



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ESTUDIO GEOQUÍMICO DEL MAGMA A TRAVÉS DE
INCLUSIONES VÍTREAS: EL CASO DEL CONO NAVIDAD, IX
REGIÓN DE LA ARAUCANIA, CHILE.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

FRANCO MATÍAS ROBBIANO MUÑOZ

PROFESORA GUÍA:
CLAUDIA CANNATELLI

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DIEGO MORATA CÉSPEDES
JAMIE BUSCHER

SANTIAGO DE CHILE

2017

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL

TÍTULO DE: Geólogo

POR: Franco Matías Robbiano Muñoz

FECHA:05/12/2017

PROFESOR GUÍA: Ph.D. Claudia Cannatelli

ESTUDIO GEOQUÍMICO DEL MAGMA A TRAVÉS DE INCLUSIONES VÍTREAS: EL CASO DEL CONO NAVIDAD, IX REGIÓN DE LA ARAUCANÍA, CHILE.

El cono Navidad, en la cordillera de los Andes de la IX región de la Araucanía, Chile, corresponde a un cono adventicio cuya erupción ocurrió el día 25 de diciembre de 1988, catalogada con un índice de explosividad VEI 2-3 y una erupción del tipo estromboliana. Se ubica dentro del Complejo Volcánico Lonquimay, el que incluye el estratovolcán Lonquimay y el Cordón Fisural Oriental. Este complejo ha sido objeto de varios estudios debido a las características estructurales en la zona de su emplazamiento, asociadas a una tectónica de intra-arco controlada por la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. El cono Navidad se encuentra dentro de este contexto, pero además durante su erupción emitió en sus gases altas concentraciones anómalas de flúor, lo que repercutió en una gran mortandad en el ganado de las poblaciones aledañas al volcán, principalmente Lonquimay y Malalcahuello, por osteofluorosis.

El objetivo principal de esta memoria de título es determinar el origen del flúor presente en los productos volcánicos de esta erupción, mediante un estudio de las inclusiones hospedadas en sus fenocristales. Se contó con tres muestras del frente de colada del volcán Navidad, emplazada en el valle del río Lolco. Su estudio se centró en describir la mineralogía con una petrografía minuciosa, identificando texturas y asociaciones minerales, para luego describir las inclusiones vítreas homogéneas, u homogéneas con burbuja que están hospedadas en los fenocristales. Además, se determinó la química de elementos mayoritarios en estas inclusiones como también la de sus respectivos minerales huésped. Con estos resultados se elaboraron diagramas de clasificación, diagramas bivariantes y cálculos de geotermobarometría.

Con respecto a la mineralogía, se han reconocido texturas de reabsorción en plagioclasa y olivino, zonación inversa en plagioclasa y lámelas de exsolución de pigeonita en augita. Se ha identificado además la presencia de flúorapatita euhedral en inclusiones pseudosecundarias en un fenocristal de olivino y titanomagnetita, como también cristales idiomorfos de flúorapatita en textura poquilítica con titanomagnetita. El análisis de los diagramas bivariantes de inclusiones vítreas permitió determinar la evolución de dos magmas, uno traqui-andesítico basáltico de la serie calco-alcalina y otro dacítico de la serie toleítica. Esto permite determinar que hubo un proceso de mezcla de magmas en una zona de acumulación a una profundidad de entre 40 a 35km, en la interfase corteza-manto en la zona volcánica del sur. La flúorapatita se identifica tanto durante como después de este proceso, por lo que el contenido de flúor del sistema estaría asociado a este proceso, indicando una fuente en la cuña astenosférica, la cual se generaría por la adición de volátiles producto de la deshidratación de la placa oceánica subductante.

Agradecimientos

Esta memoria se ha realizado gracias al proyecto FONDAP-CONICYT #15090013, Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, por medio de su investigadora, la profesora Claudia Cannatelli, y su director, el profesor Diego Morata Céspedes.

Mis agradecimientos son para todo aquél que influyó en que tomara las decisiones correctas, las que permitieron estar escribiendo por fin estas palabras.

A mi profesora Claudia, por enseñarme y aconsejarme tanto en mi trabajo de memoria de título, como también frente a la vida. También por tener una paciencia de oro, y una actitud docente implacable. A los profesores Diego Morata y Jamie Buscher tanto por ser parte de esta comisión como también por su labor en promover las ciencias en este país.

Agradezco al laboratorio Lamarx, de la Universidad Nacional de Córdoba, a sus profesores Jorge Vilchez y Alina Quereschi, por su impecable trabajo en la obtención de mis datos. Gracias a Ana, quien me recibió en esa hermosa ciudad.

A mis compañeros de inclusiones vítreas, Loreto, Mariana, Daniel, quienes sabemos lo interesante y apasionante que es este trabajo, pero también sabemos lo difícil que es lograr los resultados. Gracias por esas conversaciones sobre dudas y más dudas. Gracias a Cristóbal Aracena y a Christian Pizarro por atender cada pregunta que les hice.

A mis compañeros de la universidad, con quienes compartí durante toda esta genial estadía en el departamento de Geología y Beauchef. Mati, César, Pipe, Garrido, Jimbo, MRLZ, Juaki, Cristian, Bubu, Danton, Roberto. A mis compañeros y amigos de carrera, sin duda estar en ese departamento junto a ustedes ha sido la mejor experiencia de mi vida, ya que al compartir con ustedes cada desafío, cada momento agradable, cada terreno, y en fin, cada aprendizaje es sin duda invaluable, especialmente junto al grupo FoFoFra, puros crácks!

Gracias a las personas que conocí durante mis prácticas profesionales, a quienes admiro mucho tanto por su profesionalismo como por la calidad de persona que son.

A mis amigos de la vida, César, Caro, Débora, Nacho, Belén, Vale, Alfonso, porque tenerlos a ustedes aquí en Santiago siempre permitió sentirme cómodo en un lugar lejos de casa, lejos de los años del colegio, lejos de la niñez.

Gracias a mi familia, papá, mamá, abuelo Manuel, abuela Rosa, abuelo Vicente, abuela María. Cada uno de ustedes aportó más que nadie para que yo pudiera ser quien soy hoy, una persona con valores humanistas y además un profesional. Gracias a mis hermanos, Enzo, Giovanna, Sofía y Eva. Son lo más preciado que tengo en mi vida. Gracias, Nadia Paz, por ser mi compañera de vida durante todos estos años y estar a mi lado siempre apoyándome.

Gracias a la vida, por permitirme vivir esta alegría.

Una sociedad fraterna, tolerante, con sentido social y con valores laicos puede construir un mundo mejor

Tabla de contenido

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Generalidades	1
1.2	Hipótesis de trabajo	2
1.3	Objetivos.....	2
1.3.1	Objetivo general	2
1.3.2	Objetivos específicos.....	2
1.4	Trabajos Anteriores	3
1.5	Ubicación del área de estudio y rutas de acceso.....	4
2	MARCO GEOLÓGICO	5
2.1	Contexto geodinámico.....	5
2.1.1	Zona Volcánica Sur	6
2.2	Marco geológico regional.....	7
2.2.1	Basamento del Complejo Volcánico Lonquimay.....	7
2.2.2	Dominios estructurales regionales.....	7
2.3	Marco Geológico Local.....	7
2.3.1	Complejo Volcánico Lonquimay	7
3	MARCO TEÓRICO	16
3.1	Inclusiones vítreas	16
3.1.1	Reseña Histórica: Desde Sorby hasta la actualidad.....	16
3.1.2	Mecanismos de formación de inclusiones vítreas	17
3.1.3	Inclusiones Vítreas: El enfoque en Vulcanología.	19
3.1.4	Etapas en un estudio enfocado en la Vulcanología	20
3.1.5	Técnicas Analíticas.....	22
4	METODOLOGÍA.....	24
4.1	Ubicación de muestras.....	24
4.2	Petrografía	24
4.2.1	Microscopía óptica	24
4.2.2	Microscopía electrónica de Barrido (SEM).....	25
4.3	Análisis de microsonda electrónica	26
4.3.1	Diagramas bivalente.....	27
4.3.2	Geotermobarometría.....	28
5	RESULTADOS	29
5.1	Petrografía	29
5.1.1	Descripción petrográfica.....	29
5.1.2	Microscopía electrónica de barrido	37

5.1.3	Química de elementos mayoritarios	43
6	DISCUSIONES	55
6.1	Petrografía	55
6.1.1	Texturas y asociaciones minerales	55
6.2	Análisis e interpretación de datos geoquímicos	59
6.3	Mecanismos de ascenso.....	65
6.4	Geotermobarometría.....	65
6.4.1	Termómetro de olivino y vidrio	65
6.4.2	Geotermobarómetro de dos piroxenos.....	66
6.5	Formación de flúorapatita.....	67
6.6	Modelo Petrogenético.....	69
7	CONCLUSIONES.....	73
8	BIBLIOGRAFÍA	75
9	ANEXO 1	80
9.1	DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA.....	80
10	ANEXO 2	99
10.1	SEM.....	99
10.1.1	VNLV02.....	99
10.1.2	VNLV01.....	114
10.1.3	VNLV03.....	117
11	ANEXO 3.....	126
11.1	RESULTADOS ANÁLISIS DE MICROSONDA ELECTRÓNICA (EPMA).....	126
12	ANEXO 4:.....	134
12.1	FOTOGRAFÍAS DE MICROSONDA ELECTRÓNICA.....	134

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Generalidades

El contexto geodinámico del margen occidental de Sudamérica se ha descrito como un margen activo de tipo convergente desde el Jurásico inferior. Los procesos tectónicos desde esa era han modelado la geología local y regional, siendo hoy en día la Cordillera de los Andes y el arco volcánico alguno de sus rasgos principales. El magmatismo actual corresponde, en términos generales, a un arco magmático generado por la subducción de la placa oceánica de Nazca. Sus características geoquímicas no permiten definirla en un tipo acotado, y son el reflejo de la variación de los parámetros de control del magmatismo a lo largo del arco.

Las zonas volcánicas (ZV), división del volcanismo andino de acuerdo a su continuidad, consta de cuatro segmentos volcánicos principales: La Zona Volcánica Norte (ZVN), la Zona Volcánica Central (ZVC), la Zona Volcánica Sur (ZVS) y la Zona Volcánica Austral (ZVA). La ZVS se extiende desde los 33°S hasta los 46°S y es el segmento que presenta mayor actividad. En ella se localizan dos de los volcanes que presentan mayor actividad en los Andes: el volcán LLaima y el volcán Villarrica. Existen además alrededor de 30 volcanes cuaternarios activos (Naranjo y Stern, 2004), calderas del Plioceno, fisuras y conos monogenéticos.

La Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO, Hervé, 1976) está emplazada en la ZVS. Esta estructura corresponde a una falla de rumbo Norte-Sur de más de 1100 km de que se reconoce al sur de la latitud 37°S y que ha tenido una cinemática predominantemente dextral durante el Cuaternario (Cembrano y Moreno, 1994). Tiene afloramientos desde los 39°S hacia el Sur, sin embargo, el sismo asociado a la erupción del cono Navidad del volcán Lonquimay en 1988 generó un mecanismo focal dextral (Barrientos y Acevedo-Aranguiz, 1992) lo que permitió asociar el movimiento y desplazamiento a la ZFLO y extenderla hasta esa latitud.

El Complejo Volcánico Lonquimay (CVL) se encuentra en el arco volcánico de los Andes del Sur, en la ZVS. Está compuesto principalmente por un estratovolcán del mismo nombre y de centros eruptivos de menor tamaño, algunos de ellos alineados a lo largo de una fisura Noreste-Suroeste denominada Cordón Fisural Oriental (Moreno y Gardeweg, 1989), mientras que otros son alineados en dirección Nornoreste. La última actividad registrada corresponde al periodo 1988-1990, que originó el cono Navidad, denominado así por la fecha en que ocurrió la erupción. La historia eruptiva permite clasificar el tipo eruptivo del CVL como pliniano a estromboliano con índices volcánicos de explosividad (VEI, en inglés) entre 2 y 4.

El volcán Lonquimay es un estratovolcán de altura 2865 m.s.n.m. En la cima presenta un cráter de 700 m de diámetro y en sus laderas presenta 3 cráteres secundarios (Pedreros, 2014). Sus productos corresponden composicionalmente a basaltos y andesitas (54-49% wt. SiO₂). El Cordón Fisural Oriental (CFO) es una estructura de 8 km de longitud con rumbo Noreste-Sureste y está compuesto por una docena de cráteres, pequeñas fisuras de 0,5km de largo, conos piroclásticos y domos (Pedreros, 2014).

El volcán Navidad representa la actividad más reciente del CVL, y consiste en un cono adventicio de 190 m de altura y 360 m de diámetro del cual se origina una colada de lava andesítica de 10,2 km de longitud cuyo volumen corresponde a 0,23 km³, y que se extiende a lo largo del valle del río Lolco, hasta las faldas del volcán Lolco (Moreno et al. 2012). Esta erupción comienza el 25 de

diciembre de 1989 y es de especial interés debido al alto contenido de Flúor, principalmente fluoruro de hidrógeno, liberado durante las fases explosivas (Moreno y Gardeweg, 1989), evidenciado en la osteofluorosis de las 50.000 cabezas de ganado que perecieron producto de este evento en las localidades de Lonquimay y Malacahuello (Araya et al, 1990). Durante la erupción se midieron concentraciones de hasta 40 ppm de Flúor en follaje para animales, considerando que el consumo apropiado en humanos es aceptable entre 0,8 a 1,3 ppm (Araya et al, 1990).

En este trabajo se realiza un estudio de la composición química de las inclusiones vítreas hospedadas en los fenocristales de los productos volcánicos del Cono Navidad. El propósito es aportar información sobre el magma que ha alimentado esta erupción desde la perspectiva de las inclusiones vítreas, además de proponer un modelo de ascenso.

1.2 Hipótesis de trabajo

La erupción del cono Navidad se caracterizó por su alta emisión de flúor en sus gases, esto en comparación con las erupciones registradas en los volcanes de la zona volcánica del Sur que además se encuentran asociados a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Por otro lado, la composición del magma parental queda registrado en las inclusiones vítreas hospedadas en los fenocristales de los productos volcánicos del cono Navidad. Con esto es posible determinar el contenido de elementos mayoritarios, minoritarios, traza y volátiles mediante técnicas analíticas de alta resolución espacial e identificar la naturaleza del magma en el momento de atrapamiento. Así, un estudio de estas características aplicado al cono Navidad permitirá entender los procesos magmáticos que han ocurrido durante el ascenso magmático y la naturaleza del magma parental.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Determinar la composición química del magma parental de la erupción del cono Navidad a través del estudio de inclusiones vítreas hospedadas en los fenocristales de sus productos volcánicos.

1.3.2 Objetivos específicos

- i. Estudiar la mineralogía de las rocas objeto de estudio, a partir de la caracterización de los cristales y de las inclusiones vítreas hospedadas en ellos.
- ii. Identificar los procesos magmáticos con el uso de la información de composición de elementos mayoritarios del magma a través del análisis de las inclusiones vítreas.
- iii. Estimar la profundidad y temperatura de cristalización de las fases minerales.
- iv. Elaborar un modelo de evolución del magma.

1.4 Trabajos Anteriores

A continuación se realiza un breve resumen de los trabajos anteriores atinentes a esta memoria de título, sin perjuicio de otros trabajos realizados en la zona de estudio:

Moreno y Gardeweg (1989) describieron detalladamente las coladas de lavas de la erupción del volcán Navidad. Este trabajo fue realizado mientras el volcán aún presentaba actividad extrusiva. Ellos clasificaron la colada como del tipo transicional ‘aa’ y de bloques. Además realizaron una descripción petrográfica en donde se destaca que los productos volcánicos, lava, bombas y lapilli, presentan gran similitud en su mineralogía. Los productos corresponden a andesitas afaníticas de color negro con granulometría fina, con texturas de fluidez y bandas de acumulación producto de la concentración de distintos minerales, en especial los opacos. Los fenocristales alcanzan los tamaños de 4mm y se nombra la aparición de fenocristales ocasionales de pirita, lo que lo cataloga como una curiosidad.

Barrientos y Acevedo-Aránquiz (1992) realizaron estudios sismológicos asociados a la erupción del volcán Navidad, obteniendo un mecanismo focal asociado a la ZFLO, lo que permitió extender la zona de falla desde los 39°S hasta el volcán Lonquimay.

Vergara (2010) realizó un estudio geoquímico y petrográfico de los productos de los conos monogenéticos y del estratovolcán Lonquimay para evidenciar posibles diferencias entre los estilos eruptivos. Una de sus principales conclusiones corresponde a que el magma del Complejo volcánico Lonquimay se caracteriza por presentar altos valores de FeO^t y Na₂O, y bajos valores de K₂O y MgO en comparación a la tendencia de la zona volcánica sur. Además, propone que los procesos principales que ocurren en el complejo volcánico Lonquimay corresponden a cristalización fraccionada y mezcla de magmas.

Pedrerros (2014) realizó un modelo numérico de ascenso del magma que considera la viscosidad, sobrepresión y variación de geometría del conducto para representar la extrusión de magma del cono navidad. Uno de sus principales resultados consiste en que la geometría que mejor se ajusta al conducto corresponde a un dique de geometría variable.

Macomber (2015) realiza un estudio de mineralogía e inclusiones vítreas sobre los productos volcánicos del volcán Lonquimay. Mediante la química de roca total determina que no hubo una evolución mayor del magma. Por otro lado, mediante el estudio de piroxenos indica la mezcla de dos magmas, uno andesítico que es recargado con un magma basáltico. Esto se complementó con información de inclusiones vítreas. Mediante *Crystal Size Distribution* (CSD) reconoce los tiempos de residencias de los cristales en los que esta técnica fue aplicada, principalmente olivino y plagioclasa, indicando tiempos desde 1 minuto hasta 75 minutos. Finalmente corrobora mediante imágenes ASTER y Landsat 7 los lugares de la colada de lava donde existen cambios texturales y que puedan aportar más información con fenocristales.

Polanco en 2010 entregó datos de análisis de concentraciones de elementos mayoritarios, elementos trazas, tierras raras e isótopos radiogénicos (Sr, Nd y Pb) del CVL planteando cristalización fraccionada en un sistema cerrado como proceso dominante. En este trabajo, los datos isotópicos permiten determinar una escasa contaminación cortical (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) y una importante contaminación a niveles profundos, (²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb y ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb) además de indicar una fuente mantélica como posible origen del magma (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd). A partir de estimaciones de temperatura y presión usando clinopiroxeno en equilibrio con el fundido silicatado, planteó un modelo con 4 pequeñas cámaras magmáticas interconectadas a distinta profundidad. La primera cámara se

encontraría en la interfase manto-corteza, la segunda en la interfase corteza inferior-superior y otras dos zonas de acumulación a niveles someros de entre 10 a 3,5 km de profundidad.

Perez et al. (2016) realiza un trabajo de geología estructural con el fin de entender la interrelación que existe entre los campos de esfuerzos/deformación y la migración de paleo-fluídos en la ZVS. En él determina que en el extremo norte de la ZVS existen fallas cinemáticamente heterogéneas a escala regional, mientras que a escala local son cinemáticamente homogéneas, determinando las direcciones de la deformación local, con una tendencia noreste de acortamiento y una tendencia noroeste de extensión, asociado a un régimen regional transpresional con una tendencia de σ_1 en dirección N64°E y N30°W para σ_3 .

1.5 Ubicación del área de estudio y rutas de acceso

El área de estudio se encuentra en la IX región de la Araucanía, aproximadamente a 550km al sur de Santiago de Chile. Esta corresponde principalmente al Complejo Volcánico Lonquimay y para acceder se debe tomar desde la ruta 5 Sur el desvío hacia la ruta 181 en dirección hacia Victoria. Se debe seguir esta ruta hasta el cruce con la ruta R-89, en las cercanías de Malalcahuello, para luego tomar la ruta R-785 que lleva al sector de estudio.

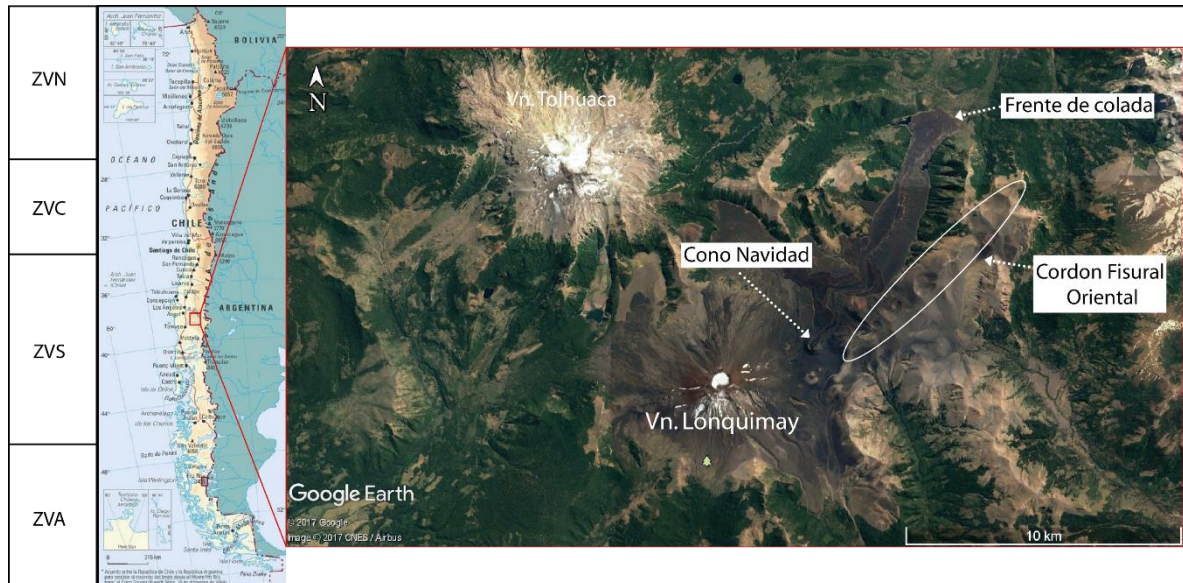


Figura 1-1: Zona de estudio, correspondiente al volcán Navidad, en el contexto del complejo volcánico Lonquimay.

2 MARCO GEOLÓGICO

2.1 Contexto geodinámico

El margen occidental de América del Sur se caracteriza por dos rasgos principales: la cordillera de los Andes y el arco volcánico Andino (Figura 2-1). Ambos son consecuencia del margen continental convergente generado por la subducción de las placas de Nazca y Antártica bajo la placa continental Sudamericana. De acuerdo a criterios de continuidad en el volcanismo se han propuesto cuatro Zonas Volcánicas (ZV): Zona Volcánica Norte, Zona Volcánica Central, Zona Volcánica Sur, Zona Volcánica Austral.

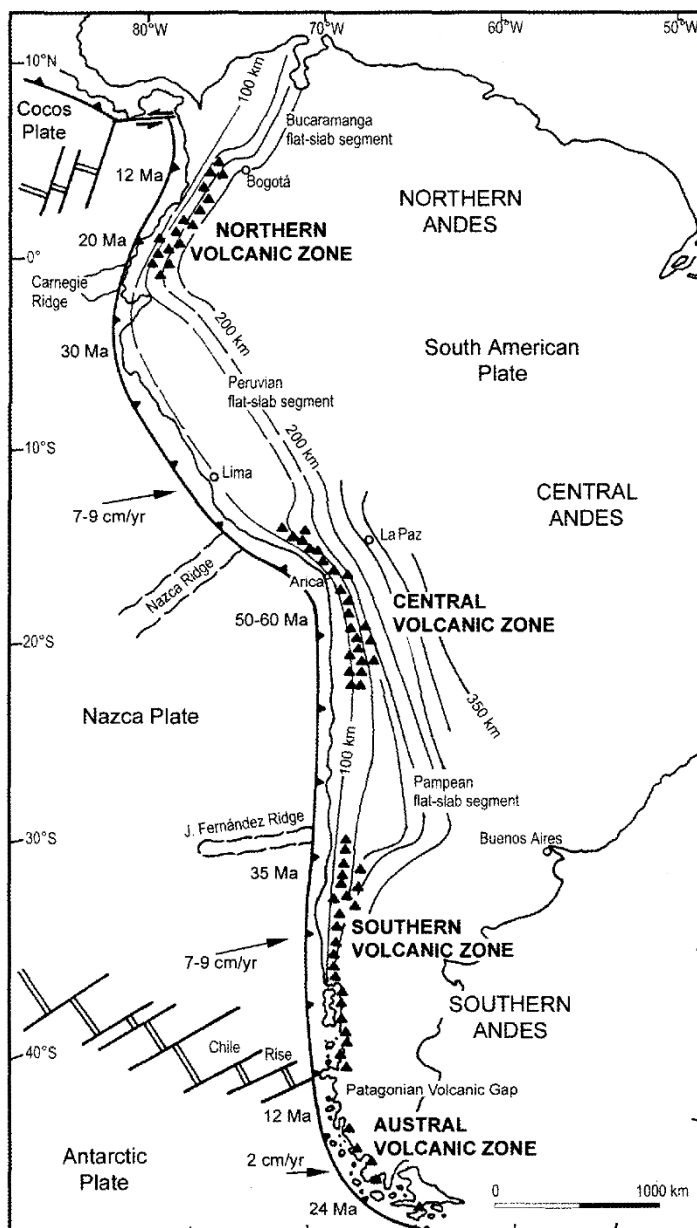


Figura 2-1: Zonas volcánicas Andinas. En negrita se indican las diferentes zonas con sus respectivas separaciones asociadas a segmentos de subducción de bajo ángulo (*flat slab*). La trinchera se dibuja como una falla inversa con manteo hacia el este a lo largo del borde occidental de América del Sur. Las flechas negras sobre la placa de Nazca indican el sentido oblicuo y las velocidades de convergencia de la placa de Nazca, la que varía entre los segmentos volcánicos. Los triángulos negros indican zonas con volcanismo (Stern, 2004)

2.1.1 Zona Volcánica Sur

La zona volcánica del Sur (ZVS) se ubica entre los 33 y 46°S. Se considera que es el segmento volcánico más activo de los Andes ya que posee al menos 60 volcanes con actividad histórica, que se distribuyen tanto en Chile como en Argentina. Su límite norte corresponde con la subducción de la dorsal de Juan Fernández (Mpodozis et al., 1995), mientras que su extremo sur está delimitado por la Dorsal de Chile (Cande y Leslie, 1986; Hervé et al., 2000).

Las edades de la placa oceánica de Nazca para este segmento rondan entre los 0 a 45 Ma, haciéndose más joven hacia el sur. La dirección es ortogonal a la fosa (22° a 30° noreste) y su velocidad ronda los 7 a 9 cm/año (Stern, 2004). La inclinación varía desde 20° en el límite norte, hasta más de 25° en el límite sur y, producto de este aumento en su ángulo de subducción, la fosa y el arco volcánico se distancian aún más en el sur (270 km). Sumado a ello, el espesor de la corteza corresponde a más de 50km en su extremo norte, mientras que en el extremo sur alcanza el rango de los 30-35 km. (Stern, 2004).

Especial interés existe en la ZVS debido a su relación espacial con la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), y otras fallas regionales (figura 2-2), debido a la existencia de lineamientos volcánicos entre los distintos centros eruptivos, así como también con el estilo eruptivo.

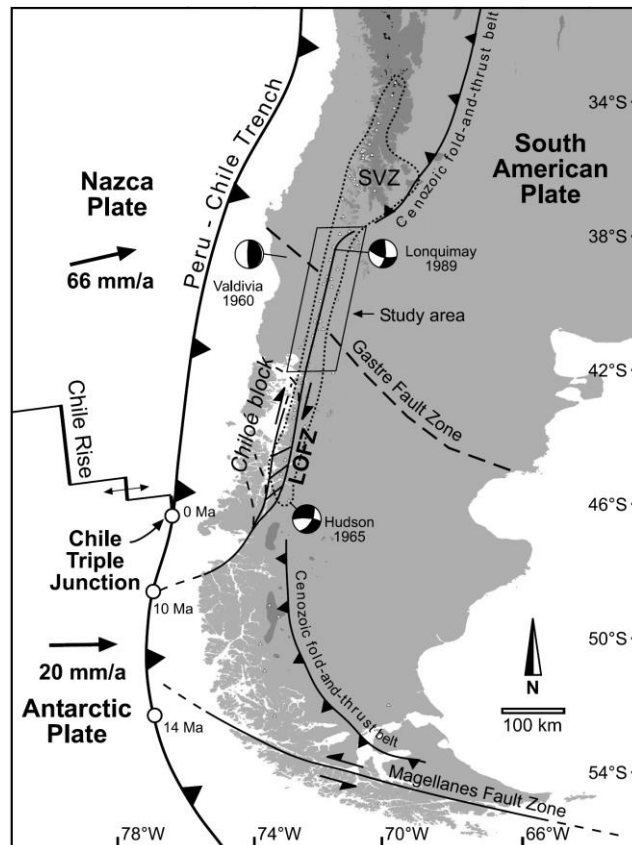


Figura 2-2: Configuración tectónica de las placas en los Andes del Sur. La zona de falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ, en inglés) se observa en su extensión norte-sur, tanto en la ZVS y parte de la ZVA. Los mecanismos focales del terremoto de Valdivia (1960), el volcán Longuimay (1989) y el volcán Hudson (1965). La faja plegada y corrida del Cenozoico reconocidas. Las zonas oscurecidas representan áreas con altitud mayor a 2000 m.s.n.m. (Rousenau et al., 2006)

2.2 Marco geológico regional

2.2.1 Basamento del Complejo Volcánico Lonquimay

Las secuencias estratigráficas en la zona del CVL se extienden desde el mesozoico hasta la actualidad, distribuidas principalmente en sentido norte-sur, y corresponden, en general, a rocas volcánicas con intercalaciones de rocas sedimentarias continentales. Las Formaciones que se encuentran son volcano-sedimentarias y corresponden a las Formaciones Vizcacha-Cumilao, Curamallín y Malleco. Las rocas intrusivas corresponden al grupo plutónico Melipeuco y la unidad de intrusivos hipabisales, ambos del Mioceno-Plioceno. Se encuentran en la zona depósitos glaciales, fluviales y aluviales, además de depósitos volcánicos recientes asociados al CVL.

2.2.2 Dominios estructurales regionales

En el CVL se han reconocido al menos tres dominios estructurales (Suárez y Emparán, 1997). Se reconocen elementos de un evento tectónico pre-mioceno, que genera pliegues tipo chevron y recumbentes, y fallamiento tanto inverso como normal en rocas previas al mioceno. Se reconoce además la unidad estructural Miocena que está representada por la formación Cura-Mallín, la cual se deforma por un plegamiento suave. La disposición subhorizontal de la sobreyacente Formación Mitrauquén sería un indicio de una leve discordancia angular o bien una diferente respuesta de ambas formaciones con respecto a un mismo evento tectónico leve. Finalmente se reconoce un estilo estructural Post Miocena superior, la que corresponde a la disposición subhorizontal que en la zona de estudio se observa en la formación Malleco.

2.3 Marco Geológico Local

2.3.1 Complejo Volcánico Lonquimay

Se ubica en la ZVSC, límite norte, aproximadamente a 116 km de Temuco ($38^{\circ}22'S-71^{\circ}35'W$). Está conformado por un estratovolcán denominado Lonquimay además de centros adventicios de menor tamaño que se ubican a lo largo de una fisura noreste-suroeste denominada Cordón Fisural Oriental (Moreno y Gardeweg, 1989). Su periodo de actividad comienza en el Pleistoceno superior, periodo postglacial, y se extiende hasta la actualidad, cuyo último registro corresponde a la actividad generada por el cono Navidad, el 25 de diciembre de 1988. Mapa geológico de la zona se puede observar en la figura 2-5.

El registro histórico del CVL se resume en los siguientes eventos (Pedreros, 2014):

- Febrero, 1853: Proyección de material piroclástico y flujos de lava desde el volcán Lonquimay.
- Junio, 1887- Diciembre, 1889: Ciclo eruptivo con proyección de material piroclástico y grandes emisiones de lava desde el Cordón Fisural Oriental y volcán Lonquimay.
- Enero, 1933: Erupción de piroclastos desde el volcán Lonquimay

- Febrero, 1940: Fumarola o erupción de piroclastos desde el volcán Lonquimay.
- 1988-1990: Erupción del tipo estromboliana, cuyos productos generan el cono Navidad.

2.3.1.1 Volcán Lonquimay

Se trata de un estratovolcán cuya altura alcanza los 2865 m.s.n.m. (figura 2-3) Su base tiene en promedio 8,5 km de diámetro y cubre una superficie de 60 km². Sus productos corresponden a lavas y piroclastos de composición basáltica a andesítica (54-49% SiO₂). Moreno et al.(2012) realiza una actualización de los datos petrográfico, geoquímicos y geocronológicos existentes en la zona usando como base el trabajo de Moreno et al. (2011, ver figura 2-5).

- Unidad Lonquimay 1 (Pleistoceno Superior): lavas andesíticas y basálticas (51,5-55,2% de SiO₂) que afloran discontinuamente en el pie suroeste y noroeste del cono principal. Además se compone de una secuencia volcánica estratificada, con intensa erosión glaciaria, que forma gran parte del cordón fisural.
- Unidad Lonquimay 2 (Pleistoceno Superior a Holoceno temprano): Corresponde a emisiones postglaciales de lavas y piroclastos andesíticas-basálticas y andesíticas intermedias (53,7-58,9% SiO₂), estas conforman gran parte de la ladera oriental y del cráter del cono principal.
- Unidad Lonquimay 3 (Holoceno temprano): Constituida exclusivamente por flujos de lava de composición andesítica-basáltica emitidos desde el cráter central y cráteres secundarios del volcán Lonquimay.
- Unidad Lonquimay 4 (Holoceno): Corresponde a lavas andesítico-basáltica y andesíticas (51,4-56,4% SiO₂) provenientes del cono principal, desde cráteres secundarios ubicados en su flanco oriental y a lo largo de la fisura OSO en la ladera occidental.
- Unidad Lonquimay 5 (Holoceno tardío): Compuesta de lavas de tipo 'aa' y bloque de composición andesítica y andesítica-basáltica (54% SiO₂) emitidas desde el cráter principal y desde una fisura de 1,5 km de longitud ubicada en el flanco occidental del volcán. La fisura consta de 4 cráteres alineados en dirección OSO-ENE.

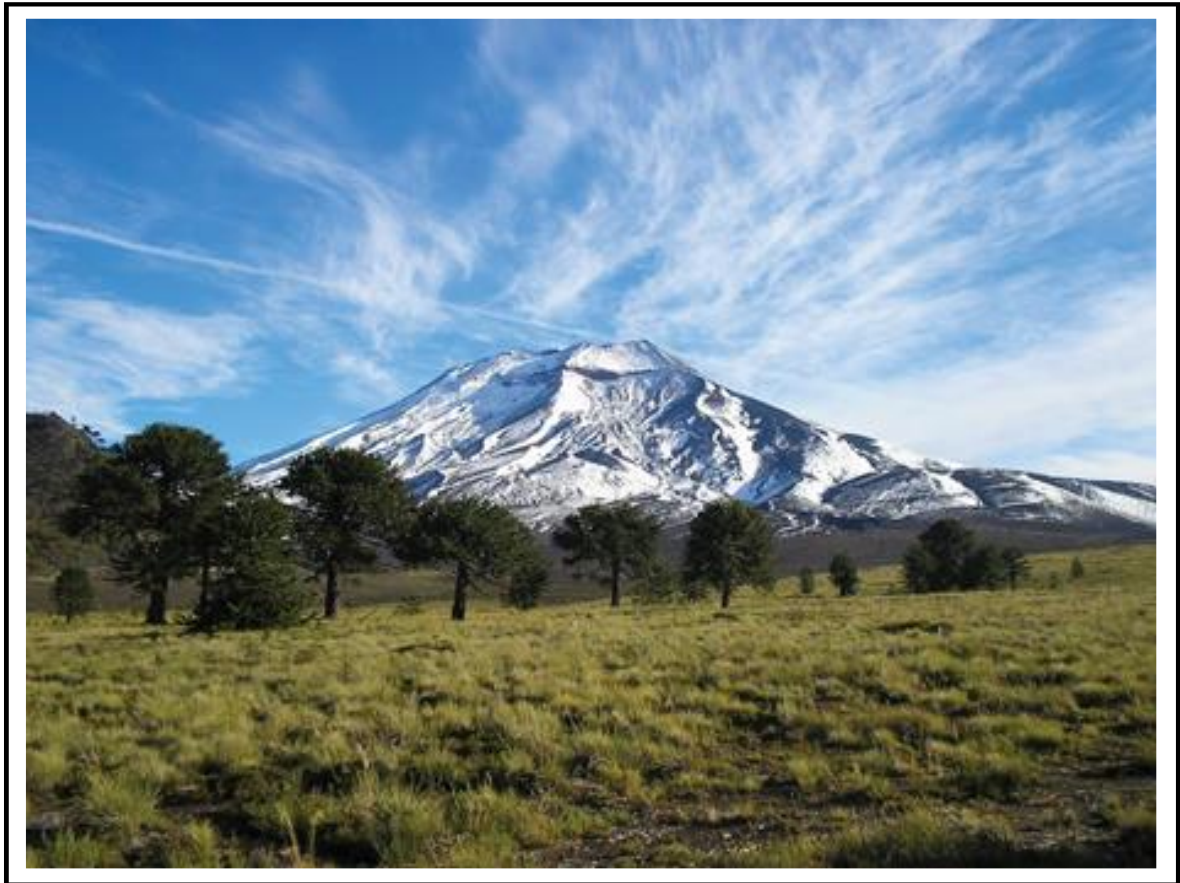


Figura 2-3: Volcán Lonquimay con vista desde el noreste, sector de Corralco, reserva natural Malalcahuello. (Foto vía Panoramio.)

2.3.1.2 Cordón Fisural Oriental

El Cordón Fisural Oriental (CFO) corresponde a una docena de centros de emisión formando un lineamiento (ver figura 2-5), de más de 10 km de longitud, partiendo de la base del estratovolcán Lonquimay en dirección SW-NE hasta el cerro Canasto. Lo componen principalmente conos de piroclastos con sus lavas asociadas, productos los cuales van desde composiciones andesítico-basálticas hasta andesítico-dacíticas, llegando encontrarse incluso lavas domo dacíticas. Las morfologías de conos piroclásticos, lavas y domos presentes en el CFO han permitido diferenciar seis subunidades (Moreno et al., 2012).

- Volcan Portezuelo (Holoceno)

Cono de piroclastos pumíceo bien definido, de 150 m de altura, junto a otro contiguo erosionado y destruido aparentemente por una erupción explosiva, ubicados al pie oriental del estratovolcán Lonquimay. Sus productos son de composición dacítica (62,3-65,0% SiO₂).

- Conos, domos lavas y cráteres de explosión (Holoceno)

Conjunto de conos piroclásticos escoriaáceos, domos, cráteres de explosión, lavas tipo “aa” y de bloques alineados a lo largo del CFO. Entre los conos de piroclastos se reconocen El Canastito y Rojizo (Polanco, 2010). Productos de composición principalmente andesítico-basáltica con algunas lavas andesíticas intermedias (53-57,7% wt. SiO₂).

- Lavas de bloques (¿erupción histórica antigua?) (Holoceno)

Coladas de bloques andesíticas silíceas (62% *wt.* SiO₂) emitidas desde el pie oriental del estratovolcán Lonquimay, canalizadas por el curso superior del valle del río Lolco hacia el norte. Están cubiertas por lavas de una erupción histórica no documentada (Siglo XVII?), las coladas de bloque de la erupción de 1889 y por la colada de la erupción del volcán Navidad (1988-1990).

Las lavas de esta subunidad alcanzaron hasta 9 km de largo y su buen estado de conservación, junto con la escasa vegetación presente, sugiere que son recientes.

- Lava de bloques (Siglo XVII?)

Producto de una erupción histórica no documentada con su centro de emisión en un cráter situado en el sector central del CFO. Forma una “cascada” de casi 200 metros que cae hacia el valle del río Lolco, escurriendo 5 km valle abajo. Tiene composición andesítica intermedia (57,7-58,5% *wt.* SiO₂) y está cubierta parcialmente por la lava de la erupción del volcán Navidad.

- Lavas de bloques de erupción de 1889

Corresponde a dos coladas de lava de bloques de composición dacítica (63,5-64,9% SiO₂) de la erupción ocurrida en 1889. Una colada mayor (5 km de longitud) se generó en un cráter situado en el flanco oriental del volcán Lonquimay, mientras que una colada menor (2 km de longitud) se generó en una fisura E-W de 0,5 km de largo, situada 0,72 km al sur del anterior cráter.

Ambas corrieron en dirección del valle del río Lolco y actualmente se encuentran parcialmente cubiertas por la lava de la erupción del volcán Navidad.

2.3.1.3 Cono Navidad

Corresponde a un cono de piroclastos cuya erupción comenzó el 25 de diciembre de 1988, y se trata de la última actividad explosiva registrada en el CVL. Se emplaza en el flanco noreste del volcán Lonquimay y se alinea con el Cordón Fisural Oriental en dirección N45°E. Los productos volcánicos del cono Navidad corresponden a lava, ceniza, lapilli, bombas y escasos bloques. La composición es andesítica intermedia (56,5-58% *wt.* SiO₂). Su colada desciende por el valle del río Lolco hacia el norte, y alcanza 10,9 km de longitud, un espesor medio de 25 m y un volumen aproximado de 0,25km³ (Moreno et al., 2012).

2.3.1.4 Volcán Tolguaca

Corresponde a un estratovolcán cuya última erupción ocurrió en el Pleistoceno superior. Se emplaza a 9 km del cono Navidad y está alineado en sentido N40°W con el volcán Lonquimay. Según Moreno et al. (2012) hay 4 unidades asociadas a distintas fases eruptivas, las cuales se distribuyen entre el Pleistoceno medio y superior. Sus productos volcánicos varían de andesítico-basálticos a dacíticos, y sus unidades presentan una intensa erosión glacial.



Figura 2-4: Vista del cono Navidad (primer plano) y el volcán Lonquimay al fondo. (foto de Patricio Contreras)

2.3.1.5 Lineamientos volcánicos

En la zona se han descrito al menos 3 lineamientos volcánicos (Moreno y Gardeweg, 1989). El primero corresponde al lineamiento $N40^{\circ}W$ entre el volcán Lonquimay y el volcán Tolguaca. Cabe destacar además que asociado a este lineamiento se encuentran también erupciones fisurales del volcán Tolguaca (figura 2-6).

El segundo lineamiento corresponde a los del volcán Tolguaca con el volcán La Holandesa y el volcán Lolco, centros eruptivos menores que están fuera de la zona de estudio, que se alinean en sentido $N45^{\circ}E$ (figura 2-6).

El tercer lineamiento corresponde al volcán Lonquimay, Cordón Fisural Oriental y el cono Navidad, en sentido $N45^{\circ}E$ (figura 2-6).

2.3.1.6 Estructuras geológicas.

De acuerdo con el trabajo de Perez et al. (2016), la arquitectura del extremo norte de la ZFLO consiste en 3 conjuntos de fallas (ver figura 2-7) con distintos mecanismos:

- Fallas con rumbo en dirección NNE (primer orden)
- Ramificaciones de fallas con rumbo NE de alto ángulo (segundo orden)
- Fallas locales con rumbo ENE a EW, de alto a medio ángulo.(tercer orden)

Las fallas de primer orden son de decenas de kilómetros de largo y son representadas por las fallas de Malalcahuello y Troyo (figura 2-7).

Las fallas de segundo orden tienen rumbo NE con desplazamiento oblicuo dextra-normal, y conectan e incluso cortan algunas de las fallas maestras. A escala regional estas fallas y su sistema fracturas se asocian a centros eruptivos y diques, como lo es el caso del sitio estructural las Raices, que contiene fracturas de fallas en las que se emplazan diques los que a su vez contienen vetillas de estilbita.

Las fallas de tercer orden son consiste en expresiones centimétricas de rellenos de calcita, y vetillas y brechas hidrotermales con rumbos ENE a WNO. Este sistema se puede observar en el sitio estructural de las Mentas (figura 2-7).

El análisis de la cinemática y dinámica de los sistemas de falla-fractura realizado en este trabajo arroja como uno de sus resultados que la dirección de los esfuerzo principales horizontales regionales corresponden a $N64^{\circ}E$ para σ_1 y $N30^{\circ}W$ para σ_3 .

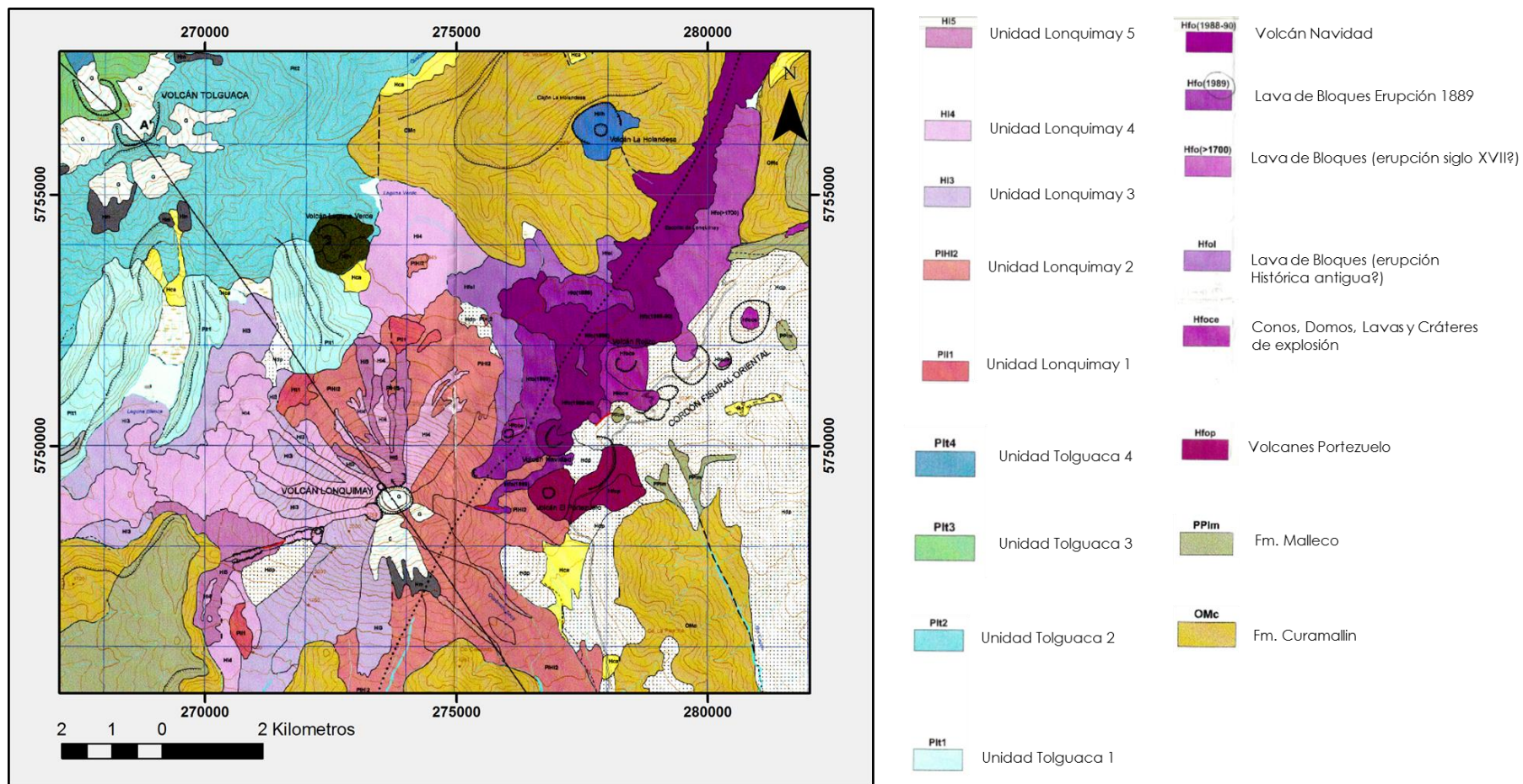


Figura 2-5: Mapa geológico de la zona de estudio, indicando las localidades cercanas. Los lineamientos volcánicos principales se indican entre líneas paralelas, y además los lineamientos estructurales se indican con líneas intermitentes. (Hoja Geológica Curacautín-Malleco, 2012)

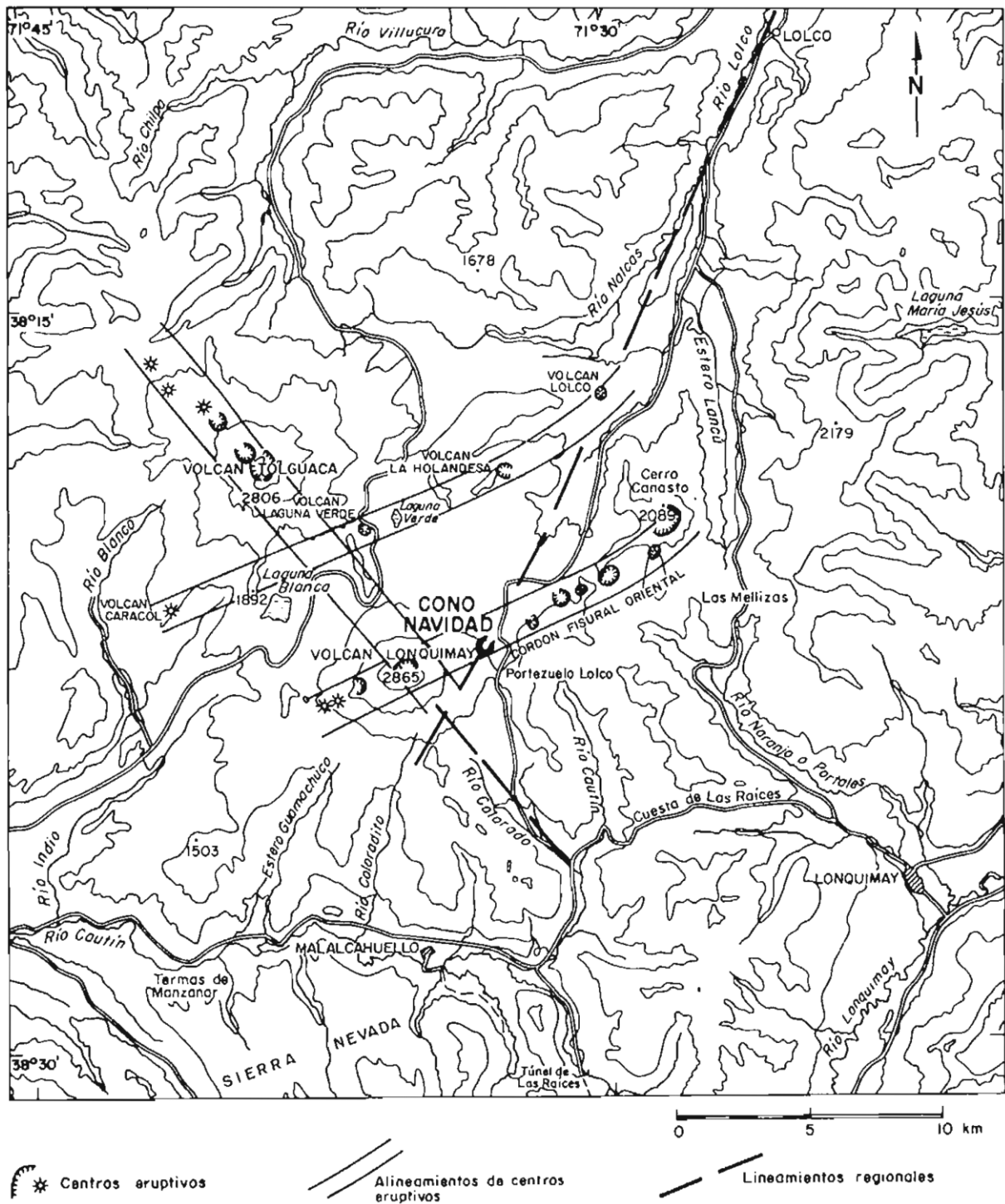


Figura 2-6: Mapa geográfico de la zona de estudio con los lineamientos descritos. (Modificado de Moreno y Gardeweg, 1989)

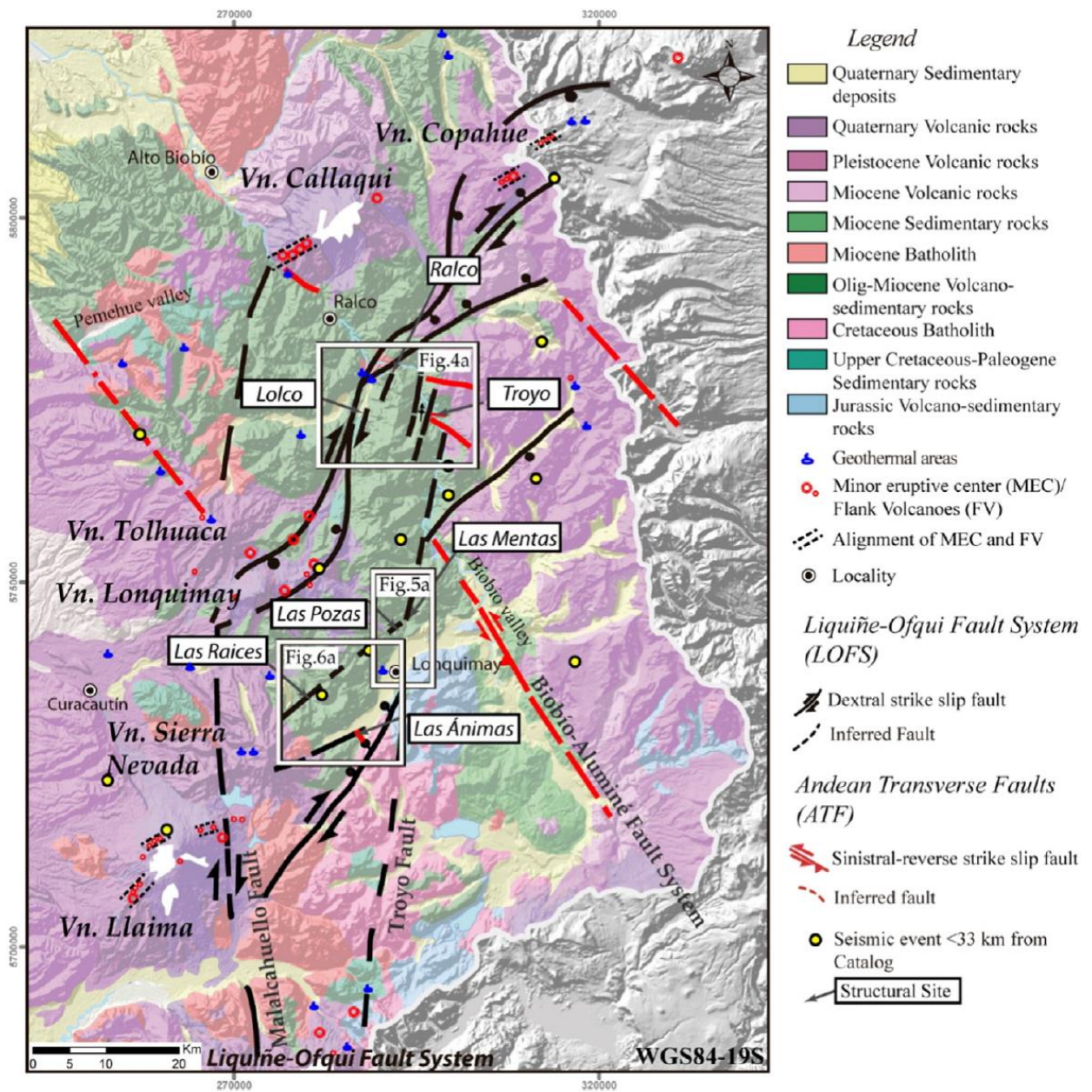


Figura 2-7: Patrón de deformación neotectónica de la corteza superior en la zona del intra-arco entre los 38-42°S de latitud. (Modificado de Perez et al. 2016).

3 MARCO TEÓRICO

3.1 Inclusiones vítreas

Una inclusión vítrea, tal y como su nombre lo indica, es una pequeña porción de fundido silicatado que se encuentra dentro de los fenocristales de rocas ígneas. Estas se generan durante la cristalización de un mineral dentro de una cámara magmática. Con respecto a su morfología, estas pueden tener tamaños de entre 1 a 100 micrones y sus componentes típicos son vidrio, vapor y cristales.

La principal cualidad de una inclusión vítrea es que una vez que son atrapadas se comportan como un sistema cerrado, isocórico, por lo que son capaces de mantener la composición del momento de su atrapamiento, en cuanto a elementos mayoritarios, elementos trazas como también los volátiles.

3.1.1 Reseña Histórica: Desde Sorby hasta la actualidad.

EL trabajo en inclusiones vítreas se remonta hasta el siglo XIX, con los trabajos de Sorby (1858) y Zirkel (1873). Estos autores marcan un hito en el estudio de inclusiones, ya que sus descripciones y conclusiones se generaron a partir de una perspectiva geológica.

Una de las principales tareas en estos estudios es lograr homogeneizar las inclusiones vítreas de manera de poder realizar mediciones en el vidrio homogéneo, lo cual es uno de los requerimientos de las sondas iónicas como electrónica. Los primeros en lograrlo fueron Barrabé y Deicha (1956), quienes lo lograron calentando un cristal de cuarzo que contenía inclusiones vítreas. Por otro lado, dentro de las grandes escuelas que han desarrollado estudios en inclusiones vítreas, se destaca la escuela rusa, y principalmente su integrante el profesor Yermakov, quien en 1950 desarrolla la primera platina de calentamiento para homogeneizar inclusiones. Investigadores de esta misma escuela son los primeros en implementarla (Dolgov y Bazarov, 1965). En la década de 1970 la comunidad investigadora de inclusiones fluidas comienza a mostrar interés por el estudio de inclusiones vítreas, presentando trabajos en rocas volcánicas (Sobolev y Kostyuk, 1975), muestras de rocas lunares (Roedder y Weiblen, 1970) y sobre su comportamiento y metodología de estudio (Clocchiatti, 1975; Roedder, 1979).

El desarrollo de técnicas micro-analíticas en la década de 1990 genera un apogeo en los estudios petrológicos, debido a que se facilitó el estudio de muestras in-situ. Esto favoreció directamente a las investigaciones en inclusiones vítreas debido a que este avance permitió a los investigadores comprender el rol de los volátiles en los estilos eruptivos en un sistema magmático (De Vivo y Bodnar, 2003; Lowenstern, 2003; Webster et al., 2003 a y b; Bodnar y Student, 2006).

3.1.2 Mecanismos de formación de inclusiones vítreas

En términos generales, las inclusiones se forman en la interfase cristal-líquido, en sectores donde el crecimiento cristalino es muy bajo y/u ocurre disolución mineral, como también en zonas que han sido aisladas debido al intercrecimiento de planos cristalinos (Kent, 2008).

Por otro lado, se considera que una inclusión es primaria cuando se encuentra evidencia que indique que su formación ocurrió durante el crecimiento del cristal huésped. Así mismo, una inclusión se considera secundaria si se encuentra evidencia de que su formación fue posterior al crecimiento del cristal, es decir, se aloja en fracturas. Finalmente, las inclusiones serán pseudo-secundarias si estas se alojan en fracturas pero además el cristal muestra nuevos planos cristalinos. (Figura 3-1)

Distintos autores han contribuido en la información acerca de los mecanismos de formación de inclusiones vítreas. Fueron los trabajos de Roedder (1984), y Sobolev y Kostyuk (1975) los primeros en proponer mecanismos en base a observaciones petrográficas y analogías con los mecanismos formadores de inclusiones fluidas.

Faure y Schiano (2005) determinaron que un mecanismo de atrapamiento de inclusiones en olivino forsterítico, solución sólida propensa a generar reabsorciones en sistemas magmáticos más evolucionados, consiste en que cristales esqueléticos o dendríticos, donde el crecimiento cristalino lo controla la difusión en la interfase cristal-líquido, atrapan a las inclusiones mediante texturas de cola de golondrina (ver figura 3-1, E).

Por otro lado, Roedder (1984) indicó el efecto de la tasa de enfriamiento en relación a la aparición de nuevas fases dentro de una inclusión vítreo, relacionadas además con su tamaño (figura 3-2).

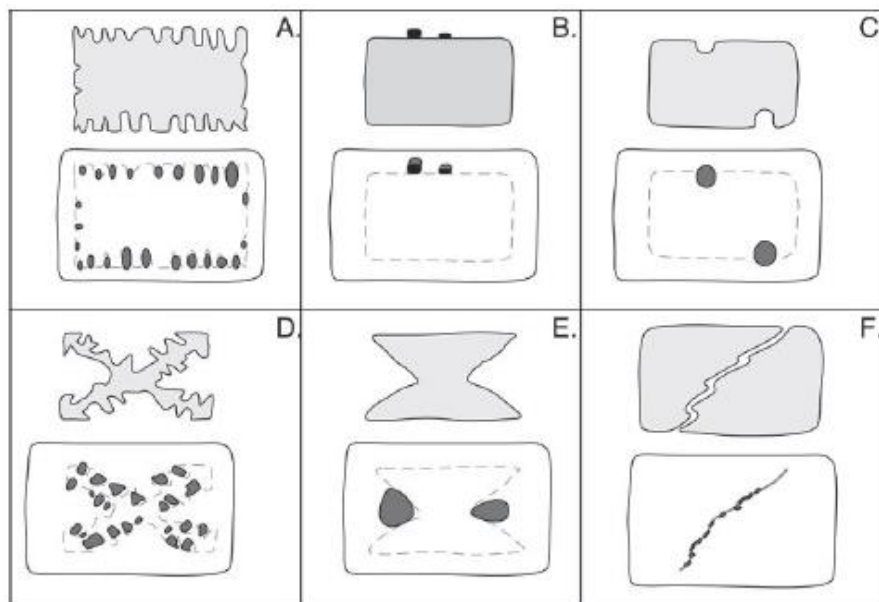


Figura 3-1: Esquemas ilustrativos sobre los mecanismos de formación de inclusiones vítreas relevantes a las rocas basálticas. Las imágenes superiores e inferiores representan fases tempranas y tardías, respectivamente, del crecimiento cristalino (Kent, 2008).

