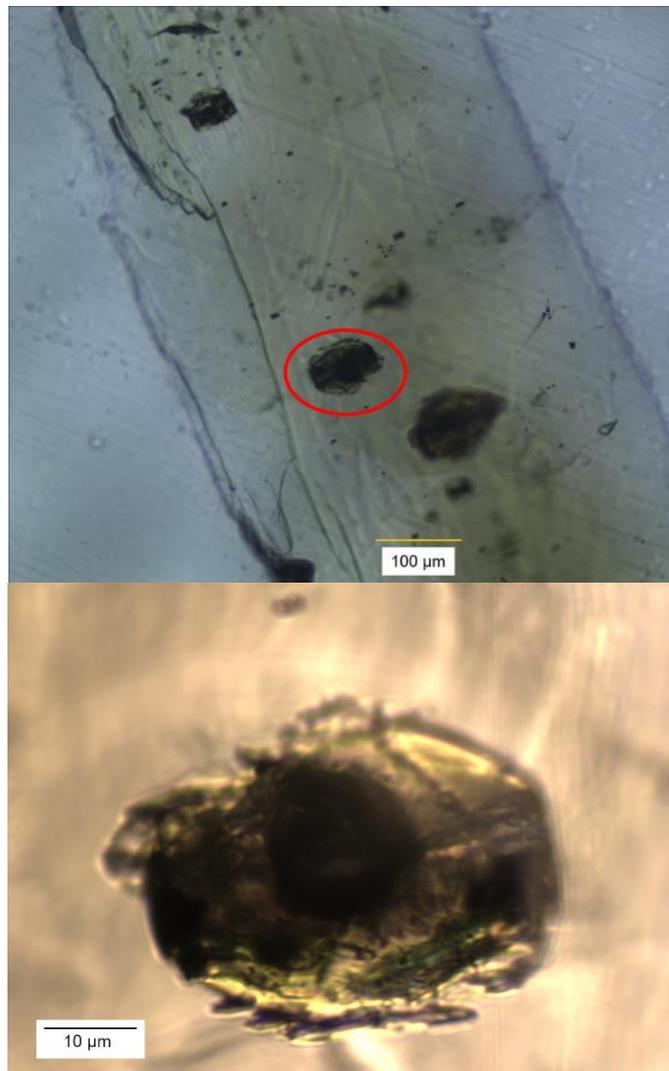
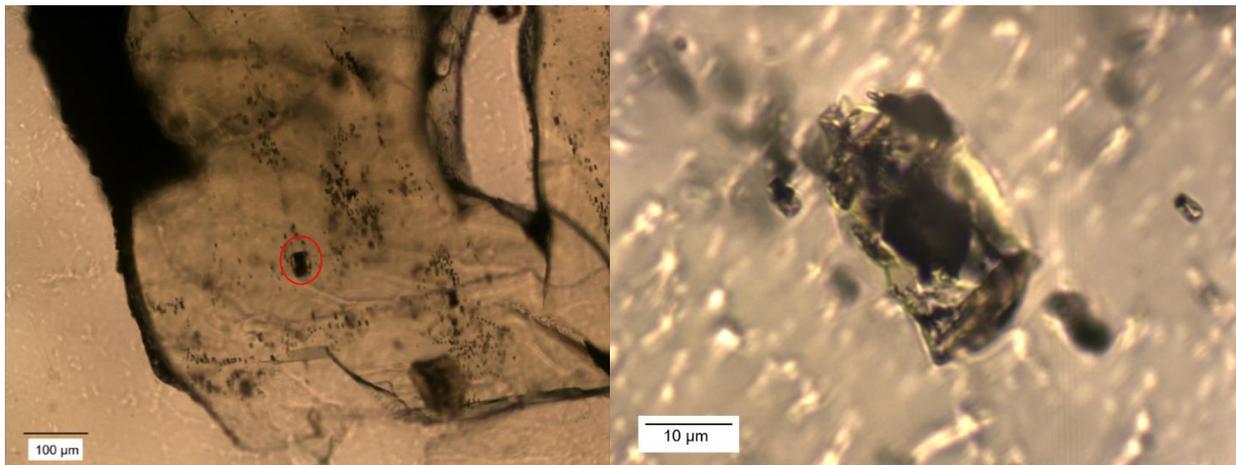


Figura 28: Arriba: Inclusión estudiada se ubica en el centro de la imagen encerrada en un círculo rojo, vista en aumento de 10X. Abajo: Inclusión analizada con aumento de 50X.

### Inclusión 03.1.2

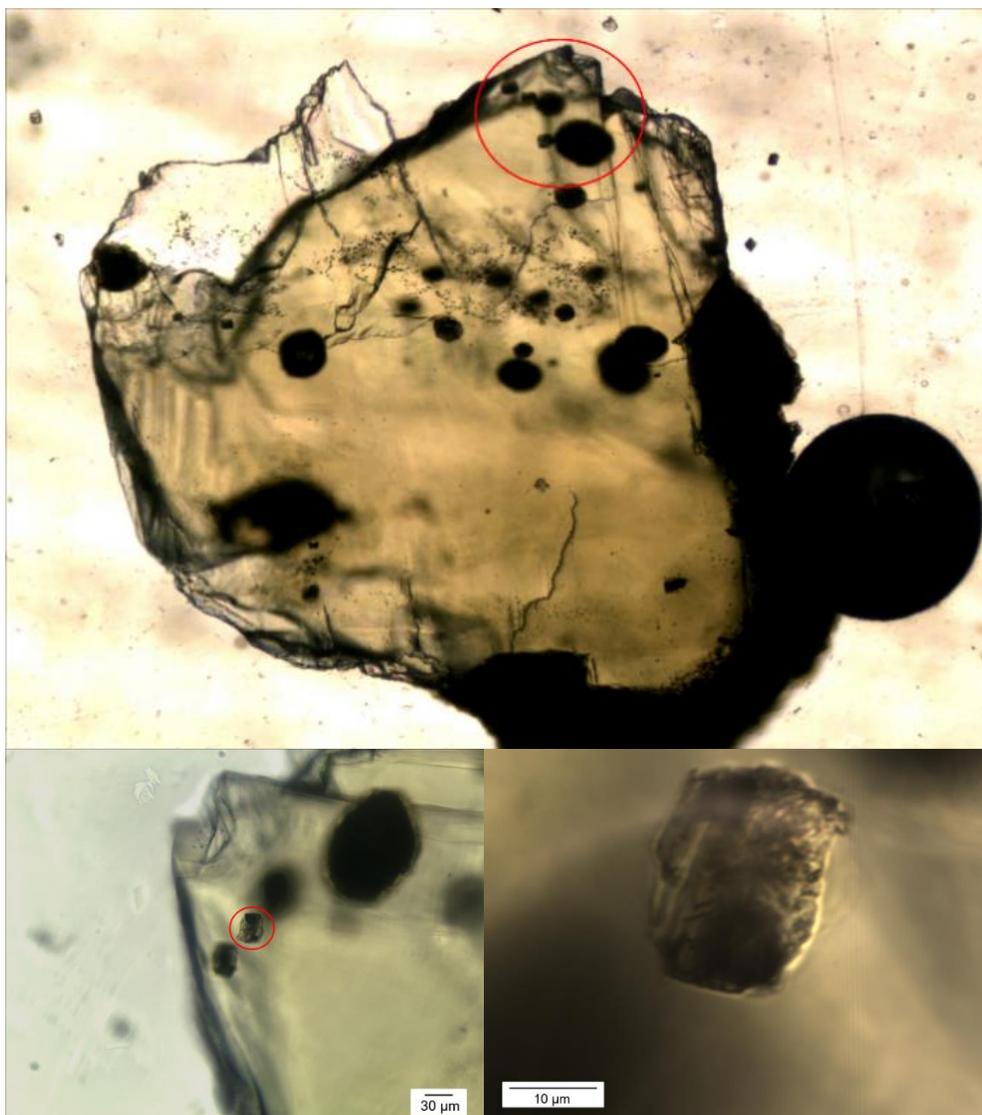
Inclusión ubicada en mineral de piroxeno correspondiente a diópsido (Figura 29). Se pueden observar varias familias de inclusiones en distintas zonas del cristal. Estas familias se caracterizan por tener forma rectangular, recristalización en su interior, además de una burbuja. Se escogió la inclusión más grande que calzaba con los requerimientos (presencia de burbuja), perteneciente a una familia alejada de los bordes.



*Figura 29: Izuquierda: en el centro se observa la inclusión estudiada, vista en aumento de 10X a nicoles paralelos. Derecha: misma inclusión vista con aumento de 50X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 07.3.1

Ubicada en el cristal 7 que tiene una composición cercana al diópsido (Figura 30). En el cual se observaron 18 inclusiones recristalizadas y con burbujas, de las cuales 10 son ovaladas y 7 son rectangulares, mientras que solamente se observaron 4 inclusiones completamente recristalizadas, las cuales tienen forma ovalada. Por lo tanto, el cristal posee 3 familias de inclusiones diferentes, y se midieron aquellas que poseían una burbuja destacada. La inclusión 07.3.1 pertenece a la familia de inclusiones recristalizadas con burbuja y con forma ovalada, y fue la única que presentó una concentración de CO<sub>2</sub> importante en su burbuja, además se ubica cerca del borde del cristal.



*Figura 30: Arriba: Cristal visto con un aumento de 5X a nicoles paralelos, la zona donde se ubica la inclusión estudiada se encuentra encerrada en un círculo rojo. Abajo, izquierda: Inclusión medida encerrada en un círculo rojo, microfotografía tomada con aumento de 20X a nicoles paralelos. Abajo, derecha: Misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### **Inclusión 08.2.5 a**

Inclusión ovalada, recristalizada y con una burbuja (Figura 31). Esta inclusión es parte de una familia de 18 inclusiones que comparten la misma forma (ovalada), además de presentar recristalización y una burbuja. La composición de la inclusión es augita, y está ubicada cerca del borde del cristal.

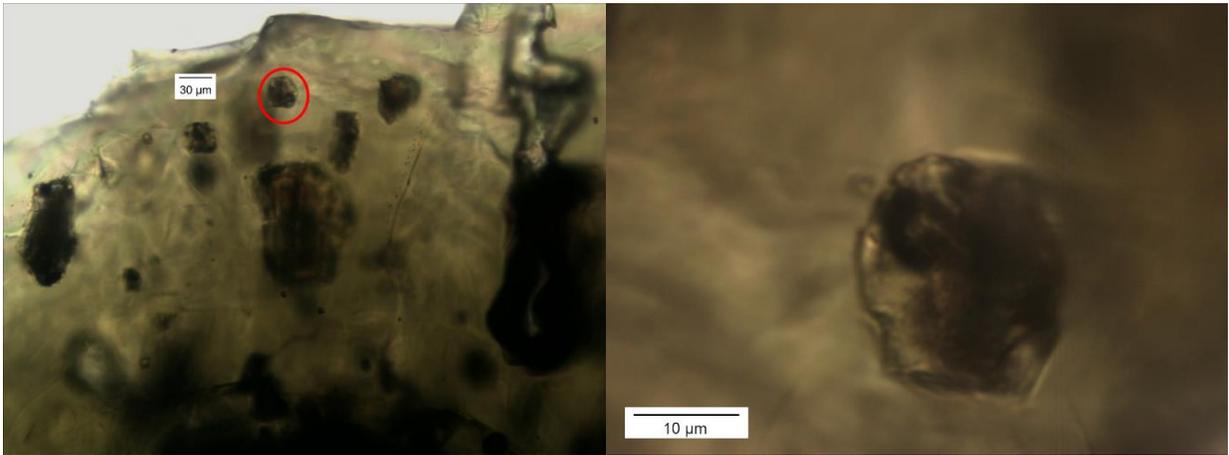


Figura 31: Izquierda: Vista con aumento de 5X a nicoles paralelos del cristal 8, donde se observa la inclusión de interés encerrada en un círculo rojo. Derecha: Misma inclusión en aumento de 100X a nicoles paralelos.

### Inclusión 08.2.6 b

Inclusión tabular, recristalizada y con una burbuja (Figura 32). Esta inclusión pertenece a una familia de 26 inclusiones rectangulares, recristalizadas y con burbuja. La composición de la inclusión también es augita, y está ubicada cerca del borde del cristal, cerca de la inclusión 08.2.5 a.

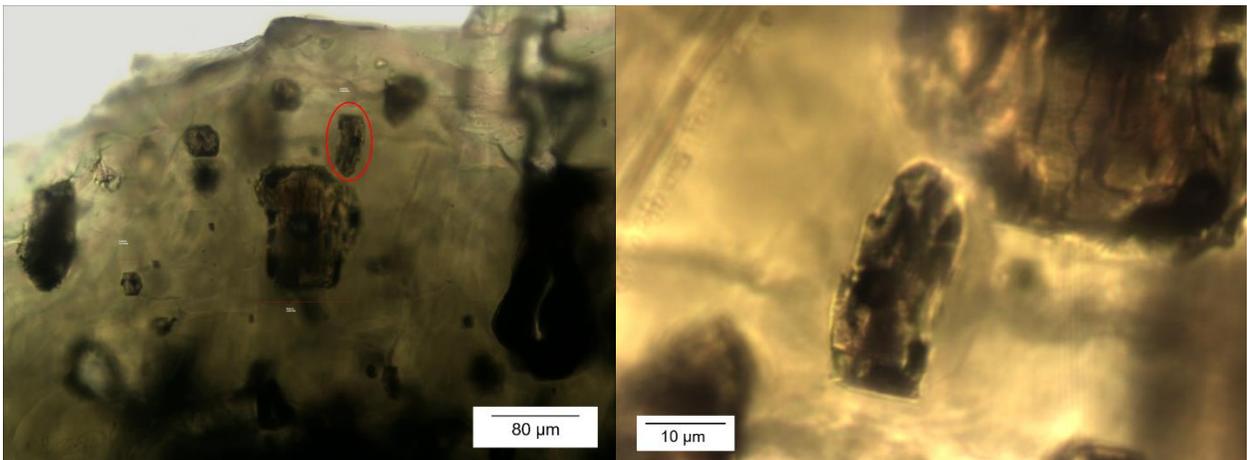
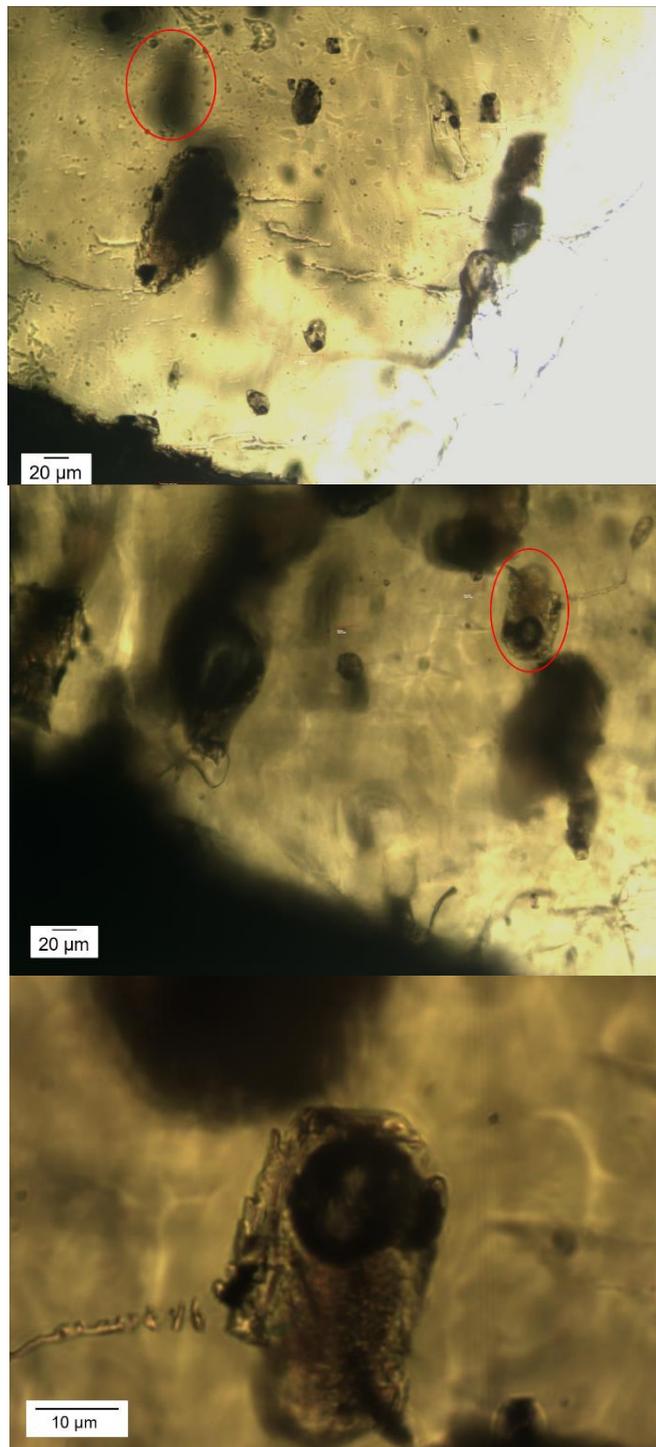


Figura 32: Izquierda: Vista con aumento de 5X a nicoles paralelos, donde se observa la inclusión de interés encerrada en un círculo rojo. Derecha: Misma inclusión con aumento de 50X a nicoles paralelos.

### Inclusión 08.3.13

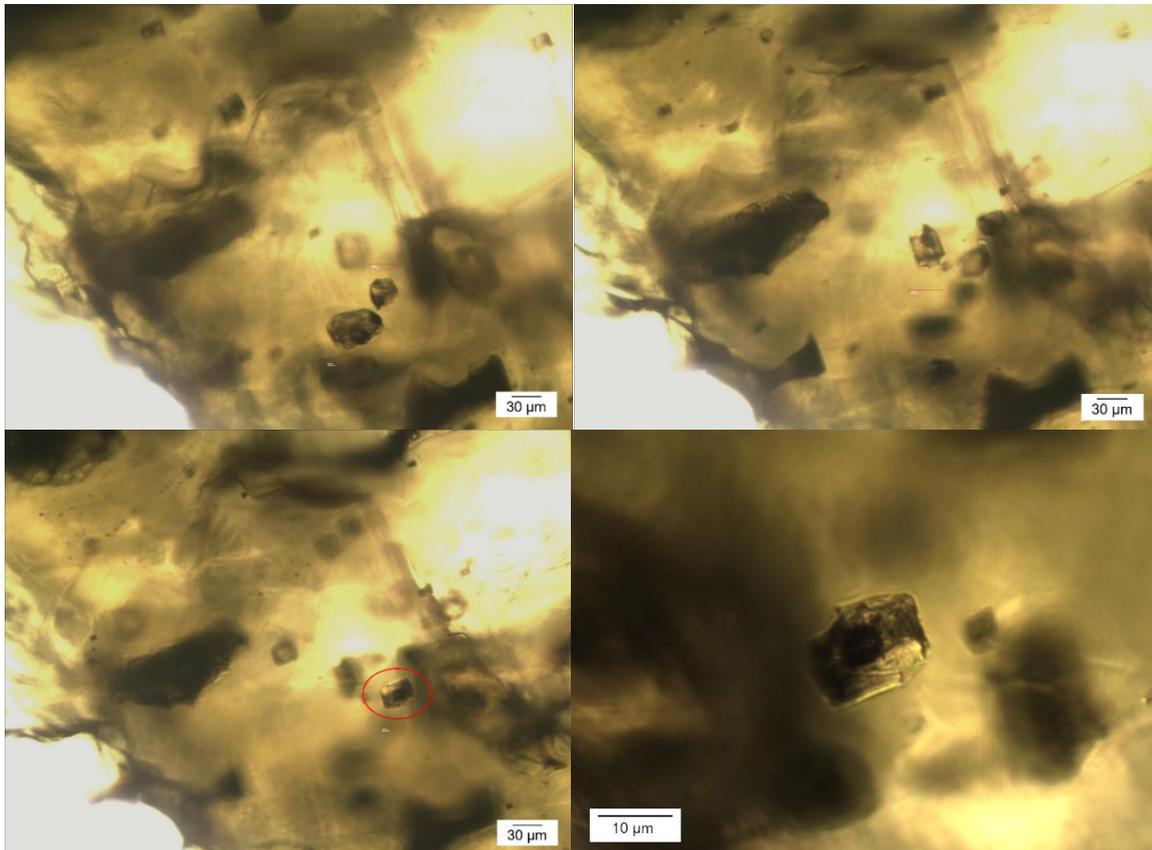
Inclusión ovalada, recristalizada y con burbuja, perteneciente a la familia de la inclusión 08.2.5 a, aunque está ubicada más hacia el centro del cristal. La composición de la inclusión es augita (Figura 33).



*Figura 33: Arriba: Vista de la zona donde se ubica la inclusión con aumento de 20X a nicols paralelos, en un círculo rojo se observa una mancha que corresponde al lugar donde se encuentra la MI. Centro: Inclusión estudiada y enfocada, encerrada en un círculo rojo, vista con aumento de 20X a nicols paralelos. Abajo: Microfotografía de la inclusión con aumento de 50X a nicols paralelos.*

#### Inclusión 12.1.4

Inclusión rectangular, recrystalizada y con burbuja, perteneciente a una familia de 6 miembros con las mismas características, pero ubicadas a distintas profundidades dentro del sector (Figura 34). La composición mineral de la inclusión es augita y se ubica cerca del borde del cristal.



*Figura 34: Arriba, izquierda; Arriba, derecha: Distintos enfoques de la zona donde se encuentra la inclusión estudiada, microfotografías tomadas con aumento de 20X a nicoles paralelos donde se pueden observar varias inclusiones recrystalizadas y con burbuja. Abajo, izquierda: Inclusión encerrada en un círculo rojo en aumento de 20X a nicoles paralelos. Abajo, derecha: Misma inclusión en aumento de 50X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 12.5.1

Inclusión ubicada en otro extremo del piroxeno 12, cerca de su borde (Figura 35). Es parte de una familia pequeña correspondiente a 5 inclusiones ovaladas recrystalizadas con burbuja, su composición se asemeja a la augita.

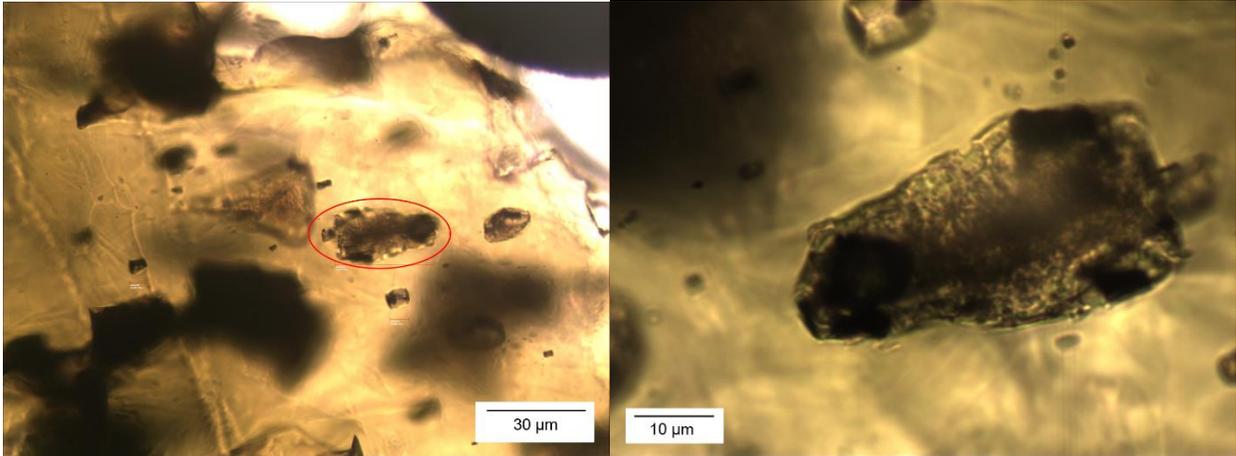


Figura 35: Izquierda: Vista en aumento de 20X a nicoles paralelos de la ubicación de la inclusión dentro del cristal (encerrada en una circunferencia roja). Derecha: Inclusión vista en aumento de 50X a nicoles paralelos.

### Inclusión 16.1.1

Inclusión recrystalizada con burbuja y ovalada, parte de una familia de 6 inclusiones con estas características. La inclusión está en el centro del cristal y su composición es augita (Figura 36).

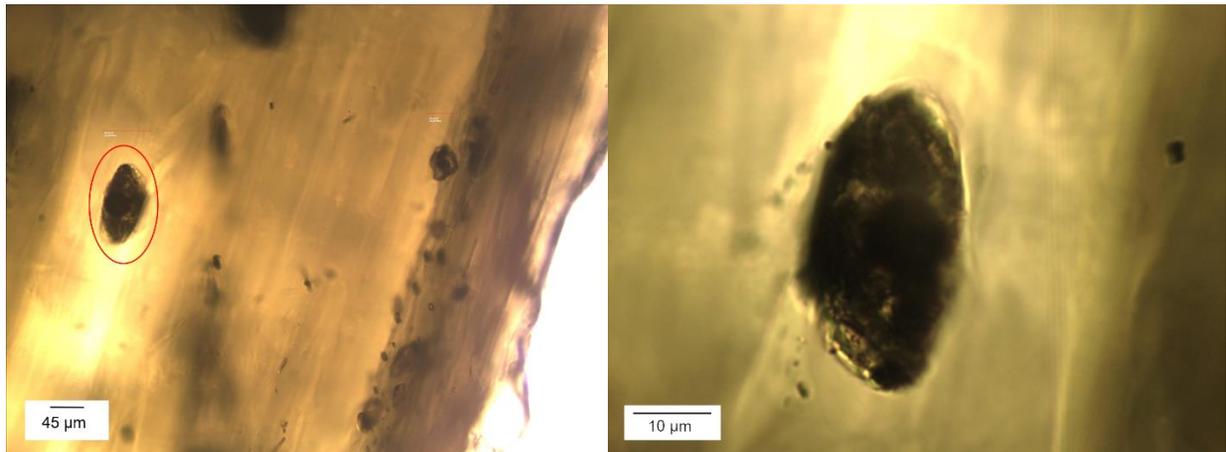


Figura 36: Izquierda: Vista en aumento de 20X a nicoles paralelos, la inclusión se encuentra encerrada en una circunferencia roja. Derecha: Misma inclusión vista a nicoles paralelos en aumento de 50X.

### Inclusión 16.4.2

Inclusión ovalada, recristalizada y con burbuja, parte de la misma familia que la inclusión 16.1.1. Esta inclusión se ubica en el centro del cristal y su composición es de diópsido (Figura 37).

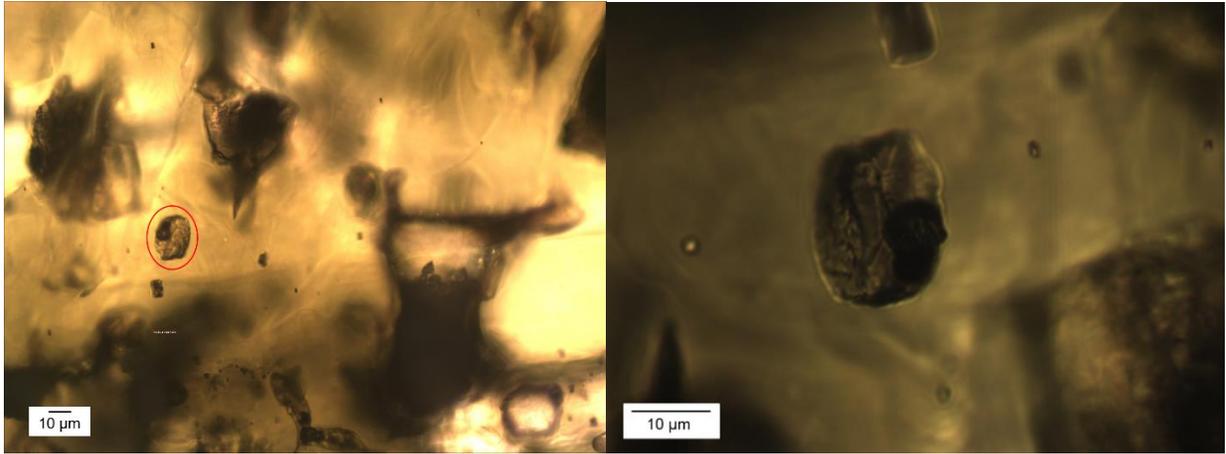


Figura 37: Izquierda: Vista de la ubicación de la inclusión en aumento de 20X a nicoles paralelos, la MI se encuentra encerrada en una circunferencia roja. Derecha: Misma MI vista en aumento de 50X a nicoles paralelos.

### Inclusión 16.5.1

Inclusión ubicada en la misma zona que la inclusión 16.4.2, aunque más cerca del borde del cristal. Pertenece a la misma familia de inclusiones recristalizadas con burbuja, de forma ovalada, y su composición es augita (Figura 38).

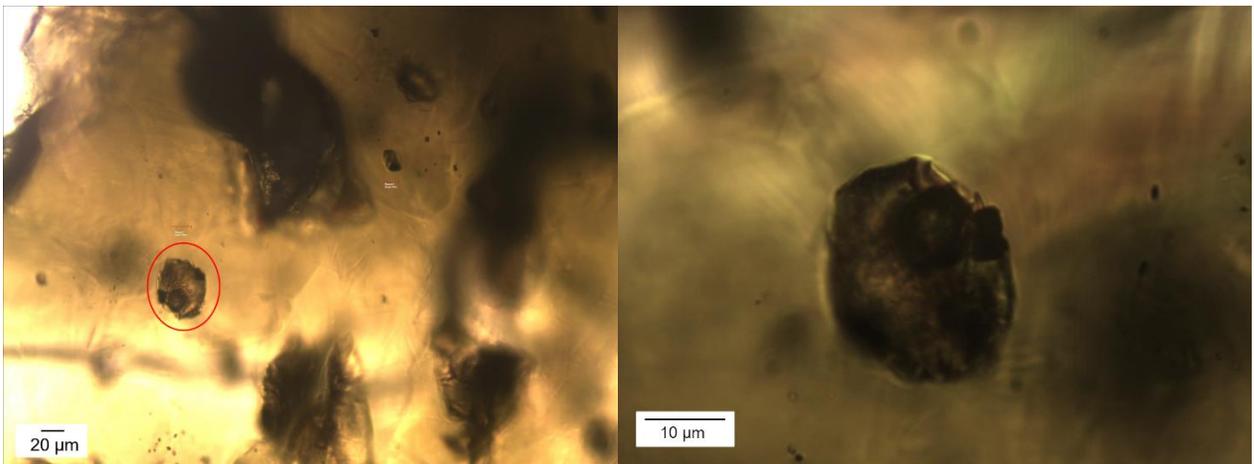


Figura 38: Izquierda: Ubicación de la inclusión vista en aumento de 20X a nicoles paralelos, la MI se encuentra encerrada en una circunferencia roja, en la parte inferior de esta imagen se pueden observar dos inclusiones desenfocadas que también se ven en la Figura 32. Derecha: Misma MI vista en aumento de 50X a nicoles paralelos.

### Inclusión 16.6.1

Inclusión ubicada en el otro extremo del cristal, cerca del borde. Su composición es augita, y su forma es ovalada. Pertenece a la misma familia que las inclusiones anteriores dentro de este cristal, recrystalizada con burbuja y forma ovalada (Figura 39).

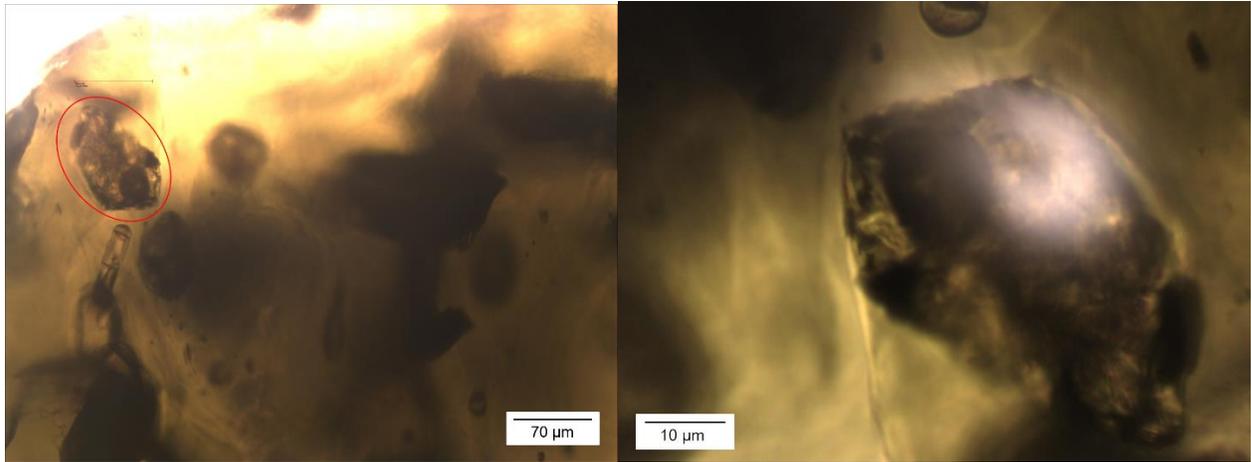


Figura 39: Izquierda: Vista de la zona donde se ubica la inclusión dentro del cristal, a nicoles paralelos en aumento de 20X, se puede observar que se ubica muy cerca del borde y la MI se encuentra encerrada en un círculo rojo. Derecha: Misma inclusión vista a nicoles paralelos en aumento de 50X.

### Inclusión 20.2.1

Inclusión ovalada, recrystalizada y con burbuja, que forma parte de una familia de 18 inclusiones con estas características. La MI es de composición similar a la augita y se ubica cercana a una fractura (Figura 40).

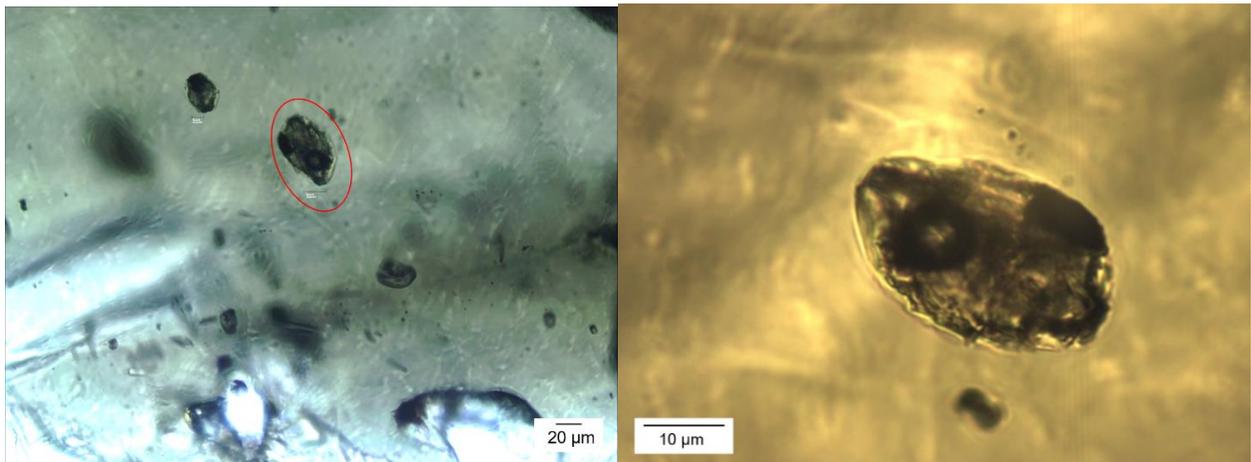
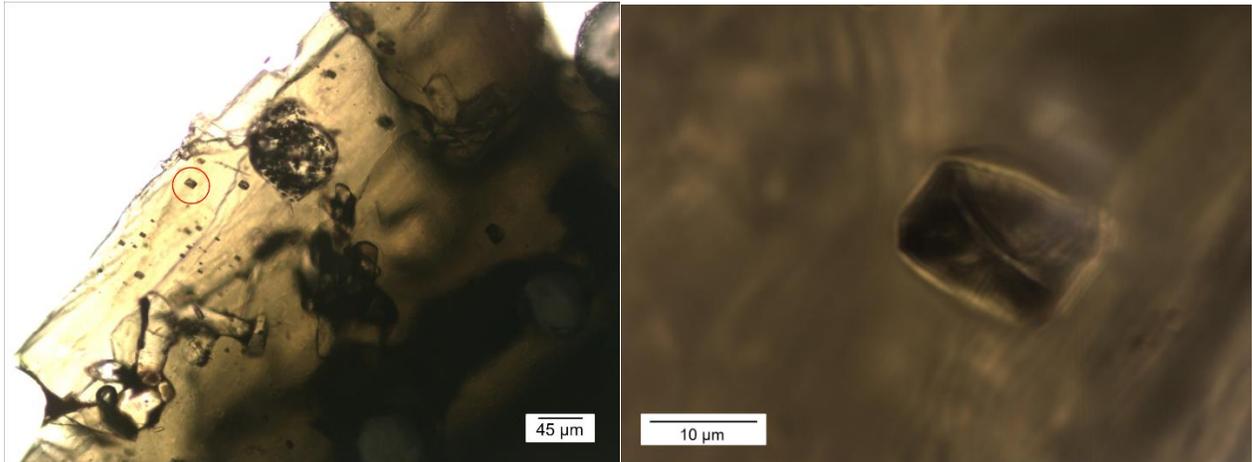


Figura 40: Izquierda: Vista de la zona donde se ubica la inclusión dentro del cristal, en aumento de 20X y a nicoles paralelos, la MI se encuentra encerrada en un círculo rojo y se ubica muy cerca de una fractura. Derecha: La inclusión estudiada vista a nicoles paralelos en aumento de 50X.

## A.2 Cristales Montaje P2

### Inclusión 08.1.1

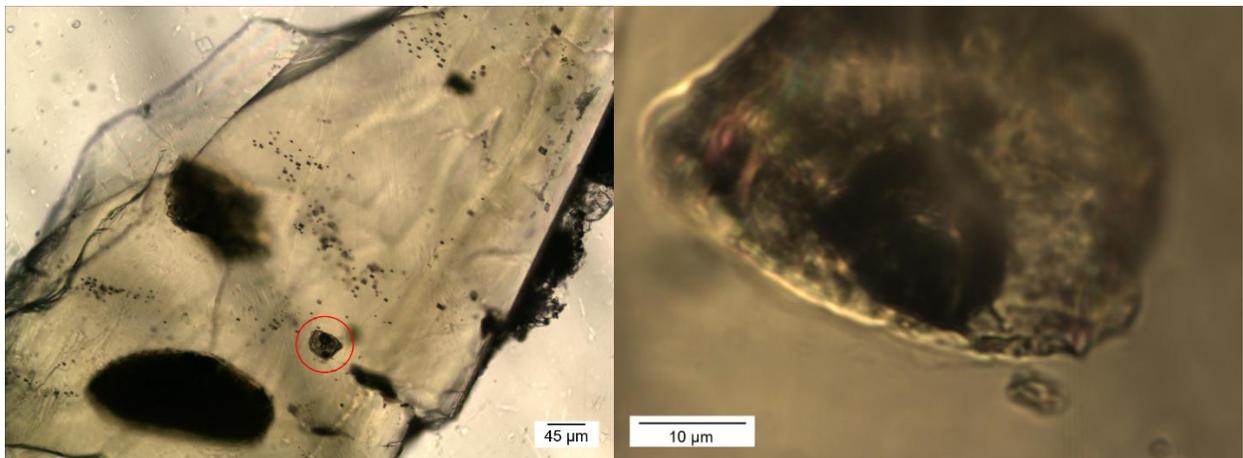
La composición de esta inclusión es augita, y se ubica cercana al borde del cristal. Esta inclusión pertenece a una familia de aprox. 20 inclusiones rectangulares, recrystalizadas y con burbujas, y esta es la de mayor tamaño (Figura 41).



*Figura 41: Izquierda: Vista en aumento de 5X, a nicoles paralelos, de la ubicación de la MI dentro del cristal, se puede observar que se ubica cercana al borde (MI encerrada en círculo rojo). Derecha: Inclusión vista en aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 10.1.1

Inclusión rectangular, recrystalizada y con una burbuja, ubicada en una zona alejada del borde, su composición es augita. Esta inclusión es una de las dos inclusiones recrystalizadas y con burbuja que se pudieron medir dentro de este cristal, ya que las otras eran demasiado pequeñas (Figura 42).



*Figura 42: Izquierda: Vista en aumento de 10X, a nicoles paralelos, de la ubicación de la MI dentro del cristal, la MI se encuentra encerrada en un círculo rojo. Derecha: Inclusión vista en aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 10.1.2

Esta inclusión tiene una composición intermedia entre diópsido y augita. Está ubicada en el otro extremo del cristal sin llegar a estar cerca de los bordes. Pertenecer a la misma familia de la inclusión 10.1.1 (Figura 43).

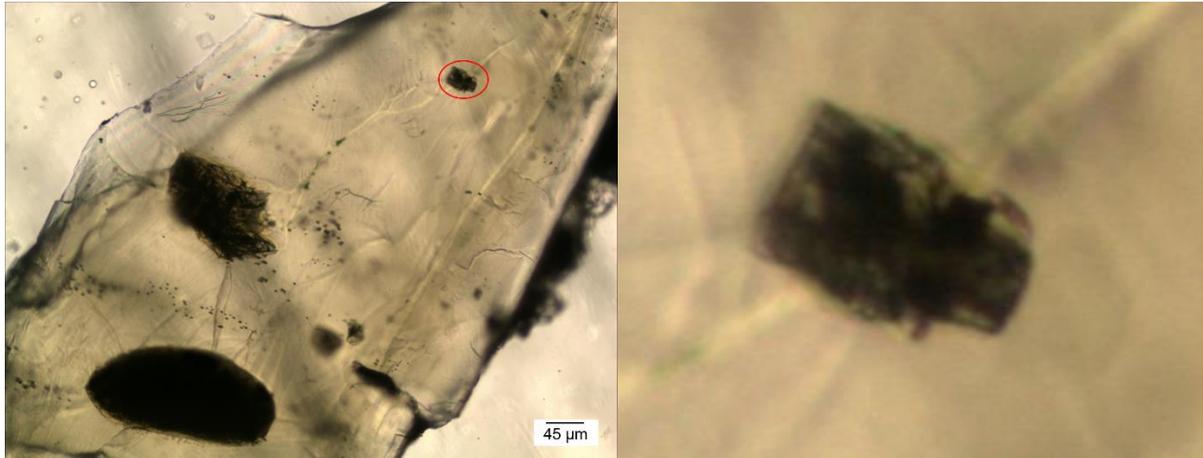


Figura 43: Izquierda: Microfotografía de la inclusión estudiada en aumento de 10X, a nicoles paralelos, se puede observar la MI encerrada en un círculo rojo. Derecha: Zoom de la misma inclusión.

### Inclusión 18.1.2

La composición de esta inclusión está entre augita y diópsido. Se ubica alejada del borde del cristal y cerca de otra inclusión con las mismas características. Esta inclusión se caracteriza por tener forma rectangular, estar recrystalizada y tener una burbuja (Figura 44).

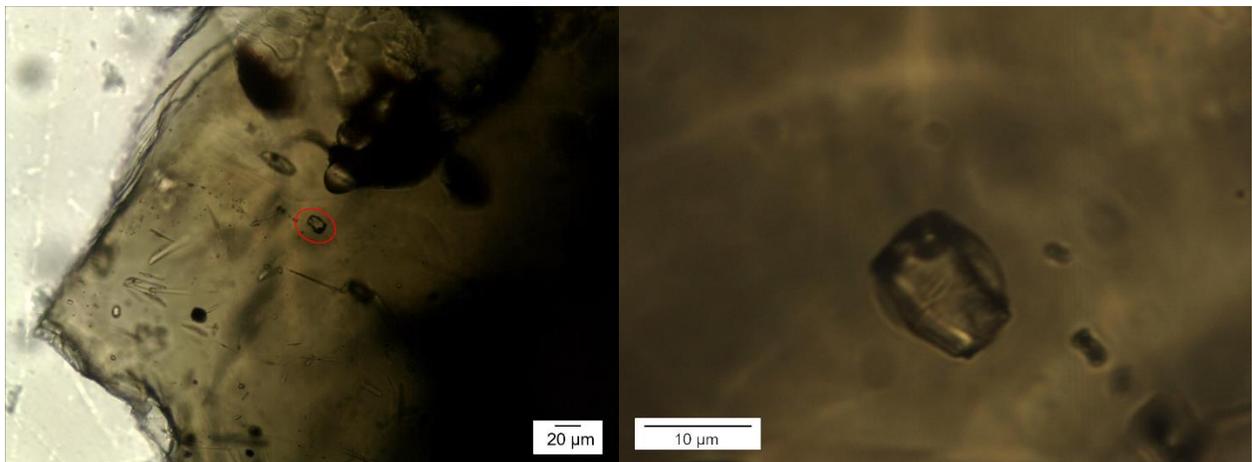


Figura 44: Izquierda: Vista en aumento de 20X, a nicoles paralelos, de la ubicación de la MI dentro del cristal, la MI se encuentra encerrada en un círculo rojo. Derecha: Inclusión vista en aumento de 100X a nicoles paralelos.

### Inclusión 19.1.1

La inclusión es ovalada, recristalizada y con una burbuja, es parte de una pequeña familia de dos inclusiones con estas características. Su composición se acerca más al diópsido y se ubica lejos del borde del cristal (Figura 45).

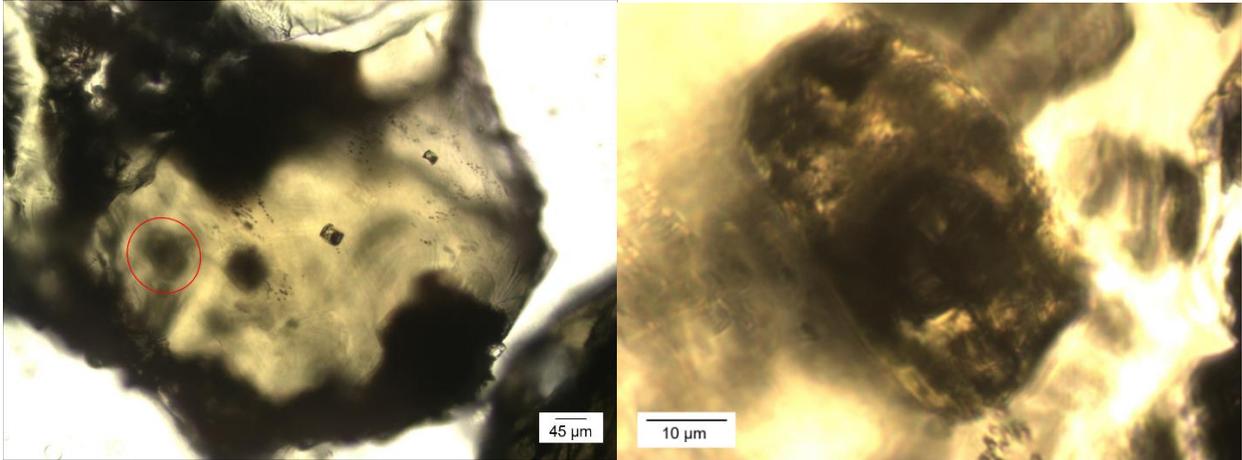


Figura 45: Izquierda: Zona donde se encuentra la MI dentro del cristal, vista en aumento de 10X a nicoles paralelos, encerrada en un círculo rojo se observa una mancha que corresponde a la inclusión estudiada, que en esta microfotografía se encuentra desenfocada. Derecha: Inclusión vista en aumento de 100X a nicoles paralelos.

### Inclusión 26.1.1

MI rectangular, recristalizada y con burbuja, es la única inclusión que tiene un tamaño apropiado para ser medida, ya que las demás con sus características miden menos de 1 µm (Figura 46). Se encuentra en el centro del cristal, y su composición es diópsido.

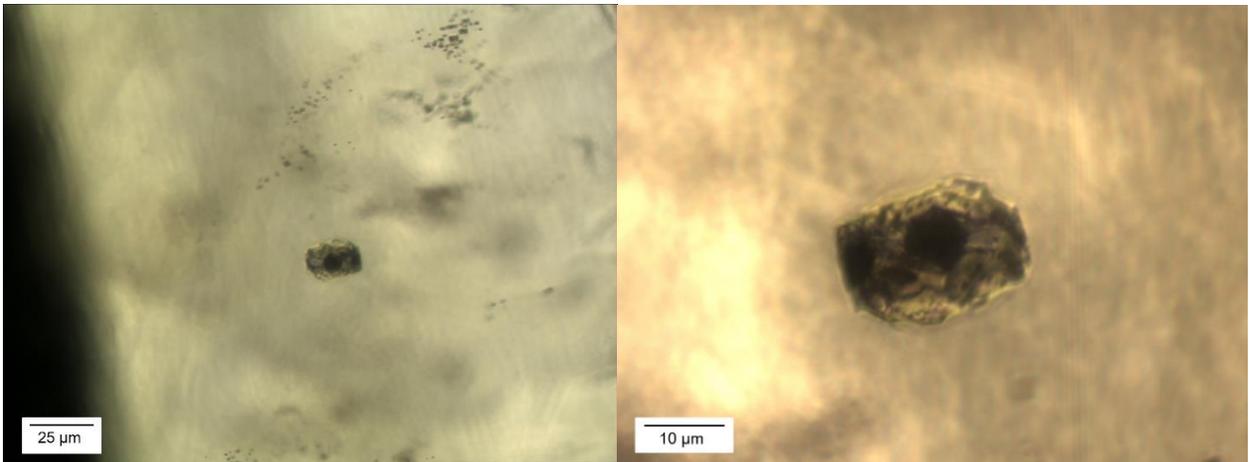


Figura 46: Izquierda: Ubicación de la inclusión dentro del piroxeno, vista en aumento de 20X a nicoles paralelos, se pueden observar las demás inclusiones rectangulares de tamaño muy pequeño. Derecha: Inclusión vista en aumento de 50X a nicoles paralelos.

### Inclusión 27.1.1

Inclusión rectangular, recrystalizada y con burbuja, es parte de una familia pequeña de 2 inclusiones rectangulares, recrystalizadas y con burbuja. las demás inclusiones con sus características miden menos de 1  $\mu\text{m}$  (Figura 47). Se encuentra en el centro del cristal.

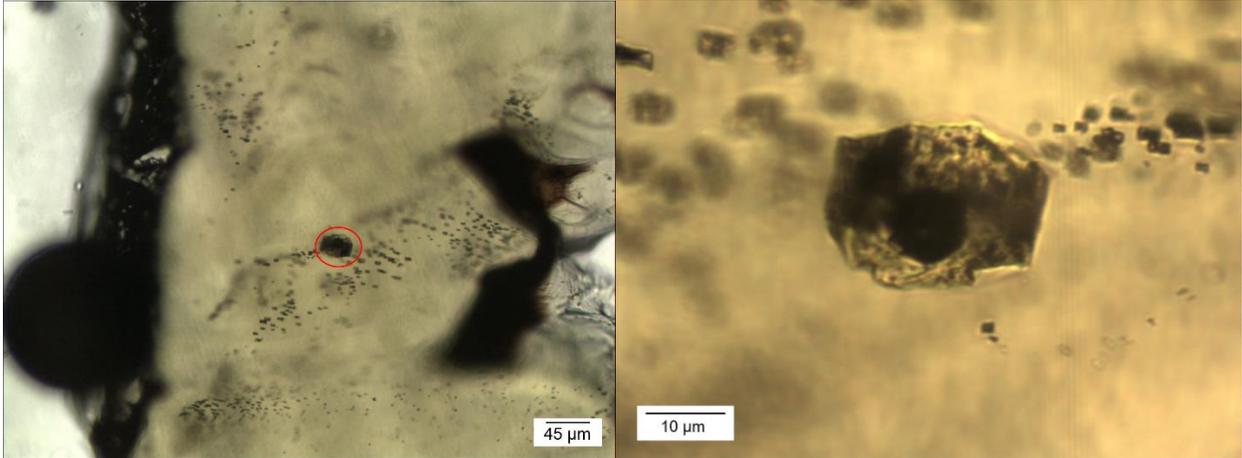


Figura 47: Izquierda: Zona donde se ubica la inclusión dentro del piroxeno, vista en aumento de 10X a nicoles paralelos, la MI de interés se encuentra encerrada en un círculo rojo se pueden observar las demás inclusiones rectangulares de tamaño muy pequeño. Derecha: Inclusión vista en aumento de 50X a nicoles paralelos.

### Inclusión 31.1.1 b

Inclusión perteneciente a una familia de 11 inclusiones rectangulares, recrystalizadas y con una burbuja. Esta inclusión se ubica en el centro del cristal, y está más cerca de la superficie, a 37,5  $\mu\text{m}$ . Su composición está entre el diópsido y la augita (Figura 48).

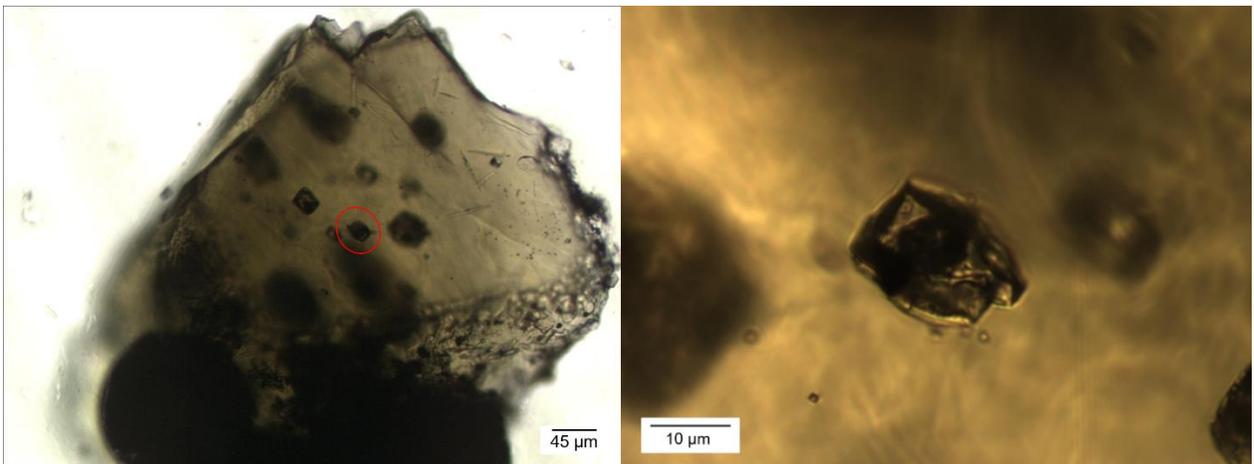
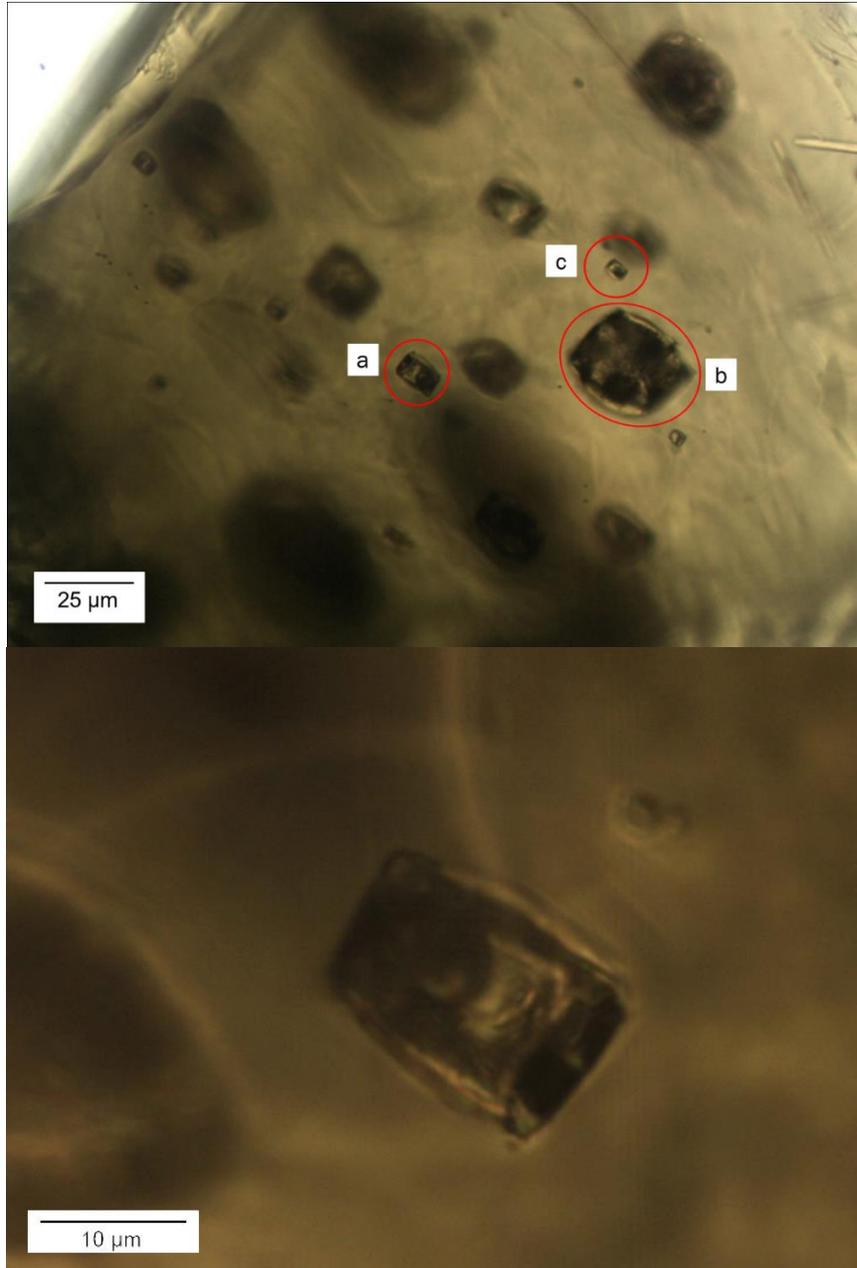


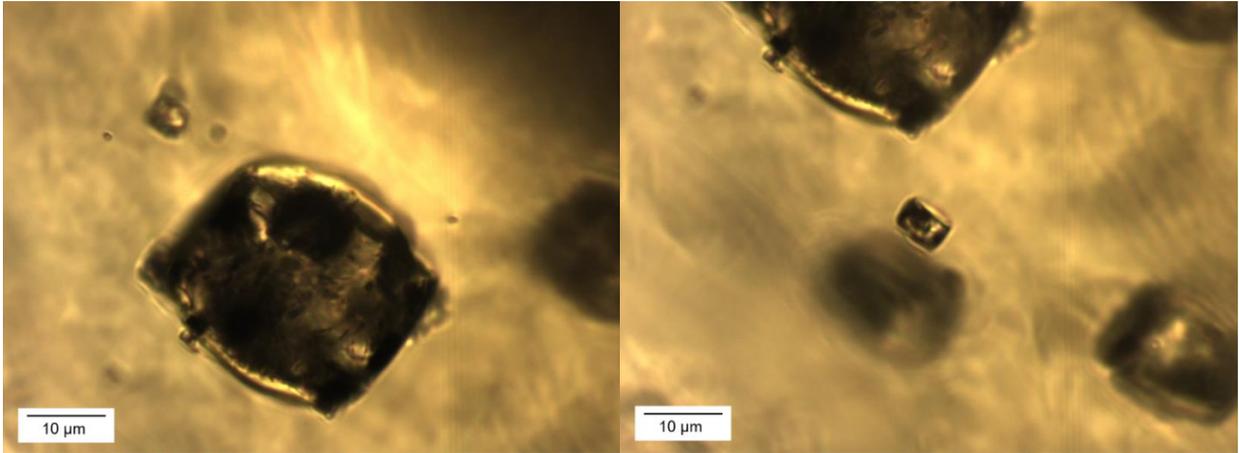
Figura 48: Izquierda: Zona donde se ubica el cristal encerrado en un círculo rojo, vista en aumento de 10X a nicoles paralelos, se pueden observar las demás inclusiones de la misma familia en un plano más profundo. Derecha: Inclusión vista en aumento de 50X a nicoles paralelos.

