



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

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAVAS RECIENTES, AL NOROESTE DEL CAMPO GEOTERMAL DEL TATIO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

PAULA ANTONIETA MARTÍNEZ RAMÍREZ

PROFESOR GUÍA:
MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DIEGO MORATA CÉSPEDES
ANGELO CASTRUCCIO ALVAREZ

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto Fondap-Conicyt N°15090013

SANTIAGO DE CHILE
2014

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE: Geóloga.
POR: Paula Antonieta Martínez Ramírez.
FECHA: 10/12/2014
PROFESOR GUÍA: Miguel Ángel Parada Reyes.

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAVAS RECIENTES, AL NOROESTE DEL CAMPO GEOTERMAL DEL TATIO.

Los centros eruptivos Paniri, Cerro Lavas de Chao, Cerro del León y Toconce conforman una cadena volcánica de orientación NW-SE ubicada inmediatamente al NW del sistema geotermal del Tatio, en la segunda región de Antofagasta, Chile. Tienen una edad aproximada Pleistocena y según dataciones U/Pb realizadas en circones, el extremo NW de la cadena sería el más joven (Paniri y Chao, de edades similares), y el extremo SE el más antiguo (Toconce). La cadena está formada por tres estratovolcanes y un flujo de lava tipo Coulée, de composiciones dacíticas ricas en piroxeno y biotita. Estas rocas pertenecen a una serie subalcalina, son metaluminosas y poseen signatura característica calcoalcalina asociada al margen convergente de placas frente a las costas de Chile. La química de roca total, la petrografía y la química mineral permiten respaldar la hipótesis de un origen común para estos centros eruptivos, al observarse en ellos comportamientos y tendencias similares (mostrando el Cerro Lavas de Chao algunas particularidades que lo distinguen de los demás). Se observa una amplia gama textural presente en las fases minerales predominantes de las rocas, sobre todo en fenocristales de plagioclasa. Estas texturas reflejan principalmente procesos de desequilibrio a lo largo de la evolución magmática, evidenciando estadíos magmáticos de composiciones variables, y condiciones termodinámicas cambiantes. Existe evidencia química y textural que sugiere que los magmas de estos centros eruptivos habrían sufrido procesos de cristalización fraccionada durante su evolución, mientras que zonaciones inversas y oscilatorias halladas en cristales de plagioclasa y piroxeno, podrían indicar que algunos fenocristales serían derivados de procesos como cambios rápidos en condiciones de temperatura, pérdida rápida de volátiles en un magma hidratado, o mezcla de magmas.

Las condiciones pre-eruptivas calculadas mediante termobarometría para la cadena son: temperatura (con valores entre 818 ± 37 °C y 927 ± 38 °C), contenido de agua del magma (con valores entre $5,2\pm 0,4\%$ y $5,3\pm 0,4\%$), fugacidad de oxígeno (con valores logarítmicos hallados entre $-10,3\pm 0,5$ y $-12,6\pm 0,5$) y presión. Para esta última variable se obtuvieron dos tendencias calculadas usando dos técnicas diferentes: la primera, de valores entre 147 ± 16 Mpa y 220 ± 24 MPa, calculados con termobarometría de anfíboles, y la segunda, con valores entre 640 ± 280 MPa y 890 ± 280 MPa, obtenidos mediante termobarometría de dos piroxenos. En función de estos datos se sugiere la idea de que los fundidos de la cadena Paniri-Toconce habrían sido parte de un proceso de cristalización continua a distintas profundidades, con al menos dos pausas en su ascenso: la primera a ~ 35 km (asociada al cálculo mediante dos piroxenos), y la segunda a ~ 8 km de profundidad (asociada al cálculo mediante anfíboles). Se propone que el ascenso de fundidos habría sido un proceso cuasi-adiabático. Para la fugacidad de oxígeno se observan también dos tendencias: una asociada a condiciones oxidantes cercanas al buffer NNO^{+2} (Volcanes Cerro del León y Toconce), y otra con condiciones menos oxidantes que las anteriores, cercanas al buffer NNO (Cerro Lavas de Chao).

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quisiera agradecer al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (C.E.G.A.; Proyecto Fondap-Conicyt N°15090013) por financiar el presente estudio, brindando siempre el soporte y conocimientos científicos necesarios para llevar adelante este trabajo de título.

Muchas gracias a mi profesor guía Dr. Miguel Ángel Parada Reyes, por su excelente disposición en todo momento, teniendo siempre tiempo para solucionar las numerosas consultas y dudas que surgieron en el camino, entregando su apoyo constantemente, y sobre todo transmitiendo sus valiosos conocimientos en este periodo de trabajo conjunto. Agradezco también a los profesores integrantes de la comisión examinadora, Diego Morata C. y Angelo Castruccio A., por sus correcciones y comentarios realizados con mucha dedicación para enriquecer el presente trabajo.

Muchas gracias a mi querida compañera Nicole Bidart, quien compartió conmigo este proceso, trabajando siempre con la mejor voluntad y de manera muy responsable y comprometida, como una gran profesional. Muchas gracias a Claudio Contreras y Eduardo Morgado por su enorme apoyo y por aportar con sus conocimientos, ocupando parte de su valioso tiempo para ayudar en lo que estuviese en sus manos. Muchas gracias a los carabineros de los retenes Tocopuri y Toconce, quienes aportaron de manera directa y facilitaron el desarrollo de la campaña de terreno asociada al presente trabajo, realizada durante el mes de diciembre del año 2013: Sargento 2º Ricardo Covarrubias, Cabo 1º Rodrigo Silva y Suboficial F. Astete.

Gracias a todas las personas que trabajan en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, quienes desde su área de expertiz, ayudaron al desarrollo de esta memoria de título: Cristián Nievas, Bernardette Vásquez, Blanca Baccola, Juan Vargas, Roberto Valles, Julio Díaz, Carlos Alvarado, Quilo y Don Carlos. Adicionalmente gracias al Profesor Francisco Munizaga, al Profesor Fernando Barra y a Rurik Romero por su ayuda. Gracias a los profesores del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y de otros departamentos de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, de quienes he adquirido los conocimientos necesarios para completar esta etapa. Muchas gracias a los compañeros de Universidad que estuvieron a mi lado en geología y en plan común, y gracias a los queridos Hiperáridos, con quienes he compartido mi paso por el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, y he vivido momentos inolvidables y todos los altibajos que componen este complejo camino. Gracias a las compañeras de la rama de gimnasia rítmica de la Universidad de Chile por compartir conmigo y enseñarme sobre disciplina, esfuerzo y trabajo en equipo.

Muchas gracias a mi madre por confiar siempre en mí, darme aliento en los momentos de flaqueza, por su ayuda impagable durante la campaña de terreno, y por convencerme de que siempre soy capaz. Gracias a Naldi por mandar siempre su apoyo y buenos deseos, a mis familiares que siempre están presentes enviándome su cariño y aliento, y muchas gracias a Felipe, quien ha estado todo este tiempo a mi lado acompañándome, escuchándome y ayudándome en lo que fuese posible. Finalmente, gracias a todos quienes no alcanzo a nombrar uno a uno aquí, y que han aportado con su granito a lo largo de mi formación, para ayudarme a ser la persona que soy hoy.

TABLA DE CONTENIDO

I. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Presentación.....	1
1.2. Ubicación y vías de acceso de la zona en estudio	6
1.3. Objetivos	10
1.4. Hipótesis de trabajo.....	11
II. METODOLOGÍA DE TRABAJO Y ANÁLISIS	12
2.1. Geología de los centros eruptivos y su entorno	12
2.2. Petrografía.....	15
2.3. Geoquímica de roca total	15
2.4. Química Mineral	16
2.5. Análisis de circones	17
III. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS DE LA ZONA EN ESTUDIO.....	19
3.1. Síntesis bibliográfica de estudios previos	19
3.2. Marco Geológico.....	25
IV. GEOLOGÍA DE LOS CENTROS ERUPTIVOS Y SU ENTORNO	32
4.1. Generalidades.....	32
4.2. Volcán Toconce	33
4.3. Volcán Cerro del León	35
4.4. Cerro Lavas de Chao.....	36
4.5. Volcán Paniri.....	38
V. PETROGRAFÍA DE MUESTRAS.....	41
5.1. Generalidades.....	41

5.2. Caracterización de fases minerales predominantes	44
5.3. Caracterización de minerales accesorios	48
5.4. Estudio textural en rocas del Volcán Toconce	49
VI. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL	51
6.1. Generalidades.....	51
6.2. Diagramas de clasificación de rocas.....	52
6.3. Diagramas de variación de elementos.....	57
6.4. Diagramas normalizados de REE y multielementos.....	63
6.5. Estudio de elementos mayores en muestras del Volcán Toconce	72
VII. QUÍMICA MINERAL DE MUESTRAS	73
7.1 Generalidades.....	73
7.2 Volcán Toconce	74
7.3 Volcán Cerro del León	78
7.4 Cerro Lavas de Chao.....	82
7.5 Volcán Paniri	87
7.6 Análisis comparativo	93
VIII. CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS.....	98
8.1 Generalidades.....	98
8.2 Volcán Toconce	103
8.3 Volcán Cerro del León	105
8.4 Cerro Lavas de Chao.....	108
8.5 Análisis comparativo	112
IX. GEOCRONOLOGÍA.....	117

9.1 Volcán Toconce	117
9.2 Volcán Cerro del León	118
9.3 Cerro Lavas de Chao.....	121
9.4 Volcán Paniri	122
X. DISCUSIONES	125
10.1. Diferencias, similitudes y tendencias en la cadena Paniri-Toconce.....	125
10.2. Particularidades Cerro Lavas de Chao	130
10.3. Origen de la cadena Paniri-Toconce.....	131
10.4. Limitaciones del presente trabajo	132
10.5. Sugerencias y otros comentarios	133
XI. CONCLUSIÓN	136
XII. BIBLIOGRAFÍA	138

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Altitudes para los cráteres de los cuatro centros volcánicos estudiados, y sus volúmenes eruptados estimados.....	33
Tabla 2: Resumen de principales rasgos morfológicos.....	40
Tabla 3: Resumen de texturas descritas en el análisis petrográfico.....	43
Tabla 4: Índices de saturación de alúmina y de alcalinidad.....	56
Tabla 5: Razones lantano-yterbio, y lantano-yterbio normalizadas.....	64
Tabla 6: Valores calculados para realizar el diagrama Dy/Dy* versus Dy/Yb propuesto por Davidson et al. (2003).....	68
Tabla 7: Valores composicionales porcentuales calculados para feldespatos del Volcán Toconce.....	76
Tabla 8: Valores composicionales porcentuales calculados para piroxenos del Volcán Toconce.....	77
Tabla 9: Valores composicionales porcentuales calculados para óxidos de hierro y titanio del Volcán Toconce.....	78
Tabla 10: Valores composicionales porcentuales calculados para feldespatos del Volcán Cerro del León.....	80
Tabla 11: Valores composicionales porcentuales calculados para piroxenos del Volcán Cerro del León.....	81
Tabla 12: Valores composicionales porcentuales calculados para óxidos de hierro y titanio del Volcán Cerro del León.....	82
Tabla 13: Valores composicionales porcentuales calculados para feldespatos del Cerro Lavas de Chao.....	84
Tabla 14: Valores composicionales porcentuales calculados para óxidos de hierro y titanio del Cerro Lavas de Chao.....	85
Tabla 15: Valores composicionales porcentuales calculados para feldespatos del Volcán Paniri.....	90
Tabla 16: Valores composicionales porcentuales calculados para piroxenos del Volcán Paniri.....	90
Tabla 17: Valores composicionales porcentuales calculados para óxidos de hierro y titanio del Volcán Paniri.....	93
Tabla 18: Valores composicionales para microlitos de Volcán Paniri y Co. del León....	95
Tabla 19: Resumen de química mineral de los fenocristales, en cada muestra.....	97
Tabla 20: Termobarometría en piroxenos del Volcán Toconce, Putirka (2008).....	103
Tabla 21: Termometría y fugacidad de oxígeno para Volcán Toconce, usando cristales de magnetita-ilmenita.....	104
Tabla 22: Termobarometría en piroxenos según Putirka (2008), para Volcán Cerro del León.....	106
Tabla 23: Termometría y fugacidad de oxígeno para Cerro del León, usando cristales de magnetita-ilmenita.....	107

Tabla 24: Termobarometría en anfíboles para Cerro Lavas de Chao, según Ridolfi et. al (2010)	108
Tabla 25: Termometría y fugacidad de oxígeno, mediante magnetita-ilmenita para Cerro Lavas de Chao	110
Tabla 26: Termometría de dos feldespatos para Cerro Lavas de Chao	111
Tabla 27: Resumen de datos de termobarometría calculados.....	113
Tabla 28: Edades calculadas para circones del Volcán Toconce	118
Tabla 29: Edades calculadas para circones del Volcán Cerro del León	119
Tabla 29: Edades calculadas para circones del Cerro Lavas de Chao.....	121
Tabla 31: Edades calculadas para circones del Volcán Paniri.....	123
Tabla 32: Síntesis de las principales características de la cadena Paniri-Toconce.....	134

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Fig. 1: Formación de arco volcánico en zona convergente de placas tectónicas	1
Fig. 2: Zonas volcánicas del margen occidental sudamericano	3
Fig. 3: Relieve y estructuras de los Andes centrales	4
Fig. 4: Fotografía tomada en la zona de los Géysers del Tatio	5
Fig. 5: Ubicación del Centro Geotermal del Tatio, ciudad de Calama y poblado de San Pedro de Atacama	7
Fig. 6: Cadena Paniri-Toconce y sus alrededores	9
Fig. 7: Mapa con rutas de acceso a zonas de toma de muestras	10
Fig. 8: Vista panorámica de la cadena que alberga los centros volcánicos Paniri, Lavas de Chao, Cerro del León y Toconce	11
Fig. 9: Imagen ASTER GDEM de la zona de estudio	14
Fig. 10: Ejemplo de funcionamiento de cálculo de volumen en ArcGis	14
Fig. 11: Microscopio electrónico de barrido (SEM), con cañón de cátodo-luminiscencia (CL, Centaurus Detector), pertenecientes al Departamento de Geología, Universidad de Chile	18
Fig. 12: Ubicación y extensión aproximada del APVC (en gris)	20
Fig. 13: Localización de la cadena San Pedro (SPE) – Linzor (LIN) del estudio de Godoy et al. (2012)	21
Fig. 14: Izquierda, Mapa esquemático del área circundante al centro volcánico Lavas de Chao, Guest & Sánchez (1969). Derecha, análisis geoquímico de rocas del Cerro Lavas de Chao, Guest & Sánchez (1969)	22
Fig. 15: Columna estratigráfica compuesta del Cerro Lavas de Chao y sus tres fases eruptivas, De Silva et al. (1994)	23
Fig. 16: Esquema ilustrando presiones involucradas durante la erupción de un domo de lava sobre una topografía plana (A), y sobre una topografía inclinada (B)	24
Fig. 17: Izquierda, ubicación de la cadena San Pedro-Linzor, y de principales lineamientos de orientaciones NW-SE en la zona. Derecha, perfil esquemático de la estructura cortical propuesta bajo la cadena San Pedro-Linzor, Godoy et. al, (2014)	25
Fig. 18: Mapa geológico regional N. Marinovic y A. Lahsen (1984)	30
Fig. 19: Leyenda mapa geológico regional, N. Marinovic y A. Lahsen (1984)	31
Fig. 20: Imagen Landsat trabajada en ArcGis de los centros eruptivos de la Cadena Paniri-Toconce	32
Fig. 21: Izquierda, fotografía tomada camino al Volcán Toconce. Derecha, fotografía de afloramiento muestreado	34
Fig. 22: Izquierda, fotografía de afloramiento Volcán Toconce. Derecha, muestra de mano de los depósitos de lava del Volcán Toconce	34
Fig. 23: Izquierda fotografía tomada camino a Volcán Cerro del León. Derecha, fotografía de colada muestreada Volcán Cerro del León	35
Fig. 24: Izquierda, fotografía de afloramiento muestreado en Volcán Cerro del León. Derecha, fotografía de muestra de mano de Volcán Cerro del León	36
Fig. 25: Fotografía tomada camino al Cerro Lavas de Chao	36

Fig. 26: Mapeo en superficie del Cerro Lavas de Chao, llevado a cabo por Guest & Sánchez (1969).....	37
Fig. 27: Izquierda, vista frontal de un lado de la “colada I”, definida por Guest & Sánchez (1969). Derecha, detalle de la muestra de mano correspondiente al Cerro Lavas de Chao	38
Fig. 28: Izquierda, fotografía Volcán Paniri. Derecha, colada Volcán Paniri.....	38
Fig. 29: Izquierda, muestra de mano Volcán Paniri. Derecha, afloramiento de lavas del Volcán Paniri	39
Fig. 30: Ubicación del lugar donde fueron tomadas las fotografías de los afloramientos y volcanes en terreno.....	39
Fig. 31: Mapeo en superficie de principales rasgos volcánicos del área de estudio.....	40
Fig. 32: Rasgos texturales de las rocas. Análisis porcentual de vesículas, fenocristales y masa fundamental, usando software JMicrovision.....	42
Fig. 33: Análisis porcentual de fases minerales correspondientes a los fenocristales de las rocas. Realizado con software JMicrovision.....	43
Fig. 34: Plagioclasas con distintas texturas pertenecientes a distintos centros eruptivos (fotomicrografías tomadas mediante microscopía óptica a nícoles cruzados).....	45
Fig. 35: Distintos tipos de piroxenos en las muestras (fotomicrografías tomadas a nícoles cruzados)	46
Fig. 36: Texturas de exsolución en piroxeno (líneas blancas). Imagen tomada mediante EMPA.	46
Fig. 37: Minerales hidratados con distintas texturas (fotomicrografías tomadas a nícoles cruzados, con excepción de la figura A, tomada a nícoles paralelos)	47
Fig. 38: Circones en biotitas (señalados por líneas punteadas amarillas).....	48
Fig. 39: Fotomicrografías tomada mediante lupa binocular de los cristales de circón de cada muestra.....	49
Fig. 40: Fotomicrografías de muestras de ambas fases de las rocas del Volcán Toconce. Imágenes obtenidas mediante SEM.....	50
Fig. 41: Contenido de sílice (% SiO ₂), versus ubicación geográfica de las muestras en terreno	52
Fig. 42: Diagrama de clasificación TAS (Middlemost, 1994).....	53
Fig. 43: Diagrama K ₂ O v/s SiO ₂ (Peccerillo & Taylor, 1976).....	54
Fig. 44: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971).....	55
Fig. 45: Diagrama para visualizar índice de saturación de alúmina, modificado de Shand (1927).....	57
Fig. 46: Diagramas Harker de Elementos Mayores v/s SiO ₂	59
Fig. 47: Diagramas Harker de Elementos Mayores v/s SiO ₂	60
Fig. 48: Diagramas Harker de Elementos Menores y trazas v/s SiO ₂	61
Fig. 49: Diagramas Harker menores y trazas v/s SiO ₂	62
Fig. 50: Diagrama Spider-REE chondrite (Boynnton, 1984)	64
Fig. 51: Diagramas mostrando curvas que indican fraccionamiento de clinopiroxeno (izquierda) y de granate (derecha), Davidson et al. (2013).....	65

Fig. 52: Representación de los diagramas de REE en un gráfico Dy/Dy* v/s Dy/Yb.....	67
Fig. 53: Fraccionamiento de minerales en el diagrama Dy/Dy* v/s Dy/Yb, según Davidson et al., 2013.....	67
Fig. 54: Diagrama Dy/Dy* v/s Dy/Yb, realizado mediante la metodología descrita por Davidson et al., 2013.....	68
Fig. 55: Datos de granito normalizado a corteza continental. Diagrama modificado de Taylor & McLennan (1985), indicando incompatibilidad inversa de elementos LILE y HFSE.....	69
Fig. 56: Diagrama Spider-Corteza Continental Superior (Taylor & McLennan, 1985) ...	70
Fig. 57: Diagrama Spider-Condrito (Thompson, 1982)	71
Fig. 58: Elementos traza normalizados a composiciones condriticas.....	71
Fig. 59: Variación porcentual entre composición de elementos mayores para ambas fases identificadas en las rocas del Volcán Toconce.....	72
Fig. 60: Diagrama trivariante para feldespatos del Volcán Toconce.....	75
Fig. 61: Perfiles para dos plagioclasas zonadas del Volcán Toconce	75
Fig. 62: Plagioclasa con zonación inversa perteneciente al Volcán Toconce.....	76
Fig. 63: Diagrama trivariante para piroxenos del Volcán Toconce.....	77
Fig. 64: Diagrama trivariante para óxidos de hierro y titanio del Volcán Toconce	78
Fig. 65: Diagrama trivariante para feldespatos del Volcán Cerro del León.....	79
Fig. 66: Perfiles para dos plagioclasas zonadas del Volcán Cerro del León	79
Fig. 67: Plagioclasa con zonación inversa perteneciente al Volcán Cerro del León.....	80
Fig. 68: Diagrama trivariante para piroxenos del Volcán Cerro del León.....	81
Fig. 69: Diagrama trivariante para óxidos de hierro y titanio, Volcán Cerro del León	82
Fig. 70: Diagrama trivariante para feldespatos del Cerro Lavas de Chao	83
Fig. 71: Perfil para plagioclasa zonada del Cerro Lavas de Chao	83
Fig. 72: Plagioclasa con zonación inversa perteneciente al Cerro Lavas de Chao	84
Fig. 73: Diagrama trivariante para óxidos de hierro y titanio, Cerro Lavas de Chao.....	85
Fig. 74: Clasificación para anfíboles pertenecientes al Cerro Lavas de Chao.....	86
Fig. 75: Imagen de hornblenda 1 (Cerro Lavas de Chao), tomada con SEM	86
Fig. 76: Diagrama de clasificación biotita perteneciente al Cerro Lavas de Chao	87
Fig. 77: Imagen de biotita analizada en el Cerro Lavas de Chao, tomada con SEM.....	87
Fig. 78: Diagrama trivariante para feldespatos del Volcán Paniri	88
Fig. 79: Perfiles para dos plagioclasas zonadas del Volcán Paniri.....	89
Fig. 80: Plagioclasa con zonación oscilatoria perteneciente al Volcán Paniri.....	89
Fig. 81: Diagrama trivariante para piroxenos del Volcán Paniri.	90
Fig. 82: Perfil composicional en clinopiroxeno zonado, Volcán Paniri	91
Fig.83:Fotomicrografías tomadas mediante SEM de clinopiroxeno zonado, perteneciente al Volcán Paniri.....	91
Fig. 84: Perfil composicional en ortopiroxeno zonado, Volcán Paniri	92
Fig.85:Fotomicrografías tomadas mediante SEM de ortopiroxeno zonado, perteneciente al Volcán Paniri	92
Fig. 86: Diagrama trivariante para óxidos de hierro y titanio del Volcán Paniri.....	93

Fig. 87: Diagrama trivariante comparativo entre núcleos de cristales de feldespatos de los cuatro centros eruptivos	94
Fig. 88: Diagrama trivariante comparativo entre bordes de cristales de feldespatos de los cuatro centros eruptivos	94
Fig. 89: Química de microlitos de plagioclasa, en volcanes con textura intersertal	95
Fig. 90: Diagrama trivariante comparativo, para piroxenos de tres centros eruptivos distintos	96
Fig. 91: Diagrama ternario de clasificación de óxidos de Fe-Ti	97
Fig. 92: Piroxenos del Volcán Cerro del León usados para termobarometría de dos piroxenos	100
Fig. 93: Diagrama Presión v/s Temperatura	104
Fig. 94: Diagrama log(fO_2) v/s Temperatura para Volcán Toconce, con metodologías de los dos autores distintos utilizadas (S & L, 1981 y A & L, 1985)	105
Fig. 95: Diagrama Presión v/s Temperatura	106
Fig. 96: Diagrama log(fO_2) v/s Temperatura para Volcán Cerro del León, con metodologías de los dos autores distintos utilizadas (S & L, 1981 y A & L, 1985)	107
Fig. 97: Diagrama de Presión (MPa) v/s Temperatura ($^{\circ}C$), para anfíboles del Cerro Lavas de Chao	109
Fig. 98: Diagrama de Temperatura v/s Contenido de agua del fundido, para anfíboles del Cerro Lavas de Chao	109
Fig. 99: Diagrama de log(fO_2) v/s Temperatura, para anfíboles del Cerro Lavas de Chao	110
Fig. 100: Diagrama log(fO_2) v/s Temperatura, para Cerro Lavas de Chao con metodologías de los dos autores distintos utilizadas (S & L, 1981 y A & L, 1985)	111
Fig. 101: Diagrama Presión v/s Temperatura, feldespatos Cerro Lavas de Chao	112
Fig. 102: Diagrama integrado de Presión v/s Temperatura	114
Fig. 103: Diagrama integrado de log(fO_2) v/s Temperatura	115
Fig. 104: Puntos analizados en circones del Volcán Toconce (fotomicrografía tomada mediante cátodo-luminiscencia)	117
Fig. 105: Izquierda, diagrama de edades (Ma) versus número de puntos considerados para análisis final. Derecha, histograma de probabilidad relativa versus edades	118
Fig. 106: Puntos analizados en circones del Volcán Cerro del León (fotomicrografía tomada mediante cátodo-luminiscencia)	119
Fig. 107: Arriba, diagramas de edades versus número de puntos considerados para análisis final (izquierda, familia más joven de cristales; derecha, familia de cristales heredados). Abajo, histogramas de probabilidad relativa versus edades (izquierda, familia más joven de cristales; derecha, familia de cristales heredados)	120
Fig. 108: Puntos analizados en circones del Cerro Lavas de Chao (fotomicrografía tomada mediante cátodo-luminiscencia)	121
Fig. 109: Izquierda, diagrama de edades versus número de puntos considerados para análisis final. Derecha, histograma de probabilidad relativa versus edades (Ma)	122

Fig. 110: Puntos analizados en circones del Volcán Paniri (fotomicrografía tomada mediante cátodo-luminiscencia).....	123
Fig. 111: Izquierda, diagrama de edades versus número de puntos considerados para análisis final. Derecha, histograma de probabilidad relativa versus edades (Ma)	124
Fig. 112: Migración del magmatismo hacia el Noroeste propuesta	124
Fig. 113: Modelo de Langmuir para tasas de cristalización diferenciadas dentro de una misma cámara magmática	127
Fig. 114: Tendencias buffer propuestas para diagrama integrado de $\log(fO_2)$ v/s Temperatura.....	129
Fig. 115: Modelo petrológico propuesto para centros eruptivos de la cadena Paniri-Toconce.....	132

I. INTRODUCCIÓN

1.1. Presentación

Chile se encuentra sometido a un régimen de placas activo frente a sus costas, producido por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Este régimen existe desde el Jurásico en esta zona (Coira et al., 1982), y se asocia a la apertura del Océano Atlántico Sur, que habría provocado el inicio del régimen compresional de placas en el margen occidental de la placa Sudamericana.

La evolución de la cadena andina ha ocurrido mediante el desarrollo sistemático de una serie de eventos migratorios del arco volcánico hacia el Este, marcados por distintas fases tectónicas (e.g. Coira et al., 1982; Scheuber & Giese, 1999; Trumbull, 2006). Esta migración ha sido atribuida principalmente a cambios en el ángulo de subducción de la Placa de Nazca en los últimos 200 Ma (Coira et al., 1982; Scheuber & Reutter, 1992), y a la erosión por subducción en el margen de placas (Stern, 1991; Ranero et al., 2006). Lo anterior convierte a Chile en un país altamente volcánico, gracias al constante ascenso de fluidos magmáticos a través de la corteza. Esto genera a su vez un gradiente geotermal importante, junto al desarrollo de sistemas geotermales cerca del arco volcánico moderno. La actividad magmática en este contexto se inicia por deshidratación y/o fusión de la litósfera oceánica subductada, y por interacción de los fluidos liberados con el manto astenosférico sobreyacente. Al mismo tiempo, se van incorporando a los magmas componentes corticales continentales, mediante erosión por subducción y/o asimilación. La Fig. 1, representa gráficamente estos procesos.



Fig. 1: Formación de arco volcánico en zona convergente de placas tectónicas. Fuente: Tarbuck & Lutgens, 2005.

En el contexto de las cadenas volcánicas activas dentro de la historia evolutiva de los Andes centrales, los eventos tectónicos y geológicos más importantes han ocurrido desde el Oligoceno tardío en adelante, luego de la ruptura de la placa Farallon que dio paso a la formación de las placas de Cocos y Nazca, hace aproximadamente 27 Ma (Tebbens et al., 1997). Esto provocó un cambio en la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana (de oblicua a casi ortogonal) induciendo cambios en la geometría de subducción, acelerando el acortamiento cortical, favoreciendo el engrosamiento cortical, incrementando la actividad magmática y desencadenando con ello el alzamiento de los Andes junto a su característico volcanismo.

Actualmente el margen occidental de Sudamérica se divide en cuatro zonas dominadas por volcanismo activo: *zona volcánica norte*, *zona volcánica central*, *zona volcánica sur* y *zona volcánica austral* (indicadas en la Fig. 2). Los cuatro segmentos recién mencionados, ocurren en áreas donde el ángulo de subducción de la placa de Nazca es relativamente alto (en promedio 25°). Entre estas zonas volcánicas existen regiones donde el ángulo de subducción es bajo (<10°) y el volcanismo está ausente, formando áreas de “gap volcánico” que habrían comenzado a desarrollarse durante el Mioceno, por la subducción de plateaus y/o dorsales oceánicas (Stern, 2004). Estas zonas sin volcanismo activo, determinan el fin de una zona volcánica y el inicio de otra. La segmentación del volcanismo recién descrita, correspondería a un rasgo transitorio relacionado a la actividad tectónica neógena (Stern, 2004).

De las zonas volcánicas recién mencionadas, es la *Zona Volcánica Central (ZVC)* en adelante; 17°S - 28°S) la que alberga la ubicación del presente estudio. Los componentes corticales en los productos volcánicos hallados en la ZVC son bastante significativos, pues en ella la corteza continental es muy gruesa y las tasas de erosión por subducción del margen continental alcanzan a consumir volúmenes de aproximadamente un 4 % del total de la corteza oceánica que es subductada. Esto ocurre debido a condiciones climáticas hiperáridas y al bajo aporte de sedimentos a la fosa oceánica en la región que abarca la ZVC.

La ZVC evolucionó de manera diferente hacia el Norte y hacia el Sur durante el Cenozoico. En el extremo Norte de la ZVC (lugar donde se ubica la zona de estudio), se desarrollaron una serie de eventos tectónicos compresionales, incluyendo: fase Incaica (~40 Ma), fase Aymara (~28-26 Ma), fase Pehuenche (~25-23 Ma), fase Quechua (~17 Ma) y fase Diaguita (~5-3 Ma). Lo anterior determinó que la actividad magmática en la zona Norte de la ZVC se haya desarrollado continuamente desde el Oligoceno tardío hasta el presente (Coira et al., 1982). En el extremo Sur de la ZVC en cambio, se desarrolló una fase extensional entre Oligoceno tardío y Mioceno, generando un sistema de cuencas de ante-arco, intra-arco y tras-arco, apreciable desde el flanco Este de la Cordillera de la Costa hasta Argentina. Esto podría deberse a la formación de una ventana astenosférica que cambió el régimen de subducción en la zona Sur de la ZVC (abarcando hasta la Zona Volcánica Sur), trasladando el arco hacia el Oeste y provocando un depósito de sedimentos marinos en las cuencas formadas (Coira et al. 1982). Todo ello habría constituido un evento transitorio que duró hasta el Mioceno medio aproximadamente, luego del cual el arco volcánico volvió a su posición en la cordillera principal (Stern, 2004) y los sedimentos depositados fueron enterrados y deformados.

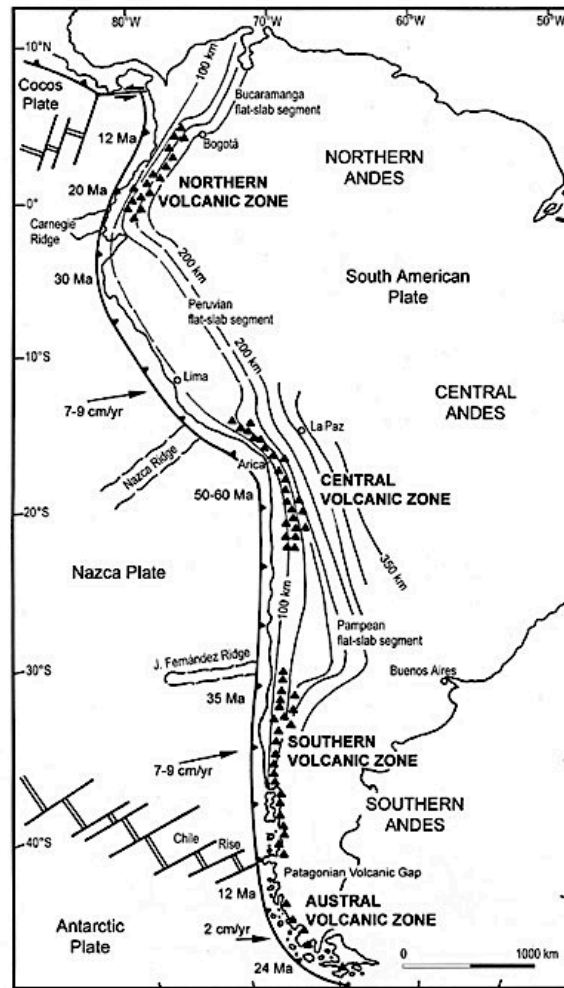


Fig. 2: Zonas volcánicas del margen occidental sudamericano. Se aprecia en la figura el margen de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana frente a la costa de Chile, así como las tasas de subducción en las distintas zonas. Figura extraída de Stern (2004).

Si bien la mayoría de las características principales de los Andes centrales que se aprecian hoy han sido heredadas de eventos ocurridos durante el Mioceno, la deformación tectónica y el magmatismo Cuaternario han provocado significativas modificaciones sobre la topografía de la Cordillera Principal, y controlan la ubicación de los centros volcánicos activos recientes. Los principales factores asociados a estos cambios en la actualidad son: el ángulo de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, el ángulo de convergencia entre ambas placas, el grosor de la corteza continental, y la composición de la corteza continental. En el margen de placas frente a los Andes centrales, la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana presenta un ángulo de convergencia casi ortogonal al orógeno, provocando acortamiento en esa misma dirección. En esta parte de los Andes, las cordilleras occidental y oriental flanquean los plateaus del Altiplano y la Puna, y la actividad volcánica allí se restringe a la zona de la cordillera occidental (Fig. 3). La corteza bajo la zona Norte de la ZVC en los Andes es de un espesor que alcanza hasta 70 km (Beck et al., 1996; Yuan et al., 2002). Ha sido propuesto que esta corteza estaría formada por dos zonas: una superior de composición félsica, que alcanzaría hasta 50 km de espesor bajo el Altiplano, y una inferior de composición máfica, cuyo espesor

variaría entre los 30 y los 20 km aproximadamente (Yuan et al., 2002; Prezzi et al., 2009). Se estima que esta corteza engrosada subyace una región de aproximadamente 700 km de extensión y 200 km de ancho, con alturas promedio sobre el nivel de mar de ~3700 m, alcanzando en algunos lugares hasta ~6000 metros sobre el nivel del mar (msnm en adelante) como ocurre en la zona del Altiplano (Arriagada et al., 2006).

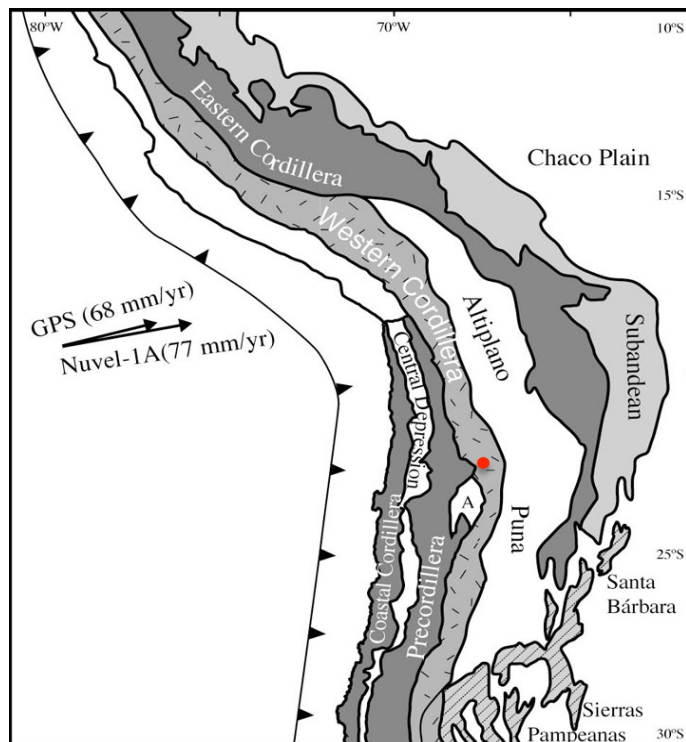


Fig. 3: Relieve y estructuras de los Andes centrales. Se ha marcado con un punto rojo la ubicación aproximada del área del presente estudio. La imagen ha sido extraída y modificada de Arriagada et al. (2006).

El gran engrosamiento cortical de la zona habría comenzado en la parte Norte de la ZVC durante el Eoceno. En este período se desarrolló la fase tectónica Incaica, un episodio de convergencia oblicua muy rápida de placas (Pardo-Casas et al., 1987), a lo cual se sumaría el efecto del underplating magmático y las delaminaciones litosféricas. Como la ZVC se distingue por presentar centros volcánicos asociados a esta corteza continental engrosada, es común encontrar en ella productos volcánicos altamente diferenciados, con amplia presencia de dacitas y riolitas, así como ignimbritas (De Silva & Francis, 1989; Stern, 2004; Trumbull et al., 2006). Datos radiométricos y de terreno, muestran que desde el Mioceno superior al Plioceno inferior la ocurrencia de ignimbritas fue dominante dentro de la ZVC, mientras que la erupción de lavas andesíticas y dacíticas, ha sido importante en ella desde el Mioceno tardío hasta el Holoceno (Coira et al., 1982). Adicionalmente, las intensas erupciones de estas lavas andesíticas y dacíticas han sido acompañadas por la formación de conos piroclásticos y domos rio-dacíticos, hecho que se ve evidenciado en varios puntos de la cadena volcánica moderna del Altiplano chileno, principalmente en la zona donde el río Loa alcanza sus puntos más altos respecto al nivel del mar (zona entre 21°S y 22°S), en la segunda región de Antofagasta, Chile (Coira et al., 1982).

El Complejo Volcánico Altiplano-Puna (en adelante APVC), consiste en una zona volcánica silíceo dentro de la ZVC, que ocupa el segmento comprendido entre 21°S-24°S. Esta es una provincia volcánico-tectónica, caracterizada por la presencia de abundantes ignimbritas y domos de lava dacíticos a riolíticos, que representan varios pulsos eruptivos ocurridos entre 8,4 Ma y 2,9 Ma atrás (Salisbury et al., 2011). En función de estudios sísmicos, eléctricos y de anomalías termales, se ha propuesto la existencia de una corteza continental superior parcialmente fundida en el APVC, llamada el Cuerpo Magmático del Altiplano-puna. Este cuerpo de aproximadamente 20 km de espesor (Chmielowsky et al., 1999; Schilling et al., 1997; Zandt et al., 2003) se asociaría a la formación de todos los centros eruptivos y morfologías volcánicas en la zona, ocurridas en los últimos 10 Ma (Tierney et al., 2010).

Existe una relación muy estrecha entre reservorios geotérmicos y volcanismo activo reciente dentro de la ZVC (e.g. Lahsen & Trujillo, 1976; Giggenbach, 1978; Stern et al., 2007). Durante el Plioceno superior, una fase tectónica extensional local causó deformaciones diferenciales, asociadas a sistemas de fallas de orientaciones N-S, NW-SE y NE-SW en el Norte de Chile, lo cual habría provocado fisuras volcánicas y manifestaciones hidrotermales dentro de pequeños grabens (Renzulli et al., 2006). Ejemplo de lo anterior serían la formación en dicho periodo de los sistemas geotermales del Tatio y Puchuldiza (Lahsen et al., 2010).

El sistema geotermal del Tatio se ubica en el Altiplano chileno, aproximadamente a 4.270 msnm y a casi 100 km al Este de la mina de cobre Chuquicamata. Según el trabajo de Fernández-Turiel et al. (2005), el Tatio se emplaza en una eco-región de la Puna andina caracterizada por extensos pastizales de alta montaña, asociados a bajas tasas anuales de precipitación (<100 mm/año). La ocurrencia de lluvias es muy estacional allí (restringida entre los meses de diciembre y marzo) y la estación seca suele durar en promedio ocho meses. Esta zona es oligotérmica (temperaturas medias anuales entre 8 °C y 11 °C) y presenta oscilaciones térmicas diarias de hasta 35 °C. En esta eco-región existe variada flora y fauna, adaptada a las temperaturas extremas, la escasez de agua y las grandes altitudes.



Fig. 4: Fotografía tomada en la zona de los Géysers del Tatio.

El Tatio posee una geoquímica de aguas termales muy particular, dada por altas concentraciones de sílice disuelta, arsénico y boro (Fernández-Turiel et al., 2005). Estas aguas son alcalinas, cloruradas y de pH cercano a neutro (Nicolau del Roure, 2013). Este campo geotermal presenta numerosas manifestaciones termales, tales como géiseres (~80 activos en la actualidad), fumarolas, pozos burbujeantes, piscinas de barro hirviente y depósitos de sínter silíceos, y abarca un área de más de 100 km² de extensión (Nicolau del Roure, 2013).

Fernández-Turiel et al. (2005), explican que los géiseres del Tatio y los géiseres Sol de mañana (ubicados en territorio Boliviano, al Noreste del Tatio) son los sistemas geotermales emplazados a mayores alturas respecto al nivel del mar a nivel mundial, siendo el Tatio a su vez el de mayor tamaño en Sudamérica, y el tercero mayor a nivel mundial después de Yellowstone (Estados Unidos) y Dolina Geiserov (Rusia). El mismo trabajo de Fernández-Turiel et al. (2005), menciona que el Tatio estaría emplazado en los niveles superiores de un graben de ~4 km de ancho (en dirección WNW-ESE) y ~6 km de largo (en dirección NNE-SSW), el cual estaría relleno de rocas volcánicas.

Las fuentes termales del Tatio descargan entre 250 y 500 litros de agua por segundo, dependiendo de la estación del año (Lahsen & Trujillo, 1976). Según datos geoquímicos y estructurales, esta agua derivaría de precipitaciones ocurridas en un área localizada entre 12 km y 20 km al Este del Tatio (Giggenbach, 1978). Las migraciones laterales de agua en el lugar estarían controladas por la permeabilidad incrementada de rocas volcánicas (debido a procesos erosivos, meteóricos y de lixiviación), y su migración vertical se vería favorecida por la amplia presencia de estructuras y sets de fracturas con orientaciones NW-SE y NE-SW (Fernández-Turiel et al., 2005). El principal acuífero involucrado en los procesos hidrotermales del Tatio se hallaría aproximadamente a 800 metros de profundidad, y tendría una temperatura promedio de ~265 °C (Lahsen & Trujillo, 1976). Las descargas de agua en la superficie ocurren a una temperatura de ~86 °C, que correspondería al punto de ebullición para altitudes cercanas a los 4.200 msnm (Phoenix et al., 2006). Fernández-Turiel et al. (2005), proponen que los procesos de evaporación acelerada y presencia de diversas comunidades microbiales en el Tatio (cianobacterias, bacterias verdes y diatomeas), serían los factores determinantes controlando la formación de sínter silíceos característicos de este sistema geotermal.

Finalmente, es interesante mencionar que según estudios recientes, este sistema geotermal constituiría la principal fuente natural de los altos niveles de arsénico que transporta el río Loa, la fuente más importante de agua para diversos ecosistemas y actividades humanas en la segunda región de Antofagasta, Chile (Alsina et al., 2014).

1.2. Ubicación y vías de acceso de la zona en estudio

El área del presente estudio se ubica en la segunda región de Antofagasta, provincia El Loa, y abarca las comunas de San Pedro de Atacama y Calama, Chile. Para llevar a cabo el trabajo de recolección de muestras, fueron seleccionados ocho centros volcánicos cuyos depósitos se ubican en promedio a más de 4000 msnm, en una zona que es de alto interés turístico a pocos kilómetros de la frontera boliviana (aproximadamente a 6 km de ella). Las vías de acceso en este lugar son de mala

calidad (camino pedregoso, poco transitado) y el clima puede resultar adverso dependiendo de la época del año (en invierno, temperaturas extremas bajo cero; en verano, presencia de temporales de lluvia debido al invierno Altiplánico, que se desarrolla entre los meses de diciembre y marzo).

Los centros volcánicos seleccionados para el presente trabajo se ubican sobre una cadena de orientación NW-SE, localizada al Noroeste del sistema geotermal del Tatio. Dicha cadena alberga al centro turístico de los géiseres, y se ubica al Noreste de la ciudad de Calama (a ~90 km de ella), y al Norte del poblado de San Pedro de Atacama (a ~70 km de él). Los puntos extremos de esta cadena son: al Norte, $575323 E - 7564785 S$ y al Sur, $609197 E - 7517508 S$, aproximadamente. En la Fig. 5 se muestra la ubicación del centro geotermal del Tatio (estrella roja), y la ubicación de las ciudades y poblados aledaños a él. Adicionalmente, se muestra la ubicación de la cadena en estudio (óvalo rojo).



Fig. 5: Ubicación del Centro Geotermal del Tatio, ciudad de Calama y poblado de San Pedro de Atacama. Líneas punteadas representan los límites entre territorio chileno (al W de la línea), boliviano (al NE de la línea) y argentino (al SE de la línea). La imagen ha sido modificada de la original, extraída del *Mapa Rutero* de Chile versión digital. Fuente: www.turistel.cl

Los centros volcánicos que fueron seleccionados para el muestreo son, de Noroeste a Sureste: Volcán Paniri, Cerro Lavas de Chao, Volcán Cerro del León, Volcán Toconce, Cerro Volcán, Volcán La Quebrada, Volcán Tatio y Cerro La Torta. Otros lugares de interés y de referencia que se ubican en las inmediaciones del área en

estudio son: poblados de Chiu-Chiu, Ayquina, Cupo, Caspana, Linzor, Paniri y Toconce; Bofedal de Machuca y Vado de Putana (ambos humedales), y Morros Cerros de Cablor. Todos estos sitios de interés sirven de referencia tanto para el presente capítulo, como para el capítulo 3.2 (Marco geológico).

Para acceder a los afloramientos de los centros volcánicos mencionados se deben utilizar dos vías de acceso diferentes. La primera de ellas, implica tomar desde la ciudad de Calama la ruta 23CH, hasta San Pedro de Atacama. Desde este poblado, se debe tomar la ruta B-245 que conduce al centro turístico Géiseres del Tatio. Una vez en este camino, aproximadamente 10 kilómetros antes de llegar al parque turístico de los Géiseres, es posible tomar diversas huellas pedregosas que permiten acercarse a los afloramientos de los centros volcánicos al Sureste del Tatio: Volcán Tatio, Cerro La Torta, Cerro Volcán y Volcán La Quebrada.

Los centros eruptivos ubicados al Sureste del Tatio, serán estudiados por la alumna Nicole Bidart O., en su memoria para optar al título de Geóloga (Petrología y Geoquímica de lavas recientes, al Sureste del Sistema Geotermal del Tatio, Departamento de Geología, Universidad de Chile), por lo que se excluyen del presente trabajo. No obstante lo anterior, el trabajo en terreno fue realizado en conjunto entre ambas alumnas, por lo cual se mencionan en el presente capítulo.

Para acceder a los centros volcánicos ubicados al Noroeste del Tatio, es necesario tomar desde la ciudad de Calama la ruta B-165 conducente hacia el poblado de Toconce, cruzando los poblados de Chiu Chiu y Ayquina. Una vez que se ha llegado a Toconce, se deben tomar nuevamente huellas pedregosas hacia los afloramientos de los centros volcánicos ubicados al Noroeste del Tatio: Volcán Toconce, Volcán Cerro del León, Cerro Lavas de Chao y Volcán Paniri. Estos últimos cuatro centros eruptivos serán descritos en detalle en el presente trabajo, y solamente a ellos se referirán los capítulos en adelante. En la Fig. 6 se muestran estos cuatro centros eruptivos (puntos verdes), así como los lugares previamente mencionados, y la ubicación de los Géiseres del Tatio (marcador celeste).

En general las rutas 23CH, B-245 (vía Machuca) y B-165, se encuentran en buen estado para vehículos de tracción simple. Sin embargo, las huellas pedregosas que se deben tomar para poder llegar a los afloramientos y parte de la ruta B-245 (vía Puritama), requieren de un vehículo bien acondicionado para caminos en muy mal estado y con tracción doble. Al mismo tiempo, es necesario contar con autorización de la policía local para acceder a los afloramientos, debido a la cercanía con la frontera boliviana (retenes Tocorpuri y Toconce). Todas estas rutas son indicadas en la Fig. 7.



Fig. 6: Cadena Paniri-Toconce y sus alrededores. Imagen extraída de Google Earth.



Fig. 7: Mapa con rutas de acceso a zonas de toma de muestras. La imagen ha sido modificada de la original, extraída del *Mapa Rutero* de Chile versión digital. Fuente: www.turistel.cl

1.3. Objetivos

- **Objetivo General del estudio**

El objetivo principal del presente estudio es determinar las condiciones pre-eruptivas asociadas a los centros volcánicos existentes al Noroeste del sistema geotermal del Tatio. Esto es, determinar condiciones de: presión, temperatura, fugacidad de oxígeno y contenido de agua en los magmas, previo a las erupciones de cada centro volcánico. Al mismo tiempo, se pretende reconocer la existencia de afinidades geoquímicas o tendencias existentes dentro de la cadena volcánica Paniri-Toconce.

- **Objetivos Específicos**

1. Describir la geología de los centros eruptivos y su entorno.
2. Analizar petrográficamente las muestras.
3. Analizar la geoquímica de roca total de las muestras.
4. Estudiar la química mineral de las muestras.
5. Definir condiciones petrológicas pre-eruptivas de los centros volcánicos mediante termobarometría.
6. Realizar dataciones U/Pb en cristales de circón de los centros volcánicos para establecer su edad relativa.

1.4. Hipótesis de trabajo

Para el presente trabajo, la elección de los cuatro centros volcánicos ubicados al Noroeste del campo geotermal del Tatio se basó en su disposición sobre una cadena volcánica de orientación Noroeste-Sureste en la zona (como se aprecia en la Fig. 8), por lo que es posible plantear la hipótesis de un posible origen común, con una evolución petrológica similar para todos ellos.

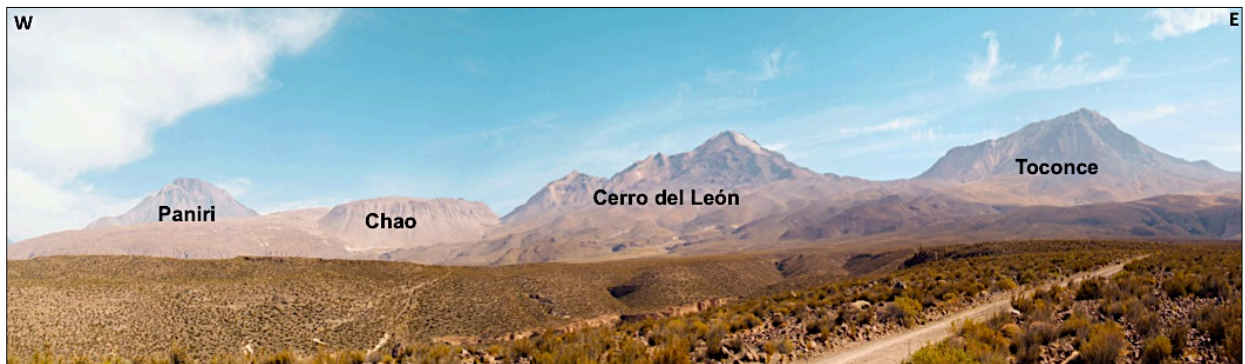


Fig. 8: Vista panorámica de la cadena que alberga los centros volcánicos Paniri, Lavas de Chao, Cerro del León y Toconce. Fotografía tomada en terreno.

II. METODOLOGÍA DE TRABAJO Y ANÁLISIS

2.1. Geología de los centros eruptivos y su entorno

Para la recopilación de información sobre la geología de la zona en estudio, fueron llevadas a cabo revisiones bibliográficas y una campaña de terreno con la finalidad de obtener muestras desde los depósitos in situ, para posteriormente realizar trabajo de gabinete con las muestras recolectadas y analizar imágenes satelitales del lugar.

La campaña de terreno se realizó durante los días 4 y 13 de diciembre de 2013, con trabajo efectivo entre los días 5 y 12 de diciembre. Para desarrollar esta campaña fue necesario investigar con anterioridad respecto a accesibilidad, clima, lugares para acampar y/o pernoctar, lugares de abastecimiento, etc. El trabajo en la zona consistió en la recolección de muestras de roca desde los afloramientos de los depósitos volcánicos pertenecientes a los centros eruptivos que habían sido previamente seleccionados. El resultado de la campaña fue la recolección de 48 muestras de roca (correspondientes a los 8 centros volcánicos ya mencionados) incluyendo muestras de lavas y de depósitos piroclásticos, que fueron enviadas desde la ciudad de Calama a Santiago. El resumen de los puntos muestreados se entrega en el Anexo A. El trabajo en terreno se dividió en dos fases: primero (entre los días 5 y 9 de diciembre) se trabajó en los centros volcánicos al Sureste del Tatio, y luego (entre los días 10 y 12 de diciembre) en los centros volcánicos al Noroeste del Tatio.

La primera labor realizada como parte del trabajo de gabinete fue describir macroscópicamente las muestras recolectadas en terreno, confeccionando una base de datos que resultó ser una primera aproximación a la petrografía de los depósitos en estudio, y que fue posteriormente contrastada con los análisis microscópicos y geoquímicos realizados.

La segunda fase del trabajo de gabinete estuvo dirigida al estudio de imágenes satelitales de la zona en estudio. Estas imágenes fueron obtenidas desde la página web *Earth Explorer*, del *USGS (United States Geological System; Servicio Geológico de Estados Unidos)*, que las distribuye libremente con fines científicos y académicos. Las imágenes utilizadas para esta labor son tipo *Landsat* y *DEM*. Los datos *ASTER GDEM* y los datos *Landsat* asociados a cada imagen son de propiedad y producción del *METI (Ministry of Economy, Trade and Industry; Ministerio de economía, comercio e industria de Estados Unidos)* y de la *NASA (National Aeronautics and Space Administration; Agencia estadounidense del Espacio y la Aeronáutica)*.

Para analizar estas imágenes, se realiza en primer lugar un mapeo preliminar en superficie de los centros volcánicos, para poder reconocer sus rasgos morfológicos e identificar con claridad las coladas que fueron muestreadas en terreno.

Utilizando la imagen *DEM* (Fig. 9) se pueden calcular los volúmenes asociados a cada centro volcánico del estudio. La estimación de volumen del edificio volcánico para cada complejo se realiza mediante la herramienta *Surface volume*, de la extensión *3D analyst* en *ArcGIS*. Para esto es necesario:

- Mapear en superficie la zona sobre la cual se desea calcular el volumen (para el presente caso, delimitar el contorno de cada centro eruptivo).
- Entregar al programa una altura de referencia sobre o bajo la cual se calculará el volumen, dentro del área delimitada por el mapeo previo.
- Indicar al programa si debe calcular el volumen sobre esta altura de referencia, o bajo esta altura de referencia.

A partir del modelo de elevación digital (*DEM* en adelante) y estimando un plano horizontal como base del edificio volcánico, el software entregará el volumen comprendido entre el plano horizontal y la topografía del *DEM*. La estimación del plano adecuado a partir del cual se mide el volumen para cada complejo se realiza mediante un análisis de la geometría del edificio volcánico, seleccionando las zonas con mayor variación en la pendiente, mediante perfiles topográficos (obtenidos con el software *GoogleEarth*). Esto se explica esquemáticamente en la Fig. 10.