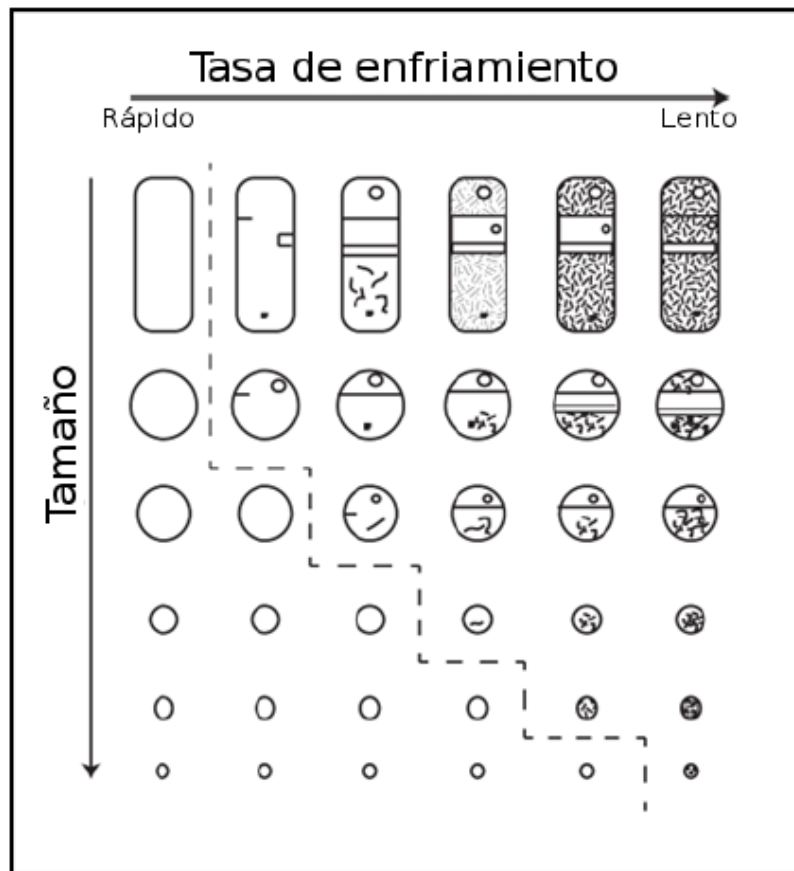


Figura 3-2: Esquema que ilustra el efecto de la tasa de enfriamiento en la aparición de nuevas fases, sumado al efecto del tamaño de la INCLUSIÓN VÍTREA (Modificado de Cannatelli et al., 2016)

Con respecto a la fase volátil presente en la inclusión, trabajos recientes han reconocido tres mecanismos principales en la formación de burbujas dentro de una inclusión vítrea:

1. Enfriamiento isocórico: Despresurización genera saturación de la fase volátil. Crecimiento de una burbuja comprimida (De Vivo y Bodnar, 2003 y citas ahí; figura 3-3 A).
2. Fundido rico en volátiles: Recristalización de nuevas fases minerales dentro de la inclusión generan una separación de la fase volátil que nuclea debido a la generación de espacio (Roedder, 1984; Steele-Macinnis et al., 2011).
3. Escape de gases: escape de elementos volátiles como hidrógeno mediante fuga y/o decrepitación (figura 3-4 A y B, respectivamente) genera nucleación de burbujas en la inclusión (Bucholz et al., 2013).

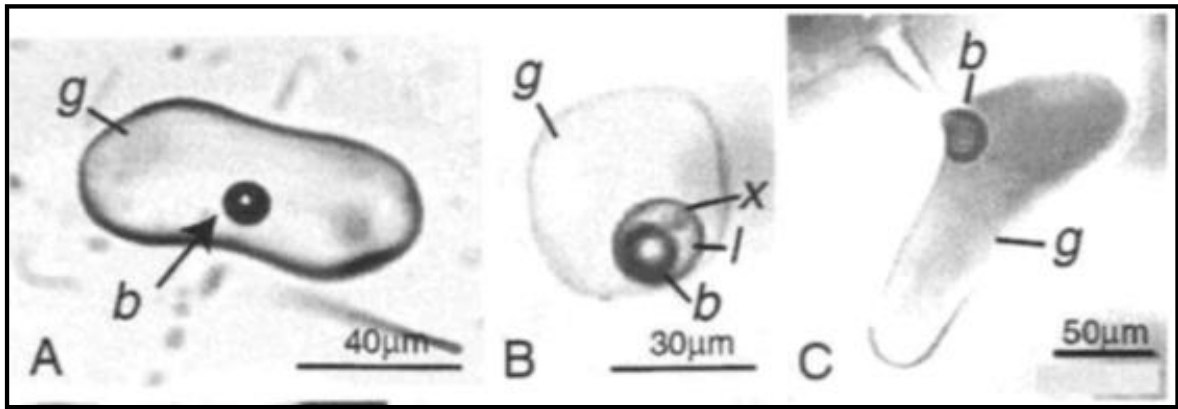


Figura 3-3: inclusiones vítreas en cuarzo volcánico. (A) inclusión vítrea con vidrio (g) asociada a una burbuja comprimida (b). (B) Compresión multifase de una burbuja que contiene vapor (b), líquido (l) y un cristal (X). (C) Inclusión de reloj de arena. (Modificado de De Vivo y Bodnar, 2003 y citas ahí)

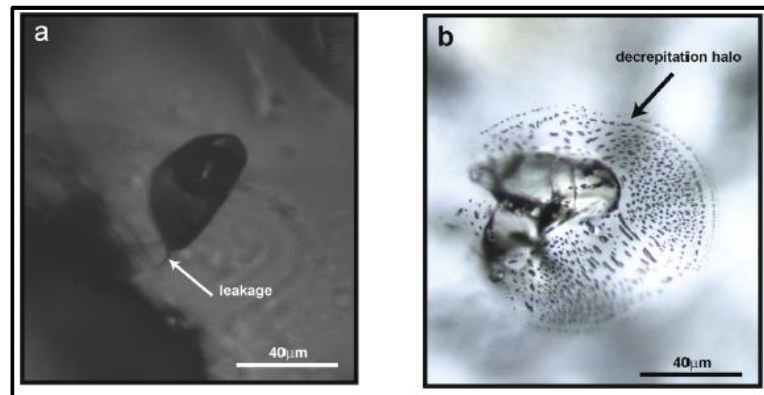


Figura 3-4: Efecto de la fase volátil en inclusiones vítreas. (A) Ejemplo de inclusión con fuga en escoria volcánica. (B) inclusión decrepitada contenida en sanidina. (Modificado de Cannatelli et al., 2016).

3.1.3 Inclusiones Vítreas: El enfoque en Vulcanología.

Las Inclusiones vítreas han sido utilizadas para entender el comportamiento de los volátiles en el magma, caracterizar la composición de fluidos inmiscibles, el estudio de procesos petrogenéticos como mezcla de magmas y cristalización fraccionada. Esto principalmente por los datos que son obtenidos mediante técnicas micro-analíticas. Lowernstern (1995) crea una lista de datos que se obtienen en este tipo de estudios:

1. Concentraciones de volátiles disueltos en magmas; H₂O CO₂, Cl, S, F, B, Li y metales.
2. Mínima presión de cristalización (Anderson et al., 1989).
3. Temperatura aproximada de cristalización (Roedder, 1984).
4. Evidencias de exsolución de fluidos durante la cristalización de fenocristales (Lowernstern, 1994a).
5. Composición aproximada, y parcial, de fluidos exsueitos coexistentes (Anderson et al., 1989).
6. Evidencias de mezcla de magmas (Anderson, 1974).
7. Composición de fases fundidas en granitos (Frezzotti, 1992).
8. Evolución de la historia magmática/eruptiva (Bogaard y Schirink, 1994).

Por otro lado, Cannatelli et al. (2016) realiza un sumario sobre los trabajos en sistemas volcánicos en Italia, enfatizando en el tipo de métodos que se utilizaron y los resultados obtenidos. Los capítulos 3.1.4 y 3.1.5 se basan en este trabajo.

3.1.4 Etapas en un estudio enfocado en la Vulcanología

3.1.4.1 Exploración Petrográfica

En primera instancia, se identificaron y caracterizaron las inclusiones observadas en las distintas fases minerales presentes en la roca. Para ello comúnmente se utilizan cortes de sección delgada (30 micrones). Las observaciones que se hacen sobre las inclusiones varían de acuerdo al autor (tabla 1), sin embargo la finalidad es la misma: agrupar las inclusiones de acuerdo a sus características morfológicas, las fases que la componen y su lugar de emplazamiento, de modo de generar una familia de inclusiones vítreas que corresponden a inclusiones que fueron atrapadas al mismo tiempo y que por extensión fueron atrapadas a la misma temperatura y presión (Bodnar y Student, 2006).

Tabla 1: Observaciones petrográficas sobre inclusiones vítreas de acuerdo al autor (Cannatelli et al. 2016)

Referencia	Anderson Brown (1993)	Esposito et al. (2014)	Moore et al. (2015)	Esposito et al. (2011)	Hartley et al. (2014)
Observaciones	-Tamaño de cristal huésped. - Diámetro inclusión. - Borde inclusión. - Número de burbujas en inclusión. - Porcentaje de volumen burbujas. Ocurrencia de cromitas o inclusiones gaseosas en huésped.	-Tipo de huésped. -Tipo de inclusión. - Borde de inclusión. - Tipo de asociación de inclusiones.	Diámetros inclusión. - Diámetro burbuja. - Porcentaje de volumen de burbujas. -Ocurrencia de minerales secundarios.	-Medidas de inclusión. - Borde de inclusión. - Número de burbujas en inclusión. - Presencia de cromita en inclusión. - Zonación Fe/Mg en mineral huésped.	-Medidas de inclusión. - Medidas de burbujas en inclusión. - Porcentaje de volumen de burbujas.

La primera observación importante que corresponde es establecer la razón de volumen entre la burbuja y el de la inclusión vítrea (Roedder, 1979). Si esta razón es altamente variable, entonces es altamente probable que el fundido era rico en volátiles. En fundidos empobrecidos en volátiles,

es más común observar inclusiones con una sola burbuja comprimida (Cannatelli et al, 2016, y citas ahí). Así, comúnmente los criterios para definir una familia de inclusiones se utiliza la razón de volumen de burbuja versus volumen inclusión, como también, si existe una relación espacial entre las Inclusiones vítreas, como un borde de crecimiento cristalino (figura 3-5).

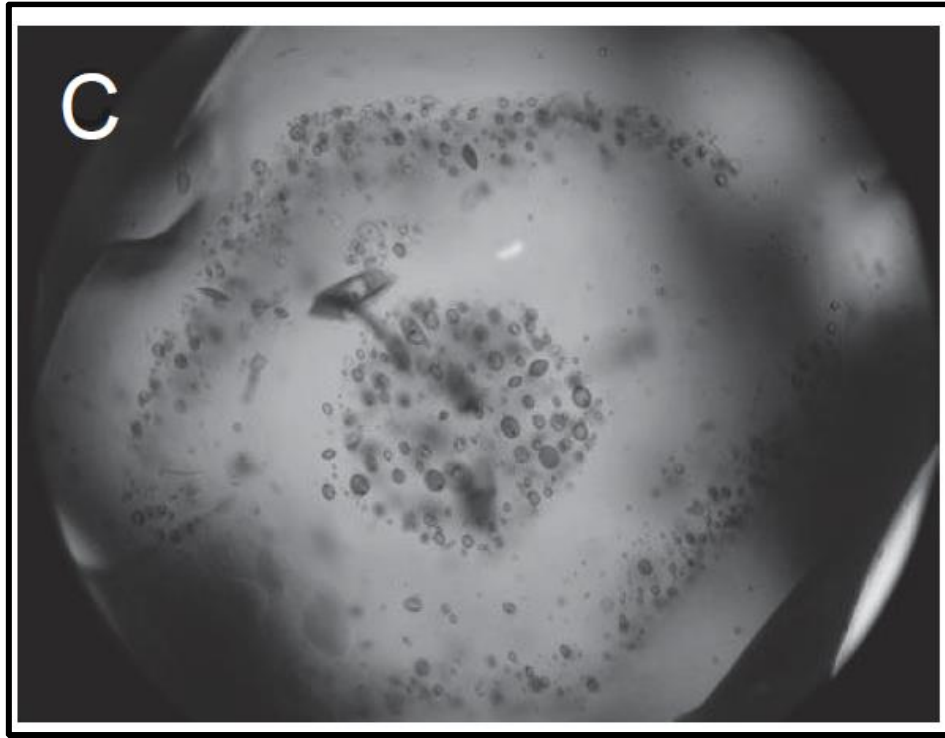


Figura 3-5: Cristal de Olivino que muestra zonas concéntricas ricas en pequeñas Inclusiones vítreas y que además están agrupadas en planos preferenciales. (Modificado de Metrich y Wallace, 2008).

3.1.4.2 Selección

Con respecto a la selección, es necesario tener en cuenta que una característica común de las inclusiones vítreas es que muestran un amplio rango de variabilidad en composición. En ese sentido, es fundamental evaluar el momento de atrapamiento de la inclusión con respecto al cristal huésped, y hacer lo mismo con este último pero con respecto a la paragénesis de la roca. Esto último se hace imprescindible si el estudio implica un proceso ígneo como la cristalización fraccionada.

3.1.4.2.1 Reglas de Roedder

La selección de inclusiones vítreas debe realizarse de acuerdo con las siguientes reglas:

1. La inclusión debe encontrarse atrapada como una única fase homogénea.
2. La inclusión se ha comportado como un sistema isocórico cerrado.
3. Después del atrapamiento de la inclusión, nada ha sido añadido o perdido en la inclusión vítreas.

3.1.4.3 Preparación de muestras

Para realizar un estudio de Inclusiones vítreas es necesario que la roca sea molida y tamizada. Luego los cristales deben ser recogidos con el uso de un microscopio binocular. Generalmente, los fenocristales seleccionados son montados en epoxi o en láminas de vidrio sobre una superficie plana. El montaje es pulido hasta grosores que permitan que la visibilidad sea la mejor para una descripción petrográfica bajo el microscopio óptico, típicamente 30 micrones a 1.5 mm de grosor, lo cual finalmente dependerá de la transparencia del fenocristal. La descripción debe identificar las inclusiones que se componen sólo de vidrio y las que están recristalizadas. Estas últimas necesitan ser montadas en la platina de recalentamiento para proseguir con los estudios, de modo de obtener a partir de ellas inclusiones vitrificadas que permitan la medición de sus componentes químicos.

3.1.5 Técnicas Analíticas

El avance en las técnicas micro-analíticas ha permitido que la información y los resultados obtenidos mediante inclusiones vítreas hayan aumentado considerablemente desde la década de 1990.

3.1.5.1 Microscopio de Barrido Electrónico (SEM)

El uso de la imagen mediante electrones retrodispersados (BSED), obtenida a través del microscopio de barrido electrónico (SEM), es recurrente en este tipo de estudios sobre todo porque permite revisar y comprobar la homogeneidad de inclusiones vítreas, lo que es fundamental para estudios posteriores. Por otro lado, la espectrometría de dispersión de rayos X (EDS) se puede utilizar para crear mapas de distribución de una inclusión vítrea, y para identificar fases minerales que fueron atrapadas o que cristalizaron en la inclusión vítrea.

3.1.5.2 Microsonda electrónica de Barrido (EPMA)

La técnica micro-analítica de la Microsonda Electrónica de Barrido (EMP) es comúnmente utilizada en este tipo de estudio debido a que permite determinar concentraciones de elementos mayoritarios y minoritarios en Inclusiones vítreas, como también algunos volátiles (Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, Cr, P, Cl, F y S). La alta resolución espacial de esta técnica permite realizar más de un análisis en Inclusiones vítreas relativamente pequeños.

3.1.5.3 Espectrometría de Masa con Plasma Acoplado Inductivamente con ablación láser (LA-ICPMS)

Es una herramienta micro-analítica que puede ser utilizada en conjunto con EMP para determinar elementos trazas o también como técnica única para determinar elementos mayoritarios y trazas. Es una técnica destructiva, que ioniza las muestras y que analiza mediante un espectrómetro de masas, por lo cual se utiliza recurrentemente en la etapa final del estudio. La reducción de datos se realiza mediante softwares especializados (p.e: AMS), y requiere un análisis de las señales de fondo, un número de estándares y la elección de una concentración conocida (Silicio en EMP) para normalizar un set de valores (Pettke et al, 2004).

Esta técnica no puede ser usada para el análisis de H₂O, S, F, y Cl, como para la medición de razones isotópicas. Por otro lado, su resolución espacial es mucho menor al SIMS o al EMP (Kent, 2008). Adicionalmente, los datos dependen del estándar interno de normalización, lo que determina finalmente la concentración geoquímica. Es por esta razón que el uso de EMP y SIMS para determinar concentraciones de elementos mayores y trazas son preferidos a la hora de realizar los análisis.

4 METODOLOGÍA

4.1 Ubicación de muestras

Las muestras son obtenidas desde el frente de colada (ver figura 1-1). Estas muestras fueron obtenidas durante el trabajo de Christian Pizarro, estudiante de postgrado del departamento de Geología de la Universidad de Chile. El código de las muestras corresponde a VNLV01, VNLV02 y VNLV03, respectivamente, y corresponden a 3 cortes de sección delgada de la colada de lava del cono Navidad.

4.2 Petrografía

De acuerdo con la metodología propuesta por Cannatelli et al. (2016), el trabajo petrográfico en inclusiones vítreas consiste en una exploración exhaustiva mediante petrografía óptica, de modo de caracterizar la mineralogía, las asociaciones minerales presentes, las fases que contienen inclusiones vítreas y con ello determinar las familias de inclusiones de acuerdo con el criterio propuesto por Moore et al. (2015).

4.2.1 Microscopía óptica

Para esta tarea se utilizó el laboratorio de inclusiones fluidas del Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA) ubicado en el zócalo del edificio de Geología, en la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

Consistió en un trabajo de 5 meses de observación exhaustiva de los cortes, mineral por mineral, de modo de detallar las siguientes características:

1. Fases presentes en la masa fundamental y fenocristales.
2. Las asociaciones minerales en ambos casos, si estas fases están en equilibrio o no, con especial énfasis en los fenocristales.
3. Descripción y clasificación de inclusiones vítreas presentes en los fenocristales, que cumplan las reglas de Roedder (1989).
4. identificar familias de inclusiones vítreas de acuerdo con el criterio de Moore et al. (2015).

El resultado de esta etapa tiene directa relación con el correcto desarrollo de las etapas posteriores. Cada elemento obtenido fue debidamente catalogado y descrito de modo que no exista confusión con los datos a obtener posteriormente. La figura 4-1 corresponde un cristal de olivino que en uno de sus bordes presenta distintos tipos de inclusiones vítreas que son descritas y catalogadas para formar una familia de inclusiones vítreas si sus características lo permiten.

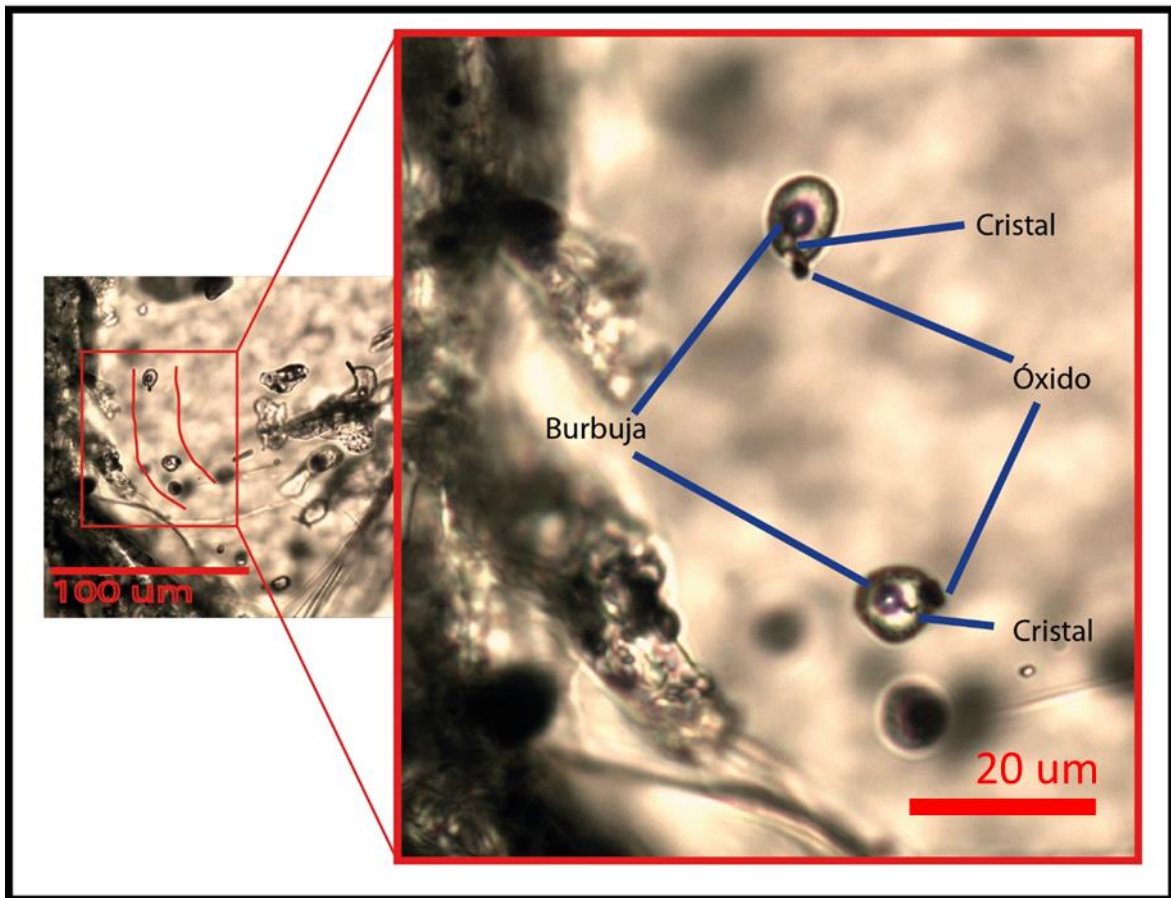


Figura 4-1: Fotografía a luz polarizada plana de un cristal de olivino en el corte VNLV02. Las inclusiones son descritas de acuerdo a las fases presentes, como también su relación de diámetro de burbuja y diámetro de inclusión. Además, se incluye el elemento geométrico del borde del cristal como criterio de asociación. Estas dos inclusiones vítreas corresponden a una familia de inclusiones vítreas.

4.2.2 Microscopía electrónica de Barrido (SEM)

Para esta tarea se utilizó el Microscopio de Barrido de Electrones (SEM) del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) ubicado en el departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile. La imagen obtenida mediante Retrodispersión de Electrones (Backscatter Electron Dispersion-BSED, por sus siglas en inglés) permitió obtener una alta resolución, y a la vez se utilizó determinar cualitativamente composiciones químicas de las fases expuestas al haz de electrones. Con ello entonces se determinó:

1. Naturaleza de las fases minerales presentes como fenocristales en la muestra.
2. Determinar si las inclusión vítrea descritas en la etapa anterior corresponden a inclusiones vítreas en superficie. Esto es crucial para las técnicas analíticas posteriores.
3. Naturaleza de las fases presentes en las inclusiones seleccionadas. Crucial para las técnicas analíticas posteriores.

La figura 4-2 corresponde al análisis de esta etapa generado para el cristal de la figura 4-1.

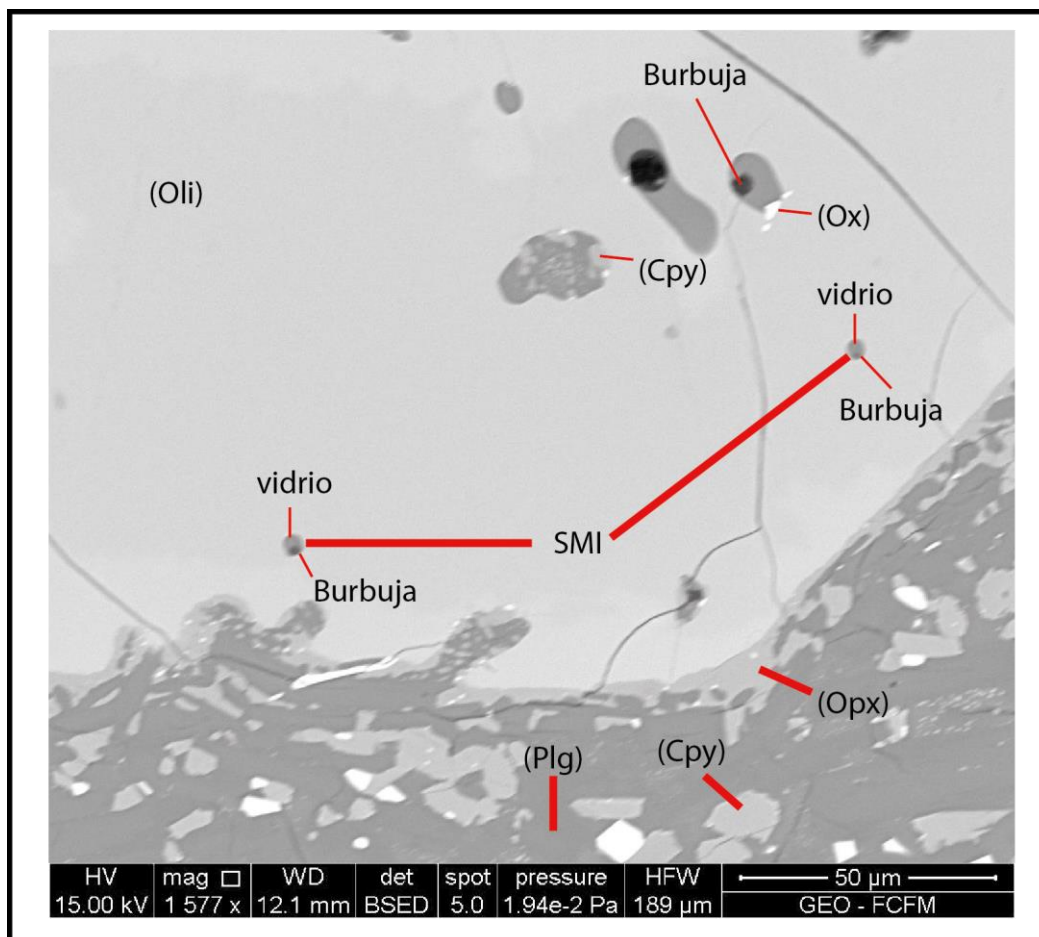


Figura 4-2: Imagen BSED del cristal de la figura 4-1, obtenida mediante SEM para determinar fases presentes en inclusiones en superficie. MIA resultante por criterios de Moore et al. (2015). Oli= olivino, Cpy= clinopiroxeno, Opx= ortopiroxeno, Plg= plagioclasa, Ox= óxido de Fe-Ti.

4.3 Análisis de microsonda electrónica

La medición de elementos mayoritarios (aluminio, silicio, calcio, hierro, potasio, magnesio, sodio, titanio) mediante microsonda electrónica se realizó en el laboratorio LAMARX, en la Facultad de Matemática, Astronomía y Física de la Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. Las fases que se midieron corresponden a:

- Olivino
- Clinopiroxeno y Ortopiroxeno
- Plagioclasa
- Ilmenita
- Flúorapatita
- Vidrio

Además, se midieron las concentraciones de Cloro y Flúor en inclusiones vítreas homogéneas.

4.3.1 Diagramas bivariante

Un diagrama bivariante corresponde a un gráfico de dos variables en el que se evalúa la evolución en la concentración en peso de un elemento en función de otro, y se organiza de modo tal que los elementos a evaluar se grafican en el eje de las ordenadas, mientras el elemento de contra el cual se evaluará en el eje de las abscisas. El diagrama más popular utilizado es el diagrama de Harker (Harker, 1909), que corresponde a una comparación de elementos mayoritarios con respecto al sílice.

Con este tipo de diagramas se pueden identificar procesos ígneos como cristalización fraccionada, asimilación, fusión parcial y mezcla de magmas.

4.3.1.1 Diagrama TAS

Corresponde a un diagrama variacional que mediante la comparación entre la suma de los porcentajes en masa de elementos alcalinos ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) con respecto al porcentaje en masa del sílice (SiO_2) permite clasificar las rocas volcánicas. (Cox et al., 1979; Le Maitre et al., 1989).

Este diagrama clasifica las rocas en ultrabásicas, básicas, intermedias y ácidas en función de su contenido en sílice.

4.3.1.1.1 Diagrama Harker

Los diagramas variacionales en el que los elementos mayoritarios en óxidos son graficados con respecto a la sílice se denominan diagramas de Harker. Se utiliza debido a que este elemento es el constituyente mayoritario de la roca, y muestra una mayor variación que cualquier otro óxido. Sin embargo, puede presentar las siguientes dificultades: (1) una tendencia negativa, (2) correlaciones dudosas y (3) una menor variación en la concentración de elementos a medida que el valor de sílice aumenta.

4.3.1.1.2 Bivariante de número de magnesio.

Corresponde a un diagrama variacional que utiliza el número de magnesio en su eje de la abscisas. Este número se calcula mediante el porcentaje que corresponde a la concentración de magnesio con respecto a la suma de las concentraciones de magnesio y hierro:

$$\#Mg = MgO / (MgO + FeO)$$

Este tipo de diagramas es muy útil para visualizar la cristalización fraccionada, debido a que el magnesio y el hierro tienen una gran variación a medida que comienza la cristalización de minerales ferromagnesianos.

4.3.1.1.3 Diagrama AFM

Corresponde a un diagrama variacional triangular que grafica los elementos alcalinos ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), óxidos de hierro ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) y magnesio (MgO).

Es comúnmente usado para distinguir entre una evolución de magma calco-alcalina de otra toleítica en una serie sub-alcalina. Los diagramas comúnmente utilizados corresponden al de Kuno (1968) y al de Irvine y Baragar (1971).

4.3.2 Geotermobarometría

Para este trabajo se utilizan los geotermobarómetros de Putirka et al. (2008) y corresponden geotermobarómetro de dos piroxenos y al termómetro olivino-líquido.

La termometría de dos piroxenos fue propuesta por Davis y Boy (1966) y en su desarrollo ha sido utilizada para estimar temperaturas usando la partición de enstatita-dióxido. Es importante realizar un test de equilibrio para corroborar los resultados. Para realizar este cálculo, el coeficiente de equilibrio del intercambio de Fe-Mg debe estar en el rango de 1.09 ± 0.14 . Por otro lado, el barómetro corresponde al propuesto por Mercier et al. (1984) y se utiliza en los clinopiroxenos de alto mg#.

Con respecto al termómetro de olivino-líquido, el coeficiente de equilibrio del intercambio de Fe-Mg debe ser relativamente constante en el rango 0.30 ± 0.03 según Rhodes et al. (1979a). Este termómetro se basa en los contenidos en peso de óxidos de Fe, Mn y Mg tanto del líquido como del olivino, además del contenido en peso de óxidos de Na y K en el líquido.

5 RESULTADOS

5.1 Petrografía

5.1.1 Descripción petrográfica

Las rocas del cono navidad corresponden a lavas que son afaníticas, holocristalina con textura traquítica, con escasos fenocristales de plagioclasa y menos aún de olivino. Se observa además fenocristales de óxidos de Fe-Ti y microfenocristales de clinopiroxeno. El tamaño de estos fenocristales es fino, de hasta 1 mm en la muestra, mientras que la masa fundamental está compuesta principalmente de microlitos equigranulares de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti. La forma de los cristales es hipidiomórfica. Los porcentajes de fenocristales son:

- 50% plagioclasa
- 35% olivino
- 10% clinopiroxeno
- 5% óxido Fe-Ti.

La plagioclasa se encuentra en dos tamaños y se separa en dos familias. La primera corresponde cristales subhedrales de gran tamaño, de hasta 2mm de diámetro, con textura de *sieve* en su núcleo y buena estructuralidad en sus bordes. Presenta zonación inversa desde su núcleo al cuerpo, y zonación directa desde su cuerpo al borde. La segunda familia en general es subhedral, con cristales alargados, desde 400 μm hasta 1 mm en su eje largo, además presentan zonaciones directa e inversa, y se encuentran asociadas en textura glomeroporfírica a clinopiroxeno, olivino y óxidos de Fe-Ti (Ver figura 5-2).

El olivino se presenta en dos tamaños y se separa en dos familias. La primera familia, de mayor tamaño (figura 5-1), posee textura de reabsorción, subhedrales y con bordes de reacción. La segunda familia (figura 5-4), con cristales de menor tamaño (200-350 μm), se encuentran con textura de reabsorción, subhedrales y anhedrales, con borde de reacción, normalmente asociados a un óxido de tamaño similar o en textura glomeroporfírica asociado a plagioclasa, óxido y clinopiroxeno.

El clinopiroxeno se encuentra en tamaños de entre 200 a 100 μm , subhedrales, con bordes de reabsorción. Se encuentra normalmente asociado a plagioclasa y óxido de Fe-Ti. En ocasiones estos piroxenos se encuentran con lamelas de exsolución, como se puede ver en la figura 5-3, donde se aprecia un microfenocristal de clinopiroxeno subhedral a euhedral con exhibiendo esta textura, y se encuentra asociado a óxidos de Fe-Ti.

Los óxidos de Fe-Ti se encuentran en tamaños de entre 100 a 200 μm , subhedrales, con bordes de reabsorción. Se encuentra normalmente asociado tanto a olivino como a plagioclasa y clinopiroxeno en textura glomeroporfírica.

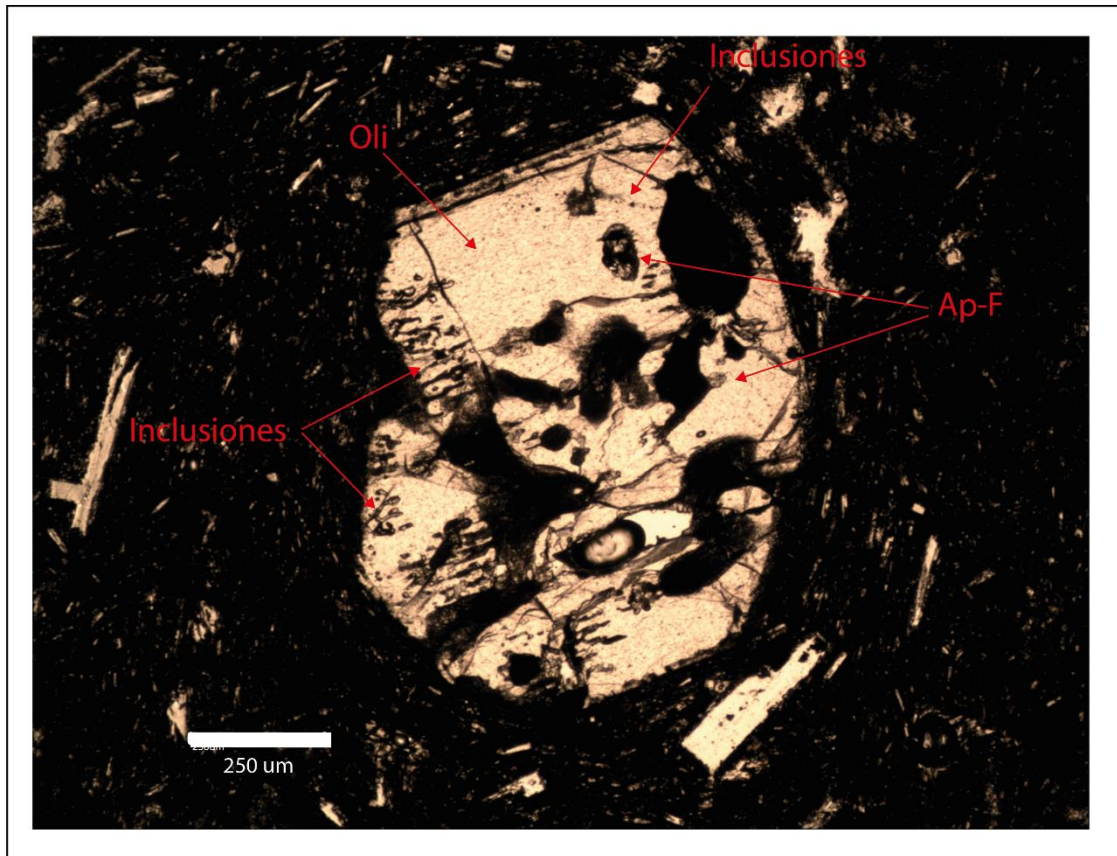


Figura 5-1: Olivino subhedral con textura de reabsorción y bordes de reacción (Oli1), junto con la textura porfídica general de la roca.

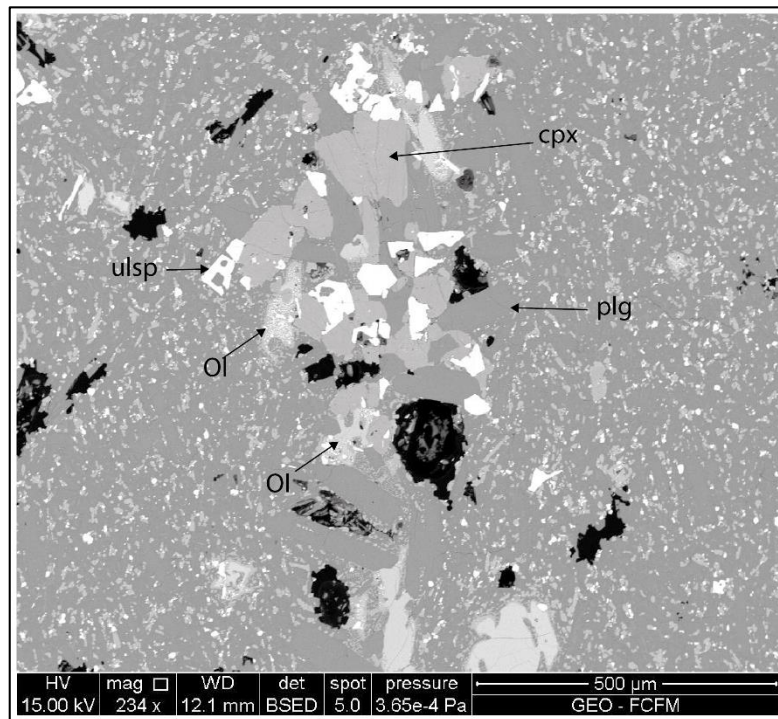


Figura 5-2: Imagen SEM donde se observa textura glomeroporfírica en que se asocian plagioclase, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti.

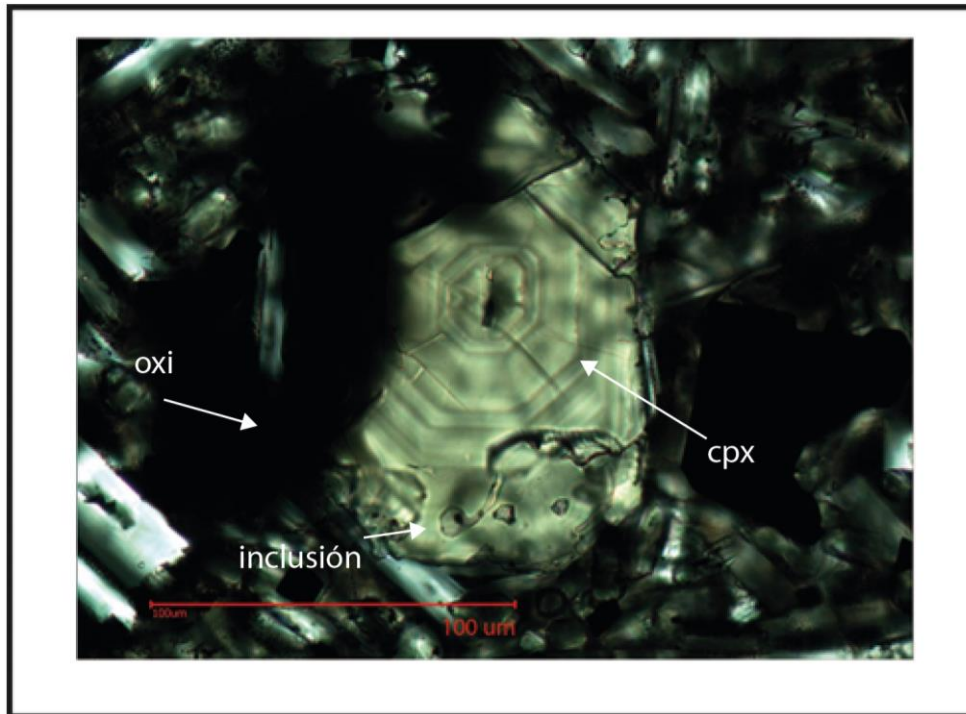


Figura 5-3: Fenocristal de clinopiroxeno euhedral (Px15), que exhibe lámelas de exsolución. Se asocia con óxido de Fe-Ti.

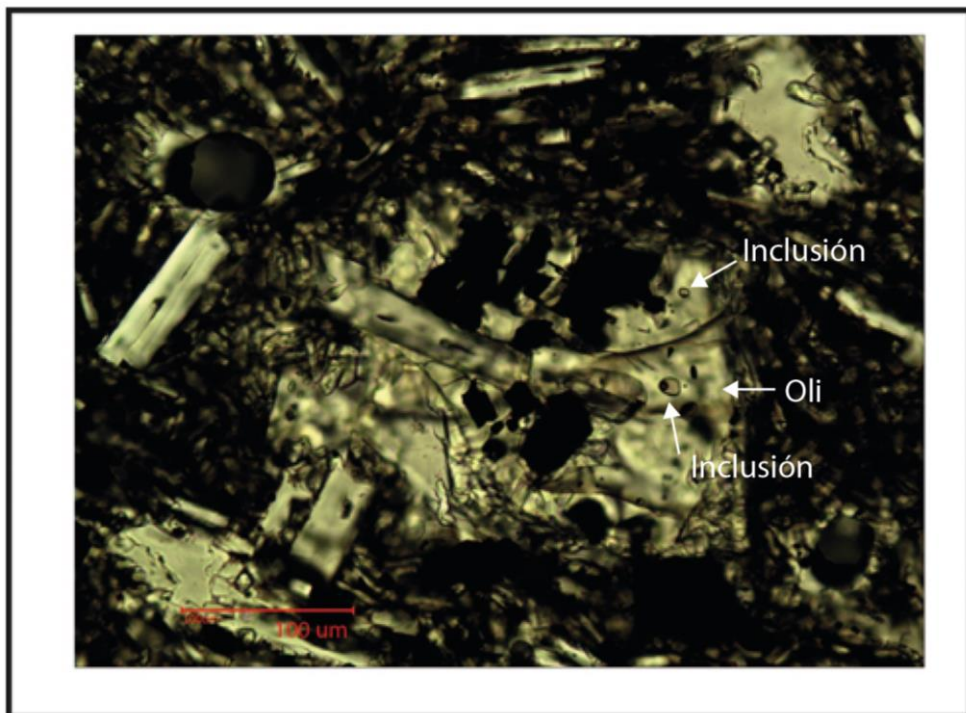


Figura 5-4: Fenocristal de olivino (Oli16) de segunda familia que cristaliza en asociación a óxidos de Fe-Ti.

5.1.1.1 Mineralogía

5.1.1.1.1 Plagioclasa

Se clasifica mediante el diagrama ternario Ab-An-Or posterior a O'Connor (1965). Corresponden en general a Andesina y Labradorita. En la figura 5-5 se grafican la composición de los microlitos en la masa fundamental, la composición de los fenocristales en su núcleo y zonación en sus bordes.

Se observa que la fase mineral en el núcleo es predominantemente labradorita, sin embargo se pueden identificar andesinas a la vez. Así mismo, en los bordes ocurre la misma situación. Por otro lado, los microlitos corresponden principalmente a andesina.

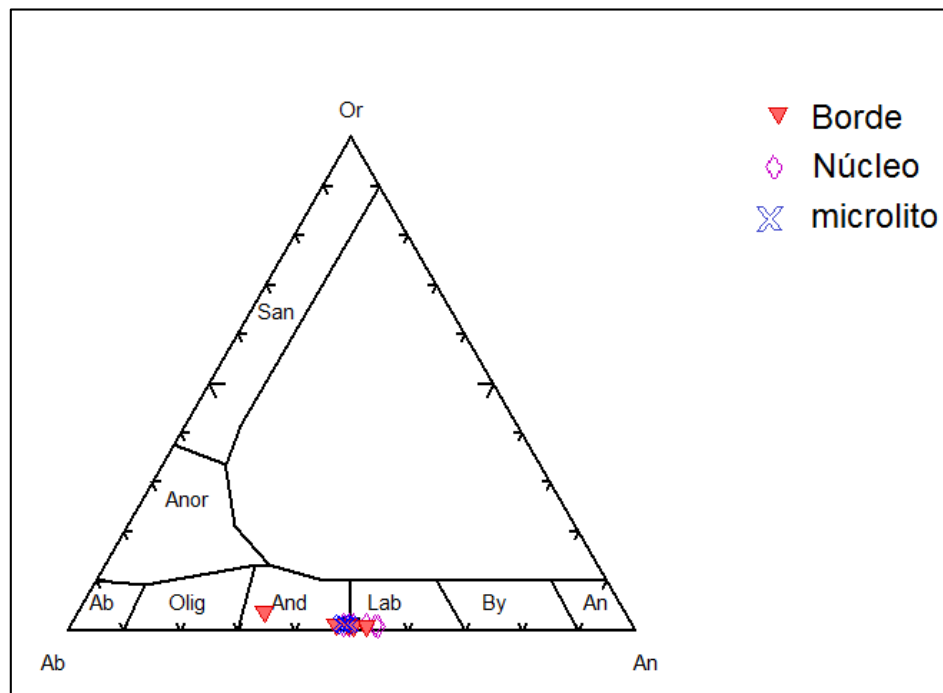


Figura 5-5: Diagrama clasificación feldespatos (O'Connor, 1965)

5.1.1.1.2 Piroxenos

Se obtuvieron un total de 19 datos de piroxenos entre las tres muestras. Estos corresponden principalmente lamelas de exsolución, microlitos y fenocristales. Los fenocristales fueron medidos en sus núcleos, cuerpos y bordes, debido a las lámelas de exsolución. Los datos son graficados de acuerdo al diagrama ternario de clasificación de piroxenos (Morimoto, 1988). Los resultados son expuestos en la figura 5-6. Se observa que los núcleos de los piroxenos son augita en su totalidad, mientras que los bordes y cuerpo corresponden a augita y pigeonita, identificándose como lámelas de exsolución de augita-pigeonita. Por otro lado, en los microlitos también pueden identificarse estas dos fases.

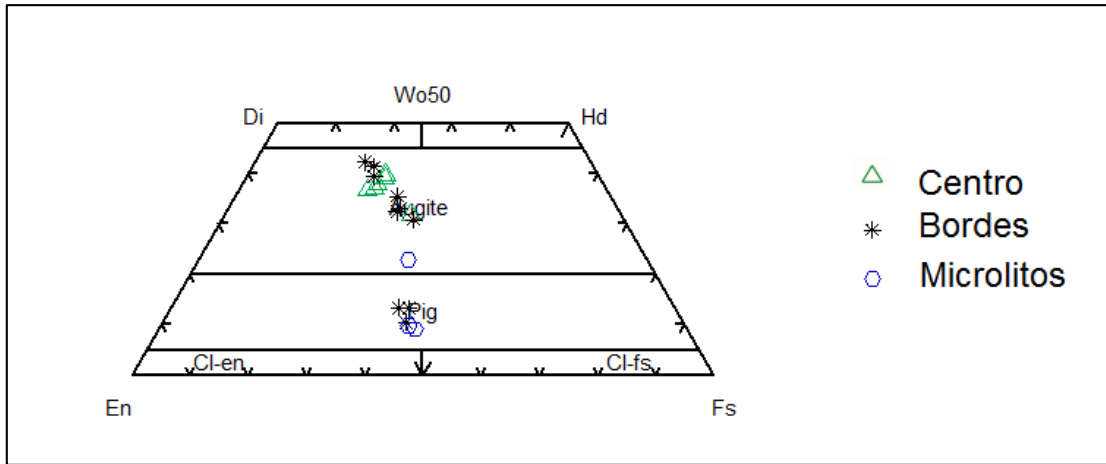


Figura 5-6: Diagrama de clasificación de piroxenos. (Morimoto, 1988)

5.1.1.1.3 Olivino

Se midieron en total 16 olivinos. Se clasifican según el diagrama Magnesio-Hierro-Manganeso. Los resultados se muestran en la figura 5-7. Se observa que la solución sólida dominante corresponde a Forsterita₄₀₋₃₀-Fayalita₇₀₋₆₀.

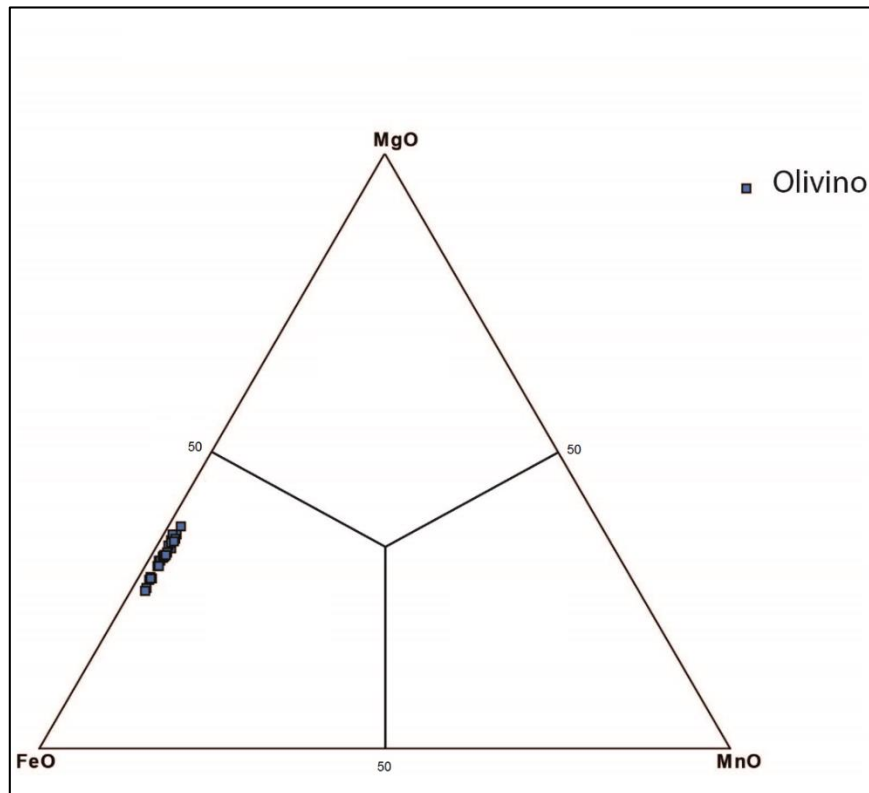


Figura 5-7: Diagrama ternario de clasificación de olivino

Por otro lado, se realizó un perfil mineral para identificar zonación en la primera familia de olivinos (figura 5-8). Los resultados indican que no hay zonación y que se trata de Fo₃₅-Fy₆₅ (ver tabla 2)

Figura 5-8: Perfil mineral de Oli1 mediante microsonda electrónica.

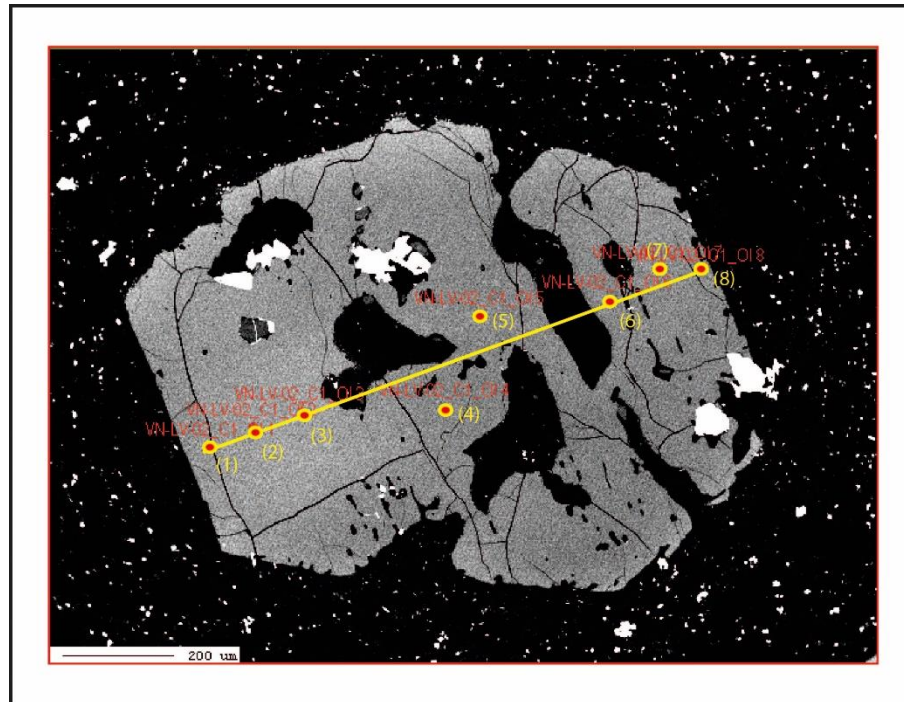


Tabla 2: Resumen perfil geoquímico para cristal Oli1

Punto	MgO	FeO	%Mgo	CaO	Fase mineral
1	19.9	34.9	36.3	0.2546	Fayalita 64- Forsterita36
2	22.4	41	35.35	0.228	Fayalita 65- Forsteria35
3	21.6	43.6	33.17	0.244	Fayalita 67- Forsteria33
4	22.8	39.2	36.73	0.2356	Fayalita 64- Forsterita36
5	23.5	42.6	35.56	0.2338	Fayalita 65- Forsterita35
6	23.2	42.2	35.46	0.2748	Fayalita 65- Forsterita35
7	22.5	42.4	34.68	0.2205	Fayalita 66- Forsterita34
8	22.8	41.8	35.31	0.2501	Fayalita 65- Forsterita35

5.1.1.1.4 Óxidos de Fe-Ti

Los microfenocristales aislados de óxidos de Fe-Ti son cercanos a la solución sólida de titanomagnetita (titanomagnetita₇₅-magnetita₂₅), con mayor contenido en titanio que los cristales observados en textura glomeroporfírica (titanomagnetita₆₅-magnetita₃₅) como se puede observar en la Figura 5-9. Esto se determinó mediante el recálculo mineral de acuerdo con tabla óxidos de Fe-Ti, anexo 3.

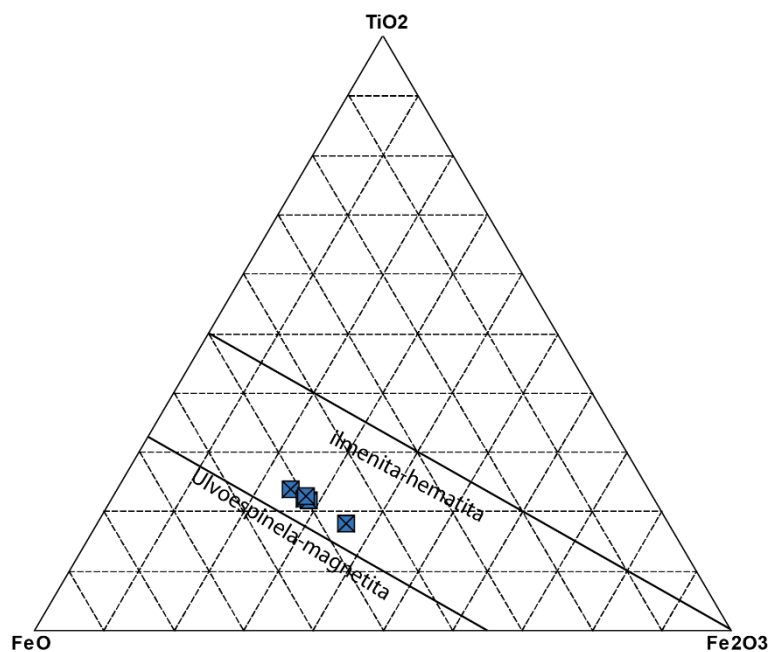


Figura 5-9: diagrama TiO₂-FeO-Fe₃O₄ para la clasificación de óxidos de Fe-Ti.

5.1.1.2 Identificación de inclusiones vítreas

Las inclusiones vítreas encontradas en este trabajo se resumen en tabla 3. En ella se separan de acuerdo con la muestra en la que fue encontrada, la fase mineral que la contiene y se describen las inclusiones de acuerdo con lo expuesto en la metodología. Para mayor detalle sobre la petrografía realizada en esta etapa, consultar anexo 1. De acuerdo a estas características las inclusiones son seleccionadas para realizar estudios de microsonda.

Tabla 3: Resumen de inclusiones vítreas identificadas en esta etapa.

Muestra	mineral huesped	tamaño inclusión (µm)	composición	razón tamaño burbuja /inclusión
VNLV01	olivino	8	vidrio+cristal	-
	olivino	10	vidrio+burbuja	30%
	olivino	<10	vidrio+burbuja	25 a 20%

	piroxeno	6	homogénea	-
	clinopiroxeno	<10	vidrio+burbuja+óxido	25%
VNLV02	olivino	5	vidrio + burbuja	20%
	olivino	15	vidrio+óxido+cristal	
	olivino	25	vidrio+ óxidos	
	olivino	5	vidrio+burbuja	25%
	olivino	<10	vidrio+cristal+burbuja	-
	olivino	<10	vidrio+burbuja	12%
	olivino	10 a 20	vidrio+ burbuja	25%
	olivino	50	recristalizada	-
	olivino	8	vidrio+oxido+burbuja	30%
	olivino	5 a 10	burbuja + vidrio	30%
	olivino	10	burbuja+vidrio+cristal	30%
	olivino	15 a 18	recristalizada	-
	olivino	15	homogénea	
	olivino	5	-	-
	olivino	5 a 10	vidrio + burbuja	30%
	olivino	10 a 12	vidrio+ cristal	
	Clinopiroxeno	<3	vidrio+óxido	-
	Clinopiroxeno	<5	homogénea	
	clinopiroxeno	< 10	óxido+vidrio	-
	Clinopiroxeno	<5	óxido+vidrio	-
	Clinopiroxeno	<10	homogénea	-
	Clinopiroxeno	<5	homogénea	
	Clinopiroxeno	9	cristal+vidrio+óxido?	
	clinopiroxeno	10	cristal+vidrio	
	titanomagnetita	8 a 10	homogénea	-
	titanomagnetita	10	homogénea	-
titanomagnetita	10 a 15	homogénea	-	
plagioclasa	<8	óxido+vidrio	-	
VNLV03	olivino	10	burbuja+vidrio	50%
	olivino	10	burbuja+vidrio	25%
	olivino	10	homogénea	-
	Clinopiroxeno	<8	vidrio+óxido	-
	Clinopiroxeno	<8	vidrio+ óxido?	-
	Clinopiroxeno	8 a 15	vidrio+ burbuja	20%
	Clinopiroxeno	<10	vidrio+burbuja+oxido	20%
	Clinopiroxeno	<10	recristalizada	-
	Clinopiroxeno	<10	cristal+vidrio+burbuja	20%

	Clinopiroxeno	<15	burbuja+vidrio	20%
	titanomagnetita	12	burbuja+vidrio	20%

5.1.2 Microscopía electrónica de barrido

Como parte del estudio de inclusiones vítreas, cada una de las inclusiones anteriores es observada mediante SEM para determinar si están efectivamente en superficie y si los elementos que las componen permiten definirla como una inclusión homogénea o compuesta por burbuja y vidrio. En esta etapa además se identificaron la naturaleza y características de las texturas descritas en el capítulo de petrografía, además de la identificación de otras fases minerales que con petrografía no se pudo identificar.

5.1.2.1 Identificación de Inclusiones vítreas en superficie

Se identificaron las inclusiones homogéneas y las que se componen por vidrio + burbuja. Además, se descartaron las inclusiones que midieran menos de 5µm, requisito para ser medidas mediante microsonda electrónica. La tabla 4 contiene los resultados de esta etapa. En total se identificaron 16 inclusiones vítreas que cumplen con las características que requiere este estudio. Para más información de imágenes de SEM obtenidas en esta etapa consultar anexo 2 de microscopía electrónica de barrido.

Tabla 4: Resumen de inclusiones vítreas seleccionadas en la etapa de SEM.