## Inclusiones en 31.1.2

Las inclusiones 31.1.2 a, 31.1.2 b y 31.1.2 c se ubican en el mismo plano, a 55  $\mu\text{m}$  de la superficie. Pertenecen a la misma familia de la inclusión 31.1.1 b, es decir, son rectangulares, recristalizadas y con una burbuja (Figura 48). Las tres inclusiones tienen una composición similar al diópsido (Figura 49 y 50).



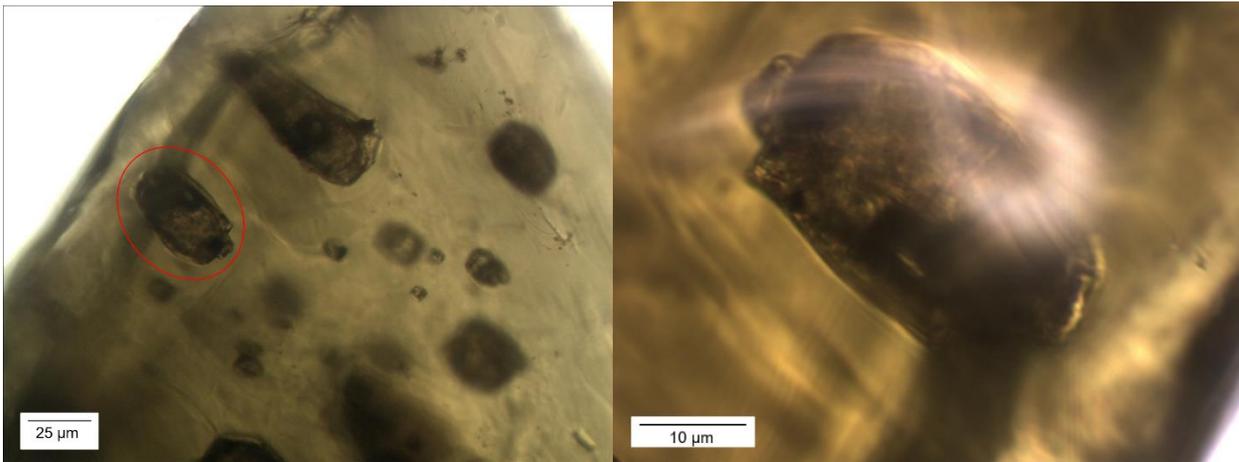
*Figura 49: Arriba: Zona donde se observan tres inclusiones estudiadas, donde a) es la inclusión 31.1.2 a, b) es 31.1.2 b, y c) es la MI 31.1.2 c. La microfotografía fue tomada con un aumento de 20X a nicoles paralelos. Abajo: Inclusión 31.1.2 a observada con un aumento de 100X a nicoles paralelos.*



*Figura 50: Izquierda: Inclusión 31.1.2 b vista con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: Inclusión 31.1.2 c vista también con aumento de 50X a nicoles paralelos.*

### **Inclusión 31.1.2 f**

Inclusión perteneciente a una familia de 2 inclusiones ovaladas, recristalizadas y con burbuja. Esta MI está a 87,1 µm de profundidad cercana al borde del cristal y su composición es diópsido (Figura 51).



*Figura 51: Izquierda: La inclusión se encuentra encerrada en un círculo rojo, y se puede observar la MI perteneciente a su misma familia en la parte superior. La microfotografía fue tomada con un aumento de 20X a nicoles paralelos. Derecha: Misma inclusión observada con un aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusiones 31.1.3

Las inclusiones 31.1.3 a, 31.1.3 b, 31.1.3 c y 31.1.3 d, se ubican en el mismo plano (Figura 52 y 53), a 70  $\mu\text{m}$  de la superficie aprox. Pertenecen a la misma familia de la inclusión 31.1.1 b, es decir, son rectangulares, recrystalizadas y con una burbuja (Figura 48). Las tres inclusiones tienen una composición similar al dióxido.

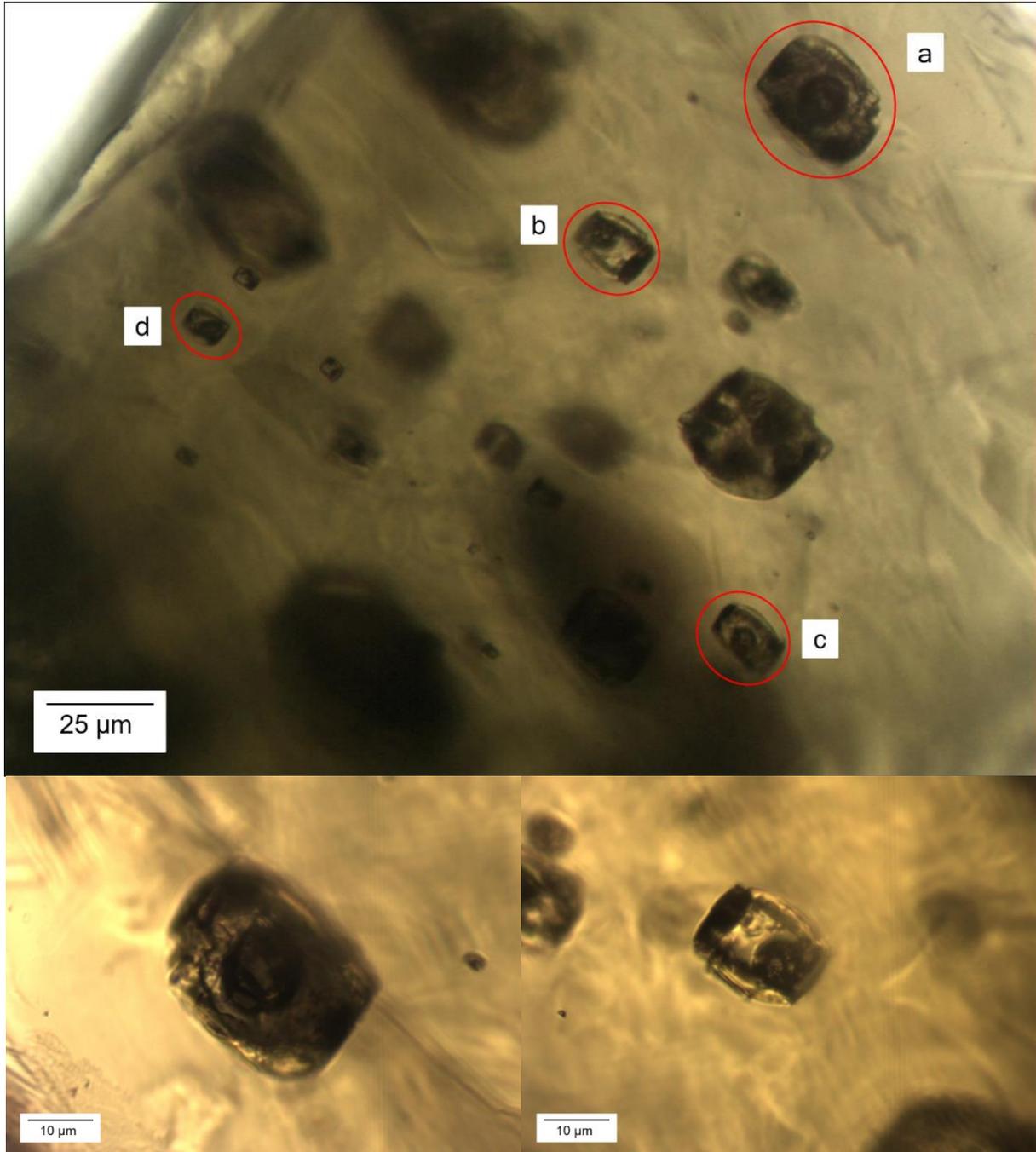
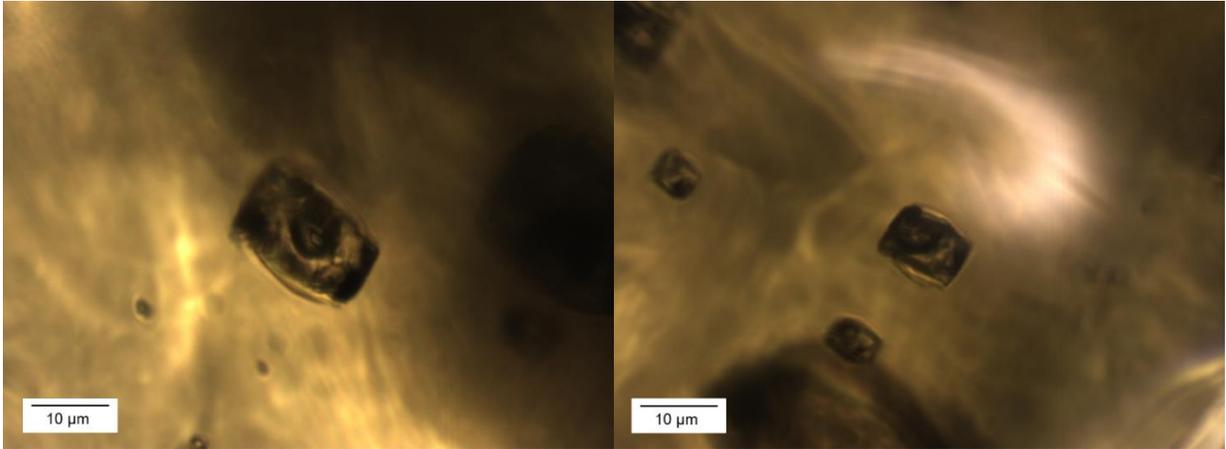


Figura 52: Arriba: Zona donde se observan tres inclusiones estudiadas, donde a) es la inclusión 31.1.3 a, b) es 31.1.3 b, c) es la MI 31.1.3 c y d) es la inclusión 31.1.3 d, la microfotografía fue tomada con un aumento de 20X a nicoles paralelos. Abajo, izquierda: Inclusión 31.1.3 a observada con un aumento de 50X a nicoles paralelos. Abajo, derecha: Inclusión 31.1.3 b observada con un aumento de 50X a nicoles paralelos.

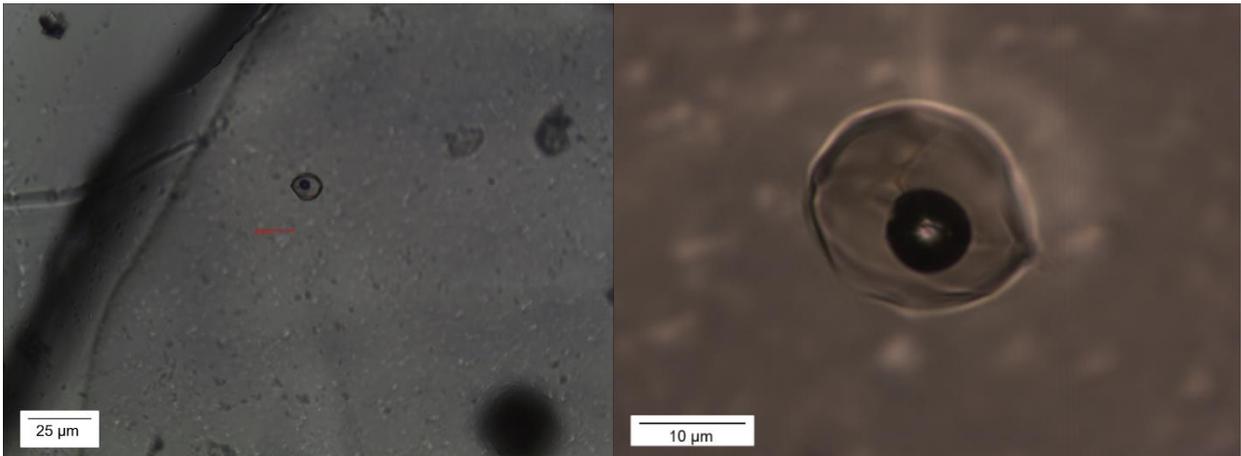


*Figura 53: Izquierda: Inclusión 31.1.3 c vista con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: Inclusión 31.1.3 d vista también con aumento de 50X a nicoles paralelos.*

### **A.3 Cristales Montaje O1**

#### **Inclusión 03.2.2**

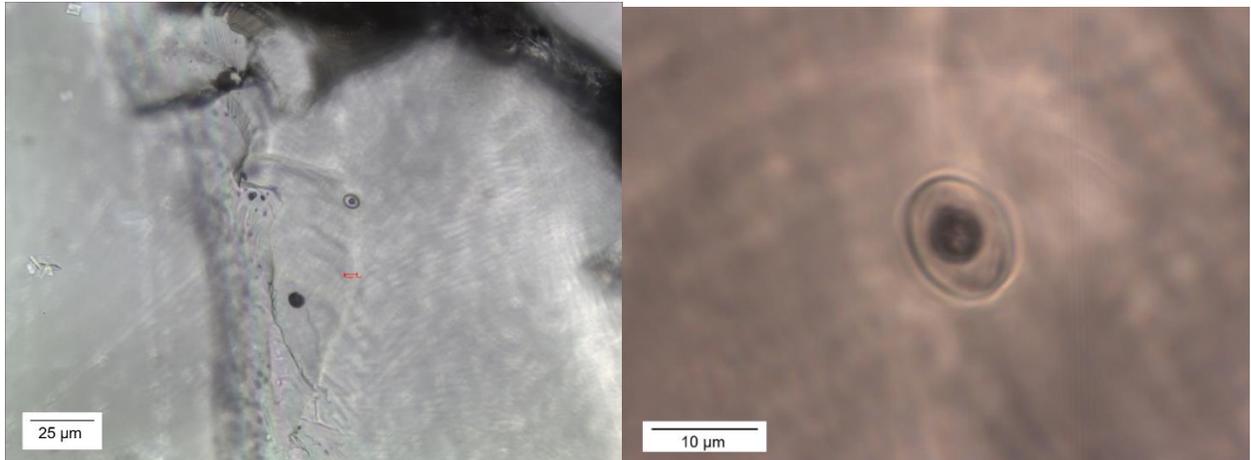
Inclusión ovalada, homogénea con burbuja. Es la única inclusión del cristal con estas características, la otra inclusión observada está completamente recristalizada (Figura 54). Se encuentra cerca del borde del cristal.



*Figura 54: Izquierda: Ubicación de la inclusión dentro del olivino, vista en aumento de 20X a nicoles paralelos. Derecha: Inclusión vista en aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 09.1.2

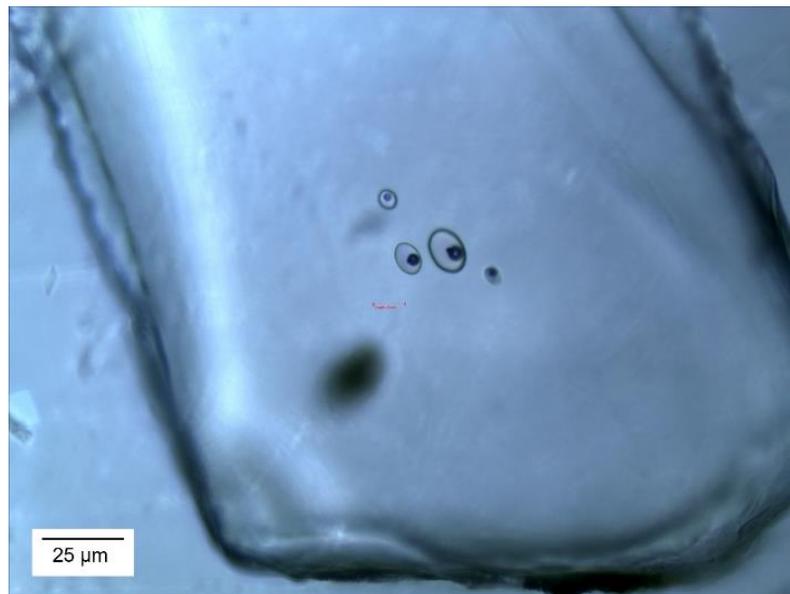
Inclusión homogénea con una burbuja, de forma ovalada. Es la única inclusión vítrea homogénea del olivino, ya que las demás inclusiones que se observan están recrystalizadas, y hay algunas inclusiones fluidas cerca del borde del cristal (Figura 55). Se encuentra cerca del borde del cristal.



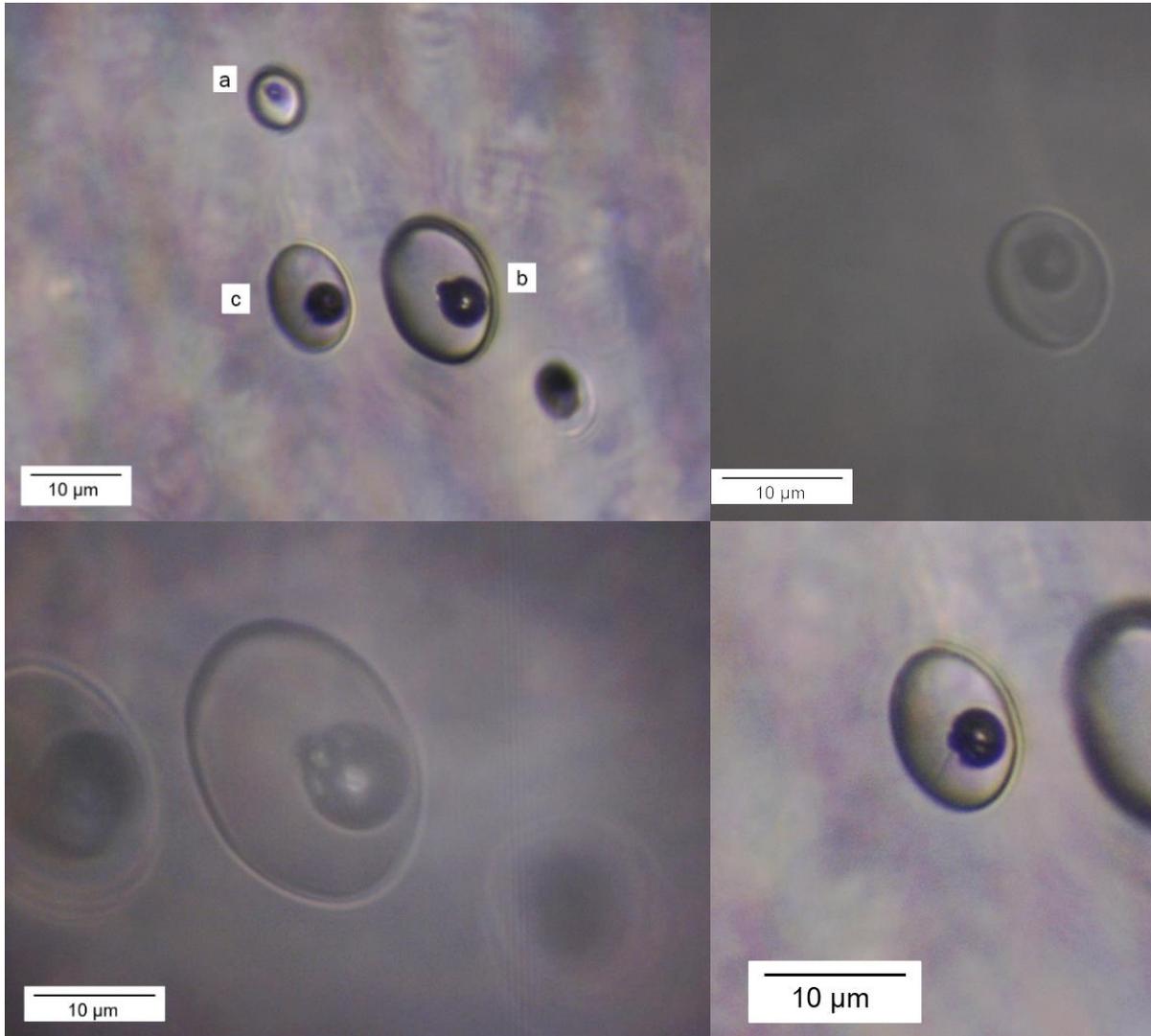
*Figura 55: Izquierda: Ubicación de la inclusión dentro del olivino, vista en aumento de 20X a nicoles paralelos, se puede ver que se ubica cerca del borde. Derecha: Inclusión vista en aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusiones 12.1.1

Las inclusiones 12.1.1 a, 12.1.1 b y 12.1.1 c se ubican entre los 12 y 19 µm de profundidad. Forman una familia de 4 inclusiones homogéneas con burbuja con una pequeña recrystalización formada en la superficie de estas últimas (Figura 56 y 57).



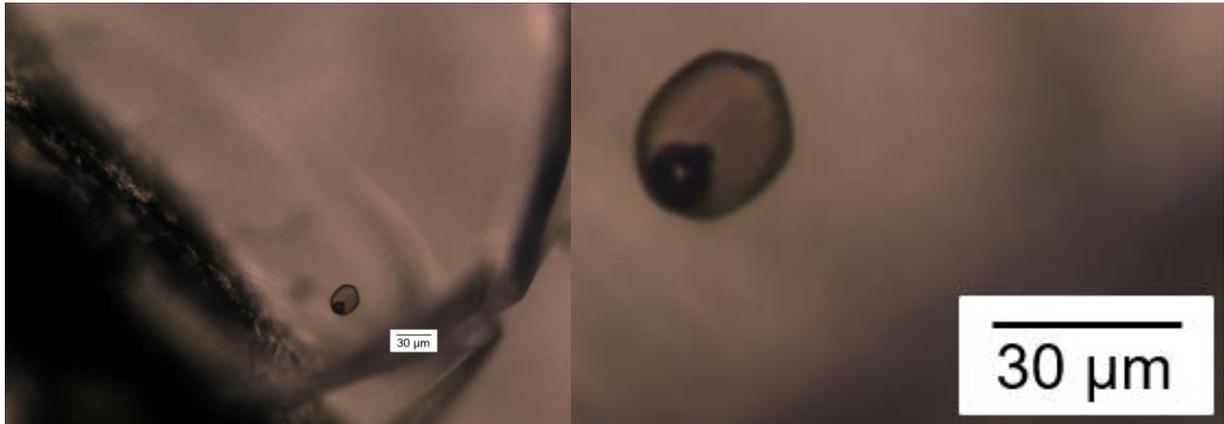
*Figura 56: Vista de la familia de inclusiones del cristal 12, con aumento de 20X a nicoles paralelos.*



*Figura 57: Arriba, izquierda: Vista de las inclusiones del cristal 12 en aumento de 50X a nicoles paralelos, donde a) es la inclusión 12.1.1 a, b) es la MI 12.1.1 b y c) es la 12.1.1 c. Arriba, derecha: Inclusión 12.1.1 a vista en aumento de 100X a nicoles paralelos. Abajo, izquierda: Inclusión 12.1.1 b vista en aumento de 100X a nicoles paralelos. Abajo, derecha: Inclusión 12.1.1 c vista en aumento de 50X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 15.1.1

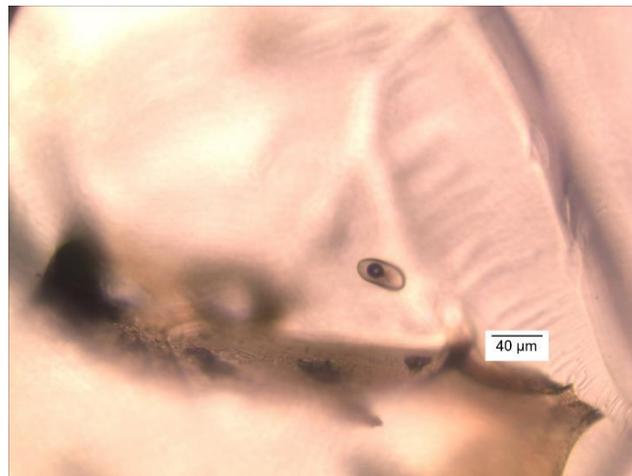
Inclusión ovalada, homogénea con burbuja, ubicada cerca del borde del cristal. Al estar sola en esta área no se la ubicó dentro de una familia. Aunque se pudo observar una familia de 5 inclusiones con sus características en el centro del cristal, pero eran muy pequeñas para ser medidas por algún instrumento. La inclusión medida tiene una pequeña recristalización adherida a su burbuja (Figura 58).



*Figura 58: Izquierda: Vista en aumento de 20X a nicoles paralelos, donde se puede ver que la inclusión se ubica cerca del borde. Derecha: Zoom de la inclusión.*

### Inclusión 16.1.1

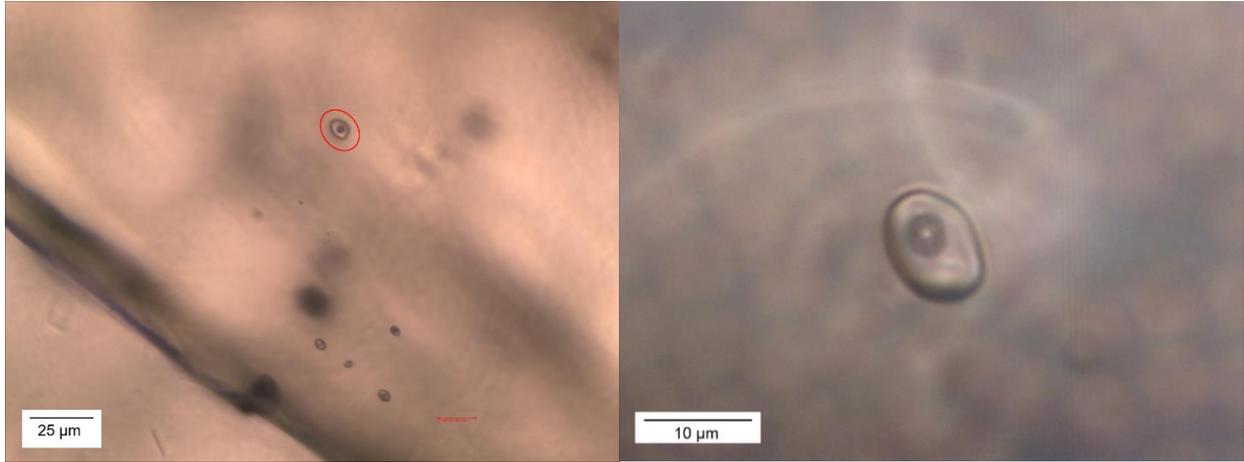
Única inclusión del cristal con sus características es homogénea con burbuja y de forma ovalada. Se ubica en el centro del cristal (Figura 59).



*Figura 59: Inclusión vista en aumento de 20X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 20.2.1

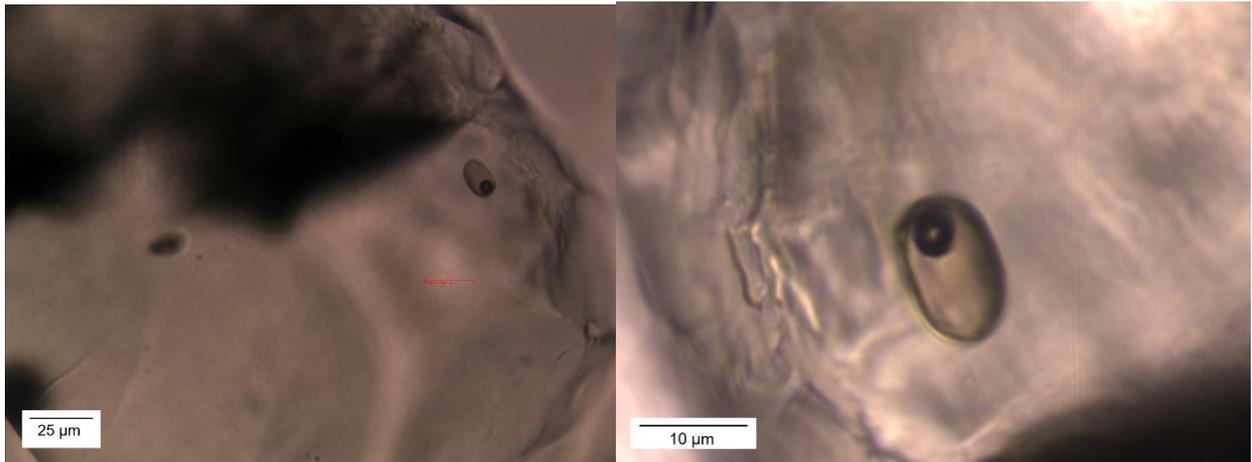
Inclusión ovalada, homogénea y con una burbuja (Figura 60). Es parte de una familia de 5 inclusiones con las mismas propiedades. Sin embargo, esta se encuentra más hacia el centro del cristal a diferencia de los otros miembros de la MIA.



*Figura 60: Izquierda: Lugar donde se ubica la inclusión, la cual está encerrada en un círculo rojo. La microfotografía fue tomada con aumento de 20X a nicoles paralelos. Derecha: La misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 21.1.1

Inclusión homogénea y con burbuja, de forma ovalada (Figura 61). Es parte de una pequeña familia de 3 inclusiones que comparten sus características. También se observó una inclusión homogénea con dos burbujas. La MI se ubica cerca del borde del cristal.



*Figura 61: Izquierda: Zona donde se ubica la inclusión, vista con aumento de 20X a nicoles paralelos, se puede observar que se encuentra cerca del borde del olivino. Derecha: La misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos.*

## A.4 Cristales Montaje O2

### Inclusión 7.1.1

La inclusión es parte de una familia de solo 2 inclusiones con cristales y burbuja, de forma ovalada (Figura 62). Su composición es forsterita y se ubica en el centro del cristal, a 93  $\mu\text{m}$  de la superficie.

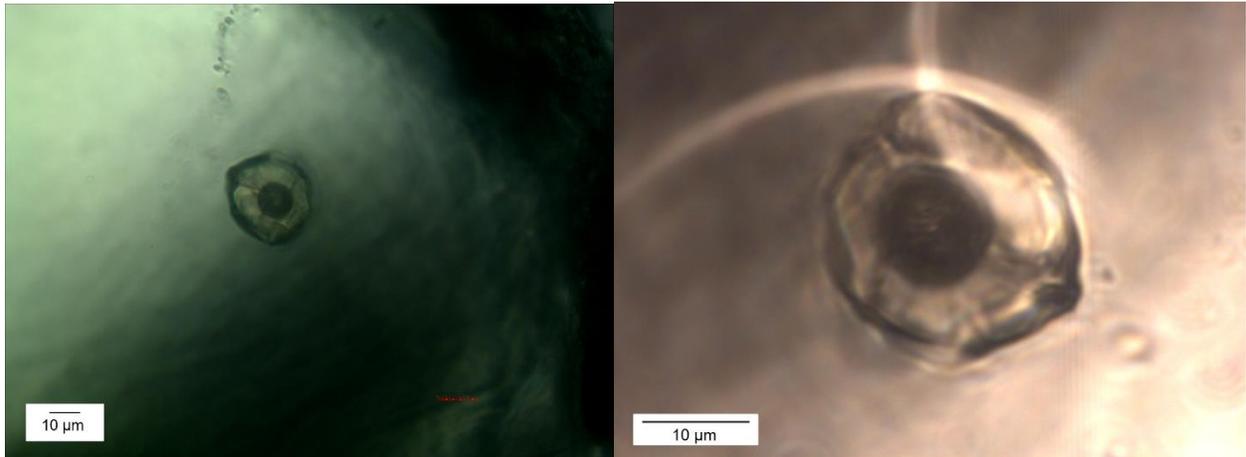


Figura 62: Izquierda: Inclusión vista con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: Misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos.

### Inclusión 7.2.2

Inclusión miembro de una familia de 4 inclusiones ovaladas, homogéneas y con burbuja, su composición es forsterita (Figura 63). Las 4 se encuentran muy cerca una de otra y se ubican en el centro del cristal a 55  $\mu\text{m}$  de la superficie.

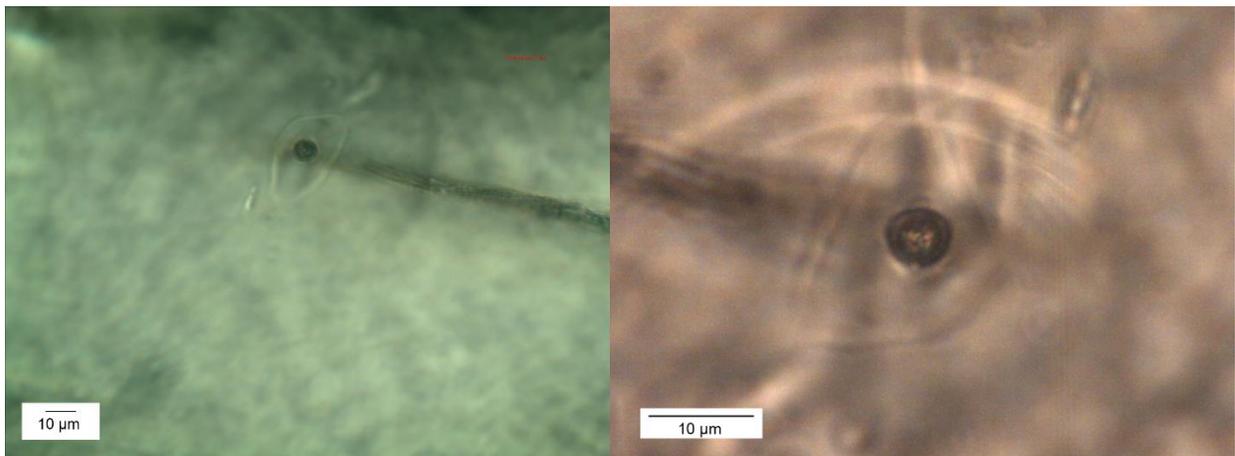


Figura 63: Izquierda: Inclusión vista con aumento de 50X a nicoles paralelos, se puede observar que la inclusión se encuentra cerca de una fractura. Derecha: Misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos.

### Inclusión 7.5.1

El otro miembro de la familia de la inclusión 7.1.1, ya que su posee una burbuja y el resto de su material está recristalizado (Figura 64). Su composición es forsterita y se ubica en el centro del cristal a 284  $\mu\text{m}$  de la superficie.

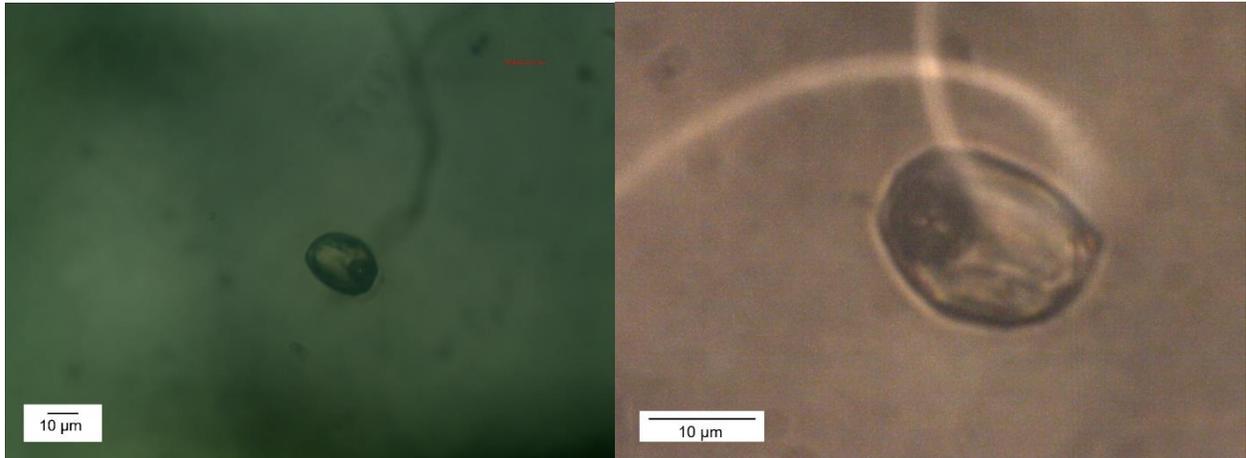


Figura 64: Izquierda: Inclusión vista con un aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: Inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos.

### Inclusión 8.3.1

Única inclusión ovalada, homogénea y con una burbuja del olivino 8 del montaje O2 (Figura 65). Se ubica en el centro del cristal a 211  $\mu\text{m}$  de la superficie. Su composición es forsterita.

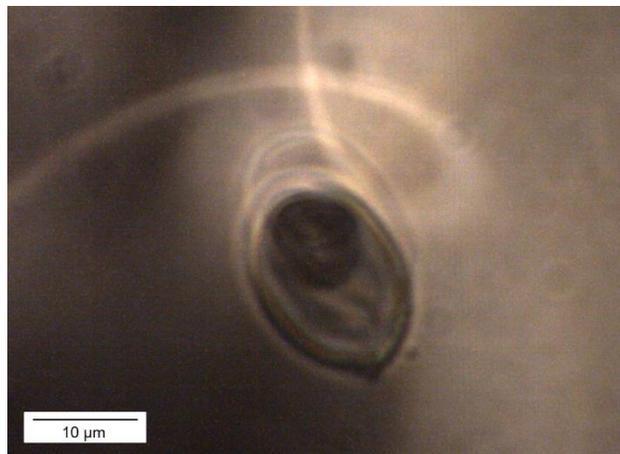
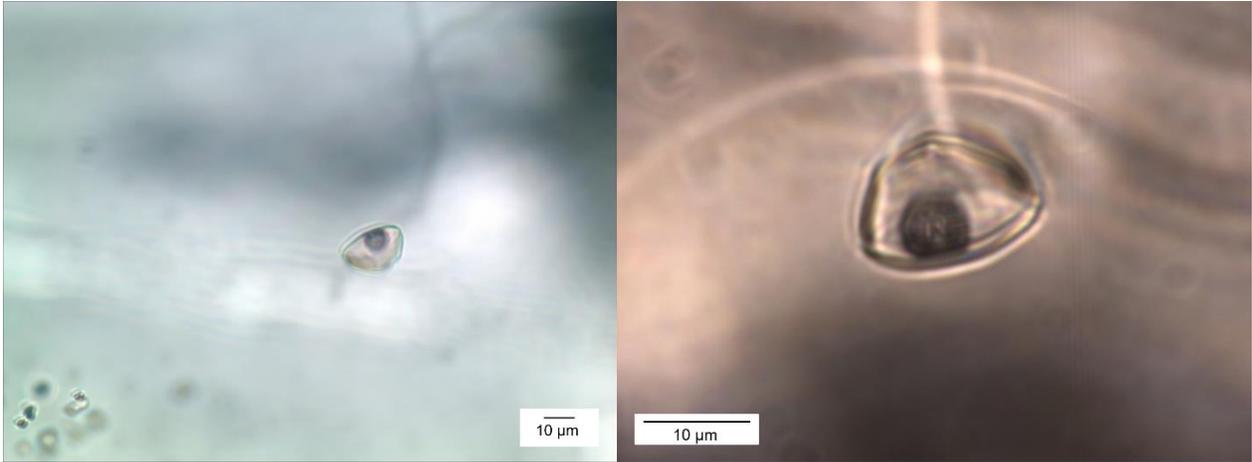


Figura 65: Microfotografía de la inclusión con aumento de 100X a nicoles paralelos.

### Inclusión 10.1.1

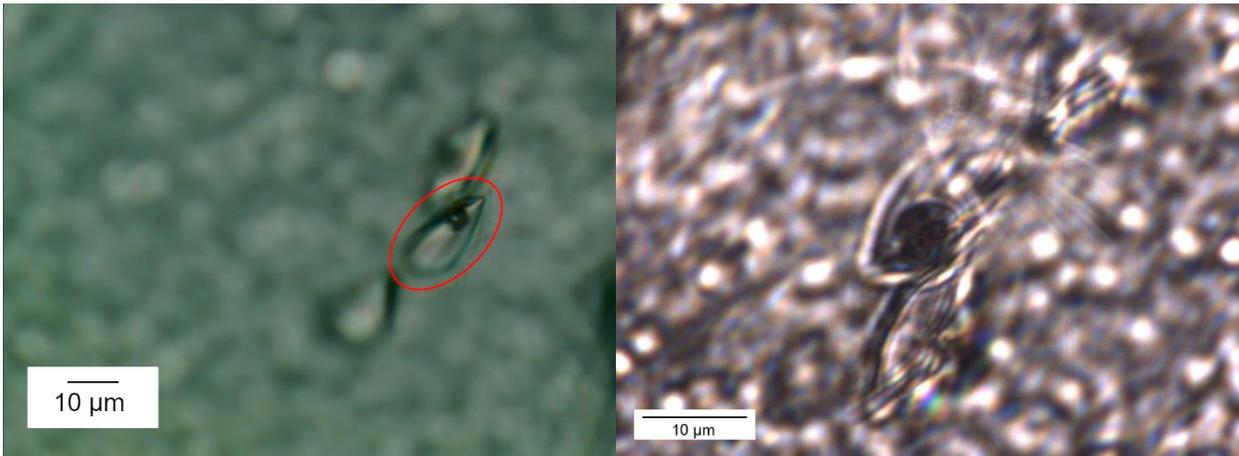
Una de las dos inclusiones de este cristal que presenta una burbuja y en lo demás es homogénea (Figura 66). Tiene una forma ovalada, se ubica en el centro del cristal a 66  $\mu\text{m}$  de la superficie y su composición es forsterita.



*Figura 66: Izquierda: Vista de la zona donde se ubica la MI con aumento de 50X a nicoles paralelos, se puede observar la cercanía a otras inclusiones más pequeñas homogéneas. Derecha: Vista de la inclusión con aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 14.1.2

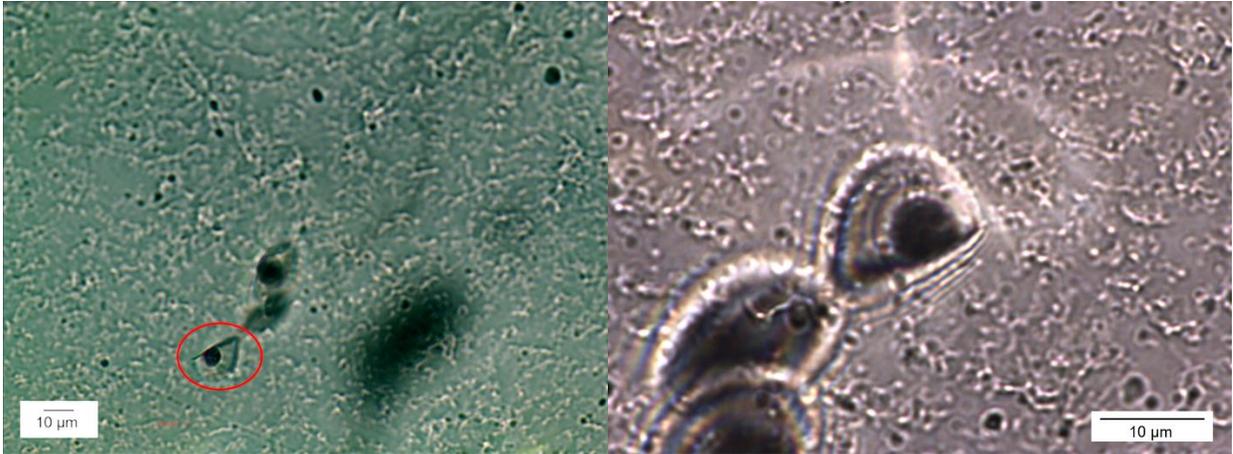
Inclusión ovalada, homogénea y con burbuja, que forma parte de una familia de 3 inclusiones ubicadas en el mismo sector y a una profundidad de 16  $\mu\text{m}$  de la superficie (Figura 67). Su composición es de forsterita.



*Figura 67: Izquierda: Vista de la familia a la cual pertenece la inclusión 14.1.2, la cual está encerrada en un círculo rojo. Esta microfotografía fue tomada con un aumento de 50X a nicles paralelos. Derecha: Misma inclusión enfocada con un aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 14.1.3

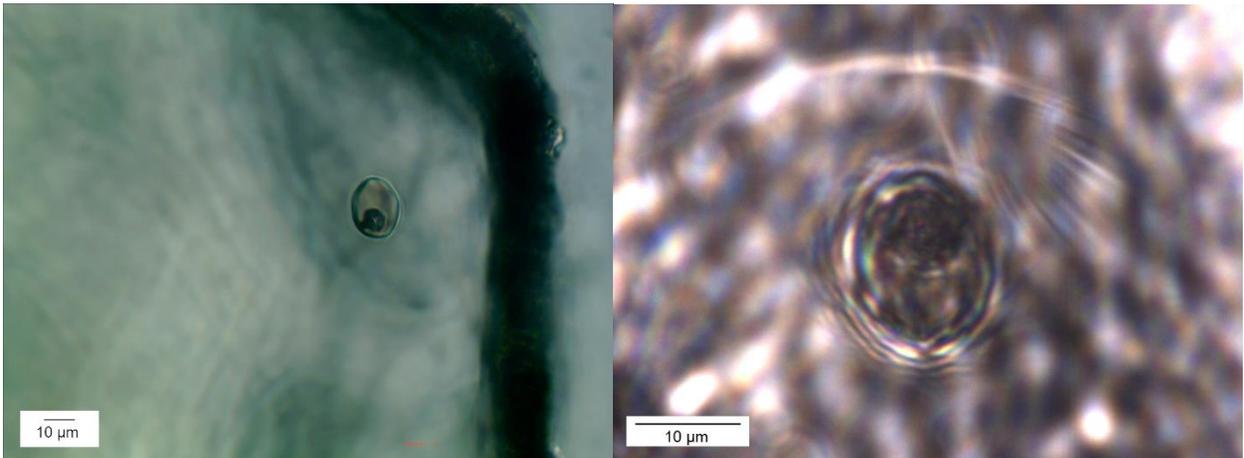
Inclusión ovalada, homogénea y con una burbuja, que pertenece a la misma familia que la inclusión 14.1.2 (Figura 68). Esta inclusión se ubica más cerca de la superficie que las demás, a 5  $\mu\text{m}$ .



*Figura 68: Izquierda: Vista de la familia a la cual pertenece la MI, la cual está encerrada en un círculo rojo. Microfotografía fue tomada con un aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: Misma inclusión enfocada con un aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 14.3.1

La única inclusión con sus características, que consisten en ser ovalada, homogénea, con una burbuja y una pequeña zona recristalizada adherida a la burbuja (Figura 69). Su composición es forsterita, y se ubica cerca del borde del cristal a 51  $\mu\text{m}$  de la superficie.



*Figura 69: Izquierda: Ubicación de la inclusión estudiada, con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: Inclusión vista con un aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 22.1.1

La única inclusión del cristal homogénea y con una burbuja, su forma es ovalada y su composición es forsterita (Figura 70). Se ubica en el centro del cristal a 40  $\mu\text{m}$  de la superficie.

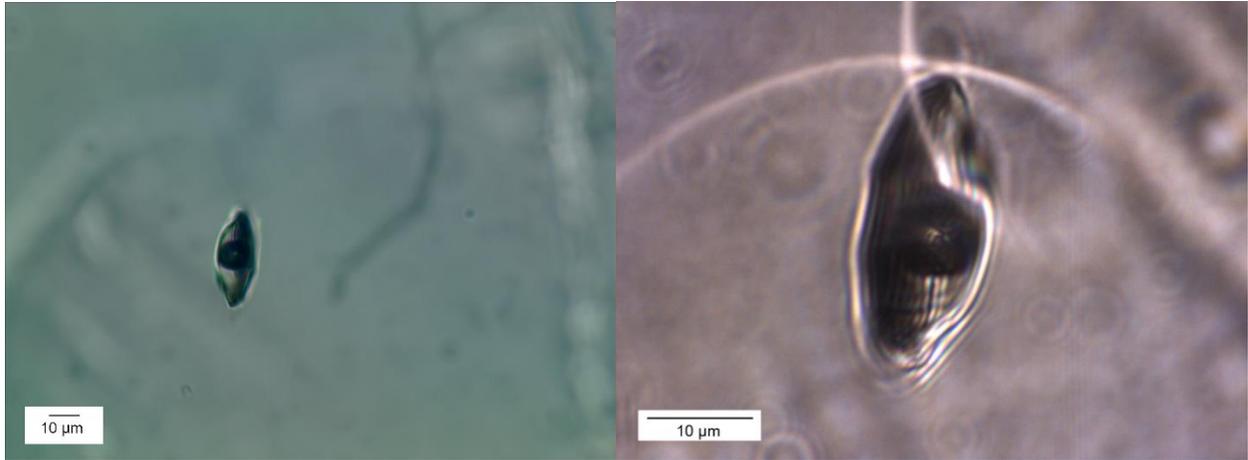


Figura 70: Izquierda: Vista con aumento de 50X a nicoles paralelos de la inclusión estudiada, se puede observar que se ubica cerca de una fractura. Derecha: Inclusión vista con un aumento de 100X a nicoles paralelos.

### Inclusión 24.1.1

Única inclusión homogénea con burbuja de este cristal (Figura 71). Su forma es ovalada y presenta una pequeña zona de recristalización adherida a su burbuja. Se ubica en el centro del cristal y cerca de una fractura, a 65  $\mu\text{m}$  de la superficie.

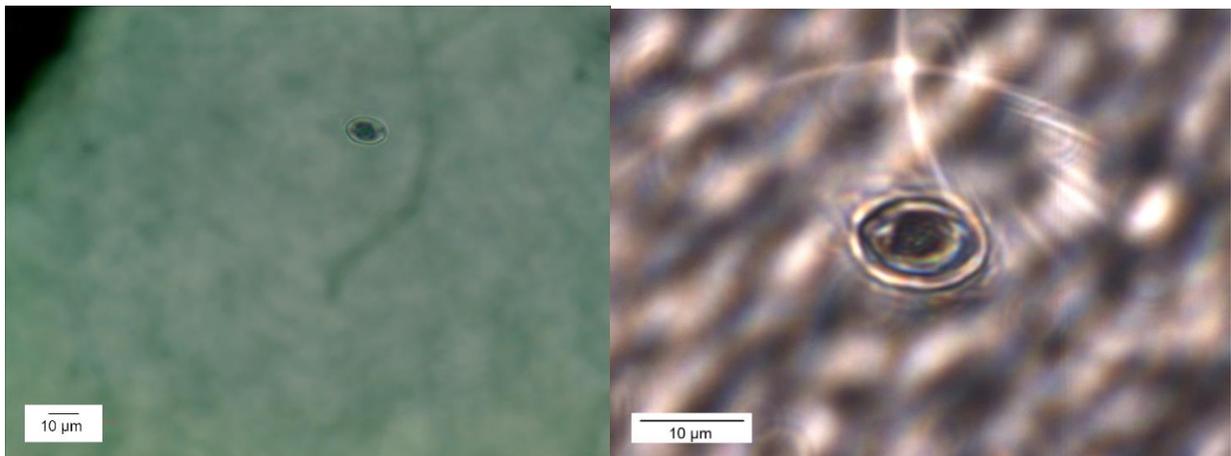


Figura 71: Izquierda: Ubicación de la inclusión en el cristal, vista con aumento de 50X a nicoles paralelos, se puede observar una fractura cerca. Derecha: La misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos.

## A.5 Cristales Montaje O3

### Inclusiones 6.1.1

Las inclusiones 6.1.1 A y 6.1.1 B forman parte de una misma familia compuesta por 3 inclusiones homogéneas y con una burbuja. Las dos inclusiones nombradas se ubican en el mismo plano, a  $9\ \mu\text{m}$  de la superficie, y en el centro del cristal (Figura 72). Ambas tienen una composición similar a la forsterita.

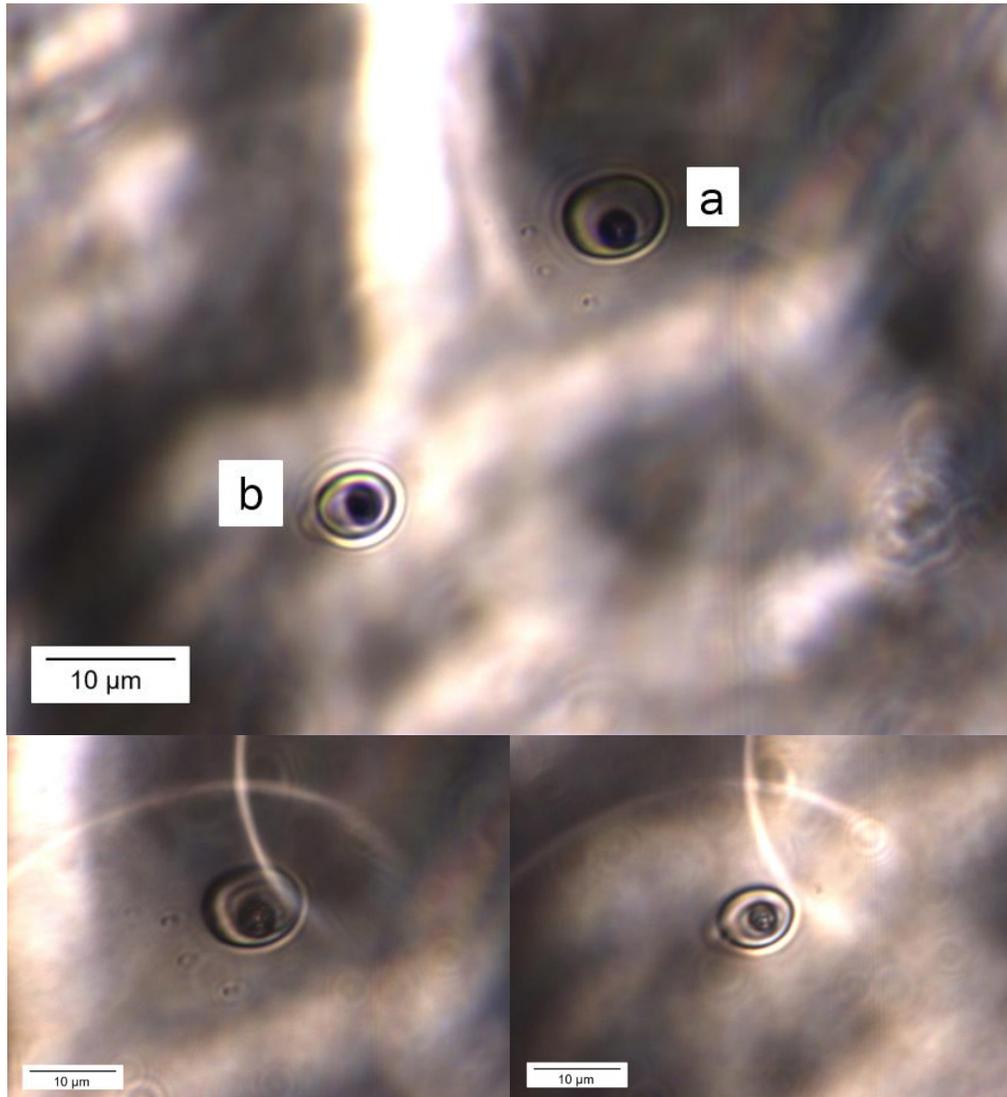
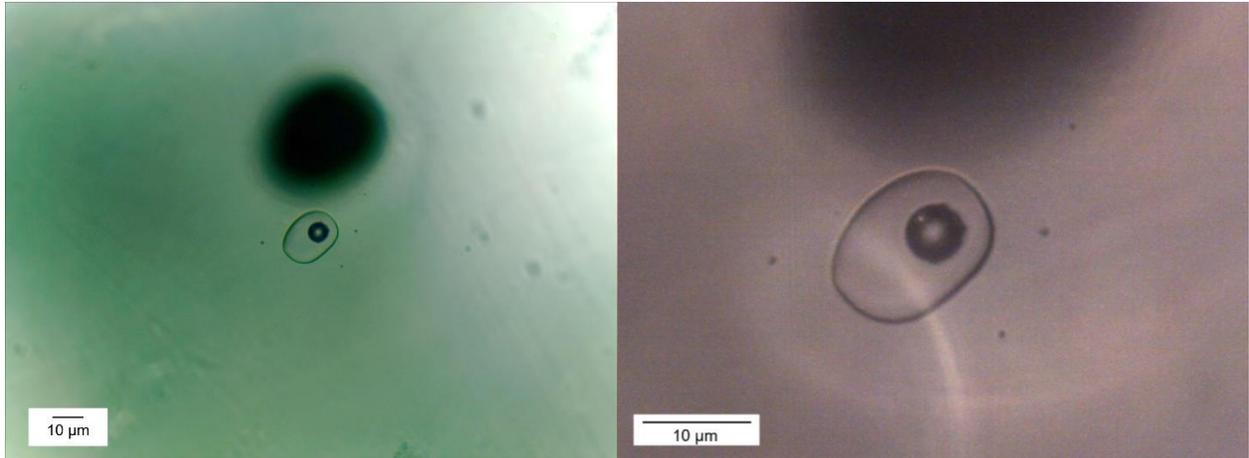


Figura 72: Arriba: Zona donde se observan las 2 inclusiones estudiadas, donde a) es la inclusión 6.1.1 A, y b) es 6.1.1 B, la microfotografía fue tomada con un aumento de 50X a nicoles paralelos. Abajo, izquierda: Inclusión 6.1.1 A vista con un aumento de 100X a nicoles paralelos. Abajo, derecha: Inclusión 6.1.1 B vista con un aumento de 100X a nicoles paralelos.

### Inclusión 11.1.1

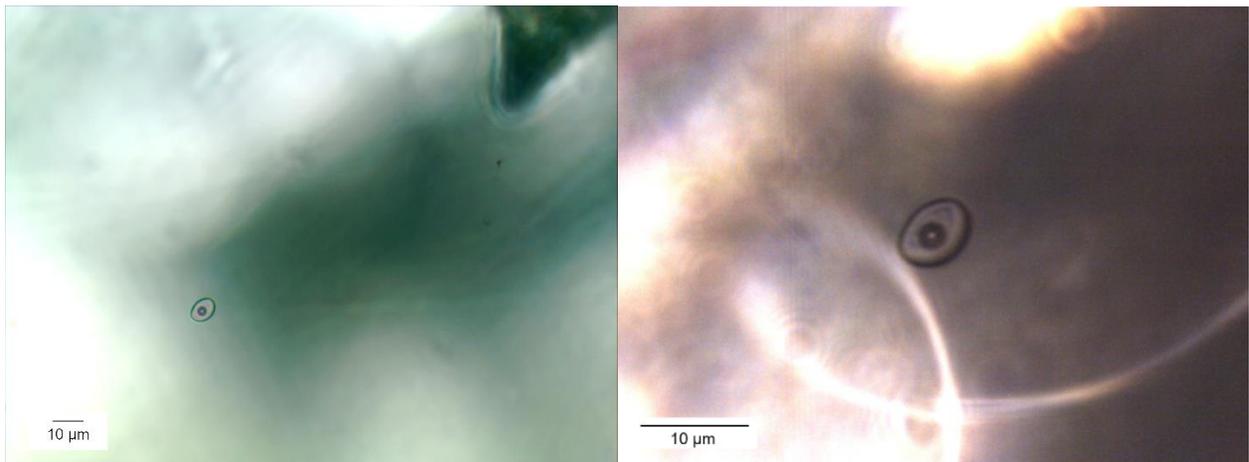
Inclusión homogénea y con burbuja (Figura 73) que forma parte de una familia de 4 inclusiones con las mismas características. También se observó una familia de inclusiones recristalizadas. Esta inclusión se ubica en el centro del cristal a 12  $\mu\text{m}$  de la superficie y su composición es forsterita.