Para el presente caso fueron utilizados varios valores de altura basal para cada centro eruptivo, calculándose un volumen para cada uno de esos valores dados (es decir, se consideró más de un plano como el plano basal de cada edificio volcánico). Lo anterior pues los terrenos sobre los cuales se albergan los centros volcánicos estudiados son en general de pendiente variable, y en algunos casos presentan muchas irregularidades por lo que entregar una sola altura basal para cada centro eruptivo, entregará un volumen con un error asociado muy elevado. De este modo la herramienta *3D analyst* calculará el volumen desde la altura de referencia dada hasta la cota más alta del *DEM*, dentro del área basal que se ha mapeado. Esta metodología ha sido utilizada previamente por Aravena (2011), quien estimó volúmenes para edificios volcánicos en la región del Maule, Chile.

De este modo, se obtienen varios valores de volúmenes para cada depósito volcánico (uno por cada cota basal), por lo que es necesario calcular un promedio entre todos ellos. Para comprobar que dichos cálculos de volúmenes fuesen correctos, los valores finales fueron comparados con los de algunos trabajos previos. Por ejemplo, Guest & Sánchez (1969), calcularon para los depósitos del centro eruptivo Lavas de Chao un volumen de $\sim 24 \text{ km}^3$, mientras que el valor calculado con *ArcGis* entregó un valor de $21,2 \text{ km}^3$ para el mismo centro.

Si bien existe un error asociado a este cálculo (ya que se realiza un promedio sobre varios valores de volumen calculados) esta metodología parece ser adecuada considerando que los resultados son tan solo una primera aproximación al cálculo de los volúmenes obtenidos, y entendiéndolo que el presente trabajo no cuenta con mayor cantidad de datos numéricos precisos sobre la topografía y dimensiones de las coladas. El detalle de los valores utilizados para estos cálculos se presenta también en el Anexo A.

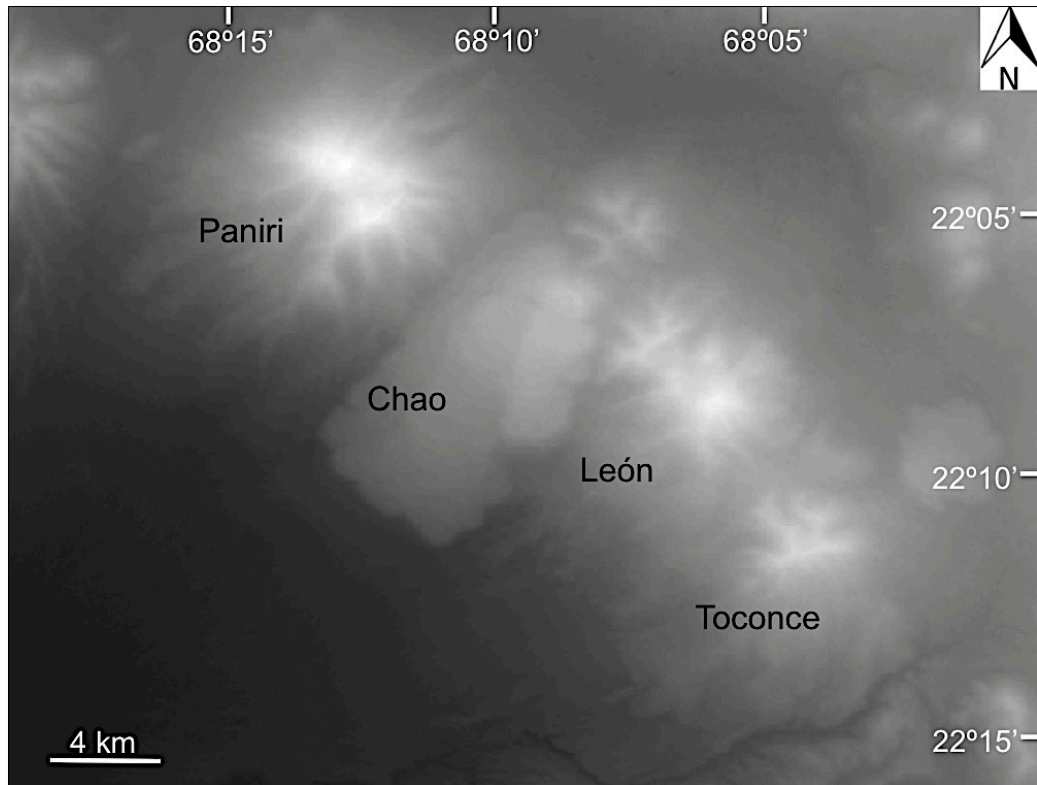


Fig. 9: Imagen ASTER GDEM de la zona de estudio. Fuente: página web *Earth Explorer*, del USGS.

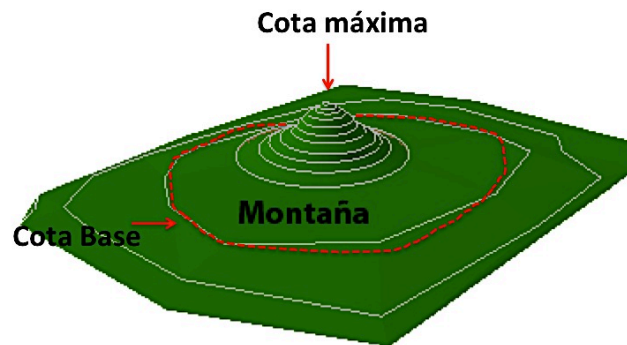


Fig. 10: Ejemplo de funcionamiento de cálculo de volumen en *ArcGis*. Línea roja punteada representa el mapeo en superficie del centro volcánico de interés, la cual coincide en este caso con la altura de referencia (altura basal del cono, el que se encuentra sobre una superficie horizontal). Esta altura es entregada a *ArcGis* para calcular el volumen comprendido desde allí, hasta la cota máxima (cima del cono), dentro del límite del mapeo en superficie. Para el estudio de los centros al NW del Tatio, el mapeo en superficie de los conos no coincide con una cota única (la topografía no es plana), por lo que se calcularon distintos valores de volumen para distintas cotas basales, en función de la variación de pendiente de la topografía (abarcando desde la cota mínima, a la cota máxima, medidas en *Google Earth*).

2.2. Petrografía

La confección de cortes pulidos-transparentes para análisis petrográfico (y para análisis de química mineral) fue realizada por el laboratorio *VanPetro* (Vancouver Petrographics), de origen canadiense. Para la confección de estos cortes se deben enviar al laboratorio secciones de roca de dimensiones aproximadas de 30 mm de ancho, 50 mm de largo y 10 mm de alto, indicando la cara de interés para el estudio. Los cortes resultantes son de 30 μ de espesor y sus dimensiones finales son 26 mm de ancho y 46 mm de largo. El análisis petrográfico de muestras es realizado mediante estudio de los cortes pulidos-transparentes en microscopios ópticos, describiendo cualitativamente las fases minerales y texturas presentes en las rocas. Para analizar cuantitativamente las muestras, es utilizado el software *JMicrovision*, que permite realizar conteos modales sobre cualquier elemento presente en la roca, mediante el procesamiento de imágenes digitales. Los conteos modales realizados utilizando este programa fueron hechos sobre un total de 1000 puntos contados en cada imagen, para asegurar con ello que el resultado fuese representativo. El programa se configuró de modo tal que estos puntos fuesen distribuidos sobre una grilla recursiva, que abarcara la mayor parte de la imagen utilizada.

Para obtener una imagen digital de la muestra de cada centro eruptivo y utilizarla en el software *JMicrovision*, los cortes pulidos-transparentes pueden ser escaneados utilizando un filtro fotográfico especial, que permite obtener una imagen con la misma apariencia que tendría a microscopía óptica de luz transmitida, tanto a nícoles paralelos, como a nícoles cruzados.

2.3. Geoquímica de roca total

El análisis químico de las muestras de roca fue realizado por el laboratorio *ActLabs* (Activation Laboratories) de origen Canadiense, y consta de un análisis para roca total mediante ICP-ms e ICP-oes. Dicho paquete de análisis entrega en detalle la información respecto a elementos mayores, menores, trazas, y un apartado sobre contenido de tierras raras de cada muestra. Para lo anterior, se debe elaborar una molienda de 30 gr de cada muestra (en el presente caso realizada en los laboratorios de preparación de muestras del Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile) tamaño malla 200, envasada en frascos esterilizados de polietileno corriente según lo solicitado por el laboratorio. El análisis realizado por *ActLabs* comienza con una fusión de la muestra molida usando los químicos *Litio-metaborato-tetraborato*. Esta técnica provee una fusión rápida de alta calidad, y asegura que la muestra sea disuelta por completo. El fundido resultante de este proceso es digerido luego en una solución débil de ácido nítrico. Es sólo con este tipo de ataque químico que se puede asegurar que los principales óxidos (incluyendo sílice), los minerales refractarios (circón, titanita, monacita, cromita, etc.), las tierras raras, y otros elementos que resultan difíciles de fundir (elementos con “alta intensidad de campo”) entren en solución. El análisis químico mismo se realiza en dos fases: mediante ICP-oes (para elementos químicos en el fundido que cumplen o superan los límites de detección por XRF), y mediante ICP-ms (para elementos traza principalmente, con concentraciones en rangos de ppt a ppb). Ambas técnicas de

espectrometría permiten en conjunto poder determinar y cuantificar la presencia de la mayoría de los elementos de la tabla periódica, con muy bajos errores asociados.

Para trabajar los datos de química total de rocas, se utiliza el software *gcdKit* (*Geochemical Data Toolkit*). Este programa sirve para la manipulación y análisis de datos químicos de rocas ígneas (tanto plutónicas, como volcánicas). Para su funcionamiento basta organizar los datos numéricos en algún formato digital ordenado de celdas (como excel), y *gcdKit* actúa como una biblioteca de clasificación almacenando distintos formatos para llevar a cabo una variada gama de tipos de diagramas predeterminados (Harker, TAS, AFM, Spider, etc.).

2.4. Química Mineral

La primera fase del análisis de química mineral fue realizada utilizando el *SEM* (Scanning Electron Microscope; Microscopio electrónico de barrido; FEI Quanta 200 MK2), perteneciente al Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile. Debido a que este tipo de análisis opera barriendo la superficie de los cortes pulidos-transparentes con un haz de electrones acelerados, la muestra debe ser capaz de conducir la electricidad (los silicatos son en general materiales aislantes) por lo que previo al análisis con *SEM*, es necesario darle a los cortes un baño con una capa de carbono (proceso de “metalizado”). Esto se realiza mediante una máquina de metalizado que también pertenece al Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile (*Cressington Carbon Coater*, 108 carbon/A, Ted Pella, Inc.). Este proceso se realiza usando un tiempo de 5 segundos y un voltaje de 5 volts por ciclo, efectuando tres ciclos de metalizado aproximadamente por muestra, para conseguir un baño de carbono adecuado. Para los análisis de cortes pulidos-transparentes se utiliza el detector *BSED* (*Back Scattering Electron Detector*, Detector de electrones retro-dispersados), cuya configuración puede ser variable en función del tipo de muestra. En general para las muestras analizadas aquí, el diámetro del spot utilizado varió siempre entre 5 y 7, y los valores de voltaje se hallaron siempre entre 10 kV y 20 kV.

El trabajo asociado al *SEM* consistió en obtener una primera aproximación a la química mineral de los cortes. El microscopio electrónico de barrido no es en general cuantitativo, pero su medición de elementos mayores (exceptuando oxígeno y carbono) es lo suficientemente precisa como para entregar datos confiables de la química general de fases minerales de interés. En segundo lugar, el *SEM* permite obtener imágenes de alta calidad y resolución para poder resaltar detalles cualitativos interesantes, que a microscopía óptica no son distinguibles. Para el procesamiento de imágenes y la medición cuantitativa de elementos en las muestras, el *SEM* utiliza el Software *INCA* (Inca x-act, Oxford Instruments), el cual se recomienda configurar para tomar las imágenes con una resolución de 1024 x 896 px, a una velocidad rápida, con datos de 8 bits por cada sitio de interés. *INCA* permite adquirir y procesar el espectro de rayos X producido por la energía dispersiva del *SEM* en un punto o un área específica (EDX; *Energy Dispersive X-ray*), pudiéndose programar para medir varios puntos sucesivamente en un sitio seleccionado mediante la pantalla. El programa entrega información de las composiciones químicas elementales en esos puntos y el error asociado a la medición, y posee además un editor de imágenes.

Para obtener más datos cuantitativos de la química de las principales fases minerales descritas para los centros eruptivos, los cortes pulidos-transparentes fueron enviados a la ciudad de Córdoba, Argentina, para ser analizados por una micrsonda electrónica *EMPA* (*Electron microprobe analysis*; Análisis con Microsonda Electrónica; *EMPA-WDS*, JEOL JXA-8230), ubicada en el LAMARX (Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X), de la Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. Los análisis mediante *EMPA* se realizaron utilizando un voltaje de 15 kV, y una corriente de 20 nA (10 nA para plagioclasas). Tiempos de conteo fueron de diez segundos por peak, y de 5 segundos en cada sitio de interés, tanto para elementos mayores como menores.

Para analizar la química mineral de las muestras, se seleccionó un corte pulido-transparente de cada centro eruptivo, en el cual se escogió a su vez un cristal representativo de cada fase mineral, correspondientes a las fases minerales con mayor presencia porcentual en las rocas. Los datos de química mineral obtenidos mediante *SEM* y *EMPA*, se utilizaron luego para determinar las condiciones pre-eruptivas de los centros volcánicos, mediante la aplicación de ecuaciones para termobarometría asociadas a las fases minerales existentes en las muestras.

2.5. Análisis de circones

La preparación de las muestras de circón, comienza con la separación de los cristales desde las muestras de roca en varios pasos sucesivos: chancado de roca, lavado de muestra, concentración de minerales usando mesa Gemini, secado de muestra, tratamiento con separadores magnéticos isodinámicos tipo Frantz, tratamiento con cubetas de ultrasonido y línea de separación mineral por líquidos densos (Bromoformo y Yoduro de Metileno). Para las muestras pertenecientes a la cadena Paniri-Toconce, todo ello se llevó a cabo en el Laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Geología, Universidad de Chile. Una vez separados los circones, se procede a la confección manual de los montajes para análisis. Para esto es necesario ordenar cada cristal de circón sobre una cinta adhesiva de doble faz, con la ayuda de una lupa binocular y pinzas de punta fina. Los cristales se disponen en filas de aproximadamente diez cristales para facilitar su posterior análisis. Una vez completada la fase de ordenamiento, la cinta con los circones es fijada en el extremo de un armazón cilíndrico de polietileno, rellenando el cilindro con resina epoxi que solidificará al mezclarla con un químico endurecedor, para fijar definitivamente los cristales al armazón. A continuación se pule el montaje con una lija suave y con una solución que contiene alúmina para remover cualquier remanente de pegamento de la cinta adhesiva (o del bálsamo) que haya quedado en la superficie de los cristales, y dejar así expuesta una superficie representativa de cada circón (se recomienda pulir hasta desgastar al menos la mitad de cada cristal). Una vez pulido el montaje, este es sometido a un baño de ultrasonido por aproximadamente diez minutos (para remover partículas extrañas). El montaje debe recibir luego el mismo baño de carbono que se da a los cortes transparentes al momento de analizarlos en el *SEM*. En este caso esto se realiza para tomar las imágenes de los cristales mediante el detector de cátodo-luminiscencia, montado en el *SEM* del departamento de Geología, Universidad de Chile (CL, *Centaurus Detector*).

Sobre este tipo de muestras es posible realizar dataciones isotópicas utilizando la técnica U/Pb, mediante ablación láser y espectrometría de masas en un plasma inductivamente acoplado (LA/ICP-ms). Estos instrumentos analíticos pertenecen también al Departamento de Geología, Universidad de Chile. El fundamento teórico de la aplicación de la técnica de datación U/Pb mediante LA/ICP-ms para circones, es que cada circón de manera natural incorpora tanto átomos de Uranio, como de Torio en su estructura cristalina, pero rechaza los átomos de Plomo. Debido a esto, es posible asumir que todo el contenido de plomo medido actualmente en el circón es de origen radiogénico. La ecuación asociada a esta metodología es:

$$\left(\frac{U^{238}}{Pb^{206}}\right)_{\text{Hoy}} = \frac{1}{e^{\lambda t} - 1}$$

Donde el término de la izquierda en la ecuación, es la razón entre isótopos padre e hijos medidos experimentalmente, λ es la constante de decaimiento asociada (conocida) y "t" es la edad buscada. Luego la ecuación despejada para calcular el tiempo deseado sería:

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left(\frac{\left(\frac{U^{238}}{Pb^{206}}\right)_{\text{Hoy}} + 1}{\left(\frac{U^{238}}{Pb^{206}}\right)_{\text{Hoy}}} \right)$$

El resultado de dichas dataciones es entregado directamente por los profesionales encargados de estos análisis en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, por lo que no es necesario el tratamiento de datos para realizar los cálculos recién mencionados.

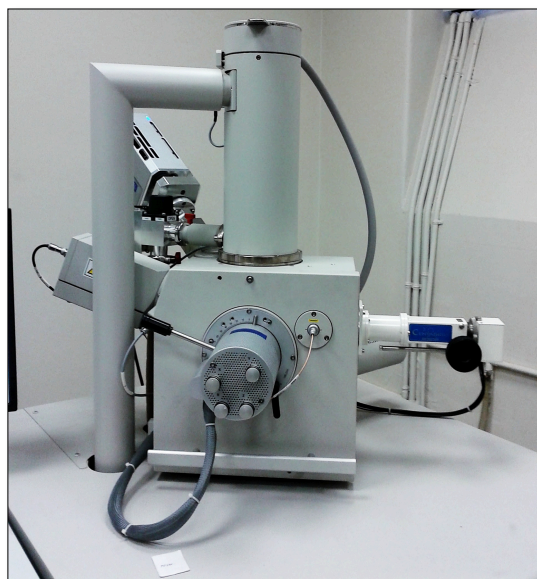


Fig. 11: Microscopio electrónico de barrido (SEM), con cañón de cátodo-luminiscencia (CL, *Centaurus Detector*), pertenecientes al Departamento de Geología, Universidad de Chile.

III. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS DE LA ZONA EN ESTUDIO

3.1. Síntesis bibliográfica de estudios previos

A continuación se presenta un resumen de diversos trabajos realizados previamente dentro de la zona de estudio y sus alrededores. Si bien dichos estudios no se enfocan en su totalidad a la petrología y/o geoquímica de rocas, entregan distintos datos que pueden resultar de interés en el estudio.

El volcanismo Cuaternario en el Norte de Chile se emplaza en la Cordillera de los Andes y en parte del Altiplano. Las rocas volcánicas asociadas a esta zona incluyen principalmente lavas diferenciadas (andesitas, dacitas y riolitas) y tobas de signatura calcoalcalina (De Silva & Francis, 1989; Stern, 2004; Lahsen, 1988). Renzulli et al. (2006), realizan un estudio estructural entre las latitudes 20°50'S y 22°50'S, el cual permite reconocer evidencia de una serie de eventos compresivos, seguidos de una fase extensional local durante el periodo Neógeno-Cuaternario. Los eventos compresivos más antiguos descritos en dicho trabajo, se caracterizan por deformaciones dadas por un estrés principal horizontal (σ_1), en direcciones E-W a NW-SE, y otro estrés secundario también horizontal (σ_2). Los eventos compresivos más jóvenes en tanto, estarían dados por fallamientos de rumbo en dirección NW-SE, junto a esfuerzos compresivos secundarios horizontales (σ_3), de orientación NE-SW. Estos esfuerzos fueron cambiados por una fase tectónica posterior distinta producto de una relajación del estrés cortical, dada por un decrecimiento en los estreses existentes en el plano horizontal cortical, y una rotación de los tensores de esfuerzo, que causaron un cambio en el régimen, de compresional a extensional. Esta última fase tectónica extensional habría permitido la formación de estructuras N-S, NW-SE y NE-SW, produciendo consigo grabens locales que favorecieron el ascenso de magmas por descompresión. Todo ello habría dado pie a la formación de fisuras volcánicas, centros monogenéticos y domos de lavas en esta zona.

El mismo estudio realizado por Renzulli et al. (2006), describe la petrografía de las lavas del Volcán Ollagüe (al Norte del área de estudio) como andesito- basáltica, y la petrografía de productos piroclásticos y domos de lava asociados a este volcán, como rio-dacíticos. El mismo trabajo habla sobre los Cerros Pabellón (domo, al Este del área de estudio) y La Torta (domo, al Sureste del área de estudio) indicando que serían centros mono-genéticos rio-dacíticos asociados a la fase tectónica extensiva Pleistocena-Cuaternaria, y que se hallarían dentro del APVC al igual que el Volcán Ollagüe. Se explica en el estudio que los domos silíceos existentes (cerros la Torta, Lavas de Chao, Chillahuita, etc.) y la presencia de campos geotermales en el área (el Tatio, Apacheta y Sol de mañana), indican que el sistema APVC aún está activo.

De Silva (1989), describe también el APVC como un sistema activo, que estaría formado por calderas, domos y volcanes de magmatismo silíceo, asociados a una corteza continental muy engrosada. Fernández-Turiel et al. (2005), presenta un esquema aproximado de la ubicación y extensión del APVC, como se ve en la Fig. 12.



Fig. 12: Ubicación y extensión aproximada del APVC (en gris). Fuente: Fernández-Turiel (2005).

Godoy et al. (2012), realizan un estudio de la evolución magmática mediante inclusiones fundidas en la cadena San Pedro-Linzor. Esta cadena alberga a los centros eruptivos Paniri, Lavas de Chao, Cerro del León y Toconce, junto a otros. Godoy et al. (2012), efectúan un análisis de elementos mayores en estas inclusiones, las cuales se albergan dentro de cristales de piroxeno y plagioclasa en lavas. El contenido de sílice de las inclusiones variaría entre 66% y 78% según sus resultados, y del análisis se concluye que habría existido una disminución del contenido de Al_2O_3 y Na_2O durante la diferenciación magmática, posiblemente gracias a procesos de mezcla de magmas. Al mismo tiempo, este estudio indica que la profundidad a la cual cristalizaron los piroxenos y plagioclasas que albergan a las inclusiones, se encontraría entre 16 km y 21 km de profundidad.

Los mismos autores mencionan que la formación de los edificios volcánicos pertenecientes a esta cadena, estaría relacionada directamente con la construcción del APVC desarrollada durante los últimos 12 Ma. Godoy et al. (2012), explican que la cadena estudiada se encuentra ubicada sobre el cuerpo magmático del Altiplano-Puna, constituido de fundidos anatéticos localizados en la corteza, a profundidades de entre 15 km y 25 km, y que han sido generados por la intrusión de cuerpos magmáticos desde zonas más profundas corticales o mantélicas. Estos fundidos se relacionarían también con la erupción de ignimbritas y domos de composiciones dacíticas a riolíticas presentes en los Andes Centrales (de Silva, 1989; Zandt et al., 2003).

Los centros volcánicos estudiados en el trabajo de Godoy et al. 2012, así como la ubicación de la cadena San Pedro-Linzor, se muestran en la Fig. 13.

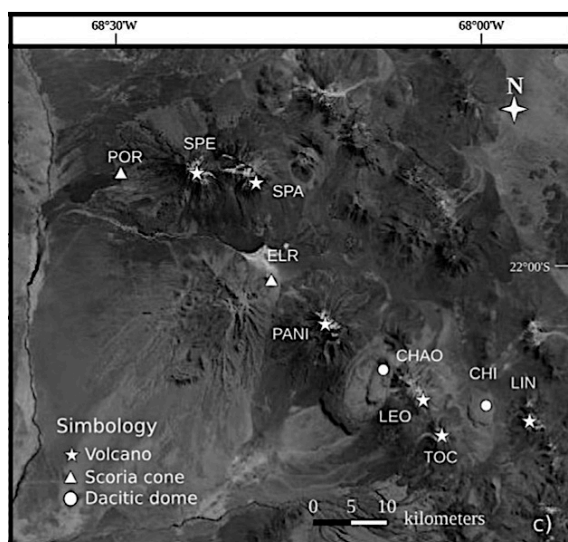


Fig. 13: Localización de la cadena San Pedro (SPE) – Linzor (LIN) del estudio de Godoy et al. (2012). Las siglas PANI, CHAO, LEO y TOC, indican los centros de interés para este estudio. El resto de los puntos señalados son los que forman parte del estudio de Godoy et al. (2012).

Guest & Sánchez (1969), presentan un estudio detallado del centro volcánico Lavas de Chao, y lo describen como un gran flujo dacítico, con un volumen extruído de 24 km^3 aproximadamente, compuesto por tres grandes coladas, enumeradas como I, II y III. Su petrografía sería similar a la de otros dos depósitos silíceos de naturaleza dacítica en la zona: el Cerro La Torta (llamado por el autor Cerro Lavas de Tocorpuri) y el Cerro Lavas de Chillahuita, ubicado inmediatamente al Este de la cadena Paniri-Toconce (señalado en la Fig. 31).

Guest & Sánchez (1969), describen las rocas del Cerro Lavas de Chao como rocas blanquecinas, con fenocristales que conforman aproximadamente un 30% del total de cristales, inmersos en una matriz vítrea. Describen además en estas rocas cristales de andesina que llegan a medir hasta 3 mm de largo (pobremente zonados) y que engloban pequeñas inclusiones de vidrio. Los autores mencionan también la existencia de cristales de cuarzo de similares dimensiones (altamente fracturados) y la presencia de cristales de biotita y anfíbol de variedad verde. Según dicho estudio, la ausencia de horblenda de variedad café (típica de lavas basálticas) indicaría una temperatura de formación menor a $800 \text{ }^\circ\text{C}$ (Barns, 1930). Estos tres depósitos dacíticos que conformarían al Cerro Lavas de Chao, habrían sido eruptados durante periodos recientes del volcanismo andino. En dicho estudio, se realza el hecho de que la mayoría de las lavas en el Norte de Chile (correspondientes a este periodo) son andesíticas compuestas de flujos de bajo volumen, y mucho material piroclástico asociado. Estas características son contrarias a las observadas en los tres domos mencionados, los cuales son bastante voluminosos y carecen de depósitos piroclásticos importantes en sus alrededores. Estos tres depósitos serían además más jóvenes que los volcanes que los rodean (siendo post-Pleistocenos según los autores) debido a sus relaciones de contacto con dichos volcanes. En cuanto a la geoquímica del Cerro Lavas de Chao, el autor menciona que los resultados que obtiene son similares a los medidos en otros depósitos de ignimbritas en la zona, sin embargo Chao contiene más álcalis (en especial K_2O) y más MgO que otras ignimbritas con similar

cantidad de sílice. El estudio geoquímico realizado por este autor, se presenta en la Fig. 14.

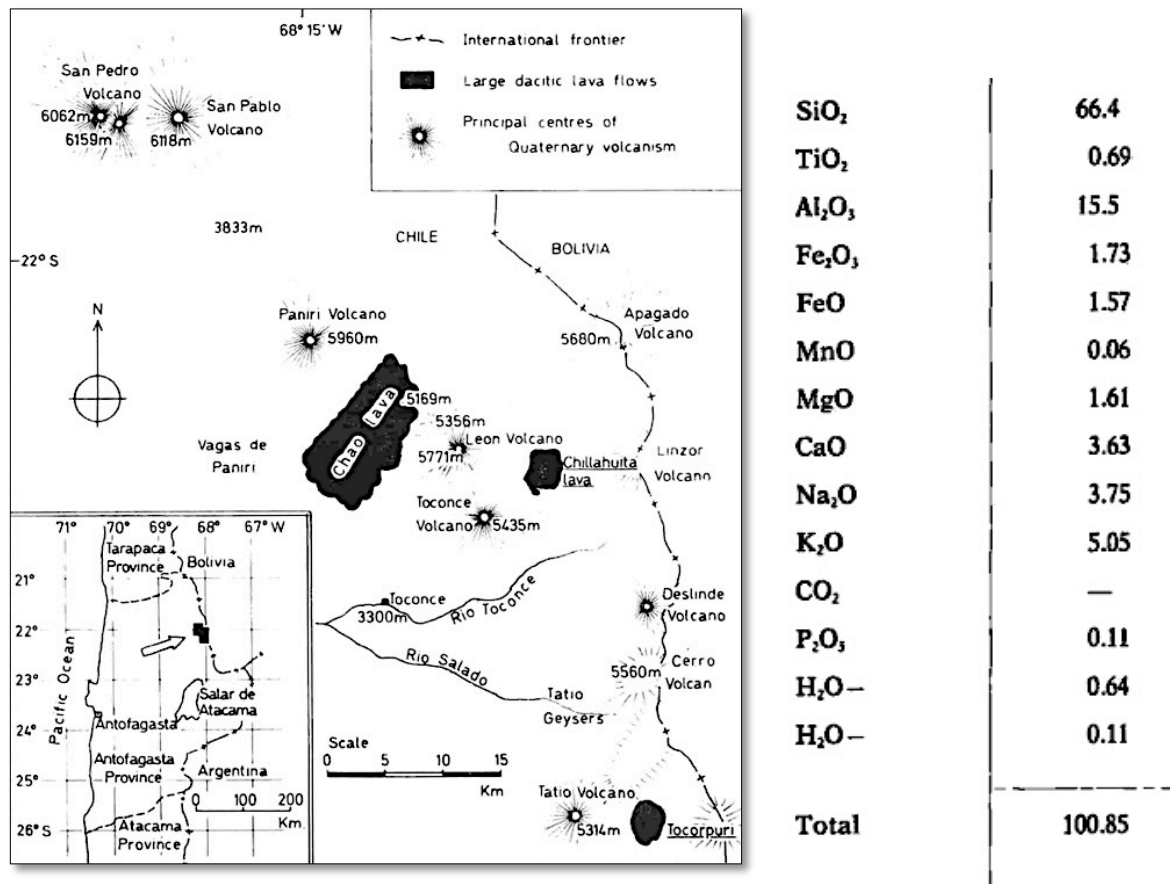


Fig. 14: Izquierda, Mapa esquemático del área circundante al centro volcánico Lavas de Chao, mostrando la ubicación de los tres flujos definidos por Guest & Sánchez (1969). Derecha, análisis geoquímico de rocas del Cerro Lavas de Chao, realizado por Guest & Sánchez (1969).

De Silva et al. (1994), constituye otro estudio detallado realizado sobre el Cerro Lavas de Chao. Este trabajo indica que este cuerpo silíceo de lava sería el más grande del mundo en su tipo, alcanzando volúmenes extruídos de aproximadamente 26 km³. Sería el centro eruptivo mayor de un grupo de varios domos de lava dacítica en el área, que habrían sido formados en tiempos recientes (<1 Ma).

De Silva et al. (1994) mantienen la descripción morfológica propuesta por Guest & Sánchez (1969), proponiendo que cada una de las coladas que conforman al Cerro Lavas de Chao, correspondería a una fase eruptiva diferente. La colada I representaría una primera fase caracterizada por volcanismo explosivo, que habría provocado depósitos pumíceos dacíticos de ~1 km³, y posteriores flujos de cenizas y bloques que formaron un manto frente al cuerpo de lava principal. La colada II constituiría un cuerpo de magma de naturaleza efusiva de ~25 km³ de volumen extruído, el cual habría conformado el flujo tipo Coulée que predomina hasta hoy, y que abarca un área de ~53 km² con un frente de ~400 m de alto (flujo frontal observable hoy). Esta segunda fase se relacionaría además con la formación del depósito pumíceo alrededor del cráter principal conservado. La colada III en tanto pertenecería a una tercera y última fase

eruptiva del Cerro Lavas de Chao, dada por un flujo menor de ~6 km de largo y ~3 km de ancho. Las rocas pertenecientes a estas tres fases eruptivas son dacitas ricas en potasio, con fenocristales dados por plagioclasa, hornblenda y biotita predominantemente. Estas rocas son ricas en cristales, con porcentajes que en algunas muestras alcanzan hasta un 60 % del total de la roca según estos autores. La Fig. 15 muestra la columna estratigráfica representativa de las tres fases descritas por ellos.

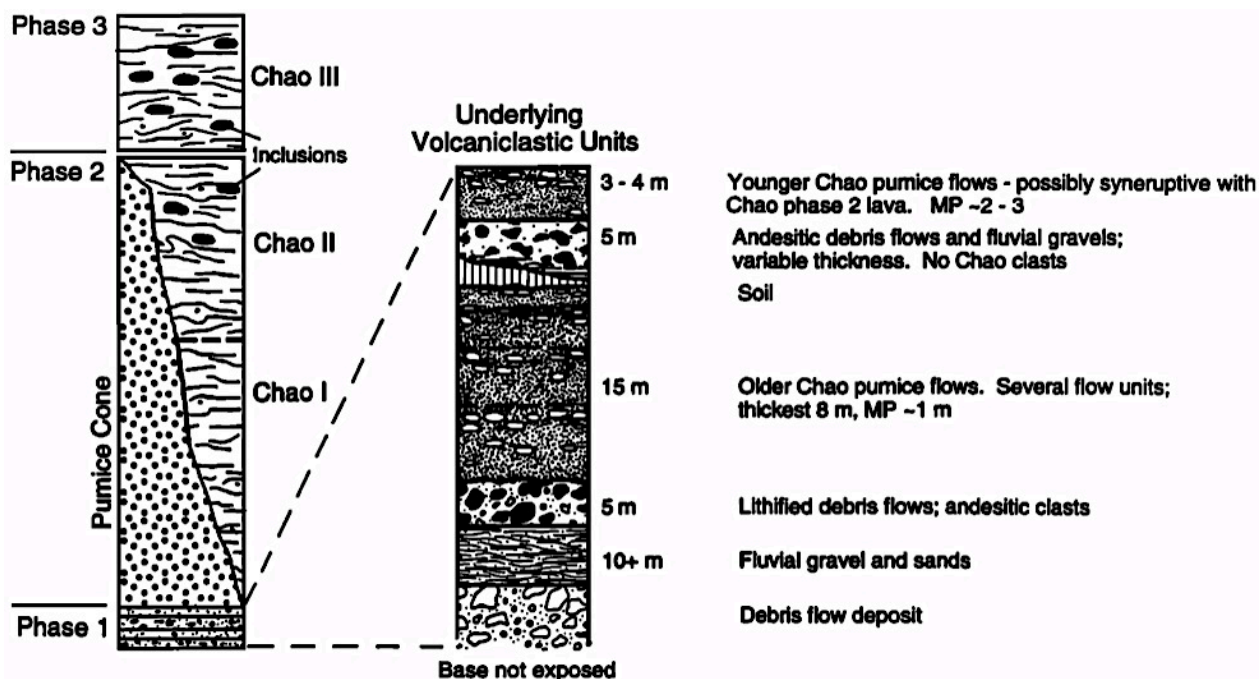


Fig. 15: Columna estratigráfica compuesta del Cerro Lavas de Chao y sus tres fases eruptivas. MP es el máximo diámetro hallado para fragmentos de pómez. Columnas no están a escala. Fuente: De Silva et al. (1994).

De Silva et al. (1994), encontraron en las muestras analizadas inclusiones fundidas andesíticas de hasta 10 cm. Lo anterior, sumado a evidencia de zonaciones pre-eruptivas dentro de la cámara magmática, a temperaturas pre-eruptivas de ~840°C estimadas, fugacidad de oxígeno de 10^{-11} y altos contenidos de agua del magma, permiten a estos autores proponer que la erupción del Cerro Lavas de Chao habría sido gatillada por la intrusión de un cuerpo de magma andesítico de mayor temperatura, en un cuerpo dacítico con un estado avanzado de cristalización.

Mediciones morfológicas realizadas por De Silva et al. (1994), sugieren que las lavas del Cerro Lavas de Chao presentaron viscosidades plásticas internas de 10^{10} a 10^{12} Pa·s, viscosidades aparentes de 10^9 Pa·s, viscosidades superficiales de 10^{15} a 10^{24} Pa·s, y un yield strength de 8×10^5 Pa. Esto indicaría que las propiedades reológicas de estas lavas habrían presentado comportamientos similares a los medidos en otros flujos silíceos de lava, a pesar de su alto porcentaje de cristalinidad. Otros datos presentados en el mismo estudio proponen que el gran volumen de este depósito volcánico estaría asociado a dos factores principalmente: la pendiente pronunciada en el lugar (que varía entre 20° y 3°) y la gran disponibilidad de magma a una profundidad somera en la corteza. El efecto de la pendiente se ilustra en la Fig. 16.

Algunas edades definidas en la zona para los domos Cerro Lavas de Chao y Chillahuita están entre 90 ka y 350 ka, utilizando Ar-Ar y K-Ar en biotita (De Silva et al., 1994; Tierney et. al 2010; Polanco et. al 2012).

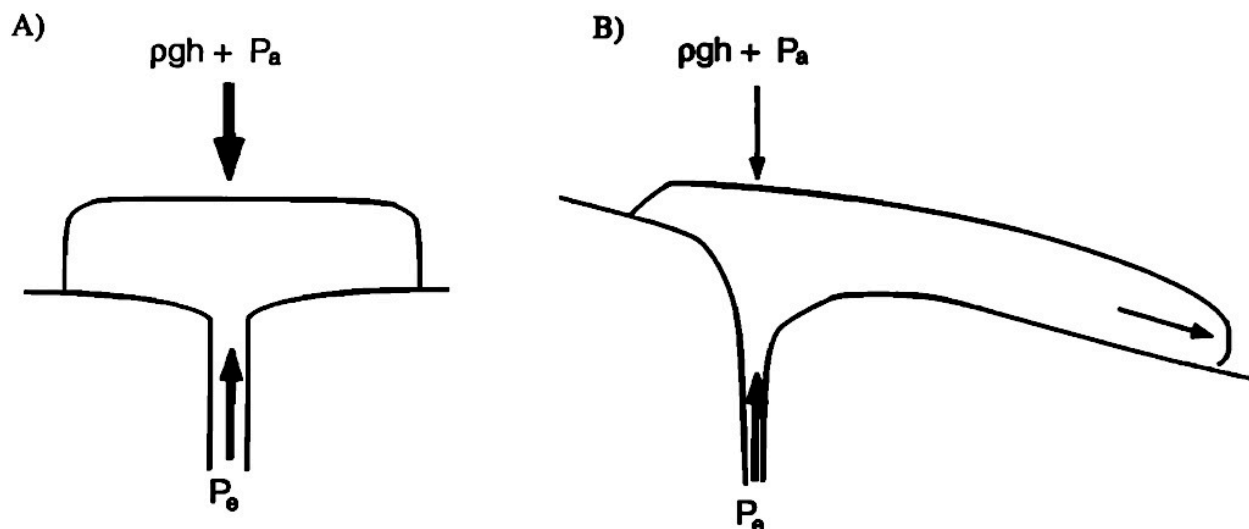


Fig. 16: Esquema ilustrando presiones involucradas durante la erupción de un domo de lava sobre una topografía plana (A), y sobre una topografía inclinada (B). Lo que ocurriría en el caso del Cerro Lavas de Chao es lo observado en el caso (B). Allí la presión hacia abajo provocada por el flujo de lava acumulado sobre el cráter ($\rho gh + P_a$) nunca iguala la presión del flujo de lava que asciende por el conducto eruptivo (P_e) ya que la lava extruída se va deslizando pendiente abajo. El flujo entonces no es frenado en su ascenso, ya que: $P_e > \rho gh + P_a$. Para el caso (A) en cambio, las presiones $\rho gh + P_a$ y P_e se igualan en un lapso de tiempo corto por lo que el ascenso de material es detenido y el depósito resultante es de bajo volumen.

Godoy et. al (2014), constituye un estudio petrológico de la misma Cadena San Pedro-Linzor de Godoy et al. (2012). En este trabajo se plantea que las rocas de dicha cadena no presentan evidencia de fraccionamiento de granate (al apreciarse muy bajas razones LREE/HREE y un patrón más bien achatado de REE en ellas), lo que las distingue de la mayoría de los centros eruptivos en la ZVC (esto ya habría sido planteado por Mamani et al., 2010). Según estos autores, estas rocas presentan razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más altas que el general de los volcanes de la ZVC, y más bajas que el promedio observado de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. A partir de esto, dicho trabajo propone una evolución somera cortical de los fundidos magmáticos asociados, con alto grado de asimilación de material desde la corteza superior y un fuerte control de la plagioclasa como fase mineral residual. Esta sería una evolución de bajas presiones (ocurrida sobre los 40 km de profundidad), que involucraría procesos como emplazamiento, fraccionamiento de fases minerales y contaminación con pulsos magmáticos máficos que ascienden desde zonas más profundas (Fig. 17). Tanto la orientación de la cadena (NW-SE), como el ascenso de estos fundidos magmáticos, estarían relacionados con la presencia de dos grandes estructuras en la zona: el lineamiento LÍpez-Coranzuli y el lineamiento Calama-Olacapato (Fig. 17), de edades Paleozoicas (Salfity, 1985; Marrett et al., 1994; Riller et al., 2001; Tibaldi et al., 2009). Estos lineamientos se cree habrían sido reactivados por un régimen extensional que habría comenzado en el Mioceno tardío, asociado a cambios en las orientaciones de los estreses principales en la zona. Estas mismas estructuras se asociarían a formación de algunos depósitos minerales

importantes (e.g. Richards et al., 2001; Chernicoff et al., 2002) y a actividad hidrotermal en el área circundante (Richards & Villeneuve, 2002; Trumbull et al., 2006).

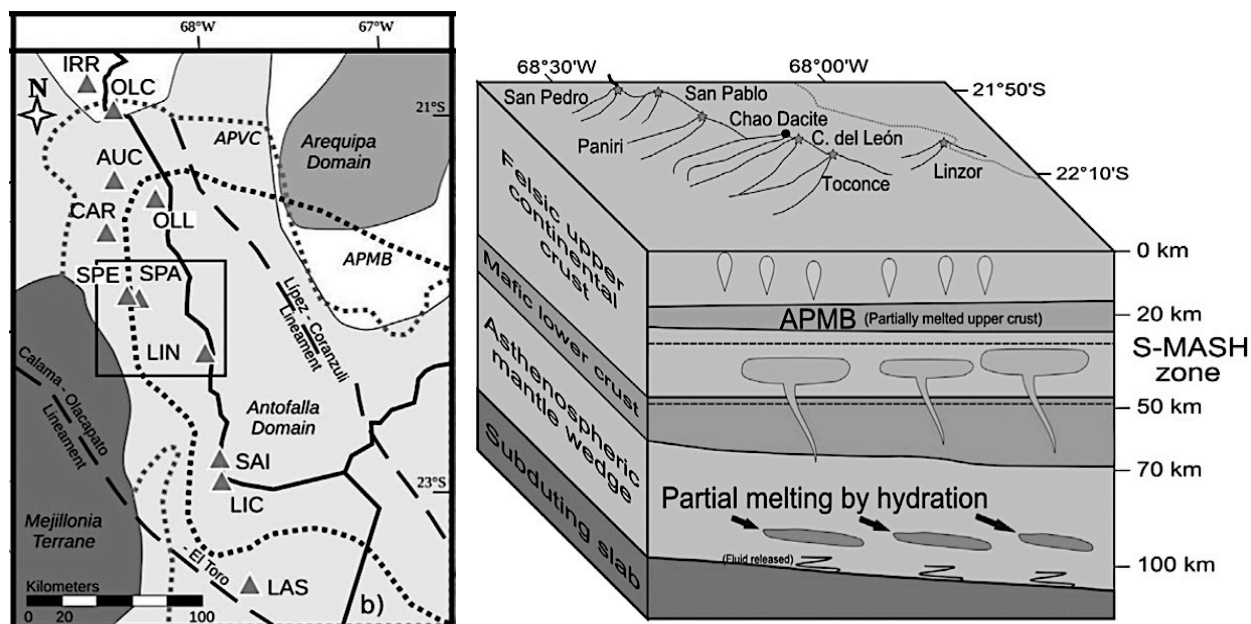


Fig. 17: Izquierda, ubicación de la cadena San Pedro-Linzor, y de principales lineamientos de orientaciones NW-SE en la zona. Derecha, perfil esquemático de la estructura cortical propuesta bajo la cadena San Pedro-Linzor. Ambas imágenes pertenecen a Godoy et. al, (2014). S-MASH corresponde a la zona de emplazamiento magmático, y APMB al cuerpo magmático del Altiplano-Puna.

Finalmente, según los datos de la carta geológica N°58 del Servicio Nacional de Geología y Minería (Hoja Calama) realizada por N. Marinovic y A. Lahsen (1984), los centros volcánicos que son parte del estudio se habrían formado durante el periodo Neógeno-Cuaternario, entre Plioceno y Pleistoceno, y se correlacionarían con la Unidad Conjunto de volcanes III allí descrita (detalles presentado en el capítulo 3.2). Según la descripción realizada por Marinovic y Lahsen (1984), los volcanes pertenecientes a dicha unidad corresponden a estratovolcanes cuyas cumbres se elevan hasta casi los 6000 msnm, con gran cantidad de material piroclástico intercalado o depositado en sus alrededores. En el mismo trabajo, se presentan dataciones en dos centros volcánicos de interés. Para el volcán Toconce, se asocia una edad de $1,1 \pm 0,1$ Ma (K-Ar en roca total) y para el depósito del Cerro Lavas de Chao, una edad de <1 Ma (K-Ar en biotitas). Este estudio especifica que los volcanes Paniri, Toconce y Cerro del León estarían constituidos por andesitas de piroxeno, mientras que los depósitos del Cerro Lavas de Chao estarían formados por dacitas de hornblenda y biotita.

3.2. Marco Geológico

Los datos presentados a continuación han sido extraídos de la carta geológica N°58 del Servicio Nacional de Geología y Minería (Hoja Calama), realizada por N. Marinovic y A. Lahsen (1984). Para describir la geología de la zona se ha seleccionado un cuadrante desde la carta geológica original (que contiene a la zona de estudio) y se describen solamente las unidades que se muestran en dicho cuadrante (Fig. 18). Se

han indicado en esta figura a modo de referencia tanto los centros eruptivos ubicados al Noroeste del Tatio, como los ubicados al Sureste del Tatio. Las unidades se han dividido entre: Unidades Estratificadas, Rocas intrusivas y Depósitos no consolidados.

1. Unidades Estratificadas

- **Formación Tuina (Pt - Pérmico?)**

Ubicada en la zona de la Cordillera de Domeyko. Es una secuencia de dos miembros de lavas andesíticas y riolíticas, brechas volcánicas y tobas, entre los cuales se intercala un miembro medio de: areniscas, lutitas y conglomerados de origen continental. Su miembro inferior es fundamentalmente volcánico, y está constituido por andesitas (en parte brechosas) dispuestas en capas que varían de 0,5 m a 30 m de espesor, con intercalaciones de dacitas, tobas y areniscas. El miembro medio es de origen sedimentario, conformado por una secuencia bien estratificada cuyo espesor varía entre 110 m y 140 m. Este incluye: areniscas, lutitas, conglomerados brechosos y en algunas zonas puede presentar intercalaciones andesíticas o restos de flora fósil y diminutos caparazones de artrópodos. El miembro superior es volcánico, formado por andesitas, brechas volcánicas, tobas, y en forma subordinada riolitas, dacitas, areniscas y conglomerados.

- **Formación Purilactis (Kp - Cretácico)**

Secuencia de areniscas pardo-rojizas, con intercalaciones de conglomerados y de capas de yeso que afloran a lo largo del flanco oriental de la Cordillera de Domeyko. Dentro del área de estudio, se dispone en discordancia angular sobre la Formación Tuina, e infrayace en discordancia angular a la Formación El Loa. La Formación Purilactis se divide en tres miembros: un miembro superior, formado por lutitas, areniscas y conglomerados con una intercalación de lavas andesíticas; un miembro medio, formado por areniscas y lutitas con intercalaciones de sal y yeso; y un miembro inferior, compuesto de areniscas, lutitas y arcillolitas yesíferas, con escasas intercalaciones conglomerádicas.

- **Formación San Pedro (Tsp - Oligoceno/Mioceno Inferior)**

Secuencia de arcillas rojas yesíferas, areniscas grises y rojas, lutitas, conglomerados grises, y potentes mantos de sal y yeso. Aflora principalmente en la Cordillera de la Sal, cerca de San Pedro de Atacama. En algunas áreas, presenta intercalaciones tobáceas en su porción superior. En el cuadrante de la Fig. 18, subyace discordantemente a la Formación Conjunto de Volcanes I.

- **Unidad Conjunto de Volcanes I (Mv - Mioceno Inferior/Mioceno Superior)**

Emplazados en la zona de la pre-cordillera y la Cordillera de los Andes. Conjunto de cuerpos volcánicos, coladas de lava y depósitos piroclásticos asociados, que se disponen discordantemente sobre la Formación San Pedro, e infrayacen en discordancia erosiva a las ignimbritas Sifón, Cupo y Puripícar. Los centros volcánicos de esta unidad se hallan fuertemente erosionados, y sus flujos de lava son difícilmente

individualizables. La unidad incluye estratovolcanes y domos de lava, de composición andesítica a dacítica.

- **Ignimbrita Cupo (Msc - Mioceno Superior)**

Parte de las ignimbritas miocénicas, ubicadas en la pre-cordillera y Cordillera de los Andes. Consta de flujos ignimbríticos y tobas de bloques, expuestos en los flancos Oeste y Sur del Cerro Cupo. Es una toba dacítica de cristales abundantes, moderadamente soldada, color gris claro a rosado, con algunos fragmentos líticos. En sus zonas superiores presenta bolones de andesita y dacita, cuyo tamaño va disminuyendo hacia el techo. Se dispone sobre andesitas miocénicas del Volcán Cupo, y se intercala con conglomerados fluviales de la Formación El Loa. Su espesor máximo observado es de 70 m.

- **Ignimbrita Sifón (Mss - Mioceno Superior)**

Parte del conjunto de las ignimbritas miocénicas, emplazadas en la pre-cordillera y Cordillera de los Andes. Tobas dacíticas de colores gris y pardo claro, bien soldadas y cristalizadas. En su base presenta zonas vítreas, extremadamente duras y con fractura concoidal. En la zona de los cerros de Caspana y Ayquina, se dispone en discordancia angular y erosiva sobre las formaciones Tuina y Purilactis, y bajo la Formación Toconce. Su distribución y espesor están controlados por topografías abruptas labradas en rocas mesozóicas y estratovolcanes miocénicos. Sus espesores medidos varían entre 70 m y 120 m.

- **Formación Toconce (Mst - Mioceno Superior)**

Compuesta por ignimbritas brechosas (parte del conjunto de las ignimbritas miocénicas) y sedimentos clásticos. Ubicada en la pre-cordillera y Cordillera de los Andes. Su parte ignimbrítica se compone de tobas dacíticas y andesíticas cristalinas, con lapilli y bloques de pómez moderadamente a bien soldadas, color gris claro a rosado. Su parte clástica presenta intercalaciones de conglomerados, arcillas y limolitas. Esta formación se dispone concordantemente sobre la Ignimbrita Sifón, en el sector de Caspana.

- **Formación El Loa (Mplel - Mioceno Superior/Plioceno Inferior?)**

Se encuentra en la zona de la depresión del río Loa. Corresponde a una secuencia sedimentaria bien estratificada, con capas de espesores mínimos de ~5 cm, que llegan hasta 10 m de espesor. Estas capas están formadas por gravas, areniscas, conglomerados, arcillas, limos y diatomitas en su parte inferior. En su parte superior se componen de calizas, areniscas calcáreas y travertino, con intercalaciones de ignimbritas expuestas en la zona de la Cordillera de los Andes. Esta formación presenta marcadas variaciones laterales y verticales de facies.

- **Ignimbrita Puripícar (Plp - Plioceno Inferior)**

Parte del conjunto de ignimbritas pliocénicas de la zona, ubicada en la pre-cordillera y Cordillera de los Andes. Toba dacítica de color rosado, bien soldada y con

abundante contenido de cristales. Incluye fragmentos de pómez (comúnmente lenticulares) y en menor proporción clastos de andesitas. En su base se encuentra brechizada. Corresponde a uno de los flujos de tobas de mayor extensión dentro de la carta regional. En la zona de los morros de Cablor y Machuca, se dispone aparentemente en concordancia sobre la formación Toconce, y en discordancia sobre la Ignimbrita Sifón. Subyace a la Ignimbrita Tatio y a los Conjuntos de volcanes II y III.

- **Unidad Conjunto de Volcanes II (PIQv - Plioceno/Pleistoceno)**

Emplazada en la zona de la pre-cordillera y la Cordillera de los Andes. Se compone de estratovolcanes de cumbres redondeadas, con coladas de lava que en general conservan sus rasgos morfológicos originales. Incluye también algunos domos de lava. En algunos de sus volcanes la erosión deja al descubierto zonas de intensa alteración hidrotermal, con extensos depósitos de azufre. Su composición es fundamentalmente andesítica a dacítica. Se incluyen en esta Unidad escorias, cenizas y tobas asociadas. Sobreyacen a la Ignimbrita Puripicar, e infrayacen a la Ignimbrita Tatio y la Unidad Conjunto de Volcanes III.

- **Ignimbrita Cabana (Qca - Pleistoceno)**

Ubicada en la zona de la pre-cordillera y Cordillera de los Andes. Toba andesítica color rosado a gris-blanco bien soldada, con numerosos fenocristales y fragmentos de pómez. Su potencia varía entre 2 m y 10 m. Se dispone sobre la unidad Conjunto de Volcanes II.

- **Ignimbrita Tatio (Qt - Pleistoceno Superior)**

Ubicada en la zona de la pre-cordillera y Cordillera de los Andes. Tobas dacíticas y andesíticas con cristales y pómez moderadamente soldadas, color gris claro a rosado. Sus espesores varían entre 40 m y 100 m. Sobreyace a la Unidad Conjunto de Volcanes II.

- **Unidad Conjunto de Volcanes III (Qv - Pleistoceno/Holoceno)**

Emplazada en la zona de la pre-cordillera y la Cordillera de los Andes. Al igual que la Unidad Conjunto de volcanes II, incluye tanto estratovolcanes como domos de lava. Algunos de sus centros eruptivos presentan efectos erosivos de glaciares pleistocénicos, y están emplazados sobre los 4300 msnm. Sus composiciones varían entre andesitas, dacitas y escasas riolitas. La unidad sobreyace a la Ignimbrita Tatio y a la Unidad Conjunto de Volcanes II. Se encuentra cubierta exclusivamente por depósitos no consolidados cuaternarios, y a ella pertenecerían los centros eruptivos del presente trabajo.

2. Rocas Intrusivas

- **Pórfido Ayquina (Trpa - Triásico Inferior)**

Ubicado en la zona de la pre-cordillera y Cordillera de los Andes. Forma parte de un grupo de intrusivos triásicos, representados por stocks y filones de composición dacítica. Corresponden a rocas de color pardo-grisáceo a pardo-rosado, de textura porfírica. Intruyen a la Formación Tuina con contactos nítidos, produciendo metamorfismo de contacto leve, acompañado de silicificación y cloritización como alteraciones hidrotermales dominantes.

3. Depósitos no consolidados

- **Depósitos Lacustres (Ql - Pleistoceno superior/Holoceno)**

Tobas, Gravas y arenas gruesas, con intercalaciones de diatomitas y limos. Presentan estratificación cruzada y existencia de ostrácodos en zonas de limos. Corresponderían en general a sedimentos lacustres, depositados en cuencas intermontanas. Su espesor varía entre 20 m y 50 m.

- **Depósitos Morrénicos (Qm - Pleistoceno superior)**

Materiales heterogéneos y caóticos, correspondientes a morrenas laterales, terminales y sedimentos periglaciales. Se ubican sobre los 4300 msnm, en flancos de volcanes de la Unidad Conjunto de Volcanes III. Se disponen sobre la Ignimbrita Tatio (<1 Ma).

