



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

**ESTUDIO DE LAS CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS DE LAS ERUPCIONES
MONOGENÉTICAS DEL CLÚSTER EN DESARROLLO TANCÍTARO – EL
ASTILLERO Y EL PEDREGAL, CAMPO VOLCÁNICO MICHOACÁN –
GUANAJUATO (MÉXICO)**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

LUCAS SEBASTIÁN SANHUEZA LARA

PROFESORA GUÍA:

PATRICIA LARREA MÁRQUEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

ÁNGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

EDUARDO MORGADO BRAVO

PHILIPPE ROBIDOUX

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto EAR 1853006

SANTIAGO DE CHILE

2023

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE GEÓLOGO

POR: LUCAS SEBASTIÁN SANHUEZA LARA

FECHA: 2023

PROF. GUÍA: PATRICIA LARREA MÁRQUEZ

**ESTUDIO DE LAS CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS DE LAS ERUPCIONES
MONOGENÉTICAS DEL CLÚSTER EN DESARROLLO TANCÍTARO – EL
ASTILLERO Y EL PEDREGAL, CAMPO VOLCÁNICO MICHOACÁN –
GUANAJUATO (MÉXICO)**

El Astillero y El Pedregal son dos volcanes monogenéticos que constituyen el *cluster* en desarrollo Tancítaro, ubicados en al SW del Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato (México), en la región de Tancítaro – Nueva Italia (~ 4400 km²).

A través de estudio petrográfico de tefras y lavas se identificaron rocas porfídicas con alto grado de cristalinidad, con una mineralogía caracterizada por olivino, clinopiroxeno, anfíbol, ortopiroxeno y plagioclasa, siendo el olivino la fase mineral predominante en toda la secuencia eruptiva.

Mediante análisis de microsonda electrónica se reconocieron distintas poblaciones de cristales para las fases minerales presentes, y se identificó que la mayoría de macrocristales en tefras y lavas se encuentran en equilibrio químico con su masa fundamental, y correspondiendo a fenocristales. Por otro lado, se identificó una minoría de macrocristales los cuales se encuentran en desequilibrio con la masa fundamental, distinguiendo antecristales más evolucionados y antecristales más primitivos, reflejando la predominancia de procesos como recarga magmática y mezcla de magmas.

Las distintas fases minerales se formaron en una zona de estancamiento aproximadamente a ~14 km de profundidad, formando secuencialmente olivino, clinopiroxeno y anfíbol, y en función de procesos de recarga, mezcla y desvolatilización de magma, también ortopiroxeno y plagioclasa. En tefras, los macrocristales de olivino se formarían a temperaturas de 1184 – 1171 ± 29 °C asumiendo condiciones de presión de 3.6 kbar. En las lavas de El Astillero, los macrocristales de olivino se formarían a 1168 - 1091 ± 29 °C, luego clinopiroxeno a 1060 - 1040 ± 45 °C a 4.5 - 1.1 ± 1.6 kbar. En las lavas de El Pedregal (FL1 – FL5a), se formaría olivino a 1068 - 1050 ± 29 °C, clinopiroxeno a 1057 – 996 ± 45 °C a 4.8 - 1.5 ± 1.6 kbar, y en sus lavas tardías (FL5c), se formaría olivino a 1086 – 1080 ± 29 °C.

En función de los procesos magmáticos involucrados y las condiciones de P-T calculadas en las distintas fases minerales, a pesar de corresponder a una secuencia eruptiva con una evolución química relativamente sencilla, el sistema alimentador para El Astillero y El Pedregal posee una gran complejidad. Esta complejidad se expresa en las fases minerales presentes en sus productos volcánicos con el tiempo, a pesar de corresponder a un sistema caracterizado como monogenético.

Que no te definan tus aciertos, ni tus tropiezos, sino tu capacidad de levantarte y seguir adelante.

Para mi familia y amigos

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de memoria contó con el apoyo del proyecto EAR 1853006 de la Fundación Nacional de Ciencias (NSF) otorgado a la Dra. Elisabeth Widom y Dra. Patricia Larrea. Las campañas de trabajo de campo contaron con el apoyo de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico a través del proyecto UNAM-DGAPA-IN-104221 y beca postdoctoral UNAM-DGAPA (2018-2019) otorgado al Dr. Claus Siebe y a la Dra. Patricia Larrea, respectivamente.

Quiero agradecer a la Dra. Patricia Larrea y a sus colaboradores quienes han estudiado El Astillero y El Pedregal, y que han hecho posible la realización de este trabajo.

Reitero mi agradecimiento hacia mi profesora guía la Dra. Patricia Larrea, por todo lo que me ha enseñado, por la infinita paciencia, la gran disposición y preocupación, y por confiar en mi la oportunidad de aportar en esta investigación. Quiero agradecer a los profesores Dr. Ángelo Castruccio, Dr. Eduardo Morgado y Dr. Philippe Robidoux por ayudarme en este trabajo como miembros de la comisión.

Quiero agradecer a mis padres que me han dado todo a lo largo de estos años, gracias por trabajar de día e incluso de noche para permitirme estudiar sin que me falte nunca nada, por entregarme todas las herramientas necesarias y más, para estudiar una carrera universitaria y para poder formarme como profesional. Quiero agradecer a mis hermanos, a la Javi y el Hugo, por aguantarme y quererme como soy, y siempre estar ahí sin importar lo que pase. A mis abuelos y a mi tío por su regaloneo constante a pesar de la distancia y siempre recibirme con los brazos abiertos.

Quiero agradecer a mis cabros de plan común, al Bruno, al Dani, la Fabi, el Fabio, al Quina, al Roa, la Vali, la Vale, la Ale y el Fredi. Y en particular a mi compa el Mati del Infierno, por todas las veces que faltamos a clases para tomarnos un café con un cigarro y conversar de la vida, por siempre estar presente y por todo el apañe durante todos estos años.

A los cabros de geo, al Curi, la Javi F., la Karin, al Joaco C., les Camis, la Deb, el Teta y la Cata, por hacer de estos años en geología inolvidables, por tantos buenos momentos en clases, en terreno y en el día a día. Al Javier, al Chelo, al Joaco F, por adoptarme en la pandemia y por su amistad estos últimos años, por todas las risas, los memes y las tardes jugando.

Quiero agradecer a todos quienes tuve la oportunidad de enseñar siendo parte de algún cuerpo docente, gracias a ustedes pude aprender muchísimo enseñando.

A mi amigo Brandon, por estar ahí siempre, por innumerables tardes y mañanas en las barras, por las alegrías en las victorias y darme ánimos en las derrotas, por ser un amigo incondicional y presente en las buenas y malas.

A Camila Izquierdo, por todo tu apoyo durante este proceso, por la paciencia, por aguantarme cuando estuve estresado, por contenerme cuando lo necesité, y por haber sido un pilar fundamental durante este periodo.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Antecedentes Geológicos.....	1
1.2 Hipótesis	3
1.3 Objetivos.....	4
1.3.1 General.....	4
1.3.2 Específicos.....	4
2. MARCO GEOLÓGICO	5
2.1 Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato (CVMG).....	5
2.2 Volcanismo Monogenético Holoceno del CVMG.....	7
2.2.1 Volcán Parícutin.	7
2.2.2 Volcán Jorullo	10
2.2.3 <i>Clúster</i> Tacámbaro	12
2.2.4 <i>Clúster</i> Zacapu.....	14
3. ESTUDIOS PREVIOS EN EL ASTILLERO Y EL PEDREGAL	16
4. METODOLOGÍA	20
4.1 Antecedentes de Estudio.....	20
4.2 Análisis Petrográfico en Microscopio Óptico.....	20
4.3 Análisis en Microscopio Electrónico de Barrido (SEM).....	20
4.4 Análisis en Microsonda Electrónica y química mineral.	21
4.5 Procesamiento de los datos	22
5. RESULTADOS	24
5.1 Petrografía de tefras y lavas.....	24
5.2 Química mineral	28
5.2.1 Olivino.....	28
5.2.2 Clinopiroxeno.....	32
5.2.3 Ortopiroxeno.....	37
5.2.4 Plagioclasa.....	38
5.2.5 Espinelas.....	39
5.2.6 Inclusiones minerales y vidrio.....	41
6. DISCUSIÓN	43
6.1 Origen de distintas poblaciones cristalinas	43
6.2 Termobarometría	48

6.3	Modelo de <i>Plumbing System</i> o Sistema Alimentador.....	53
6.4	Comparación con Paricutin, Jorullo, clústers Tacámbaro y Zacapu.....	54
7.	CONCLUSIÓN.....	56
8.	BIBLIOGRAFÍA	58
9.	ANEXOS	64
	ANEXO A: Conteo estadístico modal.....	64
	ANEXO B: Análisis EMPA	65
	ANEXO C: Geoquímica de roca total.....	66
	ANEXO D: Perfiles composicionales	68

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Diagrama de la variedad de volcanismo monogenético. Extraído de Németh y Kereszturi (2015).....	1
Figura 2: Modelo digital de elevación del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, delineado en rojo. Se muestra la ubicación de El Astillero y El Pedregal (EAEP), los clústeres Zacapu y Tacámbaro, los volcanes históricos Parícutin y Jorullo, y los estratovolcanes Tancítaro y Patambán. También se muestran los sistemas de falla San Juanico-Buenavista (SJBFB) y Cuitzeo (CFS), y la región de Tancítaro-Nueva Italia (TNIR). El recuadro corresponde a un mapa geotectónico de México con la ubicación del Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (MGVF) con respecto al Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Extraído de Larrea et al. (2019). Se muestran las zonas de fracturas mayores corresponden a la Zona de Fractura Tamayo (TFZ), Zona de Fractura Rivera (RFZ), Zona de Fractura Orozco (OFZ) y también se muestran las profundidades de las placas subducidas Rivera y Cocos.....	5
Figura 3: Modelo digital de elevación (DEM) y mapa geológico de los volcanes El Astillero y El Pedregal mostrando su secuencia eruptiva completa y los sitios de recolección de las muestras que se revisaron en este estudio (ej. TANC-1826A se muestra como 26A). Extraído de Larrea et al., (2021b.).....	16
Figura 4: Fotografías de los volcanes El Astillero (EA) y El Pedregal (EP). (a) Vista aérea desde el sur de los volcanes El Astillero y El Pedregal, mostrando también la Villa Tancítaro (T) y el volcán Tancítaro; (b) vista aérea del volcán El Astillero y sus flujos de lava desde el NE; (c) vista aérea del volcán El Pedregal y sus flujos de lava; (d) ubicación de la muestra TANC-1813 correspondiente al flujo de lava 2 de El Pedregal (de escala, la persona en la foto mide 1.65 mt); (e) ubicación de las muestras TANC-1808 mostrando los depósitos de caída de ceniza y escoria lapilli de El Astillero; (f) cantera en el flujo de lava 3 de El Pedregal y ubicación de la muestra TANC-1815 y muestras tomadas para el estudio paleomagnético (de escala, la persona en el frente de la foto mide 1.75 mt). Extraído de Larrea et al., (2019a).....	17
Figura 5: Diagrama álcalis vs. SiO ₂ (TAS)(Le Bas et al., 1986) para los productos volcánicos de El Astillero y El Pedregal. Extraído de Larrea et al., (2019a).	18
Figura 6: Evolución de la secuencia eruptiva de los productos volcánicos de El Astillero y El Pedregal en elementos mayores, trazas e isótopos. Extraído de Larrea et al., (2023 en revisión).	19
Figura 7: Microfotografías de secciones delgadas pulidas de muestras representativas de las tefras de El Astillero. En la esquina superior izquierda se encuentran las imágenes a luz transmitida en nicoles paralelos, mientras que las imágenes en esquinas inferiores derechas corresponden a nicoles cruzados. (a) Tefra -El Astillero (TANC-1808C)- con textura porfídica y masa fundamental holohialina; (b) Tefra -El Astillero (TANC-1808E)- con textura porfídica, masa fundamental hipocristalina y olivino esqueletal.	24
Figura 8: Microfotografías de secciones delgadas pulidas de muestras representativas de las lavas de El Astillero. (a) Muestra FL1-El Astillero (TANC-1823) con textura porfídica y masa fundamental hipocristalina; (b) Muestra FL2c -El Astillero (TANC-1807) con textura porfídica, masa fundamental hipocristalina y textura glómeroporfírico entre cristales de plagioclasa y clinopiroxeno zonado por sector; (c) Muestra FL3-El Astillero (TANC-1820) con textura porfídica, masa fundamental hipocristalina, y textura traquítica.....	25
Figura 9: Microfotografías de secciones delgadas pulidas de muestras representativas de las lavas de El Pedregal. (a) Muestra FL1 -El Pedregal (TANC-1812) con textura porfídica, masa	

fundamental hipocristalina y textura traquítica; (b) Muestra FL5a -El Pedregal (TANC-1805)- con textura porfídica, masa fundamental hipocristalina, y texturas traquítica y traquitoide; (c) Muestra FL5c -El Pedregal (TANC-1831) con textura porfídica, masa fundamental hipocristalina, textura traquítica y con fenocrystal aislado de clinopiroxeno. 26

Figura 10: Imágenes en Electrones Retro-dispersados (BSE por su sigla en inglés) en microscopio electrónico de barrido (SEM) de las texturas minerales en muestras representativas de la secuencia eruptiva de El Astillero y El Pedregal. (a) Olivino con textura esquelética y zonación oscilatoria de la muestra TANC-1826A; (b) olivino con zonación normal e inclusiones de espinela de la muestra TANC-1808E; (c) olivino en corte basal, euhedral y textura esquelética con embahiamientos y zonación oscilatoria de la muestra TANC-1828A; (d) olivino con zonación normal y borde de reacción de clinopiroxeno y ortopiroxeno de la muestra TANC-1804; (e) olivino con núcleo más evolucionado y textura sieve de la muestra TANC-1820; (f) clinopiroxeno con zonación oscilatoria y en sector de la muestra TANC-1820; (g) olivino, clinopiroxeno y plagioclasa en textura cúmulo-porfídica de la muestra TANC-1815; (h) olivino con zonación normal y borde de reacción de ortopiroxeno, y clinopiroxenos con zonación oscilatoria y por sector en muestra TANC-1811; (i) olivinos con zonación normal y bordes de reacción de clinopiroxeno de la muestra TANC-1816. 27

Figura 11: Perfiles distancia núcleo a borde versus contenido de Fo#, MnO (wt. %), NiO (wt. %), CaO (wt. %) de muestras de tefras de El Astillero, acompañados de imágenes BSE de Microsonda Electrónica (EMPA) del cristal correspondiente, en rojo se muestra la traza del perfil composicional. (a) y (b) olivino con zonación oscilatoria de la muestra TANC-1808A; (c) olivino con zonación normal de la muestra TANC-1826A. 29

Figura 12: Perfiles distancia núcleo a borde versus contenido de Fo#, MnO (wt. %), NiO (wt. %), CaO (wt. %) de muestras de flujos de lava de El Astillero y El Pedregal, acompañados de imágenes BSE de Microsonda Electrónica (EMPA) del cristal correspondiente, en rojo se muestra la traza del perfil composicional. (a) Olivino con reabsorción de la muestra TANC-1804; (b) olivino con zonación normal de la muestra TANC-1820; (c) olivino con zonación normal de la muestra TANC-1812. 30

Figura 13: Diagramas Bivariantes Fo# vs. MnO (wt. %), NiO (wt. %), CaO (wt. %) para olivino en las tefras de El Astillero. 31

Figura 14: Diagramas Bivariantes Fo# vs. MnO (wt. %), NiO (wt. %), CaO (wt. %) para olivino en las lavas de El Astillero y El Pedregal. 31

Figura 15: Diagrama En-Fs-Wo de los cristales de clinopiroxeno (Morimoto et al., 1988) analizados en las tefras de El Astillero. 32

Figura 16: Diagrama En-Fs-Wo de los cristales de clinopiroxeno (Morimoto et al., 1988) analizados en las lavas de El Astillero y El Pedregal. 33

Figura 17: Diagrama bivalente Mg# ($Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$ p.f.u.) vs. Cr_2O_3 (wt. %), TiO_2 (wt. %) y Al_2O_3 (wt. %) para clinopiroxeno en las tefras de El Astillero. 34

Figura 18: Diagrama bivalente Mg# ($Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$ p.f.u.) vs. Cr_2O_3 (wt. %), TiO_2 (wt. %) y Al_2O_3 (wt. %) para clinopiroxeno en las lavas de El Astillero y El Pedregal. 34

Figura 19: Perfiles distancia núcleo a borde versus contenido de Mg#, Al_2O_3 (wt. %), TiO_2 (wt. %), Cr_2O_3 (wt. %) en clinopiroxeno de muestras de flujos de lava de El Astillero, acompañados de imágenes BSE de Microsonda Electrónica (EMPA) del cristal correspondiente, en rojo se muestra la traza del perfil composicional. (a) Clinopiroxeno con zonación oscilatoria y en sector de la muestra TANC-1820; (b) clinopiroxeno con zonación oscilatoria y en sector, con un núcleo

con bajos contenidos de Al ₂ O ₃ (wt. %), TiO ₂ (wt. %) y Cr ₂ O ₃ (wt. %) de la muestra TANC-1820.	35
Figura 20: Perfiles distancia núcleo a borde versus contenido de Mg#, Al ₂ O ₃ (wt. %), TiO ₂ (wt. %), Cr ₂ O ₃ (wt. %) en clinopiroxeno de muestras de flujos de lava de El Astillero, acompañados de imágenes BSE de Microsonda Electrónica (EMPA) del cristal correspondiente, en rojo se muestra la traza del perfil composicional. (a) Clinopiroxeno con núcleo más máfico y zonación por sector y borde con zonación oscilatoria de la muestra TANC-1812; (b) clinopiroxeno con núcleo interno evolucionado, núcleo externo primitivo y borde evolucionado de la muestra TANC-1812; (c) clinopiroxeno con zonación oscilatoria y en sector de la muestra TANC-1811.	36
Figura 21: Diagrama En-Fs-Wo de los cristales de ortopiroxeno (Morimoto et al., 1988) analizados en las lavas de El Astillero y El Pedregal.	37
Figura 22: Diagrama bivalente Mg# (Mg/ (Mg + Fe ²⁺) p.f.u.) vs. Cr ₂ O ₃ (wt. %), TiO ₂ (wt. %) y Al ₂ O ₃ (wt. %) para ortopiroxeno en las lavas de El Astillero y El Pedregal.	38
Figura 23: Diagrama An-Ab-Or (modificado de Deer et al., (2013)) para plagioclasa de las tefras de El Astillero.	38
Figura 24: Diagrama An-Ab-Or (modificado de Deer et al., (2013)) para plagioclasa de las lavas de El Astillero y El Pedregal.	39
Figura 25: Diagrama Fe ³⁺ -Al ³⁺ -Cr ³⁺ (Stevens, 1944) para espinelas en tefras de El Astillero.	40
Figura 26: Diagrama Fe ³⁺ -Al ³⁺ -Cr ³⁺ (Stevens, 1944) para espinelas en lavas de El Astillero y El Pedregal.	41
Figura 27: Diagrama de clasificación de anfíboles cálcicos restringido a Si < 6 (modificado de Leake et al., (2004)).	42
Figura 28: Diagrama sílice vs. alkalis total (diagrama TAS) (Le Bas et al., 1986), para vidrio analizado en tefras y lavas de El Astillero.	42
Figura 29: Diagrama de equilibrio tipo Rhodes Fo# olivino versus Mg# (Mg / (Mg + Fe ²⁺)) Roca total. La línea negra representa el valor de equilibrio entre olivino y fundido para un coeficiente de partición K _D = 0.29 ± 0.051 (Putirka, 2016), y las líneas segmentadas representan el error y por tanto el rango de equilibrio.	43
Figura 30: Diagrama de equilibrio tipo Rhodes Mg# clinopiroxeno versus Mg# (Mg / (Mg + Fe ²⁺ + Fe ³⁺)) Roca total. La línea negra representa el valor de equilibrio entre clinopiroxeno y fundido para un coeficiente de partición K _D = 0.28 ± 0.08 (Putirka, 2008), y las líneas segmentadas representan el error y por tanto el rango de equilibrio.	46
Figura 31: Diagrama de equilibrio tipo Rhodes Mg# ortopiroxeno versus Mg# (Mg / (Mg + Fe ²⁺)) Roca total. La línea negra representa el valor de equilibrio entre ortopiroxeno y fundido para un coeficiente de partición K _D = 0.26 ± 0.06 (Putirka, 2008), y las líneas segmentadas representan el error y por tanto el rango de equilibrio.	47
Figura 32: Diagrama de equilibrio tipo Rhodes Ca/Na plagioclasa versus Ca/Na*Al/Si Roca total. La línea negra representa el valor de equilibrio entre plagioclasa y fundido para un coeficiente de partición K _D = 0.28 ± 0.11 (Putirka, 2008) para temperatura > 1050°C, y las líneas segmentadas representan el error, y por lo tanto, el rango de equilibrio.	47
Figura 33: Diagrama Fo% versus temperatura (°C) para los macrocristales de olivino de tefras y lavas de El Astillero y El Pedregal. En sus ejes se encuentran los diagramas de densidad de distribución kernell para contenido de Fo# y temperatura. Se presenta la barra de error asociada al termómetro olivino-fundido dado por la ecuación (22) de Putirka, (2008).	49

Figura 34: Diagrama Fo% versus temperatura (°C) para los macrocristales de olivino de tefras y lavas de El Astillero y El Pedregal. En sus ejes se encuentran los diagramas de densidad de distribución kernell para contenido de Fo# y temperatura. Se presenta la barra de error asociada al termómetro de Ca en olivino dado por la ecuación (11) de Shejwalkar y Coogan (2013).	50
Figura 35: Diagrama presión (kbar) versus temperatura (°C) para los macrocristales y microcristales de clinopiroxeno de tefras y lavas de El Astillero y El Pedregal. En sus ejes se encuentran los diagramas de densidad de distribución kernell para presión y temperatura. También se presentan las barras de error asociadas al termómetro (ecuación 33) y barómetro (ecuación 30) clinopiroxeno-fundido dadas por Putirka, (2008).....	51
Figura 36: Diagrama presión (kbar) versus temperatura (°C) para los macrocristales y microcristales de clinopiroxeno de tefras y lavas de El Astillero y El Pedregal. En sus ejes se encuentran los diagramas de densidad de distribución kernell para presión y temperatura. También se presentan las barras de error asociadas al termómetro clinopiroxeno-fundido dado por la ecuación (2) y barómetro clinopiroxeno-fundido dado por la ecuación (1) de Wang et al., (2021).	51
Figura 37: Modelo de sistema alimentador de El Astillero y El Pedregal. (a) Fase explosiva y formación del cono de escoria de El Astillero, con la propagación y apertura del sistema, y formación de los depósitos de caída; (b) fase efusiva de El Astillero y mezcla de magmas; (c) cambio de conductos activos y formación del cono de lava de El Pedregal y la emisión de sus flujos de lava FL1 al FL4; (d) retroceso composicional y mezcla de magmas, y la emisión de los flujos de lava FL5a, FL5b y FL5c de El Pedregal. Los cristales verdes corresponden a olivinos (los cuales se representan con sus variaciones texturales), los azules corresponden a clinopiroxeno, los tabulares grises corresponden a plagioclasa, los octagonales grises corresponden a ortopiroxeno, los anaranjados corresponden a anfíbol y los negros corresponden a anfíboles opacíticos.	54

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Resumen de muestras estudiadas, junto con su centro eruptivo proveniente, fase eruptiva, tipo, composición, localización y tipo de análisis realizados. Secciones delgadas, geoquímica de roca total e isótopos realizados por Larrea et al. (2019; 2023).	23
--	----

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes Geológicos

El volcanismo corresponde a uno de los principales procesos formadores de rocas, y en consecuencia es uno de los procesos responsables en la evolución del planeta Tierra, siendo su estudio una oportunidad clave para comprender nuestro entorno. En particular, el volcanismo monogenético ha sido definido de distintas formas por diferentes autores a lo largo de los últimos años, refiriéndose a un volcán monogenético; como aquel volcán que solo tiene erupción una vez (Walker et al., 2000), aquellos que solo tienen erupción una vez en un breve periodo de tiempo (Takada, 1994), o aquellos que cesan de actividad luego de un episodio eruptivo (de Silva & Lindsay, 2015). Németh y Kereszturi (2015) notan que esta definición deja afuera a aquellos volcanes que no son poligenéticos pero que se forman en erupciones con múltiples fases eruptivas que representan múltiples pulsos de magma, los cuales reflejan los sutiles cambios en la tasa de ascenso magmático y la influencia local de condiciones externas que controlan al magma. Así, en este trabajo se sigue la definición dada por Németh y Kereszturi (2015) donde definen el volcanismo monogenético como un tipo de volcanismo caracterizado por volcanes volumétricamente pequeños, con estilos eruptivos y arquitecturas geomorfológicas variadas, los cuales se caracterizan por formarse o construirse mediante una erupción continua o bien varias pequeñas erupciones discontinuas alimentada(s) por uno o más pulsos magmáticos (Figura 1). Estos sistemas monogenéticos en superficie se manifiestan como campos de volcanes volumétricamente pequeños, los cuales son producto de erupciones restringidas a un breve periodo, y de pulsos de magma distintivos, diferenciándose de los típicos sistemas poligenéticos que construyen un gran edificio o varios edificios compuestos, con múltiples erupciones en periodos

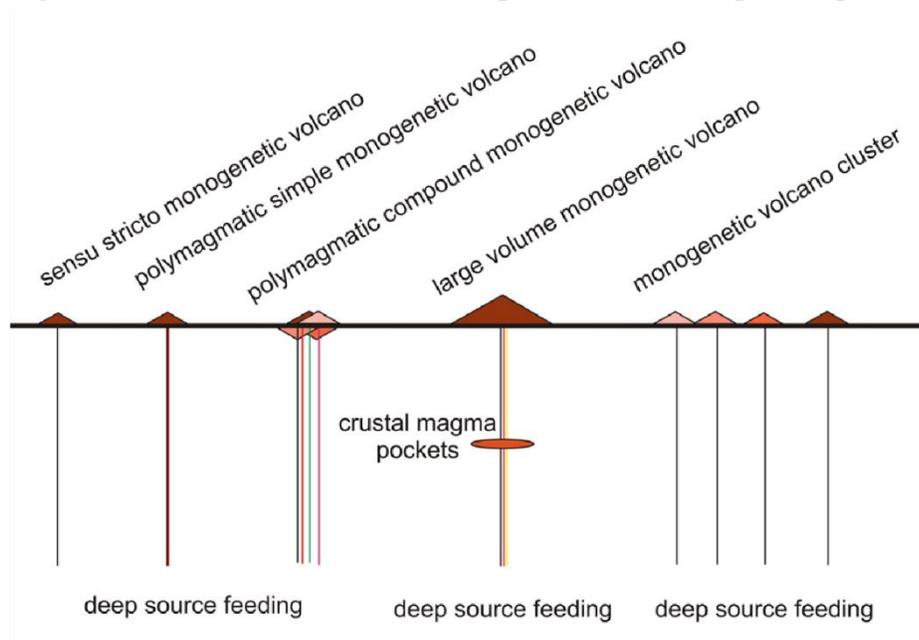


Figura 1: Diagrama de la variedad de volcanismo monogenético. Extraído de Németh y Kereszturi (2015).

largos, en los cuales los magmas en cada erupción tienen orígenes diversos (Smith & Németh, 2017).

En este tipo de volcanismo, los parámetros internos como lo son características físicas y químicas del magma, y los parámetros externos como topografía y flujo de agua subterráneo, juegan un rol fundamental en la construcción de volcanes volumétricamente pequeños y en la variedad en las cuales estos se presentan geomorfológicamente. Los estudios más recientes han encontrado que las variaciones geoquímicas sistemáticas en estos volcanes reflejan procesos magmáticos como extracción de fundido, o fraccionamiento profundo, recargas magmáticas, sistemas de conductos someros, o incluso información sobre los procesos de fusión parcial y el área fuente (Brenna et al., 2010; Valentine, 2012; Larrea et al., 2019b). Lo cual ha motivado en los últimos años a estudiar en detalle el volcanismo monogenético y en especial las variaciones geoquímicas de estos tipos de centros eruptivos, para establecer alguna relación con respecto a la morfología o bien el tipo de estilo eruptivo (Kereszturi et al., 2011). Lo anterior ha generado un aumento en el interés de estudiar la volcanología, la geoquímica, la geocronología, los controles estructurales y tectónicos involucrados en la construcción de campos monogenéticos, y en la necesidad de entender posibles riesgos y peligros que pudiesen estar condicionados a la ocurrencia de una erupción monogenética en cercanías de la población, y por tanto, poder desarrollar y emplear políticas y/o estrategias de monitoreo (Smith & Németh, 2017; Larrea et al., 2019a).

Investigar por tanto estas características y variaciones geoquímicas de los productos volcánicos monogenéticos, ofrece la oportunidad única de estudiar y entender las características físicas y químicas de la fuente, debido a que las variaciones geoquímicas se infieren que ocurren en las zonas o ambientes más cercanos a la fuente y/o a sistemas poligenéticos adyacentes (Németh & Kereszturi, 2015; Robidoux et al., 2020). Por otro lado, las variaciones químicas aleatorias (i.e., inevitables y no controladas en las mediciones) se relacionan con la sucesión estratigráfica volcánica de la erupción y del edificio volcánico, y por tanto, entregan información sobre los procesos fusión parcial en el sistema y los procesos de emplazamiento en superficie. Además, los factores involucrados en la estratigrafía de las sucesiones piroclásticas entregan información sobre como la fragmentación magmática da origen a los estilos eruptivos (Kereszturi et al., 2011). En conjunto, todas estas características físicas y químicas tanto internas como externas de los volcanes monogenéticos forman tendencias reconocibles espacial (Robidoux et al., 2020) y temporalmente dentro de un campo volcánico (Kereszturi et al., 2014; Hasenaka y Carmichael, 1985).

De esta forma, se vuelve importante el estudiar este tipo de magmatismo, y resulta fundamental integrar la información que se puede obtener mediante distintas técnicas como petrografía, geoquímica de roca total, geoquímica isotópica y química mineral, respondiendo a varias interrogantes, pudiendo interpretarse o reinterpretarse un mismo caso de estudio (e.g., Larrea et al., 2019b).

Este trabajo se contextualiza en el Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG) (Figura 2), el cual corresponde a una extensa distribución de centros eruptivos con actividad monogenética (40.000 km²), siendo el campo volcánico monogenético más extenso en México o incluso del planeta (Hasenaka y Carmichael, 1985), y en particular, en la región de Tancítaro – Nueva Italia

(~4400 km²) ubicada en la parte SW del CVMG (Ownby et al., 2011). En el CVMG se encuentra el volcán Parícutín que corresponde a la erupción histórica más joven y el caso más estudiado de la región (Luhr y Simkin, 1993; Hasenaka y Carmichael, 1985; Larrea et al., 2017; 2019b; 2021a), el volcán Jorullo (Rasoazanamparany et al., 2016a), los *clusters* Tacámbaro y Zacapu (Guilbaud et al., 2012, 2019; Reyes-Guzmán et al., 2018), y en la región de Tancítaro – Nueva Italia se encuentran los volcanes El Astillero y El Pedregal (Larrea et al., 2019a; 2023) al SW de los volcanes Parícutín y Tancítaro (ver Figura 2).

El Astillero y El Pedregal han sido estudiados previamente en cuanto a la geoquímica de elementos mayores y trazas de sus productos, y han sido propuestos como un caso de *cluster* en desarrollo (Larrea et al., 2019a), donde el estudio sobre su morfología, estratigrafía, petrografía, geoquímica, edades, como también distintos parámetros magnéticos, como magnetismo de roca, direcciones paleomagnéticas, paleointensidades y edades paleomagnéticas, en conjunto con su proximidad espacial permite relacionar genéticamente ambos centros eruptivos. La composición química de los productos emitidos por ambos centros eruptivos muestra en general una misma tendencia evolutiva, a excepción de los últimos flujos de lava de El Pedregal (Larrea et al., 2023). Además, tanto estratigrafía, como edades de C¹⁴ y paleomagnéticas (~500-700 AD) establecen que El Pedregal se formó después que El Astillero, luego de un breve periodo desde un par de meses hasta unas pocas decenas de años, relacionando la formación de ambos volcanes en una secuencia eruptiva (Larrea et al., 2019a). A pesar de lo anterior, no se tiene clara la relación que tienen entre sí, pudiendo corresponder ambos a expresiones en superficie de un mismo sistema magmático, como también podrían corresponder a sistemas magmáticos distintos. La geoquímica de roca total en la secuencia eruptiva muestra disminuciones en las tendencias de contenido de Mg# con respecto a la evolución que ésta sigue, observable en las tefras de El Astillero con respecto a sus primeros flujos de lava, y otra también en los últimos flujos de lava de El Pedregal, apuntando a procesos de recarga y mezcla de magmas, por pulsos magmáticos similares y/o distintos durante el transcurso de la erupción (Larrea et al., 2023).

De acuerdo con lo anterior, es que se motiva y realiza un estudio complementario en detalle de la química mineral de los productos volcánicos, tanto tefras como lavas, de El Astillero y El Pedregal, para establecer la relación genética a escala mineral entre ambos eventos eruptivos. Los análisis de química mineral permiten conocer la composición de las distintas fases minerales observadas en los productos volcánicos y permiten entender la naturaleza de éstas al establecer relaciones de equilibrio con respecto a la composición del fundido, desvelando los procesos magmáticos involucrados en el desarrollo de la erupción y estableciendo sus condiciones pre-eruptivas.

1.2 Hipótesis

- La química mineral para las distintas fases minerales objeto de estudio (olivino, clino- y ortopiroxeno, plagioclasa y espinelas) de los productos volcánicos es concordante con las variaciones geoquímicas observadas en la geoquímica de roca total, mostrando las mismas

disminuciones en sus contenidos de elementos mayores y trazas, y una evolución continua, reflejando un carácter cogenético en la secuencia eruptiva. La química mineral también es concordante con las texturas apreciables en las fases minerales, caracterizando distintas familias o poblaciones cristalinas cuyos orígenes a su vez reflejan los distintos procesos magmáticos predominantes en la evolución de la secuencia eruptiva, tales como recarga magmática y mezcla de magmas.

1.3 Objetivos

1.3.1 General

El estudio tiene como objetivo determinar las condiciones pre-eruptivas P-T, y descifrar las características del *plumbing system* que alimentó las erupciones de los volcanes monogenéticos El Astillero y El Pedregal.

1.3.2 Específicos

- Caracterizar petrográficamente los productos volcánicos de El Astillero y El Pedregal e identificar sus fases minerales, abundancias modales, texturas y variaciones composicionales.
- Interpretar datos de química mineral para olivino, clino- y ortopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti, para tefras y lavas de El Astillero y El Pedregal.
- Identificar diferentes familias cristalinas a través de equilibrio mineral-fundido en las fases minerales e interpretar su naturaleza en cada uno de los productos volcánicos objeto de estudio.
- Identificar los procesos magmáticos involucrados en la evolución de la erupción y comparar con la geoquímica de roca total.
- Determinar condiciones de P-T del sistema.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato (CVMG)

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) (Hasenaka y Carmichael, 1985) ubicado en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), corresponde a una extensa concentración de centros eruptivos, correspondientes a conos de escoria, conos de lava, domos, mares y pequeños volcanes tipo escudo, correspondientes a aproximadamente 1100 centros eruptivos que se encuentran en la parte norte del Estado de Michoacán y en la parte sur del Estado de Guanajuato. Hasenaka y Carmichael (1985), y Connor (1987) mencionan que, en los últimos 40.000 años, se han formado 78 volcanes, entre los cuales 16 centros eruptivos son Holocenos, 35 son Pleistoceno-medio y 27 son Pleistoceno-tardío, incluyendo las erupciones históricas de los volcanes Jorullo (1759) y Parícutin (1943) (Luhr y Simkin, 1993; Rasoazanamparany et al., 2016; Larrea et al., 2017; 2019b; 2021a).

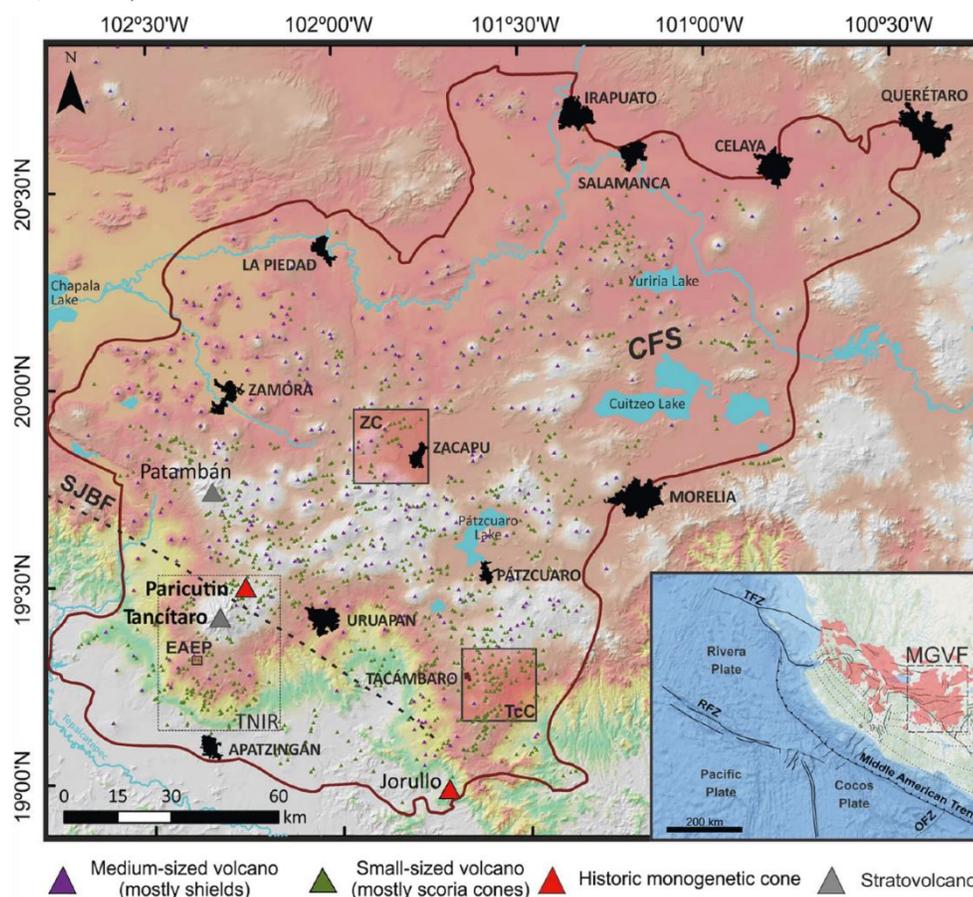


Figura 2: Modelo digital de elevación del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, delineado en rojo. Se muestra la ubicación de El Astillero y El Pedregal (EAEP), los clústeres Zacapu y Tacámbaro, los volcanes históricos Parícutin y Jorullo, y los estratovolcanes Tancitaro y Patambán. También se muestran los sistemas de falla San Juanico-Buenavista (SJBFB) y Cuitzeo (CFS), y la región de Tancitaro-Nueva Italia (TNIR). El recuadro corresponde a un mapa geotectónico de México con la ubicación del Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (MGVF) con respecto al Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Extraído de Larrea et al. (2019). Se muestran las zonas de fracturas mayores correspondientes a la Zona de Fractura Tamayo (TFZ), Zona de Fractura Rivera (RFZ), Zona de Fractura Orozco (OFZ) y también se muestran las profundidades de las placas subducidas Riviera y Cocos.

