



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

MODELAMIENTO TERMODINÁMICO DEL VOLCÁN LLAIMA ASOCIADO A LA ERUPCIÓN DE 1957

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

GABRIEL ESTEBAN FARIÁS LISBOA

PROFESOR GUÍA:
DANIEL MONCADA DE LA ROSA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
CLAUDIA CANNATELLI
PHILIPPE ROBIDOUX

SANTIAGO DE CHILE
2020

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE: Geólogo
POR: Gabriel Esteban Farías Lisboa
FECHA: septiembre 2020
PROFESOR GUÍA: Daniel Moncada

MODELAMIENTO TERMODINÁMICO DEL VOLCÁN LLAIMA ASOCIADO A LA ERUPCIÓN DE 1957

El volcán Llaima corresponde a un estratovolcán de forma cónica, ubicado en la Región de la Araucanía, Chile, a 74 km al este de Temuco. Tiene una altura máxima de 3125 m.s.n.m., cubriendo un área basal de 490 km² con un volumen estimado en 377 km³.

La erupción de 1955 - 1957 corresponde a la más grande registrada durante el siglo XX, duró aproximadamente 2 años, se clasificó como una erupción estromboliana y presentó un VEI que varió de 2 a 3, sus productos dañaron las infraestructuras y zonas aledañas al volcán.

El objetivo de este estudio es reconstruir la evolución físicas y químicas del cuerpo magmático que dio origen a la erupción de 1957 y entender de mejor manera los procesos pre-eruptivos del volcán Llaima. Se desarrolló utilizando los datos obtenidos de Feris (2018) y modelos termodinámicos utilizando herramientas de equilibrio de fase multicomponente y multifase incorporadas en el algoritmo MELTS.

Para cumplir con el objetivo del estudio, se realizó una búsqueda bibliográfica, se definieron los parámetros a utilizar en la confección de los modelos (versión del software MELTS, temperatura, presión, fugacidad de oxígeno, y las composiciones del magma parental). Posteriormente se confeccionó un modelo isobárico con cristalización fraccionada (T=1300-800°C, p=1-2-3 kbar, QFM ±2) y un modelo polibárico con cristalización fraccionada (T=1300-800°C, p=8.5 a 1 kbar, QFM ±2), ambos con la composición de la muestra “NV 10 - Ol R - 11 rec” que se propone como la composición del magma parental del evento a modelar.

Se determinó que la simulación realizada en el modelo polibárico con una fugacidad QFM+1, es la que mejor se correlaciona con los datos obtenidos por Feris (2018).

Se concluyó que la evolución magmática siguió una serie calco- alcalina pasando de una composición basáltica a una traqui-andesita. La cristalización del modelo comienza con espinela que corresponde a la fase que delimita el liquidus (T_{liq} = 1160° C), seguida de clinopiroxenos (diópsido: 1113 ° C), plagioclasa (988 ° C), saturación de agua (938 °C), olivino (918 ° C) y ortopiroxeno (enstatita: 861 °C).

El cuerpo magmático que originó la erupción se forma en la corteza (entre los 25.6 a 9.8 km), donde reside durante algún tiempo, se enfría y cristaliza. Cerca del final del proceso de cristalización, se logra la saturación de agua (938°C) y se genera un nivel donde la fracción de volátiles excede el 50% en volumen. Esta capa de masa fundida saturada de agua (y algunos cristales/fenocristales dispersos), junto con el fluido supercrítico es mecánicamente inestable, debido a la corteza más densa. Ascende por las estructuras preexistentes de la zona y, una vez que se produce la liberación de presión durante la descompresión, la energía potencial de la expansión magmática se convierte en la energía cinética de la fase gaseosa, que produce una onda de choque y la formación de columnas de erupción.

Agradecimientos

Quiero agradecer a todas las personas que de una u otra manera han contribuido al desarrollo de este trabajo de memoria de título.

A la Dra. Claudia Cannatelli, que me dio la oportunidad de trabajar con ella, por haber confiado en mí, por su ayuda y orientación, aunque sobre todo por su gran disponibilidad para atender mis infinitas dudas y preocupaciones. Al Dr. Daniel Moncada quien me acogió como uno de sus memoristas, por las palabras de aliento, apoyo, y por su disponibilidad a escucharme en mis ensayos de mis defensas, al Dr. Philippe Robidoux por sus correcciones, comentarios y orientación al desarrollo de este trabajo.

Quiero agradecer a mi familia que, sin su apoyo y contención no habría llegado a esta instancia. A mi madre Gloria quien siempre me escucho, aconsejo, mimo y regalaneo cuando me escapaba de Santiago y viajaba a Quillota, a mi padre Jaime que siempre me brindo una seguridad y serenidad en los momentos difíciles y de quien aprendí que “de alguna forma siempre se pueden hacer las cosas”. A mis hermanas Kathy y Valeria por su cariño, paciencia y que siempre me sacaban alguna risa cuando estaba triste. Y a la Tía Magdalena quien se convirtió en mi segunda madre, que vio mi evolución en todos estos años de universidad, que siempre me brindo su consejo, cariño y apoyo en los momentos difíciles que viví en estos años.

A toda la gente que he conocido en este largo camino:

Los amigos que conocí en Plan Común: Manu, Pipe, Jaime, Consu, Pablo, Carlitos y Jose gracias por el apañé las conversaciones, juntas a comer en el depa del Jaime y por los momentos y vivencias compartidas en estos años.

A mis amigos de geología, Chesi y Nacho, con quienes formé el TeamGeo, gracias por las risas, las tonteras, los consejos y cariño que me brindaron, por estar en los buenos momentos y en lo no tan buenos, fueron muy importantes en mi vida universitaria y sé que seguirán siéndolo en esta etapa que empezara ahora. A la Caro y a Marisol, la dupla inseparable, gracias por el apañé y la perseverancia que siempre mostraron, son secas. A Rodry y Mario por esas charlas de vida que siempre teníamos cuando nos escapábamos a comprar para capear estudio. A la Nine, Leo, Ale y Vicho con quienes me reí un montón y me ayudaron cuando los necesité. A la Libe por su apañé, consejo y su infinita ayuda y paciencia a estudiar en el ramo que me persiguió toda la carrera: ingles. Y a todos mis profesores, auxiliares y compañeros que conocí durante la carrera y que me aportaron en mi formación

Finalmente, agradecer a todas las personas maravillosas que han influenciado en mi vida y en mis decisiones que he tomado para llegar a esta instancia.

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	1
1.1.-PRESENTACIÓN	1
1.2.-HIPÓTESIS	2
1.3.-OBJETIVOS GENERALES Y ESPECÍFICOS	2
1.3.1-Objetivos específicos	2
CAPÍTULO 2: ANTECEDENTES	3
2.1.-SÍNTESIS BIBLIOGRÁFICA	3
2.2.-MARCO GEOLÓGICO.....	4
2.2.1.-Marco Geodinámico.....	4
2.2.2.-Zona Volcánica Sur.....	5
2.2.3.-Geología del Volcán	6
2.2.3.1.-Basamento del volcán:.....	7
La edad estimada del complejo es del Pleistoceno Medio a Superior (Suarez y Emparán, 1997).	7
2.2.3.2.-Estructura y Estratigrafía Volcánica	8
2.2.4.-Erupciones Prehistóricas	10
2.2.5.-Erupciones Históricas	11
2.2.6.-Erupción del 1957	13
2.3.-MARCO TEÓRICO.....	15
2.3.1.-Inclusiones vítreas.....	15
2.3.1.1.-Reseña Histórica	15
2.3.1.2.-Origen de las Inclusiones Vítreas.	16
2.3.2-Software MELTS	18
CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA	20
3.1.-BÚSQUEDA BIBLIOGRÁFICA Y ELABORACIÓN DE BASE DE DATOS.	20
3.2.-PROCESAMIENTO DE DATOS.....	20
3.3.- PARÁMETROS UTILIZADOS PARA EL MODELO.....	21
3.3.1-Versión del software:	21
3.3.2-Fugacidad de oxígeno:	21
3.3.3-Temperatura y presión:	22
3.3.3.4.-Composición inicial del magma.....	22
3.3.3.1.- Diagrama TAS.....	24
3.3.3.2.- Diagrama AFM	24
3.3.3.3.-Diagrama K2O	24
3.4.-MODELAMIENTO	25
3.4.1.-Elaboración del Modelo:.....	25
3.4.2.-Evaluación del Modelo:	26
3.4.3.-Validación del Modelo:.....	26
CAPÍTULO 4: RESULTADOS.....	27
4.1.-MODELO ISOBÁRICO CON CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA.	27
4.1.1.-Diagrama de clasificación de rocas.....	27
4.1.1.2.-Diagrama Ewart 1982.....	29
4.1.1.3Diagrama de clasificación AFM	30
4.1.2.-Cristalización de minerales.	31
4.1.3.-Diagrama de clasificación de minerales	32
4.1.3.1.-Olivinos	32
4.1.3.2.-Feldespatos	32
4.1.3.3.-Espinela	33
4.1.3.4.-Piroxenos.....	33

4.1.4.-Diagrama Harker.....	34
4.1.4.1.-Aluminio	34
4.1.4.2.-Magnesio	34
4.1.4.3.-Sodio y potasio	35
4.1.4.4.-Hierro	35
4.1.4.5.-Calcio	35
4.2.-MODELO POLIBÁRICO CON CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA.....	37
4.2.1.-Diagrama de clasificación de rocas.....	37
4.2.1.1.-Diagrama TAS.....	37
4.2.1.2. Diagrama Ewart 1982.....	38
4.2.1.3 Diagrama de clasificación AFM	38
4.2.2.-Cristalización de minerales.....	39
4.2.3.-Diagrama de clasificación de minerales	40
4.2.3.1.-Olivinos	40
4.2.3.2.-Feldespatos.....	40
4.2.3.3.-Espinela.....	40
4.2.3.4.-Piroxenos.....	40
4.2.4.-Diagrama Harker.....	41
4.2.4.1.-Aluminio	41
4.2.4.2.-Calcio	41
4.2.4.3.-Magnesio.....	41
4.2.4.4.-Hierro	41
4.2.4.5.-Sodio y potasio.....	42
4.2.5.-Diagramas binarios	43
4.2.5.1.-Agua disuelta en el magma.....	43
4.2.5.2.-Densidad.....	44
4.2.5.3.-Viscosidad.....	45
4.2.5.4.-Fraccion fundida.....	46
CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN	47
5.1.- EVALUACIÓN DE LOS MODELOS	47
5.1.1-Diagrama de clasificación de roca	47
5.1.2.-Fases minerales.....	48
5.1.2.1-Olivino.....	48
5.1.2.2-Piroxenos.....	49
5.1.2.3-Feldespatos.....	50
5.1.3.-Diagramas binarios Harker.....	52
5.1.4.-Recapitulación.....	52
5.2.-MODELO.....	53
5.5.1.- Condiciones de cristalización	53
5.5.2.-Evolucion magmática	57
5.3.-ERUPCIÓN.....	59
CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES.....	60
CAPÍTULO 7: BIBLIOGRAFÍA.....	61
CAPÍTULO 8: ANEXOS	65
A.-DATOS DE COMPOSICIONALES DE LAS MUESTRAS DE ROCA E INCLUSIONES.....	65
A.1.- Composición de inclusiones vítreas hospedadas en olivino.....	65
A.2.- Composición de las fases minerales presentes en la de lava.....	69
A.2.1.-Feldespatos	69
A.2.2.-Piroxenos.....	72
A.2.3.-Espinela.....	73
A.2.4.-Olivino.....	74
B.-DATOS OBTENIDOS POR MELTS.....	77
B.1.-Diagrama de clasificación de rocas.....	77
B.2.-Fases minerales.....	83
B.2.1.-Olivinos	84

B.2.2.-Feldespatos	86
B.2.3.-Piroxenos	87
B.2.4.1.-Espinelas modelo isobárico	91
B.2.4.2.-Espinela modelo polibárico	92
B.3.-Diagrama Harker	93
B.3.1.-Modelo isobárico	93
B.3.2.-Modelo Polibárico	102
B.4.-Temperatura cierre del sistema	105
C.- MÓLDELO	105
D.-DATOS DE MODELO SIN PIROXENOS.	112

INDICE DE FIGURAS

Figura 1: Zonas volcánicas Andinas. En negrita se indican las diferentes zonas con sus respectivas separaciones asociadas a segmentos de subducción de bajo ángulo (flat slab). La trinchera se dibuja como una falla inversa con manteo hacia el este a lo largo del borde occidental de América del Sur. Las flechas negras sobre la placa de Nazca indican el sentido oblicuo y las velocidades de convergencia de la placa de Nazca, la que varía entre los segmentos volcánicos. Los triángulos negros indican zonas con volcanismo (Stern, 2004)	4
Figura 2: Configuración tectónica de las placas en los Andes del Sur. La zona de falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ, en inglés) se observa en su extensión norte-sur, tanto en la ZVS y parte de la ZVA. Las esferas representan los mecanismos focales del terremoto de Valdivia (1960), Roseaun et al. (2006).....	5
Figura 3: Modificado de la carta geológica del Volcán Llaima (Naranjo y Moreno, 2005).....	6
Figura 4:a) Fotografía nocturna de la erupción de febrero de 1945 del volcán Llaima, tomada desde Cherquenco; b) erupción de julio de 1946;c) erupción de 1967, tomada desde Curacautín.. Carta geológica de Chile, Geología del volcán Llaima.	11
Figura 5: Mapa geológico del Volcán Llaima modificado de Naranjo y Moreno (2005) y enfocado en el cono del Holoceno. Los flujos de lava históricos están etiquetados y los flujos de lava prehistóricos no están diferenciados y están marcados con rayas oblicuas. Dos estrellas ubican los respiraderos de la cumbre; el más grande es el cráter principal y el más pequeño es el evento 'Pichi Llaima' que estuvo activo durante el episodio eruptivo de 1957.	13
Figura 6: Esquemas ilustrativos sobre los mecanismos de formación de inclusiones vítreas relevantes a las rocas basálticas. Las imágenes superiores e inferiores representan fases tempranas y tardías, respectivamente, del crecimiento cristalino modificado de Roedder (1979) por Kent (2008).....	16
Figura 7: Clasificación a través del diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) de las composiciones vítreas (representadas por una "x") y las diferentes simulaciones con fugacidades distintas (representadas por líneas de colores) a 1kbar.....	27
Figura 8: Diagrama de clasificación K ₂ O de Ewart (1982) en el cual son representadas las composiciones vítreas recalculadas de Feris (2018) con un cuadrado naranja y las simulaciones realizadas por MELTS a 1 kbar con fugacidades QFM variable de -2, -1, 0, +1, +2 con líneas coloradas	29
Figura 9: Diagrama de clasificación de rocas AFM, con las inclusiones vítreas y las simulaciones de MELTS, con las fugacidades QMF en el rango (-2,-1, 0, +1,+2) y la presión de 1 a 3 kbares.....	30
Figura 10: Clasificación a través del diagrama TAS de las composiciones vítreas (representadas por una "x") y las diferentes simulaciones con fugacidades distintas (representadas por líneas de colores).....	37
Figura 11: Porcentaje de agua disuelta en el fundido en función del enfriamiento magmático, simulaciones realizadas por MELTS polibáricamente y con fugacidad QFM-2, -1, 0, +1 y +2.	43
Figura 12: Evolución de la densidad en función del enfriamiento magmático, simulaciones realizadas por MELTS polibáricamente y con fugacidad QFM-2, -1, 0, +1 y +2.	44
Figura 13: Evolución de la viscosidad en función del enfriamiento magmático, simulaciones realizadas por MELTS polibáricamente y con fugacidad QFM-2, -1, 0, +1 y +2.	45
Figura 14: Grado de fracción fundida en función del enfriamiento, simulaciones realizadas por MELTS polibáricamente y con fugacidad QFM-2, -1, 0, +1 y +2.	46
Figura 15 Diagrama ternario de clasificación de olivinos según su porcentaje de Fosterita (Fo), Fayalita (Fa), y Trefoita (Tp), de los olivinos generados que caen dentro del rango composicional generado con los datos de Feris (2018).	48
Figura 16:Diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto, (1988), medidos por Feris (2018) y los generados por MELTS.....	49
Figura 17: Diagrama ternario de clasificación de Albita- Anortita- Ortoclasa (Ab-An-Or) modificado de O'Connor (1965), donde se grafican las 2 series por modelo que se correlacionan mejor con las plagioclasas medidas por Feris (2018).....	50
Figura 18: Diagrama de clasificación de la espinela donde se grafican las espinelas de la roca junto a las generadas en las simulaciones por MELTS. El círculo rojo representa la zona representativa de la composición de las espinelas presentes en la roca.	51
Figura 19: Número de magnesio de olivinos y enstaititas medidos por Feris (2018) y los generados por el modelo polibárico seleccionado.....	54
Figura 20:Diagrama Harker de calcio del modelo polibárico seleccionado y de las inclusiones vitreas de olivino publicadas por los diferentes autores, obtenidas de la erupción de 1957 y 2008 del volcán Llaima.	55
Figura 21:Profundidad estimadas en kilómetros y kilobar por los diferentes autores y la obtenida del modelo polibárico seleccionado.....	56
Figura 22: Variación de la viscosidad con la temperatura para distintas composiciones de fundidos magmáticos, compiladas por Williams y McBirney (1979).....	58

Figura 24: Diagrama TAS de las incisiones vítreas de olivino publicadas por Feris (2018) y recalculadas por con el software Petrolog (representadas por una "x") y las diferentes simulaciones con fugacidades de QFM-2,-1,0,+1,+2 a 2 kbar.....	77
Figura 25: Diagrama TAS de las incisiones vítreas de olivino publicadas por Feris (2018) y recalculadas por con el software Petrolog (representadas por una "x") y las diferentes simulaciones con fugacidades de QFM-2,-1,0,+1,+2 a 3 kbar.....	78
Figura 26: Diagrama de Ewart (1982), de las inclusiones vítreas de olivino publicadas por Feris (2018) y recalculadas por con el software Petrolog y las simulaciones con fugacidades QFM -2, -1, 0, +1, +2 a 2 kbar.....	79
Figura 27: Diagrama de Ewart (1982), de las inclusiones vítreas de olivino publicadas por Feris (2018) y recalculadas por con el software Petrolog y las simulaciones con fugacidades QFM -2, -1, 0, +1, +2 a 3 kbar.....	80
Figura 28 Diagrama de Ewart (1982), de las inclusiones vítreas de olivino publicadas por Feris (2018) y recalculadas por con el software Petrolog y las simulaciones con fugacidades QFM -2, -1, 0, +1, +2 del modelo polibárico.....	81
Figura 29: Diagrama AFM de las inclusiones vítreas de olivino publicadas por Feris (2018) y recalculadas por con el software Petrolog y las simulaciones con fugacidades QFM -2, -1, 0, +1, +2 del modelo polibárico.....	82
Figura 30: Temperatura de aparición de las fases minerales en cada simulación realizada por MELTS.....	83
Figura 31: Diagrama ternario de clasificación de olivinos según su porcentaje de Fosterita (Fo), Fayalita (Fa), y Trefoita (Tp), de los olivinos medidos por Feris (2018), representados por "cuadrados azul", y los generados por MELTS con fugacidad de QFM-2,-1,0,+1,+2 y a 1kbar.....	84
Figura 32: Diagrama ternario de clasificación de olivinos según su porcentaje de Fosterita (Fo), Fayalita (Fa), y Trefoita (Tp), de los olivinos medidos por Feris (2018), representados por "cuadrados azul", y los generados por MELTS con fugacidad de QFM-2,-1,0,+1,+2 y a 2 y 3 kbar.....	85
Figura 33 Figura 17: Diagrama ternario de clasificación de Albita- Anortita- Ortoclasa (Ab-An-Or) modificado de O'Connor (1965), donde se representan las plagioclasas medidas por Feris (2018) y generadas por MELTS a 2, 3 kbar y QFM -2, -1, 0, +1, +2.....	86
Figura 34: Diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto, (1988), medidos por Feris (2018) y los generados por MELTS con fugacidad QFM-2,-1,0,+1,+2 e isobáricamente a 1 kbar.....	87
Figura 35: Diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto, (1988), medidos por Feris (2018) y los generados por MELTS con fugacidad QFM-2,-1,0,+1,+2 e isobáricamente a 2 kbar.....	88
Figura 36: Diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto, (1988), medidos por Feris (2018) y los generados por MELTS con fugacidad QFM-2,-1,0,+1,+2 e isobáricamente a 3 kbar.....	89
Figura 37 Diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto, (1988), medidos por Feris (2018) y los generados por MELTS con fugacidad QFM-2,-1, 0,+1,+2 y polibáricamente.....	90
Figura 38:Diagrama ternario de Fe ⁺² , Fe ⁺³ y Ti de las espinelas medidas por Feris(2018), representados por "X rojas", y las generadas por MELTS del modelo isobárico a 1, 2, 3 kbares y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2.....	91
Figura 39: Diagrama ternario de Fe ⁺² , Fe ⁺³ y Ti de las espinelas medidas por Feris(2018), representadas por "X rojas", y las generadas por MELTS del modelo polibárico y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2.....	92
Figura 40:Diagrama Harker de aluminio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 1 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	93
Figura 41 Diagrama Harker de aluminio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 2 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	93
Figura 42: Diagrama Harker de aluminio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 3 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2(flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	94
Figura 43: Diagrama Harker de magnesio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 1 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	94
Figura 44: Diagrama Harker de magnesio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 2 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	95
Figura 45 Diagrama Harker de magnesio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 3 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	95

Figura 46: Diagrama Harker de sodio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 1 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	96
Figura 47: Diagrama Harker de sodio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 2 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	96
Figura 48: Diagrama Harker sodio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 3 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	97
Figura 49: Diagrama Harker potasio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 1 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	97
Figura 50: Diagrama Harker potasio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 2 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	98
Figura 51: Diagrama Harker potasio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 3 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	98
Figura 52: Diagrama Harker hierro/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 1 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	99
Figura 53: Diagrama Harker hierro/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 2 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	99
Figura 54: Diagrama Harker hierro/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 3 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	100
Figura 55: Diagrama Harker calcio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 1 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	100
Figura 56: Diagrama Harker calcio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 2 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	101
Figura 57 Diagrama Harker calcio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 3 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).....	101
Figura 58 Diagrama Harker aluminio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS realizadas con fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 y en el modelo polibárico(flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).	102
Figura 59: Diagrama Harker calcio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS realizadas con fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 y en el modelo polibárico(flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).	102
Figura 60 Diagrama Harker magnesio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS realizadas con fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 y en el modelo polibárico(flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).	103
Figura 61: Diagrama Harker hierro/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS realizadas con fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 y en el modelo polibárico(flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).	103
Figura 62: Diagrama Harker sodio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS realizadas con fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 y en el modelo polibárico(flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).	104
Figura 63: Diagrama Harker potasio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS realizadas con fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 y en el modelo polibárico(flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).	104
Figura 64: Grafico resumen de las diferentes temperaturas medidas al momento que la simulación alcanza la composición más diferenciada de la lava de 1957 (SiO ₂ =62 wt %).	105
Figura 65: Rango de temperatura en la cual cristalizan las diferentes fases minerales del modelo seleccionado (Polibárico con fugacidad QFM+1)	106

<i>Figura 66: Harker magnesio/sílice del modelo seleccionado e inclusiones vítreas de olivino de Feris (2018), Bouvet de Maisonneuve et al. (2012) y Ruth et al. (2016) de las erupciones de 1957 y 2008 del volcán Llaima.</i>	<i>107</i>
<i>Figura 67: Harker aluminio/sílice del modelo seleccionado e inclusiones vítreas de olivino de Feris (2018), Bouvet de Maisonneuve et al. (2012) y Ruth et al. (2016) de las erupciones de 1957 y 2008 del volcán Llaima.</i>	<i>107</i>
<i>Figura 68 Harker sodio/sílice del modelo seleccionado e inclusiones vítreas de olivino de Feris (2018), Bouvet de Maisonneuve et al. (2012) y Ruth et al. (2016) de las erupciones de 1957 y 2008 del volcán Llaima.</i>	<i>108</i>
<i>Figura 69 Harker hierro/sílice del modelo seleccionado e inclusiones vítreas de olivino de Feris (2018), Bouvet de Maisonneuve et al. (2012) y Ruth et al. (2016) de las erupciones de 1957 y 2008 del volcán Llaima.</i>	<i>108</i>
<i>Figura 70: Agua disuelta (wt%) en el magma durante la evolución del modelo polibárico.</i>	<i>109</i>
<i>Figura 71: Evolución de la densidad del sistema en función de la temperatura.</i>	<i>109</i>
<i>Figura 72: Evolución de la viscosidad del modelo en función de la temperatura.</i>	<i>110</i>
<i>Figura 73: Evolución de la fracción fundida a lo largo del modelo.</i>	<i>110</i>
<i>Figura 74: Evolución del volumen de agua fraccionado durante el modelo.</i>	<i>111</i>
<i>Figura 75: Clasificación de las inclusiones vítreas de Feris (2018) y del modelo realizado polibáricamente con fugacidad de QFM+1, inhibiendo la precipitación de piroxenos. Diagrama TAS (Cox et al. 1979).</i>	<i>112</i>
<i>Figura 76: Clasificación de las inclusiones vítreas de Feris (2018) y del modelo realizado polibáricamente con fugacidad de QFM+1, inhibiendo la precipitación de piroxenos. Ewart (1982),</i>	<i>113</i>
<i>Figura 77: Clasificación de las inclusiones vítreas de Feris (2018) y del modelo realizado polibáricamente con fugacidad de QFM+1, inhibiendo la precipitación de piroxenos Diagrama AFM Kuno (1968).</i>	<i>113</i>
<i>Figura 78: Diagrama Harker de aluminio y calcio para la simulación a QFM+1 sin piroxenos.</i>	<i>114</i>
<i>Figura 79: Diagrama Harker de magnesio - hierro para la simulación a QFM+1 sin piroxenos.</i>	<i>115</i>
<i>Figura 80: Diagrama Harker de sodio y potasio para la simulación a QFM+1 sin piroxenos.</i>	<i>116</i>
<i>Figura 82: Diagrama ternario de clasificación de olivinos según su porcentaje de Fosterita (Fo), Fayalita (Fa), y Trefoita (Tp), de los olivinos en la roca y la simulación realizada con QFM+1 y sin piroxenos.</i>	<i>117</i>
<i>Figura 81: Diagrama de clasificación de feldespatos según su porcentaje de Anortita(An), Albita (Ab) y Ortoclasa (Or) (O'Connor, 1965), de los feldespatos medidos por Feris (2018) y la serie realizada polibáricamente a fugacidad QFM+1 y sin piroxenos.</i>	<i>117</i>
<i>Figura 83: Diagrama de clasificación de las espinelas medidas por Feris (2018), representadas por una "x", según su porcentaje de Fe₂O₃, FeO y TiO₂ y las generadas polibáricamente en la simulación a fugacidad QFM+1 sin piroxenos.</i>	<i>118</i>

INDICE DE TABLAS

<i>Tabla 1: Principales características de los eventos eruptivos :RS: ruidos subterráneos; SV; sismos volcánicos; EX: explosiones cráter central; CG: columna de cenizas y gases; EP: eyección de piroclastos; FL: flujo de lava; FP: flujo piroclástico; LH: flujos laharicos; AR: aumento caudal ríos; DR: derrumbes en cráter; AC: altura columna eruptiva. (*) IEV: Índice de Explosividad Volcánica (Newhall y Self, 1982).</i>	14
<i>Tabla 2: tabla resumen de la temperatura y presión publicadas en los trabajos de Feris (2018), Bouvet de Maisonneuve et al. (2012) y Ruth et al (2016).</i>	22
<i>Tabla 3: Composición de las 15 inclusiones más primitivas obtenidas de Feris (2018).</i>	23
<i>Tabla 4: Fases minerales descritas por Feris (2018) encontradas en una lava de la erupción de 1957.</i>	23
<i>Tabla 5: Registro de las combinaciones que salieron positivas tras la aplicación del primer filtro, evaluadas en diferentes fugacidades de oxígeno y presiones. Las casillas verdes con 1 pasaron el primer filtro y las casillas rojas con 0 representan las muestras y condiciones que no lo pasaron.</i>	24
<i>Tabla 6: Composición propuesta como la del magma parental de la erupción de 1957 del volcán Llaima.</i>	25
<i>Tabla 7: Parámetros utilizados para la realización del modelo isobárico y polibárico.</i>	25
<i>Tabla 8: Cuadro resumen de la composición de las fases minerales presentes en la muestra de lava de la erupción de 1957 con su respectiva clasificación.</i>	26
<i>Tabla 9: Concentración de K₂O% + NaO% a los 61% SiO₂ de las simulaciones realizadas en MELTS. Las casillas verdes caen dentro del rango establecido, las grises quedan fuera del rango.</i>	28
<i>Tabla 10: Concentración de K₂O wt % a los 61 wt % SiO₂ de las simulaciones realizadas en MELTS. Las casillas verdes caen dentro del rango establecido anteriormente, las grises quedan fuera del rango.</i>	29
<i>Tabla 11: Temperatura del límite LIQUIDUS en las diferentes simulaciones.</i>	31
<i>Tabla 12: Tabla resumen de los rangos de temperatura en los cuales cristalizan las distintas fases minerales generadas por MELTS.</i>	31
<i>Tabla 13: Resumen de los rangos composicionales de los olivinos generados por MELTS a 1, 2 y 3 kbar y con fugacidad QFM-2, -1, 0, +1, +2.</i>	32
<i>Tabla 14: Resumen de los rangos composicionales de los feldespatos generados por MELTS a 1, 2, 3 kbar y QFM -2, -1, 0, +1 +2; An_{in}=Anortita al inicio de simulación y An_{Fin}=Anortita al término de la simulación.</i>	32
<i>Tabla 15: Resumen de la clasificación de los piroxenos generados por MELTS a 1, 2 y 3 kbares y QFM -2, -1, 0, +1,+2, según Morimoto (1988). Di=Diópsido, Aug= Augita, Pgt=Pigionita, En=Enstatita, Cfs=Clinoferrosita y Hd= Hedembergita. (1) representa la presencia del mineral y (0) la ausencia.</i>	33
<i>Tabla 16: Tabla resumen de las series que finalizaron dentro del rango composicional de la matriz vítrea medida por Feris (2018), de los diferentes diagramas Harker realizados.</i>	36
<i>Tabla 17: Temperatura del límite Liquidus en las diferentes simulaciones.</i>	39
<i>Tabla 18: Tabla resumen del rango de temperatura en los cuales cristalizan las distintas fases minerales generadas por MELTS polibáricamente.</i>	39
<i>Tabla 19: Resumen de los rangos composicionales de los olivinos generados por MELTS polibáricamente y con fugacidad QFM-2, -1, 0, +1, +2</i>	40
<i>Tabla 20: Resumen de los rangos composicionales de los feldespatos generados por MELTS a 1, 2, 3 kbar y QFM -2, -1, 0, +1 +2; An_{in}=Anortita al inicio de simulación y An_{Fin}=Anortita al término de la simulación.</i>	40
<i>Tabla 21: Tabla resumen de las series que finalizaron dentro del rango composicional de la matriz vítrea medida por Feris (2018), de los diferentes diagramas Harker realizados.</i>	42
<i>Tabla 22 Recalculo de la composición de inclusiones vítreas con Petrolog, datos extraídos de Feris(2018).</i>	65
<i>Tabla 23: Inclusiones vítreas de olivino publicadas por Bouvet de Maisonneuve et al. (2012), de las erupciones de 1957 y 2008.</i>	67
<i>Tabla 24: Inclusiones vítreas de olivino publicadas por Ruth et al. (2016), de la erupción del 2008.</i>	68
<i>Tabla 25: Elementos mayores y menores de los cristales de plagioclasas presentes en una muestra de lava del volcán Llaima, datos extraídos de Feris (2018). La unidad de medida es % wt. de óxidos.</i>	69
<i>Tabla 26 Elementos mayores y menores de los cristales de plagioclasas presentes en la muestra de lava del volcán Llaima, datos extraídos de Feris (2018). La unidad de medida es % wt. de óxidos.</i>	70
<i>Tabla 27 : Composición de los feldespatos provenientes del volcán Llaima publicados por Bouvet de Maisonneuve (2011).</i>	71
<i>Tabla 28: Composición de los feldespatos provenientes de la erupción del 2008 publicados por Ruth (2016) del volcán Llaima</i>	72
<i>Tabla 29: Elementos mayores y menores de los cristales de piroxenos presentes en la muestra de lava del volcán Llaima, datos extraídos de Feris (2018).La unidad de medida es % wt. de óxidos.</i>	72
<i>Tabla 30: Elementos mayores y menores de los cristales de espinela presentes en la muestra de lava del volcán Llaima, datos extraídos de Feris (2018).La unidad de medida es % wt. de óxidos.</i>	73

<i>Tabla 31: Composición de la espinela publicada por Ruth (2016) de la erupción de 2008 del volcán Llaima.....</i>	<i>73</i>
<i>Tabla 32: Elementos mayores de los cristales de olivinos presentes en la muestra de lava del volcán Llaima, datos extraídos de Feris(2018).La unidad de medida es % wt. de óxidos.</i>	<i>74</i>
<i>Tabla 33: Composición de los olivinos publicados por Ruth et al. (2016), pertenecientes a la erupción del Llaima del .2008-.....</i>	<i>76</i>

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1.-Presentación

La Cordillera de los Andes presenta cuatro segmentos de volcanismo activo, la Zona Volcánica Norte (ZVN, 6°N- 8°S), Zona Volcánica Central (ZVC, 16°-28°S), Zona Volcánica Sur (ZVS, 33°-46°S) y Zona Volcánica Austral (ZVA, 49-56°S). La Zona Volcánica Sur, ubicada entre Santiago y Coyhaique (Mpodozis et al., 1995 Cande y Leslie, 1986; Hervé et al., 2000), corresponde al sector con mayor actividad eruptiva andina y posee dos de los cuatro volcanes más activos de Sudamérica: El Llaima y Villarrica.

El volcán Llaima corresponde a un estratovolcán de forma cónica, ubicado en la Región de la Araucanía, Chile. Está localizado específicamente en 38°41'51''S 71°43'50''O, cercano a la frontera Chile -Argentina. Tiene una altura máxima de 3125 m.s.n.m., un área basal de 490 km.² y un volumen aproximado de 400 km³ (Naranjo & Moreno, 2005).

Los depósitos eruptivos del volcán corresponden principalmente a lavas y en menor proporción a piroclastos de composición andesítica-basáltica a andesítica- dacítica. Las rocas son porfídicas con fenocristales de plagioclasa, olivino y en menor medida piroxenos (Naranjo & Moreno, 2005) y es uno de los volcanes más activos de Chile con 54 erupciones desde el año 1640 d.C. (Naranjo & Moreno, 2005; Petit-Breuhl, 2006).

La erupción de 1955 - 1957 corresponde a la más grande registrada durante el siglo XX, duro aproximadamente 2 años, se clasificó como una erupción estromboliana y presentó un VEI que varió de 2 a 3 (Naranjo & Moreno, 2005). Este evento produjo tres flujos voluminosos de lava en los flancos norte, nor-noreste y este del volcán, además de columnas eruptivas de 3 y 12 km de altura, caída de tefra que afectó a gran parte de la región y generó lahares que destruyeron infraestructura de conectividad y abastecimiento de la zona (Navarrete, 2017).

Entender los procesos de evolución magmática asociados a la erupción de 1955- 1957, nos permite tener una idea de que tan peligroso puede llegar a ser el volcán, por lo que, en esta memoria de título se busca reconstruir los procesos ígneos durante la evolución magmática del Volcán Llaima, mediante un modelo termodinámico de equilibrio de fases utilizando el software MELTS, determinando la composición del magma parental y de los eventos pre-eruptivos de 1957. Para lograr esto, se utilizan los datos de inclusiones vítreas obtenidos del trabajo de Feris (2018), el cual estudió dos cortes transparentes (NV10 y NVII), correspondientes a una colada de lava de la erupción anteriormente mencionada.

1.2.-Hipótesis

Los modelos termodinámicos de componentes múltiples han aportado información sobre la petrogénesis de sistemas magmáticos silícicos y la dinámica de los cuerpos de magma pre-eruptivos. Las inclusiones vítreas representan la composición pre-eruptiva del magma y, junto con los equilibrios de fase, se pueden usar para determinar el destino dinámico final del magma (fragmentación y erupción o estancamiento y formación de plutones). Es posible entonces proponer un mecanismo desencadenante para erupciones explosivas basado en el equilibrio de fases y las propiedades de transporte en sistemas explosivos silícicos.

1.3.-Objetivos generales y específicos

Mediante los datos obtenidos por Feris (2018) poder determinar la evolución de las condiciones físicas y químicas de la fuente magmática del volcán, y entender de mejor manera los procesos pre-eruptivos del volcán Llaima, a través de un modelo de evolución magmática realizado por el software MELTS con los datos de la erupción de 1955- 1957.

1.3.1-Objetivos específicos

- Determinar la composición del magma parental asociado a la erupción de 1957.
- Elaborar un modelo de evolución magmático a partir de los datos obtenidos.
- Registrar la evolución magmática y los cambios asociados en las propiedades físicas y química del sistema magmático.

CAPÍTULO 2: ANTECEDENTES

2.1.-Síntesis Bibliográfica

El primer estudio detallado del volcán Llaima se debe a Naranjo & Moreno (1991) y consiste en una caracterización temporal, de explosividad y química de las etapas eruptivas del volcán, junto a un detallado estudio de los principales depósitos dejados por ellas. Este estudio concluye que el volcán posee una gran cámara magmática.

Un par de décadas después, los mismos autores publicaron un estudio del Volcán Llaima (Naranjo & Moreno, 2005) que incluye su estratigrafía post glacial, mapa geológico con escala 1:50000, características petrográficas y geoquímicas de sus productos, e historia evolutiva.

Ruth y coautores (2008) estudian los procesos que ocurren en un sistema volcánico-magmático previo a erupciones estrombolianas, debido al largo y continuo periodo de desgasificación previo a estos eventos más explosivos. Con el fin de entender dichos procesos, los autores enfocan su estudio en los productos volcánicos de la erupción del 2008 del volcán Llaima.

Bouvet de Maisonneuve et al. (2011) publican un estudio petrológico sobre las lavas eruptadas por el Llaima durante el crecimiento del edificio volcánico en el Holoceno Tardío, concluyendo que sus composición química, mineralogía y cristalinidad son similar. Además, los autores determinan las condiciones termodinámicas de cristalización y evolución de los distintos magmas en las erupciones del Holoceno, proponiendo un modelo de almacenamiento de los magmas en cámaras magmáticas y diques, y mecanismo de erupción basado en la continua desgasificación y recarga de magmas menos evolucionados.

Reubi et al. (2011) en su estudio muestran como el desequilibrio en las series de Uranio de lavas derivadas del manto eruptadas por el volcán Llaima son considerablemente disminuidas por la asimilación de las rocas plutónicas que forman el basamento subvolcánico del volcán Llaima.

Bouvet de Maisonneuve et al. (2012) comparan erupciones del volcán Llaima en el Holoceno tardío en términos de texturas, contenido de fenocristales y zonaciones minerales para determinar los procesos responsables del estilo eruptivo. Los autores sugieren que las erupciones recientes tienen como origen una misma cámara magmática, debido a las similitudes composicionales y en mineralogía de los materiales volcánicos eruptados. Este estudio se enfoca también en las zonaciones de las plagioclasas y sus texturas, relacionando la composición de éstas y sus evidentes desequilibrios a la recarga en la cámara de un magma más caliente y máfico. En consecuencia, los autores proponen que las erupciones volcánicas estrombolianas, precedidas de constantes periodos calmos de desgasificación, se deben a la recarga magmática anteriormente mencionada, que disminuiría la viscosidad y aumentaría el contenido de volátiles presentes en el fundido.

2.2.-Marco Geológico

2.2.1.-Marco Geodinámico.

Desde el Jurásico Inferior la geodinámica del margen chileno corresponde a un margen tectónico activo de convergencia de placas, generando la subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana (Charrier et al., 2007), dando como resultado la generación de los arcos volcánicos chilenos.

La Cordillera de los Andes presenta cuatro segmentos de volcanismo activo, la Zona Volcánica Norte (ZVN, 6°N- 8°S), Zona Volcánica Central (ZVC, 16°-28°S), Zona Volcánica Sur (ZVS, 33°-46°S) y Zona Volcánica Austral (ZVA, 49-56°S).

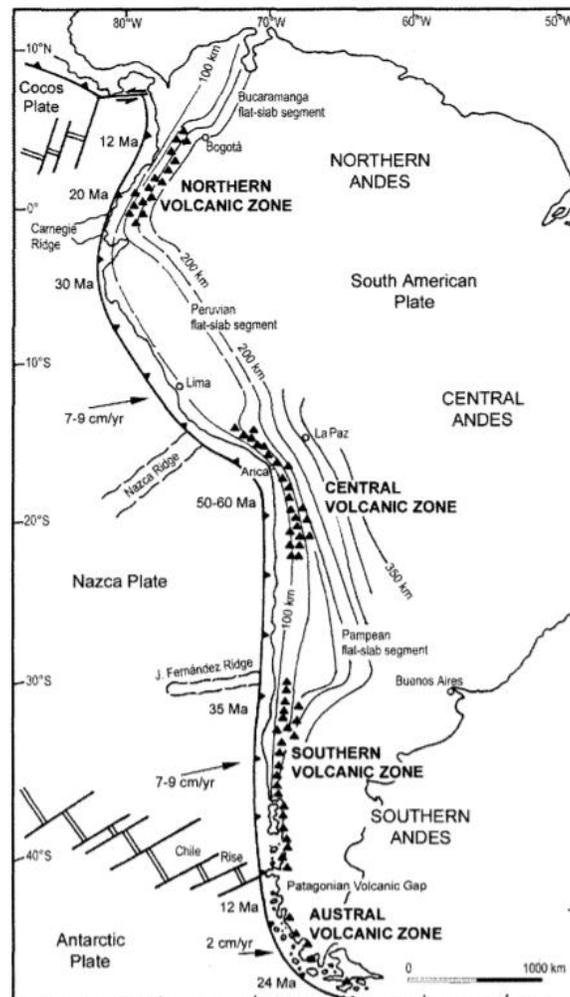


Figura 1: Zonas volcánicas Andinas. En negrita se indican las diferentes zonas con sus respectivas separaciones asociadas a segmentos de subducción de bajo ángulo (flat slab). La trinchera se dibuja como una falla inversa con manteo hacia el este a lo largo del borde occidental de América del Sur. Las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

2.2.2.-Zona Volcánica Sur

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

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

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

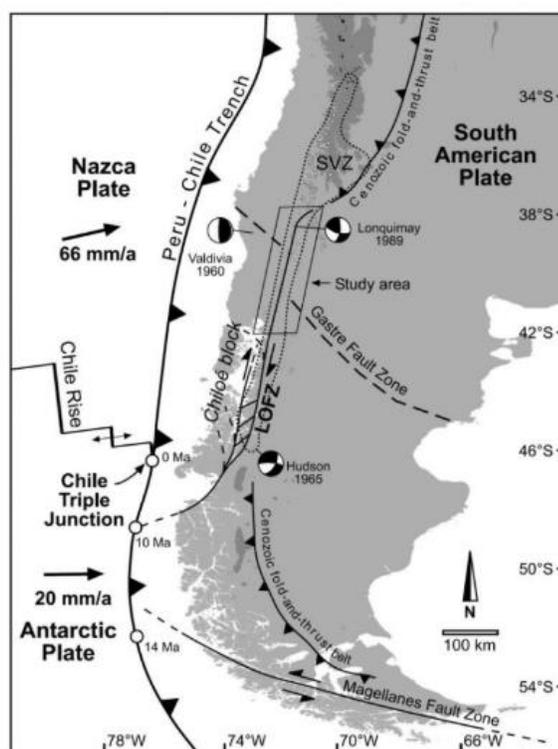


Figura 2: Configuración tectónica de las placas en los Andes del Sur. La zona de falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ, en inglés) se observa en su extensión norte-sur, tanto en la ZVS y parte de la ZVA. Las esferas representan los mecanismos focales del terremoto de Valdivia (1960), Roseaun et al. (2006).

2.2.3.-Geología del Volcán

La carta geológica de Chile, en su apartado “Geología del Volcán Llaima” (Naranjo & Moreno, 2005), cubre un área de 1800 km², y comprende el edificio volcánico principal, centros eruptivos adventicios y los productos emitidos de un radio de 30 km desde la cima. Al ser el Llaima un centro volcánico restringido, el presente marco geológico comprende las principales unidades que forman el volcán y las unidades geográficamente cercanas e importantes para el mismo.

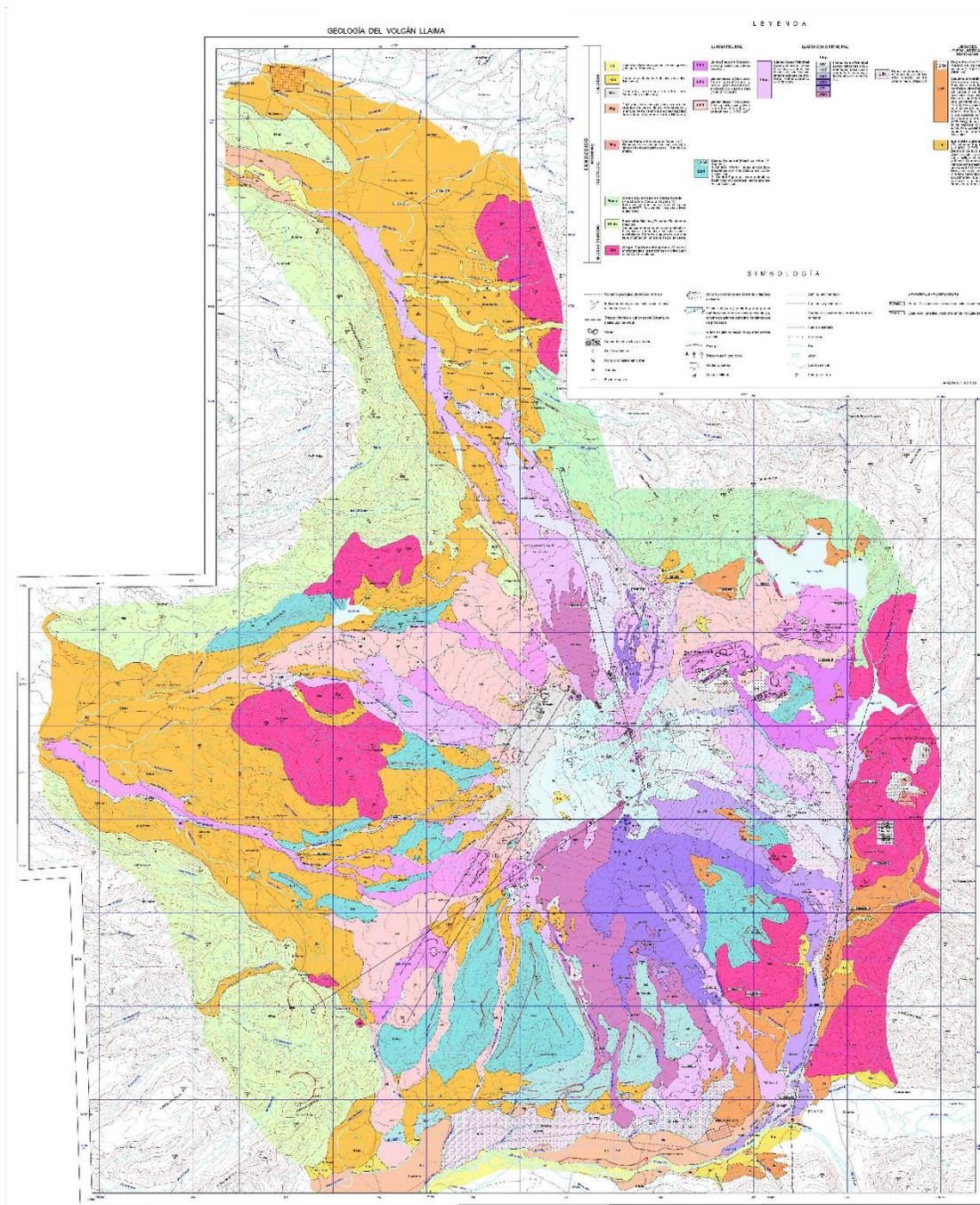


Figura 3: Modificado de la carta geológica del Volcán Llaima (Naranjo y Moreno, 2005)

2.2.3.1.-Basamento del volcán:

El basamento sobre el cual se ha edificado el Volcán Llaima está formado por tres unidades: 1) Grupo Plutónico Melipeuco (Mm) del Mioceno, 2) Formación Malleco (PPlim) del Plioceno-Pleistoceno Inferior y 3) Complejo Volcánico Sierra Nevada (Plmsn) del Pleistoceno Medio a Superior.

Grupo Plutonico Melipeuco (Mm)

Corresponde a rocas graníticas en el entorno del pueblo de Melipeuco, las cuales subyacen en discordancia erosiva a la Formación Malleco. Los afloramientos se distribuyen discontinuos al N, W y E del volcán, siendo éstos últimos los más extensos. Las litologías reconocidas corresponden a monzogranitos, granodioritas de grano grueso, y en menor cantidad, dioritas cuarcíferas de hornblenda.

De acuerdo con las edades radiométricas de K-Ar publicadas por Suarez y Emparán (1997) esta unidad tendría una edad miocena media.

Formacion Malleco (PPlim)

Esta formación sobryace con discordancia angular a las unidades estratificadas de la Formación Cura-Mallín, y de erosión al Grupo Melipeuco. Está parcialmente cubierta por el Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal.

Distribuida al oeste del Volcán Llaima, está formada por una sucesión alternante de lavas andesítico- basálticas a andesíticas, con niveles volcanoclásticos. La sucesión esta levemente inclinada hacia el oeste.

La edad estimada de esta formación es Plioceno-Pleistoceno Inferior (Suárez y Emparán, 1997).

Complejo Volcánico Sierra Nevada (Plmsn)

Estructura formada por un estratovolcán principal extinto y un cordón fisural de rumbo N65°E, ubicados al NNE del Llaima. Su base alcanza cerca de 30 km de diámetro y está en discordancia a rocas estratificadas y plutónicas del Mioceno. Su altura es de 2554 m.s.n.m.

Sus laderas glaciadas tienen alternancias de 3 a 5 metros de espesor de basaltos de olivino y andesitas, en forma de coladas de lava macizas y brechosas.

La edad estimada del complejo es del Pleistoceno Medio a Superior (Suarez y Emparán, 1997).

2.2.3.2.-Estructura y Estratigrafía Volcánica.

Considerando criterios morfoestructurales, estratigráficos, geoquímicos y litológicos, en el volcán Llaima se ha definido la existencia de las siguientes unidades:

Llaima Ancestral (Lla1 y Lla2) Pleistoceno Medio – Superior.

Estas unidades corresponden a secuencias formadas principalmente por lavas basálticas a andesíticas macizas, con intercalaciones brechosas e intrusiones de lacolitos. Son los restos de una estructura volcánica primitiva.

Los remanentes de esta unidad se distribuyen alrededor del volcán y sus capas muestran un manto radial. La Unidad Llaima Ancestral 1 (Lla1) corresponde al nivel más elevado y potente, cuyo espesor máximo alcanza 600 m. La unidad Llaima Ancestral 2 (Lla2) es el nivel topográficamente más bajo, y tiene un espesor de hasta 300 m. Ambas unidades estratificadas se distribuyen principalmente en el sector sur del volcán, y en el resto del área se reconocen escasos afloramientos de esta secuencia debido a la cubierta de productos volcánicos posteriores. Las secuencias están en discordancia sobre granitoides en el sector Los Paraguas-Lago Quepe, por el oeste, y los cerros Pangueco y Negro, por el este. Hacia el noroeste la unidad Llaima Ancestral 1 se adosa y recubre rocas de la Formación Malleco.

Dataciones radiométricas en C^{14} indican edades para la unidad Llaima Ancestral 1 de entre 68 ± 12 ka y 60 ± 100 ka (Naranjo & Moreno, 2005), valores que son concordantes con la posición morfoestratigráfica de la unidad Llaima Ancestral 2, que se habría emplazado durante el Pleistoceno tardío.

Volcán Peñón (Plsp) Pleistoceno Superior.

Estructura remanente de chimenea volcánica, que aflora al este del río Trufultruful a 3,5 km al sureste del lago Verde, al oriente del Llaima. Las rocas corresponden a basaltos levemente porfíricos de olivino y plagioclasa de 51,9 % de SiO_2 . Incluye depósitos de escorias de 1,5 m de espesor (Naranjo & Moreno, 2005).

Ignimbrita Curacautin (Llic) Pleistoceno superior.

Depósitos de flujo piroclástico, tipo escoria y ceniza que se encuentra sobre el fondo de los valles radialmente distribuidos alrededor del volcán Llaima. Sobreyacen o están lateralmente adosados a las unidades Llaima Ancestral 1 y 2, y subyacen las lavas de las unidades fisurales, del cono principal y de la Secuencia Trufultruful. Su rango de espesor medio alcanza los 25 m en las facies proximales y disminuye hasta 0.5 m en las zonas más distantes. La edad radiométrica en C^{14} varía entre 13460 ± 400 y 12760 ± 130 (Naranjo & Moreno, 2005).

Llaima Fisural 1 (Llf1) Holoceno.

Unidad formada por conos piroclásticos de escorias, en parte erosionados, y coladas de lava tipo “aa”, localmente cubiertos por depósitos morrénicos recientes en el sector Las Paraguas. Al oriente los depósitos descansan sobre la Ignimbrita Curacautín y al nororiente del volcán, sobre la secuencia Trifultriful. La unidad Llaima Fisural 2 sobreyace estas coladas.

Los conos se alinean y forman un arco que, hacia el norte se curva al oriente y hacia el suroeste del volcán presenta una orientación N45°E.

La litología de esta unidad corresponde a andesitas basálticas y andesitas (54 y 58,6 % de SiO₂), son rocas de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa + clinopiroxeno y olivino (20% vol. total).