Código	Mineral	tamaño inclusión	composición	razón tamaño burbuja /inclusión	Familia	n° inclusiones
		(µm)				
Oli1	olivino	<10	vidrio+burbuja	30%	si	2
Px14	olivino	<10	vidrio+burbuja	25 a 20%		1
Oli16	olivino	8 a 10	burbuja+vidrio	30%	si	3
Oli15	olivino	10	burbuja+vidrio	25%	no	1
Oli12	olivino	10	burbuja+vidrio	50%	no	1
Ox3	titanomagnetita	10	homogénea		no	1
Ox4	titanomagnetita	12	burbuja+vidrio	20%	no	1
Ox5	titanomagnetita	8 a 10	homogénea	-	si	2
Ox1	titanomagnetita	10 a 15	homogénea	-	si	2
Oli4	Olivino	<10	vidrio+burbuja	12%	no	1
Ox2	titanomagnetita	<10	vidrio	-	no	1
Px16	clinopiroxeno	10	burbuja+vidrio	30%	no	1
Px22	clinopiroxeno	6	homogénea	-		1

5.1.2.2 Observaciones adicionales en SEM.

La imagen de electrones retrodispersados del SEM permitió distinguir texturas minerales que mediante microscopio óptico no eran posible de observar en su totalidad. Además, se encontraron asociaciones minerales que con microscopía óptica no se pudo identificar. A continuación se muestran resultados obtenidos en esta etapa.

5.1.2.2.1 Textura simplectítica

Los olivinos que presentaban bordes de reacción fueron observados mediante imagen de electrones retrodispersados. La figura 5-10 muestra un cristal de la segunda familia de olivinos que está siendo afectado por un borde de reacción que exhibe además textura simplectítica. El borde de reacción corresponde a clino-enstatita a pigeonita (figura 5-11), mientras que el óxido corresponde a titanomagnetita. Esta textura de disequilibrio ocurre después de la reabsorción descrita en el capítulo 5.2.1.

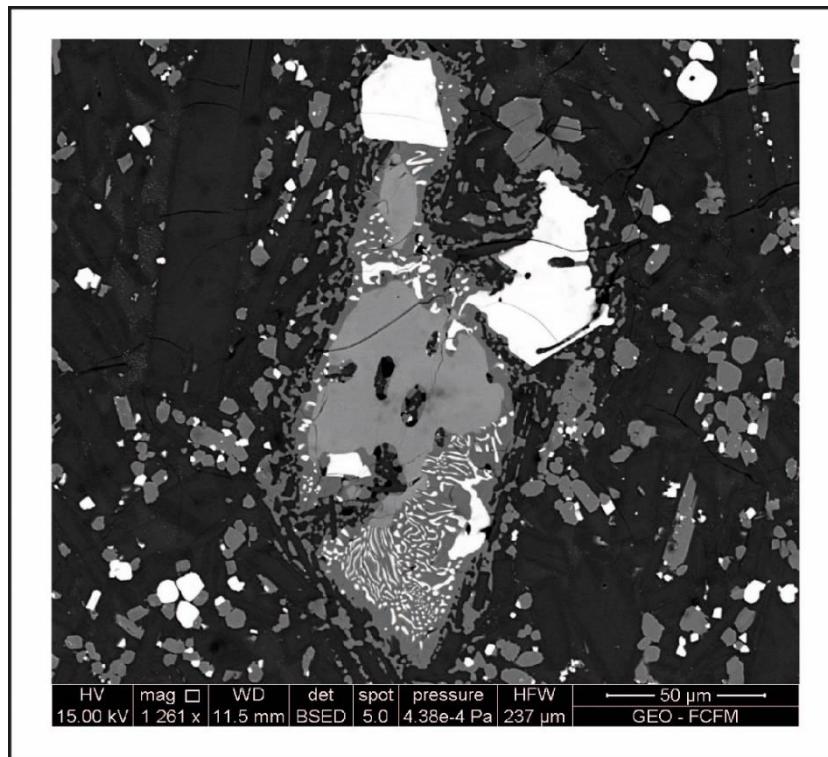


Figura 5-10: Olivino con borde de reacción de piroxeno de bajo calcio y óxido de Fe-Ti. Textura simplectítica en el borde de reacción.

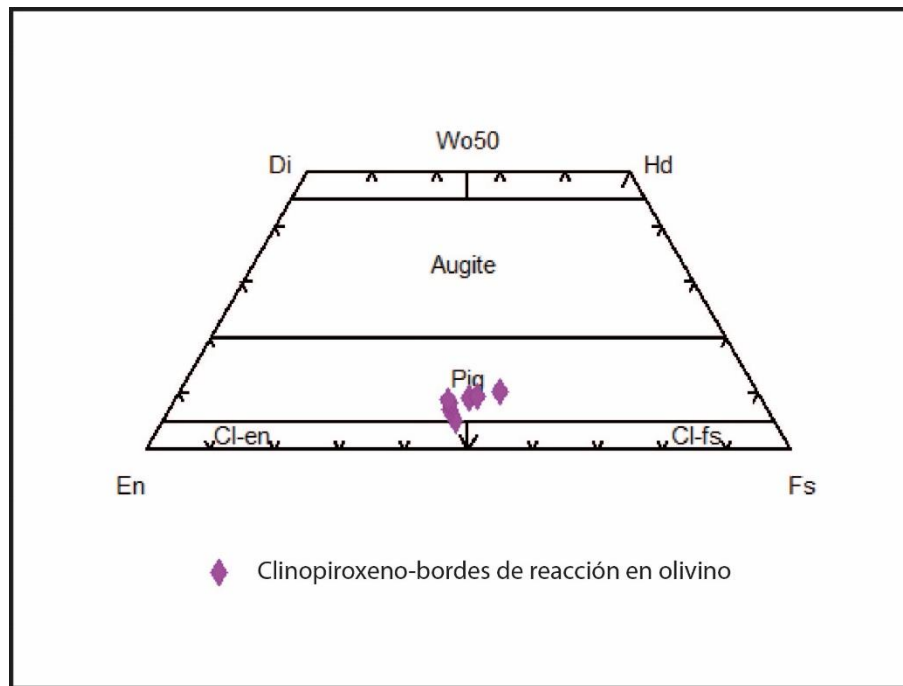


Figura 5-11: Borde de reacción de olivino, compuesto por pigeonita.

5.1.2.2.2 Calcopirita

La asociación de calcopirita y clinopiroxeno, además de calcopirita con óxido de Fe-Ti fue posible de observar sólo mediante imagen de electrones retrodispersados. La figura 5-12 y 5-13 muestran estas asociaciones, respectivamente. Si bien es cierto esta asociación no es frecuente en las muestras descritas, en trabajos anteriores se nombra la presencia de piritita ocasional en la colada de lava.

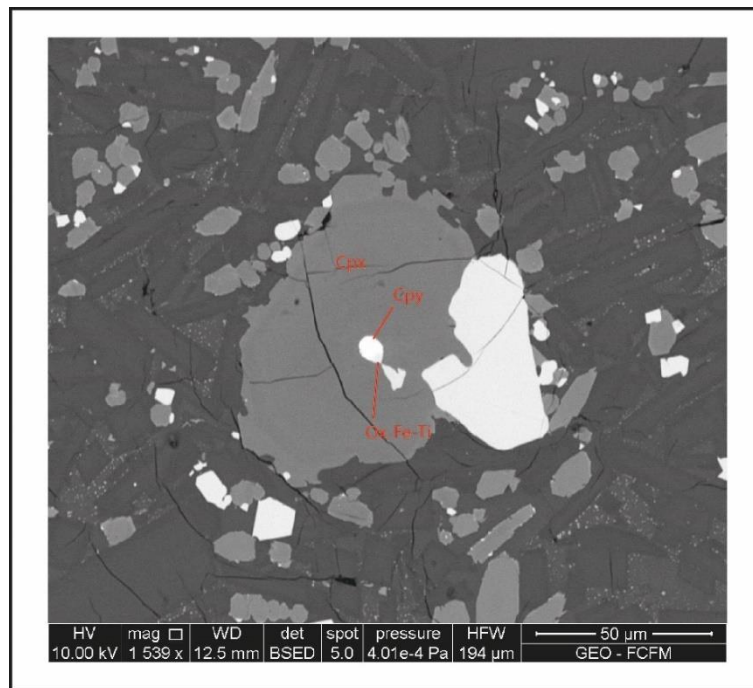


Figura 5-12: Asociación de clinopiroxeno, calcopirita y titanomagnetita.

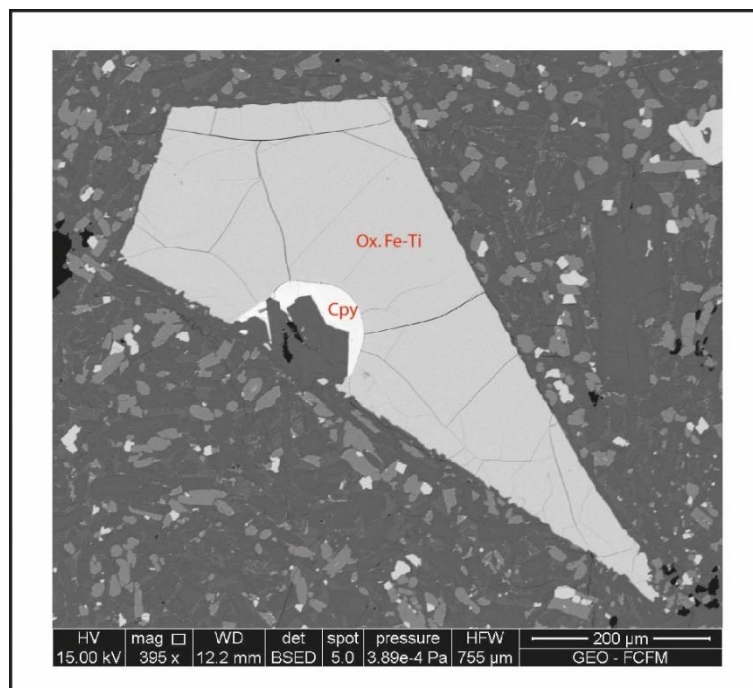


Figura 5-13: Asociación de un fenocristal de titanomagnetita con calcopirita.

5.1.2.3 Flúorapatita

La presencia de flúorapatita en las muestras fue sólo percibida una vez que se trabajó con imágenes de electrones retrodispersados. Este se encuentra asociado a fenocristales de óxidos de Fe-Ti y como parte de inclusiones pseudosecundarias en el cristal Oli1 (Figura 5-14 y 5-15, respectivamente). La asociación con óxidos de Fe-Ti es la más común, sin embargo, no se

encuentra en todos los microfenocristales de óxidos. Por otro lado, en la Figura 5-14 se observa un cristal idiomorfo de fluorapatita, indicando que el crecimiento de este mineral fue en equilibrio con su mineral huésped en textura poquilítica, mientras que los cristales de flúorapatita en las inclusiones pseudosecundarias (Figura 5-15) también son euhedrales a subhedrales.

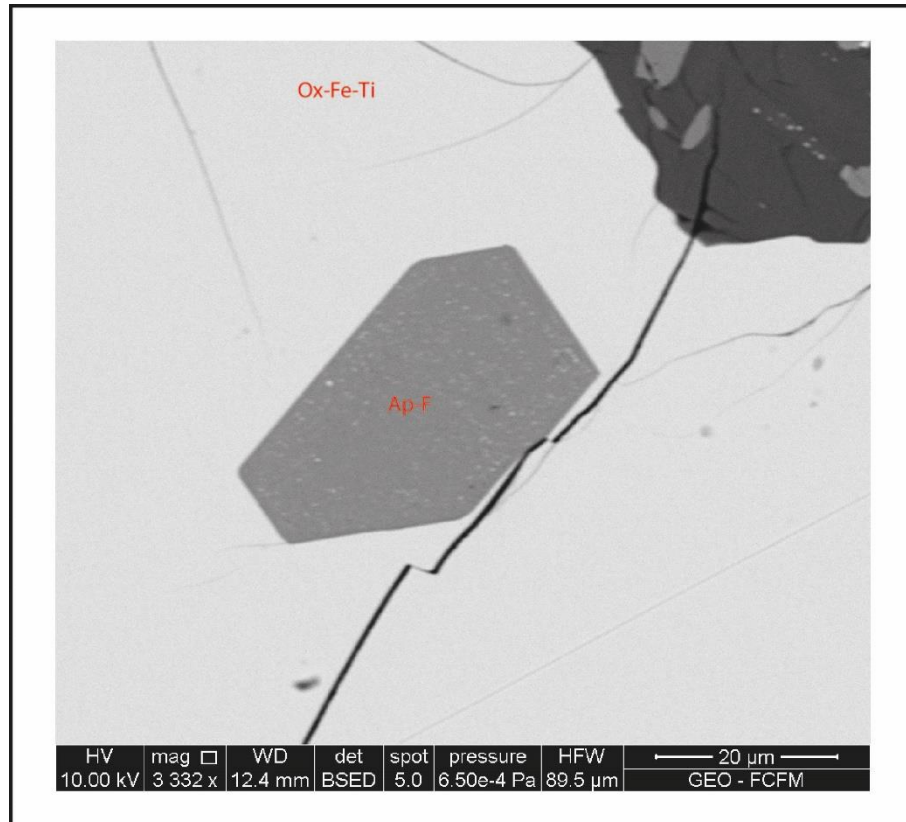


Figura 5-14: Cristal idiomorfo de flúorapatita en óxido de Fe-Ti.

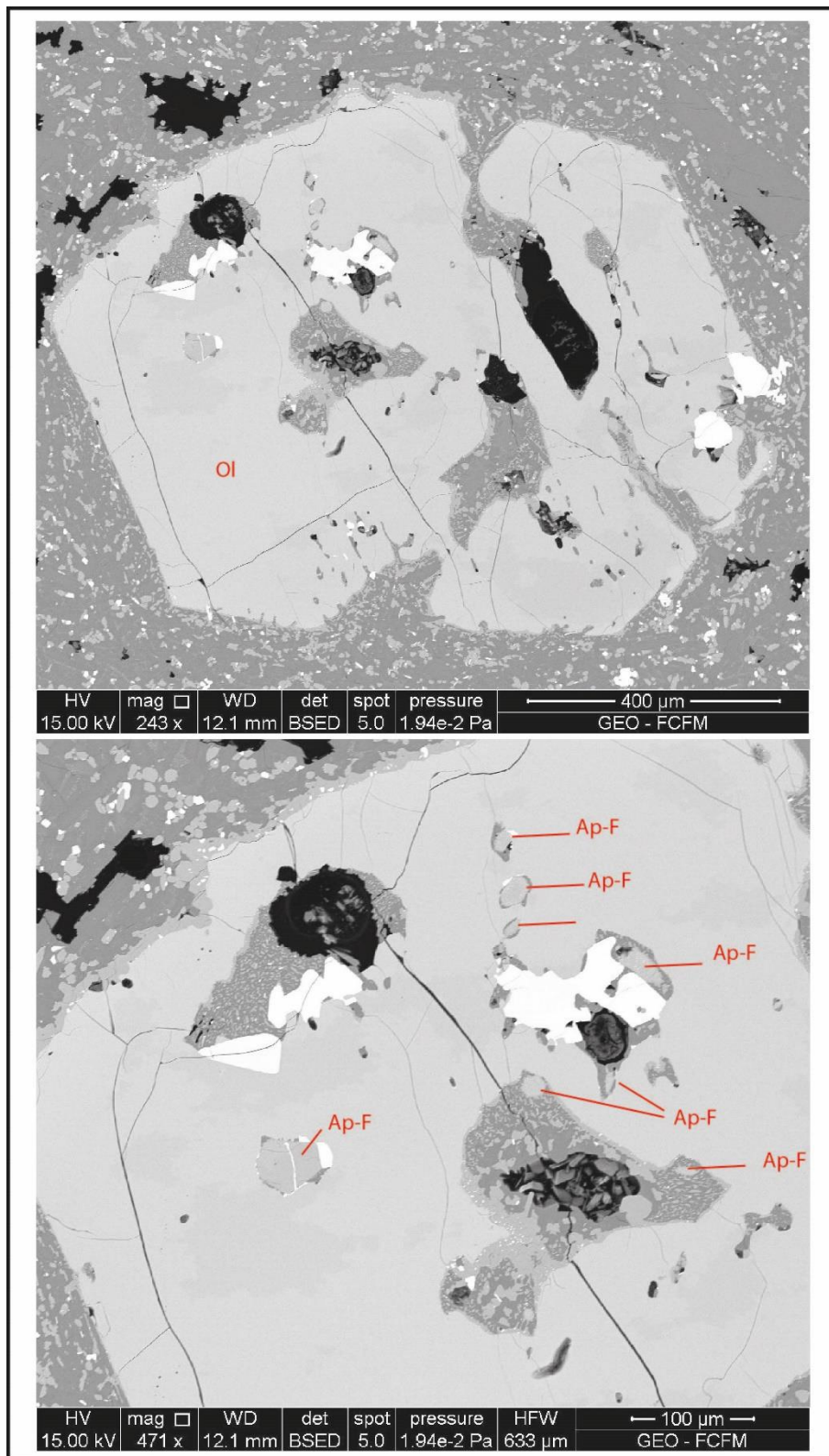


Figura 5-15: Flúorapatita en inclusiones de olivino.

Debido al alto contenido de flúor que exhiben las apatitas, estas son clasificadas como flúorapatitas. Sin embargo, se debe tener en cuenta que la medición mediante EPMA no es totalmente confiable debido a que la medición de flúor es afectada dependiendo de la orientación del eje c del cristal con respecto al haz de electrones (Stormer et al., 1993). En ese sentido, el miembro extremo de las flúorapatitas tiene un máximo de 3.77 wt% F (Webster et al., 2015). Así, de las mediciones de este estudio, sólo una apatita está dentro del diagrama Cl-OH-F de clasificación de apatitas. Este corresponde a Fluorapatita₅₂-Hidroxiapatita₄₈, (figura 5-16) si se considera que lo que resta para el cierre es OH⁻. (ver tabla Apatitas, Anexo 3 de mediciones de microsonda electrónica.)

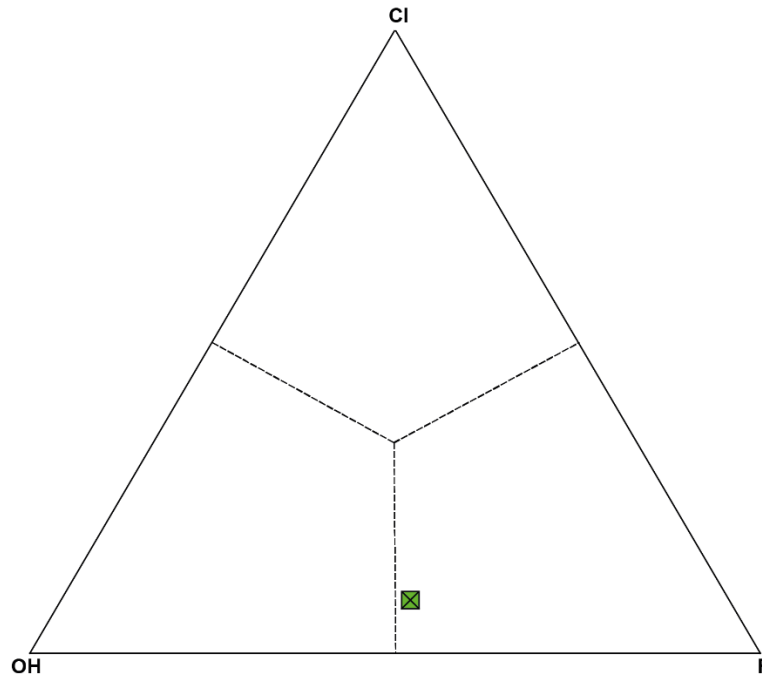


Figura 5-16: Diagrama Cl-OH-F de clasificación de apatitas.

5.1.3 Química de elementos mayoritarios

5.1.3.1.1 Diagrama TAS

Los datos de inclusiones vítreas son graficados en un diagrama TAS, expuesto en la figura 5-16. Son separados de acuerdo con las fases minerales en que son encontrados. Para mayor detalle de los datos, ver anexo 3. Los datos de roca total son obtenidos a partir del trabajo de Macomber (2015).

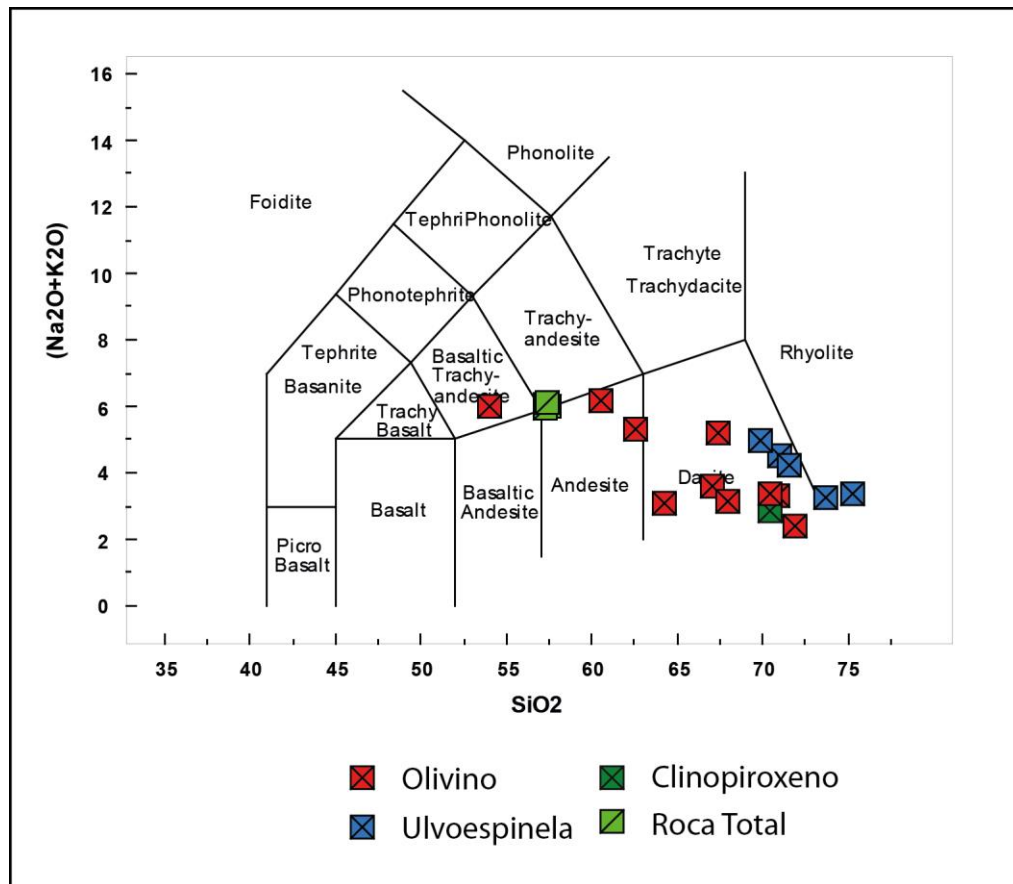


Figura 5-17: Diagrama TAS para las inclusiones vítreas medidas mediante microsonda electrónica. (posterior a Le Bas, 1986).

Se observa en el diagrama TAS que las inclusiones en olivino son menos evolucionadas, indicado por el menor contenido en sílice que las observadas en las inclusiones en titanomagnetita y clinopiroxeno, las que se ubican en el rango de dacitas riolitas. Por otro lado, se destaca la presencia de una inclusión con menor contenido en sílice que la que contiene la roca total. Se observa además una disminución en el contenido de alkalis a medida que aumenta el contenido en sílice.

5.1.3.1.2 Diagramas Harker

Se grafican diagramas Harker en las figuras 5-18, 5-19 y 5-20 según los datos de inclusiones vítreas medidos en microsonda electrónica. Para mayor detalle de los datos ver tabla de inclusiones vítreas en anexo 3.

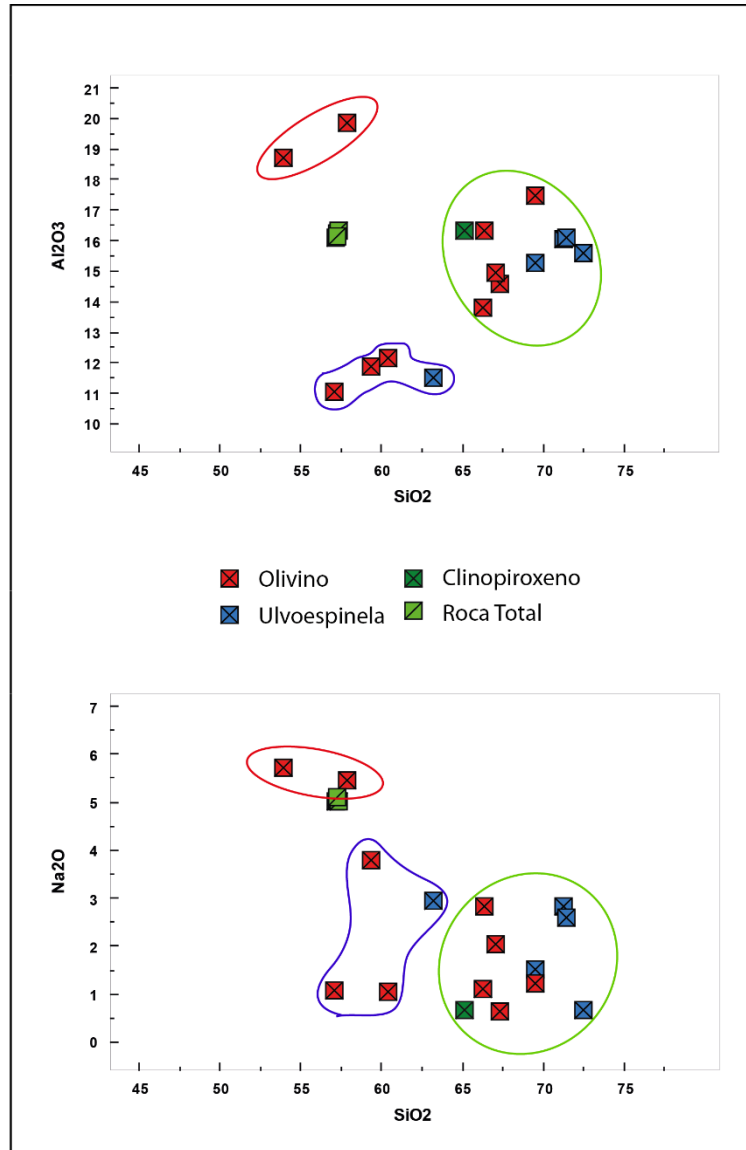


Figura 5-18: Diagramas Harker de Aluminio y Sodio medidos en inclusiones vítreas.

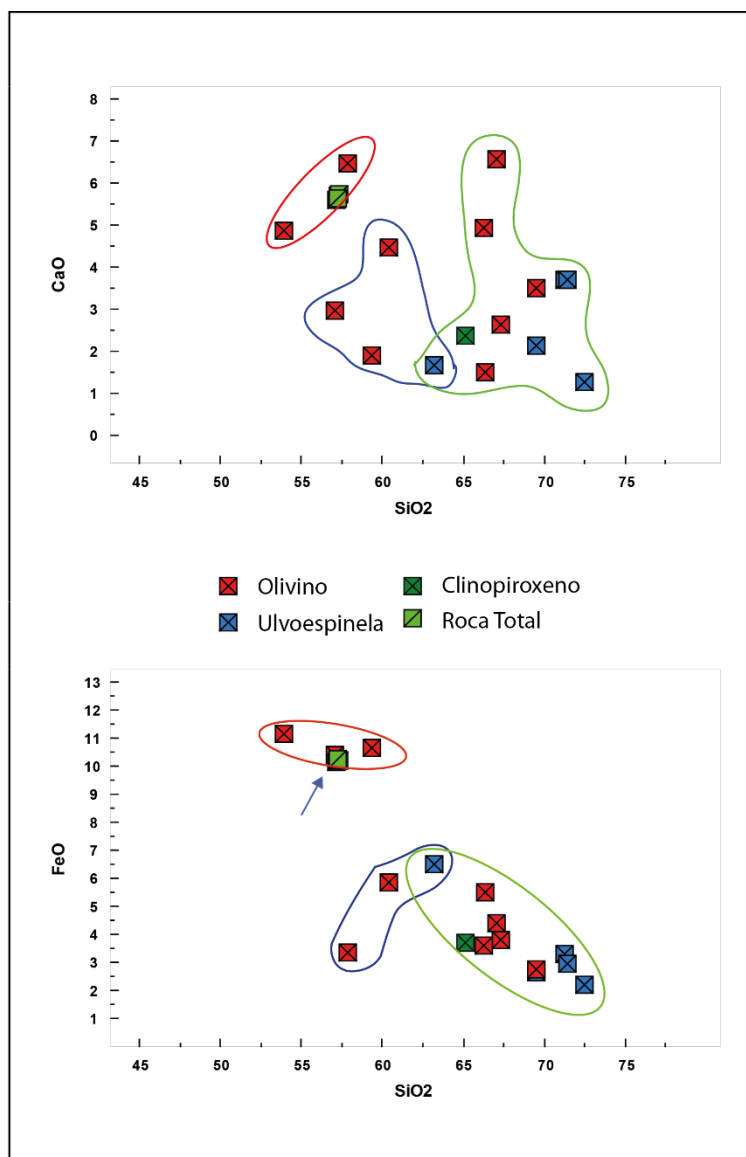


Figura 5-19: Diagrama Harker para Calcio y Hierro medidos en inclusiones vítreas.

Se observa en la figura 5-18, para el diagrama Harker de aluminio, tres grupos definidos por la composición de roca total (rojo, azul y verde, de menor a mayor sílice, respectivamente). El primero se compone de dos inclusiones en olivino que poseen un contenido menor o similar en sílice que roca total, pero exhiben un mayor contenido de aluminio. Por otro lado, se observan inclusiones en olivino con similares contenidos en sílice que roca total, pero con menor contenido en aluminio, mientras que hay otro grupo bien marcado definido por un contenido en sílice mayor que roca total, pero con similares contenidos en aluminio. Cabe destacar que en este último grupo están la mayoría de las inclusiones medidas en titanomagnetita, específicamente más ferrosa, y en clinopiroxeno.

Asimismo, el contenido de sodio en el diagrama Harker de la misma figura puede ser separado en grupos similares a los descritos en el diagrama Harker de aluminio, aunque el grupo de mayor contenido en sílice posee menor contenido de sodio que la roca total. Esto tiene relación además con lo observado en el diagrama TAS, con respecto a la disminución en el contenido de alkalis en el magma más evolucionado.

En la figura 5-19 se puede observar un comportamiento distinto con respecto al calcio, esto indicado por un diagrama Harker con datos dispersos sin una tendencia acotada. Sin embargo, al analizar las inclusiones por mineralogía, así como se hizo en el diagrama TAS, las inclusiones más evolucionadas, correspondientes a las medidas en titanomagnetita y clinopiroxeno, indican una disminución del calcio con respecto a las inclusiones en olivino, indicando entonces así una disminución en el contenido de calcio a medida que el sistema evoluciona hacia un magma más diferenciado.

En lo que respecta al hierro total, se pueden observar los tres grupos mencionados con anterioridad. El primer grupo (rojo) indica contenidos de hierro muy altos, incluso más altos que el de roca total, llegando hasta el 11,5% *wt.* FeO_t. Son estas mismas inclusiones las que exhiben contenidos similares e incluso menores en sílice que las de roca total. El segundo grupo está compuesto por inclusiones con contenido de sílice similar al de roca total, sin embargo, con contenidos mucho menores de FeO_t (azul). Se destaca la presencia de una inclusión que estaba incluida en este grupo en los diagramas anteriores, pero dado su alto contenido de hierro se indica con flecha negra y se agrupa en el grupo anterior. En lo que respecta al tercer grupo de inclusiones (verde), estas son las de titanomagnetita, clinopiroxeno y algunas de olivino, las que exhiben un bajo contenido en hierro y un alto contenido en sílice, indicando además una tendencia a la roca total a medida que disminuye el contenido en sílice en el magma.

Con respecto a la figura 5-20, el diagrama Harker del magnesio indica la presencia tres grupos. El primero, correspondiente a magmas con menor contenido en sílice que roca total, que exhiben además mayor contenido de magnesio (rojo), mientras que las inclusiones con mayor contenido en sílice contienen menor contenido en magnesio que roca total (verde). Se observa en este grupo además que no está acotado en sus valores de magnesio, indicando una tendencia que evoluciona hacia el contenido en magnesio de roca total, indicado también por las inclusiones en olivino con contenidos de magnesio y sílice cercanos al de roca total (azul). Por otro lado, el diagrama Harker del titanio indica los mismos grupos que los diagramas anteriores. La mayoría de las inclusiones medidas, independiente de su contenido en sílice, exhiben un contenido menor de titanio que la roca total, a pesar de que hay inclusiones con 64-67% *wt.* SiO₂ que poseen mayor contenido en titanio que roca total.

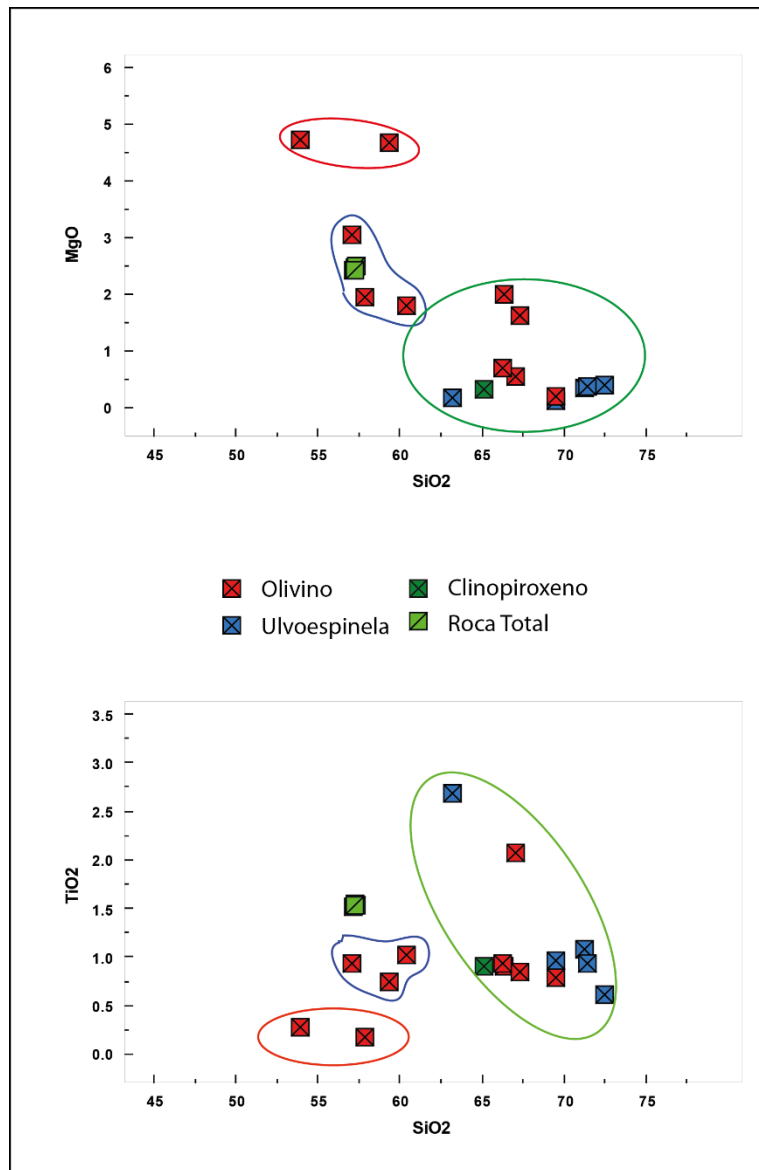


Figura 5-20: Diagrama Harker para Magnesio y Titanio medidos en inclusiones vítreas.

5.1.3.1.3 Diagrama bivalente de número de magnesio

Se grafican diagramas bivariantes de mg# en la figura 5-21, 5-22, 5-23 y 5-24 según los datos de inclusiones vítreas medidos en microsonda electrónica. Para mayor detalle de los datos ver anexo 3, tabla de inclusiones vítreas.

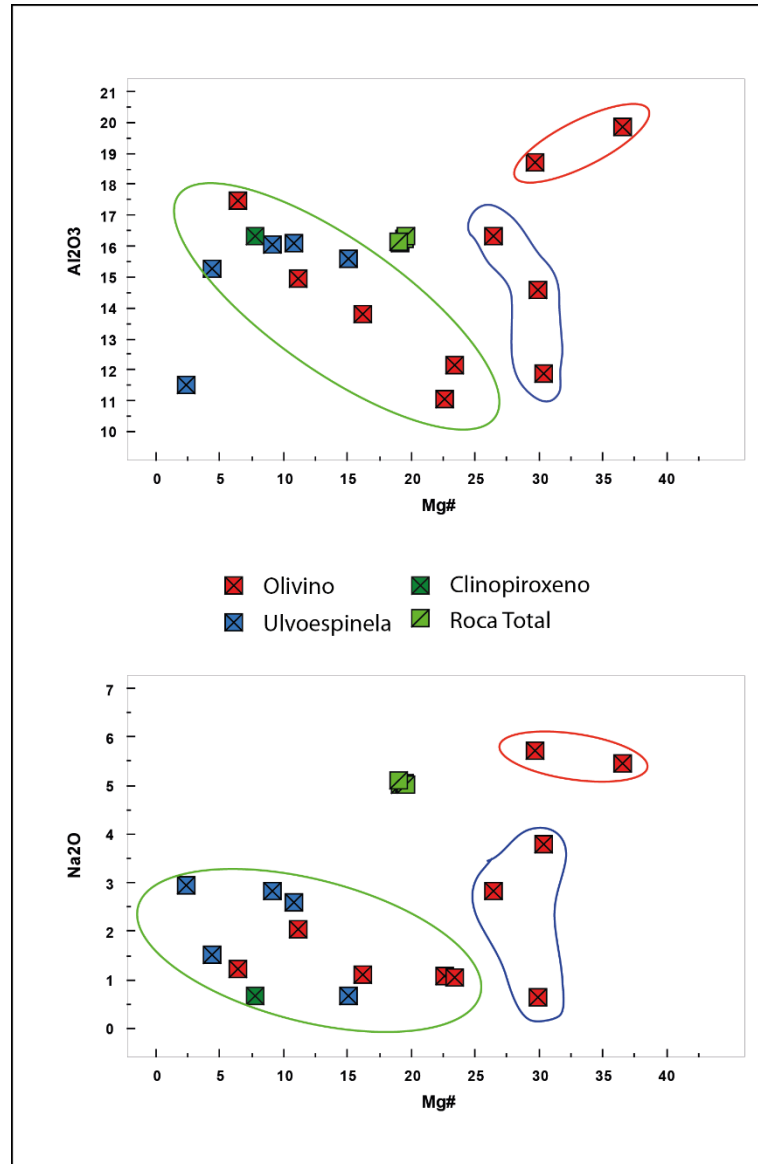


Figura 5-21: Diagrama bivalente de mg# para Aluminio y Sodio medidos en inclusiones vítreas.

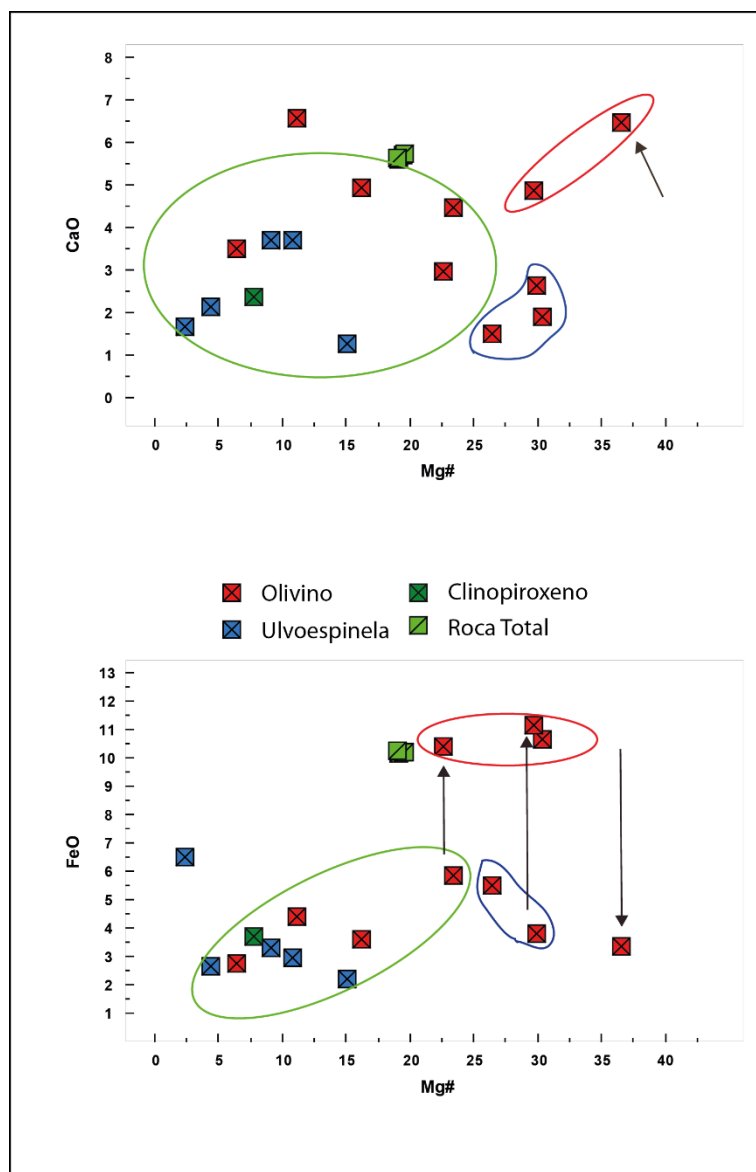


Figura 5-22: Diagrama bivalente de mg# para Calcio y Hierro medidos en inclusiones vítreas.

En lo que respecta a los diagramas de la figura 5-21, el aluminio y el sodio se comportan de manera similar con respecto al mg#. La presencia de dos grupos que tienden hacia el contenido de roca total es observada en ambos diagramas, indicadas por las inclusiones en titanomagnetita y clinopiroxeno por el lado más evolucionado (verde), y las inclusiones en olivino por el lado más primitivo (rojo). Se destaca la presencia de inclusiones en olivino que, teniendo un mg# alto, poseen valores menores de aluminio y sodio que los de roca total (azul). Estas observaciones son replicables para los diagramas de mg# de hierro y calcio en la figura 5-22, donde las tendencias son similares las descritas para aluminio y sodio. Es decir, se repiten los dos grupos en ambos diagramas, y se observan las mismas inclusiones en olivino que para un mg# mayor que el de roca total, poseen menos hierro y calcio. Hay que destacar que en el diagrama de FeO_t hay inclusiones con valores anómalos (flechas), indicando la presencia o de reequilibrios o de líquidos inmiscibles.

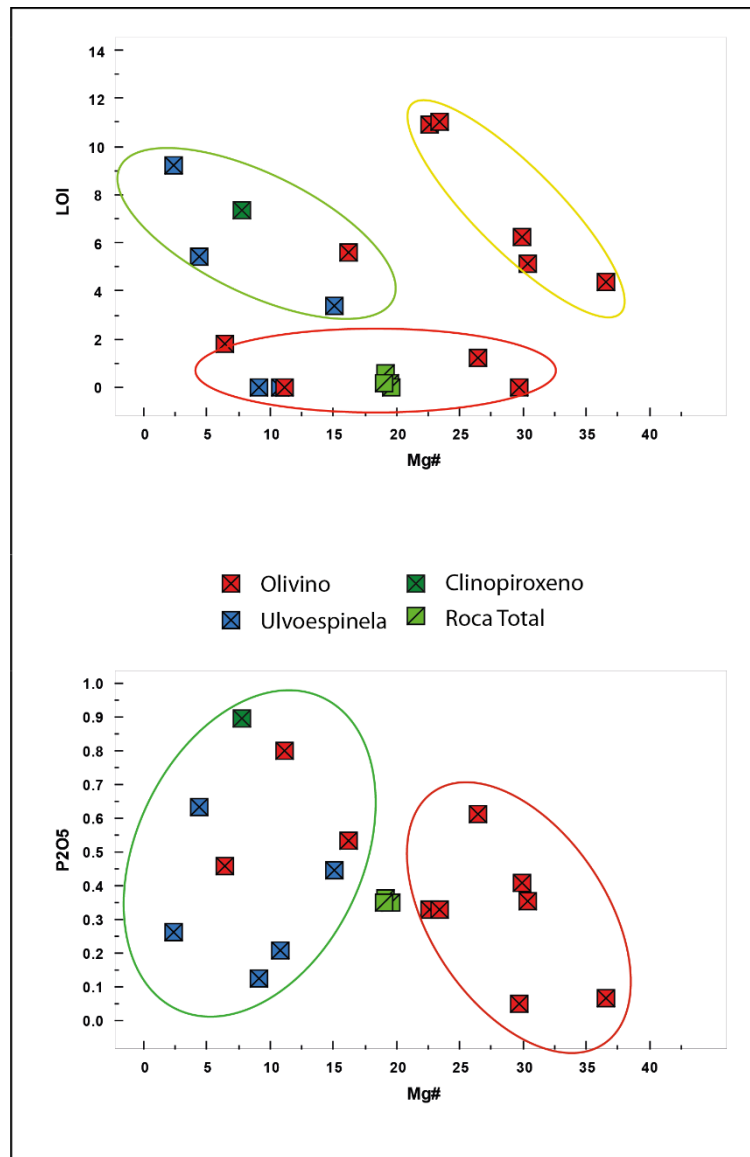


Figura 5-23: Diagrama bivalente de mg# para volátiles (Loss on Ignition=LOI) y Fósforo medidos en inclusiones vítreas.

En lo que respecta a la figura 5-23, es de especial interés el comportamiento de los volátiles indicado por el gráfico de LOI con respecto a mg#. La primera observación corresponde a que los valores de LOI son muy dispersos, sin embargo, se observa, para los valores con menor mg# que roca total, una disminución en dirección hacia los contenidos de roca total, con su menor valor indicado en un 0% de LOI para mg# igual a 10. Se observa además un grupo de inclusiones anhidras, pero con un espectro amplio de valores de mg#. Finalmente se observa un tercer grupo cuyo contenido de volátiles aumenta a medida que disminuye su valor de mg#.

Con respecto al comportamiento del fósforo, en el segundo gráfico de la figura 5-23 se observa nuevamente dos grupos bien marcados y separados por el contenido de fósforo en roca total. El grupo de menor mg# tiene valores dispersos, aunque sin embargo en promedio las inclusiones en olivino y en clinopiroxeno presentan mayor contenido de fósforo que las medidas en titanomagnetita. Cabe destacar además el alto contenido en fósforo que tiene la inclusión medida en clinopiroxeno. Por otro lado, las inclusiones con mayor mg# presentan en promedio menor

contenido en fósforo que la roca total, indicado por las inclusiones con mayor mg#. Sin embargo, a medida que el mg# se acerca al de roca total también lo hace el contenido de fósforo.

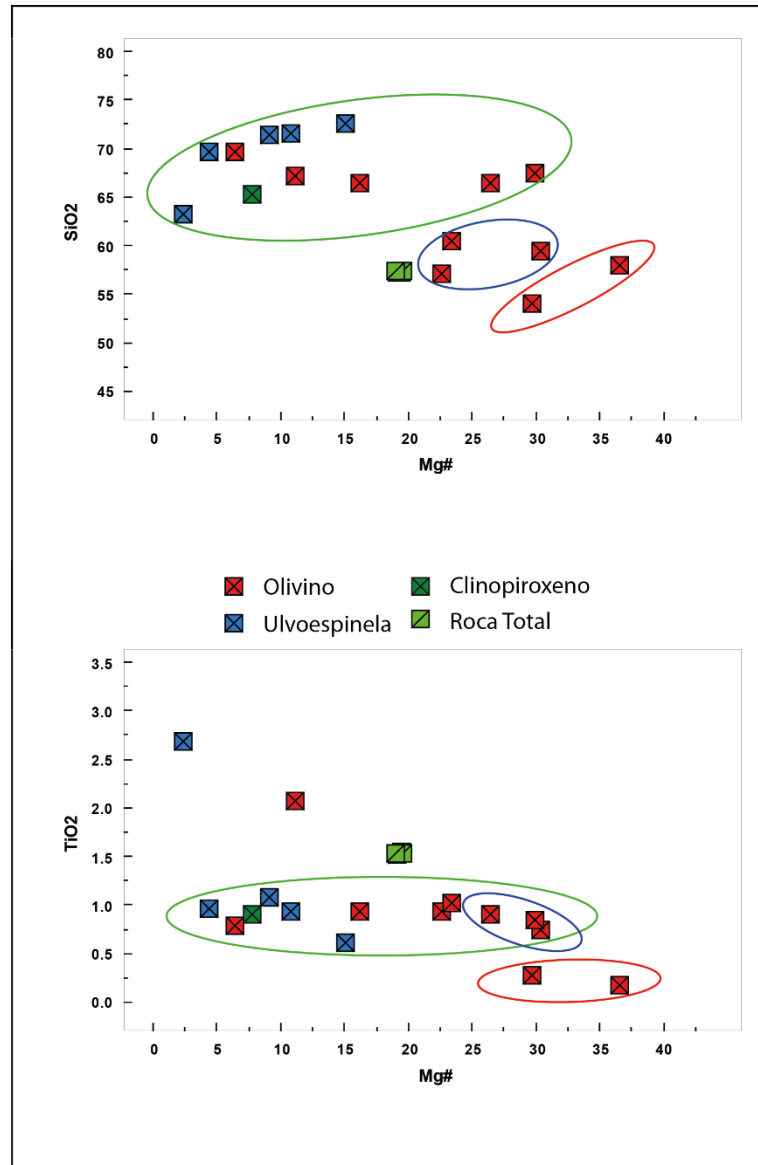


Figura 5-24:Diagrama bivalente de mg# de Sílice y Titanio medidos en inclusiones vítreas.

La figura 5-24 contiene los gráficos de sílice y titanio con respecto al mg#. Así, la sílice indica un comportamiento similar a los mostrados por el aluminio, sodio, hierro, calcio, fósforo y LOI. Esto es, dos grupos bien marcados separados por los contenidos de roca total, donde los valores medidos en inclusiones de titanomagnetita, clinopiroxeno y algunos olivinos presentan mayor contenido en sílice para menor mg#. Así mismo, se puede observar el otro grupo, con valores mayores de mg# y contenidos de sílice que varían entre mayores y menores que el de roca total, además de un tercer grupo con valores cercanos a roca total pero que se comportan erráticos al asignarlos a un solo grupo. Por otro lado, el comportamiento del titanio es similar al descrito anteriormente, aunque al igual que lo evidenciado el diagrama Harker de este elemento, los valores son en general menores

al contenido de titanio de roca total, a excepción de dos inclusiones, una en olivino y otra en titanomagnetita.

5.1.3.1.4 Otros diagramas bivariantes

Adicionalmente se grafican los diagramas bivariantes de LOI con respecto a aluminio, y Hierro con respecto a Magnesio (figura 5-25).

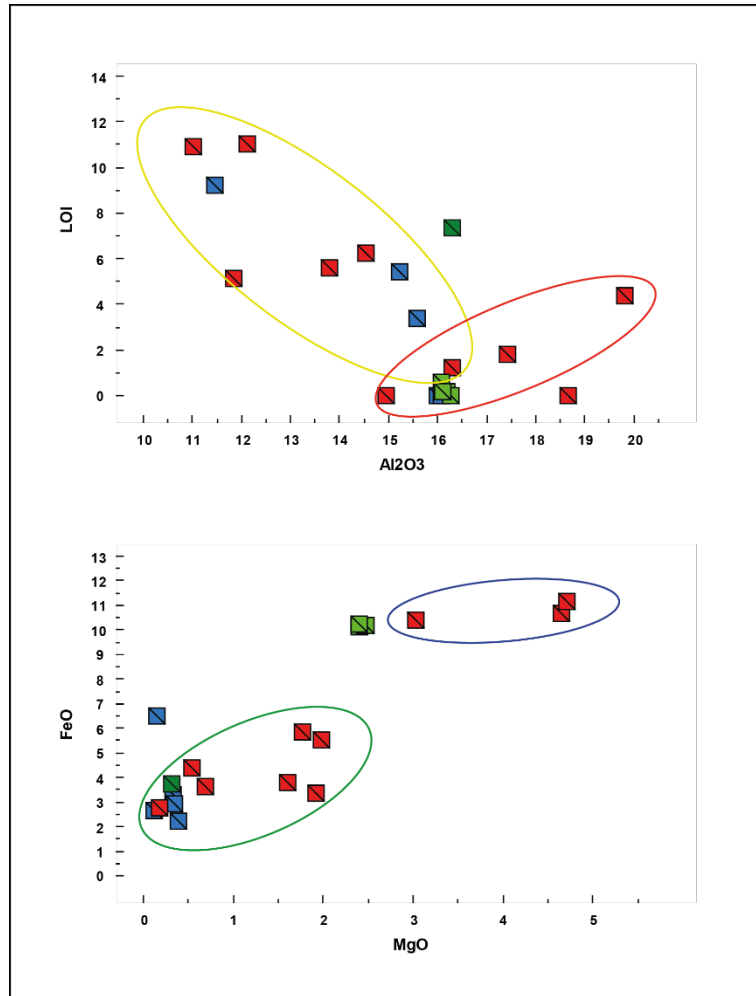


Figura 5-25: diagramas bivariantes de Aluminio y LOI, y bivalente de magnesio y hierro, medidos en inclusiones vítreas.

El diagrama de LOI con respecto al aluminio indica dos tendencias separadas por el contenido de ambos elementos en roca total. El primero está compuesto por inclusiones de titanomagnetita, clinopiroxeno y olivino, que poseen, en general, menores valores de aluminio para roca total. Este grupo tiene una línea de tendencia casi lineal, indicando una disminución de LOI ante un aumento de aluminio en el sistema. Por otro lado, las inclusiones que presentan un mayor contenido de aluminio y un bajo LOI tienen un comportamiento completamente distinto, sin una tendencia general, aunque son estas mismas inclusiones las que se presentan parcialmente anhidras en el diagrama de LOI y mg# (ver además tabla de inclusiones vítreas en anexo 3: Resultados de Análisis de Microsonda Electrónica).

Con respecto al hierro con respecto al magnesio, se observa un claro patrón de dos grupos lo que podría indicar un proceso magmático.

5.1.3.1.5 Diagrama AFM

Se utiliza el diagrama propuesto por Kuno (1968). La figura 5-26 indica la serie que generan las composiciones de las inclusiones vítreas.

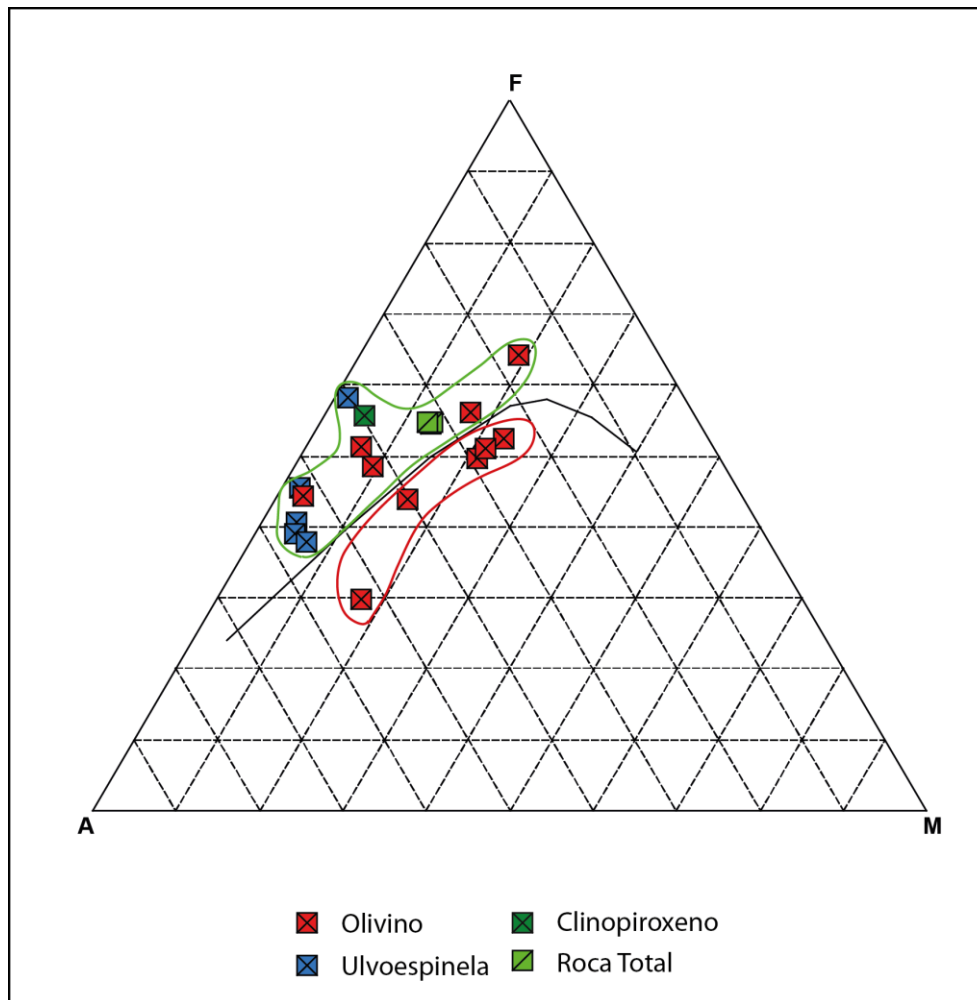


Figura 5-26: Diagrama AFM para las inclusiones vítreas medidas mediante microsonda electrónica. (Kuno, 1968).

El diagrama AFM indica la presencia de dos series magmáticas representados por las inclusiones. La primera serie corresponde a una toleítica (verde), representado por las inclusiones de titanomagnetita, clinopiroxeno y olivino. Se puede observar además que la roca total está dentro de esta serie. Por otro lado, la segunda serie está representada por inclusiones en olivino, indicando una serie magmática calco-alcalina (rojo). En general, estas inclusiones aquí graficadas siempre presentaron tendencias diferentes, como se indicó en las descripciones de los diagramas Harker y de mg#. Para mayor detalle de estas inclusiones, ver anexo 3 de Resultados de Análisis de Microsonda Electrónica, tabla de inclusiones vítreas.

6 DISCUSIONES

6.1 Petrografía

6.1.1 Texturas y asociaciones minerales

La evidencia textural en los minerales de olivino, tanto por sus tamaños, ancho borde de reacción y sus evidentes reabsorciones permiten determinar un cambio en las condiciones de presión, temperatura y componentes durante su crecimiento.

Con respecto a la figura 6-1, es posible inferir que el crecimiento de las inclusiones que contienen fluorapatita comienza de un evento de reabsorción. Este es evento es observado también en los fenocristales de mayor tamaño de plagioclasa (ver figura 6-2). De acuerdo con la tabla 4, es posible determinar que la cristalización del olivino comienza entre los puntos 4 y 5, y que luego de una reabsorción, se generan inclusiones que poseen la asociación mineral Flúorapatita, clinopiroxeno, plagioclasa rica en Na₂O y vidrio, y en algunos casos una fase volátil. A raíz de esto, es posible inferir que las condiciones de equilibrio del cristal de olivino se ven afectadas por un cambio en las condiciones de presión, temperatura y de componentes del magma, que favorece la cristalización de fases minerales que contienen flúor, fósforo, calcio, aluminio y sodio.

Si bien es cierto la asociación de titanomagnetita con el resto de los fenocristales es común dentro de las muestras de este estudio, su asociación con olivino causa gran atención, debido a que cada vez que lo hace con un fenocristal de la primera familia se asocia además con fluorapatita (figura 6-3). Es más, el contacto es en equilibrio, exhibiendo un cristal idiomorfo de fluorapatita. Además, se encuentran fenocristales aislados de titanomagnetita que poseen asociación en equilibrio con flúorapatita (ver figura 6-4). Sumado a ello, se encuentra fluorapatita en contacto con masa fundamental y el cristal de titanomagnetita. Esto indica entonces que las concentraciones de calcio, fósforo y flúor permitieron la cristalización posterior al crecimiento del cristal de titanomagnetita. Esto puede estar asociado a un líquido remanente rico en estos componentes, evidenciado además por el cristal alotriomorfo de este mineral, en la figura 6-4.

Por otro lado, los fenocristales de olivino de la segunda familia no presentan inclusiones con flúorapatita, y además son fases similares a las del borde del cristal de la primera familia. Sin embargo, hay que notar que la composición de los olivinos no varía, debido a que estos son forsterita₃₀-Fayalita₇₀₋₆₅. Sumado a ello, las inclusiones en estos son del tipo burbuja + vidrio, con porcentajes de hasta 25% de razón de tamaño burbuja/inclusión, similares a las que presenta la primera familia en sus bordes.