El CVMG posee una extensión en área de 40.000 km² y se caracteriza por su actividad volcánica monogenética, donde aproximadamente un 90% de los centros eruptivos son conos de escoria, y si bien carece de grandes volcanes compuestos en comparación con otras regiones del CVTM, tiene 2 estratovolcanes; los volcanes Patambán y Tancítaro, volcanes tipo escudo, domos de lava, y maares en menor cantidad (Hasenaka y Carmichael, 1985; Connor, 1987). Si bien no se tienen claras las razones, se cree que la gran concentración de volcanes monogenéticos en este campo volcánico se debe a la configuración geométrica única y particular de la zona de subducción que estaría controlando la ubicación, migración y extensión en área del magmatismo (Kim et al., 2012). Los centros eruptivos del CVMG, en gran mayoría, se encuentran situados en un plateau con tendencia E-W, coincidiendo con el eje de la cordillera del CVTM.

El CVMG se construye sobre rocas ternarias, principalmente, rocas intrusivas félsicas y silíceas, correspondientes a granitos, cuarzo-monzonitas y cuarzo-dioritas, y sobre lavas basálticas y andesíticas que subyacen al CVTM (Williams, 1950). Según Hasenaka y Carmichael (1985), aproximadamente un 75% de los volcanes del CVMG, están ubicados entre 200 y 300 km desde la Fosa Central Americana, donde la mayoría se concentra a los 250 km de ésta, y donde si bien después de los 300 km la cantidad de centros disminuye, el cono de escoria más distante está a 440 km de la fosa. Estos volcanes están distribuidos de manera aleatoria, y de manera global no hay un consenso entre diferentes autores sobre si siguen un lineamiento u orientación, aunque algunos autores establecen que de manera local están alineados E-W en la parte norte, ENE en la parte central y NE en la parte sur del campo volcánico (Williams, 1950; Hasenaka y Carmichael, 1985). Por otro lado, Connors et al. (1987) establecen una distribución y lineamientos en relación con la altura del centro eruptivo, donde volcanes menores a 240 m de altura se encuentran en la zona sur y con tendencia N35E, y volcanes iguales o mayores a 300 m de altura se encuentran en la zona norte, y donde en la parte central del campo volcánico se muestra una tendencia N60W.

Hasenaka y Carmichael (1985) analizan la composición de los productos volcánicos de los aproximadamente 1100 centros eruptivos, que varían desde basaltos de olivino, andesitas basálticas, andesitas de piroxeno y hornblenda calco-alcalinas, a basaltos de olivino y basanitas alcalinas. El contenido en SiO₂ del material volcánico varía según la morfología del centro eruptivo, donde los productos volcánicos de los conos de escoria poseen un rango composicional entre 45 a 65% de SiO₂, o mayor en caso de muestras de volcanes tipo escudo y lavas más densas, aunque los productos volcánicos de algunos volcanes escudo coetáneos a conos de escoria tienen productos con 57 a 63% de SiO₂.

Temporalmente los productos volcánicos también presentan variabilidad; las rocas alcalinas se encuentran en los conos morfológicamente más viejos, mientras que los conos de escoria y de lava con edades calibradas en ¹⁴C y K-Ar menores a 40.000 años (Hasenaka y Carmichael, 1985) poseen productos volcánicos con composiciones transicionales y calco-alcalinas. El volcanismo cuaternario más reciente presenta productos coetáneos de composiciones tanto calco-alcalinas como alcalinas, particularmente cerca de la Fosa Central Americana.

Espacialmente, las lavas alcalinas varían su composición, donde poseen alto contenido de MgO en la zona sur, entre 200 a 270 km de la fosa, y bajo contenido de MgO en la zona norte entre 350 a

400 km de la fosa. Por otro lado, las lavas calco-alcálicas varían de manera similar donde los basaltos con alto contenido de MgO y las andesitas con bajo contenido en sílice solo se encuentran entre 200 a 270 km de la fosa (Hasenaka y Carmichael, 1987). En general, existe un cambio composicional con respecto a la distancia de la Fosa Central Americana, que se ve reflejado para el MgO, Cr, y Ni; muestras con el mismo contenido de SiO₂ son enriquecidas en elementos compatibles cuanto más cercanas están a la fosa, y empobrecidas en volcanes alcalinos alejados de ésta. Por otro lado, se observa una tendencia contraria en elementos como el P, Zr y K₂O (Hasenaka y Carmichael, 1985; 1987).

Johnson et al., (2009) proponen mediante modelación termal y datos geoquímicos, que la generación de los magmas en el CVMG tiene su origen en un manto heterogéneo, rico en agua y metasomatizado por la adición de fluidos derivados de la deshidratación del slab subducido, de origen pelítico, lo cual ha sido evidenciado por diversos trabajos en volcanes Holocenos como el Parícutin (Larrea et al., 2021), Jorullo (Rasoazanamparany et al., 2016a), el *cluster* Tacámbaro (Guilbaud et al., 2019) y El Astillero y El Pedregal (Larrea et al., 2023 en revisión).

2.2 Volcanismo Monogenético Holoceno del CVMG

En el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Figura 2), diversos autores han estudiado 2 erupciones monogenéticas históricas, la del volcán Jorullo (1759), y la del volcán Parícutin (1943) de la cual se tiene un registro histórico detallado. Además, se han estudiado dos *clusters* Holocenos más en el CVMG, Zapacu y Tacámbaro, y su estudio permite entender el comportamiento del volcanismo monogenético reciente, ayudando a comprender de mejor manera erupciones holocenas prehistóricas como la de El Astillero y El Pedregal.

2.2.1 Volcán Parícutin

El volcán Parícutin corresponde al cono de escoria más joven del CVMG, localizado aproximadamente 320 km al oeste de Ciudad de México (Figura 2). Su formación tuvo lugar el 20 de febrero en 1943 y la erupción duró aproximadamente 9 años, teniendo fin el día 4 de marzo de 1952 (Luhr y Simkin 1993). Luhr y Simkin (1993) establecen 23 fases eruptivas con respecto a la fecha de erupción de los flujos, delimitando el área cubierta por éstos. La erupción se caracteriza por un inicio con actividad explosiva estromboliana asociada con la apertura del sistema magmático (Albert et al., 2020) y luego tiene una transición a actividad efusiva con la emisión de flujos de lava (Williams, 1950; Luhr y Simkin 1993).

El campo de lava del volcán Parícutin tiene una topografía tipo escudo, alcanzando 5 km de largo y 245 m sobre el nivel topográfico, los flujos de lava cubren un área de 25 km² y tienen un volumen estimado de 1.764 km³ (no equivalente de roca densa) (Larrea et al., 2017). Las lavas del Parícutin tienen un rango composicional que varía entre andesitas-basálticas a andesitas con respecto a la

clasificación TAS (c.f. Le Bas et al., 1986) y pertenecen a la serie media de K, donde durante la erupción únicamente se emitió lava de composición andesita-basáltica durante los primeros tres años, y luego desde 1946 se emitió únicamente andesita, siendo la andesita-basáltica el producto composicional más abundante en volumen. Los productos volcánicos muestran un cambio mineralógico a lo largo de la erupción, en un inicio correspondiendo a andesitas-basálticas de olivino con 54 wt. % SiO₂ para luego cambiar a andesitas de ortopiroxeno y clinopiroxeno, pobres en olivino (<1%) con >60 wt. % de SiO₂ (Larrea et al., 2017).

Los elementos incompatibles como La y Ba presentan una correlación positiva con el aumento de sílice, al contrario, elementos traza compatibles como el Ni, Cr y Sc presentan correlaciones negativas con el aumento de sílice. Todas las muestras presentan altas razones de Th/Nb, bajas de Ce/Pb y Nb/U con respecto a composiciones MORB y OIB típicas. Las muestras con SiO₂ > 56 wt. % muestran una correlación con las razones de Th/Nb, Ce/Pb y Nb/U, presentando un aumento en Th/Nb, y una disminución en Ce/Pb y Nb/U, con respecto al aumento de sílice, similar a composiciones de corteza continental. Lavas y tefras muestran un enriquecimiento de tierras raras livianas (LREE), y un empobrecimiento en tierras raras pesadas (HREE) con respecto a composiciones N-MORB. Además, el patrón de elementos traza normalizado a N-MORB presenta un patrón típico de arco volcánico, con un enriquecimiento en elementos LILE como el Rb, Ba, K, Pb y Sr, y un empobrecimiento de los elementos HFSE como el Nb y Ta (Larrea et al., 2019b).

Muestras de tefras y lavas poseen amplias variaciones en las razones de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70380-0.70415), ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0.512845-0.512733). Todas las muestras poseen correlaciones positivas en las razones ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (18.608-18.713), ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (15.559-15.626) y ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb (38.280-38.560). Muestras de xenolitos y de rocas de basamento presentan firmas más radiogénicas en Sr y Pb y menos radiogénicas en Nd, con respecto a las lavas y tefras del Parícutin. Estas firmas isotópicas, mientras la erupción progresa con respecto al tiempo, se vuelven más radiogénicas en Sr y Pb, y menos radiogénicas en Nd, tendiendo a las composiciones de los xenolitos y granitos del basamento, aunque opuesto a las composiciones de los xenolitos de la corteza inferior mexicana (Larrea et al., 2019b). Las razones de ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os en tefras y lavas varían entre 0.1258 a 0.1555, en un rango de contenido de Os entre 2 a 37 ppt, mientras que los xenolitos y rocas del basamento muestran una amplia variación de ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os entre 0.1281 y 1.4141 en un contenido de Os entre 0.5 a 27 ppt. Todas las muestras, excepto por dos lavas y un xenolito son más radiogénicas que los valores del manto superior primitivo (Meisel et al., 1996).

El volcán Parícutin fue considerado como un ejemplo clásico de diferenciación magmática, por asimilación cortical progresiva y cristalización fraccionada, pero Larrea et al. (2019b) reinterpretan la petrogénesis del Parícutin. Los mencionados autores realizan un modelo para evaluar el rol de la asimilación cortical y cristalización fraccionada como principal proceso petrogénético, el cual para valores de 50 y 75% de asimilación no logra reproducir todas las tendencias en los sistemas isotópicos. Por otro lado, los contenidos de elementos mayores y trazas son compatibles con procesos de cristalización fraccionada, pero sin involucrar asimilación cortical, a lo cual Larrea et al., (2019b) realizan un modelo que explica la evolución de tefras y lavas con cristalización fraccionada en un sistema abierto, consistiendo en una evolución compleja del sistema con recarga

de magmas parentales co-genéticos. En adición a lo anterior, consideran también las variaciones isotópicas en un nuevo modelo, el cual evalúa el rol de un manto heterogéneo metasomatizado en conjunto con cristalización fraccionada. Este modelo reproduce las signaturas isotópicas de Sr-Nd-Pb y además es consistente con los contenidos de Os, lo que atribuyen a una menor deshidratación en el antearco (Larrea et al., 2019b). En este modelo de manto heterogéneo, los cambios composicionales y temporales de los productos volcánicos se atribuyen a cambios o variaciones de la fuente mantélica, acompañada de cristalización fraccionada y recarga magmática, pero sin incidencia importante o significativa de asimilación cortical, en contraposición a trabajos previos como los de Wilcox (1954) y McBirney et al. (1987).

Adicionalmente Larrea et al. (2021a) realizan un estudio a detalle las fases minerales de olivino, clino- y ortopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti, de los productos volcánicos del volcán Parícutín, estudiando la química mineral, termobarometría, y tiempos de residencia en olivino. Los macrocristales de olivino en las tefras presentan contenidos de Fo#, CaO y NiO mayores, y de MnO menores en las tefras tempranas en contraste con las tefras tardías y las lavas. Los macrocristales de olivino se hacen menos abundantes mientras progresa la erupción, predominando macrocristales esqueléticos con zonados oscilatorios en tefras tempranas y macrocristales con zonados normales en tefras tardías y lavas. Además, el cambio composicional de los olivinos es brusco desde el núcleo al borde, y en general, la composición a medida que la erupción progresa cambia a composiciones más evolucionadas. A pesar de esta tendencia general, el contenido de Mg# evoluciona siguiendo una tendencia con dos inversiones, las cuales también fueron descritas en el comportamiento de la química de roca total, y se interpretaron como eventos de recarga del sistema (Larrea et al., 2021a). Se presentan bordes de reacción de ortopiroxeno en olivino, y los microcristales presentan contenidos de Fo# equivalentes a los bordes de los macrocristales (Larrea et al., 2021a).

Los macrocristales de piroxeno se presentan en tefras tempranas y en lavas evolucionadas composicionalmente. Los macrocristales de ortopiroxeno se presentan pobremente zonados en tefras, y con zonación normal y oscilatoria en lavas. Por otro lado, macrocristales de clinopiroxeno se presentan con zonación oscilatoria. Es común que se asocien en texturas glómero-porfídicas (Larrea et al., 2021a).

Los macrocristales de plagioclasas se presentan mayormente en las tefras tempranas, presentan zonación oscilatoria, y presentan composiciones que varían entre bytownita a labradorita, por otro lado, los microcristales son principalmente labradorita. En lavas se presentan como macrocristales de plagioclasas con textura sieve también variando de bytownita a labradorita, y los microcristales varían entre labradorita y andesina (Larrea et al., 2021a).

Los microcristales de espinela se presentan como inclusiones en macrocristales y en la masa fundamental. Los que se presentan como inclusiones, lo hacen como cristales aislados, o como cúmulos o cadenas. Los que se presentan como inclusiones en olivino tanto en tefras como lavas, corresponden a cromo-espinelas, con contenidos de Cr# $[\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})]$ por fórmula unitaria] y $\text{Fe}^{3+\#}$ $[\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al}) \text{ p.f.u.}]$ y TiO_2 que aumentan mientras progresa la erupción y con contenidos de Mg# que disminuyen. Algunas de estas espinelas contenidas en macrocristales de olivino con zonación compleja, presentan zonación, donde el borde se vuelve similar en Cr#, más rico en Fe^{3+}

y TiO₂, y más pobre en Mg#. Las espinelas contenidas en clinopiroxeno corresponden a titanomagnetitas, y las que se encuentran en la masa fundamental corresponden a titanomagnetitas y magnetitas, y siguen la misma tendencia que las cromoespinelas, con aumento en Fe³⁺ y TiO₂ (Larrea et al., 2021a).

Larrea et al. (2021a) reportan valores de temperatura entre 1042 a 1120°C y presiones hasta 800 MPa. Los valores de presión indicarían la descompresión repetitiva del sistema a lo largo de la erupción, lo cual es consistente con el modelo de cristalización fraccionada y sistema abierto realizado por Larrea et al. (2019b). El modelo de manto heterogéneo y cristalización fracciona propuesto por Larrea et al. (2019b), el cual reproduce los magmas del Paricutin para valores de temperatura de 950 a 1176°C y presiones de 100 a 300 MPa, también es consistente con los valores estimados en macrocristales de ortopiroxeno, y además es consistente con valores de estancamiento de 245 a 100 MPa calculados en inclusiones vítreas en olivinos (Luhr, 2001).

2.2.2 Volcán Jorullo

El volcán Jorullo corresponde, después del volcán Paricutin, al cono de escoria más joven en el CVMG. Este se ubica en el frente más al sur del CVTM (Guilbaud et al., 2011; Figura 2). El volcán Jorullo y sus conos satélites, Volcán del Norte, Volcán de En medio, Volcán del Sur y un cono sin nombre, tuvieron erupción desde 1759 y se reportaron sin actividad en 1774, habiendo emitido un total de 2 km³ entre depósitos piroclásticos y flujos de lava. Luhr y Carmichael (1985) reportan que la etapa temprana de la erupción (1759 a 1764) consistió principalmente en actividad piroclástica, la cual cubrió el área con depósitos de caída, con la actividad más violenta durante 1764. Por otro lado, Gadow (1930) reporta que la emisión de la mayoría de los flujos de lava ocurrió durante 1760 y 1764.

Guilbaud et al. (2009) y Rasoazanamparany et al. (2016) reportan un total de 7 fases eruptivas. Las fases tempranas 1 y 2 se presume fueron emitidas por múltiples conductos al sur del cono principal Jorullo, la fase 3 corresponde al colapso de los conos satélites (Volcán del Norte, de En medio y del Sur) sin emplazamiento de nuevos flujos de lava, y las lavas emitidas durante las fases 4 a 7 fueron principalmente del cono principal. La actividad piroclástica, emitida principalmente del cono principal, fue en mayoría durante las fases 3 a 4, con actividad menor después de la fase 7 (Rasoazanamparany et al., 2016).

Composicionalmente, los productos volcánicos varían entre basaltos a andesitas basálticas y traquiandesitas basálticas, con respecto a la clasificación de Le Bas et al. (1986). Las tefras y lavas del Jorullo varían su contenido de SiO₂ de 52 a 55 wt. % y el contenido de MgO de 4.7 a 10.3 wt. %. Tanto tefras como lavas abarcan todo el rango composicional. Las lavas generalmente se enriquecen en sílice a medida que erupción progresa y además reflejan una evolución compleja según las tendencias de los contenidos de SiO₂ y MgO. Por otro lado, se observa una correlación en cuanto a los contenidos de MgO, donde muestras con contenidos de MgO > 8 wt. %, tienden a tener contenidos bajos de TiO₂ (0.7 a 0.8 wt. %) con correlación negativa, al contrario, las muestras

con contenidos de MgO < 8 wt. % tienden a tener contenidos altos de TiO₂ (0.92 a 0.98 wt. %) con correlación positiva (Rasoazanamparany et al., 2016).

De manera similar, la abundancia de elementos traza también posee correlación con respecto al MgO. Elementos incompatibles como La, Ba y Sr presentan correlación negativa con el contenido de MgO, al igual que la razón de La/Yb. Por el contrario, elementos compatibles como Ni, Cr y Sc, muestran correlación positiva con el contenido de MgO. Todas las muestras poseen bajas razones de Ce/Pb (<10) y Nb/U (<20) con respecto a composiciones MORB y OIB típicas, pero similares con respecto a composiciones de basaltos de arco de isla y corteza continental. Las razones de Ce/Pb y Nb/U no poseen una correlación clara con respecto al MgO, pero si se observa una leve disminución a medida que disminuye el MgO en las muestras con bajo contenido de MgO (< 8 wt. %). Las muestras presentan un patrón de elementos traza típico de arco, con enriquecimiento de elementos LILE como Cs, Rb, K, Ba, Pb y Sr, y un empobrecimiento de elementos HFSE como Nb, y Ta (Rasoazanamparany et al., 2016).

Las tefras y lavas del volcán Jorullo presentan amplios rangos en ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70376-0.70402), ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0.512804-0.512853), ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf (0.282969-282999), ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (18.618-18.659), ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (15.572-15.591) y ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb (38.336-38.425). Los contenidos de ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os presentan una variación más limitada (0.1231-0.1616), con contenidos de Os de 6 a 173 ppt, aunque las muestras con contenidos >10 ppt el contenido de ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os de 0.1231 a 0.1407. Todas las muestras con excepción de una tefra presentan contenido de ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os más radiogénico que MORB mantélico empobrecido y manto superior primitivo (Meisel et al., 1996).

Las tendencias de elementos mayores y trazas de tefras y lavas del Jorullo son compatibles con un modelo de cristalización fraccionada en un sistema cerrado, aunque un grado variable de fusión parcial de una fuente común o de asimilación cortical con cristalización fraccionada (AFC) podría explicar las tendencias en elementos incompatibles como La, Ba, Nb, Zr y Rb con respecto a la disminución de MgO. La fusión parcial podría fraccionar los valores de La/Yb, no así los valores de Ce/Pb y Nb/U. El fraccionamiento de anfíbol podría explicar parcialmente las tendencias de Ce/Pb y Nb/U, pero las muestras con bajos contenidos en estas razones con respecto a MORB y OIB, en las muestras de bajo y alto MgO, requerirían un involucramiento de la corteza en la petrogénesis de los productos volcánicos, ya sea por contaminación a profundidades someras o bien reciclaje de la corteza en el manto (Rasoazanamparany et al., 2016).

Rasoazanamparany et al. (2016) realizan un modelo para evaluar el rol de un manto heterogéneo metasomatizado en la petrogénesis de los magmas del Jorullo. Este interpreta la composición del manto pre-subducción como una tipo NMEP (por las siglas en inglés de Provincia Extensional del Norte de México), y los componentes de la subducción como sedimentos y corteza oceánica alterada. Este modelo reproduce la geoquímica de elementos traza e isótopos tanto para las muestras altas como bajas en MgO. El manto tipo NMEP se vería metasomatizado por un primer componente derivado de la subducción formando al grupo bajo en MgO, y también por un segundo componente derivado de la subducción formando al grupo alto en MgO. Cronológicamente, la fusión parcial del manto metasomatizado por ambos componentes daría pie a la emisión del magma rico en MgO, este además formaría una cámara magmática somera, luego la fusión parcial del

manto metasomatizado por solo el primer componente de subducción daría pie a la erupción del magma bajo en MgO, y finalmente la emisión del último flujo de magma rico en MgO que había quedado almacenado en la cámara magmática somera.

2.2.3 Cluster Tacámbaro

El área de Tacámbaro-Puruarán, corresponde a una región ubicada al NE del volcán Jorullo, en las cercanías con el margen sur del CVMG (Figura 2). Según Guilbaud et al. (2012), corresponde a una de las partes más activas durante el holoceno en el CVMG, mostrando una gran cantidad de centros eruptivos jóvenes. Guilbaud et al. (2012) reportan un total de 114 volcanes Cuaternarios, de los cuales 17 se estiman Pleistocenos-tempranos, 61 Pleistocenos-medios, 18 Pleistocenos-tardíos y 18 Holocenos, basándose en estratigrafía, radiometría, morfología y dataciones mediante C^{14} y $^{40}Ar/^{39}Ar$.

Composicionalmente, los productos volcánicos varían entre basaltos a dacitas, algunos teniendo contenidos altos de álcalis y en particular altos en K. El producto volcánico más abundante en términos de volumen corresponde a andesita basáltica, seguido de la andesita. Además, los volcanes individuales que presentan productos con un amplio rango composicional, típicamente andesita basáltica a andesita, constituyen a un ~28% en volumen, y corresponden todos a conos de escoria (Guilbaud et al., 2012)

Temporalmente, los basaltos solo se presentan en erupciones ocurridas hace 2 a 1 Ma, las andesitas aumentan y abundan a medida que disminuye la edad, las basalto-andesitas aumentan hasta hace ~1 Ma para luego disminuir hasta el presente, y las dacitas disminuyen hasta hace 100 ka, y están ausentes hasta el presente (Guilbaud et al., 2012).

Los volcanes en el área de Tacámbaro-Puruarán, comúnmente se presentan alineados con tendencias ENE a NE, exceptuando aquellos situados al Este, los cuales se alinean con tendencias NNW-SSE. Nada indica que en un evento se hayan formado varios conos, o bien por otro lado, que un cono individual haya tenido múltiples emisiones, siendo cada cono la representación de una única erupción monogenética. La distribución de volcanes de diferentes tipos morfológica y composicionalmente en estos lineamientos es aleatoria, exceptuando los volcanes que se formaron en periodos relativamente cortos (entre decenas a miles de años) que sí tienden a estar alineados (Guilbaud et al., 2012). El magmatismo del clúster Tacámbaro, tiene la característica de estar agrupado espacial y temporalmente, y ser alimentado por el ascenso repetitivo de pequeños pulsos de magma (Guilbaud et al., 2012).

Las fases minerales de los productos volcánicos corresponden principalmente a macrocristales de olivino como la fase mineral dominante, plagioclasa, clino- y ortopiroxeno, y hornblenda, en menores proporciones. Además, biotita, apatito, feldespato potásico y cuarzo ocurren ocasionalmente en bajas cantidades. El ortopiroxeno ocurre únicamente en muestras con sílice mayor a 58 wt. %, la hornblenda con sílice mayor a 60 wt. %, y biotita únicamente en dacitas. Las

muestras alcalinas correspondientes a traqui-andesita contienen biotita, y las muestras de traqui-basalto contienen hornblenda. Los óxidos de Fe-Ti ocurren como microlitos y decrecen con el aumento de sílice (Guilbaud et al., 2019). Los fenocritales de olivino, se presentan comúnmente con zonaciones normales, esqueléticas y con inclusiones de espinelas ricas en Cr. En las muestras de andesita, estos olivinos presentan bordes de reacción de clinopiroxeno, los cuales crecen en bordes reabsorbidos. Las plagioclasas presentan en general texturas de desequilibrio. En general, los núcleos tanto de olivino como plagioclasa tienen composiciones más primitivas que los bordes. Los fenocristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno y hornblenda presentan núcleos reabsorbidos, que presentan composiciones diferentes a los bordes de crecimiento (Guilbaud et al., 2019).

Guilbaud et al. (2019) reportan que en general las muestras poseen bajos contenidos de Nb similares a la mayoría de rocas del CVTM. Todas las muestras presentan razones bajas de Nb/U en comparación a los MORB y OIB típicas, y no varían según el contenido de MgO. Todas las muestras, incluidas las alcalinas, muestran un patrón de elementos traza normalizado a N-MORB típico de arco, con enriquecimiento de elementos LILE (como Sr, Rb, Ce, Ba, Th) y anomalías negativas de Ta y Nb, donde una única muestra con enriquecimiento de plagioclasa muestra anomalías negativas de Eu y Sr. Las muestras alcalinas y transicionales están mayormente enriquecidas en elementos LILE en comparación con las muestras calcoalcalinas, pero tienen contenidos similares en cuanto a elementos HFSE. Las muestras alcalinas si bien son distintas a las rocas alcalinas tipo OIB observadas en otras partes del CVTM, tienen muchas similitudes con las lavas alcalinas potásicas que abundan en el Oeste del CVTM (bajas en contenido de Nb y enriquecimiento en elementos LILE) (Guilbaud et al., 2019).

Las muestras calcoalcalinas muestran amplias variaciones en las razones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70317-0.70416), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51276 – 0.51295), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.49-18.73), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.53-15.59) y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.12-38.48). Por otro lado, las muestras transicionales y alcalinas muestran una menor variación en las razones isotópicas y en promedio tienen valores mayores en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70400-0.70433), menor en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51278 – 0.51294), mayor en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.61-18.71), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.56-15.61) y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.31-38.52). Las razones de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ en las muestras más primitivas (aquellas con contenido de Ni > 134 ppm) es menos variable y en promedio son mayores en las muestras transicionales y alcalinas (0.138-0.226) que en las muestras calcoalcalinas (0.126-0.222). El contenido de Os se relacionan inversamente con la razón de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, variando entre 17 a 150 en muestras calcoalcalinas y de 7 a 122 en muestras transicionales a alcalinas (Guilbaud et al., 2019).

Guilbaud et al. (2019) mencionan evidencias texturales y mineralógicas en algunas muestras, como plagioclasas zonadas en las lavas toleíticas, las cuales poseen una geoquímica de elementos mayores y trazas distinta a las demás muestras, incluso compartiendo la anomalía de Eu distintiva las rocas intrusivas del basamento. Otros ejemplos, corresponden a los de xenolitos gabroicos en lavas traqui-andesitas, con composiciones distintas a las demás muestras y teniendo contenidos altos en Rb, Zr y Th, similar a las rocas intrusivas del área. Estos ejemplos sugieren que estos flujos de lava sufrieron un grado de asimilación cortical. De igual manera, Guilbaud et al. (2019) mencionan que estos casos corresponden a excepciones, señalando que la geoquímica isotópica

refleja que la asimilación cortical no es un proceso predominante ni común en el área de Jorullo-Tacámbaro.

Por otro lado, los núcleos reabsorbidos de los fenocristales de todas las fases minerales con composiciones primitivas, con excepción en los olivinos de basaltos y andesita basálticas, reflejan mezcla de pulsos de magma composicionalmente similares (Guilbaud et al., 2019). Guilbaud et al. (2019) mencionan que las andesitas contienen olivinos en desequilibrio con la composición del fundido y además se encuentran rodeados con bordes de reacción de clinopiroxeno. Esto lo interpretan como una posible evidencia de inyección de pulsos de magmas más máficos, los cuales cargarían en cristales relativamente primitivos al sistema magmático a profundidades someras. Este proceso, además, desestabilizaría al sistema, cambiando la composición del fundido, aumentando temperatura y contenido de agua, siendo la causa de la textura sieve evidenciada en microfenocristales de plagioclasa. De manera similar, ocurre en fenocristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno y hornblenda, en andesitas con contenido de sílice medio a alto, los cuales presentan núcleos reabsorbidos con bordes irregulares, reflejando posibles procesos de recarga magmática o cambios en las condiciones de cristalización. Además, Guilbaud et al. (2019) mencionan que el zonado oscilatorio de los microfenocristales podría reflejar procesos convectivos en una cámara magmática de corta vida. Otros autores (e.g., Nemeth et al., 2003; Coote & Shane, 2018) también han reportado estos procesos en erupciones monogenéticas.

Guilbaud et al. (2019) establecen, según las tendencias en MgO, CaO, FeO, MnO y en menor medida TiO₂, que los magmas calcoalcalinos, y los alcalinos y transicionales, se originarían a partir de magmas parentales similares. El alto contenido de Na₂O, K₂O y P₂O₅ en los magmas alcalinos y transicionales indicarían una génesis en un menor grado de fusión parcial de una fuente similar, lo cual también se evidenciaría en la razón de La/Yb, en comparación a las muestras calcoalcalinas. Por otro lado, el bajo contenido de Al₂O₃ de las muestras alcalinas y transicionales indicarían una mayor profundidad en la fusión parcial (Guilbaud et al., 2019).

Guilbaud et al. (2019) realizan un modelo para evaluar el rol de la asimilación cortical y cristalización fraccionada (AFC) como proceso petrogenético, el cual reproduce los contenidos de Os y razones de ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os, sugiriendo que el Os varía según el grado de (AFC), pero debido a la falta de correlación con los isótopos de Sr-Nd-Pb, descartan al AFC como proceso responsable de las variaciones en elementos traza e isótopos. De igual manera, realizan un modelo para evaluar el rol de una fuente de manto heterogéneo como mecanismo petrogenético, el cual considera al menos dos componentes involucrados, sedimentos terrígenos y pelágicos, y corteza oceánica alterada. Este modelo, reproduce las firmas isotópicas y contenidos de elementos traza, no así elementos altamente móviles como Cs, Rb, Ba y Pb, lo que Guilbaud et al. (2019) señalan que podría deberse a una pérdida durante una deshidratación en el antearco.

2.2.4 Cluster Zacapu

Los *clusters* de Zacapu se encuentran localizados al W de la cuenca lacustre Zacapu y al NW de la ciudad de Zacapu (Figura 2). Por ella cruzan fallas normales activas como la Falla Villa Jiménez, las cuales pertenecen al Sistema de Fallas Cuitzeo, y siguen tendencias ENE-WSW (Kshirsagar et al., 2015; 2016). Debido a que varios centros eruptivos se encuentran siguiendo tendencias ENE-WSW, Reyes-Guzmán et al. (2018) presumen que las erupciones fueron alimentadas por diques emplazados en las fallas durante el ascenso del magma a superficie.

Según Siebe et al. (2013) los productos volcánicos que cubren la cuenca lacustre son todos más jóvenes que 2.1 Ma (siendo productos Pleistocenos a Holocenos), y presentan la menor variación en composición química que otros productos estudiados del CVMG.

Reyes-Guzmán et al. (2018) reportan un total de 47 volcanes, de los cuales 9 son Pleistocenos-tempranos, 18 Pleistocenos-medios, 15 Pleistocenos-tardíos y 5 Holocenos, basándose en la estratigrafía, morfología y en edades calibradas en C^{14} y $^{40}Ar/^{39}Ar$. Estas edades, además, revelan la ocurrencia de dos *clusters* en temporalidad, el primero en el Pleistoceno durante 27,000 a 21,300 AC, el cual incluye 4 volcanes, luego de un periodo de 20,000 años donde solo tuvo lugar la formación de un solo volcán, se forma el segundo clúster en el Holoceno durante 1479 a 900 AC con 5 erupciones. El segundo clúster también se encuentra más restringido espacialmente, donde sus centros se encuentran a menos de 3 km (Reyes-Guzmán et al., 2018)

Morfológicamente, Reyes-Guzmán et al. (2018) reconocen 19 flujos de lava viscosos, coulées, conos de escoria, volcanes tipo escudo, domos y maares en orden de abundancia. Temporalmente, los flujos de lava y conos de escoria se formaron en todo el periodo de tiempo desde el Pleistoceno-temprano al Holoceno, mientras que los volcanes tipo escudo solo se formaron durante el Pleistoceno-medio a temprano, y domos únicamente durante el Pleistoceno-tardío a medio (Reyes-Guzmán et al., 2018).

Composicionalmente, la mayoría de los productos volcánicos corresponden a andesitas, aunque también hay andesitas basálticas y dacitas, y en menor cantidad, riolitas y variedades alcalinas, mientras hay ausencia de basaltos. La andesita corresponde al producto más voluminoso (86 vol.%), seguido de la dacita (8 vol.%), traqui-andesita basáltica (3 vol.%), andesita basáltica (2 vol.%) y riolita (0.3 vol.%). Los productos holocenos varían entre traqui-andesita basáltica a andesita rica en SiO_2 , incluso dacita, siendo la andesita el producto más común (Reyes-Guzmán et al., 2018).

3. ESTUDIOS PREVIOS EN EL ASTILLERO Y EL PEDREGAL

Si bien hay autores que han estudiado muestras puntuales de productos volcánicos de El Astillero (Johnson et al., 2009; Ownby et al., 2011), Larrea et al. (2019a;2023) han estudiado en detalle la erupción, realizando el mapeo en detalle de los flujos de lava y centros eruptivos, caracterizando su morfología, estratigrafía, estilo eruptivo, la estimación de área, volumen y duración de emplazamiento, edades de radio-carbón, la petrografía y geoquímica de roca total, geoquímica isotópica de tefras y lavas de El Astillero y El Pedregal, y un modelo petrogenético del sistema.

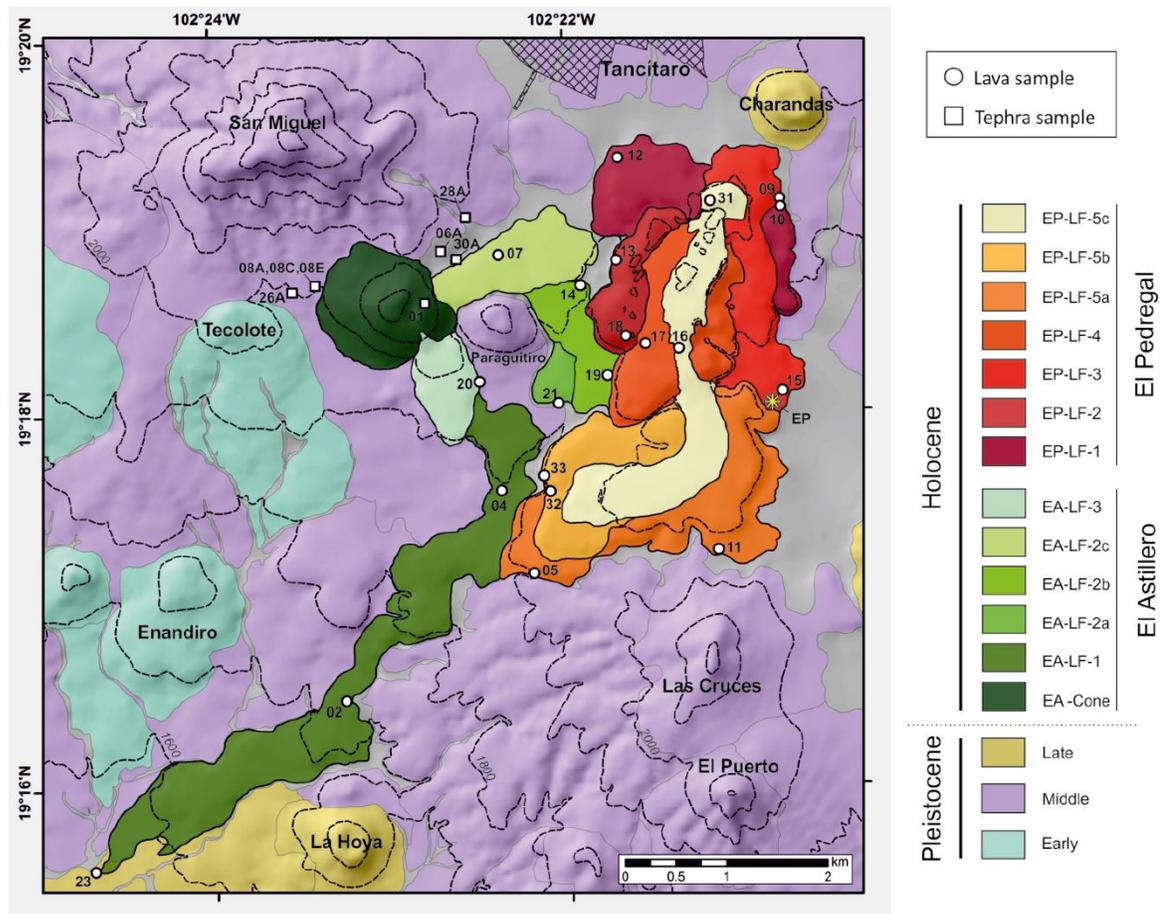


Figura 3: Modelo digital de elevación (DEM) y mapa geológico de los volcanes El Astillero y El Pedregal mostrando su secuencia eruptiva completa y los sitios de recolección de las muestras que se revisaron en este estudio (ej. TANC-1826A se muestra como 26A). Extraído de Larrea et al., (2021b.)

Larrea et al. (2019a) establecen 3 flujos de lava para El Astillero, y 5 flujos de lava para El Pedregal, consistiendo en 13 unidades considerando también las tefras de El Astillero (Figura 3 y Figura 4). El estimado de lava emitida por ambos volcanes es de un total de $\sim 0.5 \text{ km}^3$ (volumen de roca denso), y la erupción de ambos centros ocupó un área total de 14.7 km^2 . Esta erupción, se estima que transcurre durante ~ 6 años y se caracteriza por un cambio desde actividad explosiva

estromboliana a actividad efusiva, seguido de la formación de otro centro eruptivo a 3.5 km del centro eruptivo inicial. La erupción tiene inicio con la formación del cono de escoria de El Astillero, seguida de la emisión de sus flujos de lavas, para luego finalizar con el emplazamiento de los flujos de lava de El Pedregal.