*Figura 73: Izquierda: Inclusión observada con un aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: Misma inclusión observada con un aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 11.3.1

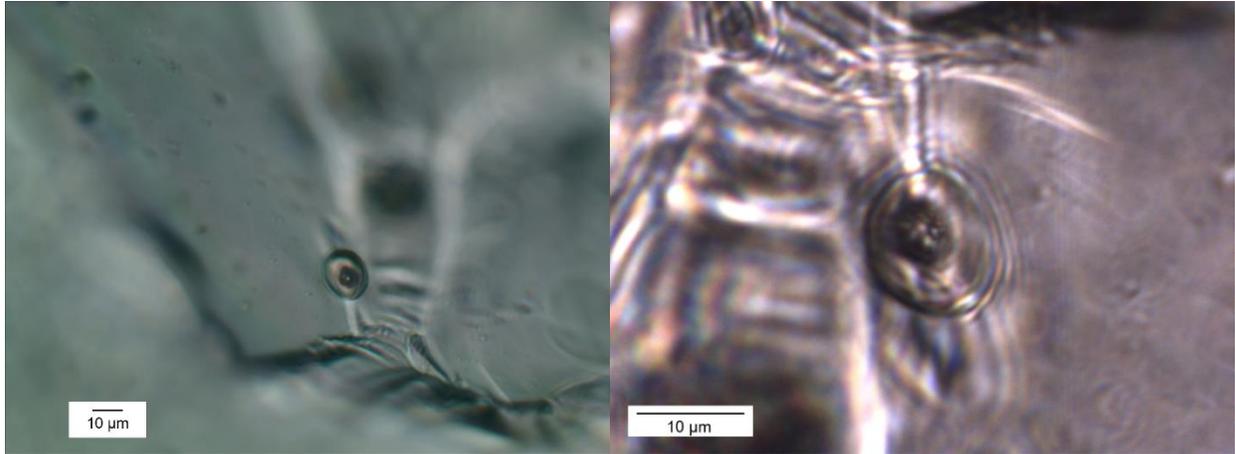
Inclusión ovalada, homogénea con burbuja (Figura 74). Es parte de la misma familia de la inclusión 11.1.1 y se ubica alejada del borde del cristal a 25  $\mu\text{m}$  de profundidad. Su composición es forsterita.



*Figura 74: Izquierda: Inclusión vista con un aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: MI vista con aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 18.2.1

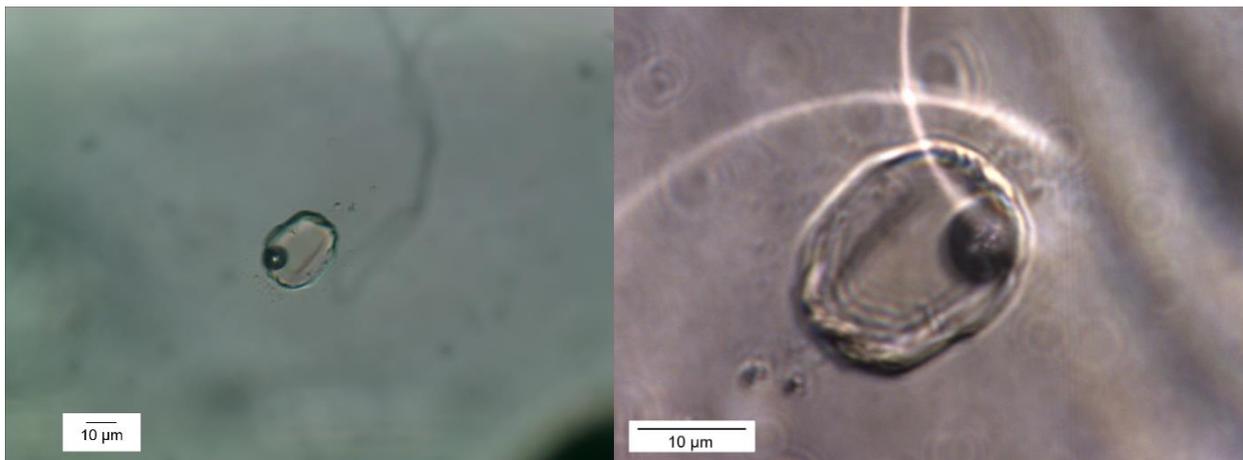
Inclusión que forma parte de una pequeña familia de 2 inclusiones homogéneas con burbuja y forma ovalada (Figura 75). Se ubica cercana al borde del cristal y de una fractura, a 79  $\mu\text{m}$  de profundidad. Su composición es forsterita.



*Figura 75: Izquierda: Inclusión vista con un aumento de 50X a nicoles paralelos, se puede observar que se ubica cercana a una fractura en el borde del cristal. Derecha: Inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 25.1.1

Forma parte de una familia de 7 inclusiones ovaladas, homogéneas y con burbuja. Se ubica en el centro del cristal, a 84  $\mu\text{m}$  de la superficie (Figura 76). Su composición es cercana a la forsterita.



*Figura 76: Izquierda: Inclusión vista con un aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: La misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 25.2.1

Inclusión que forma parte de la misma familia de la inclusión 25.1.1. Su composición también es forsterita y se ubica a 47  $\mu\text{m}$  de profundidad, lejano al borde del cristal (Figura 77).



Figura 77: Izquierda: Inclusión vista con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: La misma inclusión observada con aumento de 100X a nicoles paralelos.

### Inclusión 36.1.1

Única inclusión homogénea con burbuja de este cristal tiene una forma ovalada y una zona pequeña recrystalizada y adherida a la burbuja (Figura 78). Está ubicada cerca del borde del cristal y se encuentra a una profundidad de 145  $\mu\text{m}$ .

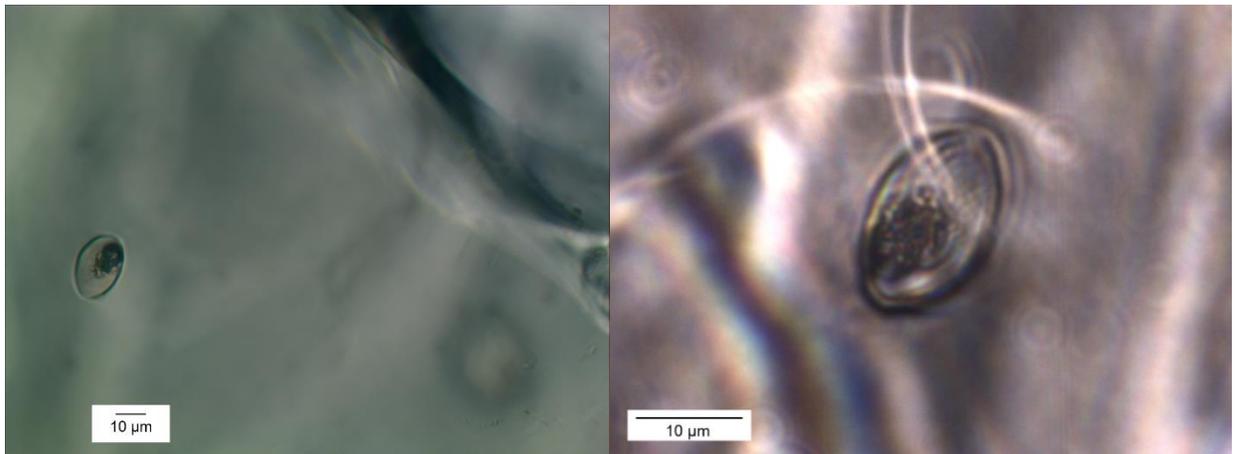
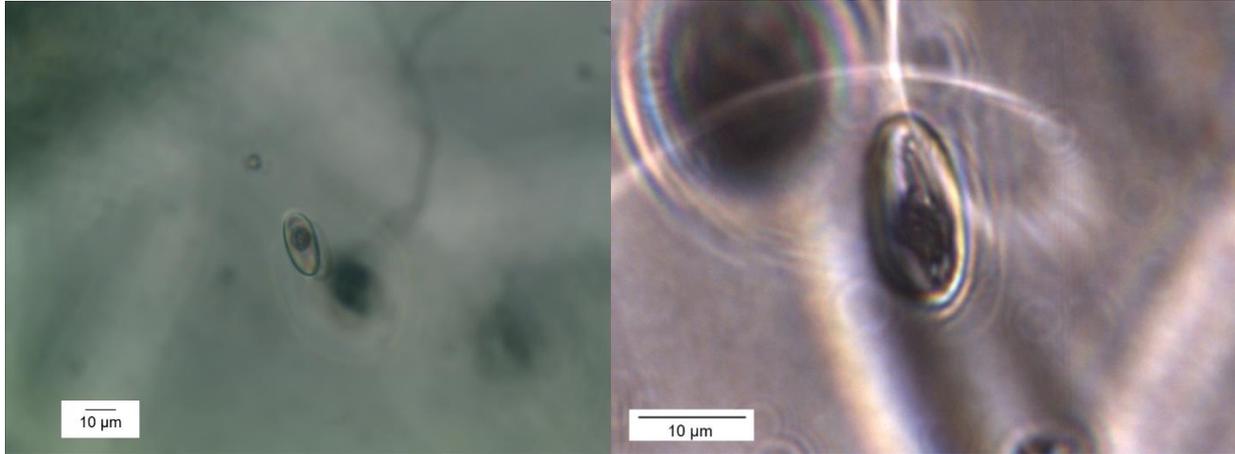


Figura 78: Izquierda: Zona donde se ubica la inclusión dentro del olivino, se puede observar que se encuentra cerca de su borde. La microfotografía se tomó con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: misma inclusión observada con aumento de 100X a nicoles paralelos.

### Inclusión 41.1.1

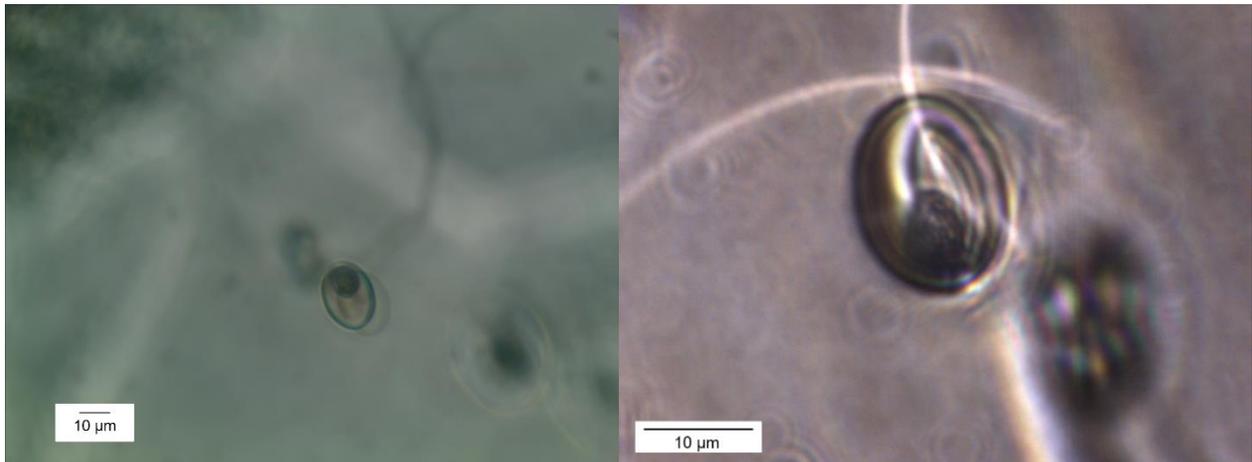
Inclusión que forma parte de una familia de 5 inclusiones ovaladas, homogéneas y con una burbuja. En particular esta inclusión se ubica en la misma zona que la inclusión 41.1.2. a 158  $\mu\text{m}$  de la superficie, y lejana al borde del cristal, pero cercana a una fractura como se puede ver en la Figura 79. Su composición es forsterita.



*Figura 79: Izquierda: Zona donde se ubica la inclusión dentro del olivino, se puede observar que la inclusión estudiada se encuentra enfocada, y la inclusión 41.1.2 se ve similar a una mancha puesto que está en un plano más profundo dentro del mineral. La microfotografía se tomó con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: misma inclusión observada con aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 41.1.2

Esta inclusión forma parte de la misma familia de la 41.1.1, además se ubica en la misma zona (Figura 75). Se encuentra a 190  $\mu\text{m}$  de la superficie y su composición es forsterita (Figura 80).



*Figura 80: Izquierda: Ubicación de la inclusión dentro del olivino, la microfotografía se tomó con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: misma inclusión observada con aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 41.2.1

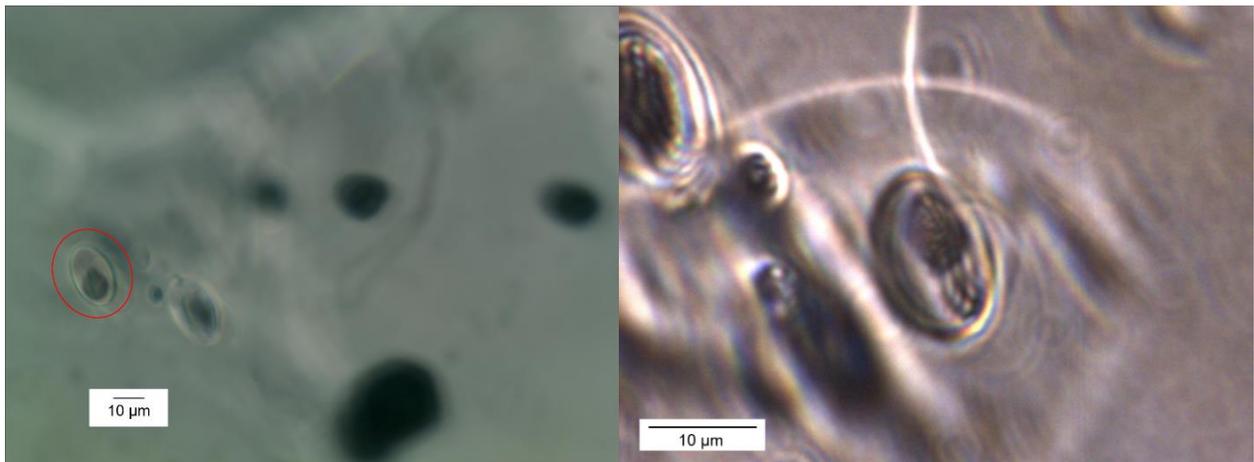
Esta inclusión también forma parte de la familia de las inclusiones 41.1.1 y 41.1.2. Se encuentra en una zona cercana a las inclusiones anteriormente mostradas, pero a 166  $\mu\text{m}$  de profundidad. Su composición es forsterita. (Figura 81).



*Figura 81: Izquierda: Ubicación de la inclusión dentro del olivino, se puede observar que la inclusión estudiada se encuentra enfocada. La microfotografía se tomó con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: La inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 41.2.2

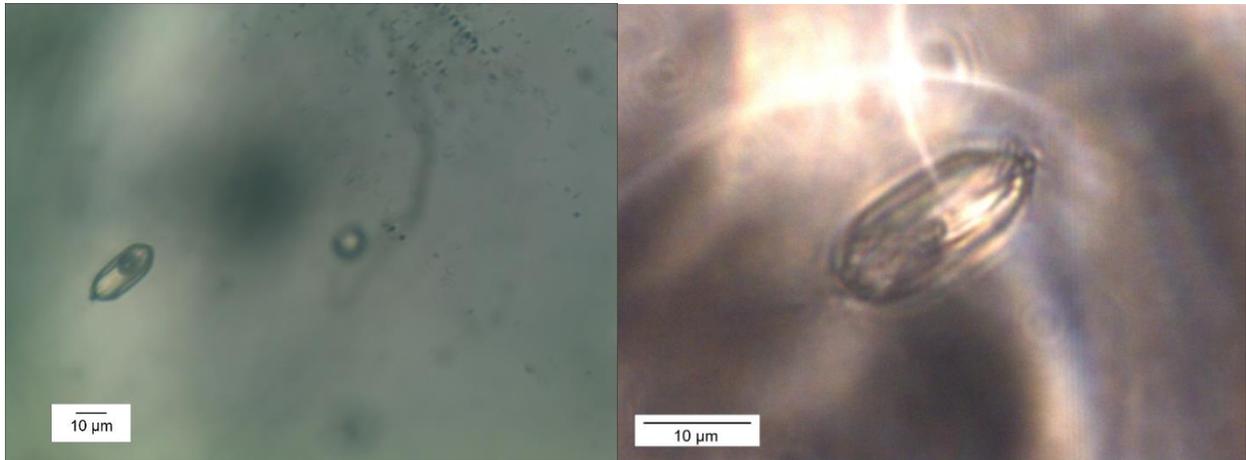
Esta inclusión forma parte de la familia de 5 inclusiones ovaladas, homogéneas y con burbuja (Figura 82). Se ubica en la misma zona de la inclusión 41.2.1, pero a una profundidad de 217  $\mu\text{m}$ .



*Figura 82: Izquierda: Zona donde se encuentra la inclusión, la cual está encerrada en un círculo rojo, la microfotografía fue tomada con un aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: La misma inclusión vista con un aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 43.1.1

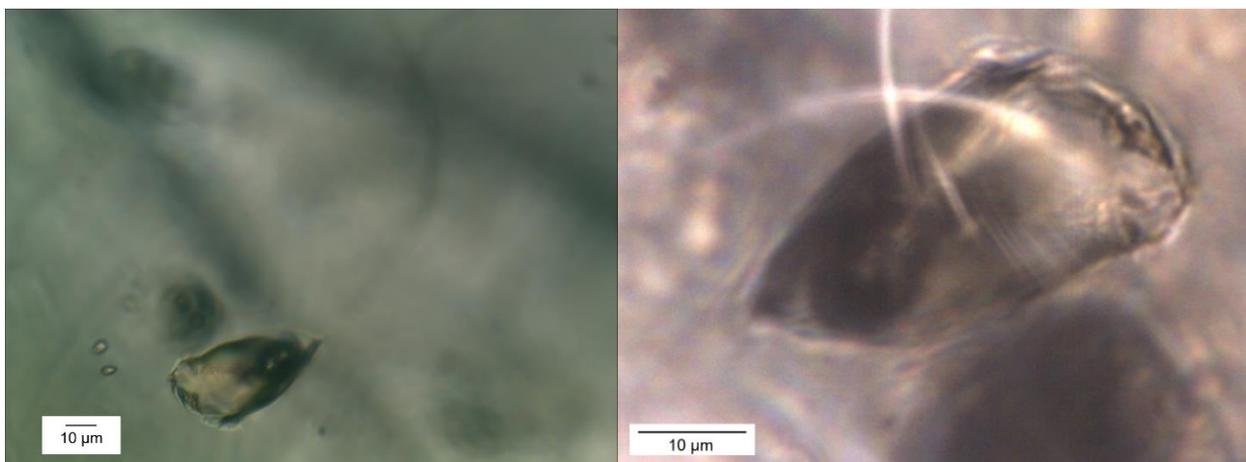
Inclusión ovalada, homogénea y con burbuja (Figura 83), que forma parte de una familia de 3 inclusiones con las mismas características. Se ubica alejada del borde del olivino y a una profundidad de 242  $\mu\text{m}$ , su composición es forsterita.



*Figura 83: Izquierda: Inclusión vista con aumento de 50X a nicols paralelos. Derecha: Misma inclusión vista con aumento de 100X a nicols paralelos.*

### Inclusión 44.2.1

Forma parte de una pequeña familia de 2 inclusiones semi ovaladas, homogéneas y con una burbuja (Figura 84). Se ubica lejos del borde del cristal, a 70  $\mu\text{m}$  de profundidad. Su composición es forsterita.



*Figura 84: Izquierda: Microfotografía de la inclusión con aumento de 50X a nicols paralelos. Derecha: Misma inclusión vista con aumento de 100X a nicols paralelos.*

### Inclusión 44.3.1

El otro miembro de la MIA a la cual pertenece la inclusión 44.2.1 (Figura 85). Se ubica lejana al borde del cristal y a 184  $\mu\text{m}$  de la superficie. Su composición es forsterita.

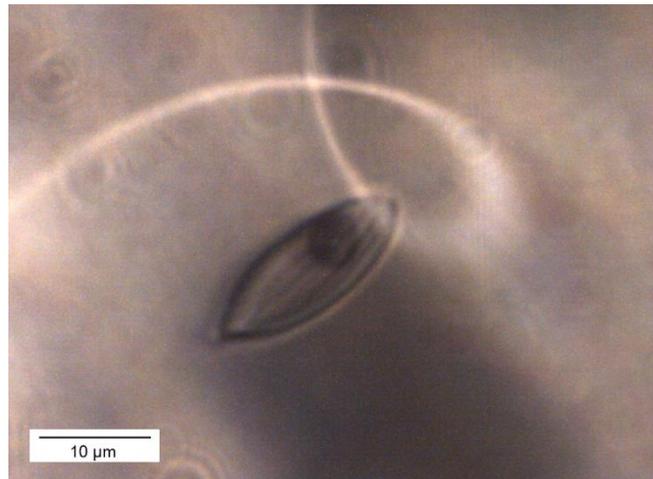


Figura 85: Inclusión O3-44.3.1 vista con aumento de 100X a nicoles paralelos.

### Inclusión 45.1.2

Inclusión que forma parte de una familia pequeña de 3 inclusiones ovaladas, homogéneas y con una burbuja (Figura 86), ubicada lejos del borde del cristal, a 56  $\mu\text{m}$  de la superficie. Su composición es similar a la forsterita.

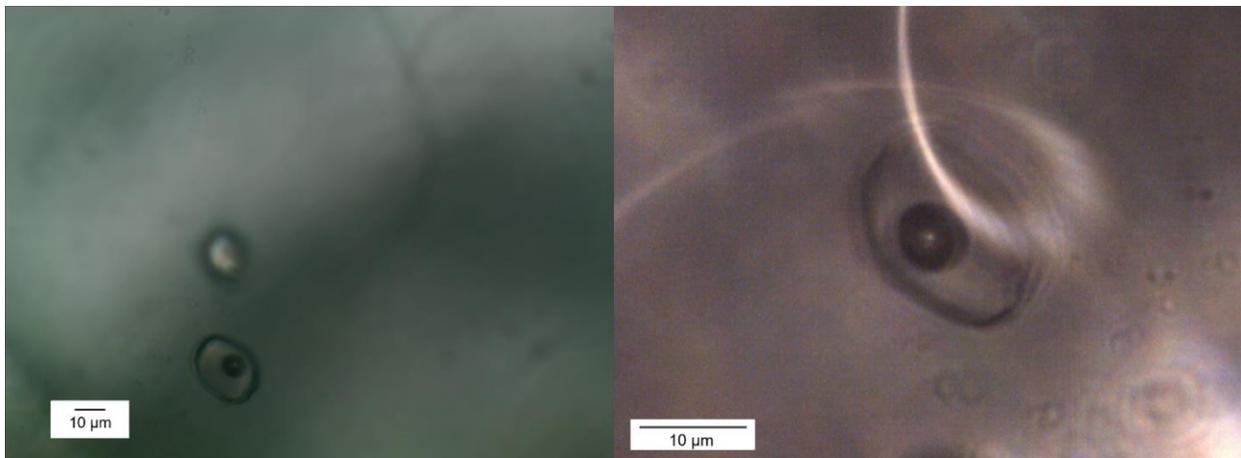


Figura 86: Izquierda: Inclusión vista con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: Misma inclusión vista con aumento de 100X a nicoles paralelos.

### Inclusión 45.2.1

Inclusión que forma parte de la familia de la inclusión 45.1.2, es decir, es ovalada, homogénea y con una burbuja (Figura 87), su composición es similar a la forsterita y se ubica a 71  $\mu\text{m}$  de la superficie.

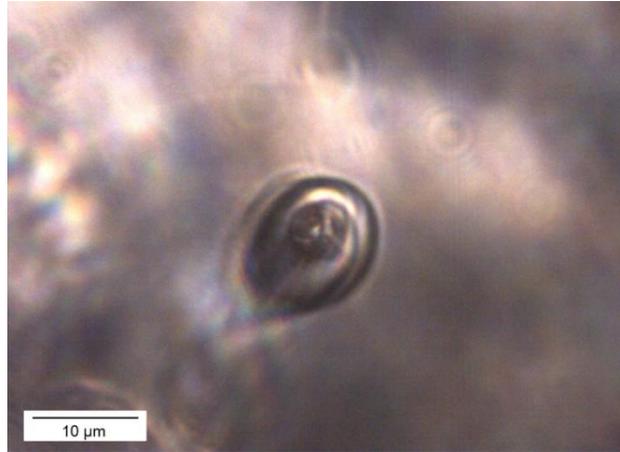


Figura 87: Microfotografía de la inclusión O3-45.2.1 con aumento de 100X a nicoles paralelos.

### Inclusión 46.1.1

Única inclusión con sus características dentro de este olivino. Tiene una forma ovalada, es homogénea y presenta una burbuja (Figura 88). Se ubica a 23  $\mu\text{m}$  de la superficie, en el centro del cristal y su composición es forsterita.

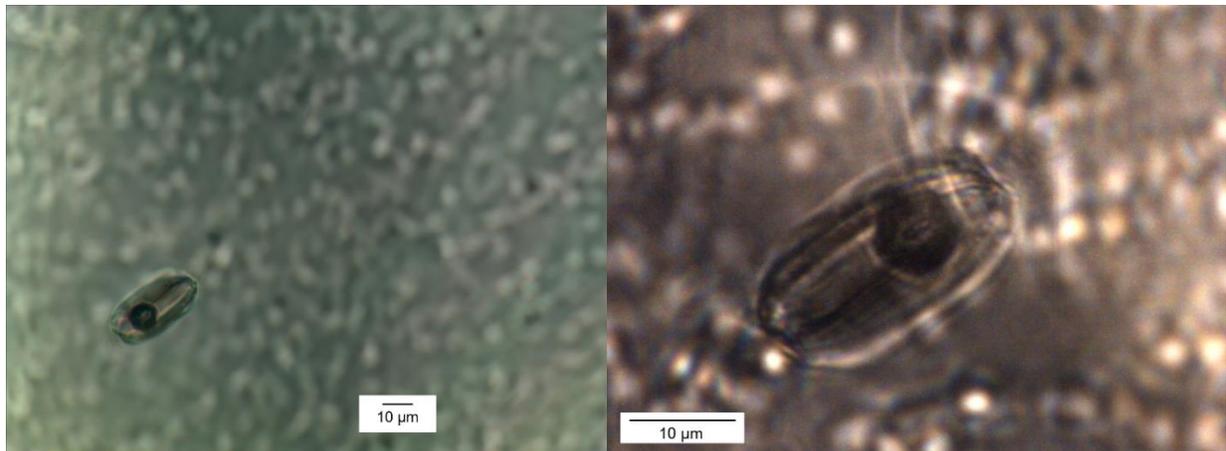
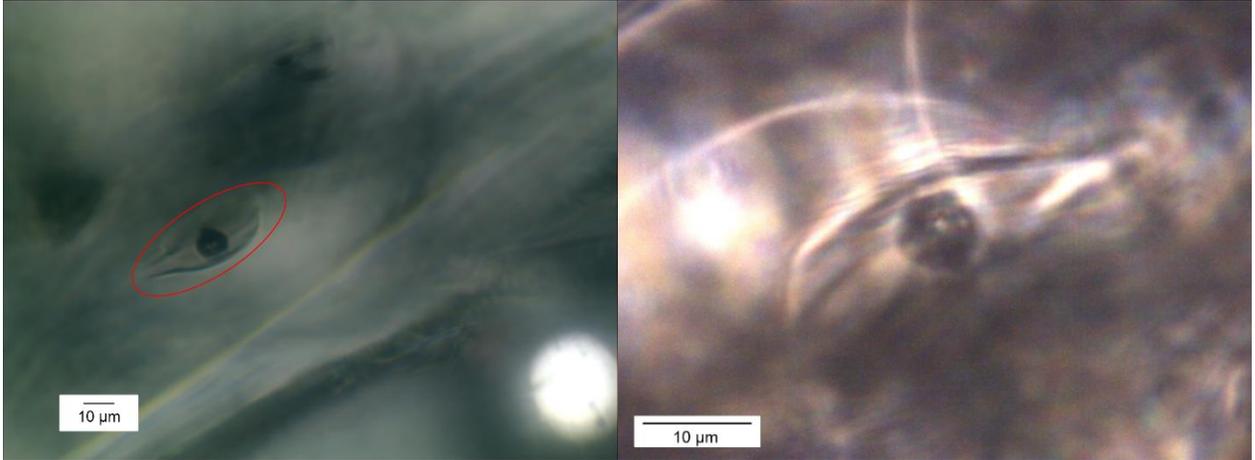


Figura 88: Izquierda: Vista de la inclusión con aumento de 50X a nicoles paralelos. Derecha: La inclusión observada con aumento de 100X a nicoles paralelos.

### Inclusión 49.1.1

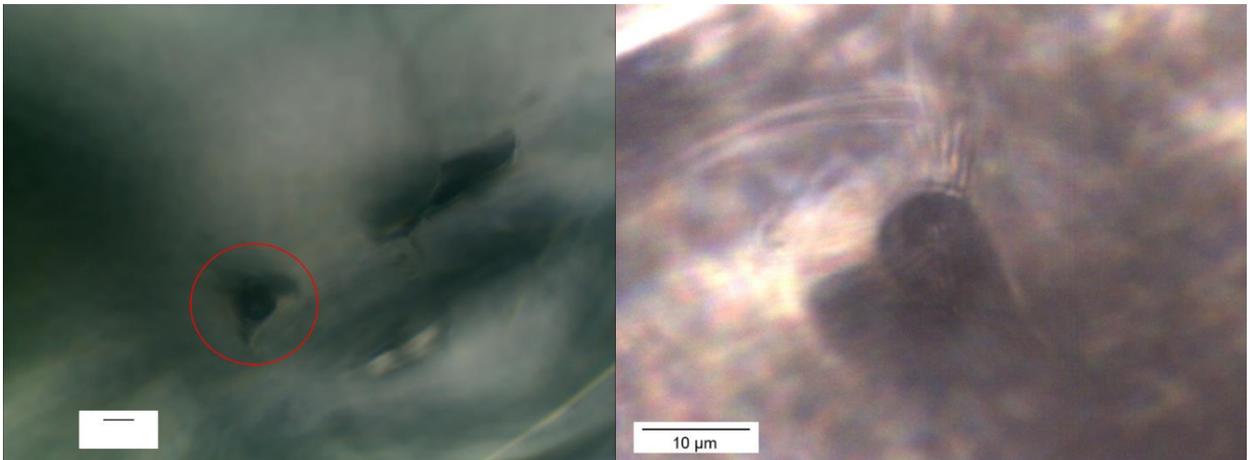
Inclusión que forma parte de una pequeña familia de 2 inclusiones, junto con la inclusión O3-49.1.2, las cuales tienen una forma semi ovalada, son homogéneas y presentan una burbuja. Se ubican cerca del borde del cristal y su composición es forsterita. La inclusión O3-49.1.1 se ubica a 115  $\mu\text{m}$  de profundidad (Figura 89).



*Figura 89: Izquierda: Inclusión O3-49.1.1 vista con un aumento de 50X a nicoles paralelos, esta se encuentra encerrada en un círculo rojo. Derecha: La misma inclusión observada con un aumento de 100X a nicoles paralelos.*

### Inclusión 49.1.2

Inclusión que forma parte de la misma familia de la inclusión 49.1.1, su composición es forsterita y se ubica a 143  $\mu\text{m}$  de la superficie (Figura 90).



*Figura 90: Izquierda: Inclusión vista con aumento de 50X a nicoles paralelos (la inclusión se encuentra encerrada en un círculo rojo). Derecha: La misma inclusión observada con un aumento de 100X a nicoles paralelos.*

## Anexo B: Gráficos de espectrometría Raman

### B.1 Espectros Raman de V106P1

#### Inclusión 03.1.2

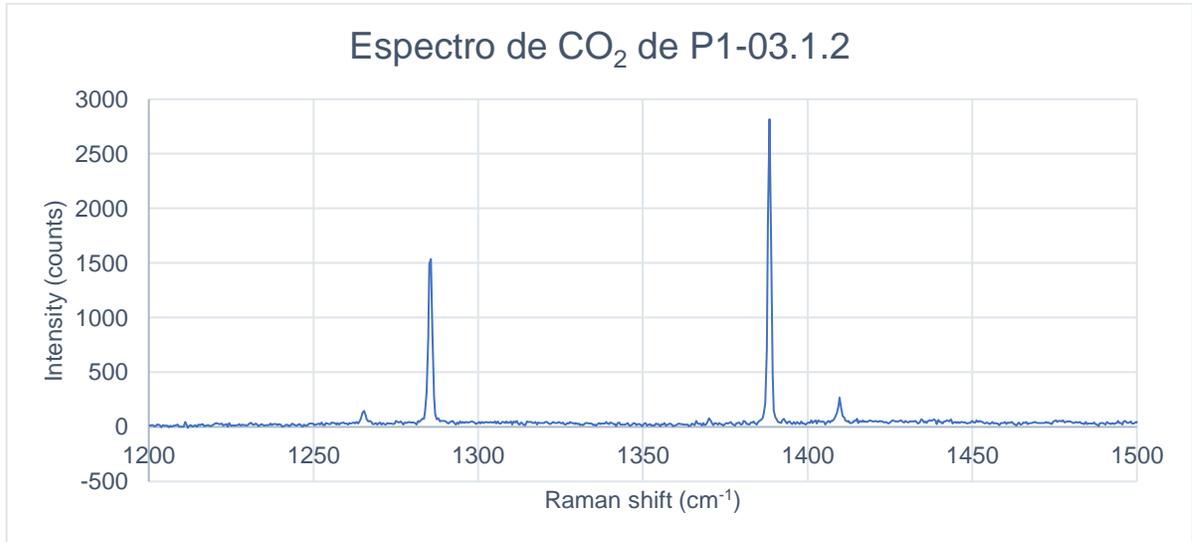


Figura 91: Espectro Raman donde se pueden observar los peaks de  $\text{CO}_2$  entre los  $1200 \text{ cm}^{-1}$  y  $1400 \text{ cm}^{-1}$ . También se observan las hot bands a los costados de las bandas superior ( $\nu+$ ) e inferior ( $\nu-$ ). Para determinar la composición de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6.

#### Inclusión 02.1.2 a

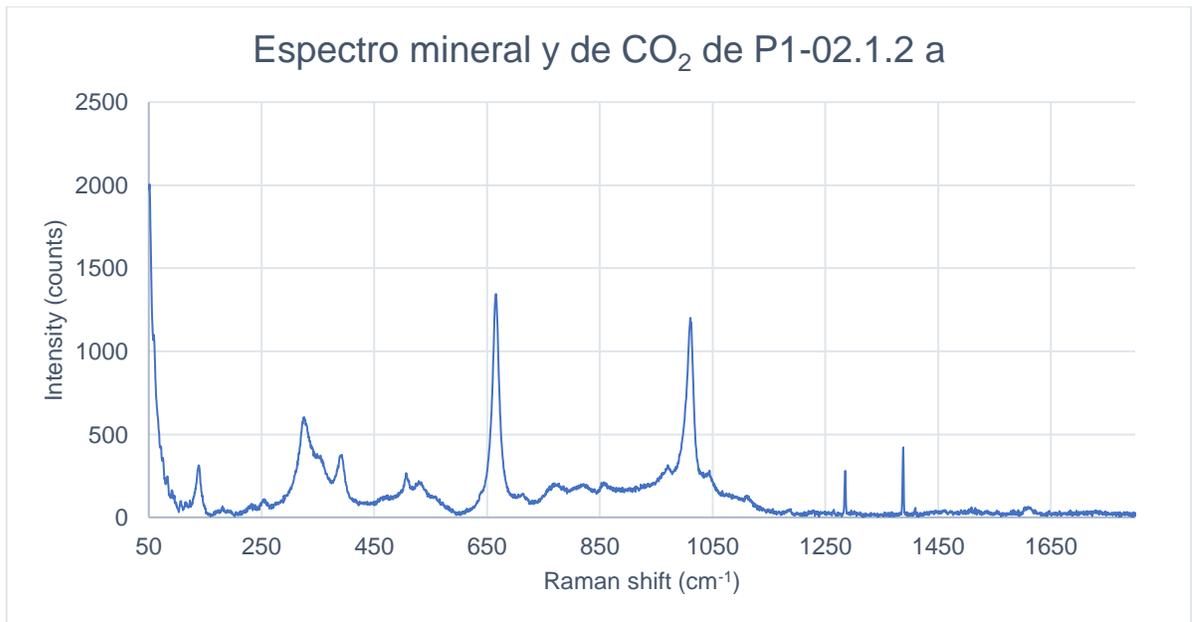


Figura 92: Espectro Raman correspondiente a una composición de diópsido. Se pueden observar los peaks de  $\text{CO}_2$  entre los  $1200 \text{ cm}^{-1}$  y  $1400 \text{ cm}^{-1}$ . Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para comprobar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003).

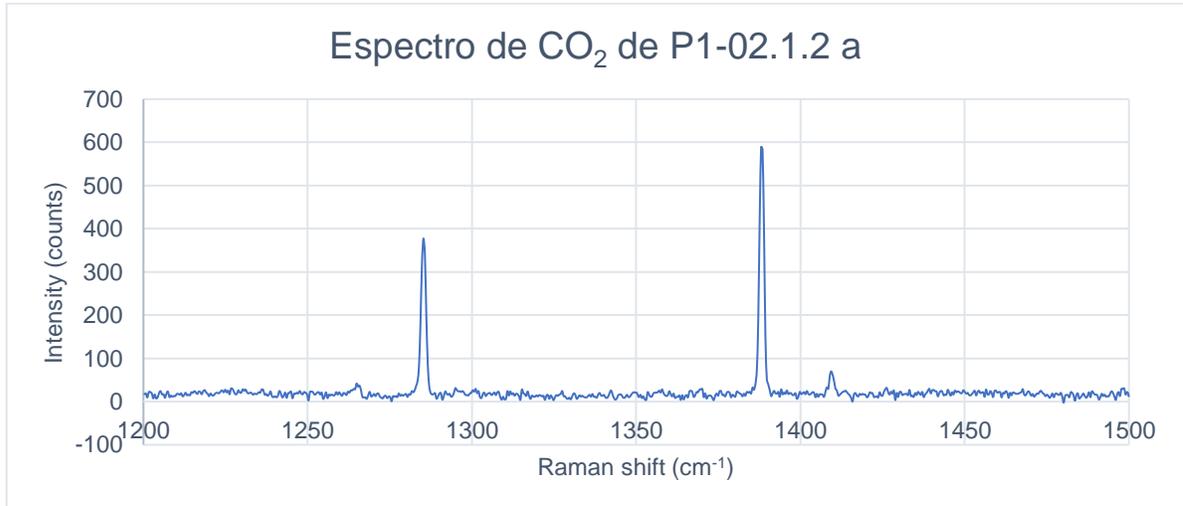


Figura 93: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ) y las hot bands a los costados. Para determinar la composición de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6.

### Inclusión 07.3.1

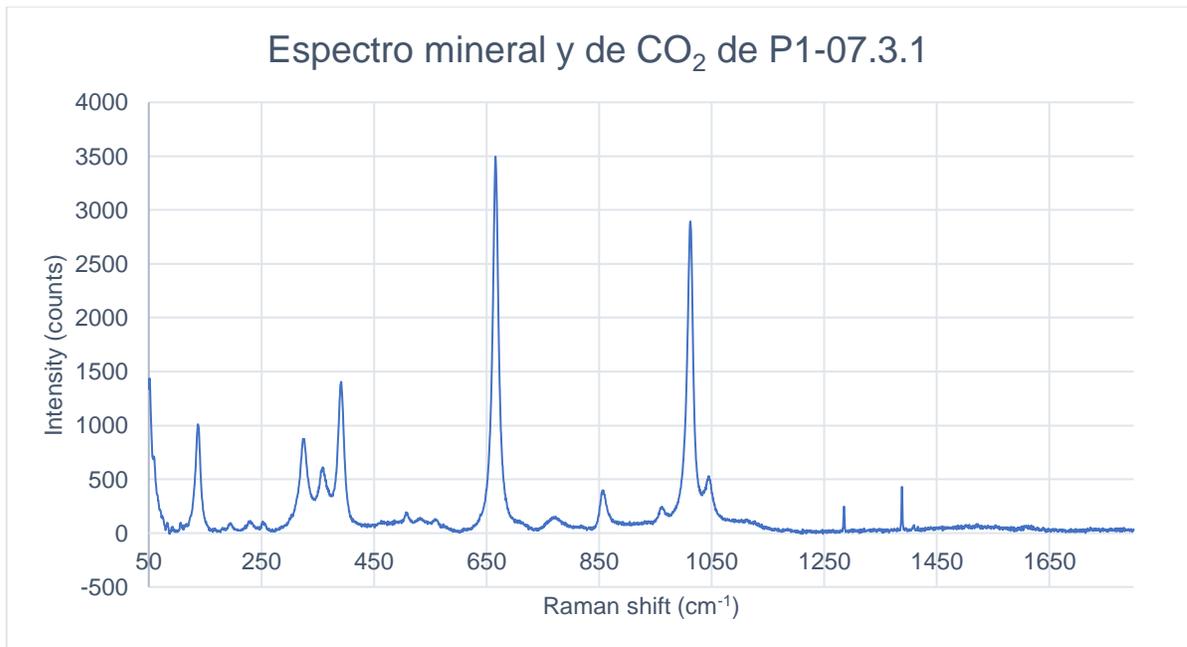


Figura 94: Espectro Raman correspondiente a una composición de diópsido. Se pueden observar los peaks de  $\text{CO}_2$  entre los  $1200 \text{ cm}^{-1}$  y  $1400 \text{ cm}^{-1}$ . Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para comprobar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003).

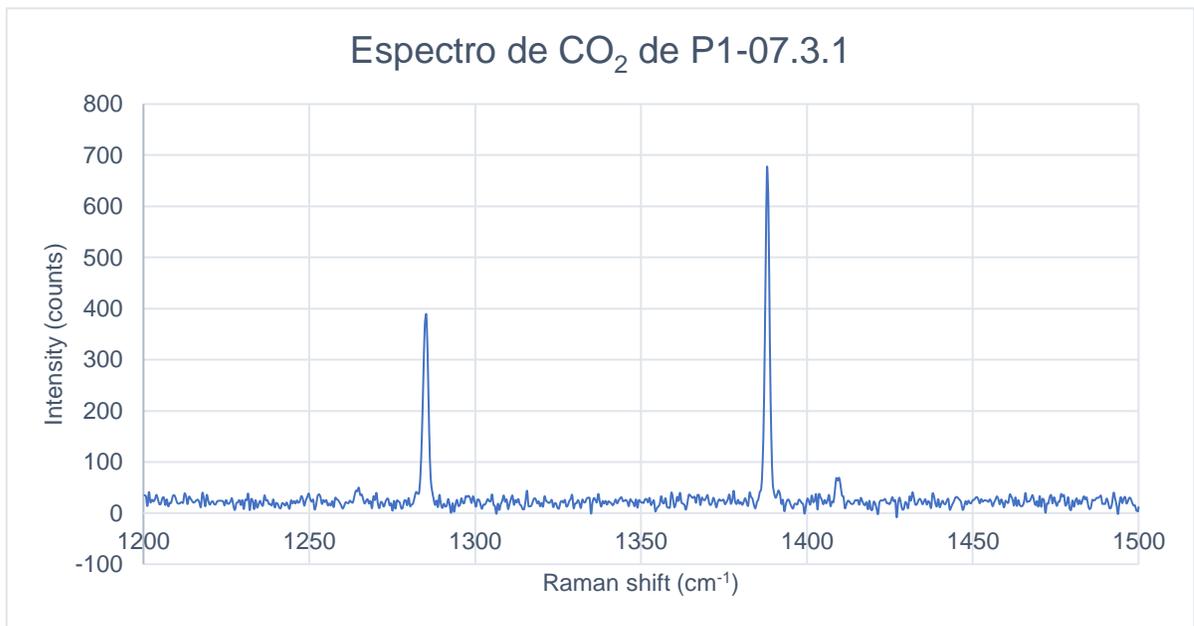


Figura 95: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ) y las hot bands a sus costados tienen tan poca intensidad que no se distinguen del ruido. Para determinar la composición de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6.

### Inclusión 08.2.5 a

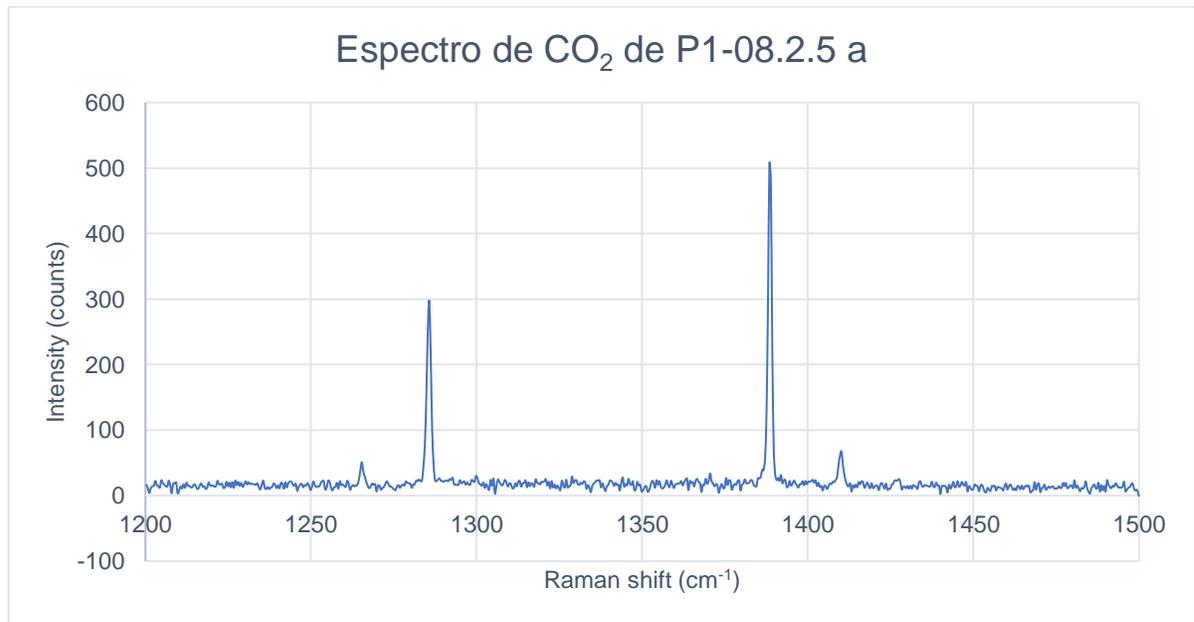


Figura 96: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ) y las hot bands a sus costados. Para determinar la composición de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6.

### Inclusión 08.2.6 b

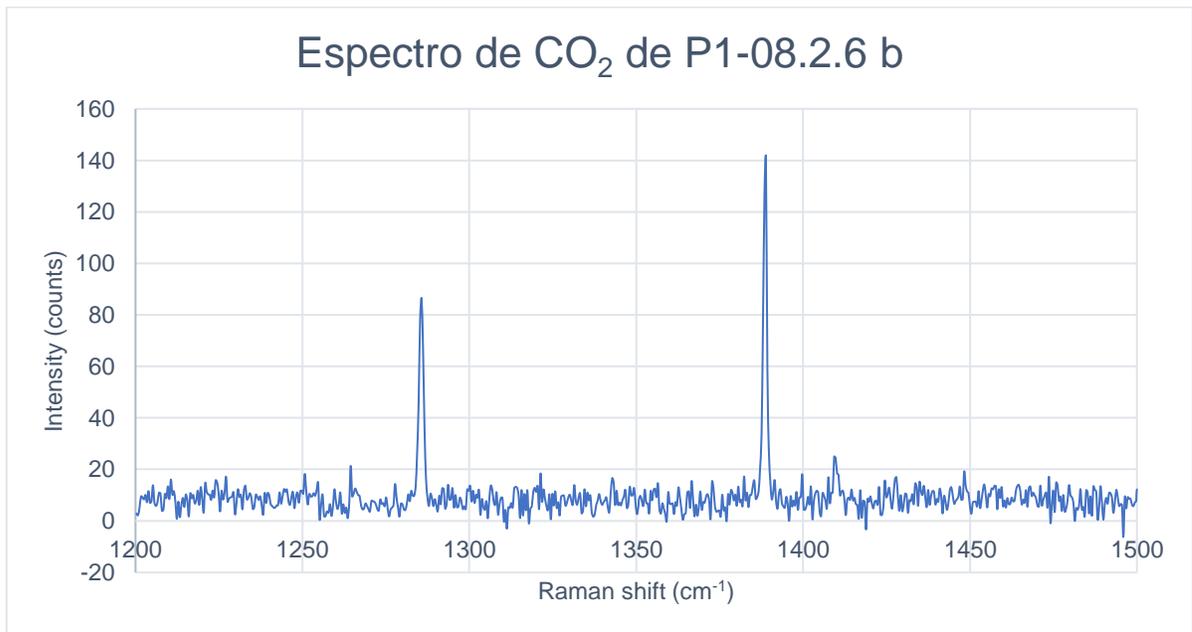


Figura 97: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ) y las hot bands a sus costados tienen tan poca intensidad que no se distinguen del ruido. Para determinar la composición de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6.

### Inclusión 08.3.13

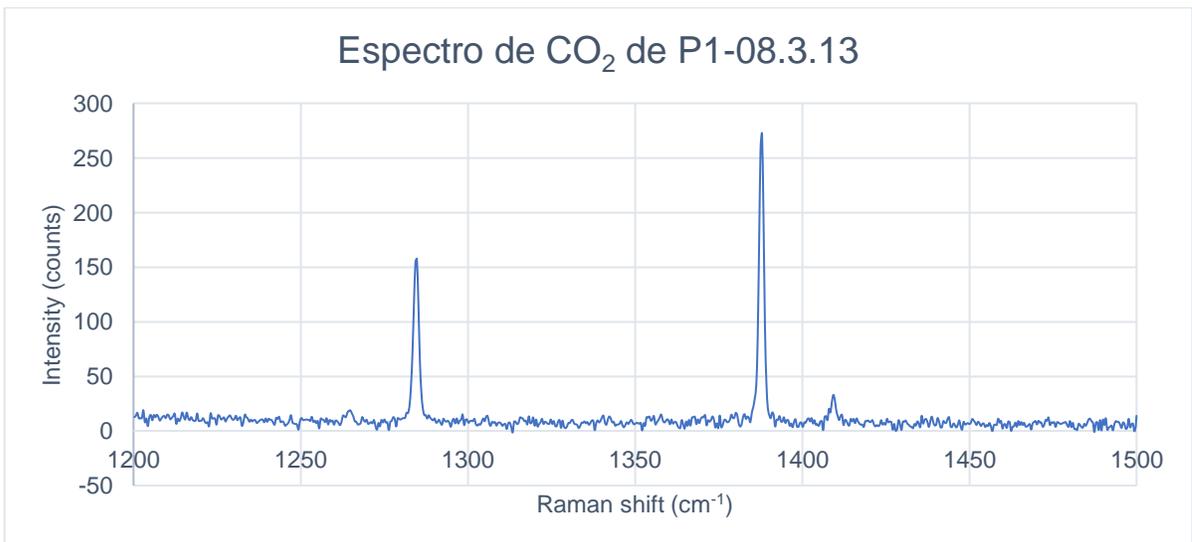


Figura 98: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ) y las hot bands a sus costados. Para determinar la composición de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6.

## Inclusión 12.1.4

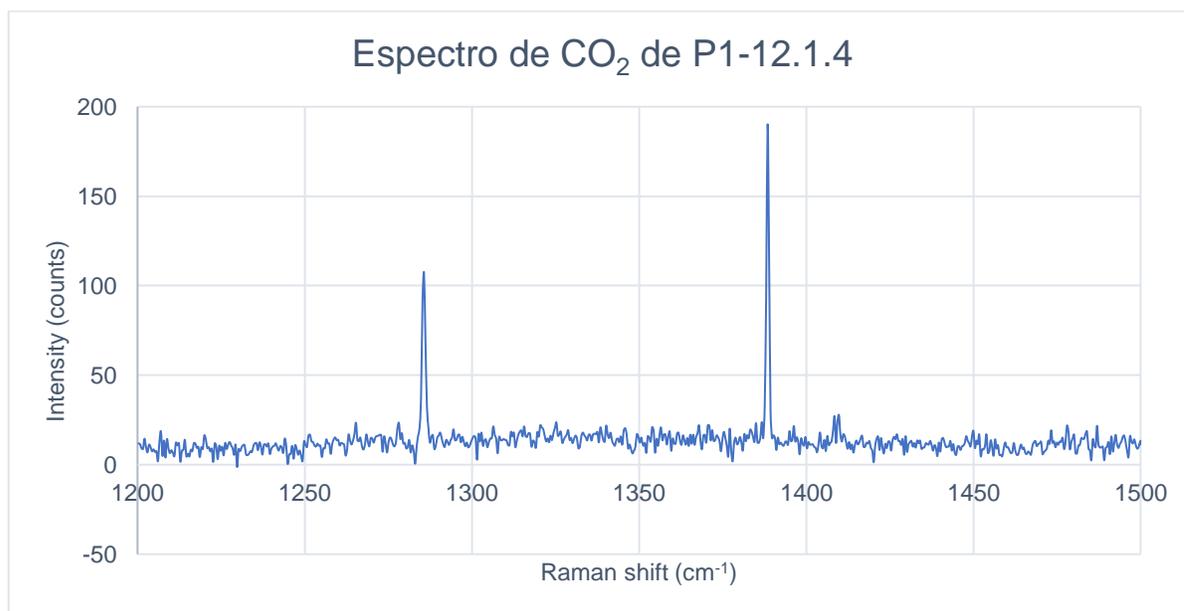


Figura 99: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ) y las hot bands a sus costados tienen tan poca intensidad que no se distinguen del ruido. Para determinar la composición de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6.

## Inclusión 12.5.1

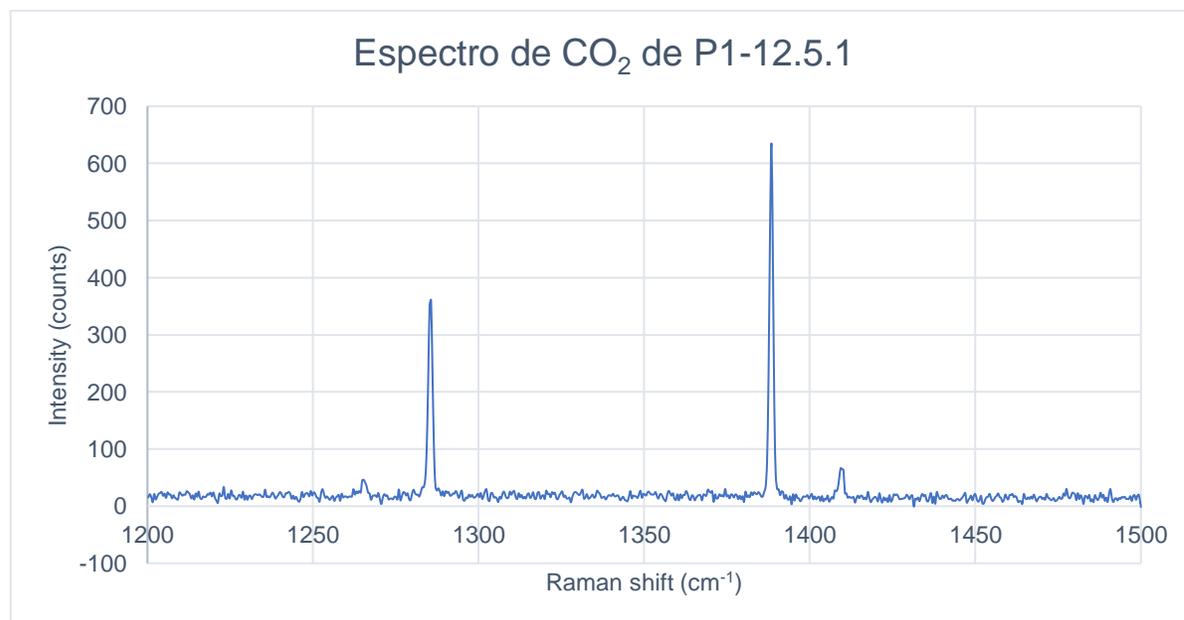


Figura 100: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ) y las hot bands a sus costados. Para determinar la composición de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6.

### Inclusión 16.1.1

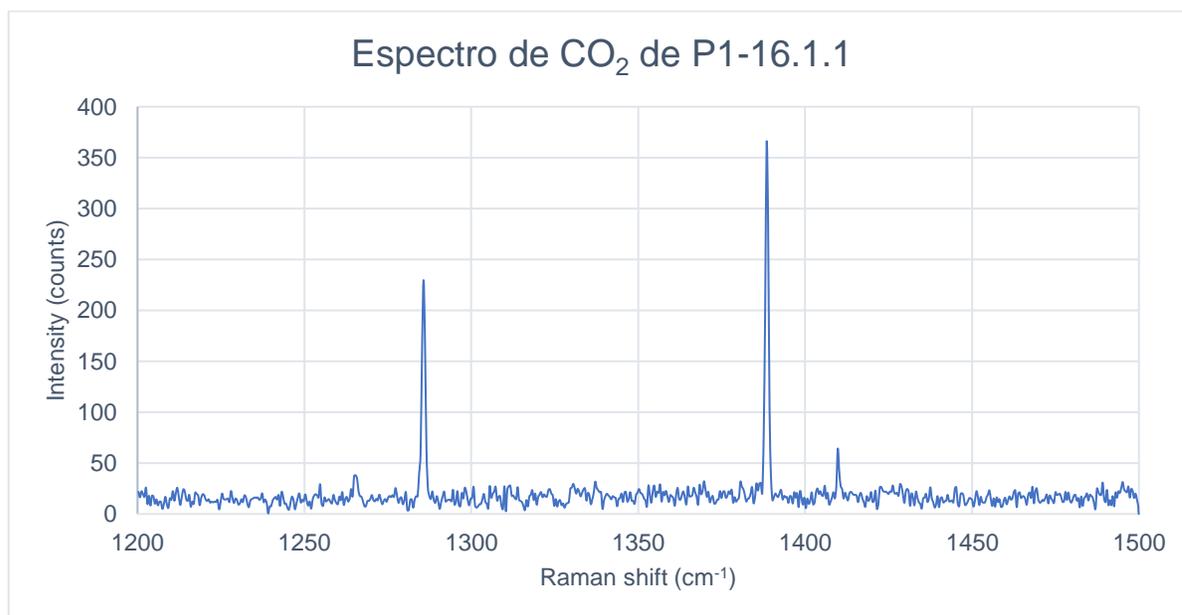


Figura 101: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ) y las hot bands a sus costados. Para determinar la composición de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6.