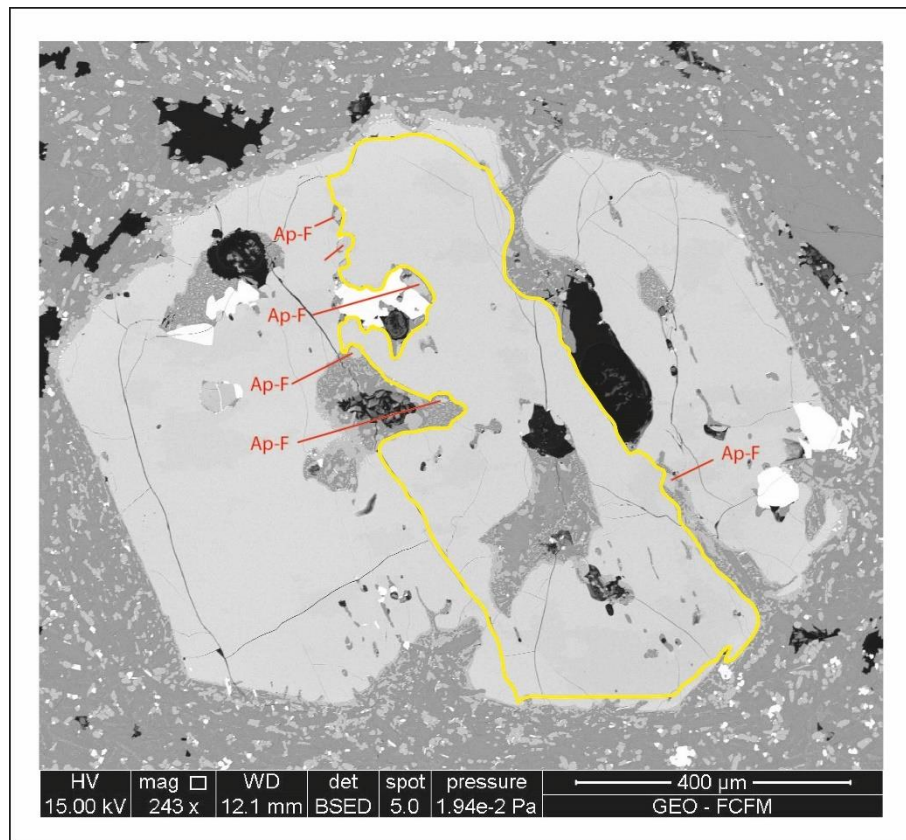


Figura 6-1: Posible borde de cristal (amarillo), en un olivino de primera familia, producto de un evento de reabsorción. Posteriormente se generan las inclusiones recrystalizadas con flúorapatita como uno de sus componentes cristalinos.

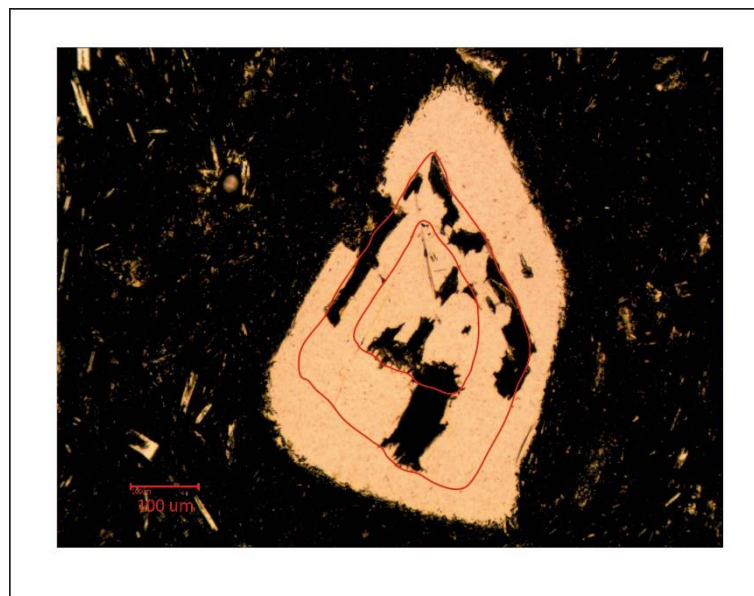


Figura 6-2: Textura de sieve en fenocristal de plagioclasa de primera familia. En rojo se indican los posibles bordes durante el evento de reabsorción. Evidencia de que este evento afecta a los cristales de mayor tamaño.

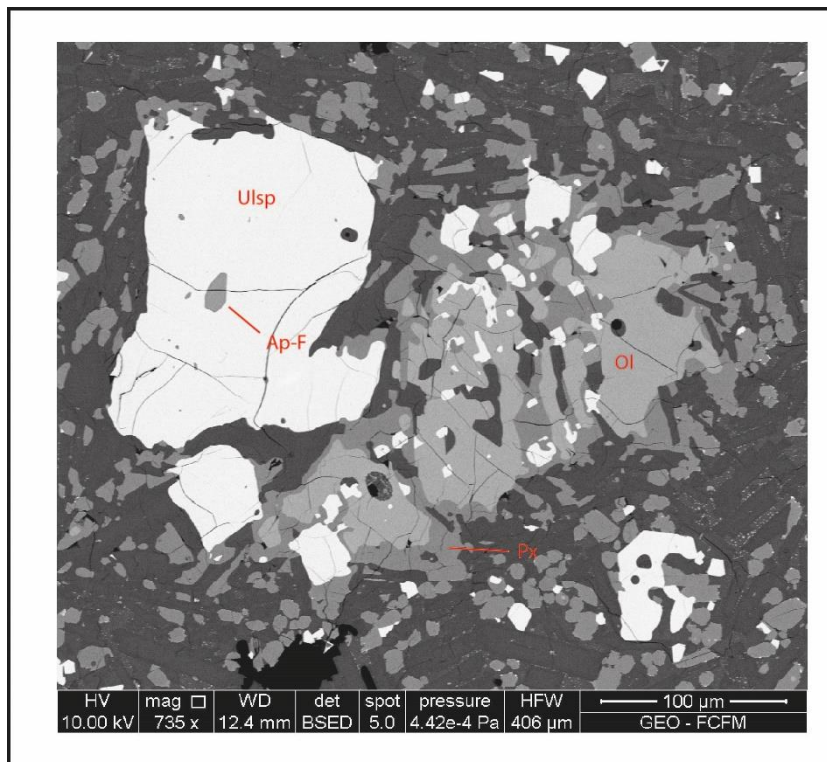


Figura 6-3: asociación de titanomagnetita y olivino de segunda familia con reabsorción. El cristal de titanomagnetita se asocia con flúorapatita en contactos euhedrales, indicando equilibrio.

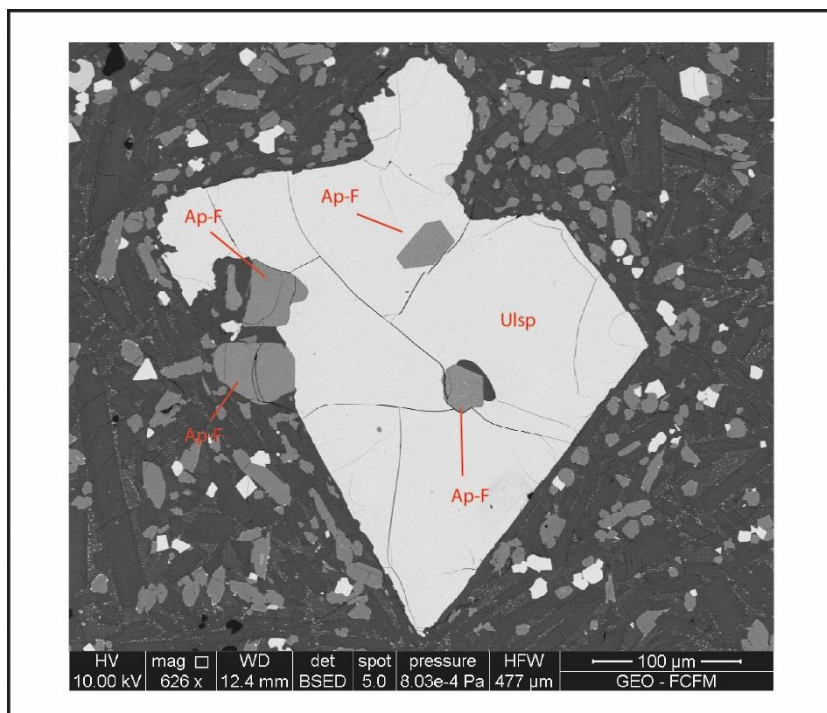
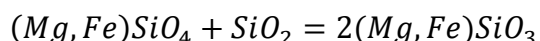


Figura 6-4: asociación de fenocristal de titanomagnetita con flúorapatita euhedral. La flúorapatita se da además en contacto con la masa fundamental, indicando la presencia de remanentes magmáticos ricos en flúor, fósforo y calcio.

Con respecto a las inclusiones en olivino que contienen fluorapatita, se habrían formado, de acuerdo con lo propuesto por Roedder en 1984 (figura 3-2), durante una tasa de enfriamiento lenta, evidenciada por la recristalización y por el tamaño de las inclusiones (figura 6-1). Por otro lado, las inclusiones que se encuentran en los bordes de ambas familias de olivino, en titanomagnetita y en clinopiroxeno son homogéneas o están compuestas por vidrio y burbuja. Según el mismo criterio, estas se habrían formado a una tasa de enfriamiento rápido. Esto permite definir que el periodo de cristalización entre estos dos tipos de inclusiones fue distinto, sustentado además por la diferencia de tamaño de los cristales de la primera y segunda familia de olivino y plagioclasa, por los microfenocristales de augita y los microfenocristales de titanomagnetita.

La textura de borde de reacción del olivino es interesante debido a que esta se presenta además con textura simplectítica (figura 5-9), la reacción que ocurre durante la formación de esta textura es:



Esto indica que el contenido en calcio indicado en la Figura 5-11 es producto de que el cristal de olivino posee esos valores desde antes que la reacción. La textura de simplectita o vermiculita está compuesta, por un lado, de ortopiroxeno (figura 5-10) y titanomagnetita, mientras que por otro lado está compuesta por plagioclasa y ortopiroxeno. Esta textura es descrita en el trabajo de Ambler y Ashley (1977), cuyos resultados indican que este tipo de texturas se forman durante la fase tardía de la cristalización magmática de rocas basálticas, donde el magma residual correspondería a uno enriquecido en hierro, debido a que el componente inmiscible rico en sílice habría ascendido por densidad (Holness et al., 2011).

Con respecto a la mineralización de calcopirita (figuras 5-11 y 5-12), su cristalización en ambientes magmáticos está asociada a la formación de líquidos inmiscibles ricos en sulfuros y elementos calcófilos (Maksaev, 2001 y citas ahí). Esta situación ocurre normalmente por mezcla de magmas donde el input magmático es rico en sulfuros, normalmente asociado a magmas máficos a ultramáficos que se enriquecen en el manto o por procesos de asimilación cortical.

Por otro lado, la exsolución de lámelas de pigeonita en augita se asocia a una tasa de enfriamiento lenta. Esto indica entonces que durante la formación de augita se dieron las condiciones de presión y temperatura para exsolver lámelas de ortopiroxeno en el plano cristalográfico 001 (figura 5-3). La exsolución de este mineral en ese plano cristalográfico ocurre a bajas temperaturas, menores a los 1000°C (Gasparik, 2003).

De acuerdo con lo anterior, existe un proceso magmático que afecta a las primeras fases en cristalizar, es decir, olivino y plagioclasa, generando reabsorción (textura de *sieve* en fenocristales de plagioclasa, reabsorción en olivino). Este proceso generó un aumento en la concentración de flúor, fósforo y calcio en el sistema, coincidente con la aparición de fluorapatita en asociación con titanomagnetita. Se presume que este proceso corresponde a una mezcla de magmas, indicado por la presencia de calcopirita en algunos núcleos de clinopiroxeno y en algunos de titanomagnetita, además de la presencia de textura simplectítica asociada a una inmiscibilidad de componentes.

En relación con lo anterior, la cristalización de fluorapatita y augita habría ocurrido en tiempos similares, esto indicado por la asociación de titanomagnetita con ambos minerales. Por otro lado, este proceso de cristalización habría sido a una tasa de enfriamiento lenta, indicado tanto por el tipo de inclusiones que contiene al fluorapatito, el tamaño de los cristales de las segundas familias y la exsolución de ortopiroxeno como lámelas en augita.

En línea con la petrografía, se propone una secuencia de eventos (figura 6-5) en 5 etapas descritas de manera general.

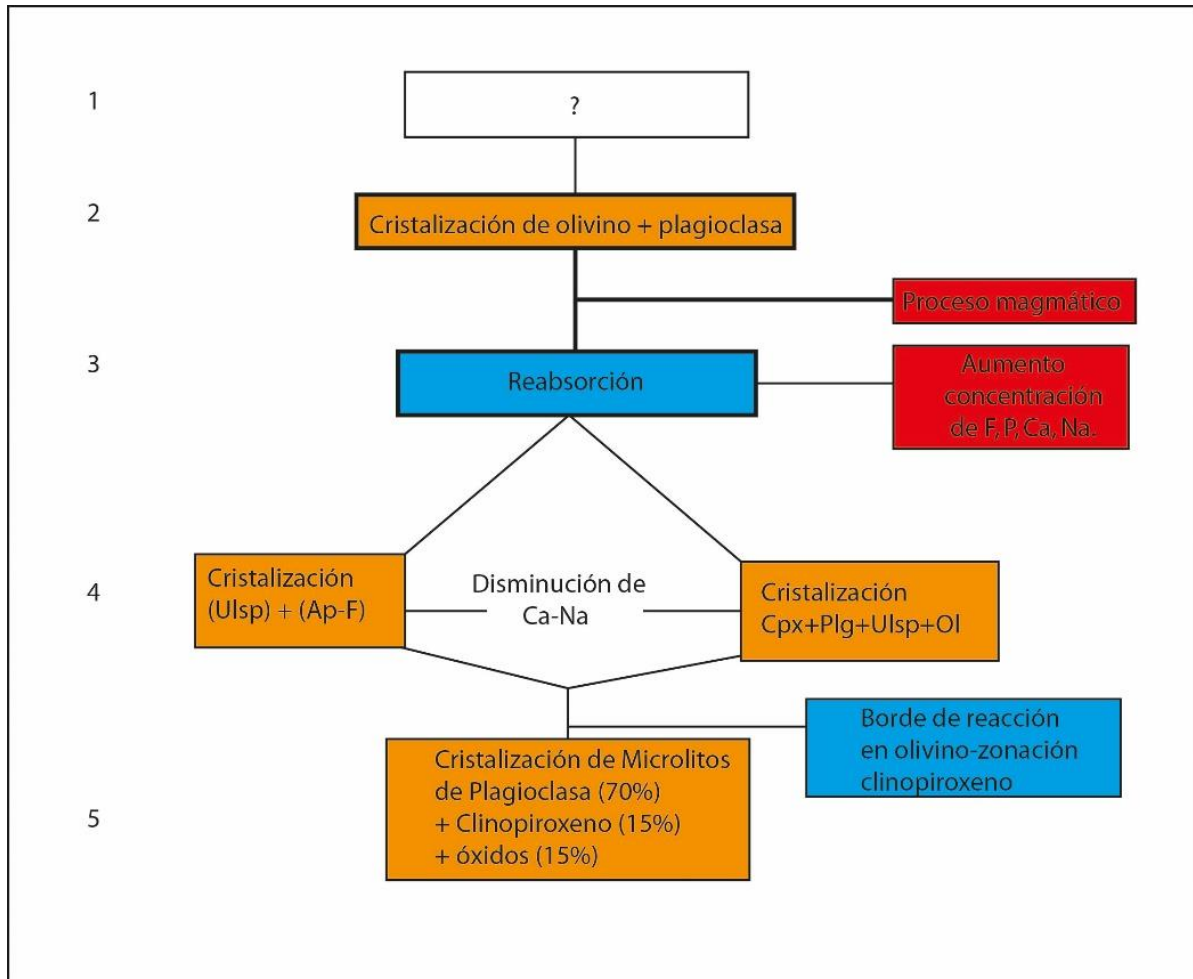


Figura 6-5: Esquema ilustrativo de las etapas propuestas a partir de petrografía.

6.2 Análisis e interpretación de datos geoquímicos

Con respecto a las inclusiones graficadas en el diagrama TAS de la figura 5-15, el dato con menor contenido en sílice que roca total, encontrada en olivino, está indicando la presencia de un magma menos evolucionado. Sobre esto mismo, el contenido de alkalis es de un 6%, similar al de roca total. Se observan en general inclusiones con contenido de alkalis similares a los de roca total pero con mayor contenido de sílice, desde las traqui-andesitas basálticas hasta andesitas. Este comportamiento es distinto al de las inclusiones que poseen mayor contenido en sílice, en el campo de las dacitas y riolitas, las cuales en conjunto se comportan de manera similar, con una tendencia a la disminución en el contenido de alkalis. Esto indicaría una evolución distinta para estos dos grupos, indicado además por el diagrama AFM, indicando dos series distintas, y donde la Figura 6-6 muestra en naranja el primer grupo (calco-alkalina), y en azul el segundo (toleítica). En esta figura se observa además una inclusión en olivino indicada en por flecha negra. Esta inclusión, de

acuerdo al diagrama AFM, corresponde a una de la serie calco-alkalina, sin embargo se agrupa con la serie toleítica.

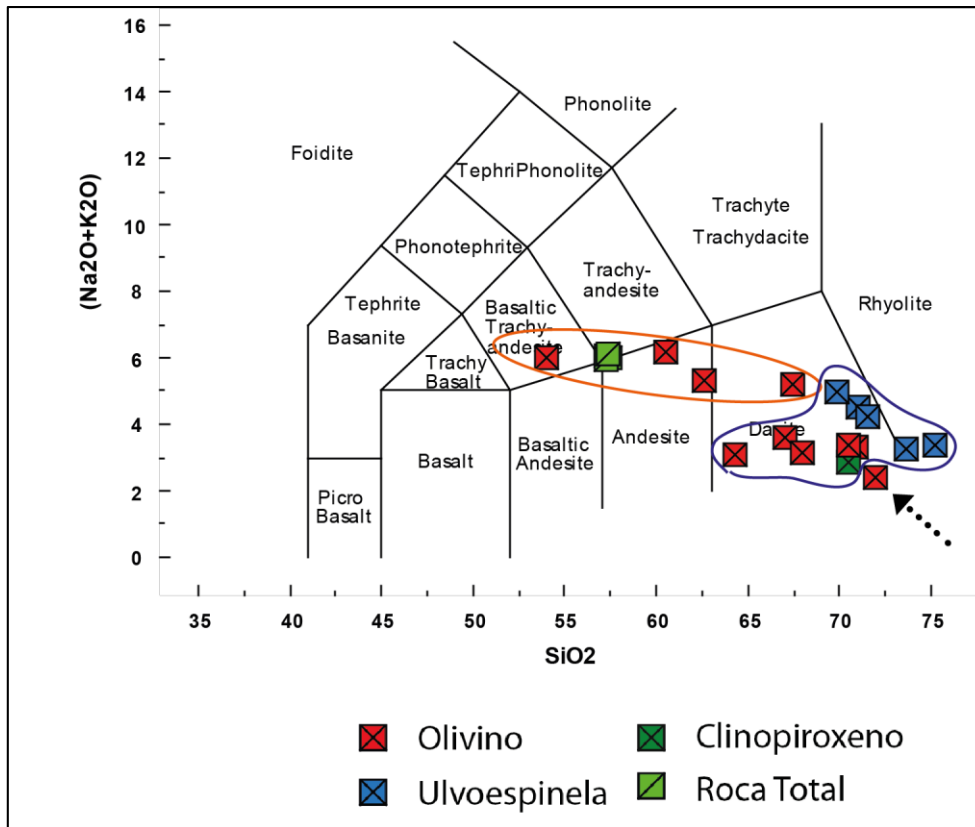


Figura 6-6: grupos de inclusiones separados de acuerdo con el contenido en sílice y diagrama AFM.

Por su parte, los diagramas Harker y de mg# indican una clara separación de dos magmas que evolucionan de manera distinta. El primer grupo, representado por las inclusiones con mayor mg# y menor contenido de sílice que roca total, coincidentes con el grupo naranja de la Figura 6-6, y el segundo grupo azul representado por las inclusiones con mayor contenido de sílice y menor mg#, siendo estas principalmente las inclusiones en titanomagnetita y clinopiroxeno.

Con respecto al primer grupo, hay inclusiones que presentan mayor contenido en magnesio, hierro y aluminio que roca total, sin embargo, hay otras dentro de este grupo que no siguen este patrón, sino que los valores son similares al comportamiento del segundo grupo. Estas inclusiones, medidas en olivino, pueden haber sufrido reequilibrio durante su enfriamiento, ya que las inclusiones en este mineral se pueden ver afectadas por reacciones entre el cristal huésped y la inclusión, es decir, hay transferencia de elementos desde una fase a la otra, y esto afecta especialmente al hierro (Danyushevsky et al. 2000). Con ello es posible ver en la Figura 6-6 que la inclusión indicada con la flecha debería pertenecer a este grupo, sin embargo su contenido en sílice y alkalis indica lo contrario, asemejándose más a las inclusiones del segundo grupo. Es posible que esta inclusión haya sido afectada por una reacción como la descrita anteriormente.

Las inclusiones de este grupo que presentan mayor contenido de hierro poseen entre 12 a 10.5 wt% de hierro y entre 4.7 a 3.0 wt% de magnesio (ver anexo 3, tabla de inclusiones vítreas). Si estos datos son llevados al diagrama de fases de olivino (Figura 6-7) se observa que este magma debió generar forsterita₈₀-Fayalita₂₀ (rojo), fases no presentes en las muestras de roca y que son más primitivas que las encontradas en ellas (celeste). Cabe destacar que la inclusión con mayor contenido de hierro fue encontrada en el núcleo de un olivino y tiene un 54 wt% de sílice, mientras que las otras dos inclusiones que muestran mayor contenido de hierro fueron medidas en bordes de olivino y poseen entre un 62 a 64 wt% de sílice. Es probable que estas inclusiones se hayan formado a partir de un magma con alto contenido de hierro asociado a magmas inmiscibles generados por una mezcla de magma, ya que el contenido de sílice indica una evolución mayor que la inclusión traqui-andesítica basáltica.

En este grupo están coexistiendo dos magmas. La etapa más primitiva, correspondiente a un magma traqui-andesítico basáltico, y otro magma en donde hay cristalización fraccionada de olivino, correspondiente a un magma del tipo andesítico. Las dos inclusiones con alto contenido de hierro y con alto contenido de sílice se pueden haber formado producto de un magma residual rico en hierro y magnesio en contacto con su cristal huesped, tanto por su emplazamiento como por su contenido en sílice. Esto tiene relación con la textura simplectítica de la Figura 5-10 observada en olivino, discutida en el capítulo 6.1.1.

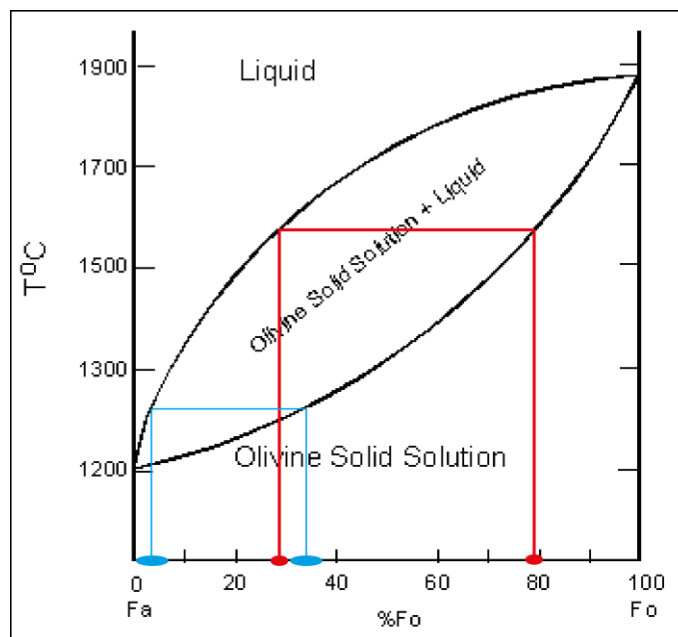


Figura 6-7: Diagrama de fases de dos componentes de olivino. Celeste indica solución sólida de olivino encontrado en muestras de roca de este estudio. Rojo indica olivinos que se habrían de formar con el contenido de hierro de la inclusión primitiva medida.

Considerando la inclusión más primitiva, la Figura 6-8 indica que en este magma habría cristalizado An₇₈-Ab₂₂, en línea con lo indicado en la Figura 6-7, es decir, un magma más primitivo que el de roca total.

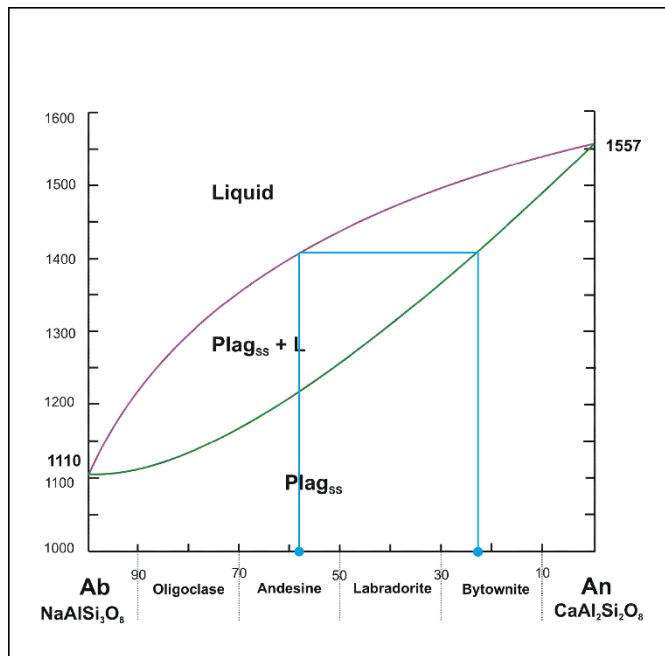


Figura 6-8: Diagrama de fases de dos componentes de plagioclasa para composición de calcio y sodio de inclusión traquiandesítica basáltica medida en olivino.

El segundo grupo de inclusiones vítreas presenta en general menores contenidos de aluminio, sodio, hierro, calcio y titanio que roca total, aunque como se nombró con anterioridad, tienen un mayor contenido de sílice. Este grupo además está acotado al campo de dacitas y riolitas, por lo que representa un magma tardío, más evolucionado que roca total.

La tendencia observada en el diagrama TAS (Figura 5-17) con respecto a la disminución de alkalis indica un consumo de estos elementos, presumiblemente producto de la cristalización de plagioclasa andesina. Esta tendencia es apreciable en el diagrama Harker de sodio (Figura 5-18) para este grupo en particular. Por otro lado, la tendencia observada en el diagrama Harker de hierro es similar a la de sodio, a pesar de no registrarse una fase mineral que consuma ambos elementos. Esta tendencia entonces se asocia a que en ese momento cristalizaban dos o más fases que consumen estos elementos por separado. La textura glomeroporfírica observada en la petrografía y estas dos tendencias indican entonces la cristalización fraccionada de titanomagnetita, clinopiroxeno y plagioclasa en ese momento. El aumento de aluminio en las inclusiones se debe entonces a la cristalización de plagioclasa An₄₅₋₅₅, debido al menor consumo de aluminio por este mineral y al consumo tanto de sodio y de hierro en el sistema. Cabe destacar que durante este proceso aumentó con contenido de volátiles indicado en la Figura 5-25, específicamente para este grupo de inclusiones con mayor contenido de sílice.

La inclusión medida en clinopiroxeno es la inclusión con mayor contenido de fósforo (Figura 5-23). Por otro lado, las inclusiones medidas en titanomagnetita, mineral asociado a fluorapatita, indican contenidos variables. Esta evidencia indica el momento de cristalización de fluorapatita en el magma. Esto principalmente por la asociación mineral titanomagnetita-fluorapatita y sus características (capítulo 6.1.1), como también la asociación titanomagnetita-clinopiroxeno-plagioclasa-olivino, con una inclusión con alto contenido de fósforo indicada en clinopiroxeno. Cabe destacar además que esta última posee burbuja, por lo que OH⁻, SO₂ y CO₂ deben estar contenidos en ella.

El contenido de calcio observado en el diagrama Harker para este grupo es disperso, por lo que su análisis debe ser abordado con mayor detención. Las inclusiones con mayor contenido de calcio y sílice que roca total son medidas en olivino, aunque claramente son la minoría. En general se observa una tendencia clara a la disminución con respecto al aumento en sílice. Por otro lado, las inclusiones en titanomagnetita se comportan de manera similar, sin embargo, hay una inclusión en específico con 63wt% de sílice, cuya medición fue realizada en un cristal de titanomagnetita con mayor contenido de Fe_2O_3 en textura glomeroporfírica que demuestra comportamientos distintos a las del resto, pero similares a las de clinopiroxeno, observable no sólo en el diagrama Harker de calcio, sino que además en sus contenidos de hierro y sílice. Esto se puede deber a que la cristalización de este mineral ocurre en condiciones distintas a los de los microfenocristales, indicado tanto por su composición como por su asociación en textura glomeroporfírica con plagioclasa, olivino y clinopiroxeno.

La flúorapatita asociada a este segundo grupo ocurre tanto asociada a microfenocristales de titanomagnetita aislados como también asociadas a olivino. Por otro lado, las inclusiones en estos cristales contienen más sílice que las de microfenocristales en textura glomeroporfírica. Esto indica entonces que la cristalización de flúorapatita es tardía en el sistema, asociada al crecimiento de titanomagnetita con mayor contenido de FeO , lo que debió generar debido al consumo de Fe_2O_3 tanto por titanomagnetita como por clinopiroxeno.

Sumado a ello, el diagrama bivariante de magnesio de la Figura 5-25 indica una clara separación de las inclusiones, indicando además dos tendencias de cristalización para el hierro, asociado a una cristalización fraccionada. La primera constituida por las inclusiones con mayor contenido de magnesio y hierro que roca total, y la segunda compuesta por las inclusiones del segundo grupo. Este cambio en las tendencias se debe a la cristalización de nuevas fases que consumen este elemento, como augita y titanomagnetita. Además, el comportamiento del calcio es similar al comportamiento del fósforo, indicado en el círculo azul de la Figura 6-9, lo que indica que la cristalización fraccionada de fases que consumen calcio está estrechamente relacionada con el particionamiento de fósforo del sistema.

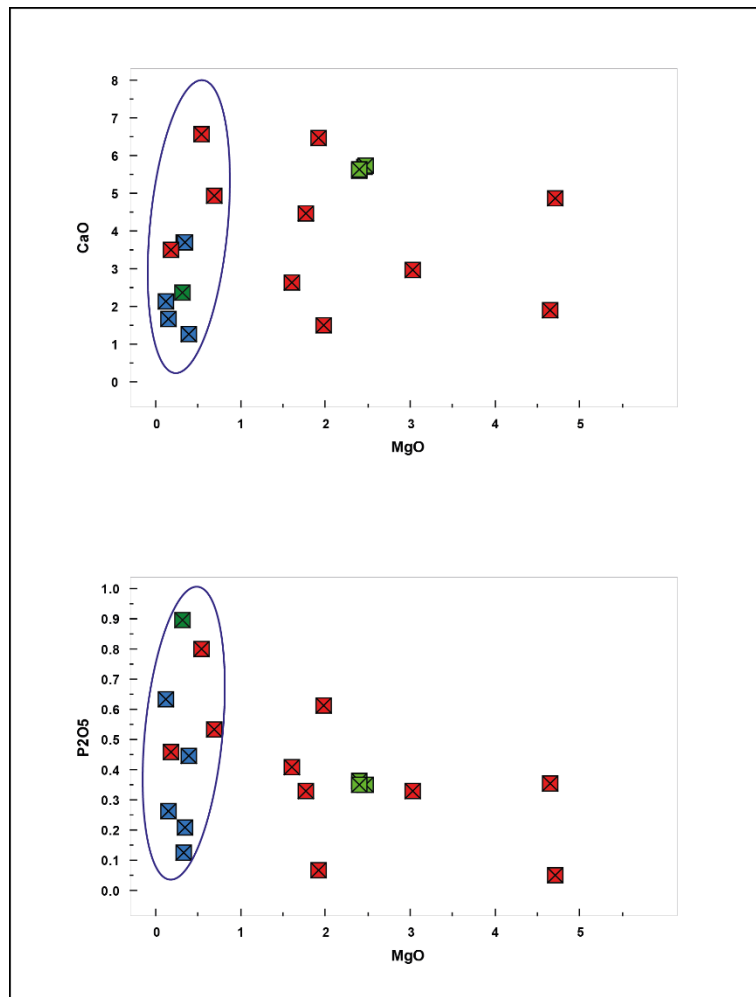


Figura 6-9: Diagramas bivariantes de magnesio con respecto al fósforo y calcio. En azul se indica el segundo grupo de inclusiones vítreas.

Así, se puede definir con claridad que este grupo corresponde a un magma tardío con respecto al resto de las inclusiones. La cristalización de flúorapatita se genera en esta etapa, es más, después del consumo de Fe_2O_3 producto de la cristalización de augita y titanomagnetita₆₅-magnetita₃₅.

El diagrama AFM demuestra, para ambos grupos, una tendencia típica de ambientes de margen continental activo, de acuerdo a lo expuesto por Plank y Langmuir (1988) para los elementos mayoritarios en la ZVS.

Finalmente se propone que las evidencias mostradas tanto por los diagramas AFM, Harker, mg# y bivalente de magnesio indican la participación de al menos dos magmas, uno traqui-andesítico de serie calco-alcalina y otro andesítico a dacítico de la serie toleítica, que está representando la evolución del magma producto de la cristalización fraccionada de augita, plagioclasa y titanomagnetita.

6.3 Mecanismos de ascenso

El trabajo de Nakamura (1977) propone que los conos monogenéticos se alinean en la dirección del máximo esfuerzo horizontal regional, perpendicular a la dirección del mínimo esfuerzo horizontal regional, bajo la tesis de que las erupciones de conos monogenéticos en los flancos de edificios volcánicos son producto de que el magma asciende desde el conducto principal hacia la superficie por fisuras o diques. El cono Navidad está emplazado, de acuerdo con el trabajo de Perez et al. (2016) sobre fallas normales asociadas a la curvatura de la ZFLO. Sumado a ello, los esfuerzos principales subhorizontales (σ_1) propuestos por este trabajo, con dirección N64°E, permiten asociar al cono Navidad como un cono monogenético con similitudes a lo indicado por Nakamura. Además, Cembrano y Lara (2009) indican que la propagación mediante diques es muy común en la corteza superior, es más, para magmas con baja viscosidad, los diques se tienden a orientar perpendiculares a la dirección de mínimo esfuerzo principal a cualquier profundidad dentro de la litósfera (Emerman y Marret, 1990). La ZVS tiene la característica de poseer una corteza delgada, de entre 35 a 40km de grosor en su zona norte, donde se emplaza el cono Navidad (Cembrano y Lara, y citas ahí).

El tamaño de los fenocristales y microfenocristales de los productos volcánicos del cono Navidad y los tipos de inclusiones vítreas caracterizadas en este estudio, indicaría un ascenso rápido del magma, en cual el mecanismo de ascenso estaría asociado a lo propuesto por los autores nombrados en el párrafo anterior.

6.4 Geotermobarometría

6.4.1 Termómetro de olivino y vidrio

Se utilizan los datos de inclusiones vítreas en olivino para el termómetro de Putirka et al. (2007), obteniéndose la tabla 5.

Tabla 5: Termómetro de olivino y vidrio según Putirka et al. (2007).

Mineral	T(°C)-Beattie (1993)	T (°C)-Putirka et al. (2007)	Equilibrio (Rhodes et al.,1979)
Olivino	916	947±20	si
Olivino	961	1004±20	no
Olivino	1111	1178±20	no
Olivino	922	866±20	no

La información entregada por este termómetro indica temperaturas de formación que rondan entre los 950 a 1180°C. Estos datos son coherentes con el resto de la mineralogía y el tipo de roca según el diagrama TAS. El equilibrio de Rhodes indica que hay sólo un olivino en equilibrio con la inclusión medida, e indica temperaturas de entre 930 a 970°C, temperaturas cercanas a las de formación de lámelas de exsolución de pigeonita en augita.

6.4.2 Geotermobarómetro de dos piroxenos

Se utilizan datos de Augita y Pigeonita que son producto de exsolución de pigeonita (subsolidus). En la tabla 6 se resumen los resultados.

Tabla 6: Geotermobarometría de dos piroxenos de acuerdo con Putirka et al. (2007).

Mineral 1	Mineral 2	Temperatura (°C)-Putirka et al. (2007)	Presión (Kbar)-Putirka et al. (2007)	Equilibrio	Comentario
Augita	Pigeonita	977±26	8.1±2.1	si	Lamela de exsolución
Augita	Pigeonita	964±26	7.7±2.1	si	Lamela de exsolución
Augita	Pigeonita	926±26	13.2±2.1	si	Lamela de exsolución
olivino	Pigeonita	950±26	11±2.1	si	contacto de borde rx olivino y pigeonita
olivino	Pigeonita	949±26	13.2±2.1	si	contacto de borde rx olivino y pigeonita

Este geotermobarómetro indica resultados similares a los obtenidos en olivino en cuanto a temperatura. Estas rondan entre los 926 ± 26 y 977 ± 26 °C, todas en equilibrio subsolidus, al ser medido en lámelas de exsolución, y en equilibrio al ser medidas en borde de reacción de olivino. Esta información de temperatura es muy diferente a la que se esperaría para la formación tanto de olivino como piroxeno, debido a que las temperaturas de fusión están entre 1200 a 1300°C para olivinos con composiciones con mayor contenido de hierro (Figura 6-7). Por otro lado, la temperatura de cristalización de un piroxeno a 10 kbar llega incluso a 1400°C (Figura 6-10) muy por encima de lo obtenido mediante termometría de estos minerales, donde además esto fue medido en lámelas de exsolución de pigeonita. Los barómetros indican presiones desde 13.2 ± 2.1 hasta 7.7 ± 2.1 kbar. Estos datos llevados a profundidad indican valores de entre 40 a 25km de profundidad. De acuerdo con los antecedentes y el capítulo 6.3, la interfase corteza inferior-manto superior en la ZVS se encuentra entre 40 a 35km en su sector norte, por lo que los datos de mayor presión y por ende mayor profundidad están indicando una zona de acumulación en esa interfase. Con respecto a los datos de menor presión pueden estar indicando una zona de acumulación a menor profundidad, o bien un ascenso por un conducto de gran longitud, aunque el error asociado al valor podría indicar profundidades de entre 40 a 30km

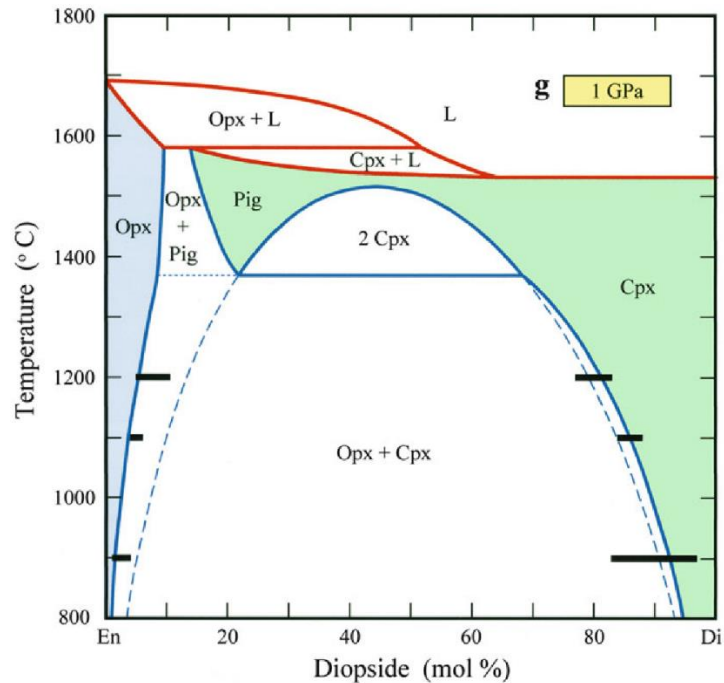


Figura 6-10: diagrama de fase de temperatura y composición de piroxenos (modificado de Gasparik, 2003).

Esta información indicaría la temperatura en la que se generan las lámelas de exsolución en augita, y además indican que estas son generadas en la zona de acumulación asociada a la interfase manto superior-corteza inferior. Cabe destacar que el contenido de calcio en la augita disminuye ante el aumento de la temperatura, por lo que la formación de lámelas de exsolución se asocia, en este caso, al evento de mezcla de magmas, siendo la temperatura observada la resultante de este proceso.

6.5 Formación de flúorapatita

En base a los resultados expuestos es posible acotar la aparición de la fluorapatita hasta el evento de mezcla de magmas, indicado primeramente por su asociación mineral con titanomagnetita con mayor contenido de hierro ferroso, y por otro lado por el aumento en el contenido de fósforo en el sistema, indicado por las inclusiones vítreas en el diagrama de fósforo y mg# de la Figura 5-23. Sin embargo, no es posible dirimir si este mineral cristaliza durante este evento de mezcla de magmas, o fue este magma que irrumpe el que lo transportó desde mayores profundidades. La Figura 6-4 indica justamente que esto podría haber ocurrido de ambas maneras, como lo muestra la textura poiquilítica donde el cristal de flúorapatita es contenido por el cristal de titanomagnetita₇₅-magnetita₂₅, pero además se observa flúorapatita anhedral en contacto con la masa fundamental. Por un lado, para la formación de un cristal euhedral de las características observadas en la imagen, se necesita condiciones espaciales y de temperatura. Esto, dado el contexto en el cual aparece, en donde los únicos cristales euhedrales restantes son algunas titanomagnetita₇₅-magnetita₂₅ y microfenocristales de plagioclasa, podría indicar entonces que su formación fue dentro de la cámara, y que la recarga de elementos producto de la mezcla de magmas aportó el flúor, el fósforo y los iones hidroxilos necesarios para su cristalización. Sin embargo, no hay que descartar totalmente la otra hipótesis, debido a que justamente después del evento de reabsorción aparecen pequeños cristales euhedrales de flúorapatita dentro de inclusiones

recristalizadas en olivino (Figura 5-15), este el único cristal euhedral en ese sistema y que dadas las condiciones tanto de elementos constituyentes como de espacio, la flúorapatita ya había cristalizado antes o durante el evento de reabsorción.

Es importante relacionar este mineral con otras apatitas encontrados en sistemas terrestres. El más directo corresponde a los apatitos en depósitos IOA encontrados en el norte de Chile, en lo que se denomina la franja ferrífera del Cretácico. Estos depósitos contienen asociaciones de óxidos de hierro y apatito, y su proceso de formación aún es un enigma. Se han propuesto para estos depósitos modelos genéticos tanto hidrotermales como magmáticos. Este último propone la hipótesis de un líquido inmiscible rico en hierro y fósforo que se separa de otro rico en sílice, lo que permitiría la formación de un depósito del tipo IOA (Nyström y Henríquez, 1994; Naslund et al., 2002). El trabajo de Knipping et al. (2015) propone un modelo magmático-hidrotermal, donde existiría en el contexto magmático una concentración eficiente de magnetita, y en este modelo además existiría una influencia de las fallas transcurrentes de escala regional asociadas a la Zona de Falla Atacama, sin embargo este modelo propone que dicha influencia estaría en el contexto hidrotermal del modelo.

Por otro lado, Webster y Piccoli (2015) realizan una revisión de los trabajos con respecto a las apatitas, y las clasifica de acuerdo con el contexto hidrotermal, o al contexto magmático en el que se ha encontrado, este último específicamente en intrusiones máficas estratificadas (Figura 6-11). Las fluorapatitas del denominado Gran Dique (Great Dyke), en Zimbabwe, son similares a las encontradas en este estudio. Esta secuencia ultramáfica posee una longitud de 550km, que se formó, de acuerdo con lo propuesto por Wilson (1989), como una serie de cámaras aisladas que se unieron progresivamente a menores profundidades. Se compara con el complejo máfico Bushveld, en Sudáfrica, debido a sus similitudes en cuanto a su génesis y a la minería de elementos del grupo del platino (PGE). En relación con la ZVS, también hay una relación con la tectónica, indicado por la Figura 6-12, y las subcámaras magmáticas estarían alineadas en sentido N10°E.

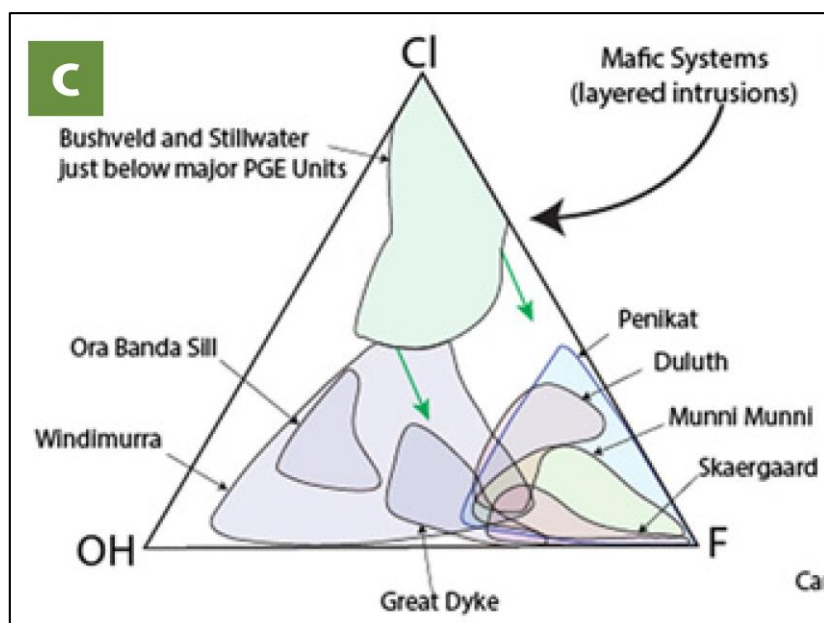


Figura 6-11: Apatitas en sistemas magmáticos máficos estratificados (Modificado de Webster y Piccoli, 2015).

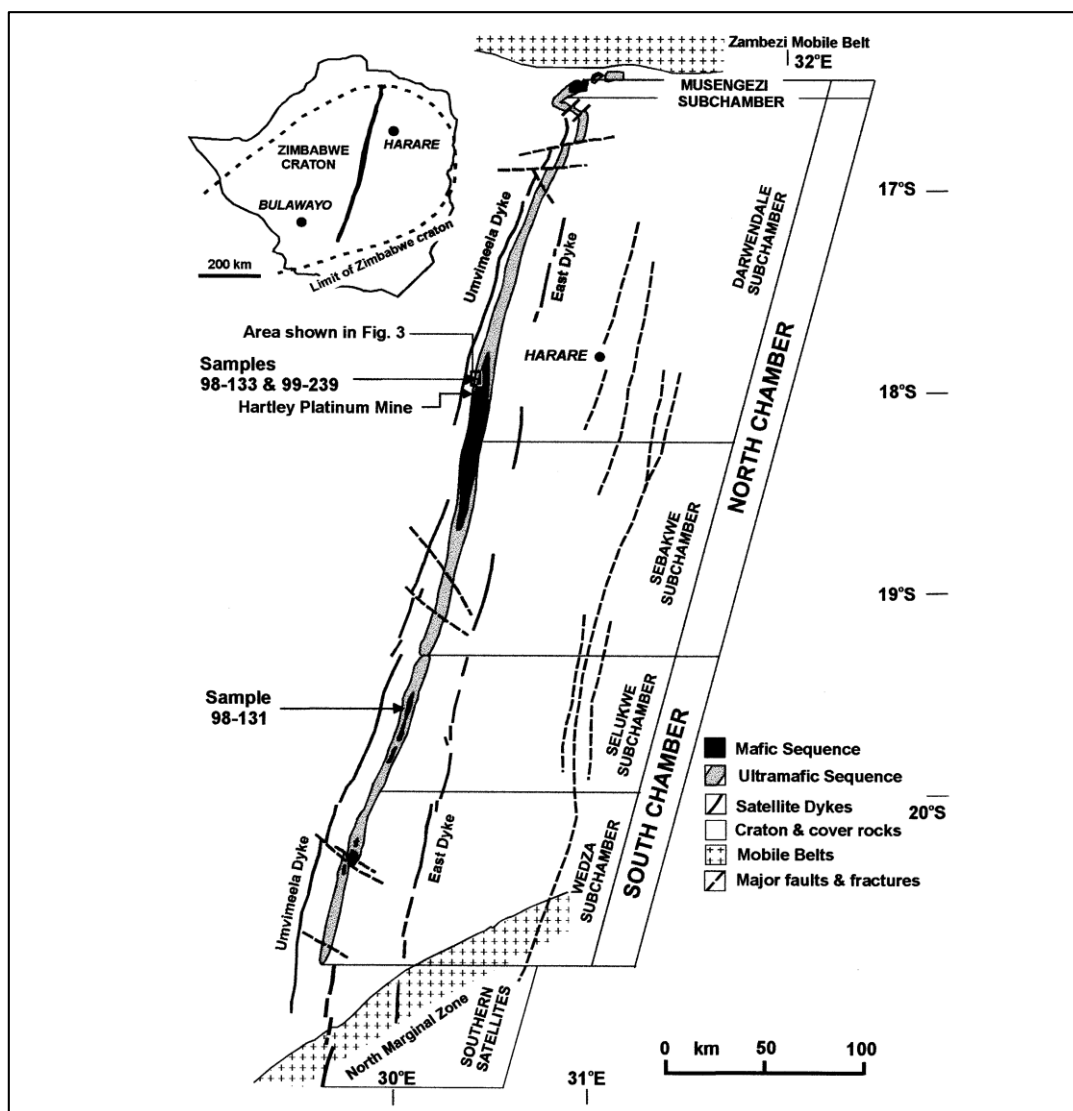


Figura 6-12: contexto geológico general del Gran Dique, en Zimbabwe. (Modificado de Wilson y Armstrong, 2000).

6.6 Modelo Petrogenético

En línea con lo anteriormente expuesto, se propone un modelo petrogenético para el cono Navidad, el que considera un magma de composición andesítica que ha evolucionado hasta dicha composición mediante cristalización fraccionada de olivino, plagioclasa, piroxeno y titanomagnetita, indicado por la petrografía y mineralogía. Este proceso ocurre en una zona de acumulación en la interfase manto superior-corteza inferior, entre los 35-40km de profundidad. Producto de una nueva recarga de magma, de composición al menos traqui-andesítico basáltico, se genera la desestabilización del sistema, produciéndose un aumento de temperatura y cambios en las concentraciones de elementos formadores de minerales, generándose texturas de reabsorción en olivino, plagioclasa y glomerocristales, inmiscibilidad de sulfuros y presencia de calcopirita, láminas de exsolución en augita, zonación inversa en plagioclasa y la aparición de flúorapatita asociado a titanomagnetita₇₅-magnetita₂₅. Esto se puede observar de manera independiente en las

inclusiones vítreas homogéneas estudiadas en este trabajo, las cuales indican la presencia de dos magmas, uno de la serie toleítica y otro calco-alcalino, que presentan siempre dos comportamientos diferentes y bien definidos con respecto a los elementos mayoritarios, y que los contenidos de hierro, calcio, fósforo y aluminio indicarían además el proceso de cristalización fraccionada para la serie toleítica, más evolucionada. Sumado a ello, el borde de reacción de olivino con vermiculitas y flúorapatita en contacto con masa fundamental indicaría además líquidos remanentes inmiscibles en la etapa tardía de la evolución magmática de esta erupción, los cuales son ricos en hierro y en fósforo, respectivamente. Con lo anterior es posible afirmar que la presencia del flúor no se identifica hasta la etapa en la que ocurre la mezcla de magmas, por lo que es la recarga magmática quien genera las altas concentraciones de este elemento.

En la Figura 6-13 se muestra el modelo general propuesto por este estudio, el cual consiste en una zona de acumulación a 40km de profundidad, en la interfase antes indicada. Se propone un mecanismo de ascenso mediante diques hasta la superficie, esto en virtud de lo expuesto por los trabajos de Pérez et al. (2016), y Cembrano y Lara (2009). En la etapa A (Figura 6-14) hay cristalización fraccionada de olivino y plagioclasa. En la fase final de esta etapa hay cristalización de plagioclasa, titanomagnetita, augita y olivino, en glomerocristales. En la etapa B habría una mezcla de magmas producto de la recarga de un magma traqui-andesítico basáltico generado por fusión parcial del manto debido a la subducción de la placa oceánica. Este proceso habría generado textura de reabsorción en olivino, plagioclasa y glomerocristales. En esta etapa aparece la flúorapatita la cual se asocia tanto a ulvoespinela como a olivino en concavidades generadas por la reabsorción. Además, se habrían formado pequeñas gotas de líquido inmiscible rico en sulfuros. La etapa C (Figura 6-14) está marcada por la generación de inclusiones pseudosecundarias en olivino producto de su crecimiento cristalino. Junto con ello se generan lámelas de exsolución en augita, y comienza el crecimiento de titanomagnetita con mayor contenido de hierro ferroso. Al final de esta etapa se generan los bordes de reacción de olivino, y producto de líquidos remanentes inmiscibles se genera textura vermicular de piroxeno y titanomagnetita, además de flúorapatita en contacto con masa fundamental.

El lapso en que esto ocurre no se ha determinado en este estudio. Sin embargo, es probable que la sucesión de estas etapas haya ocurrido en un corto periodo de tiempo, esto asociado principalmente al tamaño de los fenocristales, y la intercalación de los distintos eventos, como lo es la cristalización de clinopiroxeno y la aparición de flúorapatita, por ejemplo.

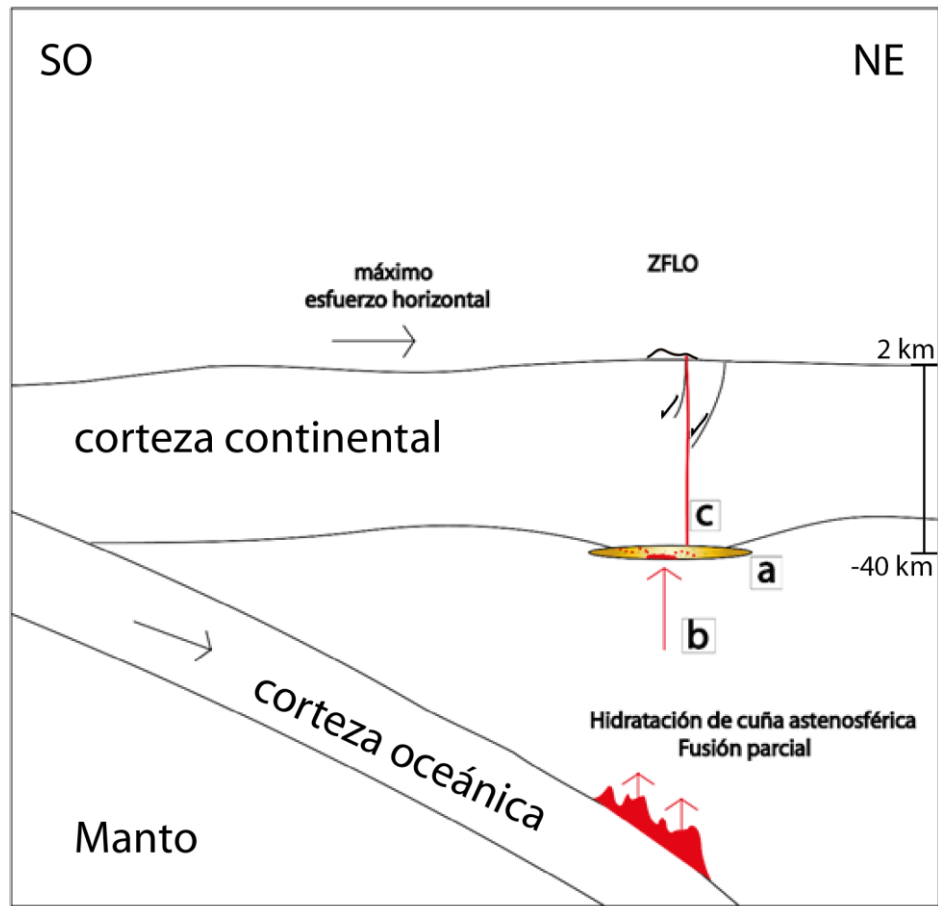


Figura 6-13: Propuesta de modelo a raíz de la revisión de la bibliografía y el análisis de los resultados.

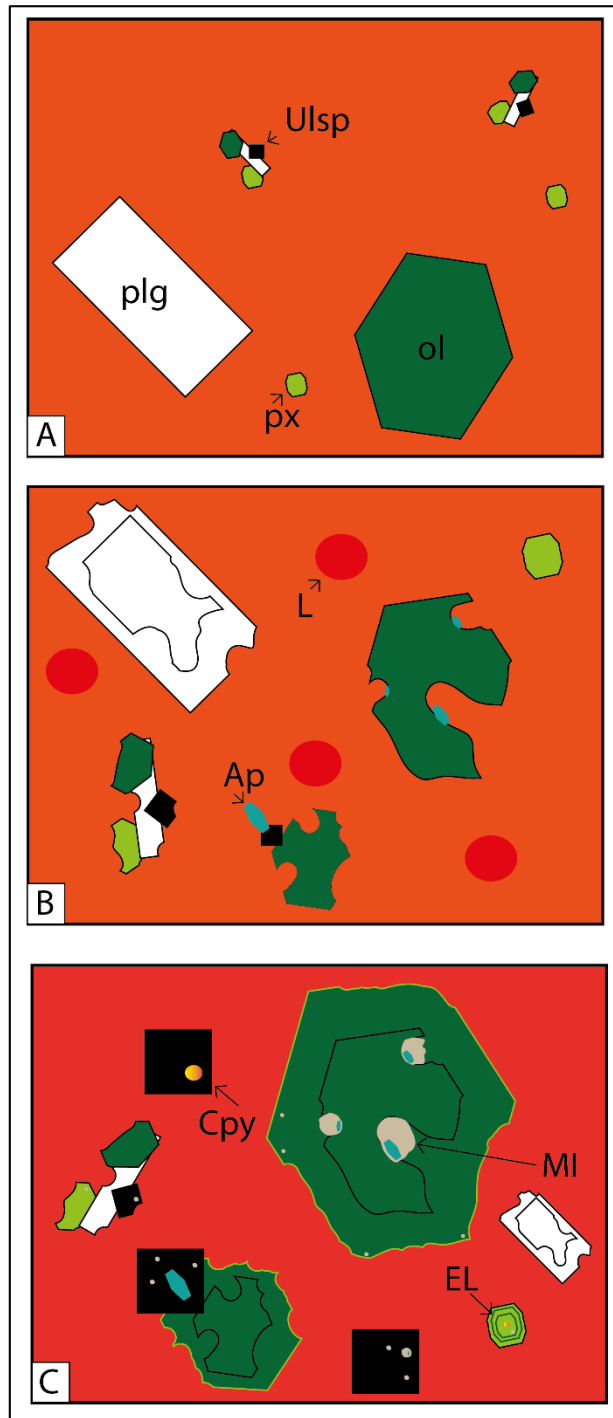


Figura 6-14: Etapas en la cristalización del magma alimentador de la erupción del cono Navidad. A: primera etapa de cristalización fraccionada. B: segunda etapa de mezcla de magmas, inmiscibilidad de líquidos sulfurados, aparición de flúorapatita C: tercera etapa de aumento de temperatura y cristalización fraccionada de plagioclasa, clinopiroxeno y ulvoespinela, con formación de lámelas de exsolución en augita. Plg: plagioclasa. ol: Olivino. px: piroxeno. L: recarga de magma. Ap: flúorapatita. MI: inclusión vítrea. EL: lámelas de exsolución. Cpy: calcopirita.

7 CONCLUSIONES

El estudio geoquímico del cono Navidad mediante inclusiones vítreas ha demostrado la gran versatilidad y utilidad que tiene la interpretación de la geoquímica de elementos mayoritarios de las inclusiones vítreas. Este estudio parte con la motivación de entender los procesos magmáticos que ocurren para generar grandes concentraciones de flúor en las fases volátiles durante la erupción del cono Navidad, en 1988-1989.

Dentro de los objetivos se planteó determinar la composición del magma parental mediante inclusiones vítreas. Esto se logró mediante la identificación del proceso de mezcla de magmas, determinando la coexistencia de dos magmas que evolucionan de manera distinta, uno andesítico más evolucionado, y otro traqui-andesítico basáltico, cuya evolución queda evidenciada por los diagramas bivariantes. Con esto se concluye que el magma parental de la erupción del volcán Navidad corresponde a uno que se habría generado por mezcla de magmas, a una profundidad de al menos 40 km, en la zona de acumulación en la interfase corteza-manto en la ZVS.

La profundidad a la que se acumula el magma parental, sumado a que la evidencia química y estructural indica que el cono Navidad es un cono monogénico con un cráter alargado en sentido NE, podría indicar un ascenso por diques orientados de acuerdo con las estructuras generadas por la ZFLO, la cual posee características específicas en este sector, ya que en la zona del volcán Lonquimay se genera una curvatura en el rumbo de la ZFLO hacia el NE.

Las altas concentraciones de flúor están asociadas al evento de mezcla de magmas, y específicamente a la fuente del magma traqui-andesítico basáltico. Las razones principales son la asociación del evento de mezcla de magmas a las texturas de reabsorción de los fenocristales de olivino, plagioclasa y los glomerocristales, los valores pico del fósforo en el diagrama bivalente de magnesio para ese elemento, como también la presencia de cristales euhedrales de flúorapatita en inclusiones pseudosecundarias de olivino, y la asociación de cristales euhedrales de flúorapatita con titanomagnetita con mayor contenido de hierro ferroso sumado al comportamiento del hierro en los diagramas bivariantes. Esto indica que la fuente de flúor es el magma primitivo que intruye generando la mezcla de magmas. La razón por la que hay altos contenidos de flúor en la fase volátil podría estar asociada al corto periodo de tiempo en que ocurre todo este proceso, indicado por el tamaño relativo de los cristales que componen la colada del volcán Navidad. Se requieren estudios adicionales de elementos trazas en inclusiones para determinar la signatura geoquímica del magma primitivo y con esto entender el real significado de flúorapatita en este sistema magmático, de modo de relacionarlo en el contexto andino, y específicamente en la ZVS y la ZFLO, dada las similitudes entre las fluorapatitas del Gran Dique en Zimbabwe y los depósitos IOA en el norte de Chile.