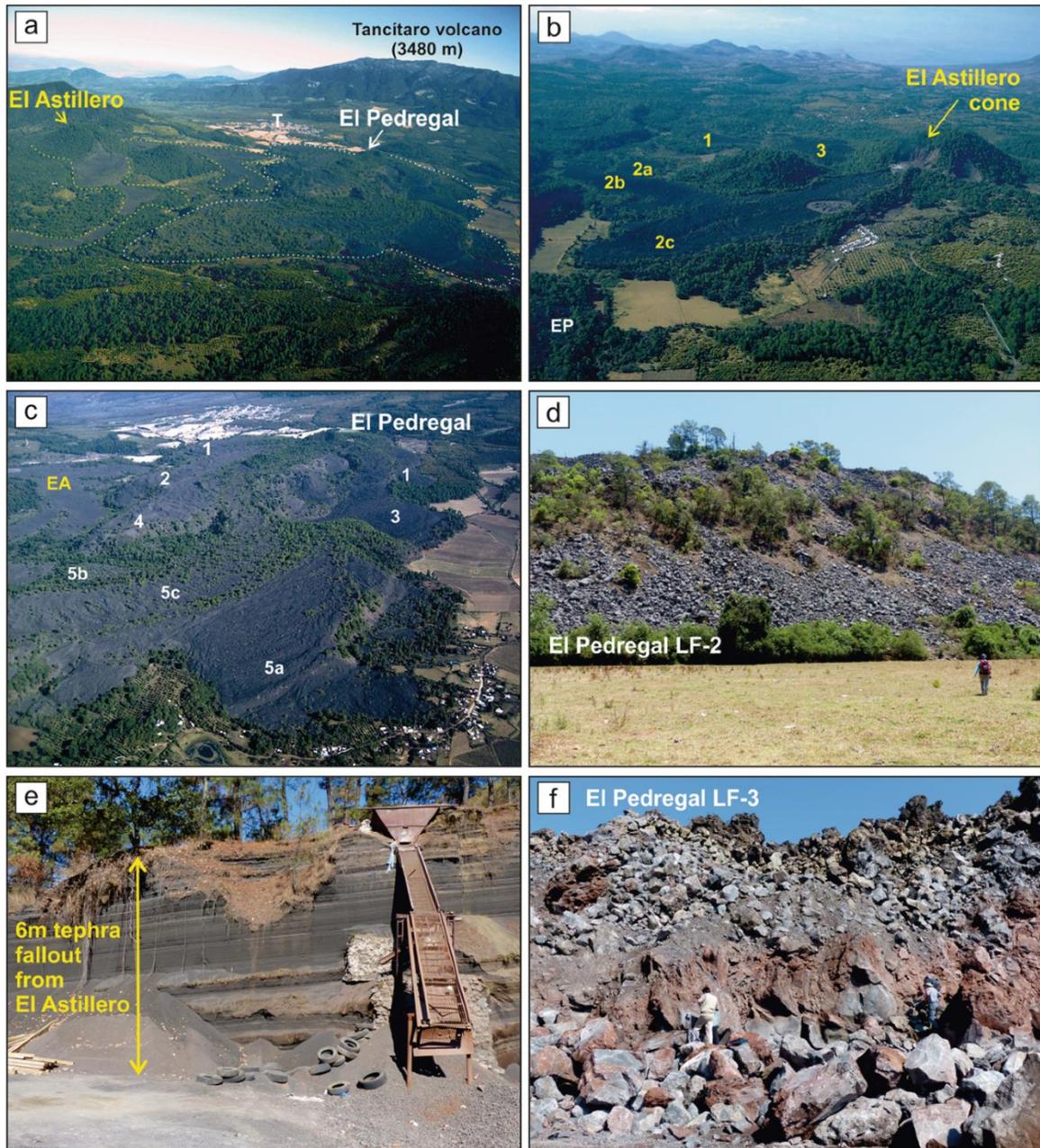


Figura 4: Fotografías de los volcanes El Astillero (EA) y El Pedregal (EP). (a) Vista aérea desde el sur de los volcanes El Astillero y El Pedregal, mostrando también la Villa Tancitaro (T) y el volcán Tancitaro; (b) vista aérea del volcán El Astillero y sus flujos de lava desde el NE; (c) vista aérea del volcán El Pedregal y sus flujos de lava; (d) ubicación de la muestra TANC-1813 correspondiente al flujo de lava 2 de El Pedregal (de escala, la persona en la foto mide 1.65 mt); (e) ubicación de las muestras TANC-1808 mostrando los depósitos de caída de ceniza y escoria lapilli de El Astillero; (f) cantera en el flujo de lava 3 de El Pedregal y ubicación de la muestra TANC-1815 y muestras tomadas para el estudio paleomagnético (de escala, la persona en el frente de la foto mide 1.75 mt). Extraído de Larrea et al., (2019a).

Composicionalmente, la secuencia eruptiva se caracteriza por un cambio progresivo desde andesita-basáltica a andesita (SiO_2 : 52.08 – 59.07%; Figura 5), con una disminución en el contenido de Mg# (composiciones más máficas) en los últimos flujos (Figura 6). Además, se observa un comportamiento similar en las tefras y primeros flujos de lava, donde a mismos contenidos de SiO_2 (~ 52 wt. %), se reconoce una fluctuación en un amplio rango de contenidos de Mg# (8 a 10.5 % aprox.), donde se aprecia incluso, que para contenidos similares de sílice tanto en tefras como lavas, algunas tefras incluso poseen mayores contenidos de Mg# (Larrea et al., 2019a).

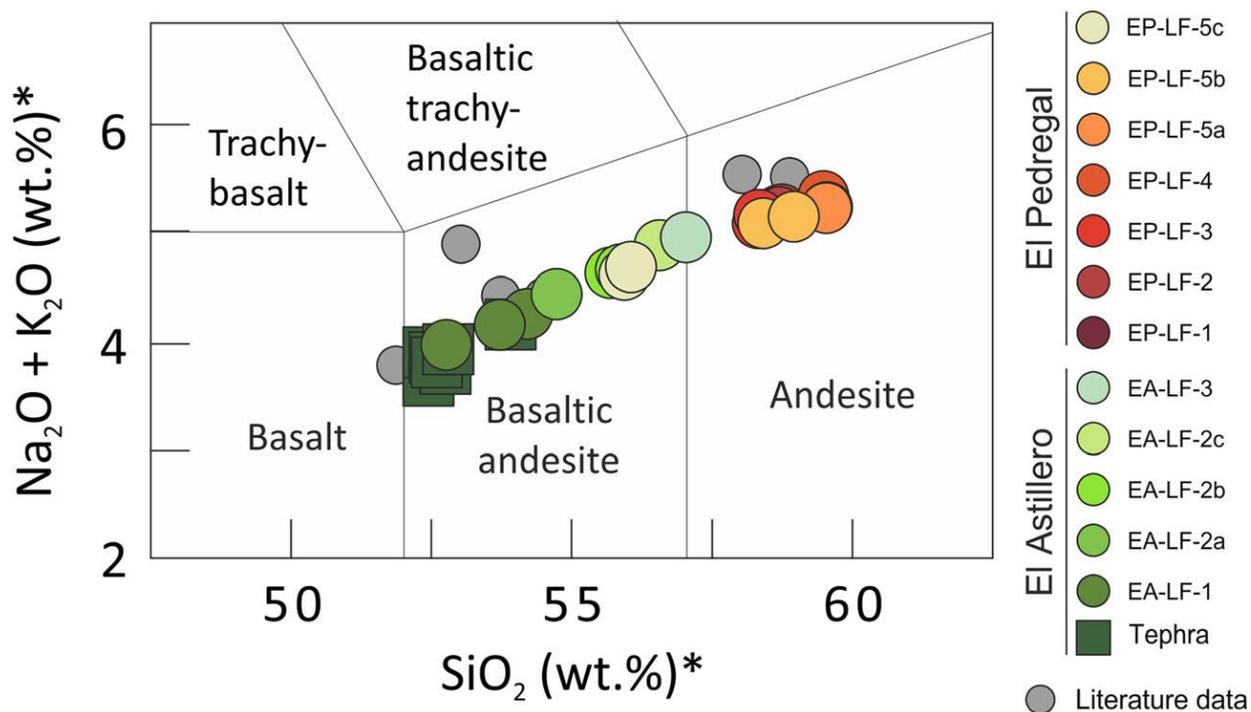


Figura 5: Diagrama álcalis vs. SiO_2 (TAS) (Le Bas et al., 1986) para los productos volcánicos de El Astillero y El Pedregal. Extraído de Larrea et al., (2019a).

Todas las muestras, tanto tefras y lavas de ambos volcanes, muestran razones Ce/Pb y Nb/U bajas con respecto a MORB y OIB, pero muestran un decrecimiento en estas razones con respecto a crecimiento en contenido de sílice, lo que apunta a composiciones con origen en la corteza continental. Los productos volcánicos de ambos centros eruptivos muestran un patrón de elementos traza típico de arco volcánico, con enriquecimiento en elementos LILE (Rb, Ba, K, Pb y Sr) y empobrecimiento en elementos HFSE (como Nb y Ta), enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) y empobrecimiento en tierras raras pesadas (HREE) con respecto a composiciones N-MORB (Larrea et al., 2023).

La geoquímica isotópica de las tefras y lavas, a excepción de la tefra TANC-1830A y la lava TANC-1807, muestran firmas isotópicas de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ más radiogénicas que los valores referenciales de manto superior primitivo (Meisel et al., 1996; Figura 6), y a medida que la erupción progresa, los productos volcánicos muestran valores más radiogénicos de $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Sr}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Sr}$, y $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, pero menos radiogénicos de $^{143}\text{Hf}/^{144}\text{Hf}$ y $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (Figura

6); además, se observa al igual que en elementos mayores y trazas, un cambio en los últimos flujos de lava de El Pedregal (Larrea et al., 2023)

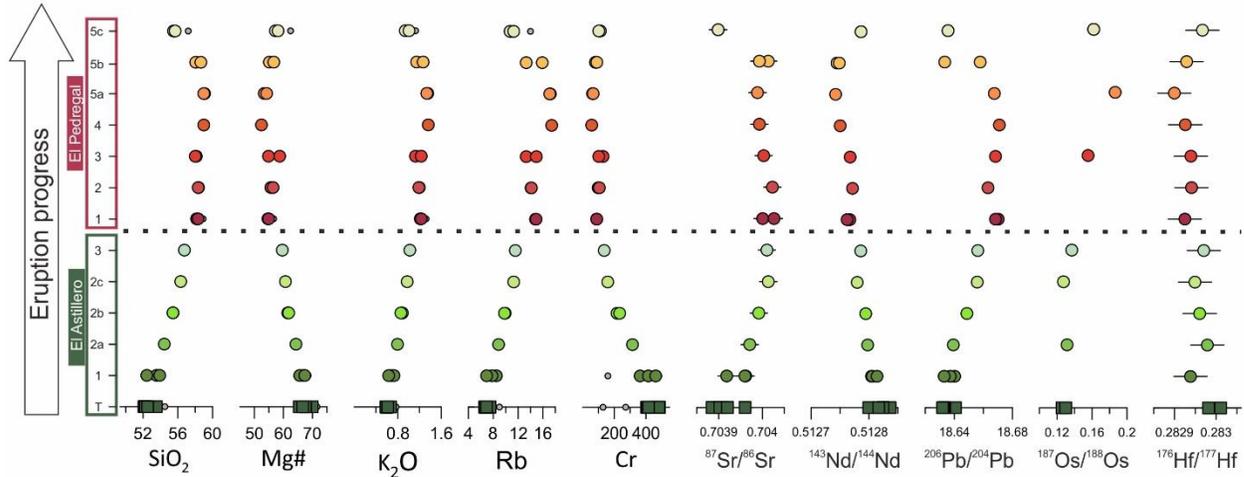


Figura 6: Evolución de la secuencia eruptiva de los productos volcánicos de El Astillero y El Pedregal en elementos mayores, trazas e isótopos. Extraído de Larrea et al., (2023 en revisión).

Larrea et al., (2023) realizan un modelo para evaluar el rol de asimilación cortical y cristalización fraccionada (AFC), como potencial proceso petrogénico, en el cual se reproducen los contenidos de Ni y razones de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, mostrando que estas signatures podrían estar influenciadas en pequeños grados de AFC. Pero, debido a la ausencia de correlación entre Os y los demás isótopos (Sr-Nd-Pb), y falta de evidencia petrográfica, lo descartan como principal proceso responsable de las variaciones isotópicas. Lo anterior se traduce en que los isótopos de Os, se ven mayormente afectados por tasas bajas de AFC que los isótopos de Sr-Nd-Pb, lo que se ajusta a los bajos contenidos de Os en las muestras de ambos volcanes. Al igual que como autores han evaluado y reconocido para el Paricutin, Jorullo y clúster Zacapu, realizan un modelo para evaluar una fuente de manto heterogéneo como mecanismo petrogenético principal, en el cual las correlaciones isotópicas entre Sr, Nd y Pb indican al menos dos componentes involucrados. El enriquecimiento en elementos LILE y empobrecimiento en elementos HFSE, por otro lado, indica la intervención de un fluido relacionado con la subducción, mientras que las razones bajas de Ce/Pb y Nb/U indican un reciclaje de la corteza en el manto. Este modelo de manto heterogéneo metasomatizado reproduce las signatures isotópicas, aunque predice mayores contenidos de elementos altamente compatibles (Cs, Rb, Ba y Pb), aunque lo atribuyen posiblemente a una pérdida durante una deshidratación en el antearco (Larrea et al., 2023).

Larrea et al., (2023) interpretan las variaciones y cambios en contenidos de Mg#, apreciables en los últimos flujos, como evidencia de recarga magmática, pero con la llegada de un nuevo pulso de magma ligeramente diferente, donde la mezcla entre esta y el magma residual después de la emisión del flujo de lava 5a de El Pedregal, formarían la composición particular de los flujos 5b y 5c, la cual se vuelve más primitiva secuencialmente.

4. METODOLOGÍA

Las muestras estudiadas se recolectaron en tres campañas de terreno realizadas por la Dra. Patricia Larrea y colaboradores, entre abril y octubre de 2018. En estas campañas se recolectaron 29 muestras, incluyendo tefras y flujos de lava correspondientes a toda la secuencia estratigráfica de la erupción. Dichas muestras recolectadas fueron estudiadas previamente por la Dra. Patricia Larrea, estudiando en detalle la geoquímica de roca total (elementos mayores y traza; Larrea et al., 2019a), y geoquímica isotópica (Sr-Nd-Pb-Hf-Os; Larrea et al., 2023). Además, se confeccionaron 29 secciones delgadas, donde 8 corresponden a tefras de El Astillero, 8 flujos de lava de El Astillero y 13 flujos de lava de El Pedregal (ver Tabla 1).

4.1 Antecedentes de Estudio

A lo largo de todo este trabajo de memoria se realizó una recolección de antecedentes, enmarcada en el Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG) y el comportamiento de su volcanismo Holoceno y sus productos, la química mineral de las distintas fases cristalinas y termobarometría.

4.2 Análisis Petrográfico en Microscopio Óptico

En este trabajo de memoria se realizó una descripción en detalle de las secciones delgadas pulidas, caracterizando textural, mineralógica y modalmente las muestras, esto incluye la medición de tamaño de los cristales, estimación de abundancias de las fases minerales y la toma de microfotografías con microscopio petrográfico. A partir de los escaneos, se revisaron las muestras para un conteo modal de los cristales con el Software JMicrovision (Roudit, 2005), mediante una grilla aleatoria de 300 puntos en total por muestra (ver Tabla A. I. en la sección A de ANEXOS). Las descripciones se realizaron en el Departamento de Geología (DGL) de la Universidad de Chile, con un microscopio petrográfico Olympus BX51 con objetivos de 5x, 10x y 20x, del Centro de Excelencia de Geotermia de los Andes (CEGA), y las microfotografías fueron tomadas en un microscopio petrográfico Leica DM2700 del Núcleo Milenio Trazadores de Metales.

4.3 Análisis en Microscopio Electrónico de Barrido (SEM).

De acuerdo con las descripciones petrográficas en microscopio óptico, se realizó una selección de 16 cortes transparentes representativos de la secuencia eruptiva, donde se eligieron 7 muestras de las tefras, 3 lavas de El Astillero y 6 lavas de El Pedregal. Para la selección se consideraron en primer lugar unidades que representasen la secuencia volcanoestratigráfica completa de la erupción, en segundo lugar, se tomó en cuenta la cantidad de macrocristales por muestra, la calidad

y tamaño de éstos, y en tercer lugar, también se tomaron en cuenta las muestras estudiadas en geoquímica isotópica por Larrea et al., (2023), las cuales representan las variaciones geoquímicas notorias indicadas en la sección anterior (ver Tabla 1). Así, se consideraron tanto las tefras tempranas en contacto con el paleosuelo, como las tefras tardías. De las lavas de El Astillero se seleccionaron muestras de los FL1, FL2b y FL3, y de El Pedregal se seleccionaron los FL1, FL3, FL5a, FL5b, y FL5c, manteniendo de manera representativa la sucesión de lavas previo al cambio composicional tardío y posterior a este. La selección corresponde a las muestras TANC-1808A, TANC-1808E, TANC-1826A, TANC-1828A, TANC-1806A, TANC-1830A, TANC-1801, TANC-1804, TANC-1814, TANC-1820, TANC-1812, TANC-1818, TANC-1815, TANC-1811, TANC-1833 y TANC-1816 (ver Tabla 1).

Estas muestras fueron metalizadas con carbono y analizadas en el microscopio electrónico de barrido (SEM, por su sigla en inglés) del Departamento de Geología (DGL) de la Universidad de Chile, que corresponde a un modelo FEI Quanta 250 y en el microscopio electrónico de barrido del Centro de Investigación en Nanotecnología y Materiales Avanzados (CIEN-UC) de la Pontificia Universidad Católica que corresponde a un modelo FEI Quanta FEG250. Las imágenes se captaron con un voltaje de 20 y 30 kV, corriente de haz de electrones de 130 μ A y diámetro de haz varió entre 1 y 5 nm. Se realizaron análisis EDS y mapeo elemental, puntuales con voltaje de 30 kV, resolución de 123.9 eV, y una resolución de haz de electrones de 2.5 nm.

4.4 Análisis en Microsonda Electrónica y química mineral.

En función del análisis preliminar mediante microscopio electrónico de barrido (SEM), se realizó nuevamente una selección de 8 cortes transparentes representativos de la secuencia eruptiva. Para la selección de muestras se tomaron en cuenta las características texturales y la calidad de los macrocristales observados en microscopio electrónico, sin priorizar en familias según tamaño. Así, para las tefras se seleccionó una muestra de tefra en contacto con el paleosuelo, y dos tefras tardías, la primera y la última estratigráficamente. Para las lavas de El Astillero, se mantuvieron las muestras correspondientes a los FL1 y FL3. Por último, para los flujos de lava de El Pedregal, se seleccionaron las muestras correspondientes a los FL1, FL5a y FL5c (ver Tabla 1).

Estas fueron analizadas en la microsonda electrónica (EMPA, por su sigla en inglés) de la Universidad Estatal de Luisiana (LSU) (Estados Unidos), en la cual cuentan con equipo JEOL JXA-8230. Los análisis se realizaron con un voltaje de 15 kV, corriente de haz de electrones variable entre 10 a 20 nA, y tamaño de haz de electrones variable entre 1 a 10 μ m, dependiendo de la fase mineral (o vidrio) a analizar. Los análisis de química mineral para las distintas fases minerales corresponden a macro- y microcristales en tefras y lavas de El Astillero y en lavas de El Pedregal, para las muestras TANC-1808A, TANC-1808E, TANC-1826A, TANC-1804, TANC-1820, TANC-1812, TANC-1811 y TANC-1816 (Tabla 1). Los análisis de macrocristales se realizaron en perfiles de núcleo a borde, mientras que para microcristales se realizaron análisis puntuales. Los análisis completos se encuentran en la sección B de Anexos. En las distintas fases

minerales analizadas, para los macrocristales se realizaron mediciones a modo de perfil de núcleo a borde, mientras que para microcristales se realizaron mediciones puntuales.

4.5 Procesamiento de los datos

Los datos de análisis de química mineral fueron procesados en hojas de cálculo ad hoc con el Software Microsoft Excel y se generaron gráficos bivariantes, ternarios y perfiles composicionales con el Software Grapher. Se calculó la fórmula estructural, nomenclatura y clasificación de acuerdo con Deer et al., (1992) para las distintas fases minerales, y en específico de acuerdo con Morimoto et al., (1988) para piroxeno, Leake et al., (1997; 2004) para anfíboles, y Stevens (1944) para minerales opacos, donde además, se realizó el recálculo de Fe^{3+} y Fe^{2+} a partir de FeO^T de acuerdo con lo establecido por Droop (1987). Con el fin de identificar poblaciones cristalinas en las distintas fases minerales, y para realizar cálculos termobarométricos, se utilizó evidencia textural y se establecieron las relaciones de equilibrio entre fases minerales y fundido con diagramas de #Mg ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^T)$ p.f.u.) de la fase mineral ferromagnesiana versus #Mg de la roca total según los valores en equilibrio (Rhodes et al., 1979), para lo cual se utilizaron coeficientes de partición hierro-magnesio ($K_D(\text{Fe-Mg})$) entre la fase mineral y fundido. Para olivino se utilizó un $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{ol-liq}} = 0.29 \pm 0.051$ de la ecuación (9a) de (Putirka, 2016), para ortopiroxeno se utilizó un $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{opx-liq}} = 0.26 \pm 0.06$ (Putirka, 2008), y para clinopiroxeno un $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-liq}} = 0.28 \pm 0.08$ (Putirka, 2008). Para las plagioclasas, las relaciones de equilibrio se establecieron de manera similar pero con el intercambio anortita-albita entre la plagioclasa y fundido, con las razones de $\text{Ca}/\text{Na} * \text{Al}/\text{Si}$ en fundido y Ca/Na en plagioclasa, utilizando un $K_D(\text{An-Ab})^{\text{pl-liq}} = 0.28 \pm 0.11$ en condiciones de $T^\circ > 1050^\circ\text{C}$ y $K_D(\text{An-Ab})^{\text{pl-liq}} = 0.1 \pm 0.05$ para $T^\circ < 1050^\circ\text{C}$, según lo establecido por Putirka (2008).

Para los cálculos termobarométricos, para olivino se utilizó el termómetro olivino-fundido dado por la ecuación (22) de Putirka (2008), considerando una presión de 0.36 GPa y suponiendo un buffer QFM para la $f\text{O}_2$, y el termómetro de calcio en olivino dado por la ecuación (11) de Shejwalkar y Coogan, (2013). Para clinopiroxeno, se utilizó el termómetro clinopiroxeno-fundido dado por la ecuación (33), el barómetro clinopiroxeno-fundido dado por la ecuación (30) de Putirka, (2008), el barómetro dado por la ecuación (1) y termómetro dado por la ecuación (2) de Wang et al. (2021). Para la plagioclasa, se utilizó el termómetro plagioclasa-fundido dado por la ecuación (24a), el barómetro plagioclasa-fundido dado por la ecuación (25a) de Putirka, (2008) y el higrómetro dado por el modelo H de Putirka (2005). Cabe destacar que para todos los cálculos termobarométricos se consideró un valor de 3 wt% de H_2O , asumiendo condiciones similares al Parícutín (Luhr, 2001; Erlund et al., 2010; Larrea et al., 2021).

Tabla 1: Resumen de muestras estudiadas, junto con su centro eruptivo proveniente, fase eruptiva, tipo, composición, localización y tipo de análisis realizados. Secciones delgadas, geoquímica de roca total e isótopos realizados por Larrea et al. (2019; 2023).

Muestra	Centro		Tipo	Composición	Textura	Lat.	Long.	Sección Delgada	Geoqca. Roca Total	Isótopos				
	Eruptivo	Fase								Sr-Nd-Pb	Hf	Os	SEM	EMPA
TANC-1808A	El Astillero	T	Tefra	Andesita basáltica	Porfídica	19° 18' 41.5"	102° 23' 24.5"	X	X	X	X	X	X	X
TANC-1808C		T	Tefra	Andesita basáltica	Porfídica	19° 18' 41.5"	102° 23' 24.5"	X	X	X				
TANC-1808E		T	Tefra	Andesita basáltica	Porfídica	19° 18' 41.5"	102° 23' 24.5"	X	X	X			X	X
TANC-1826A		T	Tefra	Andesita basáltica	Porfídica	19° 18' 39.5"	102° 23' 32.2"	X	X				X	X
TANC-1828A		T	Tefra	Andesita basáltica	Porfídica	19° 19' 02.9"	102° 22' 33.0"	X	X				X	
TANC-1806A		T	Tefra	Andesita basáltica	Porfídica	19° 18' 52.0"	102° 22' 41.9"	X	X				X	
TANC-1830A		T	Tefra	Andesita basáltica	Porfídica	19° 18' 49.08"	102° 22' 36.48"	X	X	X	X	X	X	
TANC-1801 (cono)		T	Tefra	Andesita basáltica	Porfídica	19° 18' 35.4"	102° 22' 47.4"	X	X	X			X	
TANC-1823		1	Lava	Andesita basáltica	Porfídica	19° 15' 34.2"	102° 24' 41.2"	X	X	X				
TANC-1804		1	Lava	Andesita basáltica	Porfídica	19° 17' 34.9"	102° 22' 22.2"	X	X	X	X		X	X
TANC-1802		1	Lava	Andesita basáltica	Porfídica	19° 16' 28.2"	102° 23' 15.9"	X	X	X				
TANC-1821		2a	Lava	Andesita basáltica	Porfídica	19° 18' 02.5"	102° 22' 02.7"	X	X	X	X	X		
TANC-1819		2b	Lava	Andesita basáltica	Porfídica	19° 18' 11.54"	102° 21' 45.86"	X	X					
TANC-1814		2b	Lava	Andesita basáltica	Porfídica	19° 18' 40.8"	102° 21' 54.5"	X	X	X	X		X	
TANC-1807		2c	Lava	Andesita basáltica	Porfídica	19° 18' 50.6"	102° 22' 22.2"	X	X	X	X	X		
TANC-1820		3	Lava	Andesita	Porfídica	19° 18' 09.9"	102° 22' 29.4"	X	X	X	X	X	X	X
TANC-1812		El Pedregal	1	Lava	Andesita	Porfídica	19° 19' 21.5"	102° 21' 41.7"	X	X	X	X		X
TANC-1810	1		Lava	Andesita	Porfídica	19° 19' 05.1"	102° 20' 46.6"	X	X	X				
TANC-1818	2		Lava	Andesita	Porfídica	19° 18' 24.0"	102° 21' 39.9"	X	X	X	X		X	
TANC-1813	2		Lava	Andesita	Porfídica	19° 18' 48.6"	102° 21' 42.5"	X	X					
TANC-1815	3		Lava	Andesita	Porfídica	19° 18' 06.1"	102° 20' 46.7"	X	X	X	X	X	X	
TANC-1809	3		Lava	Andesita	Porfídica	19° 19' 07.9"	102° 20' 47.0"	X	X					
TANC-1817	4		Lava	Andesita	Porfídica	19° 18' 21.6"	102° 21' 32.9"	X	X	X	X			
TANC-1805	5a		Lava	Andesita	Porfídica	19° 17' 08.6"	102° 22' 11.5"	X	X					
TANC-1811	5a		Lava	Andesita	Porfídica	19° 17' 15.0"	102° 21' 08.9"	X	X	X	X	X	X	X
TANC-1833	5b		Lava	Andesita	Porfídica	19° 17' 36.1"	102° 22' 07.6"	X	X	X	X		X	
TANC-1832	5b		Lava	Andesita	Porfídica	19° 17' 34.5"	102° 22' 06.0"	X	X	X				
TANC-1831	5c		Lava	Andesita Basáltica	Porfídica	19° 19' 7.20"	102° 21' 10.44"	X	X					
TANC-1816	5c		Lava	Andesita Basáltica	Porfídica	19° 18' 20.3"	102° 21' 21.7"	X	X	X	X	X	X	X

5. RESULTADOS

5.1 Petrografía de tefras y lavas

Para la petrografía se seleccionaron 29 cortes transparentes pertenecientes a toda la secuencia eruptiva (Larrea et al. 2019a), de los cuales 8 corresponden a tefras de El Astillero, 8 a flujos de lava de El Astillero (FL1 Ast, FL2a Ast, FL2b Ast, FL2c Ast y FL3 Ast) y 13 a flujos de lava de El Pedregal (FL1 Ped, FL2 Ped, FL3 Ped, FL4 Ped, FL5a Ped, FL5b Ped y FL5c Ped) (Figura 3). Todas las muestras poseen texturas porfídicas, pero se pueden distinguir por 3 características; las tefras son altamente vesiculadas, las lavas de El Astillero, por lo general, poseen textura intersticial (a excepción del flujo FL3 Ast la cual posee textura traquítica), y las lavas de El Pedregal todas poseen textura traquítica, independientemente de ser bordes o centros de flujos.

En función de la caracterización de las muestras, se definieron como macrocristales aquellos con tamaño mayor a 200 μm , mientras que se consideraron microcristales o microlitos aquellos con tamaño por debajo de 200 μm .

Las tefras (Figura 7) se caracterizan por su alto contenido en vesículas (~34% en promedio, ver Tabla 1), y su mineralogía consiste en macrocristales de olivino (~10 % vol.) con tamaño que varía entre una familia F1 >550 μm y una familia F2 <550 μm , y en menor medida, macrocristales de plagioclasa (~6 % vol.) con un tamaño que varía entre familias F1 >350 μm y F2 <350 μm . Texturalmente predominan las texturas sieve, glómero- y cúmulo-porfídicas. Su masa fundamental se caracteriza por ser intersertal e integranular, es decir, ésta se compone por vidrio y microcristales no orientados, donde predomina el vidrio sobre los microcristales, y estos últimos corresponden a olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y espinela.

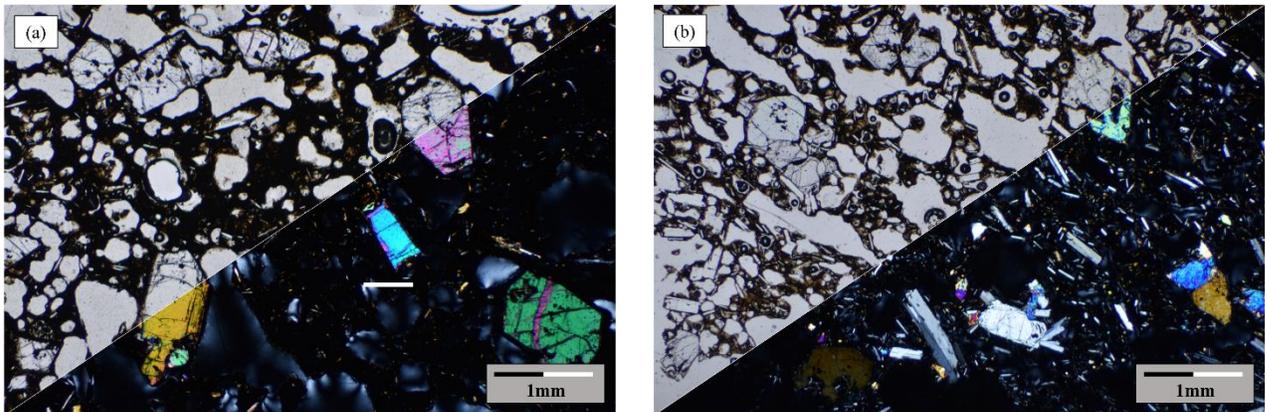


Figura 7: Microfotografías de secciones delgadas pulidas de muestras representativas de las tefras de El Astillero. En la esquina superior izquierda se encuentran las imágenes a luz transmitida en nícoles paralelos, mientras que las imágenes en esquinas inferiores derechas corresponden a nícoles cruzados. (a) Tefra -El Astillero (TANC-1808C)- con textura porfídica y masa fundamental holohialina; (b) Tefra -El Astillero (TANC-1808E)- con textura porfídica, masa fundamental hipocristalina y olivino esquelético.

Las lavas de El Astillero (Figura 8) tienen un bajo contenido en vesículas (~5 % vol.), su mineralogía consiste en macrocristales de olivino (~12 % vol.) con tamaños en promedio entre $F1 > 546 \mu\text{m} > F2$, piroxeno (~2 % vol.) donde en casos se apreciaban tamaños $F1 > 480 \mu\text{m} > F2$, y en algunas muestras con escaso piroxeno se apreciaban tamaños similares promedio alrededor de 400-600 μm , y plagioclasa (~9 % vol.) con tamaños entre $F1 > 322 \mu\text{m} > F2$, a excepción de las muestras TANC-1814, TANC-1807 y TANC-1820, en las que los macrocristales de plagioclasa son más grandes, con tamaños entre $F1 > 860 \mu\text{m} > F2$. Texturalmente, se caracterizan por tener textura sieve, y glómero y cúmulo-porfídicas. Además, las muestras correspondientes a FL1 Ast no poseen bordes de reacción en olivino, mientras que desde FL2a hasta FL3 sí poseen bordes de reacción, y los clinopiroxenos se pueden observar con zonación por sector. La masa fundamental se caracteriza por ser intersertal e intergranular, donde predomina el vidrio sobre los microlitos y estos corresponden a clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y espinela. A diferencia de las demás lavas, la muestra TANC-1820 (FL3 Ast) posee textura traquítica, más hialopilítica que pilotaxítica, es decir, predomina más el vidrio que los microlitos. Las muestras correspondientes a los flujos de lava FL2b (TANC-1814 y TANC-1807) a FL3 (TANC-1820) – El Astillero presentan anfíbol completamente opacático (< 1 % vol.).

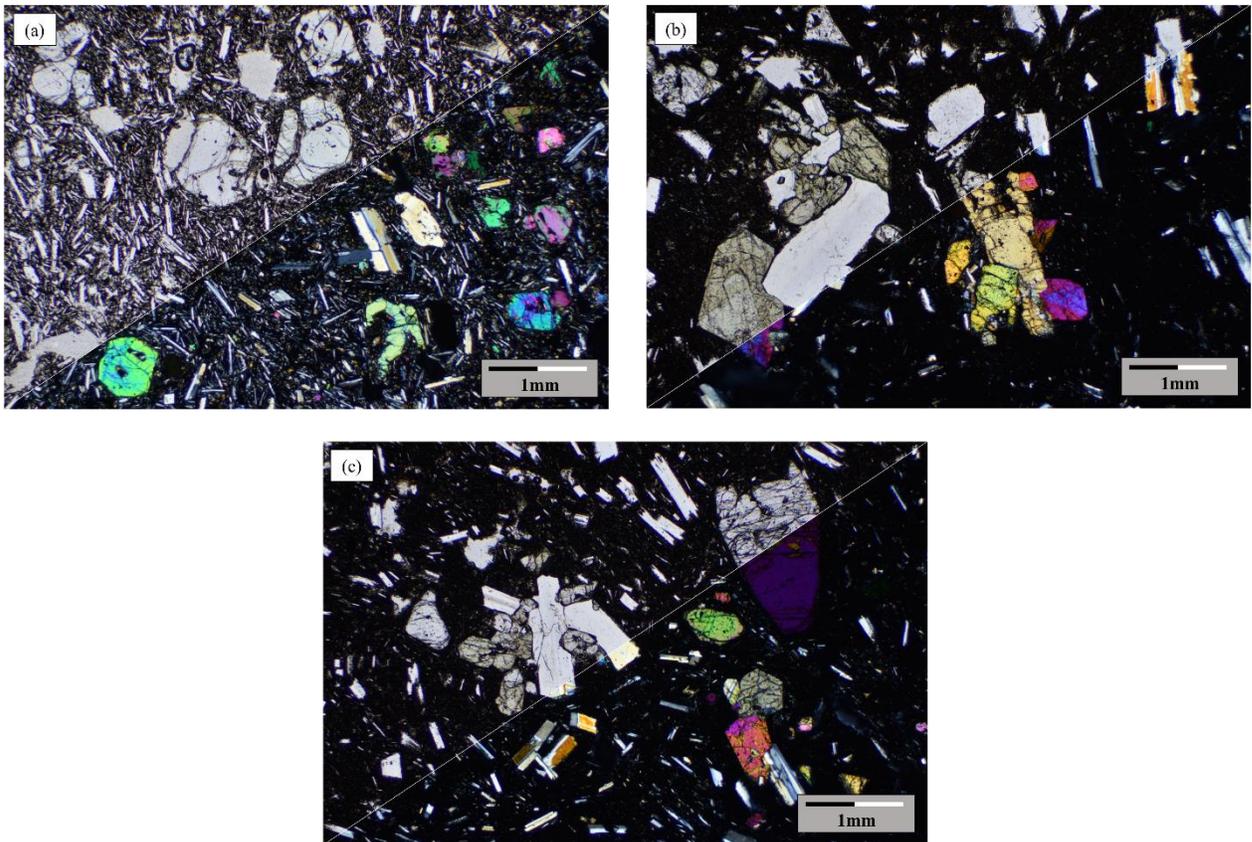


Figura 8: Microfotografías de secciones delgadas pulidas de muestras representativas de las lavas de El Astillero. (a) Muestra FL1 -El Astillero (TANC-1823) con textura porfídica y masa fundamental hipocristalina; (b) Muestra FL2c -El Astillero (TANC-1807)- con textura porfídica, masa fundamental hipocristalina y textura glómeroporfírico entre cristales de plagioclasa y clinopiroxeno zonado por sector; (c) Muestra FL3-El Astillero (TANC-1820)- con textura porfídica, masa fundamental hipocristalina, y textura traquítica.

Las lavas de El Pedregal (Figura 9), en cuanto a las vesículas se puede distinguir entre muestras con contenido moderado de vesículas (~10 % vol.) y muestras con bajo contenido de vesículas (~1 % vol.). La mineralogía consiste en macrocristales de olivino (~6 % vol.) con tamaños entre $F1 > 463 \mu\text{m} > F2$ a excepción de la muestra TANC-1833, con $F1 > 1050 \mu\text{m} > F2$, piroxeno (~4 % vol.) el cual se observa por lo general con tamaños $F1 < 580 \mu\text{m}$, con excepción de algunos macrocristales poco abundantes con tamaños entre $990 \mu\text{m}$ a 3.2mm (solo en muestras TANC-1817, TANC-1833, TANC-1816), aunque el contenido de piroxeno disminuye a hacia los últimos flujos, este aumenta en el FL5c, y plagioclasa (~13 % vol.) con tamaños entre $F1 > 521 \mu\text{m} > F2$ a excepción de las muestras TANC-1810, TANC-1813 y TANC-1815 con $F1 > 783 \mu\text{m} > F2$. En general las lavas de El Pedregal presentan anfíboles opacíticos (< 1 % vol.). Texturalmente, predominan las texturas sieve, glómero y cúmulo porfídica, y bordes de reacción en olivino, también se puede observar zonación por sector en clinopiroxeno. Se puede distinguir que entre FL1 y FL4-El Pedregal, los cúmulos de cristales son de tamaños superiores a $1\text{-}1.5\text{mm}$, mientras que en los últimos flujos, ya no son tan relevantes, aunque sí se presentan macrocristales de olivino de tamaño mayor a las demás muestras. Las masas fundamentales son tanto intersticiales como traquíticas, predominando esta última, y siendo mayormente hialopiliticas que pilotaxíticas, donde los microcristales corresponden a clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y espinela.