No existen dataciones de esta unidad, pero su posición estratigráfica sugiere que se encuentra entre 3440 y 2940 años AP (Naranjo & Moreno, 2005)

Llaima Fisural 2 (Llf2) Holoceno.

Unidad representada por conos piroclásticos adventicios bien conservados y coladas de lava “aa”, ubicados sobre el mismo lineamiento en arco que controla la disposición de los conos adventicios de la unidad Fisural 1.

Las lavas de esta unidad son categorizadas como andesitas basálticas y andesitas, de textura afanítica con escasos cristales de plagioclasa en una masa fundamental hialopilítica, con escaso clinopiroxeno y olivino.

Dataciones radiométricas en C¹⁴ en los depósitos han revelado que las edades de estos están entre 2940±60 A y 770±70 (Naranjo & Moreno, 2005).

Llaima Fisural 3 (Llf3) Histórico.

Corresponde a pequeños conos y cráteres alineados a lo largo de una fisura de 1 km de longitud, orientada en dirección ENE, entre lineamientos paralelos de la unidad Fisural 2. Se ubican sobre el flanco y pie ENE del volcán Llaima y se sobreponen sobre las unidades Llaima Fisura 1 y 2. Las coladas tienen un espesor de aproximadamente 5 m y una longitud de 6 km volcán abajo. Las coladas corresponden a andesitas basálticas de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, olivino y escaso clinopiroxeno (25 % del volumen total).

Dataciones de C¹⁴ en los depósitos arrojan una edad de 320±50 AP (Naranjo & Moreno, 2005).

Llaima Cono Principal (Llcp) Holoceno-Histórico.

Esta unidad comprende coladas de lava que conforman la estructura cónica del edificio del volcán y que han sido emitidas desde los cráteres de la cima. Los flujos se distribuyen preferentemente hacia el norte, este y sur del volcán. Las lavas son del tipo “aa” que alcanzan hasta 27 km desde el centro de emisión y tienen espesores de hasta 10 m en su frente.

Son rocas de basaltos a andesitas basálticas principalmente porfíricas, con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa en diversas proporciones.

La edad máxima medida de C^{14} de la unidad Llaima Cono Principal se estima en aproximadamente 2940 AP (Naranjo & Moreno, 2005).

Secuencia Trifultriful (Llst) Holoceno-Histórico.

Sucesión estratificada que incluye depósitos piroclásticos de flujo, caída y oleada, producto de erupciones explosivas. Sobreyace a depósitos de la Ignimbrita Curacautín, rocas plutónicas del basamento y las unidades Llaima Ancestral 1 y 2.

Dataciones radiométricas en C^{14} indican que la edad de estos depósitos se encuentra en el intervalo de 10530 ± 100 y 280 ± 60 AP (Naranjo & Moreno, 2005).

2.2.4.-Erupciones Prehistóricas

El volcán Llaima se encuentra activo desde el Pleistoceno Superior siendo su principal producto lavas con respecto y piroclastos, con una composición principalmente basáltica a andesítica (51-59% SiO_2) y en menor proporción, productos andesíticos silíceos a dacíticos (60-65% SiO_2).

Dentro de la base de la unidad post-glacial se destaca una sucesión que revela una intensa actividad explosiva entre los 13.200 y 7.200 AP (Moreno & Naranjo, 1991a). La evolución de esta etapa comienza con el emplazamiento de la Ignimbrita Curacautín de composición basáltica a andesítica rellenando el fondo de los valles alrededor del volcán y extendiéndose hacia la Depresión Central hasta más de 100 km al W (Moreno & Naranjo, 1991a).

Posterior a la erupción de la Ignimbrita Curacautín, si bien este evento ha sido relacionado a la generación de una caldera de 8 km de diámetro (González-Ferrán, 1995). En un período de 4.000 años, la cámara magmática del volcán habría reducido sus dimensiones debido al colapso de la estructura previa (Moreno & Naranjo, 1991a). Aunque se produjeron erupciones subplinianas en ese lapso, éstas no fueron lo suficientemente vigorosas como para descomprimir la cámara rellena con magmas cada vez más silíceos (Moreno & Naranjo, 1991a), cuya elevada viscosidad favorecía un alto potencial de explosividad eruptiva. Estos fueron eyectados a los ca. 8.800 AP mediante una erupción pliniana, cuya columna habría alcanzado unos 40 km de altura (Moreno & Naranjo, 1991a).

La erupción piroclástica culmina con depósitos de oleadas piroclásticas de composición andesítica a andesítica silícea (59-62% SiO_2), originados probablemente producto del colapso de la columna eruptiva. Cabe destacar que solo en el pie E, SE y S del volcán se han reconocido depósitos producidos por oleadas piroclásticas, de color gris claro, una potencia media de 6-8 m y una extensión de 12 km (Moreno & Naranjo, 1991a).

2.2.5.-Erupciones Históricas

El volcán Llaima en los últimos 400 años se ha manifestado de manera efusiva y explosiva, pero de baja intensidad. Es por esto que a pesar de la gran magnitud de los eventos que ocurrieron hace miles de años, no se puede considerar a futuro un posible escenario con similares características dada la baja frecuencia o recurrencia de este tipo de erupciones.

Según Petit-Bruilh & Lobato (1994), el Volcán Llaima ha presentado al menos 20 erupciones en cada siglo. Sin embargo, solo se tiene registro de erupciones desde 1640, donde hasta la fecha se han documentado alrededor de 50 (Naranjo & Moreno, 2005), y la mayoría han sido acompañadas por lahares, coladas de lava, proyección de piroclastos y ocasionalmente flujos piroclásticos.

De acuerdo a los datos geológicos de terreno, así como a los antecedentes recabados, las erupciones de mayor magnitud, importancia o notoriedad, fueron las de los años 1640, 1751, 1780-90, 1875, 1903, 1927, los ciclos de 1944-46 y 1955-57. Las de 1979, 1984 y 1994 son de características muy similares entre sí.

En los años 1944-47, 1955-57, 1984 y 1994, se pudo observar la actividad de tipo estromboliana, donde la altura de la columna eruptiva alcanzó entre 3 a 4 km desde el cráter con explosiones cada 5-10 segundos, mientras que en erupciones menores o desde las fisuras la columna originada presentaba alturas entre 300-800 m (Global Volcanism Program, 2019).

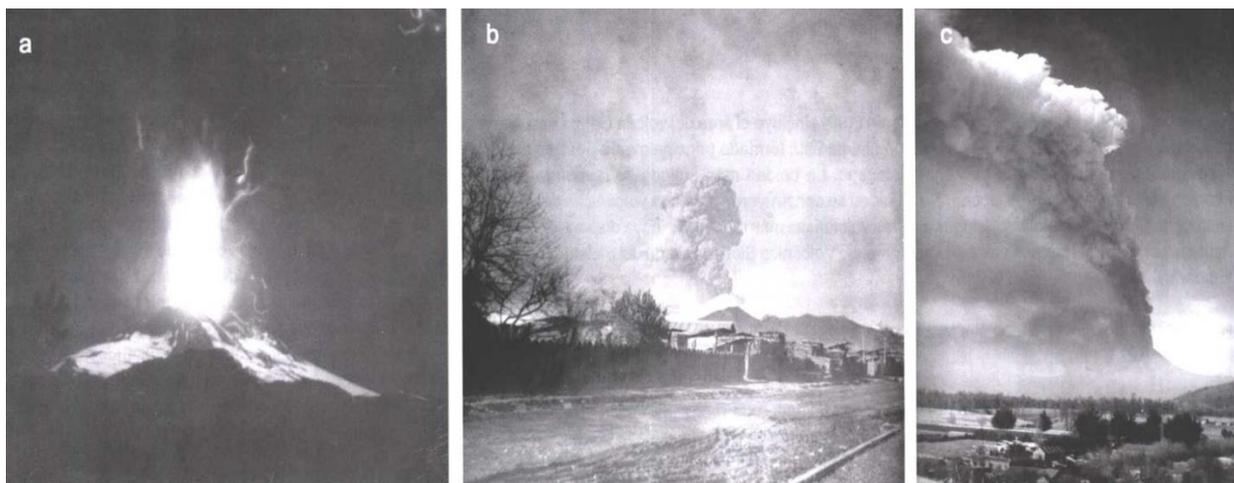


Figura 4: a) Fotografía nocturna de la erupción de febrero de 1945 del volcán Llaima, tomada desde Cherquenco; b) erupción de julio de 1946; c) erupción de 1967, tomada desde Curacautín.. Carta geológica de Chile, Geología del volcán Llaima.

Para la erupción de 1955, en el cráter principal se formó una colada de lava 'aa' que alcanzó una extensión de ~1.200 m, de 200 a 250 m de ancho aproximadamente. Mientras que la de 1944 predominaron explosiones, eyección de piroclastos, flujos piroclásticos de poco alcance y lahares que descendieron por el río Manzano. El material particulado fino muestra una dispersión eólica preferencial de acuerdo con la dirección de los vientos, que predominantemente llegan desde WNW (Moreno & Naranjo, 1991b), por lo que la caída de tefra es en dirección ESE.

De acuerdo con los antecedentes documentados, aparentemente el volcán Llaima no tiene un comportamiento regular, ni menos una recurrencia definida en erupciones de similar magnitud. No obstante, uno de los rasgos más significativos en su estilo eruptivo durante los últimos 4 siglos, es que ha seguido un modelo claramente fisural y de flanco, con centros de emisión ubicados entre los 2.000 y 2.250 m s.n.m.. Estos centros de emisión se ubican hacia los flancos norte y sur, alineados según una orientación NNE, muy similar a la última gran erupción de febrero de 1957.

2.2.6.-Erupcion del 1957

La erupción "1957" duró 2 años y comenzó en 1955. La convención general para las erupciones prolongadas es nombrar el episodio eruptivo para el año en que comenzó. Sin embargo, para ser coherente con el mapa geológico (Naranjo & Moreno, 2005) y un artículo anterior sobre Volcán Llaima (Bouvet de Maisonneuve et al., 2012), nos referimos al episodio eruptivo de 1955 - 1957 como el evento de 1957. Este evento produjo tres flujos voluminosos de lava en los flancos norte, noreste y este del volcán (Fig. 5). Los flujos del norte fueron producidos por el respiradero de la cumbre central principal, mientras que el flujo del este se originó en "Pichi Llaima", un respiradero de la cumbre ligeramente al sur del cráter principal. Poco se sabe sobre la evolución temporal de la erupción.

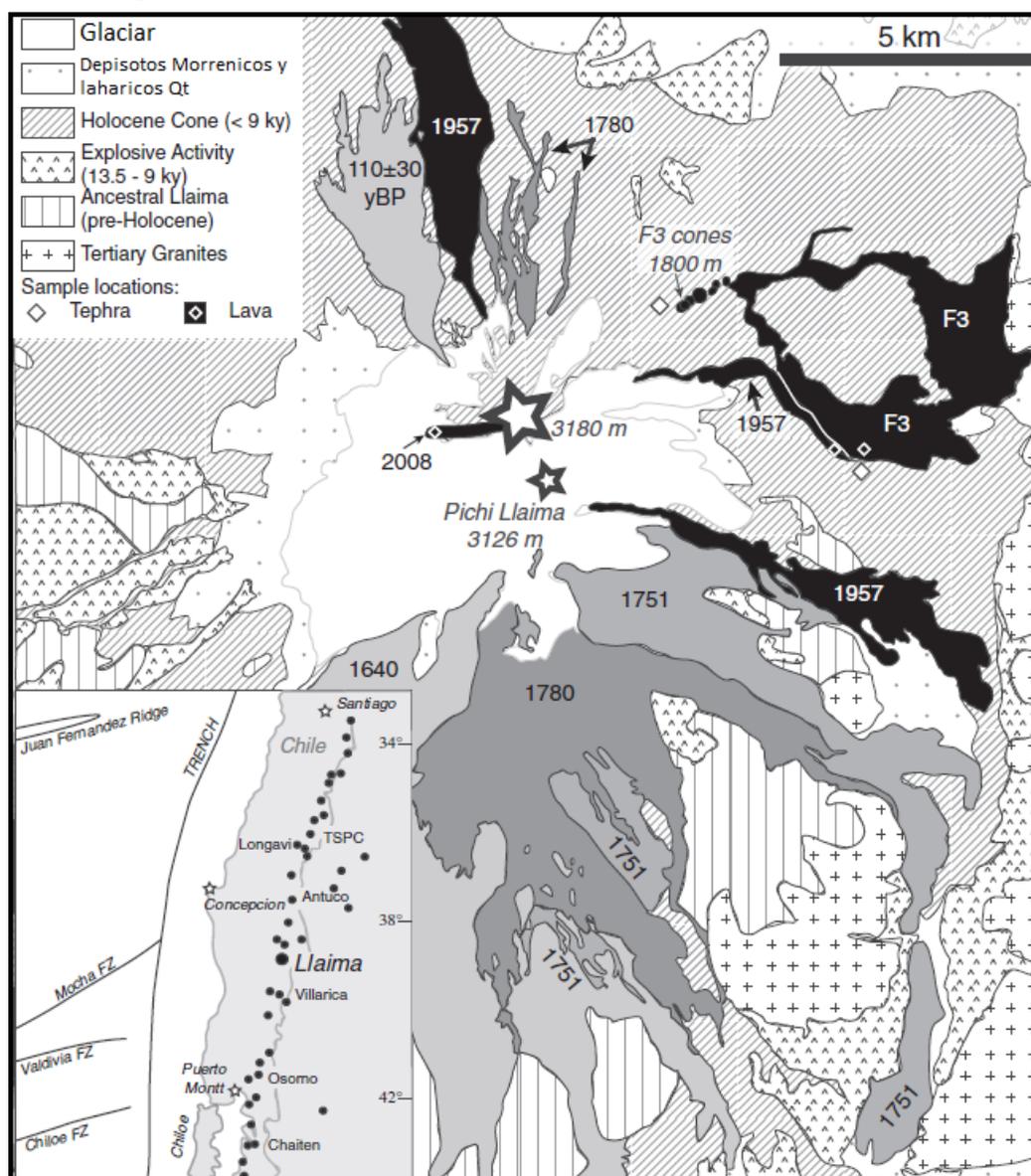


Figura 5: Mapa geológico del Volcán Llaima modificado de Naranjo y Moreno (2005) y enfocado en el cono del Holoceno. Los flujos de lava históricos están etiquetados y los flujos de lava prehistóricos no están diferenciados y están marcados con rayas oblicuas. Dos estrellas ubican los respiraderos de la cumbre; el más grande es el cráter principal y el más pequeño es el evento 'Pichi Llaima' que estuvo activo durante el episodio eruptivo de 1957.

La unidad de tefra de 10 cm de espesor vinculada a esta erupción se conserva en el flanco este, de acuerdo con la dirección predominante del viento, fue producida por una vigorosa erupción estromboliana que duró 12 h.

El último periodo eruptivo del evento se presentó del 14 de enero hasta noviembre de 1957. Estuvo acompañada de actividad precursora, tanto ruidos subterráneos como sismos volcánicos. Esta erupción presentó fisuras laterales hacia el norte, este y sureste en la pendiente del volcán, con fuentes de lava a altas tasas y generación de lahares con flujos de lava basáltica voluminosa (Delgado et al., 2015). Igualmente, se puede describir en tres etapas:

-En la etapa 1, que comprende entre el 14 de enero al 19 de febrero, se produjeron ruidos subterráneos perceptibles hasta Victoria. También se percibieron sismos volcánicos. Se caracterizó por erupciones menores con débil emisión de ceniza.

-En la etapa 2, se intensificó la actividad eruptiva entre el 19 y 20 de febrero, registrando salida de lava. El día 21 de febrero se formó un lahar que bajó por el lado de Trufultruful, destruyendo un puente provisorio. Esto provocó que los ríos Trufultruful y Allipén cambiaran de curso generando inundaciones. Adicionalmente se cortaron los puentes entre Cunco - Collahuén, y Peuco - Villa García.

-En la etapa 3, el 22 de febrero a las tres de la mañana se reanudó la actividad. En el cráter principal se formó un nuevo cráter al interior de éste, el cual formó una columna eruptiva, la cual depositó una capa de cenizas hasta Temuco. Hubo emisión de vapor de agua y una colada de lava en el flanco norte, que avanzó a una velocidad de ~6 km/h. El día 23 se produjeron lahares que afectaron a Peuco. Finalmente, el día 24 de febrero cesó la actividad eruptiva, manifestando fumarolas en cráteres y fisuras. La caída de ceniza dejó una capa de 2 cm al pie del volcán. Sin embargo, producto de la lava, se produjeron incendios forestales que perduraron hasta fines de abril de 1957 en la zona de Captrén (DIARIO AUSTRAL DE TEMUCO, 1957; HANTKE).

Fecha	Principales características descritas y/o documentadas de la actividad eruptiva											IEV(*)
	RS	SV	EX	CG	EP	FL	FP	LH	AR	DR	AC	
1955	-	-	X	X	X	X	-	-	-	-		2
1956	X	X	X	X	X	X	-	X	X	-	3.000	1-2
1957	X	X	X	X	X	X	-	X	X	-	12.000	2-3

Tabla 1: Principales características de los eventos eruptivos :RS: ruidos subterráneos; SV: sismos volcánicos; EX: explosiones cráter central; CG: columna de cenizas y gases; EP: eyección de piroclastos; FL: flujo de lava; FP: flujo piroclástico; LH: flujos laharios; AR: aumento caudal ríos; DR: derrumbes en cráter; AC: altura columna eruptiva. (*) IEV: Índice de Explosividad Volcánica (Newhall y Self, 1982).

2.3.-Marco Teórico

2.3.1.-Inclusiones vítreas

Las inclusiones vítreas corresponden a atrapamientos de gotas de magma dentro de cristales (Sorby,1858). Éstas pueden ocurrir durante el crecimiento de estos, o en forma posterior, dependiendo de la naturaleza de la inclusión.

Debido a su naturaleza, estas son capaces de reflejar la composición del magma durante el momento de atrapamiento, ya que, al ser encerradas por el cristal se comportan como sistemas cerrados, por lo que son ideales para poder describir los diferentes procesos ígneos como cristalización fraccionada, mezcla de magmas y exsolución de volátiles (Cannatelli et al., 2016; Kent et al., 2008; Métrich & Wallace, 2008).

Se han estudiado distinto tipo de inclusiones, donde sus definiciones han sido resumidas por Lowenstern (2003) de la siguiente forma:

1. Inclusiones vítreas: Contienen vidrio o recristalizaciones de vidrio.
2. Inclusiones fluidas: Contienen uno o más fluidos a temperatura ambiente y no presentan vidrio o recristalizaciones de vidrio.
3. Inclusiones fluidas ricas en vapor: Corresponden a inclusiones fluidas con más de un 50% de volumen compuesto por burbujas a temperatura ambiente.
4. Inclusiones Mixtas: Contienen más de una fase magmática atrapada.
5. Inclusiones Hidrosalinas: Contienen soluciones fundidas de sales y agua.

2.3.1.1.-Reseña Histórica

EL trabajo en inclusiones vítreas se remonta hasta el siglo XIX, con los trabajos de Sorby (1858) y Zirkel (1873). Estos autores marcan un hito en el estudio de inclusiones, ya que sus descripciones y conclusiones se generaron a partir de una perspectiva geológica. Una de las principales tareas en estos estudios es lograr homogeneizar las inclusiones vítreas de manera de poder realizar mediciones en el vidrio homogéneo, lo cual es uno de los requerimientos de las microsondas iónica como electrónica.

Los primeros en lograrlo fueron Barrabé y Deicha (1956), quienes lo lograron calentando un cristal de cuarzo que contenía inclusiones vítreas. Por otro lado, dentro de las grandes escuelas que han desarrollado estudios en inclusiones vítreas, se destaca la escuela rusa, y principalmente su integrante el profesor Yermakov, quien en 1950 desarrolla la primera platina de calentamiento para homogeneizar inclusiones. Investigadores de esta misma escuela son los primeros en implementarla (Dolgov y Bazarov, 1965).

En la década de 1970 la comunidad investigadora de inclusiones fluidas comienza a mostrar interés por el estudio de inclusiones vítreas, presentando trabajos en rocas volcánicas (Sobolev y Kostyuk, 1975), muestras de rocas lunares (Roedder y Weiblen, 1970) y sobre su comportamiento y metodología de estudio (Clocchiatti, 1975; Roedder, 1979).

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

2.3.1.2.-Origen de las Inclusiones Vítreas.

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

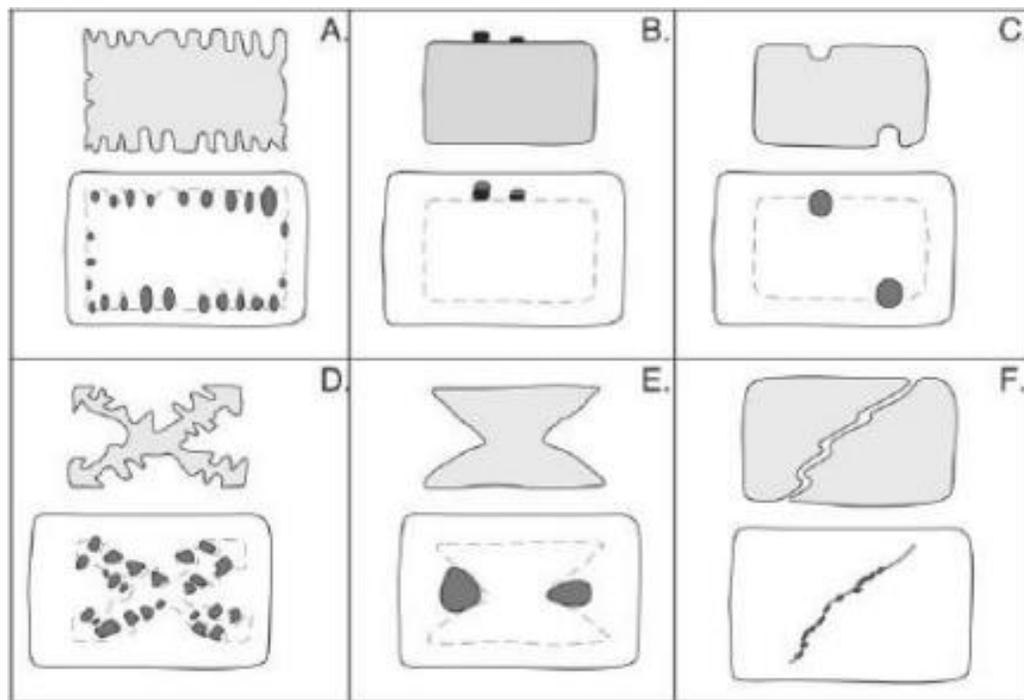


Figura 6: Esquemas ilustrativos sobre los mecanismos de formación de inclusiones vítreas relevantes a las rocas basálticas. Las imágenes superiores e inferiores representan fases tempranas y tardías, respectivamente, del crecimiento cristalino modificado de Roedder (1979) por Kent (2008).

Se consideran inclusiones primarias las que se forman a partir de gotas de fundido que quedan atrapadas en irregularidades de cristales en condiciones de crecimiento dentro de un magma. Estas irregularidades que permiten el atrape de inclusiones pueden deberse a un aumento en el grado de sobresaturación, el cual causa un borde esqueletal en el cristal (Figura 6A); a la disolución parcial del cristal previamente formado (Figura 6B), a la presencia de un objeto sólido en el borde del cristal (Figura 6C), al crecimiento muy rápido del cristal en condiciones de nucleación sobresaturadas, generando cristales dendríticos (Figura 6D) o de hábito tubular (Figura 6E). Este tipo de inclusiones son atrapadas durante el crecimiento del cristal huésped y por lo tanto pueden representar las condiciones del magma durante la misma etapa.

Las inclusiones vítreas se pueden utilizar para estudiar la evolución de un sistema volcánico, cuando tenemos pruebas de que representan la composición de la masa fundida en el momento de su atrapamiento y que no se han reequilibrado (Cannatelli et al., 2016). Para probar esta hipótesis, debemos asegurarnos de que las inclusiones obedezcan las tres reglas de Roedder:

- 1) los SMI deben quedar atrapados como una sola fase homogénea
- 2) Las SMI se comportaron posteriormente como un sistema isocrónico cerrado
- 3) después de la captura no se ha agregado o perdido nada del SMI.

2.3.2-Software MELTS

MELTS es un paquete de softwares desarrollado por Ghiorso & Sack (1995) para facilitar el modelado termodinámico de equilibrios de fase en sistemas magmáticos.

MELTS puede representar escenarios de evolución para procesos magmáticos que pueden modelarse como una serie de casos: en temperatura y presión (minimización de energía de Gibbs), temperatura y volumen (minimización de energía de Helmholtz), entalpía y presión (maximización de entropía) o entropía y presión (minimización de entalpía). Se pueden utilizar escenarios isentálpicos (entalpía constante), isentrópicos (entropía constante) o isocóricos (volumen constante) para explorar procesos magmáticos tales como asimilación con restricción de energía, fusión por descompresión adiabática o cristalización posterior al atrapamiento en inclusiones de fusión de fenocristales (Ghiorso, & Sack, 1995; Asimow & Ghiorso 1998).

El software MELTS a lo largo de su historia se le han realizado calibraciones que ampliaron el rango de escenarios posibles a representar, de las cuales se encuentran principalmente:

-MELTS: se ajustó en gran medida a partir de equilibrios de fase experimental de baja presión y un conjunto independiente de datos, modelos termodinámicos para fases minerales. MELTS está diseñado para modelar relaciones de fase magmáticas a baja presión (<2 GPa). Está mejor calibrado en sistemas máficos y debería funcionar especialmente bien para MORB y magmas máficos alcalinos. El paquete MELTS no modela bien los equilibrios de fase que involucran hornblenda y biotita. Y, en consecuencia, no se recomienda simular la evolución de sistemas alcalino-calcáreos intermedios a ricos en sílice. (Asimow, 1998).

Se basa en los trabajos de Ghiorso, & Sack (1995), y fue recalibrado por Asimow & Ghiorso (1998).

-pMELTS: El modelo, pMELTS, se basa en MELTS (Ghiorso y Sack, 1995) pero, tiene una serie de mejoras destinadas a aumentar la precisión de los cálculos de fusión parcial de peridotita de espinela.

El algoritmo pMELTS utiliza modelos de las propiedades termodinámicas de minerales y los algoritmos de equilibrio de fase de MELTS, pero el modelo para el líquido de silicato difiere de MELTS de las siguientes maneras:

- 1.- El algoritmo se calibra a partir de un conjunto expandido de restricciones de equilibrio mineral-líquido.
- 2.- Esta optimizado para composiciones mantelicas en condiciones casi sólidas (fusión 0-30%), y está destinado a aplicarse sobre el rango de temperatura 1000-2500 ° C y el intervalo de presión 1-3 GPa.
- 3.- El modelo pMELTS emplea una ecuación líquida mejorada de estado basada en una ecuación de Birch-Murnaghan.

pMELTS se basa en el trabajo de Ghiorso et al., 2002.

-Rhyolite-MELTS: es idéntico a la calibración de MELTS, excepto que se han ajustado las entalpías de formación de cuarzo y el miembro final de la solución sólida de feldespato (KAlSi_3O_8).

Rhyolite-MELTS debe usarse en lugar de MELTS para modelar las relaciones de fase en sistemas ricos en sílice, e hidratados. Rhyolite-MELTS no es adecuado para equilibrios de fase cercanos o en el sub-sólidos, ni es adecuado para líquidos de composición intermedia cuya fase esté dominada por la presencia de hornblenda o biotita. Las restricciones de presión para los cálculos son idénticas a MELTS. Los algoritmos numéricos para la detección de la saturación de fase y la convergencia de energía se han alterado en rhyolite-MELTS para mejorar sustancialmente la estabilidad computacional.

Rhyolite-MELTS se basa en el trabajo de Gualda et al (2012) y es modificado en el trabajo de Ghiorso y Gualda (2015), en el cual incorporan un nuevo modelo de saturación de fluidos $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$.

CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA

3.1.-Búsqueda bibliográfica y elaboración de base de datos.

Para cumplir con los objetivos específicos se realiza una recopilación de antecedentes que involucren investigaciones: ya sea en formato paper, memorias de título, mapas e informes, relacionados al volcán Llaima y su naturaleza.

Con la información recopilada se elaboró una base de datos, en la cual se especificó datos químicos y termodinámicos relacionados a la erupción del año 1957, los cuales se utilizarán posteriormente para la elaboración del modelo evolutivo.

La base de datos se conformó principalmente de los datos obtenidos del trabajo de Feris (2018), que se basa sobre el estudio de 2 cortes transparentes provenientes de una colada de lava de la erupción de 1957 del volcán Llaima. Los datos extraídos de su trabajo incluyen composición química obtenida por EMPA de las inclusiones vítreas, de las fases minerales presentes en las muestras (olivinos, piroxenos, plagioclasas y espinelas) y de la matriz vítrea de la muestra.

3.2.-Procesamiento de datos.

Los datos de las composiciones químicas de las inclusiones vítreas en olivino de la erupción de 1957 incluido en el trabajo de Feris (2018), fueron recalculados con el software Petrolog³ (Danyushevsky & Plechov, 2011). Este software se usa para modelar la cristalización fraccionada y en equilibrio, el estado de oxidación del fundido y los contenidos de H₂O en el fundido, y para modelar el reequilibrio post-atrapamiento de inclusiones fundidas en olivino.

A pesar de que Feris (2018) no midió específicamente el contenido de agua mediante EPMA, se calcula que el contenido de esta es la diferencia entre la suma de los óxidos mayoritarios para llegar al 100 wt%. Ciertamente este método no es el más recomendable y preciso para cuantificar el contenido de agua, pues no permite saber si esta diferencia corresponde exclusivamente al agua o al contenido de otro volátil en el magma durante el atrapamiento de cada inclusión vítrea.

3.3.- Parámetros utilizados para el modelo.

Para la creación del modelo de evolución magmática presente en este trabajo se utilizó el software MELTS (Ghiorso, & Sack, 1995; Asimow & Ghiorso 1998), y los parámetros que son necesario previamente para definir la óptima utilización de este programa son: versión, fugacidad de oxígeno, temperatura, presión y la composición inicial del magma.

3.3.1-Versión del software:

MELTS posee actualmente 3 calibraciones principales disponibles, las cuales son: MELTS, pMELTS y rhyolite-MELTS. En este trabajo utilizaremos la versión MELTS. Se seleccionó esta versión ya que está calibrada para modelar relaciones de fase magmáticas a baja presión y en sistemas máficos a alcalinos (Ghiorso, & Sack, 1995; Asimow & Ghiorso 1998), considerando que los datos obtenidos de las inclusiones vítreas de Feris (2018), se mueven en un rango de máfico a intermedio (49 -61 wt% SiO₂) y la máxima presión estimada en el trabajo de Feris (2018) es de 10 kbar en promedio, que representa la presión más alta estimada en los trabajos relacionadas al volcán.

3.3.2-Fugacidad de oxígeno:

La fugacidad de oxígeno (fO_2) es una variable termodinámica utilizada para representar el estado redox de un sistema, y se usa a menudo para indicar la posibilidad de que el hierro ocurra en un estado más oxidado o reducido a una temperatura o presión particular en un sistema natural. Se mide por el cambio de energía libre entre las partes oxidadas y reducidas de un conjunto en una roca (Frost, 1991). La fO_2 se conoce en términos de campos de estabilidad de minerales como fayalita, magnetita y hematita. Estos campos de estabilidad se utilizan para determinar si se encuentre hierro en su estado nativo (Fe⁰), como un ion divalente (Fe⁺²) en un silicato, o como un ion divalente o trivalente (Fe⁺³) en un óxido (Frost, 1991).

El software MELTS nos entrega la posibilidad de modelar diferentes escenarios variando la fugacidad de oxígeno. Dentro de las fugacidades que puede utilizar el programa se reconocen la de Iron + O₂ = Wüstite(IW), Wüstite + O₂ = Magnetite (WM), Fayalite + O₂ = Magnetite + Quartz (QFM), Nickel + O₂ = Nickel oxide (NiNiO) y Magnetite + O₂ = Hematite (MH)

Se utilizó la fO_2 al QFM, ya que la mayoría de las rocas ígneas se equilibran dentro de unas pocas unidades logarítmicas de fO_2 QFM (Haggerty, 1976). El fO_2 en el que las rocas máficas se equilibran es aproximadamente dos unidades logarítmicas por debajo de QFM a más de cuatro unidades logarítmicas por debajo de QFM cuando el hierro nativo está presente (Ulff-Moller, 1985). La mayoría de las rocas félsicas cristalizaron a fO_2 1-2 unidades logarítmicas por encima de QFM (Haggerty, 1976), por lo que el resultado esperado caería dentro de este tipo de rocas.

3.3.3-Temperatura y presión:

MELTS es un paquete de software diseñado para facilitar el modelado termodinámico de equilibrios de fase en sistemas magmáticos. Proporciona la capacidad de calcular las relaciones de fase de equilibrio para sistemas ígneos en el rango de temperatura de 500-2000 ° C y el rango de presión de 0-20 kbar.

El rango de temperatura que se utilizó es de 1300 a 800 ° C y una presión máxima de 8.5 kbar, determinada considerando los rangos publicados por Feris (2018), Bouvet de Maisonneuve et al. (2012) y Ruth et al (2016) (ver tabla 2). Los rangos propuestos están contenidos dentro de lo publicados por los autores mencionados.

Tabla 2: tabla resumen de la temperatura y presión publicadas en los trabajos de Feris (2018), Bouvet de Maisonneuve et al. (2012) y Ruth et al (2016).

	Feris 2018 (1957)	Bouvet de Maisonneuve et al.2012 (1957)	Ruth et al., 2016 (2008)
Temperatura (°C)	1099 - 1146	1110-1150	1094 - 1230
Presión (kbares)	7,9 - 12,1	0, 4 – 0, 7	0,08 - 3,42

El rango de temperatura calculado por los diferentes autores fue utilizando inclusiones vítreas hospedadas en olivinos, utilizando el geotermómetro de Putirka et. al (2007). La presión fue estimada estudiando la solubilidad de CO₂ - H₂O presentes en las inclusiones vítreas de olivino, en los trabajos de Bouvet de Maisonneuve et al (2012) y Ruth et al (2016). Solo en el trabajo de Feris 2018 se estimó la presión de atrapamiento utilizando un geotermobarómetro de dos piroxenos.

Los datos de presión y temperatura presentes en la tabla 2, corresponden a datos obtenidos de la erupción del Llaima en el año 1957 publicados por Feris (2018) y Bouvet de Maisonneuve et al (2012), adicionalmente de los parámetros publicados por Ruth et al. (2016) correspondientes a datos obtenidos del estudio de la erupción del 2008.

3.3.3.4.-Composición inicial del magma.

Para elaborar cualquier simulación utilizando MELTS se necesita ingresar la composición de los óxidos principales que representen al fundido a modelar.

De Feris (2018) se dispone con 38 muestras de inclusiones vítreas recalculadas, cada una representa una posible condición inicial del modelo, por lo que, se seleccionaron las 15 más primitivas para reducir el número de casos a representar. El criterio de selección se basó en la concentración de SiO₂ y MgO de la muestra.

Tabla 3: Composición de las 15 inclusiones más primitivas obtenidas de Feris (2018).

Inclusión	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O
NV 10 - OI R - 11 rec	49.63	2.01	15.55	9.17	0.18	4.53	9.43	3.68	0.82	0.1	4.88
NV 10 - OI S - 10 rec	51.69	1.92	17.61	7.55	0.06	3.81	9.72	4.01	0.78	0.06	2.8
NV 10 - OI S - 8 rec	51.74	1.09	16.5	8.47	0.13	4.32	10.03	3.6	1.06	0.11	2.96
NV 10 - OI R - i 12 rec	52.58	1.9	17.32	7.85	0.27	3.9	7.77	4.04	1.24	0.16	2.98
NV 10 - U 1 rec	52.72	1.75	16.66	9.39	0.14	5.1	10.16	3.27	0.54	0.16	0.12
NV 10 - OI Q 4 rec	53.06	2.01	15.71	8.3	0.19	4.37	10.02	3.46	0.59	0.12	2.17
NV 10 - OI Q - 3 rec	53.12	2.24	16.47	6.92	0.12	3.62	10.12	3.69	0.53	0.32	2.85
NV10-O-33 rec	53.15	1.29	16.5	7.86	0.11	4.17	9.88	3.61	0.45	0.18	2.8
NV10-C-41 rec	53.2	1.52	16.2	6.63	0.25	3.57	10.76	3.81	0.72	0.28	3.07
NV10-I-6 rec	53.28	2.13	14.19	7.96	0.21	3.97	10.52	3.12	1.06	0.42	3.14
NV10-O-34 rec	53.87	1.16	16.63	7.44	0.22	4.1	9.9	3.6	0.6	0.15	2.34
NV10-D-43 rec	53.94	2.33	17.04	6.23	0.06	3.23	11.14	3.06	0.98	0.11	1.89
NV 10 - OI Q 6 rec	54.07	1.46	17.08	6.64	0.21	3.52	10.23	3.79	0.78	0.19	2.05
NV10-B-46 rec	54.1	1.54	17.18	6.74	0.03	3.62	10.18	3.52	0.87	0.21	1.99
NVII - C - 10 rec	54.55	1.79	19.87	4.01	0	2.39	12.46	2.92	0.49	0.31	1.21

Con los datos de las 15 inclusiones más primitivas y utilizando el software MELTS, se elaboró dos filtros con el objeto de poder encontrar la composición que mejor represente el magma parental asociado a la erupción de 1957.

Primer filtro: Se identificó las fases minerales descritas por Feris (2018) (ver tabla 4) y se utilizó MELTS con la composición de cada inclusión dentro de las 15 previamente seleccionadas, con una f_{O_2} de QFM, un rango de temperatura de 1300 a 800°C y a 3 presiones diferentes a 1, 2, y 3 kbar, para realizar simulaciones.

Tabla 4: Fases minerales descritas por Feris (2018) encontradas en una lava de la erupción de 1957.

Fases minerales en la roca
Olivino
Piroxenos
Plagioclasas
Oxidos de Fe-Ti

Se generaron 15 casos por muestras de los cuales, si fases minerales presentes en las simulaciones coincidían con las presentes por las descritas por Feris (2018) la simulación pasaba el filtro (ver tabla 5).

Tabla 5: Registro de las combinaciones que salieron positivas tras la aplicación del primer filtro, evaluadas en diferentes fugacidades de oxígeno y presiones. Las casillas verdes con 1 pasaron el primer filtro y las casillas rojas con 0 representan las muestras y condiciones que no lo pasaron.

QFM	-2			-1			0			1			2		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Kbares															
NV 10 - OI R - inclusión 11 rec	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0
NV 10 - OI S - inclusión 10 rec	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	0	0	0	0
NV 10 - OI S - inclusión 8 rec	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	0	0	0	0	0
NV 10 - OI R - inclusión 12 rec	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	0	0	1	1	0
NV 10 -U inclusión 1 rec	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NV 10 - OI Q - inclusión 4 rec	1	1	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
NV 10 - OI Q - inclusión 3 rec	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NV10-O-33 rec**	1	1	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
NV10-C-41 rec	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NV10-I-6 rec	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NV10-O-34 rec**	1	1	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
NV 10 - OI Q - inclusión 6 rec	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NV10-B-46 rec	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NV10-K-52 rec	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

-Segundo filtro: Se utilizó como método de discriminación los diagramas de clasificación TAS, AFM y de K_2O , en los cuales se graficó las inclusiones vítreas, la composición de la matriz vítrea obtenidas de Feris (2018), y todas las simulaciones que pasaron el primer filtro (ver tabla 5).

3.3.1.- Diagrama TAS

Corresponde a un diagrama variacional que mediante la comparación entre la suma de los porcentajes en masa de elementos alcalinos ($Na_2O + K_2O$) con respecto al porcentaje en masa de la sílice (SiO_2) permite clasificar las rocas volcánicas. (Cox et al., 1979; Le Maitre et al., 1989). Este diagrama clasifica las rocas en ultra-básicas, básicas, intermedias y ácidas en función de su contenido en sílice.

3.3.2.- Diagrama AFM

Corresponde a un diagrama variacional triangular que grafica los elementos alcalinos ($Na_2O + K_2O$), óxidos de hierro ($FeO + Fe_2O_3$) y magnesio (MgO).

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

3.3.3.-Diagrama K_2O

El diagrama K_2O versus SiO_2 , según Ewart (1982), permite clasificar las rocas alcalinas según su contenido de potasio, en calco-alcalina rica en K, calco-alcalina y rocas calco-alcalinas pobres en K.

Solo una muestra paso los dos filtros establecidos, por lo que la composición de esta se propone como la composición del magma parental, la cual se utilizará posteriormente para realizar el modelo. La composición perteneciente a este se observa en la tabla 6.

Tabla 6: Composición propuesta como la del magma parental de la erupción de 1957 del volcán Llaima.

Inclusión	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O
NV 10 - Ol R - 11 rec	49.63	2.01	15.55	9.17	0.18	4.53	9.43	3.68	0.82	0.1	4.88

3.4.-Modelamiento

3.4.1.-Elaboración del Modelo:

En este estudio se propusieron dos posibles modelos realizados por el software MELTS que representarían la evolución magmática asociada a la erupción de 1957 del volcán Llaima. Los dos casos representados fueron:

-Modelo Isobárico con cristalización fraccionada: este modelo represento una evolución magmática bajo el supuesto que, todo el proceso se realizó isobáricamente (manteniendo la presión constante) y considerando la cristalización fraccionada como el principal proceso que caracterizo la evolución magmática.

-Modelo polibárico con cristalización fraccionada: este modelo represento una evolución magmática considerando una variación de presión durante la diferenciación magmática, y al igual que el modelo anterior considerando la cristalización fraccionada como el principal proceso que caracterizo la evolución magmática.

Los parámetros utilizados para elaborar cada modelo están registrados en la tabla 7 y la composición del magma que se utilizó fue la que se propuso en el apartado “3.3.3.4. Composición inicial del magma” la cual se observa en la tabla 6.

Tabla 7: Parámetros utilizados para la realización del modelo isobárico y polibárico.

	Modelo Isobárico					Modelo Polibárico					
Temperatura inicial (°C)	1300					1300					
Temperatura final (°C)	800					815					
Fugacidad de Oxígeno	QFM -2	QFM -1	QFM	QFM +1	QFM +2	QFM -2	QFM -1	QFM	QFM +1	QFM +2	
Presión inicial (kbares)	1		2		3		8,5				
Presión final (kbares)	1		2		3		1				

3.4.2.-Evaluación del Modelo:

Se representaron 20 simulaciones en la elaboración del modelo, 15 representaciones del modelo isobárico y 5 en el caso polibárico. Para evaluar cada simulación obtenida, se utilizaron los gráficos anteriormente mencionados (TAS, AFM y K_2O), los gráficos Harker y los diagramas de clasificación de minerales: clasificación de olivinos según su porcentaje de Fosterita (Fo), Fayalita (Fa), y trefoita (Tp), diagrama ternario de clasificación de Albita- Anortita- Ortoclasa (Ab-An-Or) de O'Connor (1965), diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto (1988) y el diagrama de clasificación de las Espinela según su porcentaje de Fe_2O_3 , FeO y TiO_2 .

El criterio de evaluación consiste en graficar los datos de las inclusiones recalculadas de Feris (2018), en los diagramas de clasificación de roca y los diagramas Harker, además de los datos de composición de cada fase mineral descrito por el mismo autor.

Se graficaron en los diagramas de clasificación de minerales correspondiente a cada fase, posteriormente se graficó los datos obtenidos de los modelos realizados en cada uno de los diagramas correspondientes, y se evaluó la correlación de los datos en cada uno de los casos.

Tabla 8: Cuadro resumen de la composición de las fases minerales presentes en la muestra de lava de la erupción de 1957 con su respectiva clasificación.

Fases minerales en la roca	Clasificación
Olivino	F ₀₇₈ / F ₀₇₅
Clinopiroxeno	W ₀₁ -En ₆₄ -Fs ₃₅ / W ₀₃₅ -En ₄₇ -Fs ₁₈
Plagioclasas	An ₅₆ / An ₈₈
Espinela	Ti-11 Fe-O44 Fe_2O_3 -45 / Ti-11 FeO-39 Fe_2O_3 -50

3.4.2.1.-Diagrama Harker

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

3.4.3.-Validación del Modelo:

De todas las simulaciones realizadas y evaluadas para cada modelo, se seleccionó la que obtuvo la mejor correlación con los datos de las inclusiones recalculadas de Feris (2018) y el rango composicional de cada fase mineral descritas por este mismo autor.

El proceso de validación del modelo mejor evaluado consistió en una correlación de los datos obtenidos del modelo elaborado por MELTS y los datos publicados por dos autores que estudiaron las erupciones del volcán Llaima, Bouvet de Maisonneuve et al. (2012) y Ruth et al (2016), además de los datos de inclusiones de Feris (2018) sin recalcular.

CAPÍTULO 4: RESULTADOS

A continuación, se describirán los principales resultados obtenidos en la elaboración del modelo isobárico con cristalización fraccionada y del modelo polibárico con cristalización fraccionada, los cuales se desarrollaron en el software MELTS, utilizando los parámetros de entrada descritos en el apartado “3.3.- Parámetros utilizados para el modelo” de la metodología.

4.1.-Modelo Isobárico con cristalización fraccionada

4.1.1.-Diagrama de clasificación de rocas

Se emplearon tres diagramas de clasificación de rocas: el diagrama TAS que permite clasificar las rocas volcánicas. (Cox et al., 1979; Le Maitre et al., 1989), el diagrama de potasio por Ewart (1982) y el diagrama variacional triangular AFM que grafica los elementos alcalinos ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), óxidos de hierro ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) y magnesio (MgO) (Kuno et al 1968; Irvine y Baragar 1971). En estos diagramas se graficaron la composición de las inclusiones vítreas recalculadas obtenidas de Feris (2018) y las series obtenidas del modelamiento con MELTS.

4.1.1.1.-Diagrama TAS

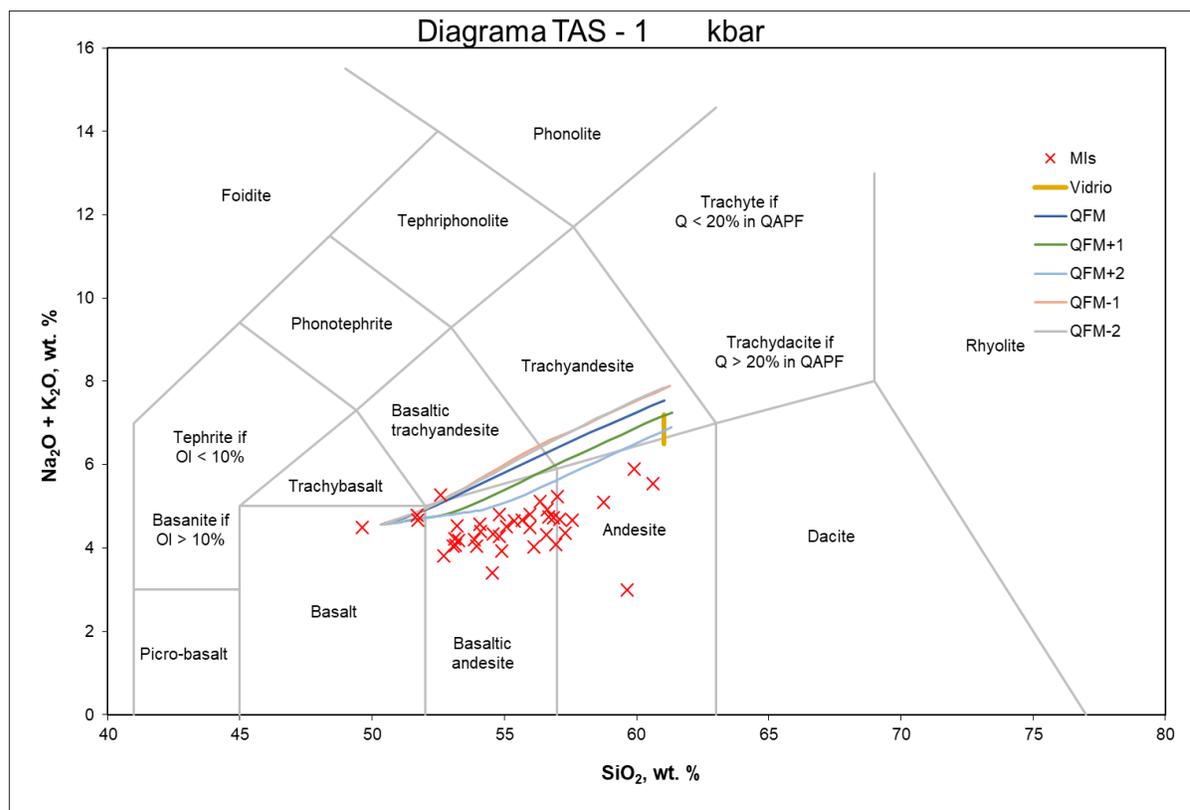


Figura 7: Clasificación a través del diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) de las composiciones vítreas (representadas por una "x") y las diferentes simulaciones con fugacidades distintas (representadas por líneas de colores) a 1kbar.

Como se observa en la figura 7, composicionalmente las inclusiones vítreas de olivino obtenidas de Feris (2018) se distribuyen entre el campo de las andesitas basálticas y andesitas. El vidrio alojado en la matriz de la muestra descrita por el mismo autor, cae levemente por encima del límite de una andesita y una traqui-andesita, siendo considerado como traqui-andesita.

Las curvas generadas por MELTS tienen diferentes pendientes en función de las condiciones iniciales, las cuales comienzan en una composición basáltica pasando por los campos de andesitas basálticas, traqui-andesita basálticas, finalizando en una traqui-andesita.

Se estableció el rango composicional del vidrio publicado por Feris (2018) como zona de correlación, para evaluar las diferentes simulaciones realizadas por el modelo. La composición de los álcalis presentes en el vidrio corresponde a 6.85 ± 0.35 wt %, concentración que se alcanza a los 61% de SiO₂. Solo las simulaciones realizadas con la fugacidad QFM+1 a 1 kbar y las 3 realizadas con la fugacidad QFM+2, caen dentro del rango de correlación establecido (ver tabla 9).

Tabla 9: Concentración de K₂O% + NaO% a los 61% SiO₂ de las simulaciones realizadas en MELTS. Las casillas verdes caen dentro del rango establecido, las grises quedan fuera del rango.

K ₂ O% + NaO%					
Presión (kbar)	QFM-2	QFM-1	QFM-0	QFM+1	QFM+2
1	7.8	7.8	7.7	7.2	6.8
2	7.9	8.1	7.6	7.3	6.9
3	8.4	8.4	7.8	7.4	7.1

4.1.1.2.-Diagrama Ewart 1982

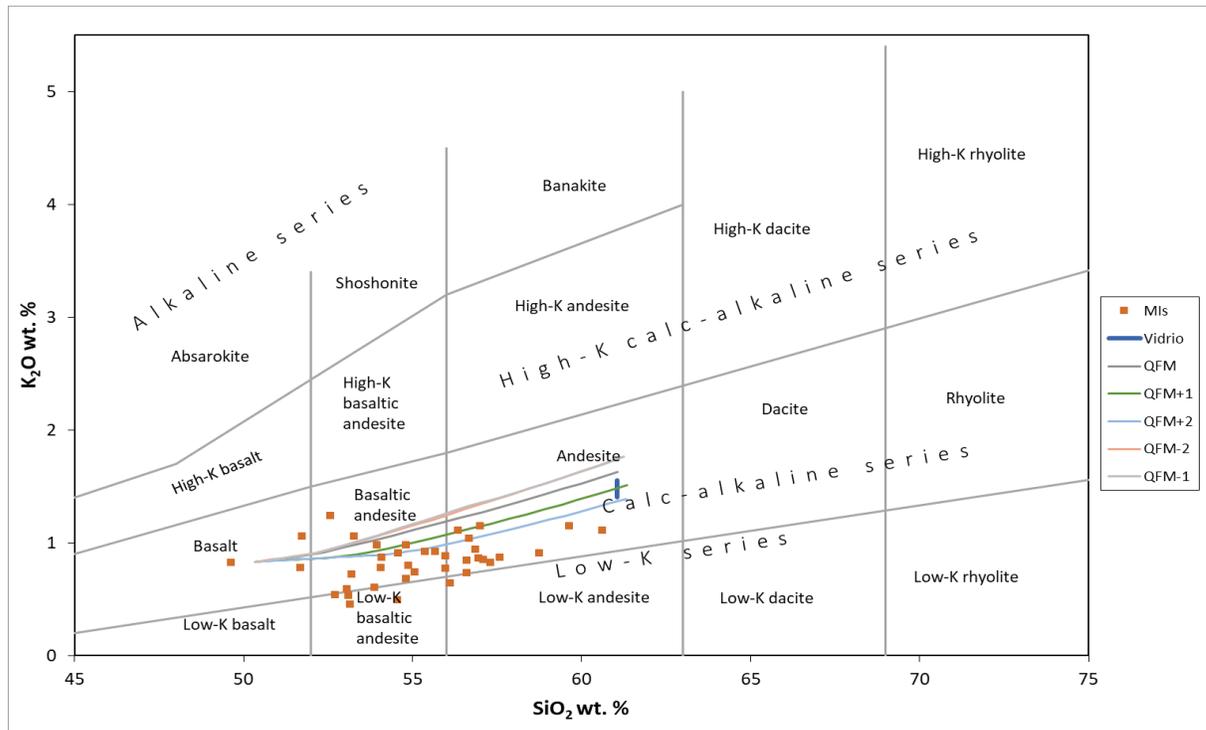


Figura 8: Diagrama de clasificación K_2O de Ewart (1982) en el cual son representadas las composiciones vítreas recalculadas de Feris (2018) con un cuadrado naranja y las simulaciones realizadas por MELTS a 1 kbar con fugacidades QFM variable de -2, -1, 0, +1, +2 con líneas coloradas.

Como se observa en la figura 8, las inclusiones recalculadas de Feris (2018) se distribuyen en los campos de composición basáltica, andesita basáltica, andesita basáltica pobre en potasio, andesita y andesita pobre en potasio, además se evidencia que casi la totalidad de las inclusiones vítreas pertenecen a una serie calco-alkalina. Algunas inclusiones caen también dentro de la serie deprimida en potasio.