### Inclusión 16.4.2

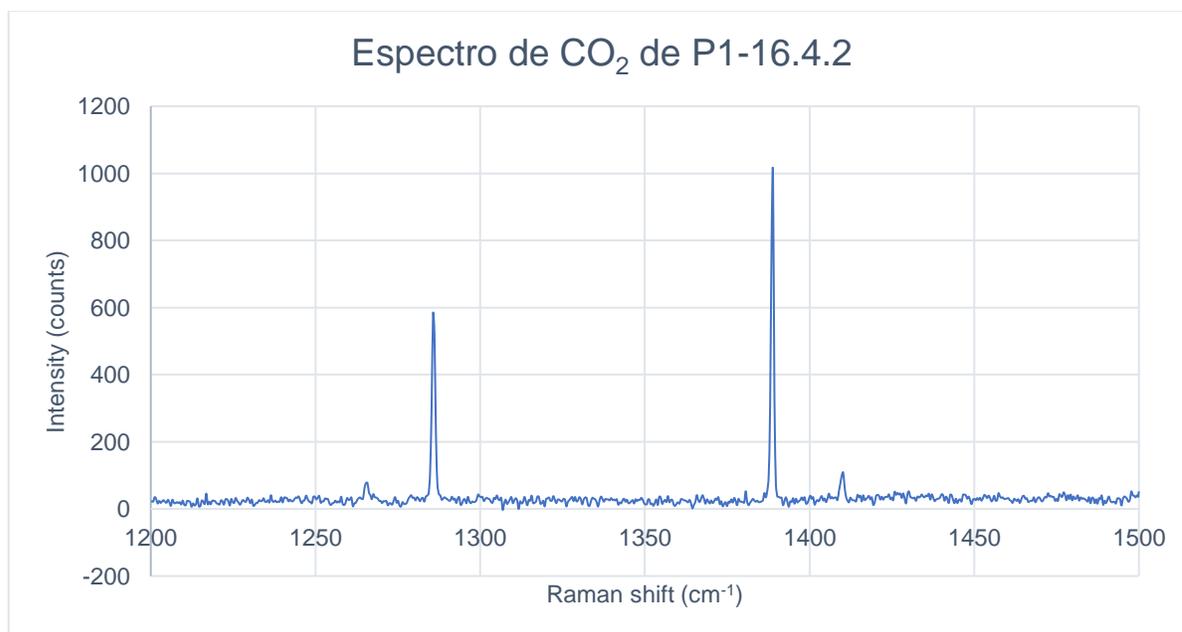


Figura 102: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ) y las hot bands a sus costados. Para determinar la composición de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6.

### Inclusión 16.5.1

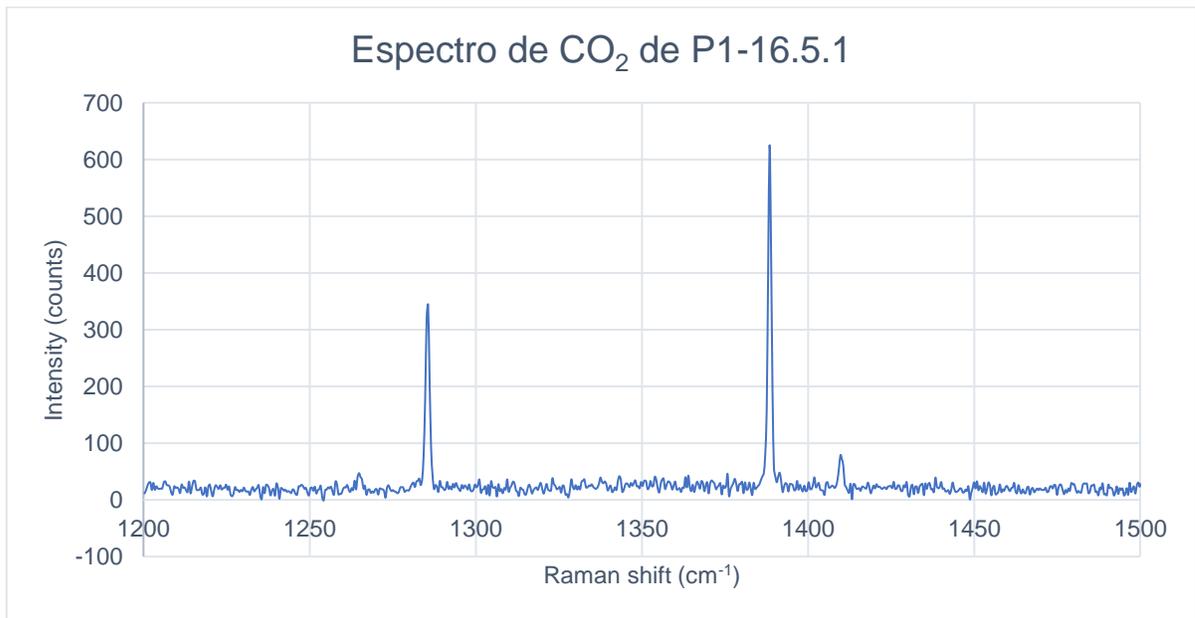


Figura 103: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ) y las hot bands a sus costados. Para determinar la composición de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6.

### Inclusión 16.6.1

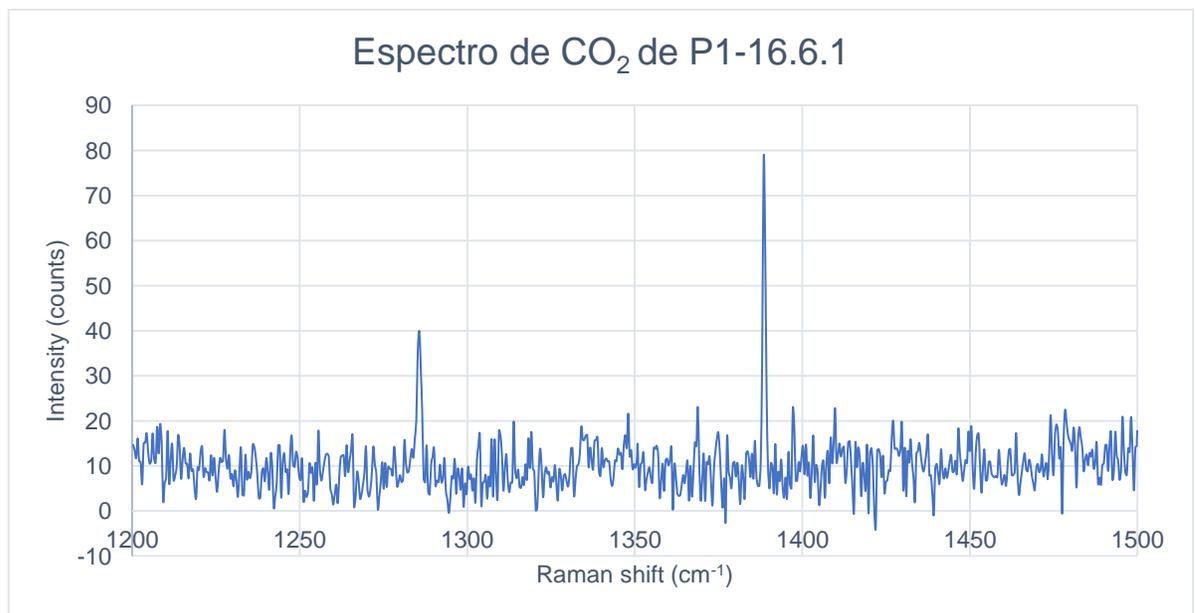


Figura 104: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ) y las hot bands a sus costados tienen tan poca intensidad que no se distinguen del ruido. Para determinar la composición de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6.

## Inclusión 20.2.1

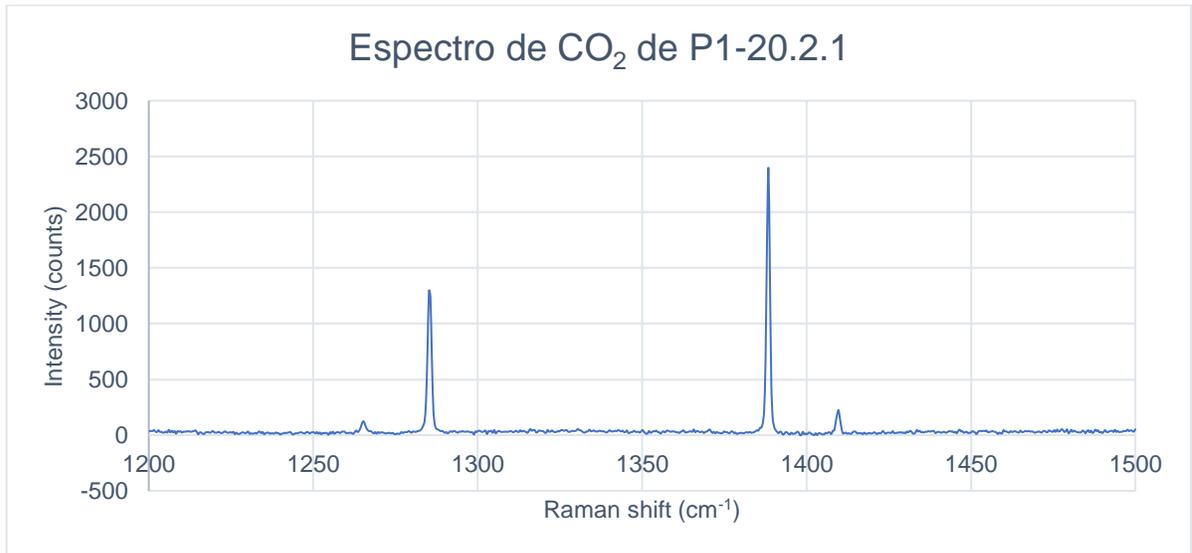


Figura 105: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu+$ ) e inferior ( $\nu-$ ) y las hot bands a sus costados. Para determinar la composición de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6.

## B.2 Espectros Raman de V106P2

### Inclusión 08.1.1

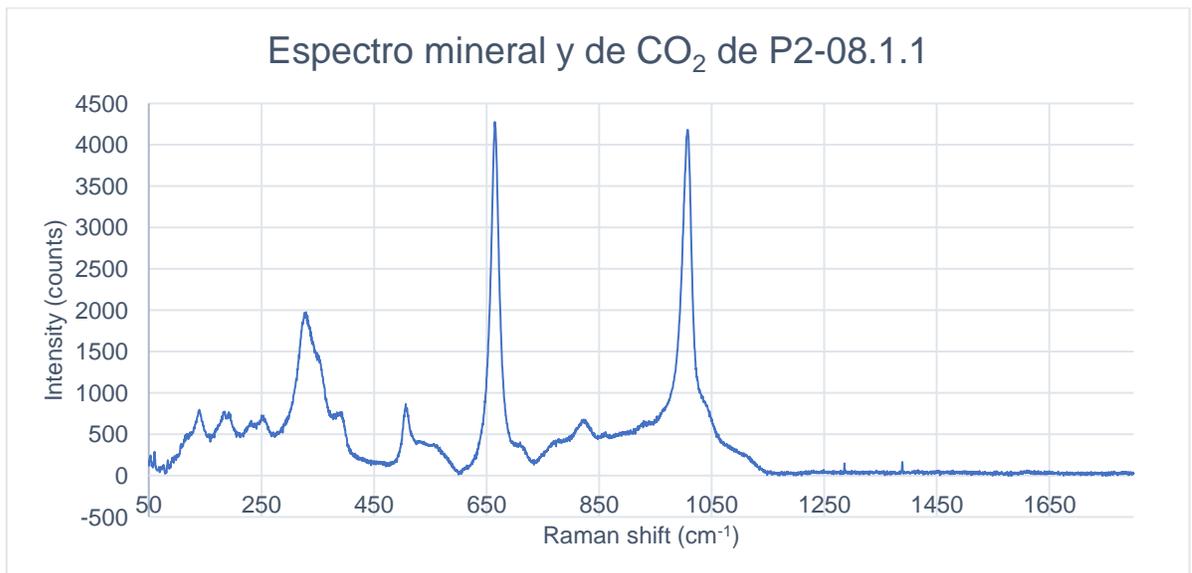


Figura 106: Espectro Raman correspondiente a la composición de augita. Se pueden observar los peaks de  $\text{CO}_2$  entre los  $1200 \text{ cm}^{-1}$  y  $1400 \text{ cm}^{-1}$ . Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 10.1.1

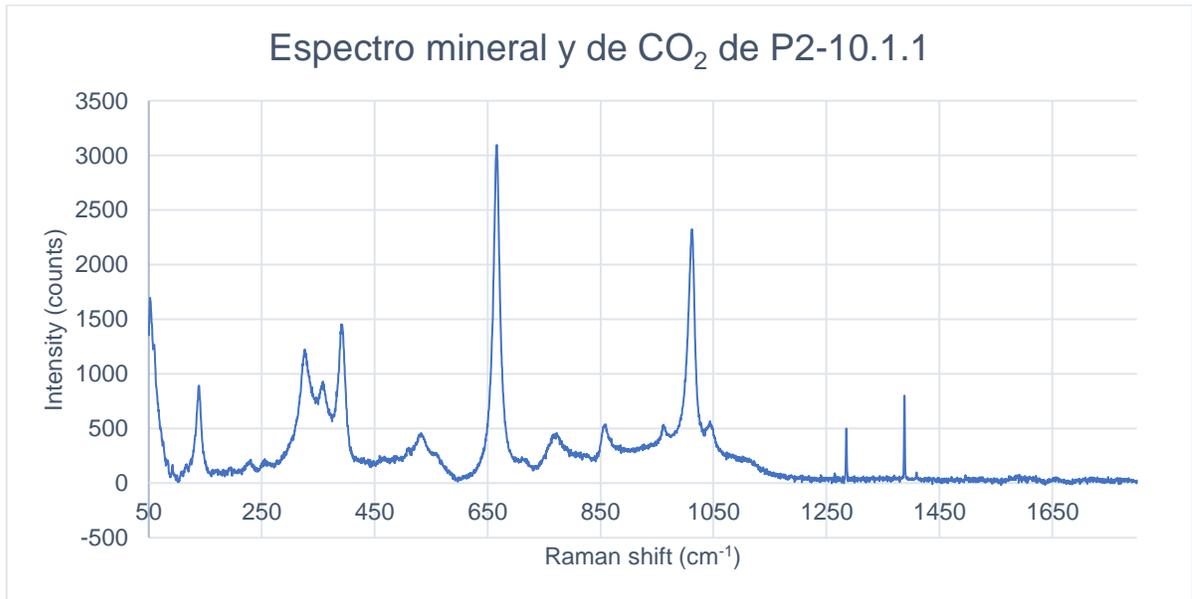


Figura 107: Espectro Raman correspondiente a la composición de augita. Se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 10.1.2

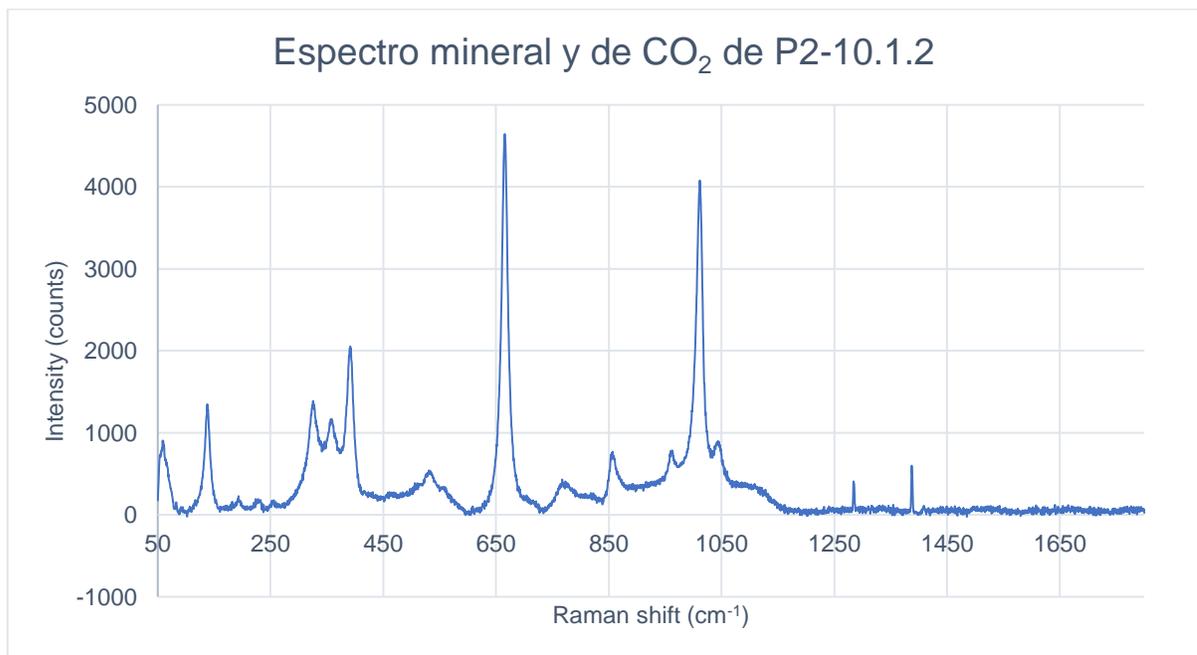


Figura 108: Espectro Raman correspondiente a una composición intermedia entre diópsido y augita. Se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

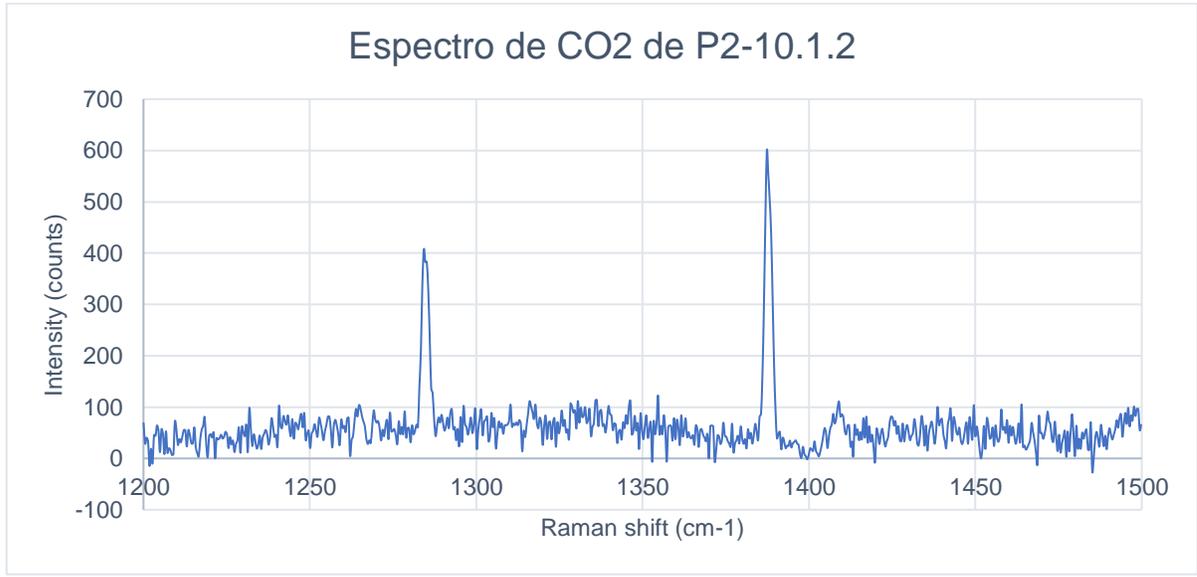


Figura 109: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la composición de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003) y la biblioteca del software LabSpec6.

### Inclusión 18.1.2

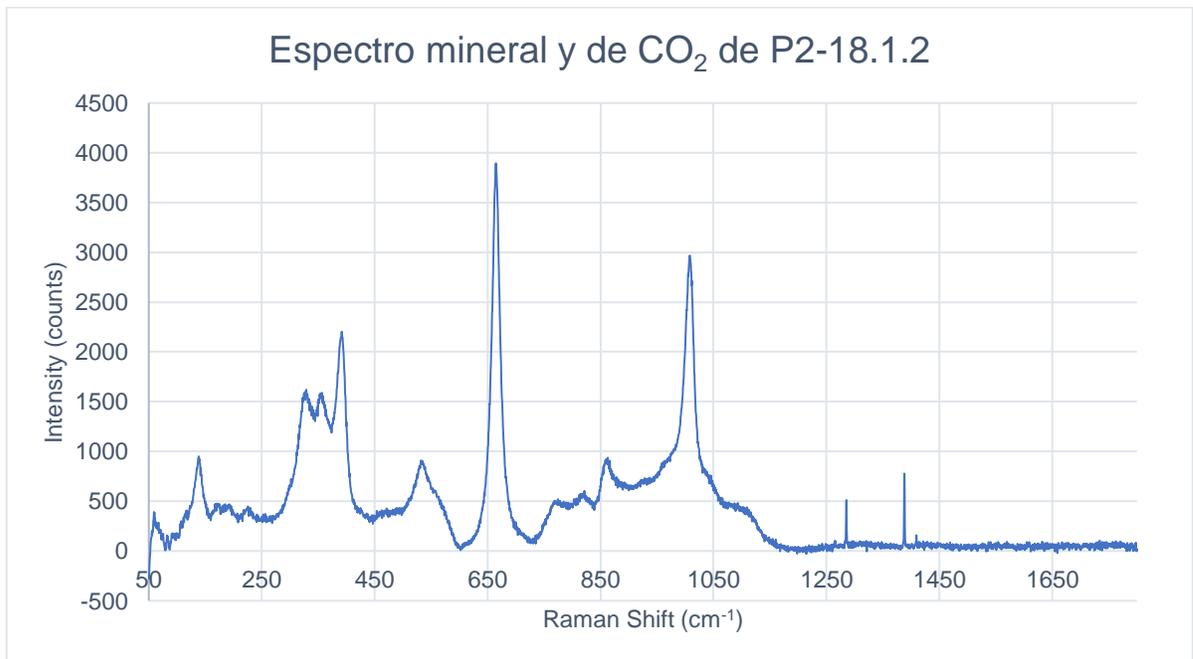


Figura 110: Espectro Raman correspondiente a una composición intermedia entre diópsido y augita. Se pueden observar los peaks de  $\text{CO}_2$  entre los  $1200 \text{ cm}^{-1}$  y  $1400 \text{ cm}^{-1}$ , su banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ) y las hot bands a sus costados. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 19.1.1

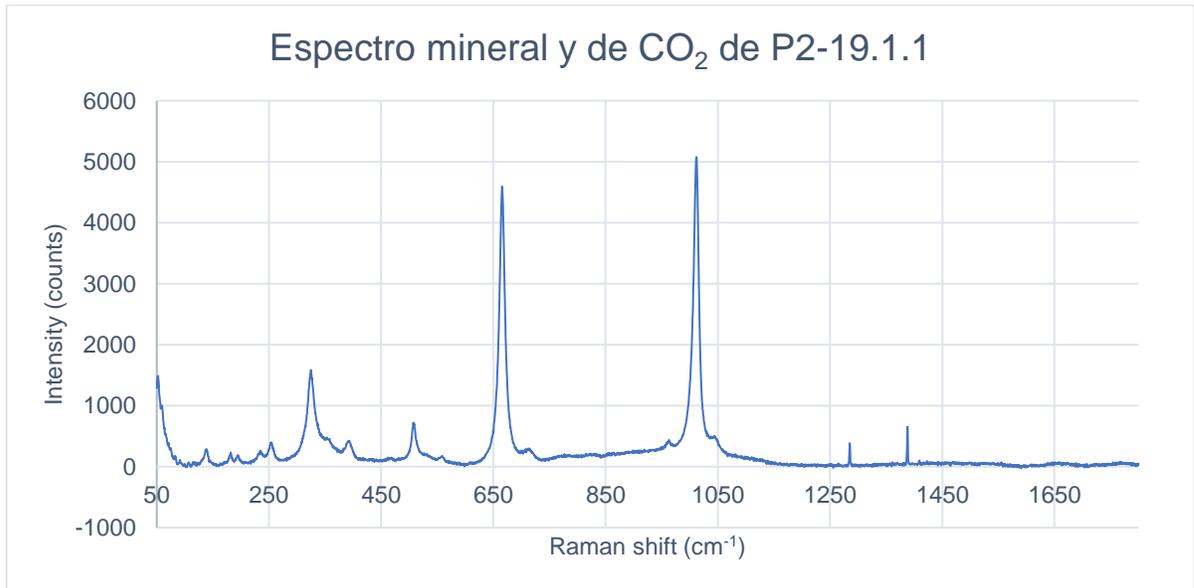


Figura 111: Espectro Raman correspondiente a una composición intermedia entre diópsido y augita. Se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 26.1.1

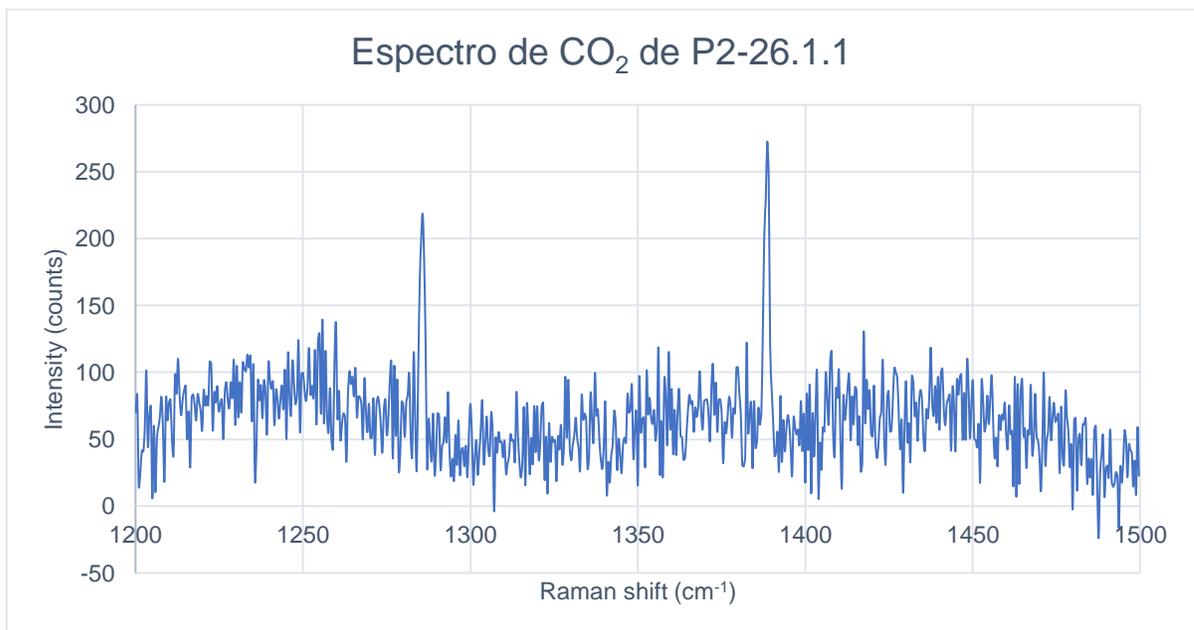


Figura 112: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 27.1.1

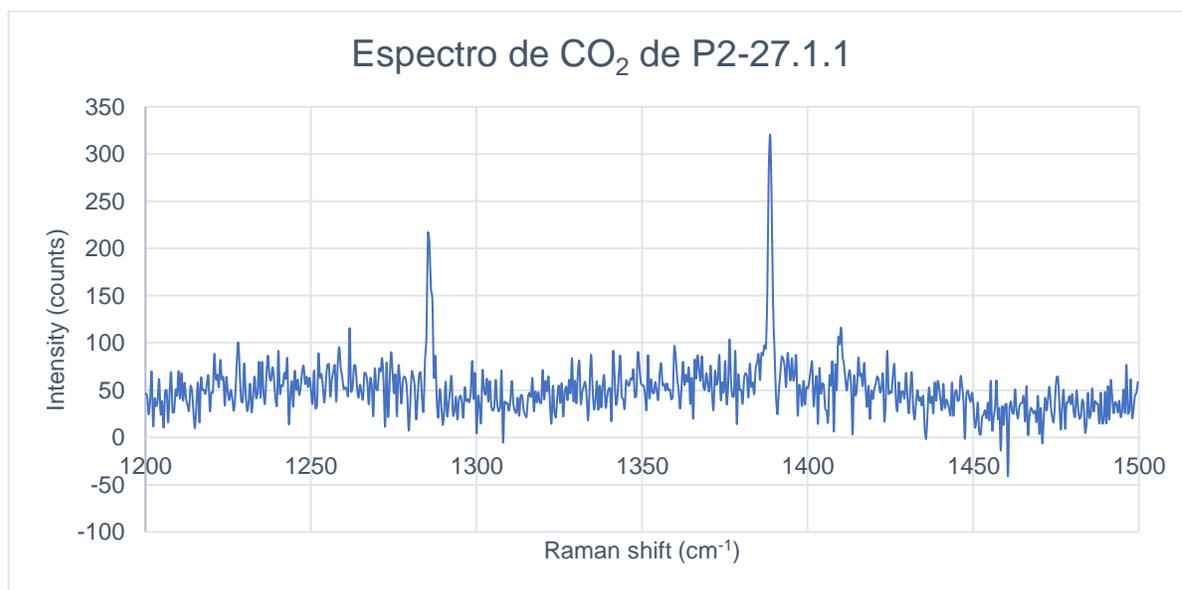


Figura 113: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 31.1.1 b

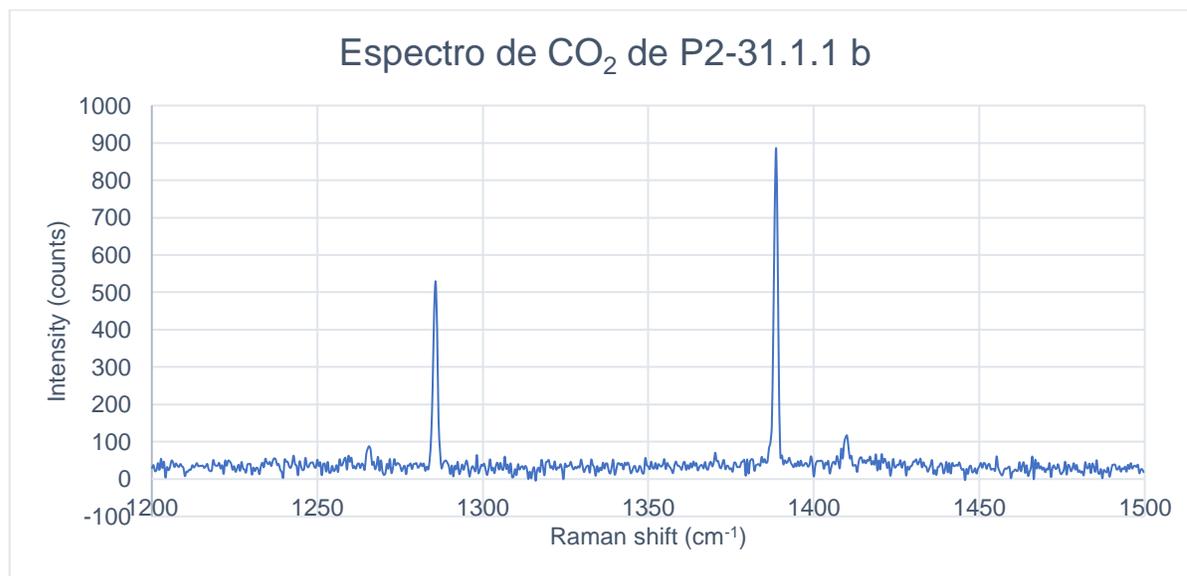


Figura 114: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ), además de las hot bands que están a sus costados. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 31.1.2 a

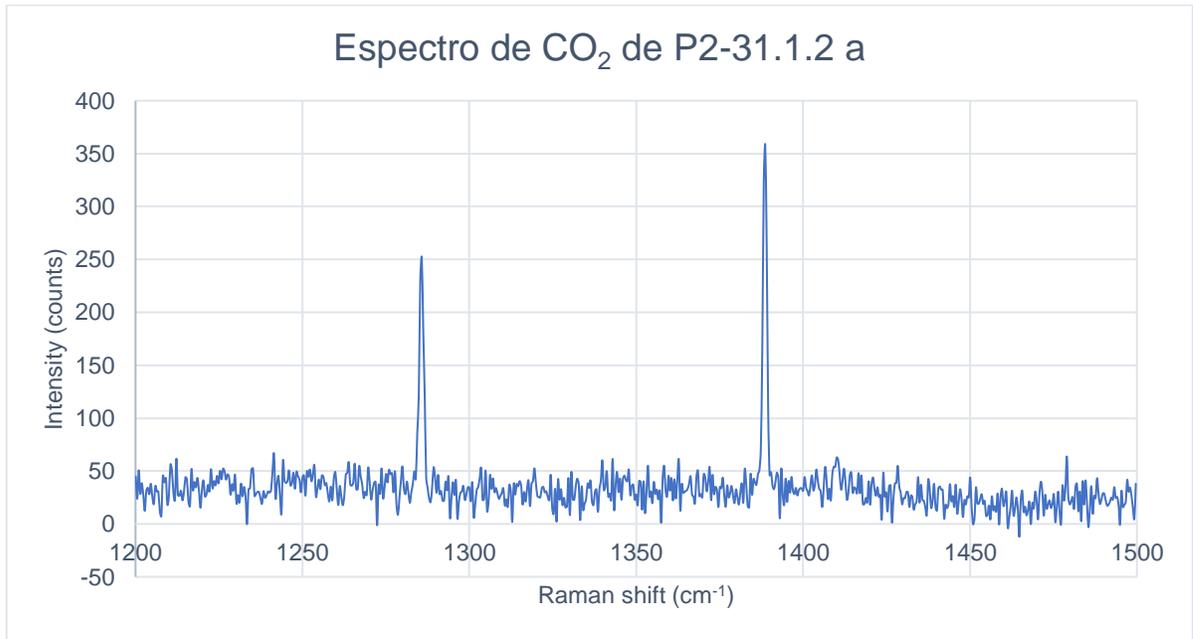


Figura 115: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 31.1.2 b

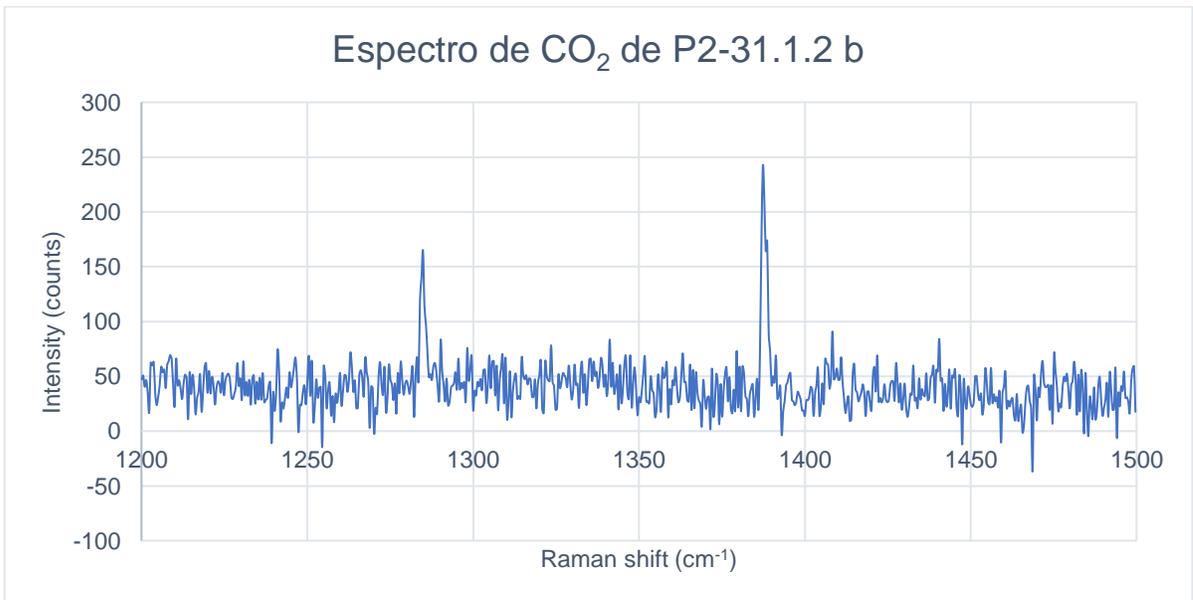


Figura 116: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 31.1.2 c

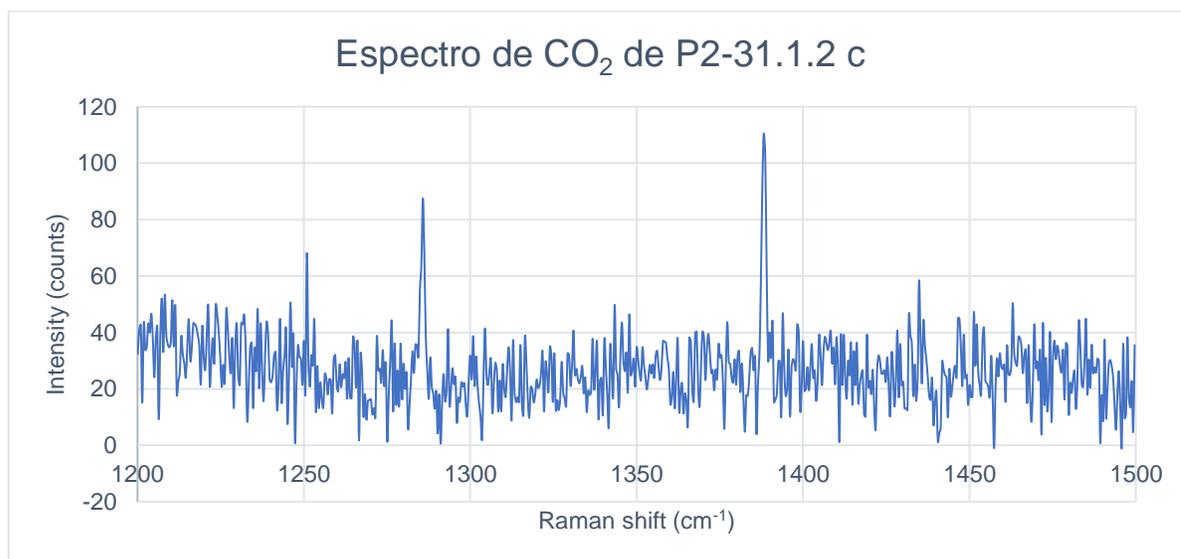


Figura 117: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 31.1.2 f

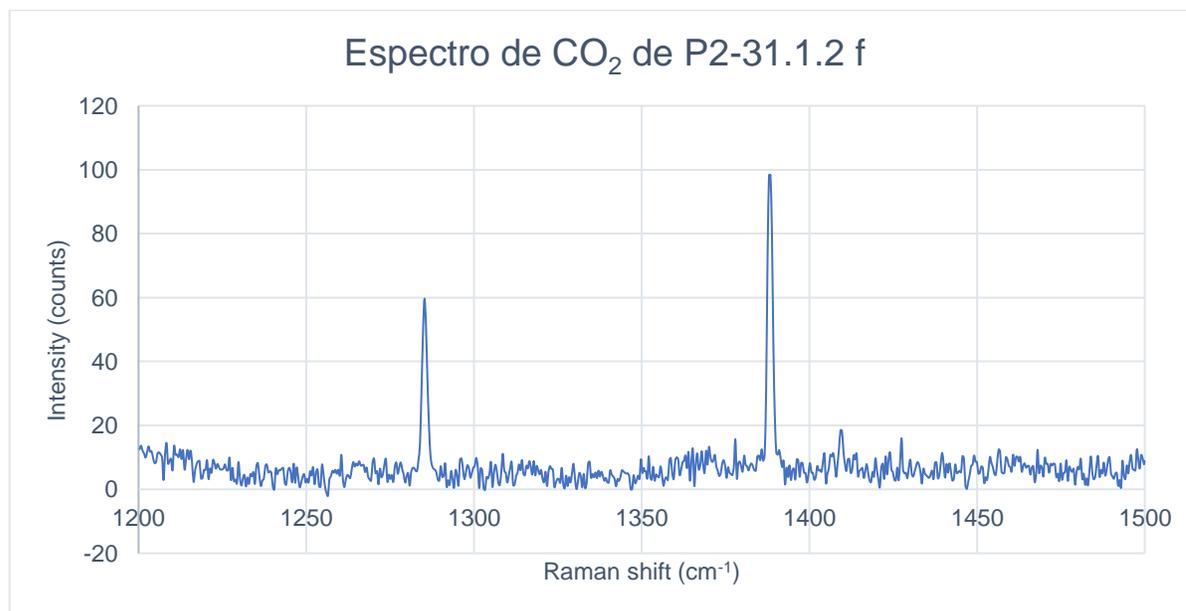


Figura 118: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 31.1.3 a

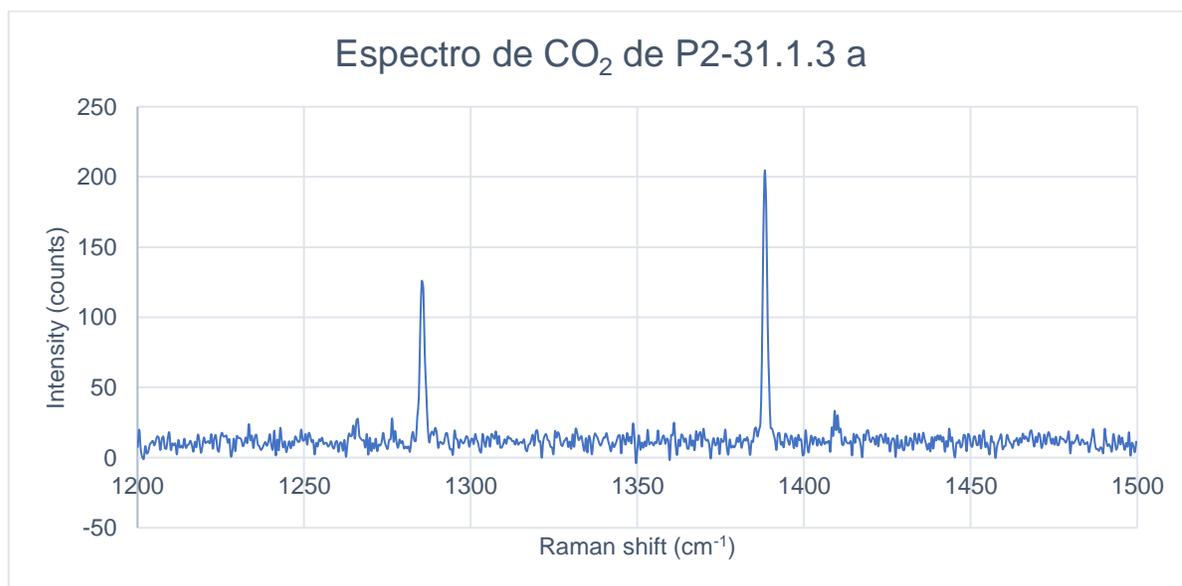


Figura 119: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu+$ ) e inferior ( $\nu-$ ), las hot bands se observan a sus costados, pero son apenas distinguibles. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 31.1.3 b

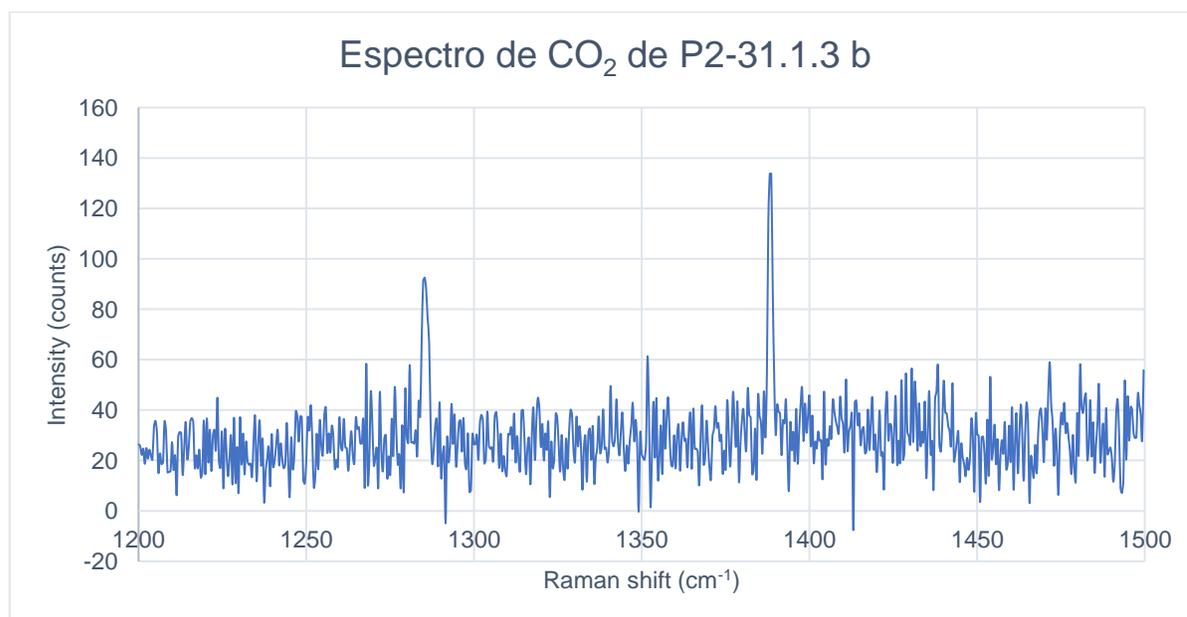


Figura 120: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu+$ ) e inferior ( $\nu-$ ), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 31.1.3 c

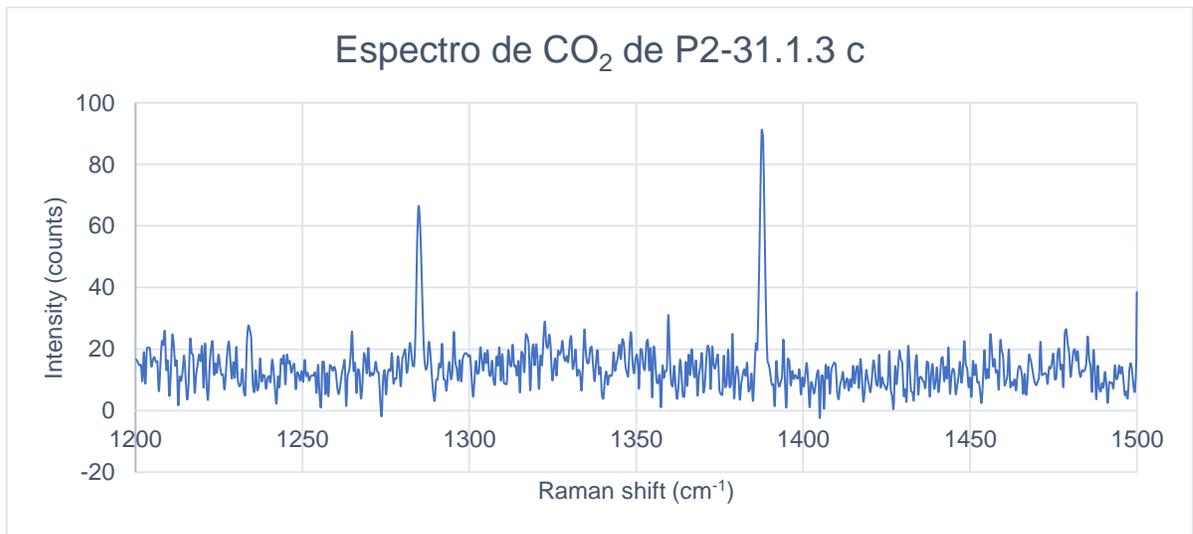


Figura 121: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $v+$ ) e inferior ( $v-$ ), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 31.1.3 d

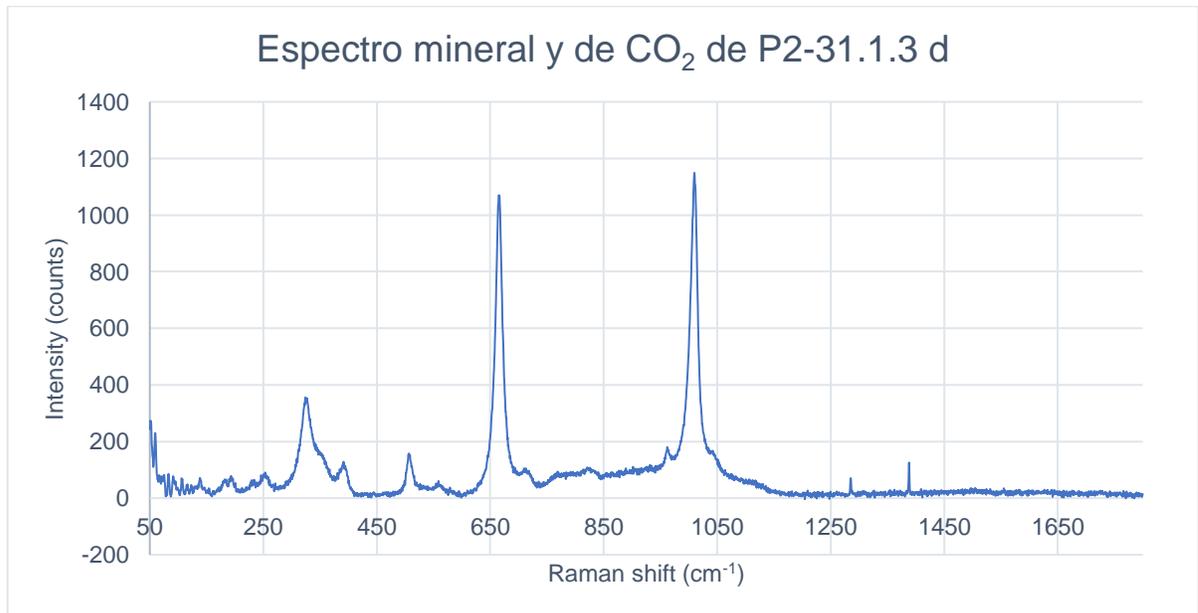


Figura 122: Espectro Raman correspondiente a una composición de dióxido, con un peak de baja intensidad a los 960 cm<sup>-1</sup> correspondiente a apatito. Se pueden observar también los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior ( $v+$ ) e inferior ( $v-$ ). Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

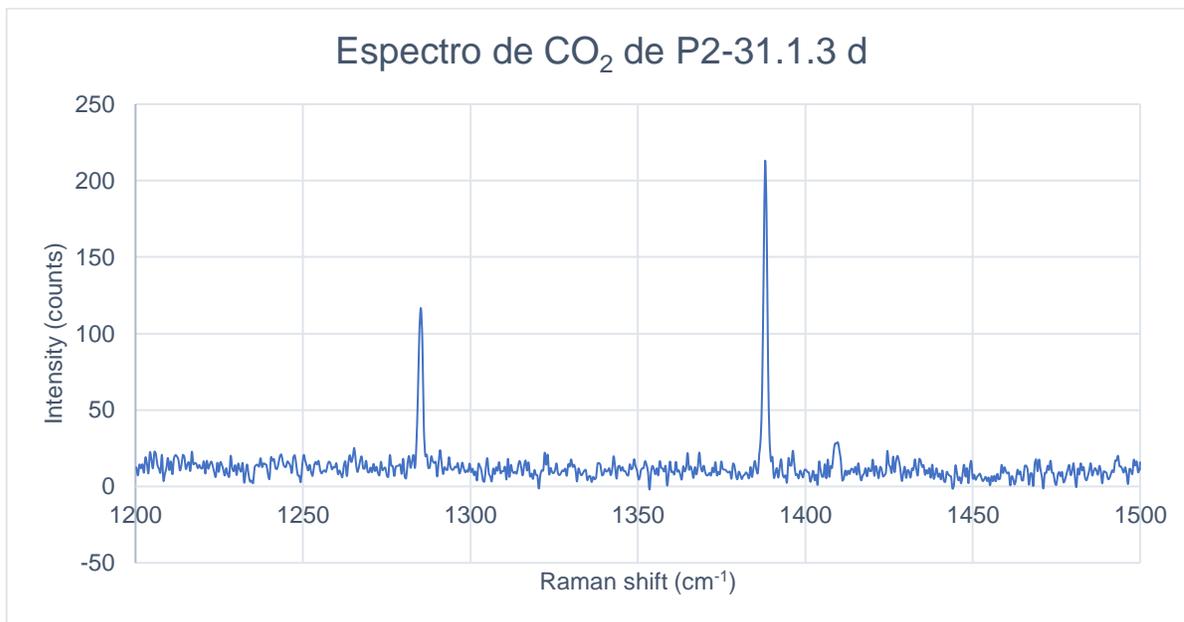


Figura 123: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ), las hot bands se observan a sus costados, pero son apenas distinguibles. Para determinar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003).