Existe la necesidad de seguir profundizando el estudio de inclusiones vítreas en este sistema volcánico, sobre todo para identificar zonas de acumulación que son comunes entre el volcán Lonquimay y el Cordón Fisural Oriental, y también a modo de diferenciarlas a cabalidad. La dificultad principal reside en la baja presencia de fenocristales *ad-hoc* para un estudio de este tipo. Sumado a ello, la textura afanítica de las rocas del cono Navidad no permite separar cristales mediante el método clásico de molienda de roca, debido a la extrema dureza de la masa fundamental, por lo que el desafío está en lograr homogeneizar inclusiones vítreas recristalizadas, generadas en las fases tempranas del magma parental.

Queda en evidencia que un estudio mediante inclusiones vítreas en un sistema magmático permite obtener gran cantidad de información de los procesos que ha experimentado un magma. Es necesario promover este tipo de estudios y a la vez mostrar a la comunidad científica sus alcances.

8 BIBLIOGRAFÍA

- Ambler, E. P., Ashley, P. M. (1977). Vermicular orthopyroxene-magnetite symplectites from the Wateranga layered mafic intrusion, Queensland, Australia. *Lithos*, 10(3), 163-172.
- Anderson Jr, A. T. (1974). Evidence for a picritic, volatile-rich magma beneath Mt. Shasta, California. *Journal of Petrology*, 15(2), 243-267.
- Alfred Jr, T., Newman, S., Williams, S. N., Druitt, T. H., Skirius, C., Stolper, E. (1999). H₂O, CO₂, Cl, and gas in Plinian and ash-flow Bishop rhyolite. *Journal of Geophysical Research*, 104(B9), 20.097-20.122.
- Anderson, A. T., Brown, G. G. (1993). CO₂ contents and formation pressures of some Kilauean melt inclusions. *American Mineralogist*, 78(7-8), 794-803.
- Barrabé, L., Deicha, G., 1956. Expériences de fusion et de cristallisation magmatique sur des reliquats vitreux des quartz dihexaédriques de la Guadeloupe. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.* 79, 146–155.
- Barrientos, S. E., Acevedo-Aránguiz, P. S. (1992). Seismological aspects of the 1988–1989 Lonquimay (Chile) volcanic eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53(1-4), 73-87.
- Beattie, P. (1993). Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115(1), 103-111.
- Bertin Ugarte, D. (2010). El Complejo Volcánico Lonquimay y la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui: Estudio Estructural, Morfométrico y Gravimétrico. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 156 p.
- Bodnar, R. J., Student, J. J. (2006). Melt inclusions in plutonic rocks: Petrography and microthermometry. *Melt inclusions in plutonic rocks*, 36, 1-25.
- van den Bogaard, P., Schirnick, C. (1994). Single crystal laser Ar/Ar ages of quartz 40 39 protocrysts in the 0.761 ma Bishop Tuff rhyolite (Long Valley, USA). In Eighth International Conference on Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology, Abstracts, US Geological Survey Circular, 1107, 32.
- 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 Letter*. 374, 145–155.
- Cande, S. C., Leslie, R. B. (1986). Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B1), 471-496.
- Cembrano, J., Moreno, H. (1994). Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo Cuaternario entre los 38 S y 46 S: ¿Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente. In Congreso Geológico Chileno, 7, 240-244.
- Cannatelli, C., Doherty, A. L., Esposito, R., Lima, A., De Vivo, B. (2016). Understanding a volcano through a droplet: A melt inclusion approach. *Journal of Geochemical Exploration*, 171, 4-19

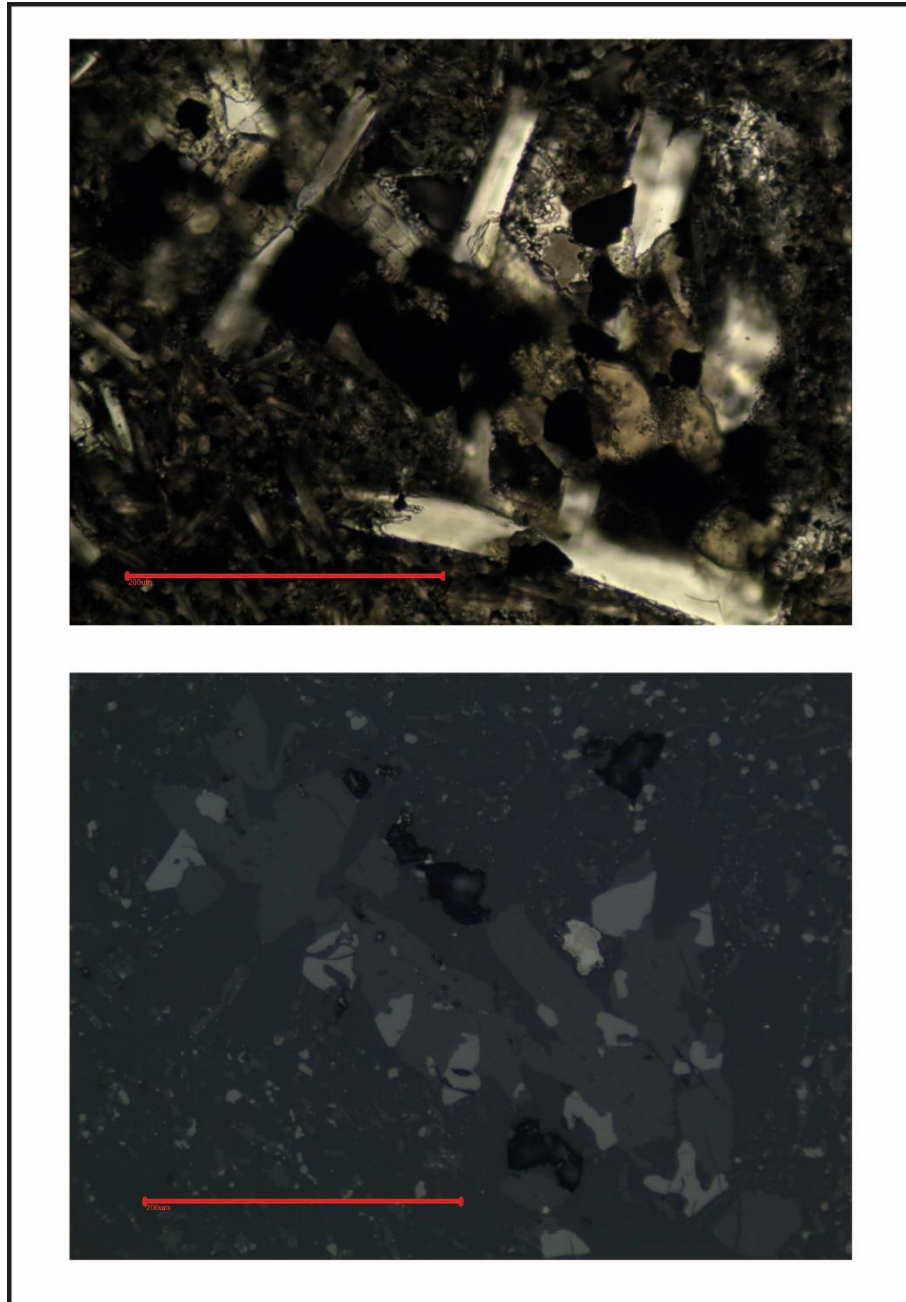
- Clocchiatti, R., 1975. Les inclusions vitreuses du quartz: donées optiques, thermométriques et chimiques. *Mémoire Société géologique Francaise*. 122, 1–96.
- Cox, B. G., Natarajan, R., Waghorne, W. E. (1979). Thermodynamic properties for transfer of electrolytes from water to acetonitrile and to acetonitrile+ water mixtures. *Journal of the Chemical Society, Faraday Transactions 1: Physical Chemistry in Condensed Phases*, 75, 86-95.
- Danyushevsky, L. V., Della-Pasqua, F. N., Sokolov, S. (2000). Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138(1), 68-83.
- De Vivo, B., Bodnar, R. J. (Eds.). (2003). *Melt inclusions in volcanic systems: methods, applications and problems*. Elsevier. Vol. 5. pp. 253.
- Dolgov, Y.A., and 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, p. 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., Hunter, J., Schiffbauer, J.D., Bodnar, R.J., 2014. An assessment of the reliability of melt inclusions as recorders of the pre-eruptive volatile content of magmas. *Am. Mineral*. 99 (5–6), 976–998.
- Emerman, S.H., Marrett, R., 1990. Why dikes? *Geology* 18, 231–233.
- Faure, F., Schiano, P., 2005. Experimental investigation of equilibration conditions during forsterite growth and melt inclusion formation. *Earth Planet Science Letter*. 236, 882-898
- Frezza, M. L. (1992). Magmatic immiscibility and fluid phase evolution in the Mount Genis granite (southeastern Sardinia, Italy). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(1), 21-33.
- González, O., Vergara, M. (1962). Reconocimiento Geológico de la cordillera de los Andes entre los paralelos 358 y 388S. *Universidad de Chile, Instituto de Geología*, 24, 0-116.
- Harker A., 1909, *The Natural history of igneous rocks*. Methuen, Londres. 377 p.
- Hartley, M.E., Maclennan, J., Edmonds, M., Thordarson, T., 2014. Reconstructing the Deep CO₂ degassing behaviour of large basaltic fissure eruptions. *Earth Planet. Science Letters*. 393, 120–131
- Hervé, M. (1976). Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: Antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). In *Congreso Geológico Chileno*. 1, 18.
- Hervé, F., Demant, A., Ramos, V., Pankhurst, R., Suárez, M. 2000. The Southern Andes. In *Tectonic evolution of South America*. International Geological Congress. 31, 605-634.
- Holness, M. B., Stripp, G., Humphreys, M. C. S., Veksler, I. V., Nielsen, T. F., Tegner, C. (2010). Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: late-stage magmatic microstructures in the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Journal of Petrology*, 52(1), 175-222.

- Irvine, T. N. J., Baragar, W. R. A. F. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, vol. 8(5), 523-548.
- Kent, A.J.R., 2008. Melt inclusions in basaltic and related volcanic rocks. *Rev. Mineral. Geochem.* 69 (1), 273–331.
- Knipping, J. L., Bilenker, L. D., Simon, A. C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A. P., Munizaga, R. (2015). Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 171, 15-38.
- Kuno, H. (1968). Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. *Bulletin of Volcanology*, 32(1), 141-176.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Le Maitre, R. W. B., Dudek, P., Keller, A., Lameyre, J., Le Bas, J., Sabine, M. J., Zanettin, A. R. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks (No. 552.3 CLA). International Union of Geological Sciences.
- Lowenstern, J. B. (1994). Chlorine, fluid immiscibility, and degassing in peralkaline magmas from Pantelleria, Italy. *American Mineralogist*, 79, 353-369.
- Lowenstern, J. B. (1994). Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma. *Geology*, 22(10), 893-896.
- Lowenstern, J. B. (1995). Applications of silicate-melt inclusions to the study of magmatic volatiles. *Magmas, fluids, and ore deposits*, 23, 71-99.
- Lowenstern, J.B., 2003. Melt inclusions come of age: Volatiles, volcanoes, and Sorby's legacy. In: De Vivo, B., Bodnar, R.J. (Eds.), *Developments in Volcanology*. 5. 1–21.
- Macomber, T. (2015). The evolution of a monogenetic eruption: Navidad Eruption, Lonquimay Volcano, Chile (Doctoral dissertation, State University of New York at Buffalo). 99 p.
- Maksaev, J. V. (2001). *Reseña Metalogénica de Chile y de los procesos que determinan la metalogénesis andina*. Santiago. 63 p.
- Métrich, N., & Wallace, P. J. (2008). Volatile abundances in basaltic magmas and their degassing paths tracked by melt inclusions. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 363-402.
- Moore, L. R., Gazel, E., Tuohy, R., Lloyd, A. S., Esposito, R., Steele-MacInnis, M., Bodnar, R. J. (2015). Bubbles matter: An assessment of the contribution of vapor bubbles to melt inclusion volatile budgets. *American Mineralogist*, 100(4), 806-823.
- Moreno, H., & Gardeweg, M. C. (1989). La erupción reciente en el complejo volcánico Lonquimay (Diciembre 1988), Andes del Sur. *Andean Geology*, 16(1), 93-117.
- Moreno, H., Naranjo, J., Polanco, E. 2012. Geología del complejo volcánico Lonquimay-Tolhuaca. *Carta Geológica de Chile 1:50.000*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55-76.

- Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S. M., & Tittler, A. (1995). La Franja de Maricunga: Síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Andean Geology*, 22(2), 273-313.
- Muñoz, J., & Niemeyer, H. (1984). Hoja Laguna del Maule: regiones del Maule y del BioBio: carta geológica de Chile 1: 250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Nakamura, K. (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(1), 1-16.
- Naslund, H.R.; Henríquez, F.; Nystroem, J.O.; Vivallo, W.; Dobbs, F.M. 2002. Magmatic iron ores and associated mineralisation: Examples from the Chilean high Andes and coastal Cordillera. In Porter, T.M., ed., Adelaide, Australia, PGC Publishing 2: 207– 226.
- Naranjo, J. A., & Stern, C. R. (2004). Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'-45° S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 224-240.
- Niemeyer, H., & Muñoz, J. (1983). Hoja Laguna de La Laja: región de Bio Bio: carta geológica de Chile 1: 250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Nyström, J.O.; Henríquez, F. 1994. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology* 89: 820–839.
- O'Connor, J. T. (1965). A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Paper B*, 525, 79-84.
- Pedreras, G. (2014). Modelación del ascenso magmático en el conducto superior del volcán Navidad durante la erupción 1988-1990, Andes del Sur, Chile. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 126 p.
- Plank, T., & Langmuir, C. H. (1988). An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(4), 349-370.
- Polanco, E. (2010). Volcanoestratigrafía, geoquímica y peligro volcánico del Volcán Lonquimay (38°30'S), Andes del Sur (Chile). Tesis de Doctorado. Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Universidad de Barcelona. 284 p.
- Putirka, K. D., Perfit, M., Ryerson, F. J., & Jackson, M. G. (2007). Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. *Chemical Geology*, 241(3), 177-206.
- Rhodes JM, Dungan MA, Blanchard DP, Long PE (1979) Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts drilled near 22°N on the mid-Atlantic ridge. *Tectonophysics* 55:35-61
- Roedder, E., & Weiblen, P. W. (1970). Lunar petrology of silicate melt inclusions, Apollo 11 rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement*, 1, 801.
- Roedder, E. (1979). Origin and significance of magmatic inclusions. *Bull. Mineral.*, 102, 487-510.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy* vol. 12. Mineralogical Society of America, Washington D.C.
- Rosenau, M., Melnick, D., Echter, H. (2006). Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38° S and 42° S latitude. *Tectonics*, 25(4).

- Sobolev, V.S., Kostyuk, V.P., 1975. Magmatic crystallization based on a study of melt inclusions. *Fluid Incl. Res.* 9, 182–253 (Translated from original Russian).
- 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.
- Steele-Macinnis, M., Esposito, R., Bodnar, R. J., 2011. Thermodynamic model for the effect of post-entrapment crystallization on the H₂O–CO₂ systematics of vapor-saturated, silicate melt inclusions. *Journal of Petrology*, 52(12), 2461-2482.
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 161-206.
- Stormer JC Jr, Pierson ML, Tacker RC (1993) Variation of F and Cl X-ray intensity due to anisotropic diffusion in apatite during electron microprobe analysis. *American Mineralogist* 78:
- Suárez, M.; Emparan, C. 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 71: 105 p., 1 mapa 1:250.000.
- Thiele, R., Lahsen, A., Moreno, H., Varela, J., Vergara, M., & Munizaga, F. (1987). Estudio Geológico Regional a Escala 1: 100.000 de la Hoya superior y curso medio del río Biobío. ENDESA-Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile. Informe Inédito.
- Vergara, C. (2010). Petrogénesis de los centros eruptivos del Complejo Volcánico Lonquimay (CVL), IX región de la Araucanía. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 140 p.
- Webster, J. D., De Vivo, B., & Tappen, C. (2003). Volatiles, magmatic degassing and eruptions of Mt. Somma-Vesuvius: constraints from silicate melt inclusions, Cl and H₂O solubility experiments and modeling. *Developments in Volcanology*, 5, 207-226.
- Webster, J. D., Raia, F., Tappen, C., & De Vivo, B. (2003). Pre-eruptive geochemistry of the ignimbrite-forming magmas of the Campanian Volcanic Zone, Southern Italy, determined from silicate melt inclusions. *Mineralogy and Petrology*, 79(1), 99-125.
- Webster, J. D., & Piccoli, P. M. (2015). Magmatic apatite: A powerful, yet deceptive, mineral. *Elements*, 11(3), 177-182.
- Wilson, A.H. and Prendergast, M.D., 1989. The Great Dyke of Zimbabwe-I: tectonic setting, stratigraphy, petrology, structure, emplacement and crystallisation. In: Prendergast, M.D., Jones, M.J. (Eds.), *Magmatic sulphides-the Zimbabwe volume*. Institution Mining Metallurgy, London, 1–20.
- Armstrong, R., Wilson, A. H. (2000). A SHRIMP U–Pb study of zircons from the layered sequence of the Great Dyke, Zimbabwe, and a granitoid anatectic dyke. *Earth and Planetary Science Letters*, 180(1), 1-12.
- Zirkel, F. (1873). *Die mikroskopische Beschaffenheit der mineralien und gesteine*. W. Engelmann.

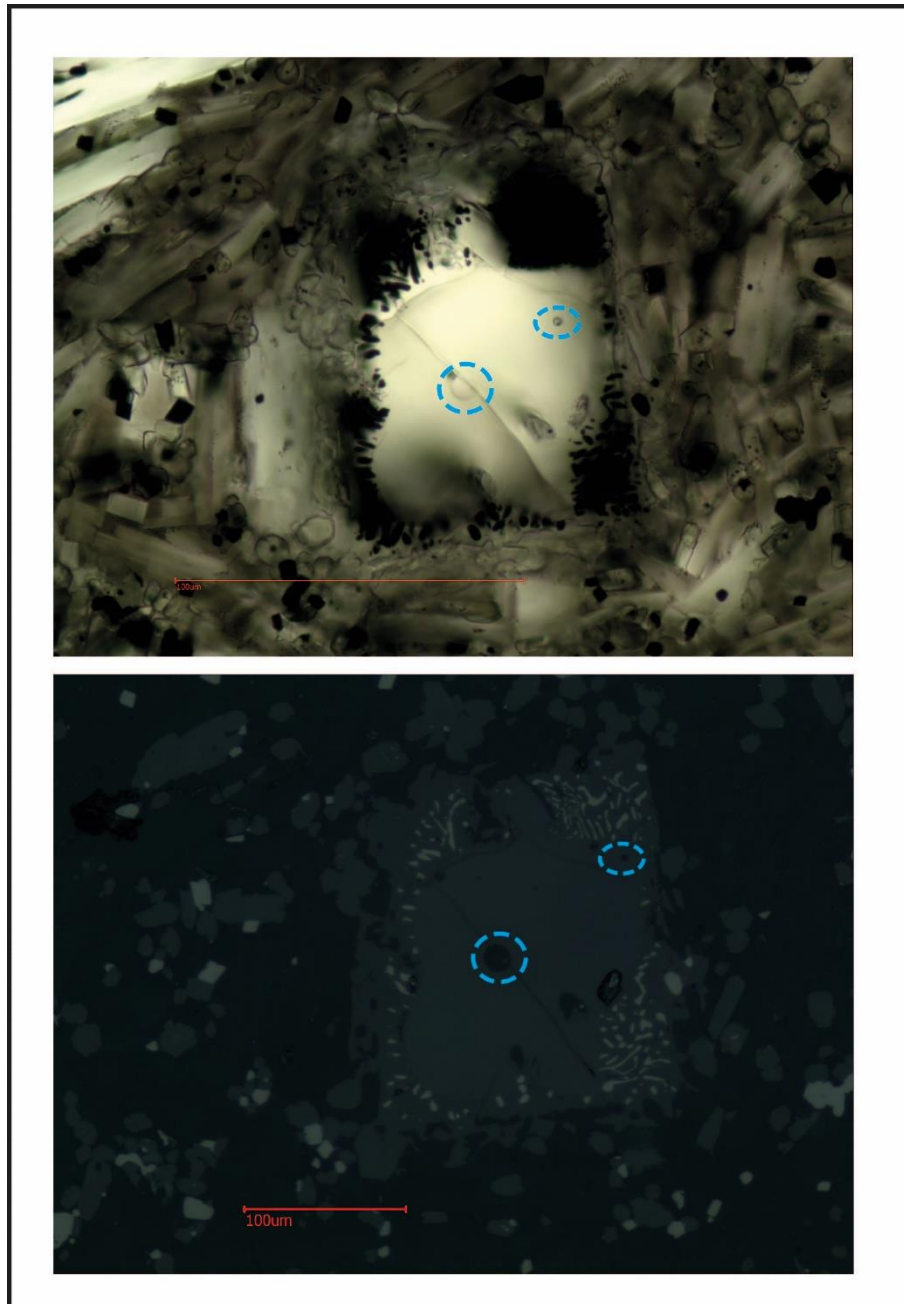
9 ANEXO 1
9.1 DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA
VNLV02



VNLV02-GLIII

Glomero compuesto por la asociación de clinopiroxeno, óxido de Fe-Ti y plagioclasa. Posee un largo de 450 μm y un ancho aproximado de entre 100 y 200 μm . Los cristales de óxidos poseen textura de reabsorción, mientras que los cristales de clinopiroxeno y plagioclasa son subhedrales. Las inclusiones se observan en los cristales de clinopiroxeno y una inclusión en óxido, la que es verificada como inclusión al poseer paredes que forman un cristal negativo de óxido.

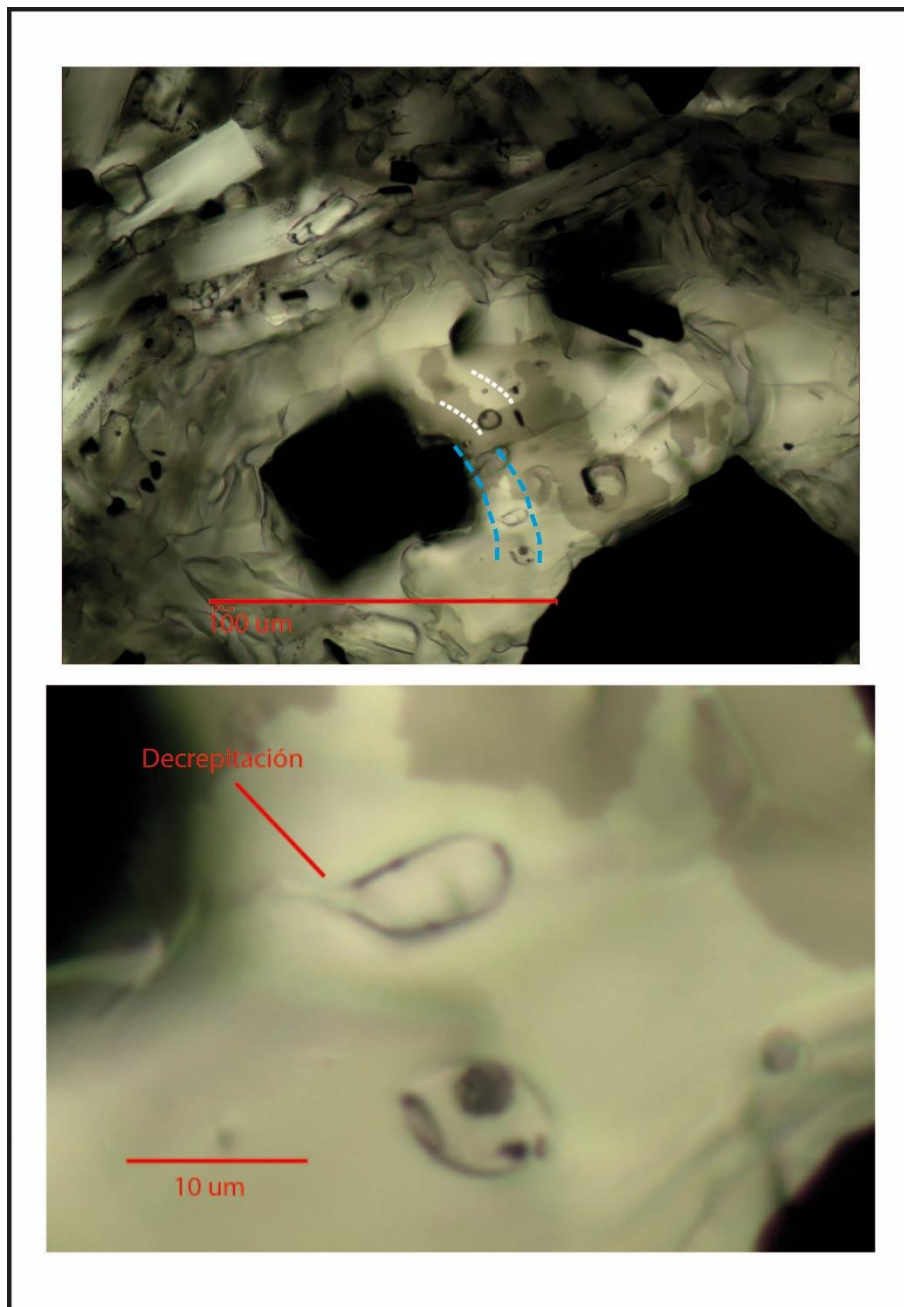
Las inclusiones en clinopiroxeno son de tamaño menor a 4 μm , y hay tanto homogéneas como recristalizadas con un pequeño óxido. La inclusión en óxido es homogénea y posee un diámetro de 8 μm , sin burbuja.



Oli5

Cristal de olivino de 100 μm de diámetro que posee textura de reabsorción, además de un evidente borde de reacción, en el cual se observa textura simplectítica de óxidos de Fe-Ti con piroxeno. El olivino, en sus bordes intactos, posee una inclusión en superficie mientras que en su núcleo posee otra inclusión.

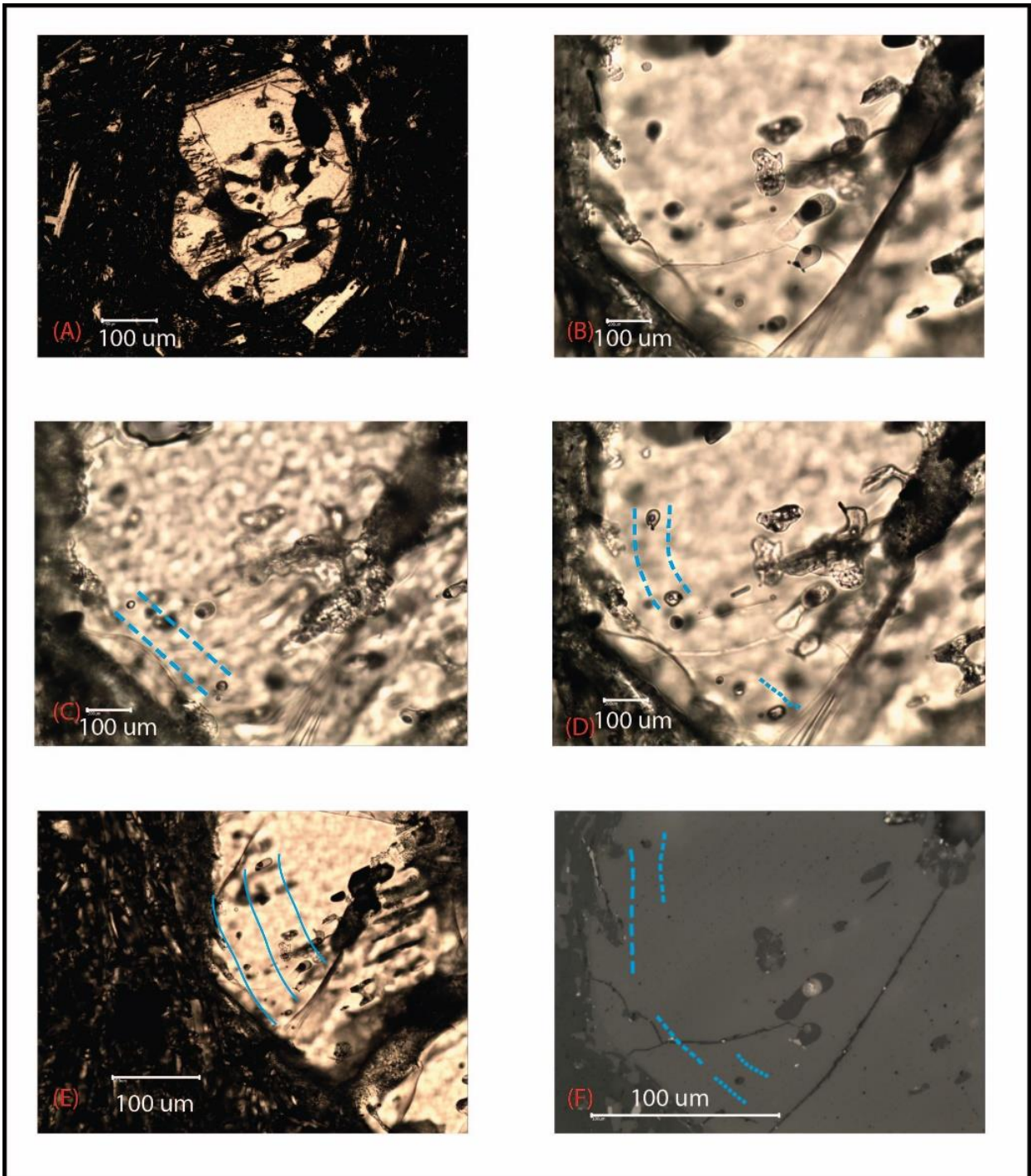
Estas inclusiones son de distinto tipo. La inclusión del núcleo posee un tamaño de 15 μm de diámetro, y sus bordes son definidos. Posee vidrio + óxido + cristal. Por otro lado, la inclusión del borde posee un tamaño de 5 μm y está compuesta por vidrio + burbuja. Su relación de tamaño de burbuja e inclusión es 1/5.



Oli4

Fenocrystal de olivino asociado a fenocristales de óxidos de Fe-Ti. Su tamaño aproximado es 250 μm , y posee bordes de reabsorción como también bordes de reacción. Los contactos con los óxidos son euhedrales. Posee inclusiones tanto en su centro como en sus bordes, sin embargo ninguna aflora en superficie.

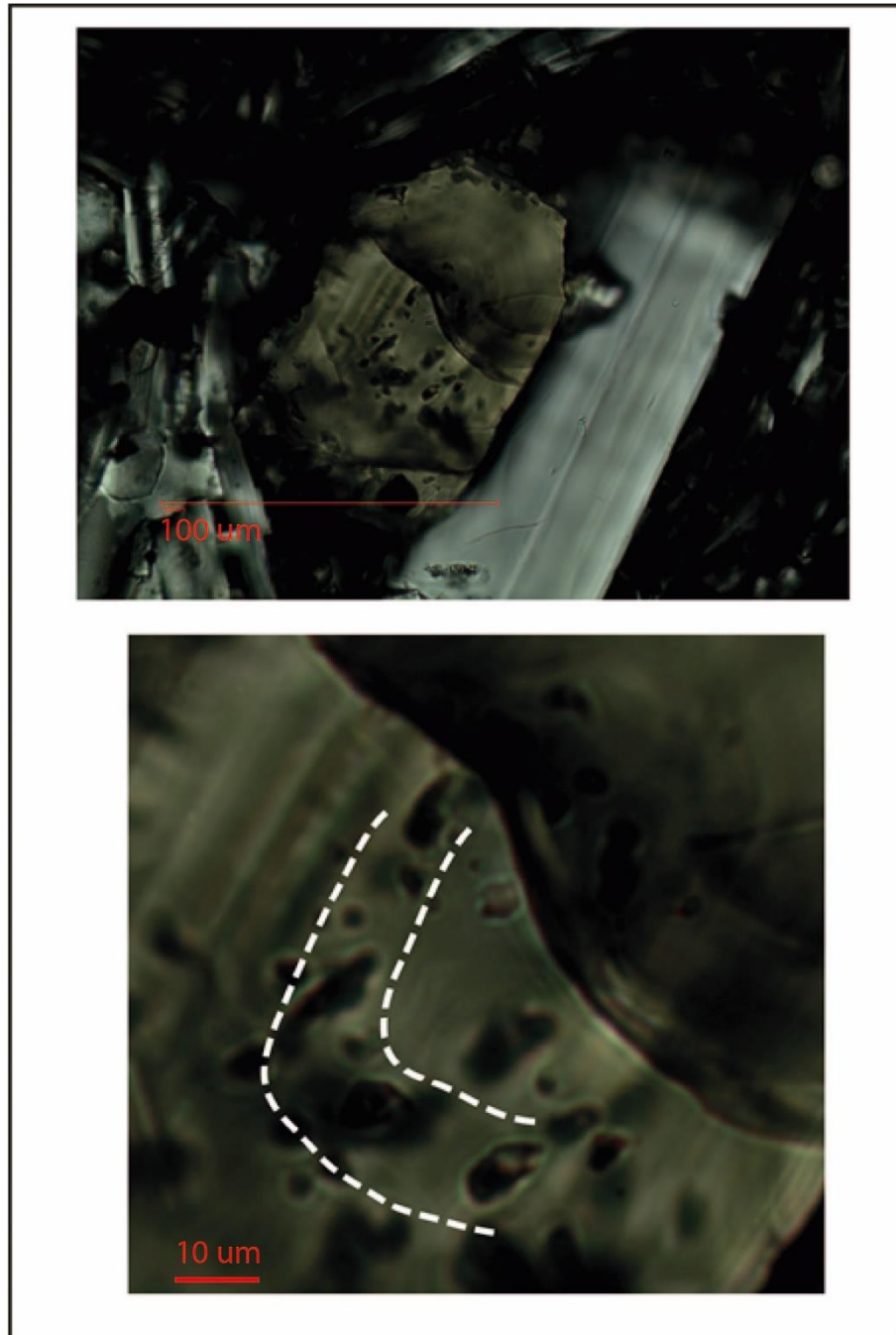
Las inclusiones no son mayores a 10 μm , presentándose de dos tipos: inclusiones con vidrio + burbuja e inclusiones con vidrio+cristales+ burbuja. Las dos inclusiones con burbuja (blanco) tienen razón 1/8 y bordes definidos, además de encontrarse cercanas, por lo que forman una familia. Una de las inclusiones recristalizadas (azul) está decrepitada.



Oli1

Fenocristal de Olivino que posee la característica de ser el más grande de la muestra, con un tamaño que bordea los 700 μm . Posee bordes de reacción y reabsorción, además de presentar fracturas. Una de las características principales de este cristal es que posee distintas familias de inclusiones las que se emplazan tanto en bordes de crecimiento cristalino como también en bordes de reabsorción. Las inclusiones que son identificadas a nicolas paralelos y luz reflejada corresponden a las que se encuentran delimitadas en las fotos E y F en azul.

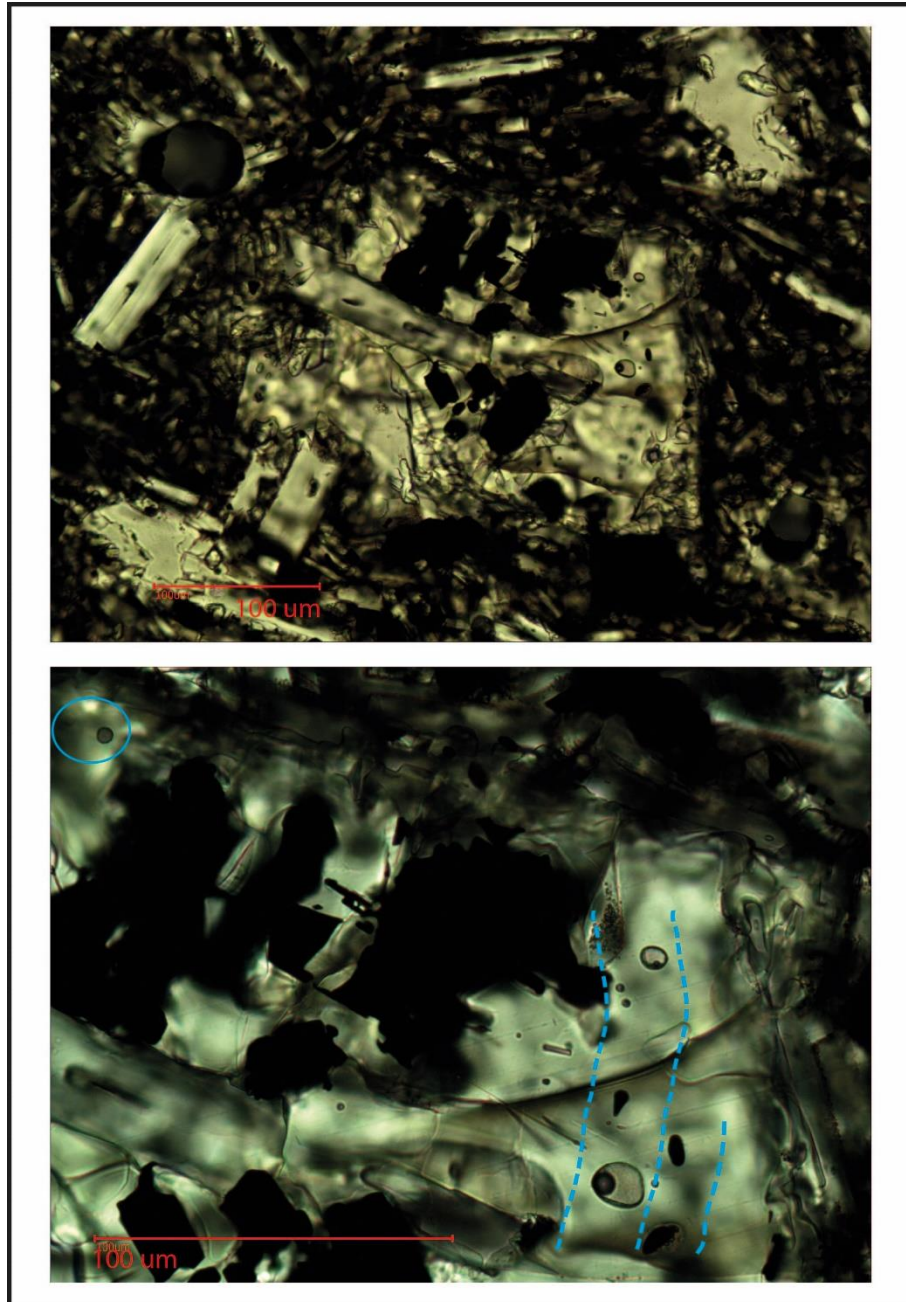
Estas inclusiones poseen tamaños de entre 10 y 5 μm . Las inclusiones que están más al borde del cristal poseen vidrio + burbuja, con razón 1/3, correspondientes a la familia 1, mientras que las que están hacia el núcleo poseen burbuja + óxido+cristal acicular+ vidrio (familia 2). Las inclusiones de la familia 1 se encuentran en superficie.



Px23

Asociación de clinopiroxeno y plagioclasa. El cristal de clinopiroxeno posee 100 μm en su lado mayor, mientras que la plagioclasa alcanza los 150 μm en su eje mayor. Ambos cristales son euhedrales. Clinopiroxeno posee zonación y plagioclasa presenta maclas de Carlsbad. Clinopiroxeno presenta inclusiones en su núcleo.

Las inclusiones son de hasta 10 μm y crecen en bordes de crecimiento cristalino. Las líneas blancas muestran una familia compuesta por inclusiones de entre 10-8 μm que poseen un pequeño cristal + vidrio, con bordes bien definidos y todas en un mismo plano cristalino.

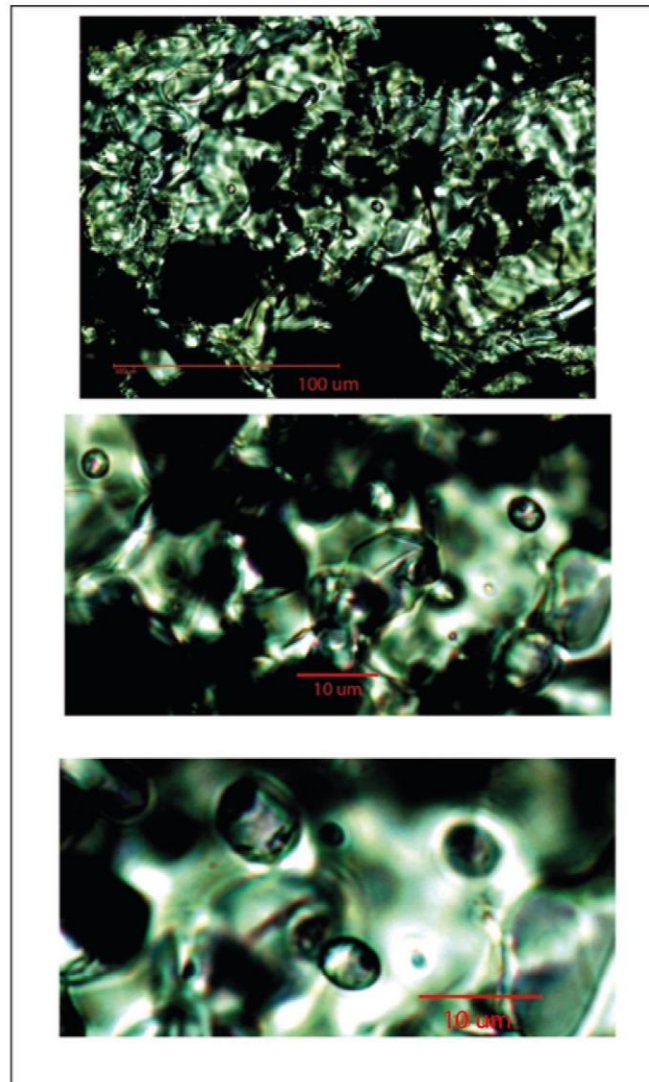


Oli16

Olivino euhedral de 200 μm de diámetro, que posee bordes de reacción. Se asocia con plagioclasa y óxidos que parecen pertenecer a los microlitos. Posee inclusiones en sus bordes intactos.

Se identifican dos tipos de inclusiones. La primera corresponde a inclusiones recristalizadas no mayores a 8 μm con al menos dos tipos de cristales + vidrio, con límites definidos (azul, cercano al borde del cristal). El segundo tipo corresponde a inclusiones de hasta 10 μm que contienen

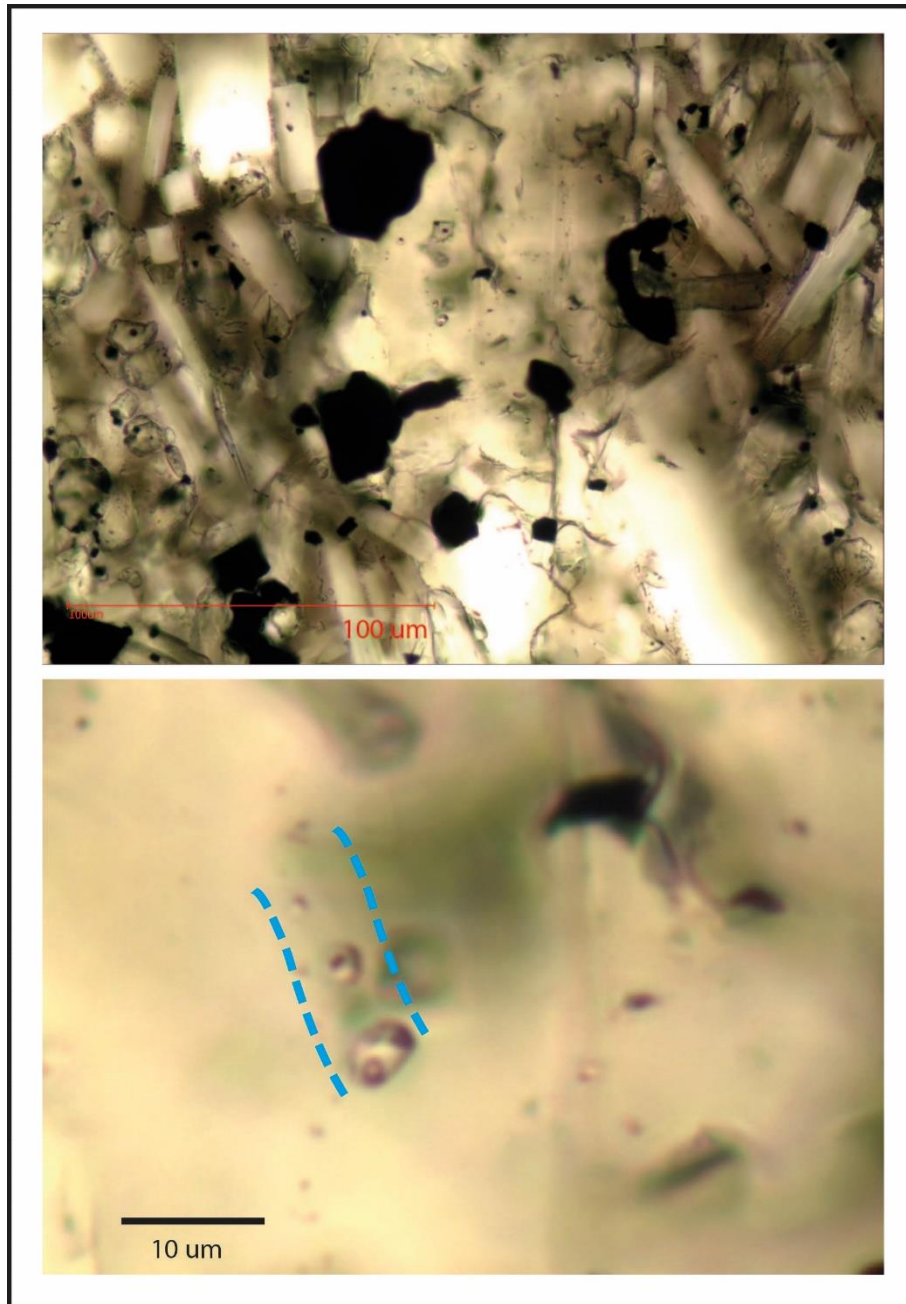
vidrio+ burbuja, donde la relación burbuja e inclusión es 1/3, y se encuentran en el mismo plano cristalino (azul, cercano al núcleo).



Oli17

Fenocristal de olivino de 300 μm de diámetro que se encuentra anhedral con bordes de reacción y reabsorción. En su núcleo se asocia a óxidos que parecen ser microlitos que crecieron en un espacio producido por la reabsorción. Cercano al centro, posee inclusiones.

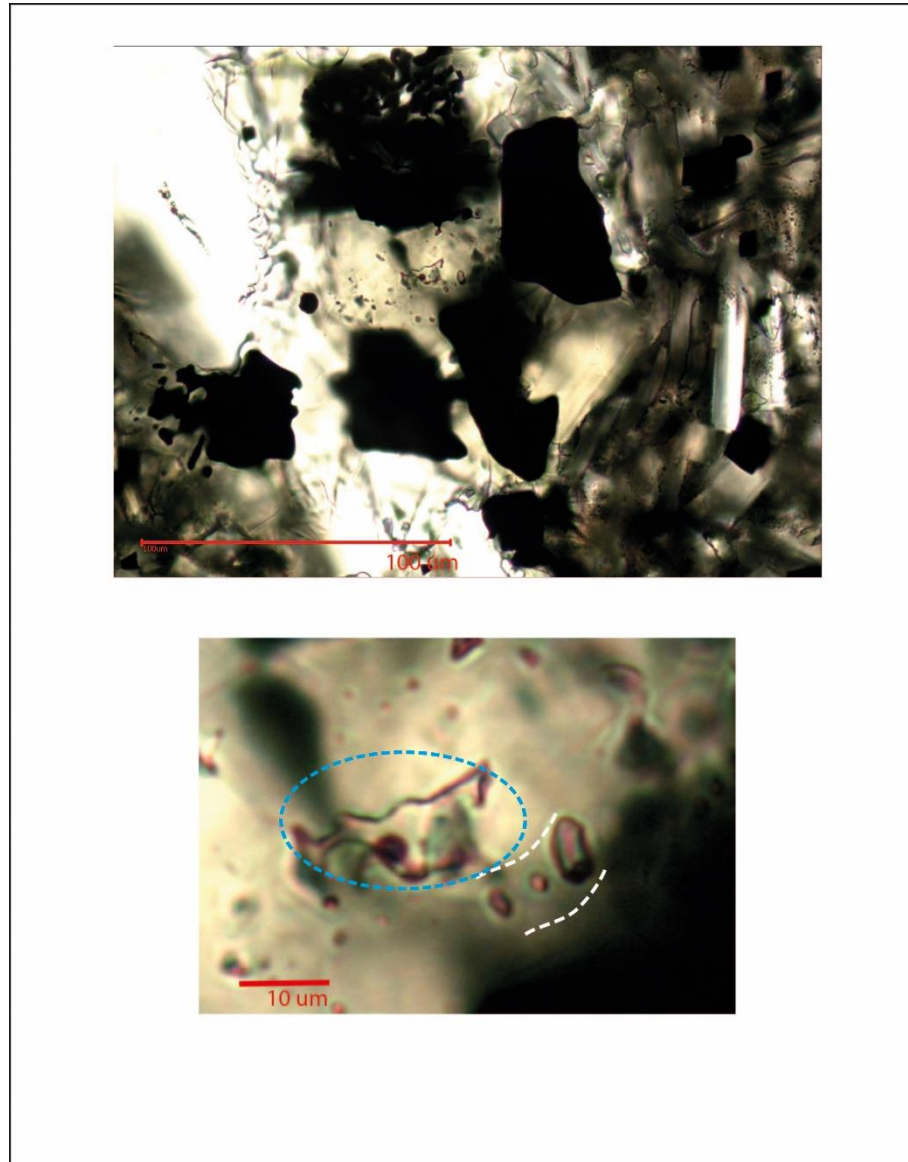
Estas corresponden a inclusiones de Tamaños menores a 10 μm que poseen una pequeña burbuja, donde las razones están entre 1/4 y 1/5, con limites definidos.



Px24

Fenocrystal de clinopiroxeno de 180 μm de largo, subhedral, con inclusiones en uno de sus planos de crecimiento. Las inclusiones poseen una burbuja+ vidrio+ óxido. La razón burbuja e inclusión es de 1/4. Forman una familia de inclusiones.

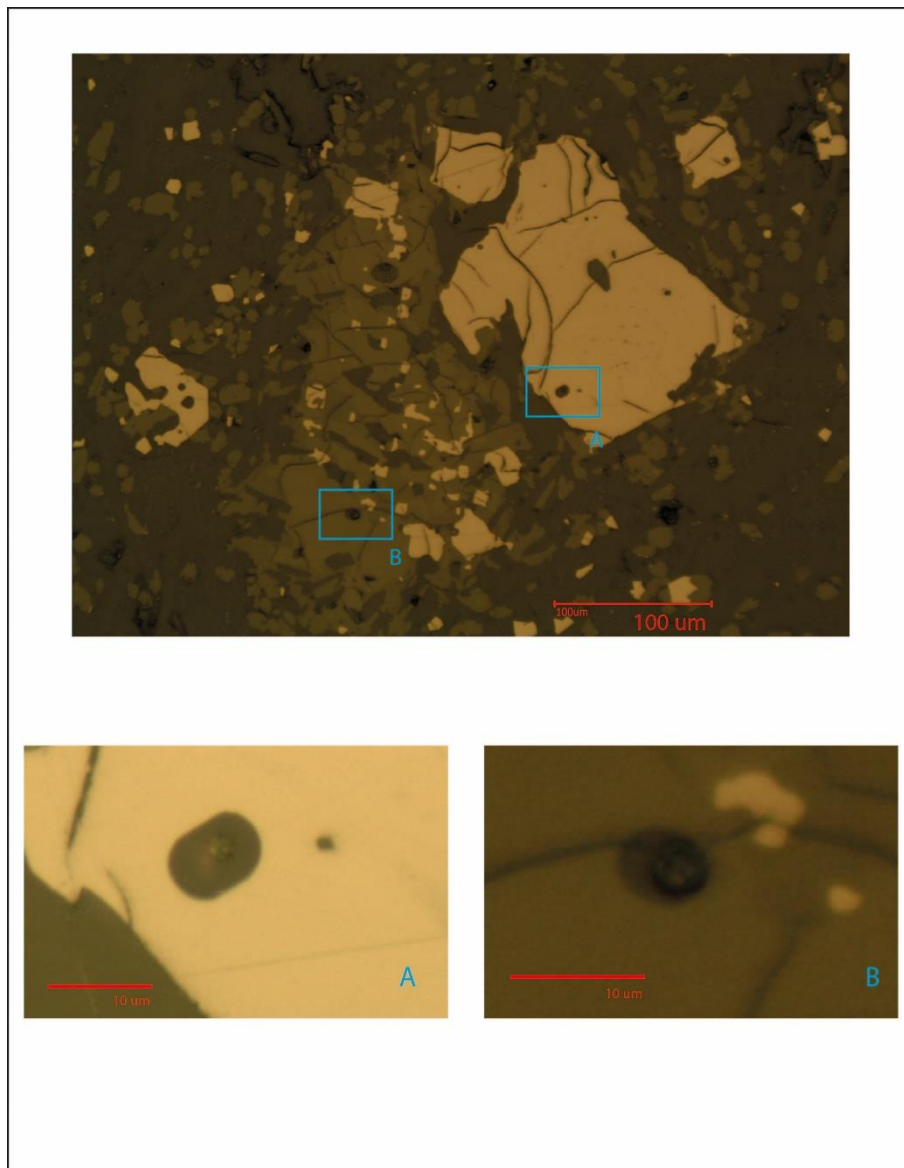
VNLV03



Px15

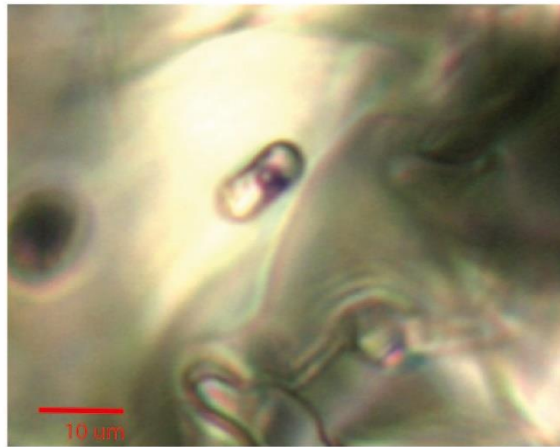
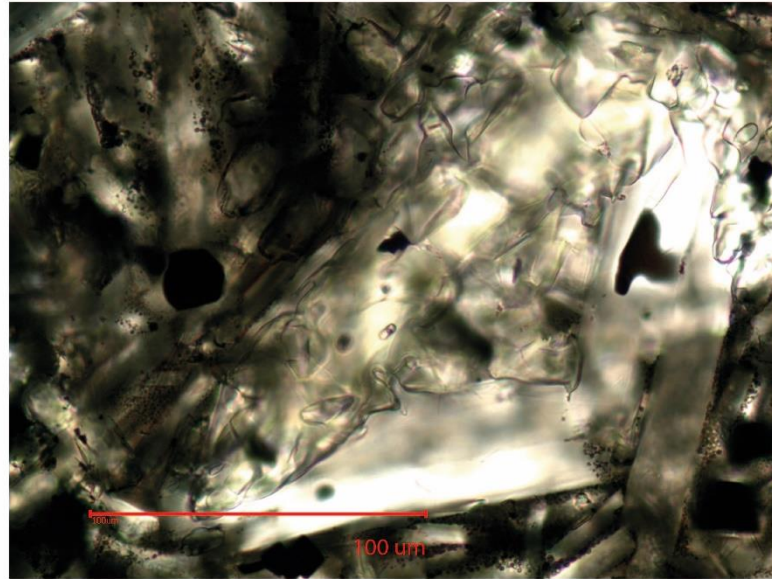
Glomero en que se asocian plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti. El largo es 550 μm mientras que el ancho mayor es de alrededor de 150 μm . Los cristales de óxidos poseen textura de reabsorción, mientras que los cristales de clinopiroxeno y plagioclasa son subhedrales. Las inclusiones se observan en los cristales de clinopiroxeno.

Las inclusiones son de tamaños variados pero siempre menores a 15 μm . Las del primer tipo se presentan con una pequeña burbuja + vidrio, donde la razón burbuja e inclusión está entre 1/5, con límites bien definidos. Estas forman una familia (blanco). Se identifica la presencia de una inclusión con límites poco definidos (azul).



Oli14

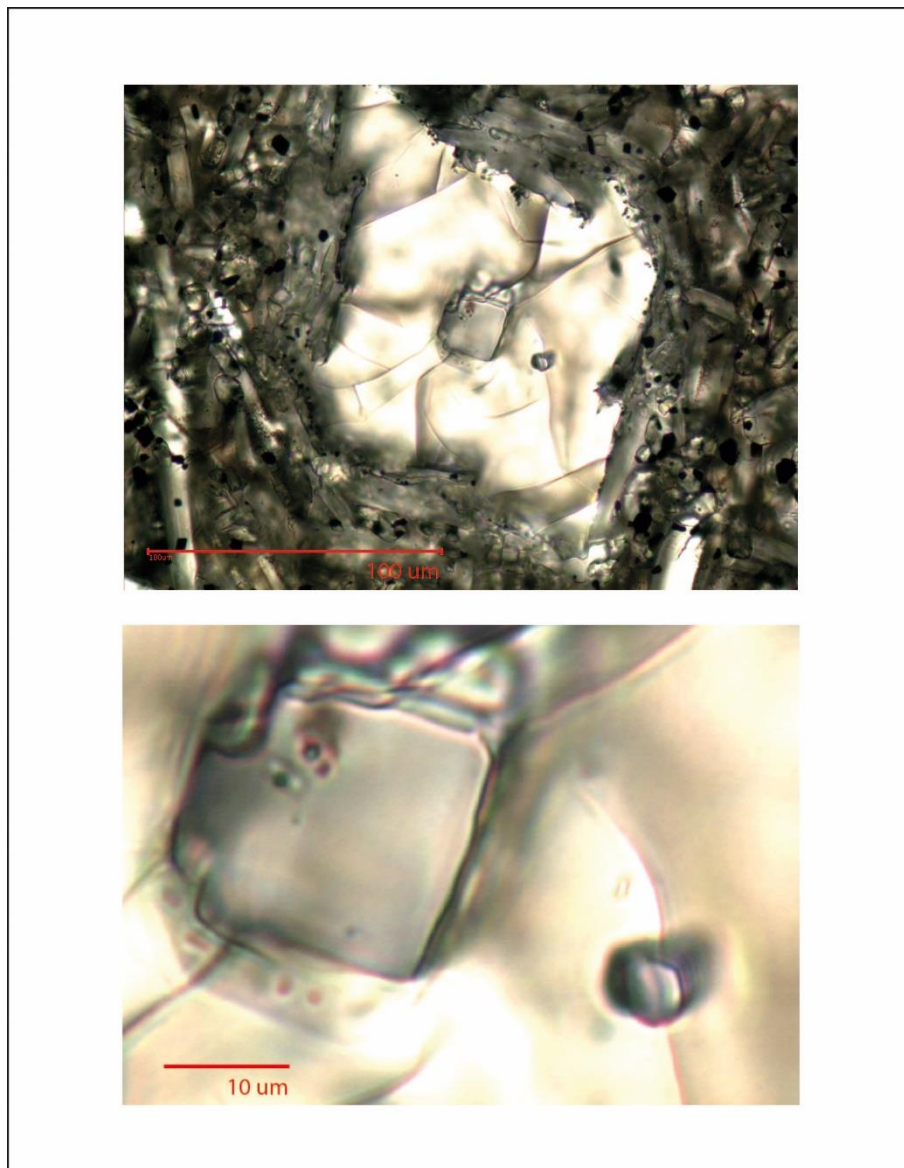
Asociación de olivino y óxido de Fe-Ti. Olivino posee un tamaño de 300 μm mientras que el óxido de 200 μm . Por otro lado, ambos cristales poseen textura de reabsorción. Además el olivino presenta bordes de reacción y se encuentra extremadamente reabsorbido. En la imagen de luz reflejada se observa en el cristal de óxido la presencia de un cristal de distinta naturaleza, euédral de 6 lados, en contacto euédral. Además, tanto en olivino como en óxido se identifican inclusiones con burbuja, de tamaño entre 10 y 8 μm , donde la razón de burbuja en la inclusión es 1/5 mientras que en la inclusión de olivino es 1/2.



Oli15

Fenocrystal de olivino que crece asociado a plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Posee bordes de reabsorción, además de dos pequeñas inclusiones en su centro, una de ellas en superficie.