- **Depósitos Aluviales (Qal - Pleistoceno/Holoceno)**

Gravas, arenas, arcillas y limos, de composición polimíctica, en ocasiones cementados por sales. En ciertas zonas muestran amplia presencia de arcillas y limos pulverulentos, denominados "chusca". Presentan espesores variables, de pocos centímetros a hasta cerca de 2 m.

- **Depósitos Eólicos (Qe - Pleistoceno/Holoceno)**

Dunas compuestas de arenas de grano medio y fino, depositadas por vientos de dirección predominante Oeste a Noroeste.

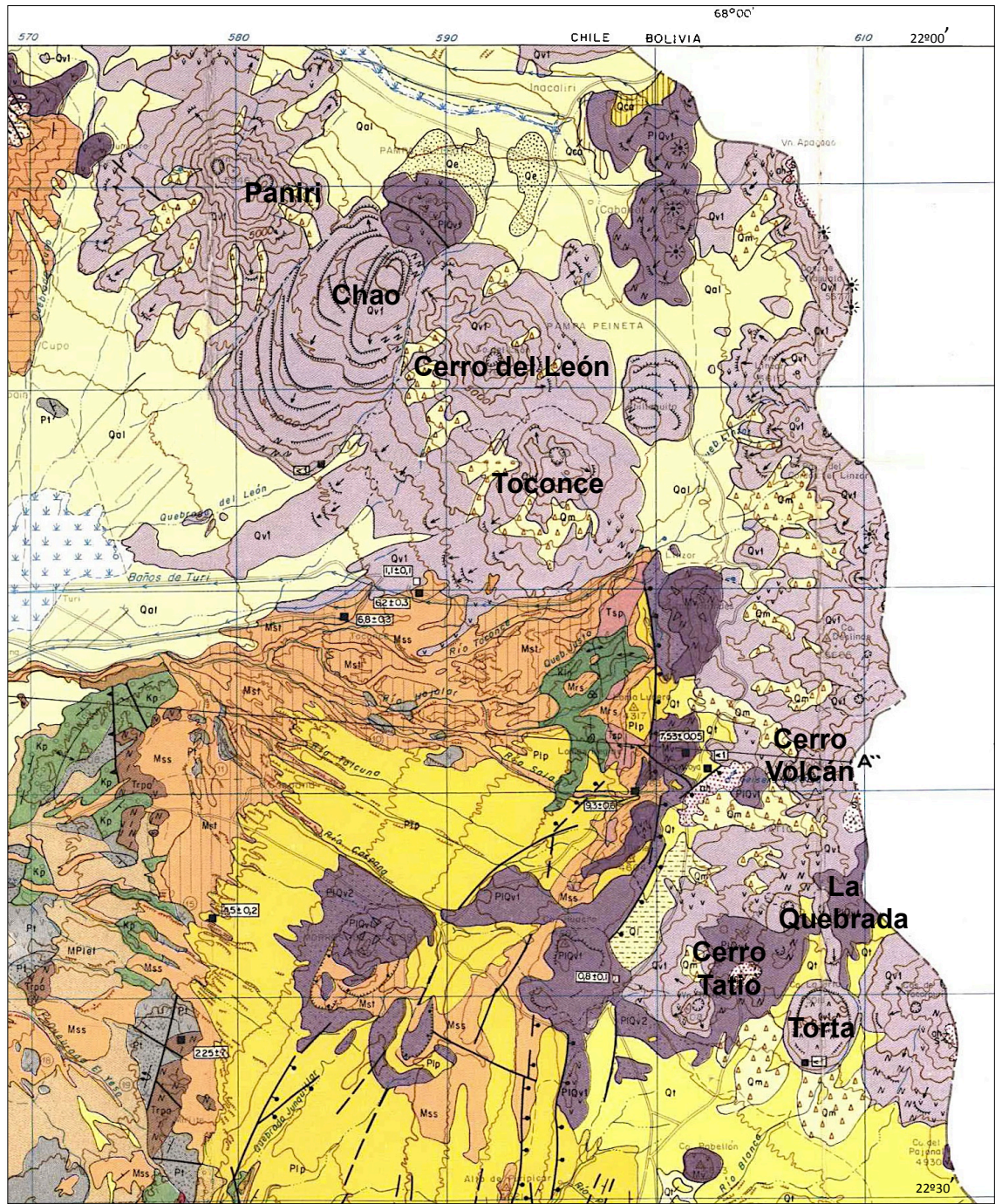


Fig. 18: Mapa geológico regional. Modificado de la carta geológica regional N°58 del Servicio Nacional de Geología y Minería (Hoja Calama), realizada por N. Marinovic y A. Lahsen (1984). Se han indicado los centros volcánicos del estudio. Leyenda del mapa se muestra en la Fig. 19.

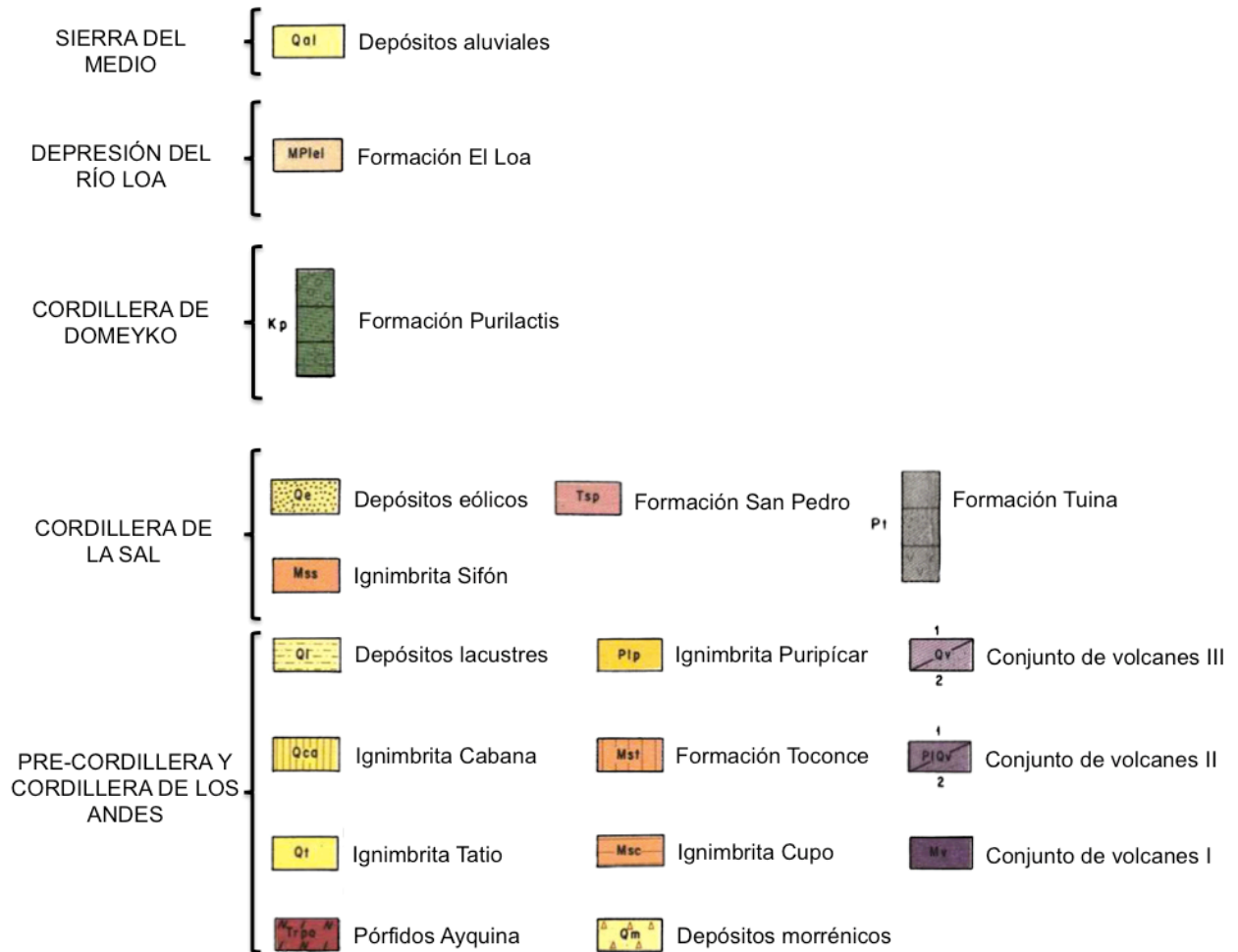


Fig. 19: Leyenda mapa geológico regional. Modificada de la carta geológica regional N°58 del Servicio Nacional de Geología y Minería (Hoja Calama), realizada por N. Marinovic y A. Lahsen (1984). En esta leyenda se muestran sólo las unidades que aparecen en la Fig. 18. Los centros volcánicos muestreados pertenecerían a la unidad llamada Conjunto de Volcanes III, de edad Pliocena-Pleistocena.

IV. GEOLOGÍA DE LOS CENTROS ERUPTIVOS Y SU ENTORNO

4.1. Generalidades

El Altiplano Andino corresponde a una cuenca sedimentaria flanqueada por las Cordilleras Oriental y Occidental de los Andes, cuya altitud promedio sobre el nivel del mar rodea los 4000 m. Los sedimentos han sido depositados en esta gran cuenca bajo condiciones principalmente endorreicas, y han sufrido alzamiento mediante los mismos esfuerzos tectónicos que han conformado la Cordillera de los Andes. Los centros eruptivos de la zona se emplazan principalmente en el dominio de la Cordillera Occidental, y corresponden a estratovolcanes y domos de lava, ubicados todos sobre los 4300 msnm. En esta zona se registra intensa actividad eruptiva en épocas geológicas recientes (Plioceno, Pleistoceno y Holoceno). Las coladas de lava de estos centros volcánicos son numerosas, hallándose bien preservadas gracias al clima hiperárido (asociado a bajas tasas de erosión) y presentando formas acanaladas, lobuladas y morfologías de coladas de bloques. Sus depósitos se encuentran ocasionalmente acompañados de material piroclástico intercalado entre lavas, o depositado en la periferia de ellas. La Fig. 20 constituye una imagen Landsat de los cuatro centros eruptivos de la cadena Paniri-Toconce.

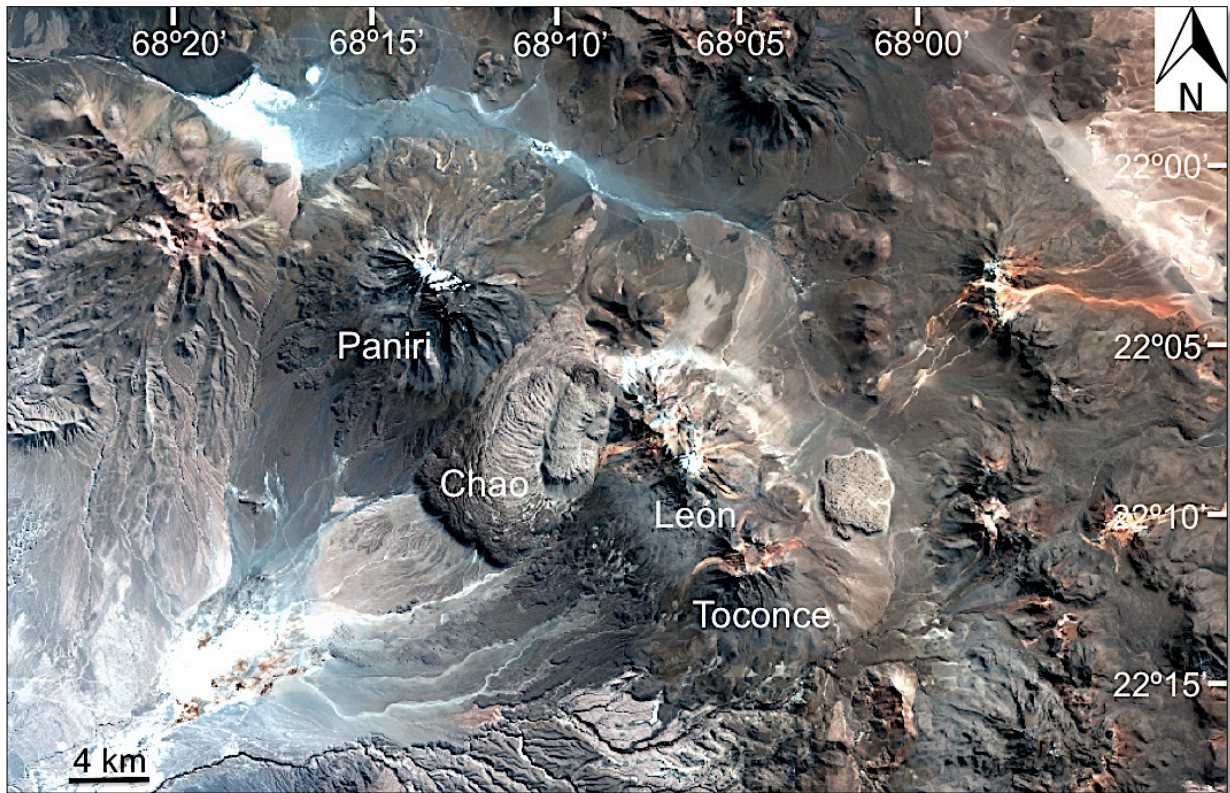


Fig. 20: Imagen Landsat trabajada en ArcGis de los centros eruptivos de la Cadena Paniri-Toconce. Fuente imagen original: web *Earth Explorer*, USGS.

Estos cuatro centros eruptivos se ubican cerca de la frontera de Chile y Bolivia, entre 22°00' de latitud Norte y 68°00' de longitud Este, y como ya se mencionó, conforman una cadena volcánica de orientación NW-SE. Para cada uno de ellos se calculó un volumen estimado de sus depósitos de lavas mapeados en superficie, los cuales representan los depósitos que se conservan actualmente, y que componen un volumen menor al eruptado originalmente (debido a procesos erosivos sufridos con el transcurso del tiempo). Todos estos datos se presentan en la Tabla 1.

Tabla 1: Altitudes para los cráteres de los cuatro centros volcánicos estudiados, y sus volúmenes eruptados estimados. Centros eruptivos se ordenan de Noroeste a Sureste (izquierda a derecha).

NW ↔ SE	Paniri	Lavas de Chao	Co. del León	Toconce
Altitud cráter	5771 msnm	5046 msnm	5702 msnm	5328 msnm
Vol. estimado	74,4 km ³	21,2 km ³	45,1 km ³	45,6 km ³

Se puede observar que no existe alguna tendencia creciente o decreciente de dichos valores ligada a la ubicación geográfica de los centros volcánicos. Un dato de los anteriores que llama la atención, es el volumen estimado para el Cerro Lavas de Chao. Para domos en general, es esperable medir cantidades de material extruído de aproximadamente 3 km³ en promedio (De Silva et al., 1994), mientras que para el Chao, el material alcanza un volumen de más de 20 km³ (24 km³ según Guest & Sánchez, 1969; 26 km³ según De Silva et al., 1994).

A continuación se describe la geología en detalle de cada centro eruptivo, indicando sus particularidades en función de las observaciones realizadas en terreno y las descripciones macroscópicas llevadas a cabo con las muestras de mano recolectadas.

4.2. Volcán Toconce

El Volcán Toconce corresponde a un estratovolcán compuesto por coladas de lava que forman un cono simple. Estas coladas presentan formas acanaladas, con morfologías de coladas de bloques (bloques lisos y angulosos), y son difíciles de individualizar entre sí principalmente debido al efecto de la erosión sufrida por este centro eruptivo. El cráter del Volcán Toconce se encuentra parcialmente erosionado, pero conserva parte de su forma original, lo que permite identificarlo mediante las imágenes satelitales. Los afloramientos en este caso se muestran muy fracturados, y poseen gran porcentaje de vesículas (que alcanzan hasta ~15% de la roca total). Estas vesículas poseen tamaños variables (de máximo 5 cm) y en algunas zonas se presentan orientadas y elongadas siguiendo la dirección del flujo. Los afloramientos muestran en algunas zonas estructuras de flujo dadas por laminaciones a escala de algunos metros.



Fig. 21: Izquierda, fotografía tomada camino al Volcán Toconce. Derecha, fotografía de afloramiento muestreado.

Las muestras de roca recolectadas desde los depósitos del Volcán Toconce presentan interacción entre dos fases de aspecto diferente: una de ellas leucocrática, y la otra mesocrática (como se aprecia en la Fig. 22). Debido a lo anterior, fue realizado un análisis comparativo entre fases minerales identificadas con microscopía óptica, y un estudio textural utilizando el *SEM* (capítulo 5.4) para dilucidar cuál sería el factor que causa la ocurrencia de este aspecto contrastante.



Fig. 22: Izquierda, fotografía de afloramiento Volcán Toconce. Derecha, muestra de mano de los depósitos de lava del Volcán Toconce. En ellas se aprecia la presencia de dos fases interactuando, una leucocrática y otra mesocrática.

Las muestras de mano de las lavas del Volcán Toconce presentan fenocristales de plagioclasa, hornblenda y piroxenos identificables a esa escala, los cuales se hallan inmersos en una masa fundamental vítrea. Los tamaños de estos fenocristales varían entre 1 mm y 4 mm (tamaño de grano fino a medio). Para ambas fases previamente descritas, dicha descripción es coincidente.

En la periferia de las coladas de lava del Volcán Toconce, fue hallado un depósito piroclástico que podría asociarse a alguna erupción de este volcán, o podría corresponder a alguna de las unidades ignimbríticas miocenas de la zona (Ignimbrita Sifón, o Formación Toconce). Su ubicación se muestra a modo referencial en la Fig. 31, pero su estudio se excluye del presente trabajo.

4.3. Volcán Cerro del León

Corresponde a un estratovolcán, constituido por coladas de lava que conforman un volcán compuesto por dos conos eruptivos bien preservados. Las coladas se presentan con formas acanaladas, son difíciles de individualizar entre sí (debido a efectos erosivos que han sufrido) y presentan morfologías de coladas de bloques. Cada cono presenta un cráter que está parcialmente erosionado, pero que conserva parte de su forma original en ambos casos. Los afloramientos correspondientes a las lavas del Volcán Cerro del León se presentan vesiculados (alcanzando aproximadamente un 10% de la roca), con vesículas de diversos tamaños, que llegan hasta los 10 cm de diámetro en algunas zonas. Estas vesículas no se hallan orientadas ni elongadas en alguna dirección preferente. Los bloques que conforman las coladas de este volcán están bastante fracturados, y no se distinguen estructuras de flujo en ellos, como en el caso anterior.

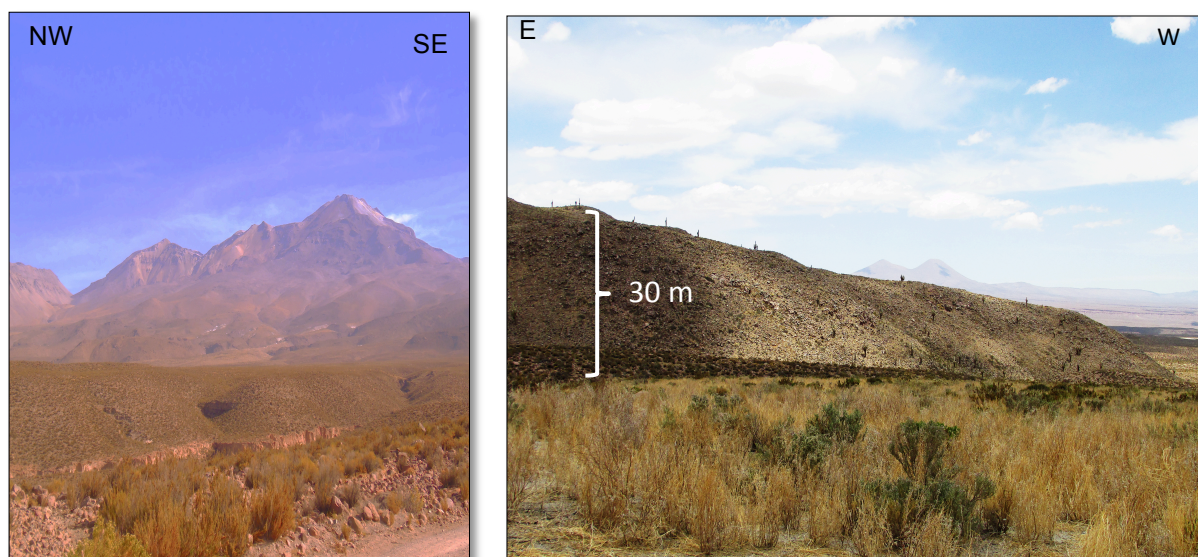


Fig. 23: Izquierda, fotografía tomada camino a Volcán Cerro del León. Derecha, fotografía de colada muestreada en Volcán Cerro del León.

Las muestras de mano pertenecientes al Volcán Cerro del León presentan predominantemente fenocristales de plagioclasa y piroxeno identificables a esa escala, inmersos en una masa fundamental vítrea. Los tamaños de estos fenocristales varían entre 2 mm y 5 mm (tamaño de grano medio).

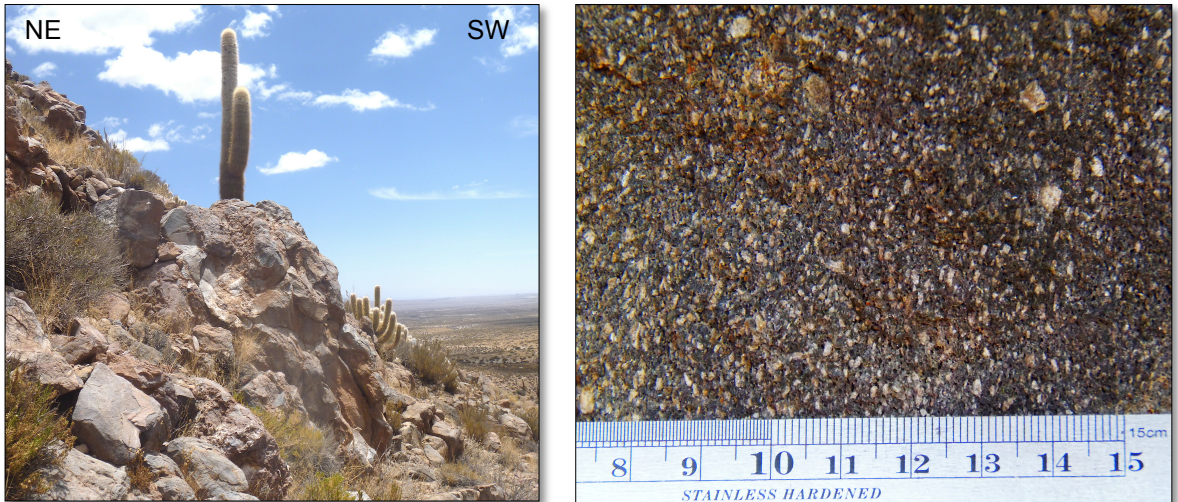


Fig. 24: Izquierda, fotografía de afloramiento muestreado en Volcán Cerro del León. Derecha, fotografía de muestra de mano del Volcán Cerro del León.

4.4. Cerro Lavas de Chao

Corresponde a un centro eruptivo tipo Coulée, compuesto por coladas de lava y escasos depósitos piroclásticos. Estas coladas de lava se presentan con formas acanaladas y lobuladas, pudiéndose identificar cada una de ellas a simple vista debido a su buena conservación. El cráter del Cerro Lavas de Chao se halla parcialmente erosionado, pero es posible identificarlo mediante las imágenes satelitales.



Fig. 25: Fotografía tomada camino al Cerro Lavas de Chao.

Según Guest & Sánchez (1969), este centro eruptivo estaría compuesto por tres grandes coladas formadas en distintos episodios eruptivos, y un depósito de material piroclástico rodeando parte del cráter principal. Esto coincide con lo observado en las imágenes satelitales trabajadas, por lo que esta descripción se toma como referencia para el presente trabajo. El mapeo realizado por estos autores se presenta en la Fig. 26, mostrando cada colada y el depósito de cenizas asociado a este centro eruptivo.

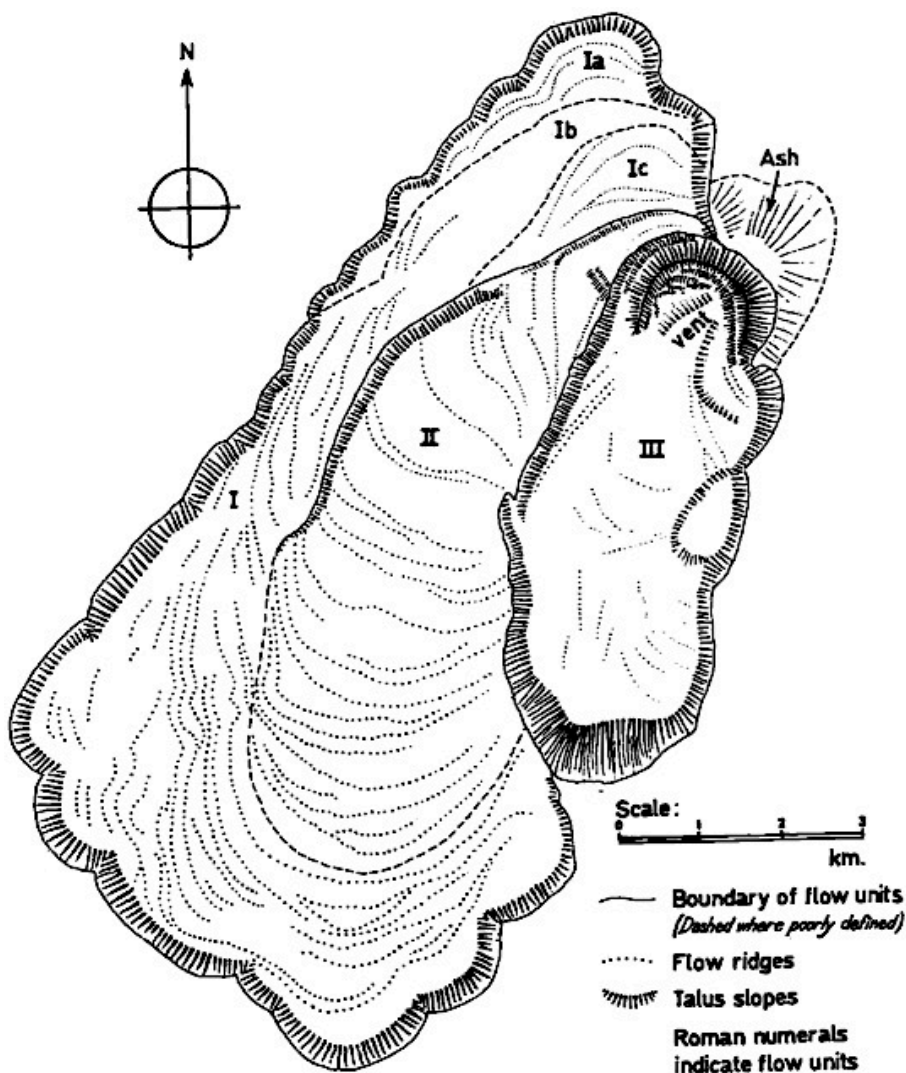


Fig. 26: Mapeo en superficie del Cerro Lavas de Chao llevado a cabo por Guest & Sánchez (1969). Esta ilustración fue realizada utilizando imágenes aéreas de la época. Notar distinción entre coladas I, II y III, así como los depósitos de ceniza, al Noreste del cráter principal.

Los afloramientos del Cerro Lavas de Chao son de difícil alcance ya que sus coladas de lava presentan escarpes abruptos sub-verticales, que impiden acceder a zonas muy altas de sus depósitos. El aspecto de estas rocas es leucocrático, con numerosos y grandes fenocristales de plagioclasa, biotita y hornblenda (con tamaños de hasta 5 mm observables a esta escala), inmersos en una masa fundamental vítrea blanquecina. La presencia de vesículas es escasa en las muestras recolectadas, y estas son de diámetros de ~1 mm.

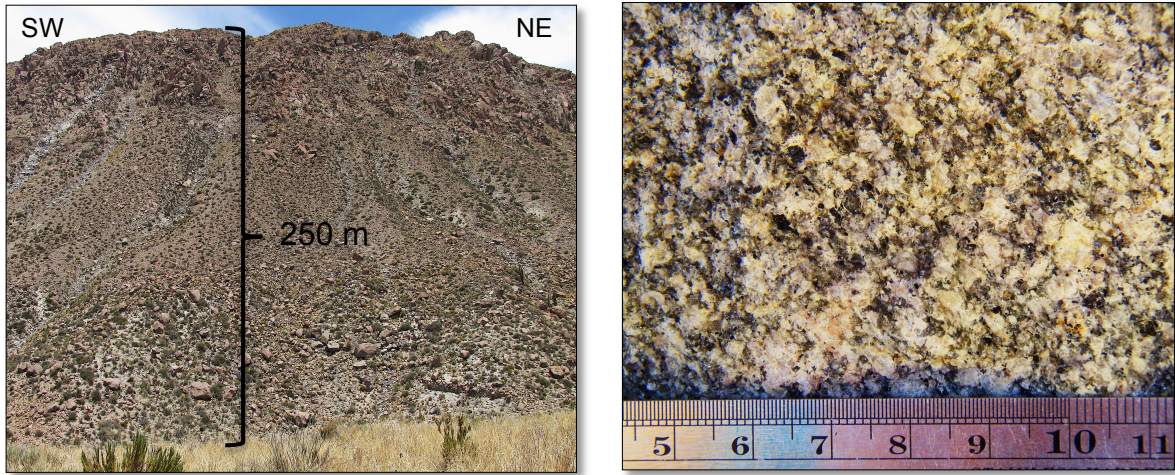


Fig. 27: Izquierda, vista frontal de un lado de la “colada I”, definida por Guest & Sánchez (1969). Fotografía tomada en terreno. Derecha, detalle de la muestra de mano correspondiente al Cerro Lavas de Chao.

4.5. Volcán Paniri

Corresponde a un estratovolcán conformado por dos conos eruptivos, ambos bien preservados. Sus coladas se presentan con formas acanaladas, y son fáciles de individualizar entre sí gracias a su buena conservación. El Volcán Paniri posee también morfologías de coladas de bloques, con bloques muy lisos y angulosos. Cada cono de este volcán presenta un cráter que conserva su forma original de buena manera, debido a los leves efectos erosivos sufridos. Los afloramientos correspondientes a las lavas del Volcán Paniri se presentan vesiculados (alcanzando ~10% de la roca), con vesículas de tamaños de hasta 5 cm de diámetro, que en algunas zonas están orientadas y elongadas en la dirección del flujo. Los bloques que conforman las coladas de este volcán presentan estructuras de flujo como laminaciones y morfologías levemente lobuladas, a escala de pocos metros. Las muestras de mano recolectadas presentan escasos fenocristales, de tamaños de máximo 2 mm (tamaño de grano fino) compuestos principalmente por plagioclasas y escasos piroxenos inmersos en una masa fundamental vítrea.

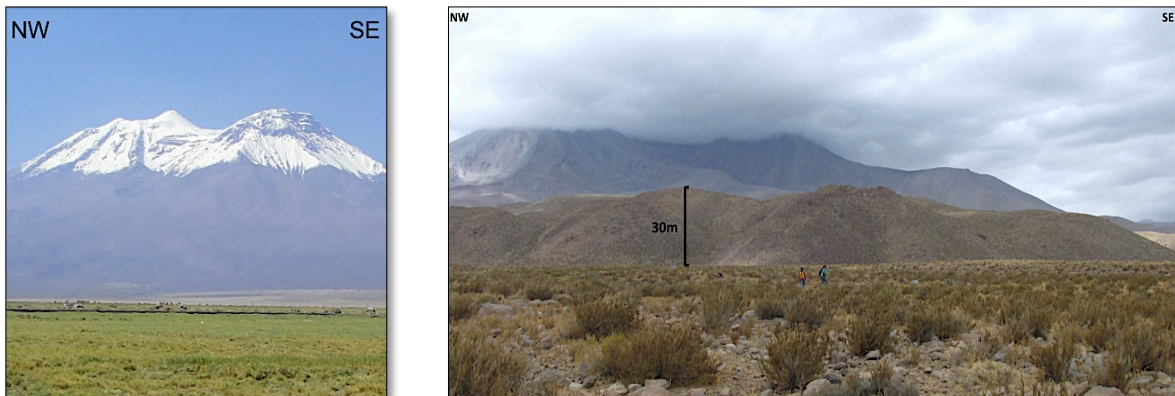


Fig. 28: Izquierda, fotografía Volcán Paniri desde las Vegas de Turi. Derecha, colada muestreada Volcán Paniri. Ambas imágenes tomadas en terreno.

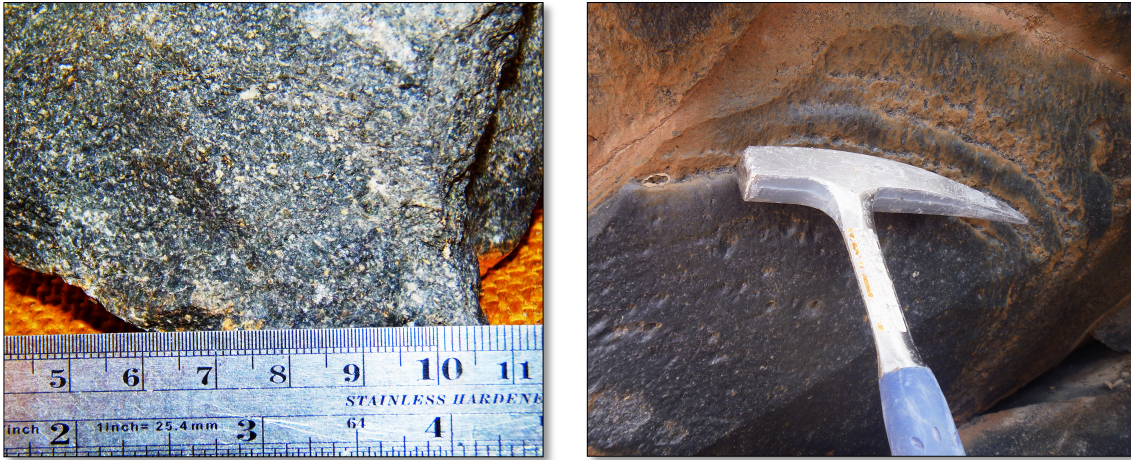


Fig. 29: Izquierda, muestra de mano Volcán Paniri. Derecha, afloramiento de lavas del Volcán Paniri.

Las fotografías presentadas de cada Volcán y afloramiento, se muestran en la Fig. 30 ubicadas en el punto en el cual fueron tomadas en terreno.

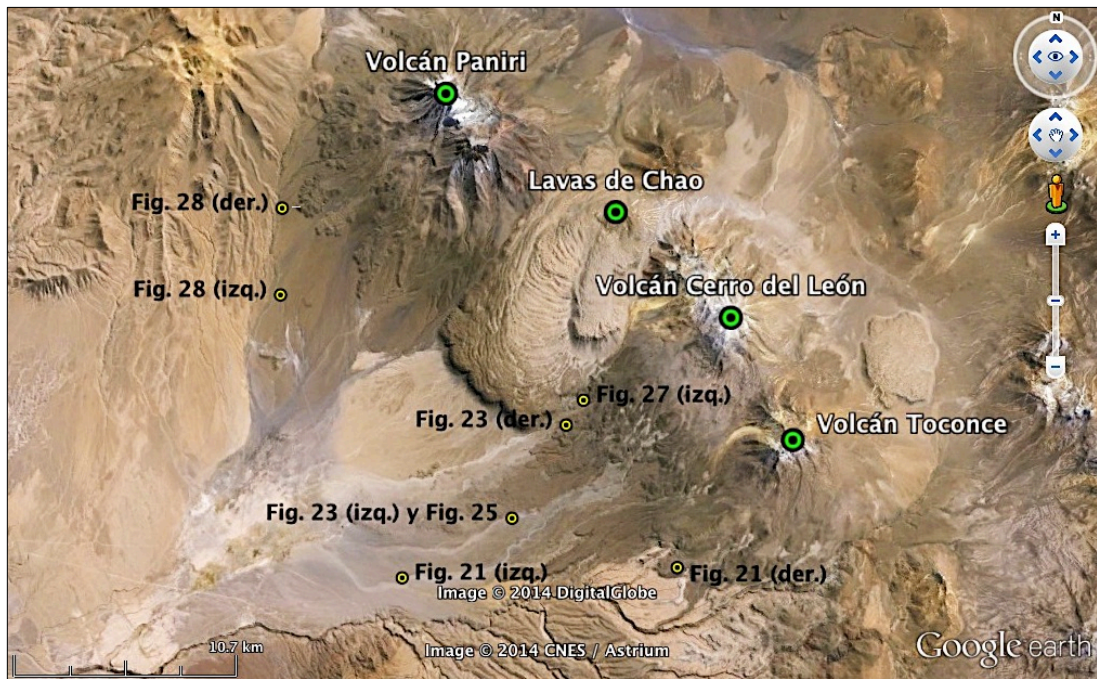


Fig. 30: Ubicación del lugar donde fueron tomadas las fotografías de los afloramientos y volcanes en terreno. Imagen de Google Earth.

A continuación se presenta un mapeo en superficie realizado a modo de síntesis de la geología de los centros eruptivos en estudio, y una tabla con los principales rasgos morfológicos presentados en este capítulo (Tabla 2). En la Fig. 31 se muestran mapeados los centros volcánicos de la cadena Paniri-Toconce, algunos centros volcánicos aledaños, y depósitos piroclásticos en el área circundante a ellos. Se han resaltado las coladas desde las cuales fueron tomadas las muestras para análisis posteriores, y se han indicado en ellas los puntos exactos que fueron muestreados.

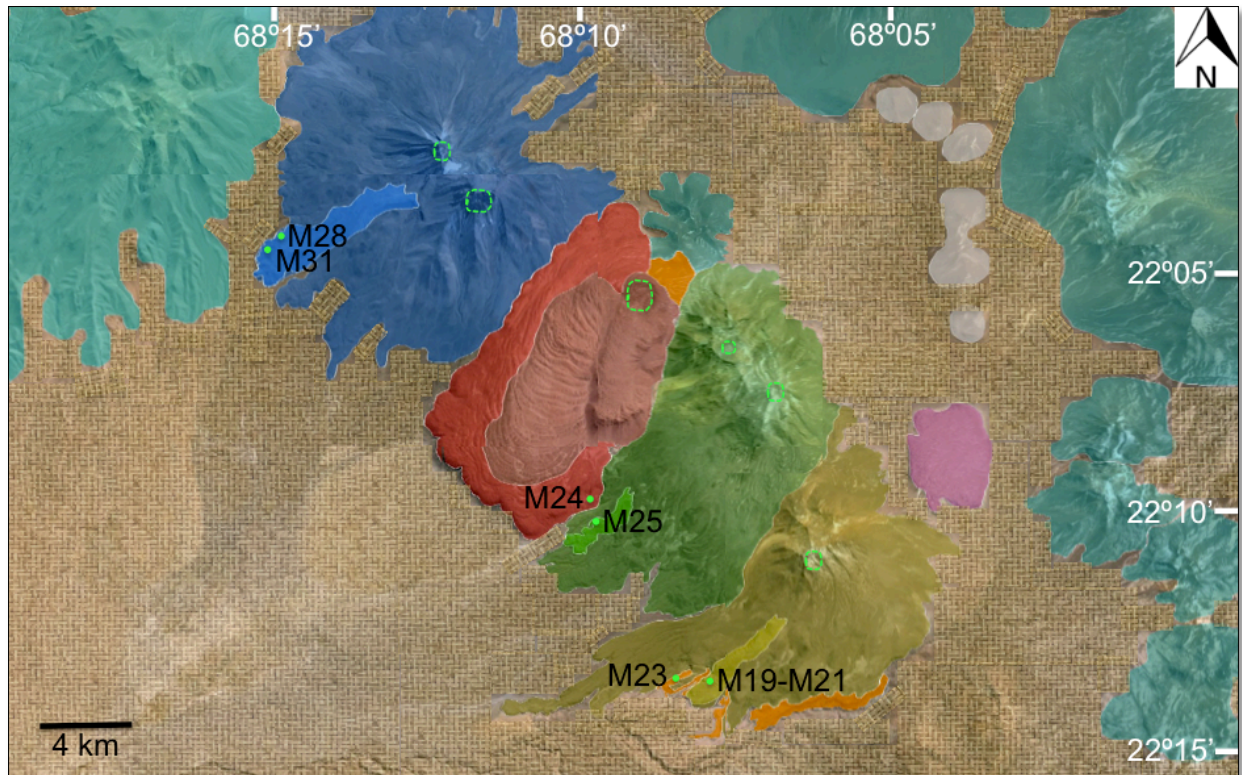


Fig. 31: Mapeo en superficie de los principales rasgos volcánicos del área de estudio.

Tabla 2: Resumen de principales rasgos morfológicos de los cuatro centros eruptivos.

SE <-> NW	Toconce	C. del León	Chao	Paniri
Morfología	Estratovolcán	Estratovolcán	Flujo tipo Coulée	Estratovolcán
Forma	Cono simple	Cono doble	3 coladas	Cono doble
Dep. Pirocl. cercano	Sí	No	Sí	No
Forma de las coladas	Acanalada/Coladas de bloques	Acanalada/Coladas de bloques	Acanalada/Lobulada	Acanalada/Coladas de bloques
Morfologías Afloramientos	Laminaciones por flujo	-	Escarpes pronunciados	Laminaciones por flujo
Vesículas	15% hasta 5 cm	10% hasta 10 cm	<5% ~1 mm	10% hasta 5 cm
Morfología vesículas	Orientadas y elongadas	Distribución homogénea	Distribución homogénea	Orientadas y elongadas
Muestra de mano	Plg, Hb, Px Masa fund. vítrea	Plg, Px Masa fund. vítrea	Plg, Bt, Hb Masa fund. vítrea	Plg, Px Masa fund. vítrea

V. PETROGRAFÍA DE MUESTRAS

5.1. Generalidades

Los análisis petrográficos de rocas son realizados para obtener información respecto a rasgos cualitativos y cuantitativos de ellas, mediante su descripción mineralógica y textural. En este sentido serán importantes datos como: forma de los cristales que componen la roca, relación entre los distintos minerales, micro-estructuras asociadas, cantidad de elementos que componen las rocas y otras magnitudes evaluables a la escala que se trabaje.

En general los principales componentes de las rocas volcánicas son los fenocristales, las vesículas y la masa fundamental. Un fenocristal será un cristal de algún tipo de mineralogía, cuyo tamaño es considerado grande respecto al resto de los componentes de la roca, y que sería resultado de un estadio de enfriamiento más lento que los demás componentes de ella durante el proceso de cristalización del magma (o lava) del cual proviene. Para el presente caso, serán considerados como fenocristales todos aquellos cristales cuyos tamaños sean mayores a 1 mm de longitud. Las vesículas consisten en cavidades de forma esférica, sub-esférica o irregular, que pueden presentarse de forma alargada o aplanada en alguna dirección preferente, y que son formadas debido al escape de gases en forma de burbujas desde un magma o lava que se enfría y exsuelve volátiles durante este proceso. La masa fundamental en tanto, será la masa en la cual están inmersos todos los elementos distinguibles de la roca y puede ser definida según sea el caso, pudiendo incluir vidrio y/o microcristales de minerales (cristales de tamaños menores a los definidos como fenocristales).

Para cuantificar los elementos de las muestras del presente trabajo, se realizaron conteos modales en dos etapas: primero para rasgos texturales generales de las muestras (cantidad porcentual de vesículas, fenocristales y masa fundamental) y luego para distintos tipos de fenocristales, según las distintas mineralogías existentes en la roca. En la Fig. 32 se muestran los resultados del conteo modal realizado sobre rasgos texturales generales de las rocas. De ellos se desprende que existe un alto porcentaje de fenocristales presentes en las muestras de los cuatro centros volcánicos (entre 30% y 40% aproximadamente para todos) y es posible apreciar que a mayor contenido de sílice se miden mayores porcentajes de fenocristales, y menores porcentajes de vesículas. Las muestras duplicadas del Volcán Paniri corresponden a dos zonas diferentes de la misma colada, y las dos muestras del Volcán Toconce corresponden a las dos fases diferentes descritas en el capítulo previo para las rocas de este volcán.

Otra fase del análisis petrográfico consistió en la descripción de las texturas presentes en las rocas y en los fenocristales. Para los volcanes Paniri y Cerro del León la textura general de la roca observada es intersertal (masa fundamental compuesta de microlitos de plagioclasa de tamaños de ~0,1 mm, no orientados, junto a vidrio), mientras que para el Volcán Toconce y el Cerro Lavas de Chao la textura general de la roca es vitrofírica (con fenocristales inmersos en una masa fundamental completamente vítrea). Las fichas de descripciones petrográficas llevadas a cabo mediante microscopía óptica para cada muestra se presentan en el Anexo B.

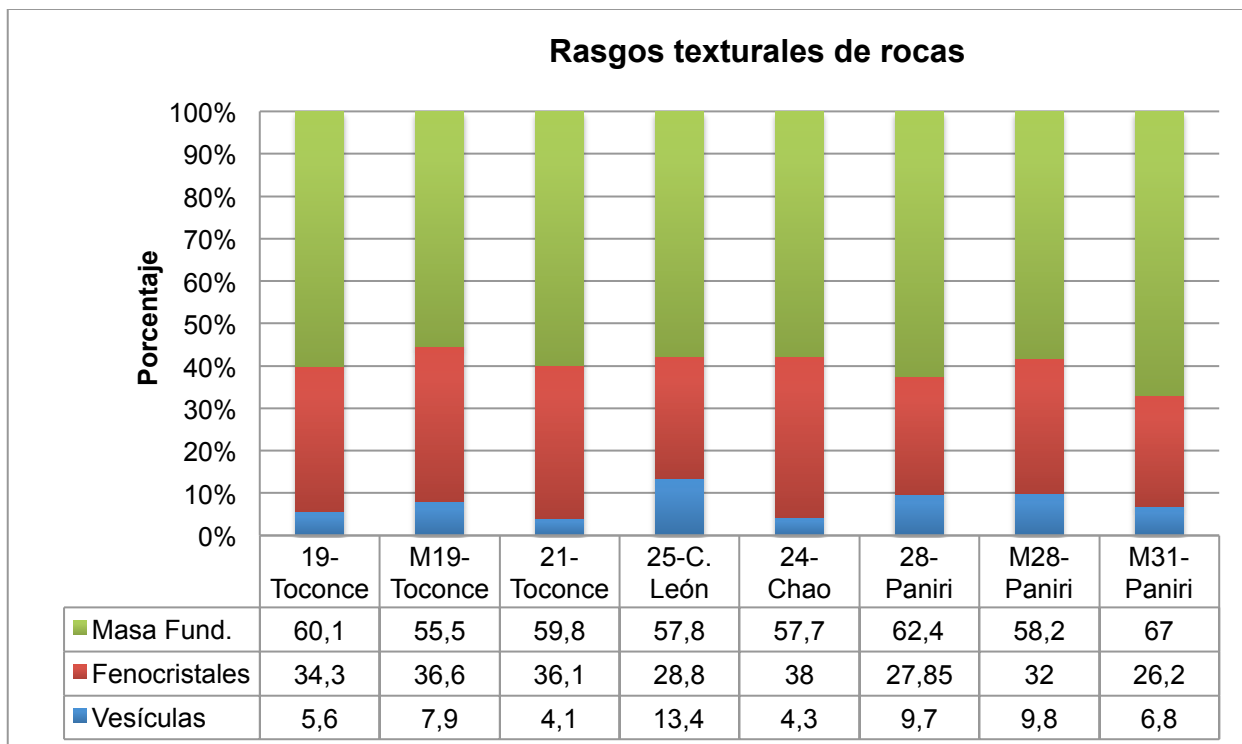


Fig. 32: Rasgos texturales de las rocas. Análisis porcentual de vesículas, fenocristales y masa fundamental, usando software *JMicrovision*. Muestras ordenadas de izquierda a derecha, según posición geográfica en la cadena (desde SE a NW).

En la Fig. 33 se observa que las mineralogías predominantes entre los fenocristales de todos los centros eruptivos son homogéneas, y están representadas por plagioclasas, piroxenos, anfíboles, biotitas y minerales opacos. Las plagioclasas constituyen las fases minerales predominantes dentro de este grupo de cristales, mientras que los piroxenos serían los minerales máficos de mayor importancia en la cadena, menos en las muestras analizadas del Cerro Lavas de Chao, en las cuales los máficos predominantes son las biotitas. Se muestra también que para mayores contenidos de sílice hay presencia importante de cristales de biotita (Cerro Lavas de Chao y Volcán Toconce). Anfíboles y minerales opacos (óxidos de hierro y titanio) aparecen en los cuatro centros eruptivos, sin embargo se encuentran en menores porcentajes que los medidos para las otras fases minerales ya mencionadas. Las muestras duplicadas de los volcanes Paniri y Toconce presentan mineralogías similares, que difieren porcentualmente muy poco entre sí.

En la tabla 3 se presentan las texturas halladas en las muestras mediante observación con microscopía óptica. Estas texturas están dadas principalmente por disequilibrios entre fases minerales, y todas ellas se repiten en las muestras de los cuatro centros de la cadena volcánica estudiada, mostrando leves variaciones entre volcán y volcán. A continuación de dicha tabla se describen en detalle las características de cada una de las fases minerales predominantes ya mencionadas.

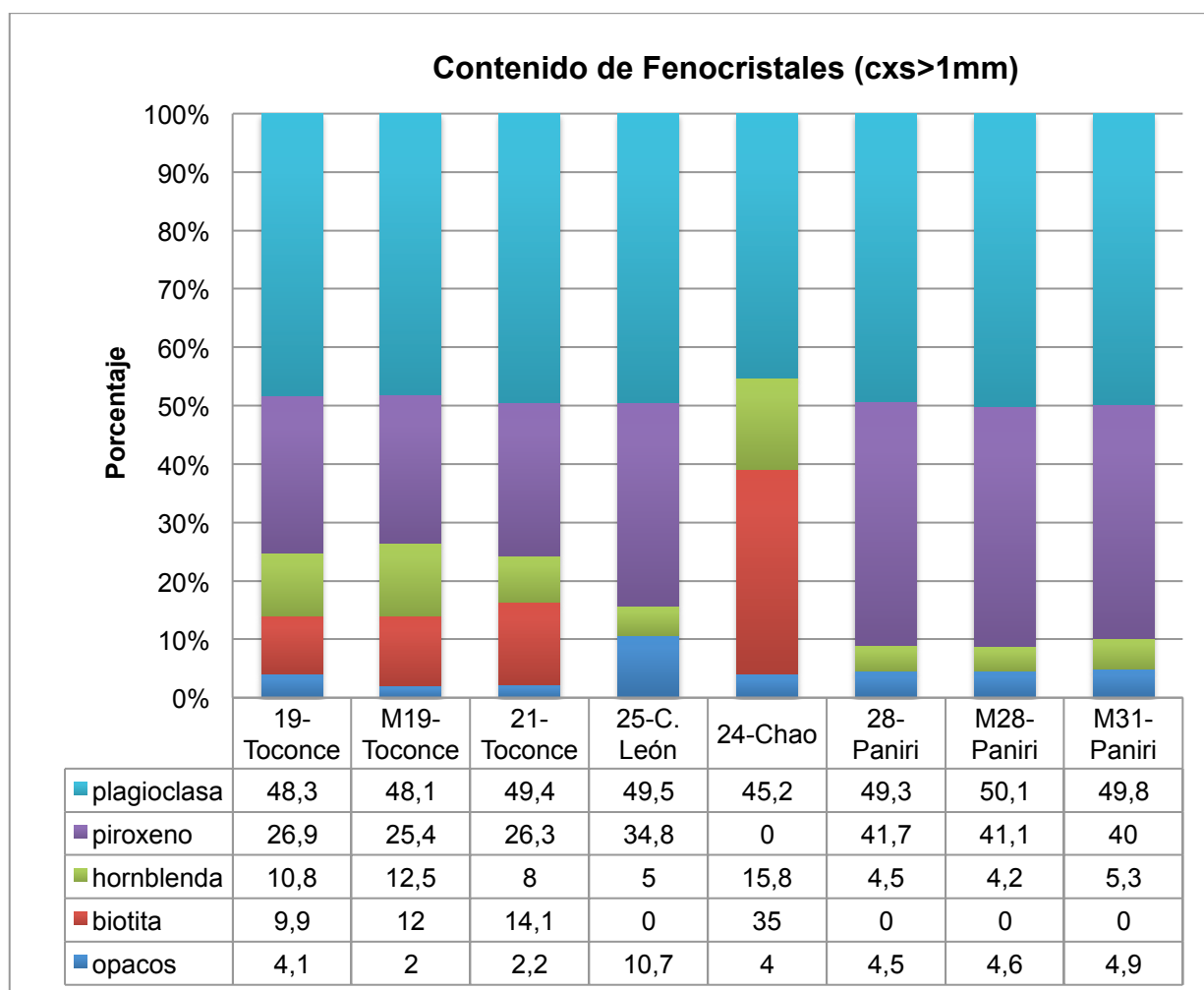


Fig. 33: Análisis porcentual de fases minerales correspondientes a los fenocristales de las rocas. Realizado con software *JMicrovision*. Muestras ordenadas de izquierda a derecha, según posición geográfica en la cadena (desde SE a NW).

Tabla 3: Resumen de texturas descritas en el análisis petrográfico. Para el caso de las zonaciones, texturas de reabsorción, texturas de exsolución y textura sieve, se muestran entre paréntesis los minerales en los cuales fueron identificadas. Centros eruptivos se ordenan de izquierda a derecha, según posición geográfica en la cadena (desde SE a NW).

SE <-> NW	Toconce	C. León	Chao	Paniri
Textura roca	Vitrofirica	Intersertal	Vitrofirica	Intersertal
Zonación	(Plg)	(Plg,Px)	(Plg)	(Plg,Px)
Sieve	(Plg)	(Plg)	(Plg)	(Plg)
Re-absorción	(Plg,Px, Bt)	(Plg,Px)	(Plg,Px, Bt)	(Plg,Px)
Poikilítica	✓	✓	✓	✓
Cúmulo-porfírica	✓	✓	✓	✓
Exsoluciones	x	x	x	(Px)

5.2. Caracterización de fases minerales predominantes

- **Plagioclasas**

Son los minerales más abundantes en las muestras estudiadas, presentándose con formas subhedrales a euhedrales, y con hábitos típicos tabulares. Sus tamaños varían entre 0,1 mm y 5 mm, con una densidad mayor de cristales concentrados entre 0,5 mm y 2 mm. Esta fase mineral fue separada en dos familias en función de las diferencias en tamaño observadas: fenocristales y microlitos. La familia de los fenocristales (cristales >1 mm) no presenta orientación preferencial marcada, mientras que la familia de los microlitos (cristales <0,5 mm que forman parte de la masa fundamental en rocas con textura intersertal), puede presentarse localmente orientada según el flujo, pero no siempre se observa de este modo. Los individuos de ambas familias se encuentran maclados, presentando maclas polisintéticas y de Carlsbad, y se distribuyen homogéneamente en todas las muestras analizadas.

Es común hallar en los fenocristales de plagioclasa texturas de desequilibrio tales como: zonaciones, textura sieve y reabsorciones. Para el caso de las zonaciones los patrones observados son variables, pudiendo ser concéntricos a los bordes del cristal o irregulares con anillos de zonación incompletos o interfiriendo entre ellos, y en algunos casos incluso sin presentarse paralelos a los bordes de los cristales. Textura sieve aparece afectando tanto bordes como zonas centrales de cristales. Texturas de reabsorción se hallan evidenciadas por agujeros consumidos dentro de los cristales, o por bordes que presentan embahiamientos. Es posible hallar también en las plagioclasas textura poikilítica, dada por la presencia de cristales de piroxeno o biotita inmersos dentro de los fenocristales de plagioclasa mayores. Las cuatro texturas recién descritas para las plagioclasas se encuentran indistintamente en las muestras de los cuatro centros eruptivos. Algunos cristales de plagioclasa contienen inclusiones de minerales opacos (óxidos de hierro y titanio).