Todas las simulaciones de MELTS parten de una composición basáltica pasando por andesita basáltica y finalizando en una composición andesita en el campo calco-alkalino.

La zona de correlación para evaluar las diferentes simulaciones realizadas corresponde a 1.48 ± 0.07 wt %, a los 61% de SiO_2 . De las simulaciones realizadas, solo las fugacidades QFM+1 a 1, 2 y 3 kbar, además de QFM+2 a 3 kbar caen dentro del rango de K_2O % determinado por la composición del vidrio de la muestra (ver tabla 10).

Tabla 10: Concentración de K_2O wt % a los 61 wt % SiO_2 de las simulaciones realizadas en MELTS. Las casillas verdes caen dentro del rango establecido anteriormente, las grises quedan fuera del rango.

P(kbar)	K_2O wt %				
	QFM-2	QFM-1	QFM	QFM+1	QFM+2
1	1.74	1.76	1.62	1.51	1.39
2	1.74	1.79	1.62	1.5	1.39
3	1.9	1.91	1.67	1.56	1.44

4.1.1.3 Diagrama de clasificación AFM

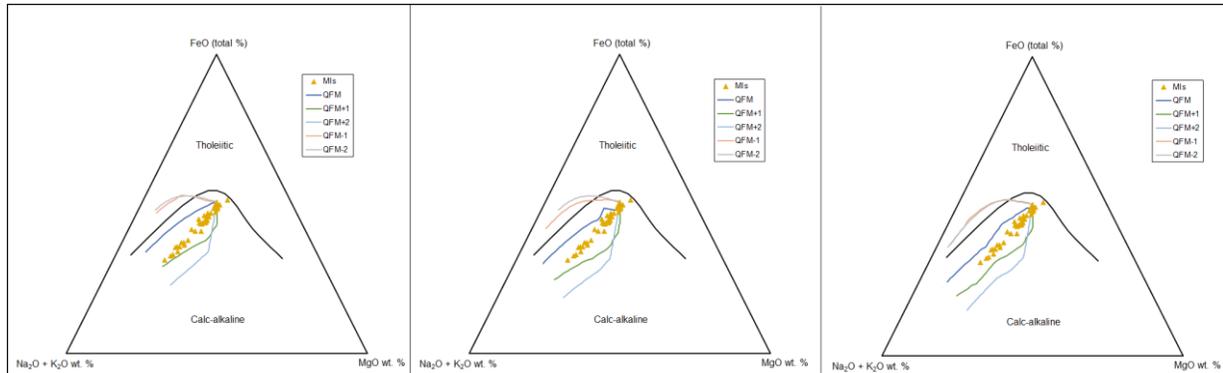


Figura 9: Diagrama de clasificación de rocas AFM, con las inclusiones vítreas y las simulaciones de MELTS, con las fugacidades QMF en el rango (-2, -1, 0, +1, +2) y la presión de 1 a 3 kbars.

En el grafico AFM se determinó que la totalidad de inclusiones vítreas pertenecen a la serie calco-alkalina, así como las simulaciones con fugacidad QFM, QFM+1 y QFM+2. Por otro lado, las simulaciones realizadas con fugacidad QFM-1 y QFM-2 comienzan como una serie calco alkalina y terminan dentro de la serie toleítica (ver figura 9).

Las inclusiones graficadas muestran una tendencia lineal dentro del diagrama de clasificación, que solo se tiende a replicar en la serie de QFM+1 a 1kbar. Las otras simulaciones no se ajustan a la tendencia evidenciada por las inclusiones vítreas.

4.1.2.-Cristalización de minerales.

Con MELTS se determinó el límite del LIQUIDUS para todas las simulaciones, además de la temperatura de cristalización de cada fase mineral y los rangos de temperaturas a los cuales estos precipitaban.

Tabla 11: Temperatura del límite LIQUIDUS en las diferentes simulaciones.

Presión(kbar)	Temperatura LIQUIDUS °C				
	QFM-2	QFM-1	QFM	QFM+1	QFM+2
1	1088	1088	1090	1136	1219
2	1090	1090	1093	1139	1224
3	1092	1092	1095	1142	1228
Promedio	1090	1090	1093	1139	1224

Se observó que el límite del liquidus se alcanza a una temperatura promedio de 1125 ° C. El principal factor que influye el límite es la fugacidad de oxígeno sobre la presión, ya que esta última no influye significativamente sobre éste. Además, el límite se comporta de manera directa a la fugacidad.

La temperatura de aparición y cristalización de cada fase mineral se ve afectada individualmente por las condiciones iniciales manteniendo la composición inicial constante.

La cristalización de olivinos y espinela se ve mayormente influenciada por la fugacidad de oxígeno, en comparación a plagioclasa y piroxeno que se ven mayormente afectados por la presión (ver tabla 12).

Mineral	Presión(kbar)	QFM-2	QFM-1	QFM	QFM+1	QFM+2
Olivino	1	1050-940	1045-940	1035-940	995-990	***
	2	1035-780	1025-780	985-855	940-920	985-855
	3	1040-780	1035-780	930-830	***	***
Piroxenos	1	1040-940	1040-940	1040-940	1050-940	1060-940
	2	995-780	995-780	995-780	1010-780	995-780
	3	995-795	985-785	985-780	1005-795	1010-795
Plagioclasas	1	1070-965	1070-940	1075-940	1070-940	1075-940
	2	1070-885	1070-920; 855-780	1065-990; 980-795	1065-785	1065-795
	3	1080-815	1080-900	1080-935; 825-780	1080-795	1085-805
Espinela	1	***	990-940	1070-940	1120-940	1180-940
	2	***	915-780	1085-1065; 995-780	1135-845	1085-1065; 995-780
	3	***	895-780	1085-870	1140-850	1195-905

Tabla 12: Tabla resumen de los rangos de temperatura en los cuales cristalizan las distintas fases minerales generadas por MELTS.

4.1.3.-Diagrama de clasificación de minerales

4.1.3.1.-Olivinos

La composición química de los cristales de olivino presentes en la lava estudiada por Feris (2018) se encuentra en un rango composicional de olivino Fo₇₈ a Fo₇₅ con una composición promedio de Fo₇₇. Los rangos composicionales de los olivinos generados por MELTS en las diferentes simulaciones quedaron registrados en la tabla 13.

Cabe destacar que las simulaciones realizadas con fugacidades entre QFM-2 y QFM son las que presentan una población de olivino más grande (ver anexos, figuras 31 y 32) y con un mayor rango composicional, iniciando con una Fo₆₈ y finalizando entre Fo₄₄ a Fo₂₃ (ver tabla 13).

Tabla 13: Resumen de los rangos composicionales de los olivinos generados por MELTS a 1, 2 y 3 kbar y con fugacidad QFM-2, -1, 0, +1, +2.

Presión(kbar)	QFM-2			QFM-1			QFM			QFM+1			QFM+2		
	Tp	Fo	Fa	Tp	Fo	Fa	Tp	Fo	Fa	Tp	Fo	Fa	Tp	Fo	Fa
1	0.4	68.5	31.1	0.4	69.3	30.3	0.5	71.4	28.1	1.0	79.3	19.8	-	-	-
	1.5	26.2	72.4	1.6	31.4	67.0	1.9	54.1	44.0	1.0	79.0	19.9	-	-	-
2	0.3	67.6	32.1	0.3	67.6	32.0	0.5	68.1	31.4	0.9	78.8	20.4	1.1	86.4	12.5
	1.9	12.8	85.2	1.7	20.2	78.1	2.3	44.9	52.8	1.6	77.0	21.4	1.1	86.4	12.5
3	0.3	67.1	32.6	0.3	68	31.6	0.7	63.6	35.7	-	-	-	-	-	-
	1.1	23.4	75.5	1.2	24.4	74.4	2	46.9	51.1	-	-	-	-	-	-

4.1.3.2.-Feldespatos

La composición química de las plagioclasas de la muestra de roca y las generadas con MELTS se clasificaron según el diagrama ternario Albita- Anortita- Ortoclasa (Ab-An-Or) de O'Connor (1965).

En los anexos, figura 33 está graficada la composición de los cristales de plagioclasas presentes en la roca, los cuales caen en los campos de bytownita y labradorita. Además, de una muestra particular que cae en el límite entre Anortita y bytownita (An₉₀). El rango composicional varía de An₈₈ a An₅₆.

A continuación, se presenta una tabla resumen con la composición de los feldespatos obtenidos de las simulaciones realizadas con MELTS (ver tabla 14).

Tabla 14: Resumen de los rangos composicionales de los feldespatos generados por MELTS a 1, 2, 3 kbar y QFM -2, -1, 0, +1 +2; An_{In}=Anortita al inicio de simulación y An_{Fin}=Anortita al término de la simulación.

Presión(kbar)	QFM-2		QFM-1		QFM		QFM+1		QFM+2	
	An _{In}	An _{Fin}								
1	78	52	74	51	72	47	74	44	75	44
2	77	44	76	44	74	40	77	40	77	42
3	78	49	77	44	75	42	77	47	77	49

4.1.3.3.-Espinela

La clasificación de óxidos Fe-Ti se determinó a través del diagrama ternario para la espinela, (ver anexos, figura 38,). Los minerales opacos de la roca poseen una razón de Ti-11%/FeO-31%/Fe₂O₃-58 %, y se clasifican Magnetita-Hematita.

En el anexo B, apartado 2.4 se observan graficadas la composición de las espinelas generadas en MELTS con las diferentes condiciones iniciales. Cabe destacar que no cristalizaron espinelas a fugacidad QFM-2.

4.1.3.4.-Piroxenos

Los piroxenos presentes en las muestras de roca son: Augita, Pigionitaa y Clinoenstatita. Su clasificación fue hecha de acuerdo con el diagrama ternario de clasificación de piroxenos (Morimoto, 1988).

Los piroxenos generados por MELTS bajo las diferentes condiciones iniciales corresponden principalmente a diópsido y en menor medida enstatita, clinoferrosita y hendembergita. La ausencia de augita y pigionita se debe a que MELTS no contempla estas fases minerales en su base de datos.

Tabla 15: Resumen de la clasificación de los piroxenos generados por MELTS a 1, 2 y 3 kbares y QFM -2, -1, 0, +1,+2, según Morimoto (1988). Di=Diópsido, Aug= Augita, Pgt=Pigionita, En=Enstatita, Cfs=Clinoferrosita y Hd= Hedembergita. (1) representa la presencia del mineral y (0) la ausencia.

Presión(kbar)	1					2					3				
	QFM-2	QFM-1	QFM	QFM+1	QFM+2	QFM-2	QFM-1	QFM	QFM+1	QFM+2	QFM-2	QFM-1	QFM	QFM+1	QFM+2
Di	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Aug	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pgt	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
En	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1
Cfs	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0
Hd	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	1	0	0	0

4.1.4.-Diagrama Harker

Los diagramas Harker muestran la variación de la concentración de elementos mayoritarios en su forma de óxidos, en el eje de las ordenadas, respecto al contenido de SiO₂ a lo largo del eje de las abscisas. Solo se presentaron diagramas para Al₂O₃, CaO, MgO, Na₂O, K₂O y FeO, debido a que solo estos muestran tendencias que permiten hacer interpretaciones.

Los diagramas Harker obtenidos, permiten graficar las inclusiones recalculadas de Feris (2018) y las simulaciones realizadas, y se encuentran en el apartado “B.3.-Diagramas Harker” de los anexos.

4.1.4.1.-Aluminio

El contenido de Al₂O₃ (ver anexos, figuras 40-42) varía entre 14,1 y 20,8 wt %, observándose una tendencia incremental en su concentración a medida que el porcentaje de SiO₂ aumenta. A partir de concentraciones de SiO₂ superiores a 56 wt %, el porcentaje de Al₂O₃ en las inclusiones disminuye, la matriz de vidrio medida por Feris (2018) presenta un rango composicional de $13,8 \pm 0,7$ wt % de Al₂O₃.

A 1 kbar las simulaciones realizadas comienzan con una concentración de 15,8 wt % de Al₂O₃ y presentan una variación de 16,5 a 11,4 wt % de Al₂O₃ (ver anexos, figura 40). Los valores máximos se alcanzaron con una fugacidad QFM+2 y QFM+1 alcanzando los 16,5 y 16,3 wt % Al₂O₃ respectivamente. Los mínimos se alcanzaron con fugacidad QFM-2 y QFM-1 llegando a los 11,4 y 11,6 wt % de Al₂O₃ respectivamente.

Con 2 kbar las simulaciones comienzan con 15,5 wt % de Al₂O₃ y varían de 11,3 mínimo alcanzado por la fugacidad QFM-2 y 16,5 máximo observado a los 54,8 wt % SiO₂ con una fugacidad de QFM+1 (ver anexos, figura 41).

A 3 kbar se inicia con una concentración de 15,5 wt % de Al₂O₃, alcanza su máximo de 16,7 wt % Al₂O₃ con 55,3 wt % de SiO₂ con QFM+1 y su mínimo de 11,1 wt % de Al₂O₃ con 61 wt % de SiO₂ con una fugacidad de QFM-2.

4.1.4.2.-Magnesio

El contenido de magnesio de las inclusiones vítreas obtenidas de Feris (2018) varía entre 1,8 y 5,0 wt %. Se observa una disminución de la concentración de este óxido a medida que aumenta el porcentaje de SiO₂ (ver anexos, figura 43). La matriz de vidrio medida por Feris (2018) presenta un rango composicional $0,6 \pm 0,1$ wt % de MgO.

A 1 kbar las simulaciones comienzan con 4,6 wt % de MgO, todas presentan una tendencia negativa finalizando a los 2,9 wt % MgO con fugacidad QFM+2 y 0,9 wt % MgO a fugacidad QFM-2. Con 2 y 3 kbar se inician con 4,5 wt % MgO, y presentan la misma tendencia negativa, observada a 1 kbar (ver figura 44 y 45, anexos).

4.1.4.3.-Sodio y potasio

El contenido de sodio varía entre 2,9 y 4,9 wt % de Na_2O (ver anexos, figura 46), el potasio varía entre 0,4 y 1,2 wt % K_2O (ver anexos, figura 48). La concentración de sodio al igual que para potasio, aumenta a medida que sube el contenido de SiO_2 en las inclusiones en olivino de Feris (2018). La matriz de vidrio medida por Feris (2018) presenta una composición de 15,3 wt % de Na_2O , y 1,48 wt % de K_2O .

Las simulaciones realizadas a 1, 2 y 3 kbar y fugacidad QFM -2, -1, 0, +1, y +2, reflejan un comportamiento similar en la concentración de sodio. Este inicia con 3,6 wt % Na_2O y comienza a aumentar, el máximo alcanza a los 6,5 wt % Na_2O a los 3kbar con fugacidad QFM. Al igual que el sodio, el potasio presenta una tendencia positiva en todas las simulaciones, estas parten con 0,82 wt % K_2O y el máximo de 1,9 wt % se alcanzó con fugacidad QFM a 3 kbar.

4.1.4.4.-Hierro

El contenido de hierro presente en las inclusiones recalculadas de Feris (2018) varía entre 3,2 y 9,3 wt % FeO , observándose una disminución evidente a medida que el contenido de SiO_2 aumenta (ver anexos, figura 52). La matriz de vidrio medida por Feris (2018) presenta una composición 8,9 wt % de FeO .

Todas las simulaciones inician con 9,3 wt % de FeO . Las realizadas con fugacidad QFM-1 y QFM-2 presentan un aumento parcial de su concentración, para finalizar con una disminución (ver anexos, figura 53). Las series con fugacidad QFM, QFM+1 y QFM+2 inician con una tendencia negativa en su concentración, el mínimo se alcanza a los de 1,6 wt % FeO y se alcanza a los 3kbres con una fugacidad QFM+2.

4.1.4.5.-Calcio

El contenido de calcio de las inclusiones vítreas obtenidas de Feris (2018) varía entre 5,64 y 12,46 wt % CaO (ver anexos, figura 55). Se observa una suave tendencia incremental del contenido de calcio hasta aproximadamente un 55 wt % de SiO_2 , luego se observa una disminución en el contenido de calcio. La matriz de vidrio medida por Feris (2018) presenta una composición de 4,16 wt % de CaO .

Todas las simulaciones comienzan con una concentración de 9,5 wt % CaO . Las simulaciones con QFM-2, QFM-1 y QFM presentan una tendencia negativa durante toda la simulación. En cambio, las series realizadas con una fugacidad de QFM+2 y QFM+1 inician con un aumento en la concentración de CaO hasta los 53,3 y 52,4 wt % SiO_2 respectivamente luego comienza a descender, este patrón se observa en las 3 presiones diferentes (ver anexos, figura 56).

Tomando en consideración la composición de la matriz vítrea estudiada por Feris (2018) se estableció un rango composicional de cada elemento graficado en los diagramas Harker. En la tabla 16 se observa un resumen de las simulaciones que finalizaron dentro de dicho rango composicional representadas por un numero uno y las que finalizas fuera del rango se les asigno un 0.

Tabla 16: Tabla resumen de las series que finalizaron dentro del rango composicional de la matriz vítrea medida por Feris (2018), de los diferentes diagramas Harker realizados.

Presión(kbar)	1					2					3				
fO ₂	QFM-2	QFM-1	QFM	QFM+1	QFM+2	QFM-2	QFM-1	QFM	QFM+1	QFM+2	QFM-2	QFM-1	QFM	QFM+1	QFM+2
Al ₂ O ₃	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	1
CaO	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	1	1	1
MgO	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	
Na ₂ O	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1
K ₂ O	0	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	1
FeO _t	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

4.2.-Modelo Polibárico con cristalización fraccionada.

4.2.1.-Diagrama de clasificación de rocas

Al igual que en el modelo isobárico se emplearon los tres diagramas de clasificación de rocas anteriormente descritos: el diagrama TAS (Cox et al., 1979; Le Maitre et al., 1989), el diagrama de potasio por Ewart de (1982) y el diagrama variacional triangular AFM que grafica los elementos alcalinos ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), óxidos de hierro ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) y magnesio (MgO) (Kuno et al 1968; Irvine y Baragar 1971).

A diferencia del modelo isobárico, este modelo represento una evolución magmática considerando una variación de presión durante la diferenciación magmática, los parámetros de entrada utilizados para este modelo se observan en la tabla 6 y 7 expuestas en el capítulo de metodología.

4.2.1.1.-Diagrama TAS

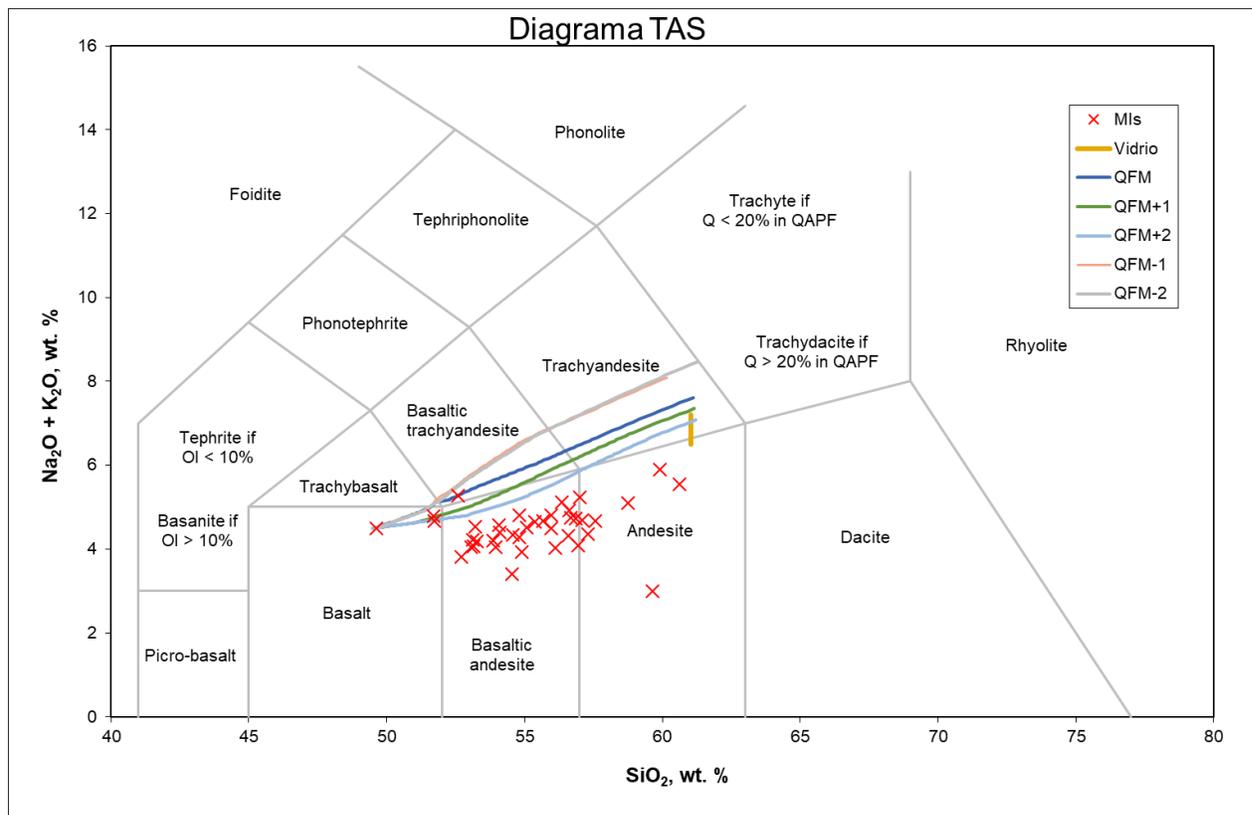


Figura 10: Clasificación a través del diagrama TAS de las composiciones vítreas (representadas por una "x") y las diferentes simulaciones con fugacidades distintas (representadas por líneas de colores).

Las curvas generadas por MELTS tienen diferentes pendientes en función de las condiciones iniciales, las cuales inician en una composición basáltica pasando por los campos de andesitas basálticas, traqui-andesita basálticas, finalizando en una traqui-andesita.

Las simulaciones realizadas parten con una composición basáltica evolucionando a, traqui-basalto, traqui andesita basáltica, para finalizar en traqui-andesita. El rango composicional del vidrio publicado por Feris (2018), en la composición de los álcalis presentes en el vidrio corresponde a 6.85 ± 0.35 wt de $K_2O + NaO$ wt %. Solo las simulaciones realizadas con la fugacidad QFM+1 y QFM+2 caen dentro del rango de $K_2O + NaO$ wt % determinado anteriormente.

4.2.1.2. Diagrama Ewart 1982

Las inclusiones vítreas recalculadas de Feris (2018) se ubican dentro de la serie calco alcalina con una composición que varía de basáltica a andesita (ver anexos, figura 28). Las simulaciones realizadas por MELTS inician en una composición basáltica pasando por andesita basáltica y finalizando en una composición andesita (ver anexos, figura 28).

La matriz de vidrio medida por Feris (2018) presenta una composición de $1,48 \pm 0.07$ wt % de K_2O . De las simulaciones realizadas, solo las fugacidades QFM+1 y QFM+2 caen dentro del rango de K_2O anteriormente mencionado.

4.2.1.3 Diagrama de clasificación AFM

En el grafico AFM se determinó que la totalidad de inclusiones vítreas pertenecen a la serie calco-alcalina, así como las simulaciones con fugacidad QFM, QFM+1 y QFM+2.

Por otro lado, las simulaciones realizadas con fugacidad QFM-1 y QFM-2, comienza como una serie calco alcalina y termina dentro de la serie toleítica.

Las inclusiones graficadas muestran una tendencia lineal dentro del diagrama de clasificación, que solo se ajusta bien a la serie QFM+1. Las otras simulaciones no se ajustan a la tendencia evidenciada por las inclusiones vítreas.

4.2.2.-Cristalización de minerales.

El límite del LIQUIDUS calculado por MELTS para cada fugacidad es representado en Tabla 17.

		Temperatura liquidus °C			
Fugacidad	QFM-2	QFM-1	QFM	QFM+1	QFM+2
Temperatura °C	1156	1158	1161	1167	1261

Tabla 17: Temperatura del límite Liquidus en las diferentes simulaciones.

La temperatura del Liquidus aumenta proporcional a la fugacidad de oxígeno presente en el sistema, presentando el límite más elevado la simulación con fugacidad QFM+2.

Los piroxenos, feldespatos y espinela presentan una temperatura de aparición que se comporta directamente proporcional a la fugacidad del oxígeno del sistema; no así, los olivinos que muestran temperatura de cristalización inversamente proporcional a la fugacidad (ver tabla 18).

Tabla 18: Tabla resumen del rango de temperatura en los cuales cristalizan las distintas fases minerales generadas por MELTS polibáricamente.

		Temperatura(°C) de ingreso y salida del sistema			
Mineral	QFM-2	QFM-1	QFM	QFM+1	QFM+2
Olivino	1043-801	972-801	930-903 ; 891-808	918-863	902-826
Piroxeno	1107-801	1109-801	1112-801	1113-861; 861-801	1119-902; 824-801
Plagioclasas	978-894	972-930	975-932	988-801	992-801
Espinela	893-801	928-801	1043-930 ; 901-893	1150-801	1228-801

4.2.3.-Diagrama de clasificación de minerales

4.2.3.1.-Olivinos

Los olivinos generados por MELTS varían su composición dependiendo de las condiciones iniciales, para este caso se utilizó las especificadas en la tabla 7. El rango composicional de los olivinos generados por MELTS en el modelo polibárico varía entre de Fo₈₆ a Fo₃₉, como se puede apreciar en la tabla 19.

Tabla 19: Resumen de los rangos composicionales de los olivinos generados por MELTS polibáricamente y con fugacidad QFM-2, -1, 0, +1, +2

QFM-2			QFM-1			QFM			QFM+1			QFM+2		
Tp	Fo	Fa	Tp	Fo	Fa	Tp	Fo	Fa	Tp	Fo	Fa	Tp	Fo	Fa
0.4	65.4	34.3	0.4	64.0	35.6	0.7	63.2	36.1	0.8	79.3	20.0	0.9	86.9	12.2
0.5	50.8	48.7	0.6	48.6	50.8	2.9	39.8	57.3	2.1	74.2	23.7	2.8	82.8	14.4

4.2.3.2.-Feldespatos

El rango composicional de los feldespatos presentes en la muestra varía de An₈₈ a An₅₆. La composición de los feldespatos generada por MELTS en el modelo polibárico considerando las condiciones especificadas en la tabla 7 son representadas en la tabla 20.

Tabla 20: Resumen de los rangos composicionales de los feldespatos generados por MELTS a 1, 2, 3 kbar y QFM -2, -1, 0, +1 +2; An_{in}=Anortita al inicio de simulación y An_{Fin}=Anortita al término de la simulación.

QFM-2		QFM-1		QFM		QFM+1		QFM+2	
An _{in}	An _{Fin}								
78	52	78	50	75	55	77	59	77	63

4.2.3.3.-Espinela

La espinela generada por MELTS presentan una razón de Ti - FeO - Fe₂O₃ fuertemente influenciada por la fugacidad de oxígeno en la cual se generó, dando así una población de espinelas con una razón de Ti-12%/ FeO-65%/Fe₂O₃-52 % a una fugacidad QFM+1. Con fugacidad de QFM la simulación presenta dos poblaciones composicionales, la primera y más poblada con Ti-7%/ FeO-45%/Fe₂O₃-48 % en promedio y la segunda con Ti-4%/ FeO-51%/Fe₂O₃-45 % que solo cuenta con dos miembros. El resto de las espinelas generadas se pueden observar el diagrama 39 en el apartado B de los anexos.

4.2.3.4.-Piroxenos

Los piroxenos generados por MELTS bajo las diferentes condiciones iniciales (ver tabla7) se clasificaron según Morimoto (1988) como diópsidos principalmente y en menor medida enstatita (ver anexos, figura 37). La ausencia de augita y pignonita se debe a que MELTS no contempla estas fases minerales en su base de datos.

4.2.4.-Diagrama Harker

4.2.4.1.-Aluminio

Las simulaciones comienzan con 15,5 wt % Al_2O_3 y la matriz de vidrio medida por Feris (2018) presenta un rango composicional de $13,8 \pm 0,7$ wt % de Al_2O_3

Las series realizadas con QFM+2 y QFM+1 comienzan con un aumento en su concentración de Al_2O_3 y se comportan igual hasta los 51,16 wt % de SiO_2 , donde divergen. La serie de fugacidad QFM+2 sigue aumentando hasta llegar a su máximo de 16,8 wt % Al_2O_3 a los 57,3 wt % de SiO_2 , luego comienza a descender llegando a los 14,5 wt % Al_2O_3 . Con QFM+1 aumenta hasta los 17,0 wt % Al_2O_3 a los 56,17 wt % SiO_2 y finaliza con 14,5 wt % SiO_2 (ver anexos, figura 58).

Las simulaciones realizadas con QFM-2, QFM-1 y QFM comienzan con una pendiente negativa, esta cambia a los 51,4 wt % de SiO_2 , a los 51,7 wt % de SiO_2 , se separan. La QFM-2 y QFM-1 siguen el mismo patrón, llegan su máximo de 16,4 wt % Al_2O_3 , para comenzar su descenso, finalizando en 12,2 y 12,5 wt % Al_2O_3 respectivamente (ver anexos, figura 58).

4.2.4.2.-Calcio

Todas las simulaciones comienzan con una concentración de 9,4 wt % CaO y la matriz de vidrio medida por Feris (2018) presenta una composición de 4,16 wt % de CaO.

Las simulaciones con fugacidad QFM-2, QFM-1 y QFM presentan una tendencia negativa, para finalizar con una concentración de 3,7 wt % CaO en promedio (ver anexos, figura 59).

Las series con QFM+2 y QFM+1 inician con un aumento en la concentración de CaO hasta los 10,1 y 9,8 wt % CaO a 51,3 y 52, wt % SiO_2 respectivamente, luego comienza a descender (ver anexos, figura 59).

4.2.4.3.-Magnesio

Las simulaciones parten a 4,53 wt % de MgO y la matriz de vidrio medida por Feris (2018) presenta un rango composicional $0,6 \pm 0.1$ wt % de MgO.

Las series de QFM+2 y QFM+1 presentan el mismo comportamiento, descienden hasta 57,2 y 56,0 wt % SiO_2 respectivamente para alcanzar un valor de 2,42 wt % MgO, que mantienen casi invariante hasta finalizar con un valor de 2,37 wt % MgO (ver anexos, figura 60).

Las series con QFM-2, QFM-1 y QFM siguen la misma trayectoria hasta los 51,3 wt % SiO_2 , donde QFM diverge de las demás, pasando por dos momentos en los cuales se observa constante dentro de su recorrido. El principal es a los 55,3 wt % SiO_2 con 2,32wt % de MgO, concentración que se mantiene hasta los 57,7 wt % SiO_2 , luego comienza a descender finalizando con 1,55 wt % de MgO (ver anexos, figura 60).

4.2.4.4.-Hierro

Todas las simulaciones inician con 9,2 wt % de $\text{FeO}_{\text{total}}$ y la matriz de vidrio medida por Feris (2018) presenta una composición 8,9 wt % de FeO.

Las series realizadas con fugacidad QFM-2, QFM-1 y QFM presentan una pendiente positiva hasta los 51,8wt % de SiO₂, donde alcanzan su máximo de 9,6 wt % FeO_{total}, posteriormente sigue una disminución hasta los 4,7 wt % FeO_{total} por QFM y 6,0 wt % FeO_{total} en QFM-2 y QFM-1(ver anexos, figura 61).

Las series con fugacidad QFM+1 y QFM+2 inician inmediatamente con una disminución en su concentración, llegando a 1,7 y 2,5 wt % FeO_{total} respectivamente (ver anexos, figura 61).

4.2.4.5.-Sodio y potasio

Se inicia con 3,8 wt % de Na₂O, el potasio inicia con 0,8 wt % K₂O y la matriz de vidrio medida por Feris (2018) presenta una composición de 15,3 wt % de Na₂O, y 1,48 wt % de K₂O.

Todas las series presentan un aumento inmediato de la concentración de sodio, pero las series con fugacidad QFM-2, QFM-1 y QFM presentan la misma trayectoria hasta los 51,7 wt % de SiO₂, donde QFM diverge de ambas (ver anexos, figura 62).

El potasio sigue la misma tendencia positiva presente en el sodio, cada serie finaliza con una concentración de: 1,8 wt % K₂O a QFM-2 y QFM-1, 1,6 wt % a QFM, 1,48 wt % con QFM+1 y 1,40 wt % con QFM+2 (ver anexos, figura 63).

Tomando en consideración la composición de la matriz vítrea estudiada por Feris (2018) se estableció un rango composicional de cada elemento graficado en los diagramas Harker y se elaboró la tabla 21 que es un resumen de todas las series, en la cual se le asignó un número cero a las series que finalizan fuera del rango establecido y un número uno a las series que finalizan dentro de dicho rango.

Tabla 21: Tabla resumen de las series que finalizaron dentro del rango composicional de la matriz vítrea medida por Feris (2018), de los diferentes diagramas Harker realizados.

Presión(kbar)	Polibárico				
fO ₂	QFM-2	QFM-1	QFM	QFM+1	QFM+2
Al ₂ O ₃	0	0	0	1	1
CaO	1	0	1	1	0
MgO	1	1	0	0	0
Na ₂ O	0	0	0	0	1
K ₂ O	0	0	0	1	1
FeO _t	0	0	0	0	0

4.2.5.-Diagramas binarios

4.2.5.1.-Agua disuelta en el magma

MELTS entrega un set de datos en el cual se puede extraer la concentración de diversos parámetros paso a paso durante la evolución del modelo. La cantidad de agua disuelta presente en el modelo inicia con un 4,88 wt %, y se observa que todas las series representadas se comportan de forma similar durante el proceso (ver figura 11).

Entre los 1220 y 1110 °C el porcentaje de agua disuelta comienza a aumentar hasta llegar a una concentración entre los 7,6 y 7,9 wt % en torno a los 938°C, luego decae hasta llegar a 4,1 -4,2 wt % a los 805°C. Este comportamiento se observa en todas las series representadas (ver figura 11).

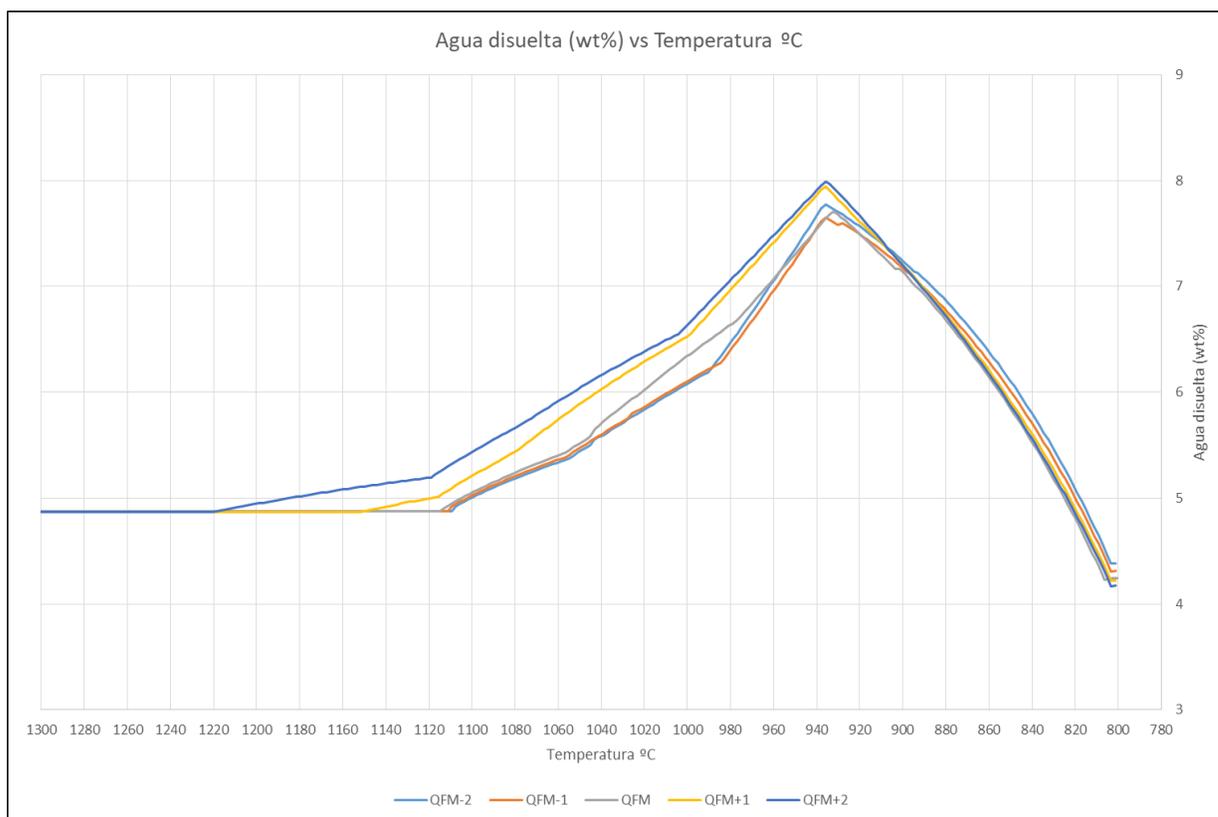


Figura 11: Porcentaje de agua disuelta en el fundido en función del enfriamiento magmático, simulaciones realizadas por MELTS polibáricamente y con fugacidad QFM-2, -1, 0, +1 y +2.

4.2.5.2.-Densidad

Todas las simulaciones realizadas por MELTS parten con una densidad de $2,4 \text{ g/cm}^3$ a los $1300 \text{ }^\circ\text{C}$, la evolución de esta depende directamente de la fugacidad de oxígeno en la cual se generó.

Las simulaciones comienzan con un aumento de densidad hasta los 1150 y 1110°C llegando a un máximo de $2,45 \text{ g/cm}^3$, luego comienzan su descenso hasta los $940 \text{ }^\circ\text{C}$ llegando a un mínimo de $2,15 \text{ g/cm}^3$, posteriormente las series tienden a estabilizarse en torno a los $2,2 \text{ g/cm}^3$. Durante el enfriamiento ocurrieron tres cambios de pendiente importantes (ver figura 12).

Las simulaciones con fugacidad QFM+2 y QFM+1 comienza con un aumento de densidad hasta los 1150 y $1120 \text{ }^\circ\text{C}$ llegando a un máximo de $2,44 \text{ g/m}^3$, luego comienza su descenso hasta los $940 \text{ }^\circ\text{C}$ con una densidad de $2,15 \text{ g/cm}^3$. Las realizadas con fugacidad de QFM, QFM-1 y QFM-2 comienzan su descenso a los $1110 \text{ }^\circ\text{C}$.

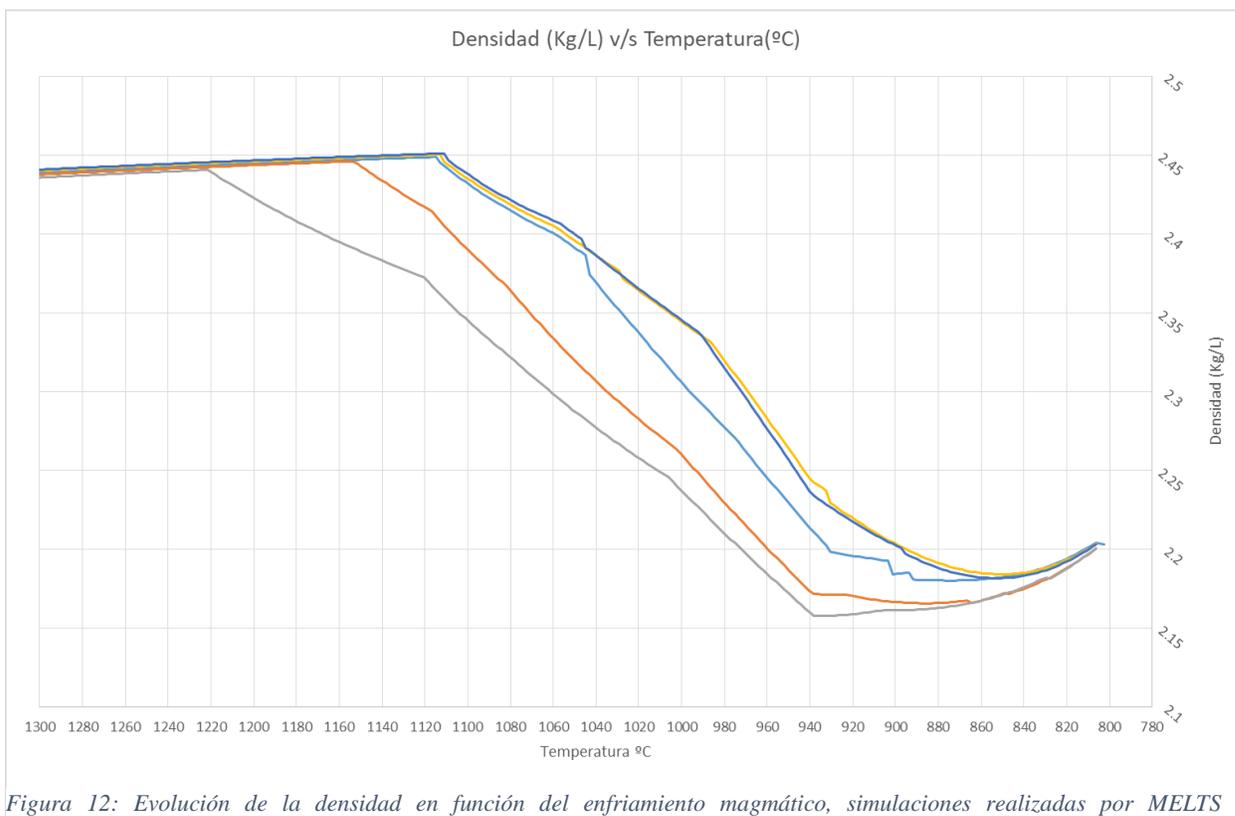


Figura 12: Evolución de la densidad en función del enfriamiento magmático, simulaciones realizadas por MELTS polibáricamente y con fugacidad QFM-2, -1, 0, +1 y +2.

4.2.5.3.-Viscosidad

Las simulaciones comenzaron con una viscosidad de 1 Pa*s, y presentan un constante aumento durante toda la evolución del modelo (ver figura13),

Estas siguen un mismo patrón de comportamiento: entre los 1220 y 1040 °C presentan su primer cambio de pendiente con 1,8 Pa*s y 5,5 Pa*s respectivamente, y continúan aumentando hasta 1000 °C, en la cual alcanzan una estabilidad con 40,8 Pa*s y 20,5 Pa*s. A los 940 °C las simulaciones presentan un aumento de pendiente súbito en su viscosidad, llegando a un máximo de los 17.587,1 Pa*s a los 810°C.

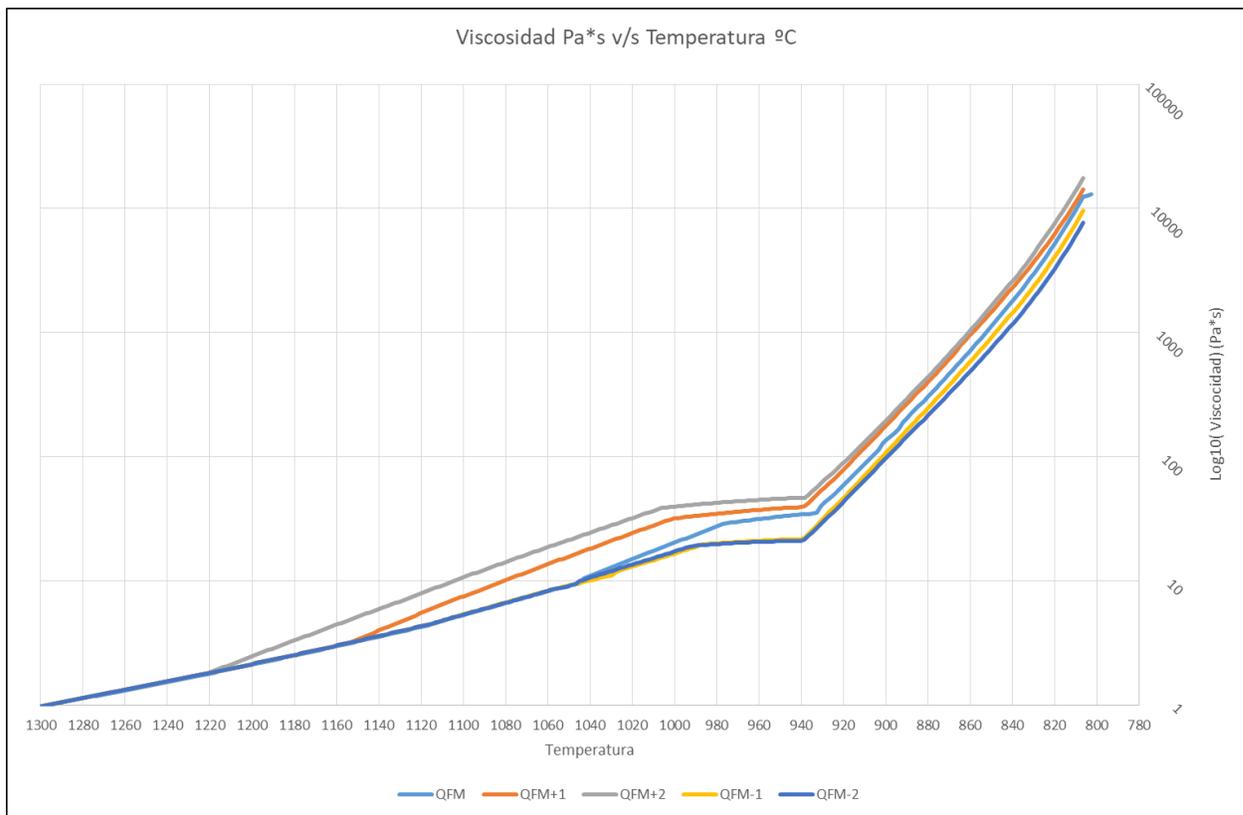


Figura 13: Evolución de la viscosidad en función del enfriamiento magmático, simulaciones realizadas por MELTS polibáricamente y con fugacidad QFM-2, -1, 0, +1 y +2.

4.2.5.4.-Fracción fundida.

La fracción fundida es la proporción de magma con respecto a las otras fases presentes en la evolución de este. En la figura 14 se observa como las simulaciones comienzan con una porción de magma completamente fundido para posteriormente esta proporción descender, influenciada por la separación de las fases solidas generadas durante el proceso.

Las simulaciones realizadas por MELTS siguen la misma tendencia, a los 1220 y 1116°C la fracción fundida comienza a descender, para finalizar con una proporción de 0,25 wt% de fundido a los 808 °C.

Las series realizadas con fugacidad de oxígeno de QFM+2 y QFM+1 presentan un descenso a los 1220 y 1150°C respectivamente, y presentan tres cambios de pendiente durante la evolución del modelo.

Las simulaciones realizadas con fugacidad QFM-2, QFM-1 y QFM se comportan igual (ver figura 14). Su fracción fundida comienza a descender a los 1112°C, este descenso presenta tres cambios en su pendiente, los cuales se registran a los 1058°C, 988 y 940°C.

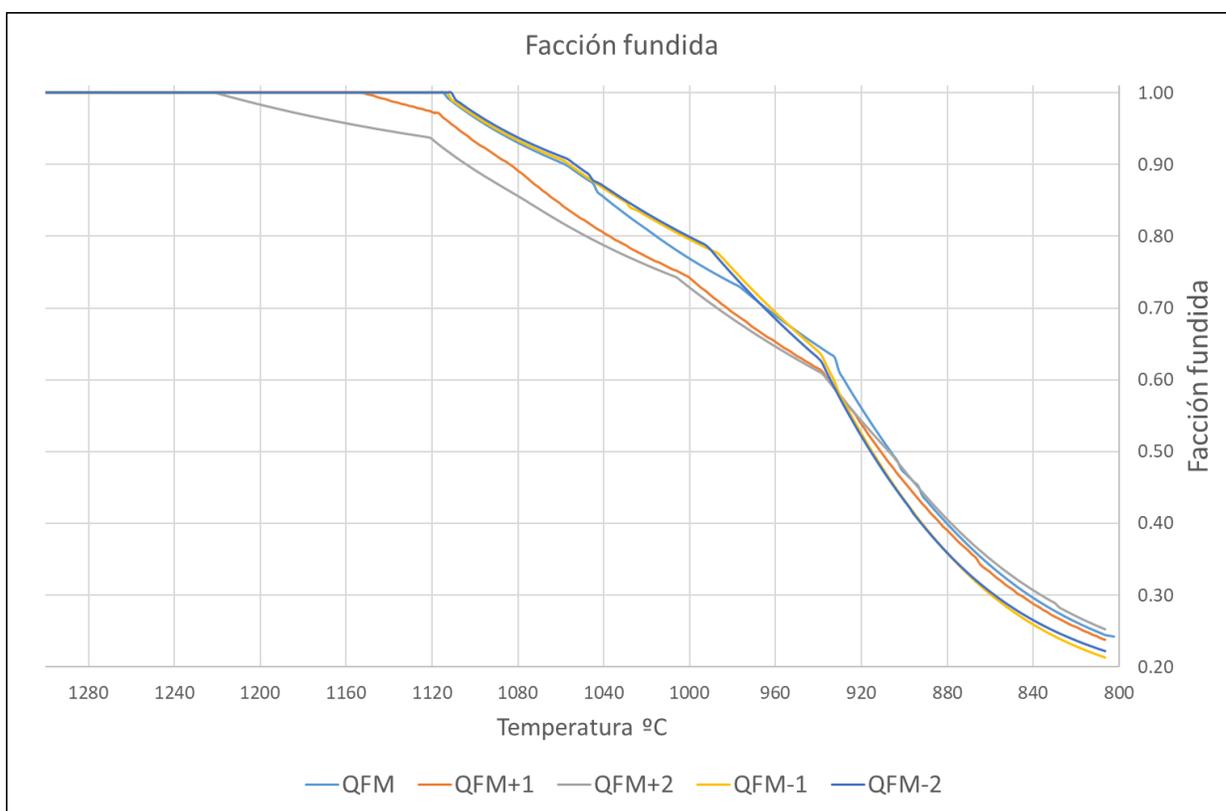


Figura 14: Grado de fracción fundida en función del enfriamiento, simulaciones realizadas por MELTS polibáricamente y con fugacidad QFM-2, -1, 0, +1 y +2.

CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN

5.1.- Evaluación de los modelos

Para evaluar cada simulación obtenida de los modelos isobárico y polibárico, y buscar su correlación con los datos obtenidos por Feris (2018), se utilizaron los gráficos TAS, AFM y K_2O , los gráficos Harker y los diagramas de clasificación de minerales: clasificación de olivinos, diagrama ternario de clasificación de Albita- Anortita- Ortoclasa (Ab-An-Or) de O'Connor (1965), diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto (1988) y el diagrama de clasificación de la espinela según su porcentaje de Fe_2O_3 , FeO y TiO_2 .

5.1.1-Diagrama de clasificación de roca

Se determinó en el diagrama TAS de Le Bas et al. (1986), que las inclusiones vítreas publicadas por Feris (2018), varían entre 50.07 y 61.88 wt % de SiO_2 , y se ubican predominantemente entre los campos de andesita basáltica y andesita.

La matriz vítrea medida por Feris (2018) se puede considerar como el “vidrio residual” del fundido en el sistema magmático y, por ende, que sea lo más evolucionado resulta lógico. Por lo que esta concentración de sílice del sistema, marca el punto más evolucionado dentro de las simulaciones, el cual se asoció a una temperatura aproximada que daría origen al evento eruptivo (ver anexo, figura 64).

Tras analizar las simulaciones realizadas por MELTS y considerando los datos de Feris (2018) se determinó que el magma asociado a la erupción del volcán Llaima de 1957 presenta una composición parental basáltica que se diferenció, pasando por basalto-andesita, traqui-andesita basálticas andesita, para finalizar con una composición entre andesita y traqui-andesita.

Según Naranjo (2005) históricamente los productos volcánicos del Llaima varían de basaltos a dacitas, no obstante, las rocas más abundantes son las andesitas basálticas. Esto conversa directamente con lo observado en el diagrama de clasificación de Ewart (1982), donde todas las series realizadas parten con una composición basáltica, llegando a una composición andesita.

En los diagramas AFM se determinó que la evolución magmática, corresponde a una serie calco-alcalina, esto se evidencia en la información entregada por las inclusiones vítreas obtenidas de Feris (2018) y por las simulaciones realizadas por MELTS en ambos modelos, a fugacidades de QFM, QFM+1 y QFM+2 (ver figuras 9 y 29).

Tomando en consideración los tres diagramas de clasificación de rocas analizados en este apartado, las simulaciones que mejor se correlacionan con los datos extraídos de Feris (2018), son las realizadas con fugacidad QFM+1 y QFM+2 para ambos modelos, esto se evidencia en la tabla 9 y 10, en las figuras 9, 10 de los resultados y 24 y 25 de los anexos.

5.1.2.-Fases minerales.

5.1.2.1-Olivino

Feris (2018) obtuvo la composición química de los cristales de olivino mediante EMPA (ver anexos, tabla 32) los cuales presentan un rango composicional de Fo₇₇, a Fo₇₁.

Los olivinos obtenidos por MELTS varían su composición en cada caso, dependiendo de las condiciones iniciales de presión y fugacidad de oxígeno en la cual se generaron (ver tabla 7).

Los olivinos generados por MELTS que mejor se correlacionan con los medidos por Feris (2018) fueron en el modelo isobárico los generados bajo la fugacidad QFM+1 a 2 kbar, que presentan un rango composicional de Fo₇₉ a Fo₇₇, y en el modelo polibárico los de la serie a fugacidad QFM+1 con un rango composicional de Fo₇₉ a Fo₇₄ (Ver figura 15). Cabe destacar que ninguna otra simulación genero olivinos que se correlacionaran con la entregada por el autor.