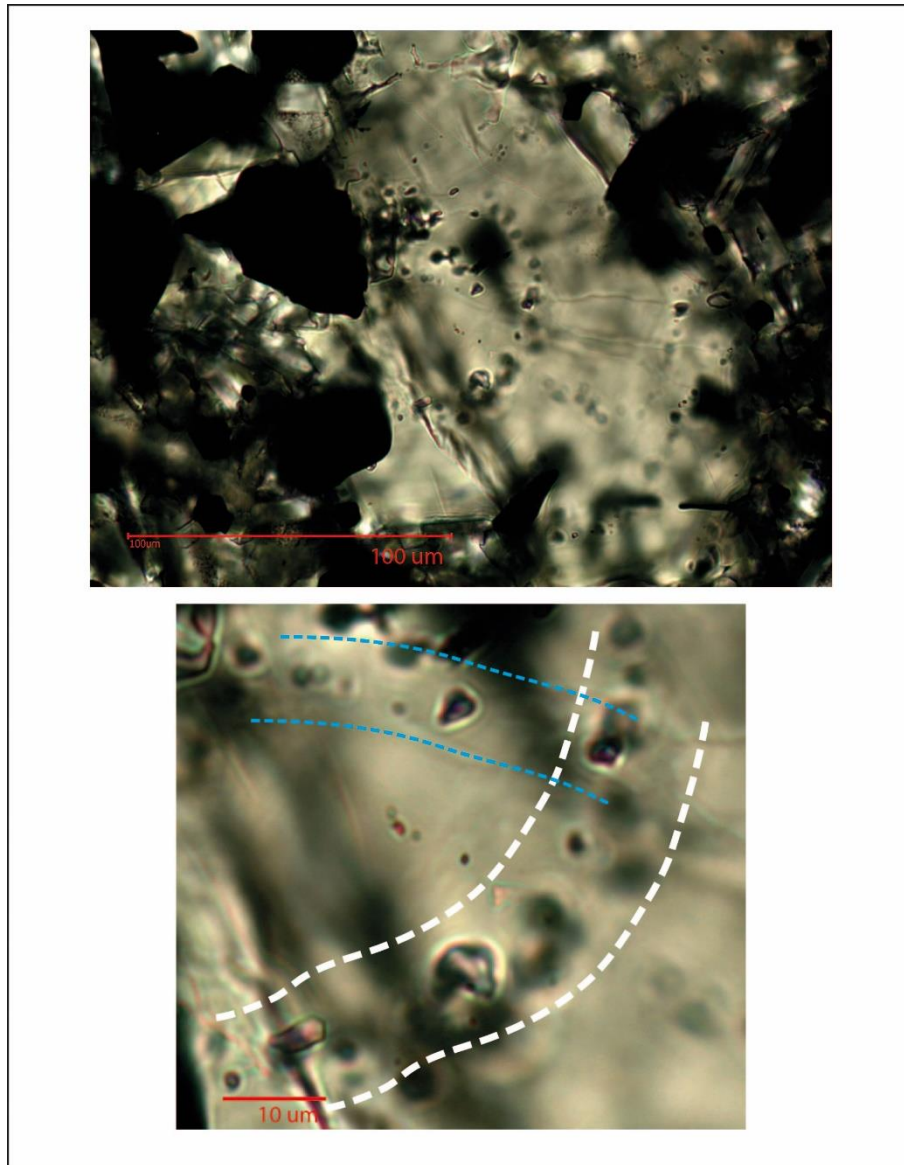
La inclusión identificada tiene un tamaño de 10 μm en su eje mayor y posee una burbuja + vidrio. La razón burbuja e inclusión es de 1/4.



Oli18

Fenocrystal de olvino de 150 μm en su eje mayor, que posee bordes de reacción y reabsorción, aunque aún mantiene una estructura subhedral. Posee una gran reabsorción en su núcleo, y además contiene una inclusión.

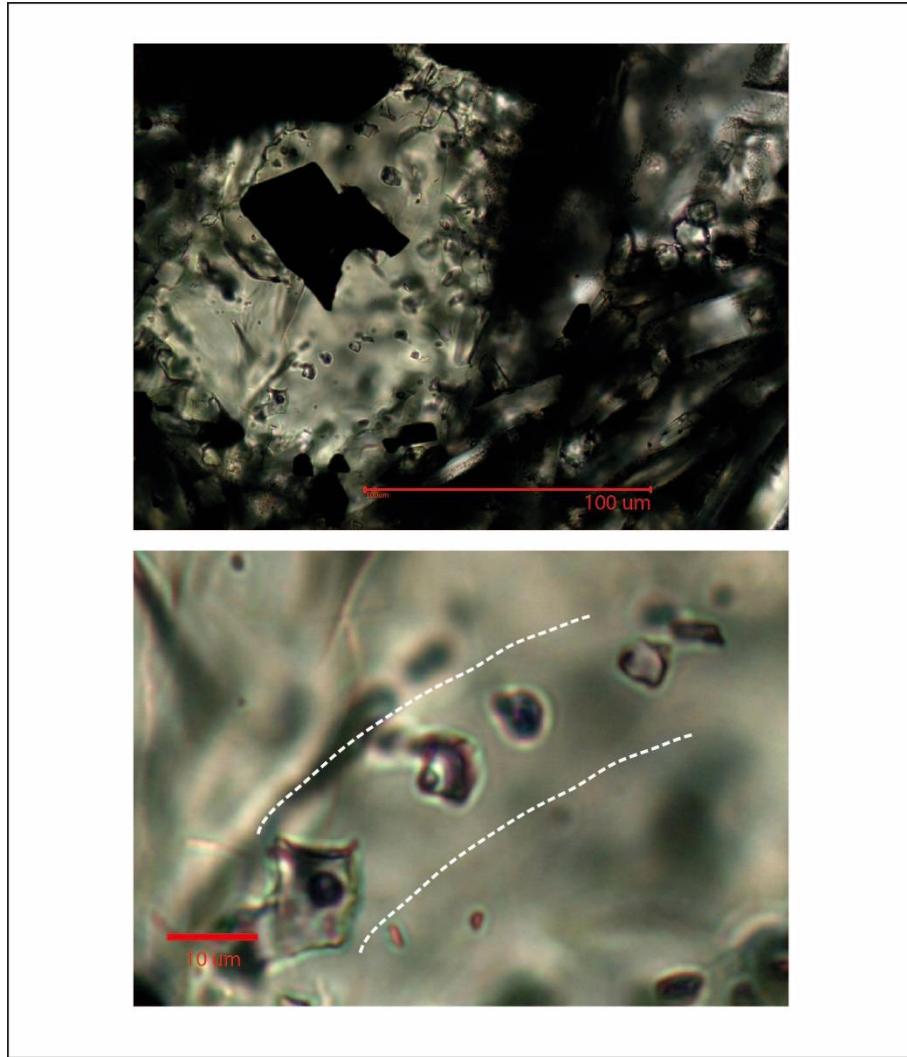
Esta inclusión posee 10 μm de diámetro, homogénea, en superficie, sin embargo los bordes son difusos y se extiende hacia el interior del cristal.



Px25

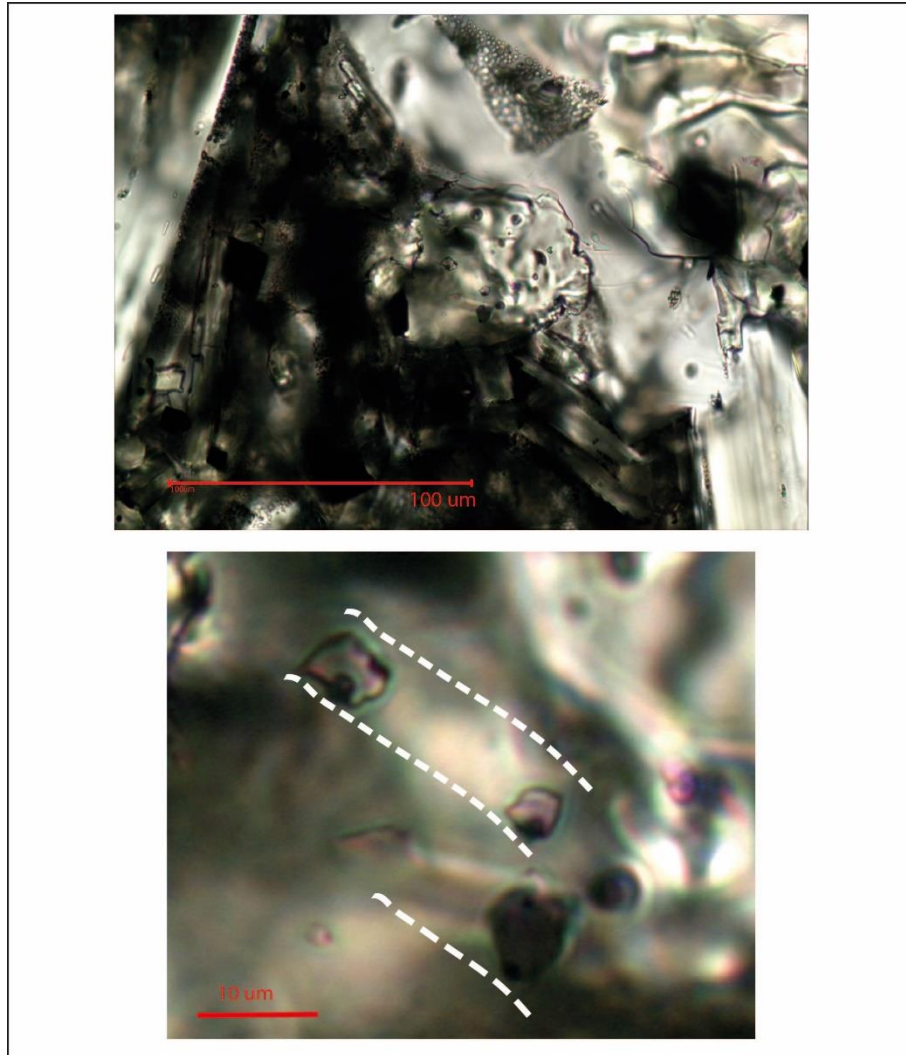
Fenocrystal de clinopiroxeno de 150 μm de largo en su eje mayor, subhedral. Posee inclusiones en planos de crecimiento (azul y blanco).

Las inclusiones son dos familias y se diferencian principalmente por crecer en dos planos de cristalización diferentes, con tamaños de hasta 8 μm , mientras que la escala en una de ellas (azul) no favorece en diferenciar si ambas familias poseen óxido o si sólo una de ellas lo posee.



Px26

Fenocrystal de clinopiroxeno de 150 μm de tamaño en su eje mayor. Subhedral, no posee fracturas. Posee inclusiones en sus planos de crecimiento. Estas inclusiones (blanco) poseen tamaños de entre 15 y 8 μm , con burbuja + vidrio, y la relación burbuja e inclusión es 1/5.

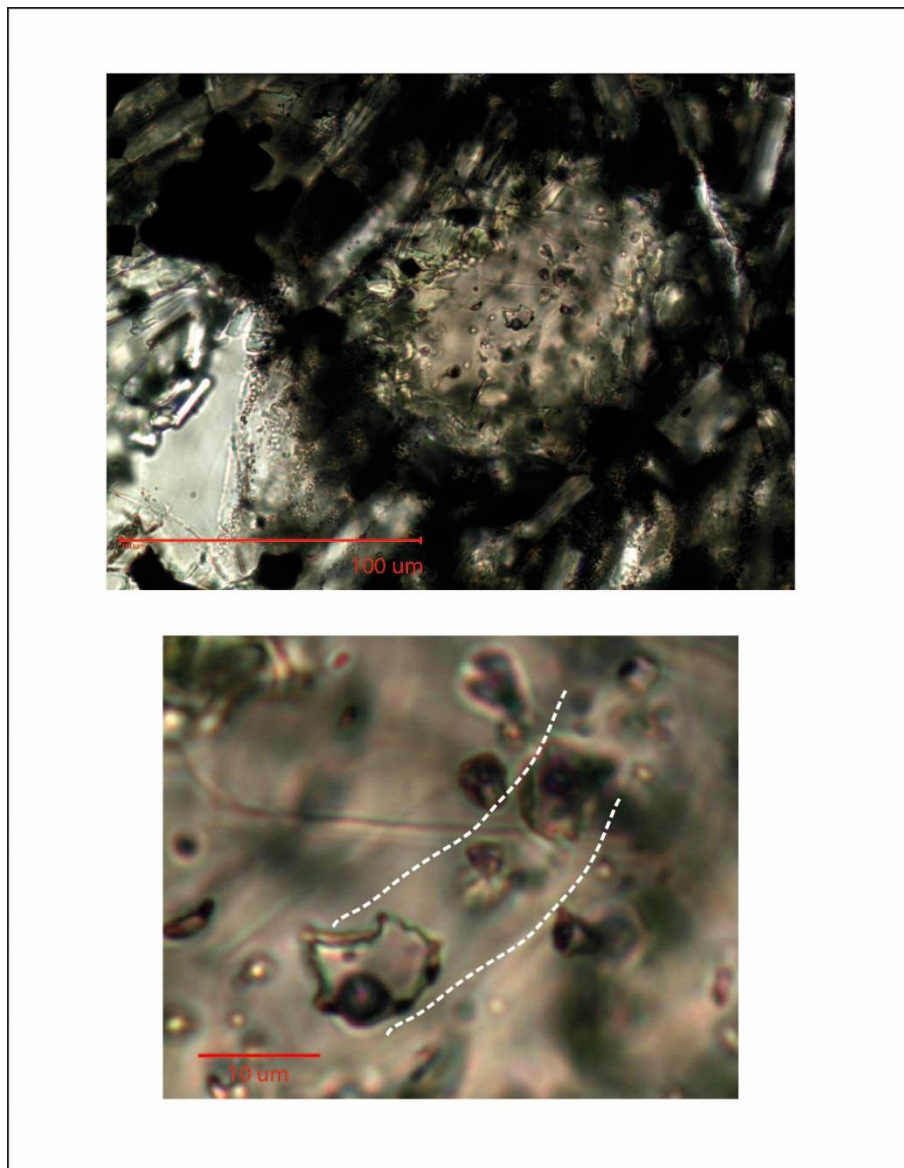


Px27

Fenocrystal de clinopiroxeno de 70 µm de diámetro, subhedral que crece asociado a plagioclasa subhedral de 150 µm de largo en su eje mayor. Las inclusiones se encuentran en planos de crecimiento en el clinopiroxeno.

Se identifican dos tipos de inclusiones. Las primeras poseen una burbuja+ vidrio + óxido, identificadas en las líneas blancas superiores de la imagen. La razón burbuja e inclusión es de 1/5. Estas forman una familia.

El otro tipo de inclusión se encuentra totalmente recristalizada por un opaco y otro silicato.



Px28

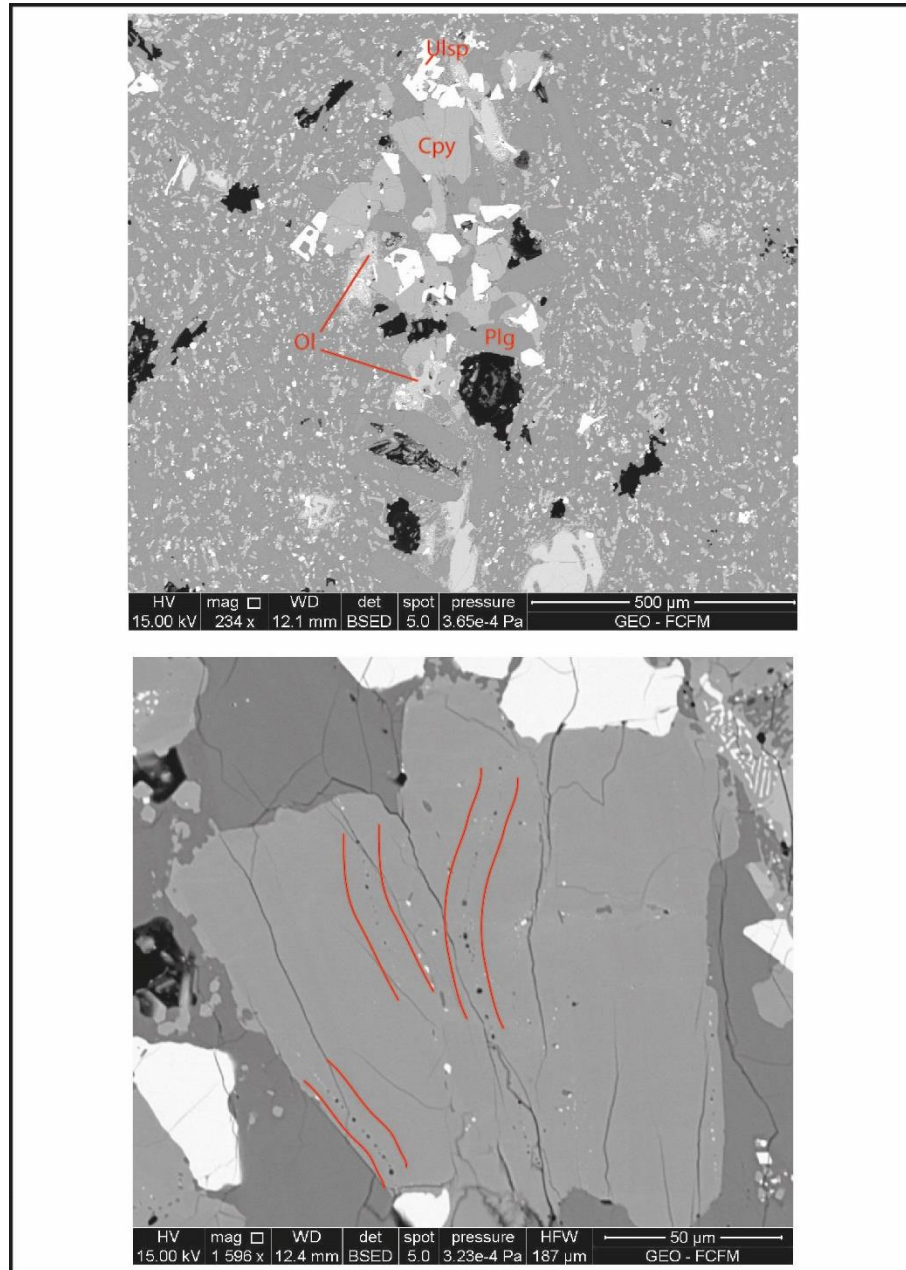
Fenocrystal de clinopiroxeno de 100 µm de diámetro, que crece asociado a plagioclasa. Subhedral, con bordes de reacción. En su núcleo presenta inclusiones que crecen en planos de crecimiento.

Estas inclusiones contienen pequeños cristales, además de burbuja y vidrio. La relación entre burbuja e inclusión es de 1/4 . EN líneas blancas se muestra una familia de inclusiones que no está en superficie.

10 ANEXO 2

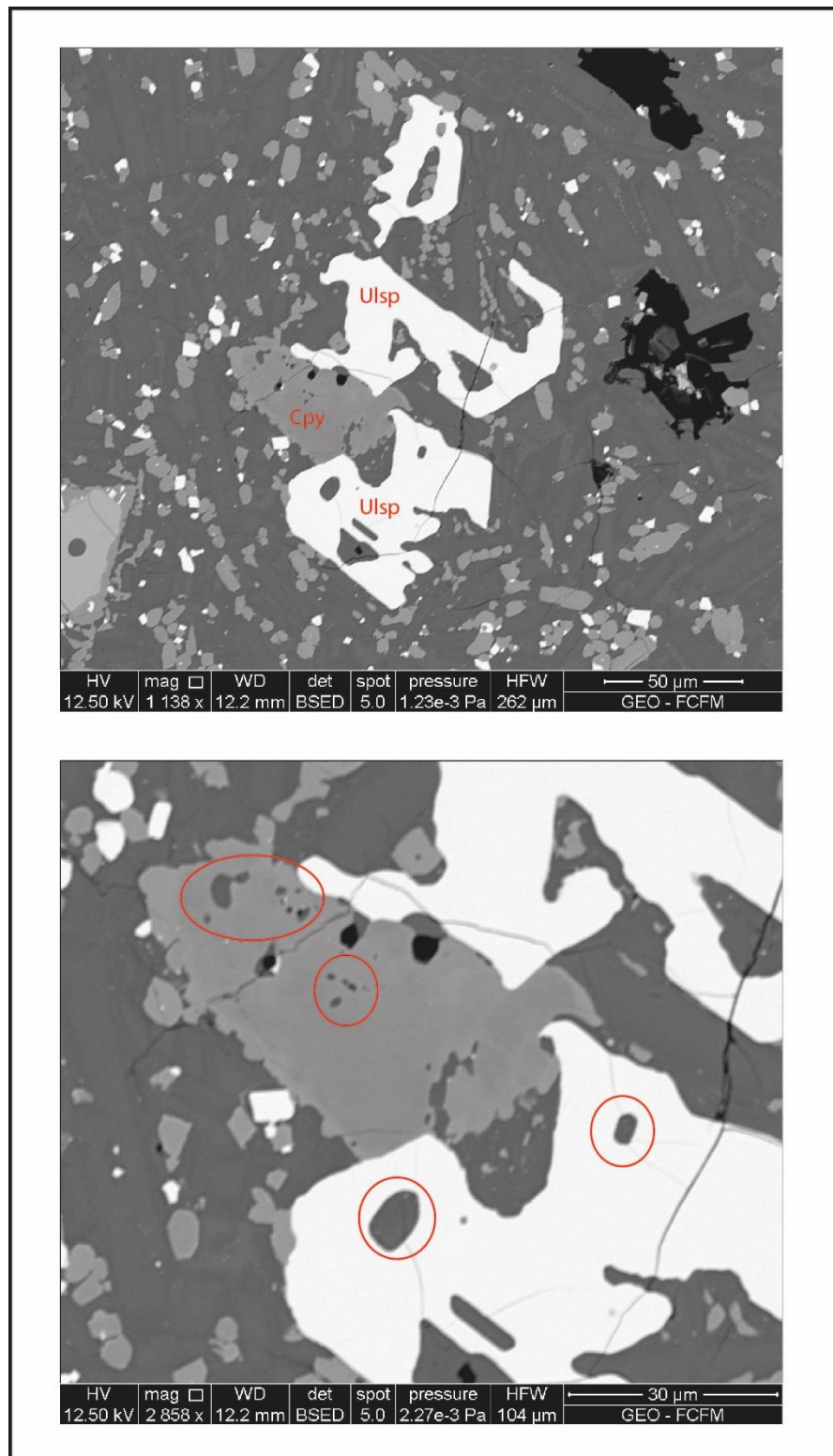
10.1 SEM

10.1.1 VNLV02



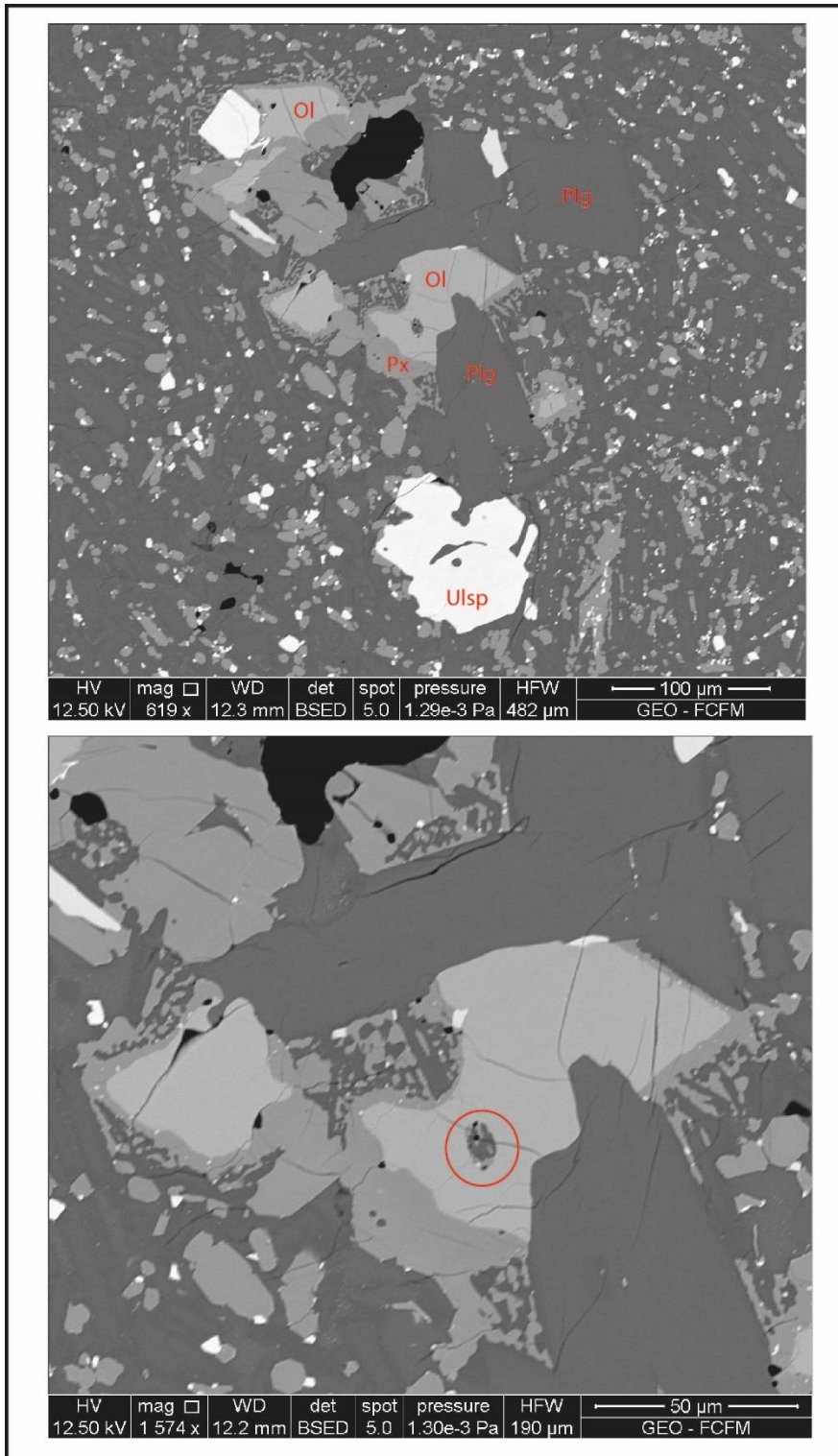
VNLV02-GL_3

Glomero que contiene plagioclasa (plg), titanomagnetita (Ulsp), clinopiroxeno (cpx) y olivino. Cristal de clinopiroxeno (cpx) que contiene inclusiones en sus planos de crecimiento (foto inferior, líneas rojas). Además se observa zonación en este mismo cristal.



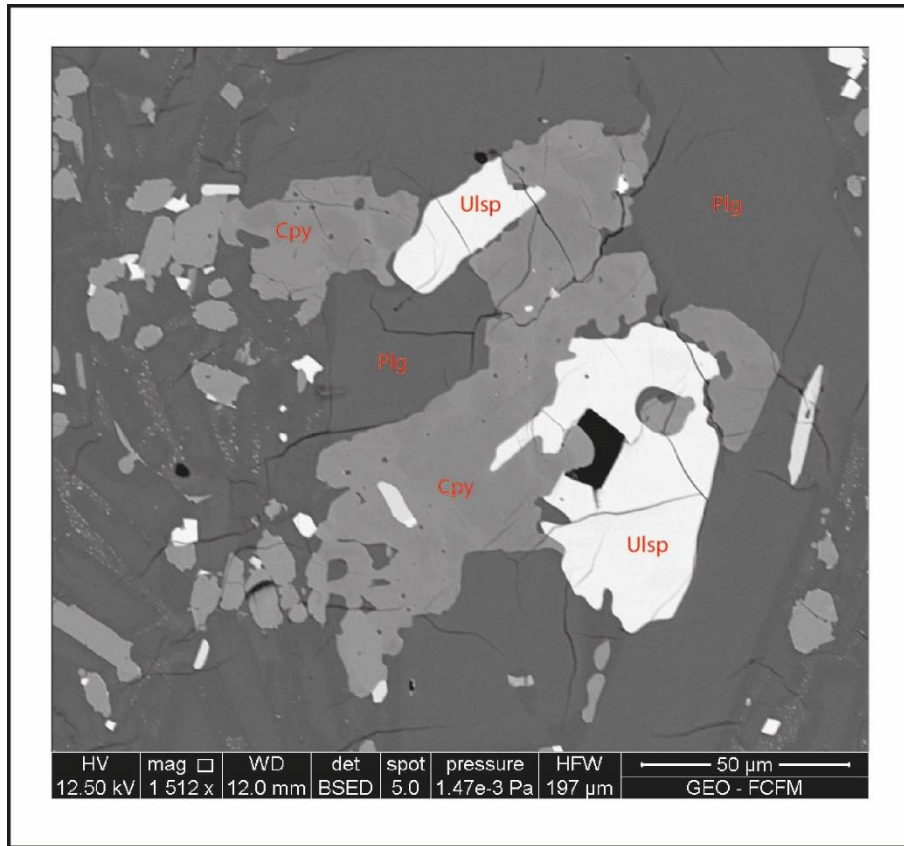
VNLV02-GL4

Asociación de clinopiroxeno (cpx) con titanomagnetita (Uls). Ambos poseen inclusiones en superficie, siendo las de mayor tamaño las que posee el óxido (12-10 μ m).



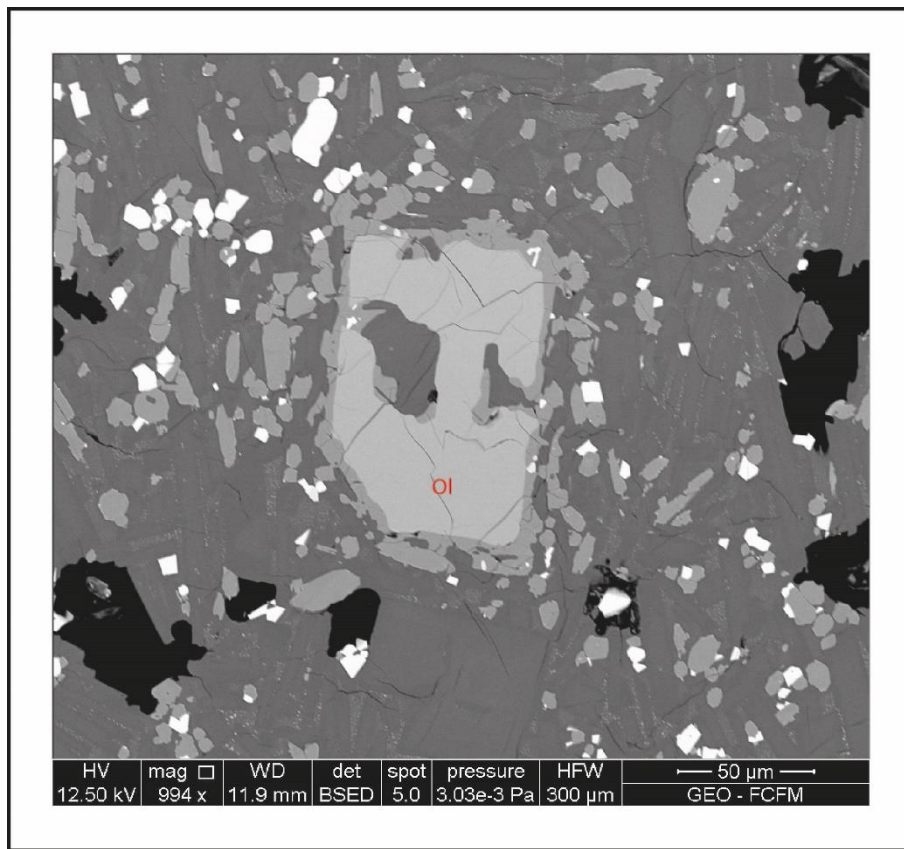
VNLV02-GL5

Asociación de olivino (ol), plagioclasa (plg), titanomagnetita (Ufsp) y piroxeno de bajo calcio (px). Inclusiones en superficie en olivino que está recrystalizada y contiene clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos, junto con pequeñas burbujas.



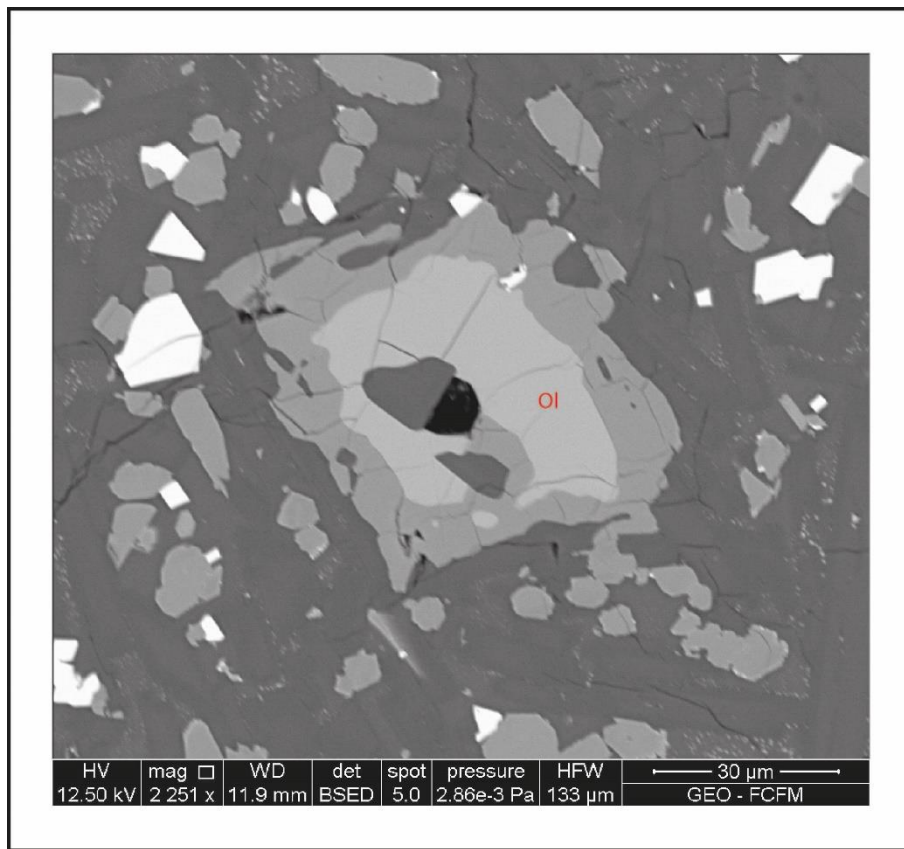
VNLV02-GL6

Asociación de clinopiroxeno (cpx), plagioclasa (plg) y titanomagnetita (Uls). Los clinopiroxenos poseen pequeñas inclusiones no mayores a 10 µm, mientras que en un cristal de ulvp-espínula hay una inclusión recristalizada que contiene clinopiroxeno y plagioclasa de alto sodio. Los clinopiroxenos presentan lamelas con zonación con menor contenido de hierro.



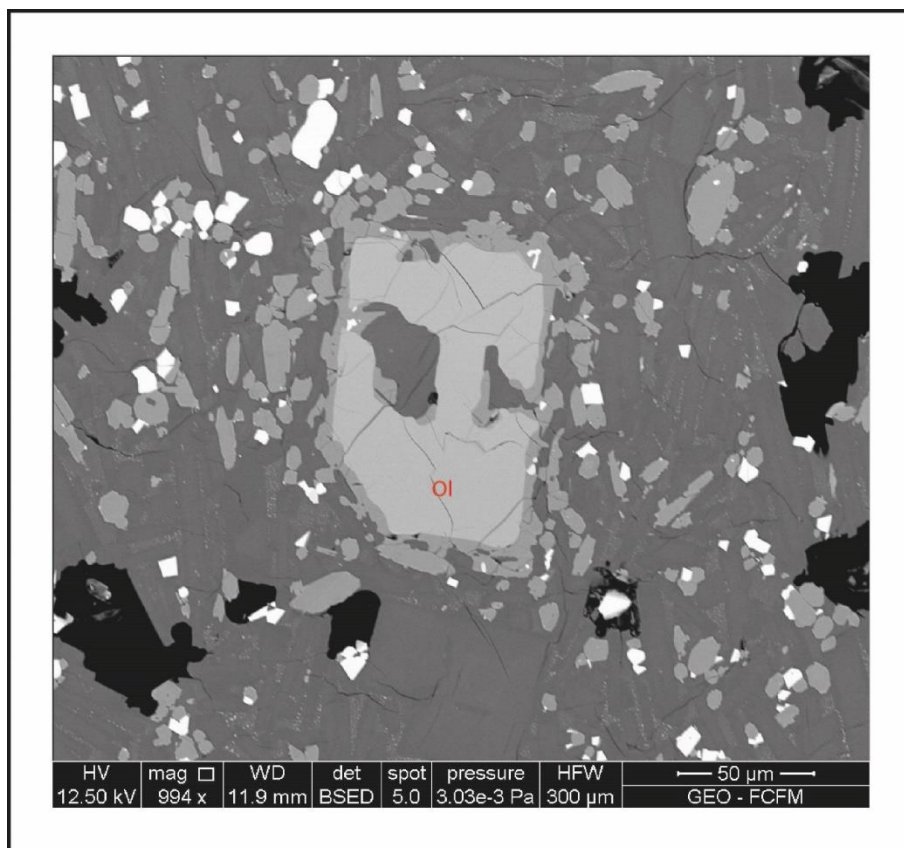
VNLV02-OLI3

Olivino con borde de reacción que posee inclusión recristalizada con clinopiroxeno y burbuja.



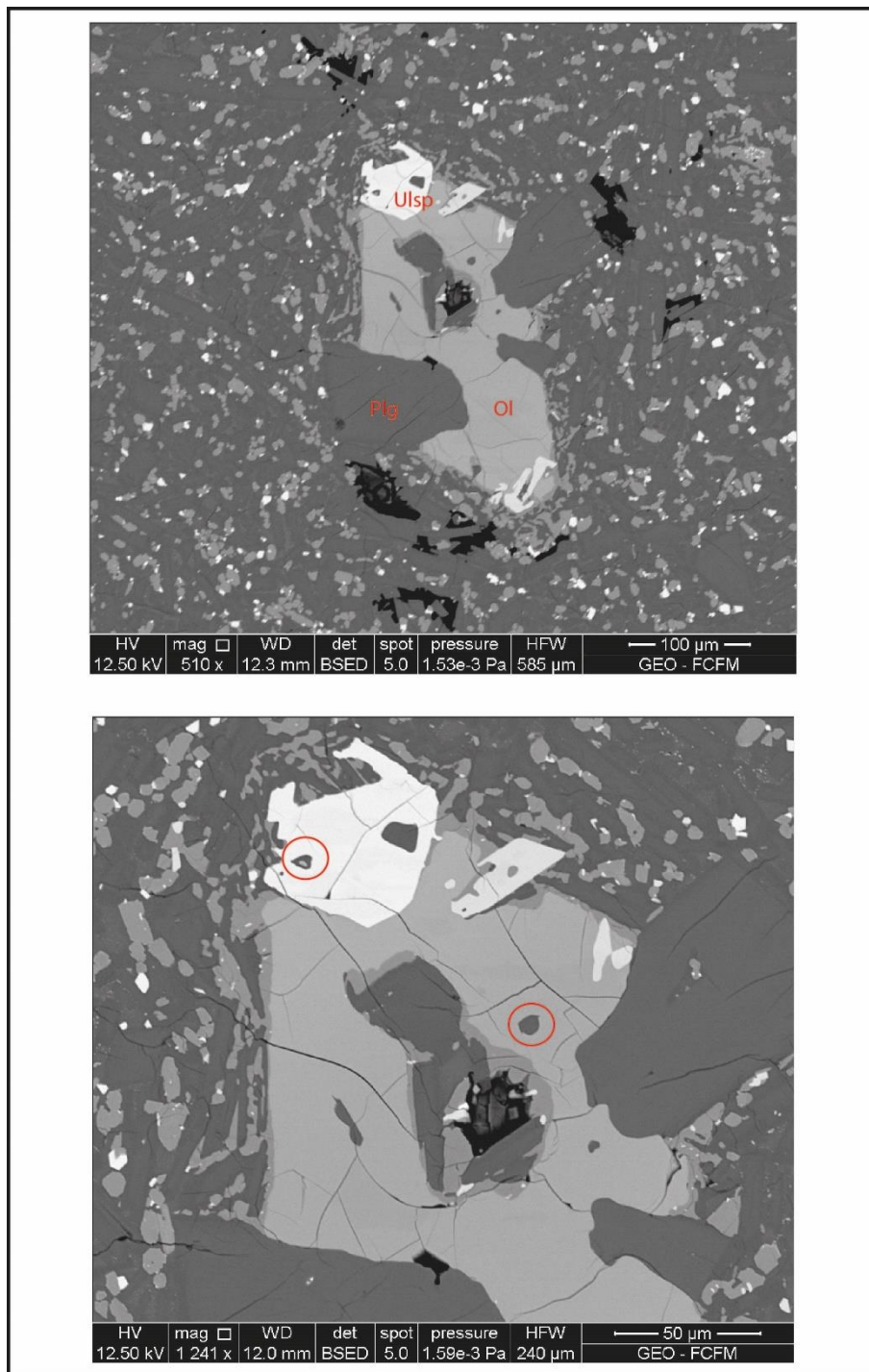
VNLV02-OLI4

Olivino con borde de reacción que posee reabsorción, y en su centro una inclusión con clinopiroxeno de alto calcio, y una burbuja.



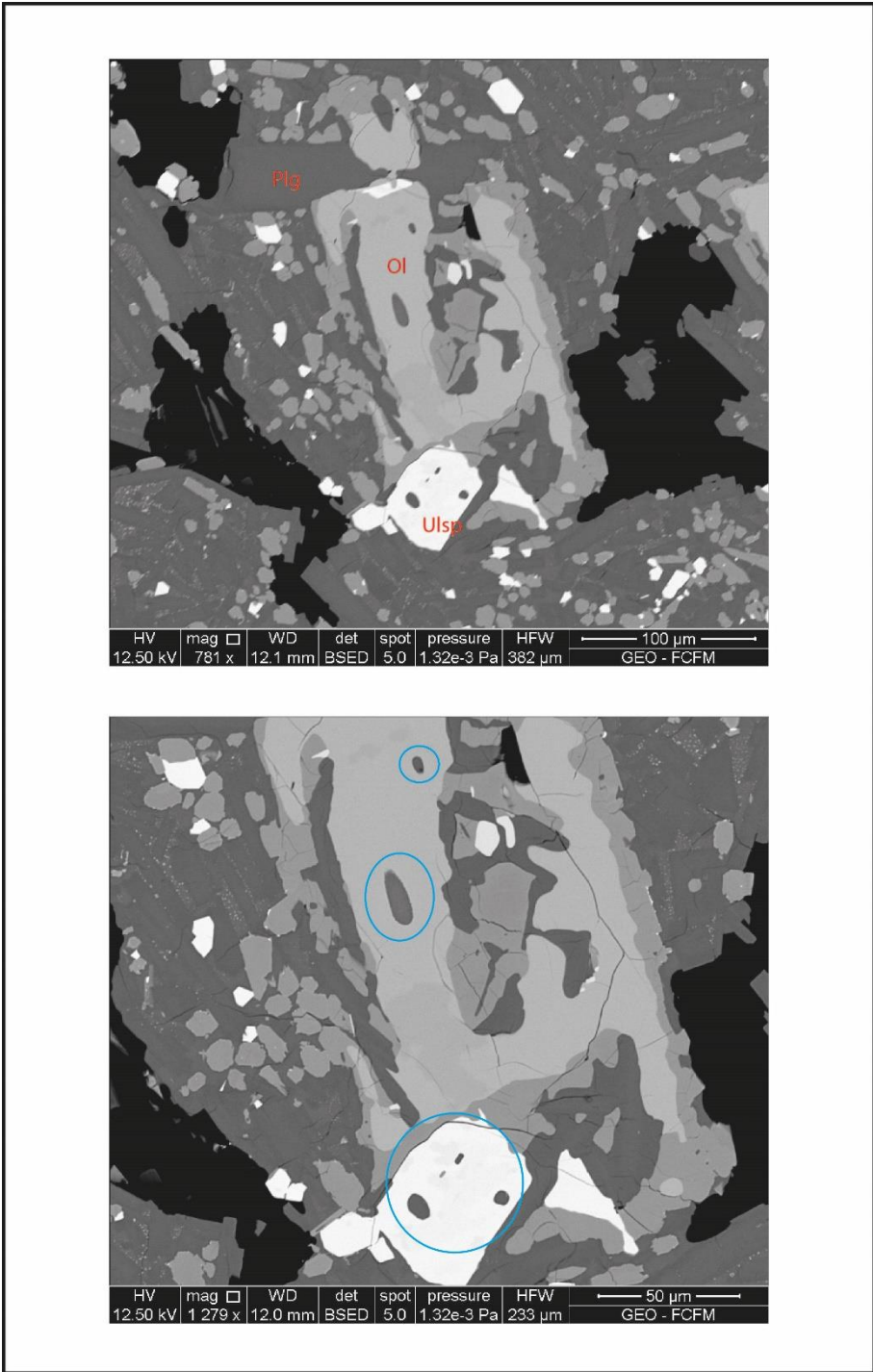
VNLV02-OLI5

Olivino subhedral con reabsorción y bordes de reacción. Además posee una gran inclusión (cristal-izquierda) que posee plagioclasa rica en sodio, y clinopiroxeno alto en calcio.



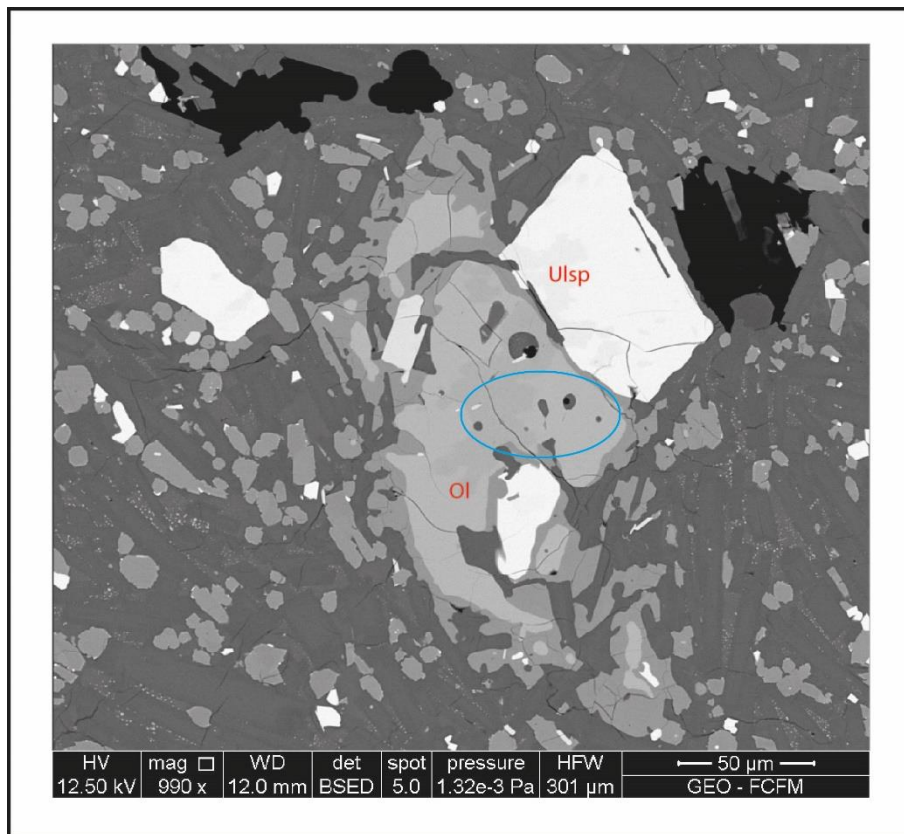
VNLV02-OLI9

Inclusiones en olivino descritas en anexo 1 de petrografía óptica que se encuentran en superficie. Además se observa el borde de reacción de olivino. Por otro lado, la ilmenita (gris claro) posee inclusiones en superficie.



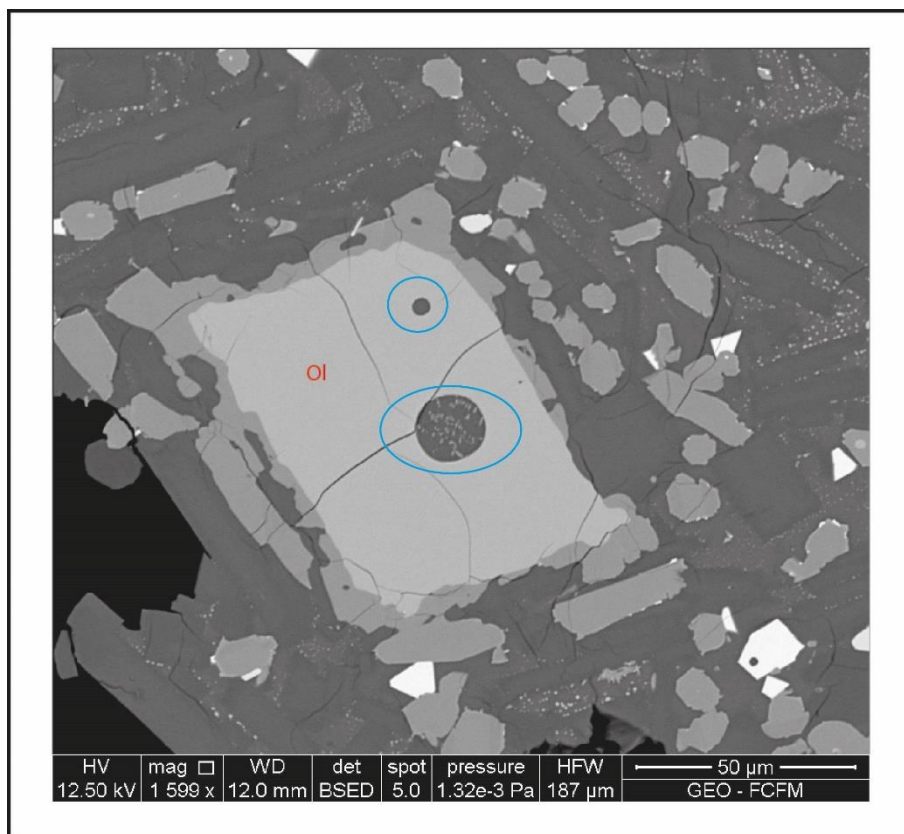
VNLV02-OLI11

Inclusiones descritas en anexo 1 de petrografía óptica que se encuentran en superficie.



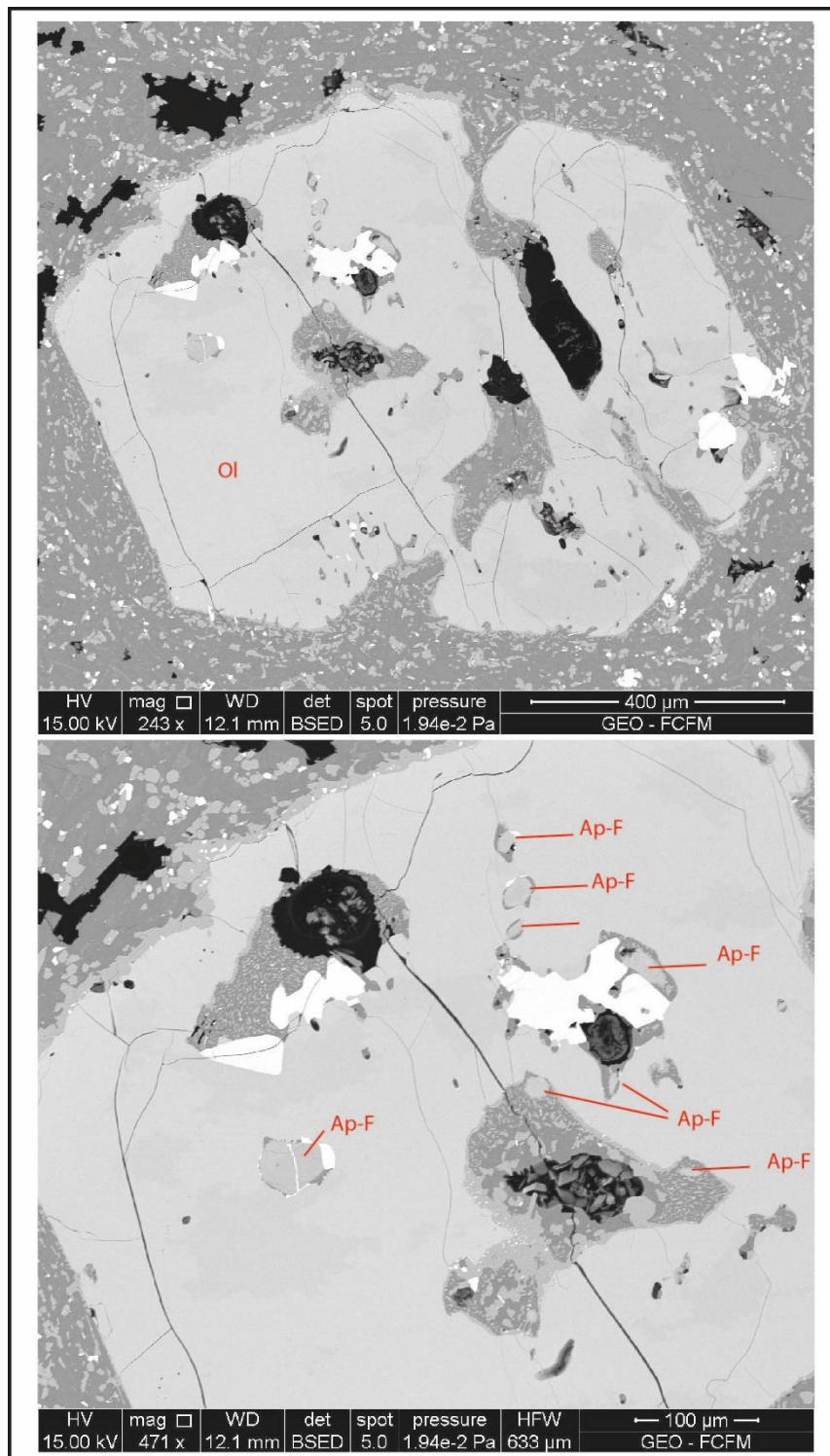
VNLV02-OLI13

Asociación de olivino (ol) y titanomagnetita (Usp). El cristal de olivino posee inclusiones tanto homogéneas como con burbujas en superficie (círculo azul).



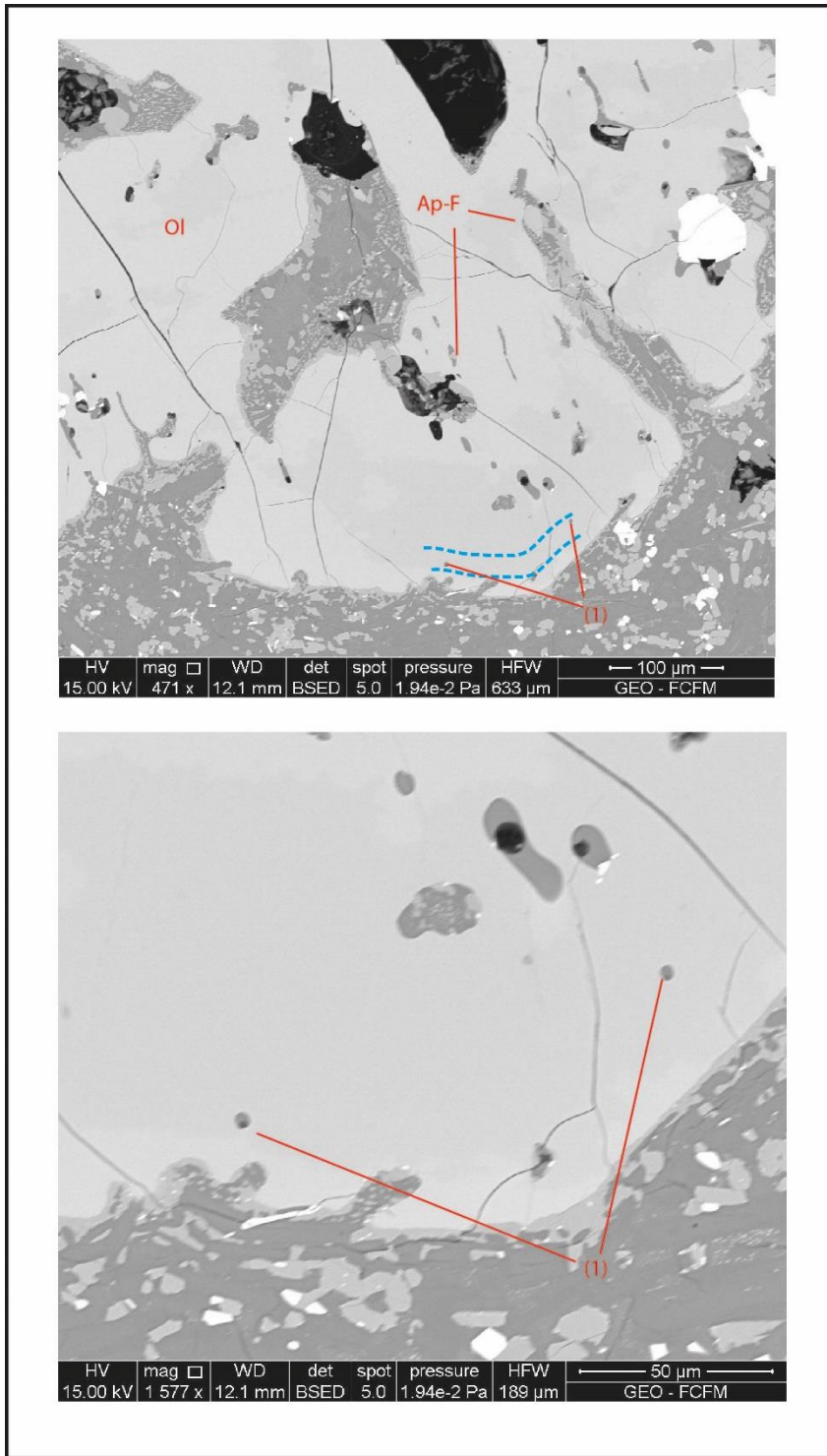
VNLV02-OLI14

Cristal de olivino con borde de reacción con piroxeno de bajo contenido de calcio. Posee además dos inclusiones en superficie. La mayor posee un diámetro de 20 μm, mientras que el menor tamaño posee 5 μm de diámetro.



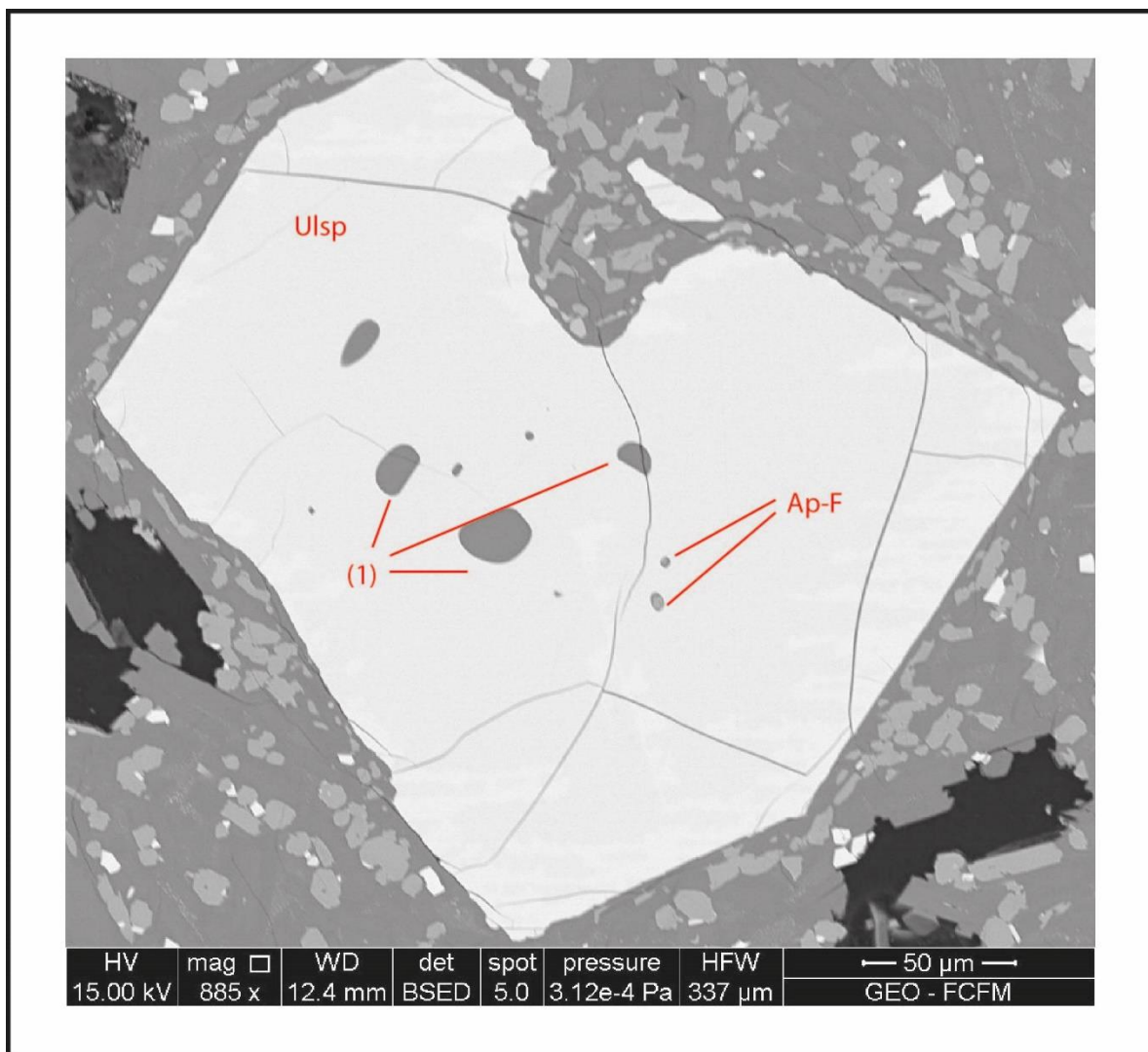
Oli1_1

Inclusiones compuestas de vidrio+burbuja descritas en petrografía para VNLV02-OLI1, donde además se encuentran inclusiones recristalizadas, y en ellas la presencia de fluorapatito (Fotos VNLV02-OLI 1 y 2). La asociación de estas inclusiones es Ap-F, Cpx, Ulsp y plg.