- **Piroxenos**

Son los minerales máficos predominantes a lo largo de la cadena Paniri-Toconce, exceptuando el caso del Cerro Lavas de Chao, donde no fueron hallados en las muestras analizadas (hecho que no impide que puedan existir en otras zona no muestreadas). Sus cristales están representados tanto por clinopiroxeno como por ortopiroxeno, predominando para el caso de las rocas más básicas (Cerro del León y Paniri) la primera variedad, mientras que para las rocas del Volcán Toconce, la segunda variedad. Los piroxenos se presentan con formas euhedrales a anhedrales, y sus tamaños varían entre 0,1 mm y 4 mm, siendo los cristales de tamaños más pequeños fragmentos de cristales mayores que han quedado inmersos en la masa fundamental. Los cristales no muestran orientación preferencial dada por el flujo. En algunos casos se hallan formando cúmulos en conjunto con otros cristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno (textura cúmulo-porfírica). También se pueden encontrar en estos minerales texturas de desequilibrio como zonaciones y reabsorciones. Las zonaciones son escasas y se presentan únicamente en las muestras más básicas de la cadena (Paniri y Cerro del León). Sus anillos son regulares y concéntricos respecto a los bordes de los cristales. Las texturas de reabsorción en estos minerales corresponden a agujeros consumidos dentro de los cristales y bordes que presentan

embahiamientos. Estas últimas texturas se presentan indistintamente en las muestras de los tres centros eruptivos que contienen piroxenos. Como dato adicional al análisis petrográfico de piroxenos, durante el análisis de las muestras mediante *EMPA* fueron hallados algunos piroxenos con texturas de exsolución en la muestra del Volcán Toconce. Un ejemplo de esto se muestra en la Fig. 36.

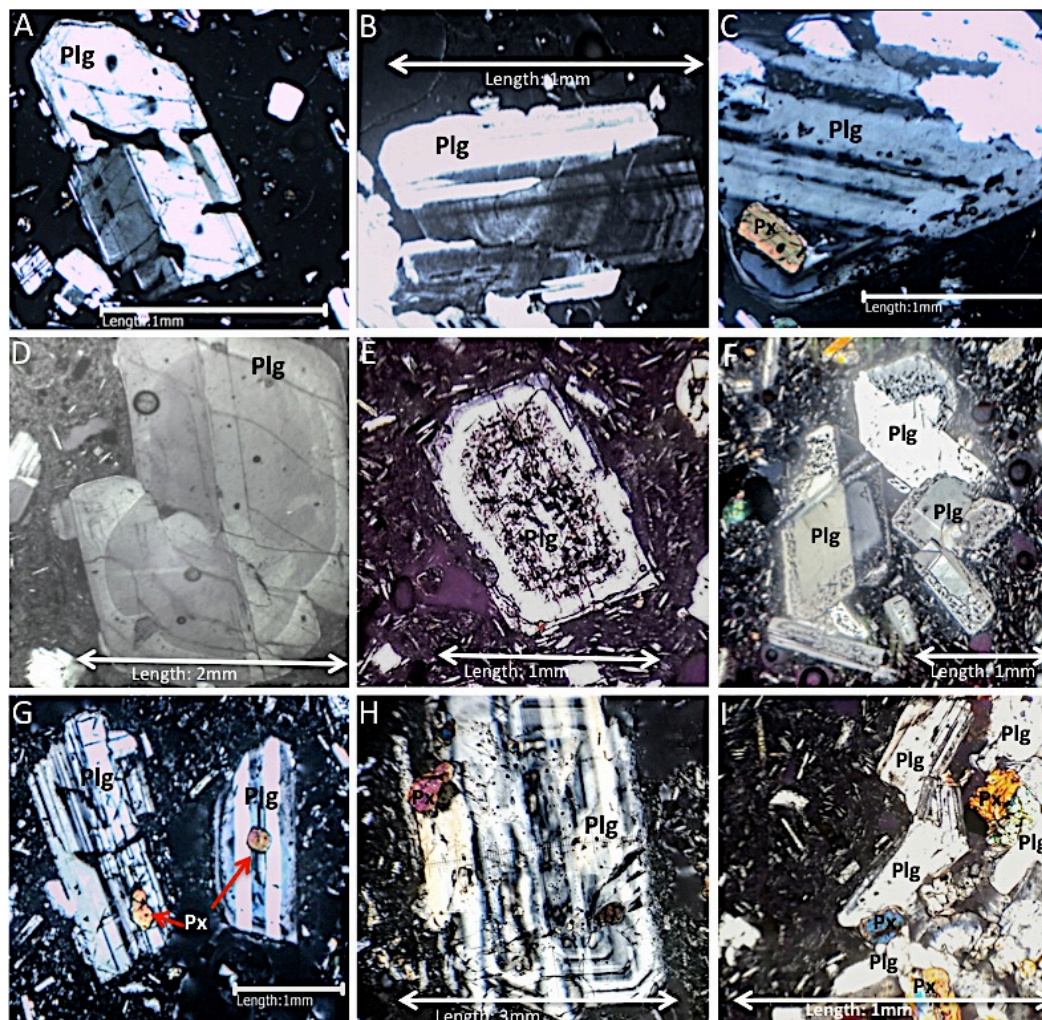


Fig. 34: Plagioclasas con distintas texturas pertenecientes a distintos centros eruptivos (fotomicrografías tomadas mediante microscopía óptica a nícoles cruzados). **A.** Reabsorciones, Volcán Toconce. **B.** Zonación concéntrica, Volcán Toconce. **C.** Textura poikilítica, Cerro Lavas de Chao. **D.** Zonación irregular, Volcán Paniri. **E.** Textura sieve al centro del cristal, Volcán Paniri. **F.** Textura sieve en bordes de cristales, Volcán Paniri. **G.** Textura poikilítica, Volcán Cerro del León. **H.** Zonación y textura poikilítica, con rastros de reabsorciones al centro del cristal, Volcán Cerro del León. **I.** Cúmulo formado por cristales de plagioclasa y piroxenos, Volcán Paniri.

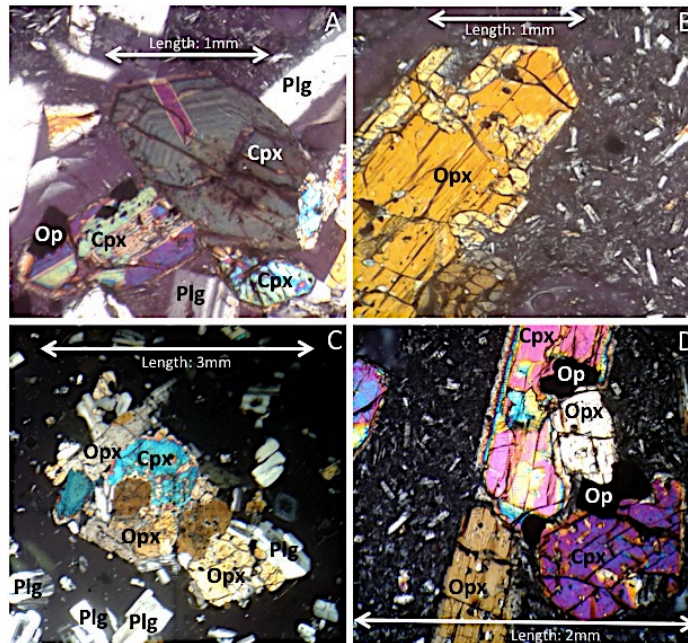


Fig. 35: Distintos tipos de piroxenos en las muestras (fotomicrografías tomadas a nicoles cruzados). **A.** Zonación con anillos concéntricos, Volcán Paniri. **B.** Piroxeno con reabsorciones en el borde, Volcán Cerro del León. **C.** Cúmulo formado por cristales de piroxeno y plagioclasa, Volcán Toconce. **D.** Cúmulo de piroxenos y minerales opacos, Volcán Cerro del León.

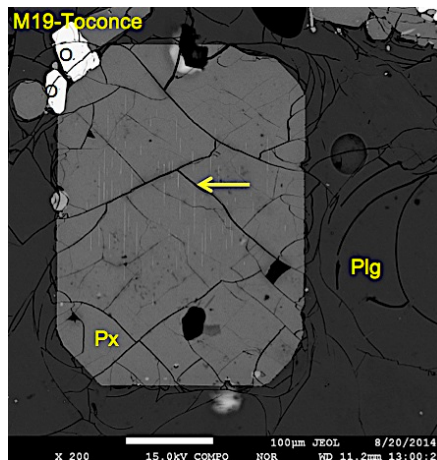


Fig. 36: Texturas de exolución en piroxeno (líneas blancas). Imagen tomada mediante *EMPA*.

- **Biotitas**

Existen únicamente en muestras de los dos centros eruptivos con mayor contenido de sílice, siendo los minerales máficos predominantes en el Cerro Lavas de Chao y minerales máficos secundarios en el Volcán Toconce. Sus tamaños varían entre 0,1 mm y 4 mm, hallándose los cristales de mayor tamaño en el Cerro Lavas de Chao, y los de menor tamaño en el Volcán Toconce (cristales menores a 0,5 mm). Sus cristales varían de subhedrales (Volcán Toconce) a euhedrales (Cerro Lavas de Chao, con hábitos hexagonales y tabulares presentando marcado pleocroismo marrón rojizo). Se distribuyen homogéneamente en el Volcán Toconce, y en el Cerro Lavas de Chao forman cúmulos en conjunto con cristales de anfíbol y plagioclasa (textura cúmulo-

porfírica). Los cristales de esta mineralogía presentan texturas de reabsorción en ambos casos, las que están dadas por agujeros consumidos dentro de los cristales, y bordes con embahiamientos. En las muestras del Cerro Lavas de Chao, las biotitas presentan textura poikilítica con inclusiones de cristales de plagioclasa más pequeños. Ocasionalmente, los cristales de biotita contienen inclusiones de apatitos y circones distinguibles a esta escala.

- **Anfiboles**

Los anfíboles son minerales máficos con menor presencia porcentual en la cadena volcánica Paniri-Toconce que los piroxenos. Sus rangos de tamaño varían entre 0,1 mm y 2 mm, siendo los cristales menores fragmentos de otros mayores. Se presentan con formas anhedrales a subhedrales, y en algunos casos puntuales están maclados de a dos individuos. No presentan orientaciones preferentes, y en algunos casos se encuentran formando cúmulos en conjunto con otros cristales de plagioclasa y piroxeno (textura cúmulo-porfírica). Los cristales de anfíbol se concentran predominantemente en el Cerro Lavas de Chao (sobre todo aquellos cristales que conservan su hábito original) y no presentan texturas especiales que los caractericen, a diferencia de los otros minerales primarios. En general en este centro eruptivo se aprecian en equilibrio con su entorno (en los otros volcanes se aprecian anhedrales, muy fracturados y de tamaños menores a 0,5 mm), presentando ocasionalmente algunas inclusiones.

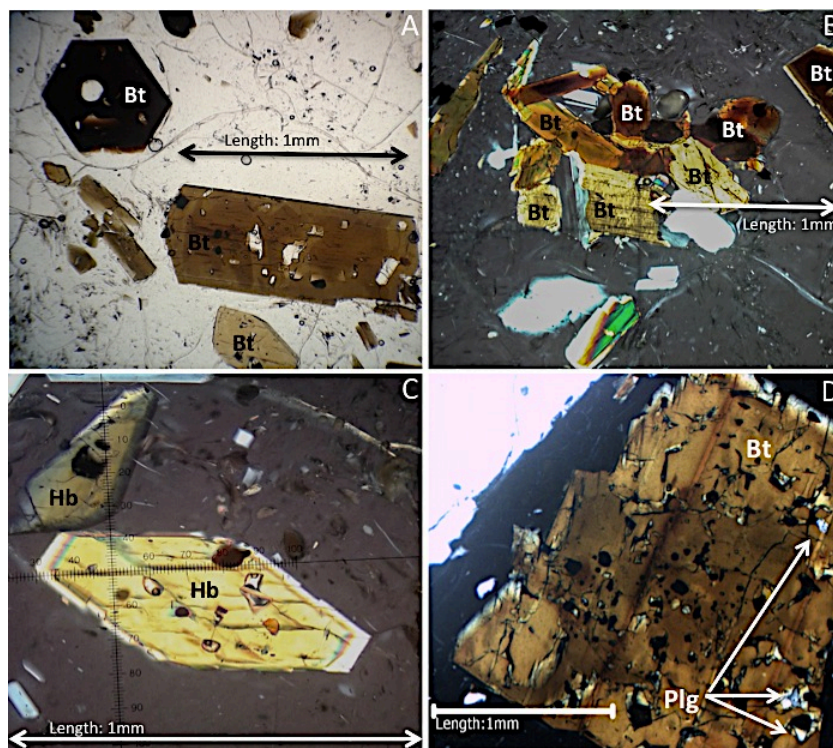


Fig. 37: Minerales hidratados con distintas texturas (fotomicrografías tomadas a nicoles cruzados, con excepción de la figura A, tomada a nicoles paralelos). **A.** Cristales euhedrales con agujeros de reabsorción, Cerro Lavas de Chao. **B.** Cúmulo compuesto por cristales de biotita, Cerro Lavas de Chao. **C.** Cristal de hornblenda, Cerro Lavas de Chao. **D.** Biotita con reabsorciones en su interior y textura poikilítica, Cerro Lavas de Chao.

- **Óxidos de hierro y Titanio**

Los minerales opacos representan los cristales con menor presencia porcentual en las muestras analizadas. Son en general subhedrales, con formas subredondeadas a tabulares. Sus rangos de tamaño varían entre 0,1 mm y 2 mm. Se los encuentra eventualmente formando parte de cúmulos (cuando existe textura cúmulo-porfírica), y como pequeñas inclusiones en algunos fenocristales de distintos tipos. Aparecen indistintamente en todas las muestras.

5.3. Caracterización de minerales accesorios

- **Circones**

Los circones se encuentran como minerales accesorios en los cuatro centros eruptivos, siendo escasos para el caso de los tres volcanes, mientras que para el Cerro Lavas de Chao aparecen con mayor abundancia e integridad. En este último centro eruptivo se presentan como cristales euhedrales con integridad media a alta, mientras que en los otros tres centros se hallan como cristales anhedrales a subhedrales, de muy baja integridad. En general son de tamaños <0,5 mm de tamaño. Los cristales pertenecientes al Cerro Lavas de Chao muestran zonaciones marcadas, con patrones variables concéntricos a irregulares, pudiendo sus anillos ser incompletos, interfiriendo entre ellos.

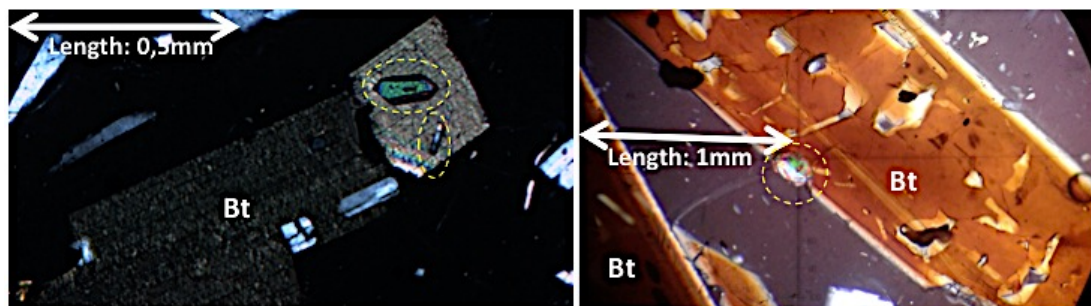


Fig. 38: Circones en biotitas (señalados por líneas punteadas amarillas). Ambas imágenes corresponden a la muestra del Cerro Lavas de Chao. Fotomicrografías tomadas a nícoles paralelos.

Para el caso de los circones se realizó un estudio y clasificación morfológica, cuyo resultado resultó incoherente respecto a los datos presentado más adelante en el presente estudio. Debido a ello, dicho estudio morfológico se adjunta a modo referencial en el Anexo E, apartado e.2. En la Fig. 39 se presentan imágenes tomadas mediante lupa binocular de los circones de cada centro volcánico.

- **Otros minerales accesorios**

Aparte de los circones, fueron hallados de forma aislada algunos cristales de Flúor-apatito (mediante *SEM*), Pirita (mediante *EMPA*), y posibles minerales de cobre con brillo metálico en tonos azules intensos (muestra de mano). Todos estos cristales fueron de tamaños ~0,1 mm, y su análisis se excluye del presente trabajo.

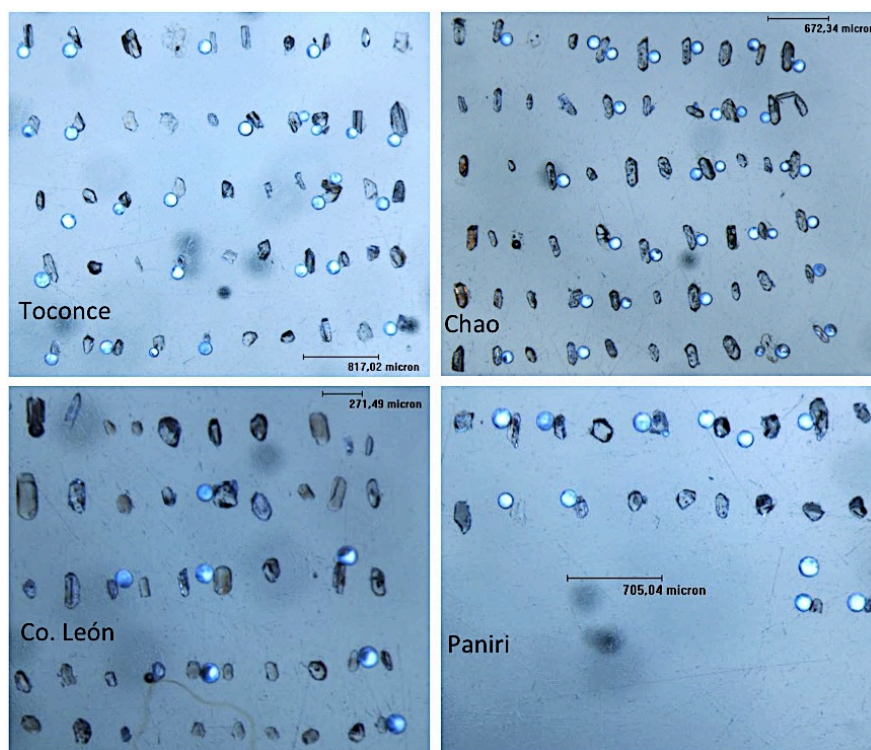


Fig. 39: Fotomicrografías tomada mediante lupa binocular de los cristales de circón de cada centro eruptivo.

5.4. Estudio textural en rocas del Volcán Toconce

En el capítulo 4.2 se describe que las muestras de mano pertenecientes a los depósitos de lava del Volcán Toconce presentan dos fases de distinta tonalidad interactuando entre sí (Fig. 22). Debido a que la petrografía de las muestras tomadas de ambas zonas es muy similar (diferiendo en detalles mínimos), se llevó a cabo un análisis textural de menor escala para dilucidar si el factor que causaría dicho aspecto disímil dentro de las mismas rocas es de esta índole.

Utilizando la magnificación más alta que fue posible en el *SEM*, se obtuvieron dos imágenes de las masas fundamentales de estas muestras (Fig. 40). Estas imágenes presentan colores falsos para resaltar distintos detalles (modificados utilizando el software INCA de procesamiento de imágenes). Al observarlas, es posible notar que para el caso de la muestra 21 (correspondiente a la zona más oscura de las rocas) el vidrio se presenta con aspecto muy limpio, casi sin mostrar ningún microcristal formado (masa fundamental color celeste se encuentra sin presencia de microcristales, a excepción de un par de opacos en tono blanco). Para el caso de la muestra 19 en cambio (correspondiente a la zona más clara de las rocas), fue posible identificar microcristales muy pequeños inmersos en el vidrio, los que son relativamente numerosos, y están compuestos por plagioclasas, biotitas y anfíboles (microcristales en tonos rojos y verdes). Estos pequeños cristales aparecen ocasionalmente formando microcúmulos como se aprecia en la Fig. 40.

En función de esto se plantea la posibilidad de que el factor que está dominando la presencia de estas dos fases diferentes en las rocas del Volcán Toconce sería el grado de microcristalinidad presente en el vidrio que forma la masa fundamental, y que resulta ser mayor para el caso de la fase más clara de las muestras de mano. El detalle de la química de estas dos muestras se presenta en el capítulo 6.5, para establecer que efectivamente estas muestras son químicamente iguales.

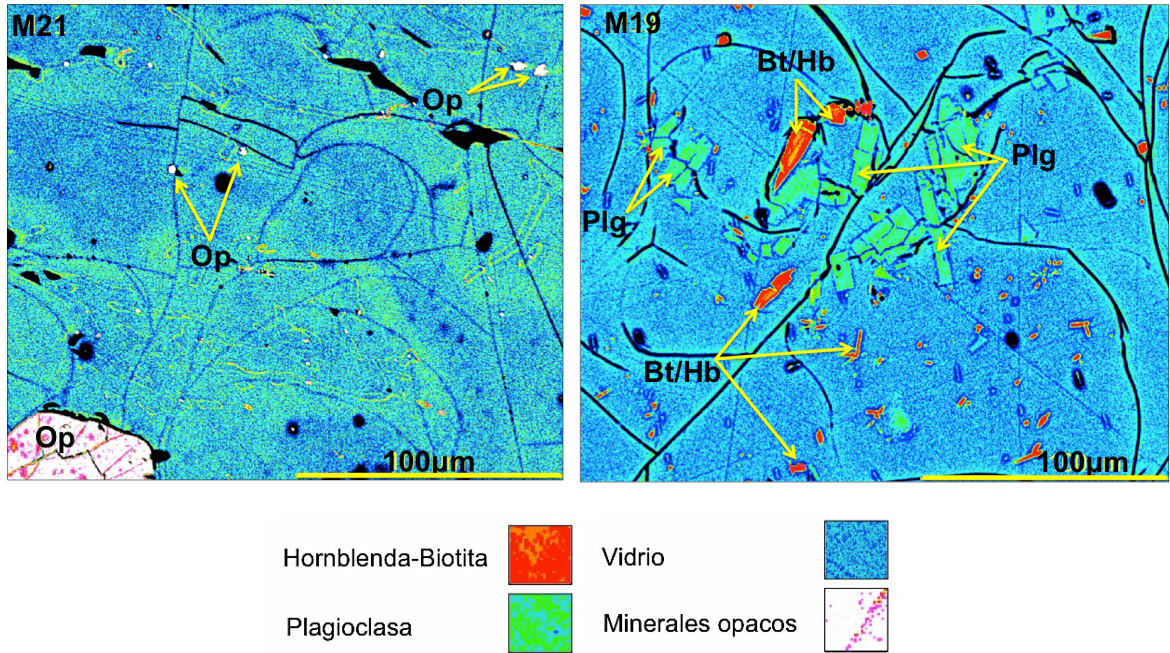


Fig. 40: Fotomicrografías de muestras de ambas fases de las rocas del Volcán Toconce. Imágenes obtenidas mediante SEM. Izquierda (M21), muestra correspondiente a la fase más oscura. Notar microcristales de minerales opacos, en color blanco. Derecha (M19), muestra correspondiente a la fase más clara. Notar en rojo los microcristales de biotita y anfíbol, y en verde claro (con hábito tabular) microcristales de plagioclasa. Ambas masas fundamentales (color azul claro), corresponden a vidrio.

VI. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

6.1. Generalidades

Los análisis geoquímicos de roca total entregan información respecto al contenido de elementos químicos que componen las rocas, caracterizando con ello su composición predominante y entregando información sobre el origen y evolución del magma desde el cual se formaron. Esta composición química estará principalmente controlada por el tipo de fuente que genera la roca, y por el grado de fusión parcial que esta fuente sufrió. La química de una roca podrá variar además por los procesos que sufrirá el fundido durante su evolución.

Por conveniencia los elementos químicos de las rocas son separados en elementos mayores, elementos menores y elementos trazas, con límites arbitrarios entre estos grupos. Los límites más utilizados en este sentido son los siguientes:

- Elementos mayores: >1,0% peso.
- Elementos menores: 0,1 – 1,0% peso.
- Elementos trazas: <0,1% peso.

Los elementos mayores se denominan así pues están presentes en altas concentraciones en las rocas, y controlan en gran medida la cristalización de los minerales predominantes en ellas. Ellos también controlan propiedades tales como la viscosidad y la densidad de fundidos. En sistemas magmáticos estándar corresponderían a: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P. Los elementos menores en cambio, aparecen sustituyendo a algunos elementos mayores en los minerales principales. Si estos elementos llegan a estar en concentraciones suficientemente altas, pueden formar minerales independientes denominados minerales accesorios. Los elementos traza por otro lado, son aquellos que se encuentran en concentraciones demasiado bajas como para formar fases minerales separadas, y actúan estrictamente sustituyendo a elementos mayores y menores en las estructuras de algunos minerales.

Para los siguientes resultados se analizaron dos muestras diferentes del Volcán Paniri (correspondientes a dos zonas distintas de la colada muestreada), dos muestras diferentes del Volcán Toconce (correspondientes a las dos fases diferentes observadas en sus rocas), una muestra del Volcán Cerro del León y una muestra del Cerro Lavas de Chao. El detalle de los datos geoquímicos del análisis de roca total efectuado se presenta en el Anexo C, punto c.1.

El contenido de sílice de las rocas indicará el grado de diferenciación que estas han sufrido, siendo las rocas con menor contenido de SiO₂ (rocas básicas) las menos evolucionadas y/o diferenciadas, y las con mayor contenido de SiO₂ (rocas ácidas) las más evolucionadas y/o diferenciadas. Según la Fig. 41, el Volcán Cerro del León sería el centro eruptivo más básico de la cadena Paniri-Toconce, y estaría seguido por el Volcán Paniri y el Cerro Lavas de Chao, respectivamente. El Volcán Toconce en tanto, sería el volcán más ácido de la cadena.

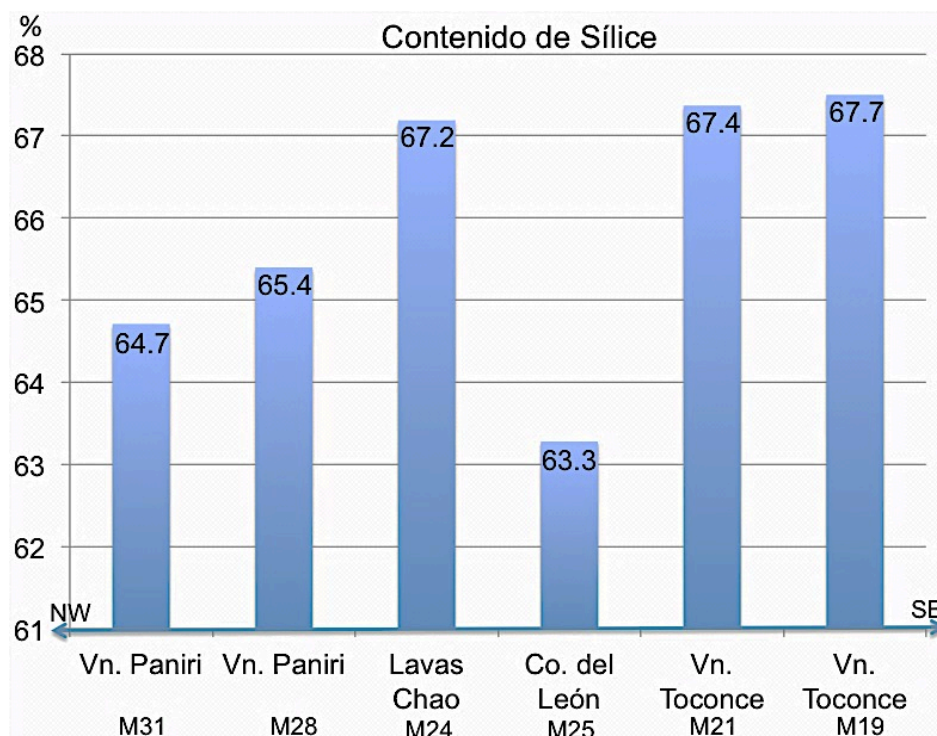


Fig. 41: Contenido de sílice (% SiO₂), versus ubicación geográfica de las muestras en terreno. Muestras han sido ordenadas de NW a SE (de izquierda a derecha).

6.2. Diagramas de clasificación de rocas

Los diagramas bivariantes de “óxidos versus óxidos” son los más utilizados al momento de clasificar rocas ígneas, en especial para rocas volcánicas (Rollinson, 1993). Estos diagramas suelen trabajarse en función de las cantidades de elementos mayores presentes en las rocas.

El diagrama *Total Alkalis versus Silica* (TAS, en adelante) es uno de los diagramas más utilizados para clasificar rocas volcánicas. Este diagrama posee en el eje de la ordenada la suma de los porcentajes en masa de Na₂O y K₂O (TA, *Total Alkalis*), y en el eje de la abscisa el porcentaje en masa de SiO₂ (S, *Silica*). En función de estas variables es posible dilucidar si las muestras representan una secuencia evolutiva alcalina, o subalcalina. Para el primer caso, la secuencia de evolución de las rocas estaría constituida por: Basalto alcalino, Traquibasalto, Traquiandesita, Traquita y Fonolita (en orden creciente de diferenciación del magma). Para el segundo caso en cambio, la secuencia estaría constituida por: Basalto, Andesita, Dacita y Riolita, a medida que el magma evoluciona.

Según la clasificación en el diagrama TAS, las muestras estudiadas serían de naturaleza subalcalina, encontrándose todas ellas en el campo de las dacitas como se observa en la Fig. 42.

Diagrama TAS (Middlemost, 1994)

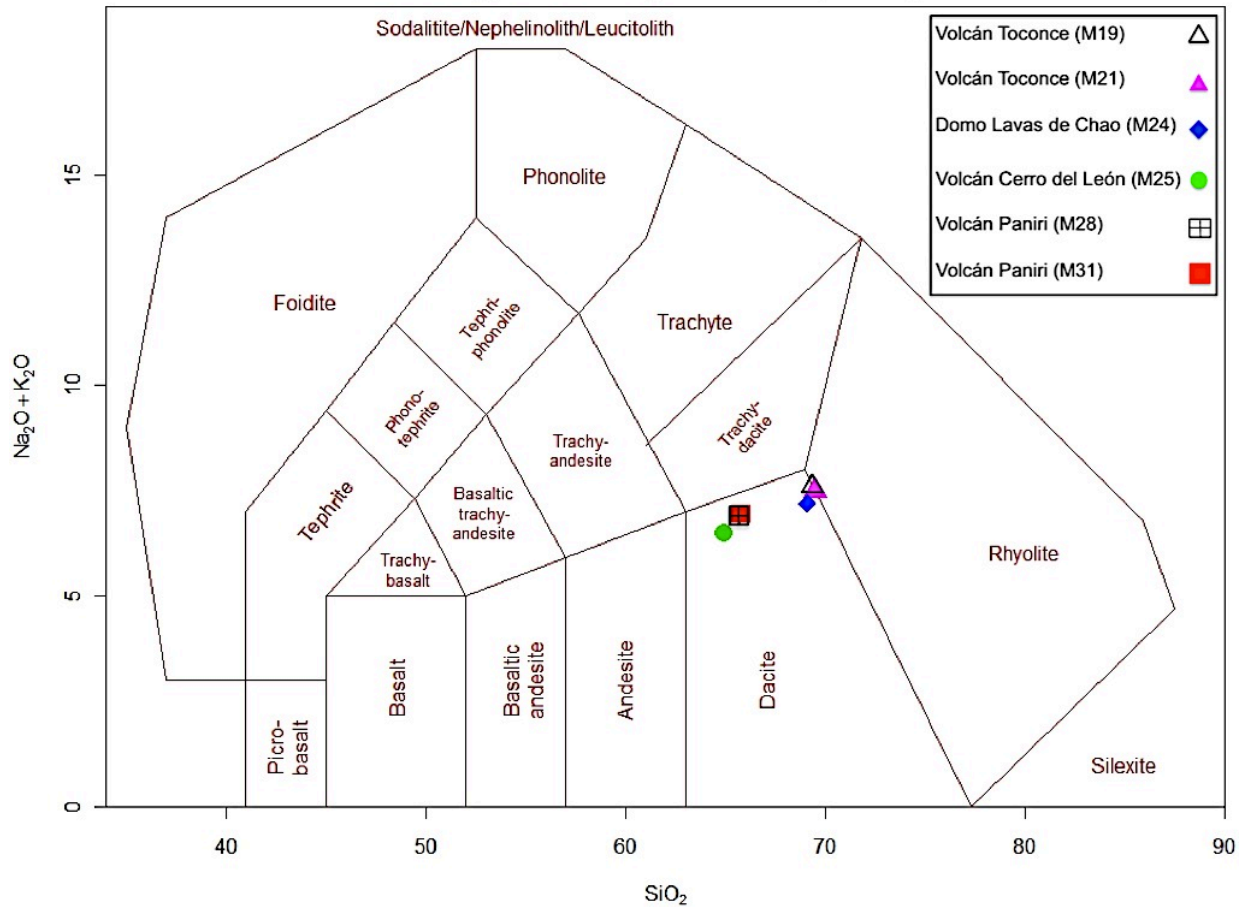


Fig. 42: Diagrama de clasificación TAS (Middlemost, 1994).

La serie subalcalina fue a su vez dividida por Tilley (1950), en dos sub-series: toleítica y calcoalcalina. Ambas sub-series evolucionan del mismo modo según el diagrama TAS, pero presentan diferencias mineralógicas y químicas, que se hacen evidentes principalmente en las composiciones intermedias de las series (Rollinson, 1993). Irvine y Baragar (1971), postulan en tanto que sería imposible distinguir entre los miembros más silíceos de las dos series.

Las rocas volcánicas de series subalcalinas pueden clasificarse en sus respectivas sub-series mediante la utilización de sus concentraciones de K_2O y SiO_2 , según el diagrama postulado por Peccerillo y Taylor (1976). En este diagrama, se clasificarán entonces rocas de bajo potasio (serie toleítica), rocas de medio potasio, y rocas de alto potasio (serie calcoalcalina).

Para el caso de las muestras estudiadas es posible apreciar un trend evolutivo dentro del campo de la serie calcoalcalina de alto potasio. Esto se puede apreciar con claridad en la Fig. 43.

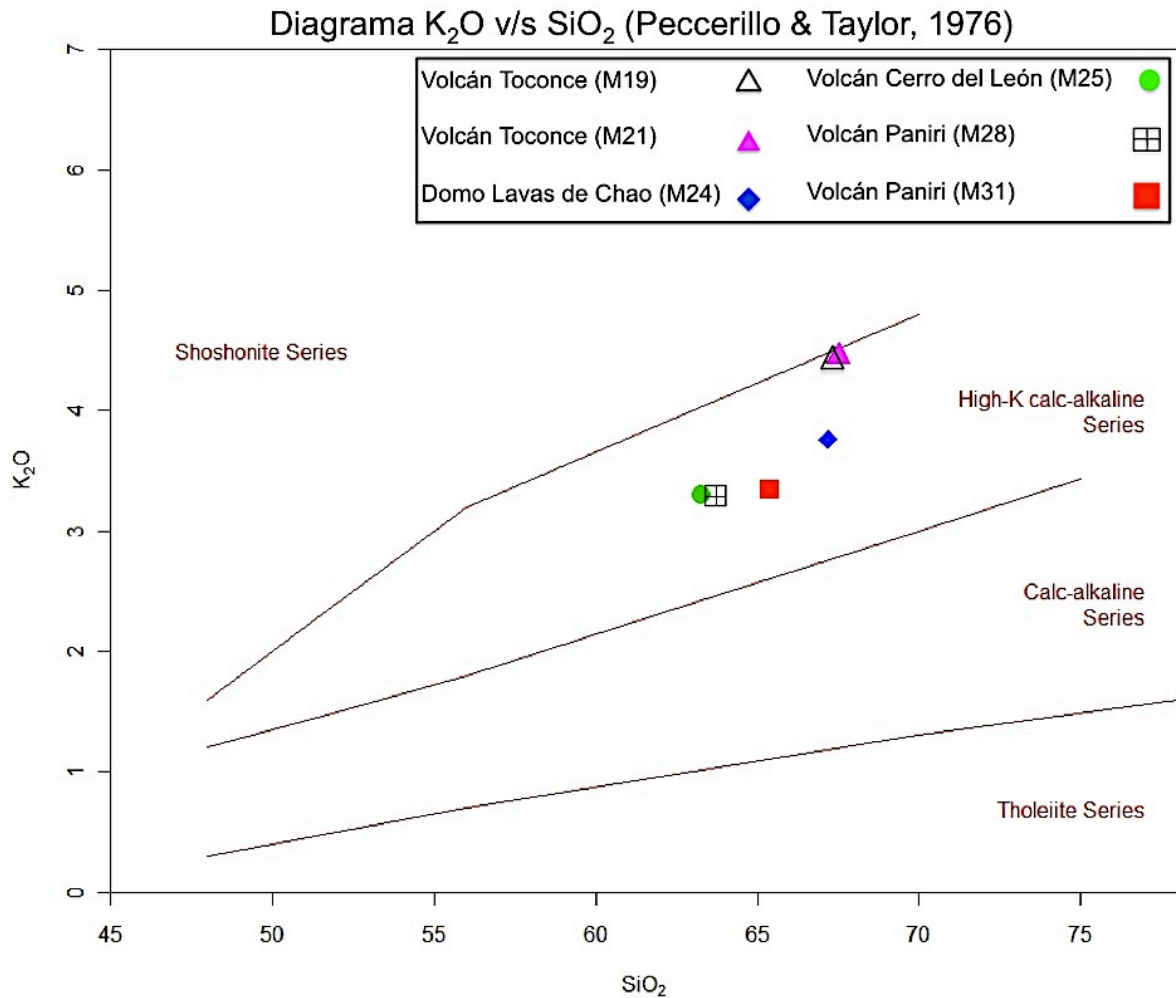


Fig. 43: Diagrama K₂O v/s SiO₂ (Peccerillo & Taylor, 1976), mostrando subdivisiones de series alcalina y subalcalina.

El diagrama AFM será un tercer tipo de diagrama de variación de elementos mayores para clasificación de rocas (similar al diagrama anterior). Toma su nombre de los óxidos que se grafican en él:

- A = $\sum (\text{Na}_2\text{O} \% + \text{K}_2\text{O} \%)$
- F = $\text{FeO}^* \% = \text{FeO} \% + (\text{Fe}_2\text{O}_3 \% \cdot 0.8998)$
- M = $\text{MgO} \%$

Para poder utilizar este diagrama, el porcentaje de Fe₂O₃ medido debe transformarse en porcentaje equivalente de FeO (para poder sumarse así al porcentaje de FeO medido). Para esto es multiplicado por un factor gravimétrico igual a 0.8998, propuesto por Rollinson, (1993). Luego se efectúa la sumatoria de los factores A, F y M para cada muestra, normalizando los porcentajes de estos tres elementos y representándolos en un diagrama trivariante. El diagrama AFM es comúnmente utilizado en las series magmáticas subalcalinas para distinguir los trends de diferenciación toleíticos de los calcoalcalinos. Las rocas toleíticas presentarán un enriquecimiento mayor de Fe con respecto al Mg que las rocas calcoalcalinas, y

tendrán una variación menor en el contenido de SiO₂ que ellas. Las rocas calcoalcalinas en cambio, mostrarán enriquecimientos mayores en álcalis y sílice.

Estos dos tipos de rocas son característicos de zonas de subducción, por lo que reconocer composiciones de este tipo puede ayudar a determinar el ambiente tectónico de sets de rocas, aportando a la interpretación geológica del área a la cual pertenecen. En la Fig. 44 queda reflejado al igual que en el diagrama anterior, que las rocas analizadas pertenecen a un trend evolutivo calcoalcalino.

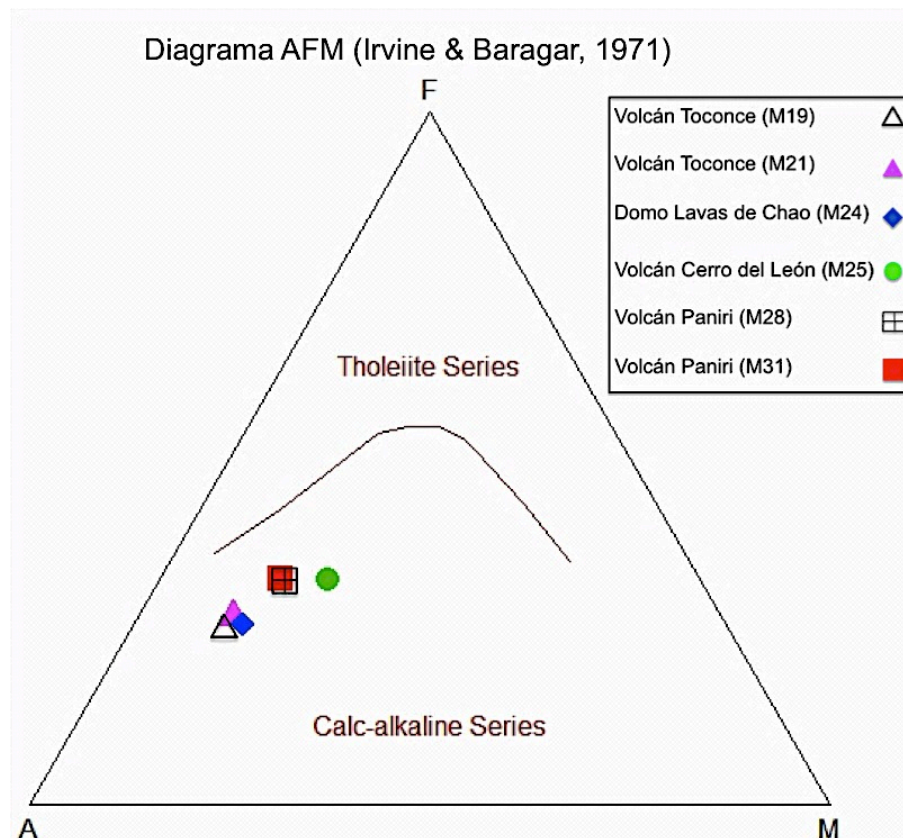


Fig. 44: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971).

Las rocas calcoalcalinas usualmente presentan las siguientes características: son ricas en Al₂O₃, su porcentaje de SiO₂ aumenta siempre con la diferenciación magmática, presentan mayores cantidades de Ca y Na que de K, andesitas representan las rocas más abundantes del grupo, poseen bajo contenido de hierro total, y siguen la secuencia de la serie de Bowen durante la diferenciación magmática. En este tipo de rocas no es común hallar enriquecimiento de Fe en los miembros intermedios de la serie evolutiva, debido a la cristalización temprana de óxidos de Fe y Ti, así como la formación de fenocristales de olivino en rocas como basaltos y andesitas. Lavas derivadas de magmas calcoalcalinos son con frecuencia porfíricas, con fenocristales de plagioclasas y piroxenos predominantemente, y con numerosos cristales zonados. Así mismo, la presencia de minerales hidratados como biotitas y anfíboles, es bastante frecuente en ellas (Rollinson, 1993).

Como el contenido de Al_2O_3 en rocas calcoalcalinas es importante, se puede utilizar un cuarto diagrama de clasificación, que expresa en proporción molar (porcentaje del óxido dividido por su peso molecular) el contenido de alúmina. Shand (1927), agrupó a las rocas ígneas en base al contenido molar total de álcalis, *versus* contenido molar de alúmina del siguiente modo:

- Rocas peralcalinas: $Al_2O_3 < (Na_2O + K_2O)$
- Rocas peraluminosas: $Al_2O_3 > (CaO + Na_2O + K_2O)$
- Rocas metaluminosas: $Al_2O_3 < (CaO + Na_2O + K_2O)$, con $Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O)$

En esta clasificación el índice de saturación de alúmina corresponde a la razón molar:

$$\frac{Al_2O_3}{K_2O + Na_2O + CaO}$$

Esta razón permite diferenciar una composición saturada en alúmina si su valor es mayor a 1 (o peraluminosa), de una subsaturada en alúmina si este valor es menor a 1. Composiciones subsaturadas a la vez, pueden pertenecer al grupo metaluminoso si su índice de alcalinidad es mayor a 1, o al grupo peralcalino si es menor a 1. Este último índice está definido por:

$$\frac{Al_2O_3}{K_2O + Na_2O}$$

En la tabla 4 se observa que el índice de saturación de alúmina es menor a 1 para todos los casos, por lo que las rocas serían subsaturadas en alúmina. Al calcular el índice de alcalinidad para este tipo de rocas, se obtiene que estas son de tipo metaluminosas. Detalle de los cálculos de razones molares se presenta en el Anexo C, punto c.2. Esto también se ve reflejado en el diagrama de la Fig. 45.

Tabla 4: Índices de saturación de alúmina y de alcalinidad.

	Índice sat. alúmina	Índice alcalinidad
M19-Toconce	0,959	1,490
M21-Toconce	0,951	1,492
M25-C. León	0,866	1,755
M24-Chao	0,940	1,544
M28-Paniri	0,913	1,670
M31-Paniri	0,904	1,652

Esta clasificación se usa esencialmente para rocas félsicas, y según ella, las rocas pertenecientes a estos grupos formarían (en condiciones ideales) distintas mineralogías características para acomodar el exceso o déficit de alúmina (Rollinson, 1993).

En síntesis, las muestras del presente trabajo corresponderían a dacitas pertenecientes a una serie subalcalina de rocas. Estas rocas muestran un trend marcado de tipo calcoalcalino, el cual estaría asociado a rocas formadas bajo un regimen de subducción activo. Son rocas subsaturadas en alúmina, de tipo metaluminosas.

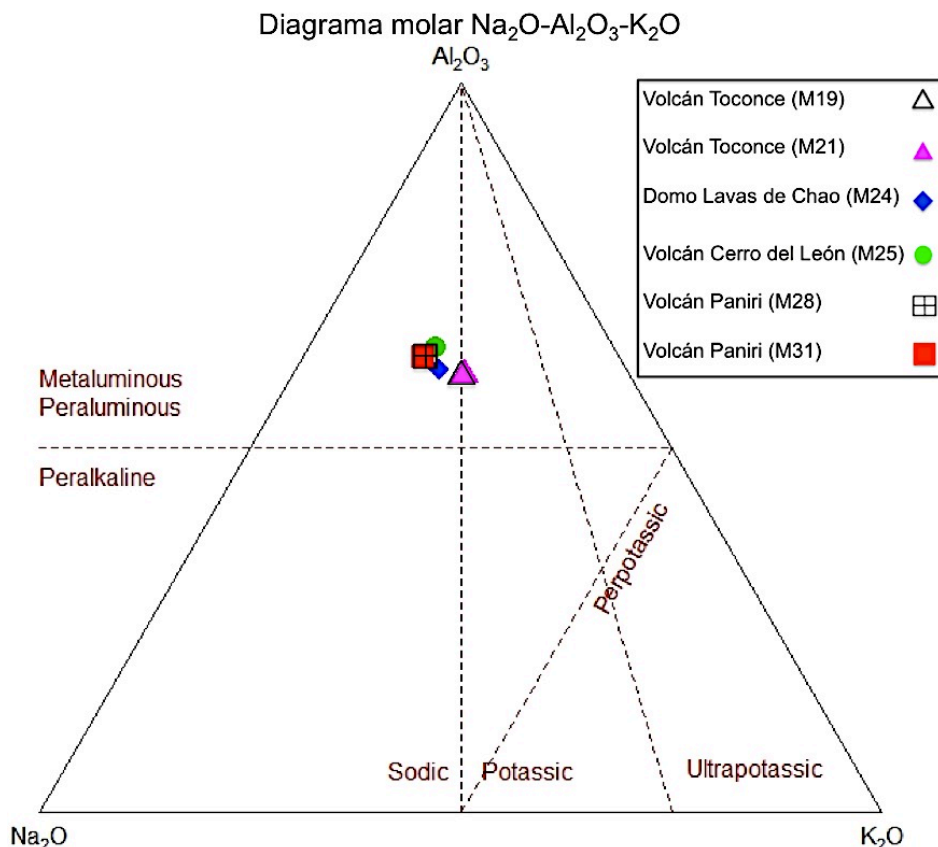


Fig. 45: Diagrama para visualizar índice de saturación de alúmina, modificado de Shand (1927).

6.3. Diagramas de variación de elementos

Harker (1909), propuso la utilización del contenido de SiO_2 como indicador de tendencias evolutivas en series de rocas. La manera más común de estudiar las variaciones químicas dentro de un grupo de muestras asociadas, será mediante estos diagramas de variación de elementos (diagramas Harker, en adelante), en los cuales se pueden identificar diferentes patrones y correlaciones de manera simple, utilizando el SiO_2 como referencia, al ser la variable escogida para el eje de la abscisa. En general estos diagramas son recomendados sólo para clasificación de rocas de la serie subalcalina (Rollinson, 1993).

En los diagramas Harker se graficará en la ordenada el valor porcentual de cualquier elemento presente en la roca, y usualmente se trabaja en primera instancia con los elementos mayores *versus* SiO_2 , para luego analizar los elementos menores y/o trazas *versus* SiO_2 .

En los diagramas Harker de elementos mayores presentados a continuación (Figs. 46 y 47), se aprecia que elementos como FeO, MnO, MgO y CaO se van deprimiendo a medida que aumenta el SiO₂ (formando una curva descendente respecto al SiO₂), mientras que elementos como el K₂O presentan un comportamiento contrario a los elementos anteriores, mostrando curvas que son ascendentes respecto al aumento de SiO₂. La alúmina en cambio, muestra una pendiente con un quiebre en la zona de porcentajes intermedios de sílice. El estudio del orden de cristalización dado por la serie de Bowen, permite interpretar el significado de este comportamiento en función de los elementos químicos que se incorporan a cada fase mineral que va cristalizando, a medida que el magma va evolucionando y sufre procesos como cristalización fraccionada o fusión parcial.

El decrecimiento en MgO, FeO y CaO con el incremento del SiO₂, sería consistente con la remoción temprana de plagioclasa, olivino y/o piroxeno desde el líquido que se enfría (debido a un proceso de cristalización fraccionada). El MgO y el FeO son también compuestos incorporados en minerales máficos de formación temprana, mientras que el CaO es incorporado a la plagioclasa cálcica y/o al piroxeno cálcico. Por otro lado, el incremento de Na₂O y K₂O al evolucionar el fundido, se debe a que estos elementos son incorporados a los minerales que no cristalizan en fases tempranas de la evolución magmática, sino que cristalizan en fases más bien tardías y se conservan o concentran en el líquido residual del fraccionamiento. La curva de Al₂O₃ muestra una tendencia particular que primero crece y luego decrece, mientras que el CaO decrece continuamente. Existiría una relación entre estos dos comportamientos, y esto puede ser interpretado suponiendo que el clinopiroxeno se separó tempranamente removiendo Calcio pero no Aluminio, y la plagioclasa comenzó a cristalizar posteriormente, tomando tanto Calcio como Aluminio, provocando la curva asociada al Al₂O₃. La disminución constante del titanio respecto al sílice indicaría una cristalización temprana de óxidos de hierro y titanio (Ilmenita, principalmente), mientras que el contenido de fósforo estaría controlado por la cristalización de apatito en el magma, sin mostrar una tendencia marcada respecto al SiO₂.

En el caso de los diagramas Harker para elementos menores y trazas (Figs. 48 y 49), los elementos que presentan un comportamiento interesante respecto al SiO₂ son el Sr, el Rb y el Zr. El primero de ellos presenta un comportamiento decreciente a medida que avanza la diferenciación, lo cual se debe a que este elemento se incorpora en las fases minerales que cristalizan temprano reemplazando al calcio en su estructura (cristalización de plagioclasas). El Rubidio en cambio, presenta un comportamiento inverso, aumentando a medida que el contenido de sílice aumenta, ya que entrará en fases minerales que cristalizan en estadios más tardíos reemplazando al potasio en las estructuras cristalinas. El circonio finalmente, presenta un comportamiento similar a este último elemento, concentrándose principalmente en fundidos residuales con mayores contenidos de sílice, formando cristales de circón.

El resto de los elementos graficados se presentan solamente a modo de ejemplo, ya que no presentan un comportamiento con alguna tendencia clara marcada que se pueda relacionar con la presencia o remoción de alguna fase mineral en particular.

Diagramas Harker de Elementos Mayores v/s SiO₂

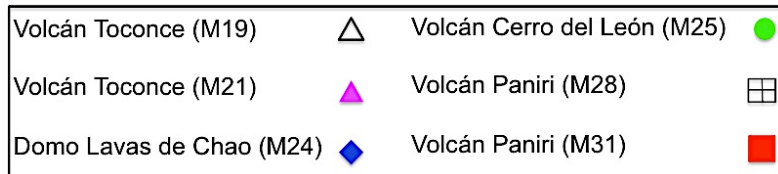
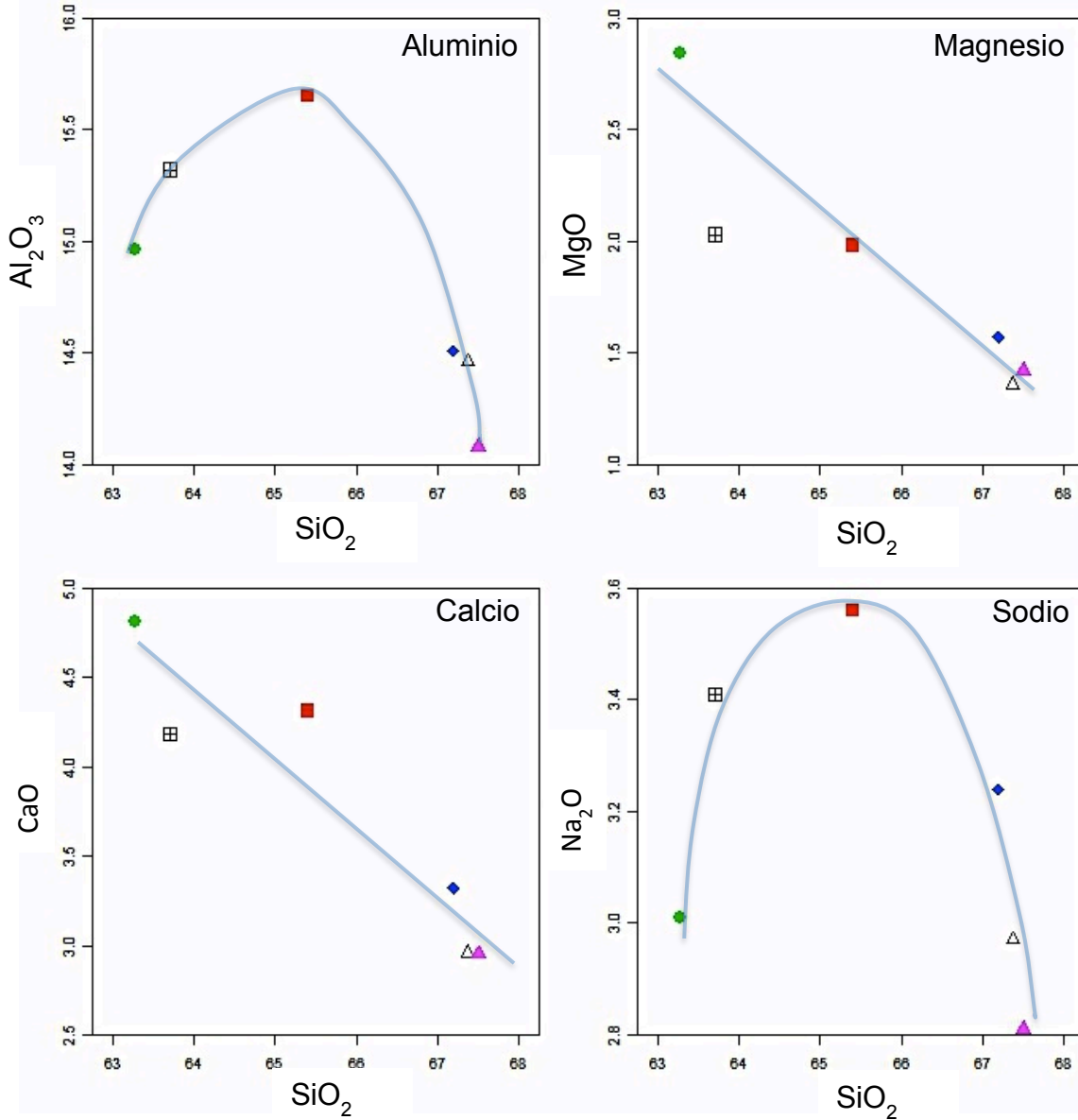


Fig. 46: Diagramas Harker de Elementos Mayores v/s SiO₂.