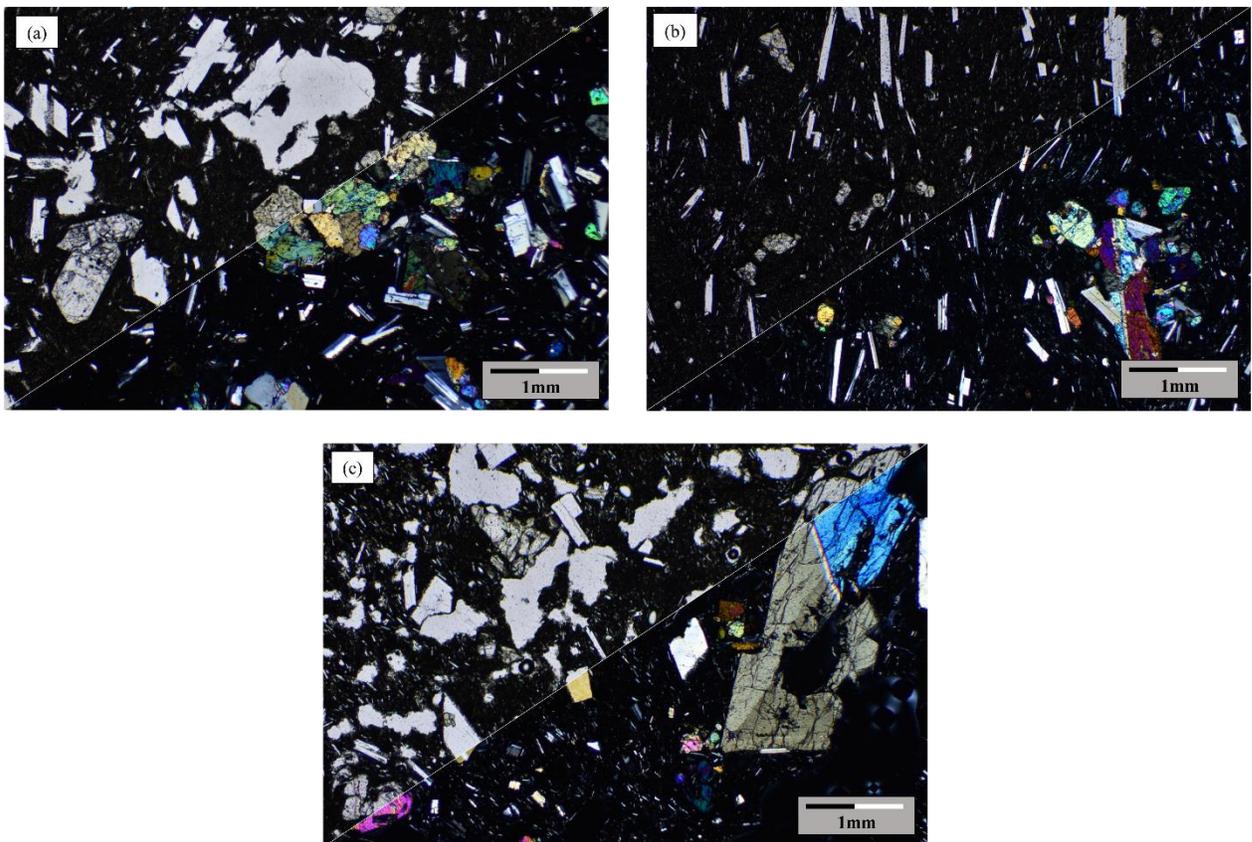


Figura 9: Microfotografías de secciones delgadas pulidas de muestras representativas de las lavas de El Pedregal. (a) Muestra FL1 -El Pedregal (TANC-1812) con textura porfídica, masa fundamental hipocristalina y textura traquítica; (b) Muestra FL5a -El Pedregal (TANC-1805)- con textura porfídica, masa fundamental hipocristalina, y texturas traquítica y traquitoide; (c) Muestra FL5c -El Pedregal (TANC-1831) con textura porfídica, masa fundamental hipocristalina, textura traquítica y con fenocristal aislado de clinopiroxeno.

En general los microcristales de espinela, en toda la secuencia eruptiva, se presentan mayormente como inclusiones en minerales, principalmente en olivino y piroxeno, aunque también se presentan en la masa fundamental; tienen tamaños entre 10 a 40 μm , y pueden presentarse como cristales aislados, aunque es común que se encuentren agrupadas.

La estimación de abundancias modales de las 29 muestras correspondientes a toda la secuencia eruptiva, realizadas en JMicrovision con imágenes escaneadas de las secciones delgado-pulidas se muestra en la Tabla A. I. en la sección A de ANEXOS.

En una primera fase, se seleccionaron 16 muestras tomando en cuenta la total representatividad de la secuencia eruptiva (ver Tabla 1), calidad y cantidad de cristales, y la disponibilidad de estudios geoquímicos en aquellas muestras para ser estudiadas mediante microscopio electrónico de barrido. La selección incluye 7 tefras de El Astillero, 3 flujos de lava de El Astillero, y 6 flujos de lava de El Pedregal. Se realizó un estudio detallado de las texturas exhibidas por las fases minerales en estudio para su posterior análisis cuantitativo por microsonda electrónica. Se pudieron distinguir 3 tendencias entre las tefras y lavas de El Astillero, y las lavas de El Pedregal (ver Figura 10).

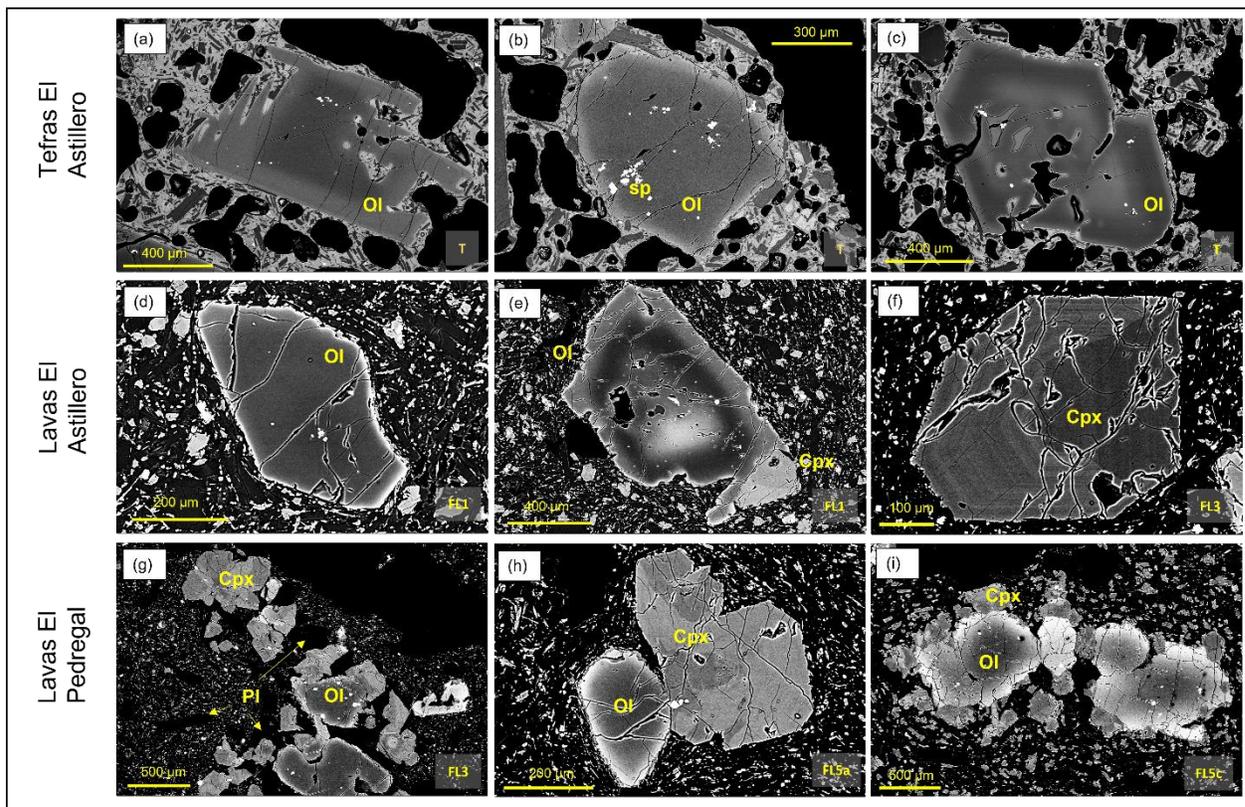


Figura 10: Imágenes en Electrones Retro-dispersados (BSE por su sigla en inglés) en microscopio electrónico de barrido (SEM) de las texturas minerales en muestras representativas de la secuencia eruptiva de El Astillero y El Pedregal. (a) Olivino con textura esqueletal y zonación oscilatoria de la muestra TANC-1826A; (b) olivino con zonación normal e inclusiones de espinela de la muestra TANC-1808E; (c) olivino en corte basal, euhedral y textura esqueletal con embahiamientos y zonación oscilatoria de la muestra TANC-1828A; (d) olivino con zonación normal y borde de reacción de clinopiroxeno y ortopiroxeno de la muestra TANC-1804; (e) olivino con núcleo más evolucionado y textura sieve de la muestra TANC-1820; (f) clinopiroxeno con zonación oscilatoria y en sector de la muestra TANC-1820; (g) olivino, clinopiroxeno y plagioclasa en textura cúmulo-porfídica de la muestra TANC-1815; (h) olivino con zonación normal y borde de reacción de ortopiroxeno, y clinopiroxenos con zonación oscilatoria y por sector en muestra TANC-1811; (i) olivinos con zonación normal y bordes de reacción de clinopiroxeno de la muestra TANC-1816.

- 1) En las tefras de El Astillero, se observaron 2 familias de olivinos: con zonación normal (Figura 10b) y con zonación oscilatoria (Figura 10a y 10c).
- 2) En las lavas de El Astillero, se observaron algunos olivinos con zonación normal (Figura 10d) y otros que presentan un núcleo más evolucionado con textura sieve (Figura 10e), y en general presentan bordes de reacción. Los clinopiroxenos poseen zonación oscilatoria y zonación en sector (Figura 10f).
- 3) Las lavas de El Pedregal son similares a las lavas de El Astillero. Los olivinos poseen zonación normal (Figura 10h) y otros presentan núcleos más evolucionados con textura sieve, pero no tan notorios como en El Astillero, y bordes de reacción más gruesos que los de las lavas de El Astillero (Figura 10i). Los clinopiroxenos poseen zonación oscilatoria y zonación en sector. En contraste, los cristales de ortopiroxeno se observan pobremente zonados y se presentan en el FL5a de El Pedregal. La diferencia textural de las lavas de El Pedregal con las lavas de El Astillero, es que en las primeras se observan cúmulos grandes constituidos principalmente por olivino, clino- y ortopiroxeno, y plagioclasa (Figura 10g).

5.2 Química mineral

Los análisis de microsonda electrónica (EMPA) se realizaron en 8 muestras en total de las 16 analizadas previamente con microscopio electrónico de barrido, incluyendo 3 tefras y 2 flujos de lava de El Astillero y 3 flujos de lava El Pedregal (Tabla 1). Las fases sólidas analizadas fueron macro- y microcristales de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa, minerales opacos y, además, inclusiones de microcristales inmersos en macrocristales y el vidrio de la masa fundamental. Las distintas fases minerales, a partir de la petrografía óptica y la caracterización textural en SEM, fueron diferenciadas entre macro- y microcristal (< 200 μm).

5.2.1 Olivino

Los análisis de química mineral corresponden a macro- y microcristales en tefras y lavas tanto de El Astillero como lavas de El Pedregal, correspondientes a las muestras de tefra de El Astillero TANC-1808A, TANC-1808E, TANC-1826A, flujo de lava de El Astillero TANC-1804, TANC-1820, y flujo de lava de El Pedregal TANC-1812, TANC-1811 y TANC-1816 (Tabla 1). Los análisis de macrocristales se realizaron en perfiles de núcleo a borde, mientras que para microcristales se realizaron análisis puntuales. Los análisis completos se encuentran en la sección B de ANEXOS. Los análisis para macrocristales se presentan como perfiles composicionales de núcleo a borde para contenido de Fo# [$100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ por fórmula unidad], NiO (wt. %), MnO (wt. %) y CaO (wt. %). También se presentan los contenidos de NiO (wt. %), MnO (wt. %) y CaO (wt. %) en diagramas bivariantes versus Fo# para macro- y microcristales (Figura 11 y Figura 12).

Los macrocristales de olivino de las tefras de El Astillero presentan dos comportamientos de acuerdo con sus texturas: 1) con comportamiento oscilante en contenido de Fo#, NiO, MnO y CaO, exhibiendo zonaciones oscilatorias de centro a borde (Figura 11a y 11b), 2) con un contenido de Fo# y NiO que únicamente disminuye, y el contenido de MnO y CaO únicamente aumento de centro a borde exhibiendo zonación normal (Figura 11c). El primer grupo coincide con aquellos macrocristales de mayor tamaño y con textura esquelética, a diferencia del segundo grupo que mayormente son de menor tamaño. En general, todos los macrocristales presentan una variación entre Fo₉₂₋₇₂ (0.58-0.00 wt. % NiO, 0.12-0.44 wt. % MnO y 0.06-0.27 wt. % CaO) (Figura 14). Cabe destacar, que se observa una tendencia en la sucesión estratigráfica de las tefras en la cual los cristales esqueléticos y con zonación oscilatoria son abundantes en la muestra TANC-1826A (muestra sobre el paleosuelo) y la muestra TANC-1808A, y luego estas se vuelven escasas en la muestra TANC-1808E correspondiente a la tefra más tardía y en la cual se aprecia una predominancia en los cristales con zonación normal.

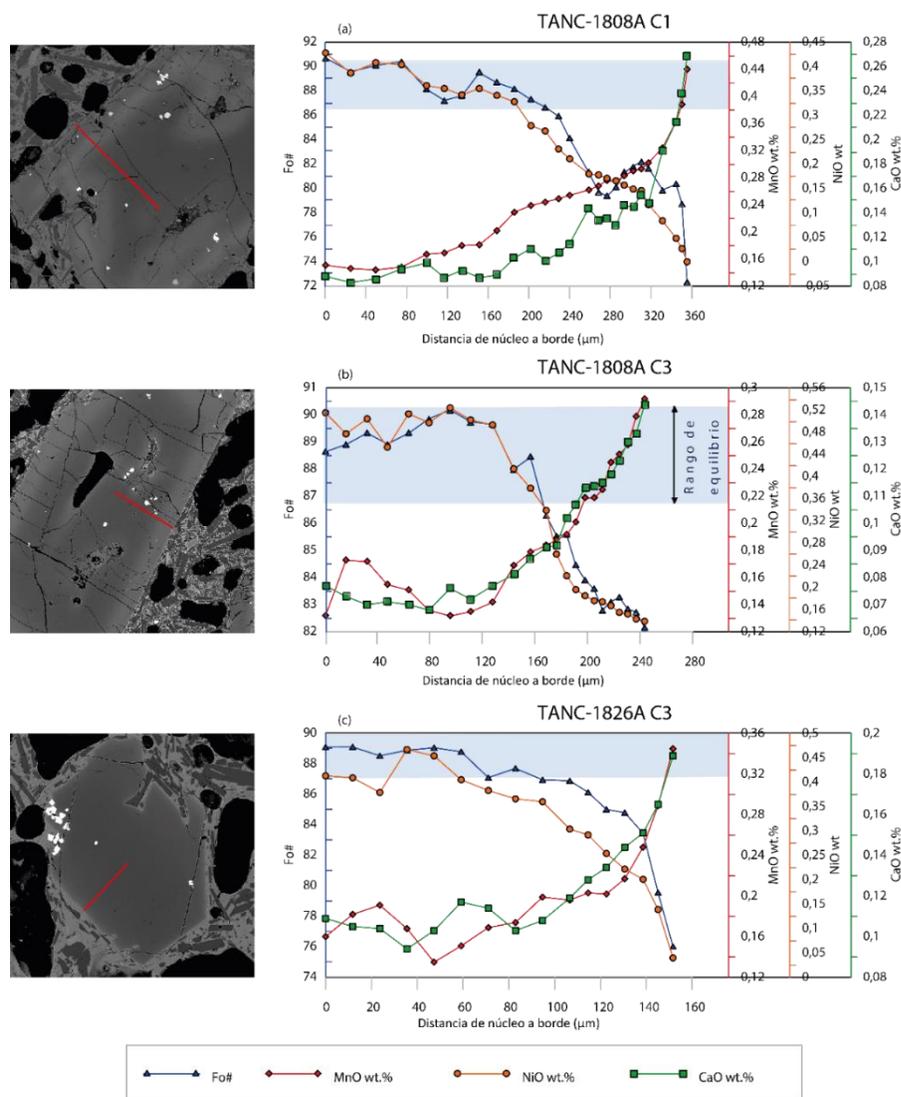


Figura 11: Perfiles distancia núcleo a borde versus contenido de Fo#, MnO (wt. %), NiO (wt. %), CaO (wt. %) de muestras de tefras de El Astillero, acompañados de imágenes BSE de Microsonda Electrónica (EMPA) del cristal correspondiente, en rojo se muestra la traza del perfil composicional. (a) y (b) olivino con zonación oscilatoria de la muestra TANC-1808A; (c) olivino con zonación normal de la muestra TANC-1826A.

Los macrocristales correspondientes a las lavas de El Astillero, presentan dos comportamientos: 1) donde presentan en primera instancia un leve aumento puntual en contenido de Fo# y NiO y luego una composición más evolucionada, acompañado de una leve disminución de contenido de MnO y CaO, seguida de un aumento, y apreciable en los cristales de la muestra TANC-1804 (FL1) (Figura 12a), 2) donde se aprecia una zonación normal apreciable en los cristales de la muestra TANC-1820 (FL3) (Figura 12b). Los macrocristales de olivino de El Astillero presentan un rango de variación de Fo# más acotado que en las tefras (Fo₈₈₋₇₂, 0.58-0.03 wt. % NiO, 0.17-0.48 wt. % MnO y 0.03-0.15 wt. % CaO) (Figura 13).

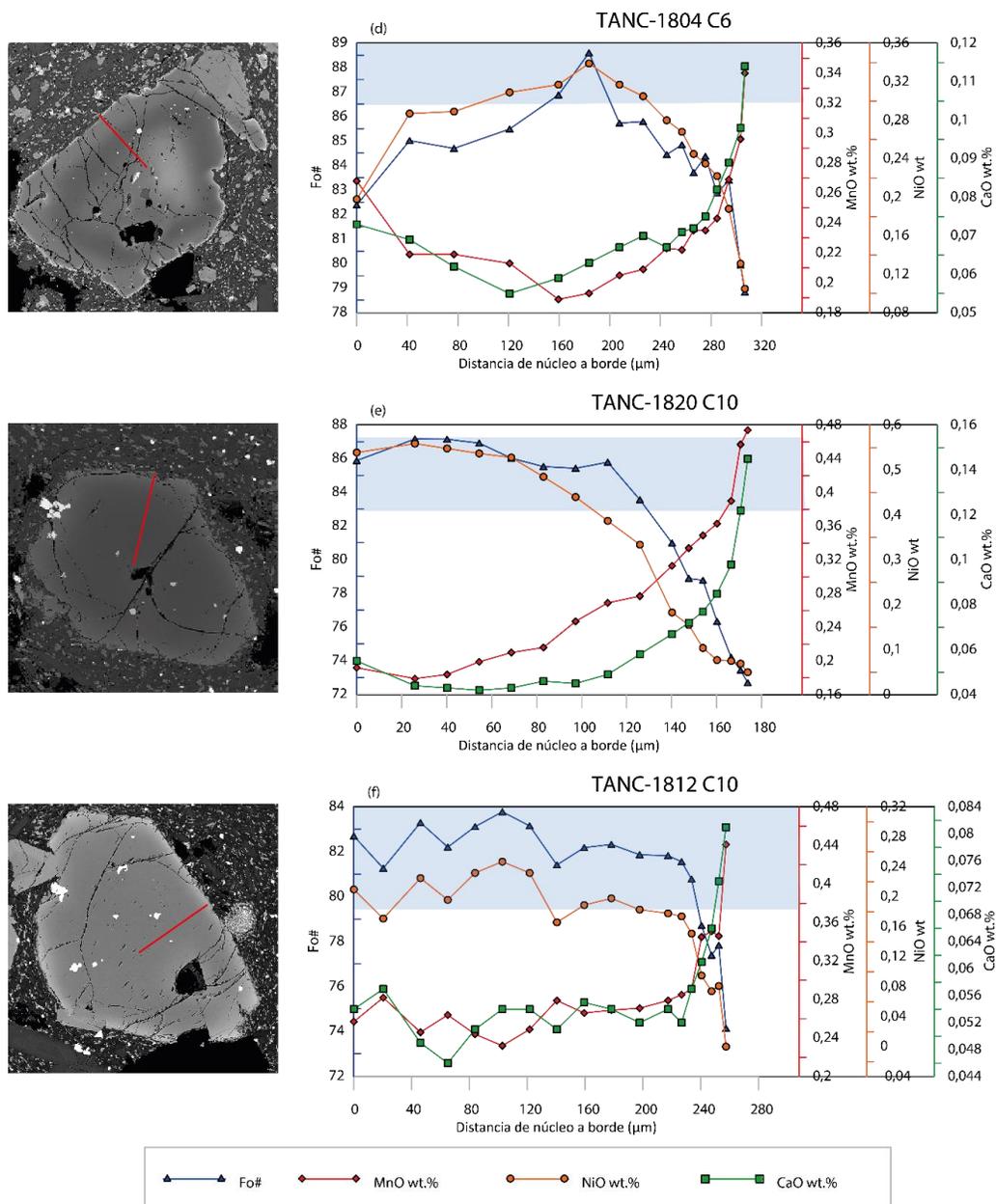


Figura 12: Perfiles distancia núcleo a borde versus contenido de Fo#, MnO (wt. %), NiO (wt. %), CaO (wt. %) de muestras de flujos de lava de El Astillero y El Pedregal, acompañados de imágenes BSE de Microsonda Electrónica (EMPA) del cristal correspondiente, en rojo se muestra la traza del perfil composicional. (a) Olivino con reabsorción de la muestra TANC-1804; (b) olivino con zonación normal de la muestra TANC-1820; (c) olivino con zonación normal de la muestra TANC-1812.

De manera similar, los macrocristales correspondientes a las lavas de El Pedregal presentan también un comportamiento donde se exhibe una zonación normal, mostrando una disminución en contenidos de Fo# y NiO, y un aumento en contenidos de MnO y CaO (Figura 12c). Los contenidos de Fo# en los macrocristales de olivino en las lavas de El Pedregal presentan un rango más acotado que las lavas de El Astillero (Fo₈₄₋₇₁, 0.000-0.271 wt. % NiO, 0.226-0.549 wt. % MnO y 0.046-0.127 wt. % CaO) (Figura 13), y donde se aprecian valores más primitivos en la muestra TANC-1816 (FL5c) con respecto a la muestra TANC-1811 (FL5a).

En los diagramas bivariantes se puede apreciar que los macrocristales de olivino de las tefras (Figura 14) poseen las composiciones más primitivas, teniendo mayores contenidos de Fo#, menores contenidos de NiO (wt. %), mayores contenidos de CaO (wt. %) y contenidos menores de MnO (wt. %), en contraste con las lavas de El Astillero y El Pedregal. Los microcristales poseen contenidos de MnO (wt. %) y NiO (wt. %) similares a las lavas, pero mayores contenidos de CaO (wt. %).

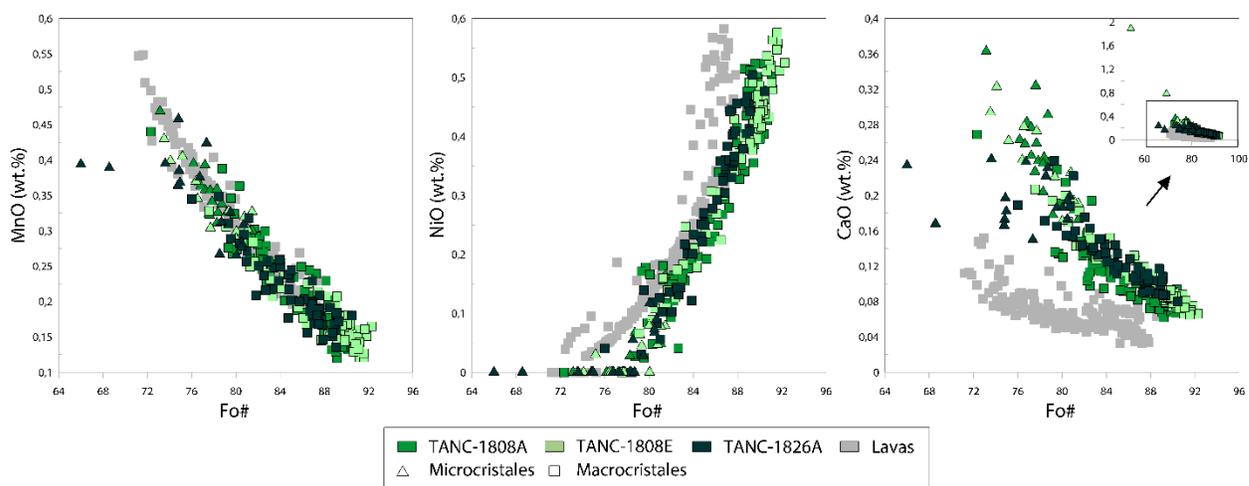


Figura 14: Diagramas Bivariantes Fo# vs. MnO (wt. %), NiO (wt. %), CaO (wt. %) para olivino en las tefras de El Astillero.

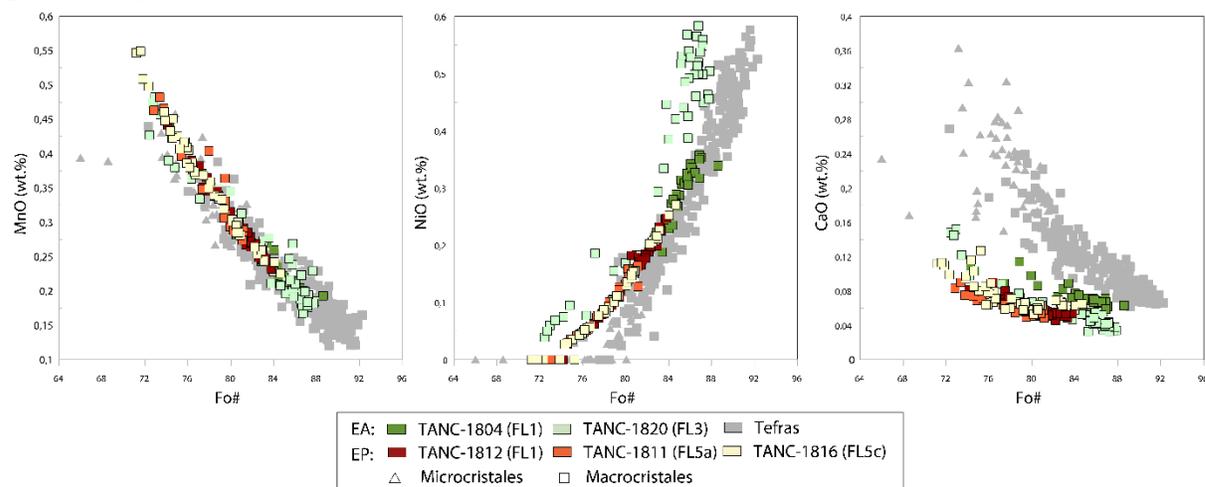


Figura 13: Diagramas Bivariantes Fo# vs. MnO (wt. %), NiO (wt. %), CaO (wt. %) para olivino en las lavas de El Astillero y El Pedregal.

Los macrocristales de las lavas de El Astillero (Figura 13) poseen en general un leve mayor contenido de Fo# que los macrocristales de las lavas de El Pedregal, y presenta dos comportamientos en cuanto MnO (wt. %), NiO(wt. %) y CaO (wt. %). El primero, apreciable en la muestra TANC-1804 (FL1) cuyos contenidos de MnO (wt. %), NiO (wt. %) y CaO (wt. %) son similares a macrocristales de las tefras, y el segundo apreciable en la muestra TANC-1820 (FL3) cuyos contenidos son similares a macrocristales de las lavas de El Pedregal. Por último, se aprecia que los macrocristales de la muestra TANC-1816 (FL5c) presentan contenidos de Fo# mayores al resto de lavas de El Pedregal, mayores contenidos de CaO (wt. %), pero contenidos menores de MnO (wt. %) y NiO.

5.2.2 Clinopiroxeno

Los análisis de clinopiroxeno corresponden a microcristales en tefras de El Astillero, y macro- y microcristales en lavas de El Astillero y El Pedregal, correspondiendo a las muestras de tefra de El Astillero TANC-1808A, TANC-1808E, TANC-1826A, flujo de lava de El Astillero TANC-1804, TANC-1820, y flujo de lava de El Pedregal TANC-1812, TANC-1811 y TANC-1816 (Tabla 1). Los análisis completos en detalle se encuentran en la sección B de ANEXOS. Los análisis se presentan en primer lugar con el diagrama ternario En-Fs-Wo (Morimoto et al., 1988) o también denominado diagrama Ca-Mg-Fe (Figura 15 Figura 16). En segundo lugar, se presentan diagramas bivariantes de Mg# ($Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$ p.f.u.) vs. Cr_2O_3 (wt. %), TiO_2 (wt. %) y Al_2O_3 (wt. %) (Figura 17Figura 18). Y en tercer lugar también se presentan perfiles composicionales de los macrocristales de núcleo a borde según Mg#, Cr_2O_3 (wt. %), TiO_2 (wt. %) y Al_2O_3 (wt. %) (Figura 19 y Figura 20).

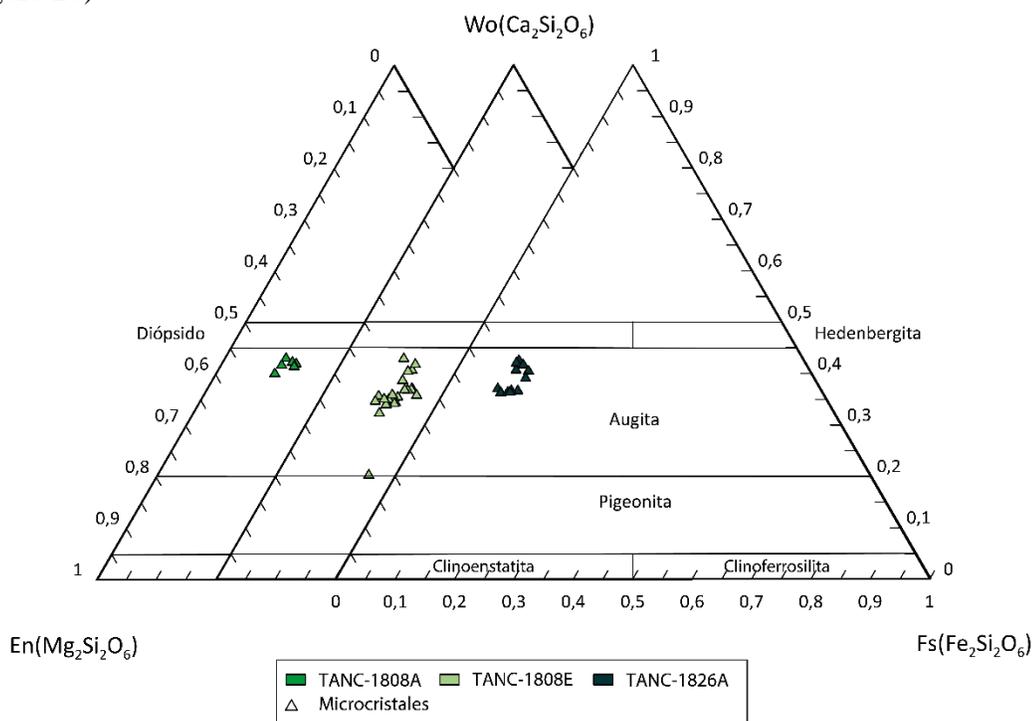


Figura 15: Diagrama En-Fs-Wo de los cristales de clinopiroxeno (Morimoto et al., 1988) analizados en las tefras de El Astillero.

Los clinopiroxenos en las tefras son únicamente microcristales, y corresponden a augita (En_{64-45} , Fs_{15-13} , Wo_{21-42}). Las lavas de El Astillero presentan macrocristales en general correspondientes a diópsido y augita (En_{63-40} , Fs_{27-12} , Wo_{10-48}), mientras que los microcristales en general corresponden a augita con algunas excepciones donde corresponde a diópsido, y en tendencia general se aprecia que desde la muestra TANC-1804 a la TANC-1820 disminuye el diópsido y aumenta la augita (Figura 15). Las lavas de El Pedregal presentan macrocristales correspondientes a diópsido y augita, mientras que los microcristales están ausentes hasta la muestra TANC-1816 correspondiente al último flujo de El Pedregal, y estos microcristales en mayoría corresponden a augita y diópsido. En macrocristales de olivino y en microcristales de ortopiroxeno se presentan bordes de reacción, que corresponden en general a augita, aunque también se presenta pigeonita (En_{60-37} , Fs_{27-27} , Wo_{13-36}) (Figura 16). La tendencia general en las lavas de El Pedregal muestra un aumento de diópsido previo a la muestra TANC-1816, donde se observa un retroceso en esta tendencia. En general se puede ver que la tendencia en las lavas, considerando tanto El Astillero y El Pedregal, muestra una variación continua y rangos composicionales bastante similares.

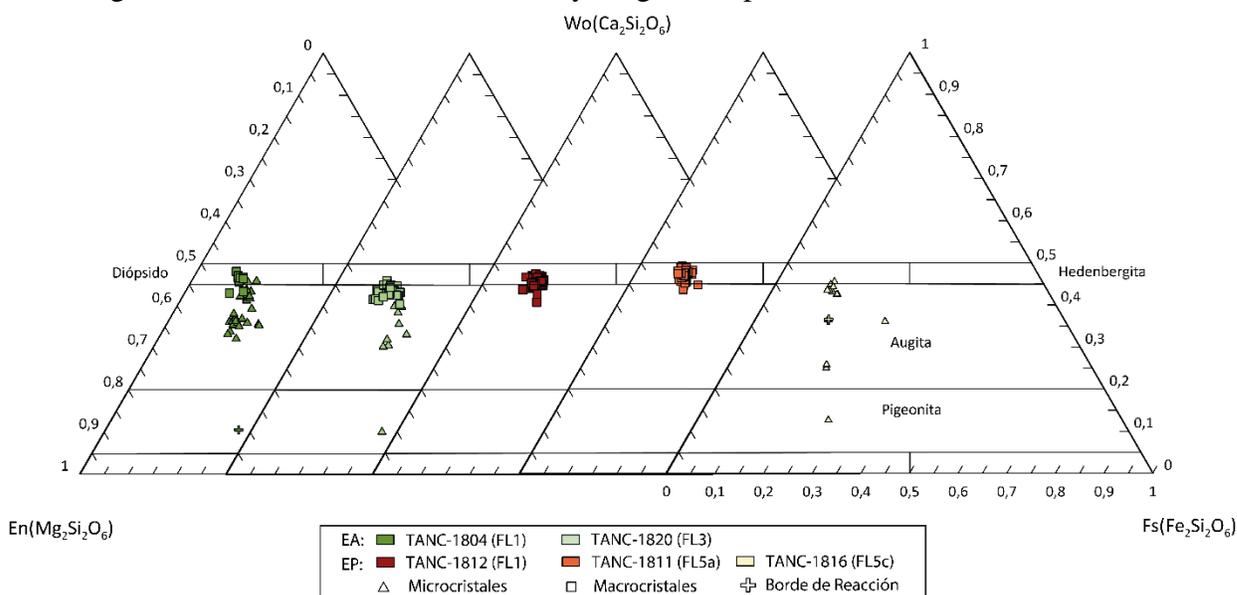


Figura 16: Diagrama En-Fs-Wo de los cristales de clinopiroxeno (Morimoto et al., 1988) analizados en las lavas de El Astillero y El Pedregal.

Los diagramas bivalentes se presentan como $Mg\#$ ($Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$ p.f.u.) vs. Cr_2O_3 (wt. %), TiO_2 (wt. %) y Al_2O_3 (wt. %). En tefras (Figura 17), los microcristales presentan un aumento de Cr_2O_3 (wt. %) con respecto al aumento en contenido de $Mg\#$. Por otro lado, tanto TiO_2 (wt. %) como Al_2O_3 (wt. %), presentan un comportamiento “bimodal”, con una tendencia de disminución con respecto al $Mg\#$, la cual está condicionada a la zonación por sector apreciada incluso en microcristales, siguiendo las tendencias para clinopiroxenos con zonación en sector descritas por Ubide et al., (2019). Esta zonación en sector muestra zonas enriquecidas en Al_2O_3 y TiO_2 , y zonas empobrecidas en estos elementos para mismos valores de $Mg\#$ (o bien para un mismo “rim” de zonación oscilatoria). Cabe destacar que la zona enriquecida en Al_2O_3 y TiO_2 , se encuentra empobrecida en MgO y FeO ($Mg\#_{87-76}$; 1.18 - 0.26 wt. % TiO_2 ; 4.83 - 1.21 wt. % Al_2O_3 ; 0.00 - 0.55 wt. % Cr_2O_3).

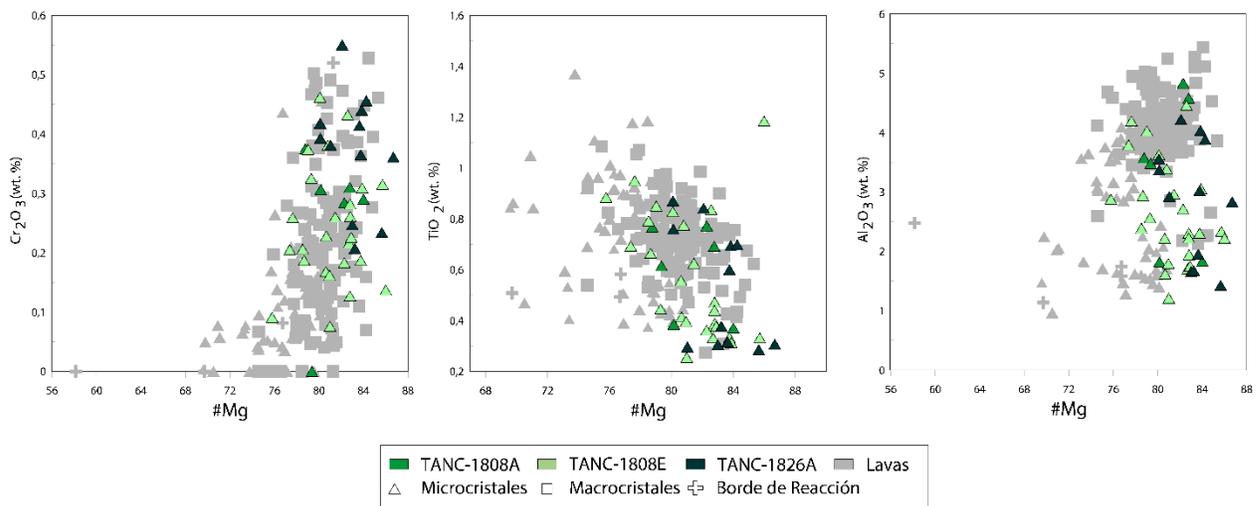


Figura 17: Diagrama bivalente Mg# ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ p.f.u.) vs. Cr_2O_3 (wt. %), TiO_2 (wt. %) y Al_2O_3 (wt. %) para clinopiroxeno en las tefras de El Astillero.

Para las lavas tanto de El Astillero como de El Pedregal (Figura 18) se aprecian las mismas tendencias observadas en las tefras de El Astillero, teniendo la única diferencia en que las tendencias bimodales se observan tanto en microcristales como macrocristales para los contenidos de TiO_2 y Al_2O_3 . Por lo tanto, la variación composicional es más amplia (para El Astillero: $\text{Mg}\#_{85-70}$; 1.37 - 0.27 wt. % TiO_2 ; 5.24 - 0.96 wt. % Al_2O_3 ; 0.00 - 0.53 wt. % Cr_2O_3 , para El Pedregal: $\text{Mg}\#_{87-58}$; 1.41 - 0.37 wt. % TiO_2 ; 5.44 - 1.44 wt. % Al_2O_3 ; 0.00 - 0.50 wt. % Cr_2O_3)).