### B.3 Espectros Raman de V106O1

#### Inclusión 03.2.2

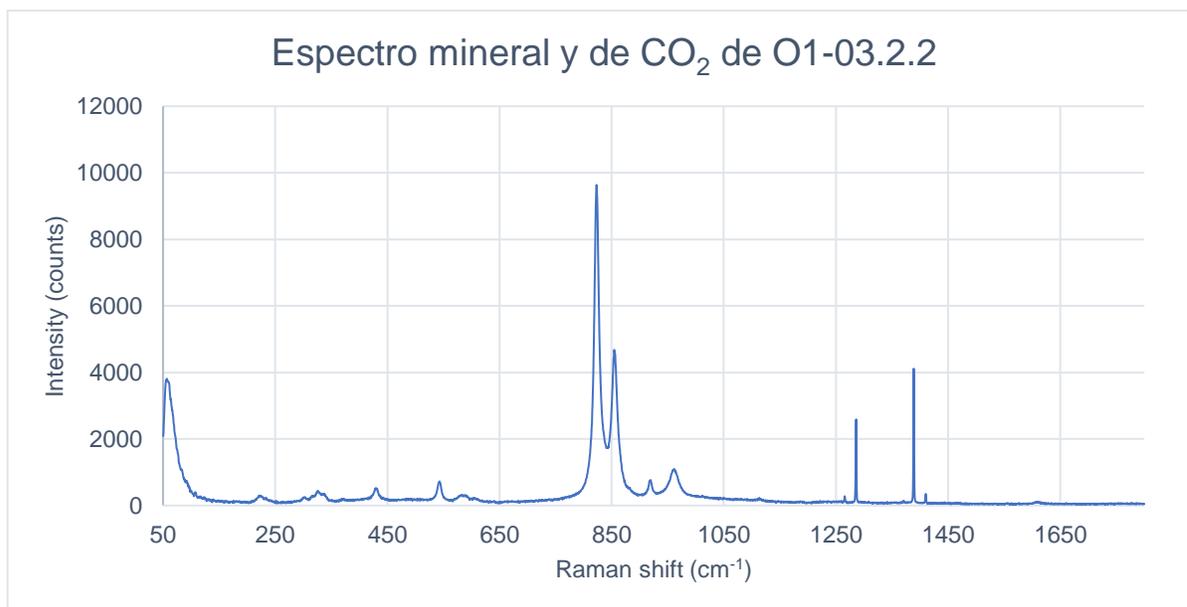


Figura 124: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino, se pueden observar también los peaks de  $\text{CO}_2$  entre los  $1200 \text{ cm}^{-1}$  y  $1400 \text{ cm}^{-1}$ , su banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ) y las hot bands. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 09.1.2

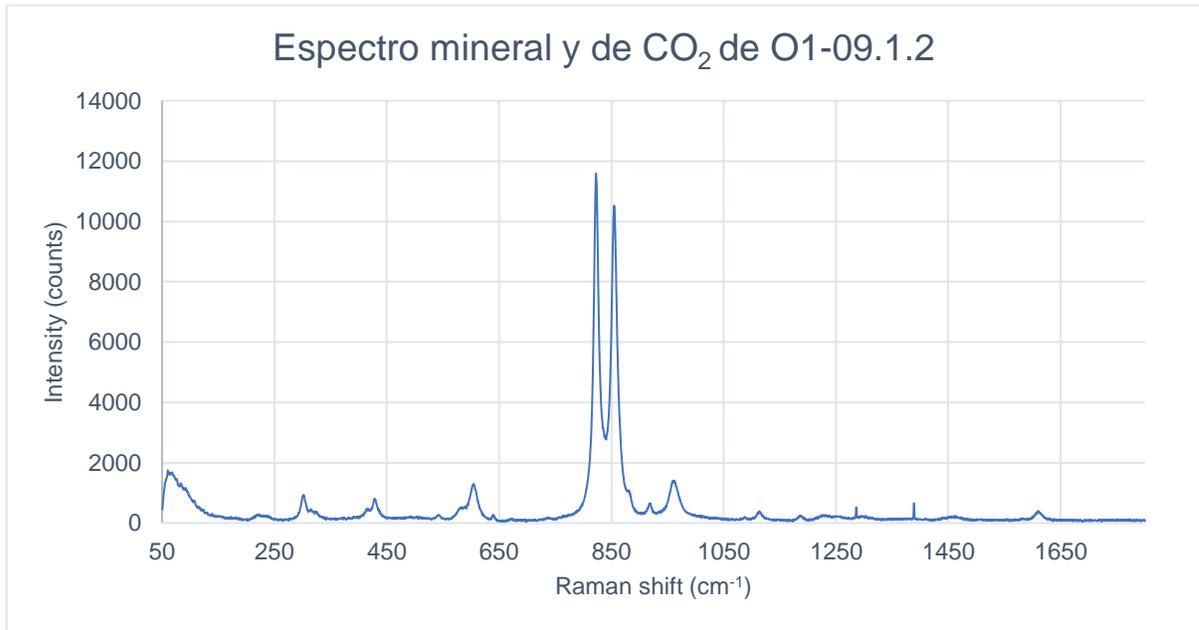


Figura 125: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino. Se pueden observar también los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 12.1.1 a

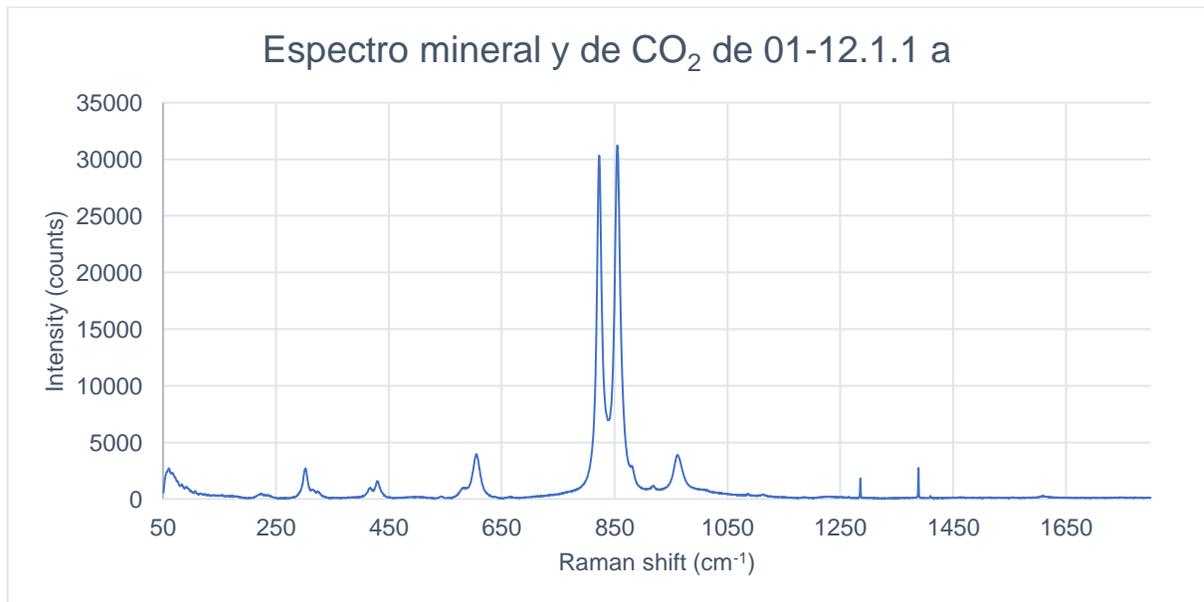


Figura 126: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino. Se pueden observar también los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 12.1.1 b

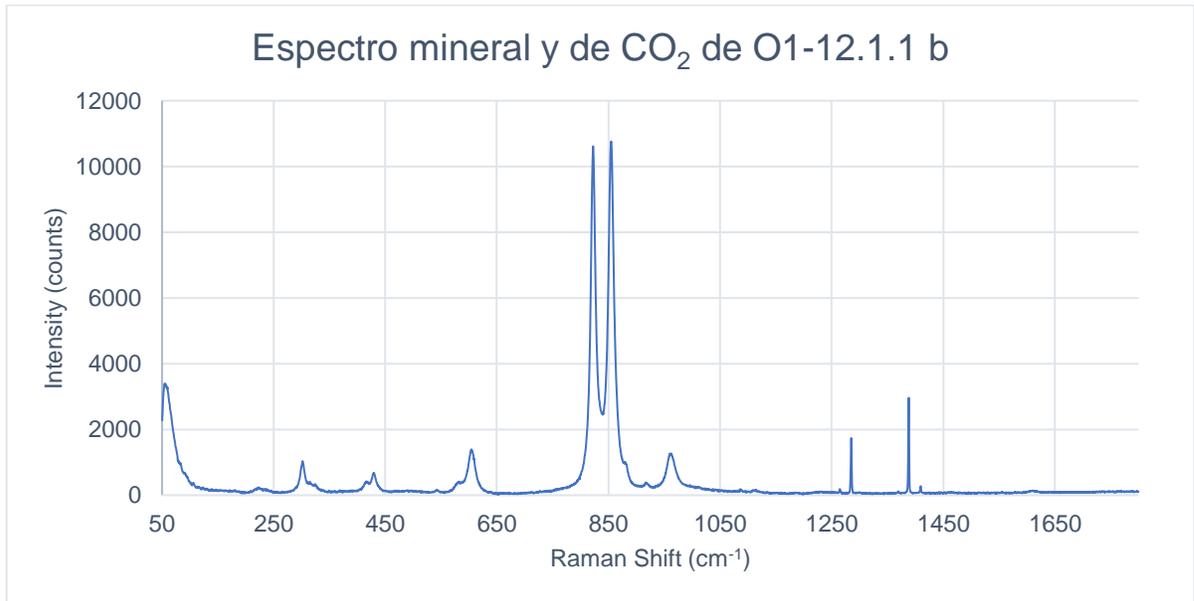


Figura 127: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino, se pueden observar también los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 12.1.1 c

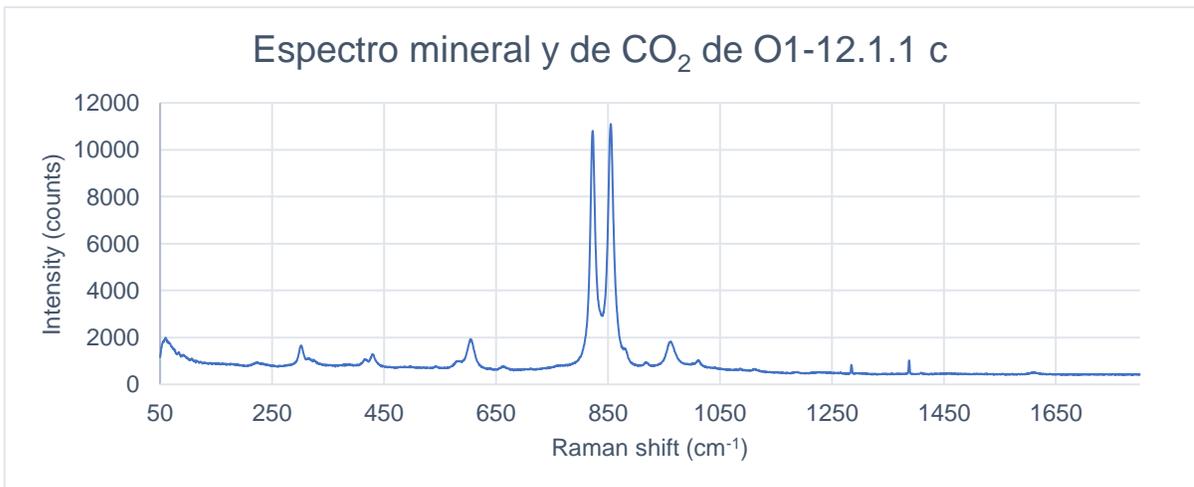


Figura 128: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino. Se pueden observar también los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior (v+) e inferior (v-), además de un peak en 660 cm<sup>-1</sup> y otro en 1011 cm<sup>-1</sup> que podrían corresponder a algún sulfato hidratado o fosfato. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

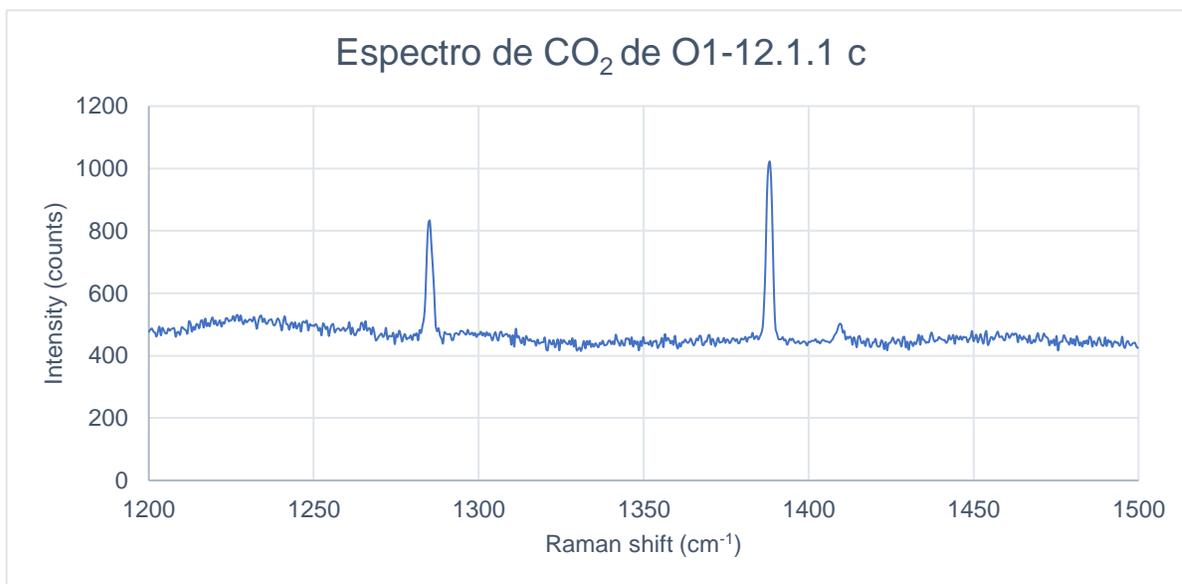


Figura 129: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ), solamente se observa una hot band, debido al ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 15.1.1

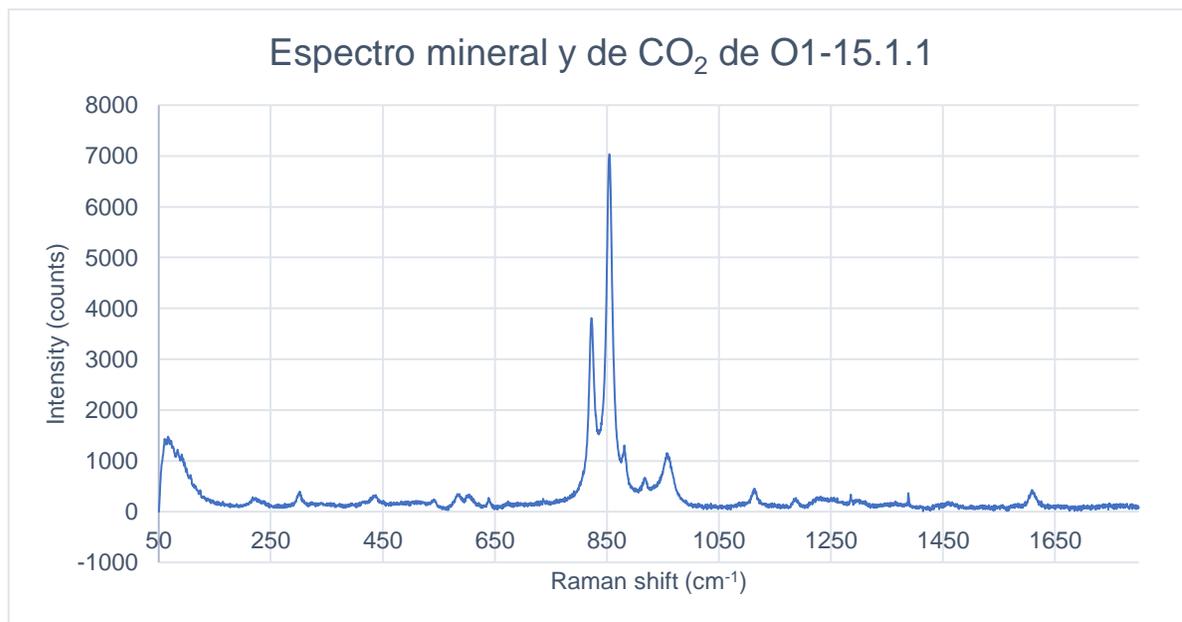


Figura 130: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino. Se pueden observar también los peaks de  $\text{CO}_2$  entre los  $1200 \text{ cm}^{-1}$  y  $1400 \text{ cm}^{-1}$ , su banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ) pero de una intensidad muy baja en comparación a la señal del cristal, además de un peak en  $640 \text{ cm}^{-1}$  y otro en  $918 \text{ cm}^{-1}$ , que podrían corresponder a algún sulfato. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 16.1.1

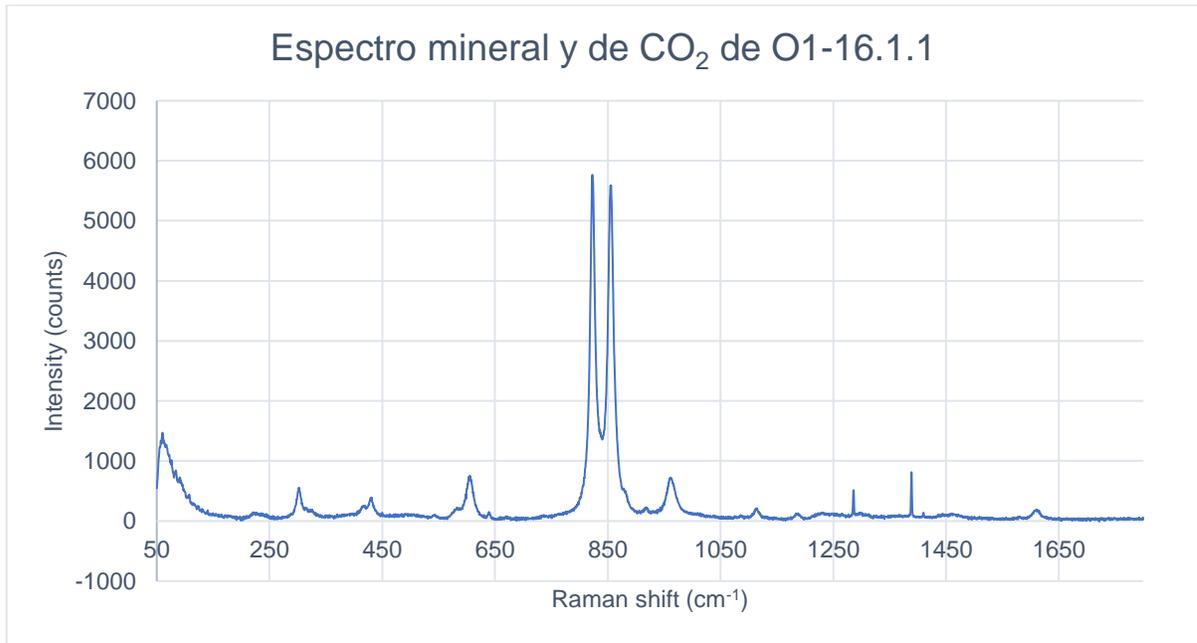


Figura 131: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino. Se pueden observar también los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 20.2.1

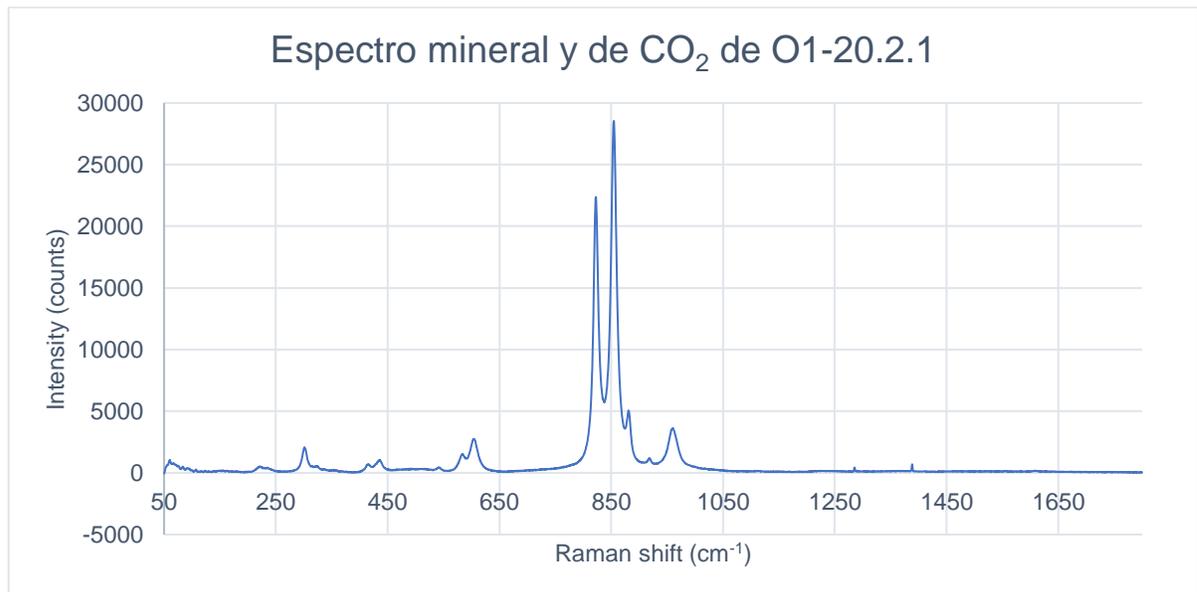


Figura 132: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino. Se pueden observar también los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 21.1.1

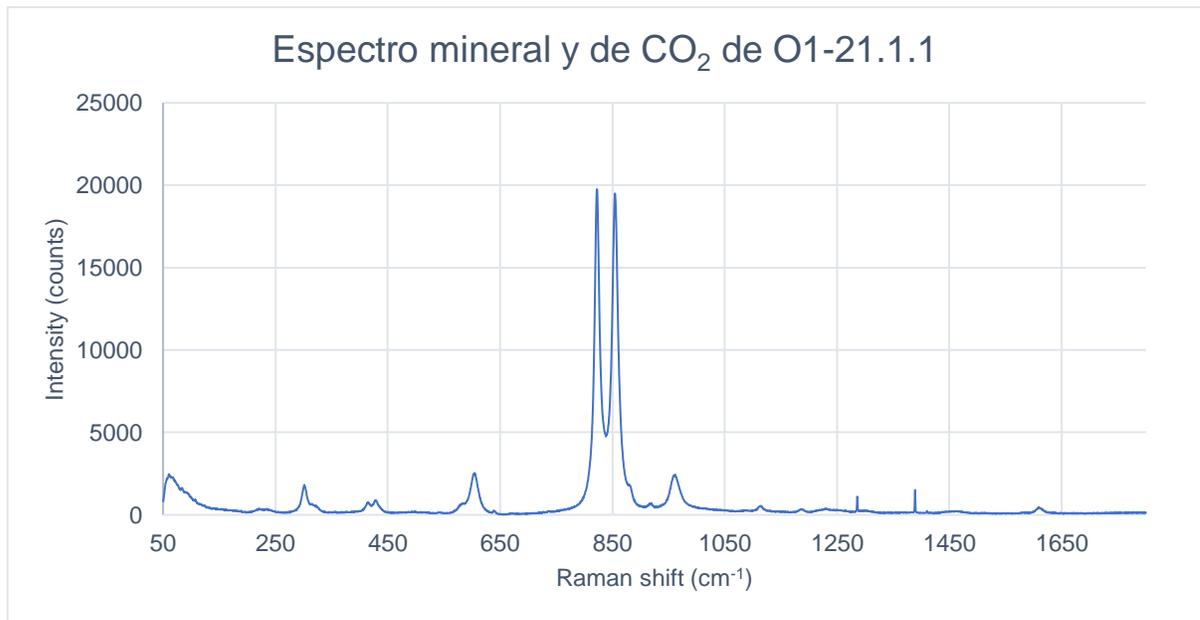


Figura 133: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino. Se pueden observar también los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## B.4 Espectros Raman de V106O2

### Inclusión 7.1.1

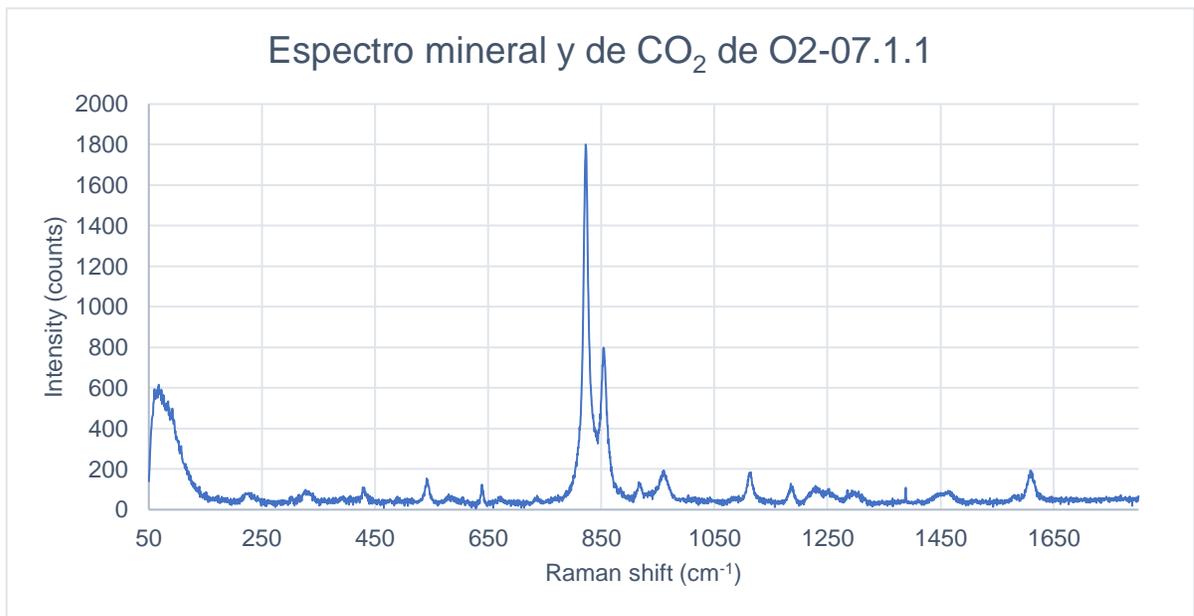


Figura 134: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. No se pueden observar claramente los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.

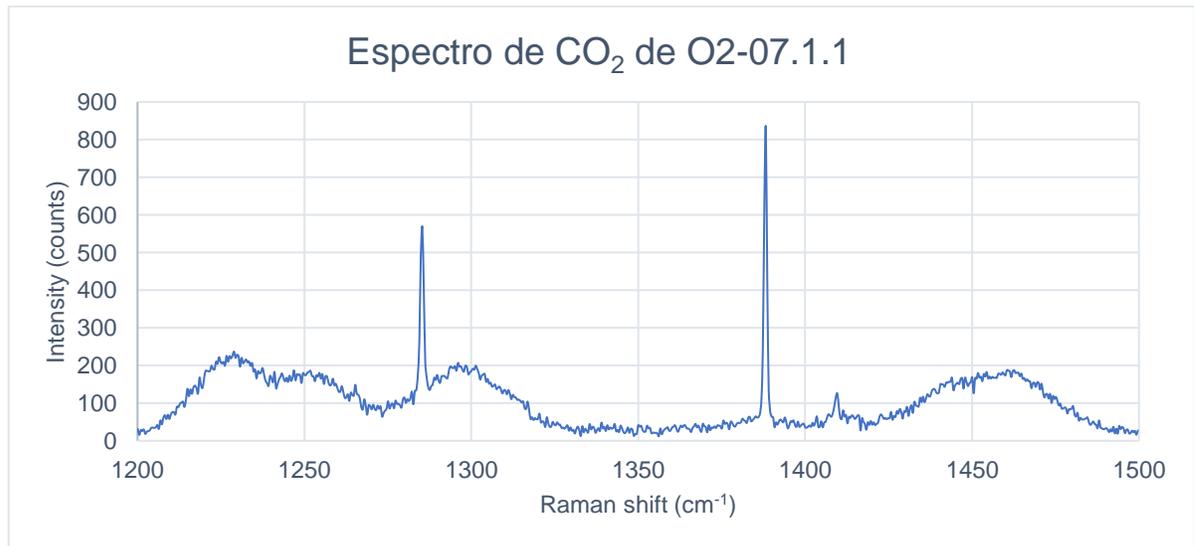


Figura 135: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), solamente se observa una hot band, debido al ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 7.2.2

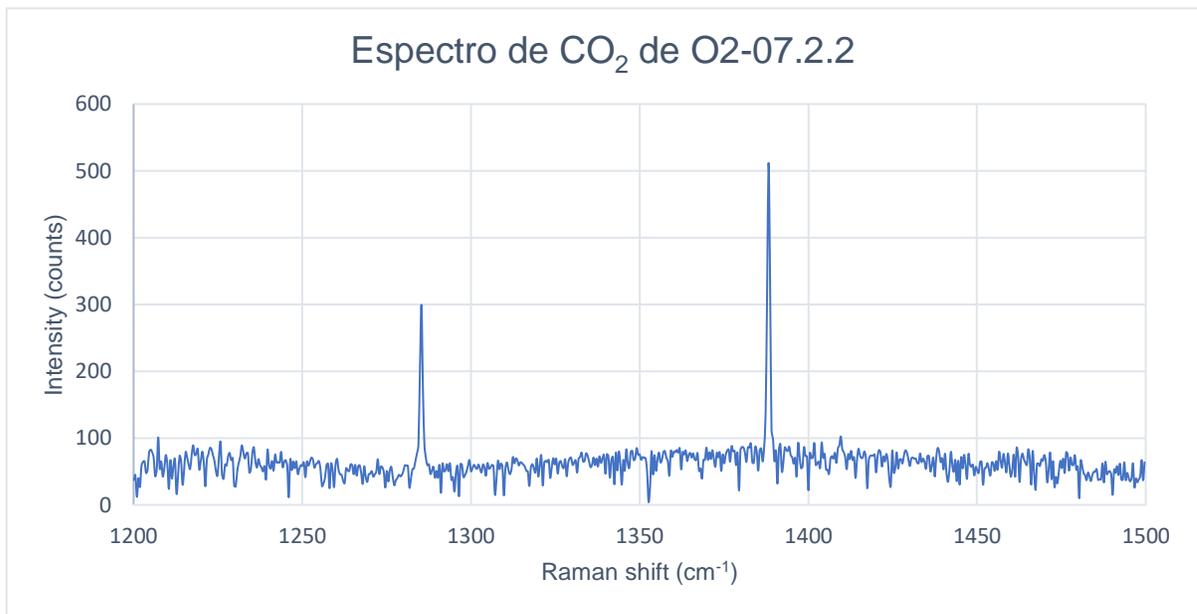


Figura 136: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 7.5.1

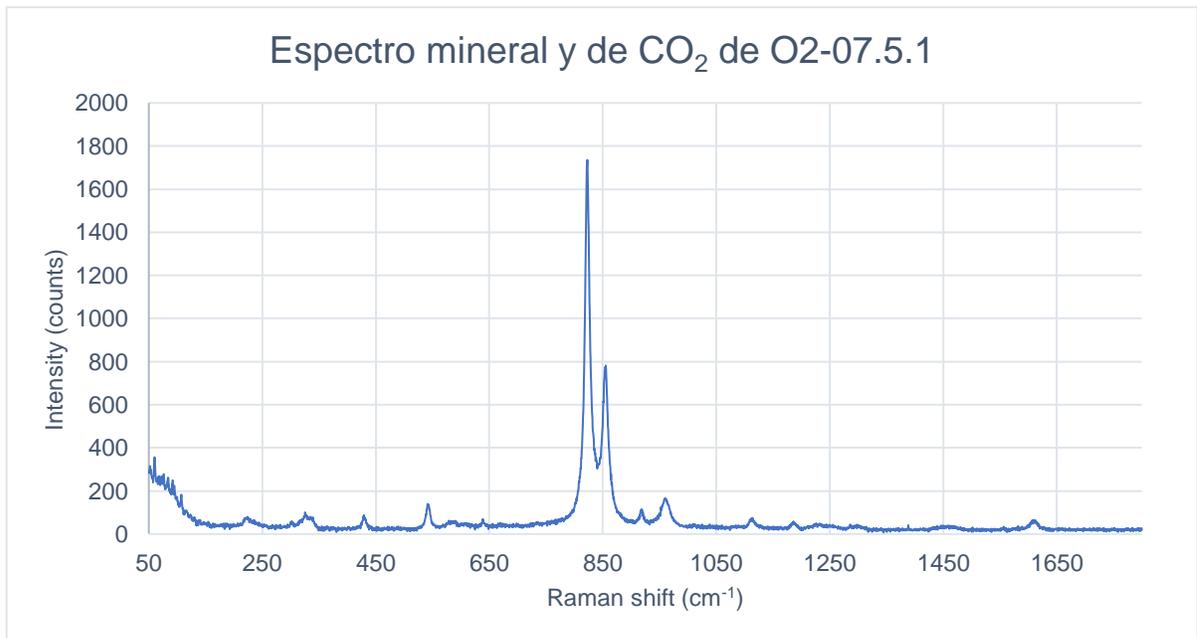


Figura 137: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. No se pueden observar claramente los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 y 1400 cm<sup>-1</sup>. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.

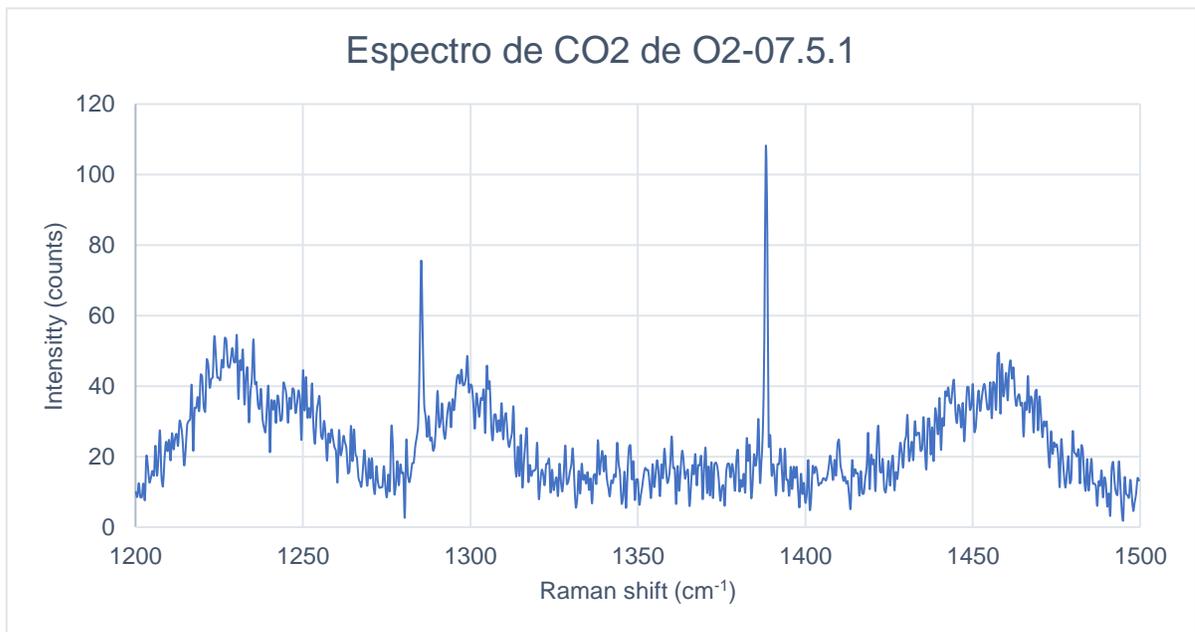


Figura 138: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $v_+$ ) e inferior ( $v_-$ ), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 8.3.1

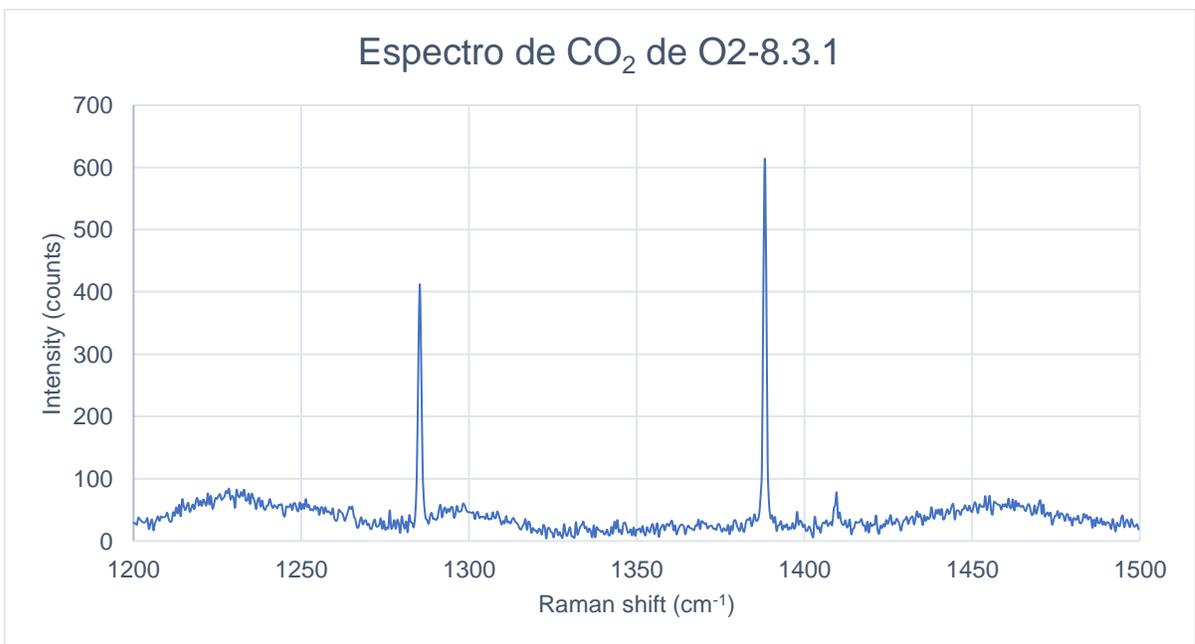


Figura 139: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $v_+$ ) e inferior ( $v_-$ ), solamente se observa una hot band, debido al ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de  $\text{CO}_2$  se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 10.1.1

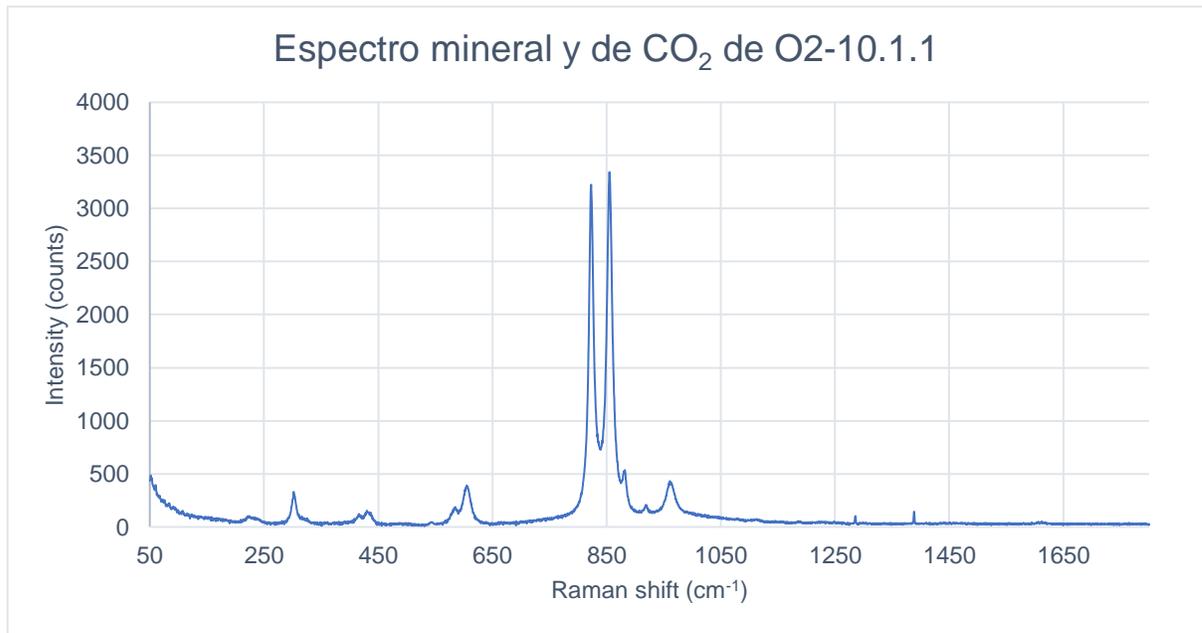


Figura 140: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar también los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

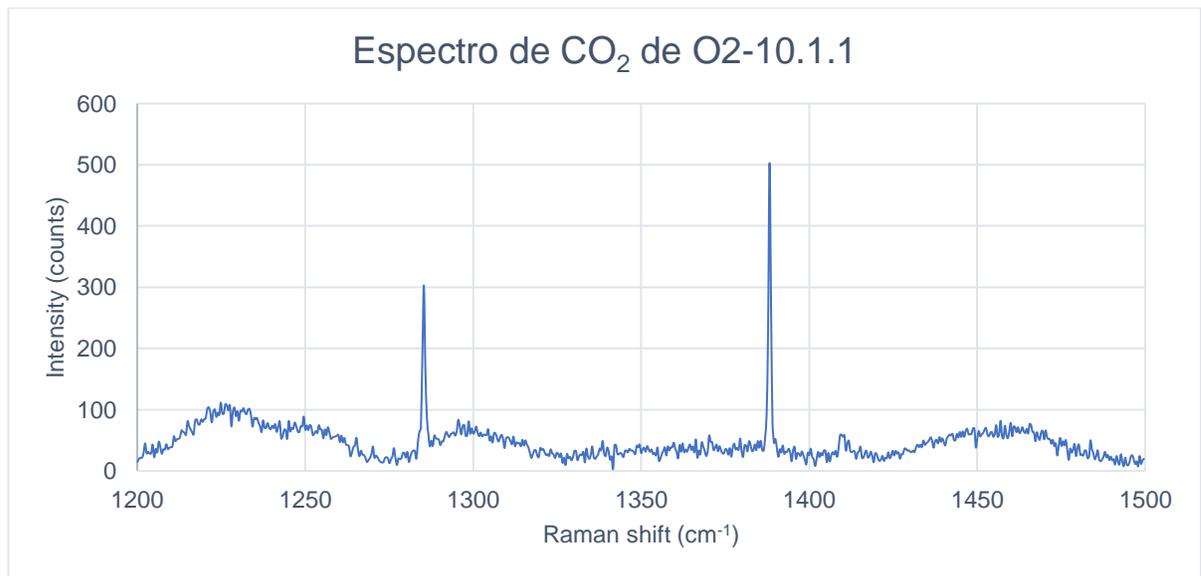


Figura 141: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 14.1.2

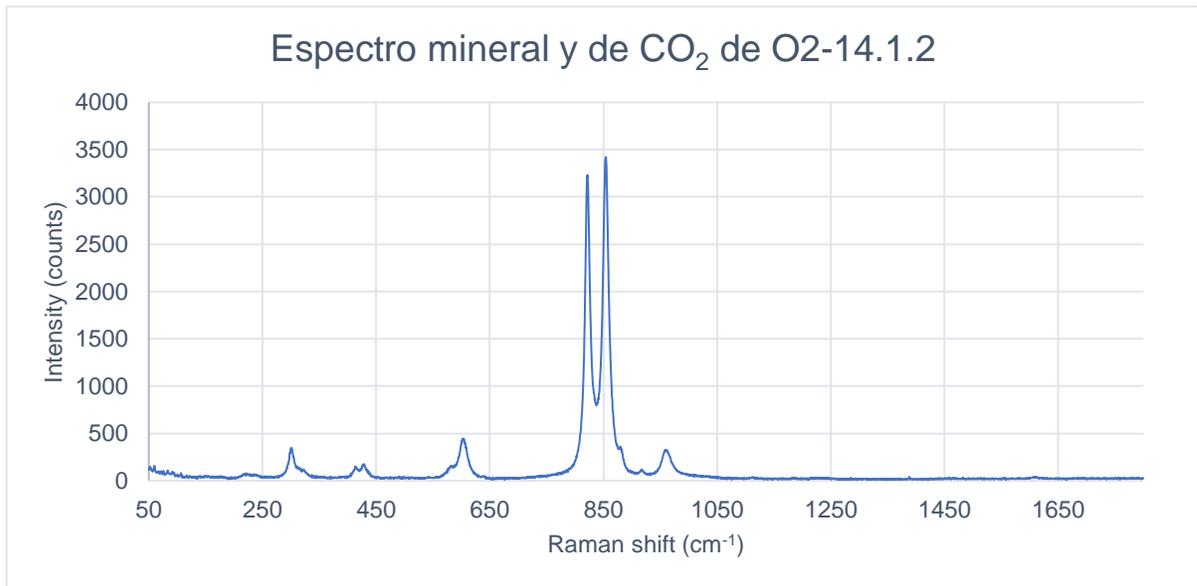


Figura 142: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. No se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.

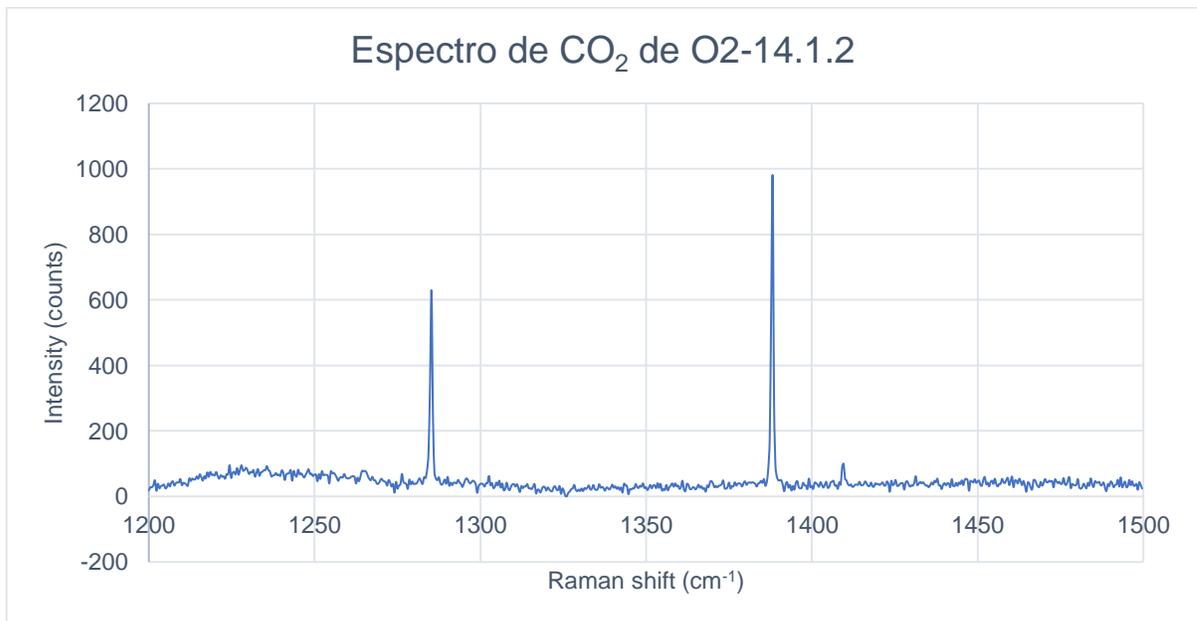


Figura 143: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), solamente se observa una hot band, debido al ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 14.1.3

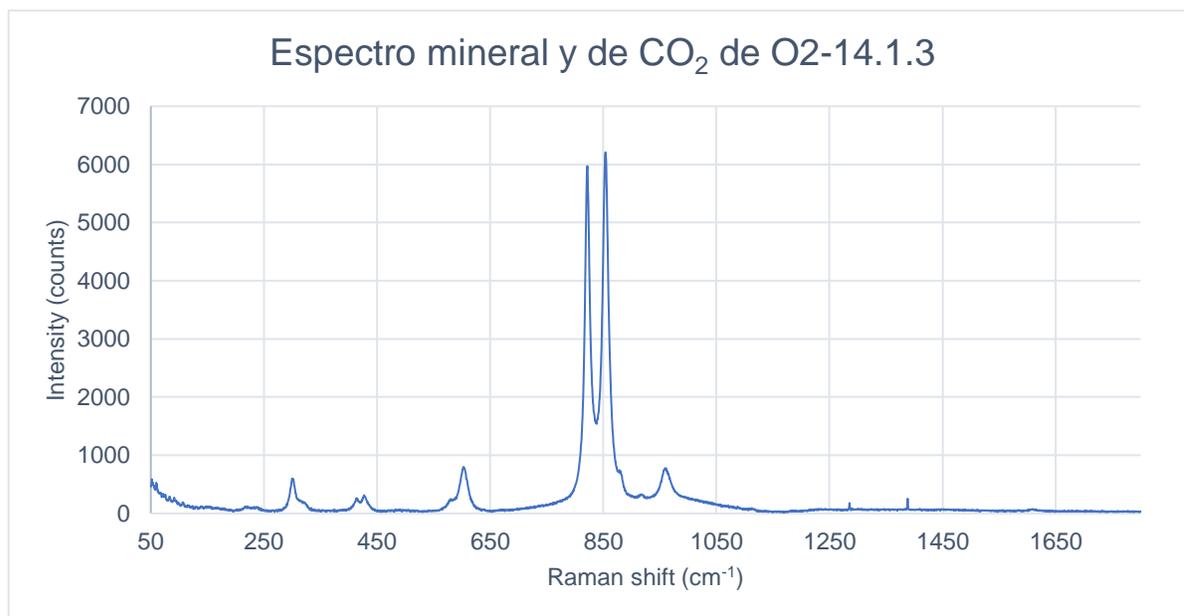


Figura 144: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar también los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

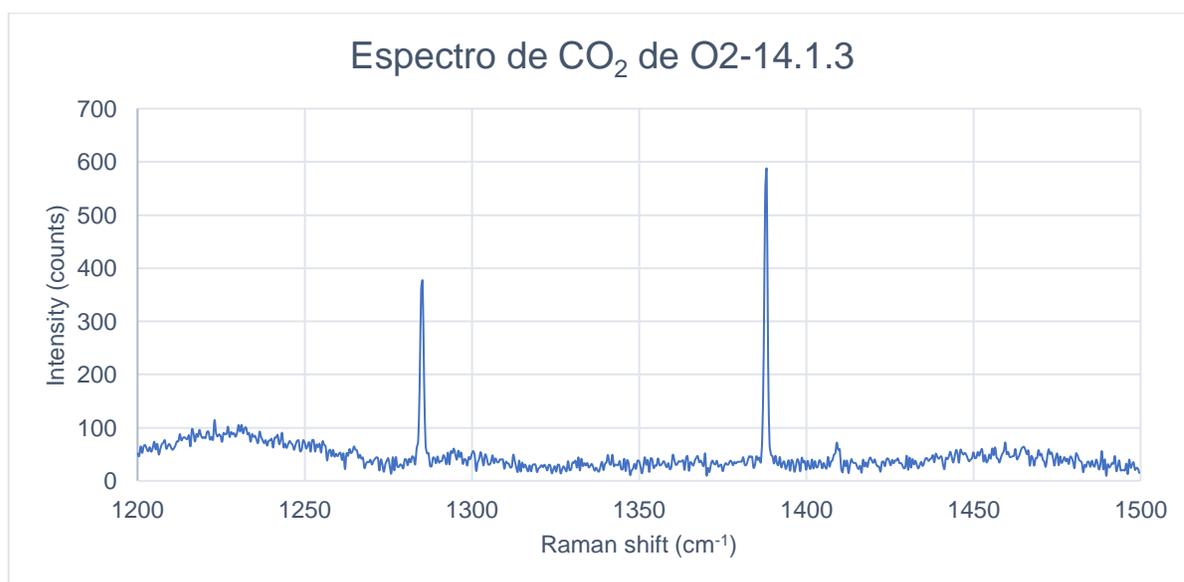


Figura 145: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), solamente se observa una hot band, debido al ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 14.3.1

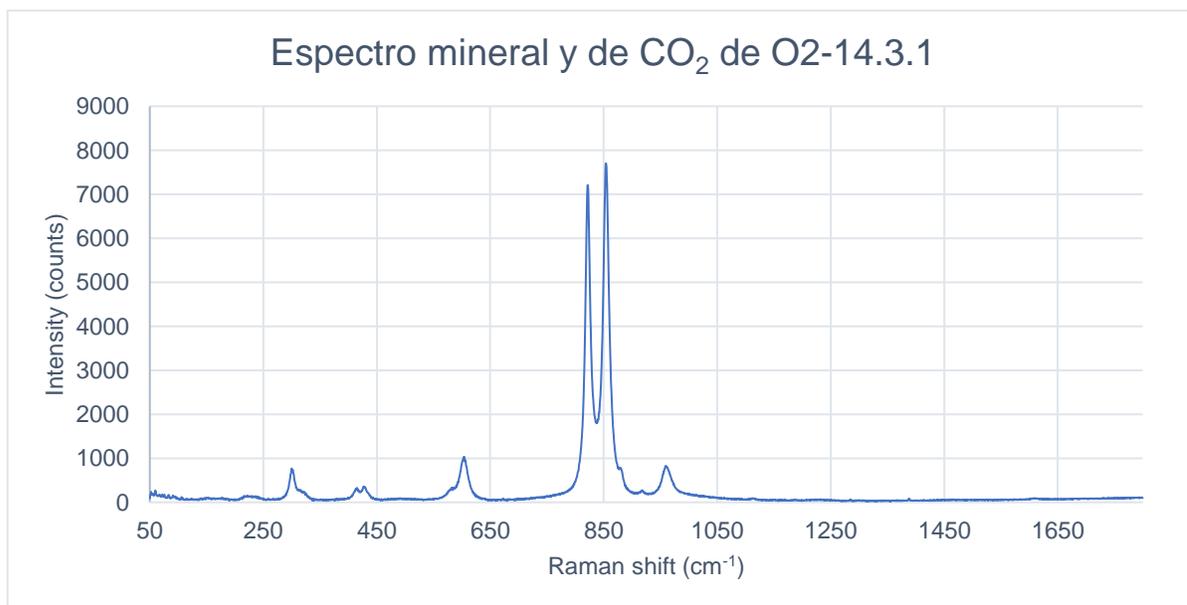


Figura 146: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. No se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.

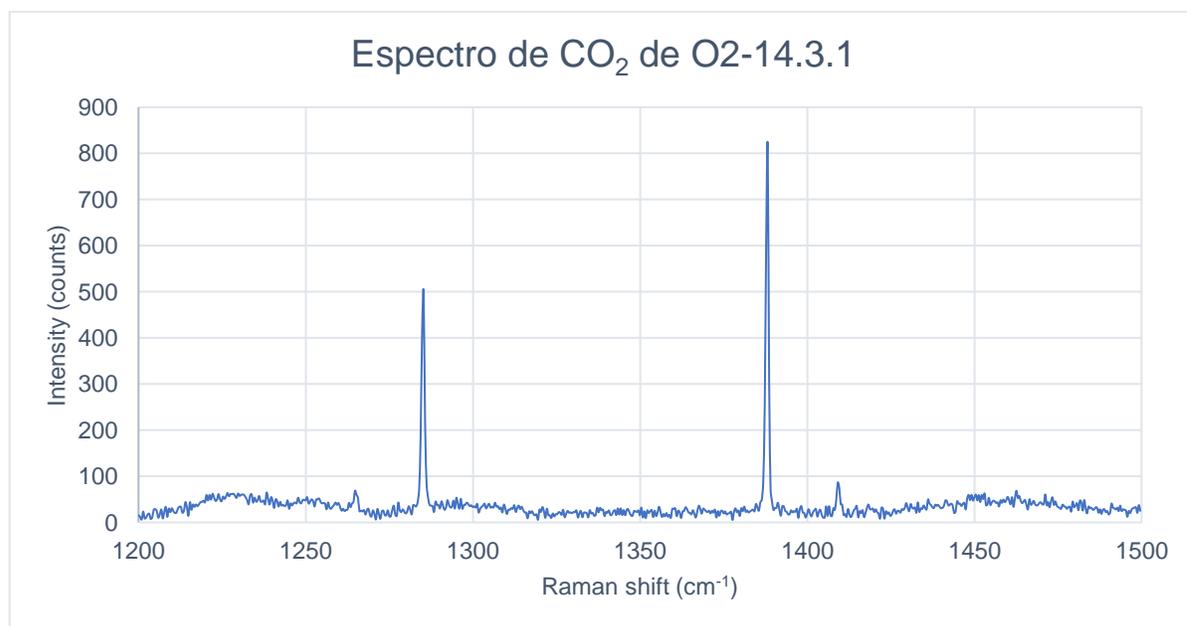


Figura 147: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 22.1.1

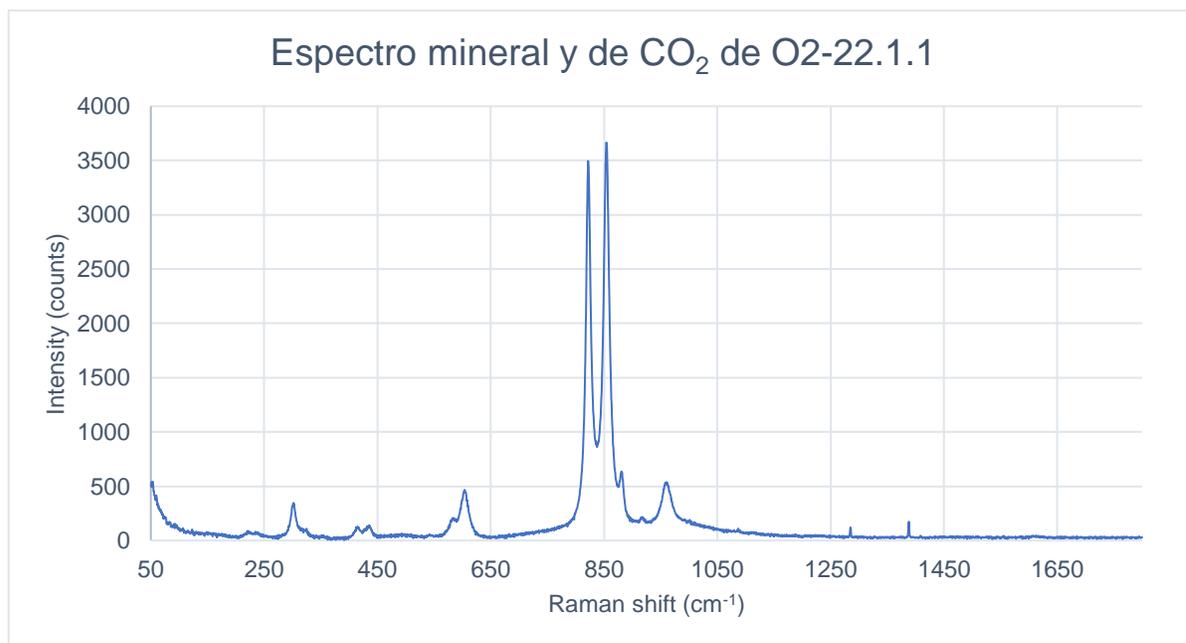


Figura 148: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar también los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

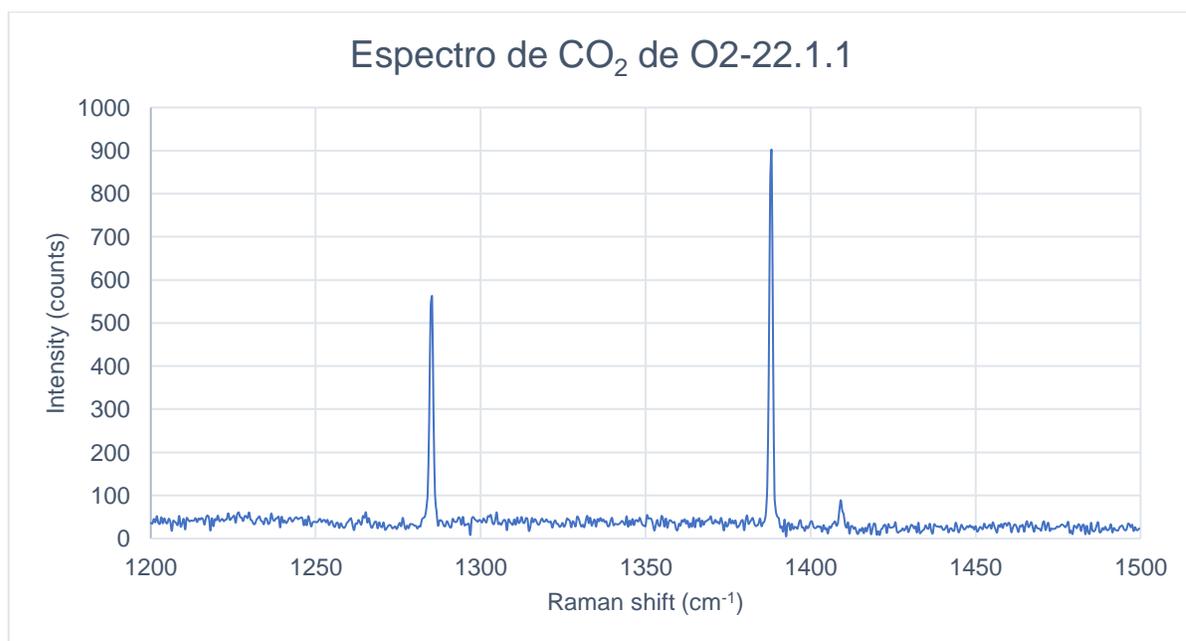


Figura 149: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 24.1.1

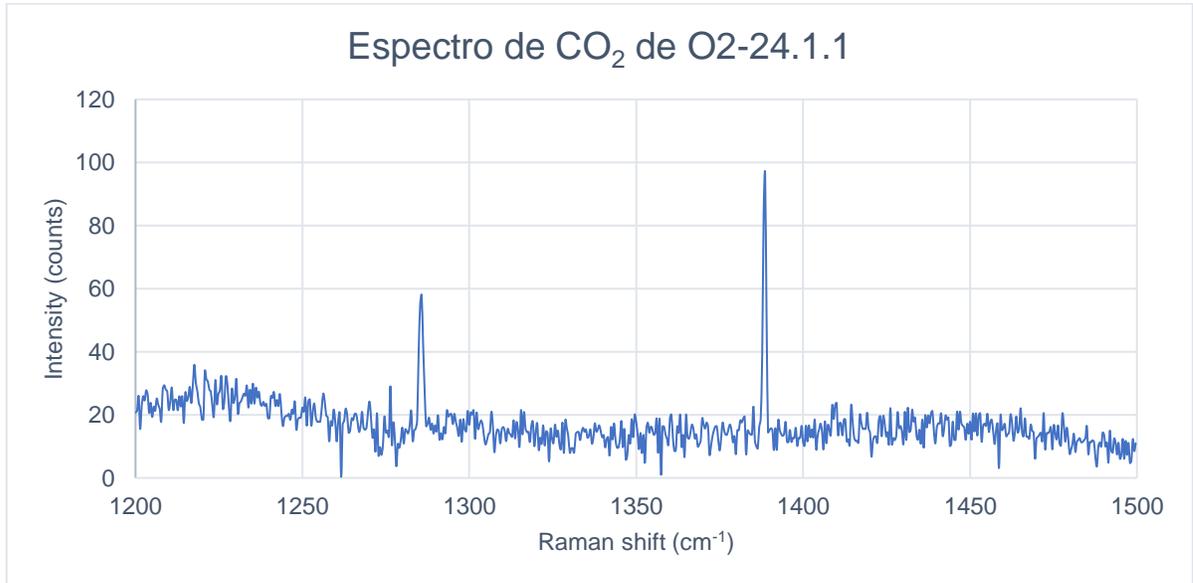


Figura 150: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## B.5 Espectros Raman de V106O3

### Inclusión 6.1.1 A

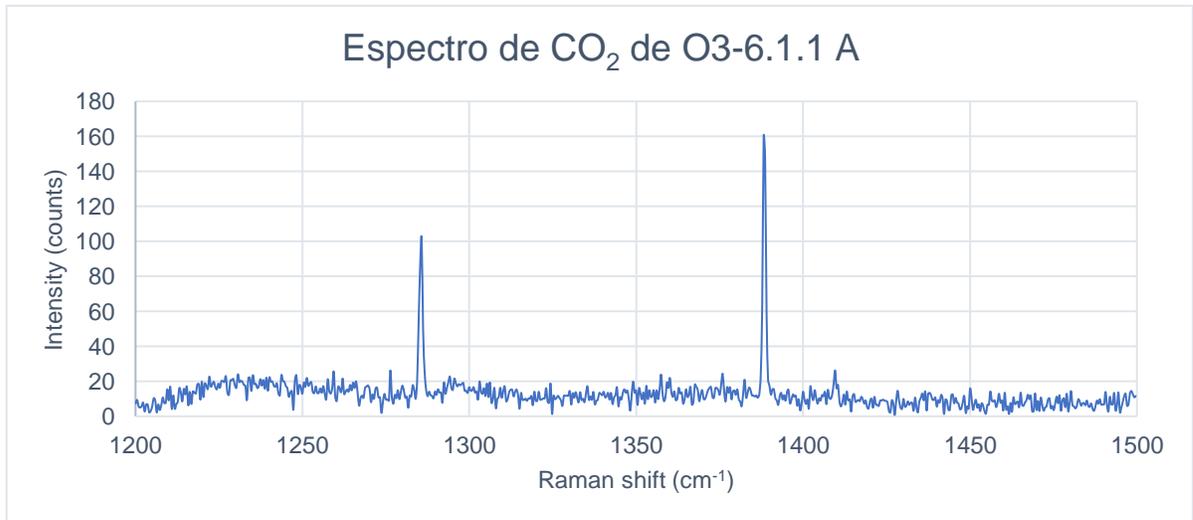


Figura 151: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 6.1.1 B

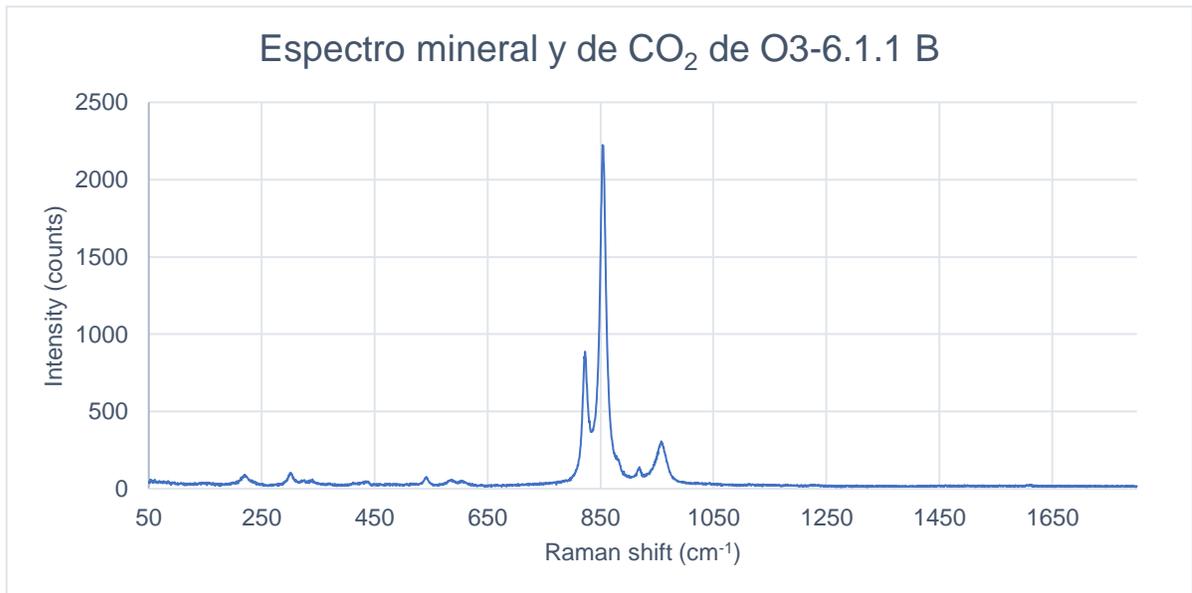


Figura 152: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. No se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.