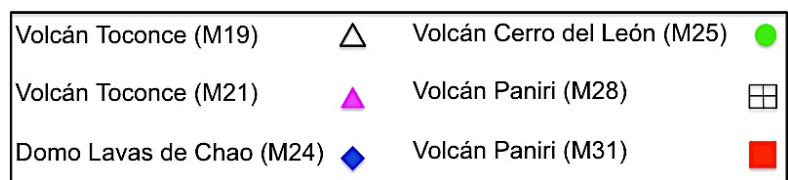
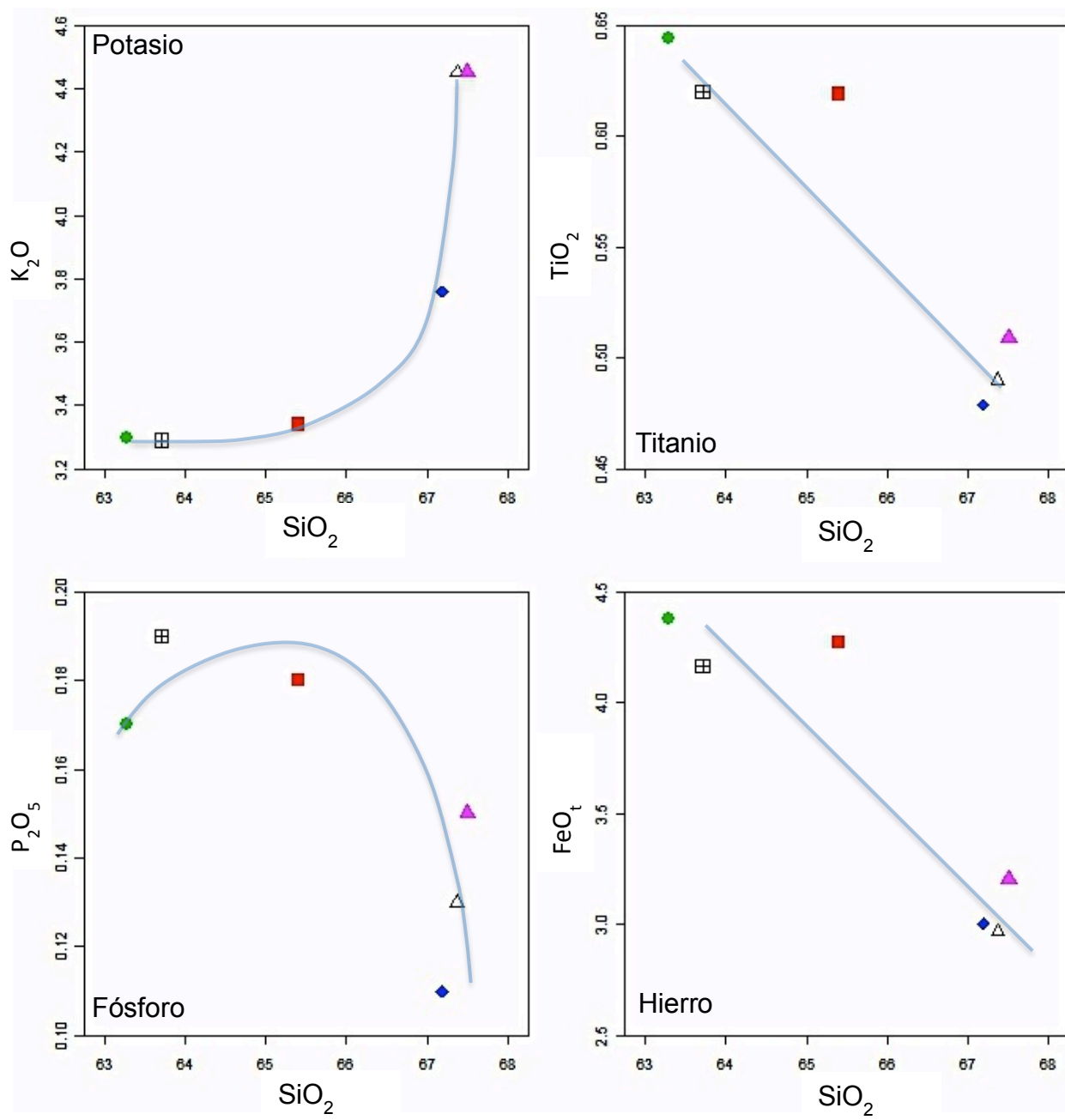


Fig. 47: Diagramas Harker de Elementos Mayores v/s SiO_2 .

Diagramas Harker de Elementos Menores y Trazas v/s SiO₂

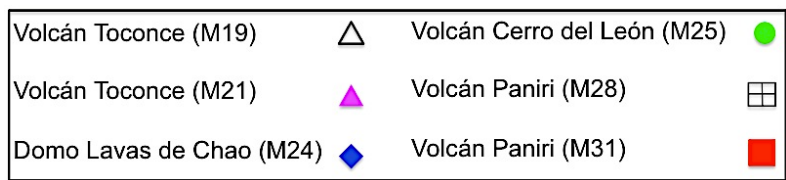
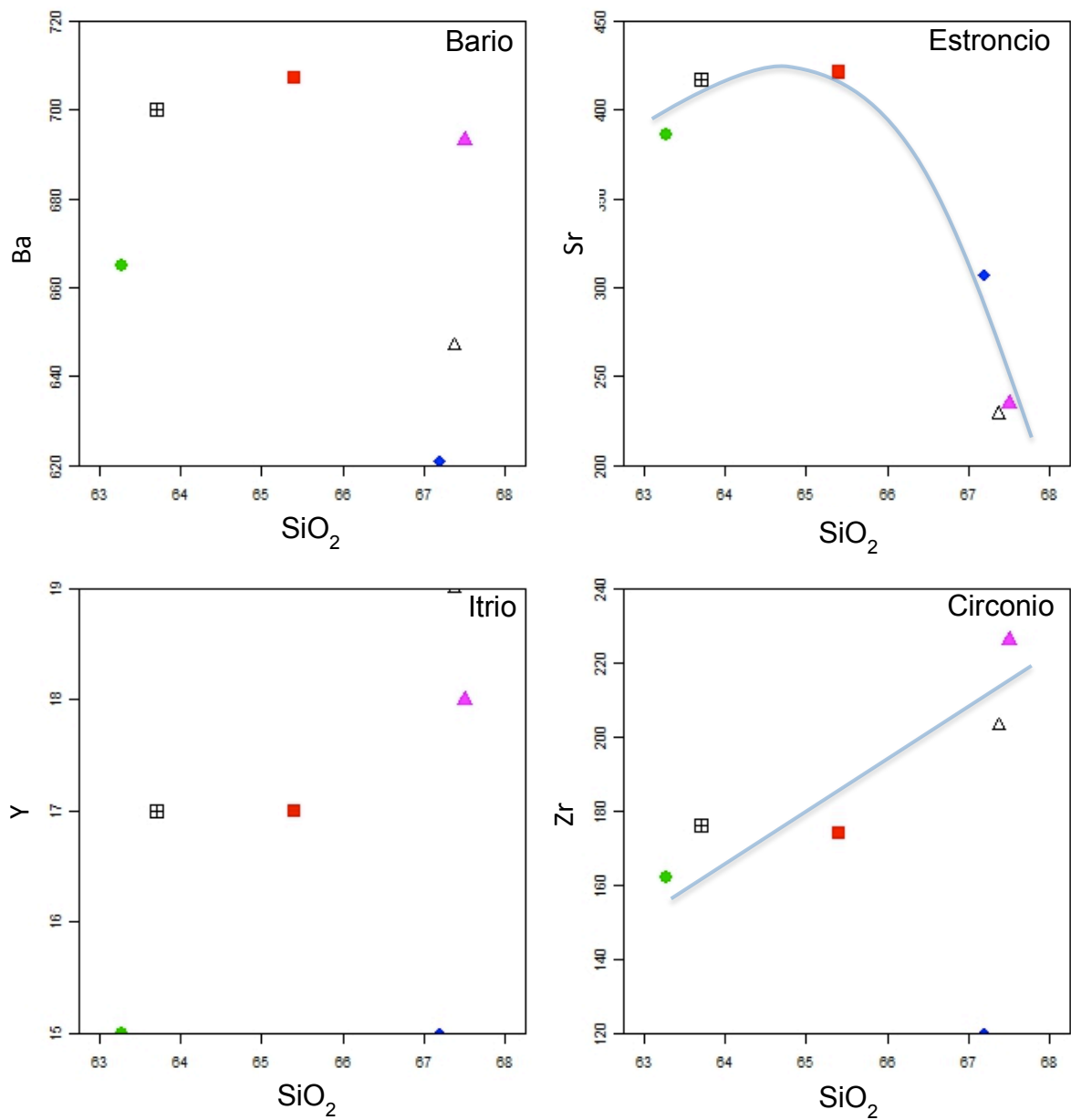


Fig. 48: Diagramas Harker de Elementos Menores y trazas v/s SiO₂.

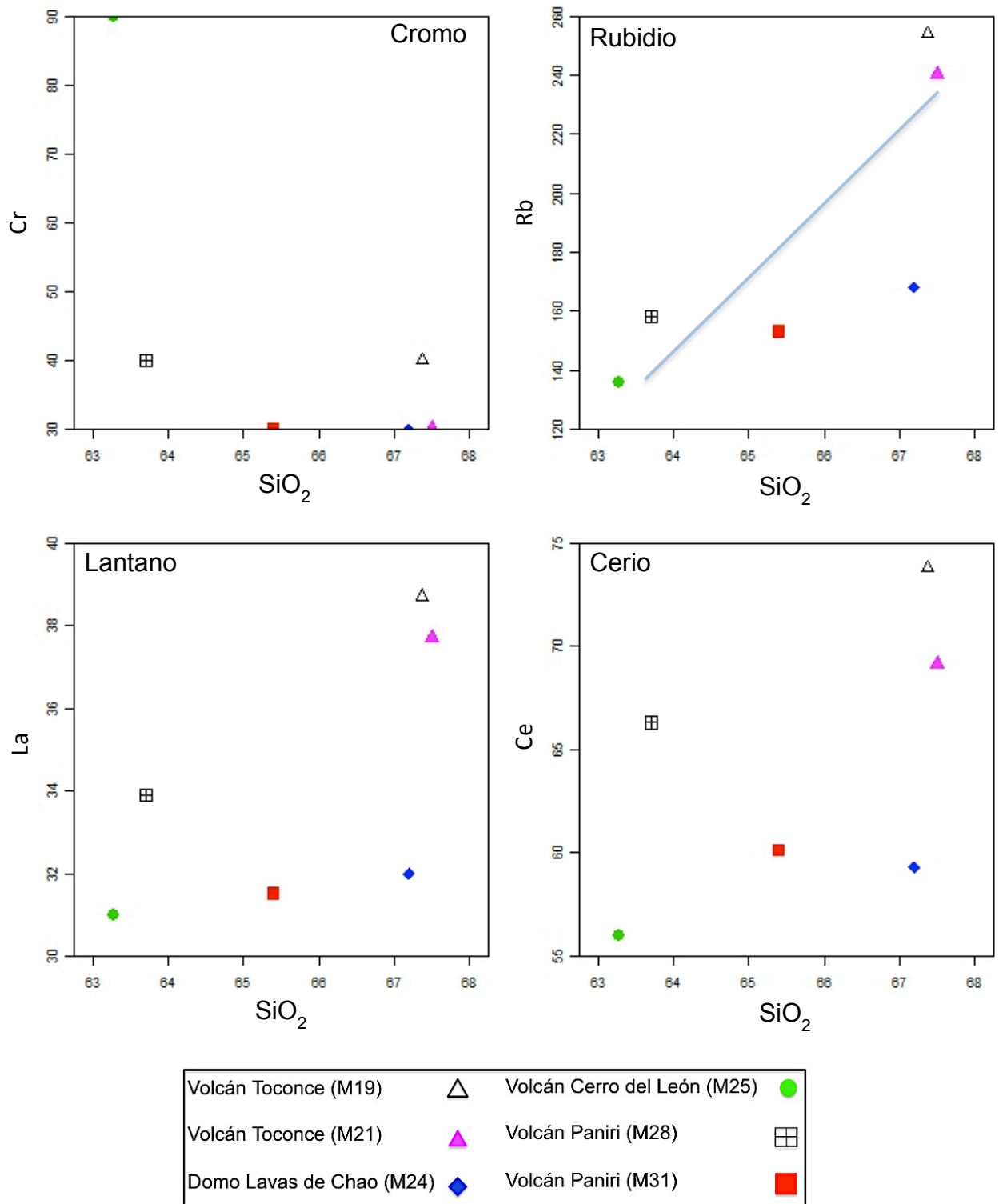


Fig. 49: Diagramas Harker de elementos menores y trazas v/s SiO_2 .

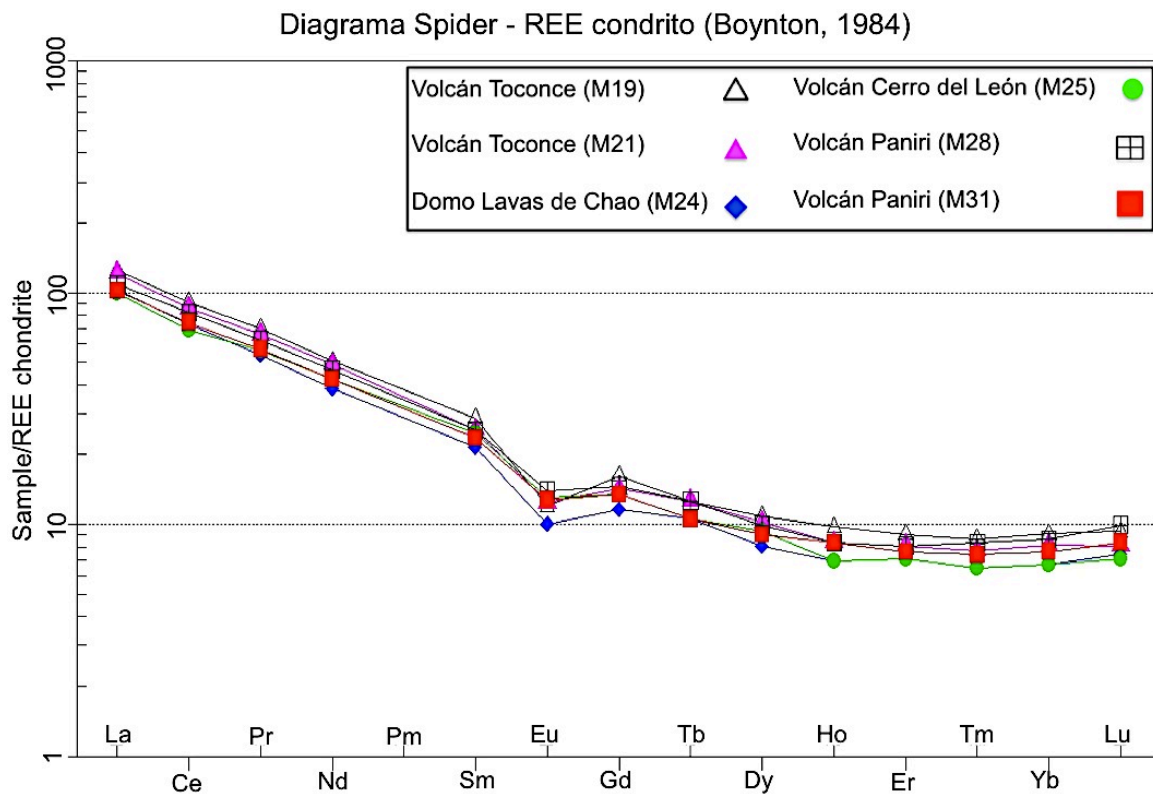
6.4. Diagramas normalizados de REE y multielementos

Uno de los usos más comunes de los elementos traza dentro de la geoquímica, es la caracterización de la roca fuente y/o la identificación de un mineral particular que haya participado durante procesos de fusión parcial, o de cristalización fraccionada. Por ejemplo, las tierras raras son utilizadas para distinguir entre fuentes de alta o baja presión, o para dilucidar si los fundidos son derivados del manto. Las tierras raras (REE, en adelante) comprenden la serie de los metales en la tabla periódica, cuyos números atómicos se hallan entre 57 y 71 (lantano a lutecio), definiéndose como tierras raras livianas (LREE) los elementos con menor número atómico, y como tierras raras pesadas (HREE) los con mayor número atómico. Pueden denominarse adicionalmente como tierras raras intermedias (MREE) aquellos elementos que se encuentran en el límite entre ambas series previamente definidas.

Las REE representan un grupo de elementos químicos tipo traza, cuyo comportamiento químico y físico es bastante similar entre todas ellas, debido a que están formadas por iones de radios muy parecidos, y poseen todas valencias 3+ (con excepción del Cerio, que puede hallarse con valencia 4+ y 3+, y del Europio, que puede hallarse con valencia 3+ y 2+). Lo que las diferencia entre sí, es el hecho de que presentan un decrecimiento en su radio iónico a medida que aumenta el número atómico de los elementos. Esta particularidad provoca que sean interesantes para efectos de estudios petrológicos, debido al fraccionamiento que sufren algunas tierras raras respecto a otras durante procesos geoquímicos, en función de dicho decrecimiento en tamaño (efecto conocido como contracción de los lantánidos).

Las REE suelen presentarse en diagramas de concentración *versus* número atómico, en los cuales las concentraciones se utilizan normalizadas a un valor de referencia estándar. Uno de los factores de normalización más comunes es la abundancia de elementos químicos en condritos, los que representarían a la Tierra primitiva. Esta metodología tiene la ventaja de que la Tierra primitiva se cree tenía una composición en REE muy similar a la condrítica, por lo que al graficarla en un diagrama normalizado a condrito, aparecería como una línea recta horizontal de valor $y=1$. El patrón de REE de una roca es controlado por la química de REE de la fuente, y por el equilibrio cristal-fundido que tuvo lugar durante su evolución (Rollinson, 1993).

En el diagrama Spider de tierras raras normalizado a condrito realizado (Fig. 50), se aprecia una curva suave decreciente, que indicaría un enriquecimiento de LREE respecto a las HREE, mostrando además una marcada anomalía de Europio para todos los centros volcánicos. Los patrones subparalelos que presentan las curvas de las rocas de los cuatro centros eruptivos, sugieren que las tierras raras en ellas poseen distribuciones similares respecto al factor de normalización utilizado.



A profundidades cercanas a 70 km, el granate es una fase mineral importante y durante la generación de fundidos parciales de entre 15 % y 20 %, permanece como residuo sólido incorporando en su estructura preferentemente los elementos HREE (Rollinson, 1993). Luego la extracción del granate mediante una cristalización fraccionada impartirá una pendiente negativa a los diagramas de REE, indicando a su vez procesos de alta presión involucrados. Para estos casos la relación La_N/Yb_N debería ser un buen indicador de la pendiente del diagrama. Los valores La_N e Yb_N representan los valores de ambos elementos (lantano e yterbio), normalizados a valores condriticos. En el caso del presente trabajo, se han utilizado para normalizar los valores condriticos presentados por Nakamura (1974), sugeridos para este fin por Davidson et al. (2013). Estos valores son: $Yb_{condr} = 0,22$ ppm y $La_{condr} = 0,329$ ppm. Los valores absolutos tanto de Yb como de La deberían variar por efecto del granate, y una alta relación La/Yb normalizada, reflejaría la influencia de esta fase mineral en la fuente. En la tabla 5 se entregan los valores de las razones lantano-yterbio calculadas.

Tabla 5: Razones lantano-yterbio, y lantano-yterbio normalizadas a valores condriticos.

Muestras	La (ppm)	Yb (ppm)	(La/Yb)	(La/Yb) _N
M19-Toconce	38,7	1,9	20,37	13,62
M21-Toconce	37,7	1,7	22,18	14,83
M24-Chao	32	1,4	22,86	15,28
M25-C. León	31	1,4	22,14	14,81
M28-Paniri	33,9	1,8	18,83	12,59
M31-Paniri	31,5	1,6	19,69	13,16

Si bien estas razones LREE/HREE no son consideradas como bajas, tampoco presentan valores lo suficientemente elevados como para aseverar que efectivamente existe fraccionamiento de granate en la fuente (hecho que ya ha sido planteado por Godoy et al., 2014 y por Mamani et al., 2010). Esto se puede observar cualitativamente en el diagrama de la Fig. 50, en el cual se aprecia que para el caso de las HREE las curvas tienden a estabilizarse, lo que para el caso del granate no sería concordante, pues el empobrecimiento debería seguir aumentando constantemente para estas REE en rocas que presenten fraccionamiento de esta fase mineral. Según Davidson et al. (2013), existen otras fases minerales que podrían determinar un enriquecimiento relativo de las LREE respecto a las HREE, mostrando un patrón de tierras raras de curva cóncava que tiende a estabilizarse, como el descrito para las presentes muestras. Una de estas fases minerales sería el clinopiroxeno, el cual determinará patrones cóncavos debido a su preferencia por las MREE, por sobre las HREE y las LREE. Cualitativamente la curva de la Fig. 50 tiende a parecerse más a la curvatura de muestras que presentan fraccionamiento por parte de clinopiroxeno que de granate, como se aprecia en la Fig. 51. Según esto, se plantea la posible existencia de clinopiroxeno controlando esta química, ya sea residual en la fuente o fraccionado del fundido.

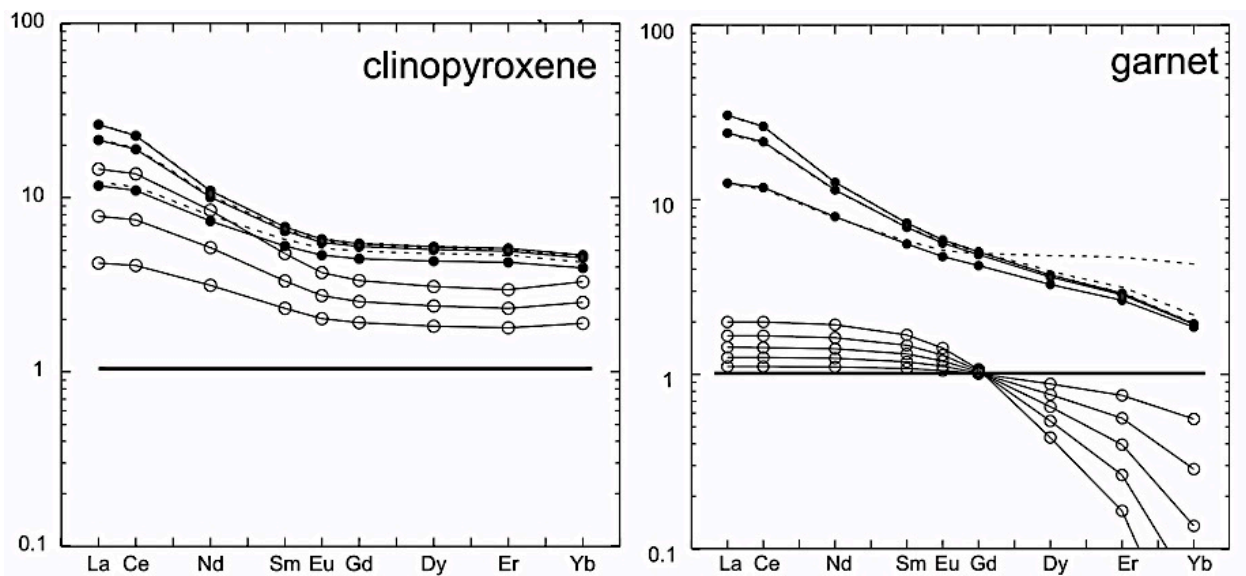


Fig. 51: Diagramas mostrando curvas que indican fraccionamiento de clinopiroxeno (izquierda) y de granate (derecha). Fuente: Davidson et al. (2013).

Por otro lado, la anomalía de Europio será controlada principalmente por la presencia de plagioclasas (especialmente para el caso de magmas félsicos emplazados a profundidades menores a 40 km; Rollinson, 1993). Al presentarse como un elemento divalente, el Europio puede sustituir al calcio en la estructura cristalina de las plagioclasas en su estado Eu^{2+} . En este sentido, la remoción de plagioclasa durante una cristalización fraccionada o la fusión parcial de una roca en la cual este mineral es retenido en la fuente, dará como resultado una anomalía negativa de Europio en el fundido. La anomalía negativa de Europio será entonces un buen indicador de que el

líquido estuvo en equilibrio con las plagioclasas ahora ausentes, que sería el caso de la Fig. 50.

El sentido de la curvatura en este tipo de diagramas (cóncavo, convexo o recto) será muy sensible al control mineralógico (a la presencia de clinopiroxeno, por ejemplo), sin embargo describir la concavidad en un diagrama de tierras raras puede resultar subjetivo, pues al cambiar la escala de los ejes la forma de la curva puede variar, o al ser analizado un mismo patrón por distintos observadores estos pueden llegar a distintas conclusiones según sea su apreciación. Debido a esto, Davidson et al. (2013), proponen una metodología para cuantificar dicha característica de estos diagramas, mediante la utilización de un diagrama de razones Dy/Dy^* versus Dy/Yb . La razón Dy/Dy^* será el valor cuantitativo del Dy (considerado una MREE), en comparación al valor interpolado entre La e Yb en un diagrama de REE. Según esto, esta razón representaría la pendiente de las MREE respecto a las otras tierras raras. Esta razón será:

$$\frac{Dy}{Dy^*} = \frac{Dy_N}{La_N^{4/13} Yb_N^{9/13}}$$

Donde: Dy_N , La_N e Yb_N son los valores de dichos elementos químicos medidos en el análisis de roca total, y normalizados a valores condriticos. El uso de este factor como medida de la curvatura del patrón de REE puede compararse con una medida de su gradiente, de modo que cada patrón de REE pueda definirse como un solo punto en el diagrama Dy/Dy^* versus Dy/Yb . Si la razón Dy/Dy^* es menor a 1, la curva es efectivamente cóncava, si es mayor a 1, la curva será convexa, mientras que si la razón es igual a 1, la curva es una línea recta. Esto además puede ser interpolado con los valores calculados para las razones de La/Yb normalizadas a condrito, como se muestra en el diagrama de la Fig. 52. En este diagrama, los puntos que caen en el cuadrante 1 presentarán una curva convexa con empobrecimiento en LREE. Puntos que caen en el cuadrante 2 poseerán curvas convexas con enriquecimiento en LREE. Puntos en el cuadrante 3 presentarán curvas cóncavas con empobrecimiento en MREE, y puntos en el cuadrante 4 poseerán curvas cóncavas con empobrecimiento tanto en MREE, como en HREE.

Para definir si existe o no fraccionamiento de minerales, Davidson et al. (2013) proponen un diagrama en el cual se observa que el fraccionamiento de anfíbol y clinopiroxeno ocurre para muestras que grafican en el cuadrante 3 previamente definido. Por otro lado, el fraccionamiento de granate ocurrirá para muestras que grafiquen entre los cuadrantes 2 y 4 del diagrama Dy/Dy^* versus Dy/Yb . En este mismo esquema se presentan muestras estándar tipo MORB, OIB y derivadas de corteza continental. Adicionalmente, se indican las direcciones en las cuales existe enriquecimiento o empobrecimiento de LREE respecto a las otras tierras raras (Fig. 53).

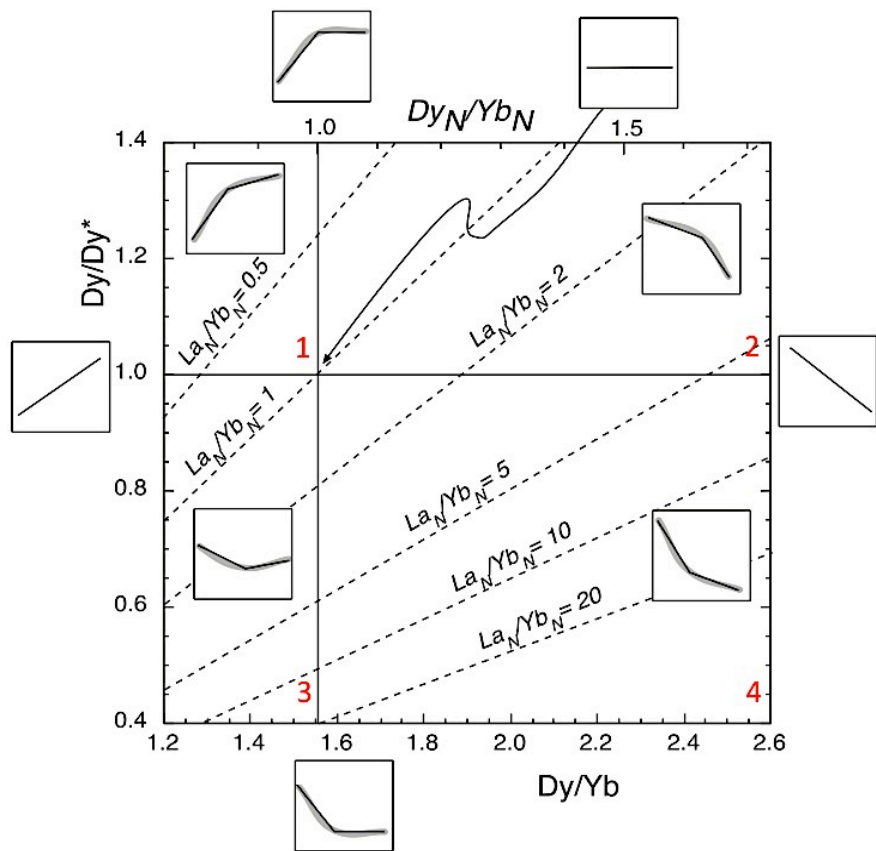


Fig. 52: Representación de los diagramas de REE en un gráfico Dy/Dy^* v/s Dy/Yb . Se han sobreimpuesto líneas correspondientes a las razones La/Yb normalizadas. Imagen extraída y modificada de Davidson et al. (2013).

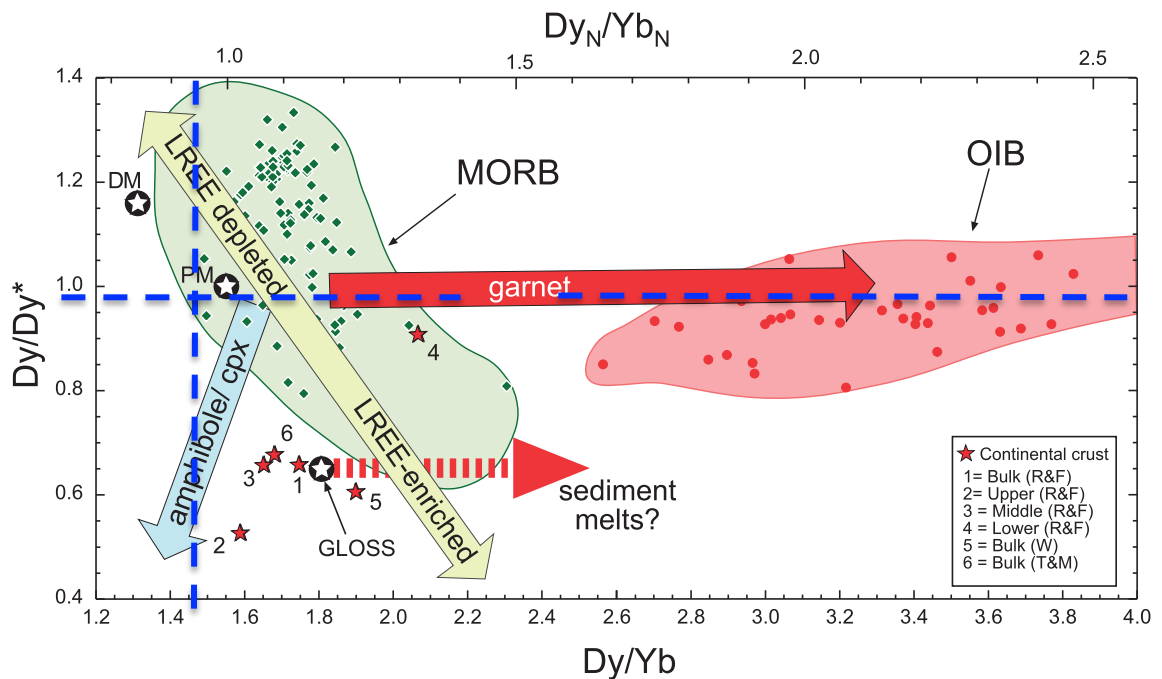


Fig. 53: Fraccionamiento de minerales en el diagrama Dy/Dy^* v/s Dy/Yb , según Davidson et al. (2013). Se han sobreimpuesto líneas divisorias presentadas en la Fig. 52.

La tabla 6 muestra los valores calculados para las razones recién descritas. Se han utilizado como factores de normalización los valores condriticos dados por Nakamura (1974), sugeridos por Davidson et al. (2013) para este cálculo. Estos valores son: $Dy_{condr} = 0,343$ ppm, $Yb_{condr} = 0,22$ ppm y $La_{condr} = 0,329$ ppm. Las muestras presentan valores menores a 1 para la razón Dy/Dy^* , por lo que las curvas observadas son efectivamente cóncavas.

Tabla 6: Valores calculados para realizar el diagrama Dy/Dy^* versus Dy/Yb propuesto por Davidson et al. (2003), para cuantificar la curvatura de los diagramas de REE.

Muestra	Dy (ppm)	Yb (ppm)	La (ppm)	Dy/Yb	Dy/Dy*
M19-Toconce	3,5	1,9	38,7	1,842	0,53
M21-Toconce	3,3	1,7	37,7	1,941	0,54
M24-Chao	2,6	1,4	32	1,857	0,52
M25-C. León	3	1,4	31	2,143	0,60
M28-Paniri	3,2	1,8	33,9	1,778	0,52
M31-Paniri	2,9	1,6	31,5	1,813	0,53

Finalmente, en el diagrama Dy/Dy^* versus Dy/Yb (presentado en la Fig. 54) se puede observar que todas las muestras analizadas caen en el campo del cuadrante número 4. En síntesis, no es posible aseverar que existe control por parte del granate (ya sea residual en la fuente, o fraccionamiento del fundido), pero sí lo existe por parte de la plagioclasa. Posible ausencia de granate, y marcado fraccionamiento de plagioclasa sugieren una evolución magmática bajo condiciones corticales someras, incluso considerando que la corteza en esta zona alcanza hasta 70 km de espesor. Se sugiere la posible presencia de clinopiroxeno controlando el patrón de REE de estas muestras.

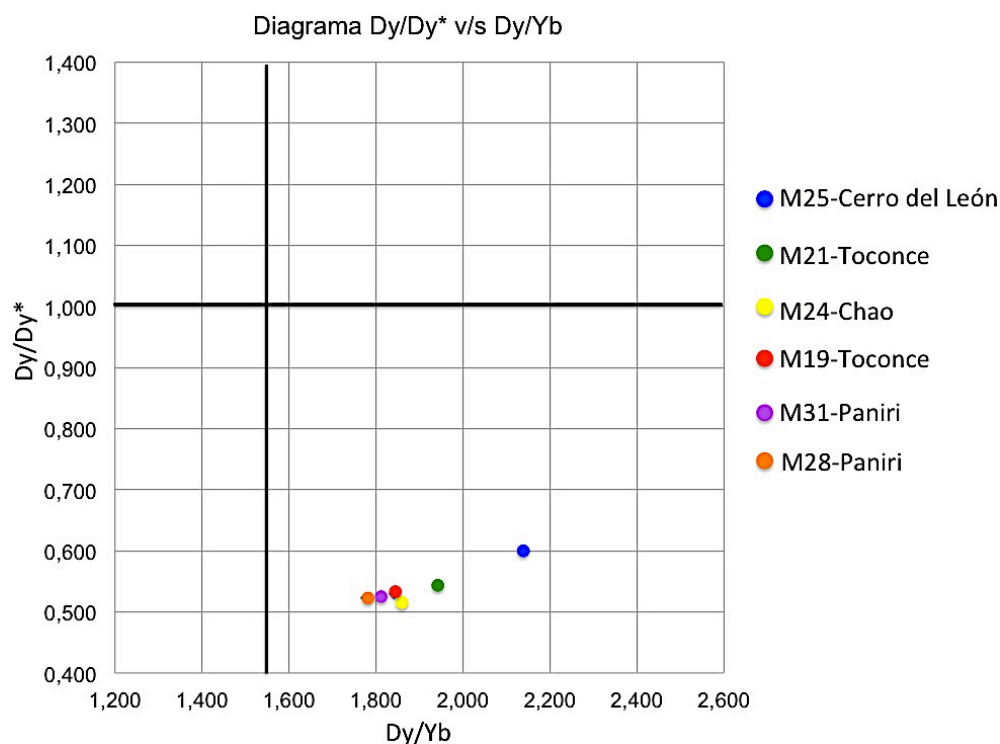


Fig. 54: Diagrama Dy/Dy^* v/s Dy/Yb , realizado mediante la metodología descrita por Davidson et al. (2013).

Los diagramas multi-elementos son una extensión de los diagramas de REE, en los que se añaden otros elementos que son en general incompatibles respecto a una mineralogía mantélica. Estos diagramas mostrarán un set de peaks más numeroso que el que muestran los diagramas de REE, pudiendo reflejar mejor los contrastes y comportamientos de los elementos traza. Estos diagramas se trabajan identificando los elementos más móviles (denominados LILE; Por ejemplo: Cs, K, Ba, Eu, etc.) de los más inmóviles (conocidos como HFSE; Por ejemplo: Hf, Zr, Ta, Ti, etc.) donde los primeros se concentrarán preferentemente en las fases fluidas residuales, mientras que los segundos lo harán en las fases sólidas, que van cristalizando a medida que evoluciona el sistema magmático que se enfría.

Los elementos en este tipo de diagramas suelen ordenarse de la siguiente manera: a la derecha se localizan los elementos más inmóviles (HFSE), y a la izquierda los elementos más móviles (LILE). Los elementos inmóviles se ordenan a su vez de derecha a izquierda, en orden creciente de incompatibilidad, mientras que los elementos móviles, muestran valores decrecientes de incompatibilidad hacia la derecha. Esto se aprecia esquemáticamente en la siguiente figura.

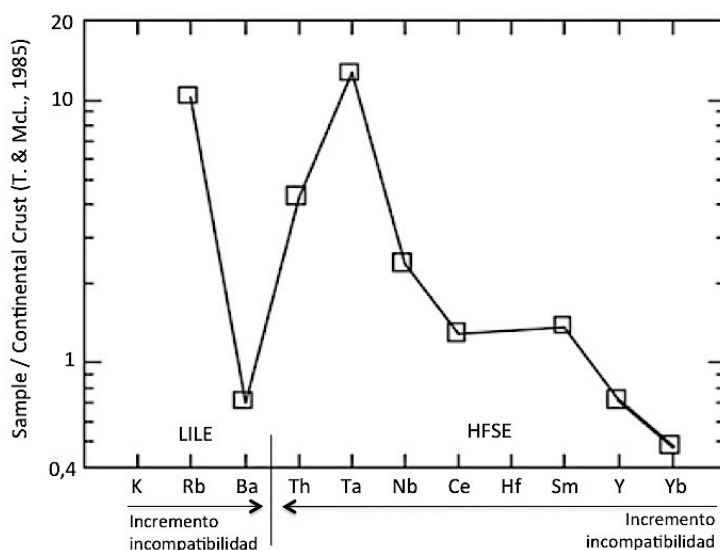


Fig. 55: Datos de granito normalizado a corteza continental. Diagrama modificado de Taylor & McLennan (1985), indicando incompatibilidad inversa de elementos LILE y HFSE.

Al igual que los diagramas de tierras raras, estos diagramas se utilizan normalizando concentraciones, y el factor de normalización puede variar según el propósito de la investigación. Por ejemplo, para rocas corticales (o sedimentos) las concentraciones pueden normalizarse a valores propios de rocas derivadas de la corteza continental superior. Basaltos oceánicos en cambio, pueden normalizarse a valores típicos MORB (*mid ocean ridge basalt*). El diagrama de la Fig. 56 ha sido normalizado a valores estándar de rocas derivadas de la corteza continental superior. En él se puede apreciar que las curvas conservan los patrones similares entre muestras distintas, que fueron observados previamente. En este caso además, es posible apreciar el efecto de la normalización respecto a un factor asociado a la génesis de las rocas en estudio, ya que las rocas del presente trabajo serían derivadas de la corteza continental superior, por lo que sus curvas tienden a estabilizarse cerca

de la línea horizontal con valores iguales a 1, en especial para los HFSE.

Anomalías de Nb, Ta y Ti evidenciadas en los diagramas multi-elementos, serían indicativas de presencia de rutilo en la fuente, y son muy propias de ambientes de subducción, al igual que la anomalía de U.

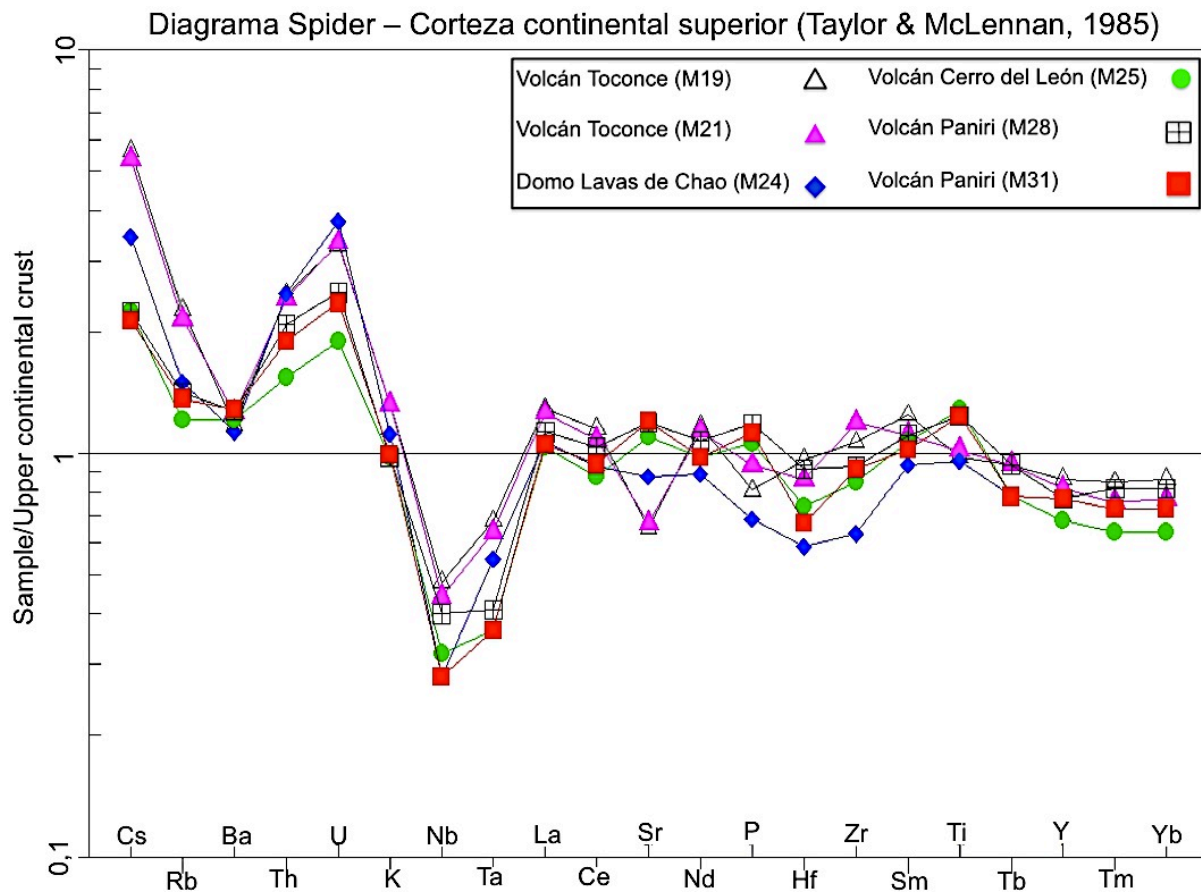
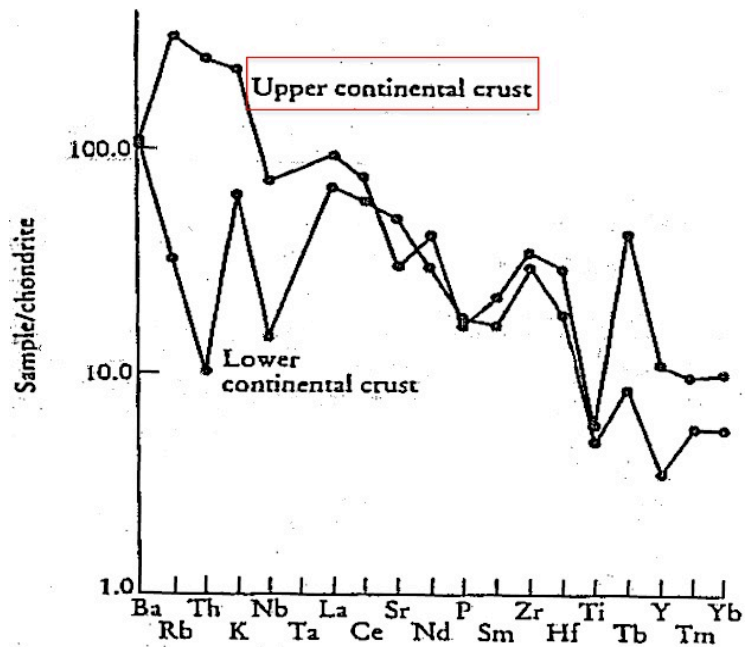
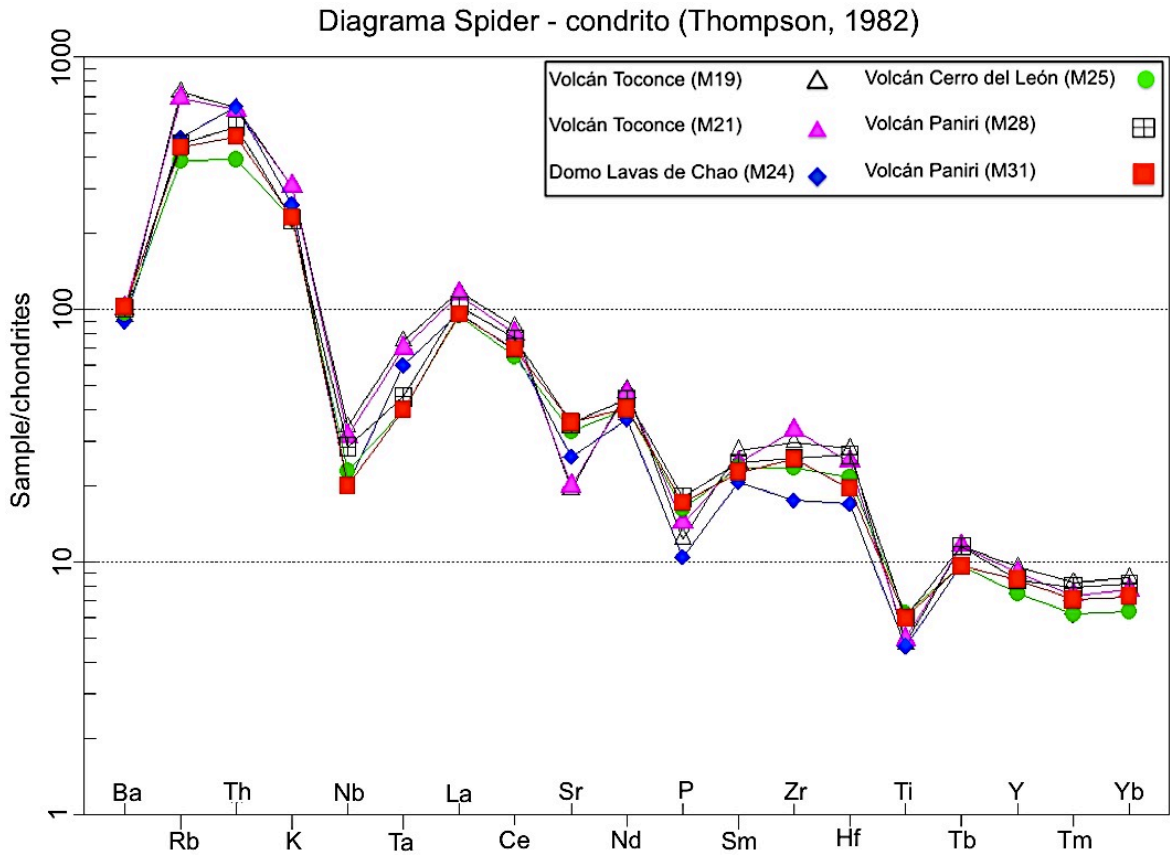


Fig. 56: Diagrama Spider-Corteza Continental Superior (Taylor & McLennan, 1985).

El último diagrama de las muestras de la cadena Paniri-Toconce presentado en este capítulo (Fig. 57), muestra las concentraciones de elementos traza normalizados a composiciones condriticas. La Fig. 58 en tanto, muestra datos de Rollinson (1993) medidos en rocas estándar derivadas de la corteza continental superior y de la corteza continental inferior. Para estas dos figuras, las concentraciones para corteza continental superior han sido normalizadas a los mismos valores condriticos, correspondientes a los presentados por Thompson (1982). Debido a que los factores de normalización coinciden, es posible comparar las curvas obtenidas en el presente trabajo con las de Rollinson (1993), notando que el patrón mostrado por las rocas de los centros eruptivos Paniri, Cerro del León, Toconce y Chao, es muy similar al presentado por Rollinson (1993), para sus rocas estándar derivadas de la corteza continental superior. Esto sería coherente con una evolución de las rocas bajo condiciones de presión más bien bajas, a profundidades no muy pronunciadas en la corteza.



En función de todos los resultados presentados hasta el momento, es posible clasificar los depósitos de lava de los centros eruptivos en estudio como se muestra a continuación:

- **Volcán Paniri:** Dacita de piroxeno.
- **Domo Cerro Lavas de Chao:** Dacita de biotita.
- **Volcán Cerro del León:** Dacita de piroxeno.
- **Volcán Toconce:** Dacita de Piroxeno.

6.5. Estudio de elementos mayores en muestras del Volcán Toconce

En el capítulo 5.4 se realizó un estudio textural de las dos fases diferentes de las rocas del Volcán Toconce, concluyéndose de ello que existen microcristales en la masa fundamental de la muestra M19, que causarían el aspecto diferente entre ambas fases. Para complementar este análisis, se presentan a continuación la comparación entre composiciones de elementos mayores para las muestras 19 y 21. En la Fig. 59 se observa que para el caso de la muestra 19 los contenidos de Al_2O_3 y Na_2O son levemente mayores, mientras que para la muestra 21 los contenidos de Fe_2O_3 y MgO son levemente mayores. No obstante lo anterior, las diferencias porcentuales entre estos óxidos son mínimas, de lo que se concluye que la química de roca total de ambas muestras es prácticamente la misma. Luego, sería coherente pensar que el factor textural es el que controla esta característica de las rocas del Volcán Toconce.

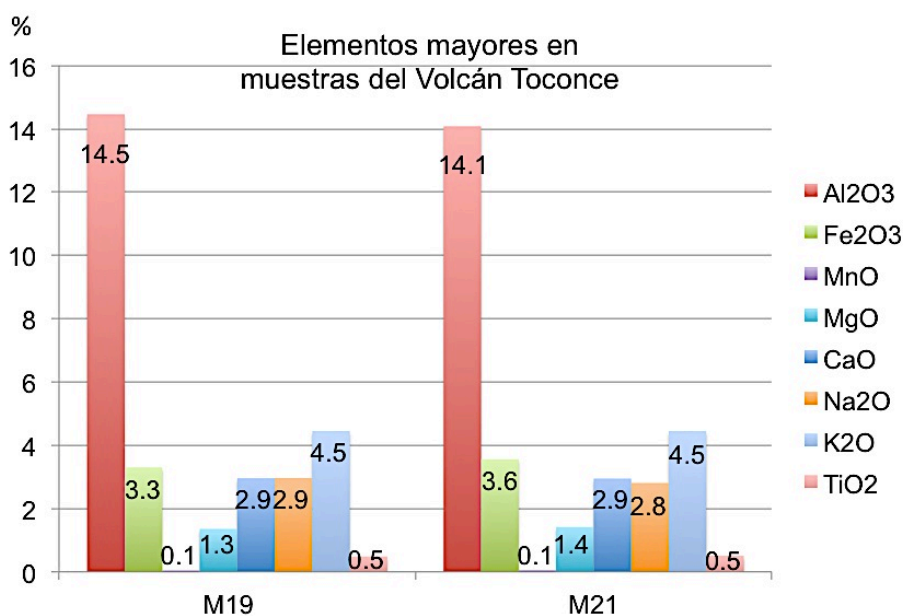


Fig. 59: Variación porcentual entre composición de elementos mayores para ambas fases identificadas en las rocas del Volcán Toconce. M19 corresponde a zona clara, y M21 corresponde a zona oscura.

VII. QUÍMICA MINERAL DE MUESTRAS

7.1 Generalidades

La mayoría de los minerales no son sustancias puras, sino que presentan una composición química variable debido a las frecuentes sustituciones de determinados iones (o grupos iónicos), que poseen radios y cargas eléctricas similares. Como resultado de estas sustituciones, se producen las llamadas soluciones sólidas minerales, en las que en una determinada estructura mineral aparecen dos o más elementos diferentes, con posibilidad de ocupar en distintas proporciones una misma posición atómica. En algunos casos al ocurrir esta sustitución no se mantiene la neutralidad (por ejemplo, al intercambiarse cationes de diferentes valencias), lo cual es corregido con otras sustituciones adicionales, dando lugar a una sustitución acoplada. En función de estos procesos es que se clasifican los minerales, dependiendo de la química de los elementos que los componen.

Un caso característico de lo anterior sería el de los feldespatos, los cuales forman una solución sólida acoplada entre el término sódico de las plagioclasas ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), y el cálcico ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). La sustitución en estos minerales implica que por cada Ca^{2+} que reemplaza al Na^+ , un Si^{4+} debe ser reemplazado por un Al^{3+} para mantenerse con ello la neutralidad. Del mismo modo, las plagioclasas contienen pequeñas cantidades de potasio, existiendo gracias a ello una sustitución entre K^+ y Na^+ . Estos últimos dos iones poseen una diferencia considerable en sus radios, por lo que solo un limitado número de iones Na^+ puede ser reemplazado por iones K^+ . Según lo anterior, sólo en medios más ricos en sodio será probable hallar esta sustitución (al existir más opciones de intercambio). Existirá entonces una solución sólida completa entre los miembros ricos en Ca y Na, y otra entre los miembros ricos en Na y K. Sin embargo, entre los miembros potásicos y los más pobres en Na de las plagioclasas, existirá una solución sólida incompleta o parcial. Los minerales del grupo de los feldespatos suelen ser los constituyentes más abundantes de las rocas ígneas, y se clasifican en términos de un sistema ternario con extremos dados por: albita (extremo sódico, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), ortoclasa (extremo potásico, KAlSi_3O_8) y anortita (extremo cálcico, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$).