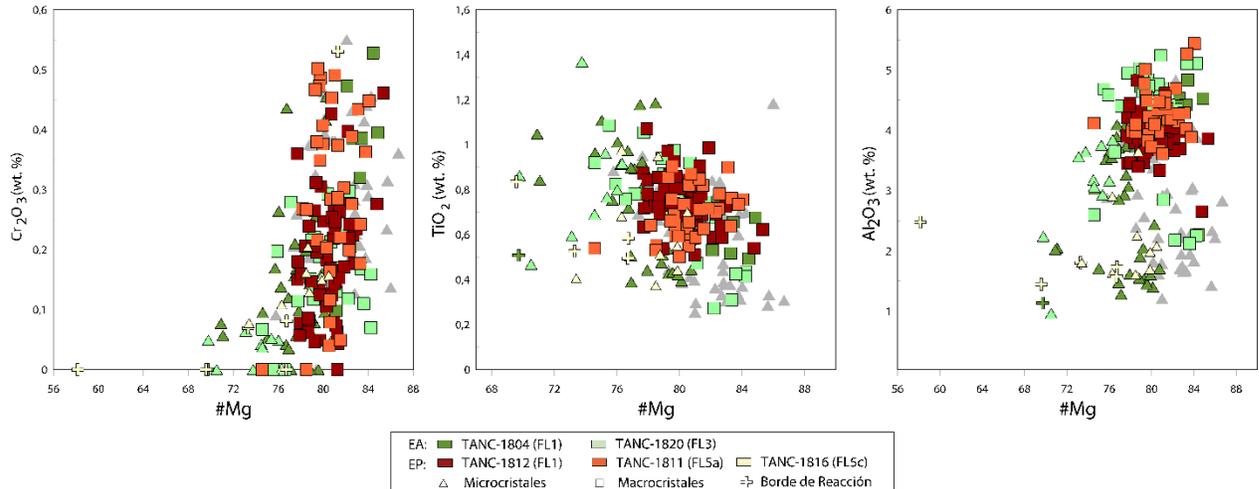


Figura 18: Diagrama bivalente Mg# ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ p.f.u.) vs. Cr_2O_3 (wt. %), TiO_2 (wt. %) y Al_2O_3 (wt. %) para clinopiroxeno en las lavas de El Astillero y El Pedregal.

Los perfiles composicionales para macrocristales, se presentan para contenidos $\text{Mg}\#$, Cr_2O_3 , TiO_2 y Al_2O_3 de núcleo a borde. En las lavas de El Astillero, se aprecian dos comportamientos: 1) caracterizado por un núcleo con bajos contenidos de TiO_2 (wt. %) y Al_2O_3 (wt. %) y tendencias en general similares para el Cr_2O_3 (wt. %), y luego comportamiento oscilatorio (Figura 19b), y 2) donde predomina más un comportamiento oscilatorio en sus contenidos de $\text{Mg}\#$, Cr_2O_3 , TiO_2 y Al_2O_3 de núcleo a borde (Figura 19a). En el primer comportamiento, los contenidos bajos de TiO_2

(wt. %) y Al_2O_3 (wt. %) también se encuentran condicionados a la zonación por sector ya mencionada anteriormente.

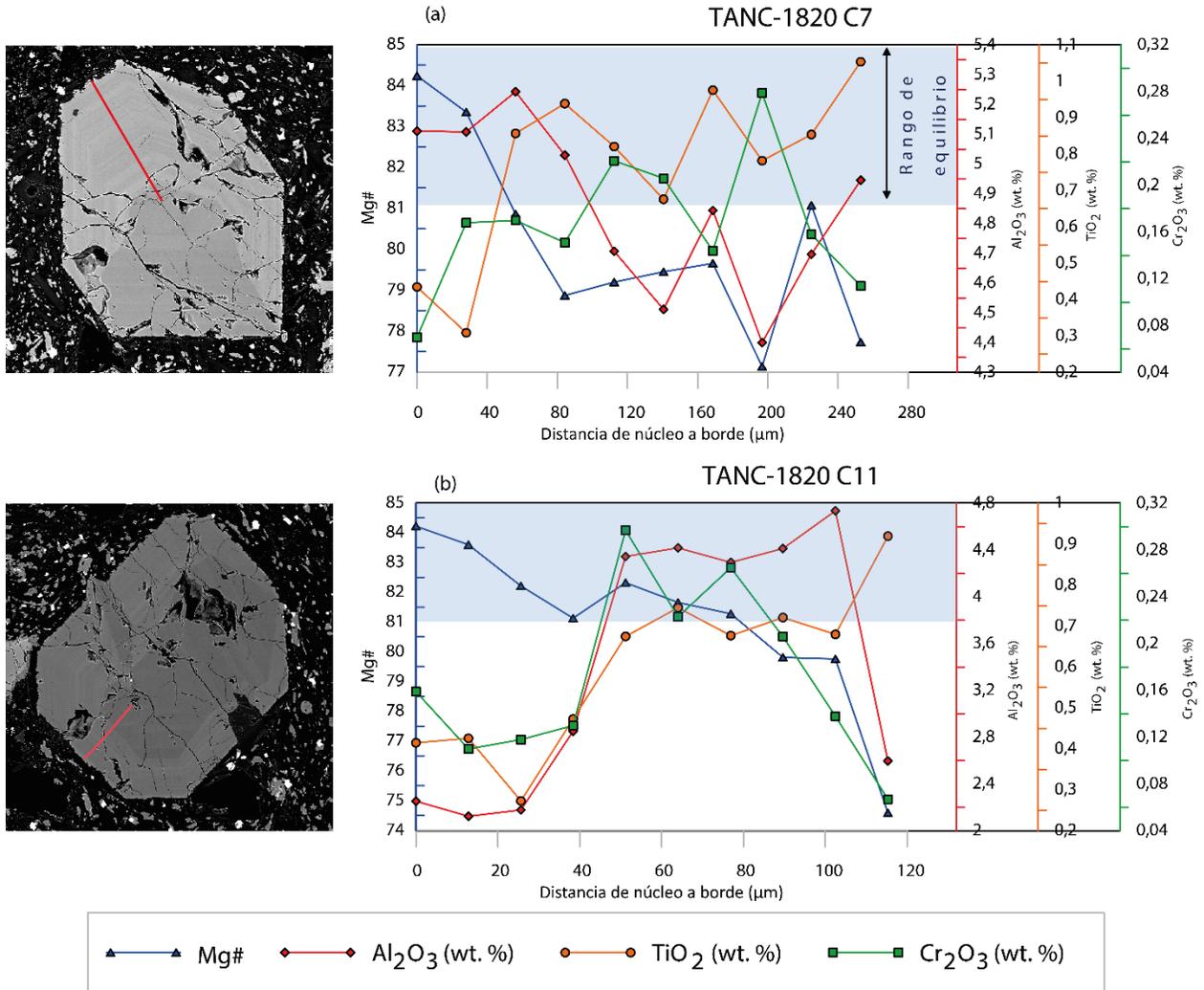


Figura 19: Perfiles distancia núcleo a borde versus contenido de Mg#, Al_2O_3 (wt. %), TiO_2 (wt. %), Cr_2O_3 (wt. %) en clinopiroxeno de muestras de flujos de lava de El Astillero, acompañados de imágenes BSE de Microsonda Electrónica (EMPA) del cristal correspondiente, en rojo se muestra la traza del perfil composicional. (a) Clinopiroxeno con zonación oscilatoria y en sector de la muestra TANC-1820; (b) clinopiroxeno con zonación oscilatoria y en sector, con un núcleo con bajos contenidos de Al_2O_3 (wt. %), TiO_2 (wt. %) y Cr_2O_3 (wt. %) de la muestra TANC-1820.

Para las lavas de El Pedregal, se observa zonación en sector y oscilatoria, pero se distinguen tres comportamientos: 1) donde se observa un núcleo más máfico con bajos contenidos de TiO_2 (wt. %) y Al_2O_3 (wt. %), y contenidos altos de Cr_2O_3 (wt. %) y luego las oscilaciones se dan en composiciones más evolucionadas (Figura 20a), 2) donde se observa un núcleo interno más evolucionado rico en TiO_2 (wt. %) y Al_2O_3 (wt. %), y empobrecido en Cr_2O_3 (wt. %), posterior un núcleo externo máfico con altos contenidos de Mg# y Cr_2O_3 (wt. %) y luego nuevamente composiciones más diferenciadas (Figura 20b), y 3) donde se observa un comportamiento

oscilatorio únicamente para sus contenidos de TiO_2 (wt. %), Al_2O_3 (wt. %) y Cr_2O_3 (wt. %) (Figura 20c).

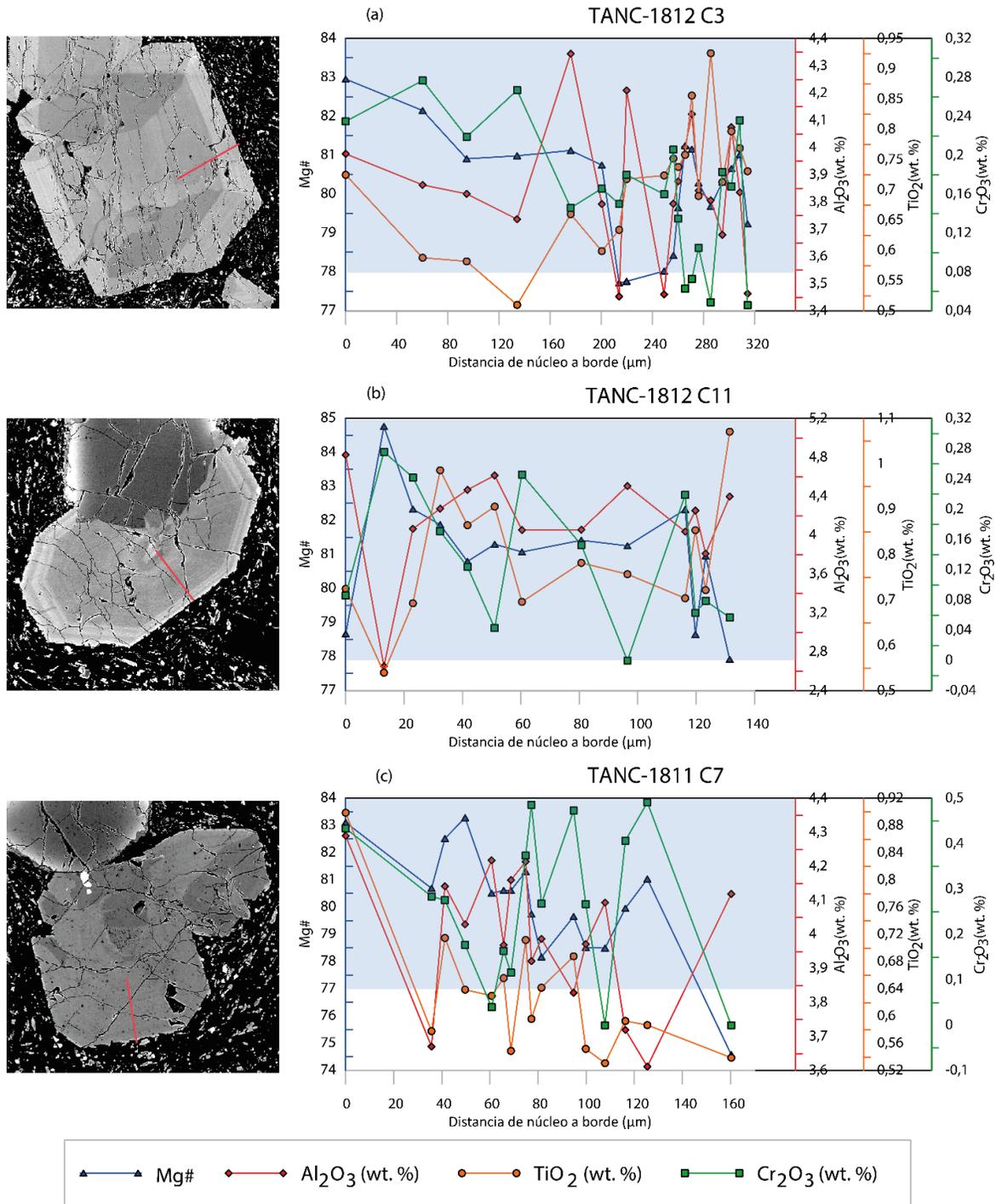


Figura 20: Perfiles distancia núcleo a borde versus contenido de Mg#, Al_2O_3 (wt. %), TiO_2 (wt. %), Cr_2O_3 (wt. %) en clinopiroxeno de muestras de flujos de lava de El Astillero, acompañados de imágenes BSE de Microsonda Electrónica (EMPA) del cristal correspondiente, en rojo se muestra la traza del perfil composicional. (a) Clinopiroxeno con núcleo más máfico y zonación por sector y borde con zonación oscilatoria de la muestra TANC-1812; (b) clinopiroxeno con núcleo interno evolucionado, núcleo externo primitivo y borde evolucionado de la muestra TANC-1812; (c) clinopiroxeno con zonación oscilatoria y en sector de la muestra TANC-1811.

5.2.3 Ortopiroxeno

Los análisis para macro- y microcristales de las lavas de El Astillero y El Pedregal corresponden a las muestras de flujo de lava de El Astillero TANC-1804, TANC-1820, y flujo de lava de El Pedregal TANC-1812, TANC-1811 y TANC-1816 (Tabla 1). Los análisis completos se encuentran en la sección B de ANEXOS. Los análisis se presentan en un diagrama En-Fs-Wo o Ca-Mg-Fe (Morimoto et al., 1988) (Figura 21) y mediante diagramas bivariantes Mg# ($\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$ p.f.u.) versus Cr_2O_3 (wt. %), TiO_2 (wt. %) y Al_2O_3 (wt. %) (Figura 22).

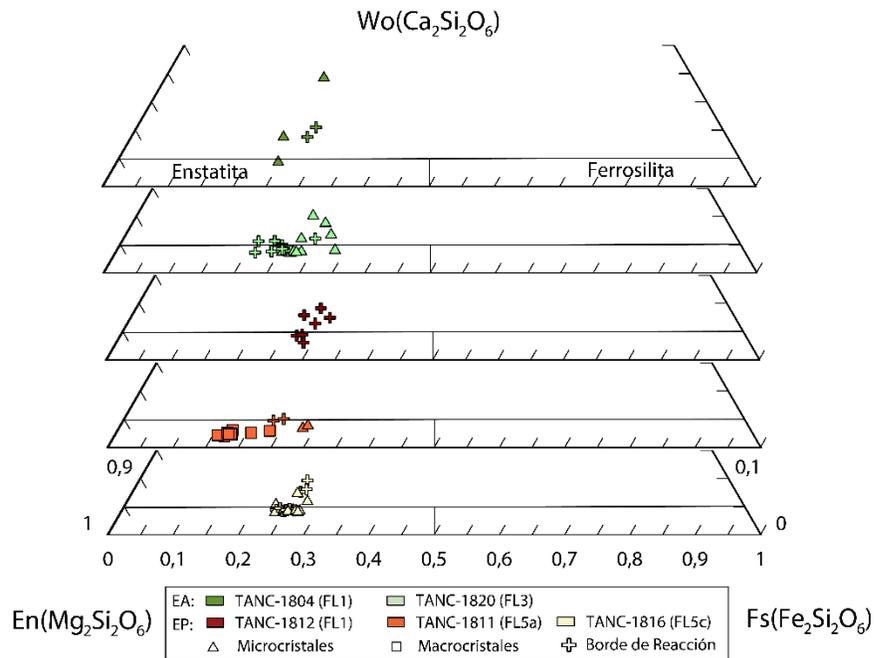


Figura 21: Diagrama En-Fs-Wo de los cristales de ortopiroxeno (Morimoto et al., 1988) analizados en las lavas de El Astillero y El Pedregal.

Los ortopiroxenos se encuentran en general como microcristales, bordes de reacción en olivino, y de las muestras analizadas en microsonda electrónica, solo la muestra TANC-1811 (FL5a) presenta macrocristales, de los cuales únicamente se analizó uno. De esta manera, se puede apreciar que en general microcristales y bordes de reacción corresponden a enstatita y wollastonita, mientras que los macrocristales únicamente corresponden a enstatita. De manera general se puede apreciar que microcristales y bordes de reacción mantienen un rango composicional bastante similar, mientras que el macrocristal presenta un mayor contenido de Mg# (En_{82-56} , Fs_{16-24} , Wo_{2-20}) (Figura 21).

Los diagramas bivariantes se presentan como Mg# ($\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3})$ p.f.u.) vs. Cr_2O_3 , TiO_2 y Al_2O_3 (wt. %), y en general sigue las mismas tendencias observadas en clinopiroxeno, incluso con la “bimodalidad” condicionada a la zonación por sector, a lo que se observa una zona enriquecida en Al_2O_3 y TiO_2 , y empobrecida en MgO y FeO . Se observa un aumento en contenidos de Cr_2O_3 (wt. %) y una disminución en contenidos de TiO_2 (wt. %) y Al_2O_3 (wt. %), y en este último se aprecia notablemente en el macrocristal, en el cual su contenido de Al_2O_3 (wt. %)

disminuye de núcleo a borde es en el núcleo, mientras que su contenido de Mg# muestra una tendencia estable y luego en el borde disminuye bruscamente (Figura 22).

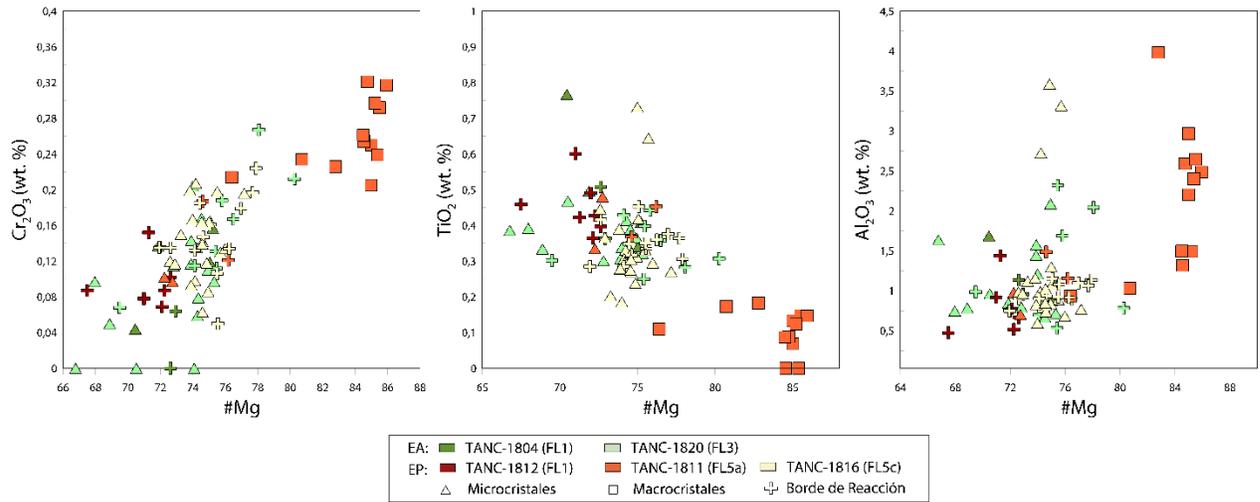


Figura 22: Diagrama bivalente Mg# ($Mg / (Mg + Fe^{2+})$ p.f.u.) vs. Cr_2O_3 (wt. %), TiO_2 (wt. %) y Al_2O_3 (wt. %) para ortopiroxeno en las lavas de El Astillero y El Pedregal.

5.2.4 Plagioclasa

Los análisis en plagioclasas corresponden a macro- y microcristales tanto de tefras de El Astillero, como flujos de lava tanto de El Astillero como de El Pedregal, correspondiendo a las muestras de tefra de El Astillero TANC-1808A, TANC-1808E, TANC-1826A, flujo de lava de El Astillero TANC-1804, TANC-1820, y flujo de lava de El Pedregal TANC-1812, TANC-1811 y TANC-1816 (Tabla 1). Los análisis completos en detalle se encuentran en la sección de ANEXOS.

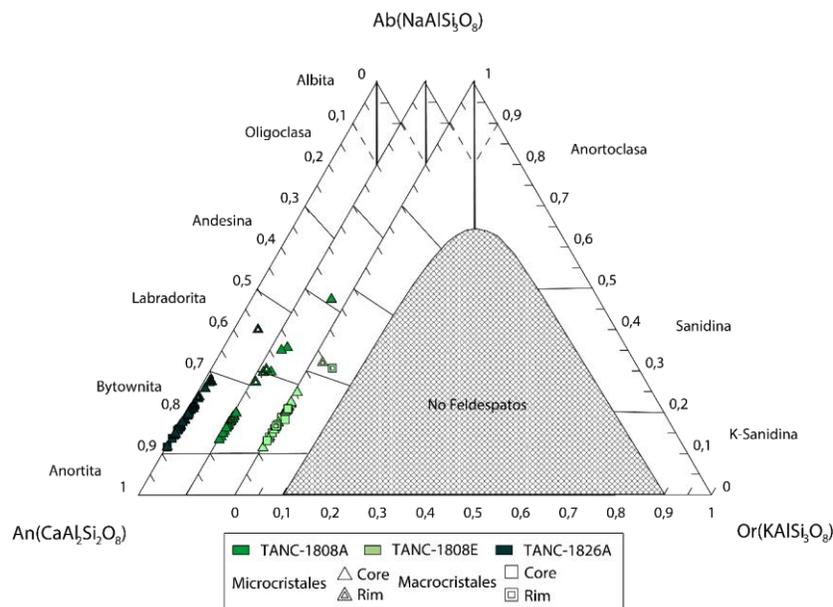


Figura 23: Diagrama An-Ab-Or (modificado de Deer et al., (2013)) para plagioclasa de las tefras de El Astillero.

Los macrocristales correspondientes a las tefras presentan un rango composicional restringido a la bytownita (An_{88-78}), con excepción de un único valor correspondiente a An_{64} , mientras que los microcristales presentan un rango composicional que varía entre bytownita y andesina (An_{88-45}), aunque en gran mayoría corresponden a bytownita (Figura 23).

Los microcristales de las lavas de El Astillero presentan un rango composicional que varía entre bytownita y oligoclasa (An_{86-25}), donde los microcristales de la muestra TANC-1820 (FL3) en general presentan una composición más evolucionada que los microcristales de la muestra TANC-1804 (FL1), a excepción de un único valor correspondiente a An_{25} , siendo un anillo de crecimiento (Figura 24). Cabe destacar una ausencia en macrocristales de plagioclasa.

Los macrocristales de las lavas de El Pedregal presentan un rango composicional que varía entre anortita y labradorita (An_{91-67}), y sus microcristales con un rango composicional similar a los microcristales de El Astillero, variando entre bytownita y andesina (An_{87-39}) (Figura 24).

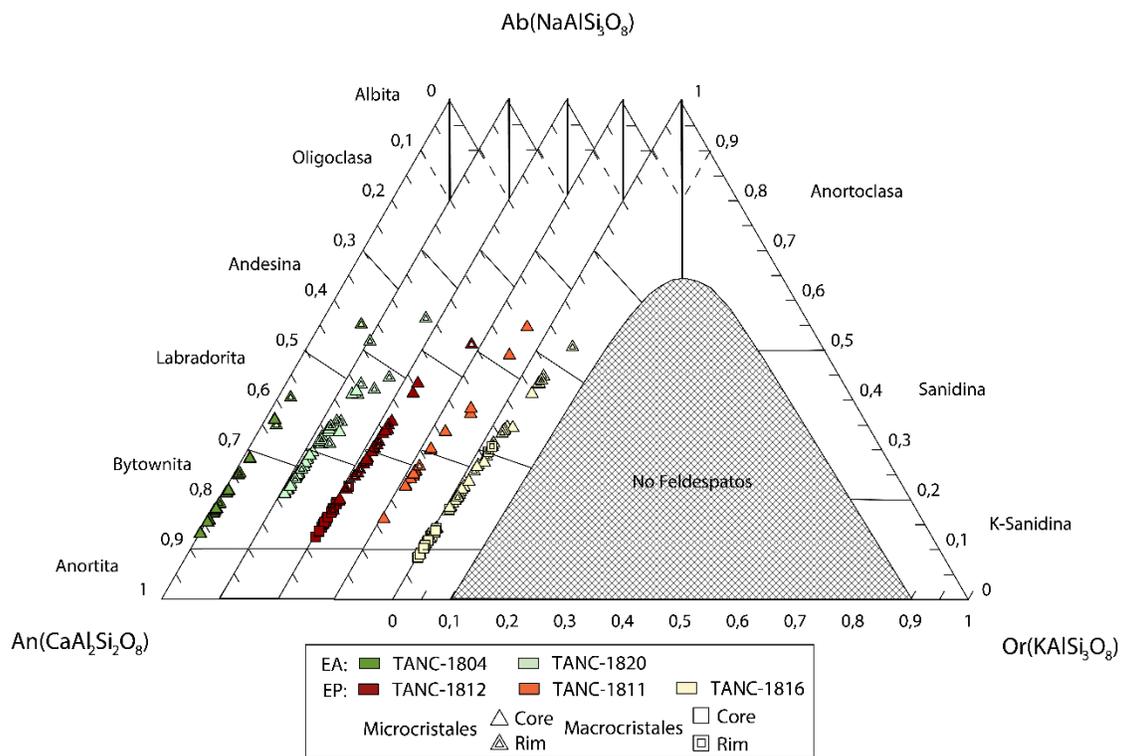


Figura 24: Diagrama An-Ab-Or (modificado de Deer et al., (2013)) para plagioclasa de las lavas de El Astillero y El Pedregal.

5.2.5 Espinelas

Los análisis en espinelas corresponden a microcristales tanto de tefras de El Astillero, como flujos de lava tanto de El Astillero como de El Pedregal, correspondiendo a las muestras TANC-1808A, TANC-1808E, TANC-1826A, TANC-1804, TANC-1820, TANC-1812, TANC-1811 y TANC-1816. Los análisis completos en detalle se encuentran en la sección de ANEXOS.

Los análisis de espinelas se presentan en un diagrama ternario de $\text{Fe}^{3+}\text{-Al}^{3+}\text{-Cr}^{3+}$ (Stevens, 1944). Estas espinelas se presentan como microcristales en masa fundamental como también en inclusiones generalmente en olivino y clinopiroxeno. En tefras de El Astillero estos minerales opacos se clasifican mayormente como Al-cromita, y en menor medida Cr-espinela, Cr-magnetita y Al-magnetita en ese orden (Figura 25). En tefras, todas las correspondientes a inclusiones se encuentran en macrocristales de olivino (también debido a la ausencia de macrocristales de clinopiroxeno en tales muestras). Las Cr-magnetitas y Al-magnetitas se observan únicamente en la muestra TANC-1808A y en particular en el cristal 1, el cual posee zonación oscilatoria y estas Cr-magnetitas y Al-magnetitas se encuentran en un borde de bajo contenido de Fo#.

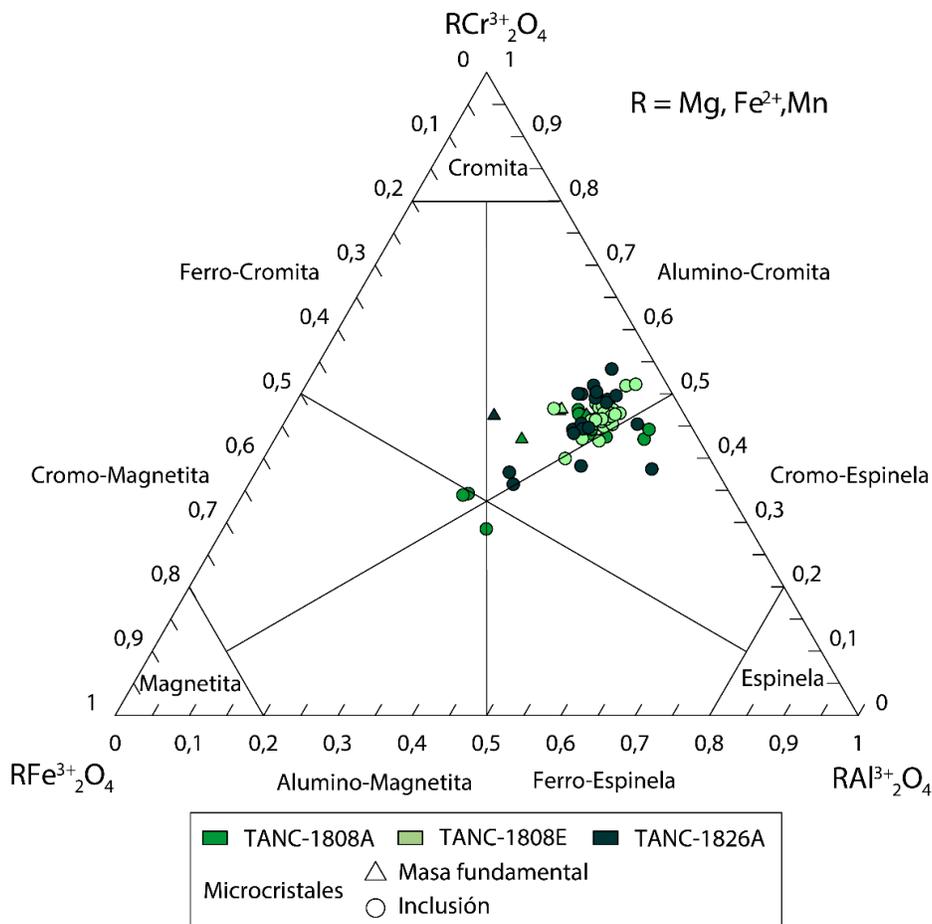


Figura 25: Diagrama $\text{Fe}^{3+}\text{-Al}^{3+}\text{-Cr}^{3+}$ (Stevens, 1944) para espinelas en tefras de El Astillero.

En las lavas de El Astillero, las espinelas corresponden a Al-cromita, Fe-cromita, Cr-magnetita, Fe-espinela, Al-magnetita y Magnetita (Figura 26). Se observa que las Al-cromitas y Cr-espinelas se encuentran como inclusión en olivino, por otro lado, la Fe-cromita y Al-magnetita se presentan incluidas en clinopiroxeno. La Fe-espinela se encuentra como inclusión en un olivino, pero esta inclusión también fraccionó otras fases minerales como por ejemplo anfíbol. Las Cr-magnetitas y magnetitas se presentan en masa fundamental, con excepción en la muestra TANC-1804 (FL1) que se encuentran Cr-magnetitas como inclusión en clinopiroxeno, y en la muestra TANC-1820 (FL3) que se encuentran rellenando un leve embahiamiento en olivino. En las lavas de El Pedregal corresponden a Al-cromita, Cr-espinela, Fe-cromita, Cr-magnetita y Al-magnetita, donde

únicamente en la muestra TANC-1811(FL5a) se registran dos datos como inclusión clinopiroxeno con composiciones similares a aquellas en olivino en el resto de lavas de El Pedregal. En la muestra TANC-1812 (FL1) se registra una Cr-magnetita y Al-magnetita las cuales se encuentran en un borde de olivino, rellenando un leve embahiamiento similar a la muestra TANC-1820 (FL3). En la muestra TANC-1816 (FL5c) se observan espinelas con 2 comportamientos: 1) que sigue la tendencia de lavas de El Pedregal y 2) que sigue composiciones similares a las apreciables en El Astillero.

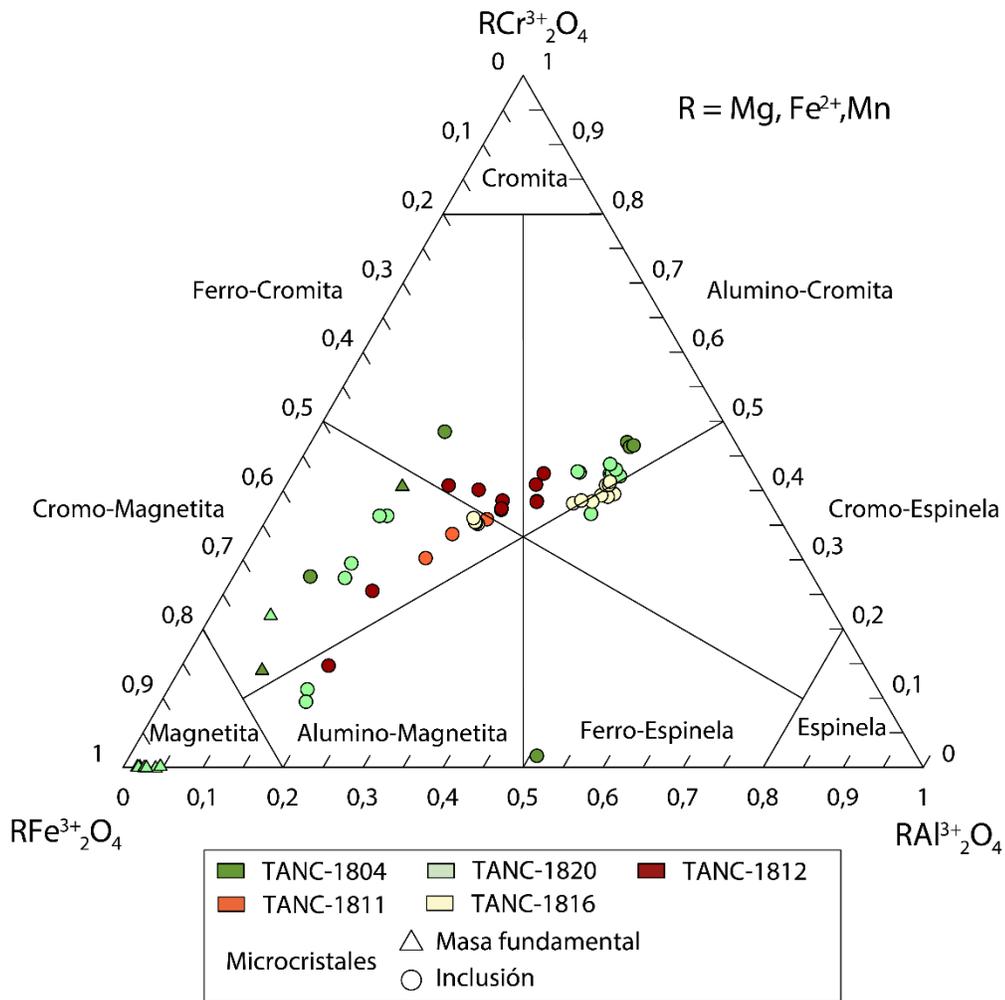


Figura 26: Diagrama $Fe^{3+}-Al^{3+}-Cr^{3+}$ (Stevens, 1944) para espinelas en lavas de El Astillero y El Pedregal.

5.2.6 Inclusiones minerales y vidrio

En las muestras TANC-1808E y TANC-1804 (FL1), en particular los cristales de olivino 1 y 6 respectivamente de las muestras mencionadas, se observan unas inclusiones que presentan formación de espinela (antes descritos y comparados), anfíbol e incluso vidrio. Los análisis completos en detalle se presentan en la sección B de ANEXOS.

Estos anfíboles se corresponden al grupo cálcico ($(Ca,Na)_B \geq 1.00$ y $Na_B < 0.50$), presentan $Ca_B > 1.5$, $(Na + K)_A < 0.50$, $Ca_A < 0.5$, $Mg\# (Mg / (Mg + Fe^{2+}) \text{ p.f.u.}) > 0.5$ y $6 > Si > 5.5$ (p.f.u.), clasificándose como tshermakitas (Leake et al., 2004) (Figura 27). Cabe destacar que estos anfíboles no son comparables químicamente a los presentes en las lavas de El Astillero y El Pedregal, debido a que se encuentran completamente opacíticos.

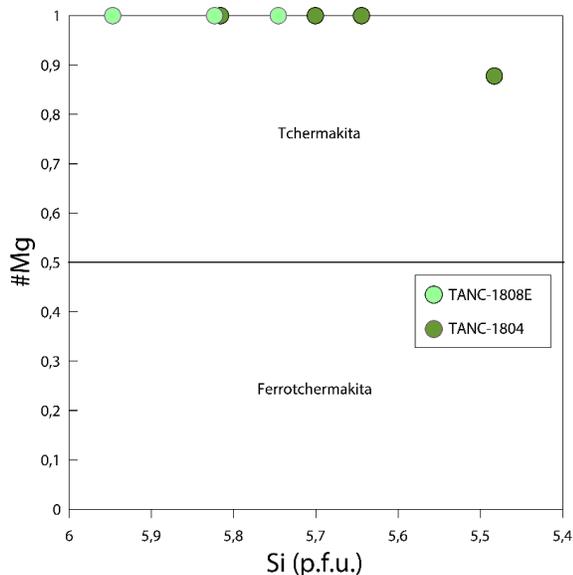


Figura 27: Diagrama de clasificación de anfíboles cálcicos restringido a $Si < 6$ (modificado de Leake et al., (2004)).

Los análisis de vidrio corresponden tanto de inclusiones en olivino como también de vidrio en masa fundamental (Figura 28). En tefras, generalmente corresponden a vidrio de masa fundamental, mientras que en el flujo de lava 1 de El Astillero (muestra TANC-1804 – FL1 únicamente), corresponden a vidrio en inclusiones. En general, se observan composiciones más evolucionadas en contraste con la química de roca total, donde en tefras se obtienen composiciones entre andesita basáltica y andesita, mientras que, en la lava de El Astillero (TANC-1804 – FL1), se alcanzan composiciones dacíticas, a excepción de dos puntos analíticos los cuales corresponden a basalto picrítico y basalto.

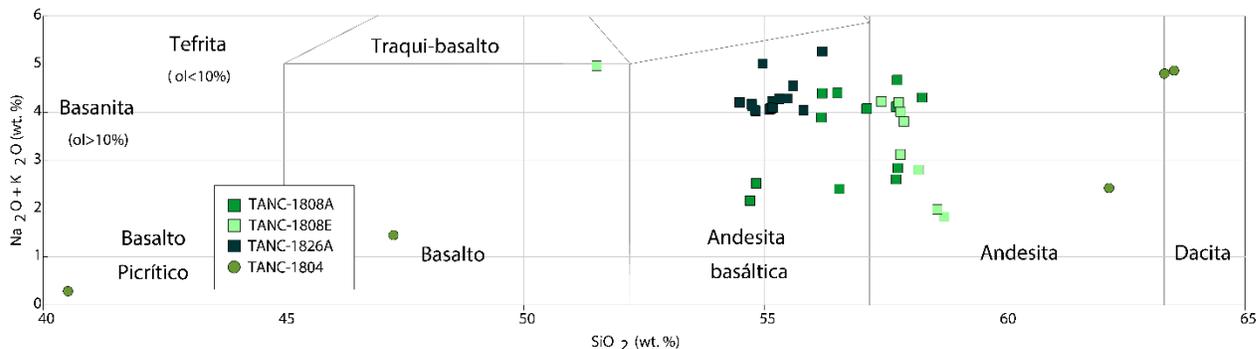


Figura 28: Diagrama sílice vs. alkalis total (diagrama TAS) (Le Bas et al., 1986), para vidrio analizado en tefras y lavas de El Astillero.