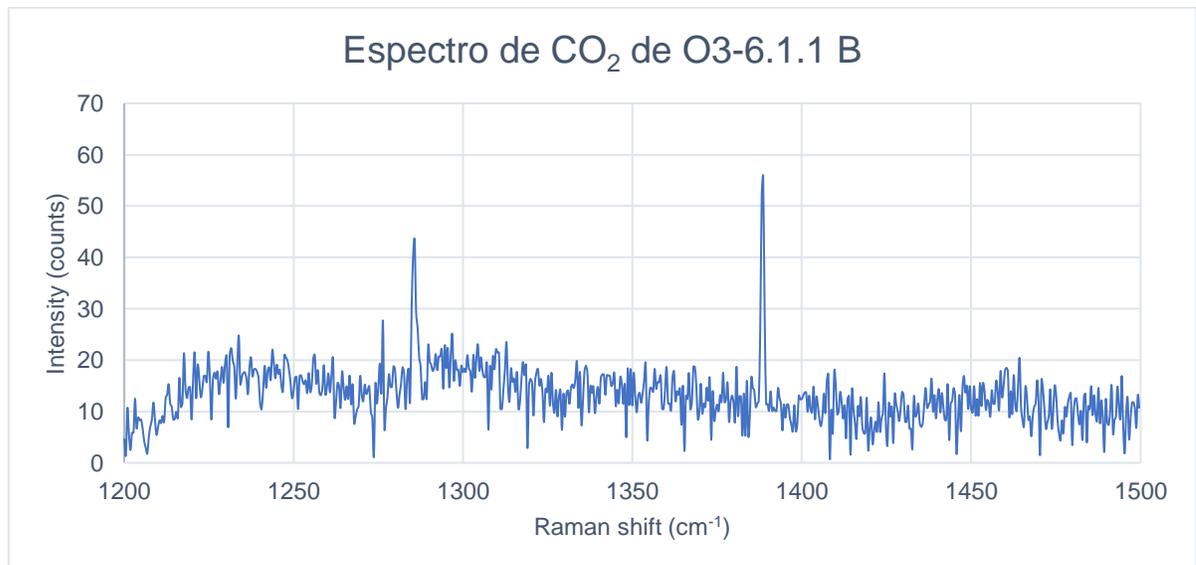


Figura 153: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 11.1.1

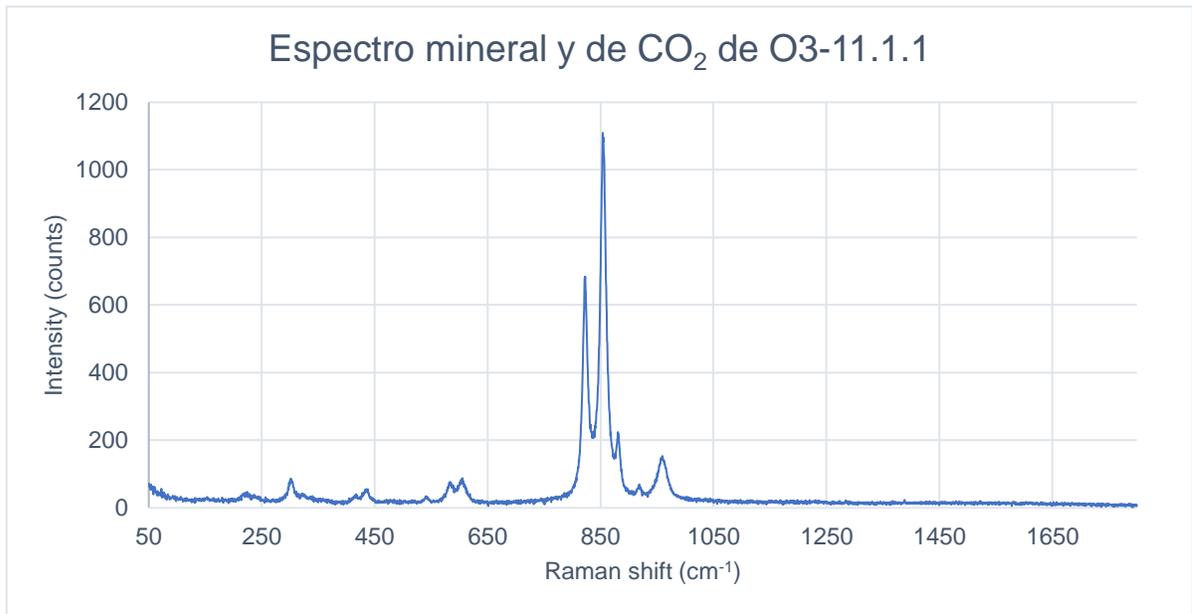


Figura 154: Espectro Raman correspondiente a una composición entre epoxy y forsterita. No se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.

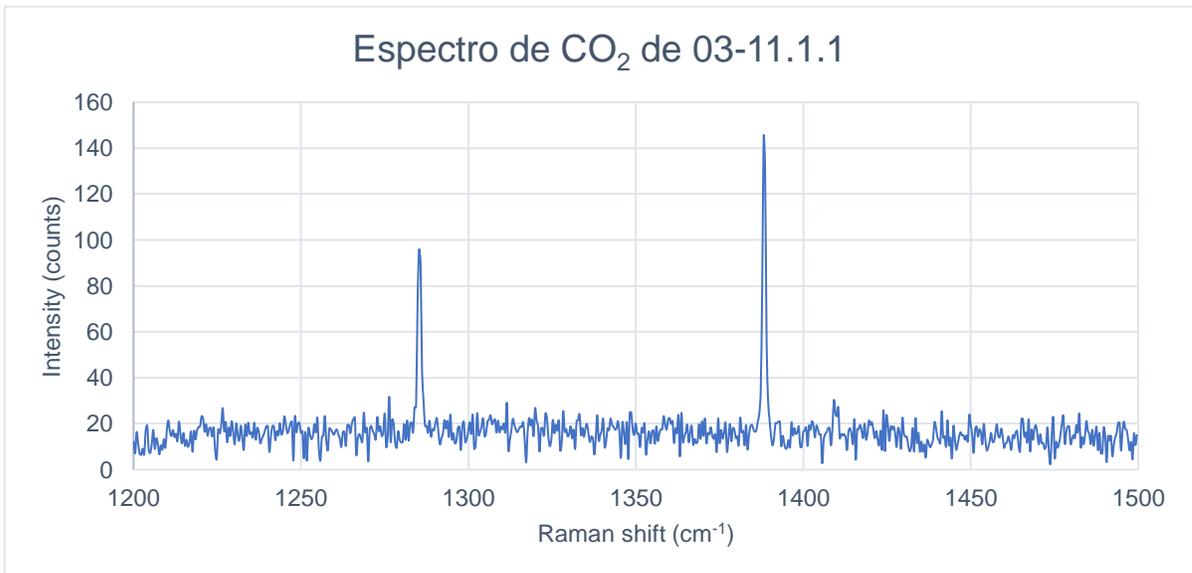


Figura 155: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 11.3.1

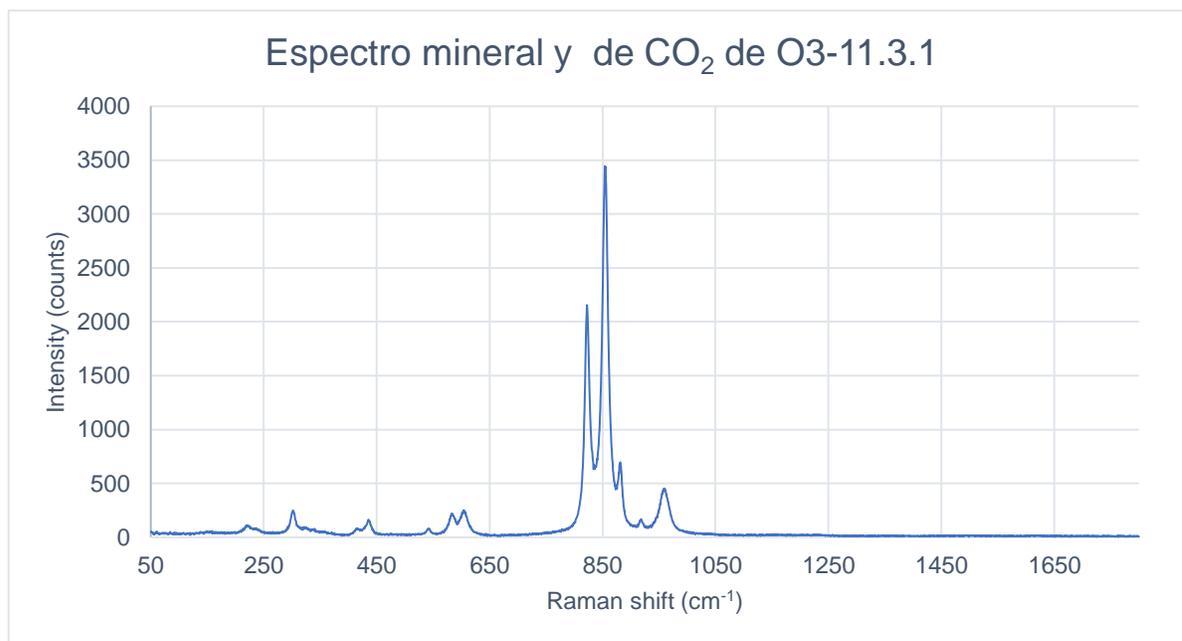


Figura 156: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. No se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.

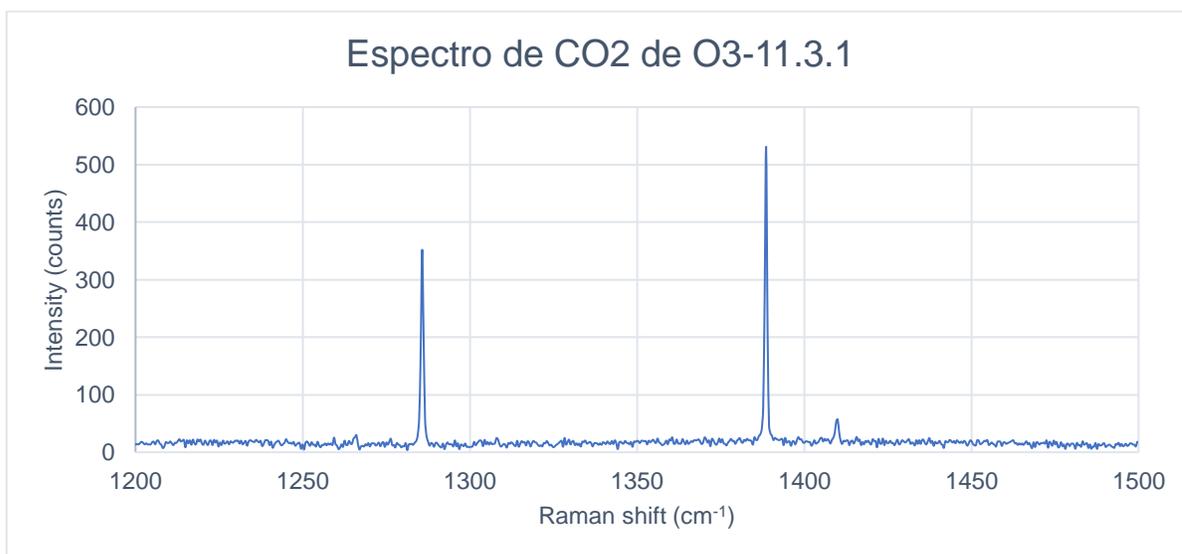


Figura 157: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 18.2.1

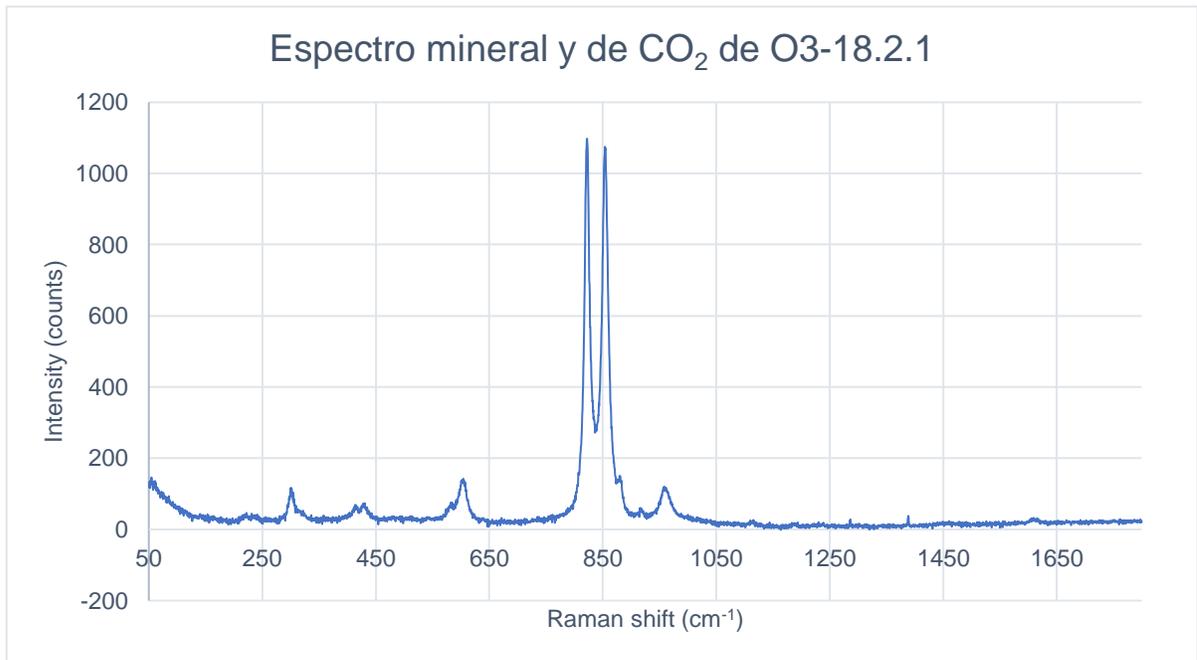


Figura 158: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar también los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

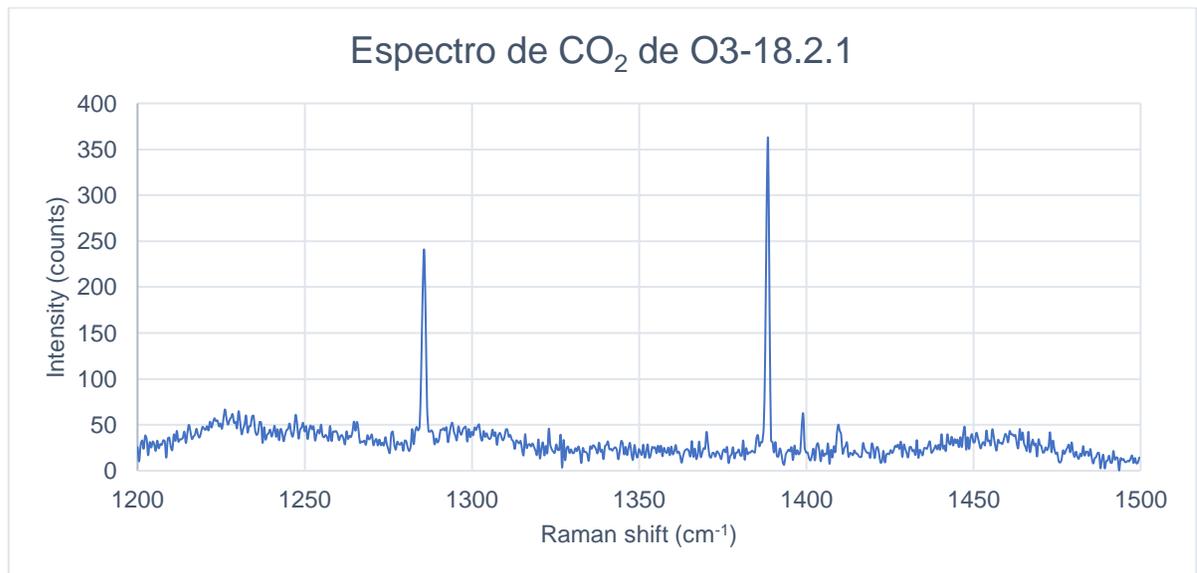


Figura 159: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 25.1.1

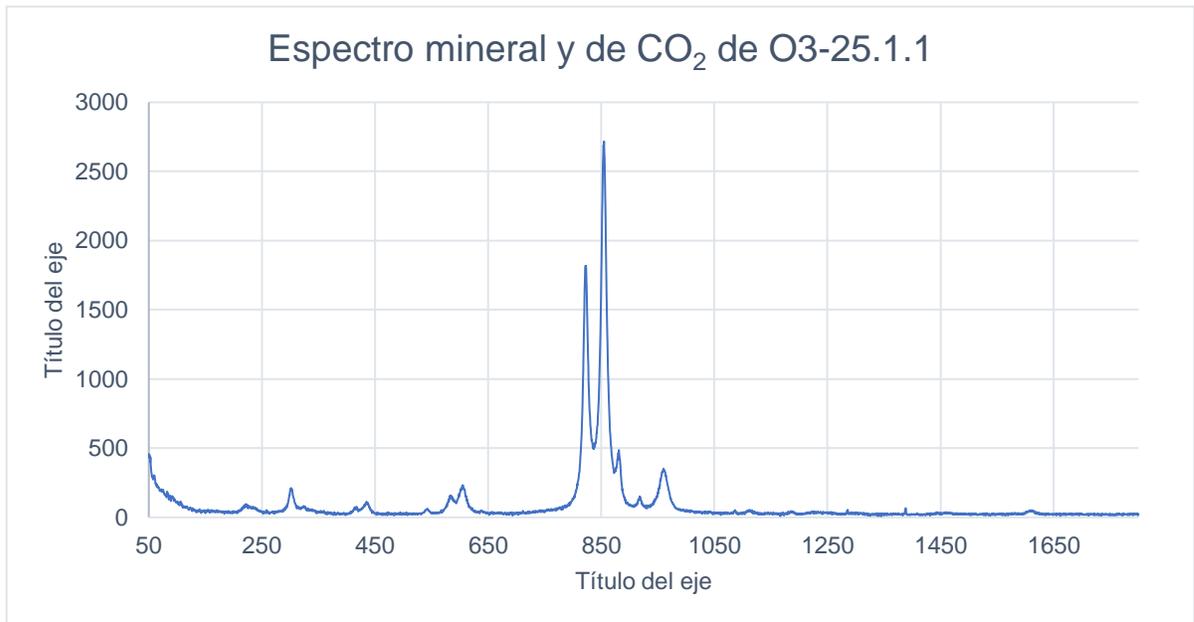


Figura 160: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar también los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

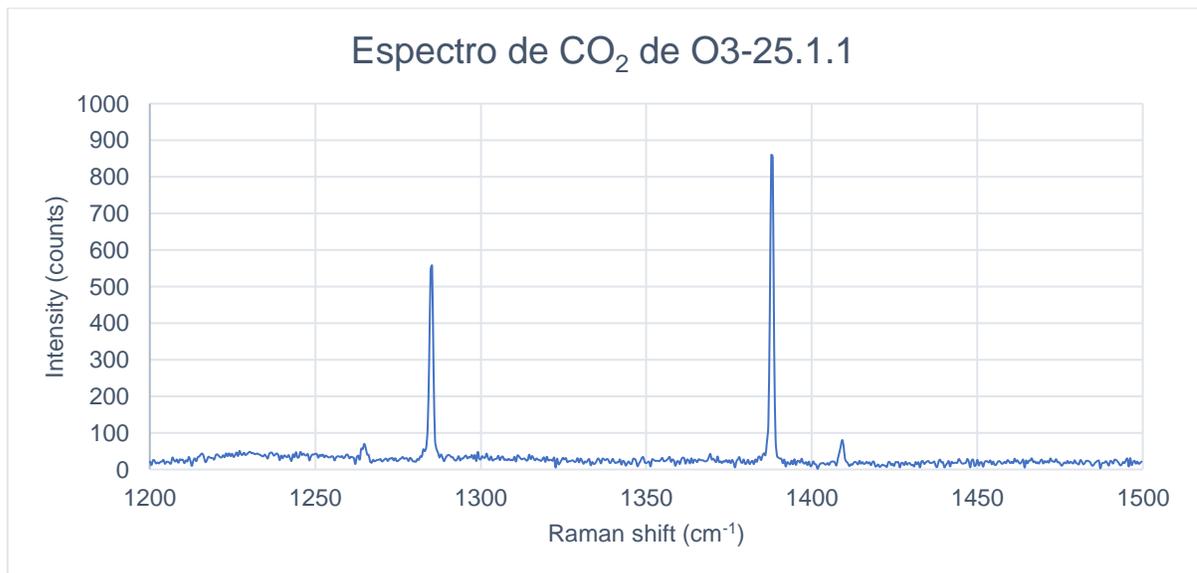


Figura 161: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-) y las hot bands a sus costados. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 25.2.1

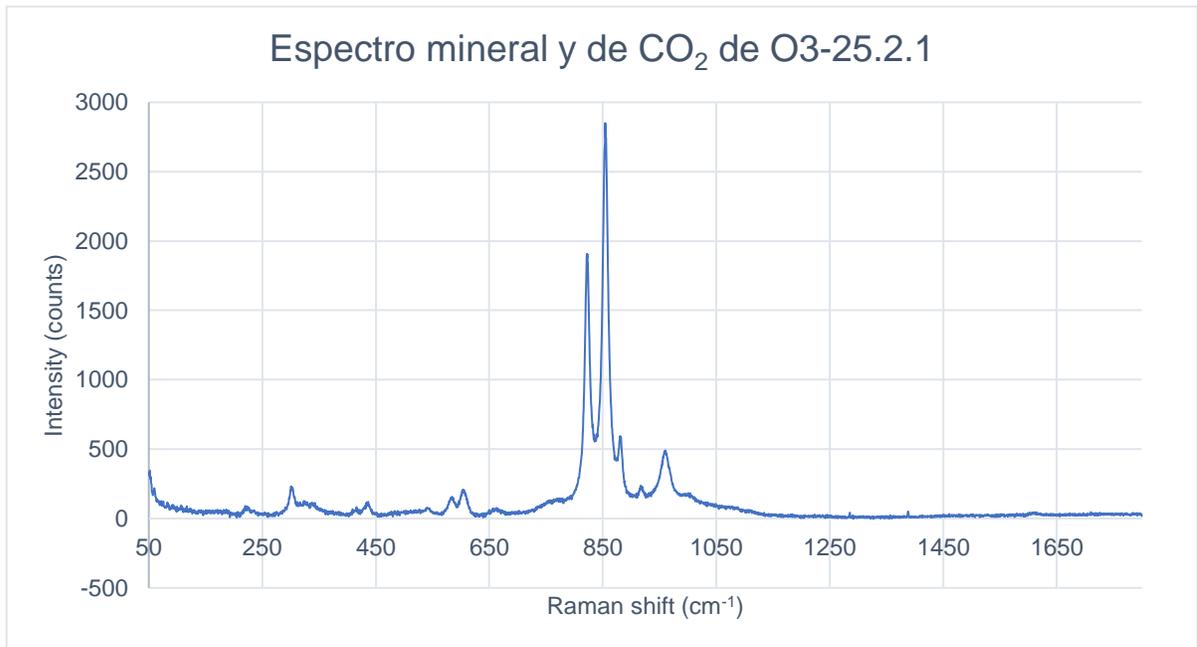


Figura 162: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar también los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

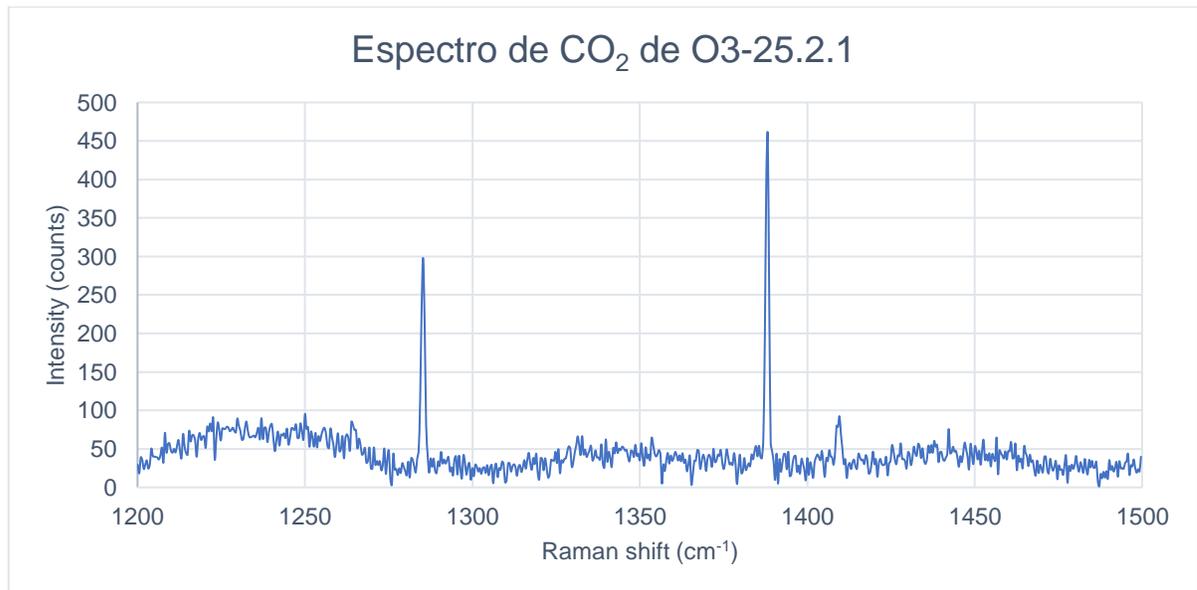
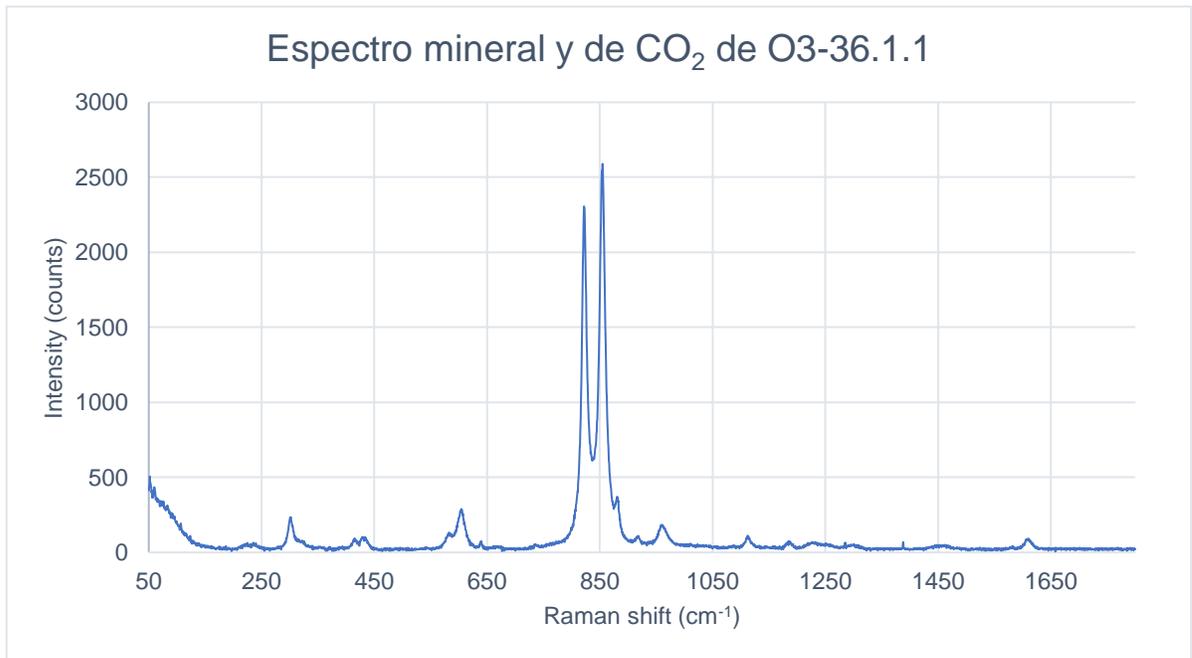
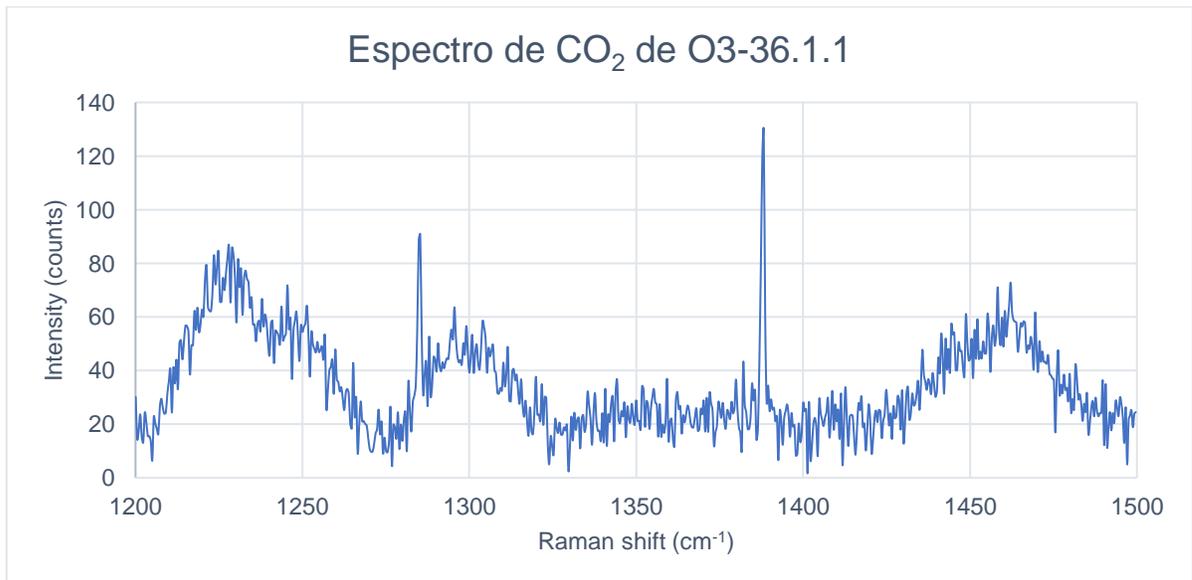


Figura 163: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 36.1.1

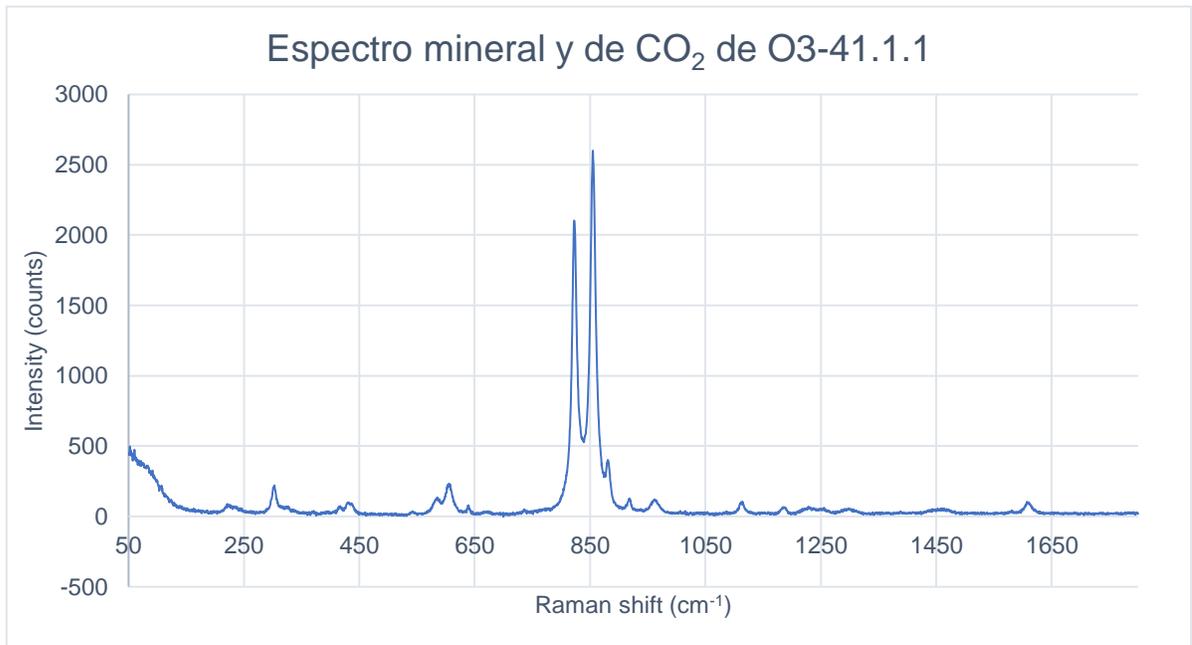


*Ilustración 1: Espectro Raman correspondiente a una composición de olivino. Se pueden observar también los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, su banda superior (v+) e inferior (v-). Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).*

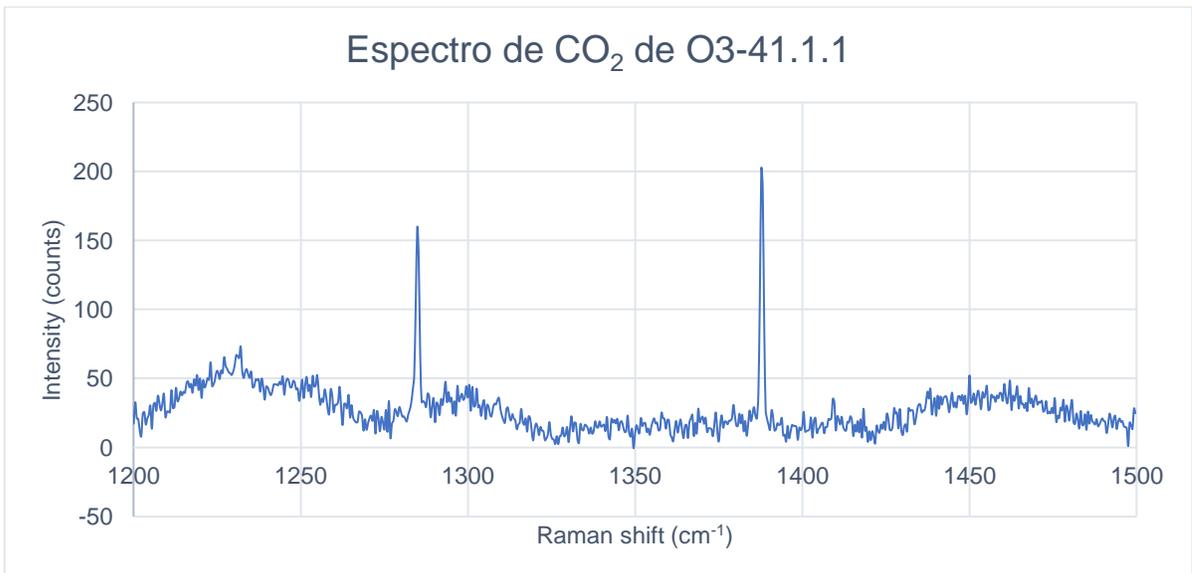


*Ilustración 2: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).*

## Inclusión 41.1.1



*Ilustración 3: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. No se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, pero se pueden apreciar peaks presentes en 639 y 1111 que no corresponden a la composición de forsterita, sino que podría corresponder a algún fosfato. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.*



*Ilustración 4: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).*

## Inclusión 41.1.2

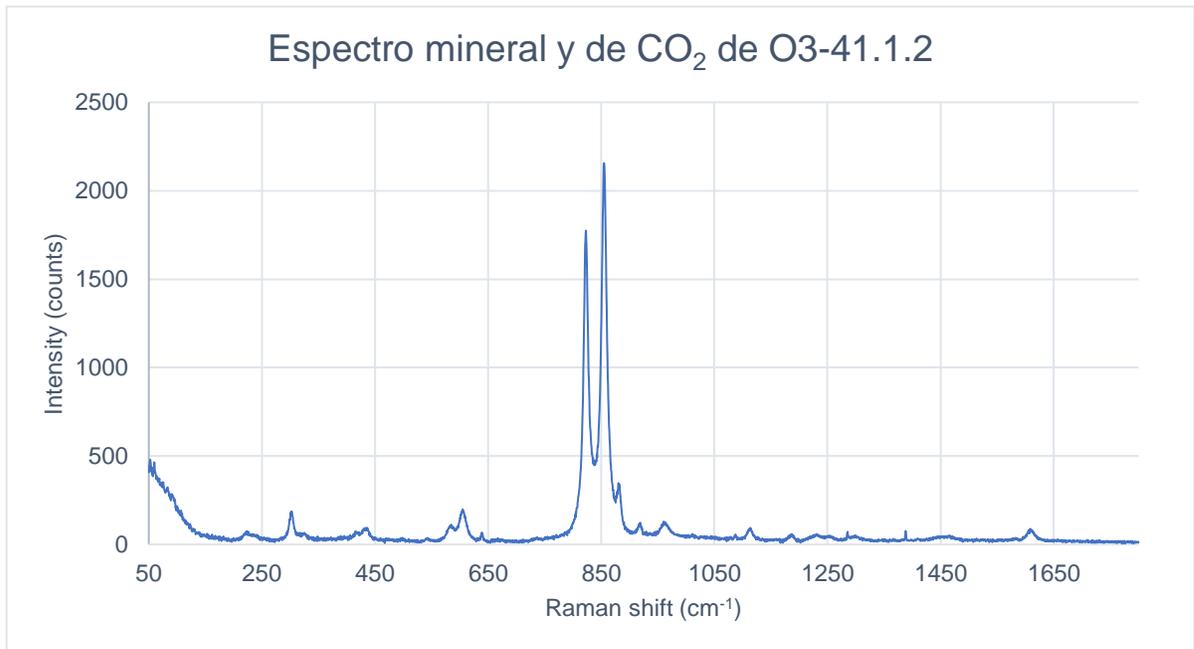


Figura 164: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, además se pueden apreciar peaks presentes en 640 y 1112 que no corresponden a la composición de forsterita, sino que podría corresponder a algún fosfato. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

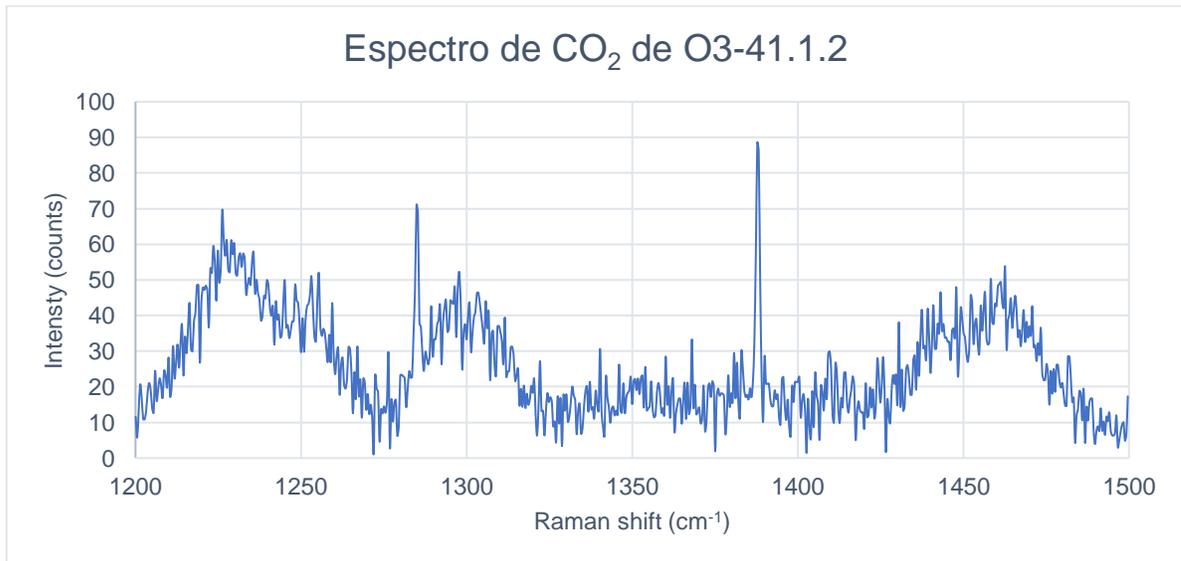


Figura 165: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 41.2.1

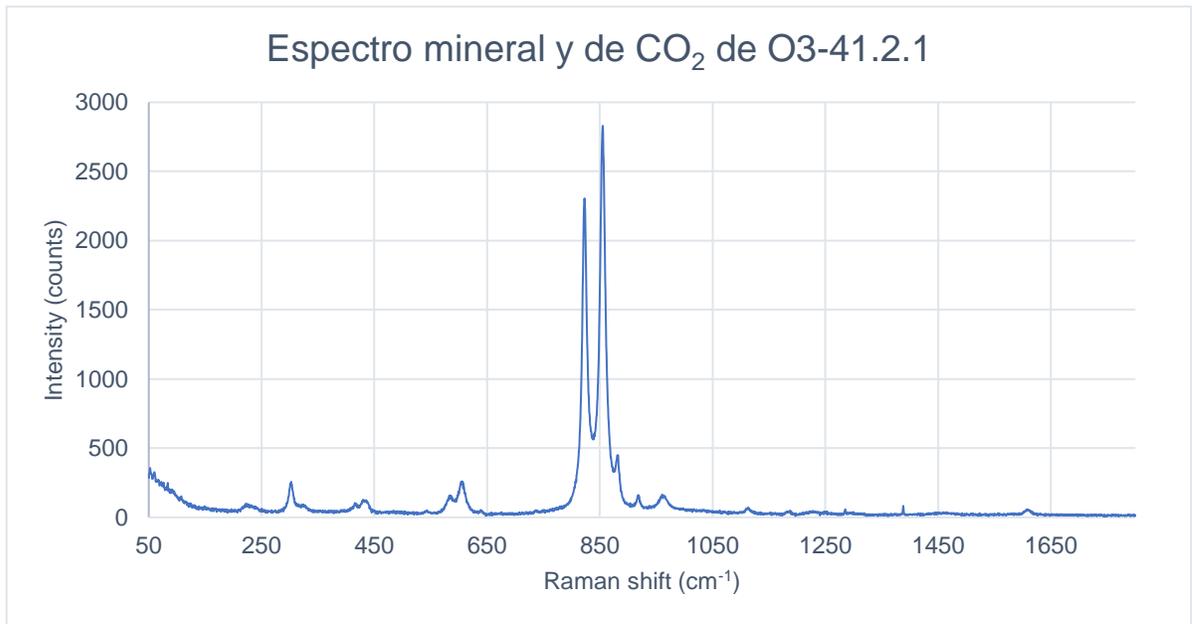


Figura 166: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, además se pueden apreciar un peak en 1112 que podría corresponder al espectro de la berlinita (AlPO<sub>4</sub>). Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

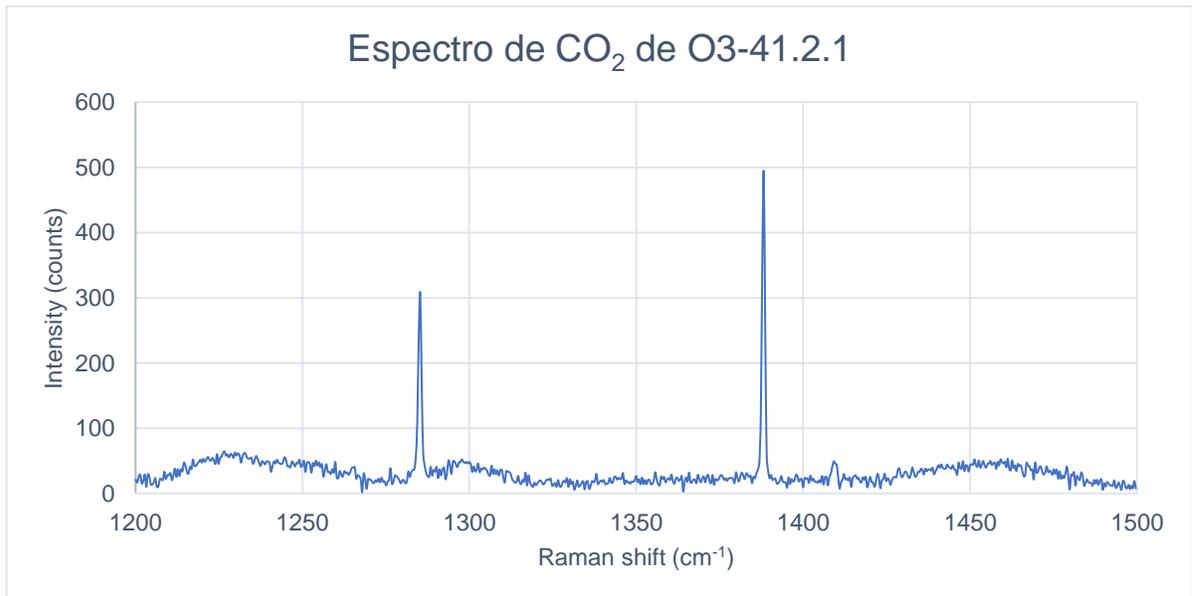


Figura 167: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 41.2.2

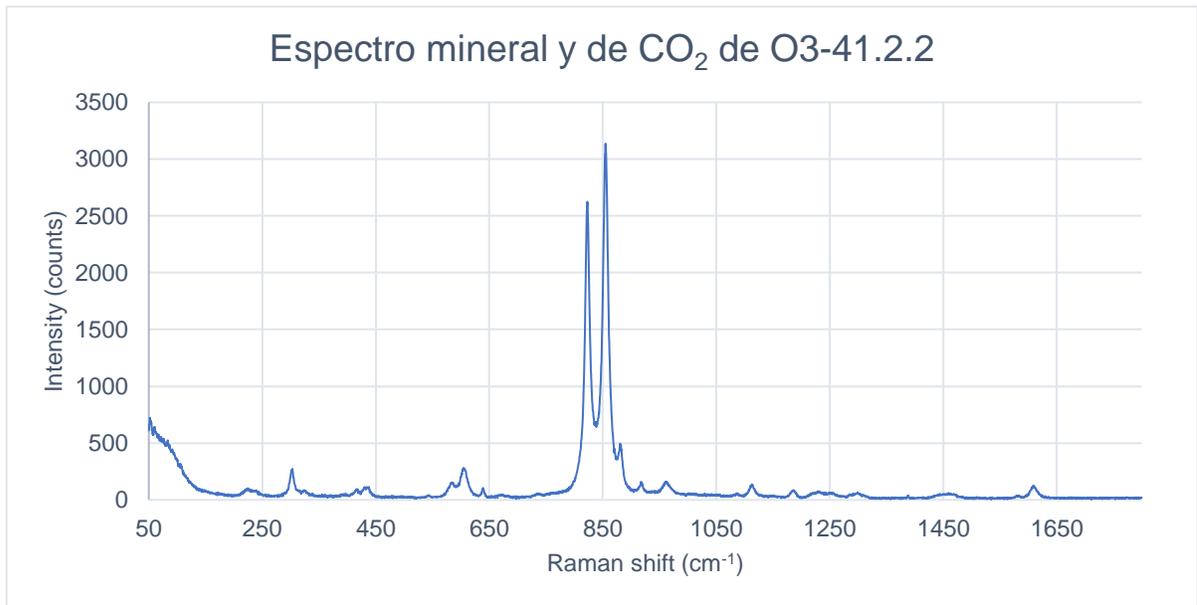


Figura 168: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar 2 peaks presentes en  $638\text{ cm}^{-1}$  y  $1112\text{ cm}^{-1}$  que podrían corresponder a algún fosfato. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.

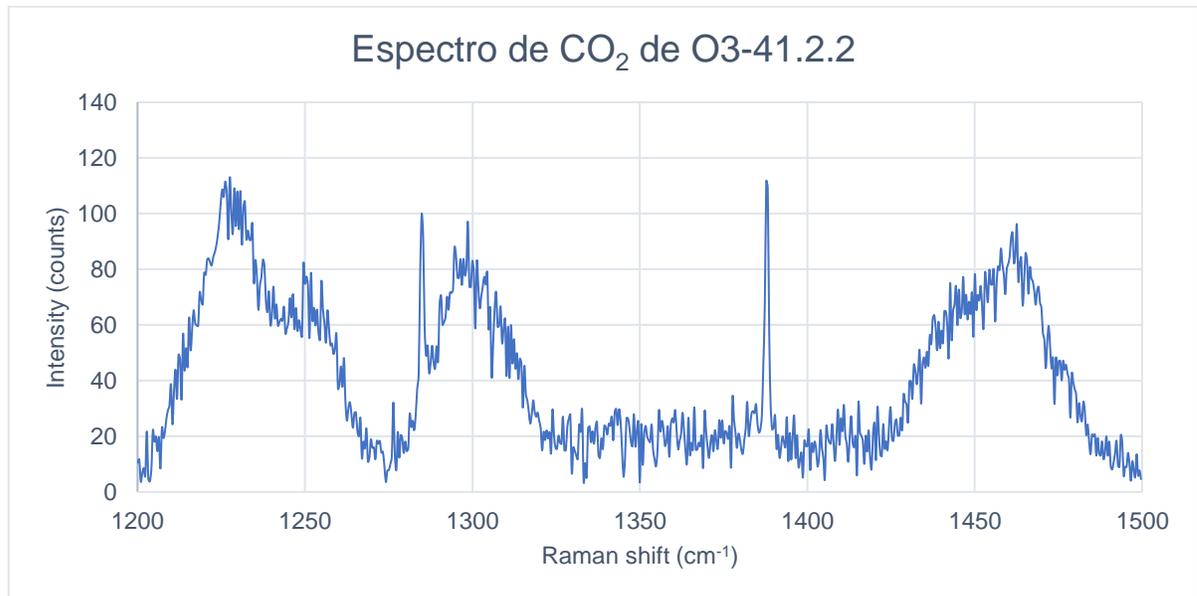


Figura 169: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 43.1.1

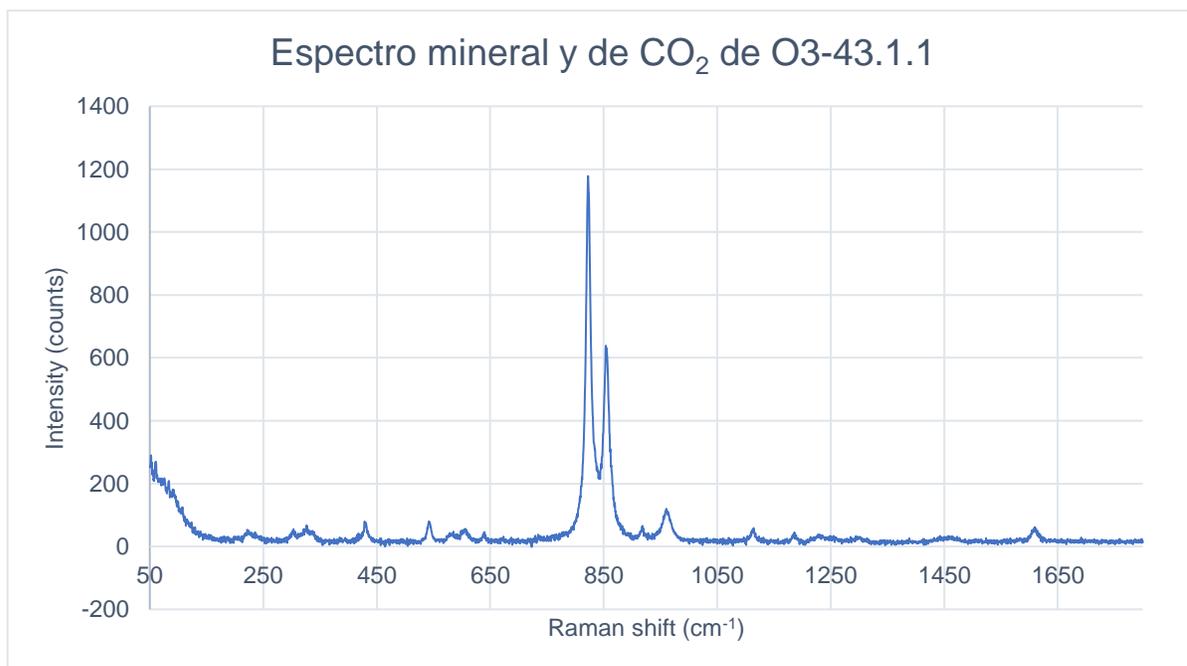


Figura 170: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar 3 peaks presentes en 640 cm<sup>-1</sup>, 918 cm<sup>-1</sup> y 1112 cm<sup>-1</sup> que podrían corresponder a algún fosfato. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.

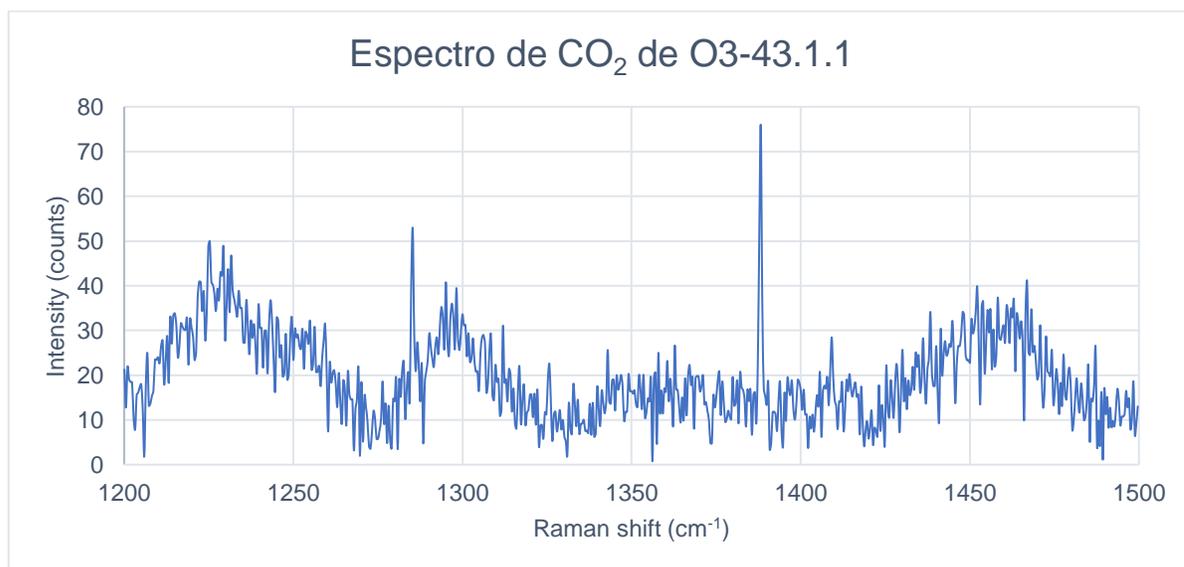


Figura 171: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 44.2.1

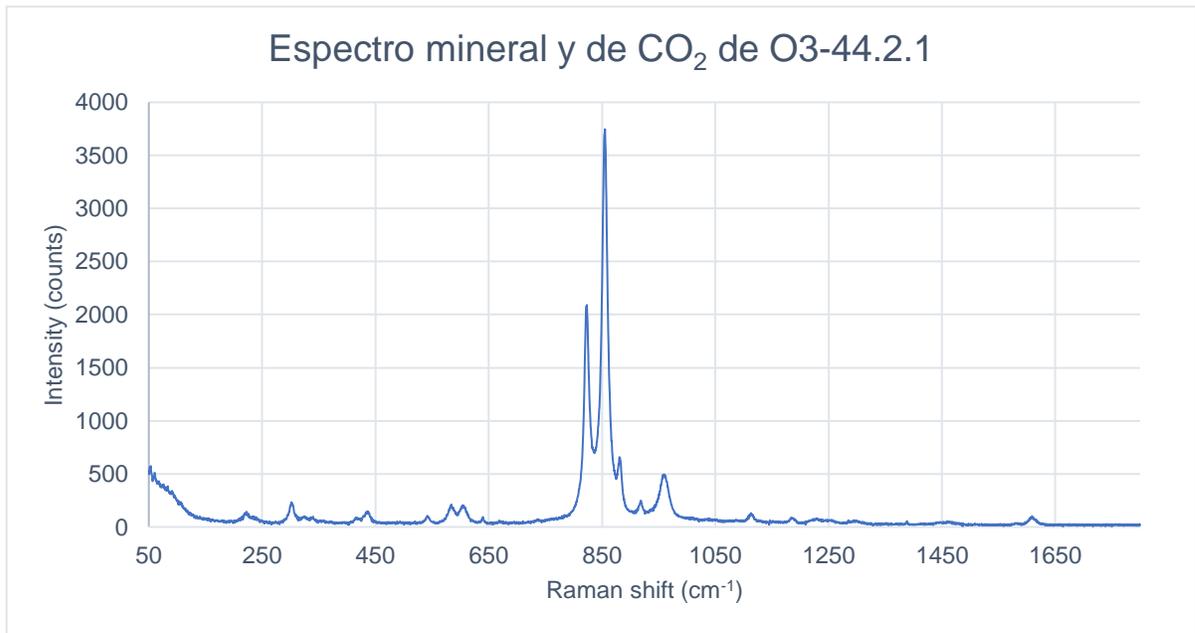


Figura 172: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar 2 peaks presentes en  $640\text{ cm}^{-1}$  y  $1112\text{ cm}^{-1}$  que podrían corresponder a algún fosfato. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.