Al igual que para los feldespatos, los piroxenos poseen soluciones sólidas completas e incompletas, y suelen presentarse en un diagrama trivariante con extremos dados por: CaSiO_3 (wollastonita), MgSiO_3 (enstatita) y FeSiO_3 (ferrosilita). En estos diagramas existen dos soluciones sólidas: diópsido ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) - hedenbergita ($\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$), correspondientes a clinopiroxenos, y enstatita - ferrosilita, correspondientes a ortopiroxenos. En estas dos series se incluyen también la augita (de fórmula $(\text{Ca,Mg,Fe})_2(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$) relacionada con la primera serie, y la pigeonita (de fórmula $(\text{Mg,Fe,Ca})\text{SiO}_3$) relacionada con la segunda serie. Ambas series poseen solución sólida completa entre sus miembros, sin embargo la solución sólida no es completa entre ellas, existiendo un gap en el diagrama trivariante.

Para el caso de los anfíboles, su fórmula estructural general es: $\text{A}_{0-1}\text{B}_2\text{C}_5\text{T}_8\text{O}_{22}\text{W}_2$. En ella, la posición de los cationes B podrá ser ocupada por los iones Na, Li, Ca, Mn^{2+} , Fe^{2+} o Mg, y determinará (según sea el catión que entre en esta

posición) la clasificación de estos minerales en cinco grupos: ferromagnesianos, cálcicos, sódico-cálcicos, sódicos, o grupo Na-Ca-Mg-Fe-Mn-Li (Hawthorne & Oberti, 2007). Las hornblendas son un grupo complejo de anfíboles, con una serie de sustituciones en las que el aluminio reemplaza cationes como Si, Mg y Fe^{2+} . En algunas hornblendas pueden entrar además cationes como el Fe^{3+} y el K en la estructura. Todos los términos de esta serie forman soluciones sólidas completas. Para los cálculos de fórmula estructural de anfíboles del presente capítulo, fue utilizado el programa de excel *PROBE-AMPH* (Tindle & Webb, 1994).

Las micas en tanto, poseen una propiedad significativa que implica que casi todas formen solución sólida, por lo que no es difícil agrupar distintas especies dentro de una misma serie. Una de las series más comunes de micas es la de las biotitas, definida por los términos extremos flogopita ($\text{K}(\text{Mg,Fe,Mn})_3\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{F,OH})_2$) y anita ($\text{KFeAlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH,F})_2$), siendo el primero el extremo magnésico, y el segundo el extremo ferroso. A esta serie suelen incluirse la eastonita y la siderofilita ($\text{KFe}_2\text{Al}(\text{Al}_2\text{Si}_2)\text{O}_{10}(\text{F,OH})_2$ y $\text{KMg}_2\text{Al}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})(\text{OH})_2$), respectivamente).

Los minerales opacos hallados en las muestras de la cadena Paniri-Toconce corresponden principalmente a óxidos de hierro y titanio. Estas fases minerales pertenecen a la serie de solución sólida de las titano-magnetitas, cuyos miembros extremos son la ulvoespinela (Fe_2TiO_4) y la magnetita (Fe_3O_4), y a la serie de las titano-hematitas, con miembros extremos dados por ilmenita (FeTiO_3) y hematita (Fe_2O_3). El cálculo de las fórmulas estructurales de estos minerales en el presente trabajo, se llevó a cabo usando el programa de excel *ILMAT* (Lepage, 2002).

Los datos presentados a continuación fueron obtenidos mayoritariamente mediante *EMPA* (indicándose los casos donde fueron obtenidos mediante *SEM*), y los respectivos análisis fueron realizados sobre las siguientes muestras: M19 (Volcán Toconce), M24 (Cerro Lavas de Chao), M25 (Volcán Cerro del León) y M31 (Volcán Paniri). Detalle de los análisis de microsonda, microscopio electrónico y fórmulas estructurales que fueron calculadas, se encuentran en el Anexo D. Los análisis fueron hechos principalmente en fenocristales, procurando cubrir la mayor cantidad posible de minerales distintos para cada muestra, para obtener así una química mineral representativa de la cadena Paniri-Toconce. Los diagramas trivariantes para plagioclasas, piroxenos y minerales opacos fueron realizados usando el programa de excel *Ternplot* (Marshall, 1996).

7.2 Volcán Toconce

Los datos presentados a continuación para el Volcán Toconce corresponden a mediciones realizadas mediante *EMPA*. Los valores utilizados para cada diagrama son únicamente los correspondientes a aquellas mediciones realizadas en cristales cuyo porcentaje en masa total de elementos mayores resultó $\geq 98\%$.

- **Feldespatos**

Los feldespatos del Volcán Toconce presentan variaciones composicionales entre $\text{An}_{45-60\%}$, como se aprecia en la Fig. 60. Sus núcleos poseen composiciones que

son más potásicas que sus bordes, indicando un enriquecimiento en Calcio a medida que crecieron los cristales. Para corroborar esto, se confeccionaron dos perfiles composicionales para plagioclasas zonadas, como se observa en la Fig. 61.

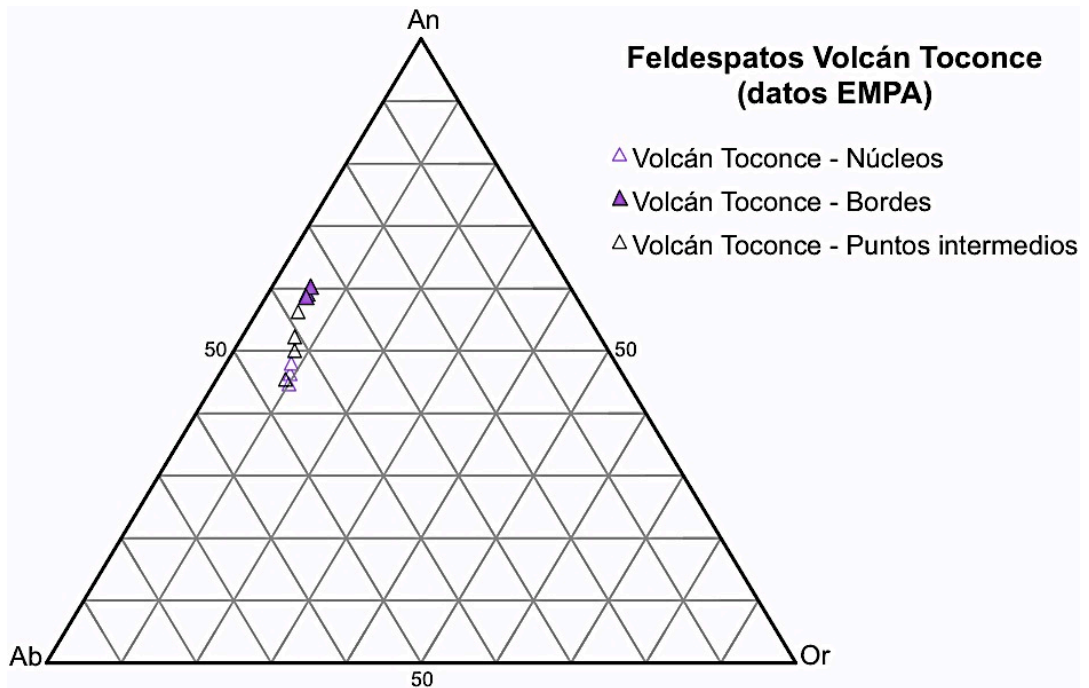


Fig. 60: Diagrama trivariante para feldespatos del Volcán Toconce.

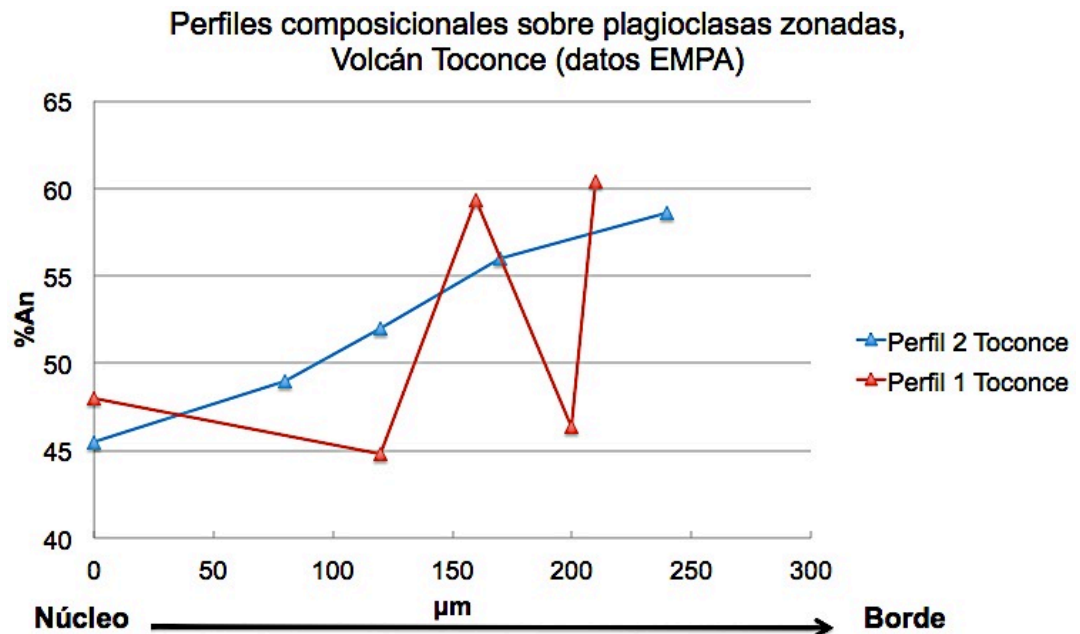


Fig. 61: Perfiles para dos plagioclasas zonadas del Volcán Toconce. El perfil 1 (rojo) corresponde a una zonación oscilatoria, mientras que el perfil 2 (azul), a una zonación inversa.

Según la Fig. 61, es posible apreciar que una plagioclasa de las analizadas presenta una zonación oscilatoria, y la otra presenta una zonación inversa. No obstante lo anterior, para ambos casos los núcleos son menos anortíticos que los bordes de los

cristales. En la Fig. 62 se puede ver la fotomicrografía tomada mediante *EMPA* de la plagioclasa correspondiente al perfil 1 (zonación oscilatoria). Fotomicrografía de la derecha se ha editado para que los colores permitan apreciar de mejor modo la zonación del cristal.

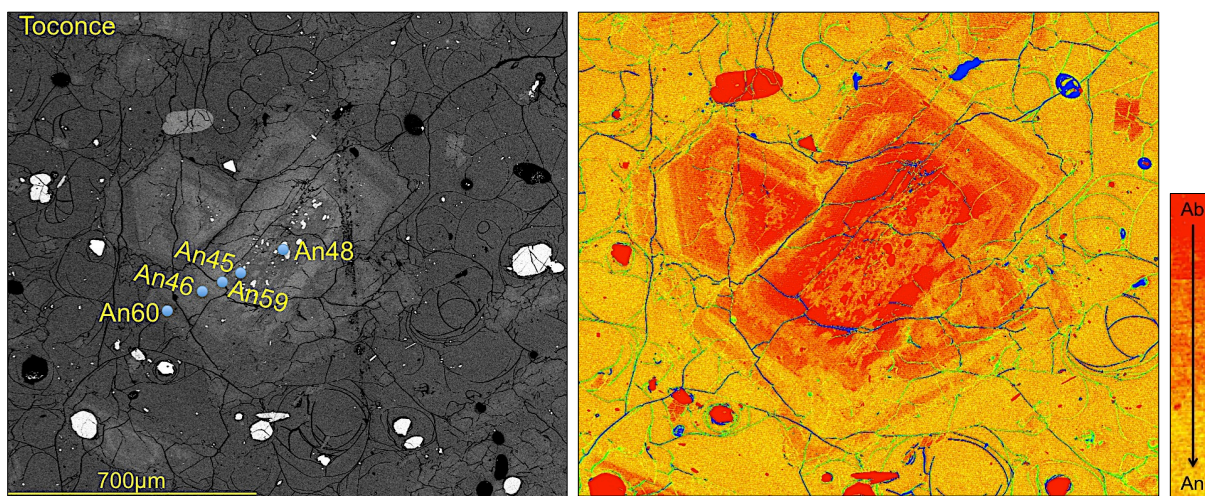


Fig. 62: Plagioclasa con zonación oscilatoria perteneciente al Volcán Toconce (datos *EMPA*).

En la tabla 7 se presentan los valores composicionales porcentuales calculados para cada punto graficado en la Fig. 60.

Tabla 7: Valores composicionales porcentuales calculados para feldespatos del Volcán Toconce, graficados en Fig. 60.

Punto análisis	%An	%Ab	%Or
Toconce Plg 1 - #1	48,0	43,4	8,6
Toconce Plg 1 - #2	44,8	45,3	9,9
Toconce Plg 1 - #4	59,3	35,6	5,1
Toconce Plg 1 - #5	46,4	44,2	9,4
Toconce Plg 1 - #6	60,4	34,5	5,1
Toconce Plg 2 - #1	58,6	36,1	5,3
Toconce Plg 2 - #2	56,1	38,3	5,6
Toconce Plg 2 - #3	52,1	40,9	7,0
Toconce Plg 2 - #4	50,1	41,8	8,1
Toconce Plg 2 - #5	45,5	45,4	9,1
Toconce Plg 6 - #2	46,4	44,2	9,4

- **Piroxenos**

Los piroxenos analizados del Volcán Toconce están compuestos tanto de clinopiroxenos (diópsido), como de ortopiroxenos (hiperstena), tal como se aprecia en la Fig. 63. En la tabla 8 se entregan los valores composicionales porcentuales calculados para cada punto graficado en la Fig. 63.

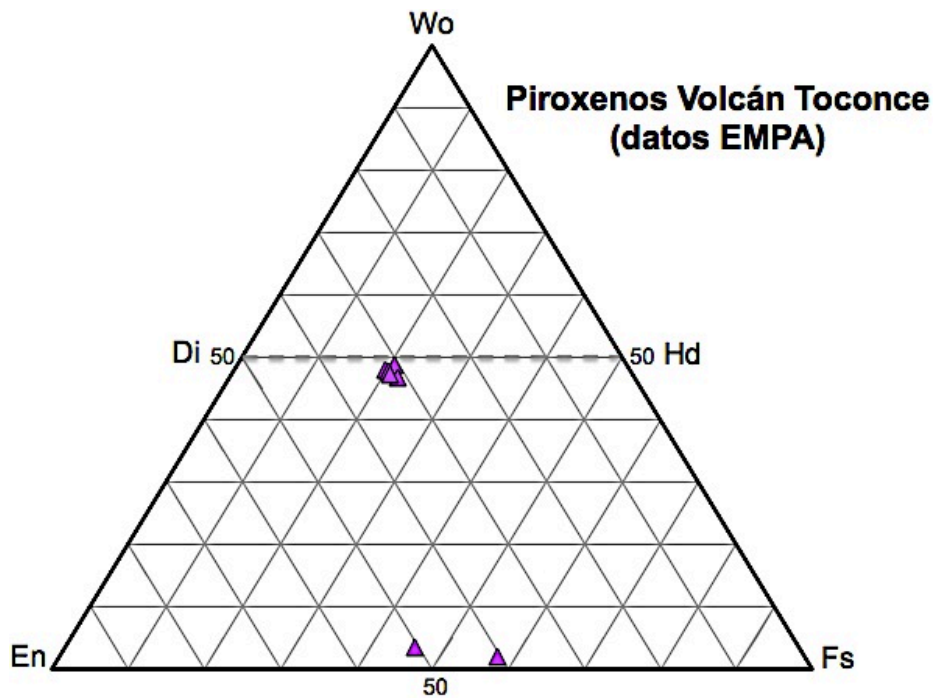


Fig. 63: Diagrama trivariante para piroxenos del Volcán Toconce.

Tabla 8: Valores composicionales porcentuales calculados para piroxenos del Volcán Toconce, graficados en la Fig. 63.

Punto análisis	%Wo	%En	%Fs
Toconce Cpx 3 - #1	48,0	32,2	19,8
Toconce Cpx 3 - #2	48,7	30,6	20,7
Toconce Cpx 3 - #3	47,8	31,9	20,3
Toconce Cpx 3 - #4	46,8	31,2	22,0
Toconce Cpx 3 - #5	47,3	31,9	20,8
Toconce Opx 4 - #1	3,4	50,6	46,0
Toconce Opx 4 - #2	2,1	40,3	57,6

- **Óxidos de hierro y titanio**

Los dos cristales de óxidos de hierro y titanio analizados mediante *EMPA* para el Volcán Toconce, resultaron pertenecer uno a la serie de las titano-hematitas, y el otro a la serie de las titano-magnetitas, como se observa en la Fig. 64. Los valores composicionales porcentuales calculados para efectos del diagrama trivariante se presentan en la tabla 9.

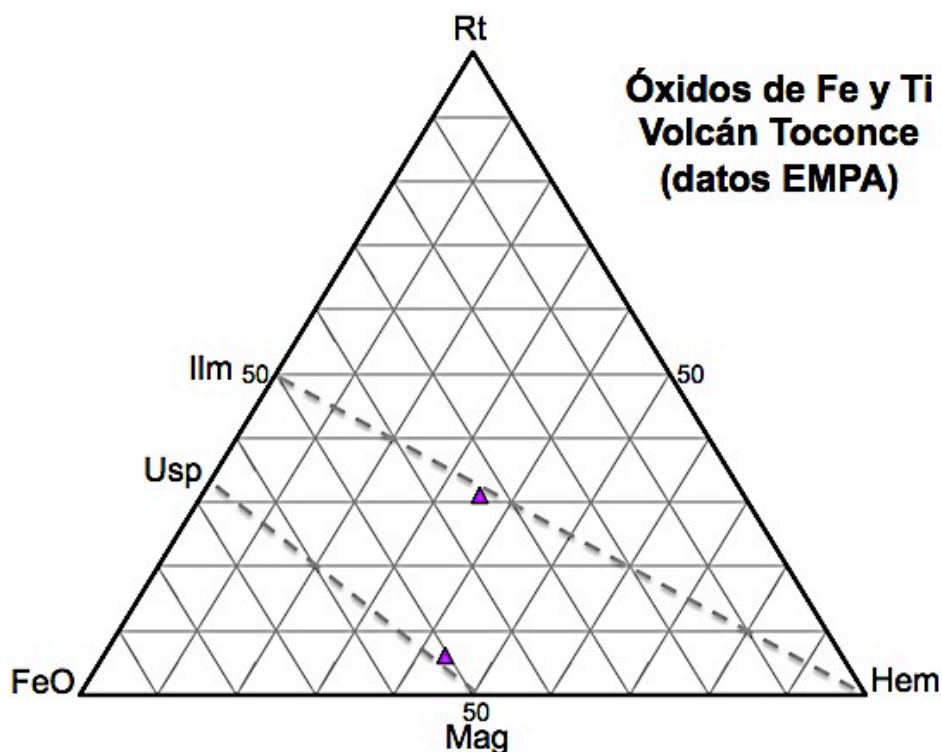


Fig. 64: Diagrama trivariante para óxidos de hierro y titanio del Volcán Toconce.

Tabla 9: Valores composicionales porcentuales calculados para óxidos de hierro y titanio del Volcán Toconce, graficados en la Fig. 64.

Punto análisis	%Rt	%FeO	%Hem
Toconce Opaco 4 - #1	6,2	50,4	43,4
Toconce Opaco 4 - #2	31,2	33,5	35,3

7.3 Volcán Cerro del León

Los datos presentados para la química mineral del Volcán Cerro del León, corresponden a mediciones realizadas mediante *EMPA*. Los valores utilizados para cada diagrama corresponden únicamente a aquellas mediciones realizadas en cristales cuyo porcentaje en masa total de elementos mayores resultó $\geq 98\%$.

- **Feldespatos**

Los feldespatos del Volcán Cerro del León muestran variaciones composicionales entre $An_{59-80\%}$, como se aprecia en la Fig. 65. Sus núcleos poseen composiciones que son más potásicas que sus bordes para los casos analizados, indicando un enriquecimiento en Calcio a medida que crecieron los cristales. Al igual que en el caso anterior, para corroborar esto se confeccionaron dos perfiles composicionales en plagioclasas zonadas, como se observa en la Fig. 66.

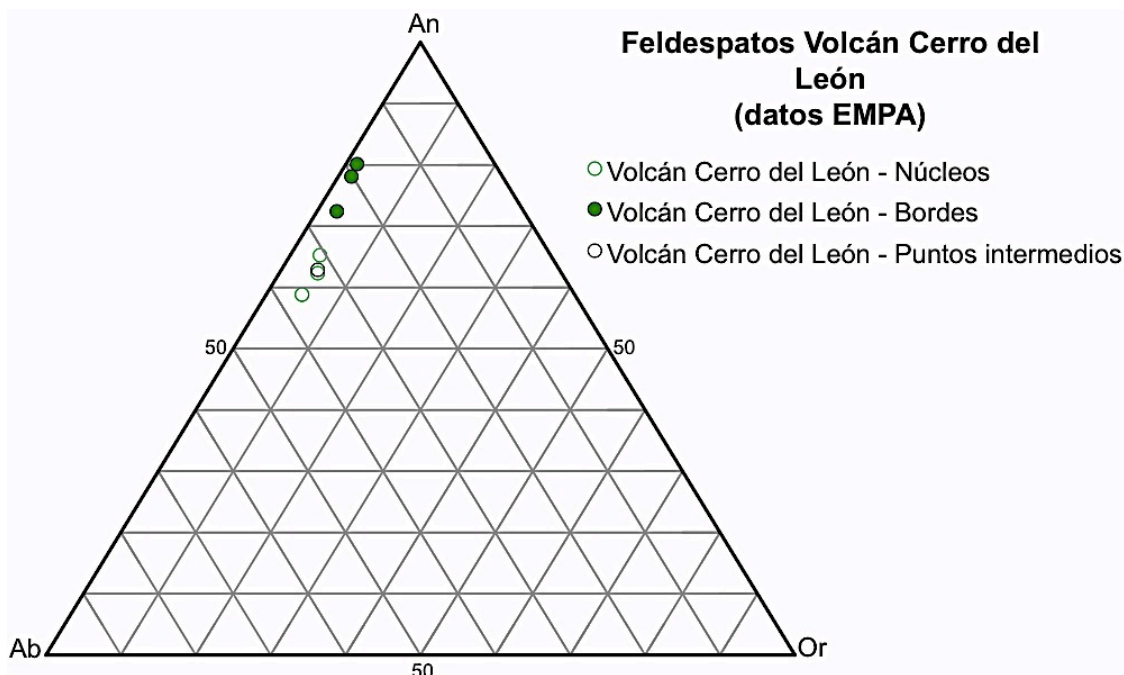


Fig. 65: Diagrama trivariante para feldspatos del Volcán Cerro del León.

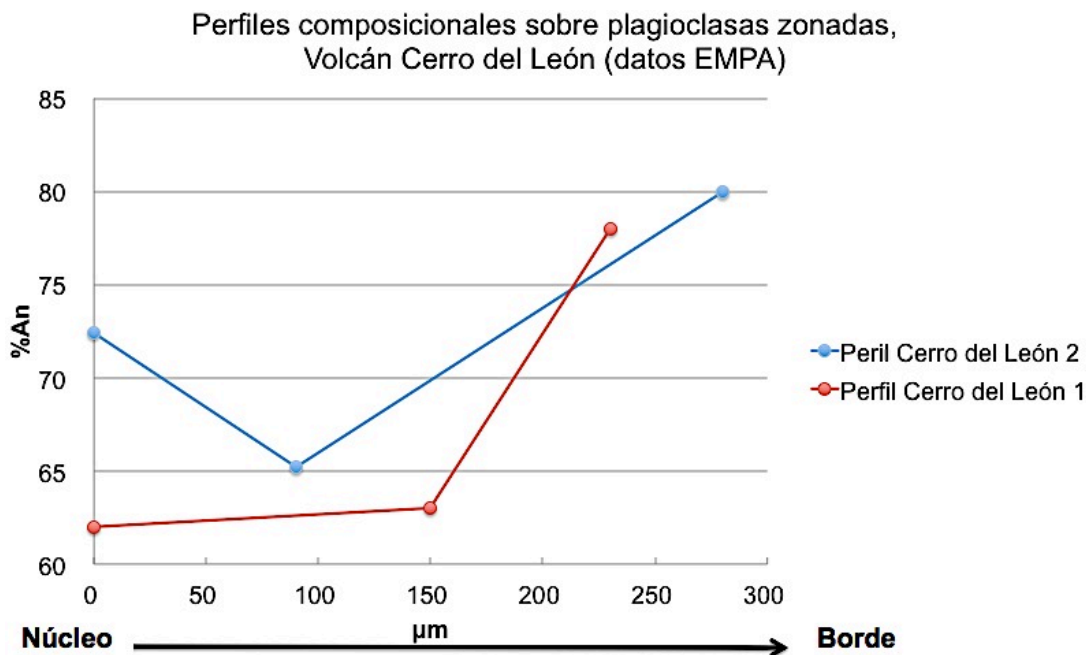


Fig. 66: Perfiles para dos plagioclasas zonadas del Volcán Cerro del León. El perfil 1 (rojo) corresponde a una zonación inversa, y el perfil 2 (azul) a una zonación oscilatoria.

Según la Fig. 66, es posible apreciar que una de las plagioclasas presenta una zonación inversa, y la otra una zonación oscilatoria. En ambos casos los núcleos son menos anortíticos que los bordes de los cristales. En la Fig. 67 se puede ver una fotomicrografía tomada mediante SEM de una plagioclasa del Volcán Cerro del León, indicándose en ella mediciones de química mineral tomadas mediante la misma técnica analítica. Las mediciones tomadas con SEM de los datos presentados en la Fig. 65 se encuentran en el Anexo D, apartado d.1. Fotomicrografía de la derecha se ha editado

para que los colores permitan apreciar de mejor modo la zonación del cristal. Aquí se observa que el resultado es coincidente al presentado en la Fig. 66, siendo la zonación de tipo inversa.

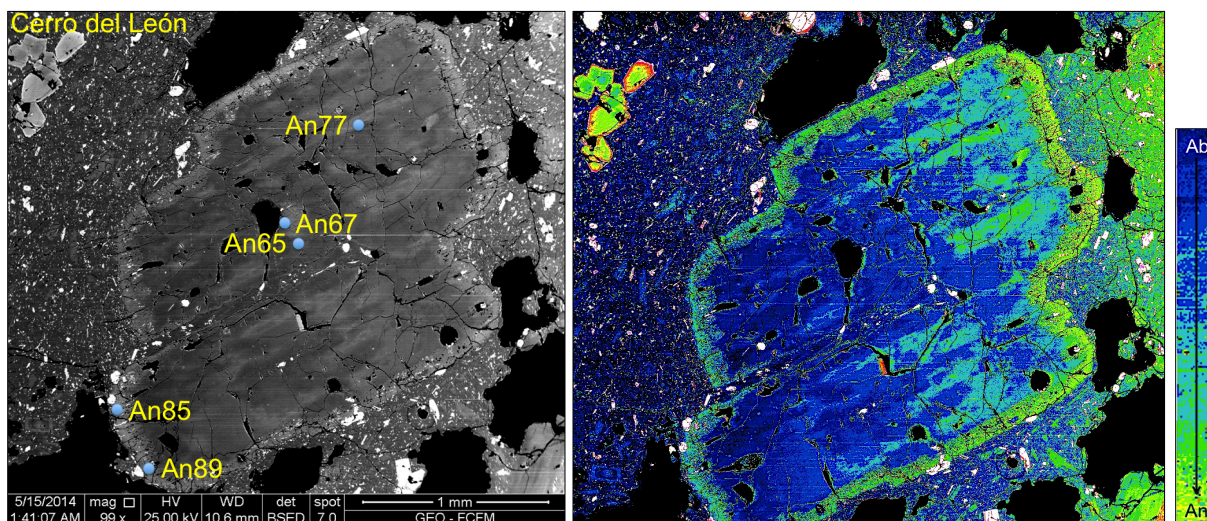


Fig. 67: Plagioclasa con zonación inversa perteneciente al Volcán Cerro del León (datos SEM).

En la tabla 10 se presentan los valores composicionales porcentuales calculados para cada punto graficado en la Fig. 65.

Tabla 10: Valores composicionales porcentuales calculados para feldespatos del Volcán Cerro del León, graficados en Fig. 65.

Punto análisis	%An	%Ab	%Or
Cerro León Plg 3 - #1	62,3	32,6	5,1
Cerro León Plg 3 - #2	63,0	32,3	4,7
Cerro León Plg 3 - #3	78,2	20,1	1,7
Cerro León Plg 8 - #1	58,9	36,4	4,7
Cerro León Plg 8 - #2	58,8	36,4	4,8
Cerro León Plg 9 - #1	72,4	24,9	2,7
Cerro León Plg 9 - #2	65,2	33,8	4,7
Cerro León Plg 9 - #3	80,1	18,4	1,5

- **Piroxenos**

Los piroxenos analizados del Volcán Cerro del León están compuestos tanto de clinopiroxenos (diópsido), como de ortopiroxenos (hiperstena), igual que para el caso del Volcán Toconce. Esto se aprecia en la Fig. 68. En la tabla 11 se entregan los valores composicionales porcentuales calculados para cada punto graficado en la Fig. 68.

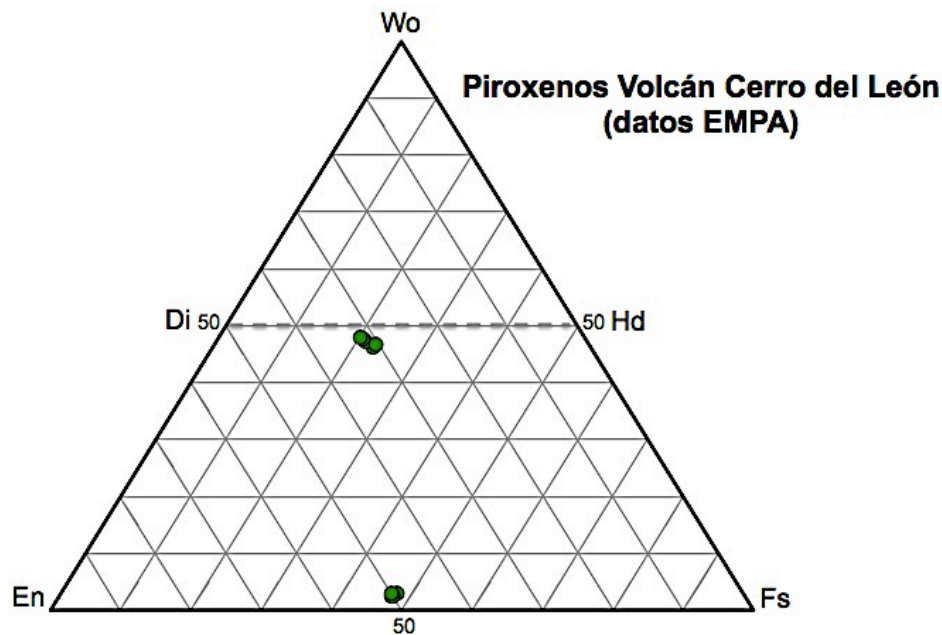


Fig. 68: Diagrama trivariante para piroxenos del Volcán Cerro del León.

Tabla 11: Valores composicionales porcentuales calculados para piroxenos del Volcán Cerro del León, graficados en la Fig. 68.

Punto análisis	%Wo	%En	%Fs
Cerro León Cpx 2 - #1	46,3	30,9	22,8
Cerro León Cpx 2 - #2	46,8	30,2	23,0
Cerro León Opx 2 - #3	2,5	50,0	47,5
Cerro León Opx 2 - #4	2,5	50,2	47,3
Cerro León Opx 3 - #1	3,0	50,0	47,0
Cerro León Cpx 6 - #2	47,7	31,7	20,6
Cerro León Opx 7 - #1	3,0	49,2	47,8
Cerro León Cpx 8 - #1	48,0	31,8	20,2
Cerro León Cpx 8 - #2	47,1	31,5	21,4

- **Óxidos de hierro y titanio**

Para el caso del Volcán Cerro del León, los cristales de óxidos de hierro y titanio analizados fueron tres, y resultaron pertenecer uno a la serie de las titano-hematitas, y dos a la serie de las titano-magnetitas, como se observa en la Fig. 69. Los valores composicionales porcentuales calculados para realizar el diagrama trivariante de esta última figura, se presentan en la tabla 12.

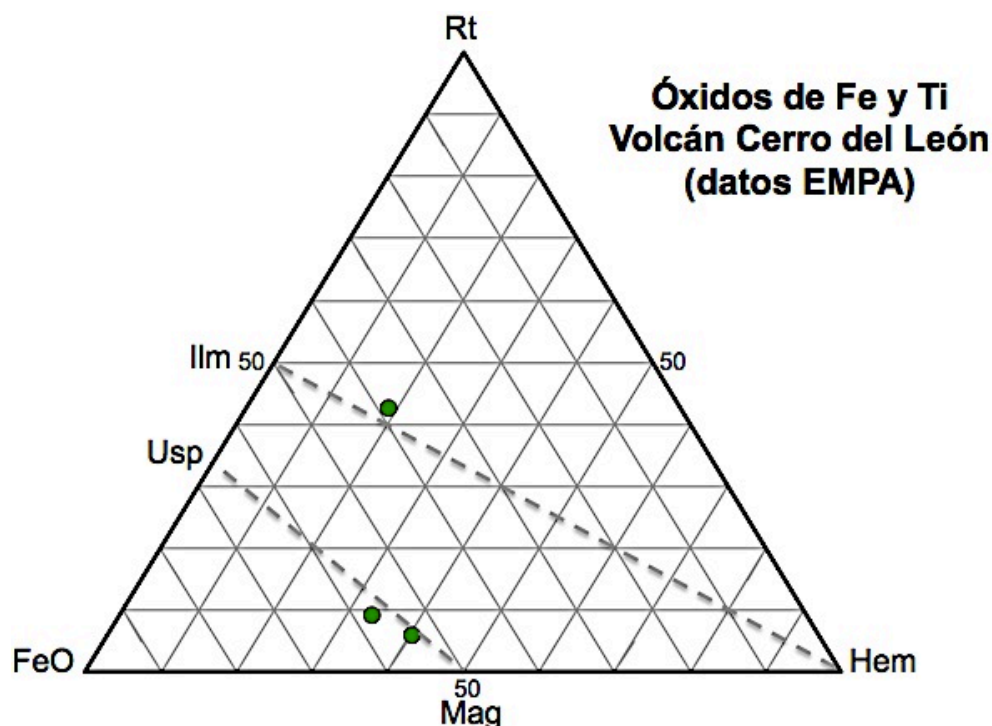


Fig. 69: Diagrama trivariante para óxidos de hierro y titanio del Volcán Cerro del León.

Tabla 12: Valores composicionales porcentuales calculados para óxidos de hierro y titanio del Volcán Cerro del León, graficados en la Fig. 69.

Punto análisis	%Rt	%FeO	%Hem
Cerro León Opaco 7 - #1	9,2	57,5	33,3
Cerro León Opaco 7 - #2	42,6	38,6	18,8
Cerro León Opaco 6 - #3	6,1	53,8	40,1

7.4 Cerro Lavas de Chao

Los datos de química mineral del Cerro Lavas de Chao corresponden a mediciones realizadas mediante *EMPA*. Los valores utilizados para cada diagrama corresponden únicamente a aquellas mediciones realizadas en cristales cuyo porcentaje en masa total de elementos mayores resultó $\geq 98\%$.

- **Feldespatos**

Los feldespatos del Cerro Lavas de Chao presentan variaciones composicionales entre $An_{10-69\%}$, como se aprecia en la Fig. 70. Sus núcleos poseen composiciones que son más sódicas que zonas intermedias de cristales (a diferencia de los dos casos anteriores), sin embargo bordes de cristales analizados resultaron casualmente presentar composiciones de tipo feldespato potásico (cerca del campo de la sanidina). En este caso se confeccionó un perfil composicional de esta plagioclasa con borde de feldespato potásico, graficándose en la Fig. 71 solamente los puntos de centro y zonas intermedias del cristal (se excluye del perfil la zona de feldespato potásico).

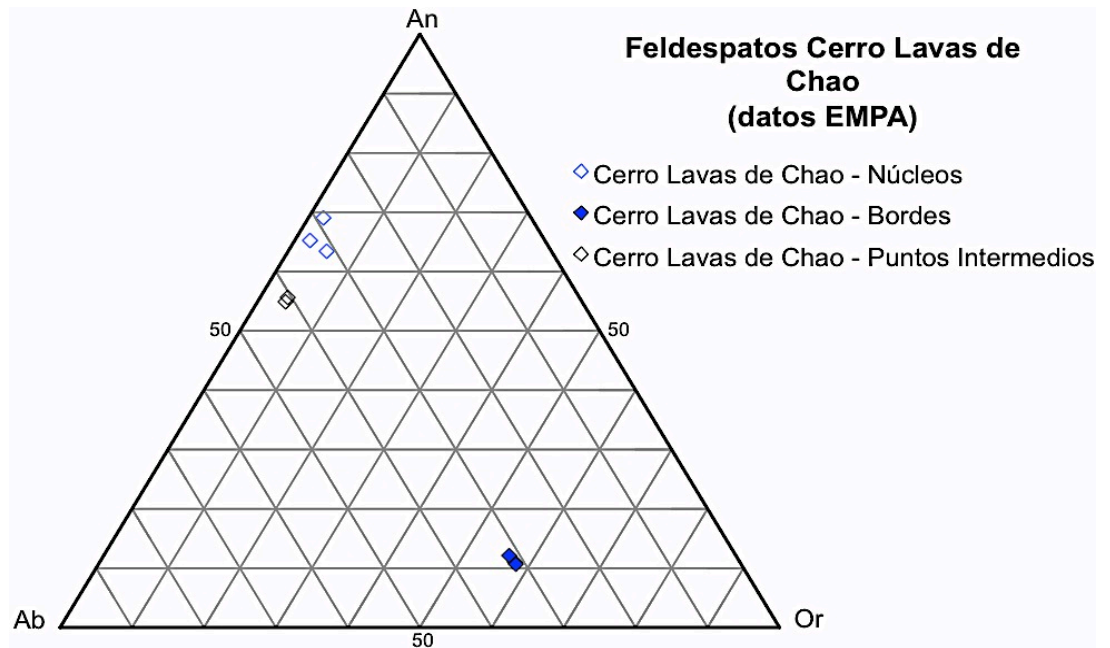


Fig. 70: Diagrama trivariante para feldespatos del Cerro Lavas de Chao.

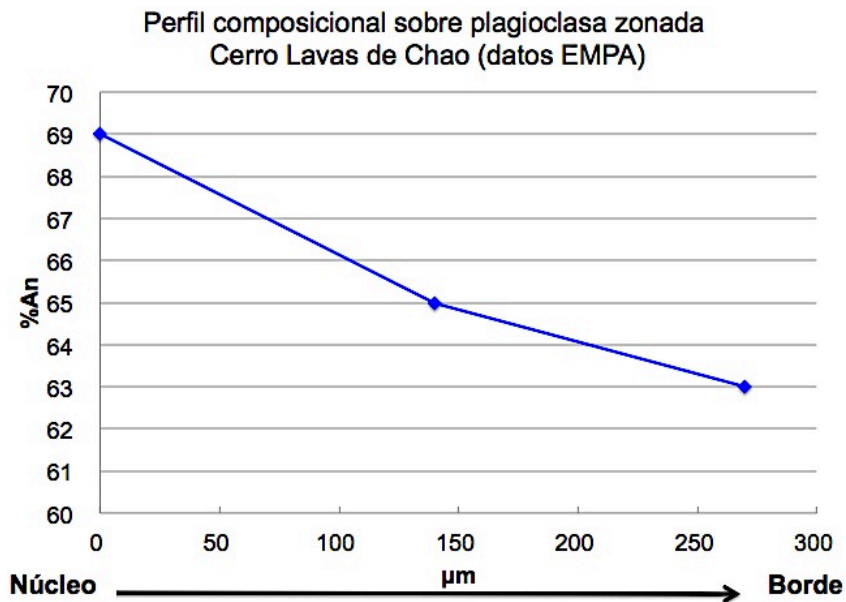


Fig. 71: Perfil para plagioclasa zonada del Cerro Lavas de Chao. El perfil indica la existencia de una zonación normal en el cristal.

Según la Fig. 71, es posible apreciar que la plagioclasa analizada presenta una zonación normal en su zona interna, previo a llegar al borde de feldespato potásico. En la Fig. 72 se muestra una fotomicrografía tomada mediante *EMPA* de este cristal del Cerro Lavas de Chao. Fotomicrografía de la derecha se ha editado para que los colores permitan apreciar de mejor modo la zonación del cristal. Aquí se observa que el resultado es coincidente al presentado en la Fig. 70.

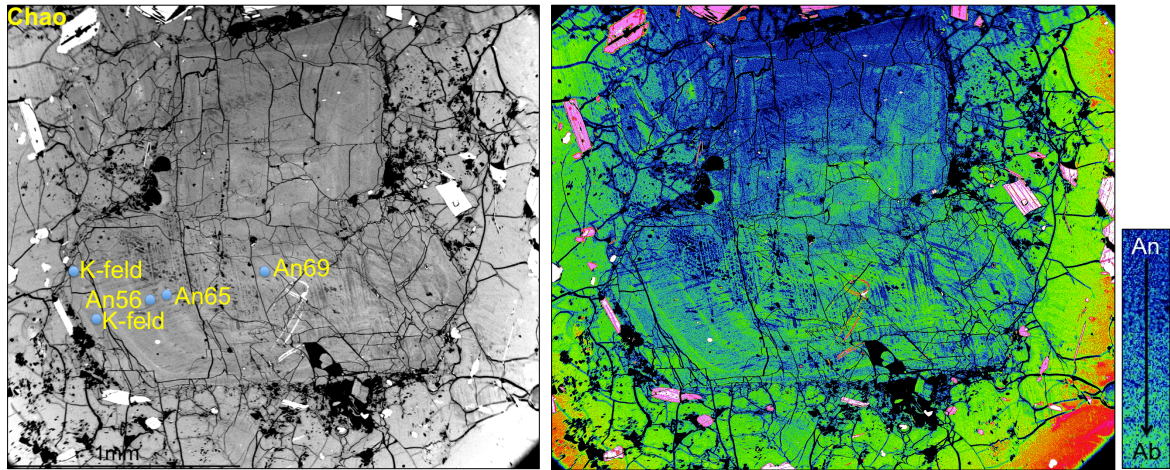


Fig. 72: Plagioclasa con zonación inversa perteneciente al Cerro Lavas de Chao (datos *EMPA*).

En la tabla 13 se presentan los valores composicionales porcentuales calculados para cada punto graficado en la Fig. 70.

Tabla 13: Valores composicionales porcentuales calculados para feldespatos del Cerro Lavas de Chao, graficados en Fig. 70.

Punto análisis	%An	%Ab	%Or
Chao Plg 1 - #1	54,8	41,2	4,0
Chao Plg 1 - #2	12,0	31,5	56,5
Chao Plg 6 - #1	55,6	40,5	3,9
Chao Plg 6 - #2	63,4	31,2	5,4
Chao Plg 6 - #3	65,3	32,6	2,1
Chao Plg 6 - #4	69,0	28,9	2,1
Chao Plg 6 - #5	11,1	31,3	57,6
Chao Plg 6 - #6	10,6	31,3	58,1

- **Óxidos de hierro y titanio**

De los tres cristales de óxidos de hierro y titanio analizados mediante *EMPA* para el Cerro Lavas de Chao, dos pertenecen a la serie de las titanio-hematitas, y uno a la serie de las titanio-magnetitas. Esto se muestra gráficamente en la Fig. 73. Los valores composicionales porcentuales calculados para efectos del diagrama trivariante de esta figura se presentan en la tabla 14.

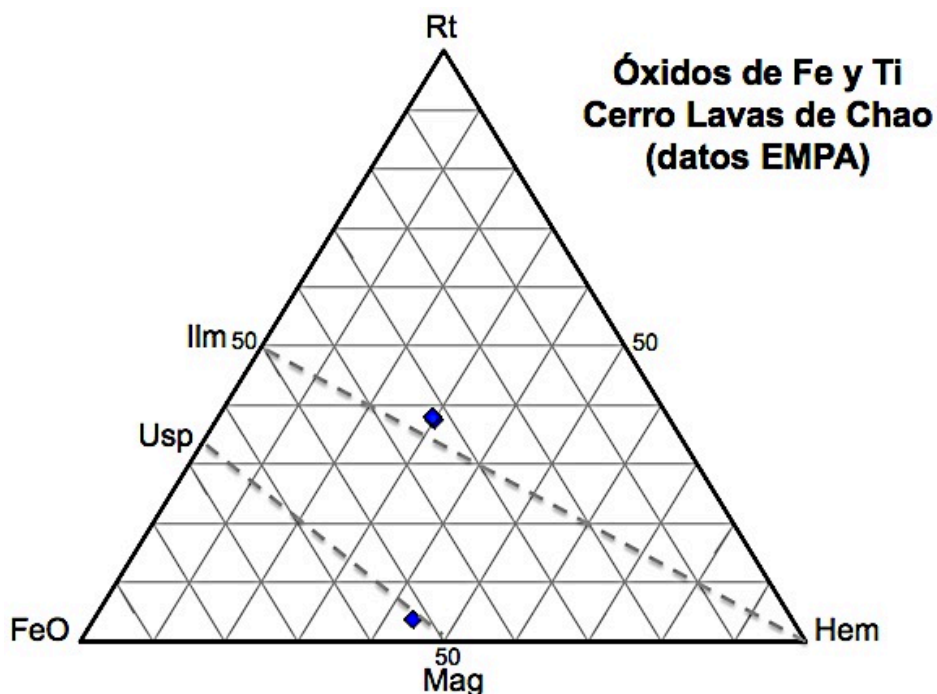


Fig. 73: Diagrama trivariante para óxidos de hierro y titanio del Cerro Lavas de Chao.

Tabla 14: Valores composicionales porcentuales calculados para óxidos de hierro y titanio del Cerro Lavas de Chao, graficados en la Fig. 73.

Punto análisis	%Rt	%FeO	%Hem
Chao Opaco 4 - #1	3,8	52,2	44,0
Chao Opaco 4 - #2	37,6	32,4	30,0
Chao Opaco 4 - #3	38,0	32,5	29,5

- **Anfiboles**

Para el Cerro Lavas de Chao fueron analizados tres cristales de anfíbol. Realizando el diagrama $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ v/s Si (en fórmula estructural), es posible clasificar los anfíboles del Cerro Lavas de Chao como se muestra en la Fig. 74. Los anfíboles pertenecientes al Cerro Lavas de Chao corresponderían según esta clasificación al grupo de los anfíboles cálcicos, y estarían dentro del subgrupo de las hornblendas, específicamente tipo magnesio-hornblendas ($Ca_2[Mg_4(Al,Fe)]Si_7AlO_{22}(OH)_2$). En la Fig. 75 se presenta una fotomicrografía tomada mediante SEM a uno de los tres cristales de hornblenda que fueron analizados químicamente con EMPA, del Cerro Lavas de Chao.

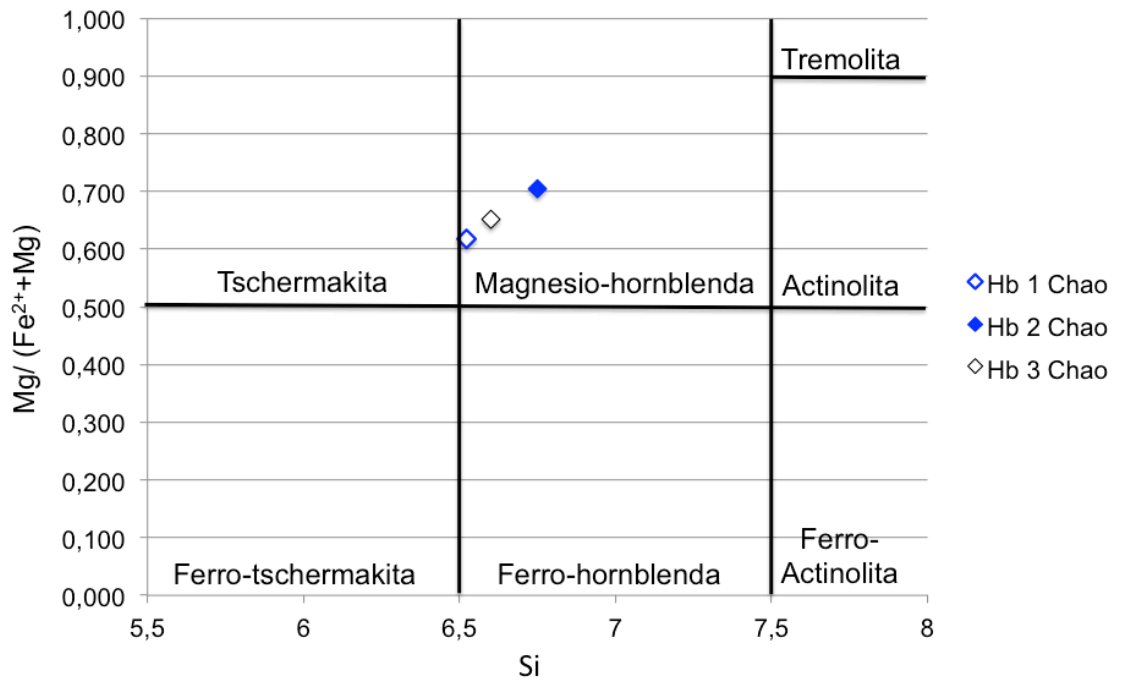


Fig. 74: Clasificación para anfíboles pertenecientes al Cerro Lavas de Chao (datos *EMPA*). Los tres análisis llevados a cabo sobre cristales de anfíbol caen en el campo de las magnesio-hornblendas.

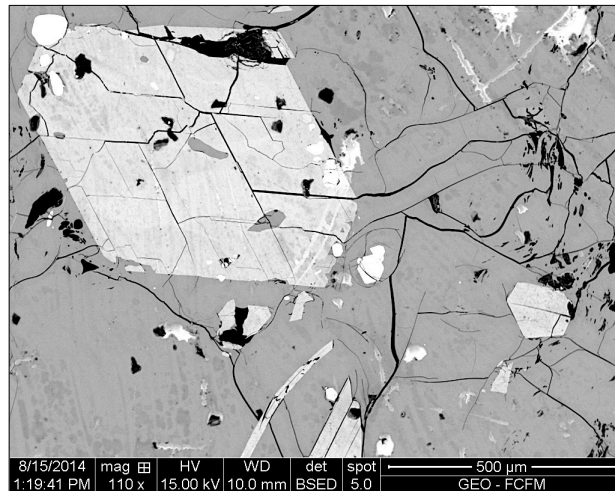


Fig. 75: Imagen de hornblenda 1 (Cerro Lavas de Chao), tomada con *SEM*. En esta fotomicrografía, es posible apreciar el hábito rombooidal característico del cristal de anfíbol.

- **Biotitas**

Para el caso de las micas halladas en las muestras, fue medido únicamente un cristal perteneciente al Cerro Lavas de Chao. Realizando un diagrama $Al^{[4]} \text{ v/s } Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$, es posible clasificar la biotita analizada como una biotita perteneciente a la serie flogopita-anita, de composición intermedia a levemente magnésica, como se aprecia en la Fig. 76. La Fig. 77 muestra una fotomicrografía tomada mediante *SEM* de este cristal de biotita analizado. En esta imagen es posible apreciar el hábito hexagonal del cristal de biotita y algunas inclusiones en ella.

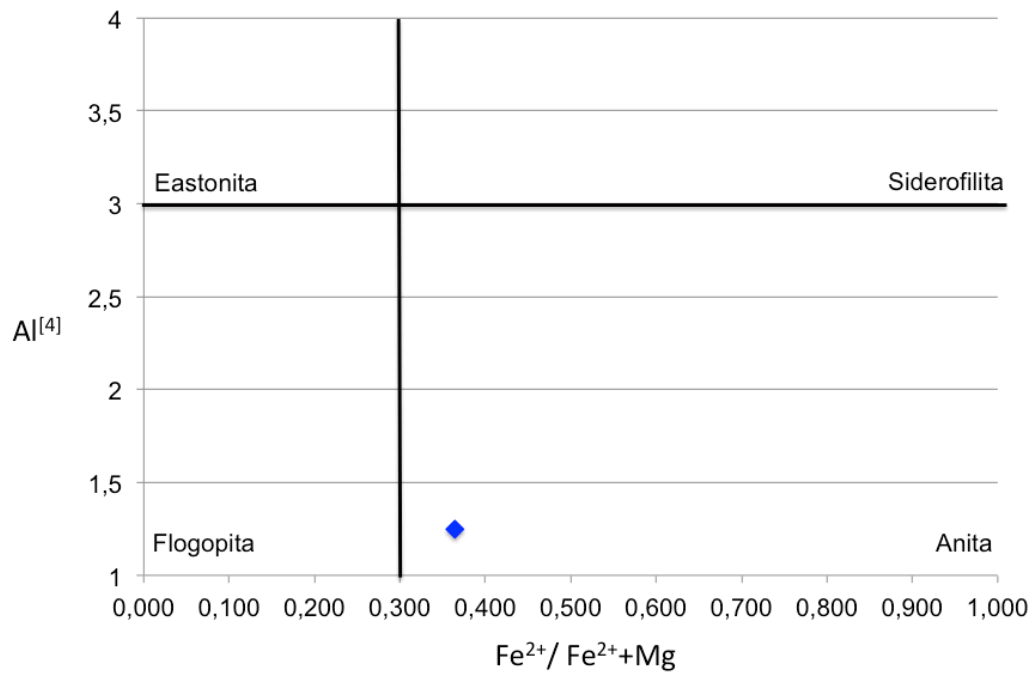


Fig. 76: Diagrama de clasificación para biotita perteneciente al Cerro Lavas de Chao (dato obtenido mediante *EMPA*).

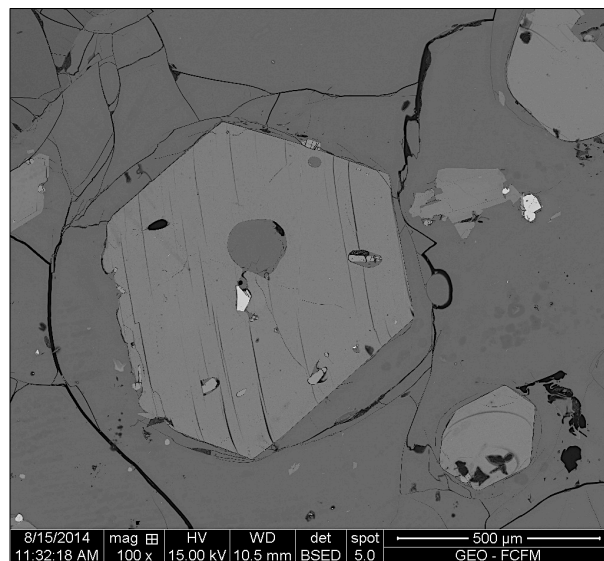


Fig. 77: Imagen de biotita analizada en el Cerro Lavas de Chao, tomada con *SEM*.

7.5 Volcán Paniri

Los datos presentados para el Volcán Paniri finalmente, corresponden a mediciones realizadas mediante *EMPA* y *SEM*. Los valores obtenidos mediante *EMPA* son escasos y sus porcentajes en masa total de elementos mayores resultaron deficientes en la mayoría de los casos, en especial para las plagioclasas. Debido a que los datos no son numerosos, se presentan a continuación diagramas utilizando todos los datos medidos (considerando incluso aquellos $\leq 98\%$), por lo que es necesario

hacer hincapié en el hecho de que estos valores incluyen errores analíticos mayores a los aceptables y los resultados por ende no serían confiables desde este punto de vista. A pesar de lo anterior, los valores catiónicos resultaron aceptables y en general bastante similares a los medidos en los otros centros eruptivos (para mayor detalle ver fórmulas estructurales calculadas en el Anexo D, punto d.3.).