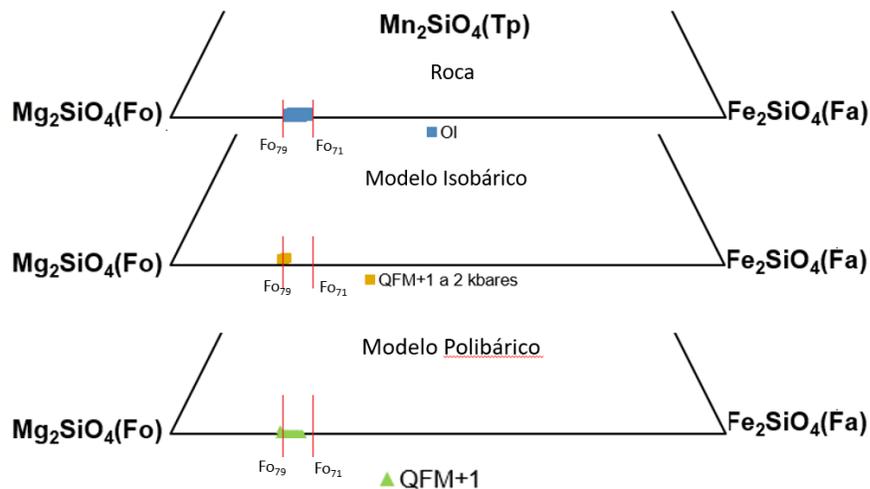


Figura 15 Diagrama ternario de clasificación de olivinos según su porcentaje de Fosterita (Fo), Fayalita (Fa), y Trefoita (Tp), de los olivinos generados que caen dentro del rango composicional generado con los datos de Feris (2018).

La temperatura de cristalización de los olivinos anteriormente mencionados corresponde a 940°C para el generado a 2 kbar y fugacidad QFM+1 y 918 °C. Por lo que en ambos casos fueron la última fase mineral en cristalizar (ver tabla 9 y 14).

5.1.2.2-Piroxenos

Feris (2018) midió la composición de los cristales de piroxenos de una lava de 1957 mediante EMPA (ver anexos, tabla 29) los cuales se clasificaron según el diagrama de clasificación de Morimoto (1988) como augita, pigeonita y enstatita (ver figura 16).

Considerando que las fases de minerales disponibles de MELTS no contemplan la augita, ni la pigeonita (Ghiorso et al., 2002), se creó una zona de correlación en el diagrama de clasificación de Morimoto, (1988), entre los piroxenos descritos por Feris (2018) y los generados por el software (ver figura 16).

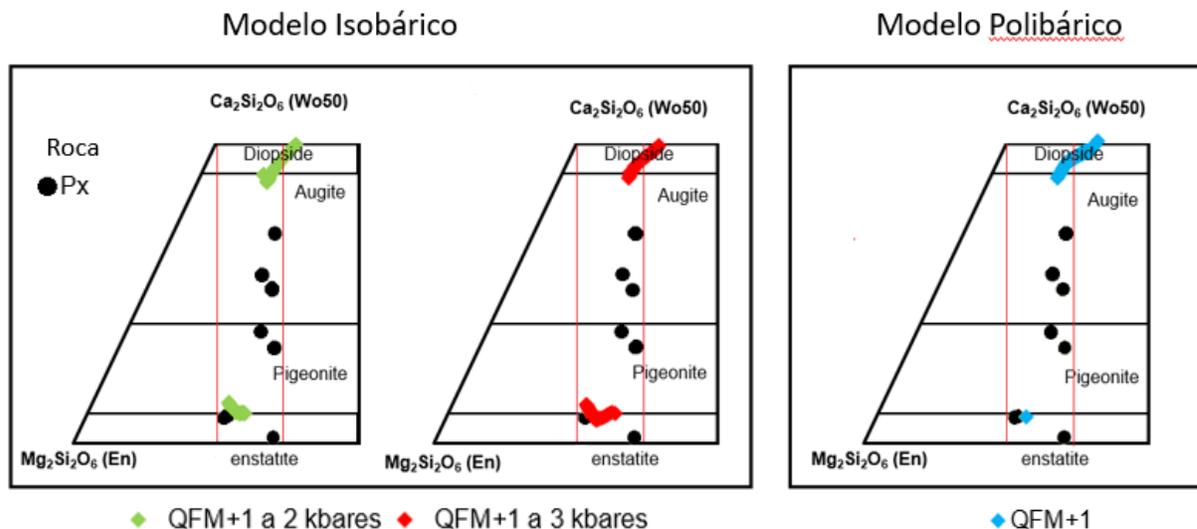


Figura 16: Diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto, (1988), medidos por Feris (2018) y los generados por MELTS.

Solo los piroxenos generados isobáricamente a QFM+1 a 2 y 3 kbar y los generados polibáricamente con fugacidad QFM+1, se ubican dentro de la zona de composición establecida.

La temperatura de cristalización de los piroxenos seleccionados fue: 1010 °C y 1005 °C para los generados con fugacidad QFM+1 a 2 y 3 kbar de presión (ver tabla 12), y a 1113 °C el cristalizado en el modelo polibárico (ver tabla 18). En ambos casos son los principales consumidores de calcio en el sistema y en menor medida magnesio (ver figura 20 y figura 66 de los anexos).

Con MELTS se generó principalmente diópsido (ver figura 16), lo cual concentra una cantidad de calcio considerablemente mayor a los encontrados en las muestras descritas por Feris (2018), por lo que puede significar un empobrecimiento de este catión en el sistema, para la formación de otra fase mineral como plagioclasa anortita en los feldespatos.

5.1.2.3-Feldespatos

Los cristales de feldespatos medidos por Feris (2018) mediante EMPA, poseen un rango composicional de An₈₂ a An₆₆, clasificadas como bytownita y labradorita.

Los feldespatos generados por MELTS varían su composición entre bytownita a andesina. Se seleccionaron las dos simulaciones que se correlacionaron de mejor forma con los datos composicionales obtenidos por Feris (2018) (ver tabla 13 y 20). Se desprende que las mejores correlaciones resultan en el modelo isobárico a presión de 2 kbar y con fugacidad QFM+1 y QFM+2, y en el modelo polibárico las series generadas con QFM+1 y QFM+2 (ver figura 17).

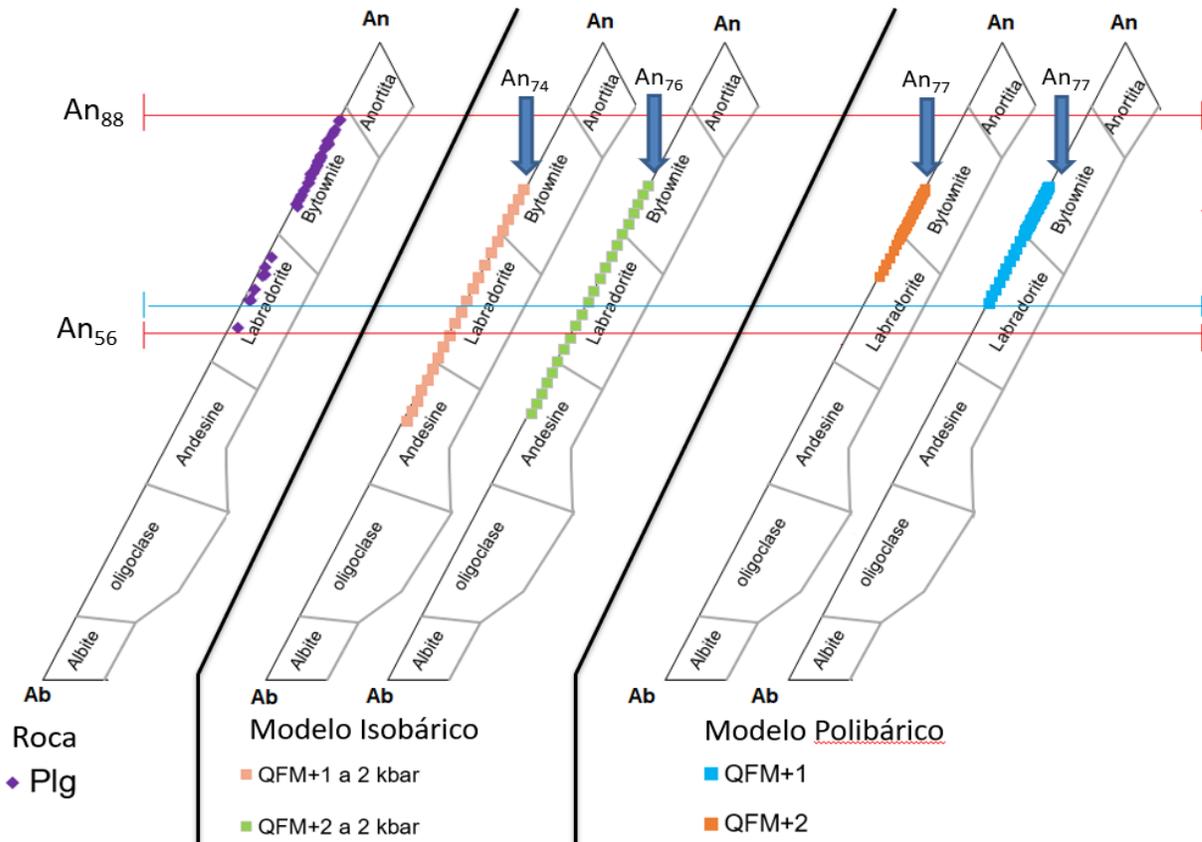


Figura 17: Diagrama ternario de clasificación de Albita- Anortita- Ortoclasa (Ab-An-Or) modificado de O'Connor (1965), donde se grafican las 2 series por modelo que se correlacionan mejor con las plagioclasas medidas por Feris (2018).

Si se considera el trazo celeste (ver figura 17) como el límite inferior, la serie realizada en el modelo polibárico con fugacidad QFM+1 finaliza con la misma composición que las muestras descritas, y al igual que en las series del modelo isobárico su composición más primitiva presenta un déficit de calcio dentro de su composición (ver figura 17). Esto se puede deber a que el calcio ingresa a los piroxenos, ya que estos presentan un exceso de calcio dentro de su composición.

5.1.2.4.-Espinela

La composición de las espinelas presentes en la muestra de roca analizada por Feris (2018) fue medida mediante EMPA. Las espinelas poseen una razón de Ti-11%/ FeO-31%/Fe₂O₃-58 % y corresponden a cromo-espinela (ver anexo, tabla 30).

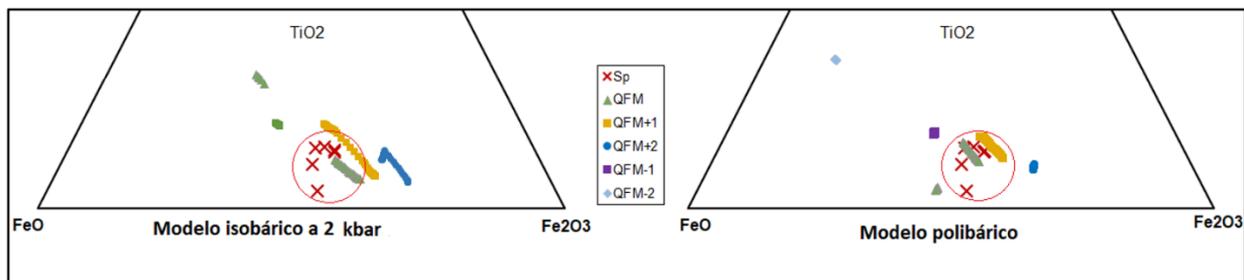


Figura 18: Diagrama de clasificación de la espinela donde se grafican las espinelas de la roca junto a las generadas en las simulaciones por MELTS. El círculo rojo representa la zona representativa de la composición de las espinelas presentes en la roca.

En el modelo isobárico las espinelas generadas por MELTS con fugacidad QFM y QFM+1 a 2 kbar, presentan una razón de Ti-15%/ FeO-35%/Fe₂O₃-50 % y Ti-9%/ FeO-28%/Fe₂O₃-63 % promedio, por lo cual se correlacionan de buena manera con los datos obtenidos por Feris (2018) (Ver figura 18).

En el modelo polibárico solo las espinelas generadas con fugacidad QFM+1 presentan una razón de Ti-12%/ FeO-65%/Fe₂O₃-52 %. Las generadas con QFM presenta dos poblaciones composicionales, la primera y más poblada con Ti-7%/ FeO-45%/Fe₂O₃-48 % en promedio y la segunda con Ti-4%/ FeO-51%/Fe₂O₃-45 % que solo cuenta con dos miembros (ver figura18).

Para ambos modelos, las espinelas corresponden a la primera fase mineral en cristalizar, a los 1135 °C en el modelo isobárico y a los 1150 °C en el modelo polibárico (ver tabla 9 y 14) y son los principales encargados de consumir el hierro y magnesio al comienzo de la evolución magmática.

5.1.3.-Diagramas binarios Harker.

En este apartado solo se evaluará la correlación entre los datos de óxidos mayores obtenidos por Feris (2018) y los entregados por el software MELTS para cada modelo. La interpretación de estos diagramas se realizará al detalle en el siguiente apartado.

La matriz vítrea medida por Feris (2018) se consideró como el “vidrio residual” del fundido en el sistema magmático y, a su vez, como el rango composicional a representar.

Analizando los datos obtenidos por todas las simulaciones realizadas para ambos modelos, se determinó que las series realizadas con una fugacidad de oxígeno correspondiente a QFM+1 y QFM+2 son las que mejor se correlacionan con el rango composicional establecido y esto queda evidenciado en las tablas 16 y 21 del apartado de los resultados.

5.1.4.-Recapitulación

Recopilando todos los parámetros anteriormente evaluados, se determinó que la simulación realizada en el modelo polibárico con una fugacidad QFM+1, es la que mejor se correlaciona con los datos utilizados de referencia en este estudio, los cuales corresponden a los publicados por Feris (2018). Esta evaluación considero los diagramas de clasificación de rocas, diagramas de clasificación de mineral y la evolución de los óxidos principales en la evolución magmática plasmada en los diagramas Harker.

5.2.-Modelo

Considerando el resultado de la evaluación de los diferentes modelos, se determinó que el modelo polibárico con cristalización fraccionada con una fugacidad de oxígeno de QFM+1 es el que mejor se correlaciona con los datos publicados por Feris (2018). Este modelo se elaboró con el software MELTS con la composición de la muestra “NV 10 - Ol R - 11 rec” como parental y los parámetros de la tabla 7 para su elaboración.

Se consideró la composición de la matriz vítrea medida por Feris (2018) para determinar el grado máximo de diferenciación del magma (62 wt % de SiO₂), composición que se le asignó la temperatura en la cual el modelo alcanzaba esta composición ($T_{\text{final}}=908^{\circ}\text{C}$) (ver anexos, figura 58).

5.5.1.- Condiciones de cristalización

Los equilibrios de fase calculados a lo largo de la línea de descenso líquido (LLD) muestran que en el modelo propuesto la espinela corresponde a la fase que delimita el liquidus ($T_{\text{liq}} = 1160^{\circ}\text{C}$), seguida de clinopiroxenos (diópsido: 1113°C), plagioclasa (988°C), saturación de agua (938°C), olivino (918°C) y ortopiroxeno (enstatita: 861°C) (ver anexos, figura 65).

La temperatura de liquidus se estimó a los 1160°C , la cual concuerda con la temperatura propuesta con Feris (2018), que indica una temperatura de cristalización alrededor de 1120 a 1167°C . Esto a su vez, es concordante con lo planteado por Bouvet de Maisonneuve et al. (2012), que estimó una temperatura en un rango de 1110 - 1150°C (ver tabla 2).

Se realizó una comparación relativa entre los olivinos y piroxenos utilizando su número de magnesio, con el objetivo de determinar el orden de cristalización de estos. Solo se consideró la enstatita presente en la roca y las generadas por el software, ya que las muestras estudiadas por Feris (2018) no presentan diópsido. Se estableció que tanto como los olivinos medidos por Feris (2018) y los generados por el modelo polibárico cristalizaron primero que la enstatita (ver figura 19).

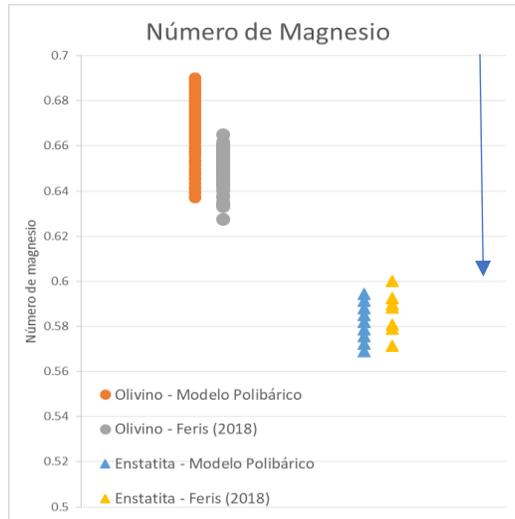


Figura 19: Número de magnesio de olivinos y enstatitas medidos por Feris (2018) y los generados por el modelo polibárico seleccionado.

Se desprende de la figura 19 que el porcentaje de magnesio encontrado en la composición de los olivinos anteriormente expuestos explica la razón por la cual estos pudieron cristalizar en un magma medianamente evolucionado (56 a 58 % de SiO₂), ya que la razón de magnesio bordea el #Mg = 0.65, señalando que cristalizó en un magma evolucionado (ver figura 19).

El orden de cristalización de las diversas fases minerales, condiciona la curva evolutiva de los óxidos principales en el sistema, esto queda plasmado en los diagramas Harker en los cuales se presentan los datos de las inclusiones en olivino de Feris (2018), las inclusiones recalculadas por el software Petrolog, las inclusiones en olivino de Bouvet de Maisonneuve et al. (2012) correspondientes a la erupción de 1957 y de 2008 e inclusiones en olivino publicadas por Ruth et al. (2016) correspondientes a la erupción del año 2008.

En los diagramas Harker se observa que el contenido de magnesio disminuye continuamente debido a la cristalización y fraccionamiento de fases ferros magnesianos (espinela, piroxenos y olivinos) (ver anexos, figura 66). El hierro sufre un progresivo empobrecimiento durante la evolución del modelo, por el fraccionamiento de espinela (hematita-magnetita), luego en las fases de piroxenos y olivinos (ver anexos, figura 69).

El aluminio se enriquece dentro del fundido ya que las primeras fases minerales en cristalizar no admiten este catión en su composición (espinela y piroxenos), luego comienza a disminuir su concentración debido a la aparición de las plagioclasas, las cuales, consumen el aluminio para su cristalización (ver anexos, figura 67).

Del mismo modo, el calcio presenta un leve enriquecimiento en el sistema por la cristalización de la espinela, después decae rápidamente por el inicio de cristalización de piroxenos y plagioclasas (ver figura 20).

Respecto al contenido de álcalis en el fundido, todas las simulaciones realizadas señalan un enriquecimiento gradual mientras cristalizan las fases minerales. Cabe destacar que, dentro de todas las simulaciones, el contenido de sodio siempre es mayor al encontrado en las inclusiones vítreas publicadas por Feris (2018) y los otros autores (ver anexos, figura 68), esto se puede deber a el déficit de calcio del sistema que implica un aumento porcentual en los otros elementos, o una falla en la medición del EMPA implicando un error en la medición de concentración de este elemento dentro de las inclusiones vítreas de Feris (2018).

Se realizó un modelo en paralelo, inhibiendo la cristalización de piroxenos, para verificar si esta fase mineral era la responsable de explicar la anomalía de calcio, sodio y la ausencia de plagioclasas con un mayor porcentaje de anortita en el sistema. Si bien en la simulación libre de piroxenos se observó la presencia de plagioclasas (An_{84}) (ver anexos, figura 81), una mejor correlación dentro del diagrama TAS (ver anexos, figura 75) y un aumento parcial de calcio en el diagrama Harker (ver anexos, figura 78), la disminución de sodio no soluciona en totalidad al problema observado en los casos anteriores, presentado discrepancias en la composición de los olivinos (ver anexos, figura 82), por lo que se descarta esta simulación.

Tras analizar e interpretar los diagramas Harker cabe destacar que los datos obtenidos por Feris (2018) correspondientes a inclusiones vítreas en olivinos extraídos de una lava de la erupción de 1957 se correlacionan de buena manera con los datos publicados por Bouvet de Maisonneuve et al. (2012) que reporta datos de la misma erupción además de datos de inclusiones vítreas de la erupción del 2008, al igual que Ruth et al. (2016) que publica datos de la misma erupción.

Se puede distinguir una tendencia de comportamiento similar en los datos de los diferentes autores, pese a contemplar dos episodios eruptivos distintos (Llaima 1957 y Llaima 2008, ver figura 20). Esto se explica ya que ambos eventos tienen como origen una misma cámara magmática (Bouvet de Maisonneuve et al., 2011), debido a las similitudes composicionales y en mineralogía de los materiales volcánicos eruptados.

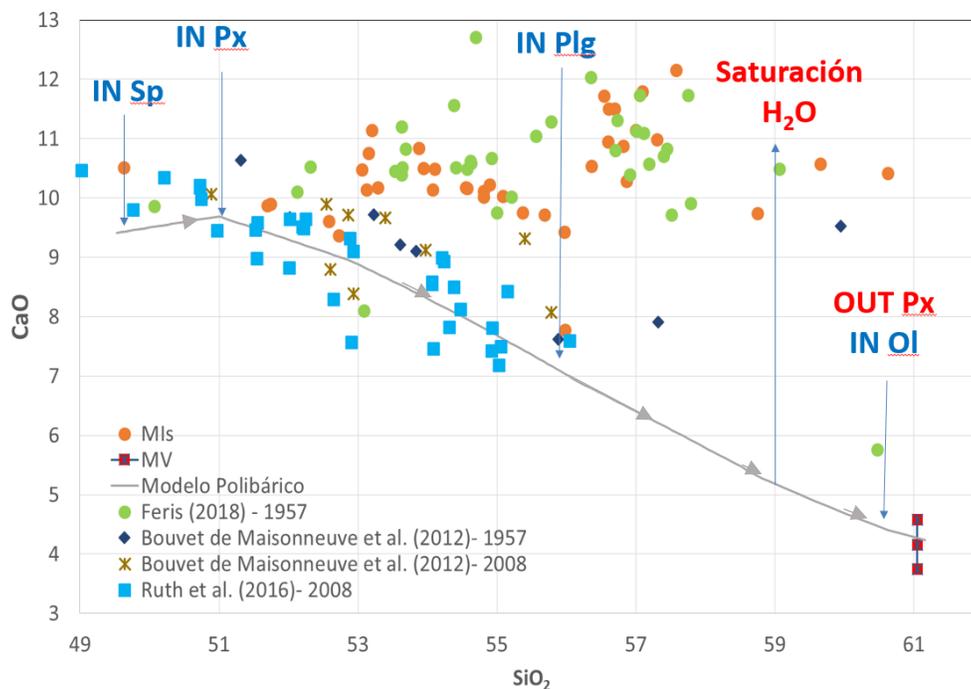


Figura 20: Diagrama Harker de calcio del modelo polibárico seleccionado y de las inclusiones vítreas de olivino publicadas por los diferentes autores, obtenidas de la erupción de 1957 y 2008 del volcán Llaima.

El rango de presión en el cual evolucionó el sistema corresponde a 6,4 kbar, cuando comenzó a cristalizar la primera fase, y finalizó a los 2,41 kbar. Utilizando una densidad de 2500 kg/m^3 para la corteza continental (Lucassen et al. 2004), se calculó la profundidad del reservorio correspondiendo a 25,6 - 9,8 km respectivamente. Las profundidades obtenidas se delimitan por lo planteado por Feris (2018), y Ruth et al. (2016) (ver figura 21). Considerando una corteza

cercana a los 45 km de espesor bajo el volcán (Tassara y Yañez, 2003), se tiene que la cristalización de estas fases está iniciando en un lugar muy cerca del límite corteza-manto terminando a unos pocos kilómetros de la superficie.

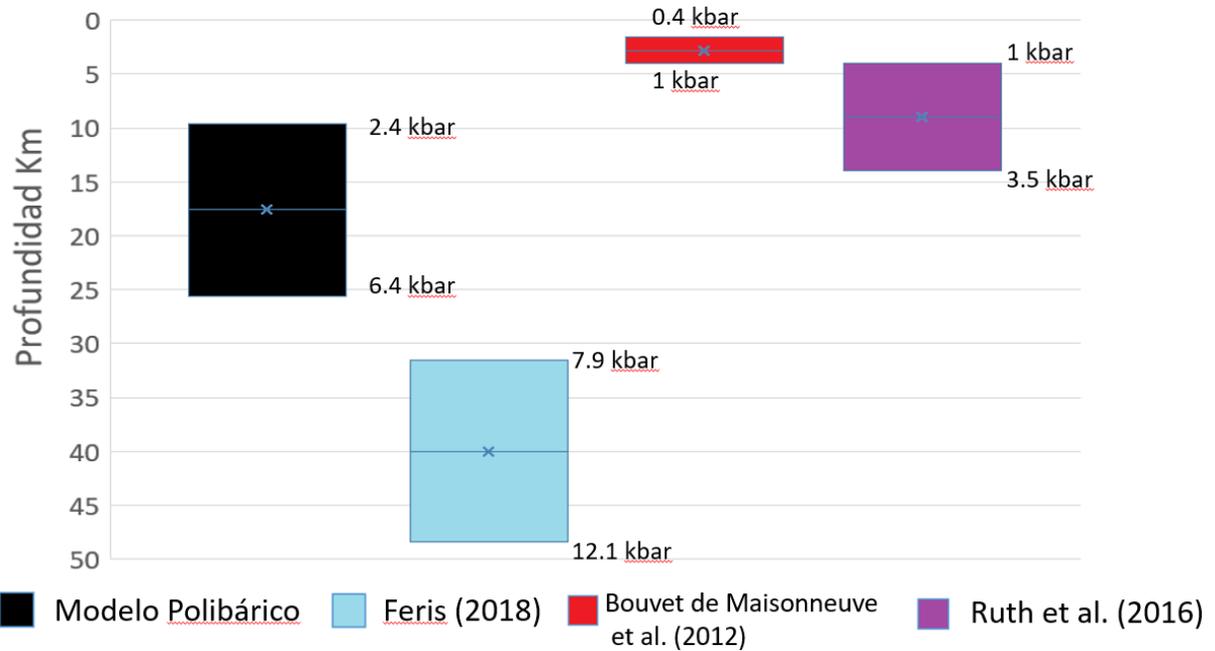


Figura 21: Profundidad estimadas en kilómetros y kilobar por los diferentes autores y la obtenida del modelo polibárico seleccionado.

5.5.2.-Evolucion magmática

Entender el rol que cumplen los volátiles (en este caso el agua) en la evolución magmática es fundamental, ya que la concentración de estos dentro del fundido magmático afecta directamente en la temperatura de fusión de la roca, su viscosidad, densidad y en el grado de explosividad que puede presentar un evento eruptivo (Burnham, 1979; Walker, 1971; Sparks et al., 1980; Stolper et al., 1982; Roggensack, 1997; Huppert & Woods, 2002; Hartley & McLennan, 2018).

Teniendo en cuenta lo anterior, en el modelo el agua disuelto en el magma comienza con un valor de 4.88 wt %, alcanzando un máximo cercano a los 8 wt % a los 938 °C, temperatura crítica del sistema, donde ocurre la saturación de agua y comienza su exolución (ver anexos, figura 70).

La densidad (densidad = masa* volumen⁻¹) en un sistema magmático depende de la temperatura (a mayor temperatura, menor densidad), presión (a mayor presión, mayor densidad), contenido de volátiles y cristalización de minerales (Ryan, 1987).

La curva de evolución de densidad del modelo comienza con un leve aumento producto del enfriamiento del sistema, lo cual se ve interrumpido con una abrupta caída de ésta, asociada al inicio de la cristalización y fragmentación de las fases minerales. Esta tendencia se observa hasta los 938°C, temperatura en la cual la densidad tiende a estabilizarse cercano a los 2,2 g/cm³ (ver anexo, figura 71). Este comportamiento se explica debido al comienzo de la exolución de volátiles, ya que la pérdida de volumen asociada contrarresta el efecto generado por la cristalización de minerales (pérdida de masa) y enfriamiento (contracción térmica que implica pérdida de volumen), alcanzando una estabilidad.

La viscosidad de un magma depende de la temperatura (a menor temperatura mayor viscosidad), composición (mientras más elementos formadores de polímeros se encuentren presente, más viscoso es el magma, los elementos que forman más polímeros son el silicio, oxígeno y aluminio), concentración de volátiles (a mayor concentración de volátiles, menor viscosidad) y sólidos disueltos en el magma (Walker, 1971).

La viscosidad del sistema inicia con un aumento gradual consecuencia del enfriamiento, esta tendencia se ve afectada cuando comienza a cristalizar las primeras fases minerales (ver anexos, figura 72), debido al cambio composicional originado por el enriquecimiento de sílice en el sistema, generando que la viscosidad aumente con una tasa más alta. Posteriormente cerca de los 1000°C se observa una estabilización en la viscosidad, producto del aumento de volátiles a que el aumento generado por el enfriamiento y el cambio de composición de esta se ve contrarrestado por el aumento de volátiles, que juegan un rol de inverso a los anteriormente mencionados, por lo cual mantiene constante la viscosidad. Este pseudo-equilibrio se rompe a los 938 °C cuando comienza a exolver el agua del sistema y genera un aumento explosivo en la viscosidad (ver anexos, figura 72).

El sistema finaliza con una viscosidad de 1,7*10⁵ Pa*s, viscosidad que se esperaría de una andesita a los 900°C según Williams y McBirney (1979) (ver figura 22).

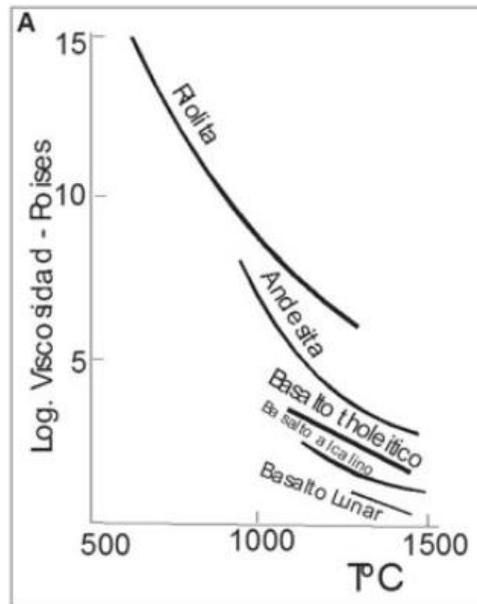


Figura 22: Variación de la viscosidad con la temperatura para distintas composiciones de fundidos magmáticos, compiladas por Williams y McBirney (1979).

La fracción fundida del sistema descendió en función de la cristalización y fraccionamiento de los minerales, esta desciende continuamente hasta los 908 °C (temperatura final del sistema). El cambio más significativo en la fracción fundida del sistema se observó entre los 938 y los 908 °C que paso de un 0,65 a un 0,45 (ver anexos, figura 73).

El grado de cristalinidad del magma, alcanza un 50 % en volumen de cristales, al momento de alcanzar el punto más diferenciado (T=908°C), lo que coincide con lo planteado por Bouvet de Maisonneuve et al. (2012), donde señala que durante la construcción del edificio volcánico en el Holoceno el grado de cristalinidad de las lavas varía de un 35 a 55 %.

A los 938 °C comienza la exolución de volátiles, lo que conlleva a la separación de fases entre magma y una fase gas, el volumen de volátiles fraccionado alcanza un 30 % a los 908 °C (ver anexos, figura 74), lo que implica que el volumen de la fracción fundida a los 908°C es de 20 %.

5.3.-Erupción

La erupción de 1957 del volcán Llaima se categorizó según Naranjo & Moreno (2005) con un IEV 3, se calcula que expulsó $\sim 0.5-0.8 \text{ km}^3$ de material, según el grosor y la extensión de los flujos de lava (Bouvet de Maisonneuve et al. 2012), y presentó una columna eruptiva y flujos piroclásticos.

La fragmentación magmática es el proceso por el cual el magma se transforma de una fase líquida con burbujas dispersas (y/o cristales), a una fase gaseosa con fragmentos de magma dispersos (piroclastos) (Cashman & Scheu, 2015). La fuerza explosiva de las erupciones magmáticas se genera durante la fragmentación, donde la energía potencial de la expansión magmática se convierte en la energía cinética de la fase gaseosa, luego esta incrementa por la expansión térmica de las partículas y el gas dentro de la columna eruptiva (Cashman & Scheu, 2015).

En un rango de temperatura de 938 a 908 °C, el sistema magmático está sujeto a una variación dramática en sus propiedades físicas (viscosidad, densidad y disolución en agua). Se produce una disminución significativa de la fracción de masa fundida de 0,65 a 0,45. El aumento repentino de la viscosidad, la estabilización en la densidad en este punto pseudo invariante de temperatura, sumado al cambio dramático en la fracción de volumen de agua de 0 a 0,3, se interpreta como el mecanismo "desencadenante" de la erupción de 1957.

Según Cashman et al. (2000), una erupción piroclástica puede ocurrir cuando la fracción de volátiles excede aproximadamente el 60-70% en volumen, en el que ocurre la fragmentación del magma. Si solo se considera la razón de volumen de volátiles y fundido (descartando el volumen de cristales fragmentados) la condición para que ocurra la erupción se cumple en a los 908°C.

El estratovolcan Llaima está asociados a grietas de tensión de rumbo NE, mientras que los centros eruptivos primitivos están ubicados en el rumbo NNE del ZFLO (Cembrano y Lara, 2009). Se sugiere que el ascenso magmático se daría a través de estructuras internas del volcán, como las grietas de tensión planteadas por Cembrano y Lara (2009), que internamente pueden ser interpretados como grandes y profundos diques en la corteza, asociados a los brazos de la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui e impulsado por la diferencia de densidad que existe entre la corteza terrestre ($2,7 \text{ g/cm}^3$ según Lucassen et al. 2001) y el magma ($2,2 \text{ g/cm}^3$).

CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES

El volcán Llaima corresponde a uno de los cuatro volcanes con mayor actividad eruptiva de los Andes del sur. La erupción de 1957 es el episodio eruptivo más grande del volcán durante el siglo XX.

El presente estudio se realizó con el objetivo de reconstruir la evolución de las condiciones físicas y químicas del cuerpo magmático que dio origen a la erupción de 1957. Se ha desarrollado utilizando los datos obtenidos de Feris (2018) y modelos termodinámicos realizados de forma rigurosa, utilizando herramientas de equilibrio de fase multicomponente y multifase incorporadas en el algoritmo MELTS.

Para cumplir con el objetivo del estudio, se realizó una búsqueda bibliográfica, se determinó los parámetros para la confección de los modelos (versión del software MELTS, temperatura, presión, fugacidad de oxígeno, y las composiciones del magma parental). Se confeccionó un modelo isobárico con cristalización fraccionada ($T=1300-800^{\circ}\text{C}$, $p=1-2-3$ kbar, QFM ± 2) y un modelo polibárico con cristalización fraccionada ($T=1300-800^{\circ}\text{C}$, $p=8.5$ a 1 kbar, QFM ± 2), ambos con la composición de la muestra “NV 10 - Ol R - 11 rec” en representación del magma parental.

Se evaluaron las simulaciones realizadas para el modelo isobárico y el modelo polibárico, usando como referencia los datos obtenidos de Feris (2018) y se determinó que la simulación realizada en el modelo polibárico con una fugacidad QFM+1, es la que mejor se correlaciona con ellos.

Los análisis de las simulaciones concluyeron que la evolución magmática siguió una serie calco- alcalina pasando de una composición basáltica a una traqui-andesita, tomando la composición del vidrio residual como momento culmine de la evolución ($\text{SiO}_2 = 62$ wt %).

La cristalización del modelo comienza con espinela, que corresponde a la fase que delimita el liquidus ($T_{\text{liq}} = 1160^{\circ}\text{C}$), seguida de clinopiroxenos (diópsido: 1113°C), plagioclasa (988°C), saturación de agua (938°C), olivino (918°C) y ortopiroxeno (enstatita: 861°C).

El cuerpo magmático que origina la erupción se forma en la corteza (entre los 25.6 a 9.8 km), donde reside durante algún tiempo, se enfría y cristaliza. Cerca del final del proceso de cristalización, se logra la saturación de agua (938°C) y se genera un nivel donde la fracción de volátiles excede el 50% en volumen. Esta capa de masa fundida saturada de agua (y algunos cristales/fenocristales dispersos), junto con el fluido supercrítico es mecánicamente inestable, debido a la corteza más densa. Ascende por las estructuras preexistentes de la zona y, una vez que se produce la liberación de presión durante la descompresión, la energía potencial de la expansión magmática se convierte en la energía cinética de la fase gaseosa, que produce una onda de choque y la formación de columnas de erupción.

Es importante siempre tener en cuenta que lo realizado es un modelo evolutivo generado por un software que intenta reproducir termodinámicamente los procesos y condiciones de la naturaleza, pero que está limitado a su calibración y base de datos. Por lo que se recomienda complementar este estudio con una descripción petrológica de todos los productos volcánicos de la erupción de 1957 del volcán Llaima (tefra, lava, etc).

Como futura línea de investigación sobre este complejo volcánico se recomendaría realizar un modelo de ascenso magmático acompañado de un estudio geofísico, para determinar la cinética de magma en ascenso y profundidad aproximada de la cámara magmática.

CAPÍTULO 7: BIBLIOGRAFÍA

- Asimow, P. D., & Ghiorso, M. S. (1998). Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist*, 83(9-10), 1127-1132.
- Bacon, C. R. & Druitt, T. H. (1988). Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 224-256.
- Barrabé, L., Deicha, G., 1956. Expériences de fusion et de cristallisation magmatique sur des reliquats vitreux des quartz dihexaédriques de la Guadeloupe. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.* 79, 146–155.
- BAS, M. L., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS (1986). Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.
- Bindeman, I. N. & Valley, J. W. (2001). Low-18O rhyolites from Yellowstone; magmatic evolution based on analyses of zircons and individual phenocrysts. *Journal of Petrology* 42, 1491-1517.
- Bodnar, R. J., Student, J. J. (2006). Melt inclusions in plutonic rocks: Petrography and microthermometry. *Melt inclusions in plutonic rocks*, 36, 1-25. - Steele-Macinnis, M., Esposito, R., Bodnar, R. J., 2011. Thermodynamic model for the effect of post-entrapment crystallization on the H₂O–CO₂ systematics of vapor-saturated, silicate melt inclusions. *Journal of Petrology*, 52(12), 2461-2482.
- Bouvet de Maisonneuve, C., Dungan, M. A., Bachmann, O., & Burgisser, A. (2012). Petrological insights into shifts in eruptive styles at Volcán Llaima (Chile). *Journal of Petrology*, 54(2), 393-420.
- Burnham, C. W., (1979) The importance of volatile constituents, in H. S. Yoder, ed., *The Evolution of the Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Perspectives*. Princeton University Press, 439–482.
- Cande, S. C., and R. B. Leslie, 1986, Late Cenozoic Tectonics of the Southern Chile Trench: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 471- 496.
- Cannatelli, C., Doherty, A. L., Esposito, R., Lima, A., De Vivo, B. (2016). Understanding a volcano through a droplet: A melt inclusion approach. *Journal of Geochemical Exploration*, 171, 4-19.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The geology of Chile*.
- Clocchiatti, R., 1975. Les inclusions vitreuses du quartz: données optiques, thermométriques et chimiques. *Mémoire Société géologique Française*. 122, 1–96.
- Danyushevsky, L. V., & Plechov, P. (2011). Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(7).

- De Maisonneuve, C. B., Dungan, M. A., Bachmann, O., & Burgisser, A. (2012). Insights into shallow magma storage and crystallization at Volcán Llaima (Andean Southern Volcanic Zone, Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 211, 76-91.
- De Vivo, B., Bodnar, R. J. (Eds.). (2003). *Melt inclusions in volcanic systems: methods, applications and problems*. Elsevier. Vol. 5. pp. 253.
- Delgado, F.; Pritchard, M.E.; Ebmeier, S.; Biggs, J.; Arnold, D.; González, P.; Poland, M.; Zoffoli, S.; Córdova, L.; Lara, L.E. 2015. The CEOS pilot project, satellite volcano monitoring in Latin America and new InSAR ground deformation results at Llaima, Villarica and Calbuco volcanoes. In *Congreso Geológico Chileno, No. XIV, La Serena*.
- Dolgov, Y.A., and Bazarov, L.S., 1965, A chamber for the investigation of inclusions of mineral-forming solutions and melts at high temperatures, in *Mineralogical thermometry and barometry: Moscow "Nauka" Press*, p. 118-122.
- Fowler, S. J., Spera, F. J., Bohron, W. A., Belkin, H. E., & De Vivo, B. (2006). Phase equilibria constraints on the chemical and physical evolution of the Campanian Ignimbrite. *Journal of Petrology*, 48(3), 459-493.
- Ghiorso, M. S., & Gualda, G. A. (2015). An H₂O–CO₂ mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 169(6), 1-30.
- Ghiorso, M. S., & Sack, R. O. (1995). Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2-3), 197-212.
- Ghiorso, Mark S., Hirschmann, Marc M., Reiners, Peter W., and Kress, Victor C. III (2002) The pMELTS: An revision of MELTS aimed at improving calculation of phase relations and major element partitioning involved in partial melting of the mantle at pressures up to 3 GPa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 3(5), 10.
- Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L. (2012) Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53, 875-890.
- Haggerty, S. E. (1976). Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. *Reviews in Mineralogy*, 3(1), 101-300.
- Hartley and McLennon-Walker, G. P. L. (1971). Viscosity control of the composition of ocean floor volcanics. *Philos. Trans. R. Soc. Ser. A* 268, 727–729.
- Hartley M and Maclennan J (2018) Magmatic Densities Control Erupted Volumes in Icelandic Volcanic Systems. *Front. Earth Sci.* 6:29. doi: 10.3389/feart.2018.00029
- Hervé, F., Demant, A., Ramos, V., Pankhurst, R., Suárez, M. 2000. The Southern Andes. In *Tectonic evolution of South America. International Geological Congress*. 31, 605-634.
- Huppert HE, Woods AW. (2002) The role of volatiles in magma chamber dynamics. *Nature* 420, 493–495.
- Kent, A.J.R., 2008. Melt inclusions in basaltic and related volcanic rocks. *Rev. Mineral. Geochem.* 69 (1), 273–331.

- Lowenstern, J.B., 2003. Melt inclusions come of age: Volatiles, volcanoes, and Sorby's legacy. In: De Vivo, B., Bodnar, R.J. (Eds.), *Developments in Volcanology*. 5. 1–21.
- Lucassen, F., Trumbull, R., Franz, G., Creixell, C., V_asquez, P., Romer, R. L. & Figueroa, O. (2004). Distinguishing cristal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to recent composition evolution of the Chilean Pacific margin (36–41_S). *Journal of South American Earth Sciences* 17, 103–119.
- Métrich, N., & Wallace, P. J. (2008). Volatile abundances in basaltic magmas and their degassing paths tracked by melt inclusions. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 363-402.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S. M., & Tittler, A. (1995). La Franja de Maricunga: Síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Andean Geology*, 22(2), 273-313.
- Murphy, M. D., Sparks, R. S. J., Barclay, J., Carroll, M. R. & Brewer, T. S. (2000). Remobilization of andesite magma by intrusión of mafic magma at the Soufrie're Hills Volcano, Montserrat,
- Naranjo, J. A., & Moreno, H. (1991a). Actividad explosiva postglacial en el Volcán Llaima, Andes del Sur (38 45'S). *Andean Geology*, 18(1), 69-80.
- Naranjo, J. A., & Moreno, H. (1991b). Actividad explosiva postglacial en el Volcán Llaima, Andes del Sur (38 45'S). *Andean Geology*, 18(1), 69-80.
- Naranjo, J. A., & Moreno, H. (2005). Geología del Volcán Llaima, Región de La Araucanía, Escala: 1: 50.000.
- Petit-Breuilh, M., & Lobato, J. (1994, October). Análisis comparativo de la cronología eruptiva histórica de los volcanes Llaima y Villarrica (38-39 LS). In *Congreso Geológico Chileno* (Vol. 7, pp. 366-370).
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 61-120.
- Reubi, O. & Nicholls, I. A. (2005). Structure and dynamics of a silicic magmatic system associated with caldera-forming eruptions at Batur Volcanic Field, Bali, Indonesia. *Journal of Petrology* 46, 1367-1391.
- Reubi, O., Bourdon, B., Dungan, M. A., Koornneef, J. M., Selles, D., Langmuir, C. H., & Aciego, S. (2011). Assimilation of the plutonic roots of the Andean arc controls variations in U-series disequilibria at Volcan Llaima, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 303(1), 37-47.
- Roedder, E. (1979). Origin and significance of magmatic inclusions. *Bull. Mineral.*, 102, 487-510.
- Roedder, E., & Weiblen, P. W. (1970). Lunar petrology of silicate melt inclusions, Apollo 11 rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement*, 1, 801.
- Roggensack K. (1997) Explosive basaltic volcanism from Cerro Negro volcano: influence of volatiles on eruptive style. *Science* 277, 1639–1642.

- Ruth, D. C., Cottrell, E., Cortés, J. A., Kelley, K. A., & Calder, E. S. (2016). From passive degassing to violent strombolian eruption: the case of the 2008 eruption of Llaima volcano, Chile. *Journal of Petrology*, 57(9), 1833-1864.
- Ryan, M. P. (1987). "Neutral buoyancy and the mechanical evolution of magmatic systems," in *Magmatic Processes: Physicochemical Principles*, ed B. O. Mysen (Geochemical Society Special Publication 1), 259–287.
- Sisson, T. W. & Bacon, C. R. (1999). Gas-driven filter pressing in magmas. *Geology* 27, 613-616.
- Sobolev, V.S., Kostyuk, V.P., 1975. Magmatic crystallization based on a study of melt inclusions. *Fluid Incl. Res.* 9, 182–253 (Translated from original Russian).
- Sorby, H. C. (1858). On the microscopical, structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 14(1-2), 453-500.
- Sparks, R. S. J., Meyer, P., and Sigurdsson, H. (1980). Density variation amongst mid-ocean ridge basalts - Implications for magma mixing and the scarcity of primitive lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 46, 419–430.
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 161-206.
- Stolper, E., (1982) The speciation of water in silicate melts, *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 2609–2620.
- Ulf-Møller, F. (1985). Solidification History of the Kitdl t Lens: Immiscible Metal and Sulphide Liquids from a Basaltic Dyke on Disko, Central West Greenland. *Journal of Petrology*, 26(1), 64-91.
- Walker, G. P. (1971). Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *The Journal of Geology*, 79(6), 696-714.
- Wallace, P. J., Kamenetsky, V. S., & Cervantes, P. (2015). Melt inclusion CO₂ contents, pressures of olivine crystallization, and the problem of shrinkage bubbles. *American Mineralogist*, 100(4), 787-794.
- West Indies. *Journal of Petrology* 41, 21-42.
- Williams, H., & McBirney, A. R. (1979). *Volcanology* Freeman Cooper & Co. San Francisco, USA.
- Zirkel, F. (1873). *Die mikroskopische Beschaffenheit der mineralien und gesteine*. W. Engelmann.
- Zoya, R., Leonardo, G., & Roggero, P. (2014). La modelización y simulación computacional como metodología de investigación social. *Polis (Santiago)*, 13(39), 417-440.

CAPÍTULO 8: ANEXOS

Anexo A.-Datos de composicionales de las muestras de roca e inclusiones.

A.1.- Composición de inclusiones vítreas hospedadas en olivino.

Tabla 22 Recalculo de la composición de inclusiones vítreas con Petrolog, datos extraídos de Feris(2018).

Inclusión	Na ₂ O	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Cl	MnO	FeOt	SrO	Total
NV10-I-6 rec	3.12	3.97	53.28	14.19	1.06	10.52	2.13	0.42	0.00	0.21	7.96	0.00	96.86
NV10-O-33 rec	3.61	4.17	53.15	16.50	0.45	9.88	1.29	0.18	0.00	0.11	7.86	0.00	97.20
NV10-O-34 rec	3.60	4.10	53.87	16.63	0.60	9.90	1.16	0.15	0.00	0.22	7.44	0.00	97.66
NV10-L-35 rec	3.53	3.28	57.30	16.27	0.82	9.61	1.49	0.27	0.00	0.30	5.92	0.00	98.77
NV10-L-37 rec	3.22	3.15	56.95	16.31	0.86	9.37	1.40	0.03	0.00	0.21	5.63	0.00	97.13
NV10-F-39 rec	3.60	3.01	54.81	16.68	0.68	10.48	1.65	0.22	0.00	0.12	5.53	0.00	96.78
NV10-F-40 rec	3.99	2.63	56.54	17.03	0.81	10.14	1.71	0.31	0.00	0.08	4.88	0.00	98.12
NV10-C-41 rec	3.81	3.57	53.20	16.20	0.72	10.76	1.52	0.28	0.00	0.25	6.63	0.00	96.93
NV10-D-43 rec	3.06	3.23	53.94	17.04	0.98	11.14	2.33	0.11	0.00	0.06	6.23	0.00	98.11
NV10-B-46 rec	3.52	3.62	54.10	17.18	0.87	10.18	1.54	0.21	0.00	0.03	6.74	0.00	98.01
NV10-D-49 rec	3.39	3.21	56.12	16.79	0.64	10.84	1.45	0.20	0.00	0.03	5.78	0.00	98.47
NV10-A-50 rec	3.42	2.65	54.57	16.85	0.91	10.50	2.12	0.28	0.00	0.16	4.83	0.00	96.27
NV10-A-51 rec	3.74	3.21	55.68	16.55	0.92	10.14	1.84	0.13	0.00	0.10	5.99	0.00	98.29
NV10-K-52 rec	3.12	4.02	54.89	15.17	0.80	10.49	1.75	0.20	0.00	0.30	7.39	0.00	98.14
NV10-P-54 rec	3.58	3.11	56.60	17.24	0.73	10.18	1.71	0.21	0.00	0.10	5.73	0.00	99.19
NV 10 -U inclusión 1 rec	3.27	5.10	52.72	16.66	0.54	10.16	1.75	0.16	0.00	0.14	9.39	0.00	99.88
NV 10 - Ol Q - inclusión 3 rec	3.69	3.62	53.12	16.47	0.53	10.12	2.24	0.32	0.00	0.12	6.92	0.00	97.15
NV 10 - Ol Q - inclusión 4 rec	3.46	4.37	53.06	15.71	0.59	10.02	2.01	0.12	0.00	0.19	8.30	0.00	97.83
NV 10 - Ol Q - inclusión 6 rec	3.79	3.52	54.07	17.08	0.78	10.23	1.46	0.19	0.00	0.21	6.64	0.00	97.95
NV 10 - Ol S - inclusión 8 rec	3.60	4.32	51.74	16.50	1.06	10.03	1.09	0.11	0.00	0.13	8.47	0.00	97.04
NV 10 - Ol S - inclusión 9 rec	3.83	3.19	54.81	17.15	0.98	9.75	1.61	0.15	0.00	0.10	6.21	0.00	97.78
NV 10 - Ol S - inclusión 10 rec	4.01	3.81	51.69	17.61	0.78	9.72	1.92	0.06	0.00	0.06	7.55	0.00	97.20

Inclusión	Na ₂ O	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Cl	MnO	FeOt	SrO	Total
NV 10 - Ol R - inclusión 11 rec	3.68	4.53	49.63	15.55	0.82	9.43	2.01	0.10	0.00	0.18	9.17	0.00	95.12
NV 10 - Ol R - inclusión 12 rec	4.04	3.90	52.58	17.32	1.24	7.77	1.90	0.16	0.00	0.27	7.85	0.00	97.02
NVII - E - Inclusión 1 rec	4.88	1.81	60.14	20.85	1.10	5.64	1.20	0.41	0.00	0.00	3.95	0.00	99.96
NVII - B - Inclusión 2 rec	4.01	2.34	56.36	17.77	1.11	10.54	1.57	0.36	0.00	0.12	4.39	0.00	98.56
Inclusión	Na ₂ O	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Cl	MnO	FeOt	SrO	Total
NVII - B - Inclusión 3 rec	3.72	2.22	55.98	18.49	0.77	11.72	1.43	0.34	0.00	0.00	3.81	0.00	98.48
NVII - B - Inclusión 4 rec	3.72	2.46	55.37	18.22	0.92	10.95	1.63	0.36	0.00	0.07	4.32	0.00	98.02
NVII - I - Inclusión 5 rec	3.80	2.06	57.58	18.56	0.87	11.51	1.66	0.43	0.00	0.03	3.46	0.00	99.97
NVII - J - Inclusión 6 rec	3.98	1.88	56.82	17.48	0.99	11.51	2.04	0.15	0.00	0.04	3.55	0.00	98.45
NVII - J - Inclusión rec	3.79	2.00	56.86	18.78	0.94	10.88	1.99	0.40	0.00	0.14	3.72	0.00	99.50
NVII - K - Inclusión rec	4.19	2.01	58.75	18.00	0.91	10.28	1.51	0.43	0.00	0.08	3.49	0.00	99.63
NVII - C - Inclusión 10 rec	2.92	2.39	54.55	19.87	0.49	12.46	1.79	0.31	0.00	0.00	4.01	0.00	98.79
NVII - D - Inclusión 11 rec	1.85	1.93	59.65	17.29	1.15	11.14	1.93	0.37	0.00	0.03	4.00	0.00	99.33
NVII - D - Inclusión 12 rec	3.71	1.92	56.69	19.04	1.04	11.79	1.80	0.21	0.00	0.11	3.66	0.00	99.96
NVII - D - Inclusión 13 rec	3.78	2.51	55.08	18.29	0.74	10.99	1.79	0.65	0.00	0.17	4.96	0.00	98.97
NVII - A - Inclusión 14 rec	3.93	1.82	55.97	18.12	0.88	12.15	2.38	0.34	0.00	0.07	3.21	0.00	98.85
NVII - A - Inclusión 15 rec	4.43	1.85	60.62	17.38	1.11	9.74	1.33	0.09	0.00	0.06	3.35	0.00	99.97
NVII - H - Inclusión 18 rec	3.84	2.28	57.09	17.67	0.85	10.57	1.80	0.19	0.00	0.02	4.09	0.00	98.38
NVII - L - Inclusión 19 rec	4.08	2.21	56.61	18.09	0.84	10.84	1.77	0.43	0.00	0.08	3.93	0.00	98.87
NVII - L - Inclusión 20 rec	4.08	2.31	57.00	17.97	1.15	10.42	2.03	0.28	0.00	0.00	4.25	0.00	99.49

Tabla 23: Inclusiones vítreas de olivino publicadas por Bouvet de Maisonneuve et al. (2012), de las erupciones de 1957 y 2008.