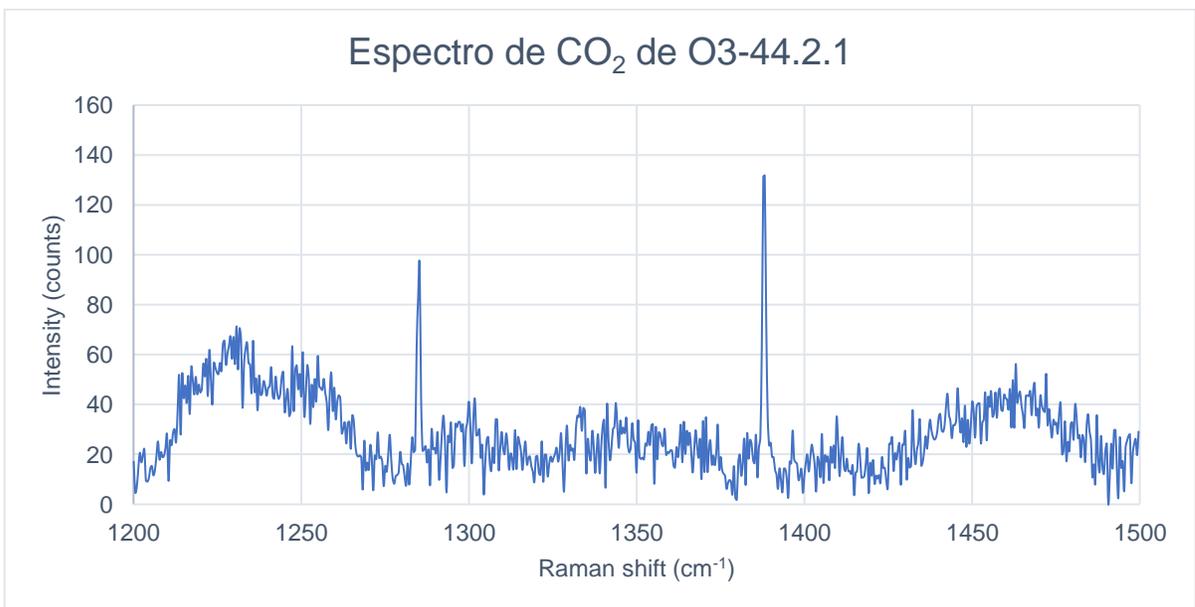


Figura 173: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior ( $\nu_+$ ) e inferior ( $\nu_-$ ), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

### Inclusión 44.3.1

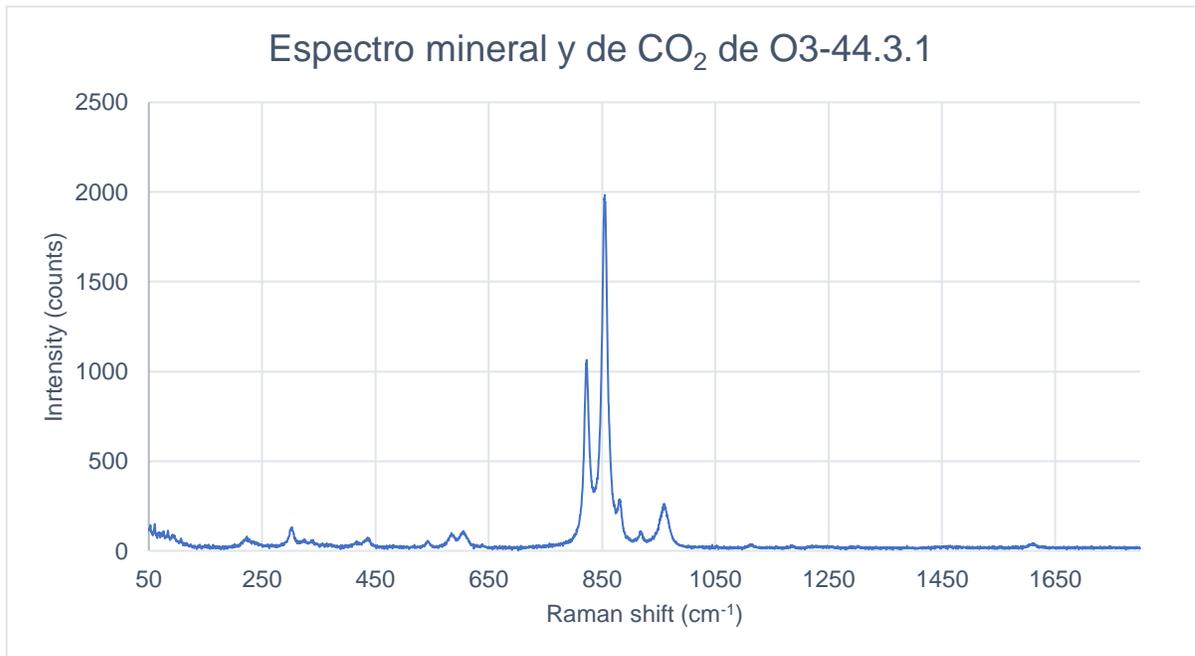


Figura 174: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar 2 peaks presentes en 918 cm<sup>-1</sup> y 1112 cm<sup>-1</sup> que podrían corresponder a algún fosfato. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.

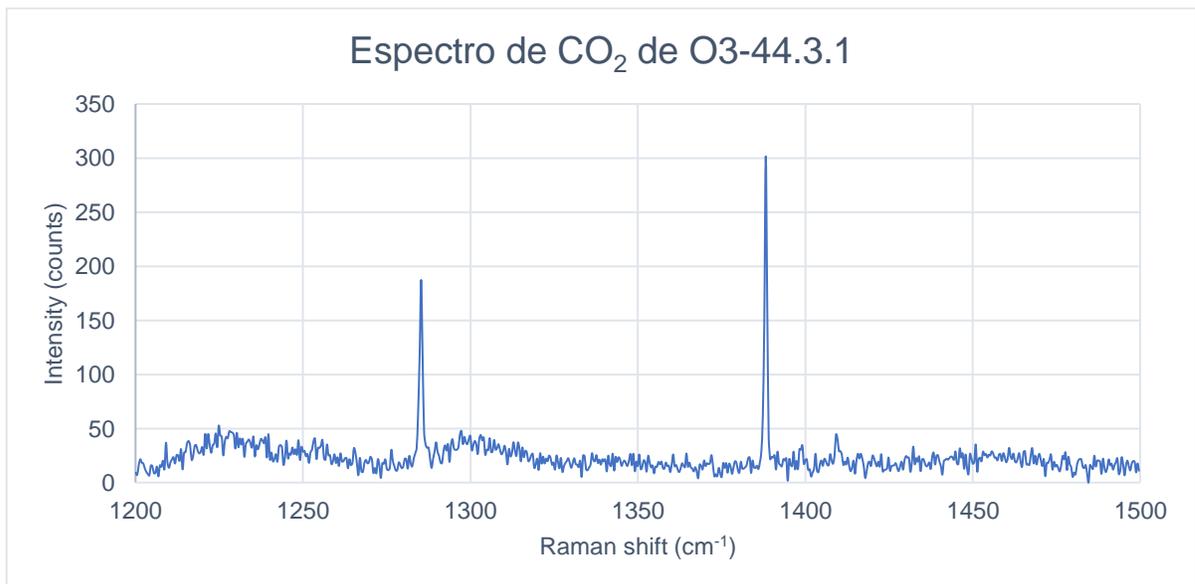


Figura 175: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-), las hot bands que deberían estar a sus costados no se observan por el ruido presente en la medición. Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 45.1.2

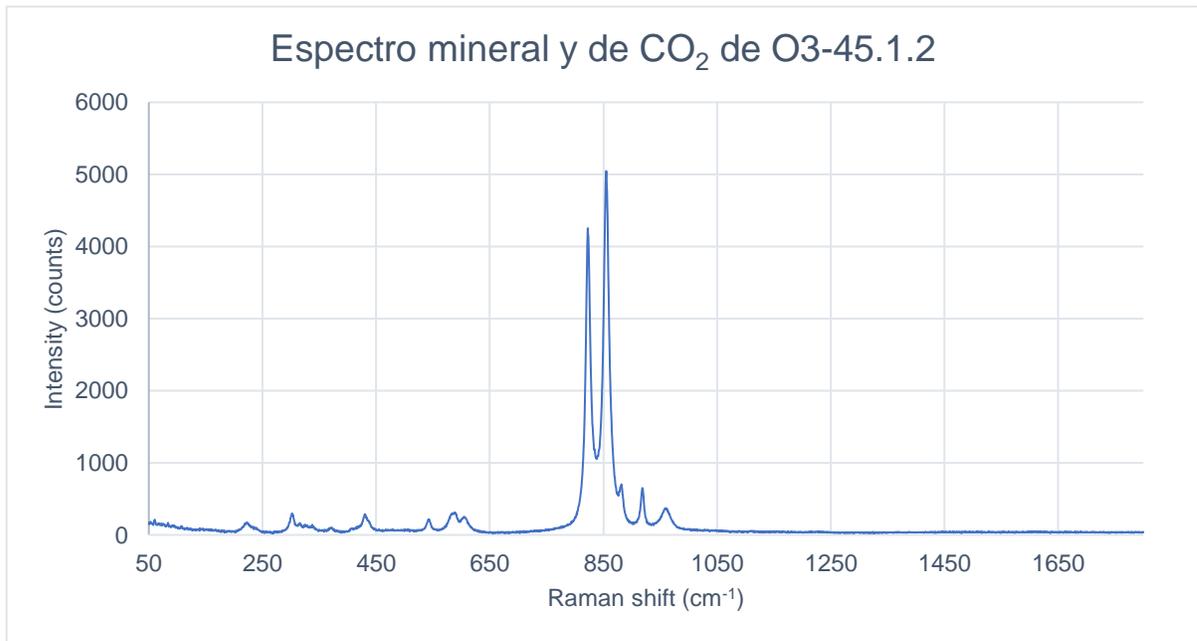


Figura 176: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.

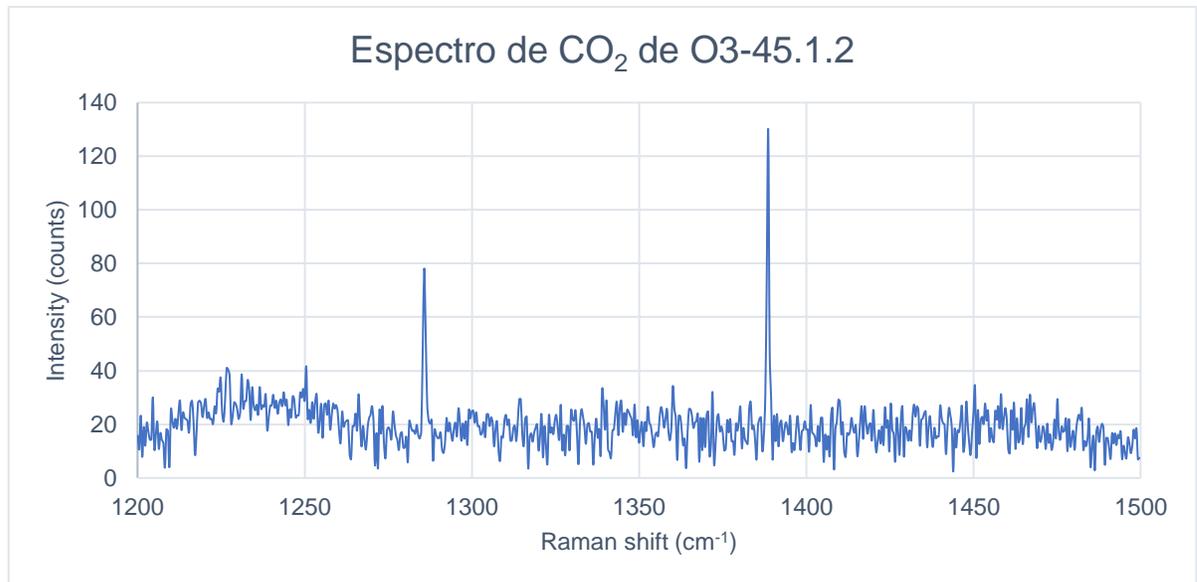


Figura 177: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-). Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 45.2.1

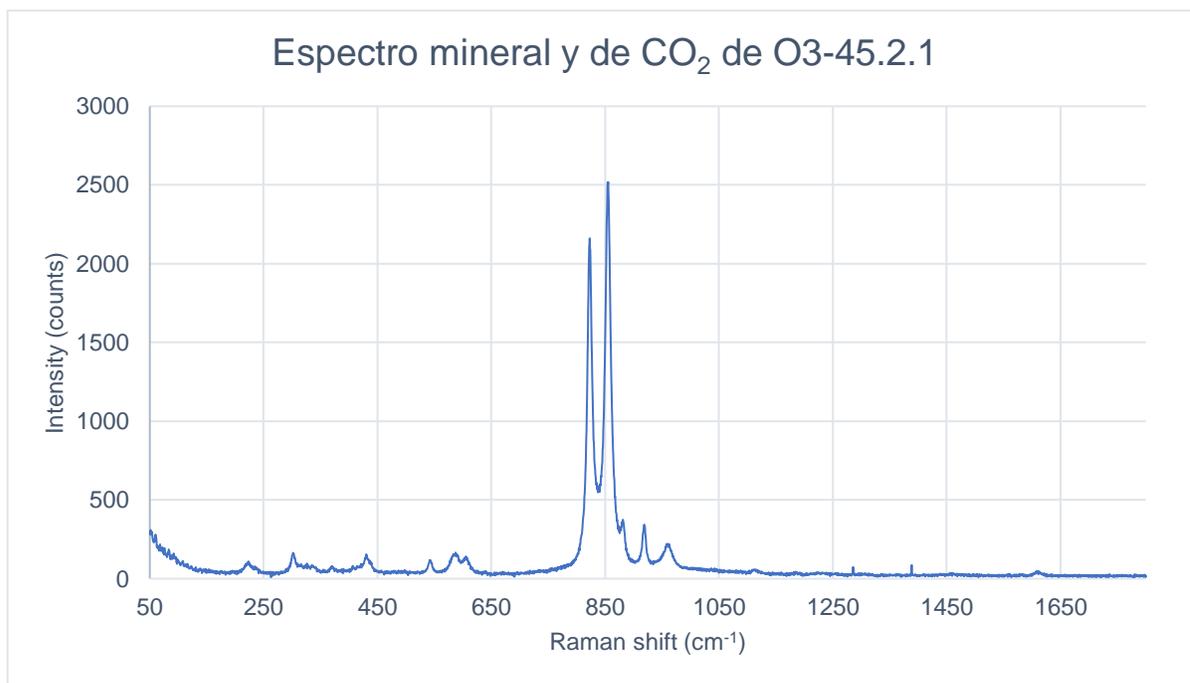


Figura 178: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

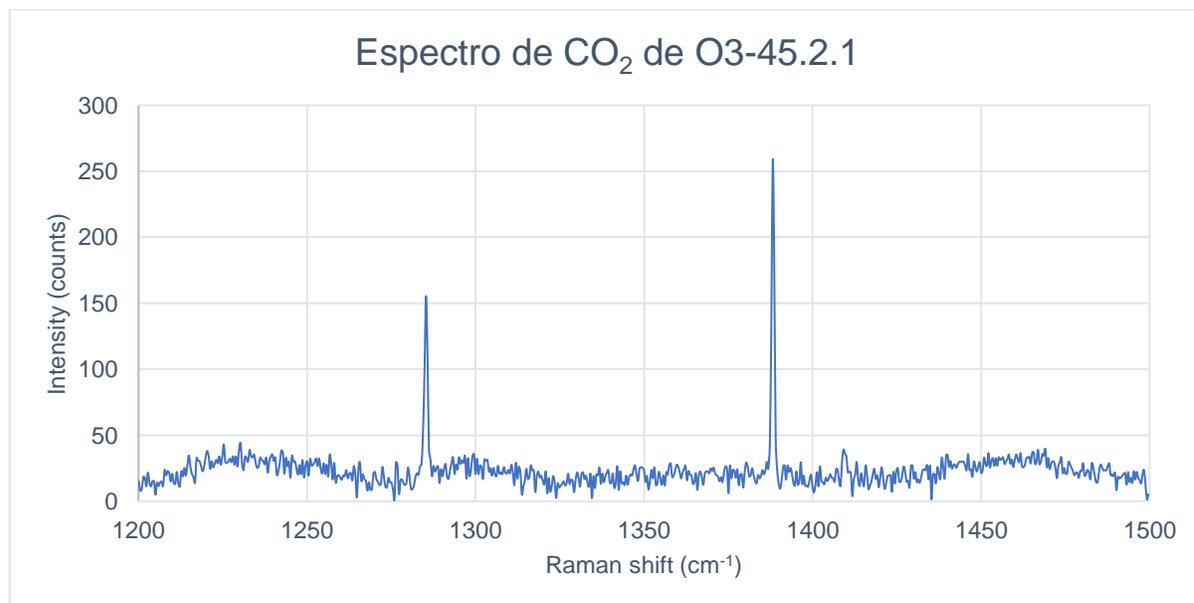


Figura 179: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-). Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 46.1.1

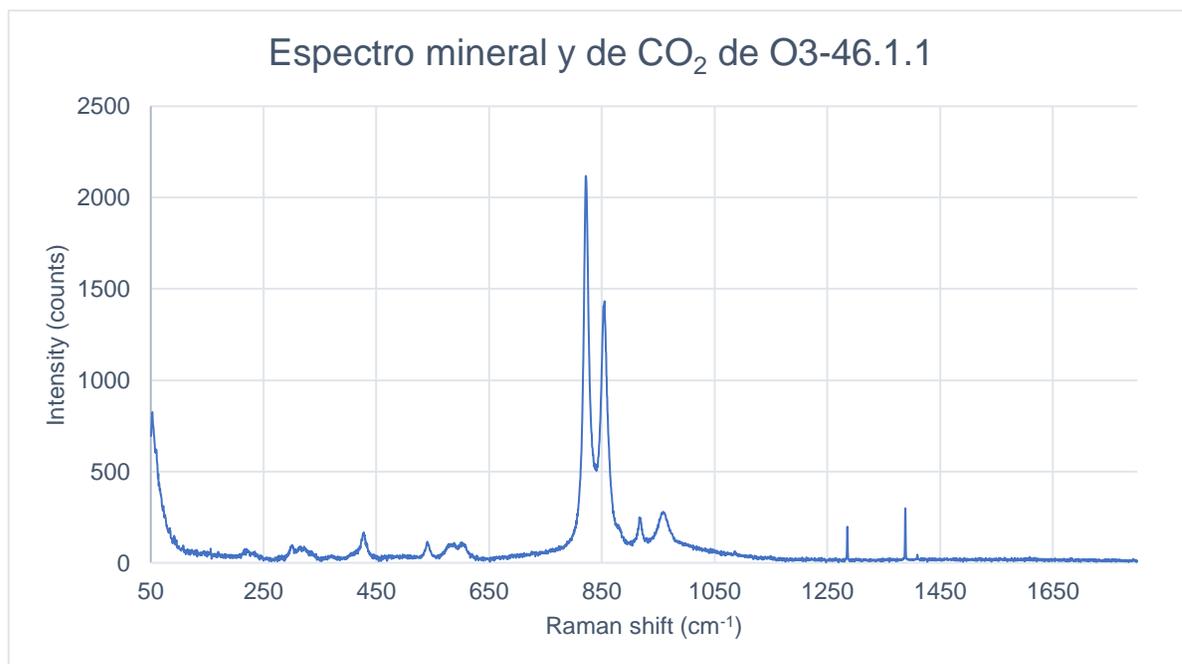


Figura 180: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>. Para obtener la composición del silicato se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

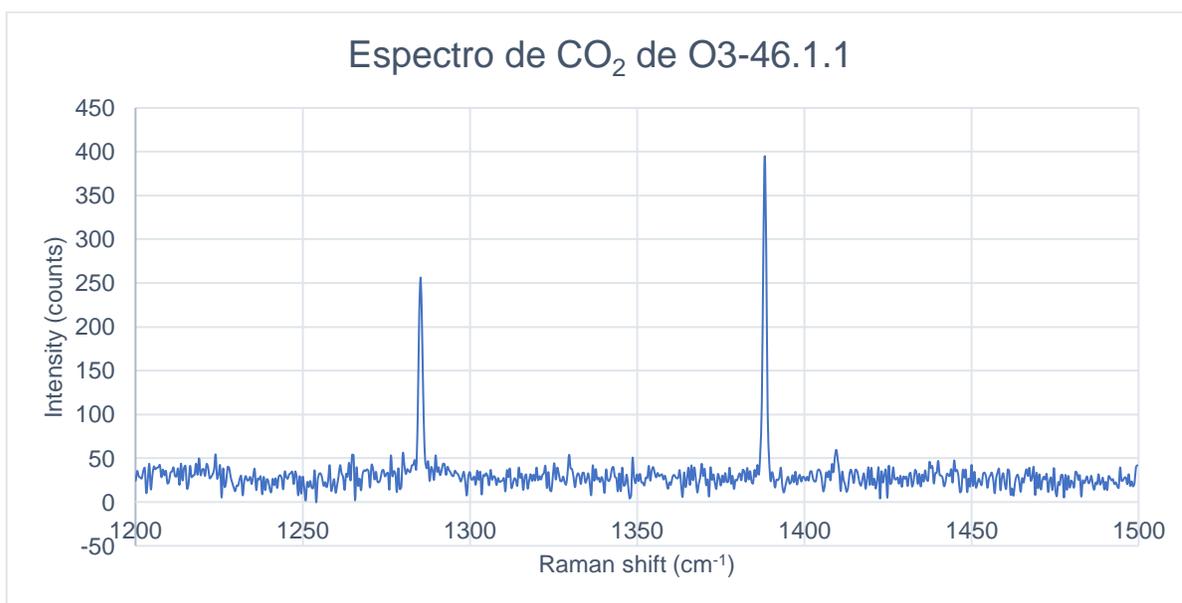


Figura 181: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-). para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 49.1.1

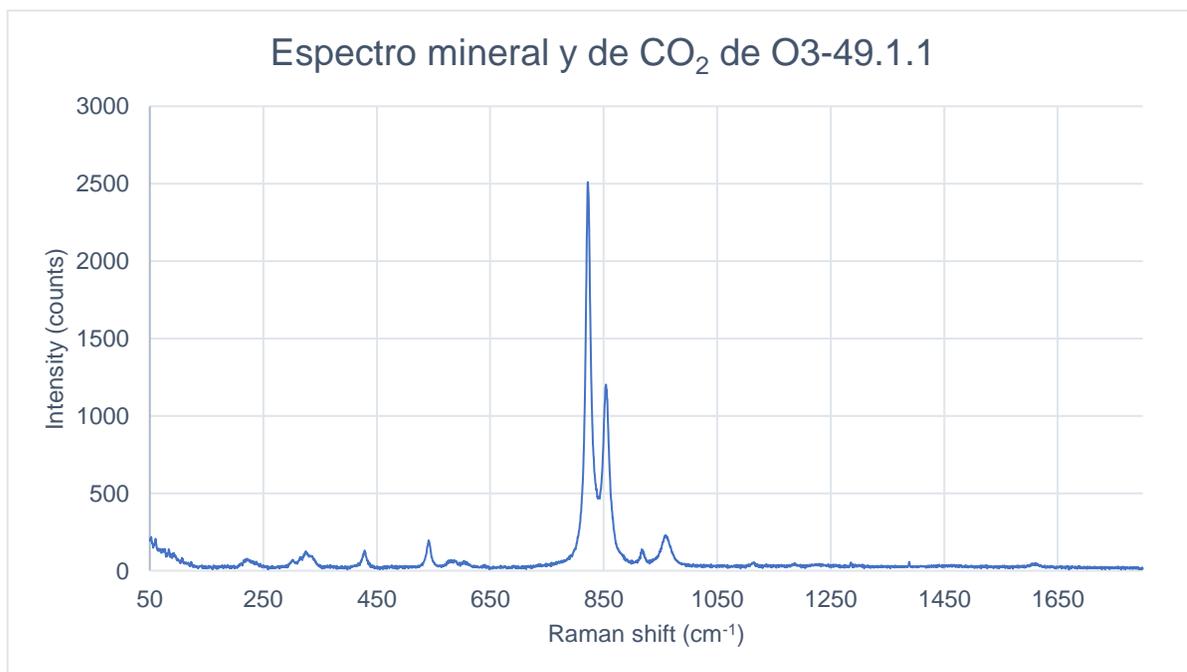


Figura 182: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar un peak en 917 cm<sup>-1</sup>. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6.

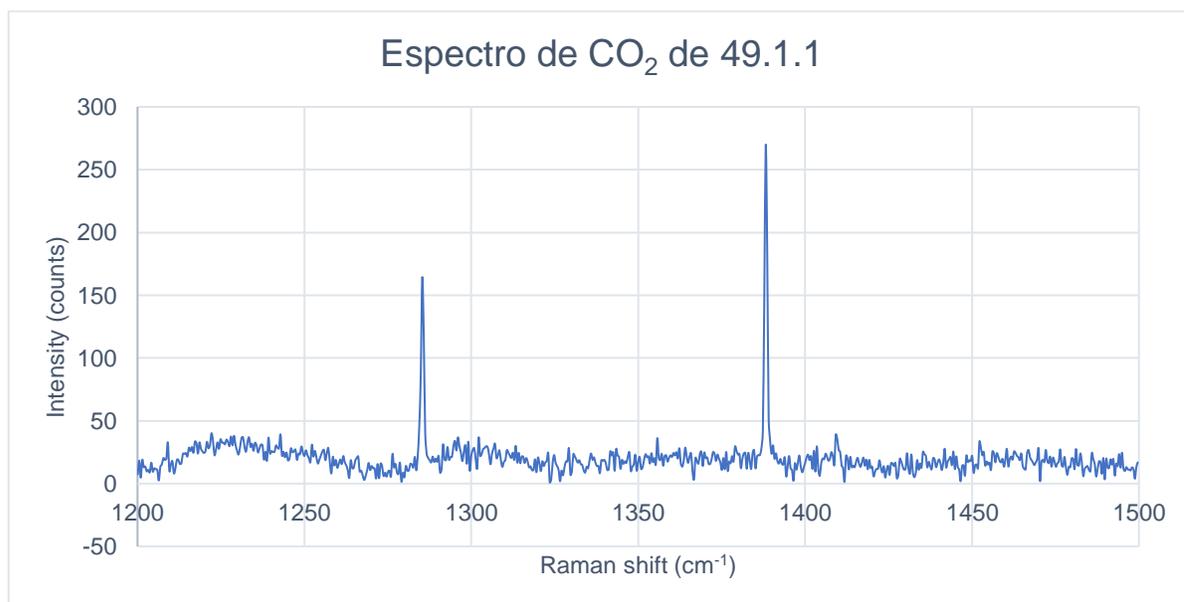


Figura 183: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-). Para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Inclusión 49.1.2

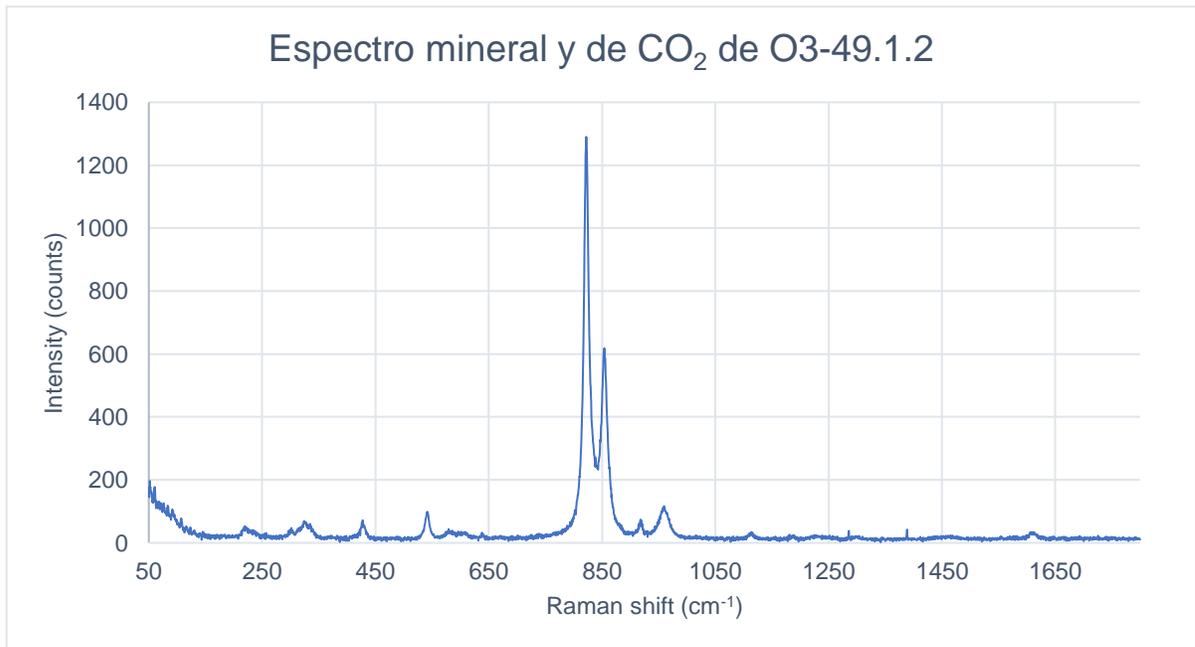


Figura 184: Espectro Raman correspondiente a una composición de forsterita. Se pueden observar los peaks de CO<sub>2</sub> entre los 1200 cm<sup>-1</sup> y 1400 cm<sup>-1</sup>, además de dos peaks en 917 cm<sup>-1</sup> y 1112 cm<sup>-1</sup> que podrían pertenecer a un sulfato hidratado. Para obtener la composición del silicato y del mineral dentro de la burbuja se consultó Frezzotti et al. (2012) y la biblioteca del software LabSpec6. Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

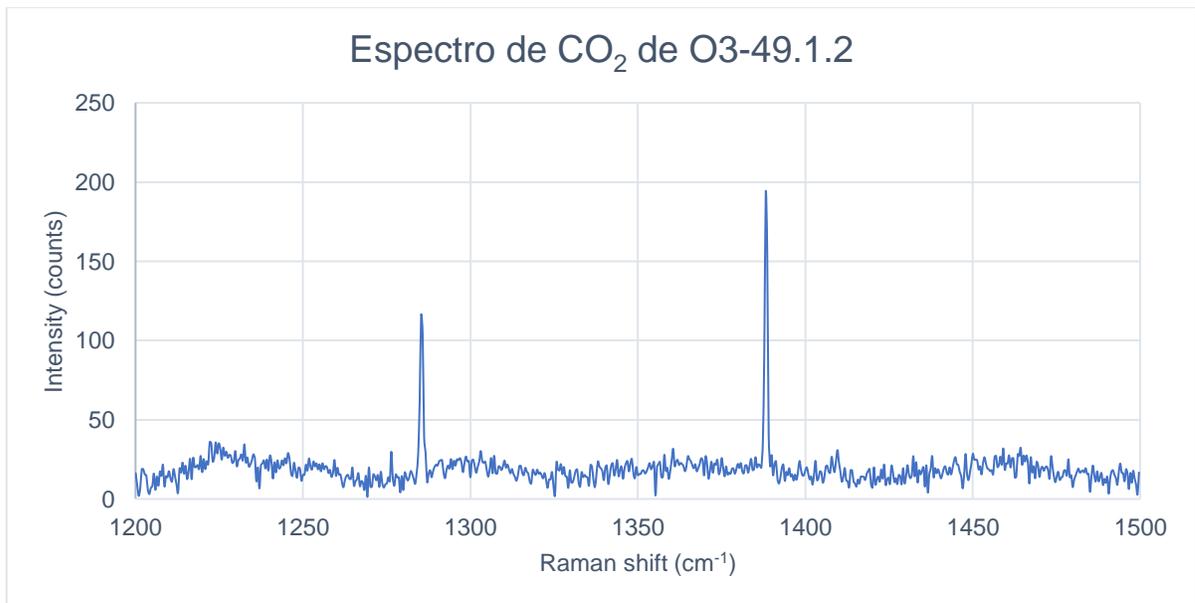


Figura 185: Espectro Raman donde se puede observar la banda superior (v+) e inferior (v-). Y para determinar la presencia de CO<sub>2</sub> se consultó Kawakami et al. (2003).

## Anexo C: Cálculo de la Mínima presión de atrapamiento y de su profundidad

A continuación, se expondrán los datos utilizados que permitieron calcular la mínima presión de atrapamiento para todas las inclusiones medidas, así también se expondrán los resultados de la mínima Profundidad de atrapamiento para cada presión de atrapamiento correspondiente, utilizando un gradiente de presión de 27 Mpakm<sup>-1</sup>.

Tabla 17: Datos utilizados para calcular la mínima presión de atrapamiento y la mínima profundidad de atrapamiento de las inclusiones del montaje P1.

Inclusión	Volumen burbuja (cm <sup>3</sup> )	Volumen inclusión (cm <sup>3</sup> )	Volumen vidrio o cristales (cm <sup>3</sup> )	Masa vidrio o cristales (g)	Masa inclusión (g)	CO <sub>2</sub> de la inclusión (ppm)	Mín. P. Atrapamiento (bars)	Min. Prof. Atrapamiento (Km)
V106P1-02.1.2 a	1,41E-08	1,05E-07	9,06E-08	2,97E-07	2,98E-07	5.791,8	8.447	31
V106P1-03.1.2	5,24E-10	3,60E-08	3,55E-08	1,16E-07	1,16E-07	842,9	1.753	6
V106P1-07.3.1	5,24E-10	2,70E-08	2,65E-08	8,68E-08	8,69E-08	1.006,7	2.062	8
V106P1-08.2.5 a	2,31E-10	6,28E-09	6,05E-09	2,06E-08	2,06E-08	1.646,0	3.195	12
V106P1-08.2.6 b	5,19E-11	1,57E-09	1,52E-09	5,16E-09	5,17E-09	1.778,9	3.414	13
V106P1-08.3.13	5,24E-10	8,38E-09	7,85E-09	2,57E-08	2,59E-08	6.903,5	9.491	35
V106P1-12.1.4	6,94E-11	2,00E-09	1,93E-09	6,56E-09	6,57E-09	933,6	1.925	7
V106P1-12.5.1	3,93E-10	8,38E-09	7,98E-09	2,71E-08	2,72E-08	2.053,7	3.854	14
V106P1-16.1.1	4,09E-10	8,38E-09	7,97E-09	2,71E-08	2,71E-08	1.405,7	2.785	10
V106P1-16.4.2	1,84E-10	4,19E-09	4,00E-09	1,31E-08	1,31E-08	1.307,6	2.613	10
V106P1-16.5.1	3,05E-09	4,19E-08	3,88E-08	1,32E-07	1,32E-07	3.503,5	5.893	22
V106P1-16.6.1	5,24E-10	2,36E-08	2,30E-08	7,83E-08	7,84E-08	948,1	1.953	7
V106P1-20.2.1	2,89E-10	6,28E-09	5,99E-09	2,04E-08	2,04E-08	2.727,6	4.855	18

Tabla 18: Datos utilizados para calcular la mínima presión de atrapamiento y la mínima profundidad de atrapamiento de las inclusiones del montaje P2.

Inclusión	Volumen burbuja (cm <sup>3</sup> )	Volumen inclusión (cm <sup>3</sup> )	Volumen vidrio o cristales (cm <sup>3</sup> )	Masa vidrio o cristales (g)	Masa inclusión (g)	CO <sub>2</sub> de la inclusión (ppm)	Mín. P. Atrapamiento (bars)	Min. Prof. Atrapamiento (Km)
V106P2-08.1.1	9,21E-11	2,00E-09	1,91E-09	6,49E-09	6,49E-09	337,8	731	3
V106P2-10.1.1	4,19E-09	8,00E-08	7,58E-08	2,58E-07	2,58E-07	2.463,9	4.475	17
V106P2-10.1.2	4,19E-09	4,50E-08	4,08E-08	1,39E-07	1,39E-07	4.719,4	7.332	27
V106P2-18.1.2	3,81E-11	8,64E-10	8,26E-10	2,71E-09	2,71E-09	1.581,3	3.085	11
V106P2-19.1.1	5,24E-10	2,36E-08	2,30E-08	7,55E-08	7,56E-08	712,2	1.498	6
V106P2-26.1.1	1,94E-10	2,00E-09	1,81E-09	5,92E-09	5,93E-09	2.276,8	4.197	16
V106P2-27.1.1	3,68E-10	6,48E-09	6,11E-09	2,00E-08	2,01E-08	3.434,1	5.807	22
V106P2-31.1.1 b	1,73E-10	2,00E-09	1,83E-09	5,99E-09	6,00E-09	3.101,9	5.369	20
V106P2-31.1.2 a	1,18E-10	2,00E-09	1,88E-09	6,40E-09	6,41E-09	1.546,8	3.028	11
V106P2-31.1.2 b	3,36E-10	1,20E-08	1,17E-08	3,82E-08	3,83E-08	1.159,1	2.348	9
V106P2-31.1.2 c	2,76E-12	6,85E-11	6,57E-11	2,16E-10	2,16E-10	420,1	904	3
V106P2-31.1.2 f	2,33E-10	8,38E-09	8,14E-09	2,67E-08	2,67E-08	1.196,5	2.414	9
V106P2-31.1.3 a	5,24E-10	1,20E-08	1,15E-08	3,90E-08	3,91E-08	1.185,2	2.394	9

V106P2-31.1.3 b	1,41E-10	2,00E-09	1,86E-09	6,09E-09	6,10E-09	2.492,8	4.518	17
V106P2-31.1.3 c	1,32E-10	2,00E-09	1,87E-09	6,12E-09	6,14E-09	2.410,7	4.397	16
V106P2-31.1.3 d	3,55E-11	4,36E-10	4,00E-10	1,31E-09	1,32E-09	2.777,0	4.925	18

Tabla 19: Datos utilizados para calcular la mínima presión de atrapamiento y la mínima profundidad de atrapamiento de las inclusiones del montaje O1.

Inclusión	Volumen burbuja (cm <sup>3</sup> )	Volumen inclusión (cm <sup>3</sup> )	Volumen vidrio o cristales (cm <sup>3</sup> )	Masa vidrio o cristales (g)	Masa inclusión (g)	CO <sub>2</sub> de la inclusión (ppm)	Mín. P. Atrapamiento (bars)	Min. Prof. Atrapamiento (Km)
V106O1-03.2.2	2,54E-10	5,70E-09	5,44E-09	1,50E-08	1,50E-08	2.154,5	2.309	9
V106O1-09.1.2	5,81E-11	5,24E-10	4,66E-10	1,28E-09	1,28E-09	3.568,3	3.587	13
V106O1-12.1.1 C	6,73E-11	5,24E-10	4,56E-10	1,25E-09	1,27E-09	10.776,1	8.352	31
V106O1-12.1.1 b	4,32E-10	6,28E-09	5,85E-09	1,61E-08	1,61E-08	3.269,1	3.331	12
V106O1-12.1.1 a	2,54E-10	4,19E-09	3,93E-09	1,08E-08	1,08E-08	1.520,2	1.675	6
V106O1-15.1.1 II	5,24E-10	6,28E-09	5,76E-09	1,58E-08	1,59E-08	6.162,6	5.573	21
V106O1-16.1.1	5,24E-10	8,38E-09	7,85E-09	2,16E-08	2,16E-08	2.139,5	2.294	8
V106O1-21.1.1	7,95E-11	8,99E-10	8,20E-10	2,25E-09	2,26E-09	839,0	950	4
V106O1-20.2.1	3,99E-11	4,49E-10	4,09E-10	1,13E-09	1,13E-09	6.430,7	5.757	21

Tabla 20: Datos utilizados para calcular la mínima presión de atrapamiento y la mínima profundidad de atrapamiento de las inclusiones del montaje O2.

Inclusión	Volumen burbuja (cm <sup>3</sup> )	Volumen inclusión (cm <sup>3</sup> )	Volumen vidrio o cristales (cm <sup>3</sup> )	Masa vidrio o cristales (g)	Masa inclusión (g)	CO <sub>2</sub> de la inclusión (ppm)	Mín. P. Atrapamiento (bars)	Min. Prof. Atrapamiento (Km)
V106O2-7.1.1	9,05E-10	9,20E-09	8,30E-09	2,71E-08	2,72E-08	4.899,0	4.658	17
V106O2-7.2.2	2,68E-10	4,82E-09	4,55E-09	1,25E-08	1,25E-08	3.152,9	3.228	12
V106O2-7.5.1	3,82E-10	1,77E-09	1,39E-09	4,54E-09	4,59E-09	13.723,3	9.800	36
V106O2-8.3.1	4,88E-10	2,95E-09	2,46E-09	6,77E-09	6,80E-09	6.996,4	6.135	23
V106O2-10.1.1	1,80E-10	1,77E-09	1,59E-09	4,37E-09	4,39E-09	5.825,1	5.336	20
V106O2-14.1.2	6,54E-11	8,06E-10	7,40E-10	2,04E-09	2,04E-09	3.126,4	3.204	12
V106O2-14.1.3	1,13E-10	1,36E-09	1,24E-09	3,42E-09	3,43E-09	4.118,6	4.043	15
V106O2-14.3.1	2,68E-10	2,55E-09	2,28E-09	6,27E-09	6,30E-09	5.907,8	5.395	20
V106O2-22.1.1	5,24E-10	3,30E-09	2,78E-09	7,63E-09	7,69E-09	8.771,6	7.236	27
V106O2-24.1.1	1,80E-10	6,36E-10	4,57E-10	1,26E-09	1,27E-09	18.669,2	11.857	44

Tabla 21: Datos utilizados para calcular la mínima presión de atrapamiento y la mínima profundidad de atrapamiento de las inclusiones del montaje O3.

Inclusión	Volumen burbuja (cm <sup>3</sup> )	Volumen inclusión (cm <sup>3</sup> )	Volumen vidrio o cristales (cm <sup>3</sup> )	Masa vidrio o cristales (g)	Masa inclusión (g)	CO <sub>2</sub> de la inclusión (ppm)	Mín. P. Atrapamiento (bars)	Min. Prof. Atrapamiento (Km)
V106O3-6.1.1 A	1,13E-10	7,33E-10	6,20E-10	1,70E-09	1,71E-09	4.873,4	4.637	17
V106O3-6.1.1 B	3,35E-11	5,76E-10	5,42E-10	1,49E-09	1,50E-09	2.745,8	2.862	11
V106O3-11.1.1	1,80E-10	1,95E-09	1,77E-09	4,87E-09	4,89E-09	4.685,9	4.493	17
V106O3-11.3.1	1,41E-11	2,31E-10	2,17E-10	5,96E-10	5,97E-10	1.923,9	2.081	8

V106O3-18.2.1	1,80E-10	2,00E-09	1,82E-09	5,01E-09	5,02E-09	2.636,2	2.763	10
V106O3-25.1.1	2,68E-10	6,00E-09	5,74E-09	1,58E-08	1,58E-08	1.909,2	2.069	8
V106O3-25.2.1	1,80E-10	1,54E-09	1,36E-09	3,74E-09	3,75E-09	2.396,8	2.539	9
V106O3-36.1.1	1,80E-10	2,36E-09	2,18E-09	6,00E-09	6,01E-09	3.508,8	5.110	19
V106O3-41.1.1	1,80E-10	1,15E-09	9,72E-10	2,67E-09	2,70E-09	10.902,5	8.419	31
V106O3-41.1.2	6,97E-10	3,48E-09	2,78E-09	7,65E-09	7,72E-09	11.389,8	8.671	32
V106O3-41.2.1	2,68E-10	1,59E-09	1,32E-09	3,64E-09	3,67E-09	10.037,3	7.956	29
V106O3-41.2.2	3,82E-10	2,47E-09	2,09E-09	5,75E-09	5,79E-09	7.746,5	6.615	25
V106O3-43.1.1	1,80E-10	1,88E-09	1,71E-09	4,69E-09	4,71E-09	5.812,9	5.327	20
V106O3-44.2.1	9,05E-10	1,44E-08	1,35E-08	3,71E-08	3,72E-08	2.767,3	2.792	10
V106O3-44.3.1	1,13E-10	1,02E-09	9,05E-10	2,49E-09	2,50E-09	6.668,8	5.918	22
V106O3-45.1.2	2,68E-10	4,35E-09	4,08E-09	1,12E-08	1,12E-08	1.253,3	2.402	9
V106O3-45.2.1	1,22E-10	1,49E-09	1,37E-09	3,75E-09	3,77E-09	4.484,8	4.337	16
V106O3-46.1.1	3,82E-10	5,26E-09	4,88E-09	1,34E-08	1,34E-08	1.918,0	2.076	8
V106O3-49.1.1	9,05E-10	5,76E-09	4,86E-09	1,34E-08	1,34E-08	7.738,6	6.610	24
V106O3-49.1.2	1,15E-09	2,46E-09	1,31E-09	3,61E-09	3,71E-09	32.965,9	16.259	60

Para obtener los datos expuestos en las tablas anteriores, primero se deben calcular dos parámetros fundamentales que se describen a continuación:

- Masa de la burbuja (g), la cual se considera que está compuesta solamente por  $\text{CO}_2 = \text{Densidad de } \text{CO}_2 \text{ determinada a partir del análisis de espectroscopía Raman} \times \text{Volumen de la burbuja (cm}^3\text{)}$ .
- $\text{CO}_2$  total dentro de la inclusión (g) (Se considera que el  $\text{CO}_2$  medido en la burbuja, corresponde al 80% del total de la inclusión) = Masa de la burbuja (g)  $\times 100/80$

Ahora, se pueden calcular los datos mostrados en las tablas anteriores de la siguiente manera:

- Volumen del vidrio o cristales (dependiendo del tipo de inclusión) = Volumen inclusión – Volumen burbuja.
- Masa vidrio o cristales = volumen del vidrio o cristales  $\times$  densidad de la composición correspondiente.
- Masa inclusión = Masa de la burbuja + Masa vidrio o cristales
- Concentración de  $\text{CO}_2$  en la inclusión (ppm) =  $\text{CO}_2$  total de la inclusión (g) / Masa Inclusión (g)  $\times 1.000.000$