- **Feldespatos**

Los feldespatos del Volcán Paniri presentan variaciones composicionales entre $An_{48-73\%}$, como se aprecia en la Fig. 78 (datos medidos mediante *EMPA*). Sus núcleos poseen composiciones que son en general más potásicas que sus bordes, indicando el mismo enriquecimiento en Calcio a medida que crecieron los cristales que fue observado en plagioclasas de los otros volcanes. Para corroborar esto, se confeccionaron nuevamente dos perfiles composicionales para plagioclasas zonadas, presentados en la Fig. 79.

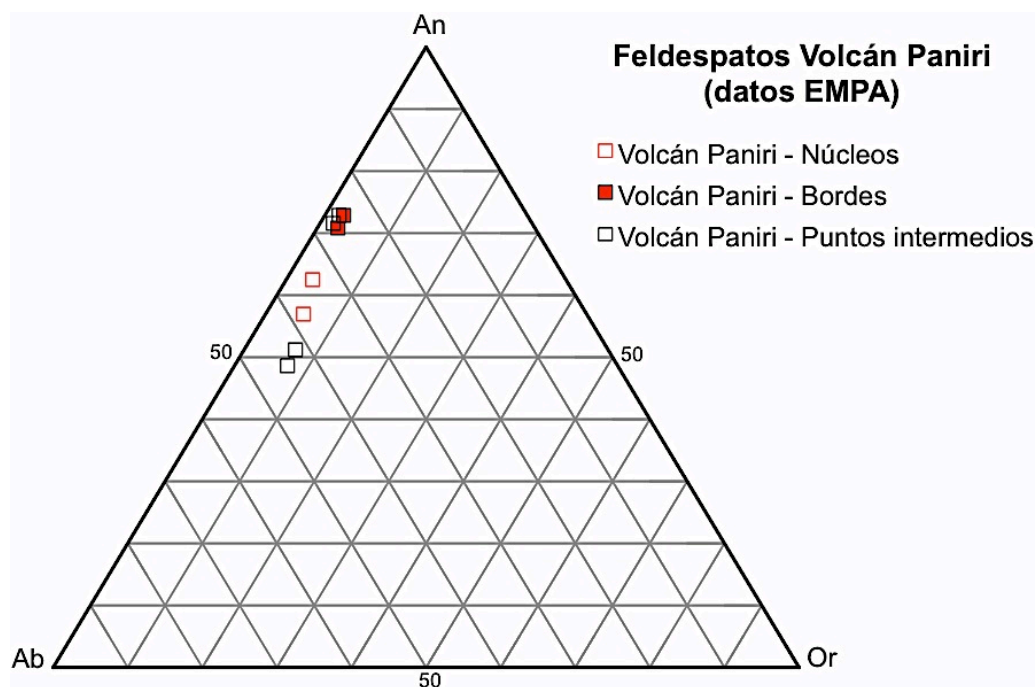


Fig. 78: Diagrama trivariante para feldespatos del Volcán Paniri.

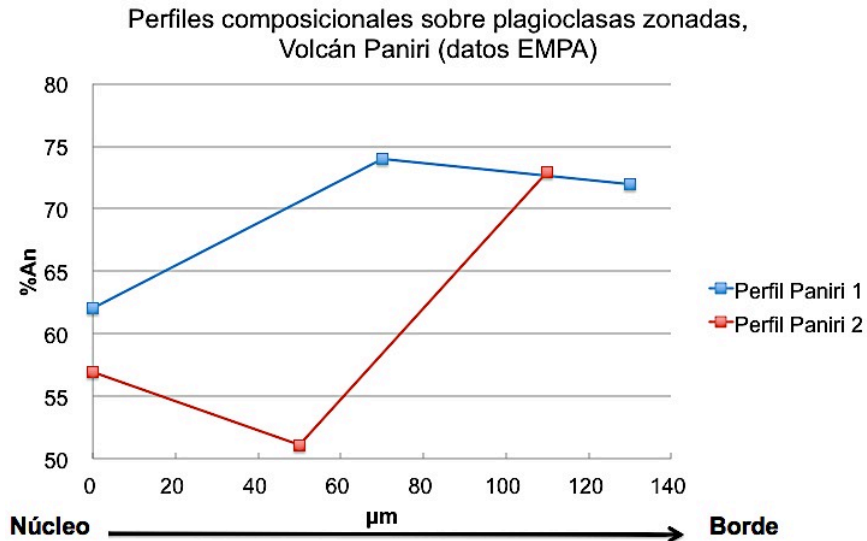


Fig. 79: Perfiles para dos plagioclasas zonadas del Volcán Paniri. Ambos perfiles corresponden a zonaciones oscilatorias.

Según la Fig. 79 es posible apreciar que las dos plagioclasas analizadas presentan zonaciones oscilatorias, observándose en ambos casos nuevamente que los núcleos son menos anortíticos que los bordes de los cristales. En la Fig. 80 se puede ver la fotomicrografía tomada mediante *EMPA* de la plagioclase correspondiente al perfil 1 de los mostrados en la Fig. 79. Fotomicrografía de la derecha se ha editado para que los colores permitan apreciar de mejor modo la zonación del cristal.

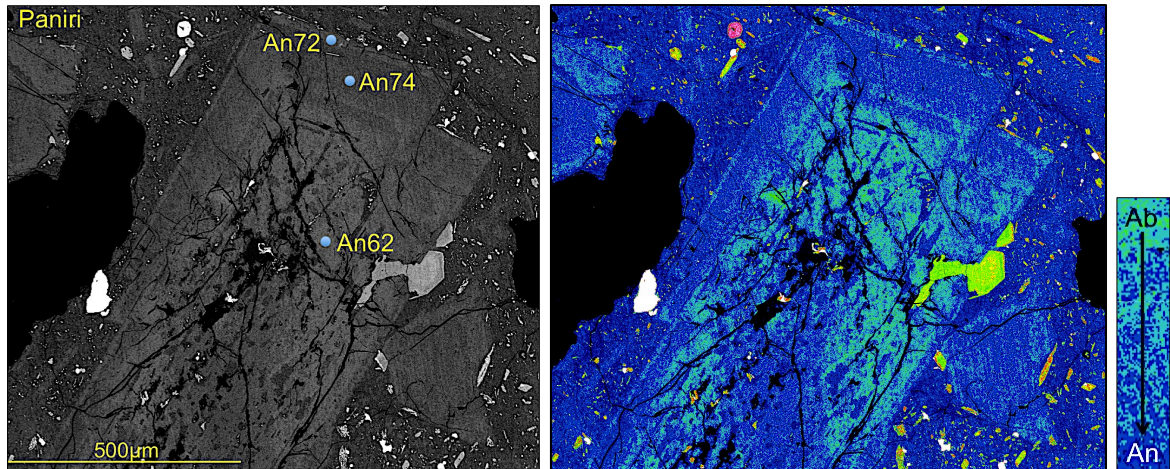


Fig. 80: Plagioclase con zonación oscilatoria perteneciente al Volcán Paniri (datos *EMPA*).

En la tabla 15 se presentan los valores composicionales porcentuales calculados para cada punto graficado en la Fig. 78. Al constituir proporciones y no valores absolutos, estos cálculos deberían ser bastante aceptables, a pesar del error analítico asociado que ya se mencionó.

Tabla 15: Valores composicionales porcentuales calculados para feldespatos del Volcán Paniri, graficados en Fig. 78.

Punto análisis	%An	%Ab	%Or
Paniri - Plg 1 - #1	48,7	44,3	7,0
Paniri - Plg 1 - #2	70,8	26,5	2,7
Paniri - Plg 2 - #1	62,4	34,0	3,6
Paniri - Plg 2 - #2	73,8	24,3	1,9
Paniri - Plg 2 - #3	71,6	26,6	1,8
Paniri - Plg 8 - #1	56,9	38,0	5,1
Paniri - Plg 8 - #2	51,1	42,0	6,9
Paniri - Plg 8 - #3	72,9	24,6	2,5

- **Piroxenos**

Los piroxenos analizados mediante *EMPA* del Volcán Paniri, graficaron todos en el campo de los ortopiroxenos (hiperstena), siendo estos más magnésicos que para todos los casos de los otros volcanes. Esto se aprecia en la Fig. 81 y en la tabla 16 se entregan los valores composicionales porcentuales calculados para cada punto graficado en dicha figura.

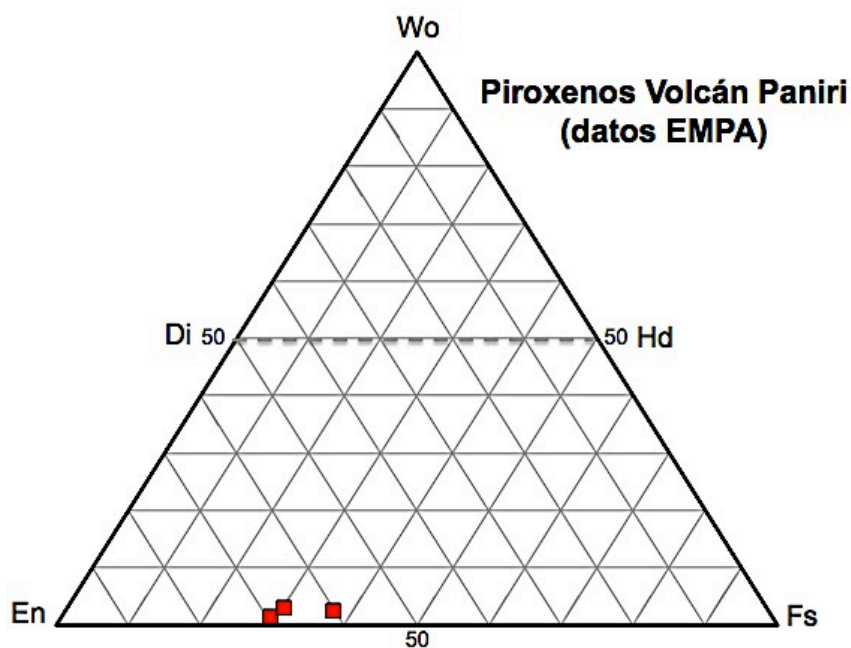


Fig. 81: Diagrama trivariante para piroxenos del Volcán Paniri.

Tabla 16: Valores composicionales porcentuales calculados para piroxenos del Volcán Paniri, graficados en Fig. 81.

Punto análisis	%Wo	%En	%Fs
Paniri Opx 5 - #1	1,5	69,5	29,0
Paniri Opx 5 - #2	2,5	60,3	37,2
Paniri Opx 5 - #3	3,1	66,8	30,1

En las Figs. 82 y 84, se presentan dos perfiles realizados sobre piroxenos zonados del Volcán Paniri. Los datos utilizados para los perfiles de las figuras 82 y 84 fueron medidos mediante SEM y el detalle de dichas mediciones se encuentra en el Anexo D, apartado d.1. El primero de estos perfiles corresponde a un cristal de clinopiroxeno, y el segundo a un cristal de ortopiroxeno.

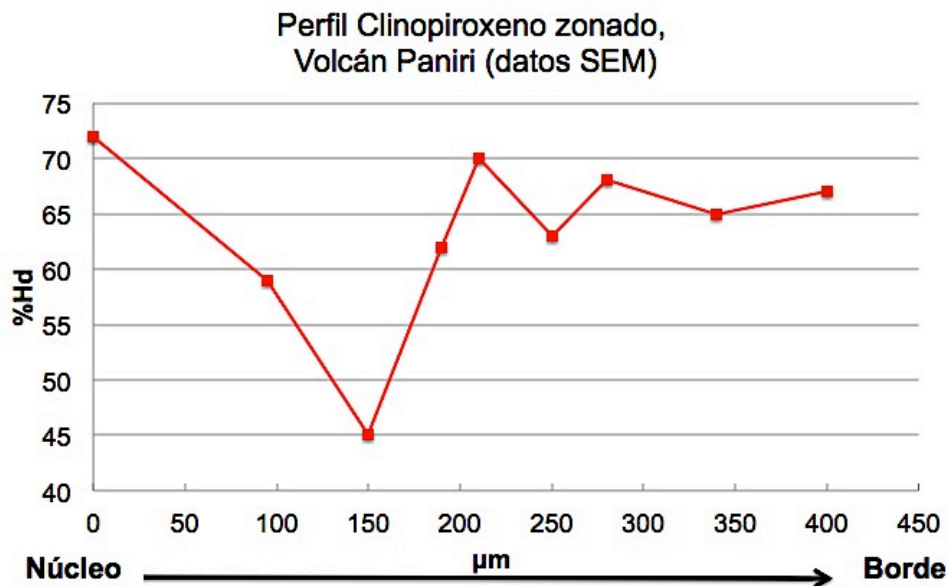


Fig. 82: Perfil composicional en clinopiroxeno zonado perteneciente al Volcán Paniri. Cristal presenta una zonación oscilatoria. Datos tomados mediante SEM.

Según la figura anterior se aprecia que el cristal de clinopiroxeno analizado posee una zonación oscilatoria, cuyo núcleo es de composición bastante similar a su borde, pero presenta variados estadios durante su crecimiento. La Fig. 83 es una fotomicrografía tomada mediante SEM de este cristal. La imagen de la derecha ha sido modificada en sus colores para resaltar la zonación del cristal.

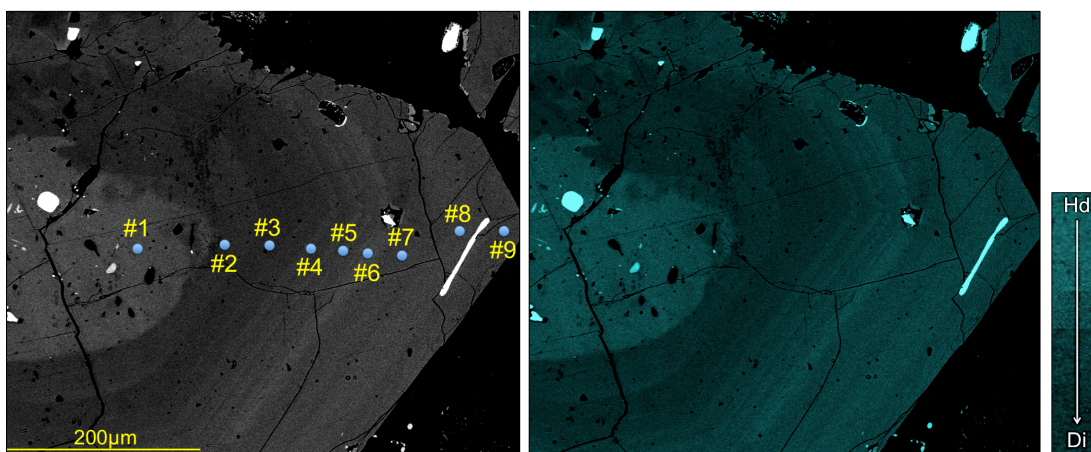


Fig. 83: Fotomicrográficas tomadas mediante SEM de clinopiroxeno zonado, perteneciente al Volcán Paniri.

Perfil Ortopiroxeno zonado,
Volcán Paniri (datos SEM)

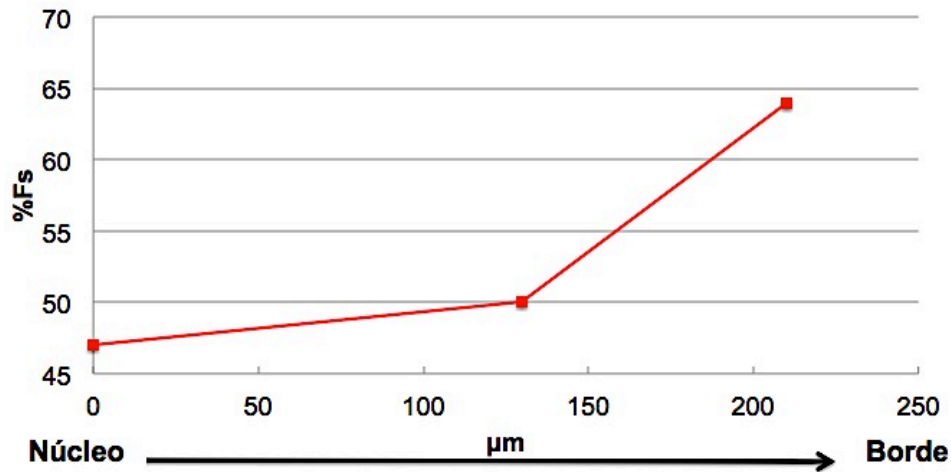


Fig. 84: Perfil composicional en ortopiroxeno zonado perteneciente al Volcán Paniri. Cristal presenta una zonación que se vuelve más rica en ferrosilita en el tiempo. Datos tomados mediante SEM.

En la Fig. 84 es posible observar que el cristal de ortopiroxeno analizado posee una zonación cuya composición se vuelve más rica en ferrosilita a medida que crece. Presenta un núcleo de composición intermedia a magnésica ($Fs_{47\%}$), que evoluciona durante su crecimiento a un borde más bien férrico ($Fs_{63\%}$). En la Fig. 85 se muestra la fotomicrografía tomada mediante SEM de este cristal. La imagen de la derecha ha sido modificada en sus colores para resaltar la zonación del cristal.

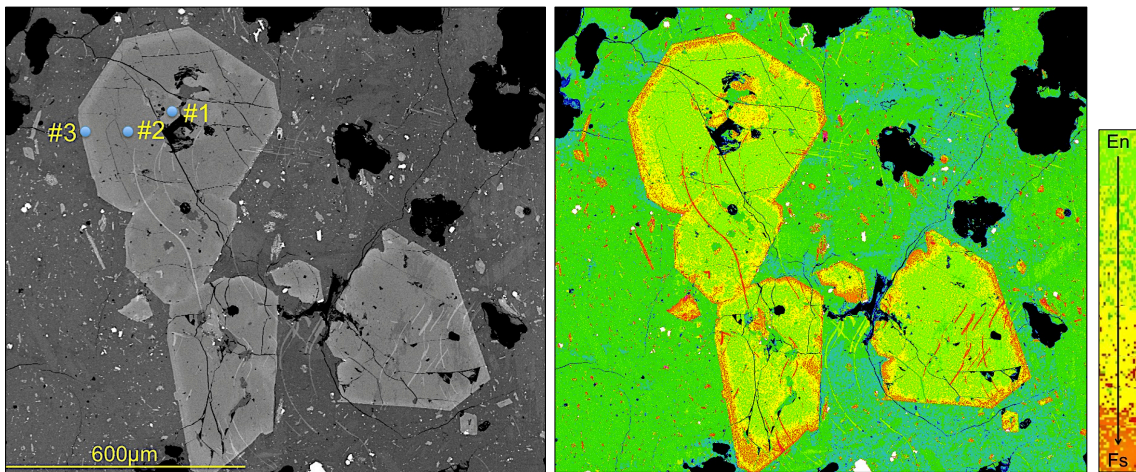


Fig. 85: Fotomicrografías tomadas mediante SEM de ortopiroxeno zonado, perteneciente al Volcán Paniri.

- **Óxidos de hierro y titanio**

Para el Volcán Paniri fue analizado únicamente un cristal de óxidos de hierro y titanio, el cual resultó pertenecer a la serie de las titanio-magnetitas. Esto se muestra en

la Fig. 86. Los valores composicionales porcentuales calculados para efectos del diagrama trivariante se presentan en la tabla 17.

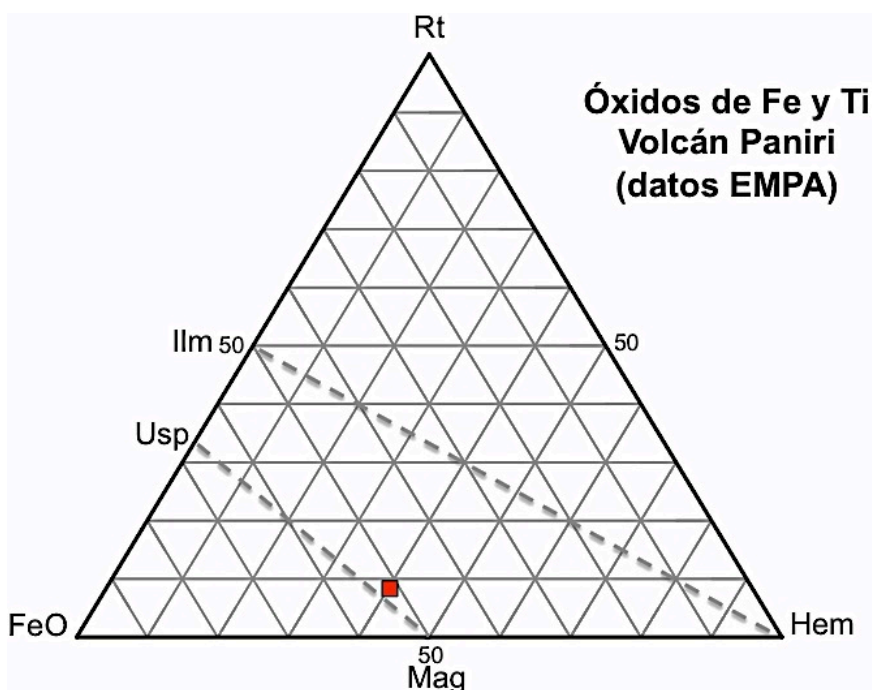


Fig. 86: Diagrama trivariante para óxidos de hierro y titanio del Volcán Paniri.

Tabla 17: Valores composicionales porcentuales calculados para óxidos de hierro y titanio del Volcán Paniri, graficados en la Fig. 86.

Punto análisis	%Rt	%FeO	%Hem
Paniri Op. 3 - #1	8,3	51,4	40,3

7.6 Análisis comparativo

En las siguientes páginas del presente capítulo se presenta un análisis comparativo entre los resultados obtenidos de química mineral para cada centro eruptivo. Los datos utilizados para los siguientes diagramas son los mismos ya presentados en los puntos anteriores.

- **Feldespatos**

El comportamiento de los núcleos de plagioclasas es homogéneo para todos los centros eruptivos, encontrándose composiciones que varían entre $An_{45-63\%}$. Los bordes en tanto presentan un comportamiento disímil, debido a que para los volcanes Toconce, Cerro del León y Paniri las composiciones varían entre $An_{58-80\%}$, pero para el caso del Cerro Lavas de Chao estas se vuelven ricas en potasio, cruzando al campo de los feldespatos potásicos. Este último resultado indicaría que los bordes de las plagioclasas analizadas del Cerro Lavas de Chao presentan un recrecimiento en su contorno, compuesto por feldespato potásico. Estos resultados pueden apreciarse en las Figs. 87 y 88.

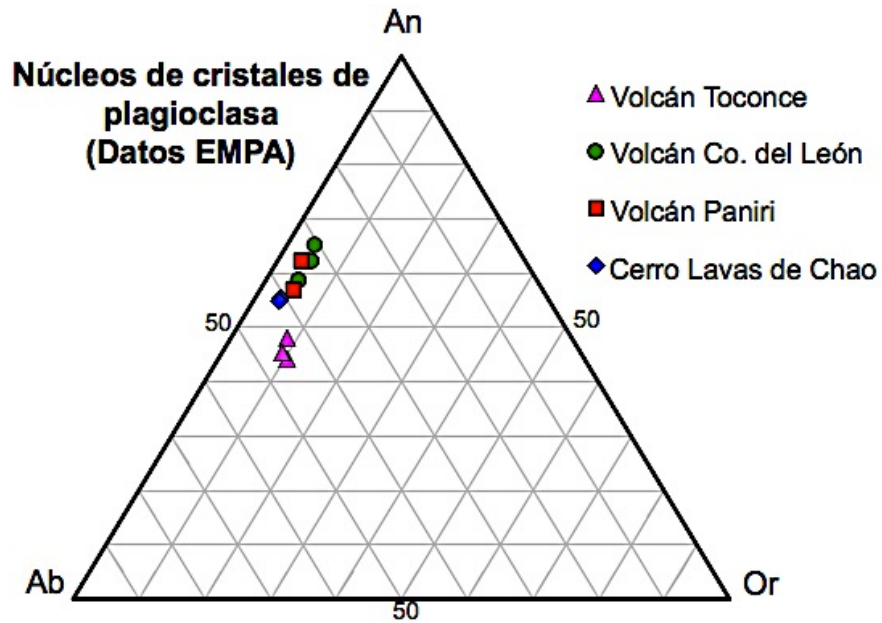


Fig. 87: Diagrama trivariante comparativo entre núcleos de cristales de feldespato de los cuatro centros eruptivos.

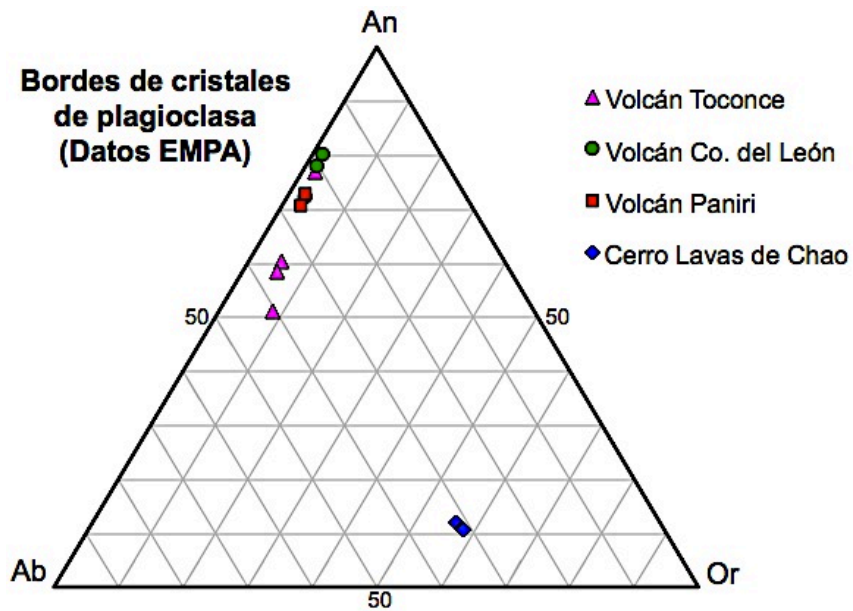


Fig. 88: Diagrama trivariante comparativo entre bordes de cristales de feldespato de los cuatro centros eruptivos.

Según las figuras anteriores se aprecia que los núcleos de las plagioclasas de los cuatro centros volcánicos poseen composiciones similares tipo labradorita (todas dentro del rango An_{50-70}). Los bordes de los cristales en las muestras pertenecientes a los tres volcanes estudiados se vuelven levemente más ricos en Calcio que los núcleos, pasando de composiciones labradoríticas a bitowníticas (en el rango An_{70-90}). Para el caso del Cerro Lavas de Chao, los bordes se vuelven muy ricos en potasio, con composiciones medidas que caen en el campo de la sanidina ($(K,Na)(Si,Al)_4O_8$).

Las plagioclasas estudiadas de los volcanes Toconce y Cerro del León poseen tanto zonaciones inversas como oscilatorias, presentando todos los cristales analizados bordes más cálcicos que sus núcleos. Las plagioclasas analizadas del Volcán Paniri presentaron solamente zonaciones oscilatorias (lo que no implica que no existan otros cristales con otros tipo de zonaciones, como en los otros centros eruptivos). Las plagioclasas analizadas del Cerro Lavas de Chao presentaron una zonación normal.

Para los volcanes con textura intersertal fueron analizados algunos microcristales de feldespato mediante *EMPA* (Volcán Cerro del León), y mediante *SEM* (Volcán Paniri). El detalle de mediciones realizadas con *SEM* se encuentra en el Anexo D, apartado d.1. Estos resultados se observan en la siguiente figura.

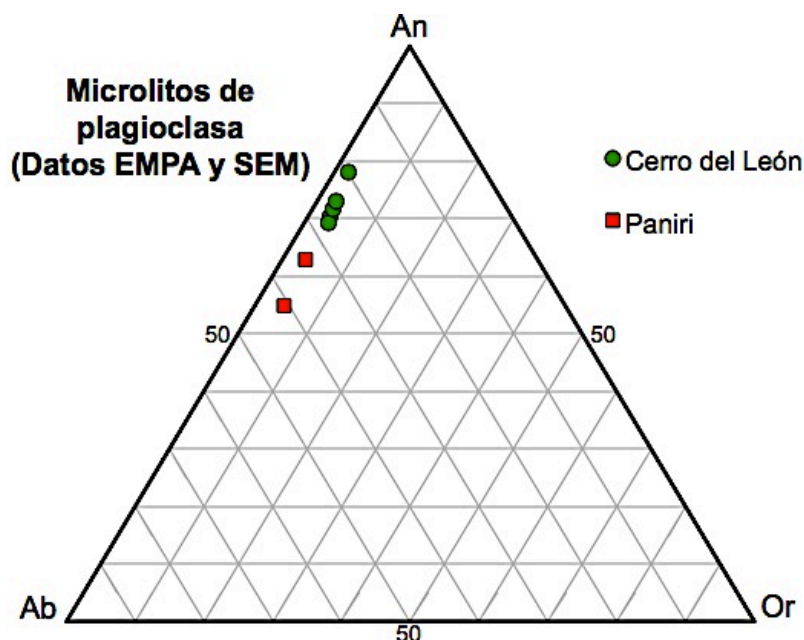


Fig. 89: Química de microlitos de plagioclasa, en volcanes con textura intersertal.

Los valores composicionales porcentuales calculados para estos casos se presentan en la tabla 18.

Tabla 18: Valores composicionales para microlitos de Volcanes Paniri y Cerro del León, graficados en la Fig. 89.

Punto análisis	%An	%Ab	%Or
Cerro León - Microlito 8 - #1	70,4	26,3	3,2
Cerro León - Microlito 8 - #2	69,4	27,3	3,4
Cerro León - Microlito 8 - #3	71,7	25,4	2,9
Cerro León - Microlito 8 - #4	78,0	19,9	2,1
Cerro León - Microlito 8 - #5	73,1	24,3	2,6
Paniri - Microlito 1 - #1	62,9	33,8	3,3
Paniri - Microlito 1 - #2	55,0	40,9	4,1

En función de los datos anteriores, se desprende que los microlitos correspondientes al Volcán Cerro del León tienen composiciones que varían entre $An_{55-63\%}$, mientras que los del Volcán Paniri varían entre $An_{69-78\%}$. Anteriormente se vio que las composiciones de los bordes de los fenocristales de plagioclasa del Volcán Cerro del León varían entre $An_{73-80\%}$, mientras que para el Volcán Paniri estos valores se encontrarían entre $An_{71-73\%}$. Por lo tanto los bordes de los fenocristales de plagioclasa del Volcán Cerro del León tienen composiciones más anortíticas que sus microlitos, mientras que los bordes de fenocristales del Volcán Paniri poseen composiciones similares a levemente menores de anortita que sus microlitos. Es necesario mencionar que las mediciones entre ambos volcanes no son del todo comparables, al haber sido efectuadas mediante técnicas analíticas diferentes.

- **Piroxenos**

La Fig. 90 muestra la clasificación composicional comparativa para todos los cristales de piroxeno analizados en los tres volcanes de la cadena Paniri-Toconce. Composiciones de Volcanes Toconce y Cerro del León resultan similares, mientras que las del Volcán Paniri son disímiles (lo cual podría deberse a los errores analíticos asociados a mediciones mediante *EMPA* de la muestra de este volcán).

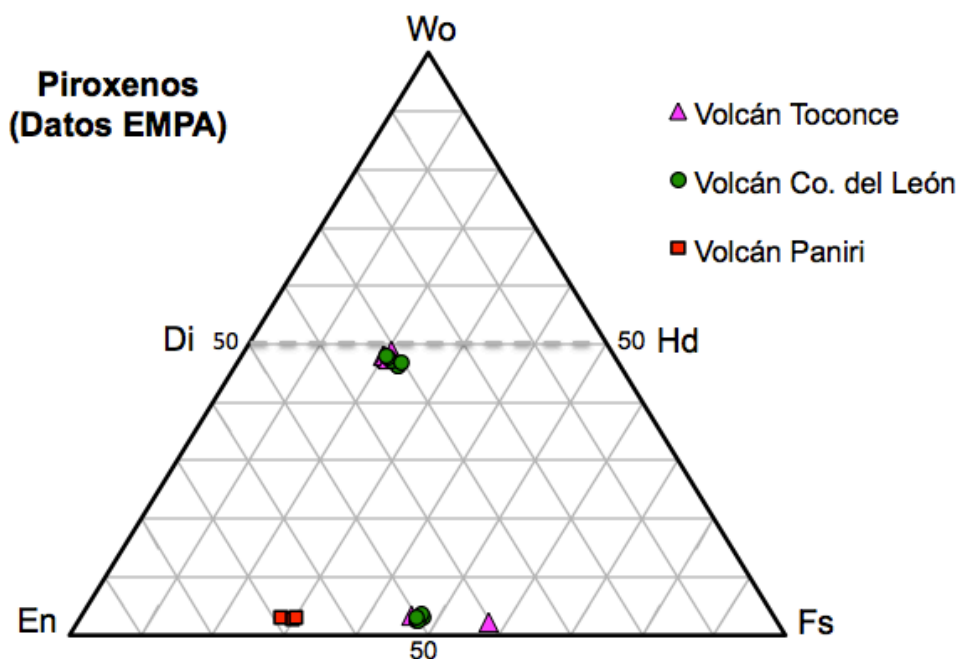


Fig. 90: Diagrama trivariante comparativo, para piroxenos de tres centros eruptivos distintos.

- **Óxidos de hierro y titanio**

En la Fig. 91 se observa que tanto en los volcanes Cerro del León, Toconce y Cerro Lavas de Chao se midieron composiciones de cristales correspondientes a ambas series mencionadas para óxidos de hierro y titanio. Para el caso del Volcán Paniri se realizó únicamente una medición, correspondiente a la serie de las titanomagnetitas.

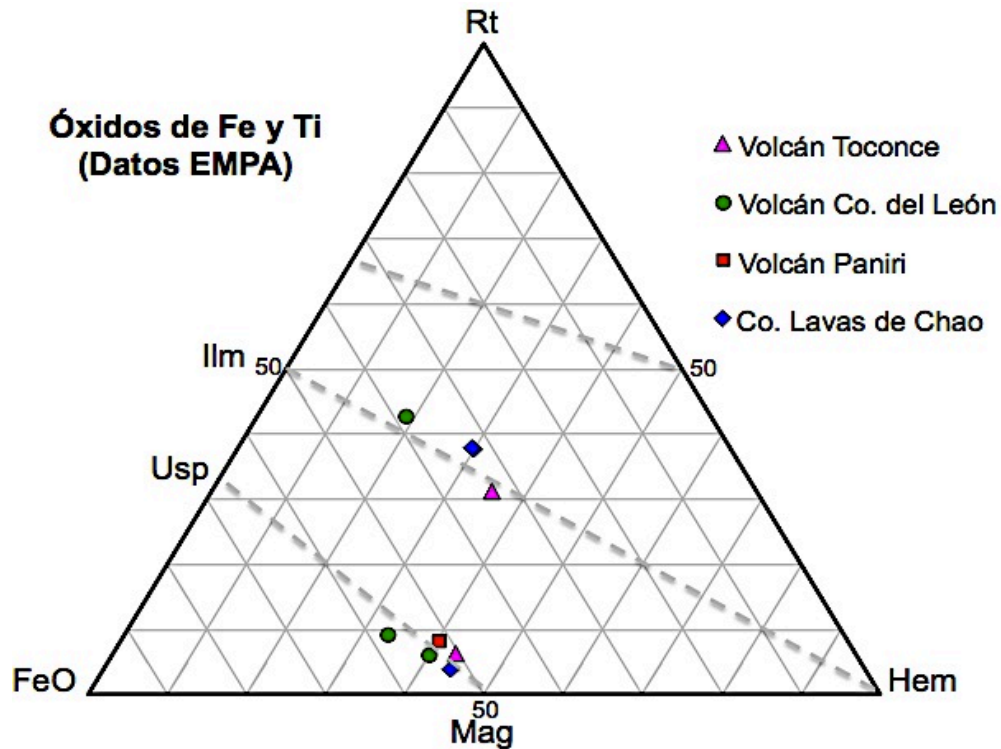


Fig. 91: Diagrama ternario de clasificación de óxidos de Fe-Ti.

A modo de resumen de toda la información recopilada de química mineral, se presenta la tabla 19.

Tabla 19: Resumen de química mineral de los fenocristales, en cada muestra analizada. Signos de interrogación indican que se carece de información, guiones indican que no existe esa mineralogía en la muestra. Muestras se ordenan según posición geográfica en la cadena, de arriba hacia abajo (desde Sureste a Noroeste).

			Composición Fenocristales					
Muestra		SiO ₂ (wt%)	Nombre QAP	Plg	Px	Anf	Bt	Op
Vn. Toconce	M19	67,37	Dacita de Piroxeno	An _{45-60%}	Wo _{2-9%} En _{31-51%} Fs _{20-58%}	?	?	Ilm _{36%} Usp _{89%}
Co. del León	M25	63,28	Dacita de Piroxeno	An _{59-80%}	Wo _{3-48%} En _{30-50%} Fs _{20-48%}	?	-	Ilm _{18%} Usp _{68-84%}
Co. Lavas Chao	M24	67,19	Dacita de Biotita	An _{55-69%}	-	Mg-Hb	Bt	Ilm _{29%} Usp _{90%}
Vn. Paniri	M31	65,4	Dacita de Piroxeno	An _{48-73%}	Wo _{2-3%} En _{60-70%} Fs _{29-37%}	?	-	? Usp _{81%}

VIII. CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS

8.1 Generalidades

En los siguientes puntos se describen brevemente las técnicas termobarométricas aplicadas en el presente estudio. A continuación de dichas descripciones, se presentan los valores termobarométricos calculados para cada centro eruptivo por separado, y un análisis final comparativo.

- **Termobarometría en anfíboles**

Ridolfi et al. (2010), presentan un estudio reciente que muestra la relación entre la estabilidad de los anfíboles y el desarrollo de fórmulas termobarométricas e higrométricas para magmas calcoalcalinos. En este estudio, se explica que la cristalización pre-eruptiva de cristales de anfíbol ocurre en rangos estrechos de condiciones físico-químicas, muy cerca de las curvas de deshidratación de estos minerales. Esto implicaría que la desestabilización de los cristales de anfíbol se desarrollaría bajo leves cambios de las condiciones magmáticas, por lo que cristales en equilibrio con el fundido reflejarían las condiciones existentes en la cámara magmática previas a la erupción. Esto convierte a los anfíboles en especies aptas para su uso al momento de determinar parámetros termodinámicos pre-eruptivos. Los autores detallan que los tipos de anfíbol adecuados para estos estudios son variados, incluyendo cristales de origen volcánico, cristales hallados en enclaves básicos a intermedios, microcristales de anfíbol en la masa fundamental, fenocristales de anfíbol, y cristales asociados a otras fases minerales mediante textura poikilítica. El principal requisito para utilizarlos es que los cristales se encuentren en equilibrio con el fundido. Según Ridolfi et al. (2010), la química mineral del anfíbol estaría estrechamente relacionada con las condiciones físico-químicas de su entorno y con la composición del fundido, mientras que no así con el porcentaje de cristalinidad de la roca (como otros termobarómetros de características similares a este), luego su uso puede ser extendido a rocas volcánicas y plutónicas, independiente del porcentaje de cristales presentes en ellas.

La composición general de los anfíboles seguiría en condiciones ideales la línea de la química evolutiva de un magma calcoalcalino. Es así que el contenido de Al_2O_3 en los anfíboles debería decrecer gradualmente en el tiempo a medida que el fundido se vuelve más silíceo, mientras que el contenido de álcalis debería ir en aumento. En función de esto, Ridolfi et al. (2010) dicen que es posible realizar aproximaciones de las condiciones termobarométricas de un magma en función exclusivamente de la composición del anfíbol, por lo que las ecuaciones termobarométricas que entrega se basan únicamente en los elementos químicos composicionales del anfíbol, siendo a la vez independientes entre ellas. Las ecuaciones presentadas por Ridolfi et al. (2010), son:

Temperatura:

$$T (^{\circ}\text{C}) = -151,487 \cdot \text{Si}^* + 2,041$$

$$\text{Si}^* = \text{Si} + \frac{\text{Al}^{[4]}}{15} - 2 \cdot \text{Ti}^{[4]} - \frac{\text{Al}^{[6]}}{2} - \frac{\text{Ti}^{[6]}}{1,8} + \frac{\text{Fe}^{3+}}{9} + \frac{\text{Fe}^{2+}}{3,3} + \frac{\text{Mg}}{26} \\ + \frac{\text{Ca}^B}{5} + \frac{\text{Na}^B}{1,3} - \frac{\text{Na}^A}{15} + \frac{[]^A}{2,3}$$

Fugacidad Relativa de oxígeno:

$$\Delta\text{NNO} = 1,644 \cdot \text{Mg}^* - 4,01$$

$$\text{Mg}^* = \text{Mg} + \frac{\text{Si}}{47} - \frac{\text{Al}^{[6]}}{9} - 1,3 \cdot \text{Ti}^{[6]} + \frac{\text{Fe}^{3+}}{3,7} + \frac{\text{Fe}^{2+}}{5,2} \\ - \frac{\text{Ca}^B}{20} + \frac{\text{Na}^A}{2,8} + \frac{[]^A}{9,5}$$

Contenido de agua del magma:

$$\% \text{H}_2\text{O}_{\text{melt}} = 5,215 \cdot \text{Al}^{[6]*} + 12,28$$

$$\text{Al}^{[6]*} = \text{Al}^{[6]} + \frac{\text{Al}^{[4]}}{13,9} - \frac{\text{Si} + \text{Ti}^{[6]}}{5} - \frac{\text{Fe}^{2+}}{3} - \frac{\text{Mg}}{1,7} + \frac{\text{Ca}^B + []^A}{1,2} \\ + \frac{\text{Na}^A}{2,7} - 1,56 \text{K} - \frac{\text{Fe}^\#}{1,6}$$

Presión:

$$P \text{ (Mpa)} = 19,209 \cdot e^{(1,438 \cdot \text{Al}_T)}$$

Donde los términos utilizados representan la ubicación de los elementos químicos en la estructura cristalina, por ejemplo: $\text{Al}^{[4]}$ representaría el contenido de aluminio en la posición tetraédrica, $\text{Ti}^{[6]}$ sería el contenido de titanio en la posición octaédrica, y los términos con los índices A y B representarían los contenidos de esos cationes en las posiciones A y B de la fórmula estructural ($\text{A}_{0-1}\text{B}_2\text{C}_5\text{T}_8\text{O}_{22}\text{W}_2$). El término dado por el paréntesis en blanco correspondería a las cantidades de los posibles cationes ocupando lugares vacantes en esa posición de la fórmula estructural.

Los cálculos de termobarometría de anfíboles presentados más adelante, fueron realizados según la metodología descrita por el autor utilizando el programa de excel *Amp-TB*, adjunto a la publicación original como material complementario. Para llevar a cabo este análisis fueron utilizadas las mediciones de química mineral de los tres cristales de anfíbol pertenecientes al Cerro Lavas de Chao analizados mediante *EMPA*. El mismo programa de excel *Amp-TB* permite realizar tres tipos de diagramas para termobarometría. Estos diagramas corresponden al de Presión v/s Temperatura, Temperatura v/s contenido de agua del fundido, y $\log(f\text{O}_2)$ v/s Temperatura. Este último diagrama presenta las curvas de los buffers NNO y NNO^{+2} a modo de referencia. Estas plantillas de diagramas fueron utilizadas para todos los gráficos presentados en el presente capítulo, para homogeneizar el formato.

- **Termobarometría de dos piroxenos**

La introducción del primer termómetro de dos piroxenos fue hecha por Davis & Boyd (1966), y desde entonces han sido publicadas numerosas calibraciones utilizando este equilibrio mineral como herramienta para cálculos termobarométricos. Putirka (2008), propone nuevas ecuaciones de este tipo, con valores re-calibrados para ajustar la precisión de ecuaciones previamente planteadas por otros autores. Los cálculos asociados a los resultados obtenidos usando esta metodología fueron realizados según la metodología descrita por el autor, utilizando el programa de excel *Using Two-Pyroxene-based Thermometers* adjunto a la publicación original de Putirka (2008), como material complementario.

Los cristales usados para este estudio termobarométrico corresponden a piroxenos de distinto tipo en contacto (por lo que estarían presumiblemente en equilibrio) dentro de la muestra 25 del Volcán Cerro del León (en la Fig. 92 se pueden ver imágenes de estos cristales), y a cristales hallados dentro de un cúmulo en la muestra 19 del Volcán Toconce.

Para poder aplicar las ecuaciones de termobarometría de dos piroxenos es necesario realizar un test de equilibrio entre cristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno utilizando el intercambio Fe-Mg en ellos, mediante el siguiente cálculo:

$$K_D(\text{Fe} - \text{Mg})^{\text{cpx-opx}} = \left(\frac{X_{\text{Fe}}^{\text{cpx}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{cpx}}} \right) / \left(\frac{X_{\text{Fe}}^{\text{opx}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{opx}}} \right)$$

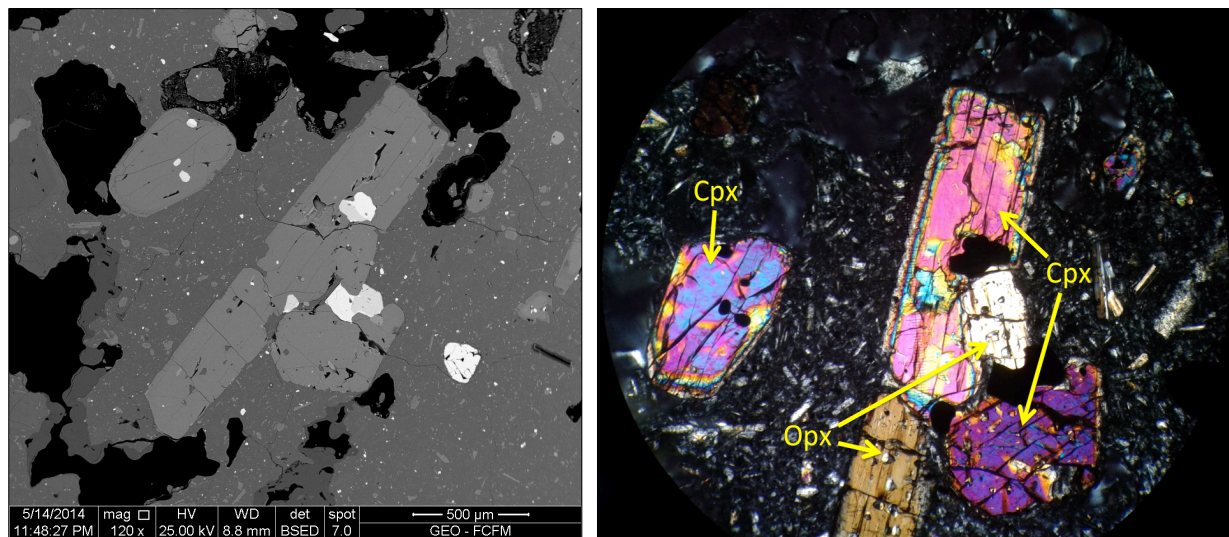


Fig. 92: Piroxenos del Volcán Cerro del León usados para termobarometría de dos piroxenos. Izquierda, fotomicrografía tomada con SEM. Derecha, fotomicrografía tomada desde un microscopio óptico, indicando tipo de piroxeno en cada cristal.

Cristales en equilibrio entre sí deberían presentar valores de K_D iguales a $1,09 \pm 0,14$ (Donde X_A^B , es la fracción catiónica de A en B según Putirka, 2008). Al realizar el test de equilibrio sobre los piroxenos seleccionados, ninguno de ellos entregó valores que cayeran dentro del rango del error aceptado ($\pm 0,14$), presentando un error

levemente mayor. Sin embargo, para los cálculos de Putirka (2008) el autor considera para sus calibraciones pares de cristales cuyo test de equilibrio resultara incluso con valores de hasta tres veces el error planteado originalmente, por lo que según esto se consideraron los pares de cristales cuyo valor de $K_D(\text{Fe} - \text{Mg})^{\text{cpx-opx}}$ estuviese dentro del rango $1,09 \pm 0,42$. De este modo, se hallaron los tres pares de cristales ya mencionados, cuyo test de error resultó igual a: 0,79, 0,8 y 0,81 (estos resultados son presentados en detalle más adelante en el presente capítulo).

Putirka (2008), propone modelos para cálculo de temperatura y de presión, que funcionan especialmente bien para clinopiroxenos cuyo número magnésico sea $\text{Mg}\#^{\text{cpx}} > 0,75$. En los pares de piroxenos seleccionados para este análisis, sus números magnésicos de clinopiroxenos resultan iguales a 0,75, 0,76 y 0,77, por lo que estas ecuaciones son aplicables a estos casos. Las fórmulas presentadas por Putirka (2008), son:

Temperatura:

$$\frac{10^4}{T(^{\circ}\text{C})} = 13,4 - 3,4 \cdot \ln \frac{X_{\text{EnFs}}^{\text{cpx}}}{X_{\text{EnFs}}^{\text{opx}}} + 5,59 \cdot \ln (X_{\text{Mg}}^{\text{cpx}}) - 8,8 \cdot (\text{Mg}\#^{\text{cpx}}) + 23,85 \cdot (X_{\text{Mn}}^{\text{opx}}) + 6,48 \cdot (X_{\text{FmAl}_2\text{SiO}_6}^{\text{opx}}) - 2,38 \cdot (X_{\text{Di}}^{\text{cpx}}) - 0,044 \cdot P(\text{kbar})$$

Presión:

$$P(\text{kbar}) = -94,25 + 0,045 \cdot T(^{\circ}\text{C}) + 187,7 \cdot (X_{\text{Al(VI)}}^{\text{opx}}) + 246,8 \cdot (X_{\text{FmAl}_2\text{SiO}_6}^{\text{opx}}) - 212,5 \cdot (X_{\text{En}}^{\text{opx}}) + 127,5 \cdot (a_{\text{En}}^{\text{opx}}) - \frac{1,66}{K_f} - 69,4 \cdot (X_{\text{EnFs}}^{\text{cpx}}) - 133,9 \cdot (a_{\text{Di}}^{\text{cpx}})$$

Donde cada término X_A^B corresponde a la fracción catiónica de A presente en B, calculando todos los cationes en base a 6 oxígenos, según la metodología planteada por Putirka (2008). La actividad de enstatita en el ortopiroxeno ($a_{\text{En}}^{\text{opx}}$) se debe calcular según la metodología de Wood & Banno (1973), y la actividad de diópsido en el clinopiroxeno, según la metodología de Putirka (2008).

Dentro del programa de excel *Using Two-Pyroxene-based Thermometers*, se entregan junto a los resultados de las ecuaciones anteriores valores adicionales de temperatura a modo de referencia, correspondientes a temperaturas calculadas con el termómetro de dos piroxenos de Brey & Kohler (1990), y con el termómetro Clinopiroxeno-melt del mismo trabajo de Putirka (2008).

• Termometría y fugacidad de oxígeno, mediante magnetita-ilmenita

La composición química de óxidos que coexisten en el sistema $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ ha sido utilizada para obtener información sobre la fugacidad de oxígeno y la temperatura del magma desde el cual éstos cristalizaron, a través de geobarómetros y geotermómetros de óxidos de Fe y Ti. En los resultados a continuación se muestra la aplicación de los geotermobarómetros de Spencer y Lindsley (1981), y de Andersen y Lindsley (1985), en cinco pares ilmenita - magnetita: un par para el Volcán Toconce, dos pares para el Cerro Lavas de Chao, y dos pares para el Volcán Cerro del León. Las

ecuaciones presentadas por Spencer & Lindsley (1981) y en las cuales se basan las ecuaciones de Andersen & Lindsley (1985) al ser nuevas calibraciones de las mismas, son:

Temperatura:

$$T(K) = \frac{(-A1 \cdot W_H^{Usp} - A2 \cdot W_H^{Mt} + A3 \cdot W_H^{Ilm} + A4 \cdot W_H^{Hem} + \Delta H_{exch}^{\circ})}{(-A1 \cdot W_S^{Usp} - A2 \cdot W_S^{Mt} + A3 \cdot W_S^{Ilm} + A4 \cdot W_S^{Hem} + \Delta S_{exch}^{\circ} - R \cdot \ln K^{exch})}$$

Con:

$$\begin{aligned} \Delta H_{exch}^{\circ} &= 27799 \text{ Joules/mole} \\ \Delta S_{exch}^{\circ} &= 4.1920 \text{ Joules/mole-degree} \\ A1 &= -3X_{Usp}^2 + 4X_{Usp} - 1 \\ A2 &= 3X_{Usp}^2 - 2X_{Usp} \\ A3 &= -3X_{Ilm}^2 + 4X_{Ilm} - 1 \\ A4 &= 3X_{Ilm}^2 - 2X_{Ilm} \\ K^{exch} &= (X_{Usp} \cdot X_{Hem}^2) / (X_{Mt} \cdot X_{Ilm}^2) \end{aligned}$$

Fugacidad oxígeno:

$$\begin{aligned} \log_{10} f_{O_2} &= MH + (12 \cdot \ln(1 - X_{Ilm})) - (4 \cdot \ln(1 - X_{Usp})) \\ &+ \left(\frac{1}{R} \cdot T\right) \cdot (8 \cdot X_{Usp}^2 (X_{Usp} - 1) \cdot W_G^{Usp}) + 4 \cdot X_{Usp}^2 \cdot (1 - 2 \cdot X_{Usp}) \cdot W_G^{Mt} \\ &+ 12 \cdot X_{Ilm}^2 \cdot (1 - X_{Ilm}) \cdot W_G^{Ilm} - \left(\frac{6 \cdot X_{Ilm}^2 \cdot (1 - 2 \cdot X_{Ilm}) \cdot W_G^{Hem}}{2,303}\right) \end{aligned}$$

Donde T es la temperatura, X_{Usp} y X_{Ilm} son las fracciones molares correspondientes a las series de titanio-magnetita, y de titanio-ilmenita respectivamente, MH es el valor del buffer magnetita-hematita (*Mineral Redox buffer*), y los factores W_G^{Ilm} , W_G^{Hem} , W_G^{Mt} y W_G^{Usp} son coeficientes de correlación calculados según Spencer y Lindsley (1981). El cálculo de valores usando estos termómetros se llevó a cabo usando el programa de excel *ILMAT* (Lepage, 2002).

• **Termometría de dos feldespatos**

Usando el borde de recrecimiento de sanidina existente alrededor de dos fenocristales de plagioclasa del Cerro Lavas de Chao, se calcularon dos nuevos valores de temperatura basados en la ecuación recalibrada para el equilibrio mineral de dos feldespatos, según Putirka (2008). Los cálculos aquí realizados se efectuaron utilizando el programa de excel *Estimating T° Using Two-Feldspar Thermometers*, adjunto a la publicación original de Putirka (2008), como material complementario.

El test de equilibrio entre plagioclasa y feldespato potásico consiste en comparar las actividades de albita, anortita y ortoclasa de las especies a analizar, mediante diferenciales entre ellas (modelo de Elkins & Grove, 1990). Las diferencias entre las

actividades de estos tres componentes dentro de los cristales a analizar ($\Delta A(\text{An})$, $\Delta A(\text{Ab})$ y $\Delta A(\text{Or})$), deberían ser nominalmente cero, si es que ellos se hallan en equilibrio. La fórmula de termometría presentada por Putirka (2008) es:

Temperatura:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{-442 - 3,72 \cdot P(\text{kbar})}{-0,11 + 0,11 \cdot \ln\left(\frac{X_{\text{Ab}}^{\text{afs}}}{X_{\text{Ab}}^{\text{pl}}}\right) - 3,27 \cdot (X_{\text{An}}^{\text{afs}}) + 0,098 \cdot \ln(X_{\text{An}}^{\text{afs}}) + 0,52 \cdot (X_{\text{An}}^{\text{afs}} \cdot X_{\text{Ab}}^{\text{pl}})}$$

Donde: $X_{\text{Ab}}^{\text{pl}} = X_{\text{NaO}_{0,5}}^{\text{pl}} / (X_{\text{CaO}}^{\text{pl}} + X_{\text{NaO}_{0,5}}^{\text{pl}} \cdot X_{\text{KO}_{0,5}}^{\text{pl}})$

$$X_{\text{Ab}}^{\text{afs}} = X_{\text{KO}_{0,5}}^{\text{pl}} / (X_{\text{CaO}}^{\text{pl}} + X_{\text{NaO}_{0,5}}^{\text{pl}} \cdot X_{\text{KO}_{0,5}}^{\text{pl}})$$

Los restantes términos X_{A}^{B} corresponden a las fracciones catiónicas de A presentes en B, calculadas según la metodología planteada por Putirka (2008).