Sample no	Unit	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	T°C
8LM-331A_A18	2008	50.89	1.08	17.9	10	0.18	5.56	10.06	3.23	0.57	0	1145
8LM-331A_A23	2008	55.4	1.35	14.46	10.04	0.19	4.83	9.32	3.4	0.85	0	1128
8LM-331A_D5	2008	55.78	2.19	13.89	11.25	0.19	3.6	8.07	3.19	1.3	0.2	1095
8LM-331A_A33m	2008	52.55	1.29	16.23	10.51	0.19	4.46	9.89	3.73	0.76	0	1114
8LM-331A_A3m	2008	52.94	1.21	15.6	10.17	0.15	6.75	8.38	3.58	0.83	0	1198
8LM-331A_B14m	2008	53.97	1.26	16.08	9.94	0.18	5.18	9.12	3.2	0.76	0	1139
8LM-331A_A23m	2008	52.86	1.23	16.26	10.23	0.21	4.89	9.71	3.48	0.72	0	1128
8LM-331A_B20m	2008	53.39	1.25	16.2	10.27	0.21	4.7	9.66	3.07	0.76	0.08	1118
8LM-331A_D11	2008	52.6	1.12	16.06	10.14	0.15	6.32	8.8	3.69	0.7	0	1183
TGL9-14B_A4b	1957	51.31	1.16	18.14	8.81	0.13	5.38	10.64	3.31	0.5	0.16	1132
TGL9-14B_A6	1957	55.88	1.63	14.4	10.41	0.24	4.37	7.62	3.98	0.99	0.15	1133
TGL9-14B_A6d	1957	57.32	1.28	13.59	10.55	0.21	4.45	7.91	3.28	0.98	0	1129
TGL9-14B_A11m	1957	53.84	1.33	16.03	9.93	0.17	5.23	9.1	3.27	0.84	0	1141
TGL9-14B_A4m	1957	53.23	1.32	16.26	10.19	0.18	4.83	9.72	2.97	0.83	0.08	1122
TGL9-14B_A7m	1957	52.02	1.23	15.36	10.9	0.2	5.29	9.67	4.33	0.74	0	1152
TGL9-14B_A8	1957	53.61	1.27	15.98	10.21	0.21	4.92	9.21	3.43	0.76	0	1133
TGL9-14B_C1	1957	59.95	1.24	16.04	10.38	0.19	4.88	9.53	3.55	0.75	0	1131

Tabla 24: Inclusiones vítreas de olivino publicadas por Ruth et al. (2016), de la erupción del 2008.

Sample	Unit	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	2008	49.02	1.08	17.52	11.34	1.8	9.71	0.19	6.47	10.47	2.97	0.55	0.2
2	2008	49.76	0.99	16.62	12.29	1.98	10.51	0.22	6.62	9.8	2.98	0.38	0.15
3	2008	50.21	0.97	16.71	11.34	1.8	9.73	0.14	6.46	10.35	2.93	0.5	0.19
4	2008	50.72	0.95	18.35	9.19	1.23	8.9	0.21	6.84	10.21	2.78	0.42	0.2
5	2008	50.72	0.94	18.58	9.45	1.33	8.25	0.16	6.14	10.18	3.6	0.48	0.15
6	2008	50.74	0.89	16.96	11.3	1.69	9.78	0.17	6.48	9.99	2.77	0.38	0.15
7	2008	50.97	1.08	16.77	11.17	1.73	9.61	0.18	6.53	9.45	3.2	0.48	0.19
8	2008	51.52	0.92	17.5	10.05	1.46	8.73	0.17	6.46	9.47	3.2	0.4	0.16
9	2008	51.54	1.22	15.86	11.53	1.9	9.82	0.2	6.52	8.98	3.4	0.73	0.19
10	2008	51.55	1.02	17.54	10.34	1.57	8.93	0.25	5.74	9.59	3.4	0.55	0.21
11	2008	52.01	1.11	17.01	10.66	1.65	9.18	0.22	6.08	8.82	3.1	0.66	0.26
12	2008	52.02	1.18	17.55	9.92	2.21	7.94	0.2	5.22	9.65	3.54	0.56	0.17
13	2008	52.2	1.1	17.59	10.14	2.26	8.11	0.19	5.25	9.51	3.24	0.59	0.19
14	2008	52.22	1.1	17.09	9.71	1.5	8.36	0.16	5.94	9.49	3.34	0.61	0.19
15	2008	52.25	1.04	16.96	9.94	1.52	8.57	0.17	5.84	9.65	3.21	0.61	0.19
16	2008	52.65	1.68	11.99	15.22	3.14	12.39	0.23	5.99	8.29	2.76	0.55	0.33
17	2008	52.88	0.73	17.47	9.48	1.36	8.26	0.19	6.01	9.32	3.25	0.44	0.9
18	2008	52.9	1.23	14.95	14.13	2.82	11.6	0.24	4.62	7.57	3.8	0.73	0.27
19	2008	52.93	0.88	16.87	9.86	1.54	8.48	0.18	5.79	9.1	3.73	0.46	0.14
20	2008	54.06	0.82	16.36	10.15	1.53	8.78	0.2	5.81	8.58	3.11	0.58	0.17
21	2008	54.06	1.9	14	11.04	1.99	9.25	0.19	5.86	8.55	2.99	0.92	0.28
22	2008	54.08	1.65	13.01	13.54	2.71	11.11	0.21	5.48	7.46	2.97	0.98	0.35
23	2008	54.21	1.43	15.71	10.92	2.4	9.8	0.22	3.93	8.99	3.36	0.72	0.3
24	2008	54.24	1.52	13.53	12.23	2.72	9.78	0.23	5.33	8.93	2.98	0.64	0.37
25	2008	54.31	1.55	12.91	12.98	2.5	10.73	0.22	5.77	7.82	3.8	0.84	0.26
26	2008	54.38	1.35	16.05	9.76	1.54	8.38	0.16	5.77	8.5	3.12	0.93	0.29
27	2008	54.47	1.15	16.65	9.27	1.53	7.9	0.17	5.19	8.12	4.4	0.62	0.16
28	2008	54.92	1.77	13.02	13.49	2.85	10.93	0.2	4.63	7.42	3.14	0.84	0.28
29	2008	54.93	1.7	13.36	12.41	2.42	10.23	0.26	5.07	7.81	3.9	0.84	0.29
30	2008	55.03	1.76	12.85	13.63	2.93	10.99	0.24	4.56	7.18	3.11	1.1	0.34
31	2008	55.05	1.75	13.34	12.61	2.56	10.31	0.24	4.79	7.5	3.9	1.6	0.32
32	2008	55.15	0.65	16.72	8.73	1.3	7.55	0.17	5.62	8.43	3.78	0.51	0.1
33	2008	56.04	1.53	15.13	10.4	1.81	8.78	0.23	4.51	7.6	3.6	0.99	0.32

A.2.- Composición de las fases minerales presentes en la de lava.

A.2.1.-Feldespatos

Tabla 25: Elementos mayores y menores de los cristales de plagioclasas presentes en una muestra de lava del volcán Llaima, datos extraídos de Feris (2018). La unidad de medida es % wt. de óxidos.

Cristal	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	2O	MgO	MnO	BaO	P ₂ O ₅	SrO	Total
NV10-plgB	51.56	0.28	29.60	0.71	13.63	3.73	0.14	0.21	0.00	0.12	0.02	0.01	100.02
NV10-plgB	48.44	0.00	31.57	0.82	15.59	2.73	0.07	0.12	0.06	0.00	0.03	0.07	99.51
NV10-plgB	47.10	0.03	32.44	0.79	16.32	2.28	0.07	0.22	0.00	0.50	0.03	0.06	99.85
NV10-plgC	52.87	0.25	28.71	1.02	12.75	4.36	0.14	0.21	0.00	0.37	0.06	0.07	100.82
NV10-plgC	47.84	0.00	32.13	0.75	16.51	2.20	0.07	0.14	0.03	0.00	0.00	0.19	99.86
NV10-plgC	46.35	0.16	32.99	0.61	17.28	1.77	0.06	0.09	0.05	0.00	0.00	0.04	99.40
NV10-plgC	45.89	0.00	33.22	0.56	17.82	1.36	0.05	0.12	0.05	0.00	0.05	0.09	99.20
NV10-plgC	46.78	0.00	32.83	0.69	17.19	1.81	0.05	0.14	0.00	0.13	0.03	0.13	99.78
NV10-plgC	46.92	0.28	32.75	0.56	17.22	1.86	0.03	0.10	0.15	0.00	0.00	0.00	99.87
NV10-plgD	53.21	0.00	28.55	1.08	12.46	4.49	0.17	0.22	0.08	0.31	0.00	0.08	100.64
NV10-plgD	49.42	0.09	30.94	0.78	15.25	2.85	0.12	0.18	0.08	0.25	0.00	0.05	100.01
NV10-plgD	46.97	0.31	31.91	0.69	16.25	2.01	0.05	0.14	0.00	0.00	0.01	0.05	98.39
NV10-plgD	46.13	0.22	33.13	0.77	17.23	1.76	0.06	0.09	0.02	0.13	0.04	0.00	99.58
NV10-plgD	46.35	0.13	33.24	0.62	17.92	1.53	0.04	0.08	0.00	0.00	0.01	0.00	99.92
NV10-plgD	46.58	0.06	33.22	0.74	17.36	1.58	0.05	0.08	0.05	0.13	0.01	0.00	99.86
NV10-plgD	46.32	0.09	33.76	0.53	17.79	1.58	0.05	0.11	0.05	0.00	0.04	0.00	100.33
NV10-plgE	52.55	0.13	29.28	0.86	13.22	3.91	0.12	0.24	0.00	0.25	0.00	0.14	100.70
NV10-plgE	47.99	0.25	32.19	0.60	16.06	2.24	0.08	0.11	0.10	0.00	0.02	0.05	99.69
NV10-plgE	47.58	0.16	32.54	0.74	16.72	2.01	0.05	0.12	0.00	0.00	0.00	0.09	100.00

Tabla 26 Elementos mayores y menores de los cristales de plagioclasas presentes en la muestra de lava del volcán Llaima, datos extraídos de Feris (2018). La unidad de medida es % wt. de óxidos.

Crystal	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	zO	MgO	MnO	BaO	P ₂ O ₅	SrO	Total
NV10-plgH	52.75	0.19	28.68	1.08	12.60	3.92	0.16	0.25	0.00	0.25	0.00	0.00	99.88
NV10-plgH	48.33	0.00	31.64	0.86	16.05	2.47	0.06	0.18	0.02	0.31	0.05	0.00	99.99
NV10-plgH	49.17	0.06	31.22	0.89	15.28	2.62	0.07	0.16	0.00	0.06	0.01	0.00	99.54
NV10-plgH	48.15	0.00	32.10	0.94	16.09	2.19	0.05	0.13	0.00	0.00	0.00	0.03	99.69
NV10-plgH	47.37	0.41	32.51	0.90	16.16	2.10	0.07	0.16	0.02	0.00	0.00	0.22	99.90
NV10-plgH	47.21	0.19	32.89	0.88	17.10	2.02	0.04	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	100.40
NV10-plgF	52.79	0.19	28.54	0.66	12.43	4.46	0.20	0.22	0.04	0.38	0.02	0.02	99.95
NV10-plgF	47.70	0.00	32.47	0.74	16.44	2.04	0.05	0.11	0.00	1.06	0.04	0.00	100.66
NV10-plgF	48.93	0.16	31.49	0.78	15.64	2.78	0.08	0.17	0.05	0.19	0.01	0.04	100.31
NV10-plgF	47.40	0.00	32.49	0.47	16.33	2.11	0.08	0.15	0.00	0.13	0.01	0.03	99.20
NV10-plgF	47.13	0.00	33.00	0.60	16.74	1.97	0.05	0.08	0.00	0.31	0.05	0.00	99.94
NV10-plgF	45.00	0.00	34.23	0.42	18.62	1.04	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.12	99.51
NV10-plgF	45.70	0.19	33.30	0.50	17.99	1.35	0.03	0.09	0.01	0.00	0.01	0.10	99.27
NV10-plgF	46.46	0.09	33.33	0.56	17.54	1.76	0.01	0.09	0.00	0.00	0.03	0.13	100.01
NV10-plgQ1	48.57	0.03	32.17	0.86	16.16	2.46	0.08	0.19	0.04	0.13	0.03	0.04	100.76
NV10-plgQ1	47.91	0.25	31.98	0.67	16.07	2.09	0.06	0.26	0.09	0.00	0.00	0.00	99.38
NV10-plgQ2	47.59	0.00	32.65	0.87	16.71	2.10	0.06	0.23	0.04	0.06	0.03	0.15	100.50
NV10-plgQ2	48.68	0.06	31.67	0.78	15.85	2.26	0.03	0.30	0.00	0.13	0.00	0.10	99.85
NV10-plgQ3	46.80	0.00	32.16	0.99	16.62	2.09	0.03	0.21	0.01	0.00	0.04	0.04	98.99
NV10-plgQ3	48.08	0.00	32.35	1.02	16.96	2.02	0.05	0.27	0.00	0.06	0.00	0.04	100.85
NV10-plgQ4	48.48	0.03	31.06	1.06	15.57	2.68	0.07	0.28	0.03	0.00	0.05	0.08	99.40
NV10-plgQ4	48.21	0.00	32.37	1.18	16.24	2.37	0.06	0.32	0.02	0.00	0.00	0.08	100.86
NV10-plgQ5	49.30	0.28	31.66	0.88	15.82	2.59	0.08	0.27	0.00	0.00	0.04	0.07	100.99
NV10-plgQ5	47.24	0.00	32.12	1.16	16.19	2.28	0.05	0.33	0.09	0.06	0.00	0.00	99.53
NV10-plgMIC1	52.87	0.43	29.37	0.94	12.36	3.78	0.18	0.25	0.04	-	0.00	-	100.21
NV10-plgMIC2	55.84	0.00	28.19	1.15	11.20	4.87	0.24	0.24	0.05	-	0.01	-	101.79

Tabla 27 : Composición de los feldspatos provenientes del volcán Llaima publicado por Bouvet de Maisonneuve (2011).

Label	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	An	Ab	Or
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	mol%	mol%	mol%
331Ac_pl27-7	53.79	29.92	12.86	4.10	0.15	62.89	36.26	0.85
331Ac_pl4-3	54.18	29.33	12.31	4.44	0.21	59.78	39.01	1.21
331Ac-pl4-5	53.83	28.88	12.15	4.25	0.18	60.56	38.37	1.07
331Ac_pl1-10	52.87	29.96	13.23	3.99	0.11	64.27	35.09	0.63
331Ac_pl15-1	54.30	28.98	12.39	4.22	0.11	61.48	37.89	0.63
331Ac_pl15-11	55.04	28.48	11.34	4.87	0.22	55.53	43.21	1.25
331Ac_pl24-1	52.92	30.17	13.25	3.82	0.13	65.20	34.02	0.78
331Ac_pl26-1	49.67	32.01	15.41	2.66	0.06	75.92	23.76	0.32
331Ac_pl2-8	52.45	30.42	13.71	3.70	0.07	66.91	32.68	0.41
331Ac_pl3-1	52.97	30.03	13.14	4.17	0.17	62.90	36.14	0.96
331Ac_pl3-12	53.66	29.23	12.73	4.51	0.16	60.35	38.72	0.93
331Ac_pl5-11	54.47	29.29	12.45	4.33	0.15	60.86	38.27	0.87
331Ac_pl6-1	54.64	28.36	12.27	4.20	0.14	61.25	37.96	0.80
331Ac_pl7-1	52.83	29.65	13.40	3.83	0.15	65.35	33.79	0.86
331Ac_pl7-10	53.57	29.50	12.76	4.10	0.10	62.87	36.53	0.60
331Ac_pl7-9	53.15	29.60	13.09	4.06	0.17	63.39	35.60	1.00
331Ac_pl8-13	53.61	29.61	12.84	4.16	0.13	62.57	36.68	0.74
331Ac-pl12-6	53.29	27.83	12.33	3.90	0.15	62.99	36.09	0.92
331Ac-pl12-7	53.24	28.20	12.30	4.06	0.14	62.06	37.11	0.83
331Ac-pl6-4	53.38	28.11	12.06	4.14	0.15	61.13	37.97	0.90
331Ac_pl10-2	49.03	32.79	16.23	2.45	0.05	78.30	21.43	0.27
331Ac_pl1-1	49.54	32.35	15.71	2.53	0.07	77.10	22.48	0.41
331Ac_pl12-1	49.74	32.18	15.25	2.84	0.04	74.59	25.16	0.25
331Ac_pl14-1	48.97	33.30	16.56	2.32	0.04	79.63	20.17	0.21
331Ac_pl15-4	52.09	30.74	13.77	3.94	0.06	65.66	34.00	0.35
331Ac_pl24-13	49.46	32.24	15.62	2.63	0.07	76.30	23.29	0.41
331Ac_pl24-2	49.77	32.63	15.74	2.81	0.04	75.39	24.37	0.24
331Ac_pl25-6	48.20	33.28	16.70	2.05	0.08	81.42	18.11	0.47
331Ac_pl26-13	50.87	32.02	14.70	3.35	0.10	70.39	29.04	0.57
331Ac_pl26-14	49.12	32.63	16.10	2.34	0.01	79.11	20.81	0.08
331Ac_pl26-15	51.97	31.29	14.04	3.70	0.08	67.38	32.15	0.47
331Ac_pl26-16	50.17	32.09	15.55	3.04	0.07	73.55	26.03	0.42
331Ac_pl26-2	51.85	30.98	14.29	3.65	0.10	67.98	31.46	0.56
331Ac_pl26-3	48.84	32.62	15.93	2.66	0.06	76.51	23.16	0.33

Tabla 28: Composición de los feldespatos provenientes de la erupción del 2008 publicados por Ruth et al. (2016) del volcán Llaima

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	44.46	0.03	33.95	0.57	18.08	1.09	0.02
2	44.07	0	34.39	0.54	18.39	0.87	0.01
3	53.75	0.036	28.75	1.22	11.8	4.24	0.17
4	52.52	0.175	29.11	1.08	12.24	4.14	0.16
5	52.57	0.068	29.89	0.92	13.21	3.87	0.12
6	52.18	0.036	30	0.84	13.54	3.74	0.07
7	49.38	0.007	32.56	0.95	13.08	3.32	0.11
8	47.7	0.018	32.81	0.58	16.85	2.01	0.02

A.2.2.-Piroxenos

Tabla 29: Elementos mayores y menores de los cristales de piroxenos presentes en la muestra de lava del volcán Llaima, datos extraídos de Feris (2018). La unidad de medida es % wt. de óxidos.

Cristal	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	Total
NV10-pxA	51.64	1.2	2.96	0.13	13.74	0.3	18.27	12.46	0.28	0	0.14	101.11
NV10-pxB	53.06	0.75	2.61	0.2	11.09	0.36	16.44	16.97	0.35	0.02	0.03	101.88
NV10-pxC	52.26	0.55	1.7	0.02	17.1	0.41	20.01	7.75	0.15	0.02	0.03	100
NV10-pxD	53.24	0.5	1.97	0.15	11.92	0.35	18.53	13.74	0.24	0	0	100.63
NV11-pxA	52.29	0.5	1.57	0.04	14.95	0.4	20.57	9.18	0.15	0.03	0	99.68
NV11-pxP	54.4	0.25	1.06	0.1	16.16	0.43	26.67	2.14	0	0	0	101.23
NV11-pxP	54.57	0.29	0.76	0.04	16.2	0.45	26.09	2.29	0	0	0	100.68

A.2.3.-Espinela

Tabla 30: Elementos mayores y menores de los cristales de espinela presentes en la muestra de lava del volcán Llaima, datos extraídos de Feris (2018). La unidad de medida es % wt. de óxidos.

Cristal	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	MnO	FeO	ZnO	CaO	NiO	Cr ₂ O ₃	Total
NV10-oxB	0.48	2.97	11.83	25.13	48.88	0.41	7.99	0.00	0.00	0.14	97.83
NV10-oxRS2	0.61	10.64	2.45	0.37	79.49	0.32	1.44	0.32	0.00	0.02	95.65
NV10-oxRS3	1.06	11.10	3.72	0.02	78.44	0.19	1.41	0.33	0.00	0.00	96.27
NV10-oxRS4	0.71	10.60	2.60	0.61	78.47	0.30	1.45	0.33	0.23	0.00	95.30
NV10-oxRS5	0.91	11.38	2.41	0.11	80.35	0.37	1.46	0.29	0.00	0.04	97.31
NV10-oxRS6	0.75	11.39	2.71	0.18	78.59	0.37	1.49	0.27	0.24	0.05	96.06
NV10-oxRS7	16.86	7.83	4.24	0.03	61.21	0.28	1.08	0.92	0.25	0.00	92.70
NV10-oxRS8	1.25	9.41	2.91	0.34	78.38	0.32	1.42	0.50	0.08	0.02	94.63
NV11-oxU1	7.60	10.54	0.33	3.45	0.23	51.10	0.08	0.00	0.10	25.87	99.31
NV11-oxU2	7.40	10.68	0.40	4.45	0.29	50.41	0.10	0.01	0.12	24.34	98.19

Tabla 31: Composición de la espinela publicada por Ruth (2016) de la erupción de 2008 del volcán Llaima.

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Total
1	0.1	0.6	31.2	23.1	29.8	0.2	14.5	0.2	99.7
2	0.1	1.3	27.8	22.5	36.2	0.2	12.7	0.2	101.1
3	0.1	1.3	27.3	22.8	36.9	0.2	12.7	0.2	101.4
4	0.2	0.6	32.9	23.0	29.8	0.2	14.6	0.2	101.5
5	0.2	1.4	20.8	27.3	39.1	0.2	10.2	0.4	99.5
6	0.1	1.0	27.5	23.4	35.9	0.2	12.9	0.1	101.2
7	0.1	1.5	21.9	25.6	39.7	0.2	11.0	0.3	100.2

A.2.4.-Olivino

Tabla 32: Elementos mayores de los cristales de olivinos presentes en la muestra de lava del volcán Llaima, datos extraídos de Ferris(2018).La unidad de medida es % wt. de óxidos.

Olivinos	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	ZnO	Cr ₂ O ₃	NiO	Total
A32	40.0	38.4	0.0	0.3	0.0	0.3	21.1	0.0	0.0	0.0	100.0
A29	39.7	38.6	0.0	0.2	0.0	0.3	21.7	0.0	0.0	0.1	100.7
A30	39.9	38.5	0.0	0.2	0.0	0.3	21.6	0.0	0.0	0.1	100.7
B_OI1	40.0	38.1	0.0	0.3	0.0	0.3	21.2	0.0	0.0	0.1	100.1
B_OI3	39.4	38.1	0.1	0.2	0.0	0.3	22.0	0.0	0.1	0.0	100.3
B_OI4	40.3	38.3	0.0	0.2	0.0	0.3	21.2	0.0	0.0	0.1	100.5
C_OI17	35.3	37.4	0.1	0.4	0.1	0.5	27.0	0.1	0.0	0.0	100.7
C_OI18	40.1	38.5	0.0	0.3	0.0	0.5	21.4	0.0	0.0	0.1	100.8
D_OI15	39.9	37.3	0.0	0.3	0.0	0.4	22.0	0.0	0.0	0.0	99.9
D_OI13	40.6	38.4	0.0	0.2	0.0	0.5	21.5	0.0	0.0	0.1	101.4
U_OI20	40.1	38.0	0.0	0.3	0.0	0.4	21.3	0.1	0.0	0.1	100.3
I-10	39.1	38.0	0.0	0.3	0.0	0.4	22.2	0.0	0.0	0.1	100.2
I-8	38.6	37.7	0.0	0.3	0.0	0.4	22.9	0.1	0.1	0.1	100.0
I-9	39.7	38.3	0.0	0.2	0.0	0.3	21.3	0.1	0.0	0.1	99.9
I-11	38.9	38.3	0.0	0.2	0.0	0.4	22.1	0.0	0.0	0.0	100.0
K.15	40.0	38.5	0.0	0.3	0.0	0.3	21.5	0.0	0.0	0.2	100.8
K12	40.5	38.5	0.0	0.2	0.0	0.3	20.4	0.1	0.0	0.1	100.1
K13	40.0	38.4	0.0	0.3	0.1	0.3	21.2	0.0	0.0	0.1	100.4
K14	39.8	38.3	0.0	0.3	0.1	0.4	21.4	0.0	0.0	0.0	100.2
L-19	40.1	38.1	0.0	0.2	0.0	0.4	21.1	0.0	0.0	0.1	100.1
L-20	40.1	38.5	0.0	0.2	0.0	0.3	21.4	0.1	0.0	0.1	100.7
L16	40.1	38.5	0.0	0.2	0.0	0.4	21.5	0.0	0.0	0.0	100.7
L17	40.3	37.7	0.0	0.2	0.0	0.3	21.1	0.0	0.1	0.0	99.7
L18	40.3	38.4	0.0	0.2	0.1	0.4	20.9	0.0	0.0	0.1	100.5
O25	39.9	38.6	0.0	0.2	0.0	0.4	21.1	0.0	0.0	0.1	100.4
O28	40.2	38.5	0.1	0.2	0.0	0.4	20.9	0.0	0.0	0.1	100.3
O24	39.6	37.9	0.0	0.2	0.0	0.4	21.9	0.1	0.0	0.1	100.3
O23	39.8	38.7	0.0	0.2	0.1	0.4	21.2	0.1	0.0	0.0	100.4
P-3	40.2	37.4	0.1	0.2	0.0	0.4	21.0	0.0	0.1	0.1	99.3
P-4	40.0	37.3	0.1	0.2	0.0	0.4	21.4	0.0	0.0	0.2	99.5
P-1	40.1	37.8	0.0	0.2	0.0	0.3	20.7	0.1	0.0	0.1	99.2
P-2r	38.2	38.0	0.0	0.2	0.0	0.4	23.6	0.1	0.1	0.1	100.7
G_OI 7	37.2	37.4	0.2	0.3	0.0	0.3	24.9	0.0	0.0	0.0	100.4
G_OI 8	39.8	38.1	0.1	0.2	0.0	0.3	22.0	0.0	0.0	0.1	100.7
G_OI 9	39.7	38.0	0.1	0.3	0.1	0.4	21.2	0.0	0.0	0.1	99.7
G_OI 10	40.4	38.7	0.0	0.3	0.0	0.3	21.4	0.0	0.0	0.0	101.1
G_OI 11	39.6	38.8	0.0	0.3	0.0	0.5	21.5	0.1	0.0	0.1	100.7

G_OI 12	40.6	38.5	0.1	0.3	0.0	0.4	21.1	0.0	0.0	0.1	101.0
R_OI25	40.2	38.2	0.0	0.3	0.0	0.4	21.9	0.0	0.1	0.0	101.1
R_OI26	40.0	38.0	0.1	0.2	0.0	0.4	21.3	0.0	0.1	0.1	100.1
U_OI19	40.5	37.9	0.1	0.2	0.0	0.3	21.2	0.1	0.0	0.1	100.4
S_OI27	40.3	38.1	0.0	0.2	0.1	0.4	21.9	0.0	0.0	0.0	101.2
S_OI28	40.4	38.4	0.1	0.2	0.0	0.3	21.6	0.0	0.0	0.1	101.1
Q_OI30	40.4	38.4	0.0	0.3	0.1	0.4	21.5	0.0	0.1	0.1	101.3
Q-32	40.8	38.6	0.0	0.2	0.1	0.4	21.4	0.0	0.0	0.2	101.7
Q_OI31	40.5	38.6	0.1	0.3	0.0	0.4	21.6	0.0	0.0	0.1	101.5
OI14	40.3	38.3	0.1	0.2	0.0	0.3	21.3	0.0	0.0	0.1	101.0
OI15	40.2	38.8	0.0	0.2	0.0	0.4	21.3	0.1	0.0	0.1	101.0
OI16	40.1	38.5	0.0	0.2	0.0	0.4	21.5	0.0	0.0	0.0	100.7
OI7	40.3	37.7	0.0	0.2	0.0	0.3	21.1	0.0	0.1	0.0	99.7
B_OI10	40.2	38.7	0.0	0.3	0.1	0.3	21.8	0.1	0.0	0.1	101.6
B_OI11	40.9	38.5	0.0	0.2	0.1	0.3	21.3	0.0	0.0	0.1	101.5
B_OI12	40.8	38.8	0.0	0.3	0.0	0.3	21.0	0.1	0.0	0.1	101.3
OI23	40.6	38.5	0.1	0.2	0.0	0.4	21.2	0.1	0.0	0.1	101.0
OI24	38.9	38.5	0.0	0.2	0.0	0.4	21.2	0.0	0.0	0.1	99.4
O25	39.5	38.6	0.1	0.2	0.1	0.3	21.9	0.0	0.0	0.1	100.8
OI18	39.2	38.0	0.0	0.2	0.0	0.4	22.7	0.0	0.0	0.1	100.7
OI19	37.8	38.1	0.1	0.3	0.1	0.5	24.6	0.0	0.0	0.1	101.4
OI20	39.4	38.2	0.0	0.2	0.1	0.4	22.8	0.1	0.0	0.1	101.4
OI21	37.1	38.0	0.0	0.2	0.0	0.5	25.7	0.2	0.0	0.1	101.8
OI22	36.0	37.5	0.0	0.2	0.0	0.5	26.4	0.1	0.0	0.1	100.8
OI1	40.0	38.7	0.0	0.2	0.0	0.4	21.8	0.1	0.0	0.1	101.2
OI2	39.7	38.1	0.0	0.3	0.0	0.4	22.8	0.0	0.0	0.1	101.4
OI3	40.0	38.4	0.0	0.2	0.0	0.3	22.0	0.1	0.0	0.0	101.1
OI8	40.1	38.2	0.1	0.2	0.1	0.3	21.2	0.2	0.0	0.1	100.4
OI9	40.3	38.0	0.0	0.2	0.0	0.3	20.8	0.2	0.0	0.1	99.9
OI10	37.3	38.1	0.1	0.2	0.0	0.3	24.6	0.0	0.0	0.0	100.6
I_OI16	41.1	38.9	0.0	0.2	0.0	0.3	21.0	0.0	0.0	0.0	101.7
OIJ_18	39.9	38.2	0.1	0.2	0.0	0.4	22.4	0.0	0.0	0.0	101.2
OIJ_17	40.0	38.4	0.0	0.2	0.0	0.3	22.2	0.0	0.0	0.0	101.2
OIJ_19	40.2	38.8	0.0	0.2	0.1	0.4	22.0	0.0	0.0	0.1	101.9
OIK2_20	40.6	38.6	0.1	0.2	0.0	0.4	20.9	0.0	0.0	0.1	100.9
OI4	40.4	38.5	0.0	0.1	0.0	0.3	21.0	0.1	0.0	0.1	100.5
OI5	40.5	38.4	0.1	0.2	0.0	0.3	21.0	0.1	0.0	0.0	100.7
OI6	39.2	38.3	0.0	0.2	0.0	0.3	22.6	0.0	0.0	0.1	100.6
OI7	40.0	38.0	0.1	0.2	0.0	0.4	21.5	0.1	0.0	0.2	100.4

Tabla 33: Composición de los olivinos publicados por Ruth et al. (2016), pertenecientes a la erupción del Llaima del .2008-

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO
1	36.41			0	30.14	0.49	33.74	0.07	0.27
2	38.74	0.05	0.02	0.01	21.24	0.33	39.23	0.11	0.22
3	39.67	0.01	0.01	0.02	18.02	0.27	42.07	0.13	0.19
4	40.21	0.01	0.02	0.02	14.99	0.22	44.88	0.2	0.18
5	37.67	n.d.	n.d.	0.01	19.09	0.31	40.9	0.11	0.22
6	40.59	n.d.	n.d.	0.02	17.24	0.27	40.76	0.15	0.2
7	39.24	n.d.	n.d.	0.02	16.97	0.27	42.73	0.16	0.2
8	37.67	n.d.	n.d.	0.01	16.99	0.27	46.1	0.12	0.25

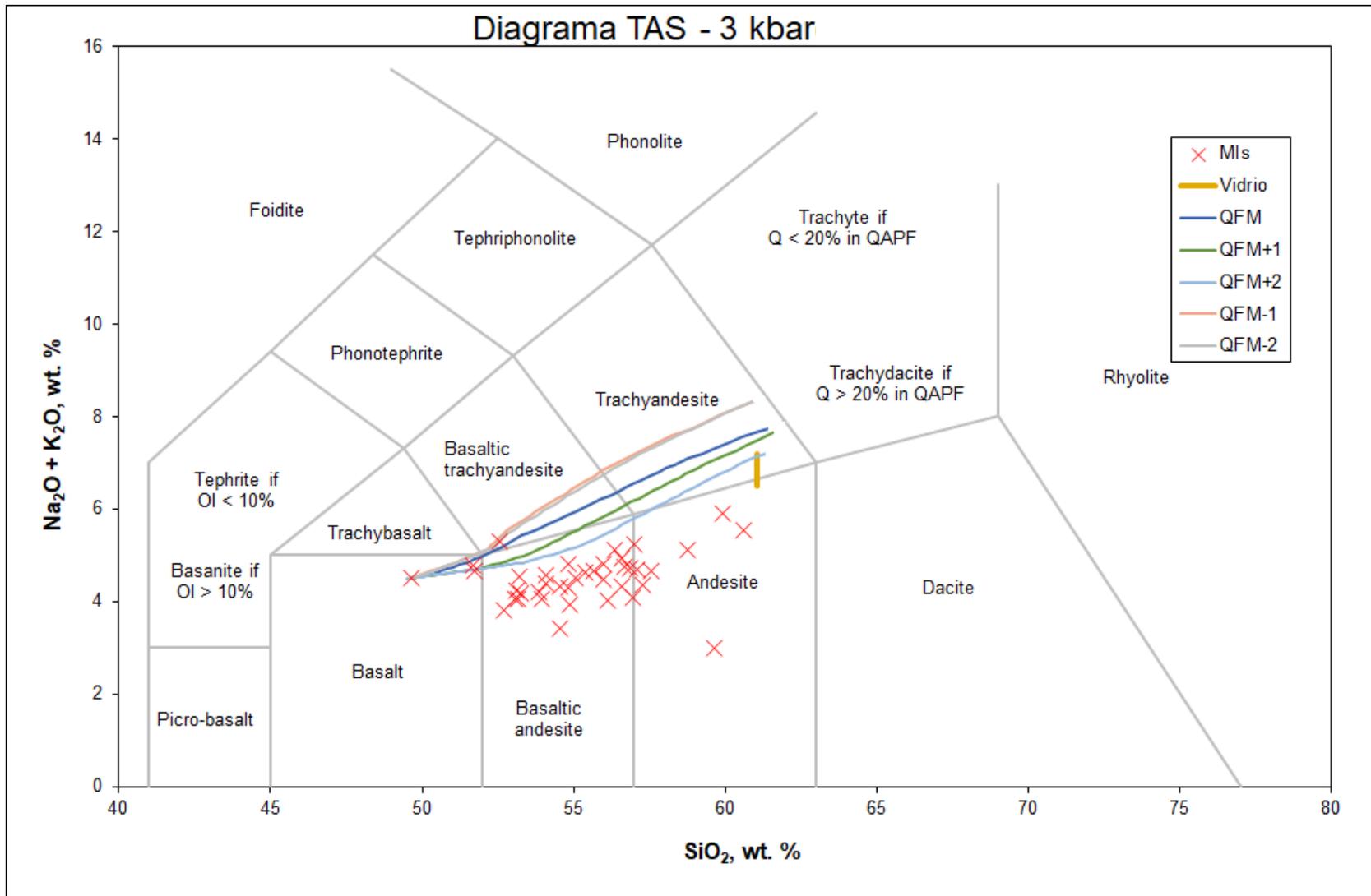


Figura 24: Diagrama TAS de las incisiones vítreas de olivino publicadas por Feris (2018) y recalculadas por con el software Petrolog (representadas por una "x") y las diferentes simulaciones con fugacidades de QFM-2,-1,0,+1,+2 a 3 kbar.

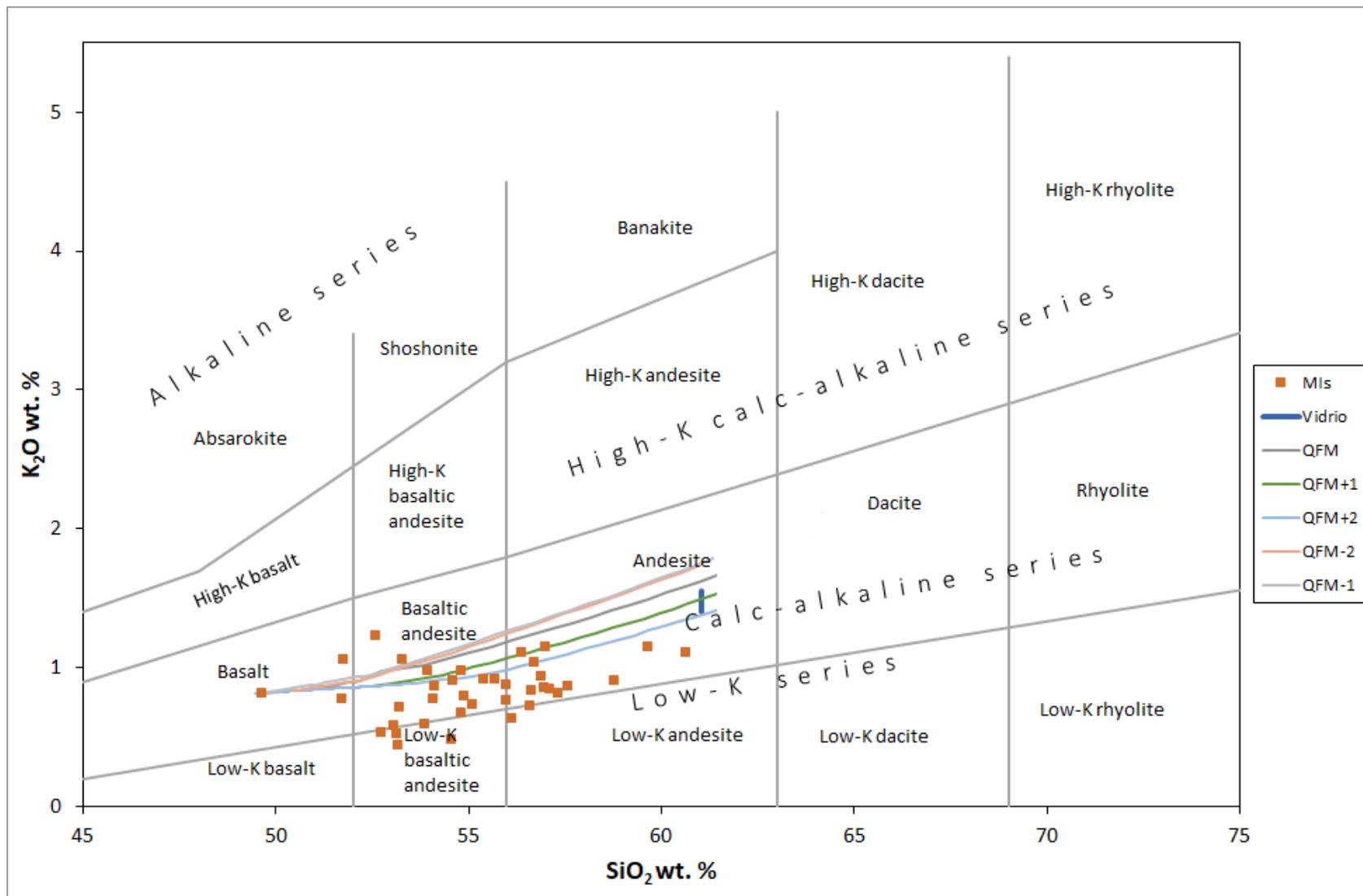


Figura 25: Diagrama de Ewart (1982), de las inclusiones vítreas de olivino publicadas por Feris (2018) y recalculadas por con el software Petrolog y las simulaciones con fugacidades QFM -2, -1, 0, +1, +2 a 2 kbar.

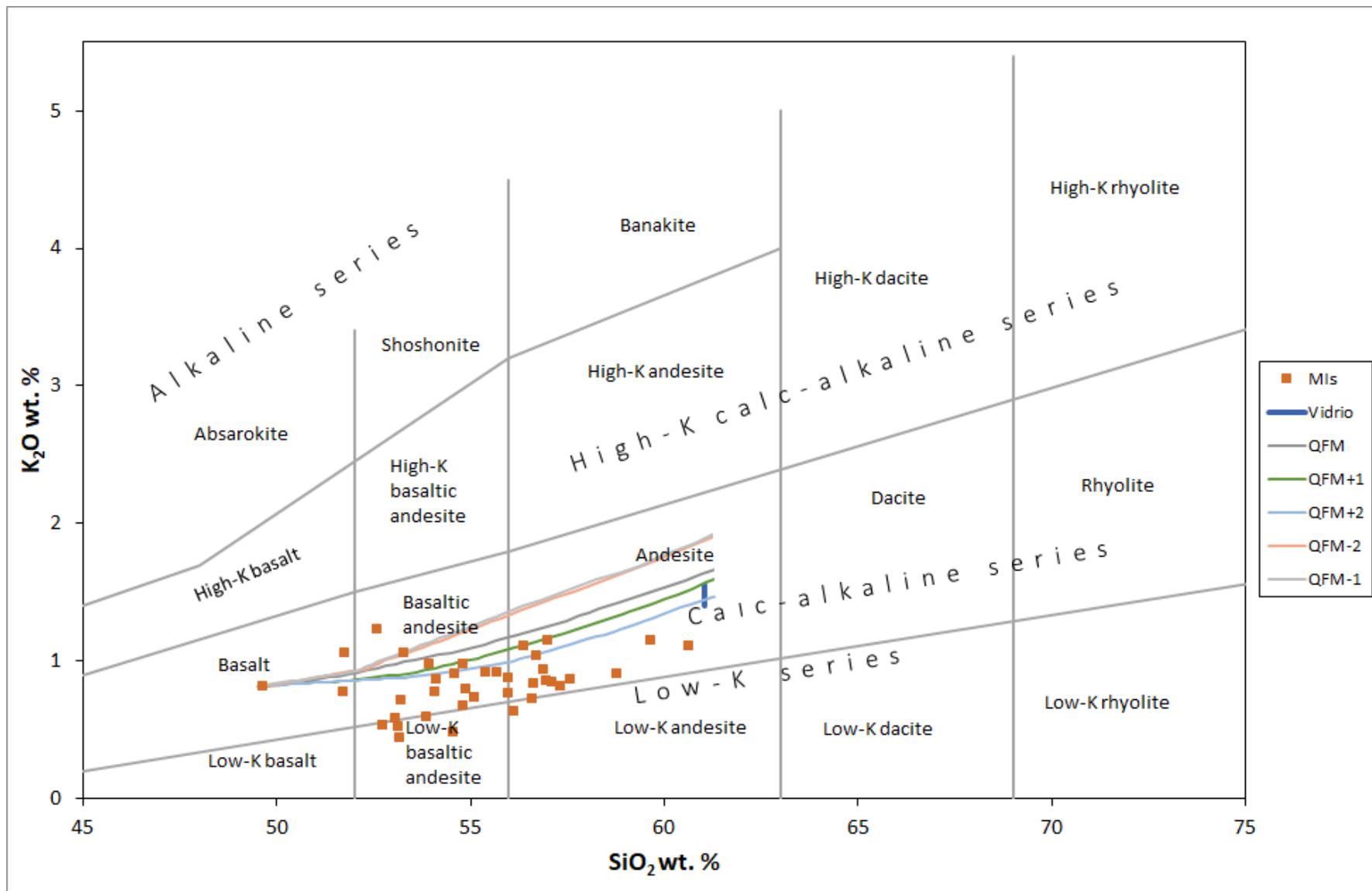


Figura 26: Diagrama de Ewart (1982), de las inclusiones vítreas de olivino publicadas por Feris (2018) y recalculadas por con el software Petrolog y las simulaciones con fugacidades QFM -2, -1, 0, +1, +2 a 3 kbar.

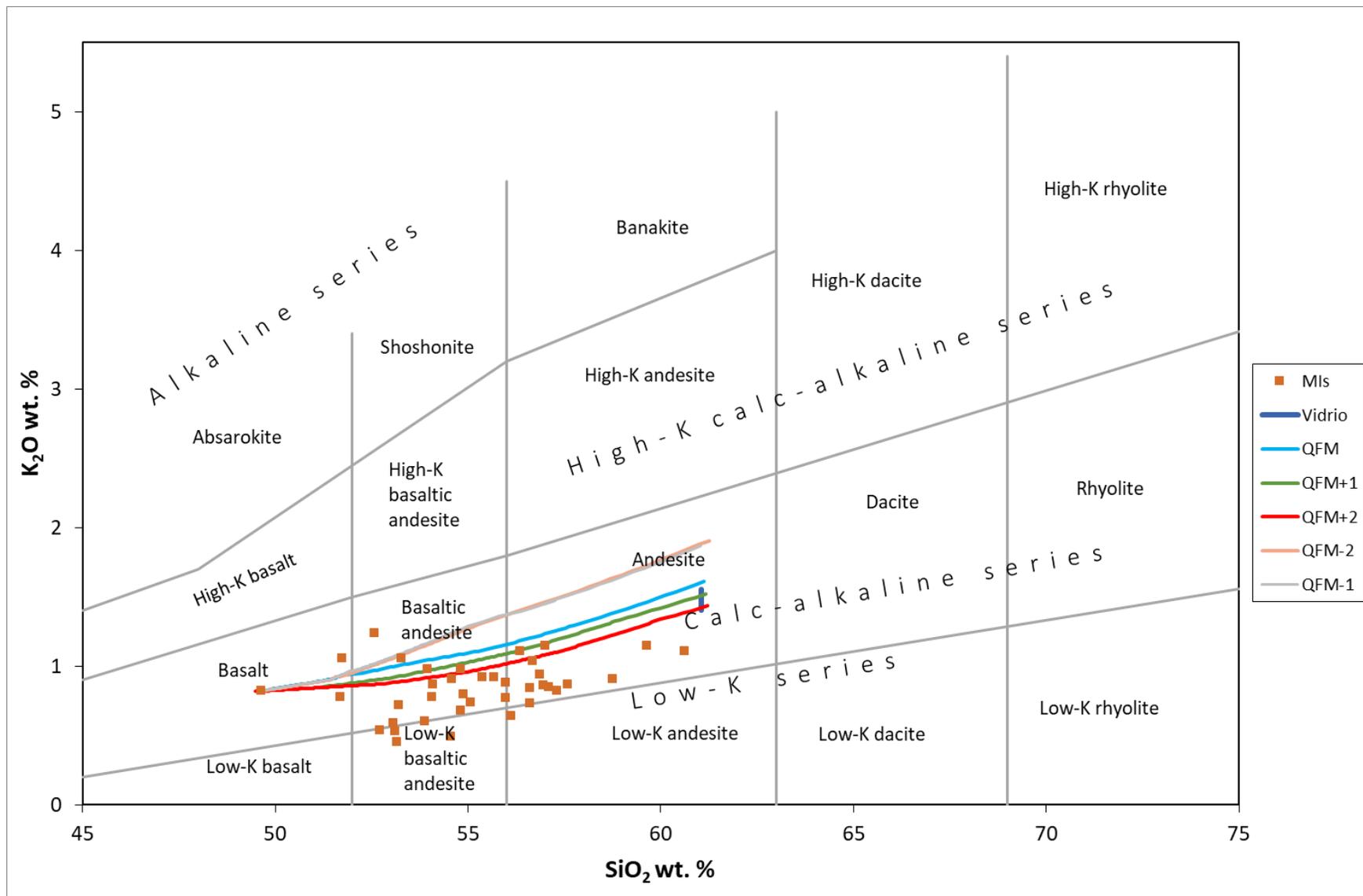


Figura 27 Diagrama de Ewart (1982), de las inclusiones vítreas de olivino publicadas por Feris (2018) y recalculadas por con el software Petrolog y las simulaciones con fugacidades QFM -2, -1, 0, +1, +2 del modelo polibárico.

Diagrama de clasificación AFM.

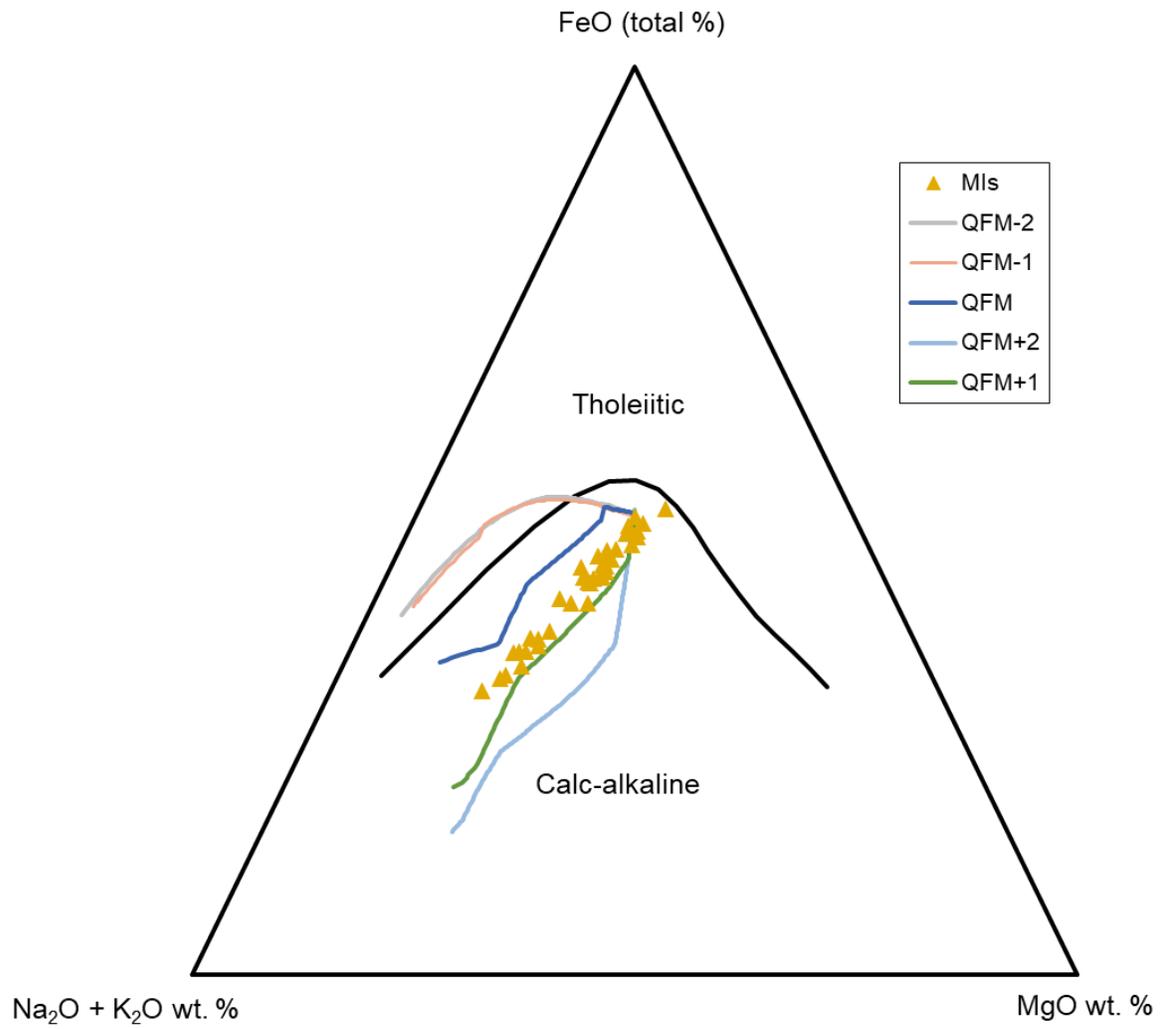


Figura 28: Diagrama AFM de las inclusiones vítreas de olivino publicadas por Feris (2018) y recalculadas por con el software Petrolog y las simulaciones con fugacidades QFM -2, -1, 0, +1, +2 del modelo polibárico.

B.2.-Fases minerales.