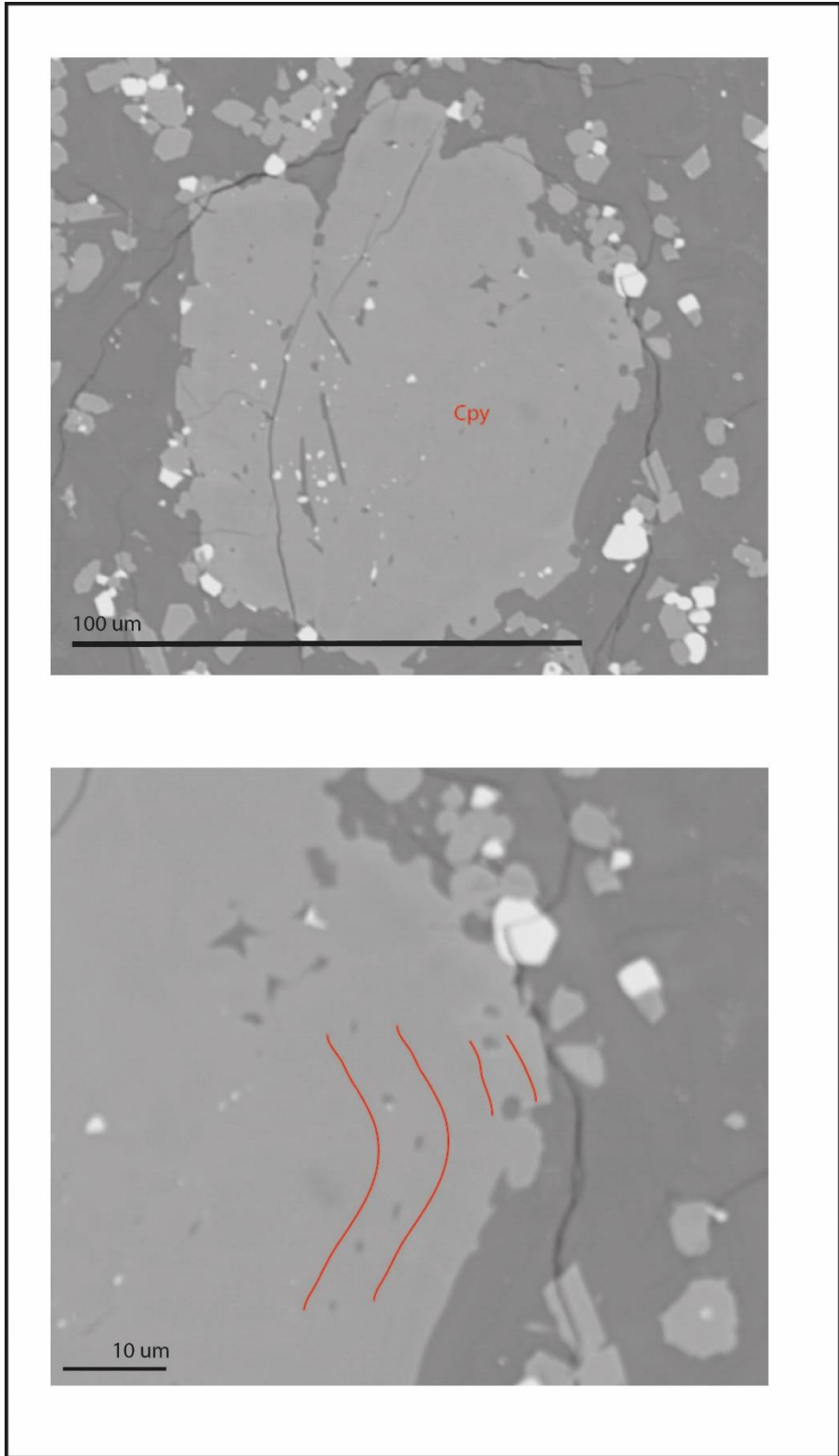
Oli1_2

Familia de inclusiones (1) vítreas en Oli 1. Están en superficie y poseen el espacio que dejó una burbuja.



Ox1

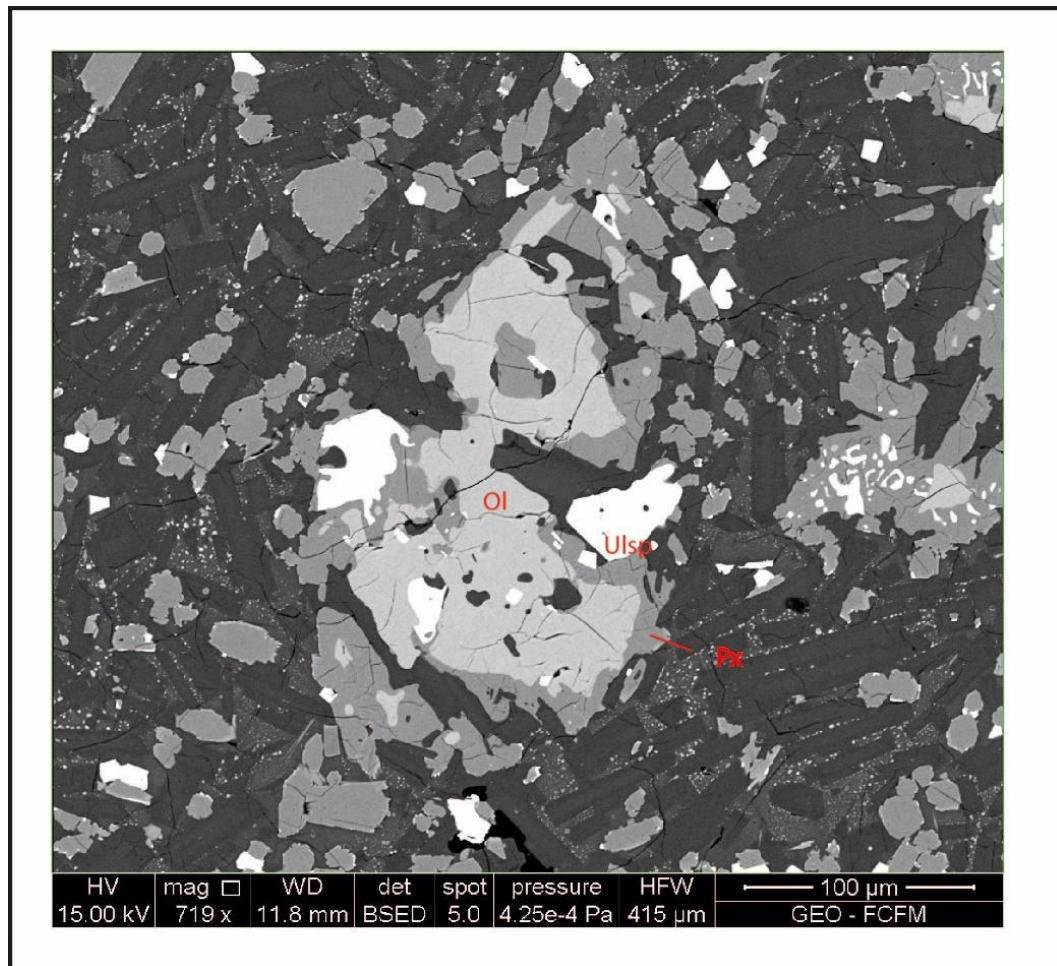
Fenocrystal de ilmenita con inclusiones homogéneas de 12-10 μm en su núcleo (1). Además, crece fluorapatito como producto de recristalización de inclusiones más pequeñas (4 μm)



Px2

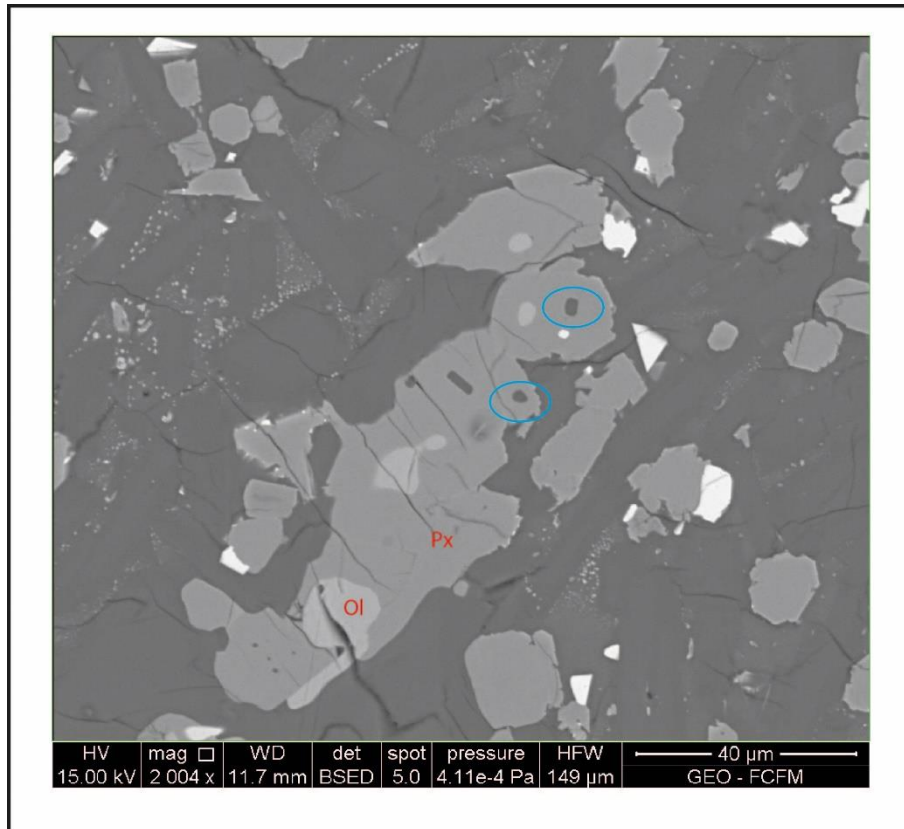
Inclusiones homogéneas en borde de clinopiroxeno (foto inferior).

10.1.2 VNLV01



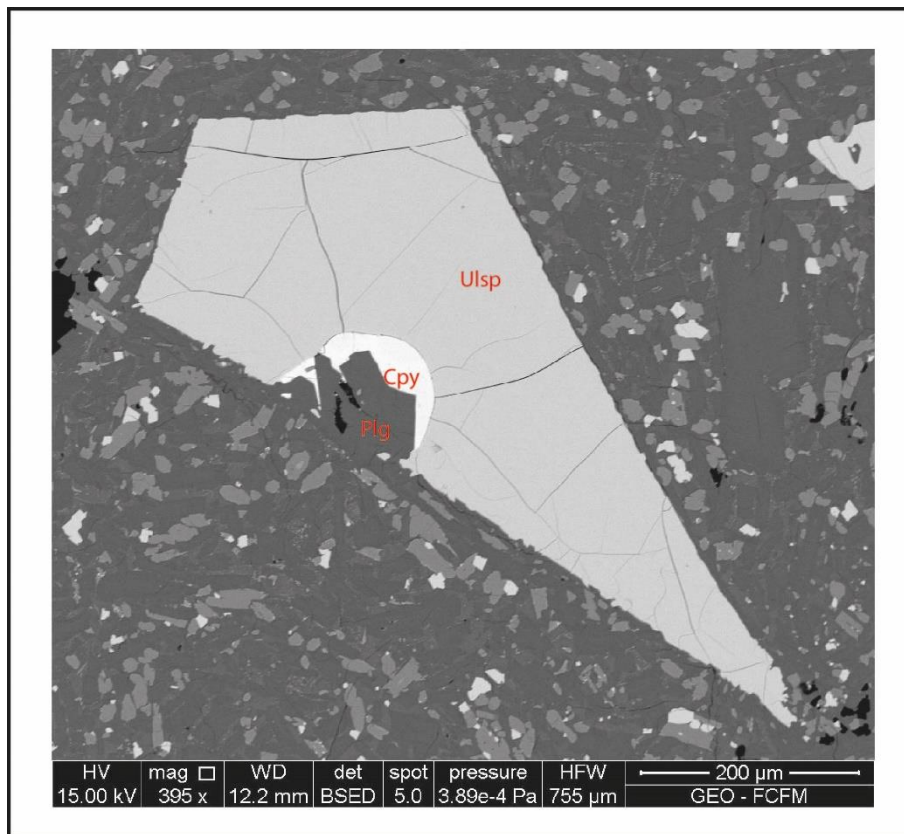
Oli19

Asociación de titanomagnetita (Uls) con olivino (Ol). Este último posee borde de reacción que genera piroxeno de bajo calcio. Hay pequeñas inclusiones en el cristal mayor de titanomagnetita, que no superan los 5 µm e inclusiones de hasta 10 µm en olivino .



Oli15

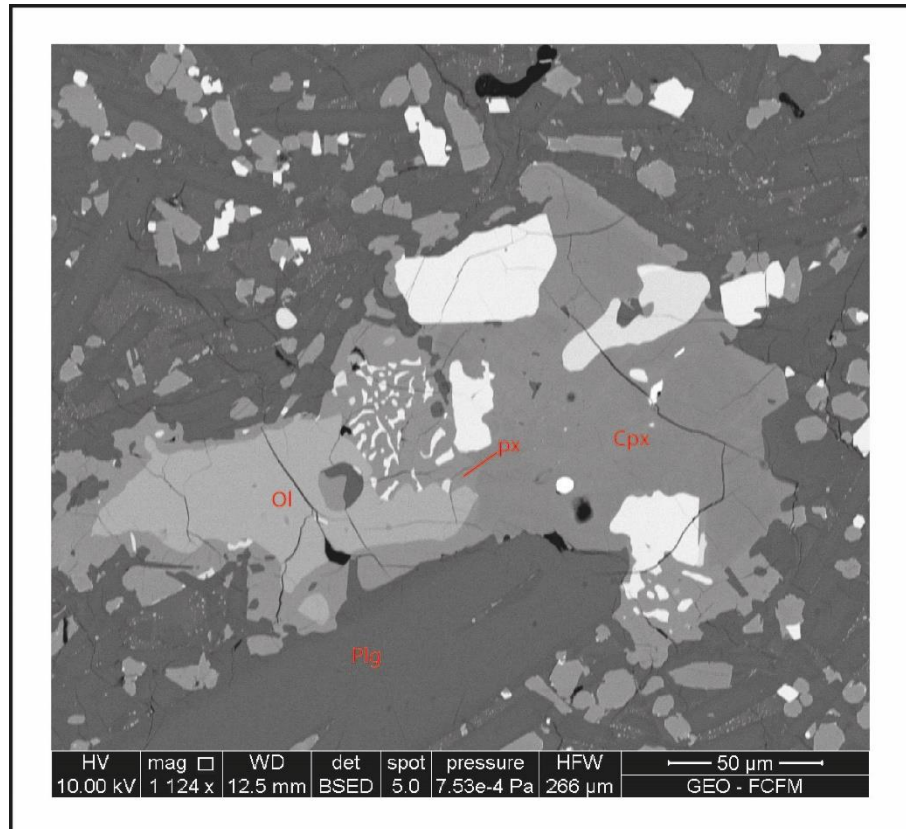
Olivino (Ol) que se encuentra en casi su totalidad reemplazado por piroxeno de bajo calcio, el que a la vez posee inclusiones homogéneas de 7 µm en superficie.



Oxy

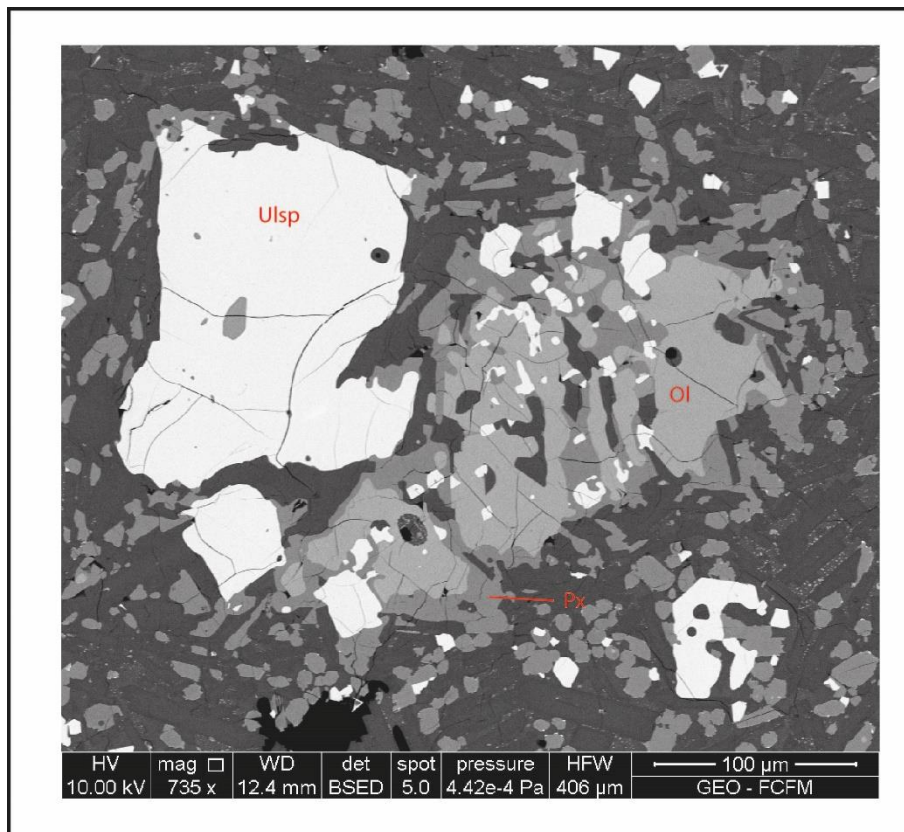
Asociación de titanomagnetita (Uls), calcopirita (Cpy) y plagioclasa, en que los bordes de contacto entre Uls y Cpy están en equilibrio.

10.1.3 VNLV03



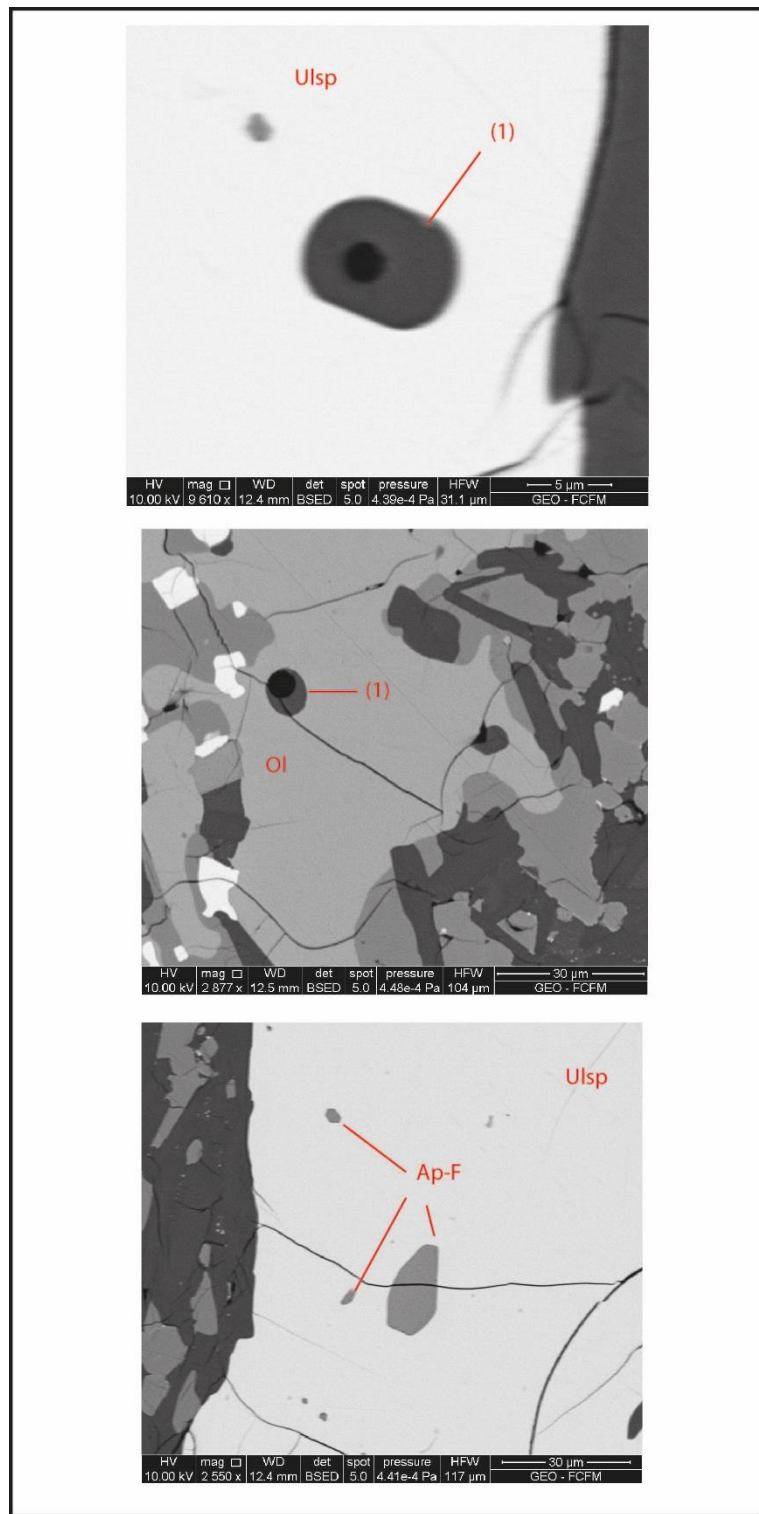
VNLV03-GL1

Asociación de olivino (ol), plagioclasa (plg), titanomagnetita (Uls) y piroxeno de bajo calcio (px) y clinopiroxeno. Inclusiones en superficie en olivino que está recristalizada con clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos, junto con pequeñas burbujas. Inclusiones en clinopiroxeno son homogéneas pero de tamaños de hasta 5 μ m. Se observa la textura simplectítica entre piroxeno de bajo calcio (px) y titanomagnetita.



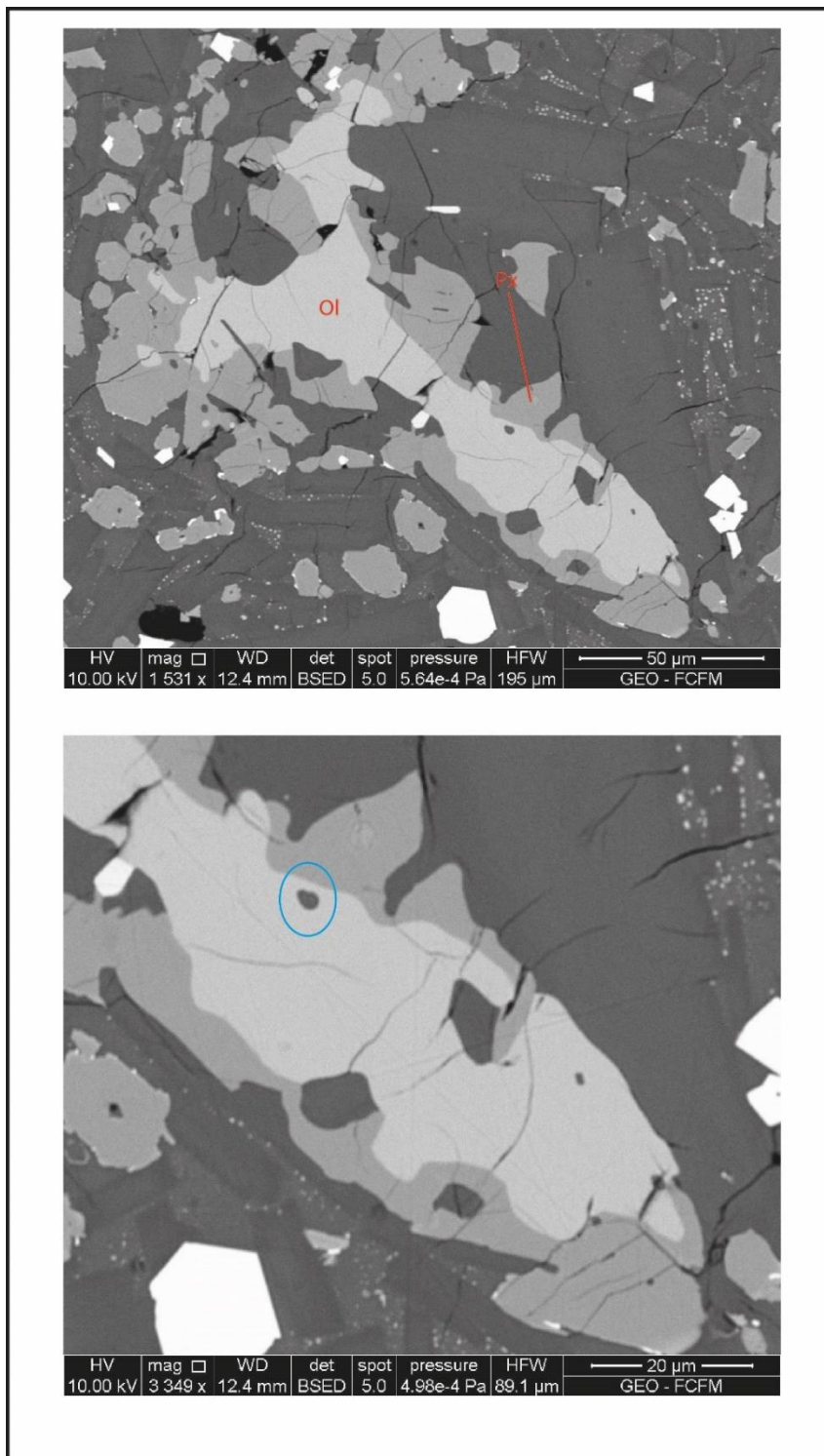
Oli14_1

Asociación entre olivino (Ol) y titanomagnetita (Uls). Olivino se encuentra reabsorbido casi en su totalidad, con textura esquelética, y presenta inclusiones que contienen óxidos y piroxeno. Titanomagnetita presenta asociación con fluorapatito euhedral, además de contener una inclusión compuesta de vidrio y una burbuja. En olivino se logra identificar inclusión con vidrio y burbuja (ver siguiente foto)



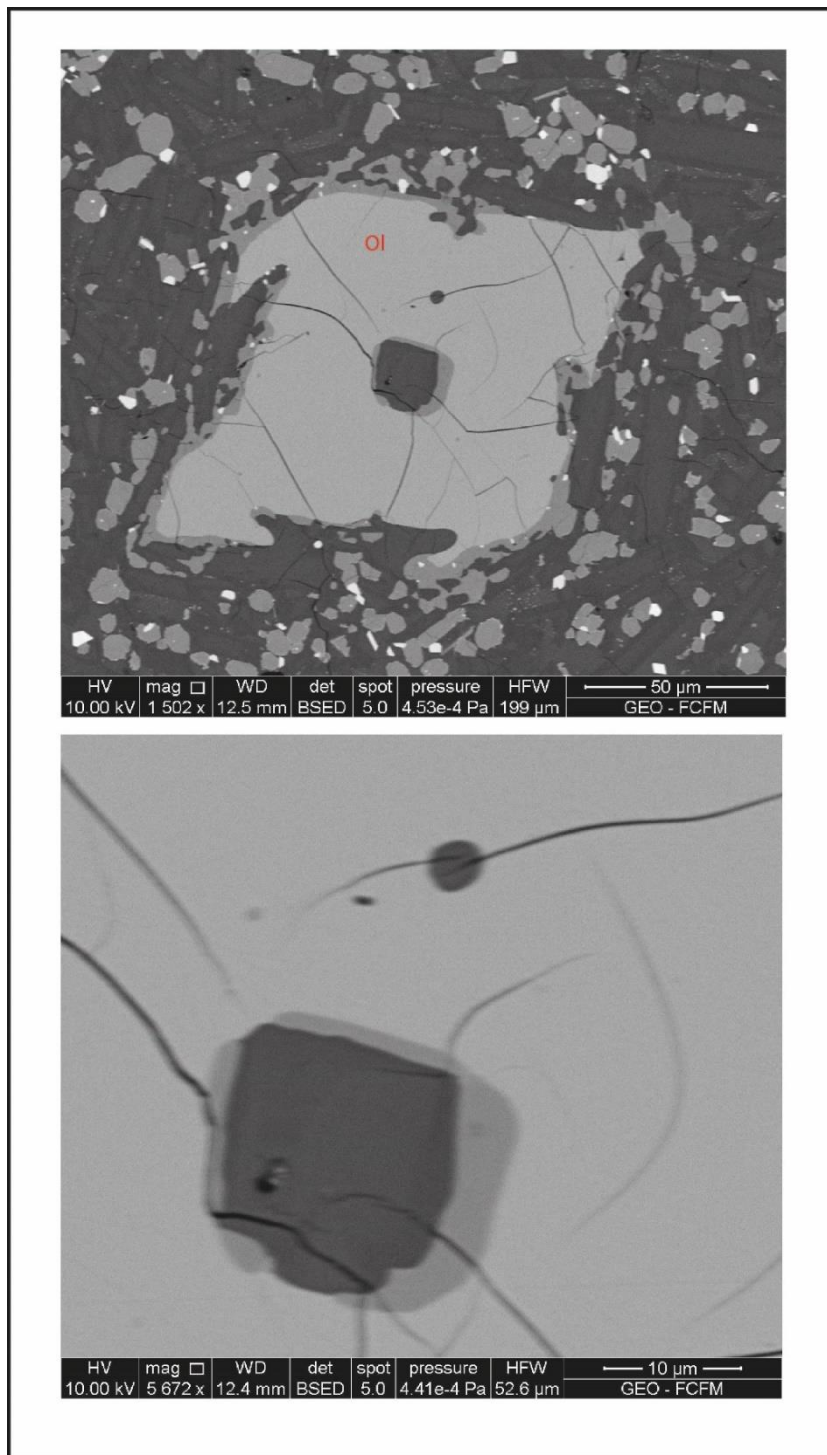
Ox4

Inclusiones descritas para olivino y titanomagnetita. Además, en la foto inferior, se observan los cristales euhedrales de fluorapatito incrustados en titanomagnetita.



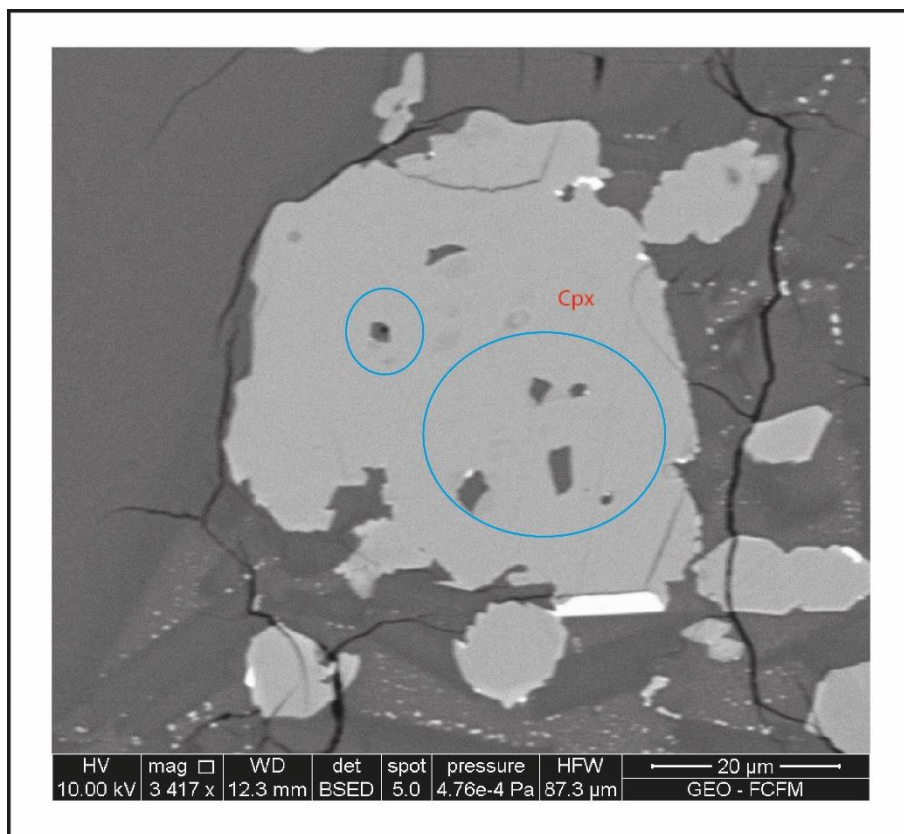
Oli20

Olivino asociado a plagioclasa. Posee un borde de reacción que genera piroxeno bajo en calcio, que presenta a su vez inclusión homogénea de 4 μm en superficie.



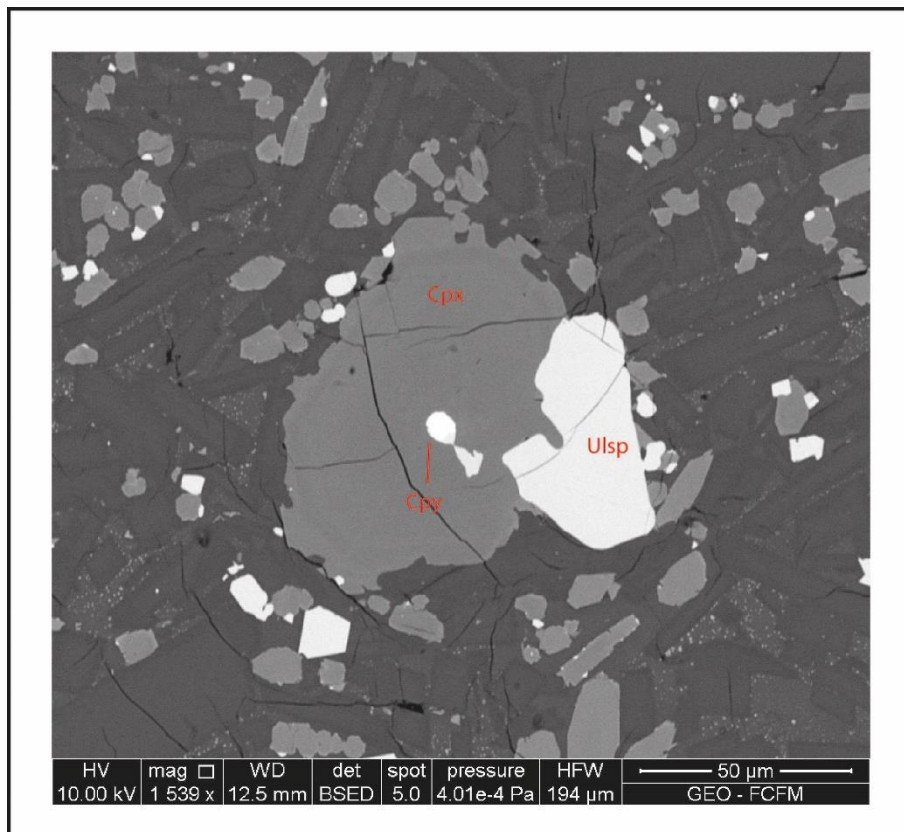
Oli21

Olivino que posee una reabsorción en su centro además de presentar borde de reacción. Posee una inclusión de 5 µm en superficie que es cortada por dos fracturas.



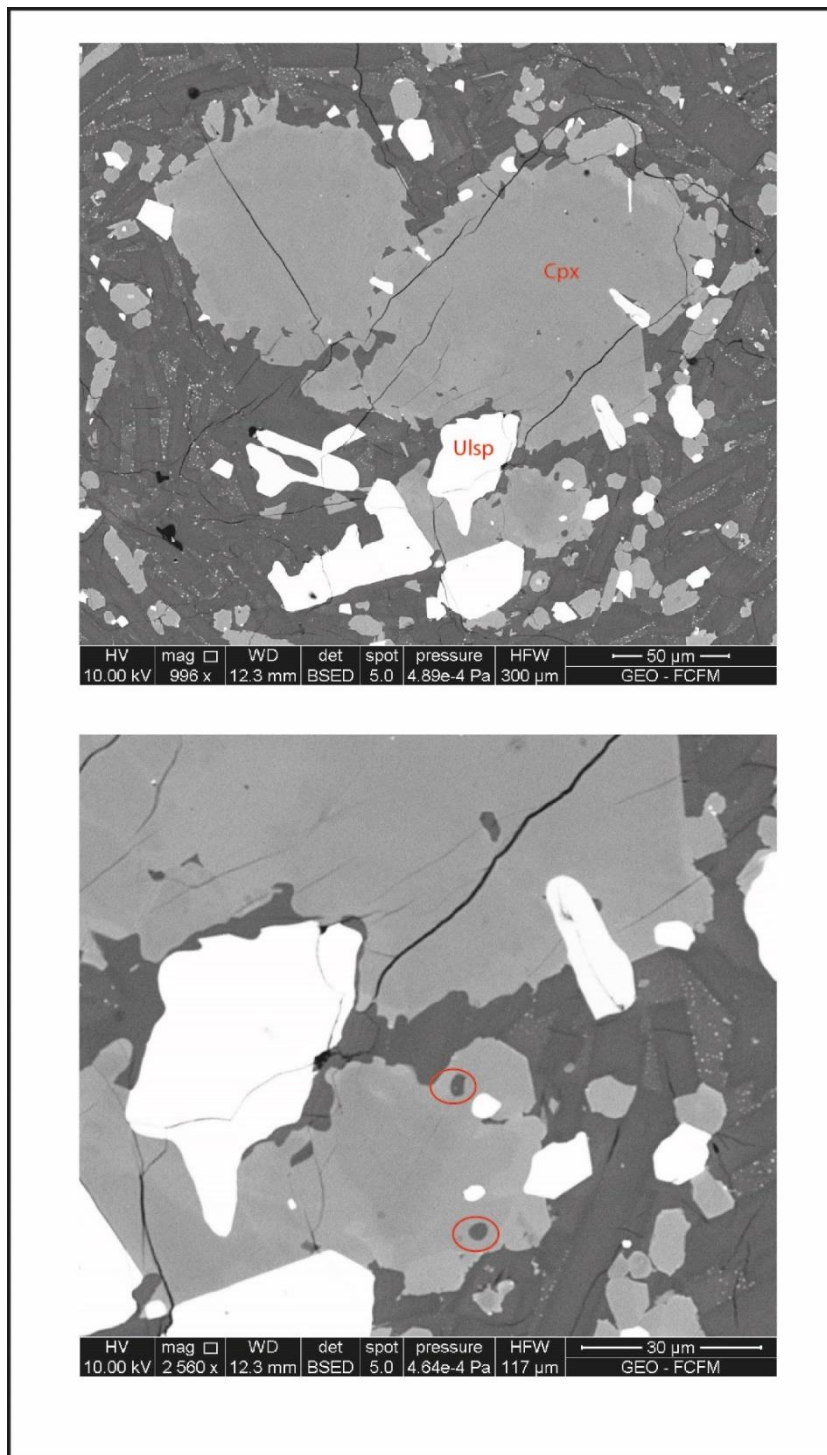
Px13

Clinopiroxeno (cpx) que crece en asociación a plagioclasa. Posee inclusiones en superficie. Son de tamaños no mayores a 10 μm . Las inclusiones dentro del círculo celeste mayor poseen un pequeño óxido asociado más vidrio. La inclusión en el círculo celeste menor posee vidrio más burbuja y es de un tamaño de 5 μm .



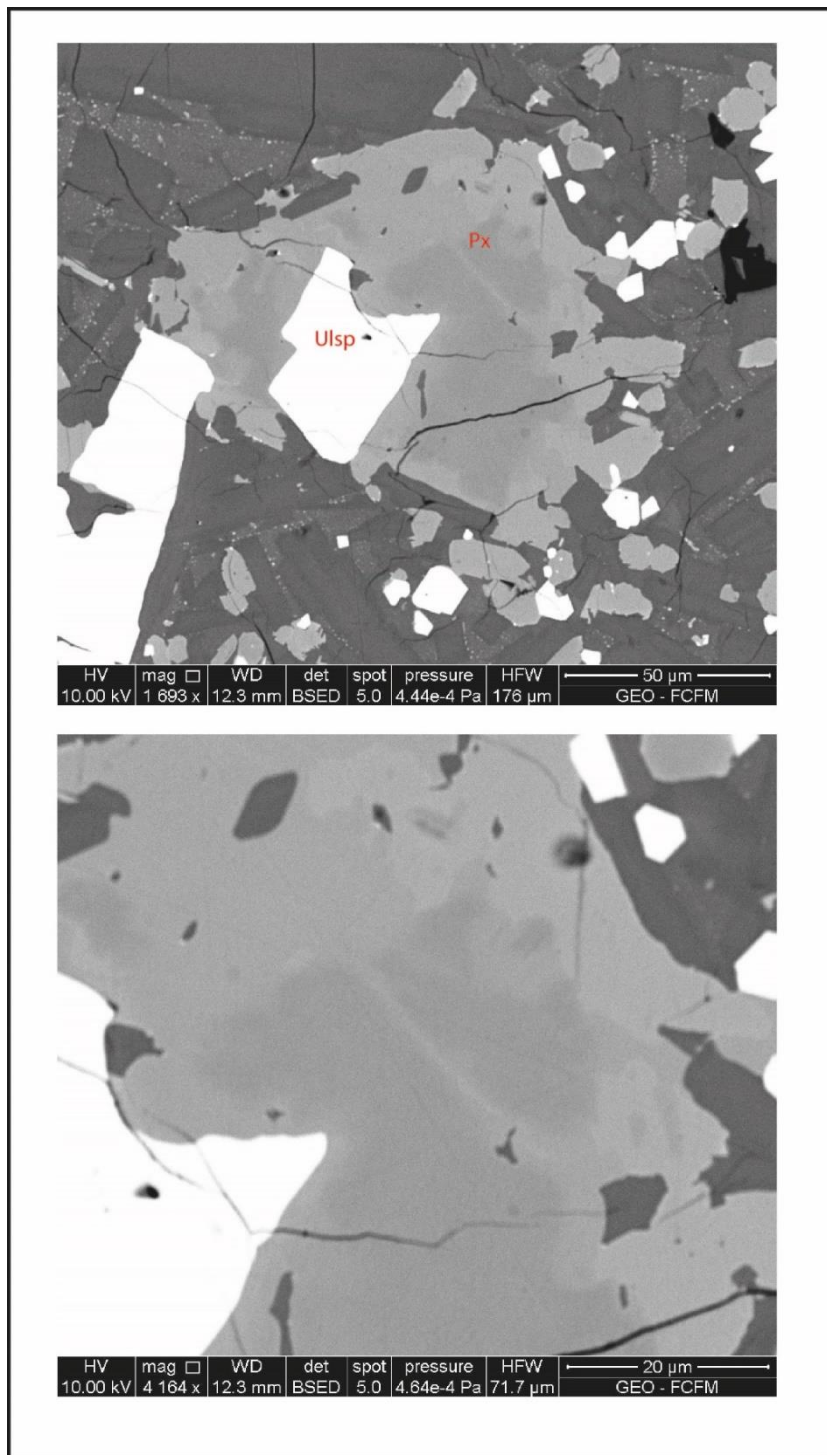
Px27

Clinopiroxeno (cpx) que se asocia a titanomagnetita (ulsp) y posee una incrustación de calcopirita (cpy). Además presenta zonación con bandas de menor cantidad de hierro.



Px28

Clinopiroxeno (cpx) que está asociado a titanomagnetita (Uls). Se encuentra zonado con bandas de menor cantidad de hierro. Los óxidos se encuentran reabsorbidos. En pequeño cristal inferior de clinopiroxeno se encuentran inclusiones de 5 μm homogéneas y en superficie.



Px28

Clinopiroxeno asociado a titanomagnetita que presenta zonación de mayor y menor cantidad de hierro. Posee inclusiones en superficie de hasta 10 μ m sin embargo la de mayor tamaño se encuentra en una fractura.

11 ANEXO 3
11.1 RESULTADOS ANÁLISIS DE MICROSONDA ELECTRÓNICA (EPMA)

OLIVINO
(Mg,Fe)SiO₄

	Cristal	Codigo EMP	SiO2	TiO2	Al2O3	MnO	MgO	FeO	CaO	P2O5	TOTAL
Oli1	VNLV02-OLI 1	VN-LV-02_C1_OI 1	34.09	0.02	0.00	1.10	19.90	34.92	0.25	0.00	90.30
		VN-LV-02_C1_OI 2	34.05	0.15	0.01	1.17	22.43	41.02	0.23	0.03	99.11
		VN-LV-02_C1_OI 3	34.11	0.02	0.00	1.13	21.63	43.58	0.24	0.07	100.79
		VN-LV-02_C1_OI 4	34.82	0.00	0.00	1.16	22.78	39.24	0.24	0.07	98.37
		VN-LV-02_C1_OI 5	34.82	0.09	0.00	1.05	23.53	42.64	0.23	0.03	95.05
		VN-LV-02_C1_OI 6	34.75	0.04	0.02	1.08	23.17	42.17	0.27	0.00	101.57
		VN-LV-02_C1_OI 7	34.38	0.00	0.00	1.09	22.53	42.44	0.22	0.03	100.71
Oli2	VNLV02-OLI 9	VN-LV-02_C9_OI 8	34.74	0.00	0.01	1.21	22.79	41.75	0.25	0.04	100.81
		VN-LV-02_C9_OI 9	33.42	0.19	0.00	1.25	20.94	42.64	0.32	0.04	98.83
		VN-LV-02_C9_OI 10	33.71	0.15	0.01	1.25	21.96	43.19	0.28	0.12	100.82
		VN-LV-02_C9_OI 11	34.06	0.17	0.03	1.11	21.91	30.03	0.29	0.08	87.70
		VN-LV-02_C9_OI 12	40.73	0.13	0.20	0.71	18.99	33.13	1.26	0.05	95.36
Oli3	VNLV02-OLI 11	VN-LV-02_C11_OI 14	33.45	0.00	0.01	1.17	19.12	46.85	0.32	0.07	101.14
Oli4	VNLV02-OLI 13	VN-LV-02_C11_OI 15	32.87	0.13	0.04	1.28	17.69	46.47	0.39	0.01	98.93
Oli5	VNLV02-OLI 15	VN-LV-02_C15_OI 16	33.07	0.27	0.00	1.38	17.96	48.43	0.38	0.03	101.54
Oli6	VNLV02-GL1	VN-LV-02_C16_OI 17	33.57	0.26	0.06	1.22	20.89	42.12	0.31	0.08	98.53
Oli7	VNLV02-OLI 5	VN-LV-02_C5_OI 18	34.36	0.04	0.00	1.27	22.28	39.62	0.30	0.07	98.02
Oli8	VNLV02-OLI 2	VN-LV-02_C2_OI 19	33.37	0.00	0.01	1.09	20.00	44.04	0.30	0.01	98.84
Oli9	VNLV02-OLI 8	VN-LV-02_C8_OI 20	32.90	0.15	0.07	1.24	18.99	46.23	0.35	0.16	100.14
Oli10	VNLV02-GL5	VN-LV-02_C21_OI 23	36.16	3.55	0.15	1.34	17.87	37.71	1.33	0.03	98.19
Oli11	VNLV02-GL4	VN-LV-02_C22_OI 24	34.13	0.15	0.05	1.17	20.72	41.51	0.34	0.06	98.13
Oli12	VNLV03-OLI1	VN-LV-03_C4_OI 1	33.79	0.00	0.01	0.95	20.27	42.80	0.35	0.00	98.21
Oli13	VNLV03-GL7	VN-LV-03_C7_OI 2	33.48	0.11	0.03	1.16	19.57	47.06	0.35	0.01	101.78
Oli14	VNLV03-OLI1	VN-LV-03_C4_OI 3	34.13	0.23	0.00	1.11	20.38	42.04	0.33	0.03	98.25
Oli15	VNLV03-OLI3	VN-LV-03_C9_OI 4	33.29	0.08	0.06	1.28	19.01	46.27	0.40	0.07	100.46

Oli16	VNLV01-OLI14	VN-LV-01_C1_OI 1	33.59	0.15	0.01	0.01	20.14	42.48	0.36	0.11	97.86
		VN-LV-01_C1_OI 2	34.12	0.00	0.00	0.00	20.02	37.92	0.39	0.02	93.85
		VN-LV-01_C1_OI 3	34.04	0.00	0.00	0.00	20.88	42.49	0.40	0.06	99.04

PIROXENO

Cristal	Codigo EMP	SiO2	TiO2	Al2O3	MnO	MgO	FeO	CaO	Na2O	TOTAL
Px1	VN-LV-02_C11_Opx 2	51.59	0.50	0.44	0.84	15.39	26.71	4.35	0.06	99.96
Px2	VN-LV-02_C15_Opx 3	51.01	0.87	0.51	1.08	14.73	26.90	4.48	0.08	99.70
Px3	VN-LV-02_C12_Cpx 1	52.66	0.58	2.14	0.41	13.70	13.90	17.76	0.31	101.50
	VN-LV-02_C12_Cpx 2	50.36	1.82	3.34	0.55	13.30	11.48	16.90	0.33	98.14
	VN-LV-02_C12_Cpx 3	50.60	1.43	3.46	0.41	13.41	12.33	18.00	0.31	99.99
	VN-LV-02_C12_Cpx 4	52.10	0.57	0.50	1.00	15.36	25.65	5.31	0.09	100.71
Px4	VN-LV-02_C16_Opx 5	51.41	0.59	1.55	1.18	15.12	22.86	6.04	0.42	99.63
	VN-LV-02_C16_Cpx 6 ctro	51.23	1.23	2.77	0.61	12.08	18.49	14.77	0.36	101.65
	VN-LV-02_C16_Cpx 6	55.12	0.76	5.58	0.62	10.48	13.88	9.94	0.32	97.20
	VN-LV-02_C16_Cpx 7	48.18	1.36	2.80	0.60	12.69	11.13	17.04	0.29	94.18
	VN-LV-02_C16_Cpx 8	49.28	1.59	4.44	0.54	12.74	12.32	17.80	0.40	99.17
	VN-LV-02_C16_Cpx 9	50.90	0.98	3.40	0.46	13.80	11.66	17.64	0.37	99.31
	VN-LV-02_C16_Cpx 10	50.55	1.47	3.16	0.58	13.06	12.63	18.50	0.32	100.32
	VN-LV-02_C16_Cpx 11	52.52	0.61	0.62	1.19	15.85	22.16	6.24	0.13	99.36
Px5	VN-LV-02_C10_Cpx 12	48.73	2.26	4.98	0.48	11.82	13.23	17.90	0.35	99.79
	VN-LV-02_C10_Cpx 13	48.53	1.81	4.58	0.62	12.78	14.13	17.49	0.32	100.36
	VN-LV-02_C10_Cpx 14	49.82	1.63	3.55	0.47	13.13	11.68	17.66	0.32	98.38
	VN-LV-02_C10_Cpx 15	51.33	1.25	1.16	0.74	12.18	19.07	14.46	0.30	100.81
Px6 Px6	VN-LV-02_C17_Cpx 16	49.60	1.18	4.05	0.64	13.51	12.33	16.83	0.40	98.57
	VN-LV-02_C17_Cpx 17	50.48	1.17	2.56	0.67	11.10	15.77	17.27	0.38	99.46

Px7	VN-LV-02_C18_Cpx 18	50.08	1.27	3.88	0.69	12.99	12.59	18.38	0.46	100.41
	VN-LV-02_C18_Cpx 19	50.17	1.91	3.52	0.47	12.71	11.99	19.31	0.38	100.46
	VN-LV-02_C18_Cpx 20	50.71	1.14	3.42	0.35	12.97	10.97	19.69	0.38	99.95
	VN-LV-02_C18_Cpx 21	49.27	1.88	4.22	0.50	12.79	13.14	17.27	0.33	99.47
	VN-LV-02_C18_Cpx 22	49.09	1.65	4.22	0.55	12.63	12.29	18.08	0.37	99.04
	VN-LV-02_C18_Cpx 23	49.05	1.67	4.28	0.49	13.03	12.54	17.15	0.40	98.66
Px8	VN-LV-02_C21_Opx 6	52.01	0.43	0.43	1.33	16.36	25.48	2.33	0.05	98.45
	VN-LV-02_C21_Opx 8	52.72	1.68	2.63	0.85	11.61	25.00	4.17	0.64	100.56
Px9	VN-LV-02_C22_Cpx 24	50.60	1.44	3.46	0.40	12.39	10.95	18.45	0.29	98.00
Px10	VN-LV-02_C24_Cpx 25	50.72	1.44	3.19	0.57	12.46	13.89	18.40	0.48	101.19
Px11	VN-LV-03_C3_Cpx 1	50.72	0.92	3.20	0.63	12.36	11.95	20.27	0.36	100.77
Px12	VN-LV-03_C3_Cpx 2	50.69	0.91	1.03	0.79	12.36	16.65	15.26	0.29	98.11
Px13	VN-LV-03_C4_Cpx 3	52.92	0.76	3.22	0.88	14.34	20.88	5.00	1.19	99.36
Px14	VN-LV-03_C5_Cpx 4	50.25	1.96	3.47	0.51	12.26	11.55	20.23	0.33	100.62
	VN-LV-03_C5_Cpx 5	51.14	1.35	3.26	0.49	12.86	11.20	19.86	0.29	100.46
	VN-LV-03_C5_Cpx 6	52.78	0.73	1.51	0.67	13.97	13.42	15.49	0.17	99.30
	VN-LV-03_C5_Cpx 7	53.27	0.95	1.44	0.52	14.13	11.00	19.26	0.22	100.84
	VN-LV-03_C5_Cpx 8	52.68	0.92	1.43	0.47	13.82	12.74	17.47	0.20	99.77
	VN-LV-03_C5_Cpx 9	52.33	0.89	0.91	0.80	13.58	16.12	14.05	0.22	99.10
	VN-LV-03_C5_Cpx 10	52.47	0.82	0.95	0.72	13.27	17.41	15.63	0.38	101.65
Px15	VN-LV-03_C6_Cpx 11	49.19	2.42	4.53	0.58	13.07	11.79	16.05	0.32	98.09
	VN-LV-03_C6_Cpx 12	50.17	1.67	4.07	0.50	13.00	12.83	18.31	0.36	100.98
	VN-LV-03_C6_Cpx 13	49.67	1.86	3.99	0.48	12.46	12.41	19.05	0.36	100.35
	VN-LV-03_C6_Cpx 14	52.21	0.83	1.37	0.65	12.25	15.99	16.54	0.32	100.18
Px16	VN-LV-03_C7_Cpx 15	51.82	0.66	1.83	0.70	13.68	12.93	16.86	0.21	98.86
	VN-LV-03_C7_Cpx 16	53.25	0.68	1.36	0.71	14.75	12.05	16.57	0.25	99.65
	VN-LV-03_C7_Cpx 17	52.29	0.59	1.31	0.61	14.05	13.19	16.93	0.20	99.40
	VN-LV-03_C7_Cpx 18	52.29	0.43	0.55	1.30	15.47	22.95	4.74	0.16	98.01
Px16	VN-LV-03_C7_Cpx 19	51.68	0.91	1.88	0.79	12.14	15.31	17.55	0.27	100.57

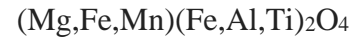
Px17	VN-LV-03_C8_Opx 1	52.11	0.88	0.61	1.11	17.06	25.66	3.44	0.11	100.98
	VN-LV-03_C8_Opx 2	52.07	0.70	0.55	1.02	16.93	25.55	3.98	0.05	100.91
	VN-LV-03_C8_Cpx 20	51.90	1.11	2.81	0.42	13.46	11.59	18.92	0.31	100.55
Px18	VN-LV-03_C1_mCpx 21	52.11	0.36	0.58	0.93	15.62	24.08	4.52	0.09	98.34
Px19	VN-LV-03_C1_mCpx 22	51.76	0.89	0.75	0.95	13.85	20.71	10.71	0.18	99.81
Px20	VN-LV-03_C1_mCpx 23	52.79	0.63	0.65	0.93	15.90	25.75	4.33	0.09	101.17
Px21	VN-LV-03_C7_Cpx 24	50.23	1.57	3.55	0.51	12.31	10.46	20.13	0.41	99.21
Px22	VN-LV-01_C2_Opx 1	52.57	0.54	0.64	0.90	16.67	25.00	4.20	0.07	100.62

Feldespatos

Cristal	Codigo EMP	SiO2	TiO2	Al2O3	MnO	MgO	FeO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	TOTAL
Plg1	VN-LV-02_C12_PI 1	54.69	0.07	28.37	0.00	0.07	0.76	11.15	0.09	0.15	0.00	100.47
	VN-LV-02_C12_PI 2	54.99	0.10	27.93	0.05	0.06	0.56	10.44	0.06	0.17	0.02	99.74
	VN-LV-02_C12_PI 3	55.04	0.00	27.76	0.00	0.04	0.72	10.84	0.00	0.17	0.00	99.97
	VN-LV-02_C12_PI 7	59.88	0.00	24.98	0.00	0.05	0.82	7.45	0.06	0.34	0.02	100.09
Plg2	VN-LV-02_C16_PI 5	55.41	0.07	27.45	0.10	0.07	0.84	10.19	0.00	0.19	0.02	100.11
	VN-LV-02_C16_PI 6	55.36	0.02	27.61	0.00	0.09	0.96	10.01	0.15	0.21	0.01	101.01
Plg3	VN-LV-02_C11_PI 8	61.49	0.38	23.85	0.12	0.06	1.35	6.45	7.83	0.40	0.04	101.97
	VN-LV-02_C11_PI 9	72.02	0.95	16.47	0.07	0.07	2.22	3.09	4.96	1.99	0.23	102.21
Plg4	VN-LV-02_C17_PI 8	54.70	0.02	27.70	0.00	0.05	0.81	10.91	5.41	0.18	0.04	99.86
	VN-LV-02_C17_PI 9	55.77	0.19	27.70	0.00	0.07	0.63	9.28	5.73	0.19	0.00	99.62
Plg5	VN-LV-02_C18_PI 10	54.58	0.29	28.47	0.04	0.07	0.79	10.95	5.10	0.17	0.02	100.48
	VN-LV-02_C18_PI 11	55.30	0.14	27.27	0.07	0.07	1.10	10.17	5.65	0.22	0.02	100.16
	VN-LV-02_C18_PI 12	54.96	0.31	28.14	0.06	0.05	0.87	10.95	5.29	0.17	0.01	100.81
	VN-LV-02_C18_PI 13	56.46	3.73	19.67	0.09	0.73	6.70	5.67	6.05	0.55	0.05	99.74
Plg6	VN-LV-02_C19_PI 14	63.10	0.36	22.12	0.06	0.04	1.29	4.21	8.06	1.00	0.03	100.26
Plg7	VN-LV-02_C21_PI 15	55.14	0.00	27.69	0.02	0.07	0.64	8.97	5.22	0.16	0.00	98.00
	VN-LV-02_C21_PI 16	55.44	0.00	27.96	0.01	0.07	0.65	10.80	5.31	0.21	0.05	100.49

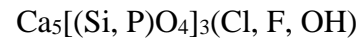
Plg7	VN-LV-02_C21_P1 17	55.76	0.05	27.66	0.00	0.03	0.64	10.44	5.38	0.18	0.01	100.16
	VN-LV-02_C21_P1 18	56.41	0.09	26.47	0.01	0.01	0.97	9.25	6.23	0.24	0.01	99.76
	VN-LV-02_C21_P1 19	55.55	0.00	28.09	0.00	0.04	1.00	9.66	5.25	0.17	0.00	99.75
Plg8	VN-LV-02_C24_P1 20	55.24	0.17	28.10	0.04	0.04	0.96	10.83	5.32	0.20	0.03	100.92
Plg9	VN-LV-03_C1_P1 1	55.93	0.31	27.76	0.02	0.05	0.44	10.43	5.70	0.18	0.00	100.83
	VN-LV-03_C1_P1 2	59.65	0.00	25.53	0.00	0.02	0.33	7.63	7.30	0.25	0.01	100.78
	VN-LV-03_C1_P1 3	56.71	0.00	27.19	0.00	0.06	0.37	9.74	6.05	0.14	0.00	100.71
	VN-LV-03_C1_P1 4	55.37	0.10	27.61	0.05	0.04	0.67	10.75	5.34	0.17	0.00	100.17
Plg10	VN-LV-03_C1_mPI 5	55.93	0.24	27.09	0.00	0.05	0.86	10.08	5.82	0.20	0.03	100.44
Plg11	VN-LV-03_C1_mPI 6	56.48	0.12	27.00	0.00	0.07	0.85	10.04	5.94	0.23	0.04	100.80
Plg12	VN-LV-03_C1_mPI 7	55.69	0.07	27.26	0.06	0.06	0.69	9.86	5.55	0.21	0.03	99.47

ESPINELA



Cristal	Codigo EMP	SiO2	TiO2	Al2O3	MnO	MgO	FeO	TOTAL
Ox1	VN-LV-02_C22_Ox 3	0.07	21.93	1.38	0.71	1.62	67.78	93.59
Ox2	VN-LV-02_C23_Ox 4	0.07	20.81	2.34	0.77	1.61	70.64	96.30
Ox3	VN-LV-02_C24_Ox 5	0.15	16.96	1.55	0.52	1.65	74.20	95.53
Ox4	VN-LV-03_C2_Ox 1	0.06	21.28	2.18	0.73	1.87	72.88	99.02
Ox5	VN-LV-03_C4_Ox 2	0.12	20.34	1.78	0.77	2.11	67.20	92.37