6. DISCUSIÓN

6.1 Origen de distintas poblaciones cristalinas

Para la correcta discusión de estos datos, se considerarán los conceptos de “fenocristal”, “antecristal”, “xenocristal” y “microcristal” dados por Jerram y Martin (2008) donde: fenocristales son aquellos con origen cogenético en un mismo magma hospedante; antecristales aquellos reciclados una o varias veces antes de su incorporación al magma hospedante, pero que su origen esta dado por una fuente comagmática; xenocristales aquellos que son completamente ajenos al sistema magmático; y microcristales o microlitos aquellos cristales de tamaño pequeño formados cogenéticamente durante descompresión y/o la misma erupción (pre-eruptivo y/o syn-eruptivo).

A partir de la petrografía realizada, los análisis semicuantitativos en SEM y cuantitativos en microsonda electrónica (EMPA) se pudo caracterizar textural y composicionalmente las fases cristalinas de las muestras seleccionadas de la secuencia eruptiva de El Astillero y El Pedregal.

Para poder determinar la naturaleza de las distintas familias o poblaciones cristalinas se realizaron diagramas de equilibrio tipo Rhodes (olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa)(Rhodes et al., 1979), los cuales contrastan el contenido de Fo# del olivino y el Mg# de clino- y ortopiroxeno con el Mg# del fundido, y en caso de la plagioclasa se compara la razón de Ca/Na versus la razón Ca/Na*Al/Si (ver detalle en 4.5 Procesamiento de los datos).

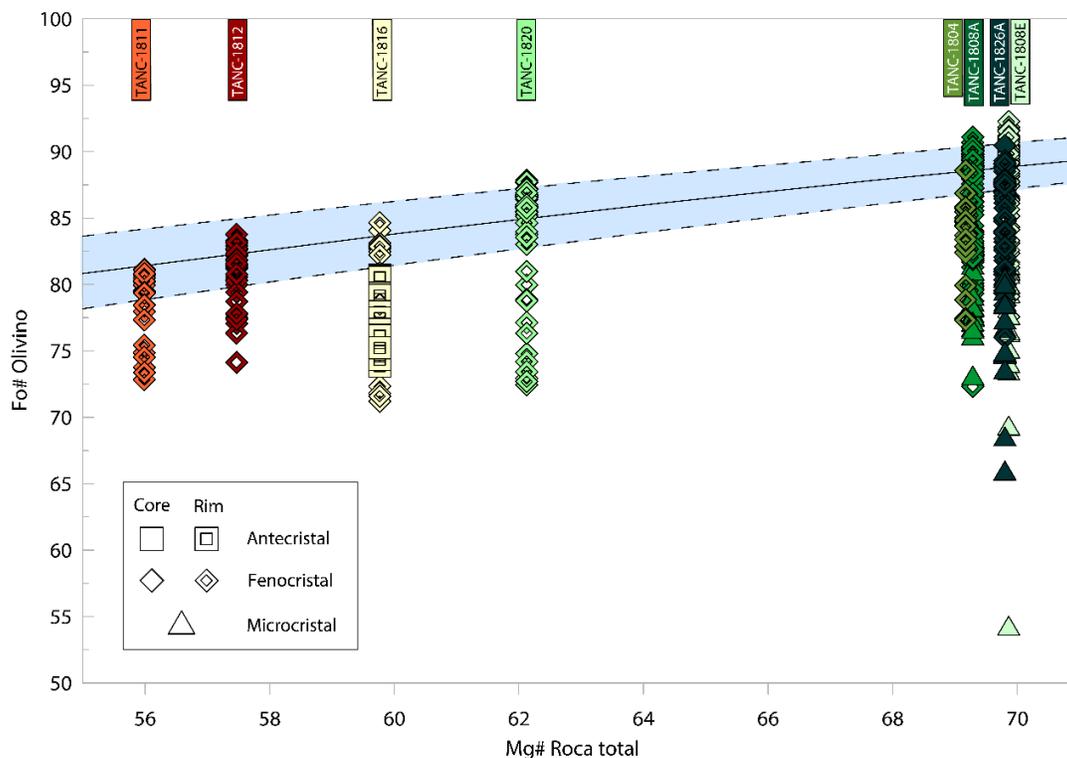


Figura 29: Diagrama de equilibrio tipo Rhodes Fo# olivino versus Mg# ($Mg / (Mg + Fe^{2+})$) Roca total. La línea negra representa el valor de equilibrio entre olivino y fundido para un coeficiente de partición $K_D = 0.29 \pm 0.051$ (Putirka, 2016), y las líneas segmentadas representan el error y por tanto el rango de equilibrio.

Para olivino, se puede apreciar en la Figura 29 que en general los olivinos representan la evolución progresiva de las muestras en la secuencia eruptiva con el respectivo retroceso composicional, donde los cristales de olivino de la muestra FL5c – El Pedregal (TANC-1816) se encuentran en rangos de equilibrio con valores mayores de Fo#, a valores mayores de Mg# en roca total en comparación de la muestra FL5a – El Pedregal (TANC-1811).

En el caso de las tefras (Figura 29) se observan cristales de olivino cuya composición se ubica dentro del rango de equilibrio calculados y apreciable en los perfiles composicionales (ver ANEXO D), con ciertas excepciones correspondientes a los cristales C1 de la muestra TANC-1808A y C1 de la muestra TANC-1808E cuyo primer dato desde núcleo a borde en ambos casos se aprecian levemente fuera de los rangos de equilibrio, y el C5 de la muestra TANC-1808E el cual su perfil se encuentra ligeramente por sobre el equilibrio. Para la interpretación de los cristales antes mencionados, se observa que estos datos quedan sobre el equilibrio por una diferencia en general menor al 1-2%. Ahora bien, considerando los datos de geoquímica de roca total de todas las tefras, se aprecia que la tefra TANC-1830, posee un valor de $Mg\# = 72.1$ (ver ANEXO C), con el cual queda en equilibrio el olivino para valores de $Fo \sim 92$, y así estos cristales si se encontrarían en equilibrio. Así, se interpreta que todos los macrocristales estudiados en tefras corresponden a fenocristales, y se distinguen 2 familias: 1) fenocristales esqueléticos con zonación oscilatoria, 2) fenocristales con zonación normal. Anteriormente se mencionó que la familia 1 de fenocristales esqueléticos coinciden también a la familia de mayor tamaño, mientras que la familia 2 de fenocristales con zonación normal coincide con la familia de menor tamaño, reflejando dos episodios de nucleación de macrocristales. Estas familias, de manera similar a lo que se ha propuesto para las tefras del Parícutin (Albert et al., 2020) se interpretan como el cambio de un régimen de transporte convectivo a uno de flujo laminar desde la formación, desarrollo y ascenso del dique alimentador de la erupción. Así, la familia 1 identificada podría representar condiciones similares a las descritas para el Parícutin, con un crecimiento rápido en condiciones convectivas durante la concepción del dique, mientras que la familia 2 representaría un crecimiento estable durante el ascenso del dique. Esto es concordante con lo observado en los resultados (ver 5.2.1 Olivino), donde se menciona que en las muestras de tefra TANC-1826A (sobre el paleosuelo) y TANC-1808A predominan macrocristales de olivino con zonación oscilatoria (familia 1) y en la muestra TANC-1808E predominan macrocristales de olivino con zonación normal (familia 2), observándose una transición entre la textura del olivino en tefras tempranas y tefras tardías.

En las lavas de Astillero (Figura 29 ; ver ANEXO D), para la muestra FL1 – El Astillero (TANC-1804) se aprecia que el cristal C3, de manera similar a lo descrito en tefras, tiene una composición levemente debajo del equilibrio con una diferencia aproximada a 1%, y este presenta crecimiento dentro de rangos de equilibrio, lo cual se interpreta como un cristal que se formó en equilibrio, y por lo tanto, un fenocristal. Por otro lado, en la misma muestra, el cristal C6, muestra un núcleo muy por debajo de rangos de equilibrio (texturalmente muestra reabsorciones, Figura 12) con una diferencia aproximada de 4%, pero presenta la formación posterior de un borde en equilibrio con el fundido, interpretándose como un fenocristal que se reequilibró posterior a un cambio composicional y luego creció nuevamente en equilibrio. De la muestra FL3 – El Astillero (TANC-1820), se observan cristales con un perfil principalmente en equilibrio, donde únicamente el cristal

C2 presenta un núcleo levemente más evolucionado y luego tiene datos levemente sobre el equilibrio con una diferencia de 0.5%, por lo tanto, también se interpreta de manera similar al cristal C6 de la muestra FL1 – El Astillero. Así, se aprecian 2 familias: 1) fenocristal con zonación oscilatoria (incluso con núcleo reabsorbido), el cual podría corresponder a un cristal formado previo a la llevada de pulsos de magma composicionalmente similares, pero ligeramente diferentes y más máficos, correspondiendo a un proceso de recarga magmática, posteriormente este cristal vuelve a crecer en equilibrio, 2) fenocristal con zonación normal, interpretándose como cristales formados en condiciones estables en una zona de estancamiento. Estas familias al igual que en las tefras, coinciden con las familias de tamaño, siendo la familia 1 de fenocristales con zonación oscilatoria los cristales de mayor tamaño, mientras que la familia 2 de fenocristales con zonación normal son los cristales de menor tamaño, y en conjunto con sus interpretaciones, estas reflejan 2 episodios de nucleación de macrocristales, uno pre- y otro post- mezcla de magmas.

En las lavas de El Pedregal (ver ANEXO D), en general se aprecian cristales formados dentro de los rangos de equilibrio, a excepción del cristal C5 de la muestra FL5c – El Pedregal (TANC-1816) la cual se encuentra completamente por debajo del rango de equilibrio. Contrastando los valores de Fo# del cristal C5 de la muestra FL5c – El Pedregal (TANC-1816) con el cristal C3 de la misma muestra, este último se formó en equilibrio alrededor de un valor de Fo# de 83, mientras que el primero se forma cercano a un valor de Fo# de 80. Lo anterior en contraste a los cristales de las muestras FL1 – El Pedregal (TANC-1812) y FL5a – El Pedregal (TANC-1811) cuyos cristales dentro de la misma muestra se encuentran alrededor de contenidos de Fo# similares, siendo un valor aproximado de 82% y 80% respectivamente. En particular, el C5 de la muestra FL5c posee un contenido similar de Fo# al que poseen los cristales de la muestra FL5a, incluso su perfil es similar al cristal C7 de la muestra FL5a. Así, se reconocen 2 familias: 1) fenocristales con zonación normal, los cuales se interpretan de manera similar a la familia 2 de olivino de las lavas de El Astillero, y 2) antecristales evolucionados con zonación normal los cuales se habrían formado en equilibrio, pero serían incorporados a un nuevo pulso de magma más primitivo. De la familia 1, se puede observar que presentan cristales coincidentes tanto a la población de mayor como la de menor tamaño, reflejando también dos episodios de nucleación de macrocristales previo a la llegada del nuevo pulso de magma más primitivo.

Para el clinopiroxeno (Figura 30), se aprecia en las lavas de El Astillero tanto en la muestra FL1 – Astillero (TANC-1804) como en FL3 – El Astillero (TANC-1820) cristales cuyos valores de Mg# ($Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$) se encuentran sobre el equilibrio, como cristales con valores de Mg# bajo los rangos de equilibrio. El C11 de la muestra FL1 – El Astillero (TANC-1804), presenta zonación por sector, donde la zona enriquecida en MgO y FeO aun así se encuentra por debajo de los rangos de equilibrio, y así, corresponde a un antecristal más evolucionado. De manera similar, el cristal C9 de la muestra FL3 – El Astillero (TANC-1820) también posee zonación por sector, y de núcleo a borde exhibe primero la zona empobrecida en MgO y FeO, para luego mostrar zonación oscilatoria en la zona enriquecida en MgO y FeO, este cristal también se encuentra completamente por debajo del rango de equilibrio, interpretándose como un antecristal más evolucionado. Por otro lado, los cristales C7 y C11 de la muestra FL3 – El Astillero (TANC-1820), que también presentan zonación oscilatoria y en sector, presentan al menos la zona enriquecida en MgO y FeO dentro de

rangos de equilibrio, interpretándose como fenocristales (ver ANEXO D). Así, se reconocen 2 familias: 1) antecristales evolucionados y 2) fenocristales; ambas familias con zonación por sector y oscilatoria. La familia 1 se interpreta como macrocristales formados previo a la llegada de pulsos de magma composicionalmente similares, pero más máficos, y la familia 2 se interpreta como cristales formados posterior a la llegada de pulsos de magmas composicionalmente similares, luego de la mezcla de magmas. Cabe destacar que la familia de fenocristales corresponde a cristales de mayor tamaño que la familia de antecristales, reflejando dos episodios de nucleación de macrocristales, uno pre- y otro post- mezcla de magmas, de manera similar a lo observado en olivino.

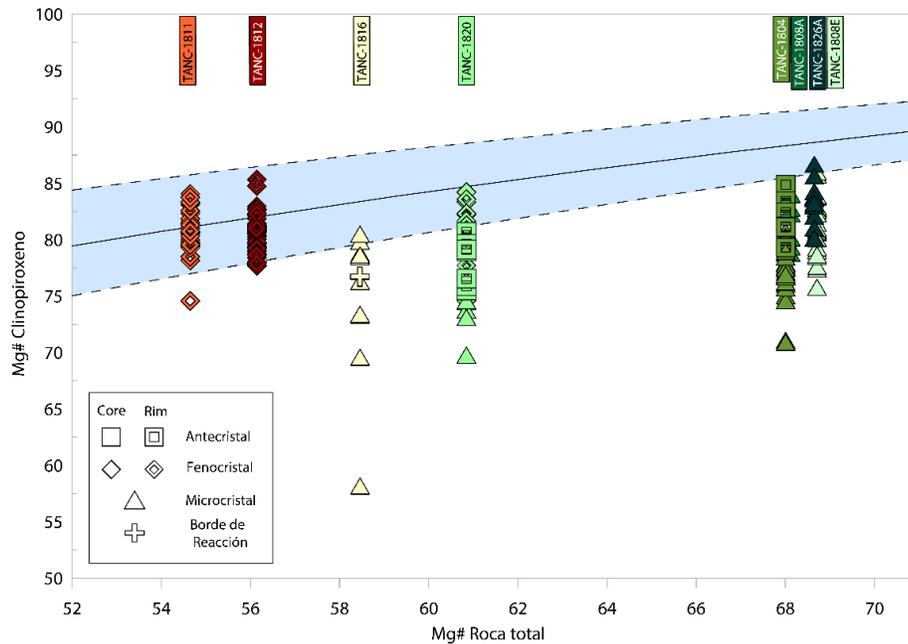


Figura 30: Diagrama de equilibrio tipo Rhodes Mg# clinopiroxeno versus Mg# ($Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$) Roca total. La línea negra representa el valor de equilibrio entre clinopiroxeno y fundido para un coeficiente de partición $K_D = 0.28 \pm 0.08$ (Putirka, 2008), y las líneas segmentadas representan el error y por tanto el rango de equilibrio.

Para las lavas de El Pedregal (ver Anexo D), se aprecia que todos los macrocristales analizados se encuentran dentro de los rangos de equilibrio, tanto para la muestra FL1 – El Pedregal (TANC-1812), como para la FL5a – El Pedregal (TANC-1811), interpretándose todos como fenocristales (Figura 30). Cabe destacar que no hay análisis de macrocristales de clinopiroxeno para la muestra FL5c – El Pedregal (TANC-1816). Así, se reconocen 2 familias: todas con zonación oscilatoria y por sector, pero 1) fenocristales que presentan un núcleo primitivo en el cual se puede apreciar zonación por sector y oscilatoria, y luego presenta un borde más evolucionado también con zonación por sector y oscilatoria (apreciables en la muestra de FL1 – El Pedregal TANC-1812), y 2) fenocristales sin un borde más evolucionado (apreciables en la muestra de FL5a – El Pedregal TANC-1811). De la misma forma, se puede apreciar que la familia 1 coinciden con la población de cristales de mayor tamaño, mientras que la familia 2 coincide con aquella de menor tamaño, reflejando nuevamente 2 episodios de nucleación de macrocristales previo a la llegada del nuevo pulso de magma composicionalmente similar pero más máfico, interpretándose de manera similar a la familia 1 de olivino en las lavas de El Pedregal.

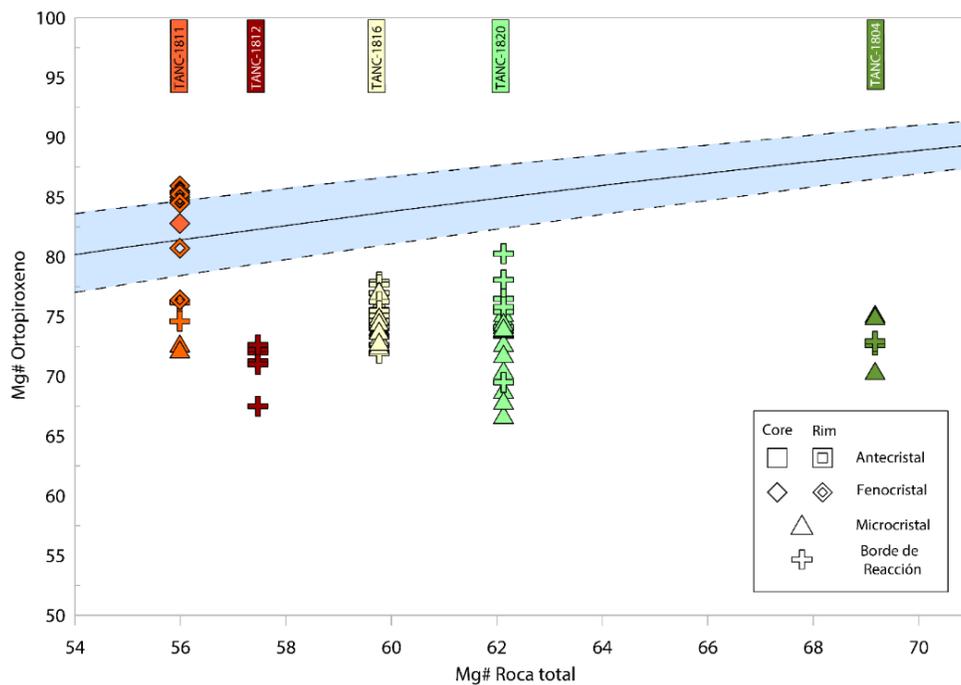


Figura 31: Diagrama de equilibrio tipo Rhodes Mg# ortopiroxeno versus Mg# ($Mg / (Mg + Fe^{2+})$) Roca total. La línea negra representa el valor de equilibrio entre ortopiroxeno y fundido para un coeficiente de partición $K_D = 0.26 \pm 0.06$ (Putirka, 2008), y las líneas segmentadas representan el error y por tanto el rango de equilibrio.

Macrocristales de ortopiroxeno (Figura 31), solo se observan en la muestra TANC-1811; el cristal analizado tiene una composición sobre el rango de equilibrio. Este cristal se encuentra pobremente zonado de manera oscilatoria, pero se observa una leve zonación por sector. Así, se interpreta como un antecristal más primitivo.

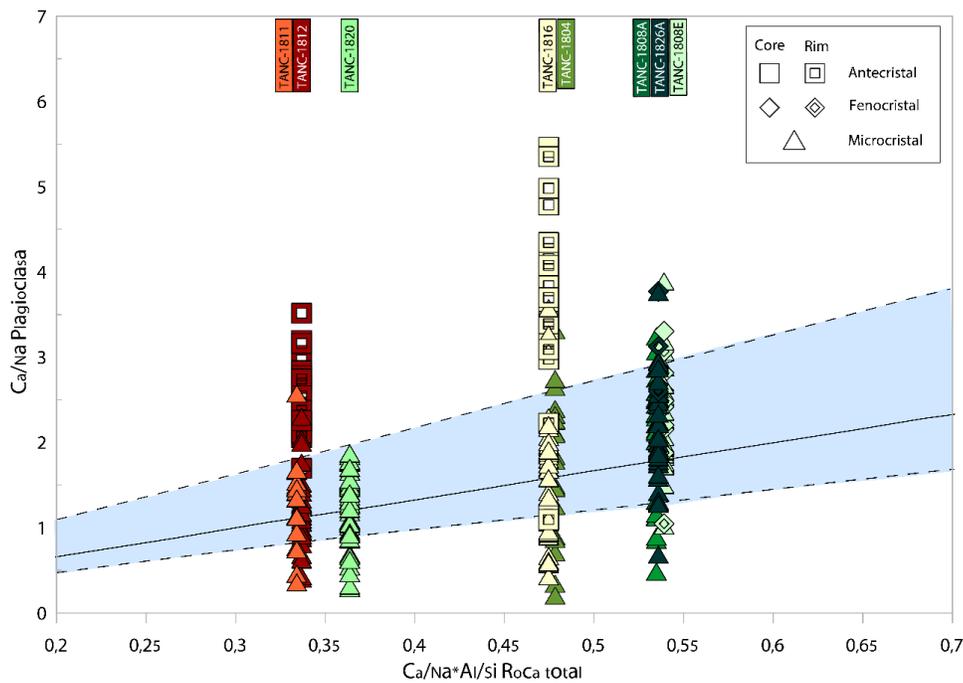


Figura 32: Diagrama de equilibrio tipo Rhodes Ca/Na plagioclasa versus Ca/Na*Al/Si Roca total. La línea negra representa el valor de equilibrio entre plagioclasa y fundido para un coeficiente de partición $K_D = 0.28 \pm 0.11$ (Putirka, 2008) para temperatura $> 1050^\circ\text{C}$, y las líneas segmentadas representan el error, y por lo tanto, el rango de equilibrio.

En el caso de la plagioclasa se realiza el diagrama de Rhodes correspondiente al caso de plagioclasa de alta T (> 1050 °C, Figura 32). En el caso de las tefras de El Astillero, se observan cristales con zonación oscilatoria, y se observa que el C4 de la muestra TANC-1808E se encuentra dentro de los rangos de equilibrio. Por otro lado, el C5 de la misma muestra y el C5 de la muestra TANC-1826A, poseen datos que se encuentran dentro del equilibrio y datos sobre el equilibrio. Tomando en cuenta que las tefras corresponden a las muestras más primitivas de la secuencia eruptiva, para condiciones de alta temperatura las tefras se ajustan bien al diagrama de Rhodes y muy pocos datos se encuentran fuera de los rangos de equilibrio de éste, interpretándose todos como fenocristales. Así, se identifica una familia de plagioclasa, de fenocristales con zonación oscilatoria. En las lavas de El Astillero se observa una ausencia de macrocristales.

En las lavas de El Pedregal, de acuerdo con el diagrama de Rhodes para alta T se observa que los macrocristales se encuentran muy por encima de los rangos de equilibrio, interpretándose como antecristales. Se observa que el C7 de la muestra FL5c – El Pedregal presenta un núcleo reabsorbido. Así, se identifican 2 familias: 1) antecristales más primitivos con zonación oscilatoria y 2) antecristal más primitivo con zonación oscilatoria y núcleo reabsorbido, interpretadas ambas familias como la llegada de pulsos de magmas similares, pero más máficos,

De lo discutido anteriormente, tanto en las tefras y lavas de El Astillero, y en lavas de El Pedregal, la presencia de 2 episodios de nucleación tanto en olivino como clinopiroxeno, uno asociado en general a macrocristales de mayor tamaño, y otro asociado a macrocristales de menor tamaño, en conjunto con la alta cristalinidad de las muestras a lo largo de la secuencia eruptiva, es indicativa de una alta tasa de crecimiento de cristales, y también una alta tasa de nucleación respectivamente. Con lo cual, el sistema de cristalización refleja una velocidad de enfriamiento que varía de lentas a intermedias durante la formación de macrocristales.

6.2 Termobarometría

De acuerdo con los diagramas tipo Rhodes se realizó termobarometría en los fenocristales anteriormente descritos e interpretados de las distintas fases minerales, y únicamente a sus composiciones en equilibrio.

Para olivino se utilizó el termómetro olivino-fundido dado por la ecuación (22) por Putirka (2008), considerando una presión de 3.6 kbar asumiendo las condiciones de presión determinadas por el barómetro clinopiroxeno-fundido, similar a estimaciones de presión de atrapamiento de inclusiones en olivino en el volcán Parícutin con valores > 3.4 kbar (Luhr, 2001), o como estimaciones en varios volcanes del CVMG (en los cuales se incluyen el Parícutin, Jorullo, y El Astillero) con valores máximos de 3 kbar (Johnson et al., 2010). Y además, considerando que el sistema es controlado por condiciones de *buffer* QFM de fO_2 .

En olivino se ha obtenido para las tefras de El Astillero un rango de temperatura de 1184 – 1171 °C, para sus lavas de 1168 – 1091 °C, para los flujos FL1 y FL5a El Pedregal de 1068 – 1050 °C, y para el FL5c de 1086 – 1080 °C. En los diagramas de densidad de distribución kernell, se aprecia un carácter multimodal de valores de temperatura, donde para las tefras y el FL1 de El Astillero se observa una moda aproximada de 1178 °C y para el FL3 – El Astillero de 1095 °C, mientras que para el FL1 de El Pedregal se observa una moda aproximada de 1065 °C, para el FL5a – El Pedregal de 1053 °C y para el FL5c – El Pedregal de 1085 °C, todos asociados a un error de ± 29 °C (Figura 33).

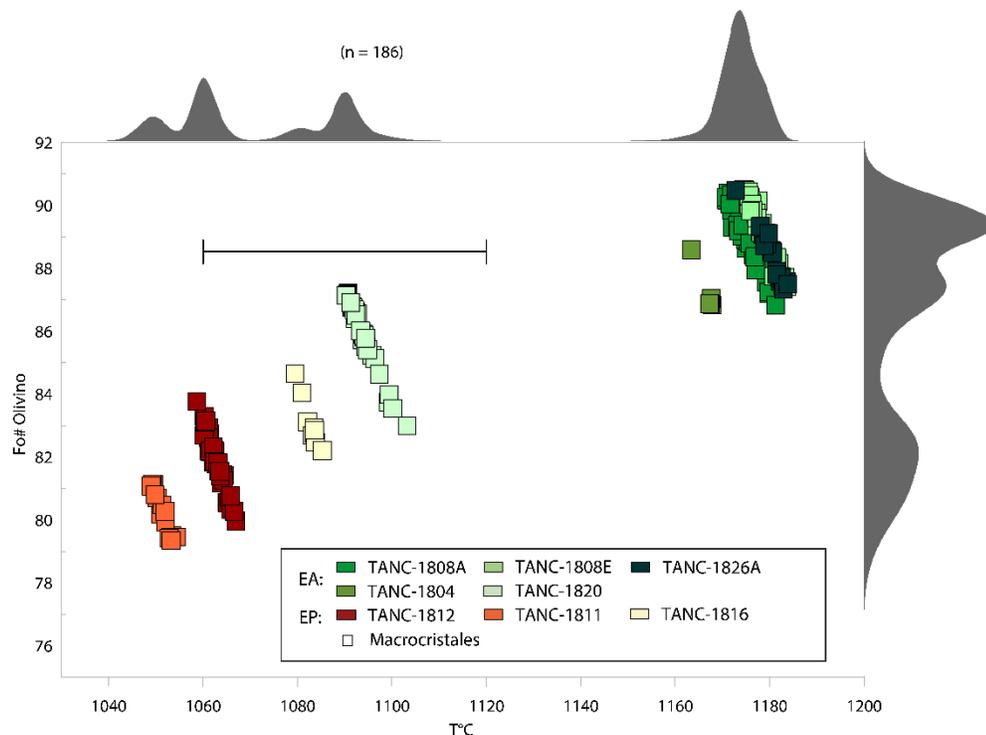


Figura 33: Diagrama Fo% versus temperatura (°C) para los macrocristales de olivino de tefras y lavas de El Astillero y El Pedregal. En sus ejes se encuentran los diagramas de densidad de distribución kernell para contenido de Fo# y temperatura. Se presenta la barra de error asociada al termómetro olivino-fundido dado por la ecuación (22) de Putirka, (2008).

También se realizó el termómetro de Ca en olivino dado por la ecuación (11) de Shejwalkar y Coogan (2013), el cual a diferencia del termómetro olivino-fundido dado por Putirka (2008), no considera un valor de presión. En este se puede haber obtenido un rango de temperatura de 1057 – 973 °C para tefras de El Astillero, 982 – 887 °C para sus lavas, y 940 – 914 °C para las lavas de El Pedregal. En los diagramas de densidad de kernell se observa una moda aproximada de 1016 °C para las tefras de El Astillero, mientras que se observa una moda aproximada de 926 °C para lavas tanto de El Astillero como de El Pedregal, todas asociadas a un error de ± 19 °C (Figura 34).

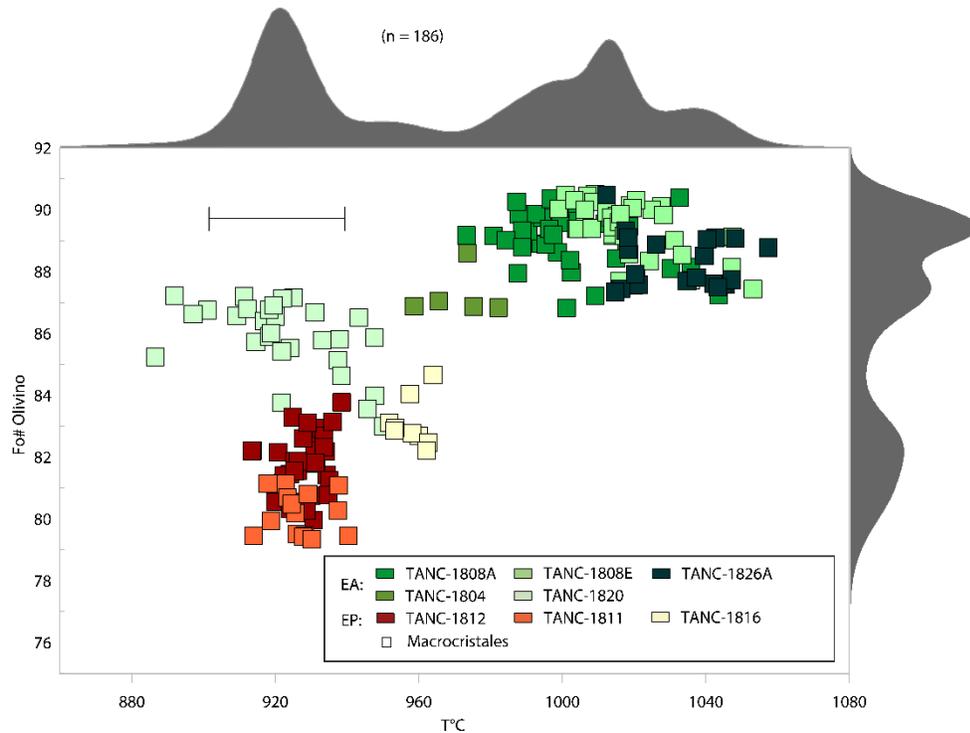


Figura 34: Diagrama Fo% versus temperatura (°C) para los macrocristales de olivino de tefras y lavas de El Astillero y El Pedregal. En sus ejes se encuentran los diagramas de densidad de distribución kernell para contenido de Fo# y temperatura. Se presenta la barra de error asociada al termómetro de Ca en olivino dado por la ecuación (11) de Shejwalkar y Coogan (2013).

Para clinopiroxeno, se utilizaron el termómetro y barómetro clinopiroxeno-fundido dados por la ecuación (33) y (30) dadas por Putirka, (2008). Para las lavas de El Astillero (solo FL3 – El Astillero TANC-1820), se observa un rango de temperatura de 1060 – 1040 °C y presión de 4.48 - 1.12 kbar. Para las lavas de El Pedregal se observa un rango de temperatura de 1057 – 996 °C y presión de 4.76 - 1.49 kbar. En los diagramas de densidad kernell se aprecia entre el FL3 – Astillero, FL1 – El Pedregal y FL5a – El Pedregal una moda de temperatura de 1028 °C y de presión de 3.6 kbar, asociados a un error de ± 42 °C y ± 1.6 kbar respectivamente (Figura 36). Considerando una estimación de densidad de 2700 Kg/m³ para corteza superior y media (Ortega-Gutiérrez et al., 2008), se obtiene un rango de profundidad para las lavas de El Astillero de 16.96 - 4.26 km y para las lavas de El Pedregal de 17.98 - 5.64 km, y para el valor de presión modal de 3.6 kbar se obtiene una profundidad modal aproximada de 13.6 km.

También se utilizaron el termómetro dado por la ecuación (2) y barómetro clinopiroxeno-fundido dado por la ecuación (1) de Wang et al. (2021). Para las lavas de El Astillero (solo FL3 – El Astillero TANC-1820), se observa un rango de temperatura de 1130 – 1083 °C y un rango de presión de 4.18 - 1.71 kbar. Para las lavas de El Pedregal se observa un rango de temperatura de 1107 - 1056 °C y un rango de presión de 3.5 - 0.02 kbar. En los diagramas de densidad kernell se observa para todas las muestras una moda aproximada de temperatura de 1080 °C y de presión de 1.54 kbar, asociados a errores de ± 15 °C y ± 0.9 kbar respectivamente (Figura 35). De igual manera, se obtiene para las lavas de El Astillero un rango de profundidad de 15.83 - 6.47 km y para las lavas de El Pedregal se obtiene un rango de 13.2 - 0.1 km de profundidad, y para el valor de presión modal de 1.54 kbar se obtiene una profundidad modal aproximada de 5.82 km.

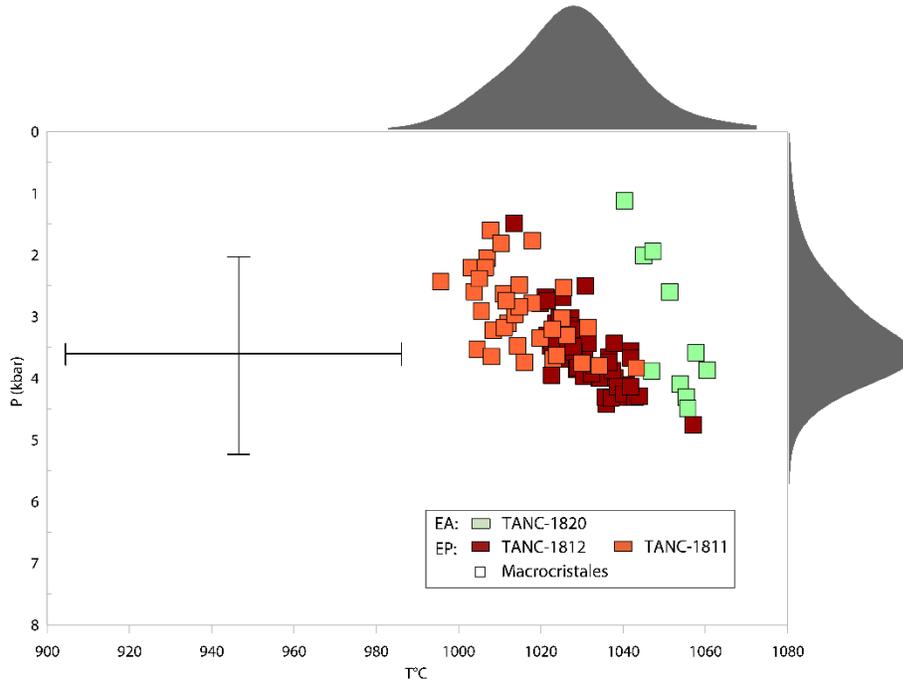


Figura 36: Diagrama presión (kbar) versus temperatura ($^{\circ}\text{C}$) para los macrocristales y microcristales de clinopiroxeno de tefras y lavas de El Astillero y El Pedregal. En sus ejes se encuentran los diagramas de densidad de distribución kernell para presión y temperatura. También se presentan las barras de error asociadas al termómetro (ecuación 33) y barómetro (ecuación 30) clinopiroxeno-fundido dadas por Putirka, (2008).

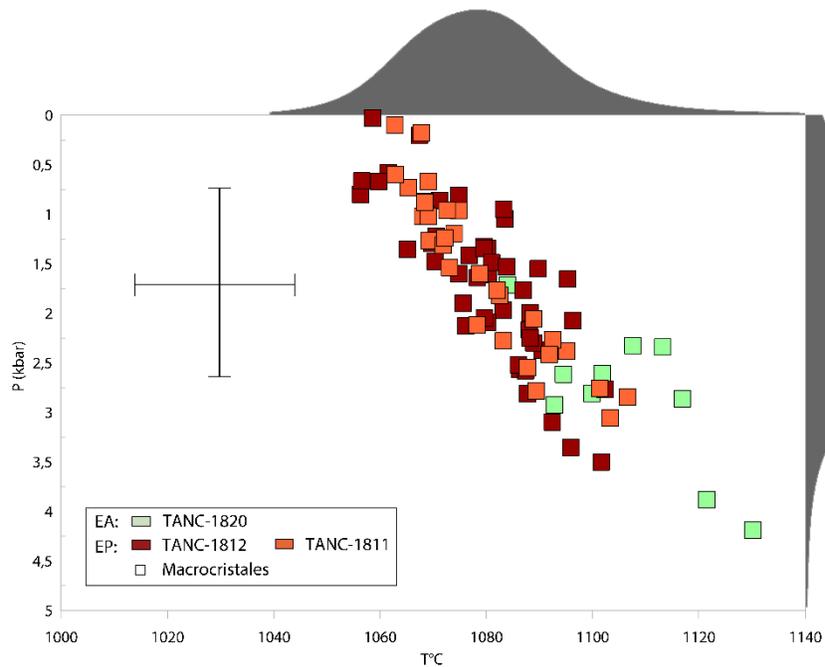


Figura 35: Diagrama presión (kbar) versus temperatura ($^{\circ}\text{C}$) para los macrocristales y microcristales de clinopiroxeno de tefras y lavas de El Astillero y El Pedregal. En sus ejes se encuentran los diagramas de densidad de distribución kernell para presión y temperatura. También se presentan las barras de error asociadas al termómetro clinopiroxeno-fundido dado por la ecuación (2) y barómetro clinopiroxeno-fundido dado por la ecuación (1) de Wang et al., (2021).

En plagioclasa, se utilizaron el termómetro y barómetro plagioclasa-fundido dados por las ecuaciones (24a) y (25a) por Putirka (2008), y el higrómetro dado por el modelo H por Putirka (2005). Para los fenocristales en tefras se obtienen valores negativos de presión, y por ende, no constituyen datos válidos para termobarometría e higrimetría, debido a que este último depende de la T y P de la plagioclasa.

Ahora bien, se aprecian grandes diferencias entre los valores de temperatura obtenidos en olivino con el termómetro olivino-fundido dado por Putirka (2008) y el termómetro calcio en olivino dado por Shejwalkar y Coogan, (2013). En primer lugar, las temperaturas obtenidas con el termómetro de Putirka (2008) son mayores que las obtenidas mediante el termómetro de Shejwalkar y Coogan, (2013). En segundo lugar, las temperaturas obtenidas mediante el termómetro de calcio en olivino son incluso menores que las temperaturas obtenidas en clinopiroxeno tanto mediante termómetro dado por Putirka (2008) como mediante el termómetro dado por Wang et al., (2021), lo cual es contradictorio con las tendencias químicas observadas. En tercer lugar, el termómetro de calcio en olivino requiere la presencia de olivino en equilibrio con clinopiroxeno y piroxeno bajo en Ca (Shejwalkar y Coogan, 2013), por lo tanto, en tefras las temperaturas obtenidas no son correctas debido a la ausencia de fenocristales de clinopiroxeno, mientras que para las muestras de lava tanto de El Astillero como de El Pedregal, las temperaturas podrían no ser correctas debido a que el olivino no se formó en equilibrio con el clinopiroxeno, sino que estas fraccionaron de manera secuencial con lo cual la formación de clinopiroxeno no afectó en la partición de calcio en el olivino. Por lo tanto, se considerarán únicamente como válidas las temperaturas del termómetro de Putirka (2008).