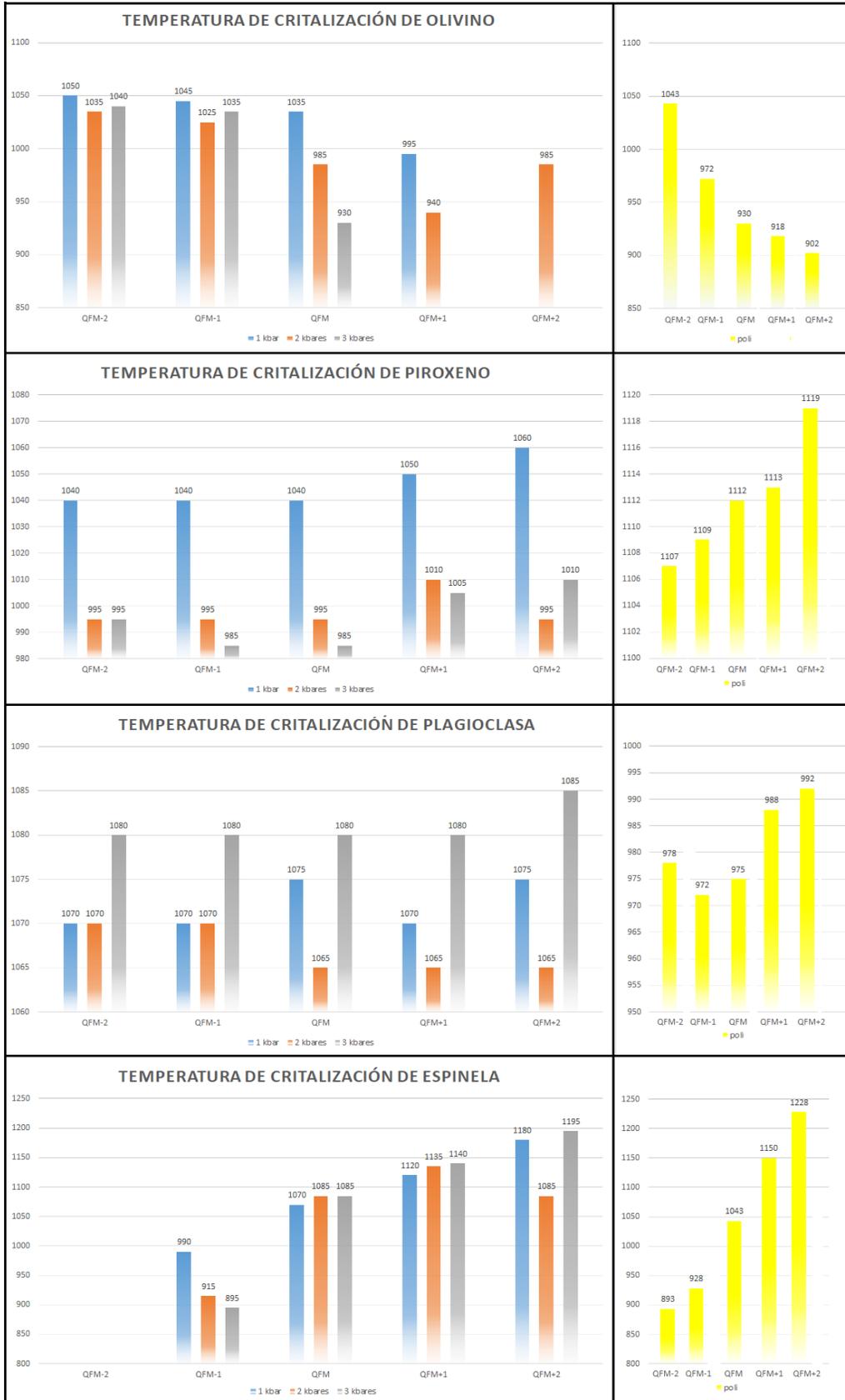


Figura 29: Temperatura de aparición de las fases minerales en cada simulación realizada por MELTS.

B.2.1.-Olivinos

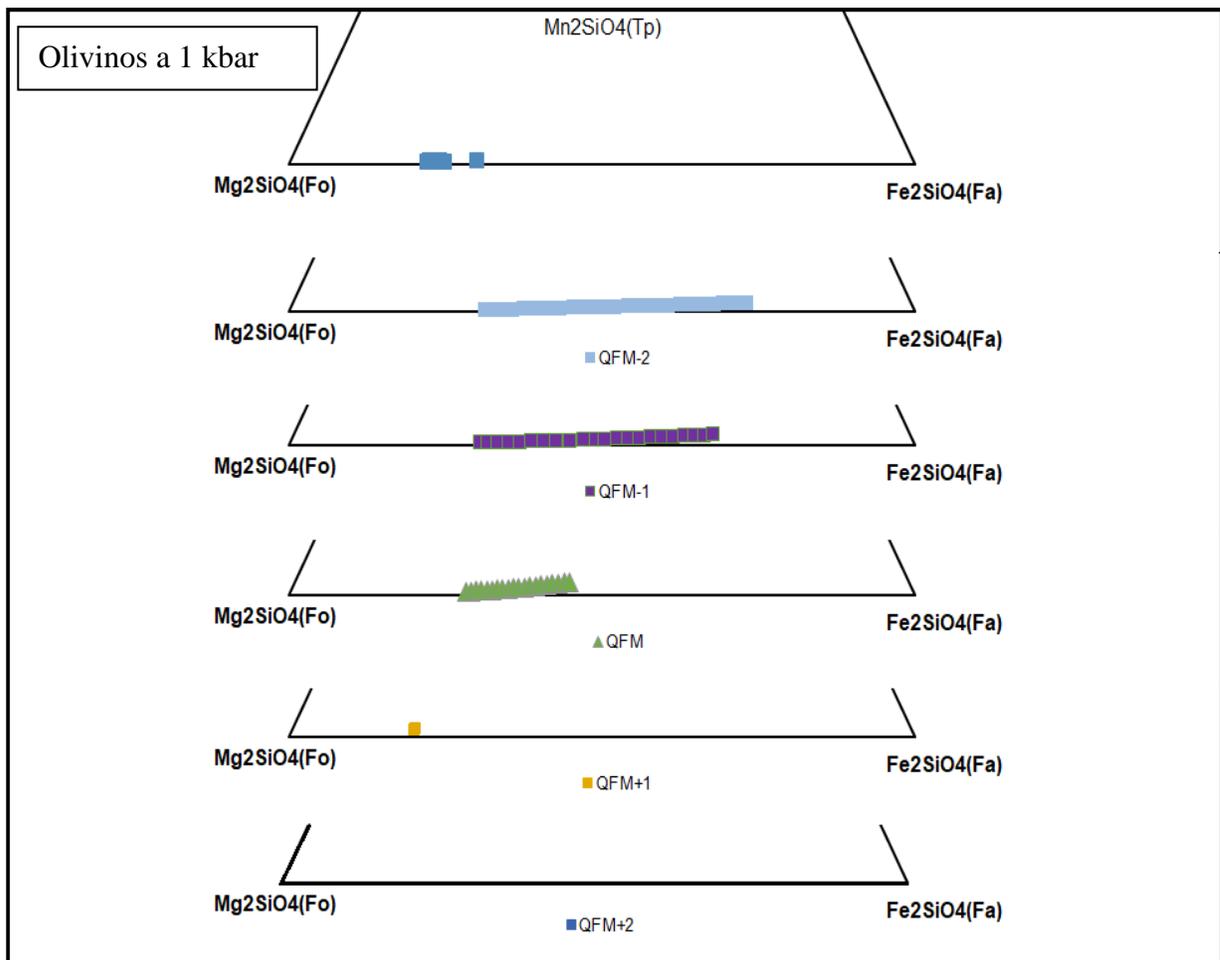


Figura 30: Diagrama ternario de clasificación de olivinos según su porcentaje de Fosterita (Fo), Fayalita (Fa), y Trefoita (Tp), de los olivinos medidos por Feris (2018), representados por "cuadrados azul", y los generados por MELTS con fugacidad de QFM-2,-1,0,+1,+2 y a 1kbar .

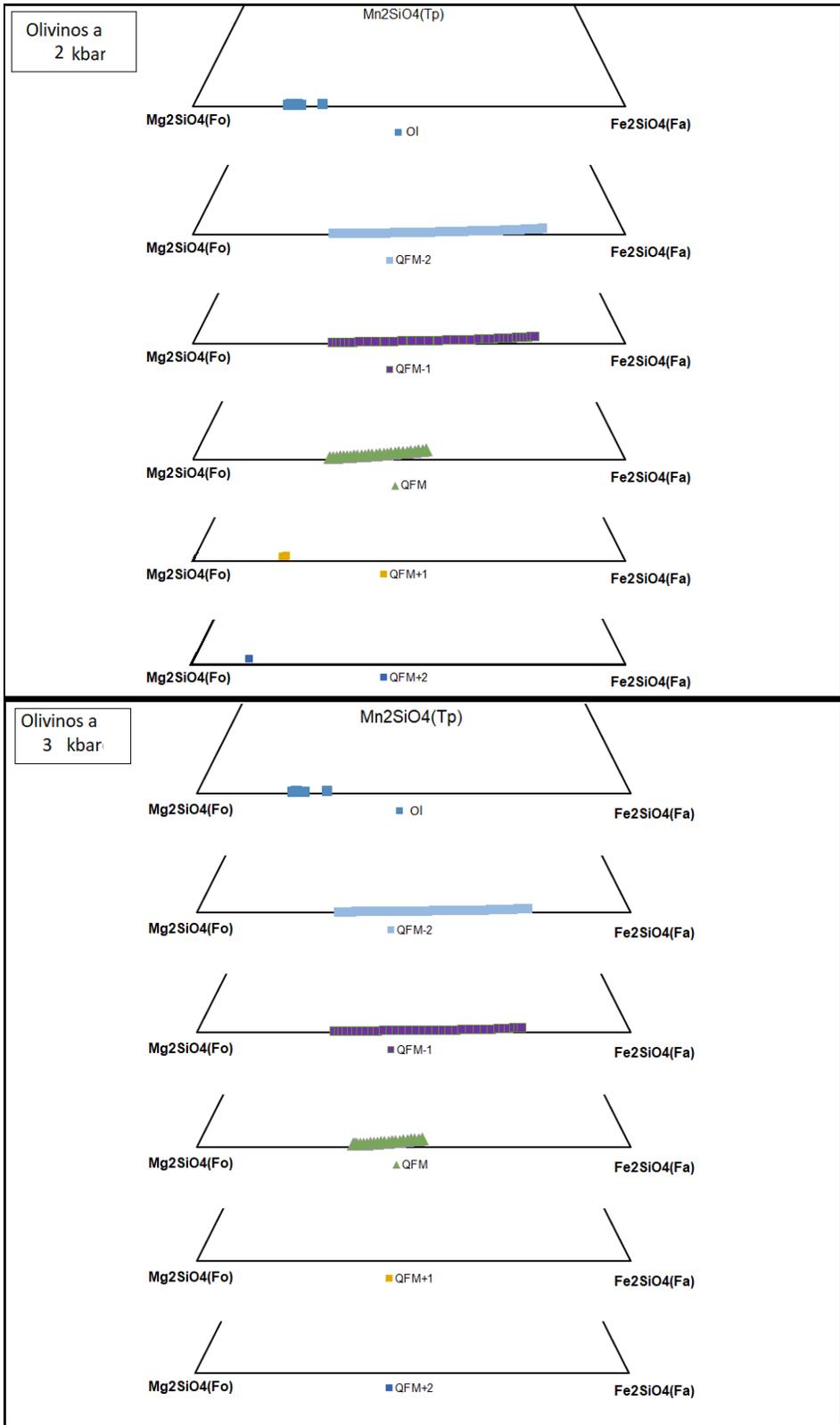


Figura 31: Diagrama ternario de clasificación de olivinos según su porcentaje de Fosterita (Fo), Fayalita (Fa), y Trefoita (Tp), de los olivinos medidos por Feris (2018), representados por "cuadrados azul", y los generados por MELTS con fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 y a 2 y 3 kbar .

B.2.2.-Feldespatos

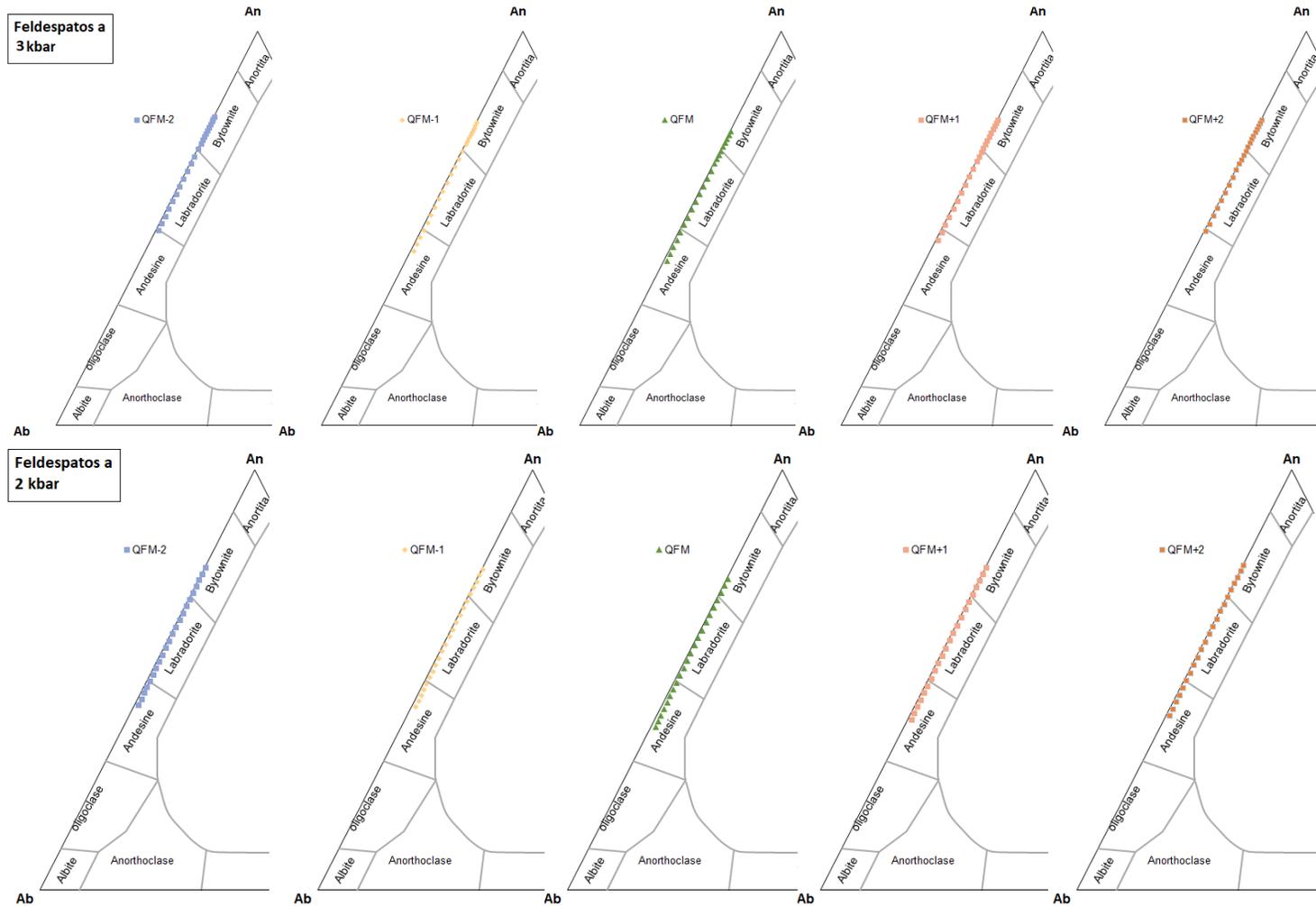


Figura 32 Figura 17: Diagrama ternario de clasificación de Albita- Anortita- Ortoclasa (Ab-An-Or) modificado de O'Connor (1965), donde se representan las plagioclasas medidas por Feris (2018) y generadas por MELTS a 2, 3 kbar y QFM -2, -1, 0, +1, +2.

B.2.3.-Piroxenos

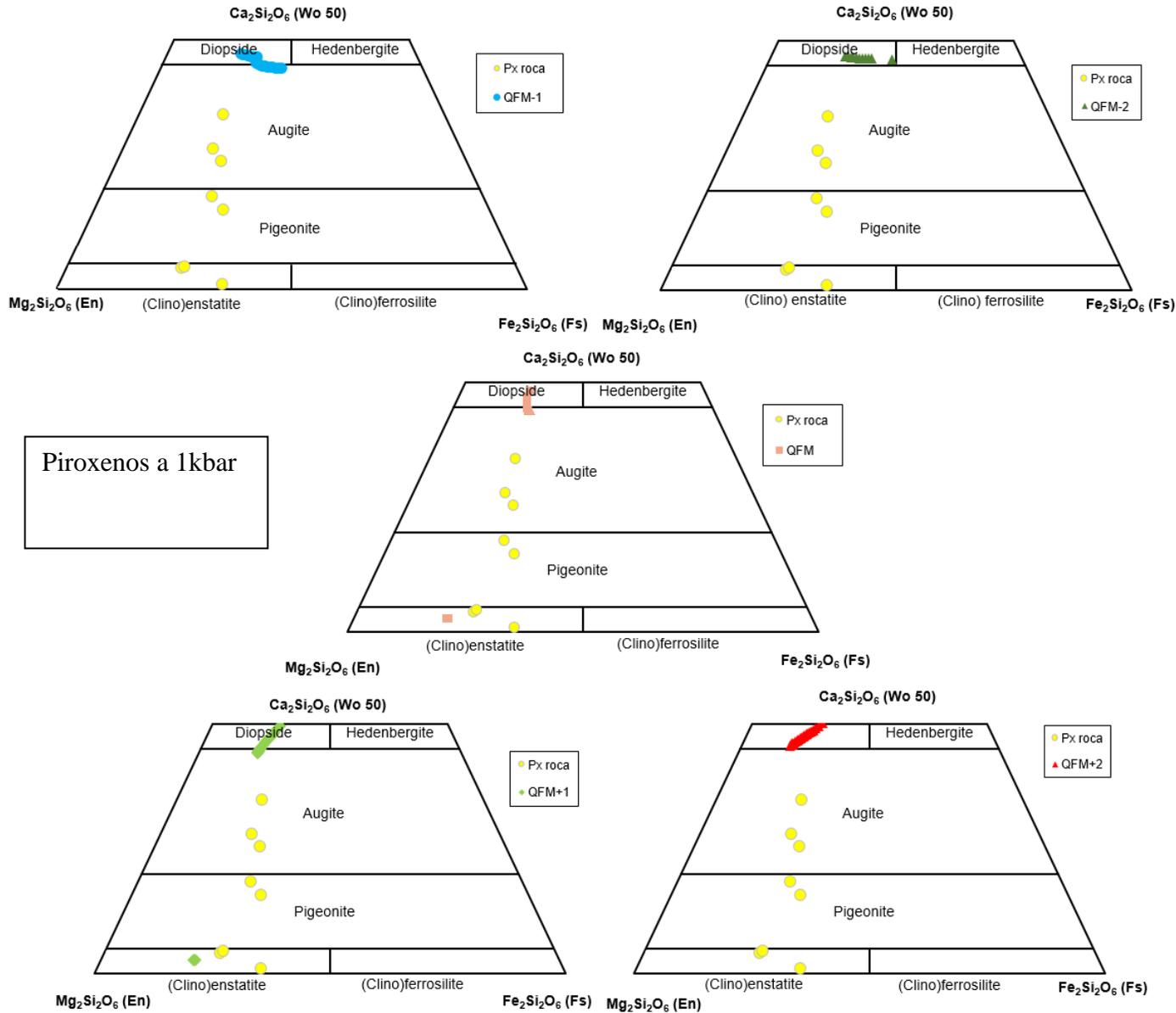


Figura 33: Diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto, (1988), medidos por Feris (2018) y los generados por MELTS con fugacidad QFM-2, -1, 0, +1, +2 e isobáricamente a 1 kbar.

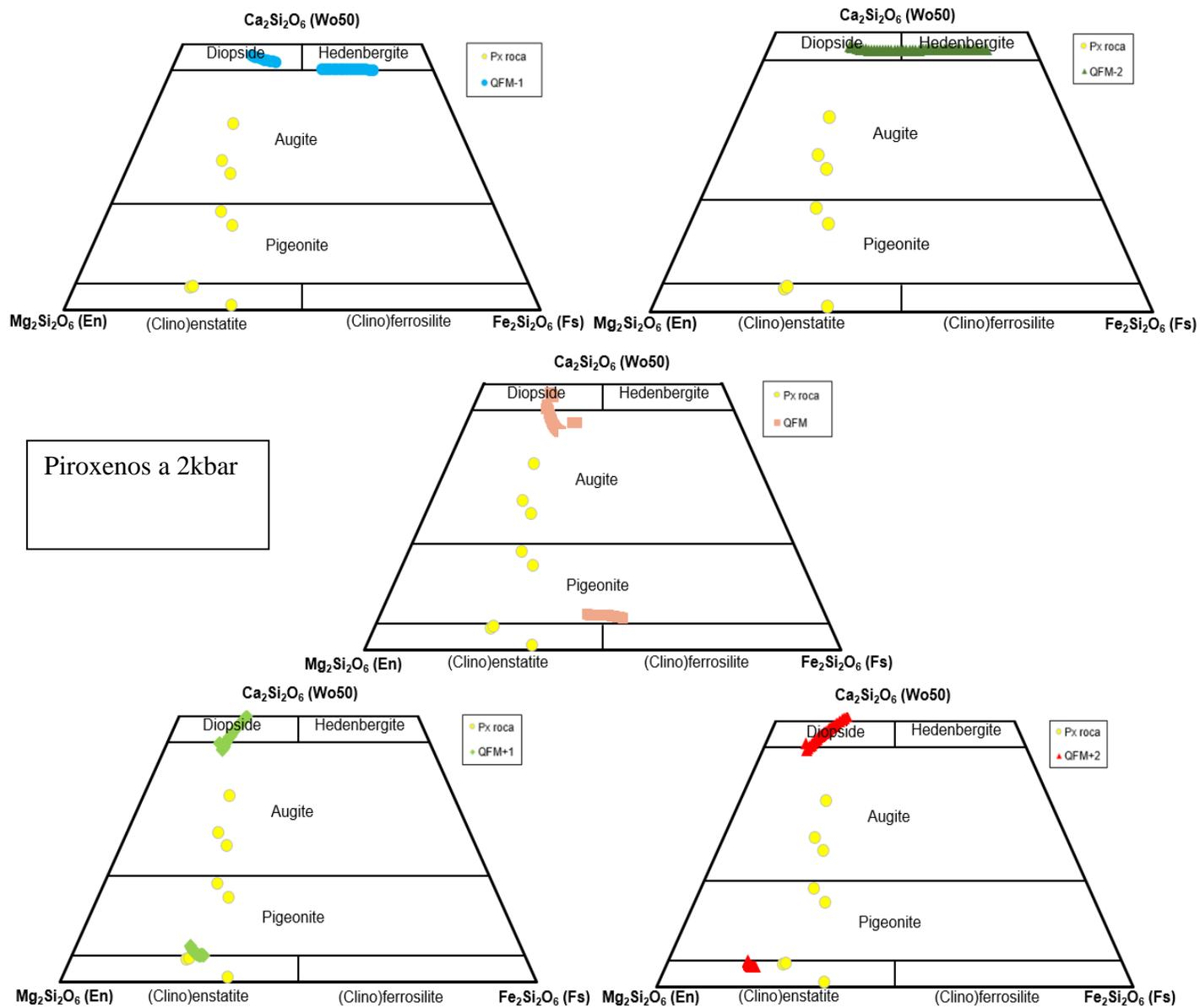


Figura 34: Diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto, (1988), medidos por Feris (2018) y los generados por MELTS con fugacidad QFM-2, -1, 0, +1, +2 e isobáricamente a 2 kbar.

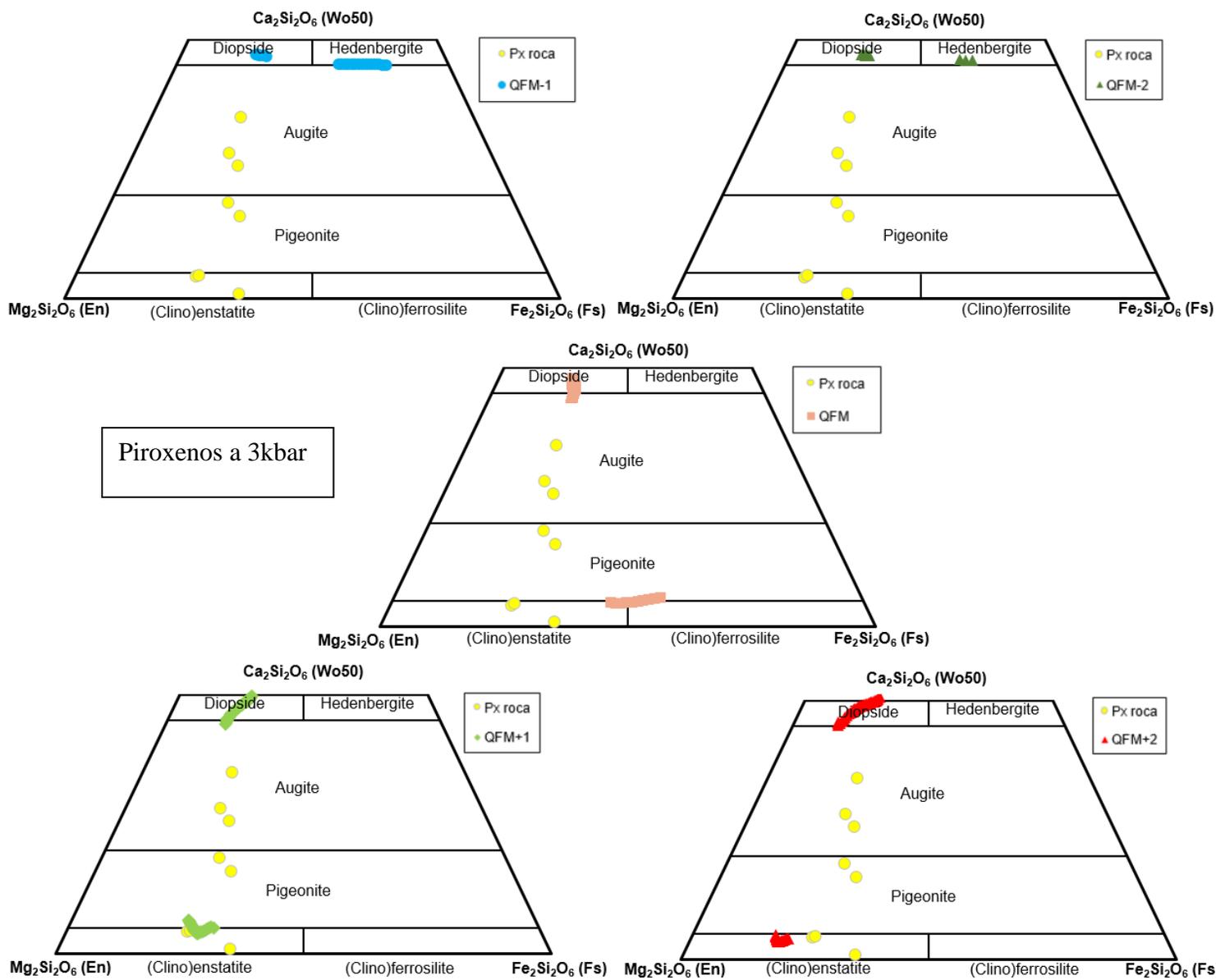


Figura 35: Diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto, (1988), medidos por Feris (2018) y los generados por MELTS con fugacidad QFM-2, -1, 0, +1, +2 e isobáricamente a 3 kbar.

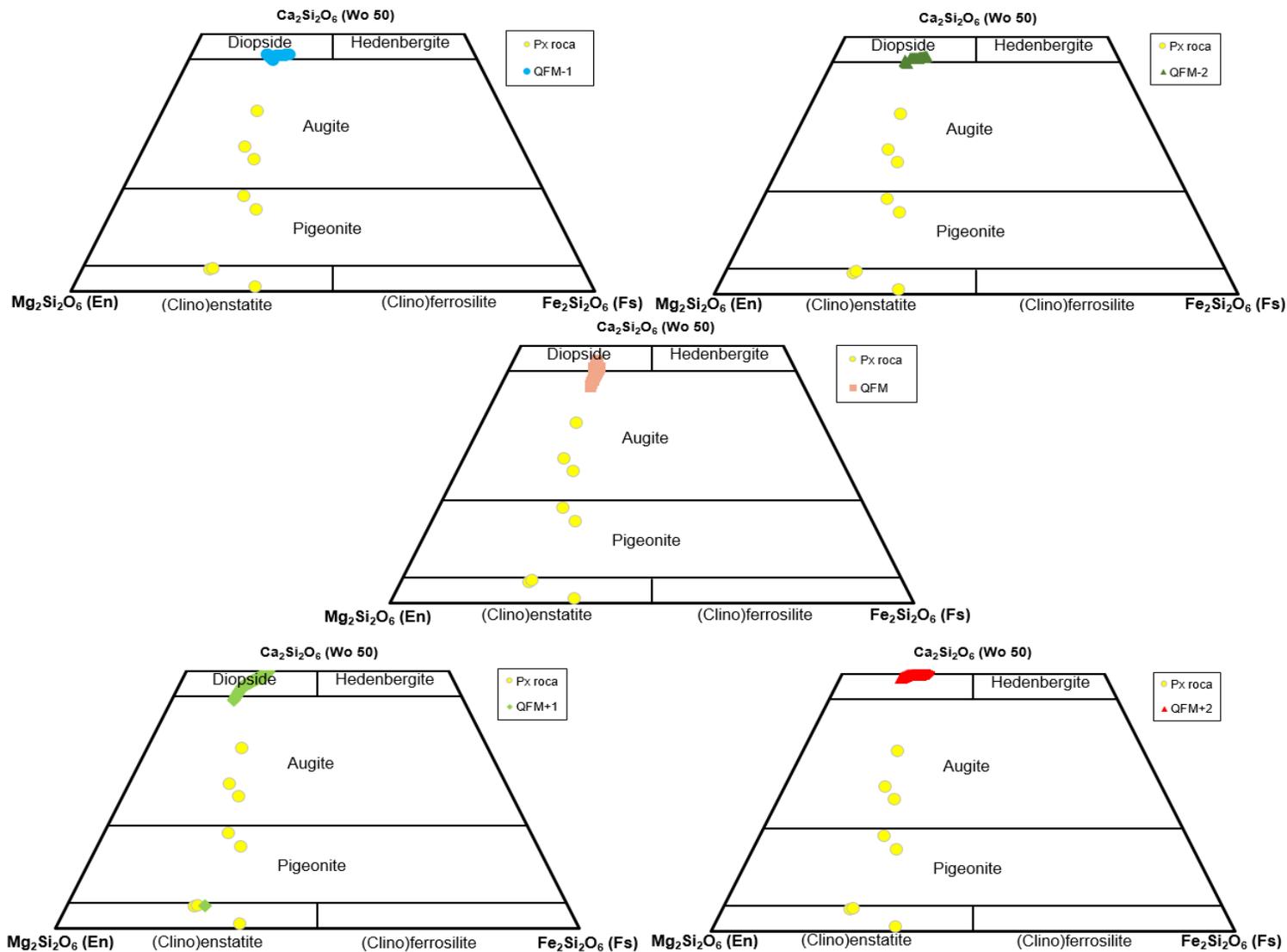


Figura 36 Diagrama de clasificación de piroxenos según Morimoto, (1988), medidos por Feris (2018) y los generados por MELTS con fugacidad QFM-2,-1, 0,+1,+2 y polibáricamente .

B.2.4.1.-Espinelas modelo isobárico

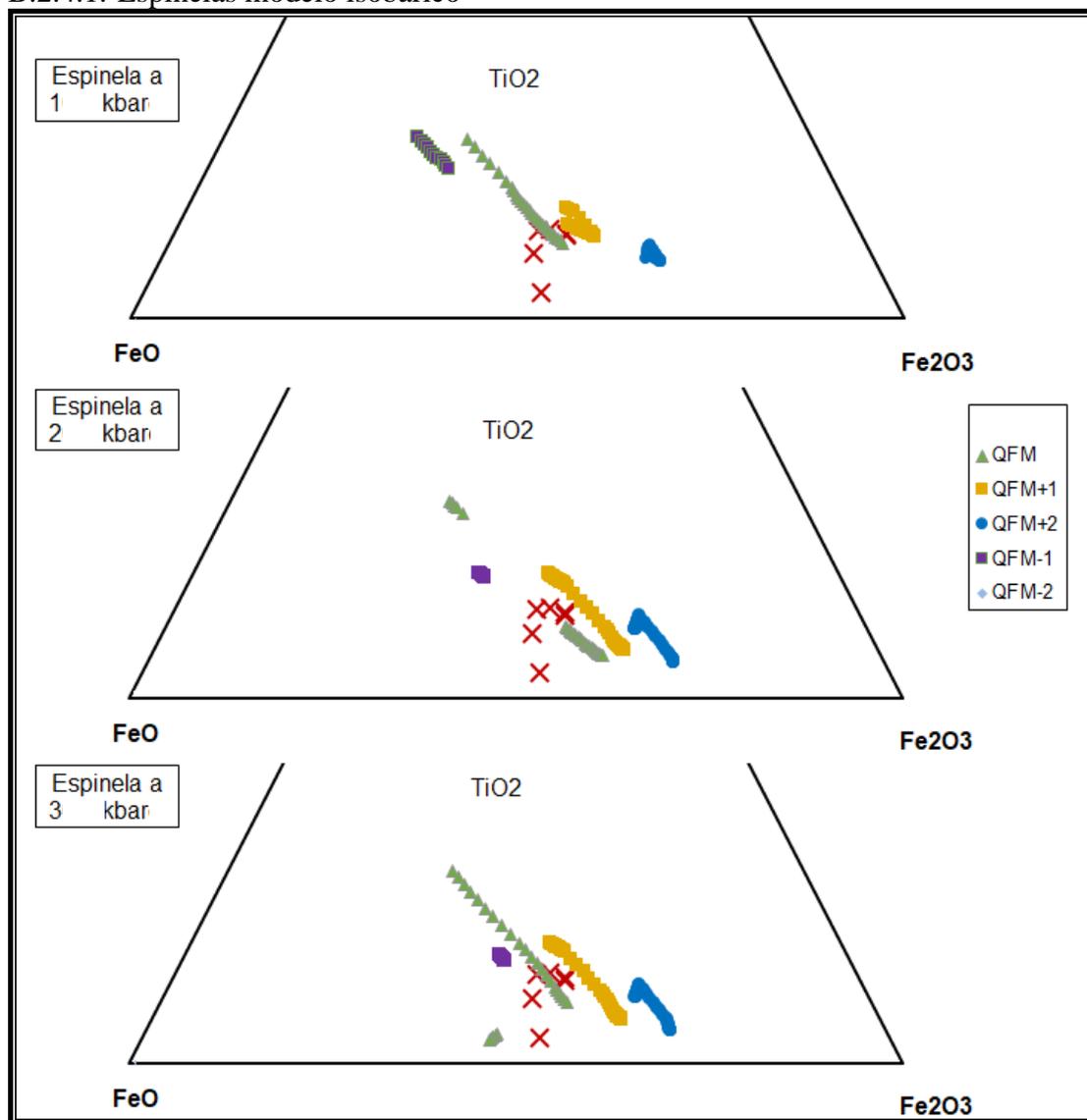


Figura 37: Diagrama ternario de Fe^{+2} , Fe^{+3} y Ti de las espinelas medidas por Feris(2018), representados por "X rojas", y las generadas por MELTS del modelo isobárico a 1, 2, 3 kbares y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2.

B.2.4.2.-Espinela modelo polibárico

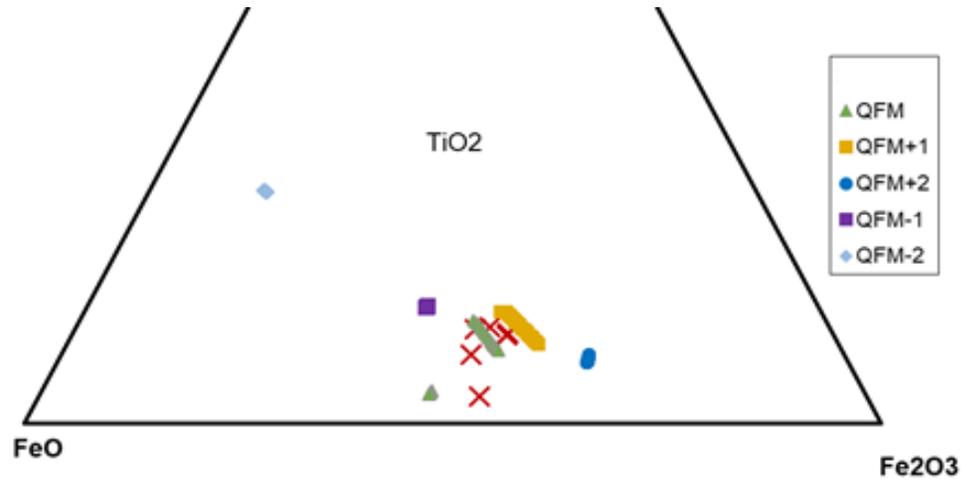


Figura 38: Diagrama ternario de Fe^{+2} , Fe^{+3} y Ti de las espinelas medidas por Feris(2018), representadas por "X rojas", y las generadas por MELTS del modelo polibárico y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2.

B.3.-Diagrama Harker

B.3.1.-Modelo isobárico

B.3.1.1.-Modelo isobárico aluminio

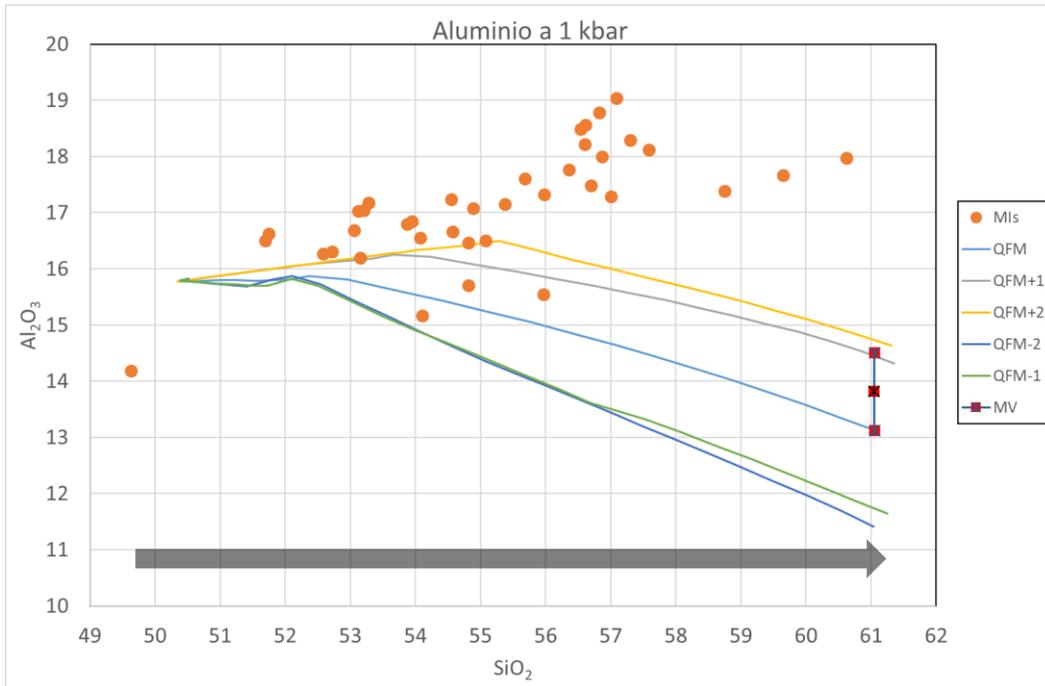


Figura 39: Diagrama Harker de aluminio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 1 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica dirección de la evolución del modelo).

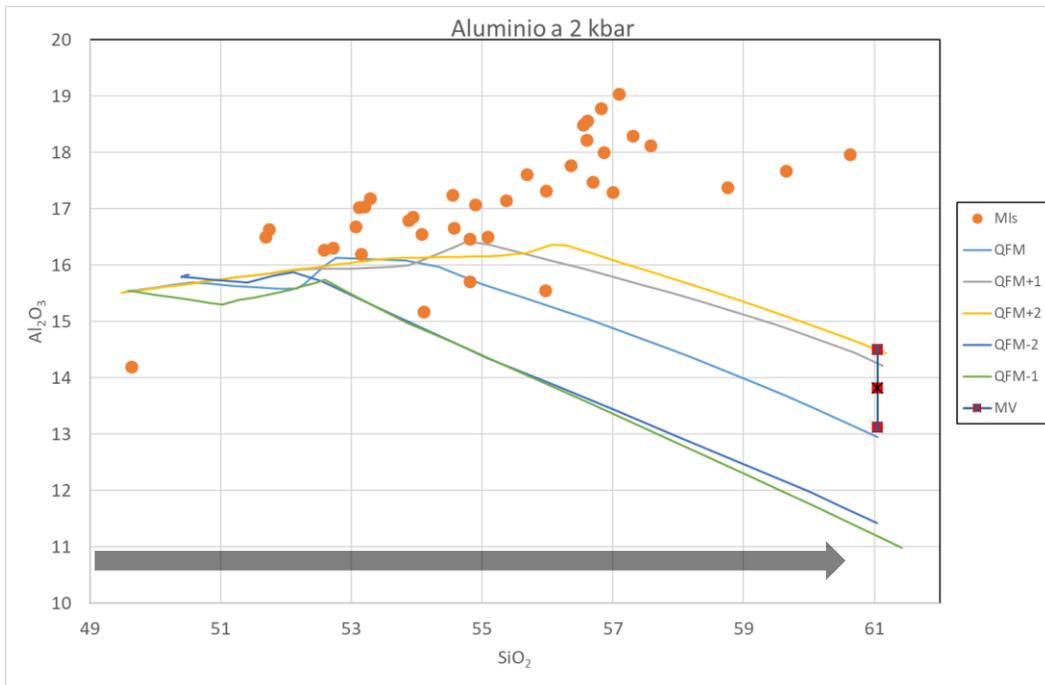


Figura 40 Diagrama Harker de aluminio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 2 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica dirección de la evolución del modelo).

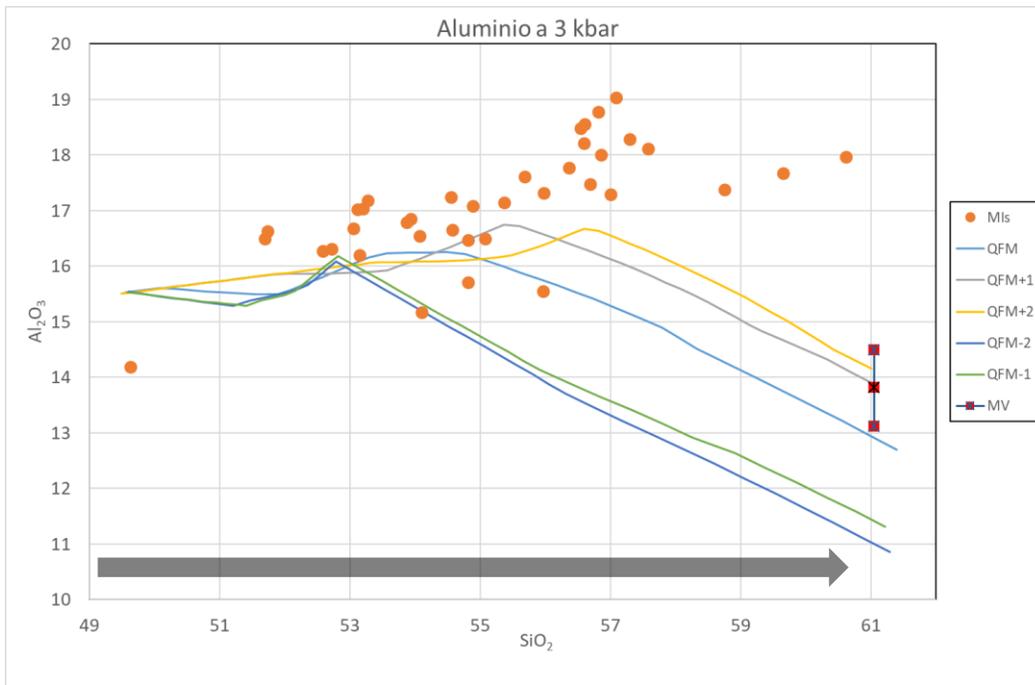


Figura 41: Diagrama Harker de aluminio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 3 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).

B.3.1.2.-Modelo isobárico magnesio

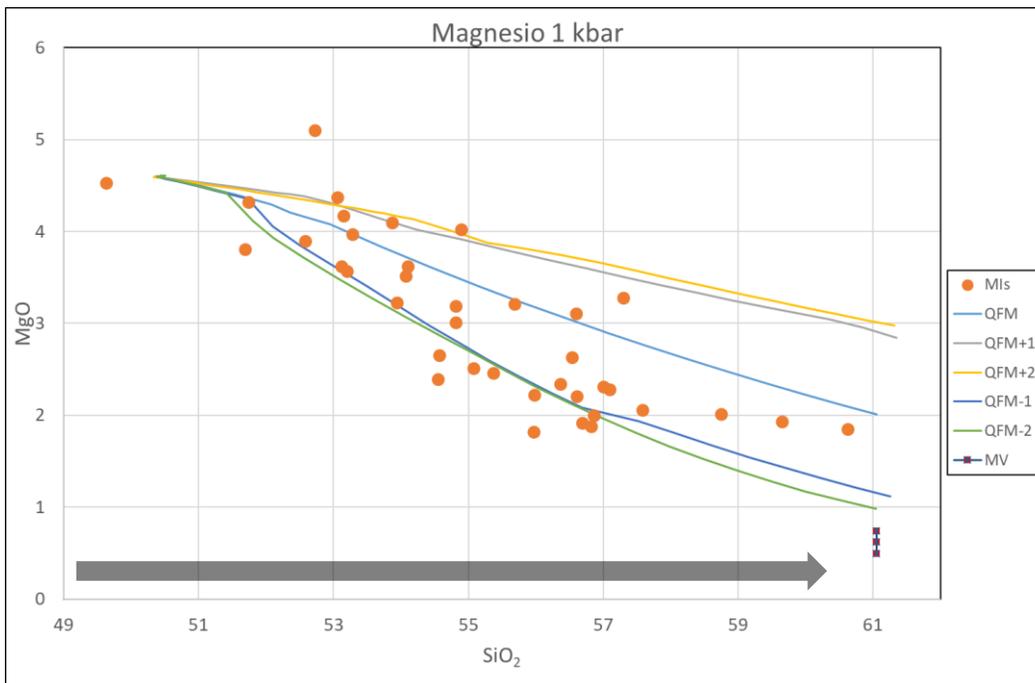


Figura 42: Diagrama Harker de magnesio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 1 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).

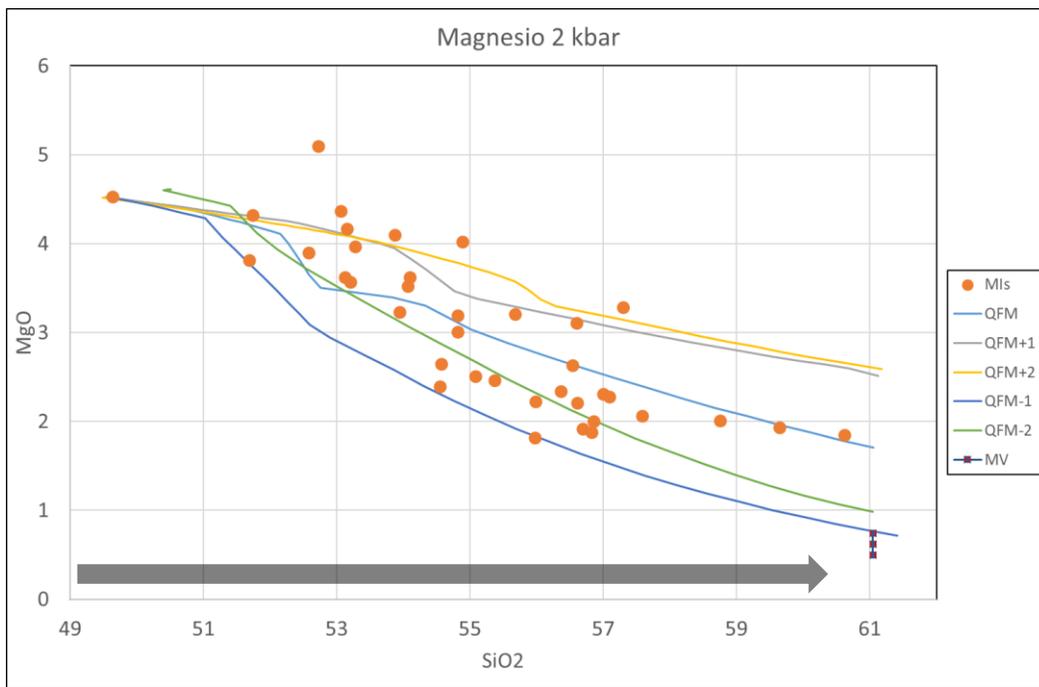


Figura 43: Diagrama Harker de magnesio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 2 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).

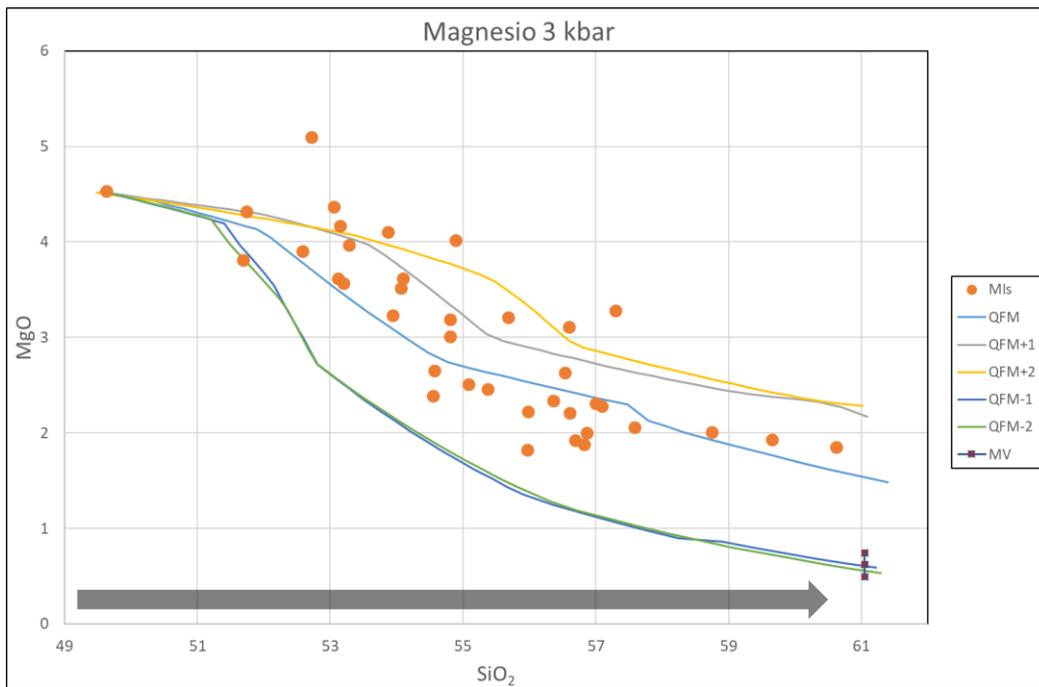


Figura 44 Diagrama Harker de magnesio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 3 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).

B.3.1.3.-Modelo isobárico sodio

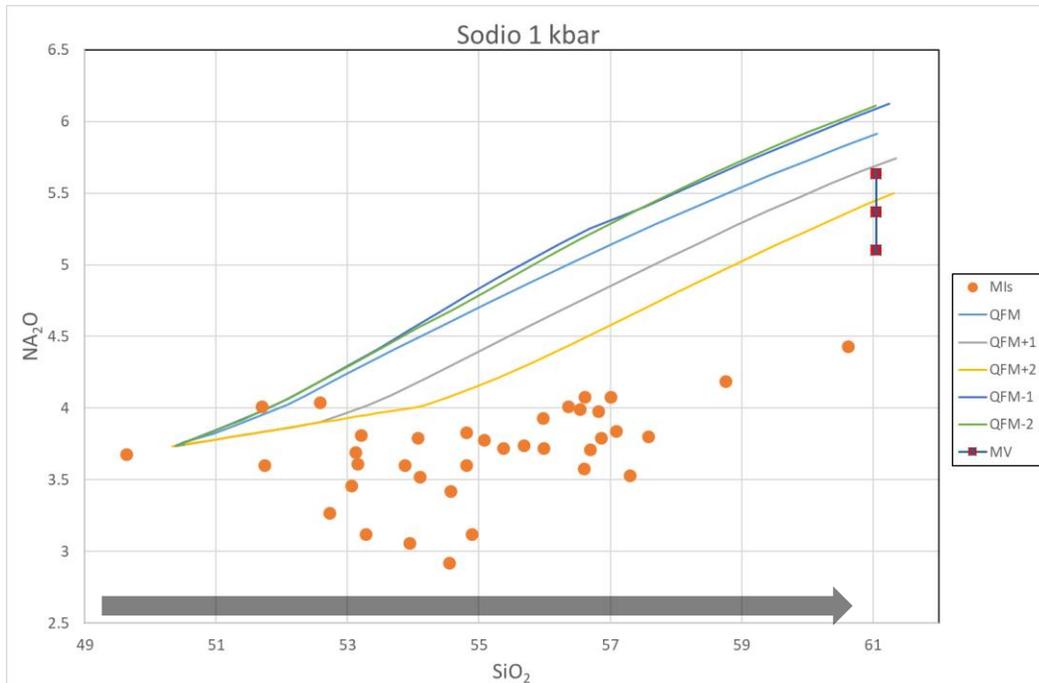


Figura 45: Diagrama Harker de sodio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 1 kbar y con una fugacidad de QFM -2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica dirección de la evolución del modelo).

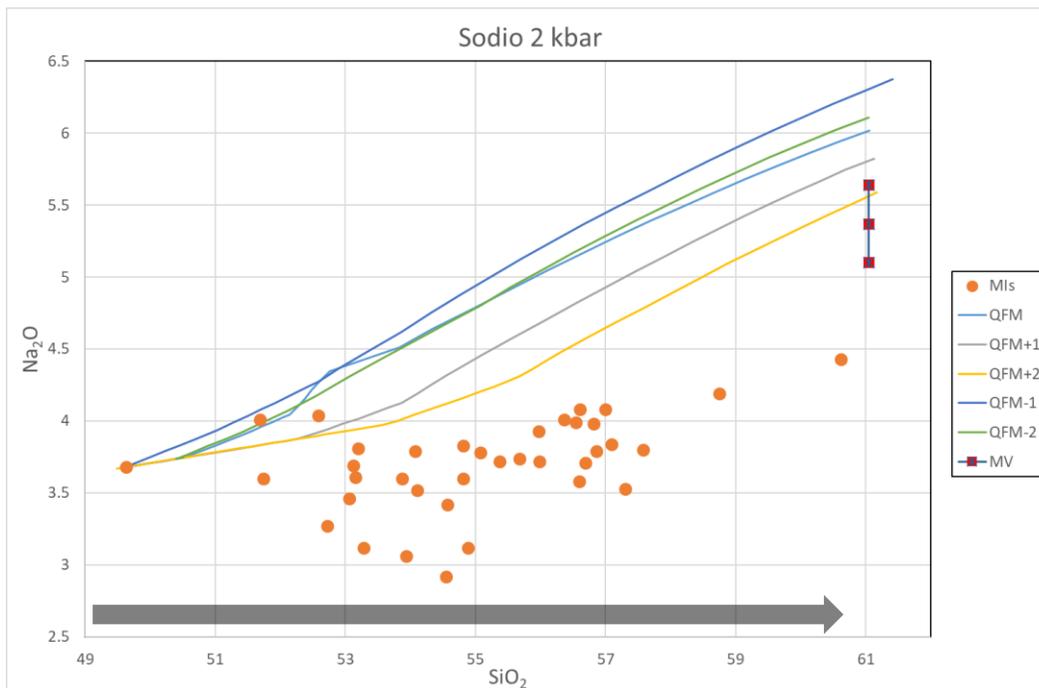


Figura 46: Diagrama Harker de sodio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 2 kbar y con una fugacidad de QFM -2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica dirección de la evolución del modelo).