APATITO



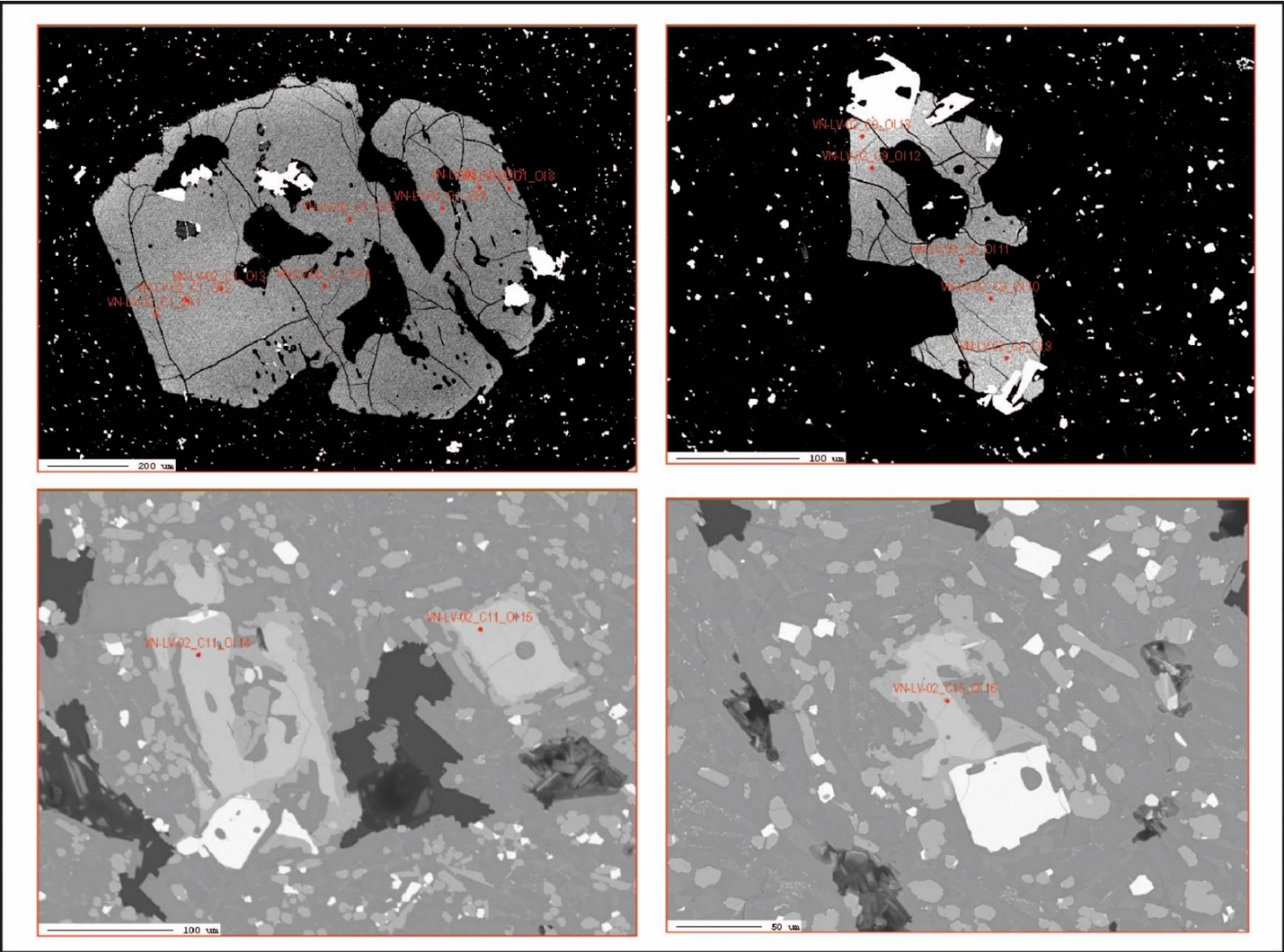
Cristal	Codigo EMP	SiO2	TiO2	MnO	MgO	FeO	CaO	Na2O	F	Cl	P2O5	TOTAL
Ap1	VN-LV-02_C1_Ap 1	0.23	0.00	0.12	0.32	1.30	55.40	0.12	3.30	0.80	39.40	101.04
Ap2	VN-LV-02_C1_Ap 2	0.33	0.05	0.01	0.28	2.30	52.70	0.08	2.60	0.50	38.70	97.60
Ap3	VN-LV-02_C1_Ap 3	0.28	0.29	0.07	0.34	3.60	54.80	0.02	4.10	0.90	38.40	102.82
Ap4	VN-LV-02_C1_Ap 4	0.18	0.00	0.12	0.31	3.70	54.40	0.07	3.90	0.50	38.60	101.67
Ap5	VN-LV-03_C2_Ap 1	0.10	0.00	0.01	0.26	1.30	53.80	0.08	4.70	0.80	39.20	100.27
Ap6	VN-LV-03_C2_Ap 2	0.13	0.15	0.12	0.22	1.20	56.80	0.06	4.40	0.80	39.30	103.14
Ap7	VN-LV-03_C2_Ap 3	0.16	0.12	0.07	0.25	2.50	56.40	0.01	4.20	0.50	39.10	103.29
Ap8	VN-LV-03_C4_Ap 4	0.25	0.22	0.16	0.27	1.80	56.20	0.07	4.60	0.50	38.80	102.81

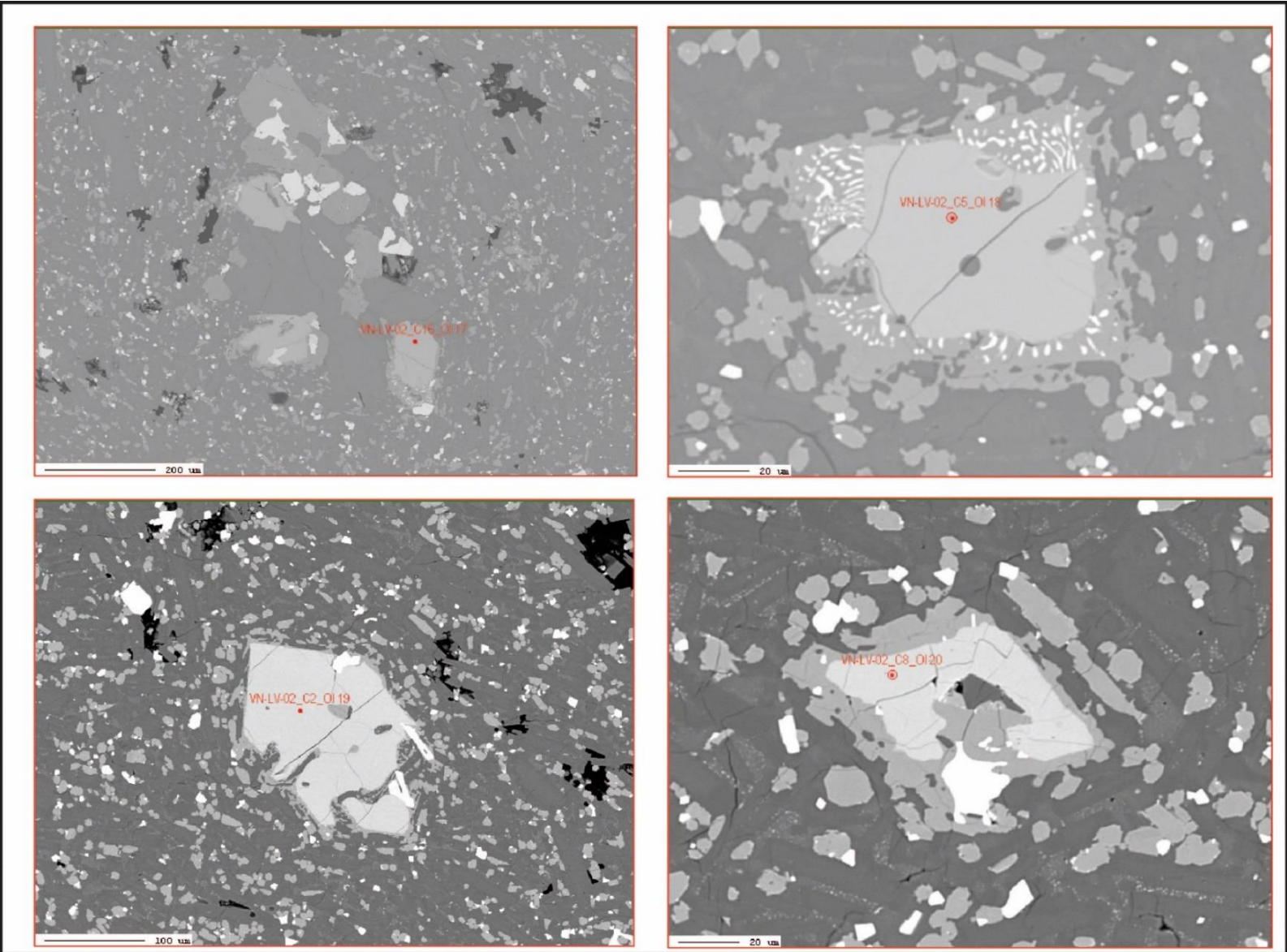
INCLUSIONES VÍTREAS

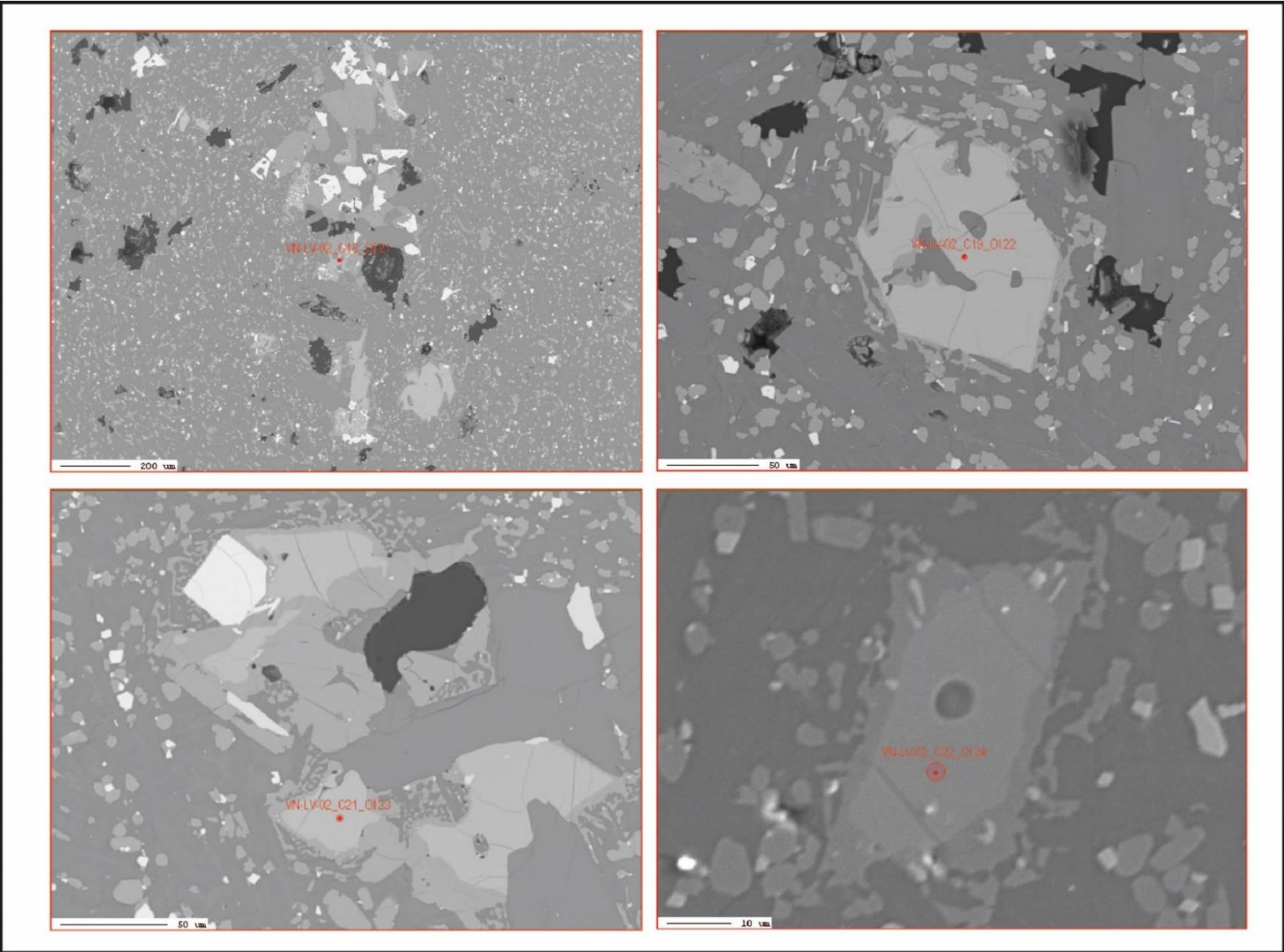
Inclusión	Cristal	Codigo EMP	SiO2	TiO2	Al2O3	MnO	MgO	FeO	CaO	Na2O	K2O	FO-	ClO-	P2O5	Total
Incl1	Oli11	VN-LV-02_C22_Incl 2	59.58	0.56	22.77	0.08	0.03	1.64	5.72	7.01	0.57	0	0	0.1	98.06
Incl2	Oli11	VN-LV-02_C22_Incl 3	66.41	0.9	16.3	0.19	1.98	5.5	1.5	2.81	2.26	0.05	0.26	0.61	98.77
Incl3	Ox2	VN-LV-02_C23_Incl 4	71.26	1.07	16.02	0	0.33	3.29	3.68	2.82	1.65	0	0.24	0.12	100.48
Incl4	Ox2	VN-LV-02_C23_Incl 5	71.47	0.93	16.09	0	0.36	2.92	3.69	2.58	1.62	0	0.22	0.21	100.09
Incl5	Ox3	VN-LV-02_C11_Incl 6	60.19	0.12	24.26	0.13	0.02	1.62	6.4	7.46	0.48	0	0.01	0.05	100.74
Incl6	Ox3	VN-LV-02_C11_Incl 7	72.55	0.61	15.59	0.11	0.39	2.19	1.26	0.65	2.55	0.09	0.21	0.44	96.64
Incl7	Oli1	VN-LV-02_C1_Incl 8	59.36	0.73	11.86	0.26	4.66	10.63	1.89	3.78	1.2	0	0.18	0.35	94.9
Incl8	Oli1	VN-LV-02_C1_Incl 9	67.36	0.84	14.56	0.21	1.61	3.76	2.63	0.63	1.57	0	0.23	0.41	93.81
Incl9	Ox3	VN-LV-02_C24_Incl 10	63.22	2.68	11.47	0	0.16	6.49	1.65	2.94	1.55	0.25	0.16	0.26	90.83
Incl10	Ox5	VN-LV-03_C4_Incl 1	69.56	0.95	15.23	0.09	0.12	2.64	2.11	1.49	1.55	0.03	0.21	0.63	94.61
Incl11	Oli14	VN-LV-03_C4_Incl 2	69.53	0.78	17.45	0.13	0.19	2.71	3.47	1.21	2.01	0	0.28	0.45	98.21
Incl12	Px16	VN-LV-03_C7_Incl 3	65.14	0.9	16.3	0.18	0.32	3.7	2.35	0.65	1.98	0	0.28	0.89	92.69
Incl13	Oli15	VN-LV-03_C9_Incl 4	57.08	0.92	11.02	0.29	3.04	10.37	2.95	1.08	1.65	0.16	0.24	0.33	89.13
Incl14	Oli16	VN-LV-01_C1_Incl 1	67.08	2.06	14.95	0.1	0.55	4.36	6.55	2.03	1.55	0.06	0.27	0.8	100.36
Incl15	Oli16	VN-LV-01_C1_Incl 2	66.3	0.93	13.8	0.09	0.7	3.59	4.92	1.11	2.02	0.25	0.22	0.53	94.46
Incl16	Oli16	VN-LV-01_C1_Incl 3	60.44	1.01	12.13	0.07	1.78	5.82	4.45	1.03	1.74	0.06	0.16	0.33	89.02
Incl17	Oli19	VN-LV-01_C2_Incl 4	57.93	0.16	19.84	0.05	1.93	3.34	6.46	5.45	0.45	0	0	0.06	95.67
Incl18	Oli19	VN-LV-01_C3_Incl 5	54.01	0.27	18.67	0.22	4.72	11.14	4.85	5.69	0.3	0.15	0	0.05	100.07

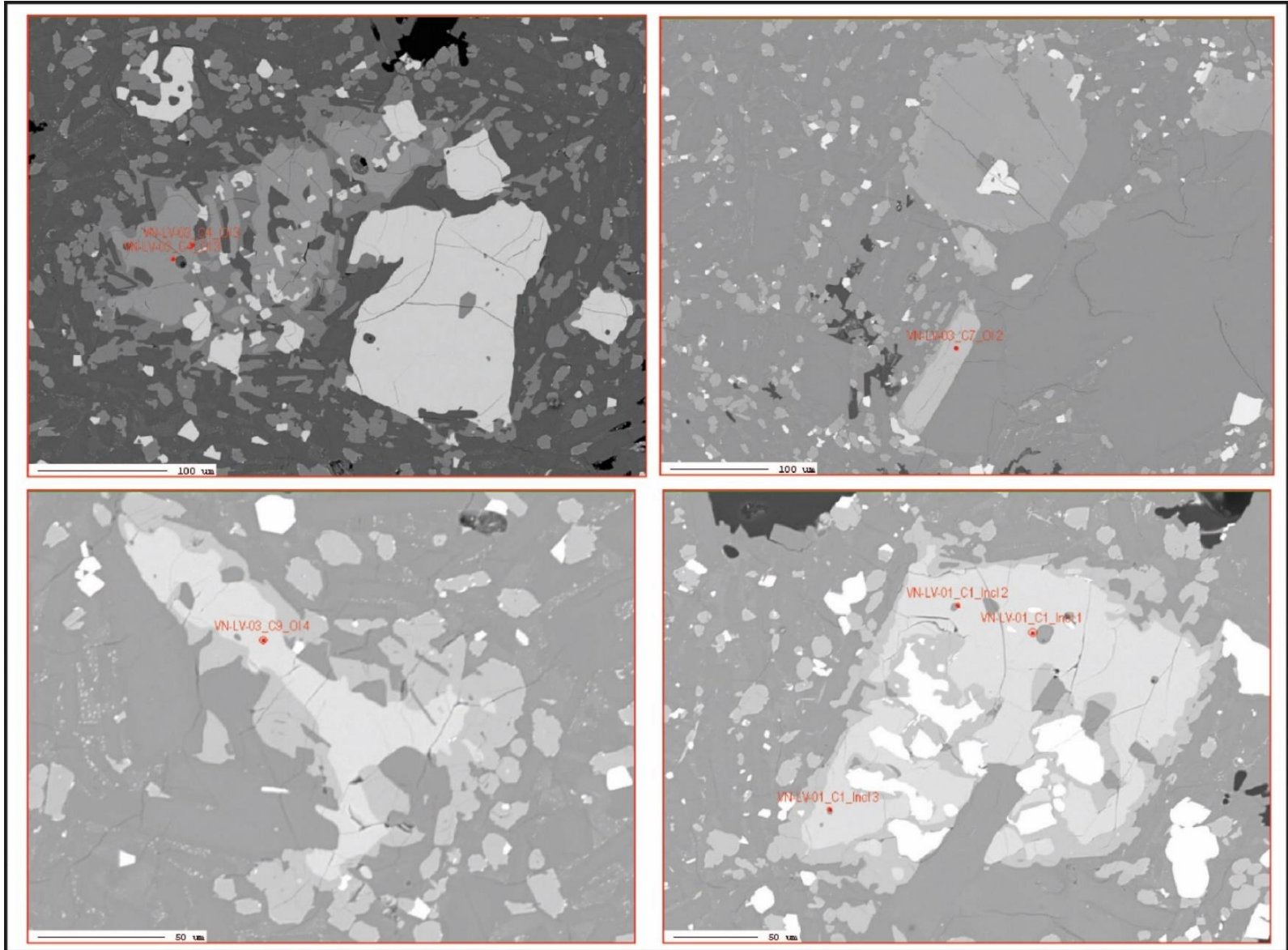
12 ANEXO 4:
12.1 FOTOGRAFÍAS DE MICROSONDA ELECTRÓNICA

OLIVINO

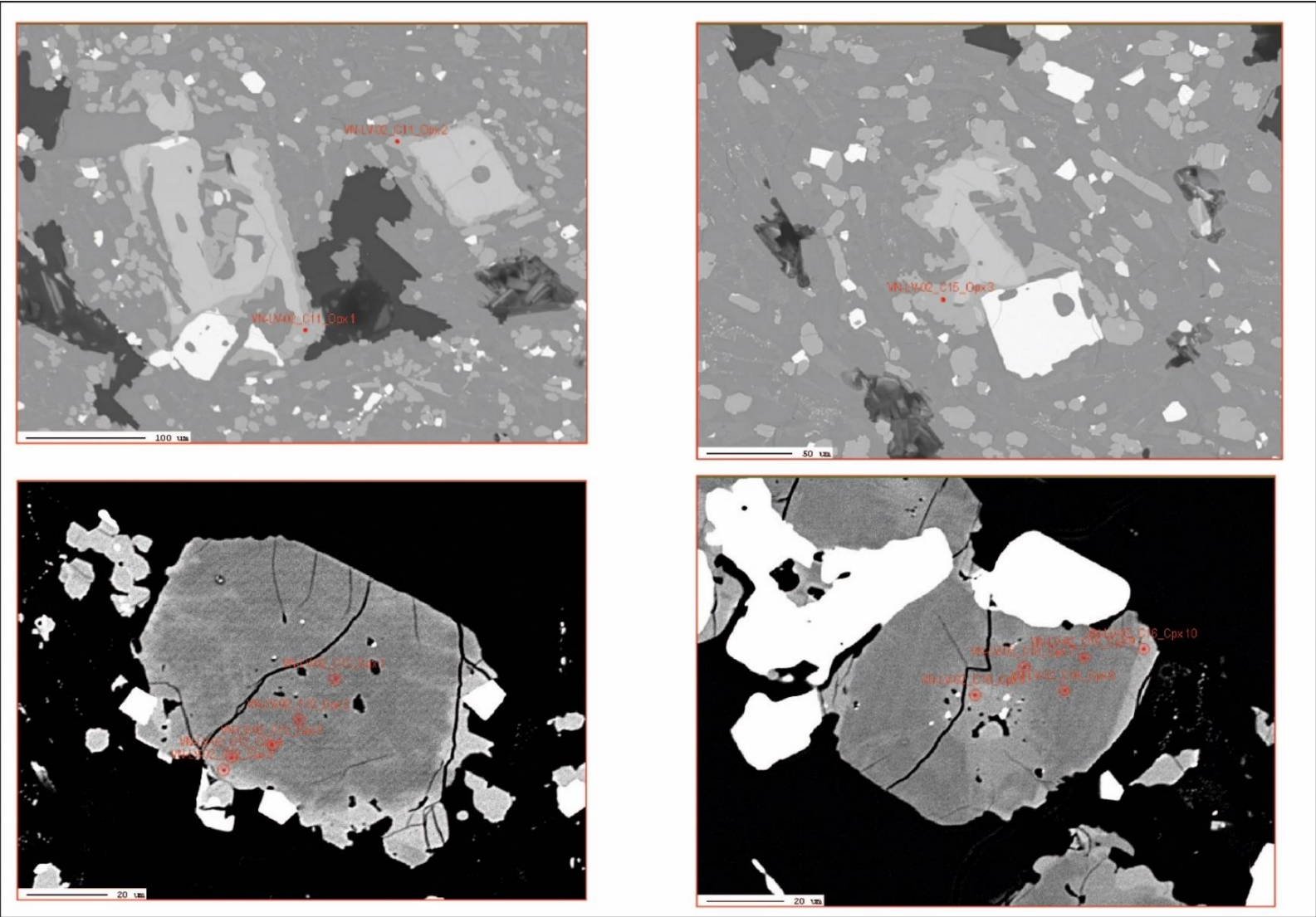


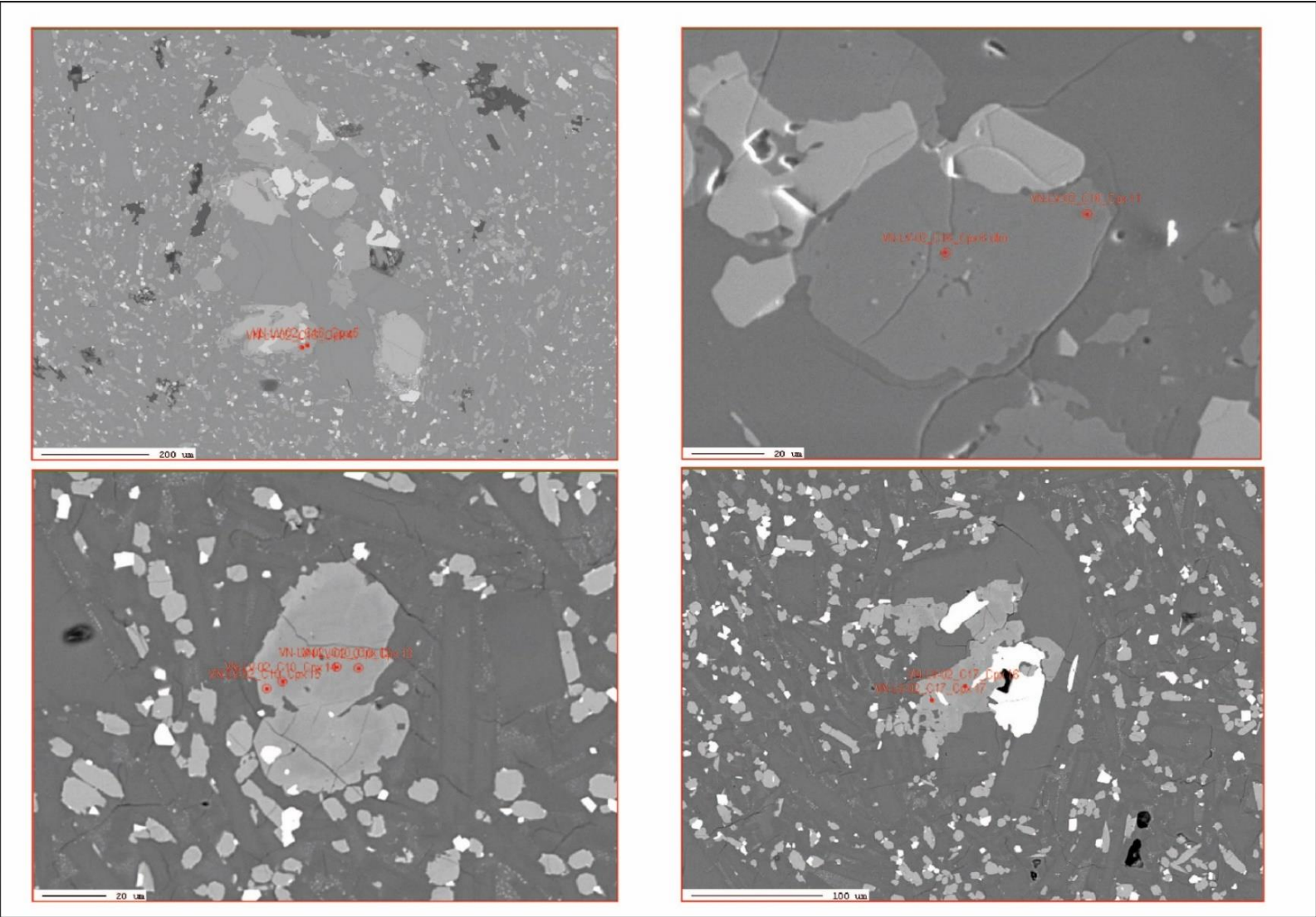


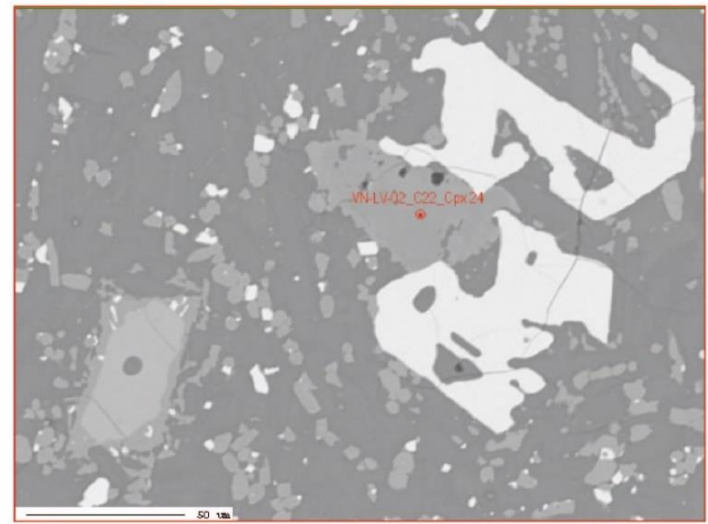
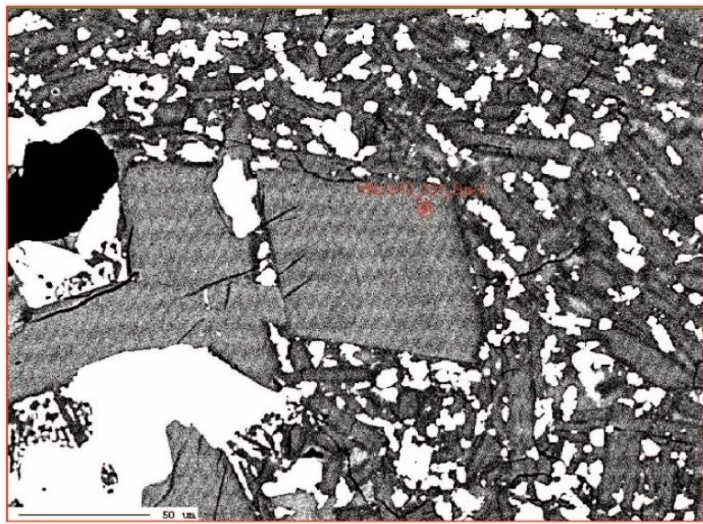
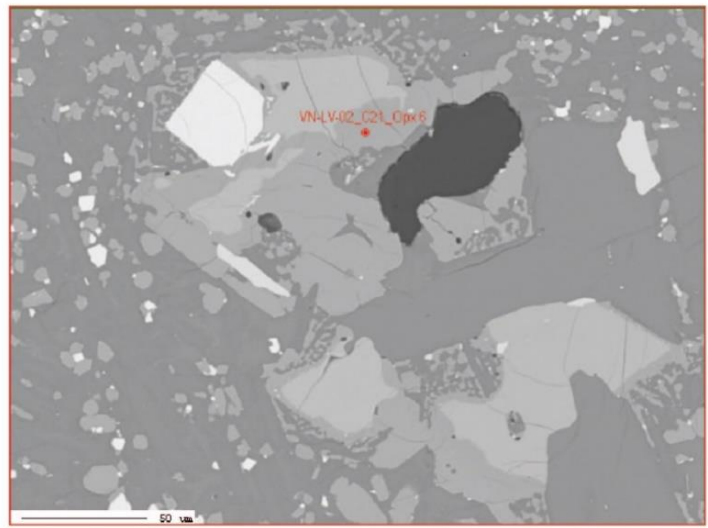
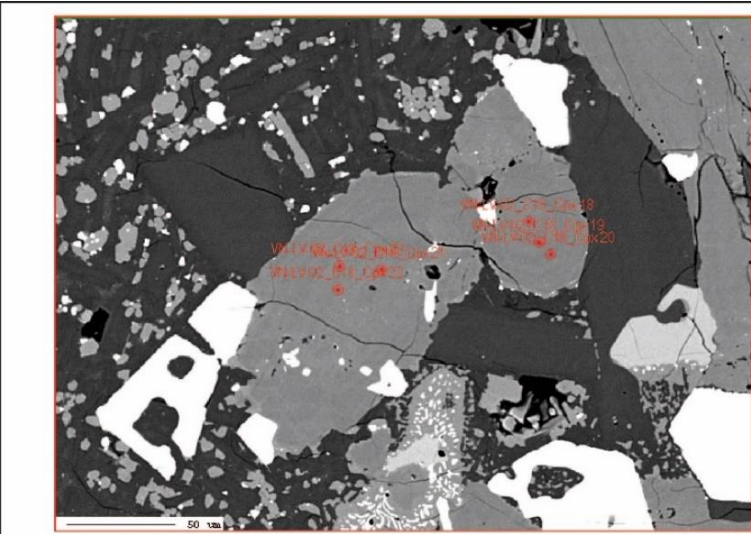


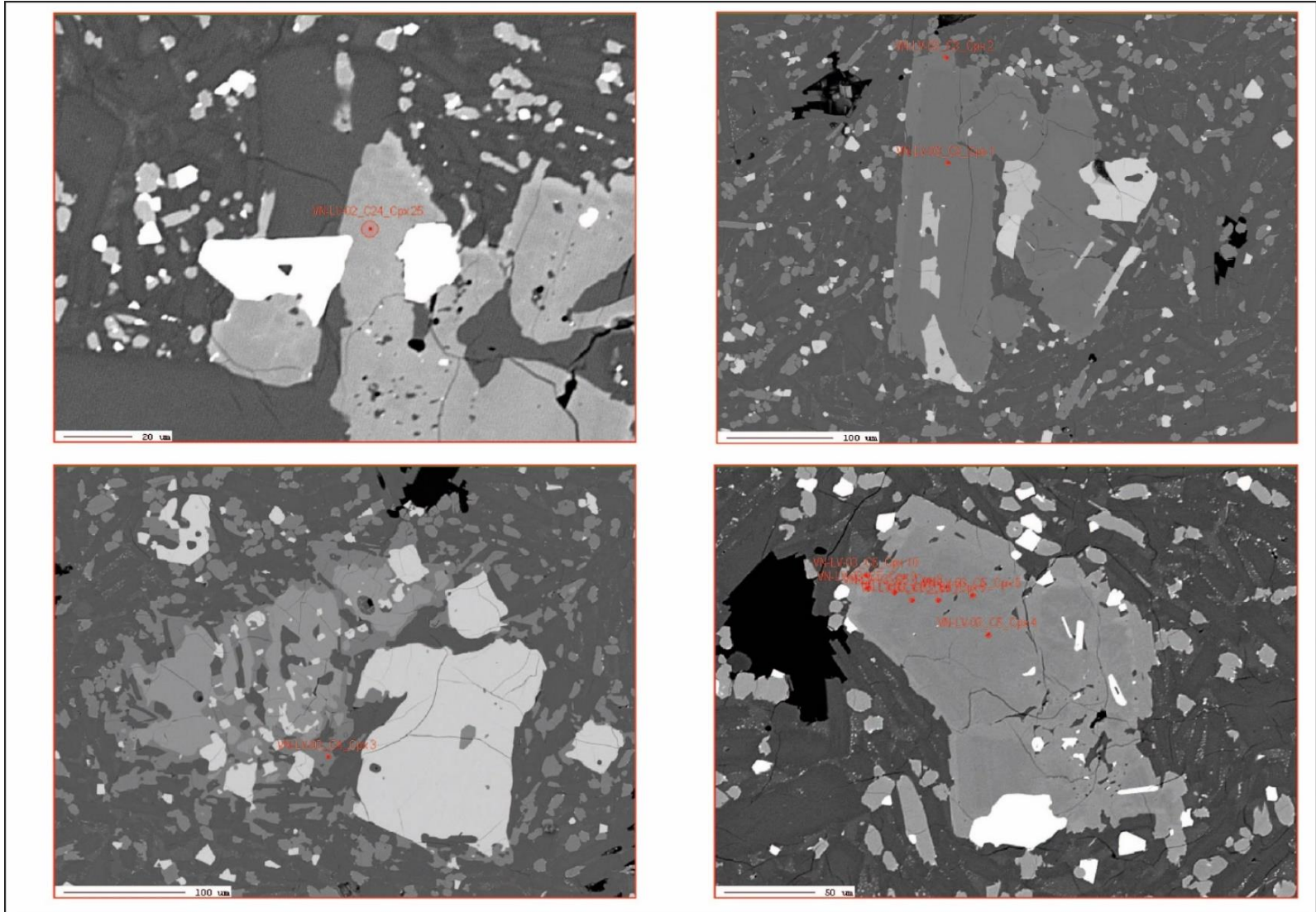


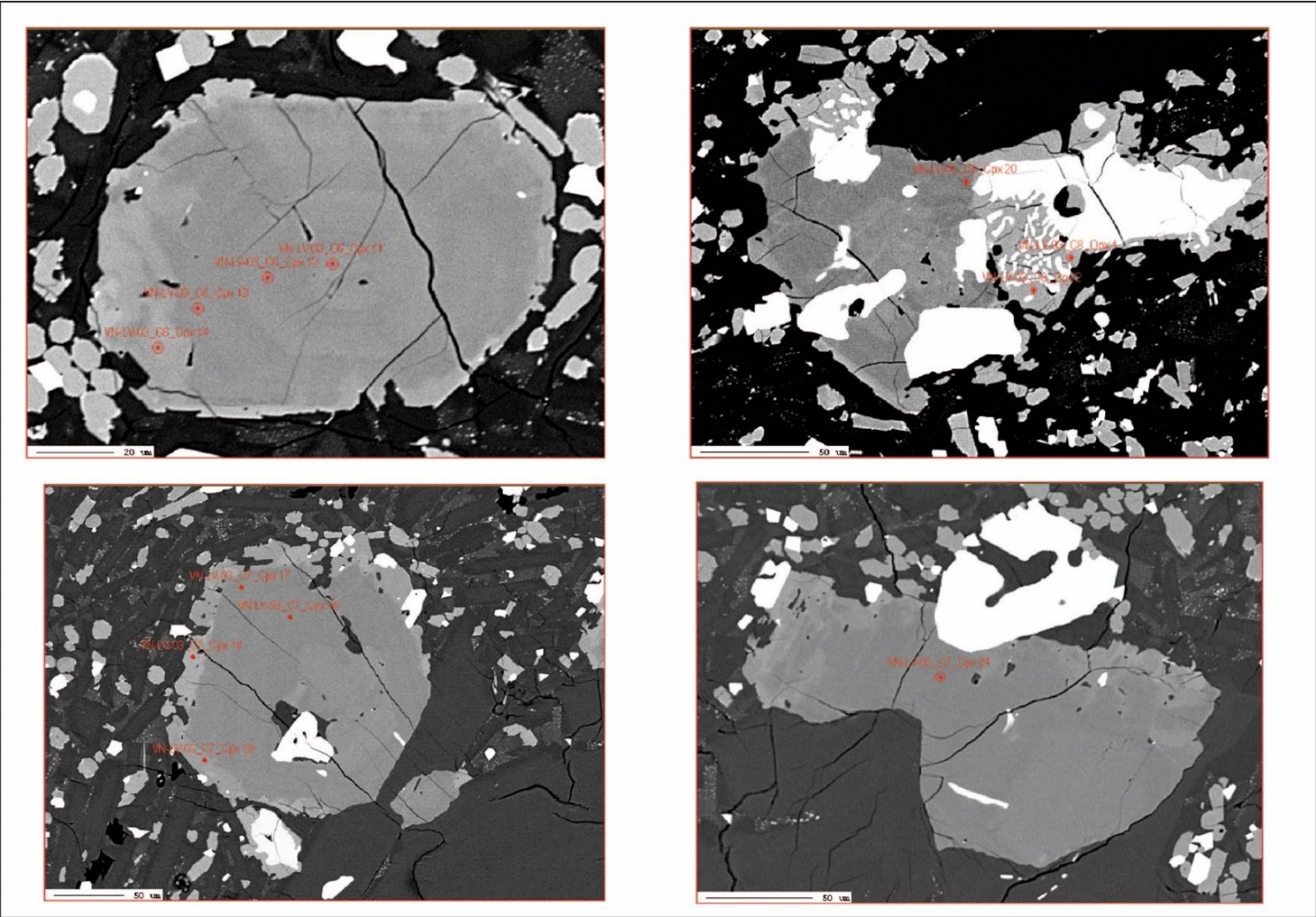
PIROXENO



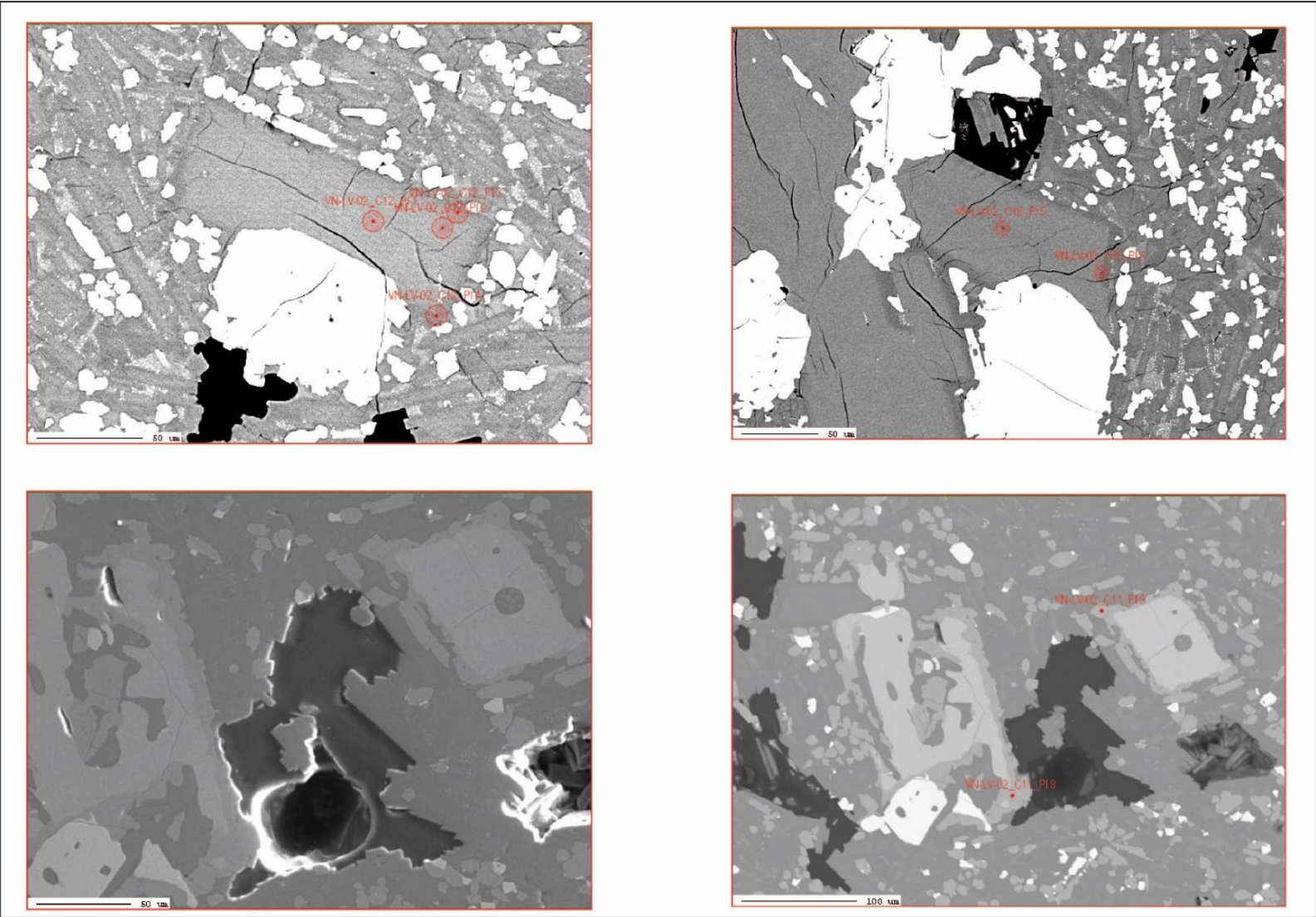


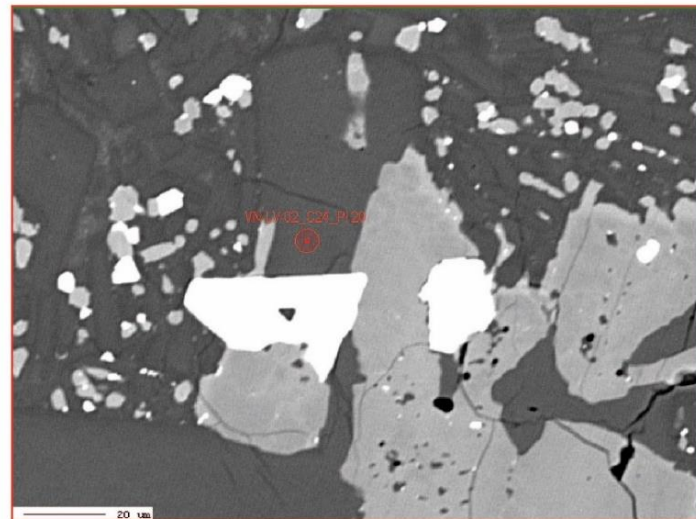
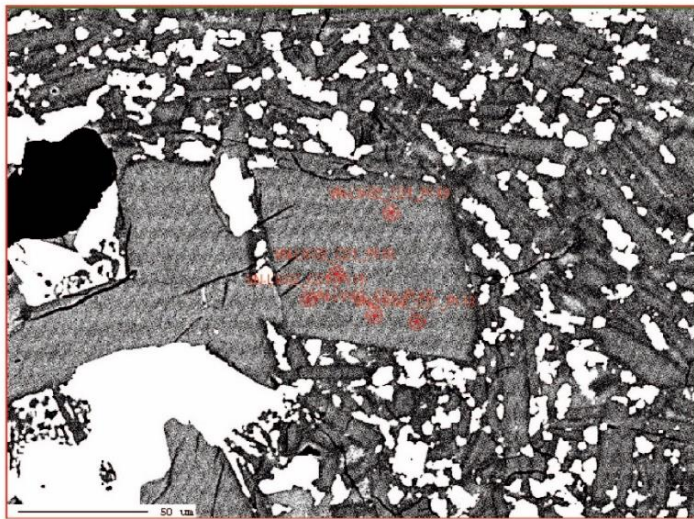
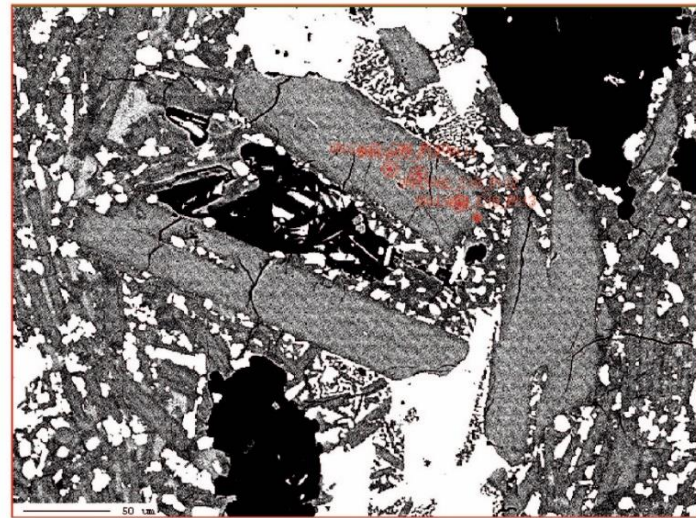
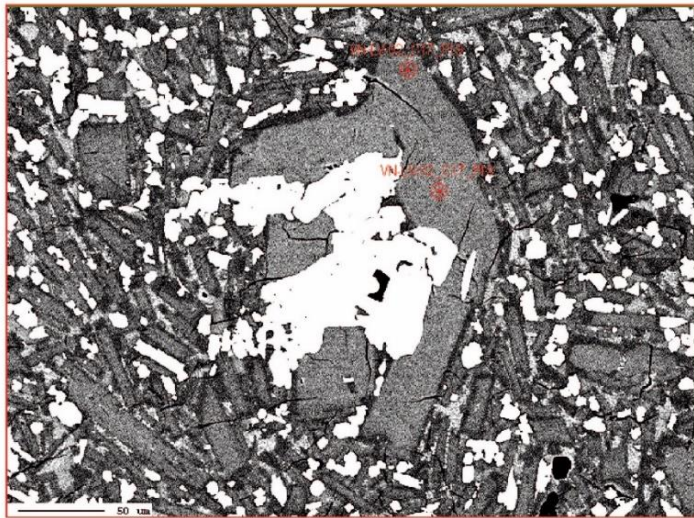


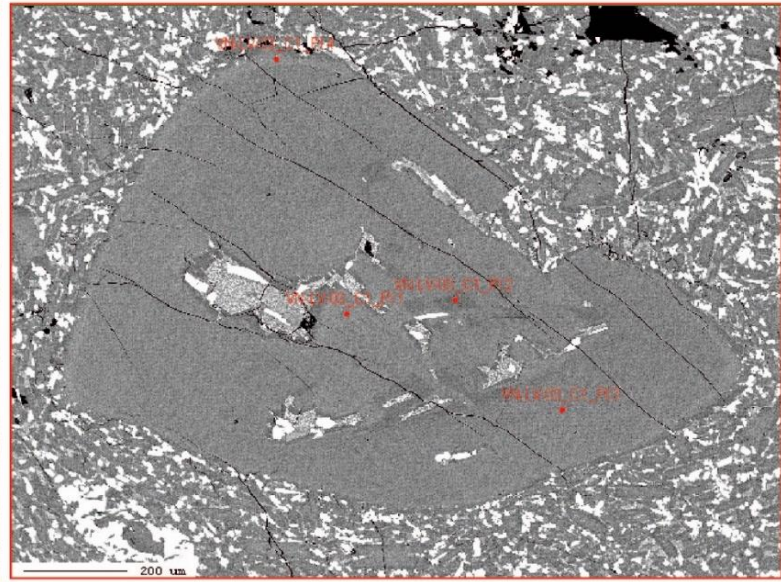
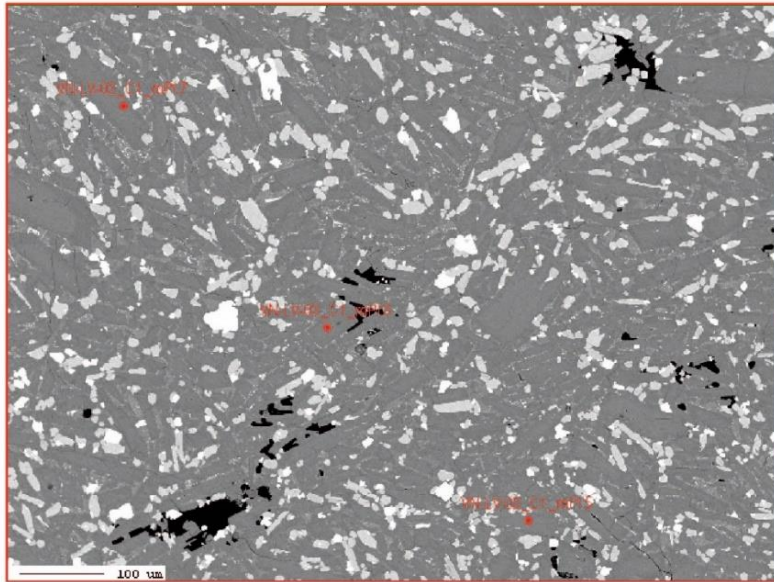




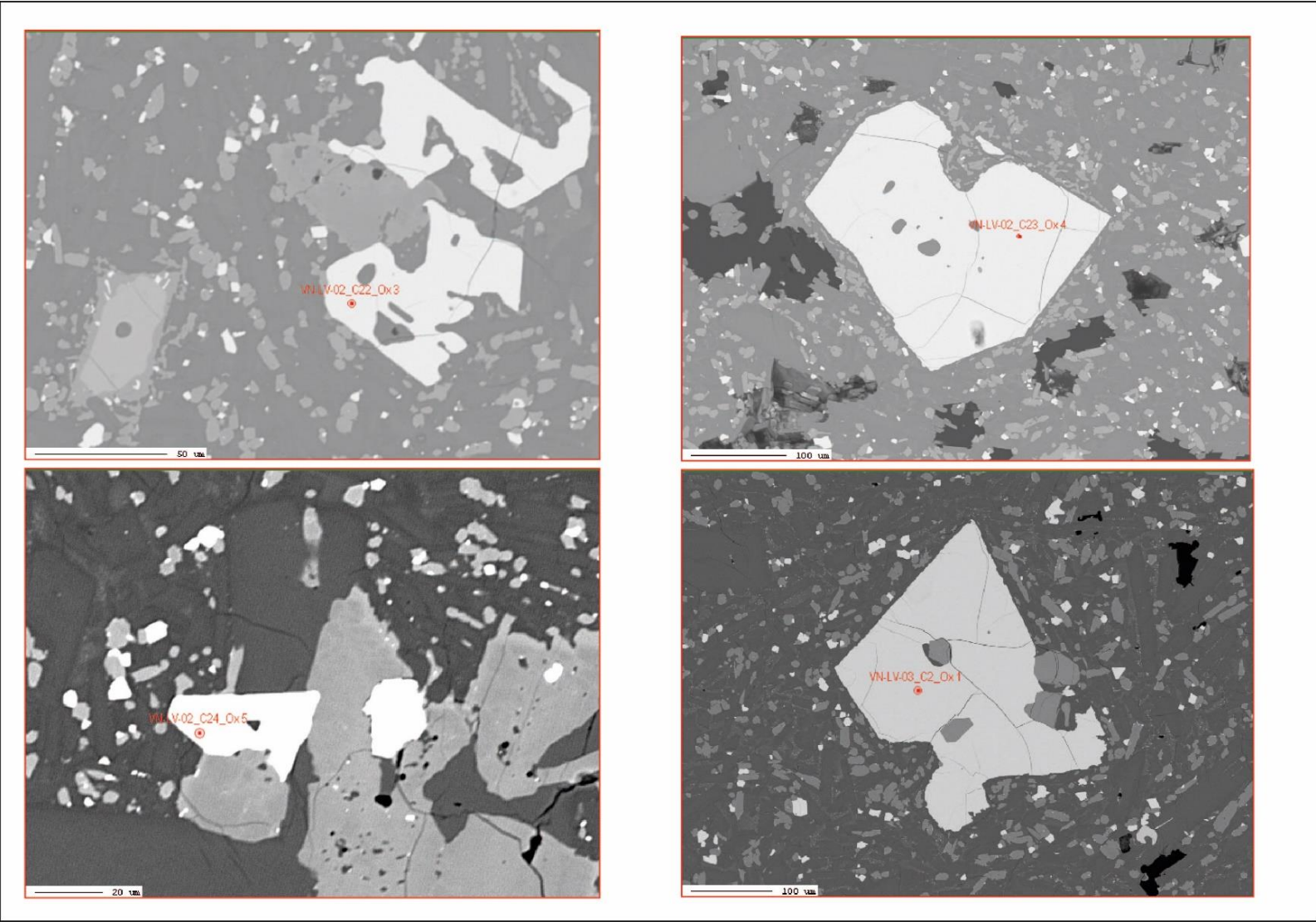
PLAGIOCLASA

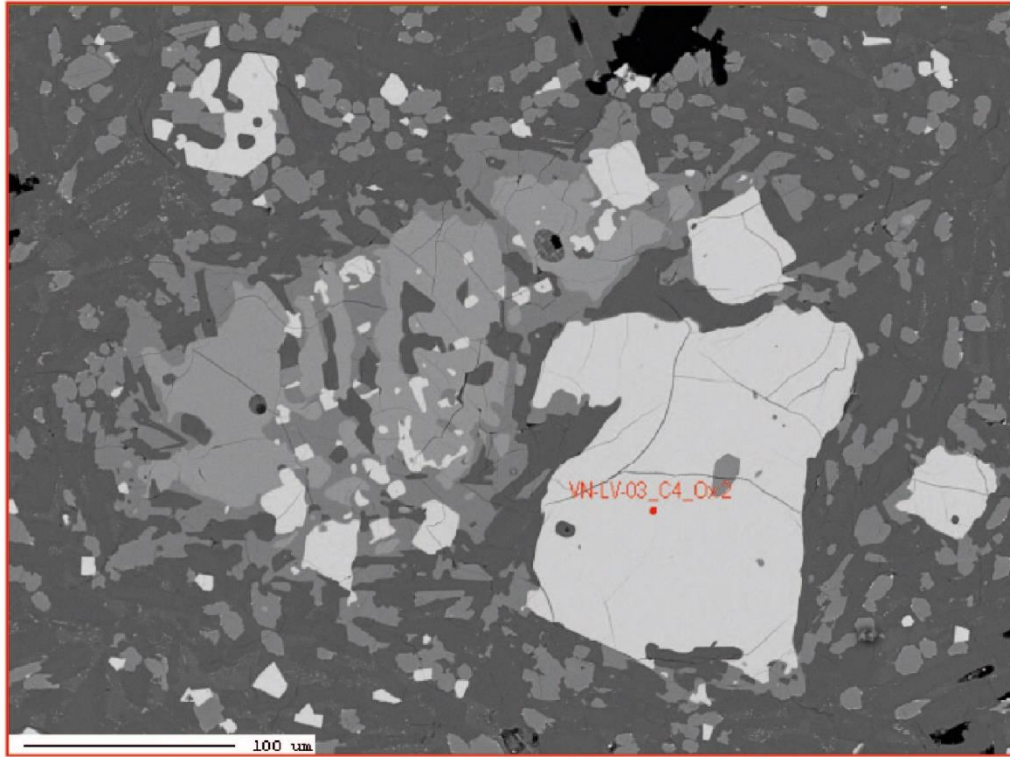




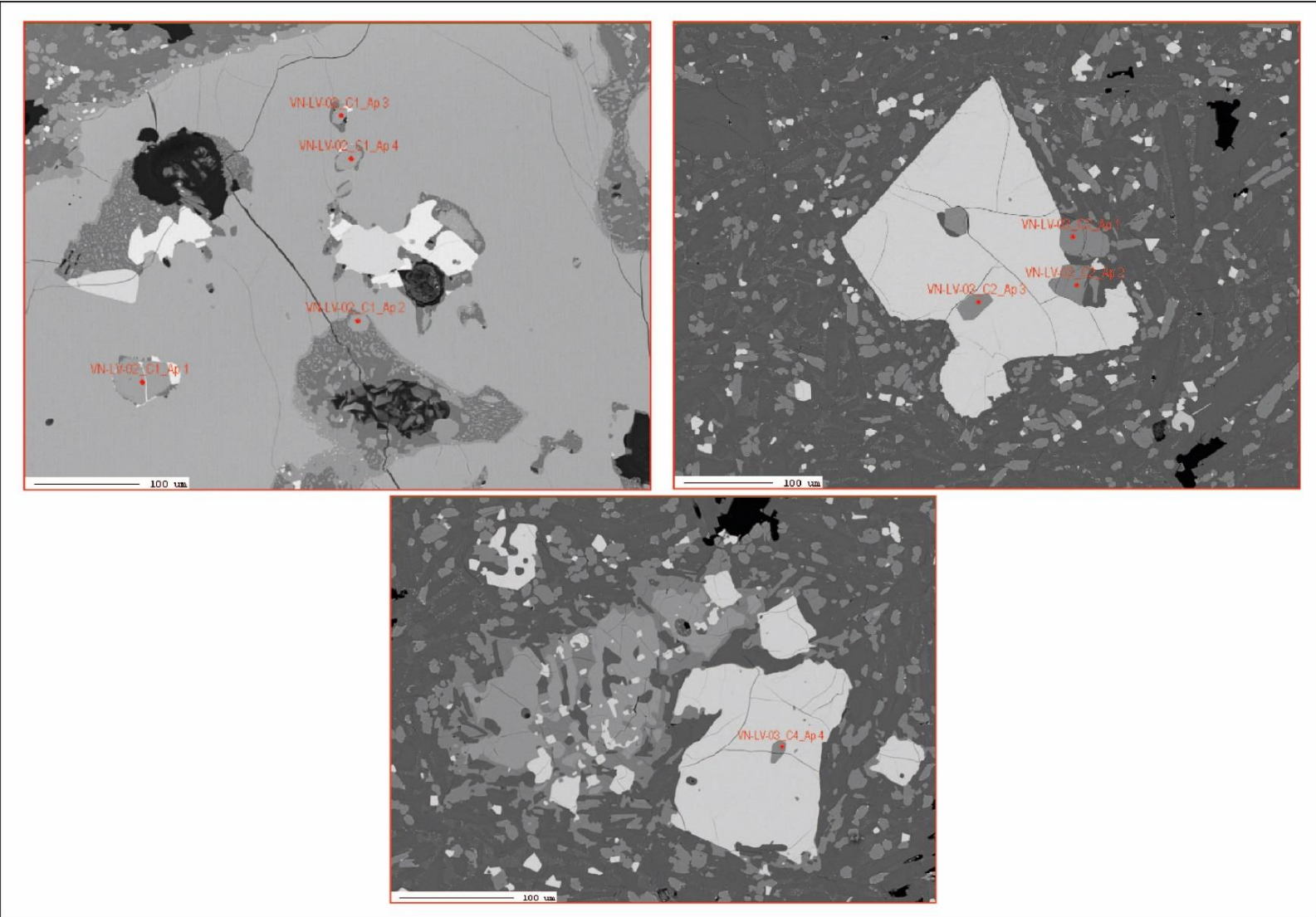


ÓXIDO FE-TI





APATITO



INCLUSIONES VÍTREAS