En el caso del clinopiroxeno, en primer lugar, los valores de temperatura obtenidos con el termómetro dado por Wang et al., (2021) resultan ser mayores a los valores obtenidos mediante el termómetro de Putirka (2008). En segundo lugar, también son mayores a los valores de temperatura obtenidos en olivino, lo cual resulta contradictorio a las tendencias químicas observadas. Estos valores podrían no ser correctos o confiables debido a que el termómetro dado por Wang et al., (2021) es muy sensible al contenido de H₂O, el cual en este caso corresponde a un valor estimado (ver Procesamiento de los datos) y no medido en las muestras. Por otro lado, los valores de presión obtenidos con los barómetros dados por Putirka, (2008) y por Wang et al., (2021) resultan en rangos bastante similares, no obstante, los valores modales aproximados resultan muy diferentes siendo de 3.6 kbar y 1.54 kbar respectivamente, y de la misma forma las profundidades modales aproximadas corresponden a 13.6 km y 5.82 km. De ambos valores de profundidad, el primero resulta más cercano a los valores de profundidad máxima para la zona de estancamiento propuesta para el volcán Parícutín (Larrea et al., 2021) correspondientes a 11.3 km aprox. (equivalente a una presión de 300 MPa o 3 kbar). Por lo tanto, se considerarán los valores de presión obtenidos mediante el barómetro dado por Putirka, (2008).

De esta forma, de acuerdo con la secuencia eruptiva:

- 1) En tefras de El Astillero, el olivino se formaría en condiciones de temperatura entre 1184 - 1171 ± 29 °C asumiendo condiciones de presión aproximadas a 3.6 kbar (equivalente a una profundidad de 13.6 km).

- 2) En las lavas de El Astillero, se formaría olivino en condiciones de temperatura entre $1168 - 1091 \pm 29$ °C, clinopiroxeno entre temperaturas de $1060 - 1040$ °C y presiones entre $4.5 - 1.1 \pm 1.6$ kbar (equivalente a una profundidad de hasta 17 km).
- 3) En las lavas de El Pedregal (FL1 y FL5a), se forma olivino a $1068 - 1050 \pm 29$ °C, clinopiroxeno a $1057 - 996 \pm 42$ °C a $4.8 - 1.5 \pm 1.6$ kbar (equivalente a profundidades de hasta 18 km).
- 4) En las lavas de El Pedregal (FL5c) se forma olivino $1086 - 1080 \pm 29$ °C.

6.3 Modelo de Plumbing System o Sistema Alimentador.

En síntesis, de acuerdo con lo revisado anteriormente, las distintas familias cristalinas en las diferentes fases minerales presentan procesos consistentes en tefras y lavas de El Astillero, y lavas de El Pedregal:

1. En el magma que formaría a las tefras, se formarían en un primer episodio de nucleación cristales esqueléticos de olivino durante la formación del dique en un régimen convectivo del magma en el mismo dique. Progresivamente durante el ascenso del dique, el magma se estabilizaría en un flujo más laminar, en el cual predominaría el olivino con zonación normal formado en un segundo episodio de nucleación (Figura 37a). Durante la apertura del sistema y el ascenso del magma, este se desvolatilizaría, disminuyendo el contenido en agua del magma, y permitiendo la formación de macrocristales de plagioclasa.
2. Se formaría una zona de estancamiento a aproximadamente 14 km de profundidad, donde en el magma que originaría a los flujos de lava de El Astillero, en un primer episodio de nucleación se formaría olivino, luego clinopiroxeno y luego anfíbol (en el caso de los FL2 y FL3). En estos magmas se produciría la llegada de pulsos de magma similares más primitivos, produciendo las texturas de desequilibrio en olivino como reabsorciones observadas en núcleos, en clinopiroxeno las reabsorciones observadas en bordes, y se produciría el reemplazo de los anfíboles por minerales opacos debido a una desvolatilización. Estos magmas se reequilibrarían y en un segundo episodio de nucleación formaría olivino y luego clinopiroxeno, y nuevamente se recibirían pulsos de magma similares levemente más máficos produciendo reabsorción en bordes de clinopiroxeno.
3. Los magmas que originarían a los flujos de lavas de El Pedregal serían similares a los que formaron los FL2 y FL3 – El Astillero. En estos magmas se produciría la llegada de pulsos de magmas similares más primitivos con una carga de macrocristales de plagioclasa.
4. Finalmente, se produciría el emplazamiento en superficie de un magma máfico pero con un menor contenido de agua, debido a la carga de cristales de ortopiroxeno y plagioclasa. Este pulso de magma máfico asimilaría magmas similares al FL4 de El Pedregal, y formaría olivino y clinopiroxeno, originando los magmas que formarían a los flujos de lava desde el FL5a al FL5c de El Pedregal.

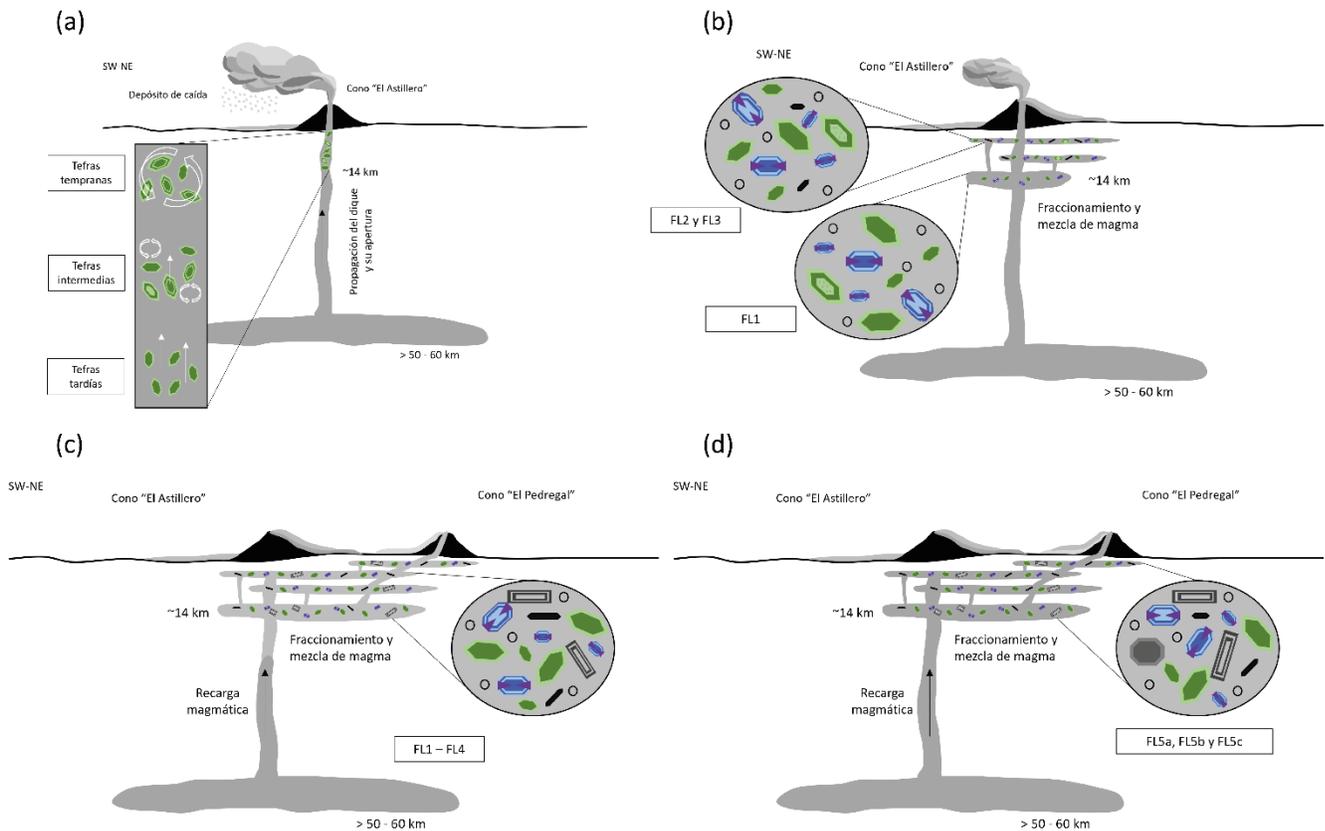


Figura 37: Modelo de sistema alimentador de El Astillero y El Pedregal. (a) Fase explosiva y formación del cono de escoria de El Astillero, con la propagación y apertura del sistema, y formación de los depósitos de caída; (b) fase efusiva de El Astillero y mezcla de magmas; (c) cambio de conductos activos y formación del cono de lava de El Pedregal y la emisión de sus flujos de lava FL1 al FL4; (d) retroceso composicional y mezcla de magmas, y la emisión de los flujos de lava FL5a, FL5b y FL5c de El Pedregal. Los cristales verdes corresponden a olivinos (los cuales se representan con sus variaciones texturales), los azules corresponden a clinopiroxeno, los tabulares grises corresponden a plagioclasa, los octagonales grises corresponden a ortopiroxeno, los anaranjados corresponden a anfíbol y los negros corresponden a anfíboles opacíticos.

6.4 Comparación con Parícutin, Jorullo, clústers Tacámbaro y Zacapu

Los productos volcánicos de El Astillero y El Pedregal corresponden composicionalmente a andesita-basáltica y andesita, mientras que en el Parícutin corresponden a andesita-basáltica y andesita, presentando un rango composicional similar. Por otro lado, Jorullo presenta basaltos a andesitas-basálticas, presentando productos más máficos a similares con respecto a El Astillero y El Pedregal. Mientras que los clústers Tacámbaro y Zacapu presentan rangos más amplios composicionalmente, desde basaltos a dacitas, e incluso riolita en el caso de Zacapu.

Las fases minerales descritas para las distintas muestras de tefras y lavas de El Astillero y El Pedregal concuerdan o bien son similares a las fases minerales descritas por otros autores en otros volcanes holocenos del CVMG como el Parícutin (Larrea et al., 2021) y el Jorullo (Guilbaud et al., 2019). El olivino corresponde a la fase mineral predominante en macrocristales y se encuentra esqueletal y presentando zonación oscilatoria, y también con leve o poco esqueletales con zonación normal en el caso del Parícutín, y esqueletales y zonados normalmente en el caso del Jorullo, en

ambos casos con inclusiones de cromo-espinelas, y en andesitas presentan borde de reacción de ortopiroxeno en el caso del Parícutin, y clinopiroxeno en el caso del Jorullo, similar a lo descrito en este estudio para El Astillero y El Pedregal. Clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa en el caso del Parícutin, y clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y anfíbol en el caso del Jorullo corresponden a fases minerales poco comunes como macrocristales, pero presentes en las muestras, de igual manera que en las muestras de El Astillero y El Pedregal, incluso en el Jorullo se reporta la presencia de macrocristales de ortopiroxeno desde los 58 wt. % de SiO₂ (Guilbaud et al., 2019), y en el caso de El Astillero y El Pedregal ocurre desde los 58-59 wt. % de SiO₂ (ver ANEXO A: Cuento estadístico modal).

Considerando el modelo propuesto por Larrea et al. (2021) para el sistema alimentador del volcán Parícutin, se aprecia que las condiciones de presión y temperatura son similares a las obtenidas en este estudio para los volcanes El Astillero y El Pedregal. La termobarometría realizada por Larrea et al. (2021) para macrocristales de ortopiroxeno del Parícutin se obtiene un rango de temperatura de 1042-1120°C a 0-8 kbar, mientras que en este estudio para olivino obtiene un rango de temperatura de 1050-1184°C asumiendo una presión 3.6 kbar, y para clinopiroxeno de 996 – 1060 °C a 1.1 – 4.5 kbar, correspondiendo a rangos de temperatura similares con respecto al Parícutin. Por otro lado, para el Parícutin son importantes los procesos de recarga magmática y estos se reflejan en la química mineral de las distintas fases cristalinas, siendo de igual manera la recarga magmática y mezcla de magmas procesos predominantes en la evolución del sistema magmático de El Astillero y El Pedregal.

7. CONCLUSIÓN

El Astillero y El Pedregal corresponden a volcanes monogenéticos constituyentes del clúster en desarrollo Tancítaro de edad Holocena, enmarcados en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.

En función de los análisis texturales y químicos realizados mediante SEM y EMPA, se identificaron distintas poblaciones cristalinas para las distintas fases minerales presentes en tefras de El Astillero y flujos de lava de El Astillero y El Pedregal. La evolución química de la mineralogía es congruente con la evolución química de la secuencia eruptiva, exhibiendo los mismos *reversals* o retrocesos en sus tendencias, a pesar de las diferencias texturales y químicas de las distintas familias o poblaciones cristalinas en cada fase mineral, mostrando un carácter cogenético a lo largo de la secuencia eruptiva de El Astillero junto a El Pedregal.

Las distintas poblaciones cristalinas, reflejan los procesos predominantes en el desarrollo de este sistema magmático, predominando procesos como la recarga magmática, mezcla de magmas, descompresión y desvolatilización. Además, como se aprecia en el caso del olivino y clinopiroxeno, sus poblaciones de tamaño en conjunto con sus características texturales y químicas, reflejan 2 episodios de nucleación, uno caracterizado con cristales de mayor tamaño y otro caracterizado con cristales de menor tamaño y que se ven afectados por los procesos anteriormente mencionados. Así, se presentan episodios tanto con tasas de crecimiento altas, como con tasas de nucleación, caracterizando un sistema de cristalización con una velocidad de enfriamiento que varía de lenta a intermedia.

El desarrollo de la mineralogía está condicionada a una zona de estancamiento que inicia a aproximadamente ~ 13.6 km de profundidad, en la cual se desarrollan secuencialmente macrocristales de: olivino y plagioclasa en el caso de las tefras de El Astillero; olivino, clinopiroxeno y anfíbol en el caso de las lavas de El Astillero y; olivino, clinopiroxeno, anfíbol, ortopiroxeno y plagioclasa en el caso de las lavas de El Pedregal. Donde el ortopiroxeno y plagioclasa se presentan en función de los procesos de recarga, mezcla y desvolatilización de magmas, y donde los anfíboles se encuentran completamente opacíficos.

En tefras, los macrocristales de olivino se formarían en equilibrio en condiciones de temperatura de $1184 - 1171 \pm 29$ °C asumiendo condiciones de presión de 3.6 kbar. En las lavas de El Astillero, los macrocristales de olivino se formarían a $1168 - 1091 \pm 29$ °C, seguido de los macrocristales de clinopiroxeno a $1060 - 1040 \pm 45$ °C a $4.5 - 1.1 \pm 1.6$ kbar. En las lavas de El Pedregal (FL1 – FL5a), se formaría olivino a $1068 - 1050 \pm 29$ °C, clinopiroxeno a $1057 - 996 \pm 45$ °C a $4.8 - 1.5 \pm 1.6$ kbar, y en sus lavas tardías (FL5c), se formaría olivino a $1086 - 1080 \pm 29$ °C. Así, El Astillero y El Pedregal poseen condiciones de P y T en una zona de estancamiento común.

En función de los procesos magmáticos involucrados y las condiciones de P-T calculadas en las distintas fases minerales, a pesar de corresponder a una secuencia eruptiva con una evolución química relativamente sencilla, el sistema alimentador para El Astillero y El Pedregal posee una gran complejidad, aunque corresponda a un sistema monogenético.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Albert, H., Larrea, P., Costa, F., Widom, E., & Siebe, C. (2020). Crystals reveal magma convection and melt transport in dyke-fed eruptions. *Scientific Reports*, *10*(1), 11632.
- Le BAS, M. J. L. E., Maitre, R. W. Le, Streckeisen, A., Zanettin, B., & Rocks, I. S. on the S. of I. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, *27*(3), 745–750.
- Brenna, M., Cronin, S. J., Smith, I. E. M., Sohn, Y. K., & Németh, K. (2010). Mechanisms driving polymagmatic activity at a monogenetic volcano, Udo, Jeju Island, South Korea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *160*, 931–950.
- Connor, C. B. (1987a). Richard E. Stoiber 75th Birthday Volume. En *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Vol. 33).
- Connor, C. B. (1987b). Structure of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *33*(1–3), 191–200.
- Coote, A., & Shane, P. (2018). Open-system magmatic behaviour beneath monogenetic volcanoes revealed by the geochemistry, texture and thermobarometry of clinopyroxene, Kaikohe-Bay of Islands volcanic field (New Zealand). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *368*, 51–62.
- de Silva, S., & Lindsay, J. M. (2015). Primary volcanic landforms. En *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 273–297). Elsevier.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (2013). *An Introduction to the Rock-Forming Minerals* (3^a ed.). Mineralogical Society of Great Britain and Ireland. <https://doi.org/10.1180/DHZ>
- Droop, G. T. R. (1987). A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical magazine*, *51*(361), 431–435.
- Erlund, E. J., Cashman, K. V, Wallace, P. J., Pioli, L., Rosi, M., Johnson, E., & Granados, H. D. (2010). Compositional evolution of magma from Parícutin Volcano, Mexico: The tephra record. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *197*(1–4), 167–187.
- Gadow, H., & Lake, P. (1930). *Jorullo: the history of the volcano of Jorullo and the reclamation of the devastated district by animals and plants*. CUP Archive.
- Guilbaud, M.-N., Salinas, S., & Siebe, C. (2009). *Excursions to Parícutin and Jorullo (Michoacán), the Youngest Volcanoes of the Trans-Mexican Volcanic Belt: A Commemorative Fieldtrip on the Occasion of the 250th Anniversary of Volcán Jorullo's Birth on September 29, 1759*. Department de Vulcanología, Inst. de Geofísica, Univ. Nacional Autónoma de ...
- Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Layer, P., & Salinas, S. (2012). Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of volcanology*, *74*, 1187–1211.

- Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V. H., & Le Corvec, N. (2011). Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1–4), 97–112.
- Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Rasoazanamparany, C., Widom, E., Salinas, S., & Castro Govea, R. (2019). Petrographic, Geochemical and Isotopic (Sr–Nd–Pb–Os) Study of Plio-Quaternary Volcanics and the Tertiary Basement in the Jorullo-Tacámbaro Area, Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico. *Journal of Petrology*, 60(12), 2317–2338.
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. E. (1985a). The cinder cones of Michoacán—Guanajuato, central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1–2), 105–124.
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. E. (1985b). THE CINDER CONES OF MICHOACÁN-GUANAJUATO, CENTRAL MEXICO: THEIR AGE, VOLUME AND DISTRIBUTION, AND MAGMA DISCHARGE RATE. En *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Vol. 25).
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. E. (1987). The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry. *Journal of Petrology*, 28(2), 241–269.
- Howie, R. A., Zussman, J., & Deer, W. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals*. Longman London, UK.
- Jerram, D. A., & Martin, V. M. (2008). Understanding crystal populations and their significance through the magma plumbing system. *Geological Society, London, Special Publications*, 304(1), 133–148.
- Johnson, E. R., Wallace, P. J., Cashman, K. V., & Granados, H. D. (2010). Degassing of volatiles (H₂O, CO₂, S, Cl) during ascent, crystallization, and eruption at mafic monogenetic volcanoes in central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1–4), 225–238.
- Johnson, E. R., Wallace, P. J., Delgado Granados, H., Manea, V. C., Kent, A. J. R., Bindeman, I. N., & Donegan, C. S. (2009). Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath Central Mexico: insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models. *Journal of Petrology*, 50(9), 1729–1764.
- Kereszturi, G., Németh, K., Cronin, S. J., Procter, J., & Agustín-Flores, J. (2014). Influences on the variability of eruption sequences and style transitions in the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 286, 101–115.
- Kereszturi, G., Németh, K., Csillag, G., Balogh, K., & Kovács, J. (2011). The role of external environmental factors in changing eruption styles of monogenetic volcanoes in a Mio/Pleistocene continental volcanic field in western Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1–4), 227–240.
- Kim, Y., Miller, M. S., Pearce, F., & Clayton, R. W. (2012). Seismic imaging of the Cocos plate subduction zone system in central Mexico. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(7).

- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M. N., & Salinas, S. (2016). Geological and environmental controls on the change of eruptive style (phreatomagmatic to Strombolian-effusive) of Late Pleistocene El Caracol tuff cone and its comparison with adjacent volcanoes around the Zacapu basin (Michoacán, México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *318*, 114–133. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.03.015>
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M. N., Salinas, S., & Layer, P. W. (2015). Late Pleistocene Alberca de Guadalupe maar volcano (Zacapu basin, Michoacán): Stratigraphy, tectonic setting, and paleo-hydrogeological environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *304*, 214–236. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.003>
- Larrea, P., Albert, H., Ubide, T., Costa, F., Colás, V., Widom, E., & Siebe, C. (2021). From explosive vent opening to effusive outpouring: mineral constraints on magma dynamics and timescales at paricutin monogenetic volcano. *Journal of Petrology*, *62*(4), egaal12.
- Larrea, P., Salinas, S., Widom, E., Siebe, C., & Abbitt, R. J. F. (2017). Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: The historical case of Paricutin (Michoacán, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *348*, 36–48.
- Larrea, P., Siebe, C., Juárez-Arriaga, E., Salinas, S., Ibarra, H., & Böhnel, H. (2019). The~ AD 500–700 (Late Classic) El Astillero and El Pedregal volcanoes (Michoacán, Mexico): a new monogenetic cluster in the making? *Bulletin of Volcanology*, *81*, 1–19.
- Larrea, P., Widom, E., Siebe, C., Kuentz, D., & Salinas, S. (s. f.). Multi-isotope systematics of the AD~ 500-700 El Astillero and El Pedregal monogenetic cluster (Michoacán, Mexico). *Goldschmidt2021• Virtual• 4-9 July*.
- Larrea, P., Widom, E., Siebe, C., Salinas, S., & Kuentz, D. (2019). A re-interpretation of the petrogenesis of Paricutin volcano: Distinguishing crustal contamination from mantle heterogeneity. *Chemical Geology*, *504*, 66–82.
- Larrea, P., Widom, E., Siebe, C., Salinas, S., & Kuentz, D. (2023). Deciphering the sources and processes feeding young monogenetic volcanoes from the Michoacán Guanajuato Volcanic Field (Mexico): A study case of El Astillero and El Pedregal. *Lithos*, 107302.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., & Krivovichev, V. G. (1997). Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, *35*(1), 219–246.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., BIRCH, W. D., BURKE, E. A. J., FERRARIS, G., GRICE, J. D., HAWTHORNE, F. C., KISCH, H. J., KRIVOVICHEV, V. G., SCHUMACHER, J. C., STEPHENSON, N. C. N., & WHITTAKER, E. J. W. (2004). Nomenclature of amphiboles : additions and revisions to the International Mineralogical Association’s amphibole nomenclature. *European Journal of Mineralogy*, *16*(1), 191–196. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2004/0016-0191>

- Luhr, J. F. (2001). Glass inclusions and melt volatile contents at Parícutin Volcano, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(3), 261–283.
- Luhr, J. F., & Carmichael, I. S. E. (1985). Jorullo Volcano, Michoacán, Mexico (1759–1774): the earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90(2–3), 142–161.
- Luhr, J. F., Simkin, T., & Cuasay, M. (1993). Parícutin: the volcano born in a Mexican cornfield. *En Parícutin: The volcano born in a Mexican cornfield*. US Geoscience Press.
- McBirney, A. R., Taylor, H. P., & Armstrong, R. L. (1987). Parícutin re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 4–20.
- Meisel, T., Walker, R. J., & Morgan, J. W. (1996). The osmium isotopic composition of the Earth's primitive upper mantle. *Nature*, 383, 517–520.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K., & Gottardi, G. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical magazine*, 52(367), 535–550.
- Németh, K., & Kereszturi, G. (2015). Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 2131–2146.
- Nemeth, K., White, J. D. L., Reay, A., & Martin, U. (2003). Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields. *Journal of the Geological Society*, 160(4), 523–530.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., & Dávalos-Elizondo, M. G. (2008). On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 25(2), 346–364.
- Ownby, S. E., Lange, R. A., Hall, C. M., & Delgado-Granados, H. (2011). Origin of andesite in the deep crust and eruption rates in the Tancítaro–Nueva Italia region of the central Mexican arc. *Bulletin*, 123(1–2), 274–294.
- Putirka, K. (2016). Rates and styles of planetary cooling on Earth, Moon, Mars, and Vesta, using new models for oxygen fugacity, ferric-ferrous ratios, olivine-liquid Fe-Mg exchange, and mantle potential temperature. *American Mineralogist*, 101(4), 819–840.
- Putirka, K. D. (2005). Igneous thermometers and barometers based on plagioclase+ liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90(2–3), 336–346.
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 61–120.
- Rasoazanamparany, C., Widom, E., Siebe, C., Guilbaud, M.-N., Spicuzza, M. J., Valley, J. W., Valdez, G., & Salinas, S. (2016a). Temporal and compositional evolution of Jorullo volcano,

- Mexico: implications for magmatic processes associated with a monogenetic eruption. *Chemical Geology*, 434, 62–80.
- Rasoazanamparany, C., Widom, E., Siebe, C., Guilbaud, M.-N., Spicuzza, M. J., Valley, J. W., Valdez, G., & Salinas, S. (2016b). Temporal and compositional evolution of Jorullo volcano, Mexico: implications for magmatic processes associated with a monogenetic eruption. *Chemical Geology*, 434, 62–80.
- Reyes-Guzmán, N., Siebe, C., Chevrel, M. O., Guilbaud, M.-N., Salinas, S., & Layer, P. (2018). Geology and radiometric dating of Quaternary monogenetic volcanism in the western Zacapu lacustrine basin (Michoacán, México): implications for archeology and future hazard evaluations. *Bulletin of Volcanology*, 80, 1–20.
- Rhodes, J. M., Dungan, M. A., Blanchard, D. P., & Long, P. E. (1979). Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts drilled near 22 N on the Mid-Atlantic Ridge. *Tectonophysics*, 55(1–2), 35–61.
- Robidoux, P., Roberge, J., & Adams, C. (2020). Spatial visualization of geochemical data: application to the Chichinautzin volcanic field, Mexico. En *Updates in Volcanology-Transdisciplinary Nature of Volcano Science*. IntechOpen.
- Roduit, N. (2005). Two complementary efficient methods to quantify porosity types in digital images of thin sections with the software JMicroVision. *Abstract, Scenic Sedimentology, 24th IAS Meeting*.
- Shejwalkar, A., & Coogan, L. A. (2013). Experimental calibration of the roles of temperature and composition in the Ca-in-olivine geothermometer at 0.1 MPa. *Lithos*, 177, 54–60.
- Siebe, C., Guilbaud, M.-N., Salinas, S., & Layer, P. W. (2013). *Comparison of the volcanic geology of the Tacambaro-Puruaran (arc front) and the Zacapu (arc inland) areas in the Michoacan Guanajuato volcanic field, Mexico*.
- Smith, I. E. M., & Németh, K. (2017). Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. *Geological Society, London, Special Publications*, 446(1), 1–28.
- Stevens, R. E. (1944). Composition of some chromites of the western hemisphere. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 29(1–2), 1–34.
- Takada, A. (1994). The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7), 13563–13573.
- Ubide, T., Mollo, S., Zhao, J., Nazzari, M., & Scarlato, P. (2019). Sector-zoned clinopyroxene as a recorder of magma history, eruption triggers, and ascent rates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 251, 265–283.
- Valentine, G. A. (2012). Shallow plumbing systems for small-volume basaltic volcanoes, 2: Evidence from crustal xenoliths at scoria cones and maars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 223, 47–63.

- Walker, G. P. L., Sigurdsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., & Rymer, H. (2000). Basaltic volcanoes and volcanic systems. En J. Stix (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 283-290). Academic Press.
- Wang, X., Hou, T., Wang, M., Zhang, C., Zhang, Z., Pan, R., Marxer, F., & Zhang, H. (2021). A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems. *European Journal of Mineralogy*, 33(5), 621–637.
- Wilcox, R. E. (1954). *Petrology of Parícutin Volcano Mexico* (Número 965). US Government Printing Office.
- Williams, H. (1950). *Volcanoes of the Parícutin region, Mexico* (Número 965). US Government Printing Office.

9. ANEXOS

ANEXO A: Conteo estadístico modal

Tabla A. I: Conteo estadístico de porcentajes modales de abundancias minerales para todas las muestras de la secuencia eruptiva, calculado con el software JMicroVision. MF = Masa Fundamental, Ol = Olivino, Cpx = Clinopiroxeno; Opx = Ortopiroxeno; Pl = Plagioclasa; Anf = Anfíbol; Qz = Cuarzo. Aquellas fases minerales identificadas, pero no alcanzadas por la grilla aleatoria, se encuentran señalados con “> 0”.

Muestra	Tipo	Fase	Textura	MF	Vesículas	Ol	Cpx	Opx	Pl	Opacos	Anf	Qz
TANC-1808A	Tefra	T	Porfídica	43.7	40.7	9	0	0	6.7	0	0	0
TANC-1808C	Tefra	T	Porfídica	42.3	45.3	7.3	0	0	5	0	0	0
TANC-1808E	Tefra	T	Porfídica	43.4	37.3	14	0	0	5.3	0	0	0
TANC-1826A	Tefra	T	Porfídica	49	40	9	0	0	2	0	0	0
TANC-1828A	Tefra	T	Porfídica	50.3	32.7	9	0	0	8	0	0	0
TANC-1806A	Tefra	T	Porfídica	47.3	40.3	6.7	0	0	5.7	0	0	0
TANC-1830A	Tefra	T	Porfídica	65.7	20	8.3	0	0	6	0	0	0
TANC-1801 (cono)	Tefra	T	Porfídica	64	13.7	16	0	0	6.3	0	0	0
TANC-1823	Lava	1	Porfídica	73	9	12.3	0	0	5.7	0	0	0
TANC-1804	Lava	1	Porfídica	66.3	18.7	8.7	0.7	0	5.7	0	0	0
TANC-1802	Lava	1	Porfídica	81.7	4.7	11.7	0.7	0	1.3	0	0	0
TANC-1821	Lava	2a	Porfídica	77	0	12.7	1	0	9.3	0	0	0
TANC-1819	Lava	2b	Porfídica	65	6.3	11.7	5	0	12	0	0	0
TANC-1814	Lava	2b	Porfídica	67.3	0.3	14.7	4	0	13.7	0	> 0	0
TANC-1807	Lava	2c	Porfídica	68	2	10.3	4	0	15.7	0	> 0	0
TANC-1820	Lava	3	Porfídica	73	2	11.7	3	0	10	0	0.3	0
TANC-1812	Lava	1	Porfídica	70	2.3	10	7.7	0	9	0.3	0.7	0
TANC-1810	Lava	1	Porfídica	64.3	2.7	10	8	0	13.7	0.7	0.7	0
TANC-1818	Lava	2	Porfídica	64	10.7	11	3.7	0	10.7	0	> 0	0
TANC-1813	Lava	2	Porfídica	67.7	1.3	7.3	5.3	0	15.7	1	1.7	0
TANC-1815	Lava	3	Porfídica	65.7	8.3	2.7	4.3	0	18.3	0	> 0	0.7
TANC-1809	Lava	3	Porfídica	71.7	4	8.7	1.7	0	14	0	> 0	0
TANC-1817	Lava	4	Porfídica	66.3	11	2.3	3.7	0	16.7	0	0	0
TANC-1805	Lava	5a	Porfídica	81	0.7	2.7	2	>0	13.7	0	> 0	0
TANC-1811	Lava	5a	Porfídica	71	7	5.3	3.3	>0	13.3	0	0	0
TANC-1833	Lava	5b	Porfídica	82.7	0	6.3	1.3	0	9.7	0	> 0	0
TANC-1832	Lava	5b	Porfídica	82	0	4.3	0.7	0	13	0	> 0	0
TANC-1831	Lava	5c	Porfídica	62.7	23.7	2.3	2.3	0	8.7	0	> 0	0
TANC-1816	Lava	5c	Porfídica	68.7	9.3	5	5.3	0	11.3	0	0	0

ANEXO B: Análisis EMPA

Recurso Online I: Se encuentra disponible en el siguiente enlace, en caso de problemas con el enlace, contactar vía email: lucas.sanhueza@ug.uchile.cl

<https://docs.google.com/spreadsheets/d/1kZrl-8xrBDJygD0X0m-90g3wGNRP8JMS/edit?usp=sharing&ouid=110789759900664877240&rtpof=true&sd=true>

ANEXO C: Geoquímica de roca total

Tabla C. I: Geoquímica de roca total para tefras y lavas de El Astillero. Extraído de Larrea et al. (2023 en revisión).

Muestra	Volcán	Tipo de Muestra	Unidad	Tipo	Coordenadas N	Coordenadas W
TANC-1830A	El Astillero	Tephra	Tephra over paleosol	Basaltic Andesite	19° 18' 49.08"	102° 22' 36.48"
TANC-1826A	El Astillero	Tephra	Tephra	Basaltic Andesite	19° 18' 39.5"	102° 23' 32.2"
TANC-1828A	El Astillero	Tephra	Tephra over paleosol	Basaltic Andesite	19° 19' 02.9"	102° 22' 33.0"
TANC-1808A	El Astillero	Tephra	Tephra	Basaltic Andesite	19° 18' 41.5"	102° 23' 24.5"
TANC-1808C	El Astillero	Tephra	Tephra	Basaltic Andesite	19° 18' 41.5"	102° 23' 24.5"
TANC-1808E	El Astillero	Tephra	Tephra	Basaltic Andesite	19° 18' 41.5"	102° 23' 24.5"
TANC -1806A	El Astillero	Tephra	Tephra over paleosol	Basaltic Andesite	19° 18' 52.0"	102° 22' 41.9"
TANC-1801	El Astillero	Tephra	Cone	Basaltic Andesite	19° 18' 35.4"	102° 22' 47.4"
TANC-1804	El Astillero	Lava	LF-01 proximal	Basaltic Andesite	19° 17' 34.9"	102° 22' 22.2"
TANC-1802	El Astillero	Lava	LF-01 distal	Basaltic Andesite	19° 16' 28.2"	102° 23' 15.9"
TANC-1823	El Astillero	Lava	LF-01 distal	Basaltic Andesite	19° 15' 34.2"	102° 24' 41.2"
TANC-1821	El Astillero	Lava	LF-02a	Basaltic Andesite	19° 18' 02.5"	102° 22' 02.7"
TANC-1819	El Astillero	Lava	LF-02b distal	Basaltic Andesite	19° 18' 11.54"	102° 21' 45.86"
TANC-1814	El Astillero	Lava	LF-02b proximal	Basaltic Andesite	19° 18' 40.8"	102° 21' 54.5"
TANC-1807	El Astillero	Lava	LF-02c	Basaltic Andesite	19° 18' 50.6"	102° 22' 22.2"
TANC-1820	El Astillero	Lava	LF-03	Andesite	19° 18' 09.9"	102° 22' 29.4"

Cont. →

SiO ₂ (wt.%)	TiO ₂ (wt.%)	Al ₂ O ₃ (wt.%)	FeO ^T (wt.%)	MnO (wt.%)	MgO (wt.%)	CaO (wt.%)	Na ₂ O (wt.%)	K ₂ O (wt.%)	P ₂ O ₅ (wt.%)	TOTAL
52.20	0.83	16.52	7.82	0.13	10.21	8.04	3.06	0.58	0.14	99.54
52.18	0.83	16.75	7.85	0.14	9.16	8.35	3.26	0.60	0.15	99.27
52.08	0.88	17.41	7.89	0.13	8.39	8.08	3.14	0.59	0.15	98.73
52.24	0.85	16.98	7.93	0.14	9.03	8.38	3.32	0.60	0.15	99.60
52.13	0.82	16.64	7.90	0.13	9.25	8.32	3.26	0.60	0.15	99.20
52.27	0.82	16.83	7.86	0.14	9.20	8.30	3.23	0.58	0.15	99.39
52.53	0.86	17.12	7.76	0.13	8.71	8.29	3.32	0.62	0.16	99.49
53.53	0.82	16.96	7.33	0.13	8.19	8.03	3.49	0.67	0.16	99.29
53.53	0.83	17.05	7.38	0.13	8.35	8.05	3.49	0.68	0.16	99.66
53.90	0.83	17.17	7.27	0.12	7.78	7.92	3.54	0.73	0.17	99.44
52.42	0.83	16.87	7.68	0.13	8.91	8.39	3.34	0.63	0.15	99.36
54.43	0.84	17.37	7.07	0.12	7.15	7.85	3.66	0.79	0.17	99.46
55.46	0.84	17.69	6.79	0.12	6.08	7.43	3.79	0.89	0.18	99.26
55.43	0.85	17.73	6.82	0.12	6.19	7.57	3.80	0.86	0.18	99.54
56.33	0.83	17.87	6.52	0.11	5.65	7.19	3.94	0.97	0.19	99.59
56.75	0.81	17.87	6.44	0.11	5.33	7.02	3.96	1.02	0.19	99.51

Tabla C. II: Geoquímica de roca total para tefras y lavas de El Astillero. Extraído de Larrea et al. (2023 en revisión).