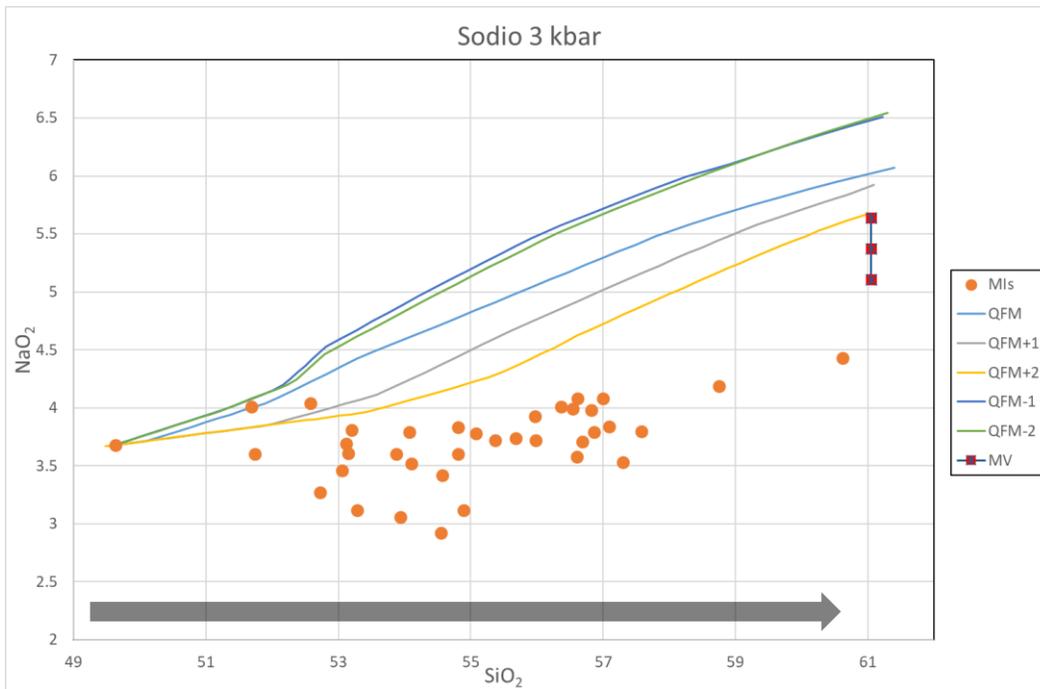


Figura 47: Diagrama Harker sodio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 3 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica dirección de la evolución del modelo).

B.3.1.4.-Modelo isobárico potasio

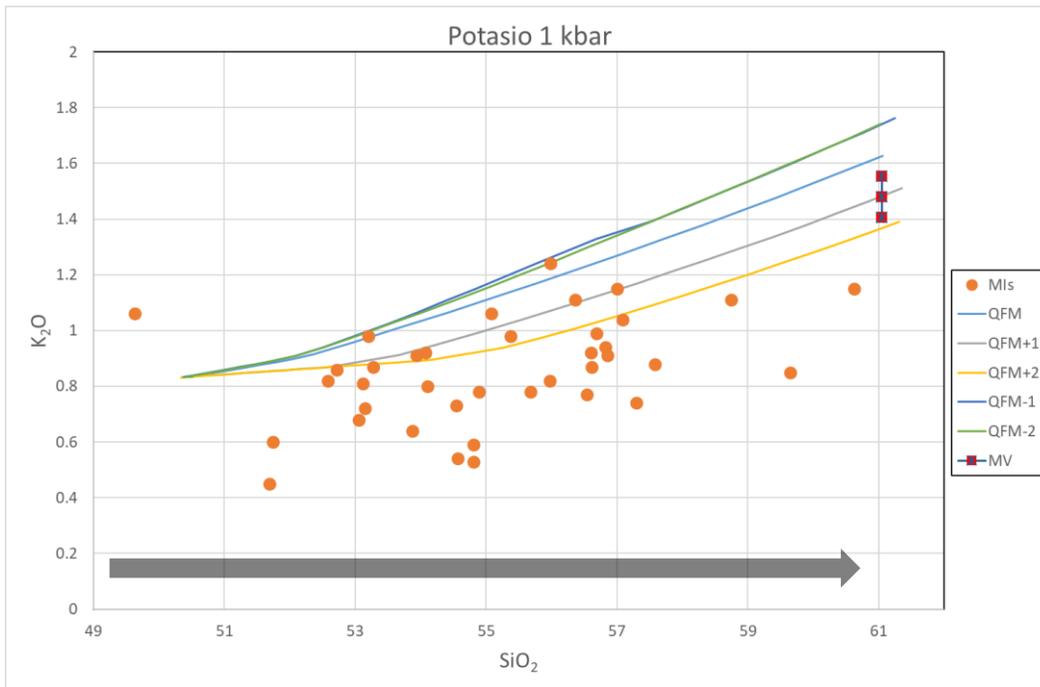


Figura 48: Diagrama Harker potasio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 1 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica dirección de la evolución del modelo).

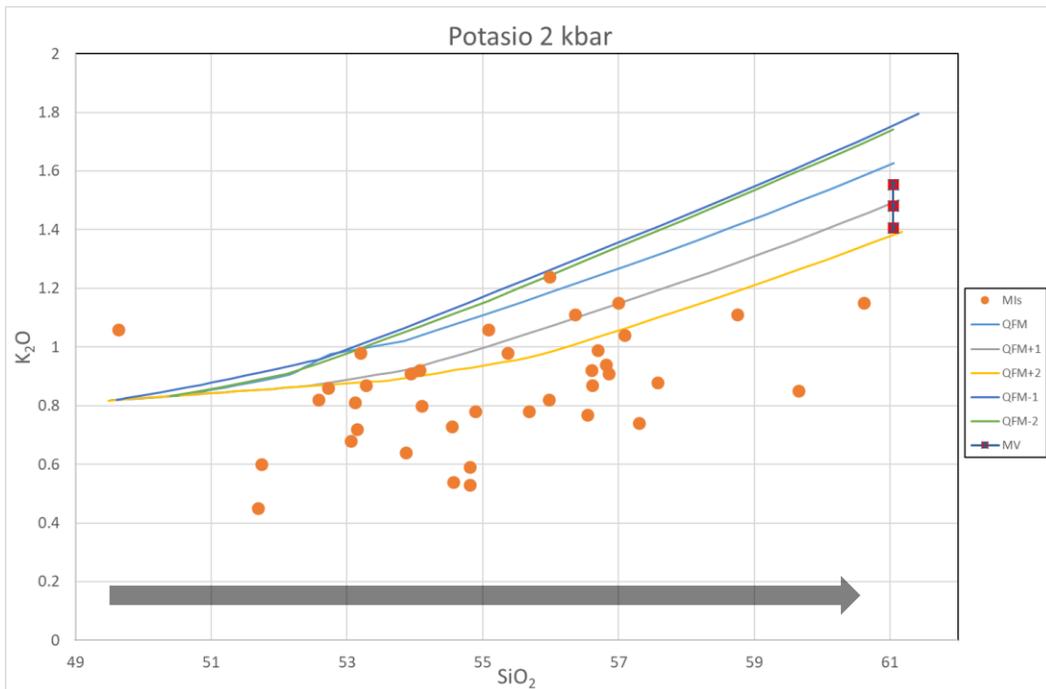


Figura 49: Diagrama Harker potasio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 2 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).

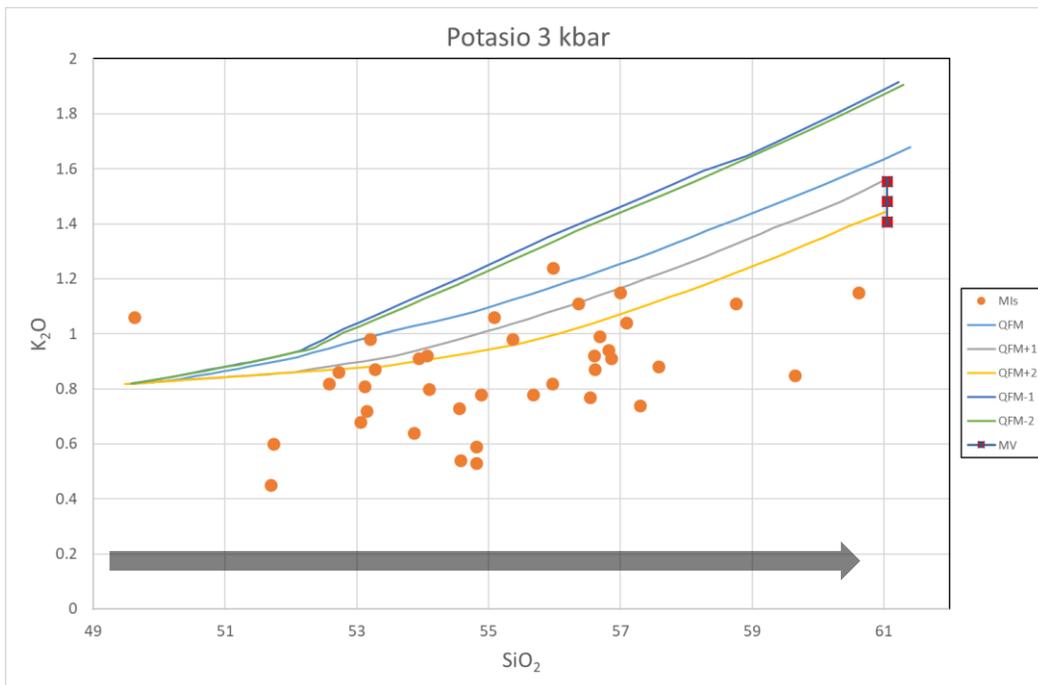


Figura 50: Diagrama Harker potasio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 3 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).

B.3.1.5.-Modelo isobárico hierro

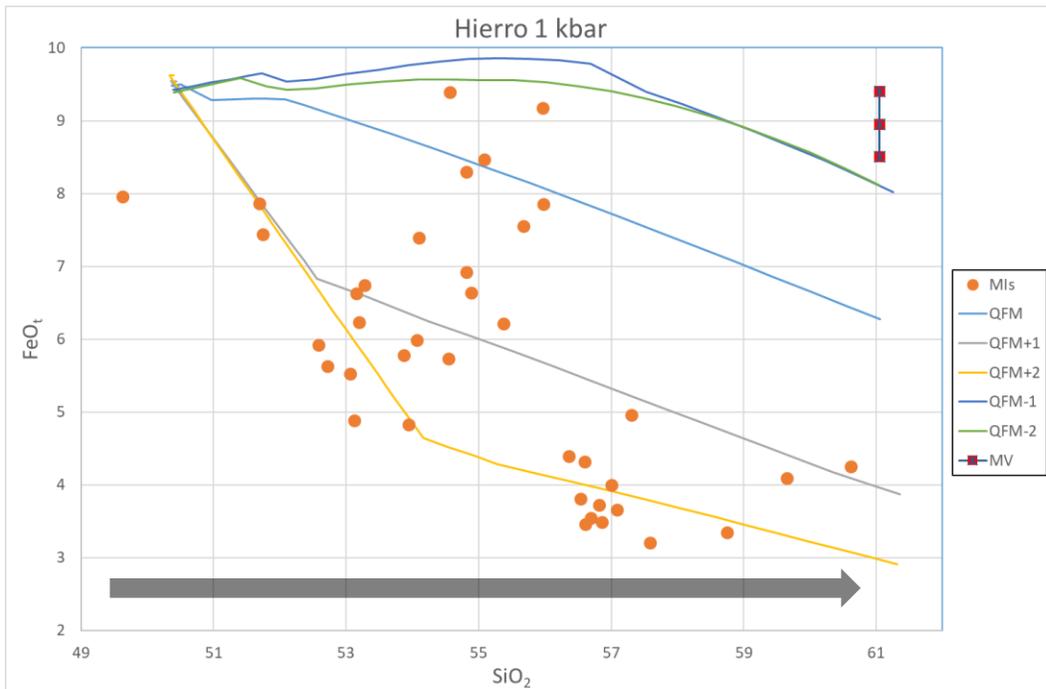


Figura 51: Diagrama Harker hierro/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 1 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica dirección de la evolución del modelo).

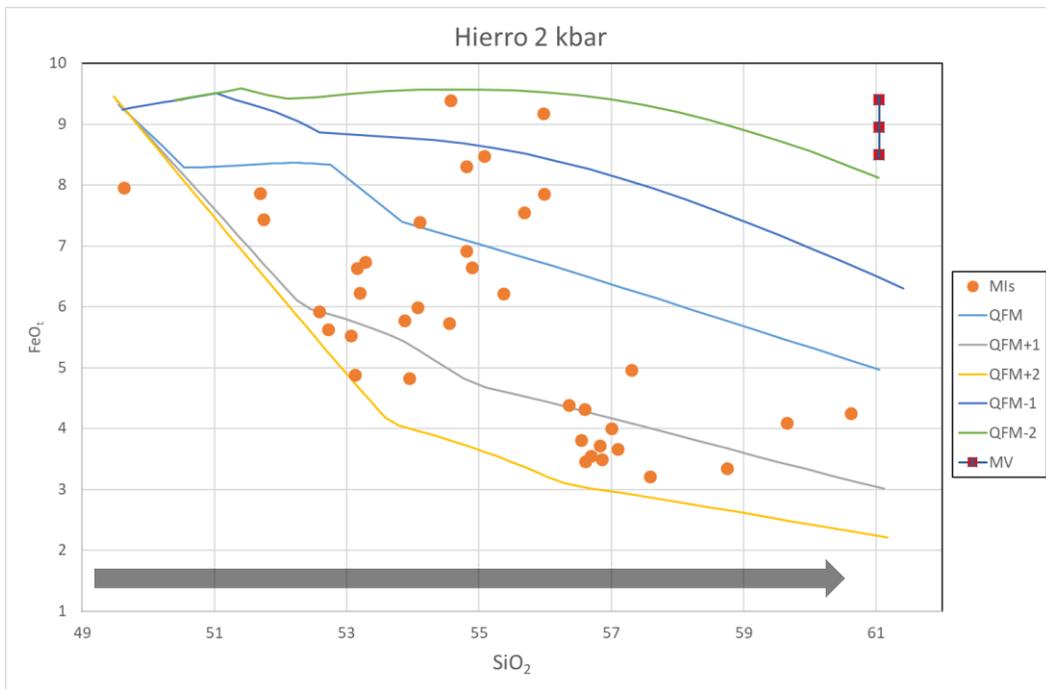


Figura 52: Diagrama Harker hierro/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 2 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica dirección de la evolución del modelo).

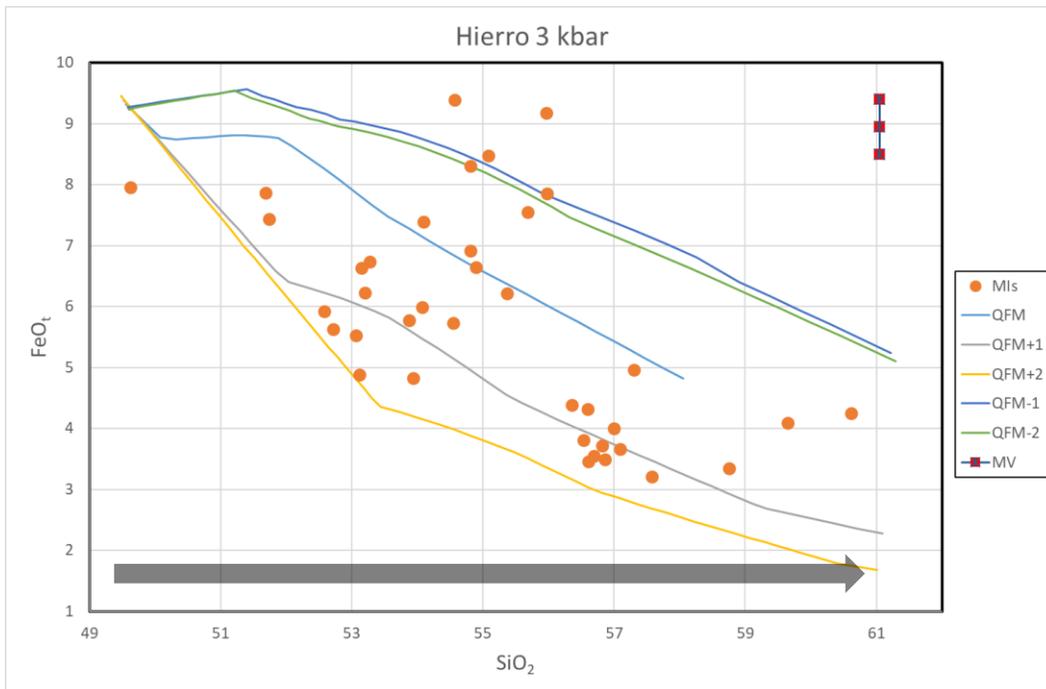


Figura 53: Diagrama Harker hierro/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 3 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica dirección de la evolución del modelo).

B.3.1.6.-Modelo isobárico calcio

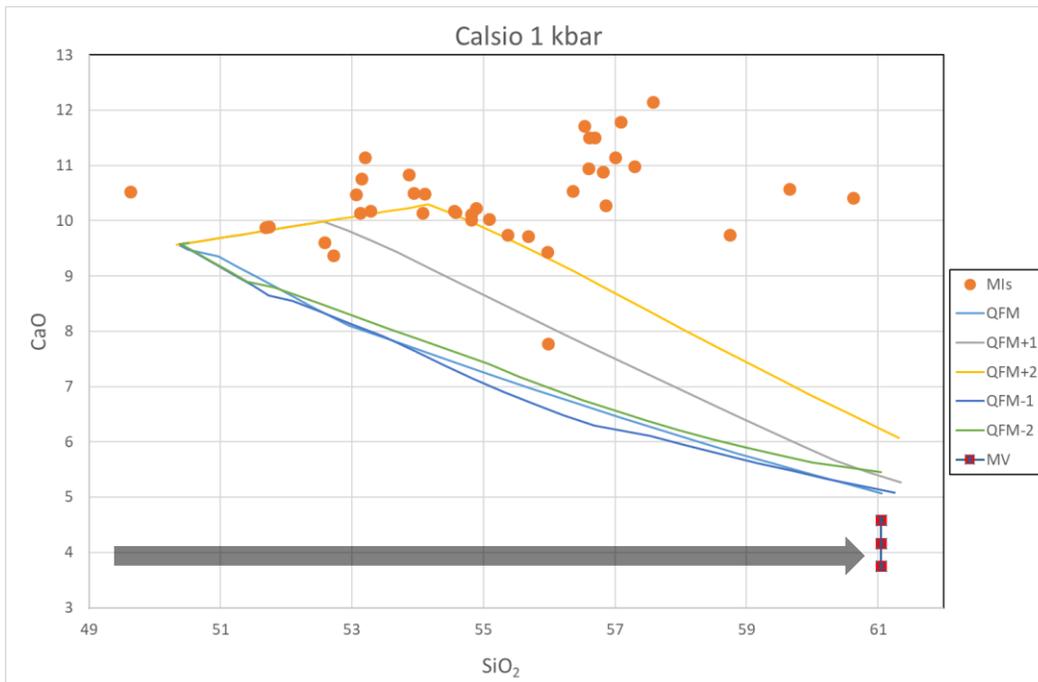


Figura 54: Diagrama Harker calcio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 1 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica dirección de la evolución del modelo).

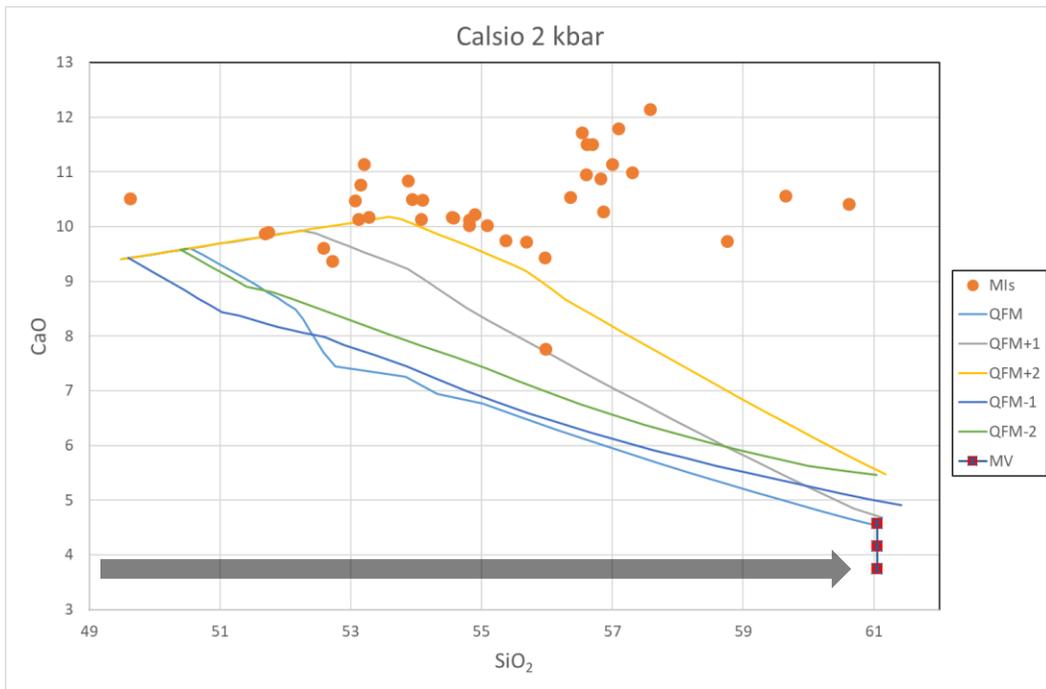


Figura 55: Diagrama Harker calcio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 2 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).

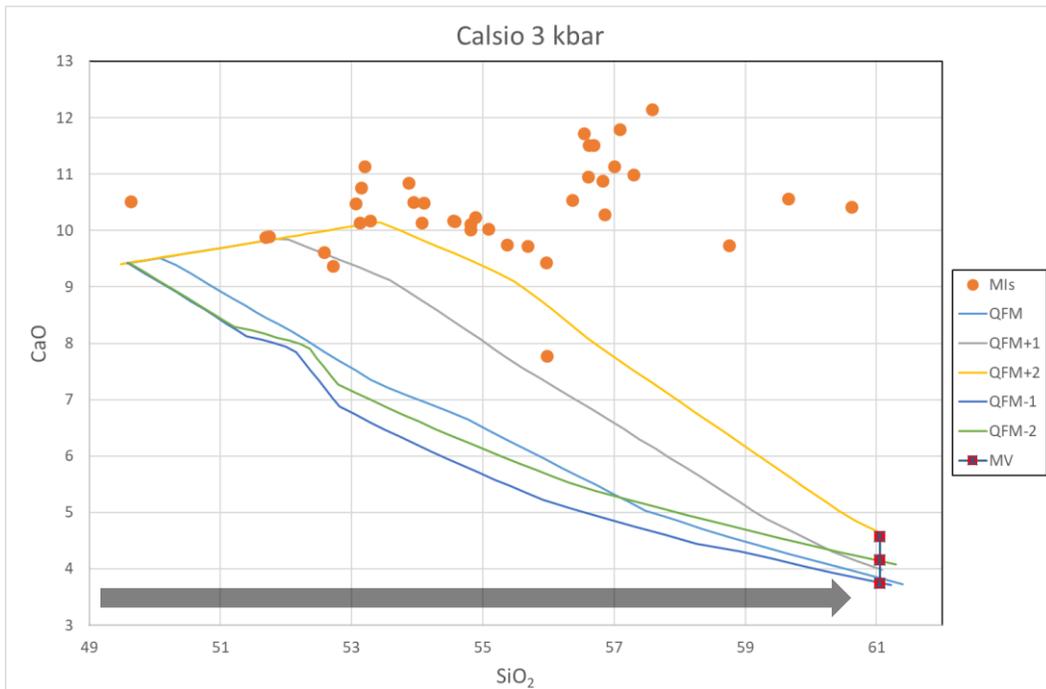


Figura 56 Diagrama Harker calcio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS a 3 kbar y con una fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 (flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).

B.3.2.-Modelo Polibárico

B.3.2.1.-Modelo polibárico aluminio

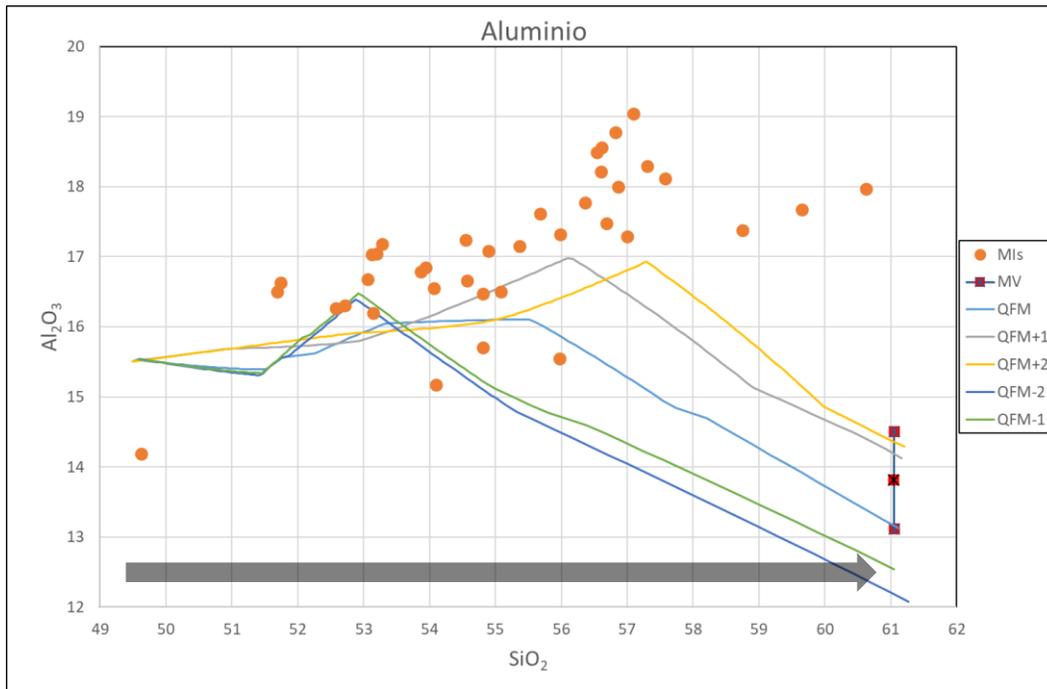


Figura 57 Diagrama Harker aluminio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS realizadas con fugacidad de $QFM-2, -1, 0, +1, +2$ y en el modelo polibárico(flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).

B.3.2.2.-Modelo polibárico calcio

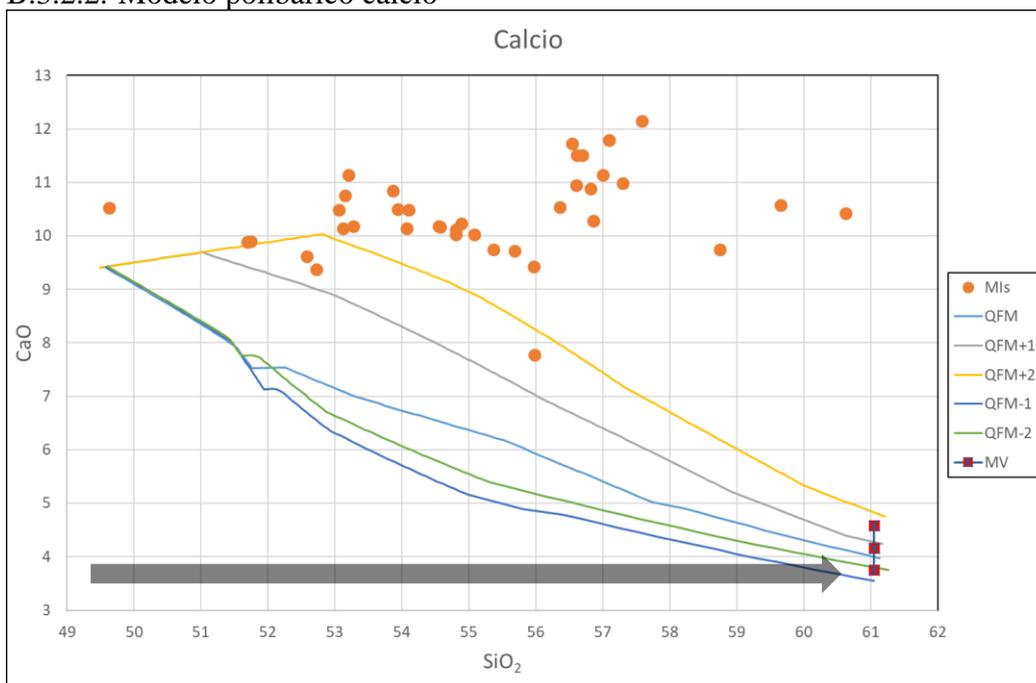


Figura 58: Diagrama Harker calcio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS realizadas con fugacidad de $QFM-2, -1, 0, +1, +2$ y en el modelo polibárico(flecha gris indica direccion de la evolucion del modelo).

B.3.2.3.-Modelo polibárico magnesio

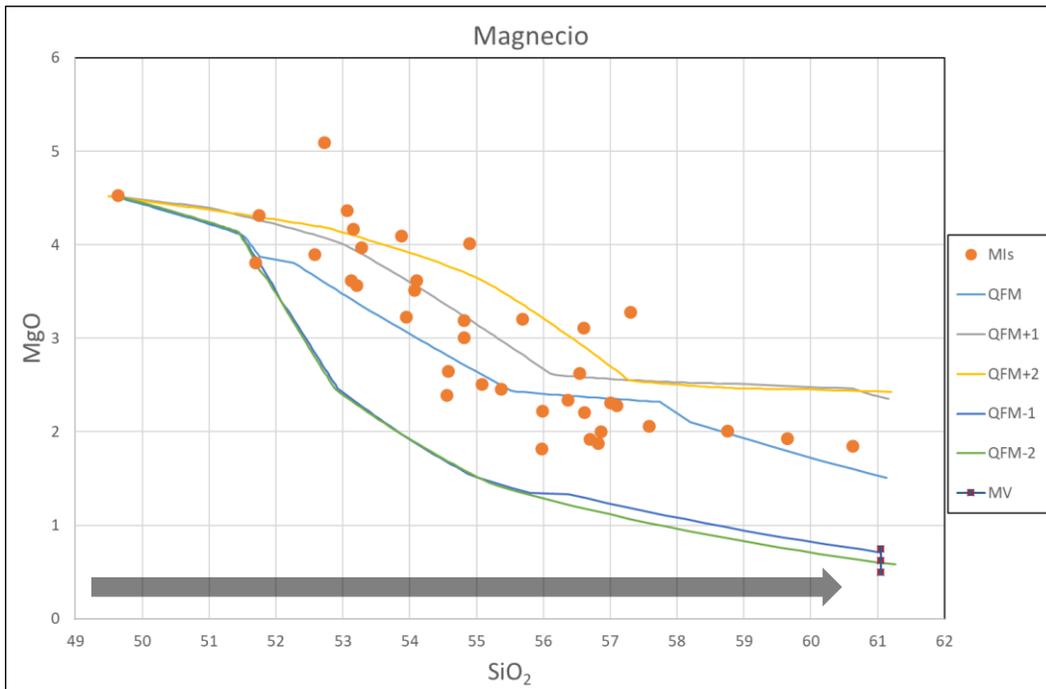


Figura 59 Diagrama Harker magnesio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS realizadas con fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 y en el modelo polibárico(flecha gris indica dirección de la evolución del modelo).

B.3.2.4.-Modelo polibárico hierro

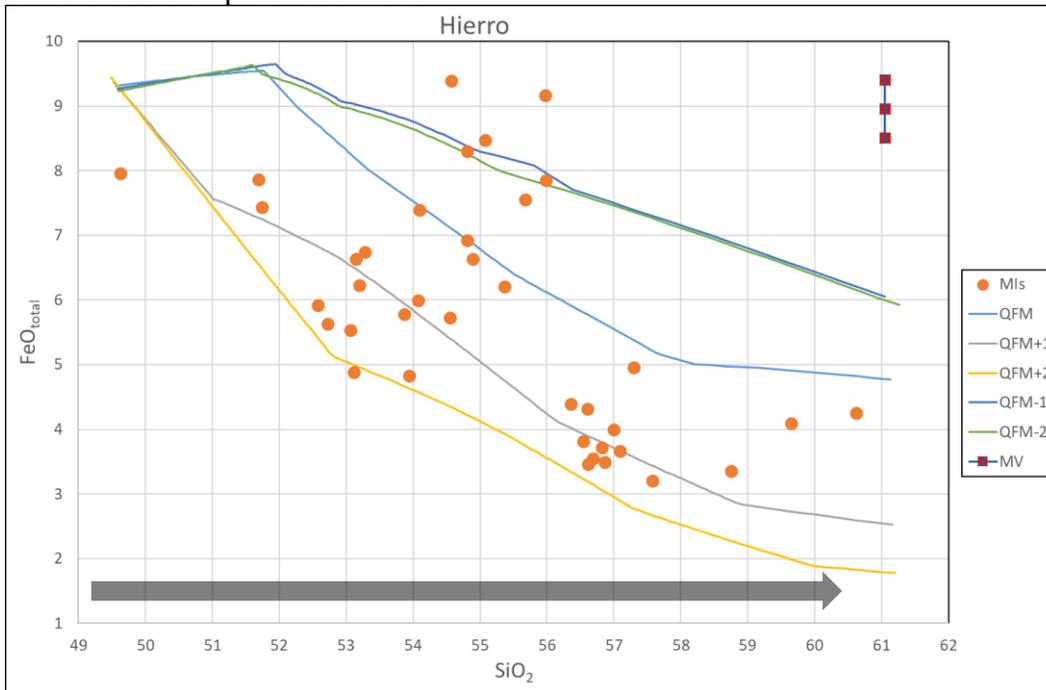


Figura 60: Diagrama Harker hierro/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS realizadas con fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 y en el modelo polibárico(flecha gris indica dirección de la evolución del modelo).

B.3.2.5.-Modelo polibárico sodio

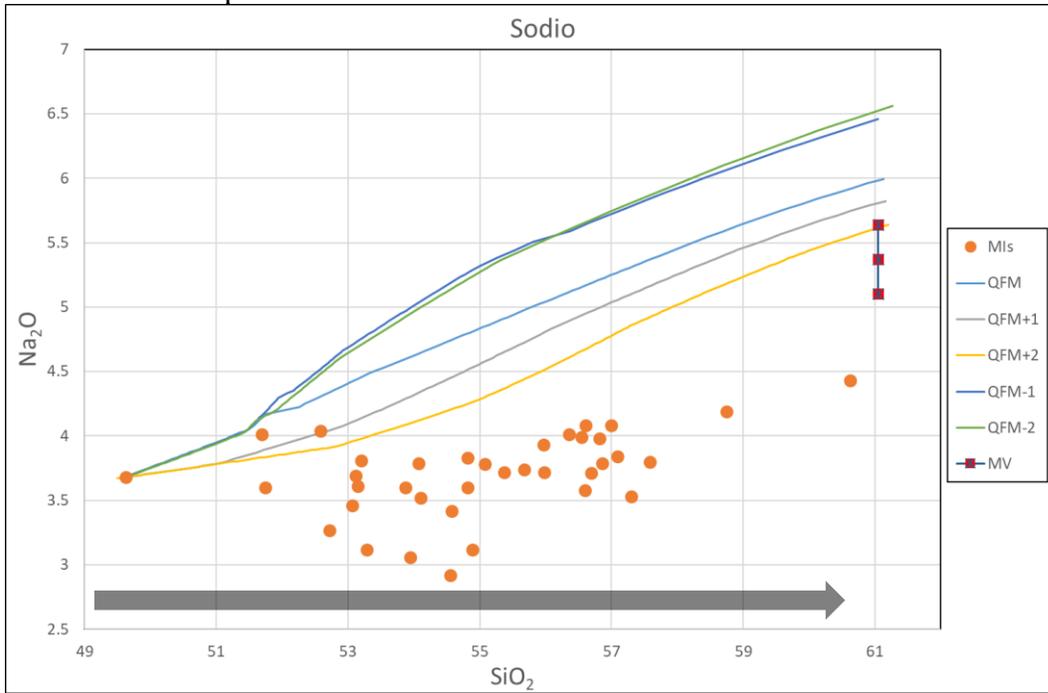


Figura 61: Diagrama Harker sodio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS realizadas con fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 y en el modelo polibárico(flecha gris indica dirección de la evolución del modelo).

B.3.2.6.-Modelo polibárico potasio

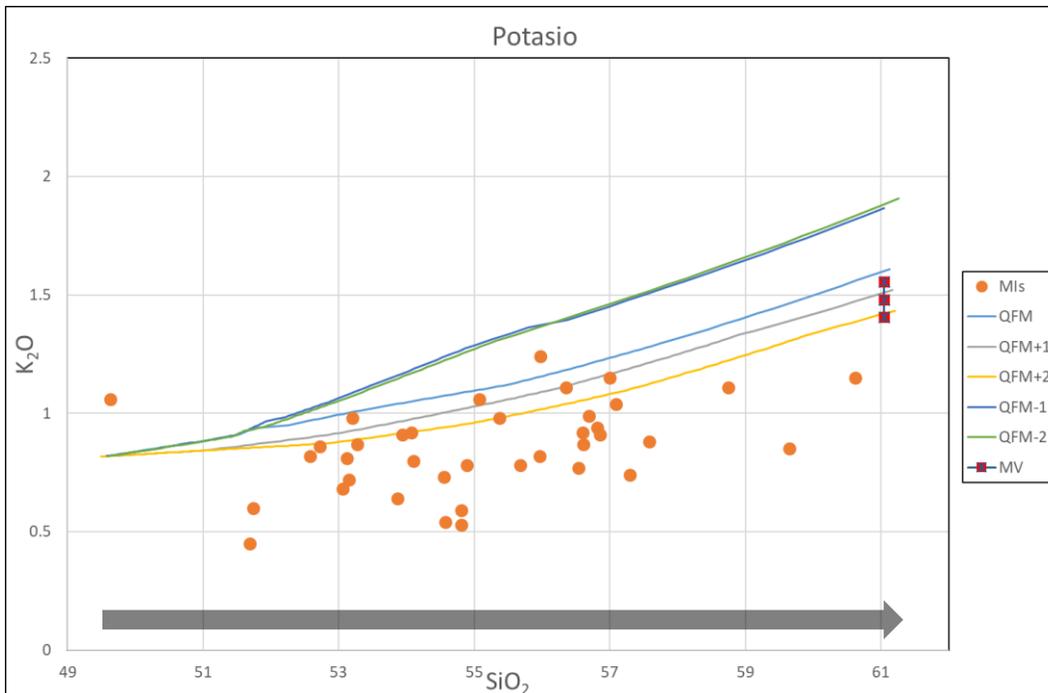


Figura 62: Diagrama Harker potasio/silice de las inclusiones recalculadas de Feris(2018) y las simulaciones de MELTS realizadas con fugacidad de QFM-2, -1, 0, +1, +2 y en el modelo polibárico(flecha gris indica dirección de la evolución del modelo).

B.4.-Temperatura cierre del sistema

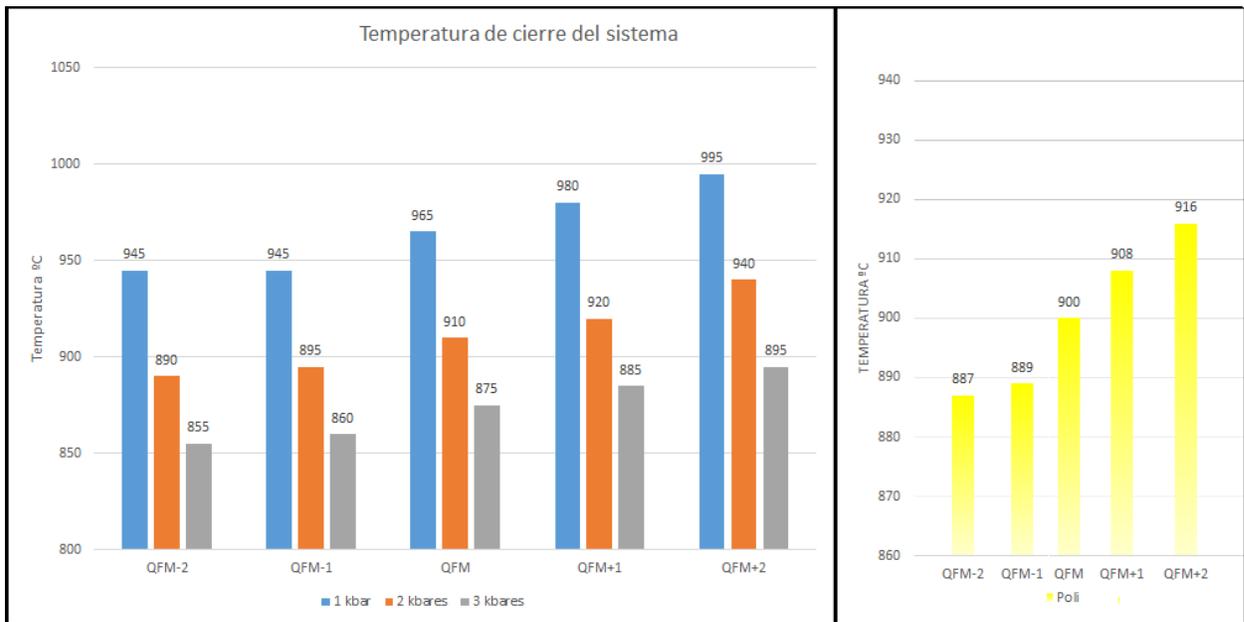


Figura 63: Grafico resumen de las diferentes temperaturas medidas al momento que la simulación alcanza la composición más diferenciada de la lava de 1957 ($\text{SiO}_2=62 \text{ wt } \%$).

Anexo C.- Móldele

Temperatura de cristalización de las fases minerales

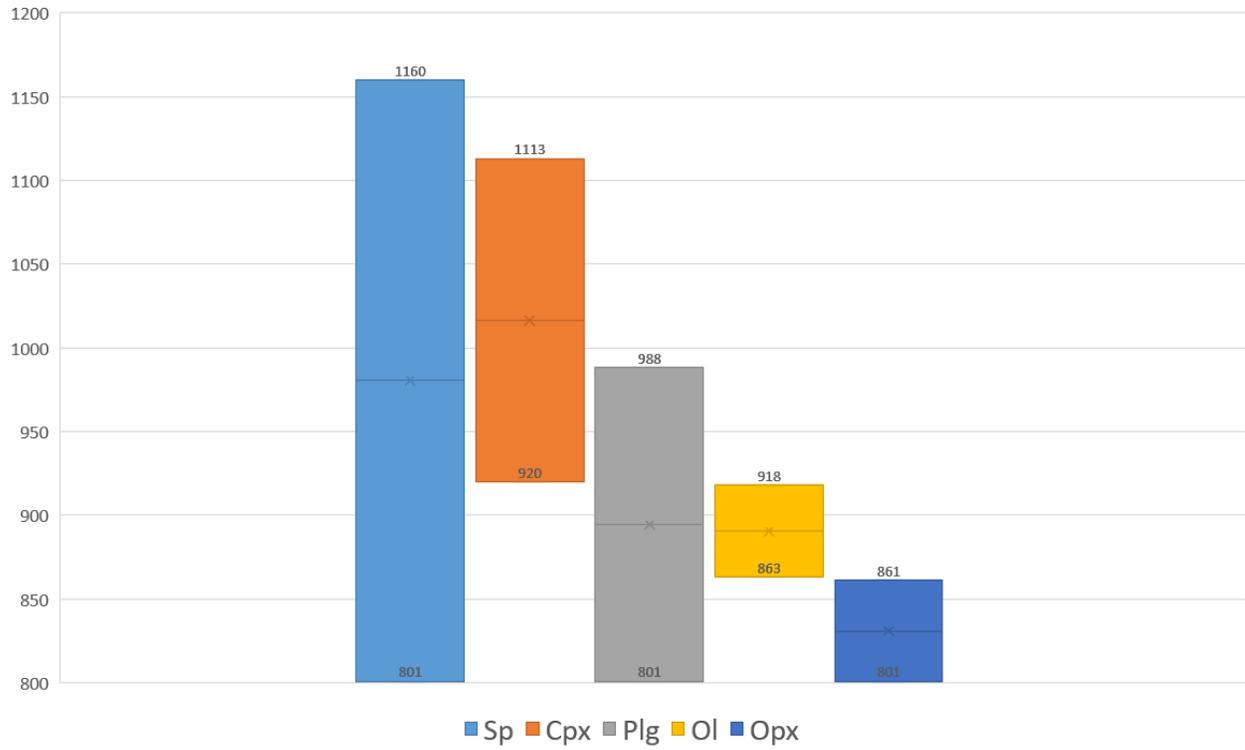


Figura 64: Rango de temperatura en la cual cristalizan las diferentes fases minerales del modelo seleccionado (Polibárico con fugacidad QFM+1)

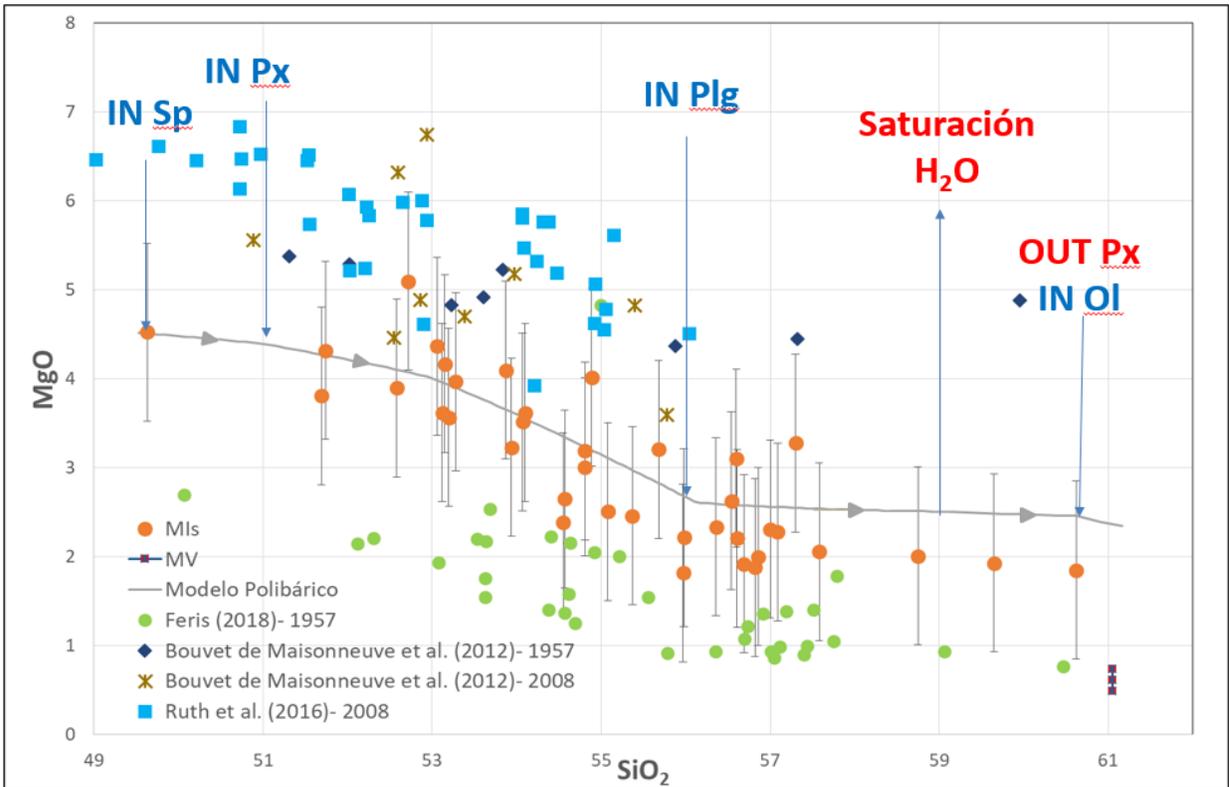


Figura 65: Harker magnesio/sílice del modelo seleccionado e inclusiones vítreas de olivino de Feris (2018), Bouvet de Maisonneuve et al. (2012) y Ruth et al. (2016) de las erupciones de 1957 y 2008 del volcán Llaima.

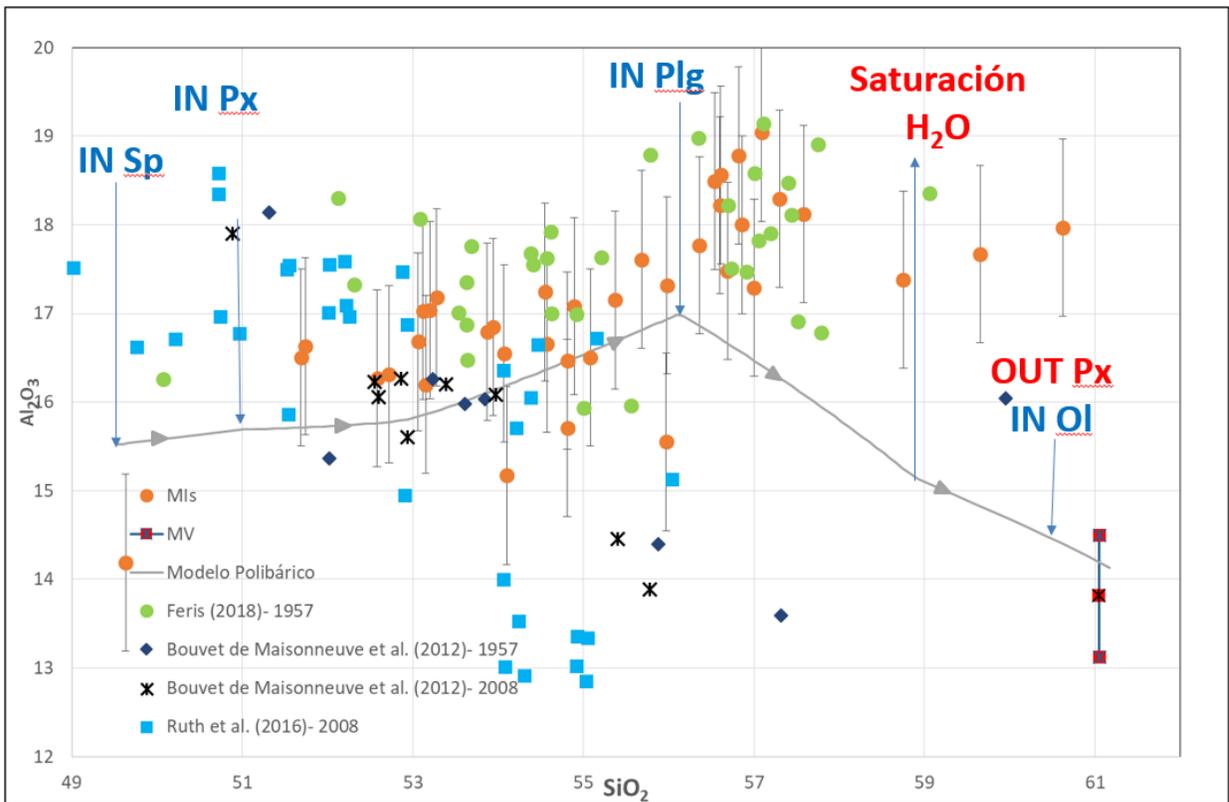


Figura 66: Harker aluminio/sílice del modelo seleccionado e inclusiones vítreas de olivino de Feris (2018), Bouvet de Maisonneuve et al. (2012) y Ruth et al. (2016) de las erupciones de 1957 y 2008 del volcán Llaima.