# Anexo D: Microfotografías tomadas en SEM de los puntos a medir mediante EMP

Olivino O1-05

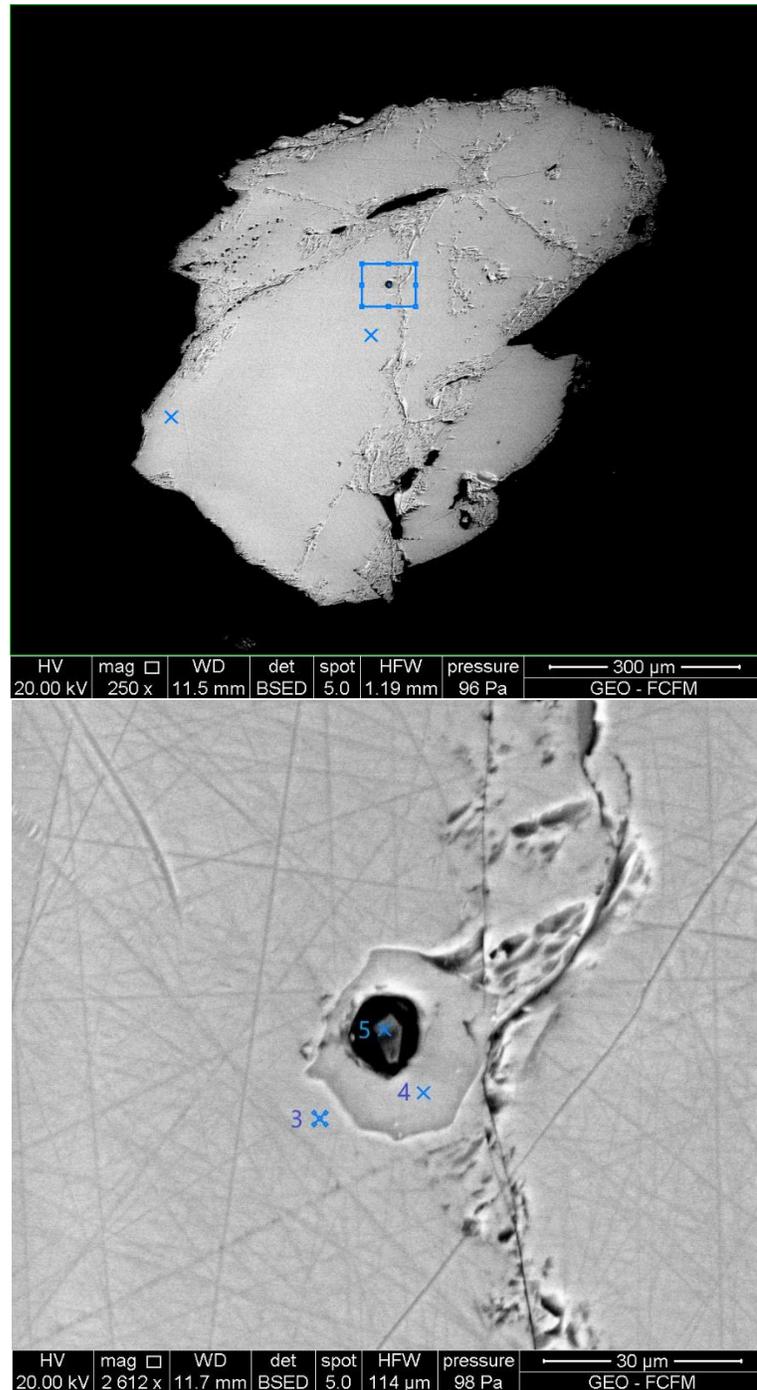


Figura 186: Puntos medidos en el olivino O1-05 y en la inclusión O1-05.1.1

# Olivino O1-06

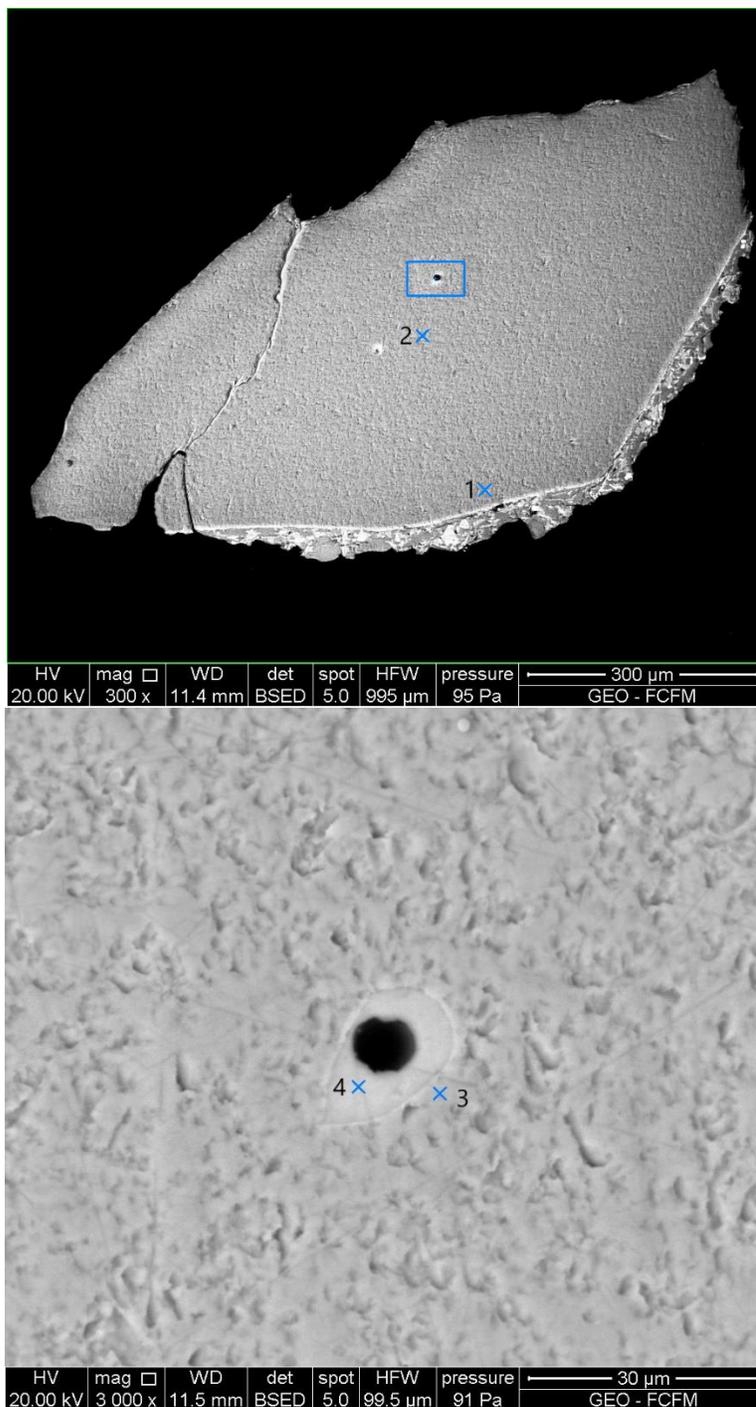


Figura 187: Puntos medidos en el olivino O1-06 y en la inclusión O1-06.1.3

# Olivino O1-12

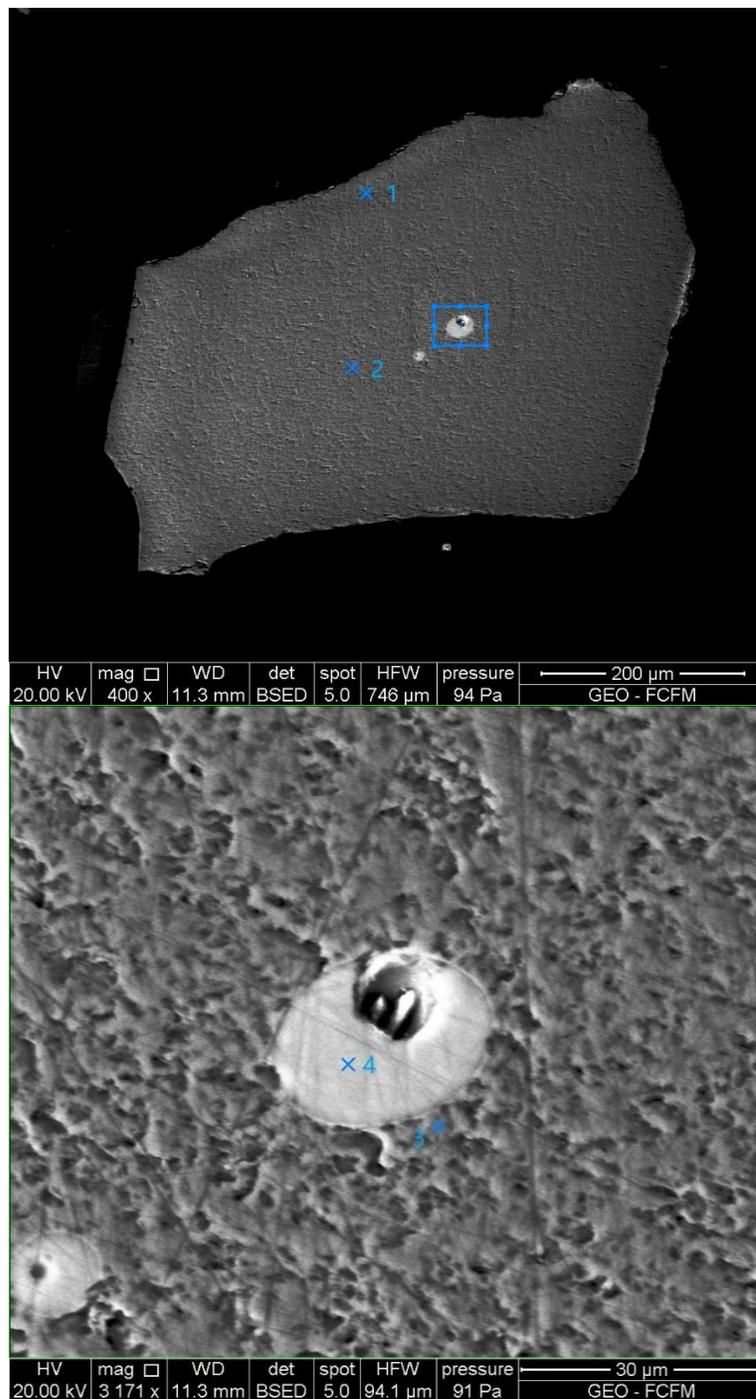


Figura 188: Puntos medidos en el olivino O1-12 y en la inclusión O1-12.1.1 b

Olivino O1-21

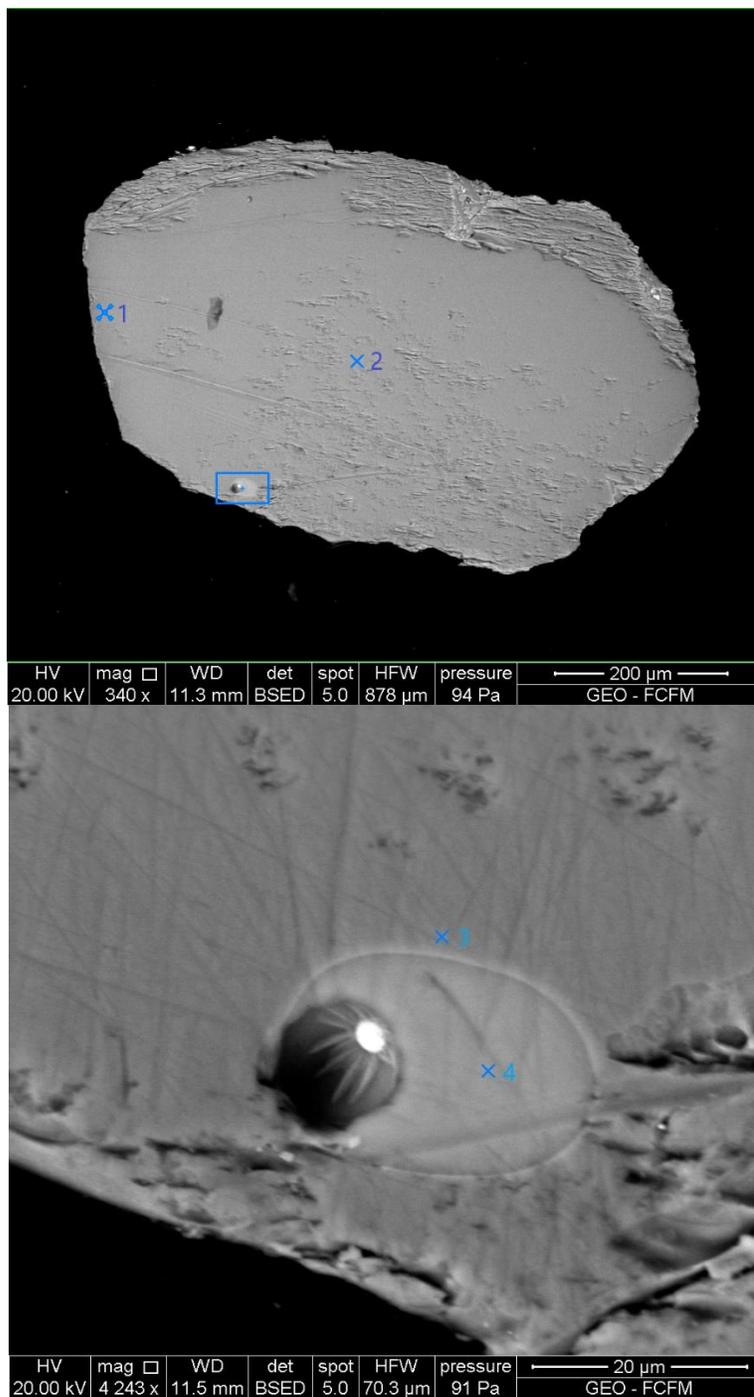


Figura 189: Puntos medidos el olivino O1-21 y en la inclusión O1-21.1.1

# Olivino O2-06

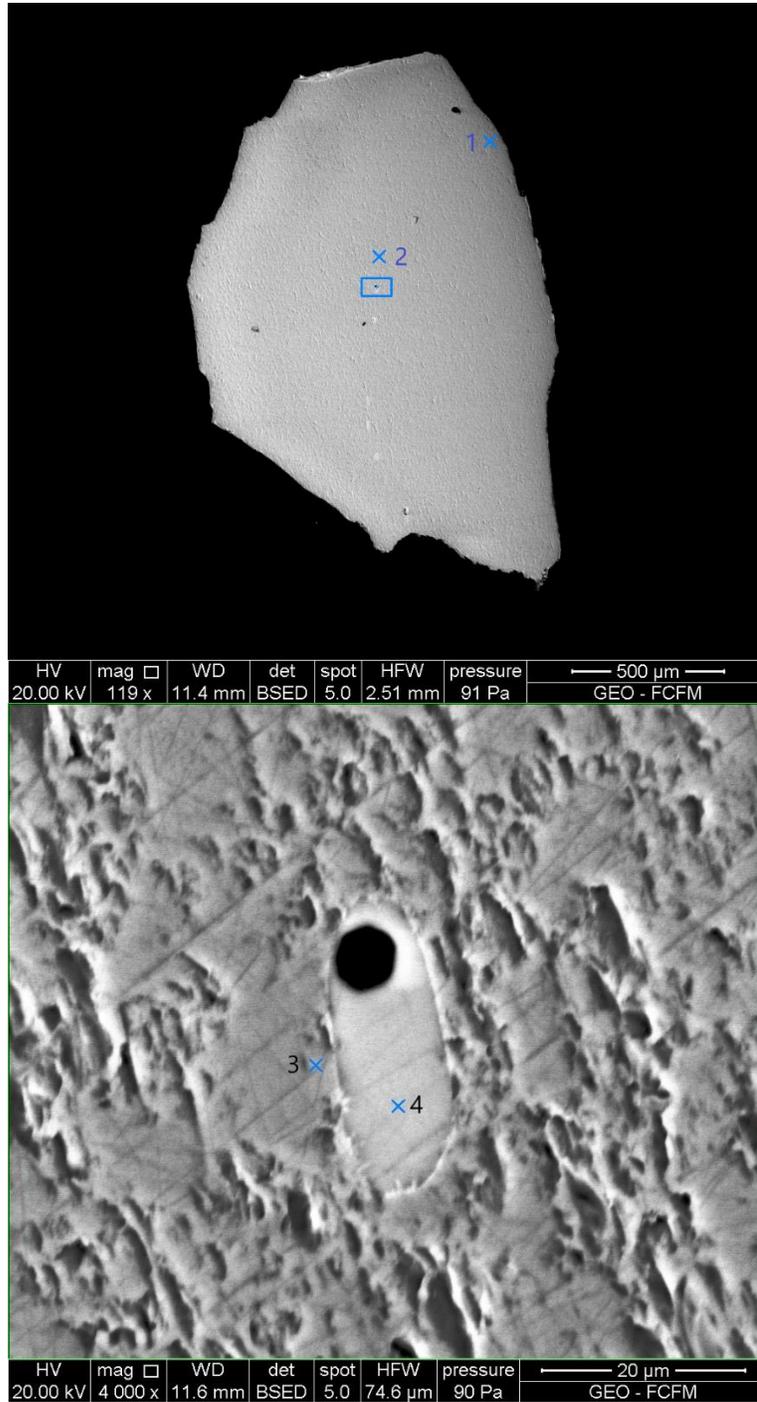


Figura 190: Puntos medidos en el olivino O2-06 y en la inclusión O2-06.2

# Olivino O2-07

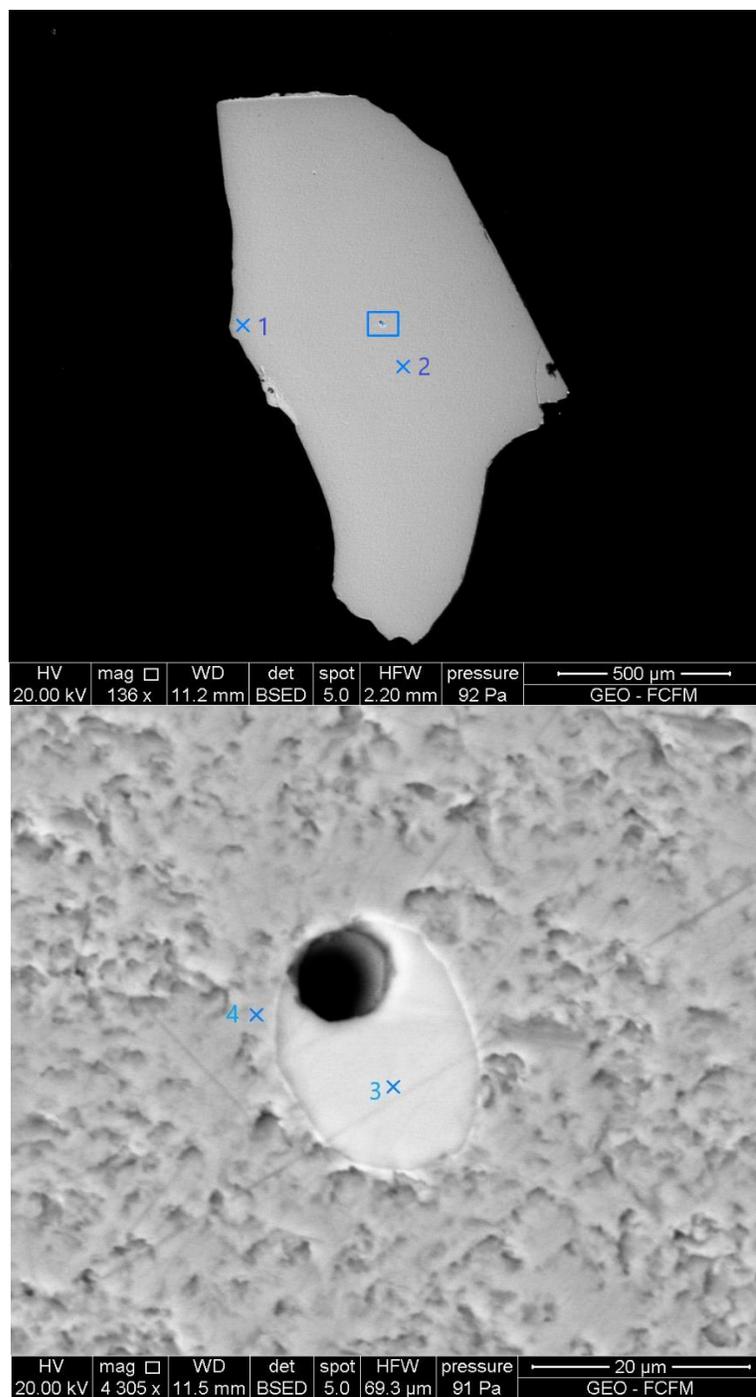


Figura 191: Puntos medidos en el olivino O2-07 y en la inclusión O2-7.5.1

# Olivino O2-08

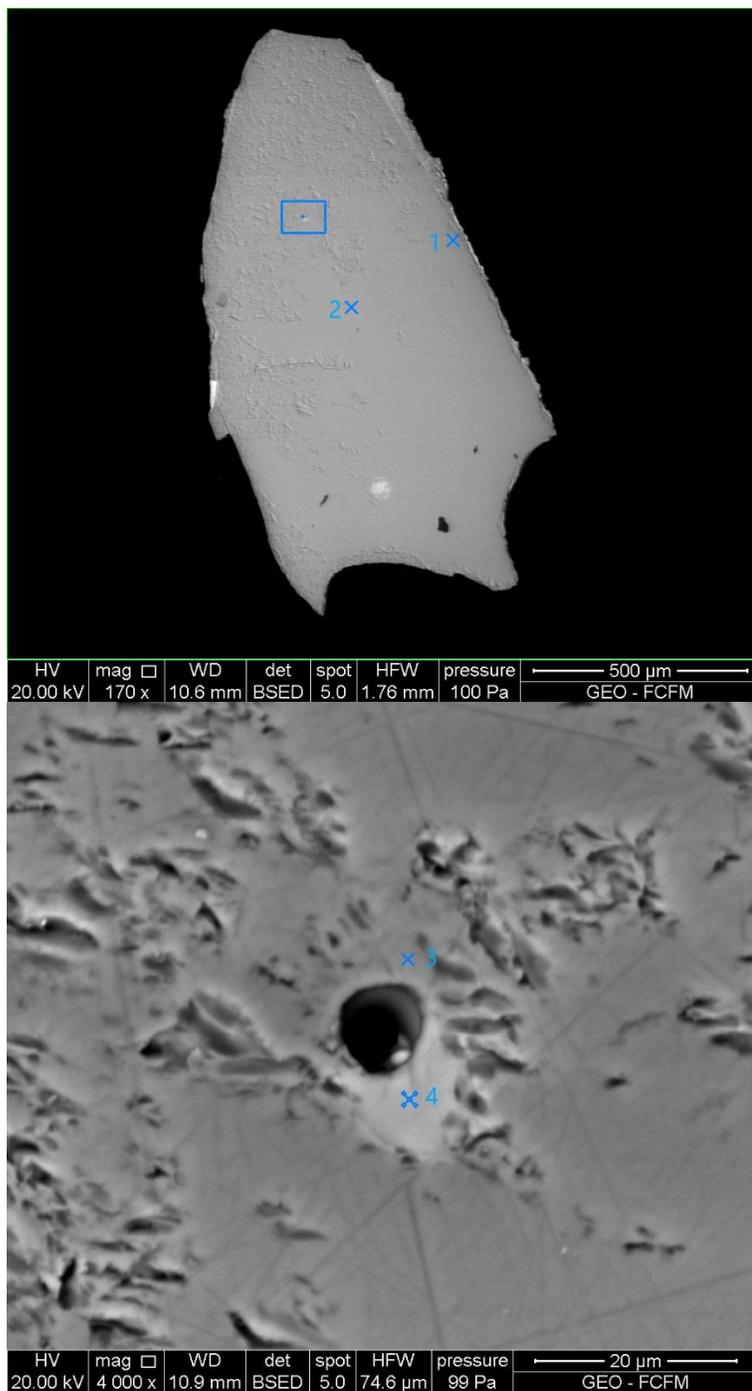


Figura 192: Puntos medidos en el olivino O2-08 y en la inclusión O2-8.3.1

# Olivino O2-10

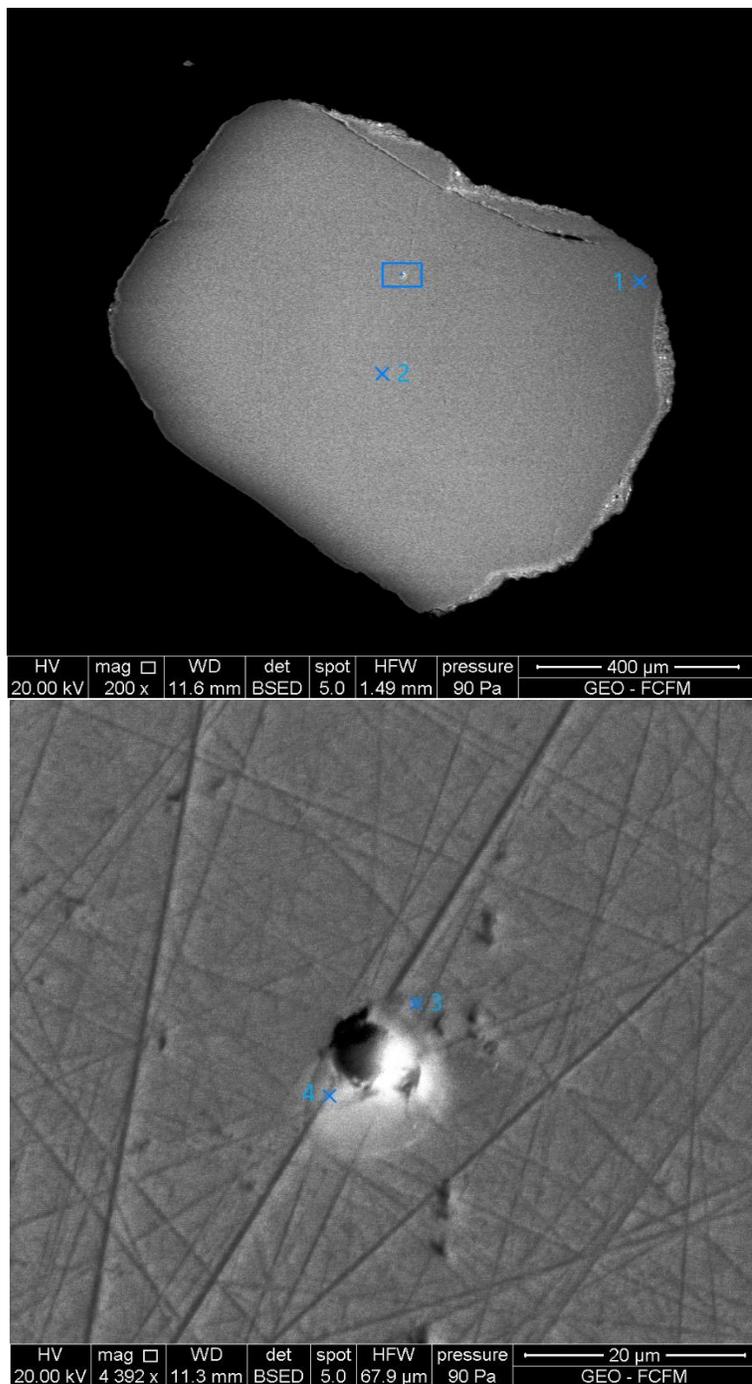


Figura 193: Puntos medidos en el olivino O2-10 y en la inclusión O2-10.1.1

# Olivino O2-14

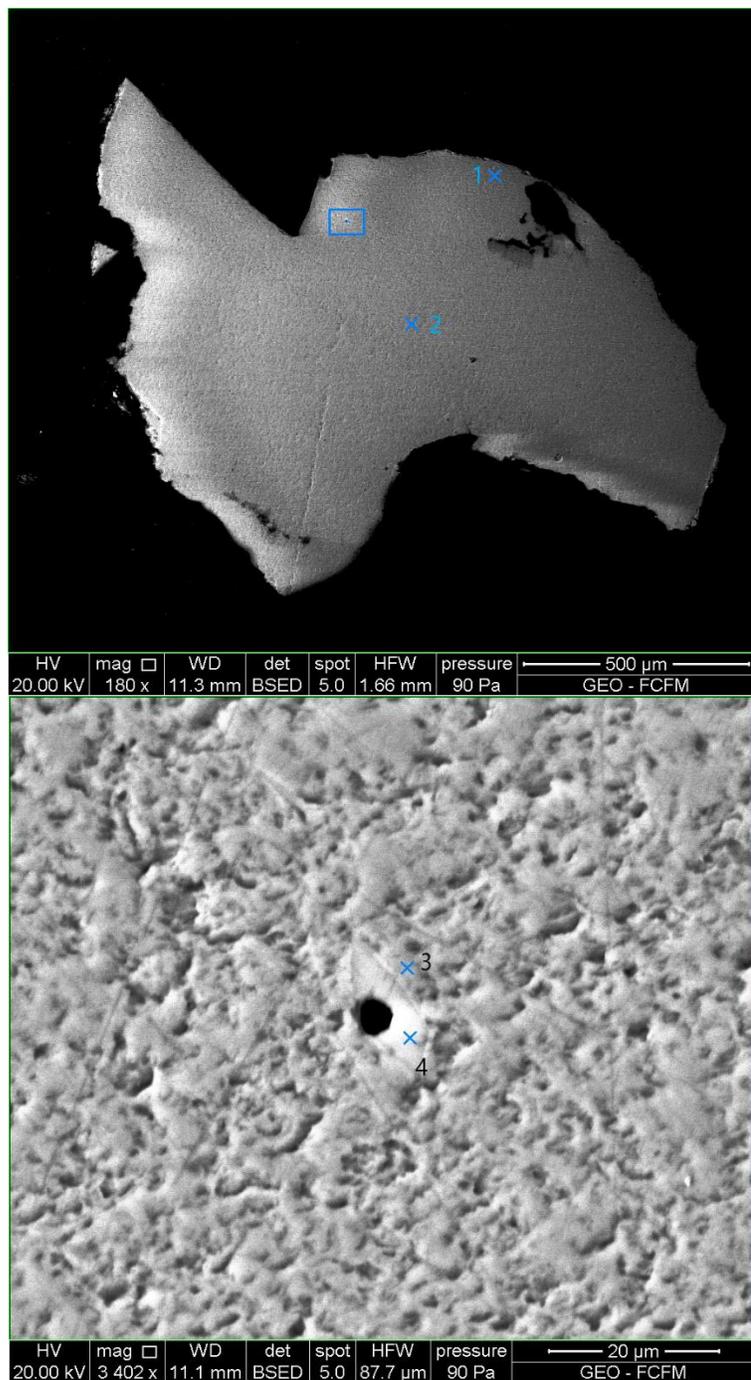


Figura 194: Puntos medidos en el olivino O2-14 y en la inclusión O2-14.1.1

## Olivino O2-22

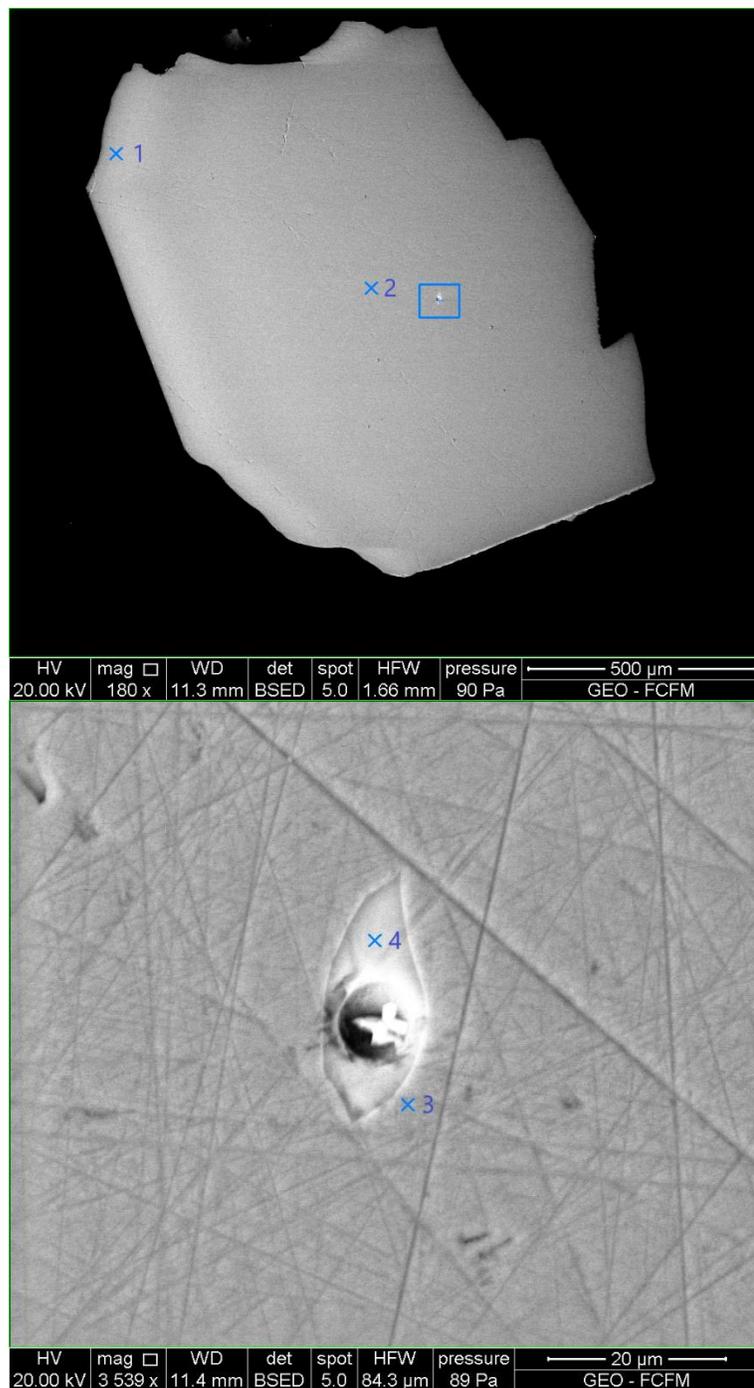


Figura 195: Puntos medidos en el olivino O2-22 y en la inclusión O2-22.1.1

Olivino O3-02

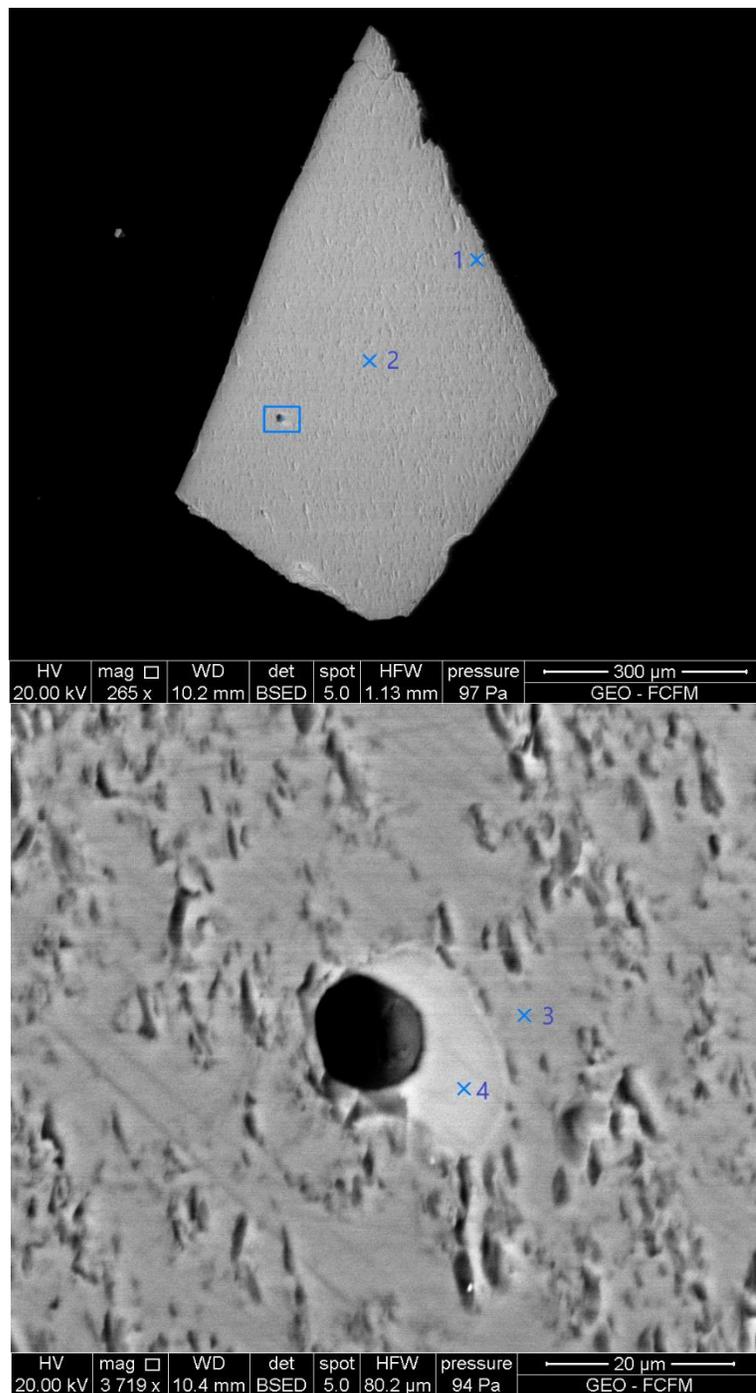


Figura 196: Puntos medidos en el olivino O3-02 y en la inclusión O3-2.1.1

# Olivino O3-06

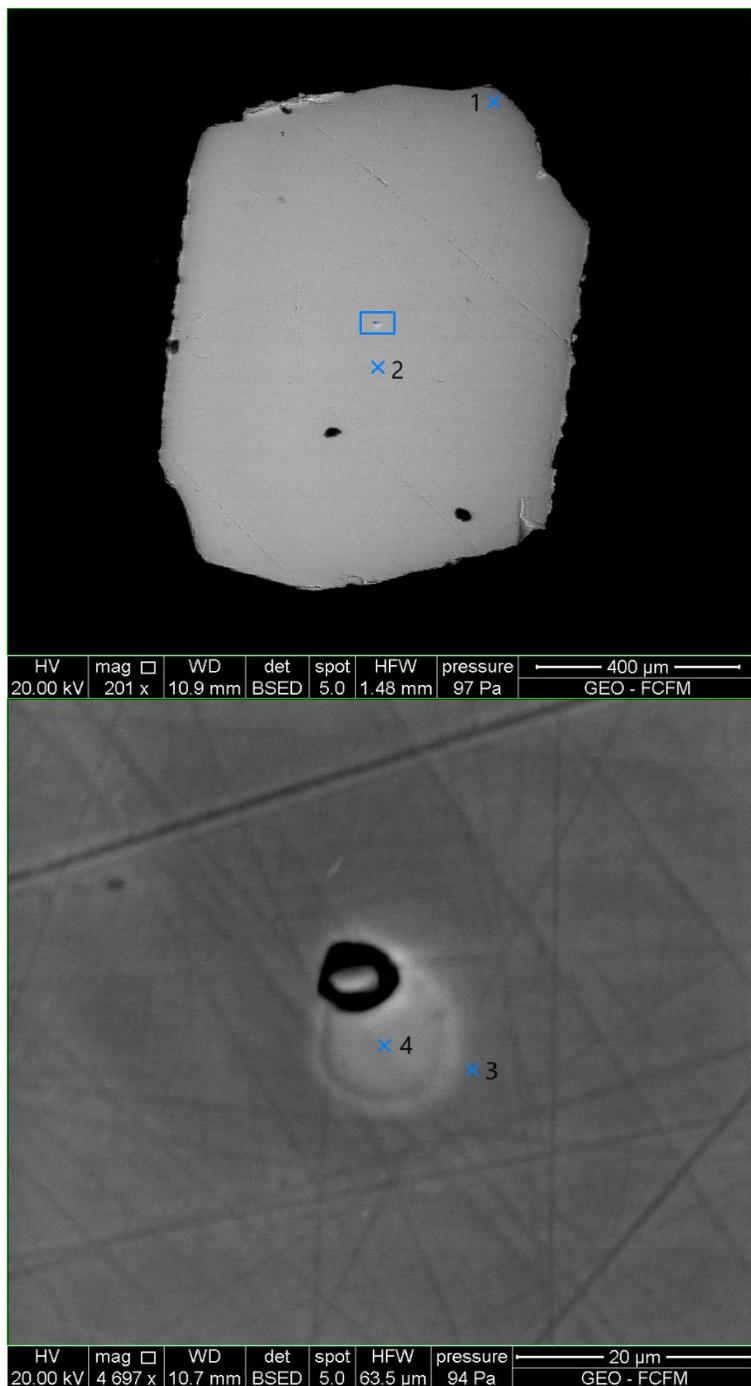


Figura 197: Puntos medidos en el olivino O3-06 y en la inclusión O3-6.2.1

# Olivino O3-18

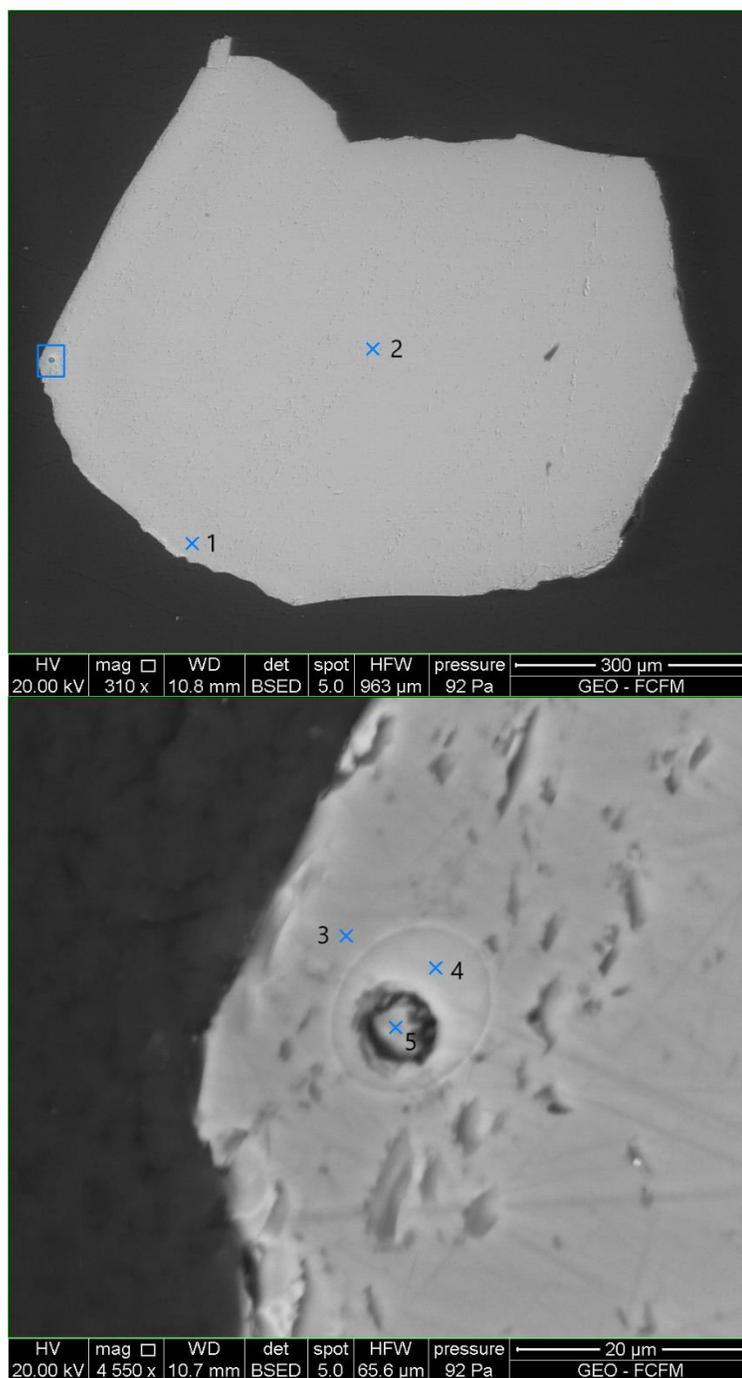


Figura 198: Puntos medidos en el olivino O3-18 y en la inclusión O3-18.2.1

# Olivino O3-25

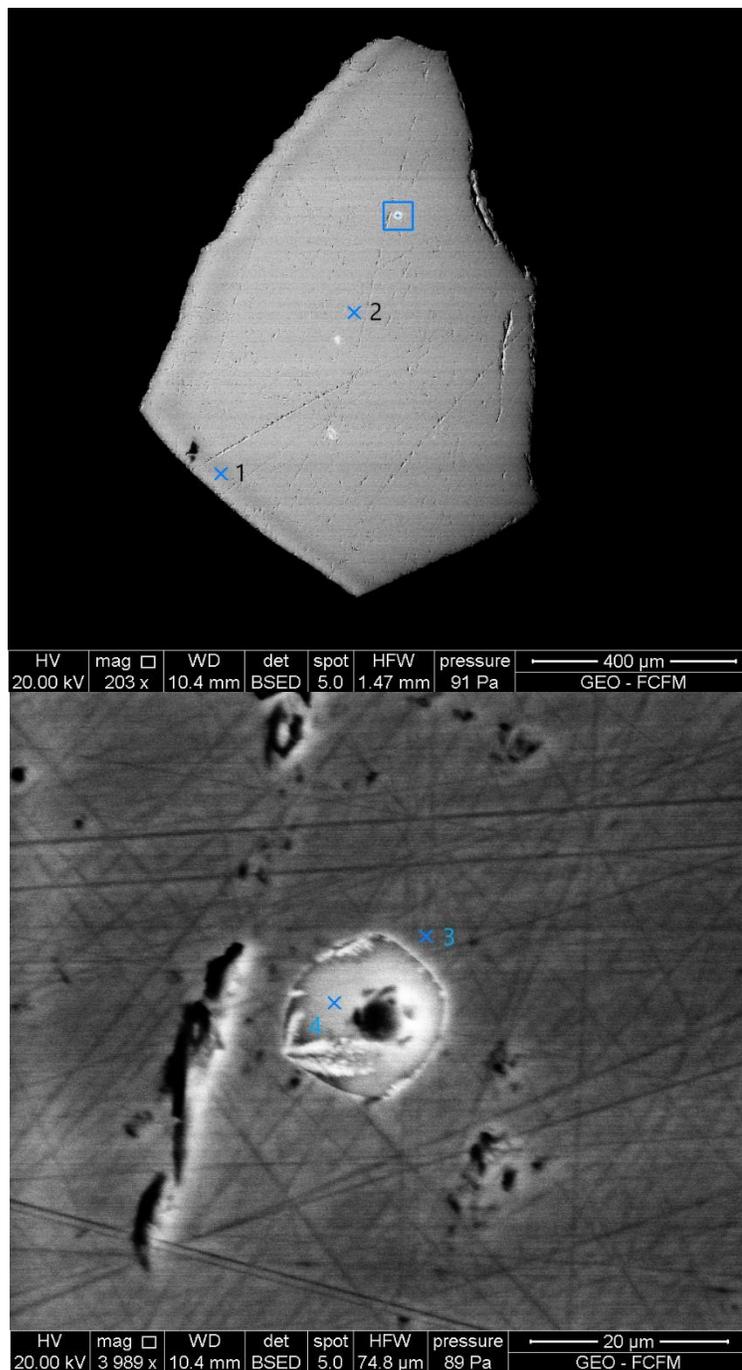


Figura 199: Puntos medidos en el olivino O3-25 y en la inclusión O3-25.2.1

# Olivino O3-26

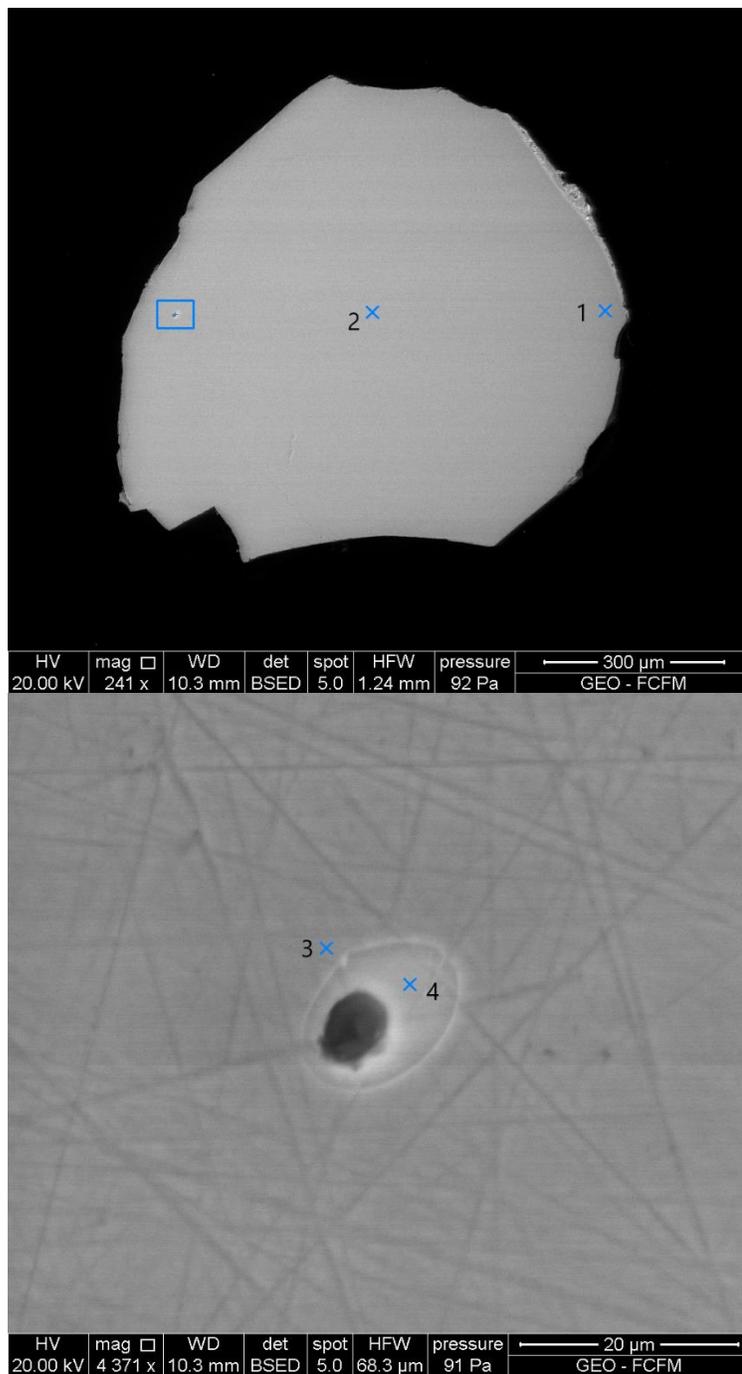


Figura 200: Puntos medidos en el olivino O3-26 y en la inclusión O3-26.1.1 B

# Olivino O3-36

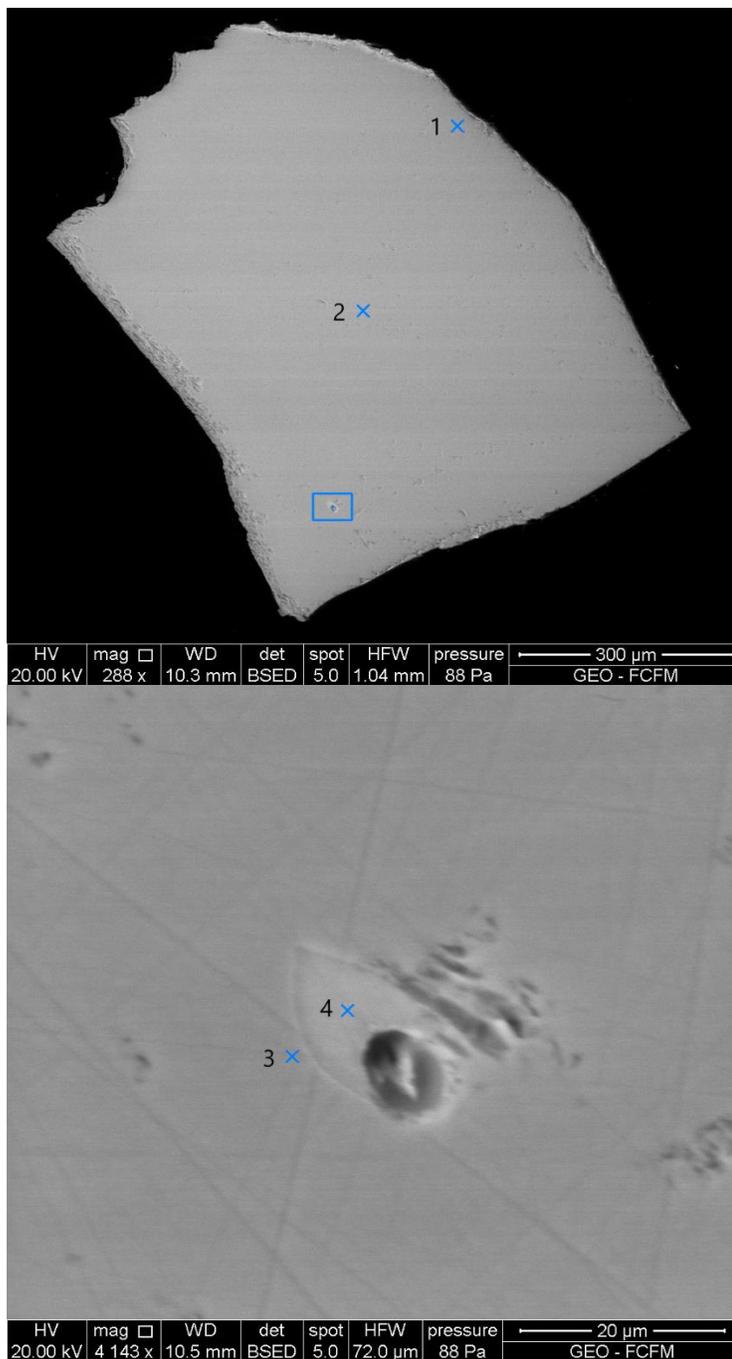


Figura 201: Puntos medidos en el olivino O3-36 y en la inclusión O3-36.1.1

# Olivino O3-41

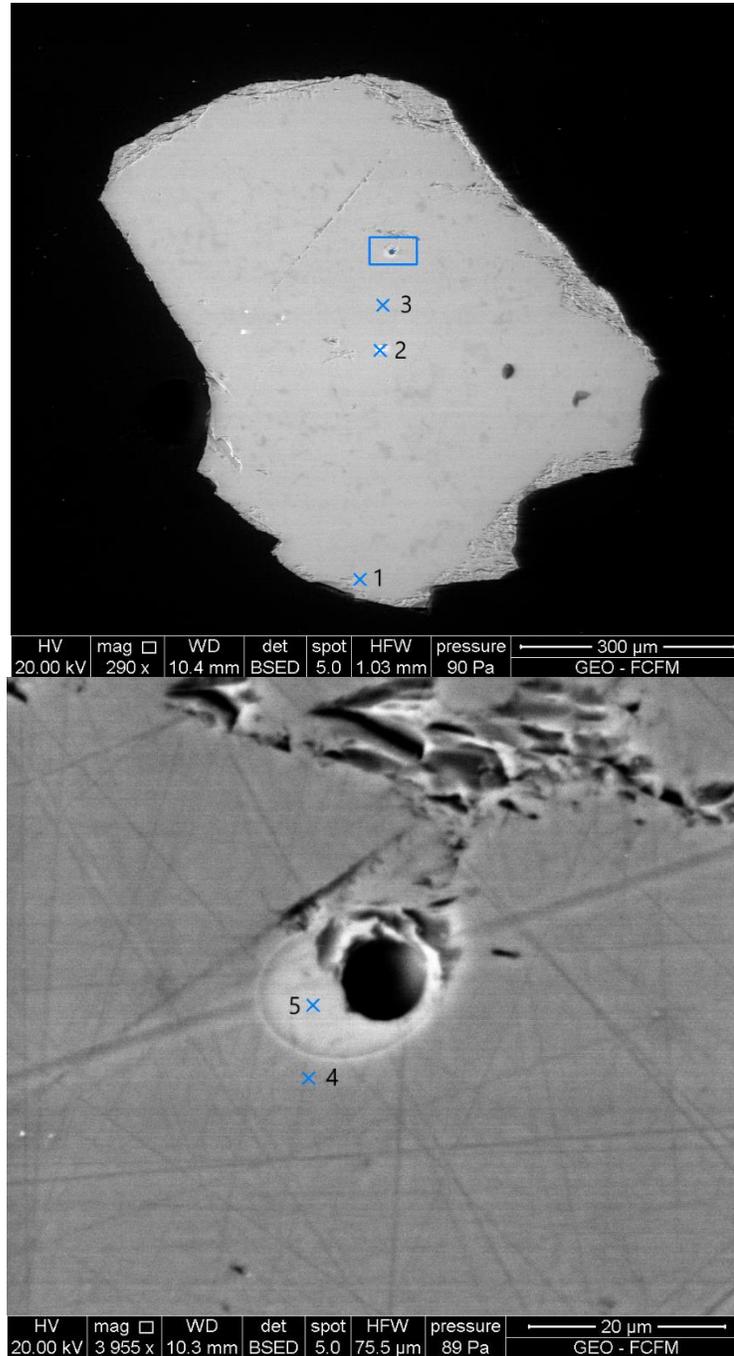


Figura 202: Puntos medidos en el olivino O3-41 y en la inclusión O3-41.1.2

# Olivino O3-44

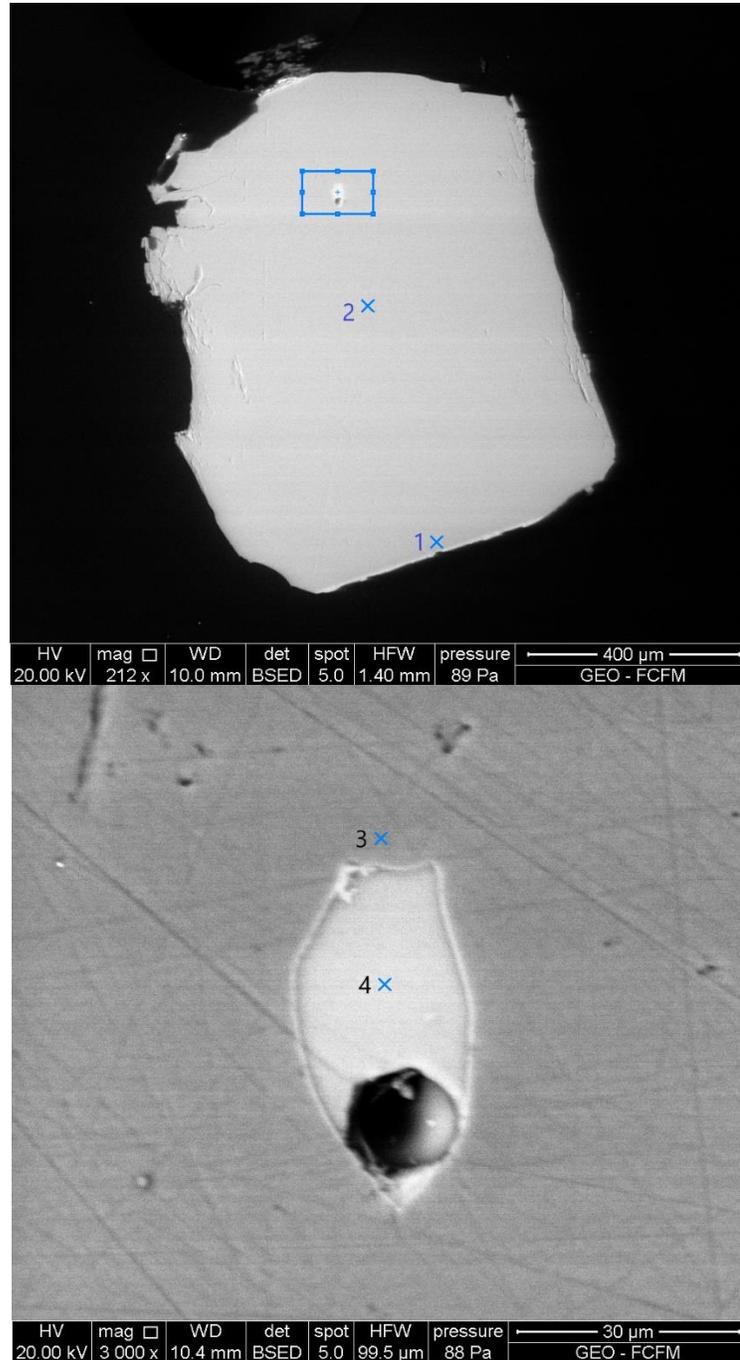


Figura 203: Puntos medidos en el olivino O3-44 y en la inclusión O3-44.2.1

# Olivino O3-45

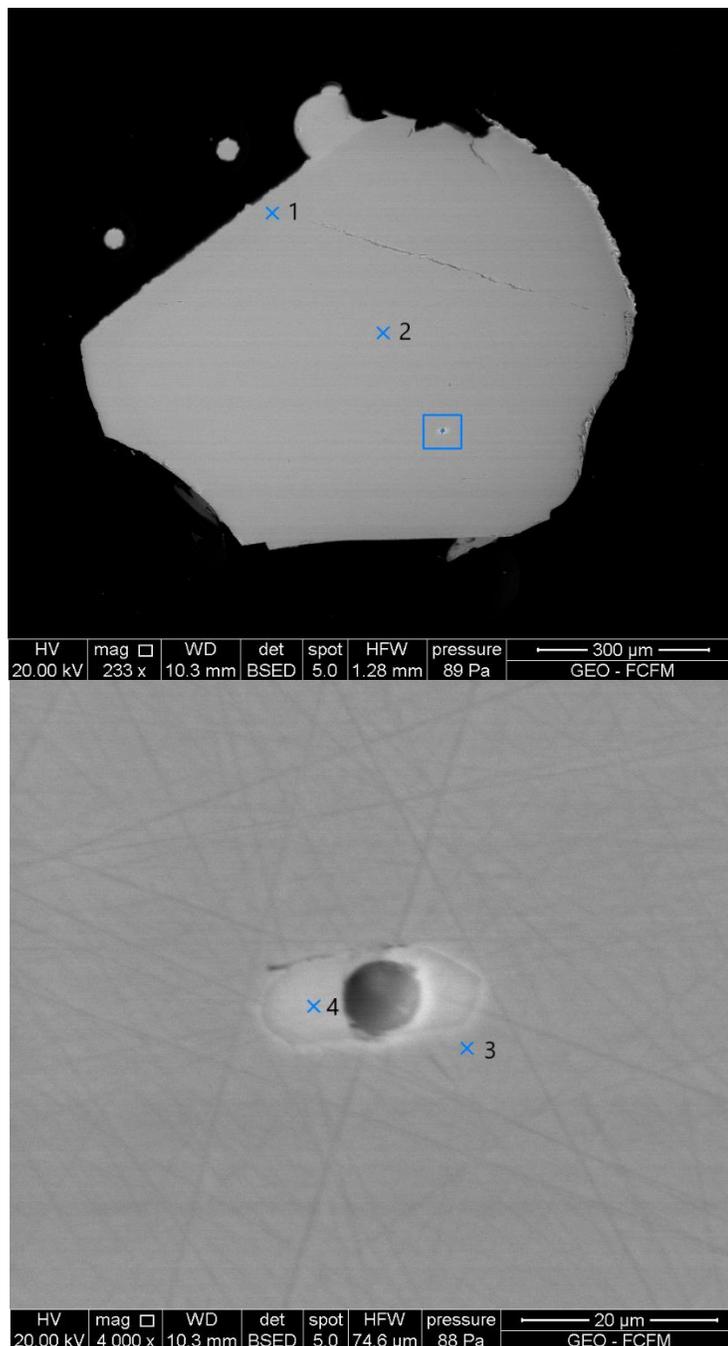


Figura 204: Puntos medidos en el olivino O3-45 y en la inclusión O3-45.1.2

# Olivino O3-46

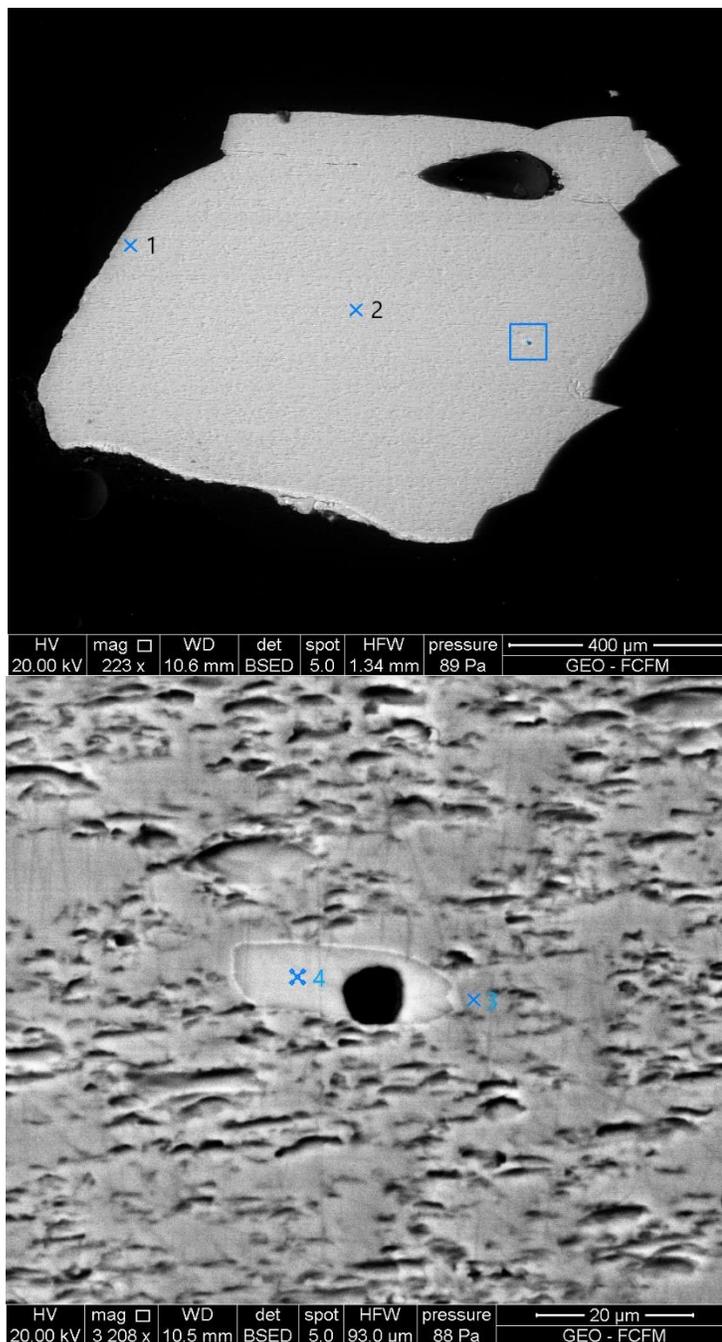


Figura 205: Puntos medidos en el olivino O3-46 y en la inclusión O3-46.1.1

# Olivino O3-49

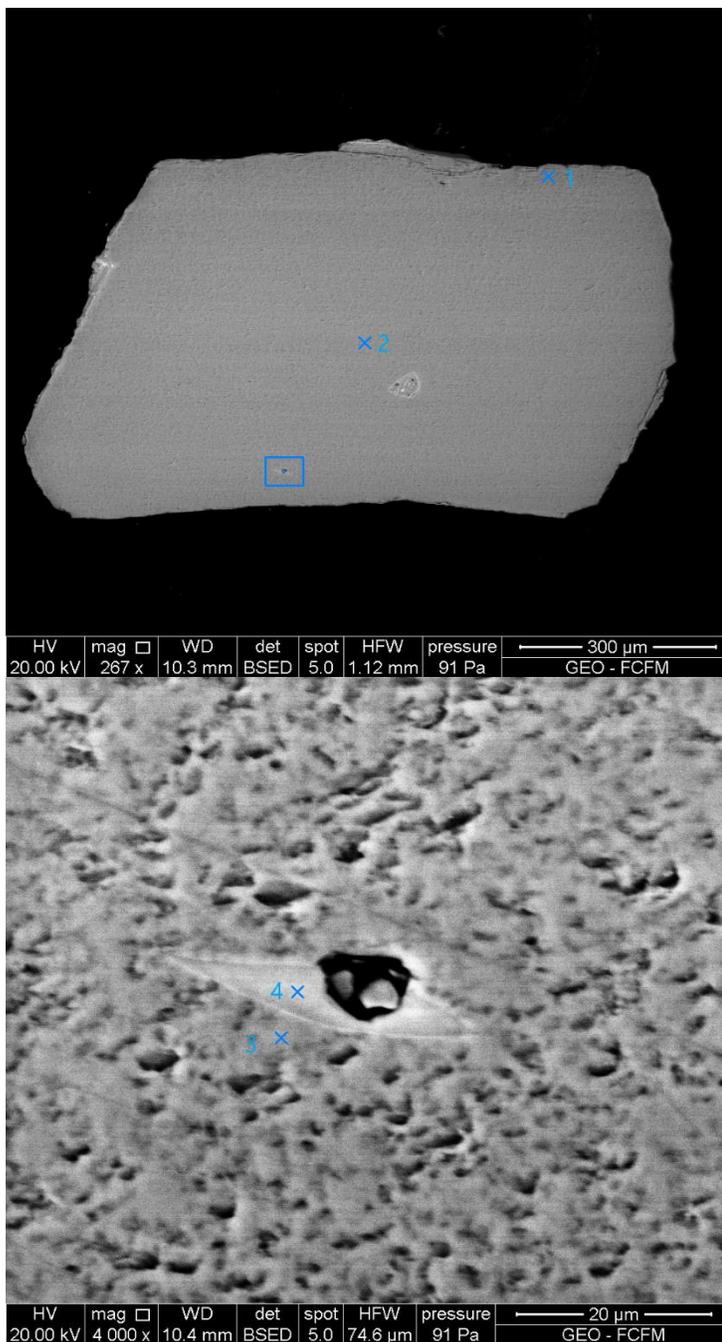


Figura 206: Puntos medidos en el olivino O3-49 y en la inclusión O3-49.1.1