Muestra	Volcán	Tipo de Muestra	Unidad	Tipo	Coordenadas N	Coordenadas W
TANC-1810	El Pedregal	Lava	LF-01	Andesite	19° 19' 05.1"	102° 20' 46.6"
TANC-1812	El Pedregal	Lava	LF-01	Andesite	19° 19' 21.5"	102° 21' 41.7"
TANC-1813	El Pedregal	Lava	LF-02 proximal	Andesite	19° 18' 48.6"	102° 21' 42.5"
TANC-1818	El Pedregal	Lava	LF-02 distal	Andesite	19° 18' 24.0"	102° 21' 39.9"
TANC-1809	El Pedregal	Lava	LF-03 proximal	Andesite	19° 19' 07.9"	102° 20' 47.0"
TANC-1815	El Pedregal	Lava	LF-03 distal	Andesite	19° 18' 06.1"	102° 20' 46.7"
TANC-1817	El Pedregal	Lava	LF-04	Andesite	19° 18' 21.6"	102° 21' 32.9"
TANC-1811	El Pedregal	Lava	LF-05a	Andesite	19° 17' 15.0"	102° 21' 08.9"
TANC-1805	El Pedregal	Lava	LF-05a	Andesite	19° 17' 08.6"	102° 22' 11.5"
TANC-1832	El Pedregal	Lava	LF-05b	Andesite	19° 17' 34.5"	102° 22' 06.0"
TANC-1833	El Pedregal	Lava	LF-05b	Andesite	19° 17' 36.1"	102° 22' 07.6"
TANC-1816	El Pedregal	Lava	LF-05c	Basaltic Andesite	19° 18' 20.3"	102° 21' 21.7"
TANC-1831	El Pedregal	Lava	LF-05c	Basaltic Andesite	19° 19' 7.20"	102° 21' 10.44"

Cont. →

SiO ₂ (wt.%)	TiO ₂ (wt.%)	Al ₂ O ₃ (wt.%)	FeO ^T (wt.%)	MnO (wt.%)	MgO (wt.%)	CaO (wt.%)	Na ₂ O (wt.%)	K ₂ O (wt.%)	P ₂ O ₅ (wt.%)	TOTAL
58.15	0.80	17.73	6.12	0.10	4.13	6.79	3.98	1.22	0.22	99.24
58.33	0.80	17.82	6.01	0.10	4.10	6.77	4.00	1.23	0.22	99.40
58.38	0.78	17.77	5.99	0.10	4.21	6.70	4.04	1.20	0.21	99.39
58.35	0.78	17.70	6.02	0.10	4.37	6.67	4.03	1.19	0.21	99.41
58.13	0.77	17.64	6.12	0.10	4.88	6.73	4.00	1.12	0.20	99.68
58.01	0.80	17.79	6.16	0.11	4.20	6.96	3.96	1.23	0.22	99.44
59.00	0.74	17.80	5.77	0.10	3.57	6.65	3.99	1.36	0.21	99.19
59.07	0.73	17.73	5.76	0.10	3.70	6.66	3.90	1.35	0.20	99.21
58.99	0.73	17.71	5.71	0.10	3.79	6.62	3.90	1.33	0.20	99.10
58.06	0.72	18.23	6.01	0.11	4.15	6.81	3.96	1.15	0.20	99.40
58.66	0.71	17.69	5.96	0.10	4.38	6.62	3.91	1.27	0.20	99.50
55.50	0.77	18.14	6.69	0.12	5.02	8.22	3.68	0.94	0.15	99.24
55.68	0.76	18.14	6.52	0.12	5.08	8.18	3.69	1.01	0.16	99.34

ANEXO D: Perfiles composicionales

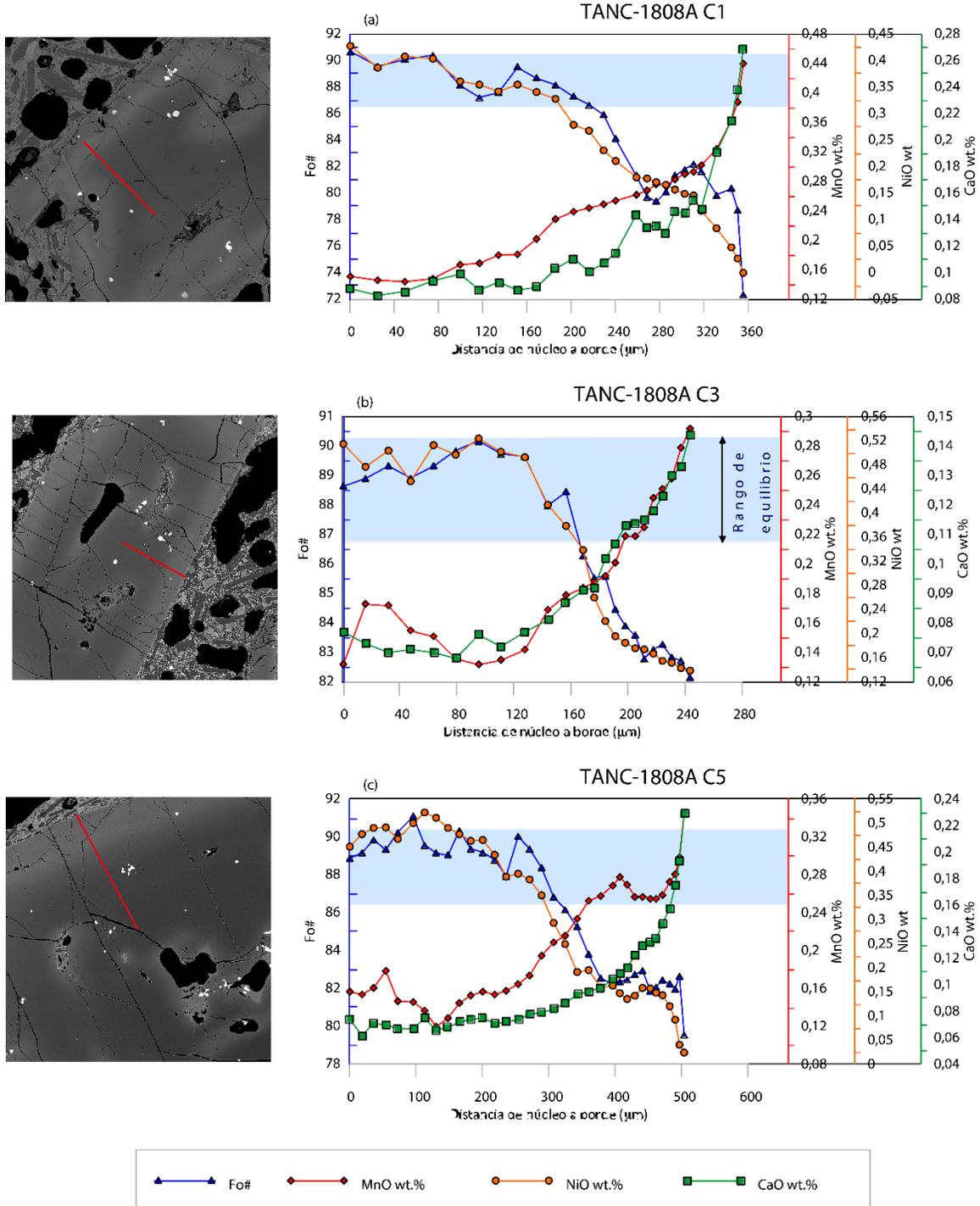


Figura D. I: Perfiles distancia núcleo a borde versus contenido de Fo#, MnO (wt. %), NiO (wt. %), CaO (wt. %) de muestras de tefras de El Astillero, acompañados de imágenes de Microsonda Electrónica (EMPA) del cristal correspondiente, en rojo se muestra la traza del perfil composicional. (a), (b) y (c) olivino con zonación oscilatoria de la muestra TANC-1808A.

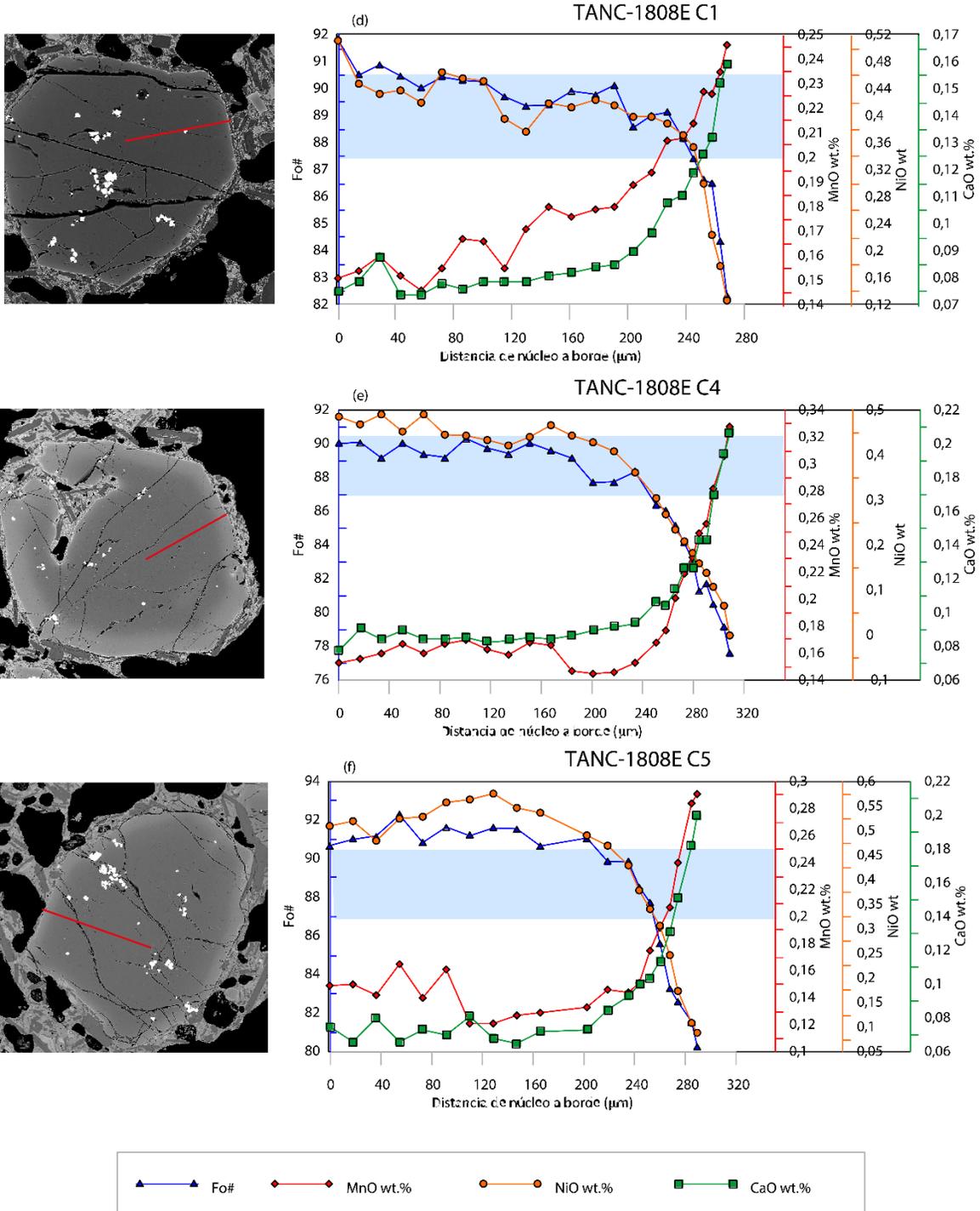


Figura D. II: Perfiles distancia núcleo a borde versus contenido de Fo#, MnO (wt. %), NiO (wt. %), CaO (wt. %) de muestras de tefras de El Astillero, acompañados de imágenes de Microsonda Electrónica (EMPA) del cristal correspondiente, en rojo se muestra la traza del perfil composicional. (a), (b) y (c) olivino con zonación normal de la muestra TANC-1808E.

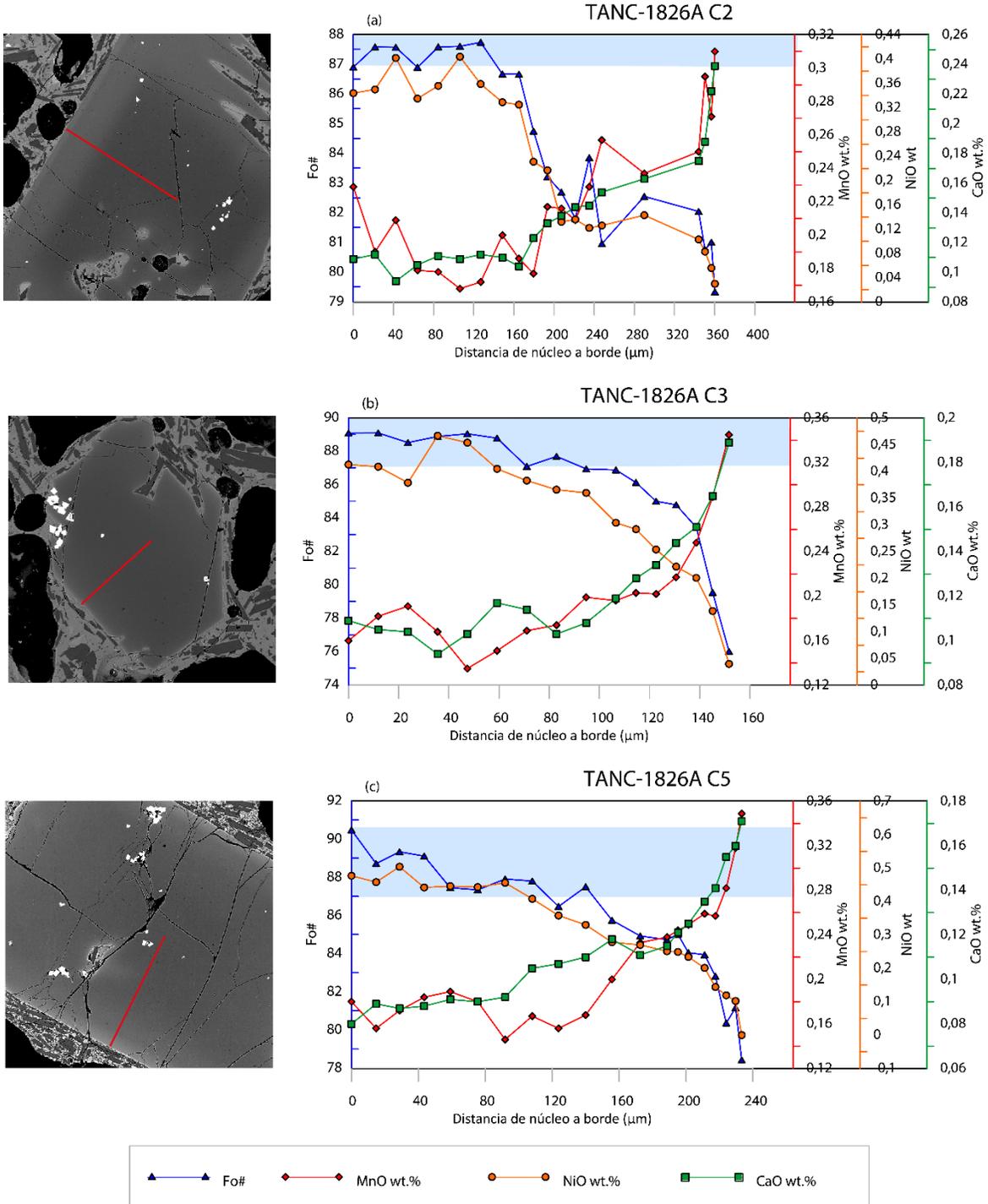


Figura D. III: Perfiles distancia núcleo a borde versus contenido de Fo#, MnO (wt. %), NiO (wt. %), CaO (wt. %) de muestras de tefras de El Astillero, acompañados de imágenes de Microsonda Electrónica (EMPA) del cristal correspondiente, en rojo se muestra la traza del perfil composicional. (a) olivino con zonación oscilatoria de la muestra TANC-1826A, (b) y (c) olivino con zonación normal de la muestra TANC-1826A.

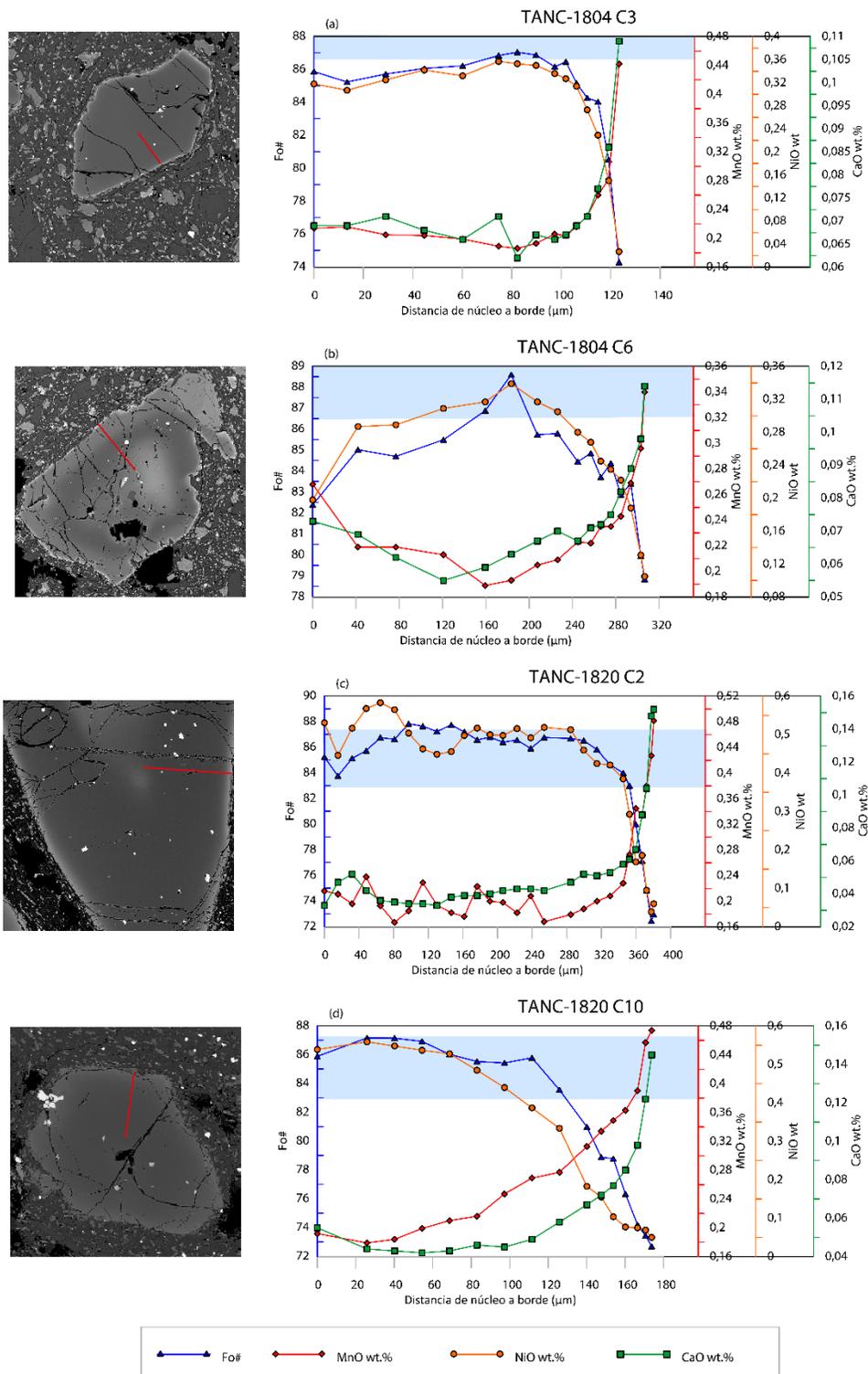


Figura D. IV: Perfiles distancia núcleo a borde versus contenido de Fo#, MnO (wt. %), NiO (wt. %), CaO (wt. %) de muestras de lavas de El Astillero, acompañados de imágenes de Microsonda Electrónica (EMPA) del cristal correspondiente, en rojo se muestra la traza del perfil composicional. (a) olivino con zonación normal de la muestra TANC-1804, (b) olivino con reabsorción de la muestra TANC-1804, (c) y (d) olivino con zonación normal de la muestra TANC-1820.

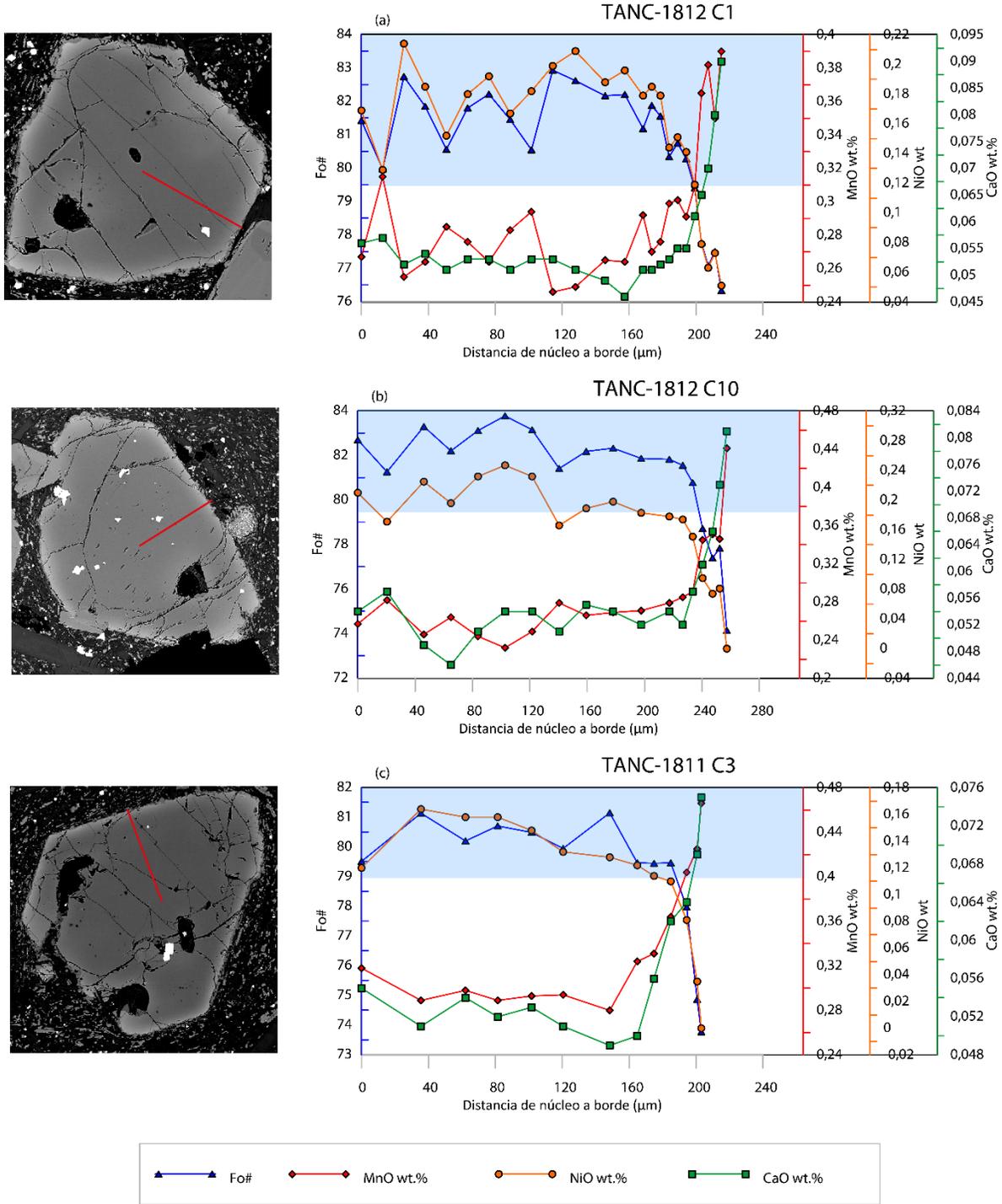


Figura D. V: Perfiles distancia núcleo a borde versus contenido de Fo#, MnO (wt. %), NiO (wt. %), CaO (wt. %) de muestras de lavas de El Pedregal, acompañados de imágenes de Microsonda Electrónica (EMPA) del cristal correspondiente, en rojo se muestra la traza del perfil composicional. (a) y (b) olivino con zonación normal de la muestra TANC-1812; (c) olivino con zonación normal de la muestra TANC-1811.

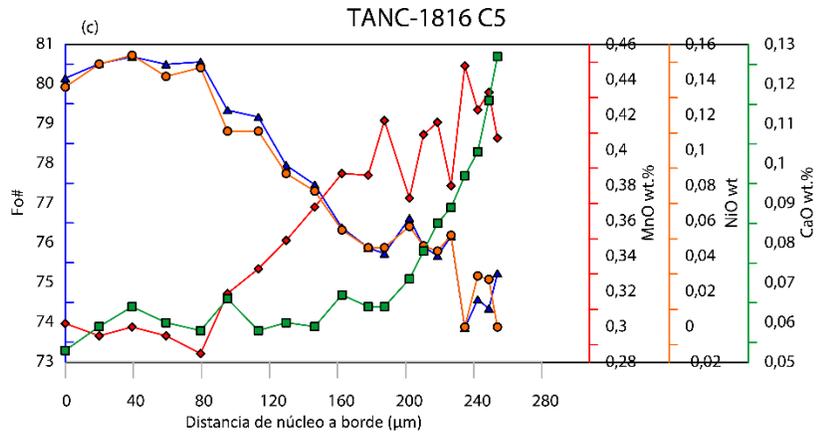
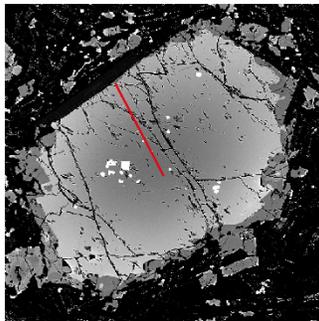
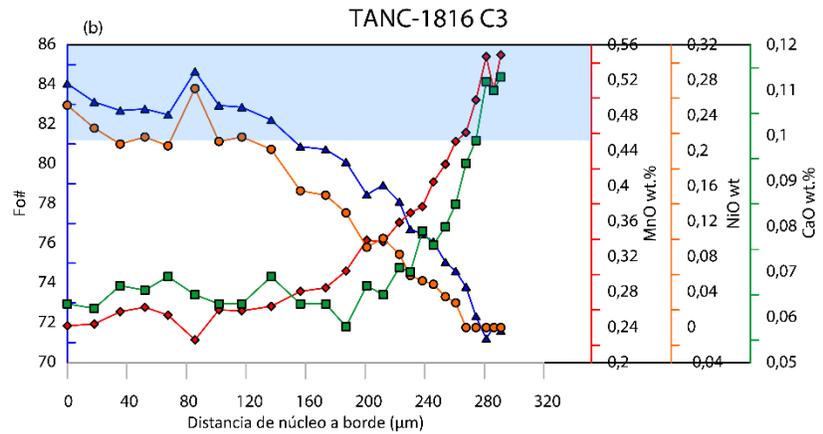
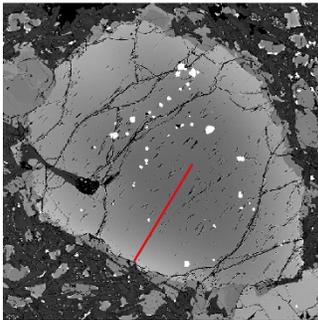
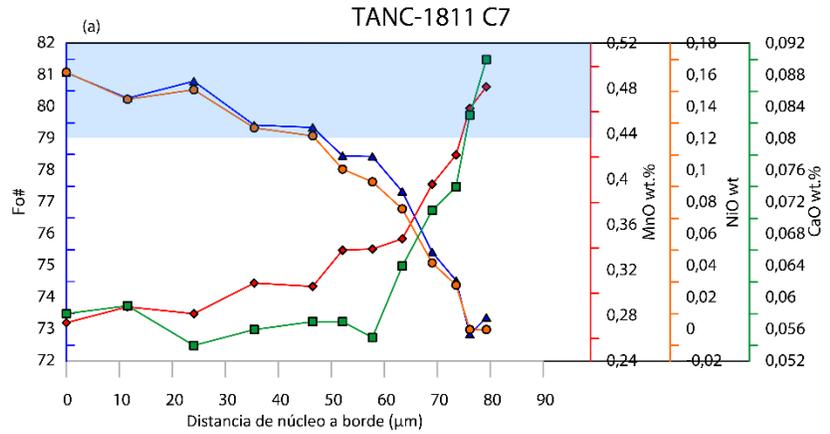
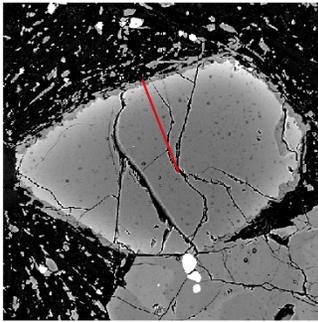


Figura D. VI: Perfiles distancia núcleo a borde versus contenido de Fo#, MnO (wt. %), NiO (wt. %), CaO (wt. %) de muestras de lavas de El Pedregal, acompañados de imágenes de Microsonda Electrónica (EMPA) del cristal correspondiente, en rojo se muestra la traza del perfil composicional. (a) olivino con zonación normal de la muestra TANC-1811; (b) y (c) olivino con zonación normal de la muestra TANC-1816.

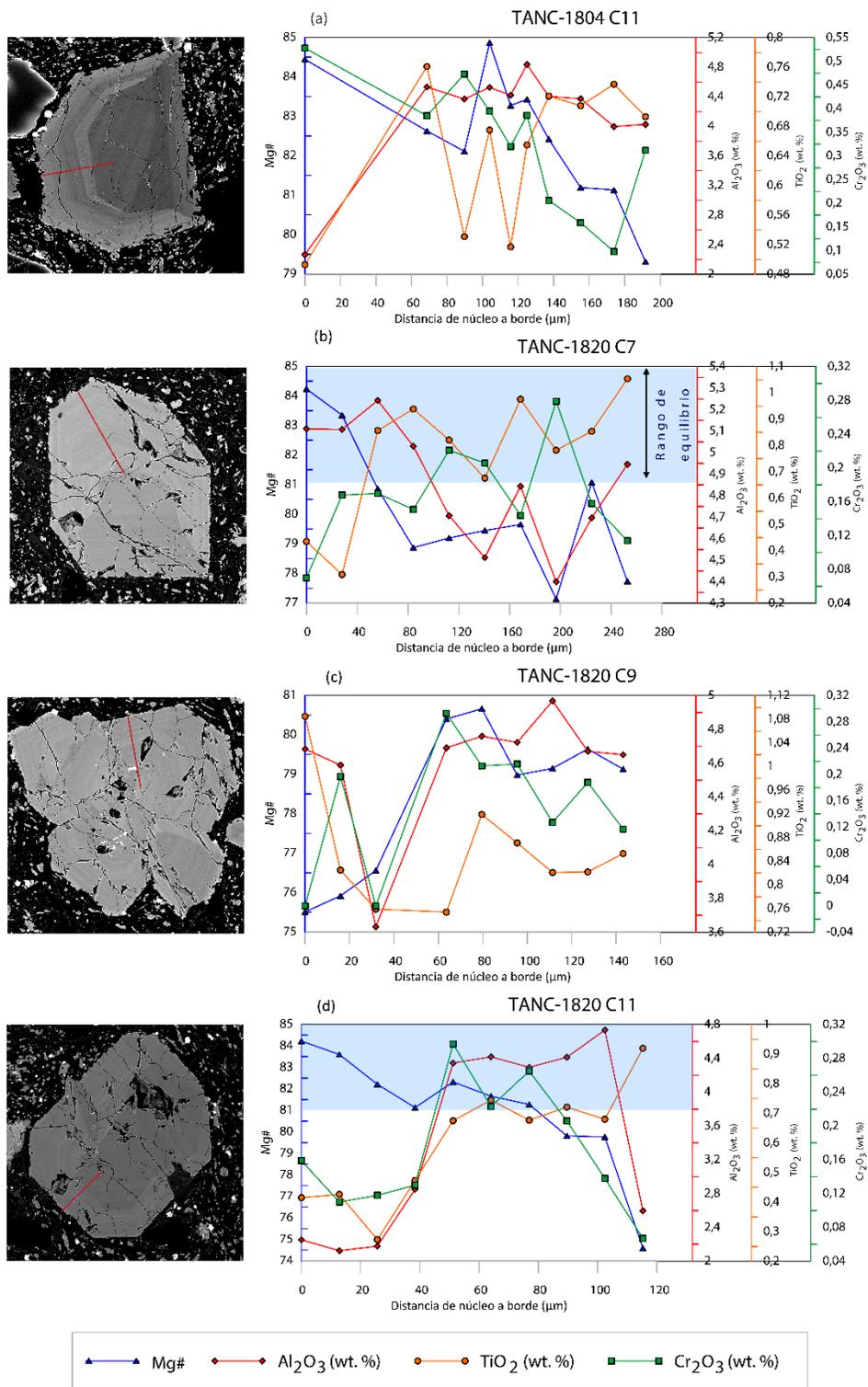


Figura D. VII: Perfiles distancia núcleo a borde versus contenido de Mg#, Al₂O₃ (wt. %), TiO₂ (wt. %), Cr₂O₃ (wt. %) en clinopiroxeno de muestras de flujos de lava de El Astillero. (a) Clinopiroxeno con zonación oscilatoria y en sector de la muestra TANC-1804; (b), (c) y (d) clinopiroxeno con zonación oscilatoria y en sector de la muestra TANC-1820.

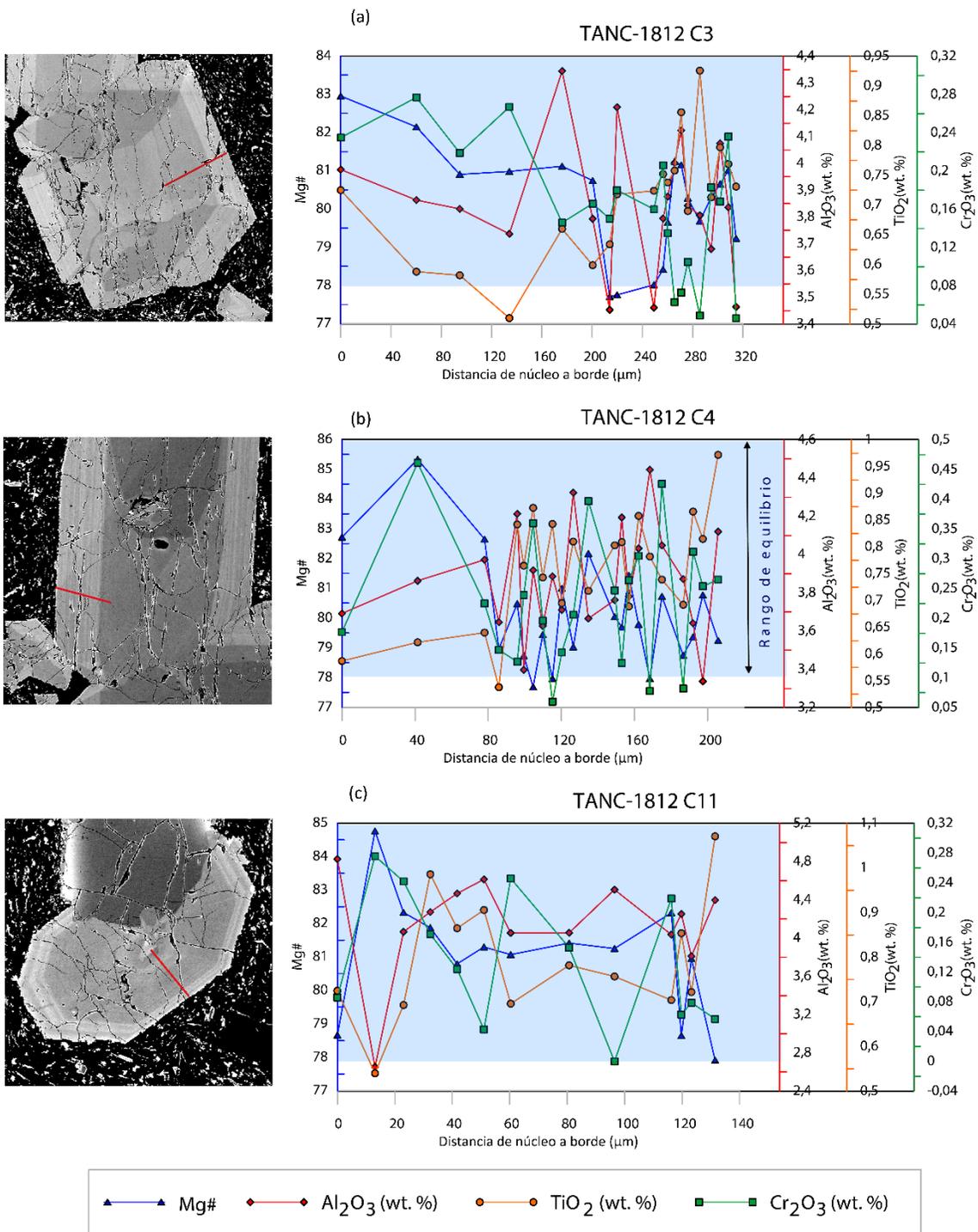


Figura D. VIII: Perfiles distancia núcleo a borde versus contenido de Mg#, Al₂O₃ (wt. %), TiO₂ (wt. %), Cr₂O₃ (wt. %) en clinopiroxeno de muestras de flujos de lava de El Pedregal. (a) Clinopiroxeno con zonación oscilatoria y en sector de la muestra TANC-1812.

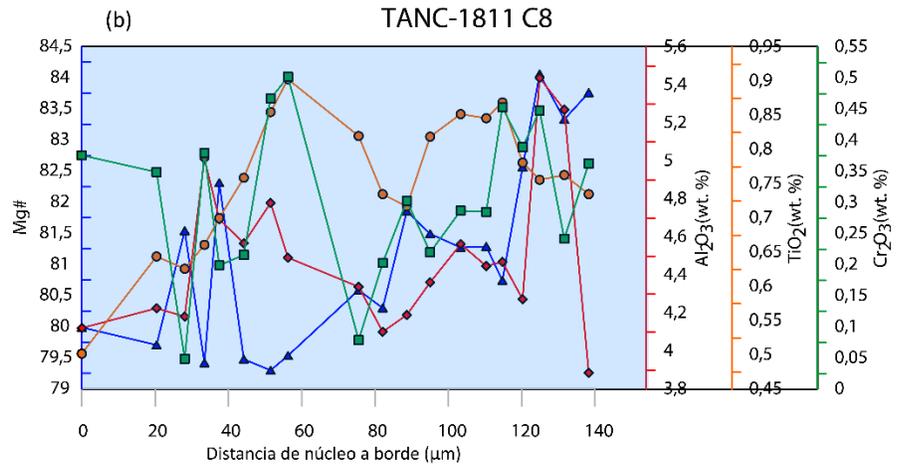
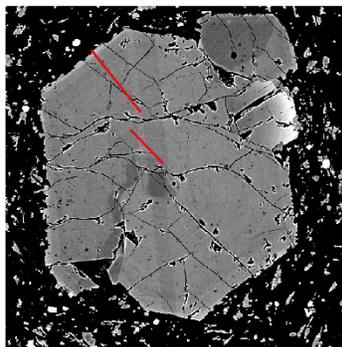
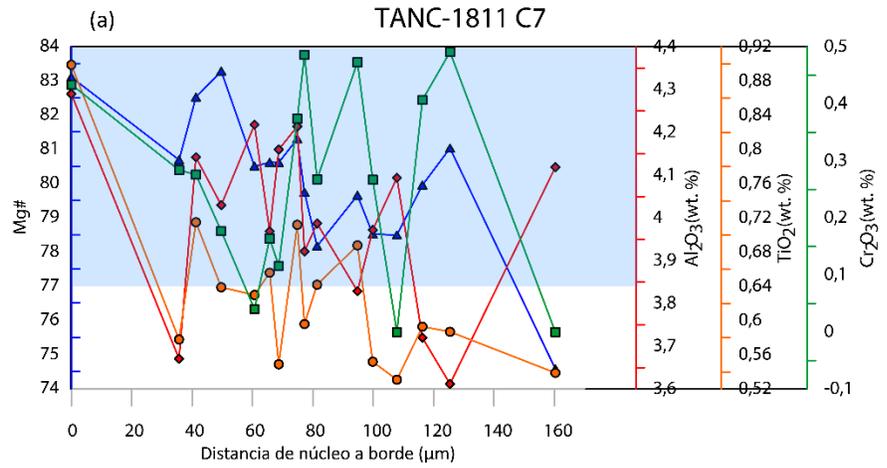
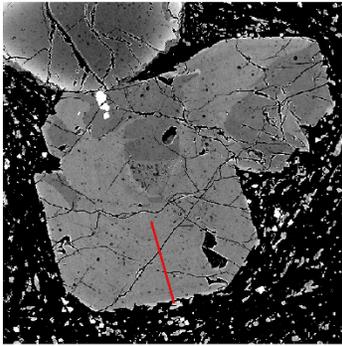


Figura D. IX: Perfiles distancia núcleo a borde versus contenido de Mg#, Al₂O₃ (wt. %), TiO₂ (wt. %), Cr₂O₃ (wt. %) en clinopiroxeno de muestras de flujos de lava de El Pedregal. (a) y (b) clinopiroxeno con zonación oscilatoria y en sector de la muestra TANC-1811.