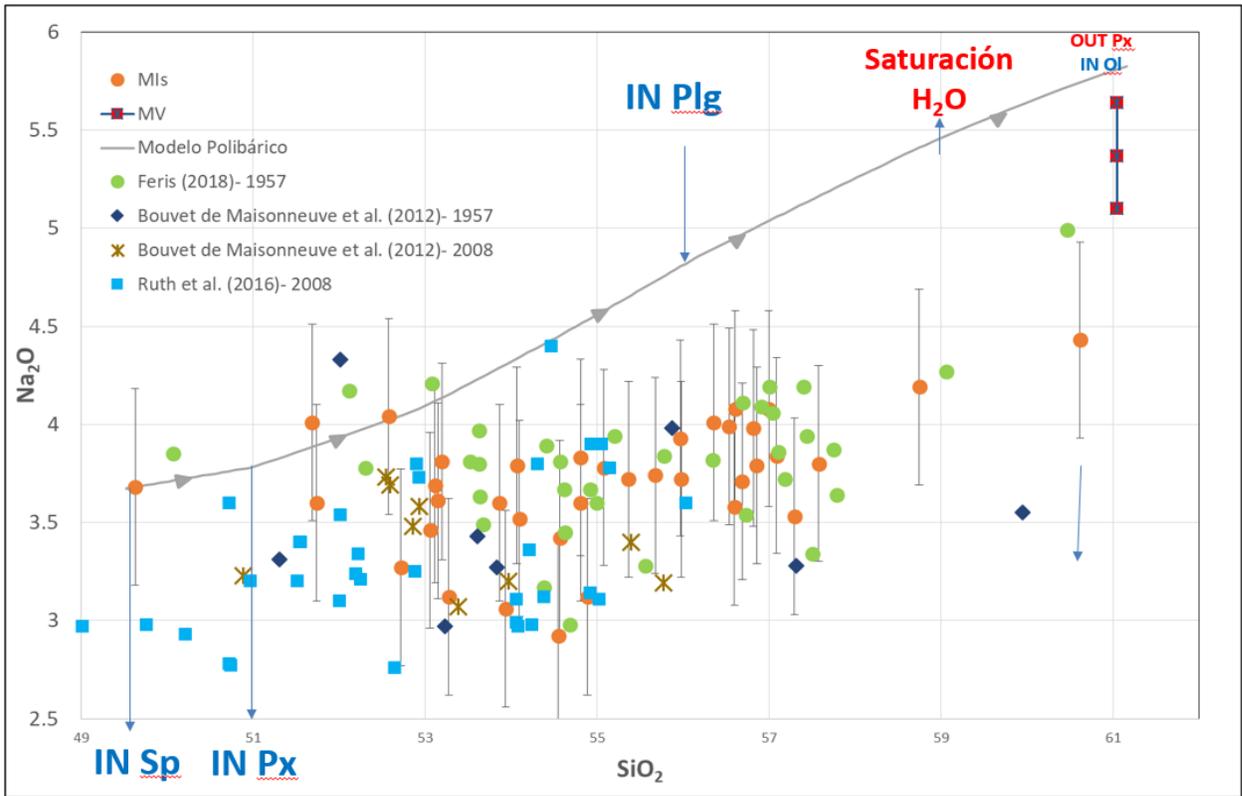


Figura 67 Harker sodio/silíce del modelo seleccionado e inclusiones vítreas de olivino de Feris (2018), Bouvet de Maisonneuve et al. (2012) y Ruth et al. (2016) de las erupciones de 1957 y 2008 del volcán Llaima.

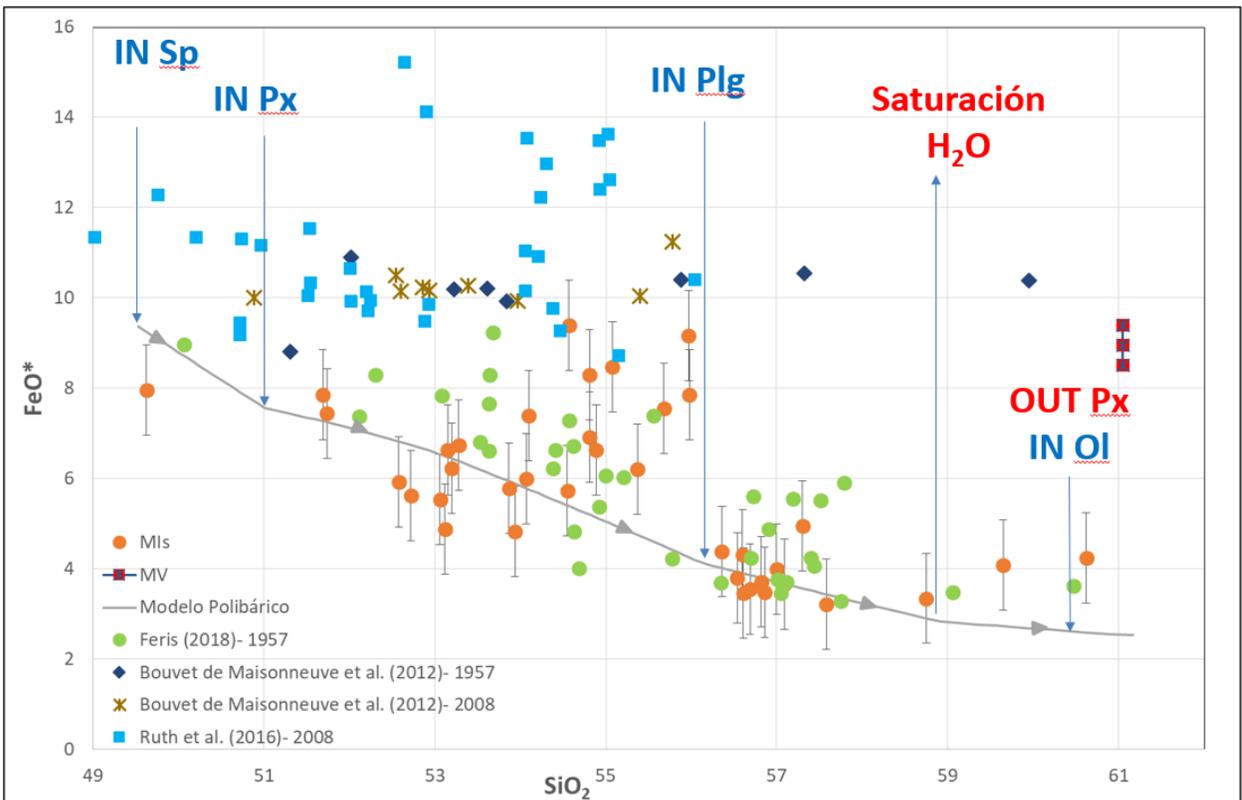


Figura 68 Harker hierro/silíce del modelo seleccionado e inclusiones vítreas de olivino de Feris (2018), Bouvet de Maisonneuve et al. (2012) y Ruth et al. (2016) de las erupciones de 1957 y 2008 del volcán Llaima.

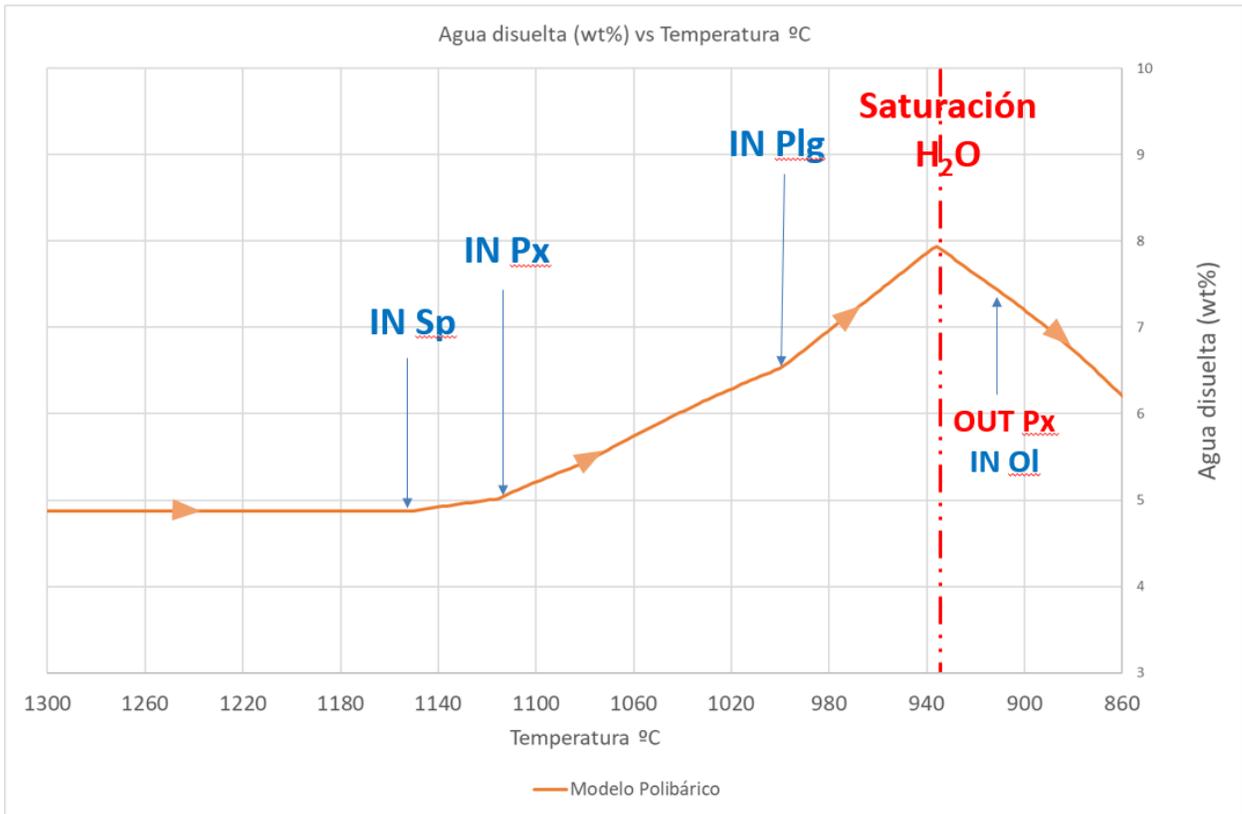


Figura 69: Agua disuelta (wt%) en el magma durante la evolución del modelo polibárico.

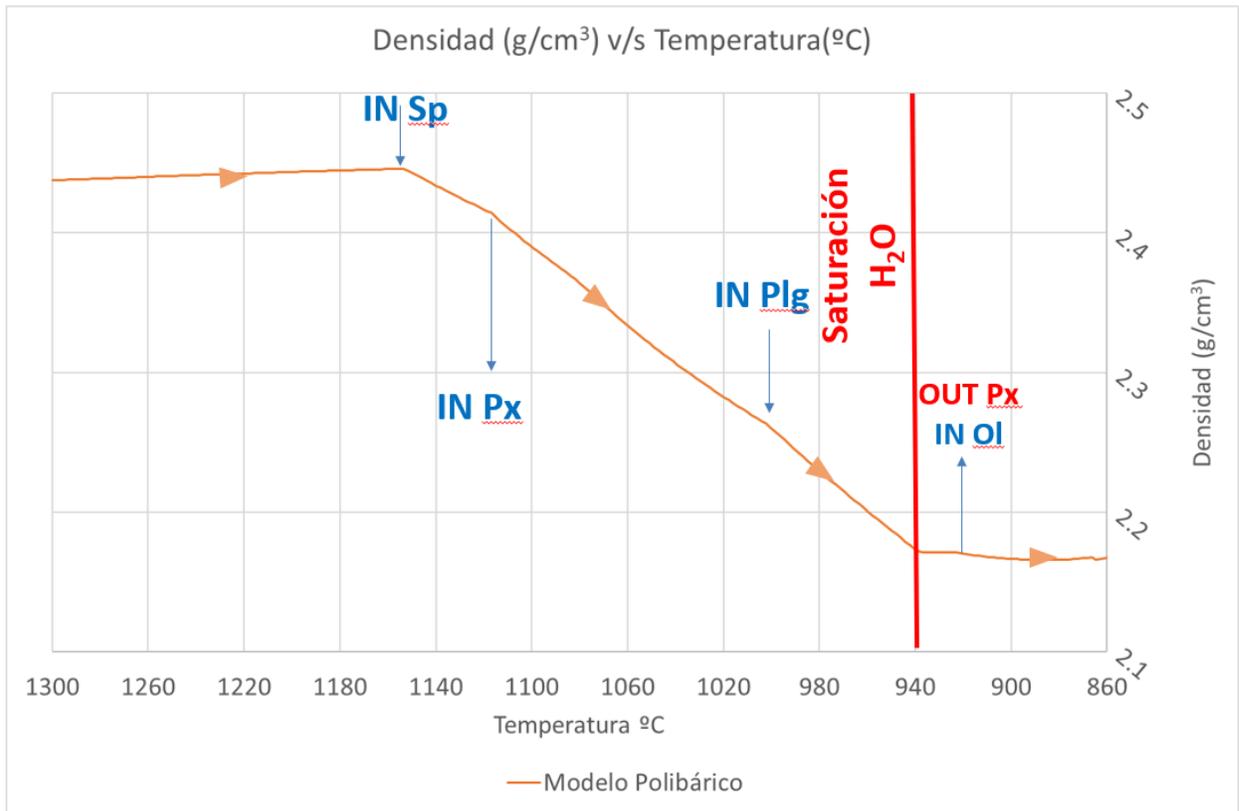


Figura 70: Evolución de la densidad del sistema en función de la temperatura.

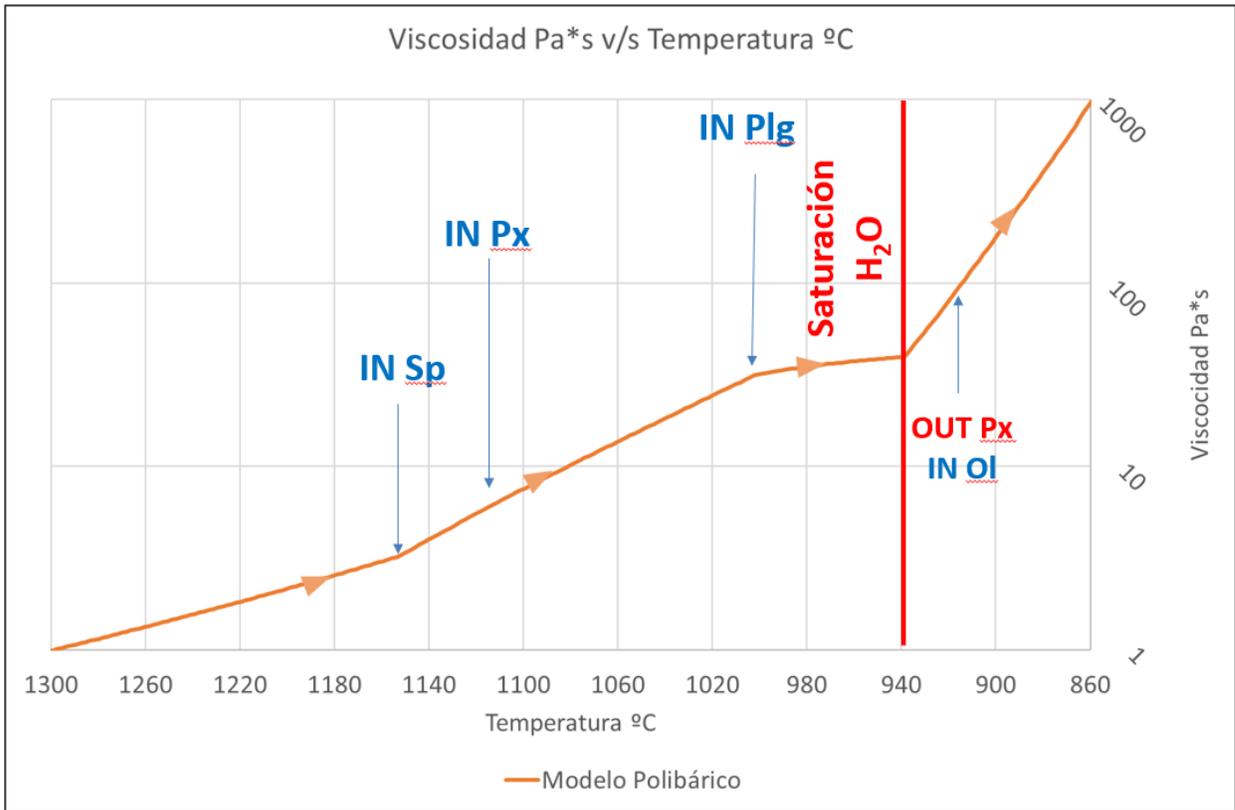


Figura 71: Evolución de la viscosidad del modelo en función de la temperatura.

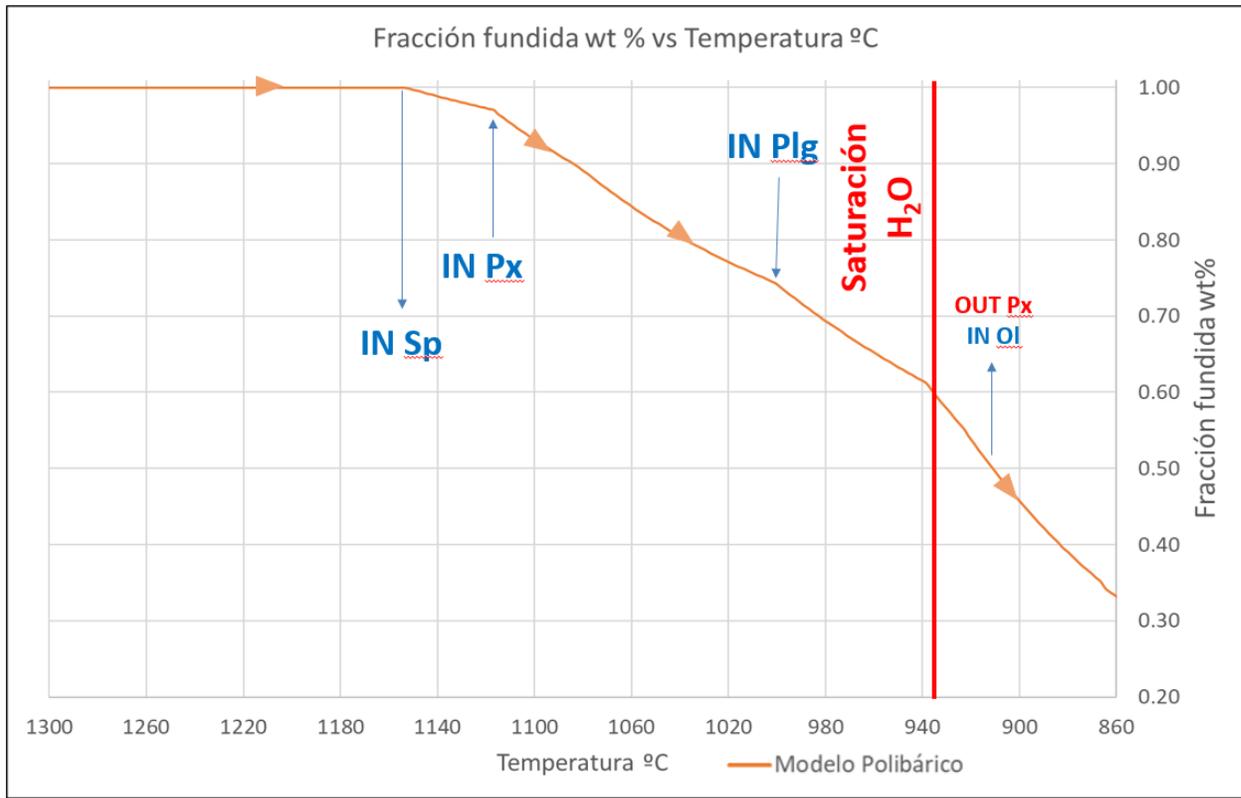


Figura 72: Evolución de la fracción fundida a lo largo del modelo.

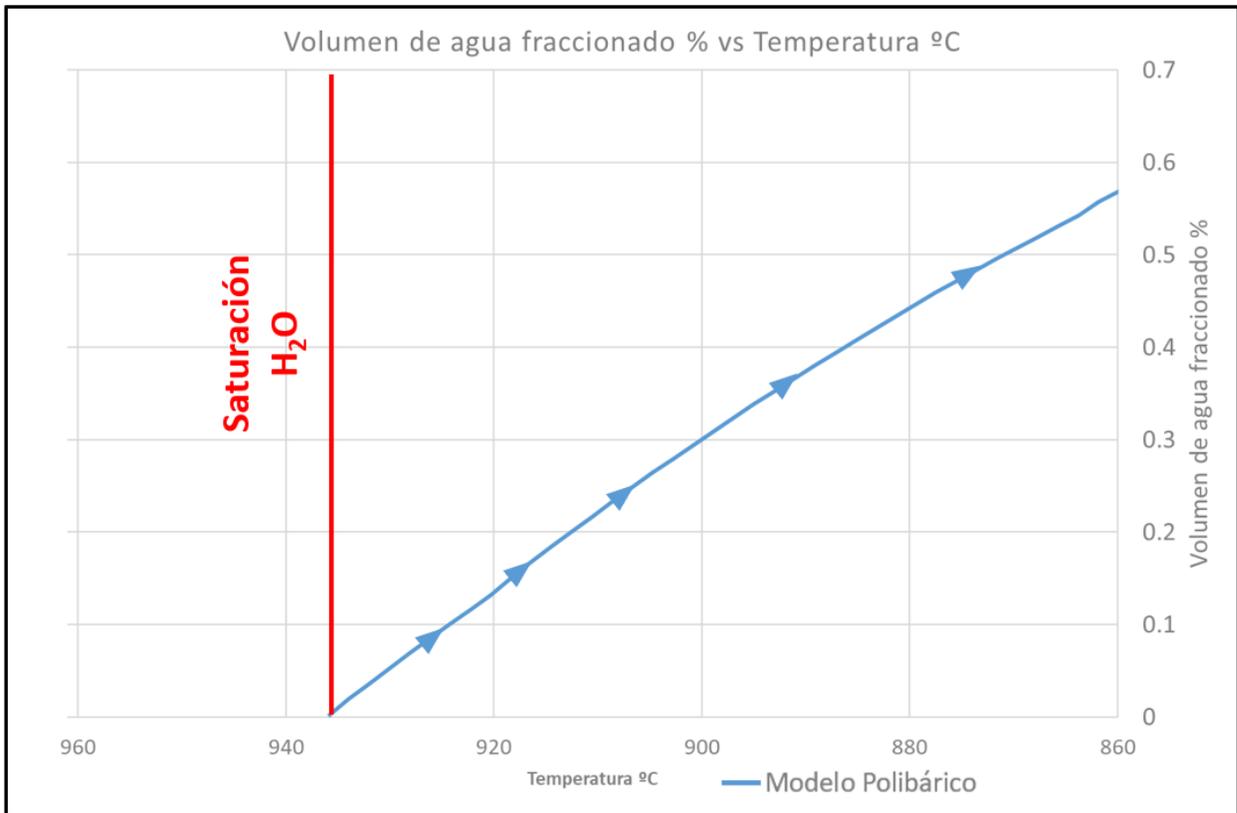


Figura 73: Evolución del volumen de agua fraccionado durante el modelo.

Anexo D.-Datos de modelo sin piroxenos.

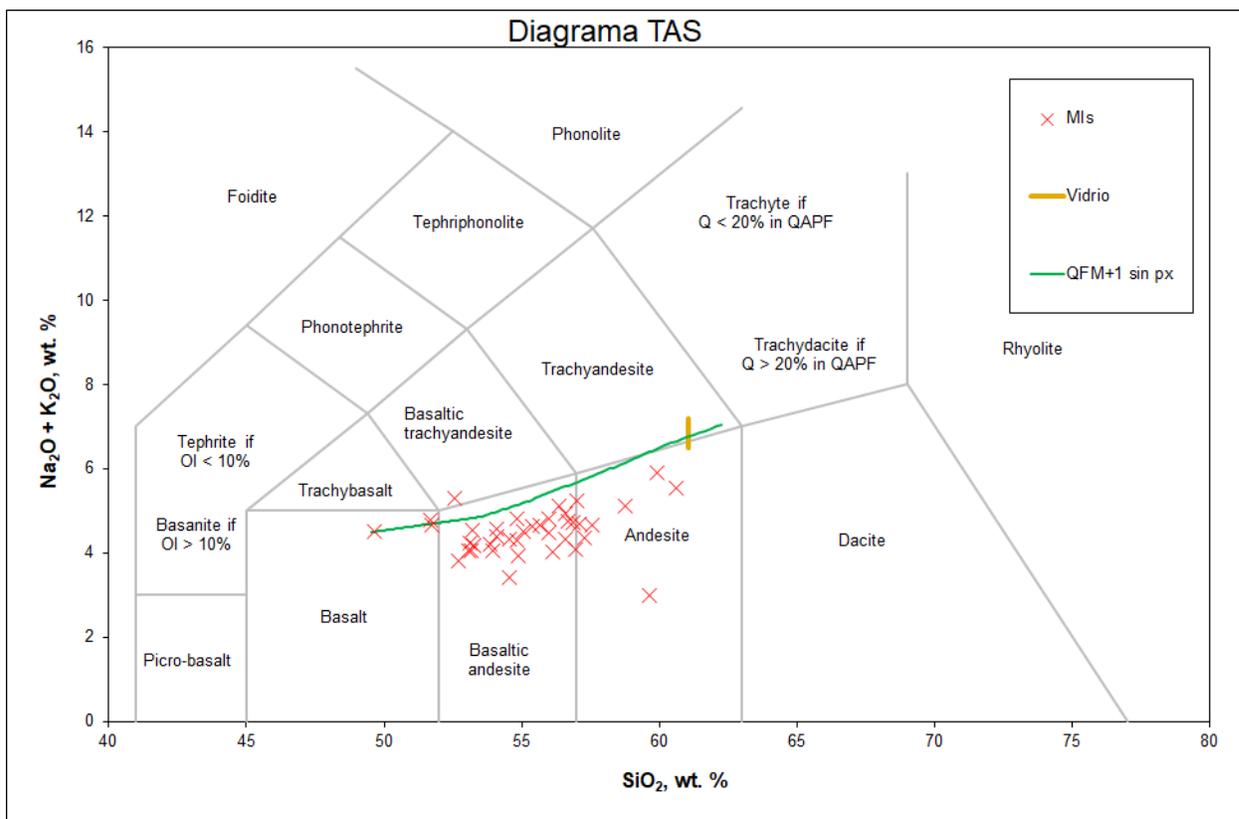


Figura 74: Clasificación de las inclusiones vítreas de Feris (2018) y del modelo realizado polibáricamente con fugacidad de QFM+1, inhibiendo la precipitación de piroxenos. Diagrama TAS (Cox et al. 1979)

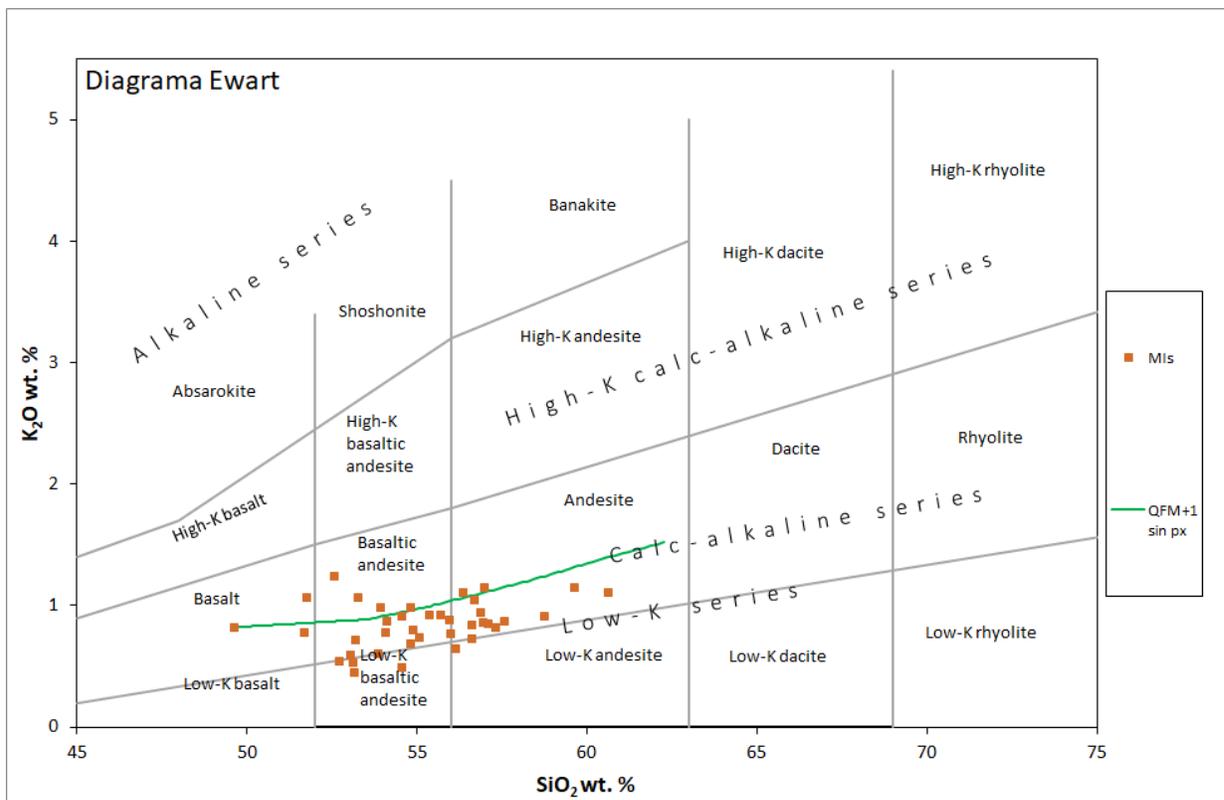


Figura 75: Clasificación de las inclusiones vítreas de Feris (2018) y del modelo realizado polibáricamente con fugacidad de QFM+1, inhibiendo la precipitación de piroxenos. Ewart (1982),

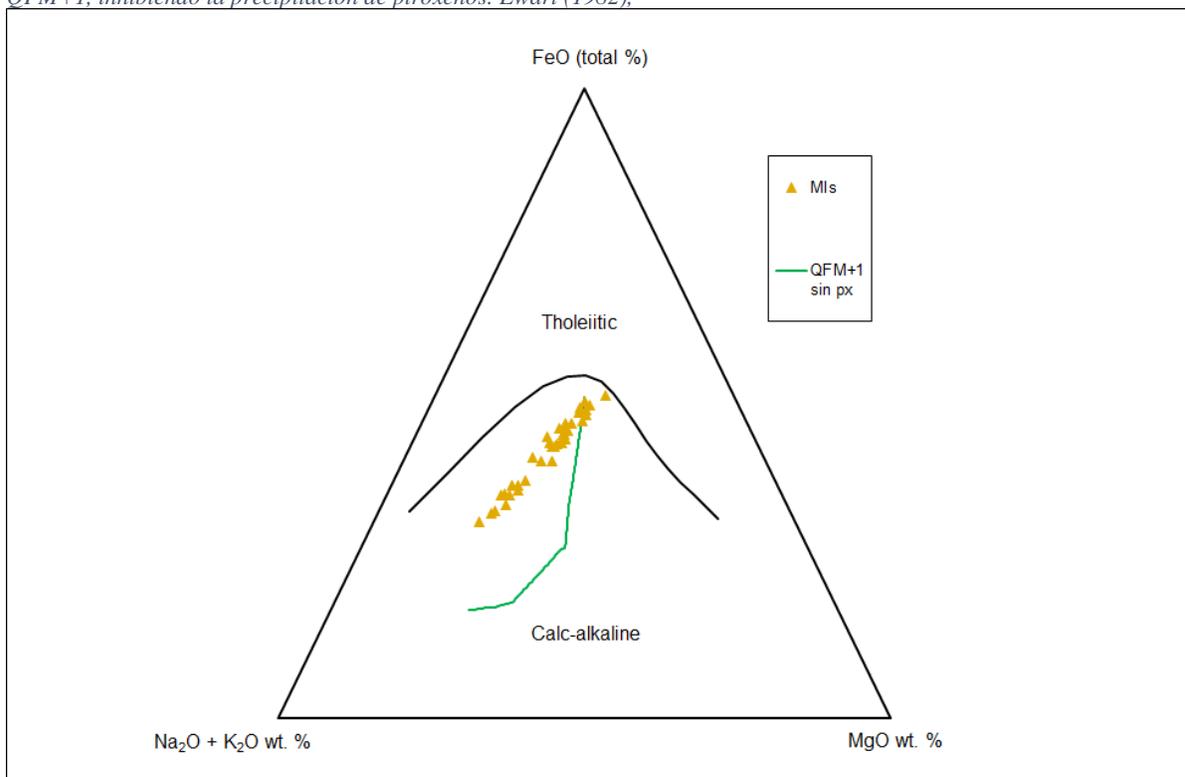


Figura 76: Clasificación de las inclusiones vítreas de Feris (2018) y del modelo realizado polibáricamente con fugacidad de QFM+1, inhibiendo la precipitación de piroxenos Diagrama AFM Kuno (1968).

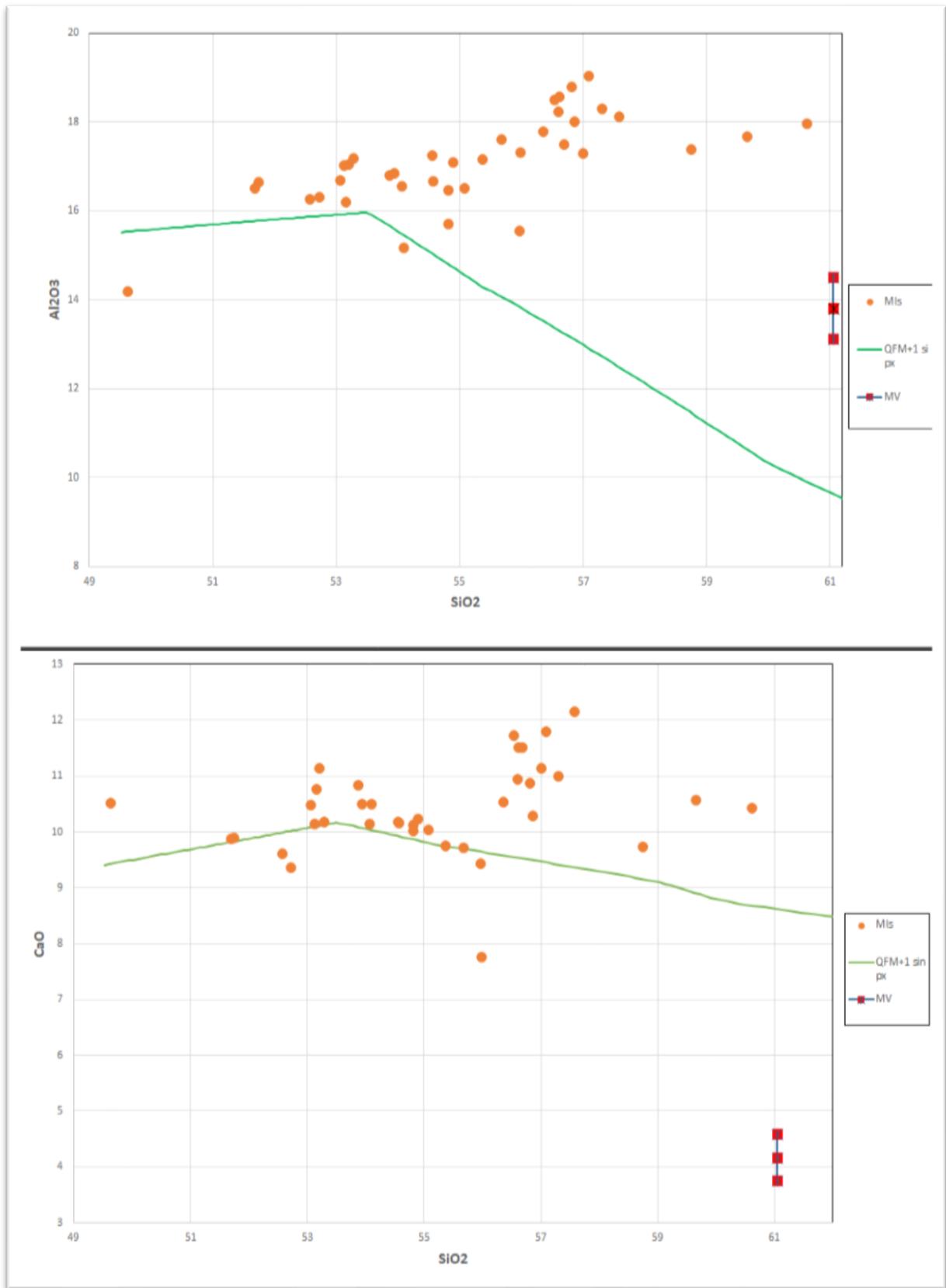


Figura 77: Diagrama Harker de aluminio y calcio para la simulación a QFM+1 sin piroxenos.

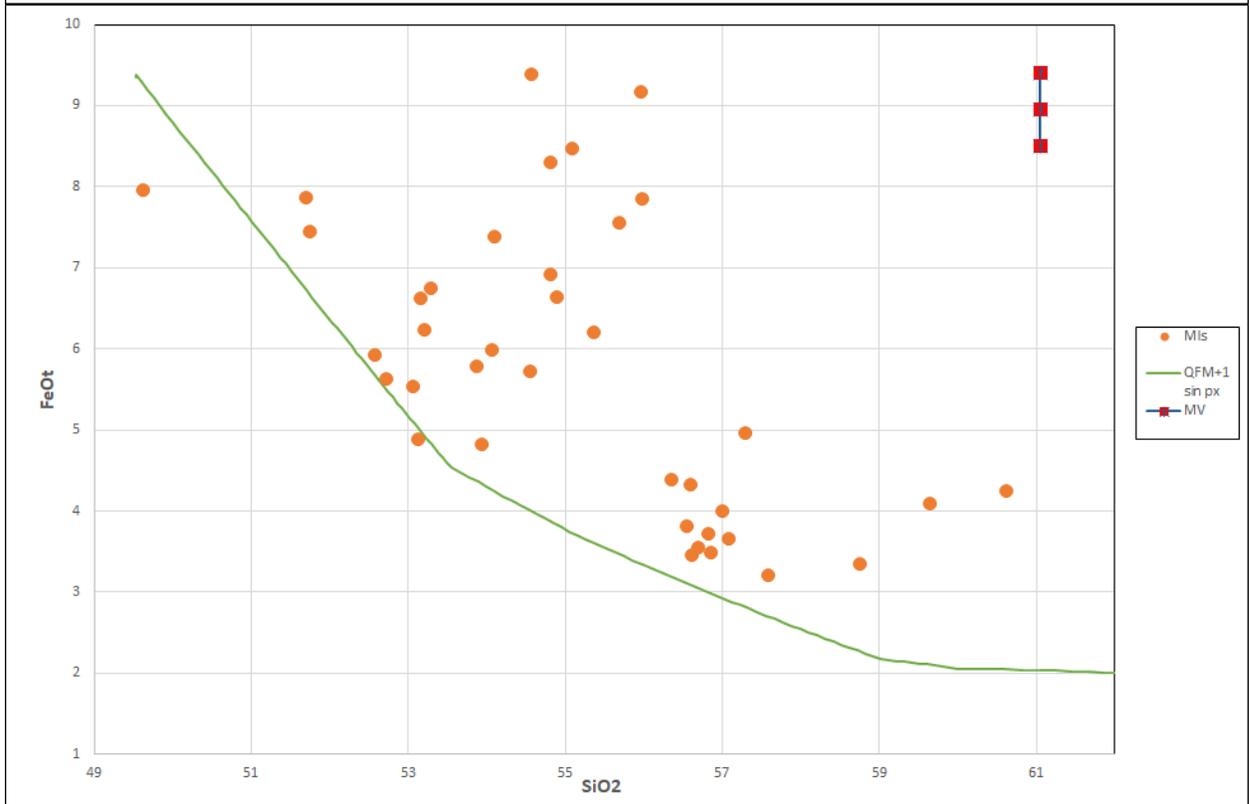
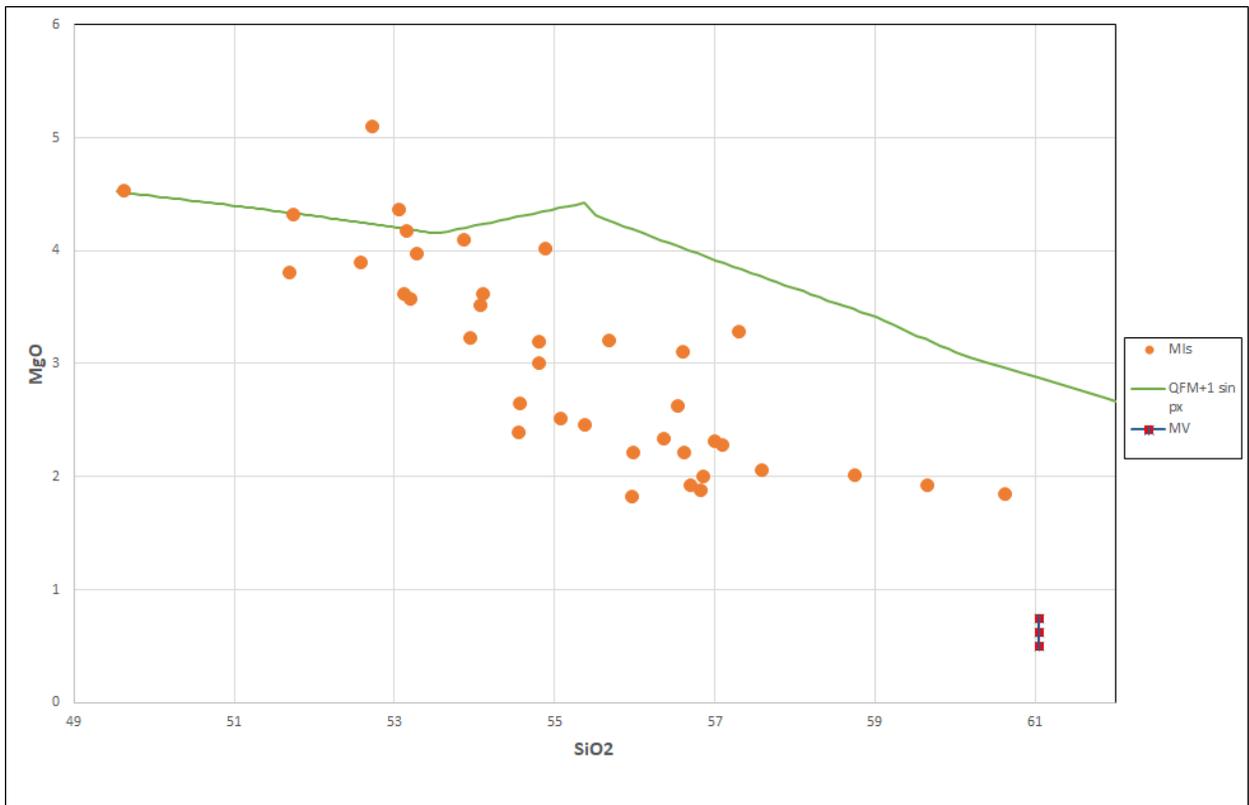


Figura 78: Diagrama Harker de magnesio - hierro para la simulación a QFM+1 sin piroxenos

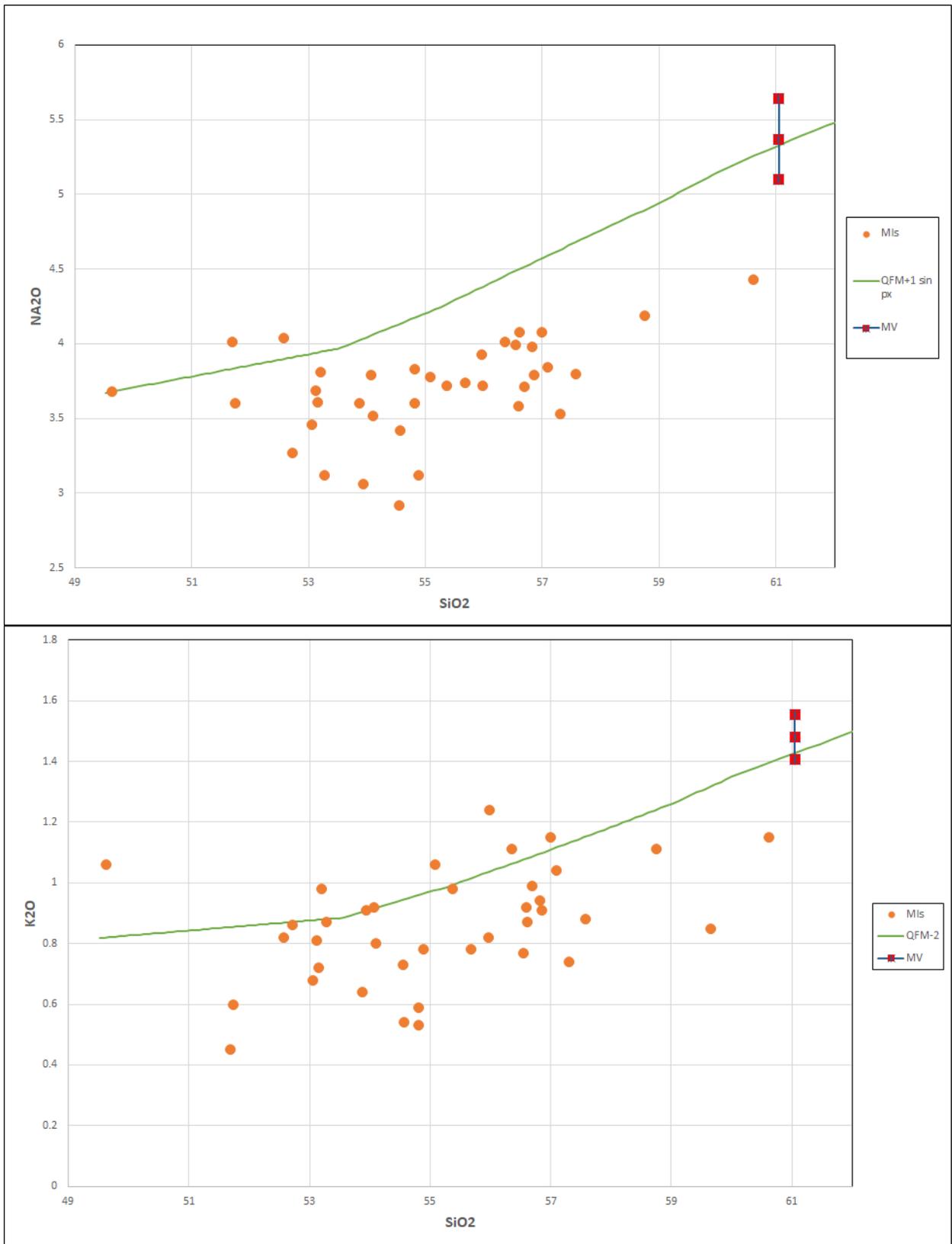


Figura 79: Diagrama Harker de sodio y potasio para la simulación a *QFM+1* sin piroxenos.

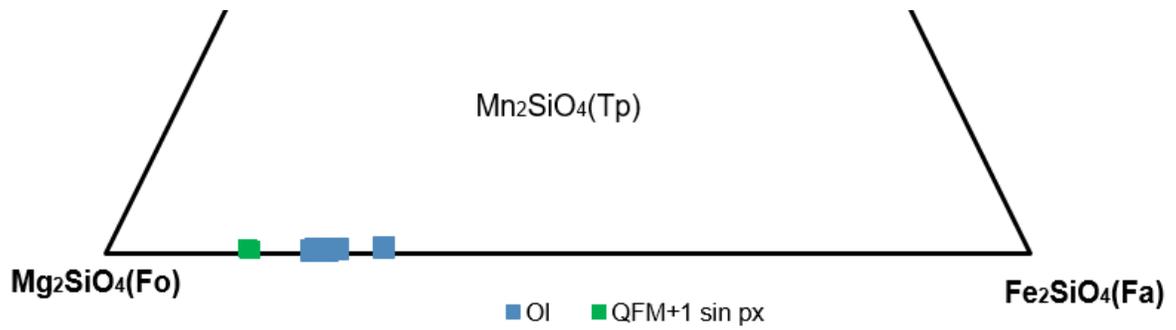


Figura 81: Diagrama ternario de clasificación de olivinos según su porcentaje de Fosterita (Fo), Fayalita (Fa), y Trefoita (Tp), de los olivinos en la roca y la simulación realizada con QFM+1 y sin piroxenos.

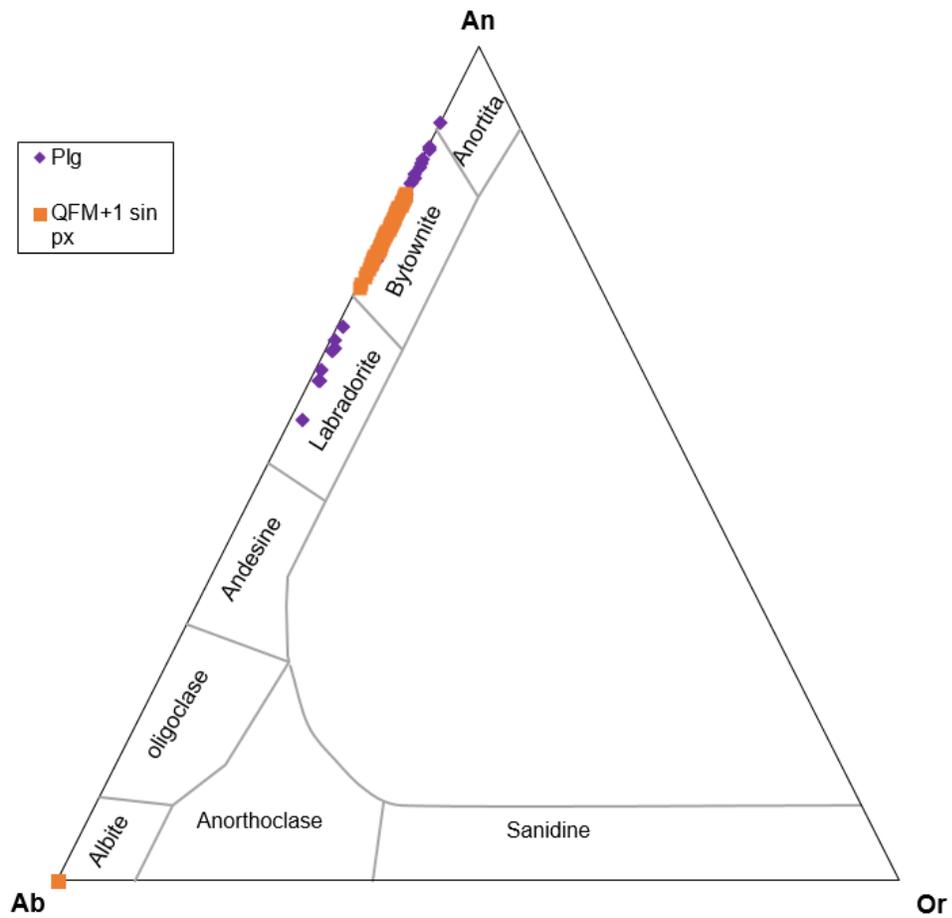


Figura 80: Diagrama de clasificación de feldespatos según su porcentaje de Anortita (An), Albite (Ab) y Ortoclasa (Or) (O'Connor, 1965), de los feldespatos medidos por Feris (2018) y la serie realizada polibáricamente a fugacidad QFM+1 y sin piroxenos.

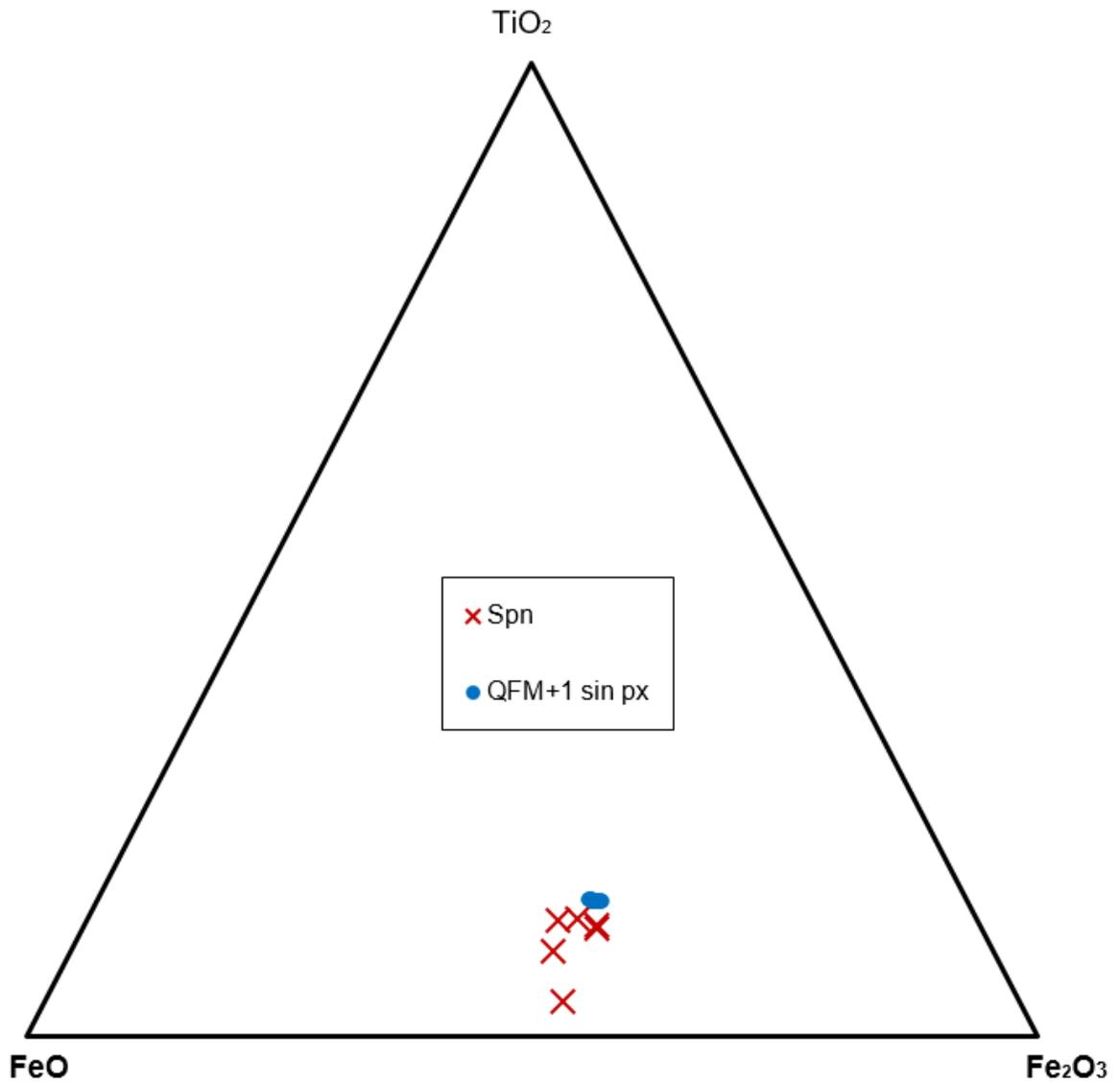


Figura 82: Diagrama de clasificación de las espinelas medidas por Feris (2018), representadas por una "x", según su porcentaje de Fe_2O_3 , FeO y TiO_2 y las generadas polibáricamente en la simulación a fugacidad QFM+1 sin piroxenos.