Los resultados de la aplicación de todas estas ecuaciones se muestra a continuación.

8.2 Volcán Toconce

Para el caso del Volcán Tonce se aplicaron las ecuaciones de dos piroxenos y de óxidos de hierro y titanio.

• Piroxenos

Para la termobarometría de dos piroxenos en el Volcán Toconce, se utilizó un par clinopiroxeno-ortopiroxeno cuyo test de equilibrio resultó igual a 0,79. El número magnésico de este par es igual a 0,75, y los resultados para temperatura y presión se muestran en la tabla 20. En la Fig. 93 se muestra un diagrama de presión v/s temperatura asociado a los valores obtenidos mediante la técnica de Putirka (2008), en el cual se muestran además isopleas mostrando el contenido de sílice en magmas anhidros.

Tabla 20: Termobarometría en piroxenos del Volcán Toconce, según Putirka (2008). Se presentan de modo referencial valores de temperatura calculados mediante las ecuaciones de Brey & Kohler (1990), y mediante la ecuación Clinopiroxeno-melt de Putirka (2008).

Análisis	Putirka (2008)				Brey and Kohler (1990)		Cpx-melt Putirka (2008)	Test de Equilibrio K_D	Mg# cpx
	T($^{\circ}\text{C}$)	error	P (kbar)	error	T($^{\circ}\text{C}$)	error	T($^{\circ}\text{C}$)		
2Px Toc	832,3	±38	6,4	±2,8	806,9	±50	918,1	0,79	0,75

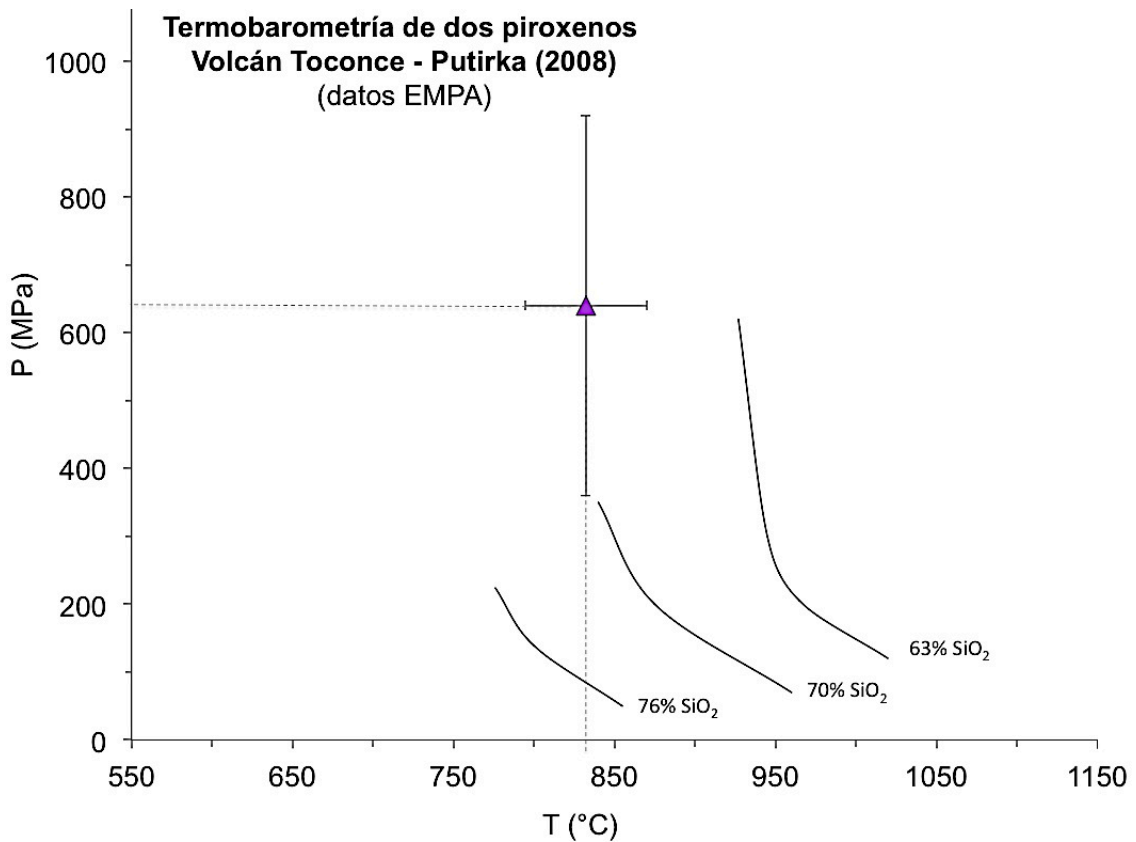


Fig. 93: Diagrama Presión v/s Temperatura. Termobarometría dos piroxenos, Volcán Toconce.

- **Óxidos de hierro y titanio**

Para el Volcán Toconce fue utilizado el par magnetita-ilmenita presentado en el capítulo de química mineral. Los resultados de la aplicación de las ecuaciones de Spencer & Lindsley (1981) y de Andersen & Lindsley (1985), están en la tabla 21.

Tabla 21: Termometría y fugacidad de oxígeno para Volcán Toconce, usando cristales de magnetita-ilmenita.

Spencer & Lindsley (1981)	
T(°C)	926
error	±41
<hr/>	
f(O₂)	-9
error	±0,4
Andersen & Lindsley (1985)	
T(°C)	896,3
error	±37
<hr/>	
f(O₂)	-10,3
error	±0,5

A continuación se presenta un diagrama de Fugacidad de oxígeno v/s Temperatura con los datos de la tabla 21, donde se presentan tanto los valores calculados mediante la metodología de Spencer & Lindsley (1981), como los valores calculados mediante la metodología de Andersen & Lindsley (1985). Los resultados son similares entre sí, existiendo además sobreposición para las barras de error de cada cálculo de temperatura. Se muestran en esta figura los buffer NNO^{+2} y NNO a modo de referencia.

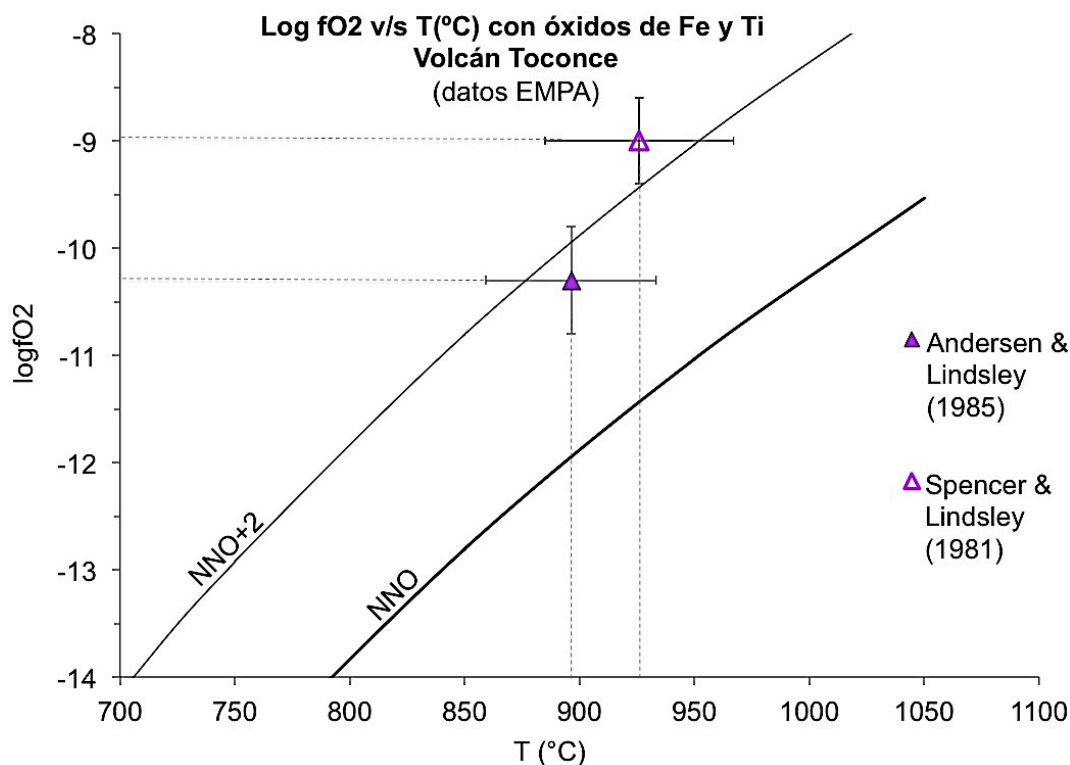


Fig. 94: Diagrama $\log(f\text{O}_2)$ v/s Temperatura para Volcán Toconce, con metodologías de los dos autores distintos utilizadas (S & L, 1981 y A & L, 1985).

8.3 Volcán Cerro del León

En el Volcán Cerro del León fueron aplicadas las ecuaciones de dos piroxenos y de óxidos de hierro y titanio. Los resultados de estos análisis se presentan a continuación.

- **Piroxenos**

Para la termobarometría de dos piroxenos en el Volcán Cerro del León, se utilizaron dos pares clinopiroxeno-ortopiroxeno (mostrados en la Fig. 92), cuyos test de equilibrio resultaron iguales a 0,80 y 0,81. El número magnésico de estos pares resultó igual a 0,77 y 0,76, y los resultados para temperatura y presión se muestran en la tabla 22.

Tabla 22: Termobarometría en piroxenos según Putirka (2008), para Volcán Cerro del León. Se presentan a modo referencial valores de temperatura calculados mediante las ecuaciones de Brey & Kohler (1990), y mediante la ecuación Clinopiroxeno-melt de Putirka (2008).

Análisis	Putirka (2008)				Brey and Kohler (1990)		Cpx-melt Putirka (2008)	Test de Equilibrio K_D	Mg# cpx
	T(°C)	error	P (kbar)	error	T(°C)	error	T(°C)		
2Px León (1)	927,2	±38	7,9	±2,8	818,7	±50	950,9±59	0,80	0,77
2Px León (2)	904,3	±38	8,9	±2,8	780,7	±50	914,6±59	0,81	0,76

En la Fig. 95 se aprecia un diagrama de presión v/s temperatura asociado a los valores obtenidos usando la técnica de Putirka (2008) en este volcán, en el cual se muestran además isopletas mostrando el contenido de sílice en magmas anhidros.

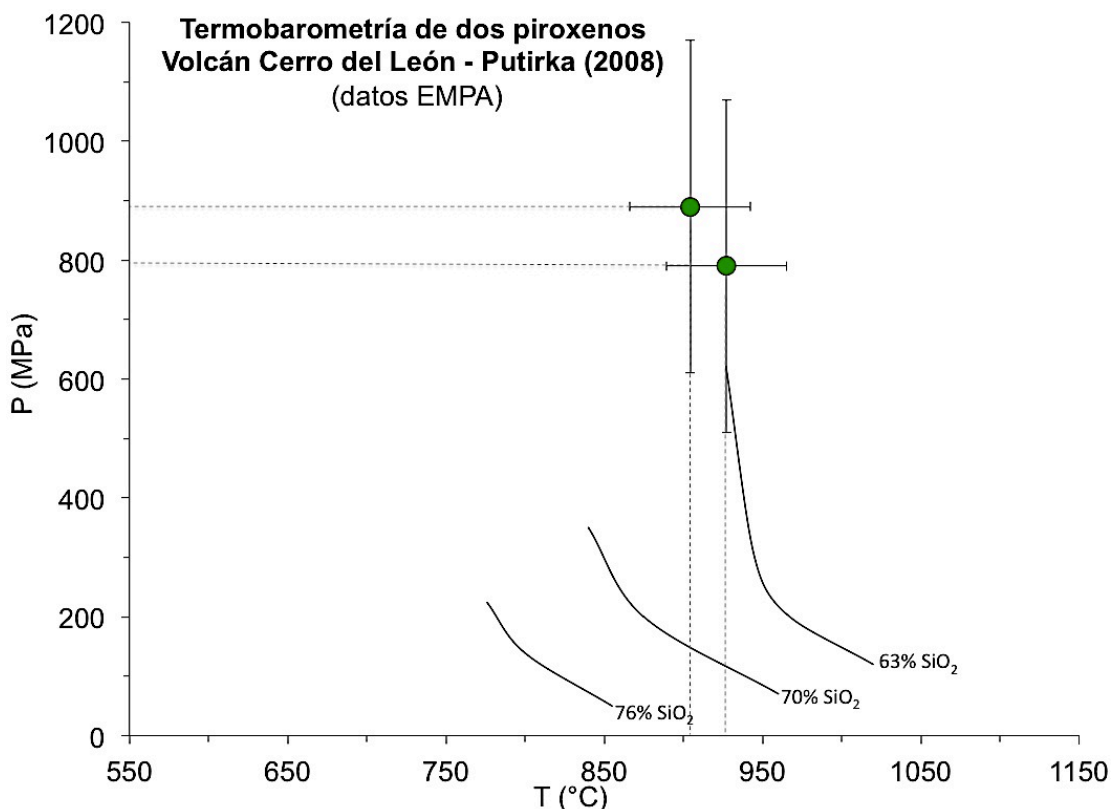


Fig. 95: Diagrama Presión v/s Temperatura. Termobarometría de dos piroxenos, Volcán Cerro del León.

- **Óxidos de hierro y titanio**

Para el Volcán Cerro del León fueron utilizados los datos magnetita-ilmenita analizados para este volcán en el capítulo de química mineral. Los resultados de la aplicación de las ecuaciones de Spencer & Lindsley (1981) y de Andersen & Lindsley (1985) en este centro eruptivo, se muestran en la tabla 23.

Tabla 23: Termometría y fugacidad de oxígeno para Volcán Cerro del León, usando cristales de magnetita-ilmenita.

Spencer & Lindsley (1981)		
Muestra	León par 1	León par 2
T(°C)	935,3	817,5
error	±41	±41
f(O ₂)	-10,6	-12,2
error	±0,4	±0,4
Andersen & Lindsley (1985)		
Muestra	León par 1	León par 2
T(°C)	896,8	819,5
error	±37	±37
f(O ₂)	-11,6	-12,6
error	±0,5	±0,5

En la Fig. 96 se aprecia el diagrama de log(fO₂) v/s Temperatura de estos análisis, con los valores calculados usando la metodología de Spencer & Lindsley (1981), y los calculados usando la metodología de Andersen & Lindsley (1985). Se muestran en esta figura los buffer NNO⁺² y NNO a modo de referencia.

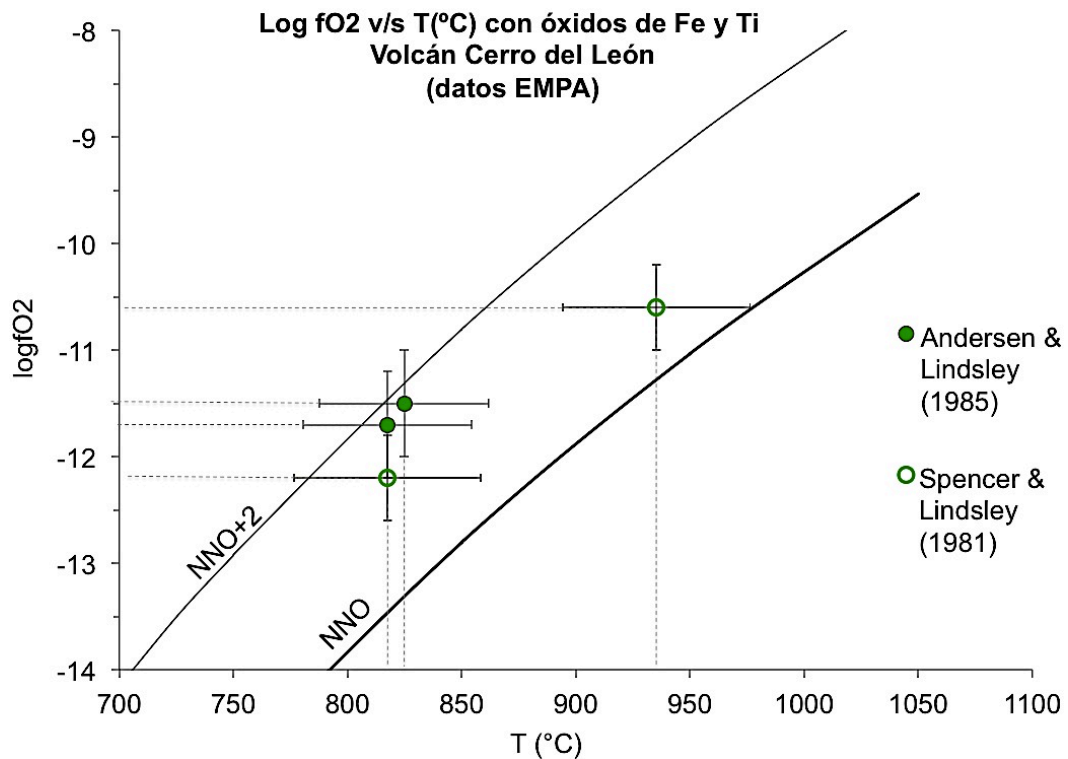


Fig. 96: Diagrama log(fO₂) v/s Temperatura para Volcán Cerro del León, con metodologías de los dos autores distintos utilizadas (S & L, 1981 y A & L, 1985).

8.4 Cerro Lavas de Chao

Para el caso del Cerro Lavas de Chao se aplicaron las ecuaciones de anfíboles, óxidos de hierro y titanio, y dos feldespatos. Los resultados de estos análisis se presentan a continuación.

- **Anfíboles**

Los anfíboles utilizados para utilizar estas ecuaciones corresponden a los tres cristales presentados previamente en el capítulo de química mineral. Los resultados de la aplicación de las ecuaciones de Ridolfi et al. (2010) en estos análisis se entregan en la tabla 24.

Tabla 24: Termobarometría en anfíboles para Cerro Lavas de Chao, según Ridolfi et. al (2010).

Análisis	Hb 1-Chao	Hb 2-Chao	Hb 3-Chao
T (°C)	879	841	861
error	±22	±22	±22
P (MPa)			
	220	147	191
error ($\sigma_{\text{máximo}}$)	±24	±16	±21
Profundidad (km)	8,3	5,5	7,2
ΔNNO			
	0,4	1	0,6
Log fO₂	-11,9	-12,1	-12,1
error	±0,4	±0,4	±0,4
H₂O_{melt} (wt %)			
	5,2	5,3	5,2
error	±0,4	±0,4	±0,4

Esta tabla muestra que en general los valores calculados para los tres análisis realizados utilizando anfíboles son bastante similares, siendo los datos correspondientes a la hornblenda 1, levemente mayores en todos los casos, y los correspondientes a la hornblenda 2, levemente menores en todos los casos.

Uno de los principales componentes volátiles de los magmas es el agua (además del CO₂), y distintos tipos de magmas se caracterizarán por contener distintos porcentajes de agua, de modo tal que los magmas más básicos son usualmente pobres en agua, mientras que los más ácidos poseen concentraciones más elevadas de agua (que pueden llegar a alcanzar hasta un 7% aproximadamente en rio-dacitas; Rollinson, 1993). En el presente caso los fundidos serían de tipo hidratados, al presentar valores de contenido de agua de ~5% (acorde lo esperado según su grado de diferenciación).

Las figuras 97, 98 y 99 constituyen los diagramas realizados usando la metodología de Ridolfi et al. (2010), para todos los valores calculados que fueron observados en la tabla 24. En el diagrama de presión versus temperatura, se muestran además isopleas indicando el contenido de sílice en magmas anhidros, y en el de log(fO₂), las curvas de los buffer NNO y NNO⁺².

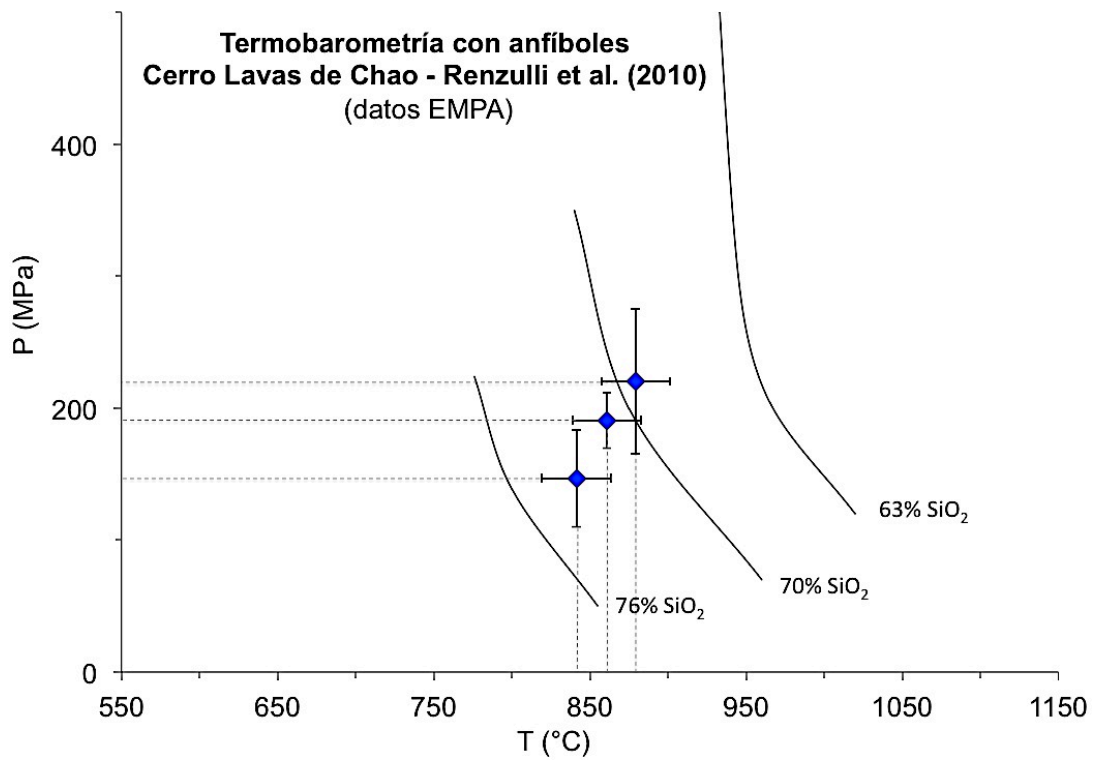


Fig. 97: Diagrama de Presión (MPa) v/s Temperatura (°C), para anfíboles del Cerro Lavas de Chao.

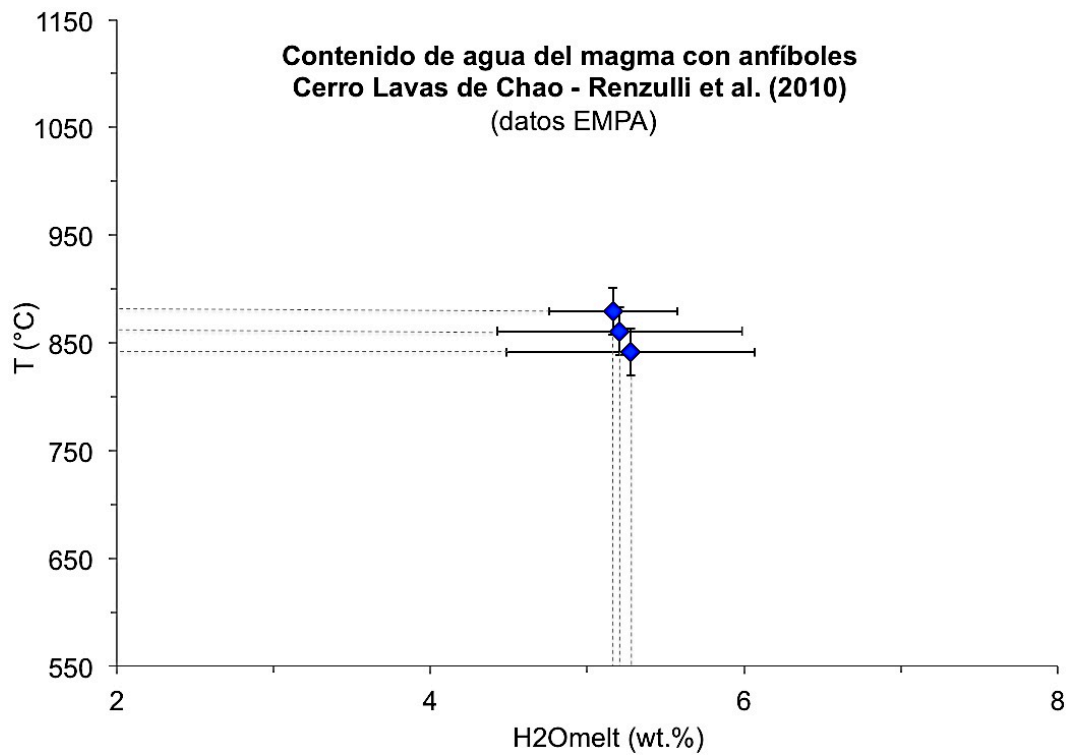


Fig. 98: Diagrama de Temperatura v/s Contenido de agua del fundido, para anfíboles del Cerro Lavas de Chao.

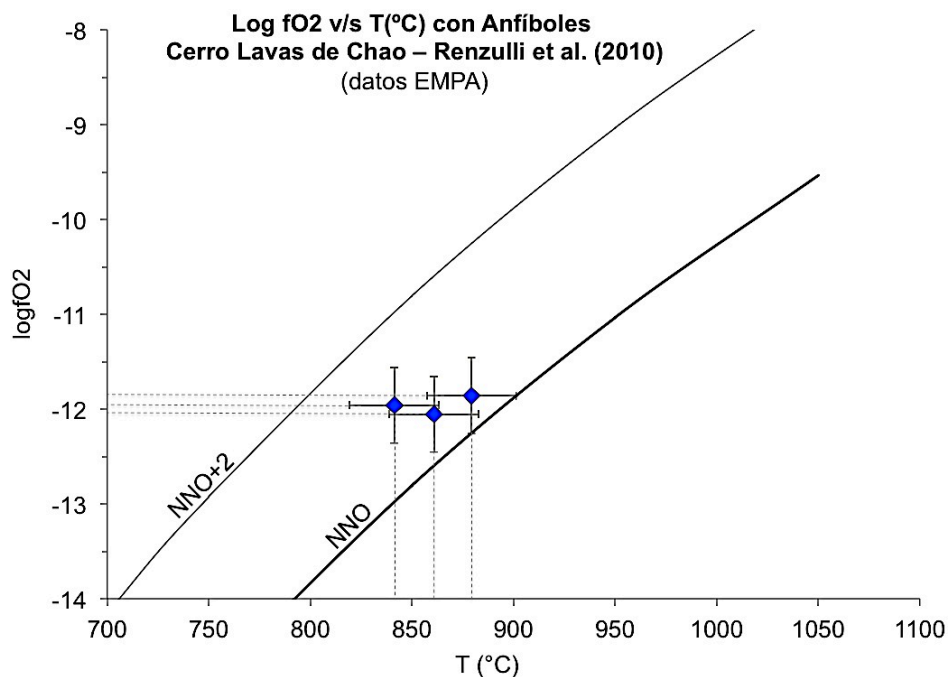


Fig. 99: Diagrama de $\log(fO_2)$ v/s Temperatura, para anfíboles del Cerro Lavas de Chao.

- **Óxidos de hierro y titanio**

Para el Cerro Lavas de Chao fueron utilizados los datos magnetita-ilmenita analizados para este volcán en el capítulo de química mineral. Los resultados de la aplicación de las ecuaciones de Spencer & Lindsley (1981) y de Andersen & Lindsley (1985) en este centro eruptivo, se muestran en la tabla 25.

Tabla 25: Termometría y fugacidad de oxígeno, mediante magnetita-ilmenita para Cerro Lavas de Chao.

Spencer & Lindsley (1981)		
Muestra	Chao par 1	Chao par 2
T(°C)	830,8	821,8
error	±41	±41
f(O ₂)	-10,7	-10,8
error	±0,4	±0,4
Andersen & Lindsley (1985)		
Muestra	Chao par 1	Chao par 2
T(°C)	824,8	817,5
error	±37	±37
f(O ₂)	-11,5	-11,7
error	±0,5	±0,5

En la Fig. 100 se presenta el diagrama respectivo de $\log(fO_2)$ v/s Temperatura de estos análisis, con los valores calculados usando la metodología de Spencer &

Lindsley (1981), y los calculados usando la metodología de Andersen & Lindsley (1985). Se muestran en esta figura los buffer NNO^{+2} y NNO a modo de referencia. Se observa que los resultados son similares entre sí, existiendo además sobreposición de las barras de error de cada cálculo tanto en la vertical, como en la horizontal.

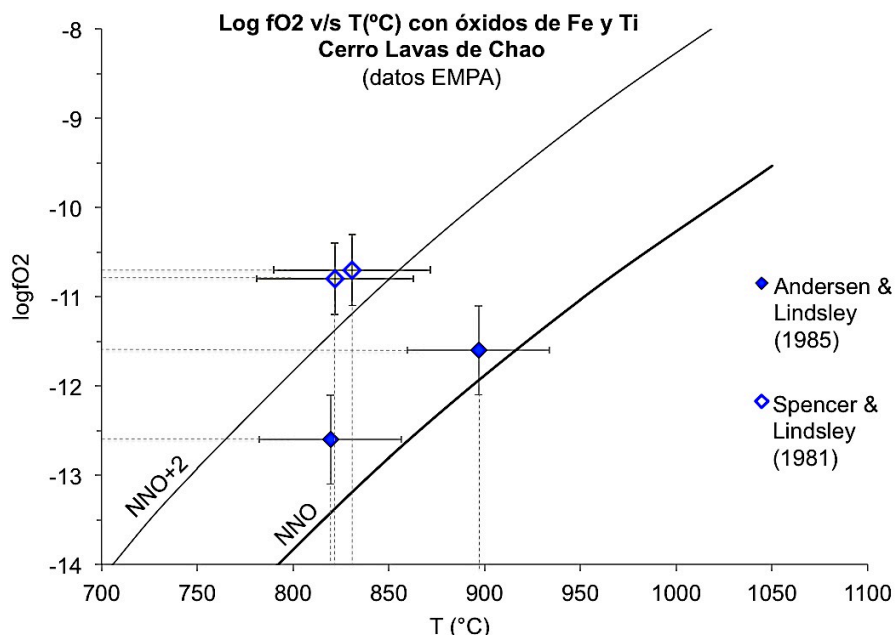


Fig. 100: Diagrama $\log(f\text{O}_2)$ v/s Temperatura, para Cerro Lavas de Chao con metodologías de los dos autores distintos utilizadas (S & L, 1981 y A & L, 1985).

- **Feldespatos**

En la tabla 26 se pueden apreciar los resultados del análisis de dos feldespatos realizados para el Cerro Lavas de Chao, en cristales con un sobrecrecimiento de feldespato potásico en su borde. Debido a que esta ecuación termométrica es sensible a la presión, para realizar el cálculo correspondiente fue utilizado el valor de presión obtenido mediante termometría en anfíboles en el mismo centro eruptivo (se utilizó un valor promedio de 186 MPa). Cabe mencionar que el test de equilibrio no cumplió estrictamente con los límites esperados, resultando fuera de lo requerido para el caso de $\Delta A(\text{An})$ (valores de los diferenciales deberían ser lo más cercano a cero posible). Aún así se presentan estos valores de termometría, siendo comparables con los datos termobarométricos previamente obtenidos con otros equilibrios minerales.

Tabla 26: Termometría de dos feldespatos para Cerro Lavas de Chao.

Análisis	Putirka (2008)		Ridolfi (2010)	Test de Equilibrio		
	T(°C)	error	P(MPa)	$\Delta A(\text{An})$	$\Delta A(\text{Ab})$	$\Delta A(\text{Or})$
2Feld (1) Chao	843,7	±30	186	-1,09	0,01	0,1
2Feld (2) Chao	884,2	±30	186	-1,03	0,08	0,04

La temperatura calculada utilizando este equilibrio mineral, entrega resultados muy similares a los obtenidos mediante termobarometría de anfíbol, sin embargo esto puede verse influenciado al haberse utilizado la presión promedio calculada mediante las ecuaciones de Ridolfi et al. (2010), como presión de referencia para este cálculo. La Fig. 101 corresponde al diagrama de presión v/s temperatura para los datos de dos feldespatos del Cerro Lavas de Chao, mostrando las isopletras de contenido de sílice en magmas anhidros a modo referencial.

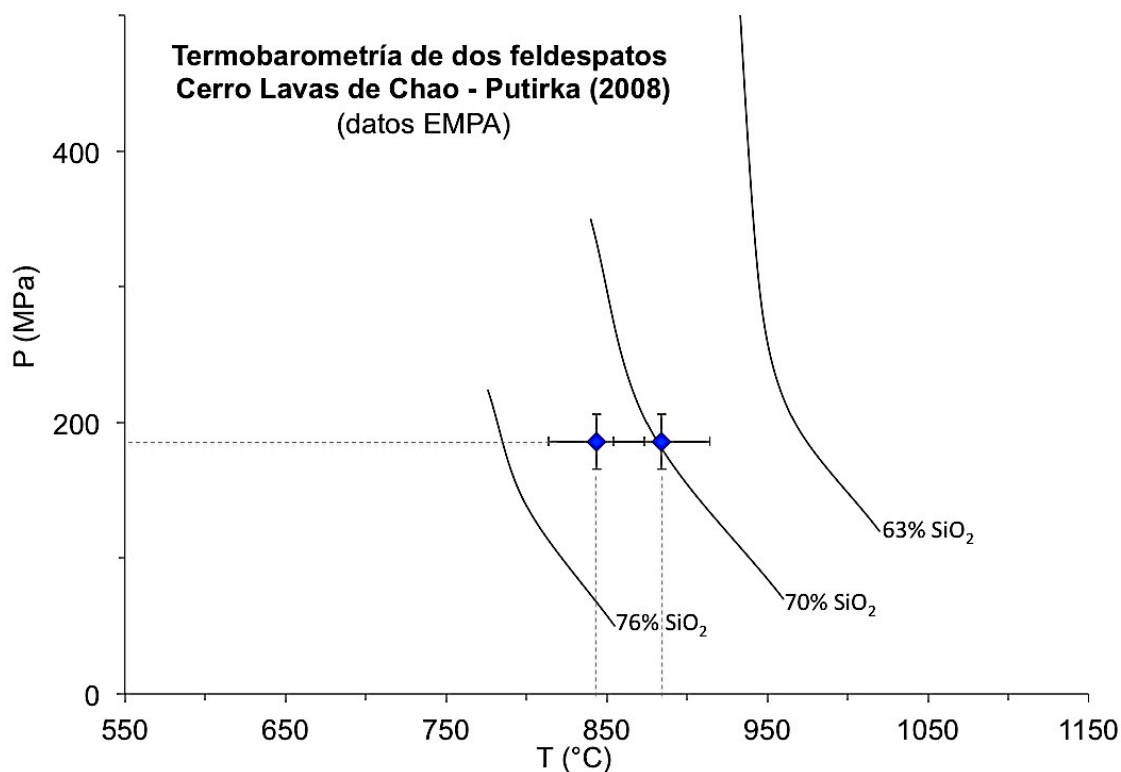


Fig. 101: Diagrama Presión v/s Temperatura para feldespatos del Cerro Lavas de Chao.

8.5 Análisis comparativo

La tabla 27 constituye un resumen de todos los datos calculados en el capítulo 8. Para el caso de termobarometría de dos piroxenos se han considerado solamente los valores de termobarometría de dos piroxenos de Putirka (2008). Para el caso del termobarómetro magnetita-ilmenita se han considerado únicamente los datos de Anderson & Lindsley (1985), al poseer menor error asociado que los de Spencer & Lindsley (1981).

Tabla 27: Resumen de datos de termobarometría calculados.

NW ↔ SE	Cerro Lavas de Chao	Volcán Cerro del León	Volcán Toconce
Temperatura (°C)			
Hb 1-Chao	879±22		
Hb 2-Chao	841±22		
Hb 3-Chao	861±22		
2 Px León (1)		927±38	
2 Px León (2)		904±38	
2 Px Toc			832±38
2 Feld Chao 1	823±30		
2 Feld Chao 2	898±30		
Mag-Ilm Toc 1			896±37
Mag-Ilm León 1		825±37	
Mag-Ilm León 2		818±37	
Mag-Ilm Chao 1	897±37		
Mag-Ilm Chao 2	820±37		
Presión (MPa)			
Hb 1-Chao	220±24		
Hb 2-Chao	147±16		
Hb 3-Chao	191±21		
2 Px León (1)		790±280	
2 Px León (2)		890±280	
2 Px Toc			640±280
%H₂O			
Hb 1-Chao	5,2±0,4		
Hb 2-Chao	5,3±0,4		
Hb 3-Chao	5,2±0,4		
Fugacidad de oxígeno			
Hb 1-Chao	-11,9±0,4		
Hb 2-Chao	-12,1±0,4		
Hb 3-Chao	-12,1±0,4		
Mag-Ilm Toc 1			-10,3±0,5
Mag-Ilm León 1		-11,5±0,5	
Mag-Ilm León 2		-11,7±0,5	
Mag-Ilm Chao 1	-11,6±0,5		
Mag-Ilm Chao 2	-12,6±0,5		

Las Figs. 102 y 103 corresponden a diagramas comparativos integrando todos los datos de las variables termodinámicas de los distintos centros eruptivos ya presentadas. La primera de estas figuras, consiste en un diagrama de Presión v/s Temperatura, en el cual se han señalado las profundidades asociadas a cada valor de presión calculado. En este diagrama se aprecia claramente la diferencia en los resultados calculados mediante termobarometría de anfíboles y feldespatos, *versus* los resultados calculados mediante termobarometría de dos piroxenos, siendo los primeros asociados a profundidades mucho menores que los segundos. Las temperaturas sin

embargo, presentan en todos los casos rangos de valores similares, con cierto traslape de las barras de error de cada análisis.

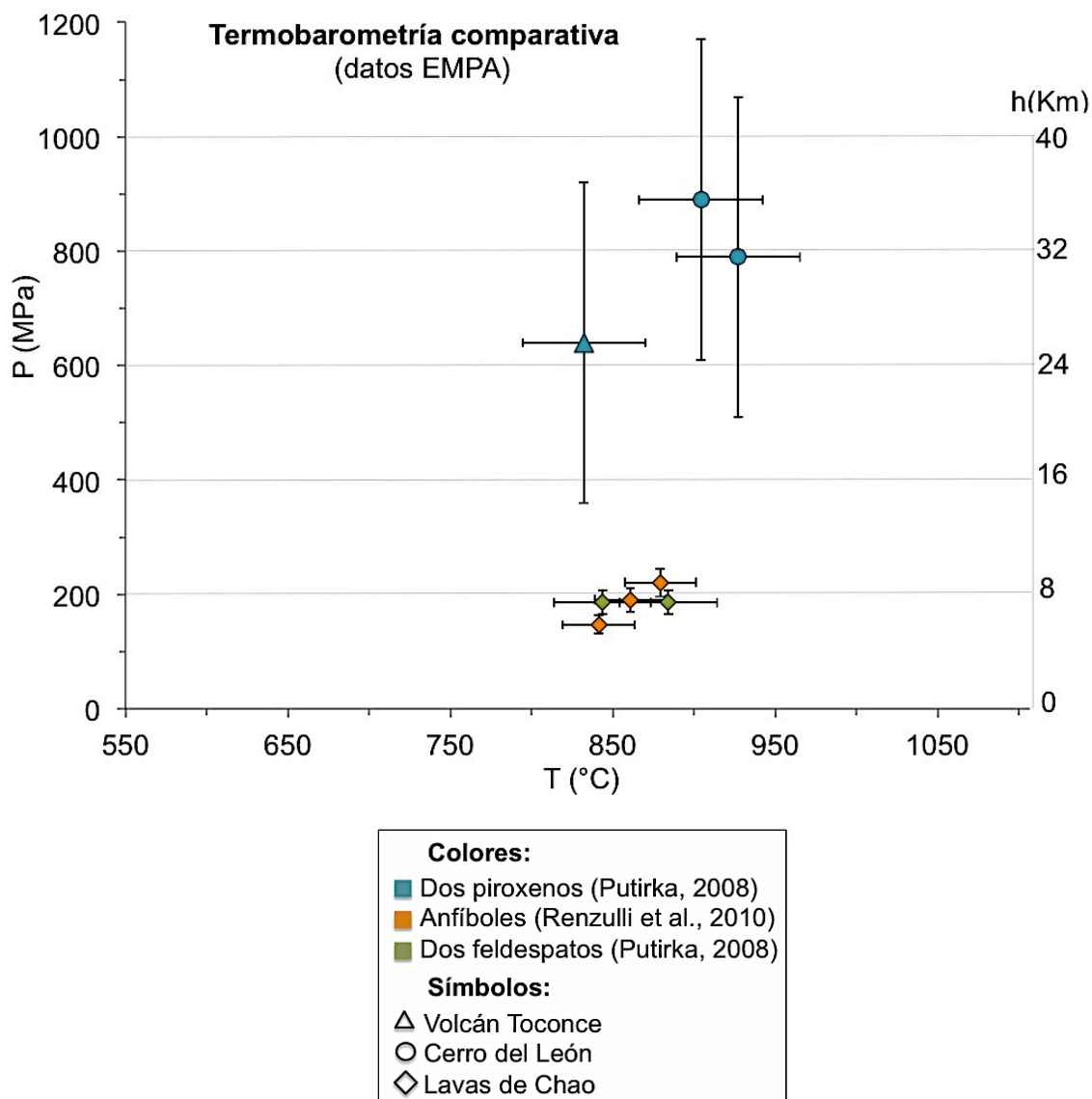


Fig. 102: Diagrama integrado de Presión v/s Temperatura, para análisis mediante anfíboles (marcadores naranjos), análisis mediante dos piroxenos (marcadores azules) y análisis mediante dos feldespatos (marcadores verdes). Datos de los tres centros eruptivos analizados en el capítulo de condiciones pre-eruptivas: Volcán Toconce (triángulos), Volcán Cerro del León (circunferencias) y Cerro Lavas de Chao (rombos).

En la Fig. 102 es posible apreciar que los fundidos asociados a este sistema magmático podrían haber sufrido un ascenso cuasi-adiabático o cuasi-isotérmico, al mostrar temperaturas dentro de un rango estrecho para todos los análisis (de ~100 °C) independiente a su presión y por ende a su profundidad asociada. Esto último también es apreciable en la Fig. 103, que consiste en un diagrama integrado de $\log(fO_2)$ v/s Temperatura, para las mediciones realizadas con termobarometría de anfíboles y de magnetita-ilmenita (considerando solamente la metodología de óxidos de hierro y titanio de Andersen & Lindsley al ser la más actualizada). En este diagrama se aprecia

que tanto los datos de fugacidad de oxígeno como los de temperatura calculados poseen valores similares, aunque los datos de temperatura muestran una dispersión levemente mayor que la de los datos de fugacidad de oxígeno. Casi todos los valores calculados para fugacidad de oxígeno grafican entre los buffers NNO y NNO^{+2} . Valores de temperatura entre las figuras 102 y 103 resultan en general coincidentes.

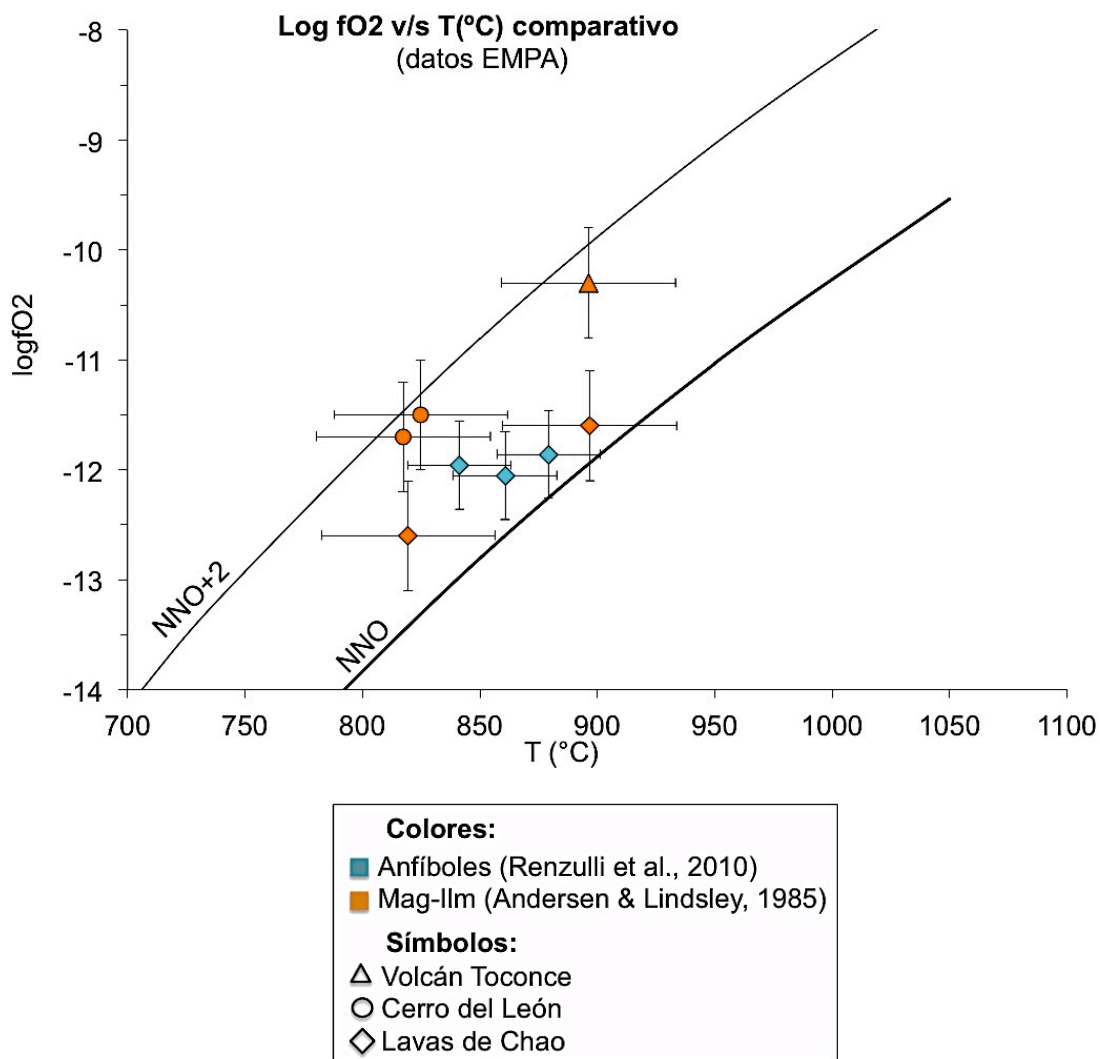


Fig. 103: Diagrama integrado de $\log(f\text{O}_2)$ v/s Temperatura, para análisis mediante anfíboles (marcadores celestes, Ridolfi et al. 2010), y análisis mediante magnetita-ilmenita (marcadores naranjos, Andersen & Lindsley, 1985). Se indican con distinta simbología los centros eruptivos a los cuales pertenece cada punto: Volcán Toconce (triángulos), Volcán Cerro del León (circunferencias) y Cerro Lavas de Chao (rombos).

En la Fig. 103 se aprecia que los volcanes Cerro del León y Toconce siguen una línea aproximadamente paralela a la curva del buffer NNO^{+2} . Las muestras del Cerro Lavas de Chao en tanto, siguen otra tendencia ubicándose mucho más cerca de la curva del buffer NNO.

Correlacionando todos los datos calculados, se concluye que los valores calculados para temperatura fluctúan entre 817,5 °C y 927 °C. Para la fugacidad de oxígeno los valores logarítmicos se hallan entre -10,3 y -12,6. El contenido de agua del

magma presenta por su parte valores que se hallan entre 5,2 % y 5,3 %. Finalmente, para el caso de la presión existen dos rangos: el asociado al cálculo de dos piroxenos, con valores entre 640 Mpa y 890 Mpa (en promedio 773,3 MPa), y el asociado a hornblendas, con valores entre 147 Mpa y 220 Mpa (en promedio 186 MPa). Según los resultados del termobarómetro de anfíboles los fundidos del Cerro Lavas de Chao serían hidratados, lo cual resulta acorde al grado de diferenciación descrito para esta muestra. Por último, los valores de fugacidad de oxígeno presentan una tendencia más oxidante para los volcanes Toconce y Cerro del León, que para el Cerro Lavas de Chao.

IX. GEOCRONOLOGÍA

Las dataciones realizadas mediante la técnica U/Pb en circones, fueron llevadas a cabo sobre las muestras de los cuatro centros eruptivos de la cadena Paniri-Toconce. El detalle de estos análisis geocronológicos se presenta en el Anexo E, punto e.1. Como ya se mencionó previamente, la calidad de los escasos cristales de circón hallados en las rocas analizadas es en general baja, encontrándose estos muy fracturados, con baja integridad, y con numerosas inclusiones que dificultan este tipo de análisis. Debido a estos factores, es necesario considerar que los datos presentados a continuación deben ser entendidos como referenciales, y en ningún caso como absolutos. En los puntos que siguen, se muestran los resultados de estas dataciones para cada centro eruptivo por separado (en orden geográfico, desde Sureste a Noroeste), así como imágenes de cátodo-luminiscencia de cada muestra, diagramas de edades *versus* número de puntos analizados, e histogramas de probabilidad relativa *versus* edades (indicando la cantidad de puntos medidos, que coinciden en la misma edad en cada muestra). Las edades denominadas como *TuffZirc Age* en las figuras, son las edades con mayor probabilidad relativa (edades en las que mayor cantidad de circones de los analizados coinciden).

9.1 Volcán Toconce

En el Volcán Toconce fueron analizados un total de 25 puntos en los cristales de circón, de los cuales solamente 18 fueron considerados como confiables para el análisis. Datos con errores asociados muy elevados se descartan al momento de realizar la revisión y reducción de datos (lo mismo ocurre para todas las muestras). Sus resultados se presentan en la tabla 28 y en la Fig. 105.

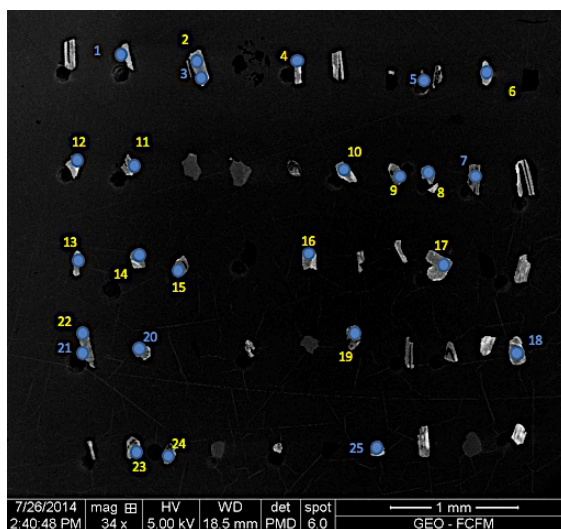


Fig. 104: Puntos analizados en circones del Volcán Toconce (fotomicrografía tomada mediante cátodo-luminiscencia). Números en amarillo corresponden a datos seleccionados para análisis final.

En la Fig. 105 es posible apreciar que las edades medidas en los cristales de circón del Volcán Toconce van desde los $0,85 \pm 0,02$ Ma hasta $1,5 \pm 0,08$ Ma. Estas

edades son coherentes con la bibliografía, y deberían corresponder a la edad aproximada de formación de este centro eruptivo.

Tabla 28: Edades calculadas para circones del Volcán Toconce.

Análisis	Edad (Ma)	Error ± (Ma)
M19 - 1	0,85	0,02
M19 - 2	0,85	0,02
M19 - 3	0,86	0,03
M19 - 4	0,87	0,03
M19 - 5	0,89	0,04
M19 - 6	0,91	0,02
M19 - 7	0,93	0,05
M19 - 8	0,96	0,11
M19 - 9	0,99	0,04
M19 - 10	1,04	0,03
M19 - 11	1,07	0,03
M19 - 12	1,13	0,07
M19 - 13	1,15	0,04
M19 - 14	1,18	0,03
M19 - 15	1,21	0,06
M19 - 16	1,29	0,06
M19 - 17	1,38	0,04
M19 - 18	1,50	0,08

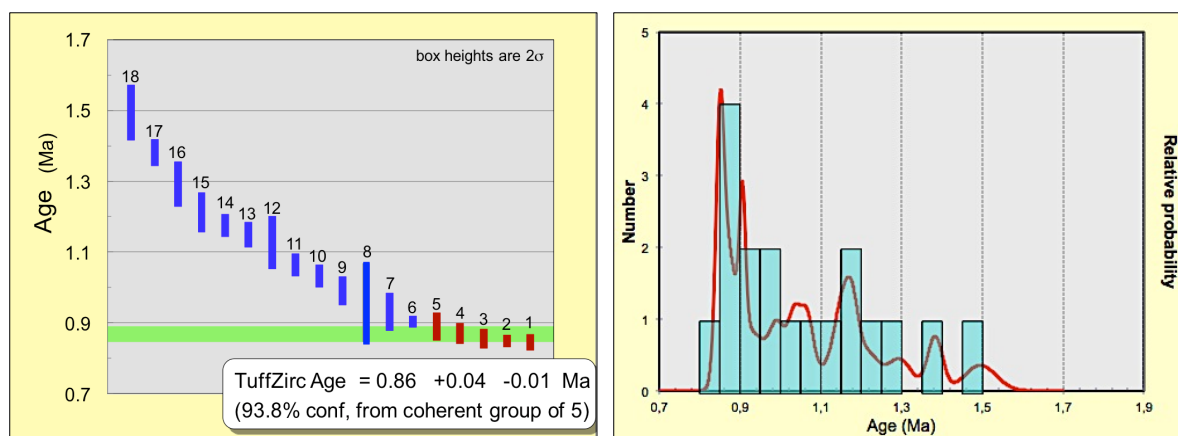


Fig. 105: Izquierda, diagrama de edades (Ma) *versus* número de puntos considerados para análisis final (barras indican error asociado a cada medición). Números coinciden con la numeración de la tabla 28. Derecha, histograma de probabilidad relativa *versus* edades.

9.2 Volcán Cerro del León

En el Volcán Cerro del León fueron analizados un total de 39 puntos, de los cuales solamente 27 fueron considerados como confiables para el análisis. Sus resultados se presentan en la Fig. 109 y en la tabla 30.

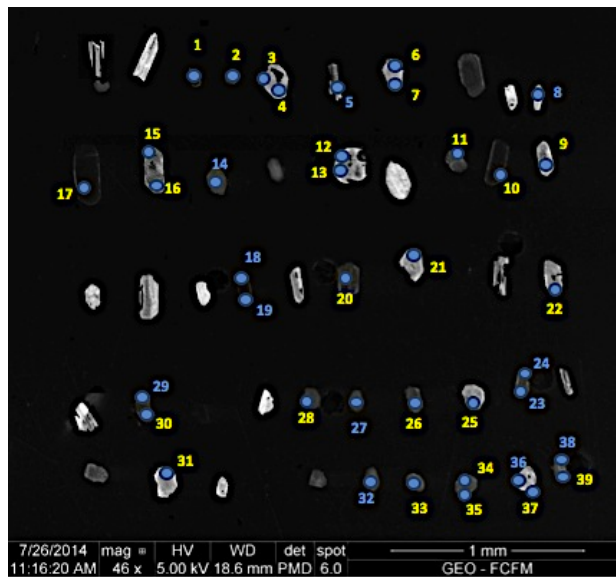


Fig. 106: Puntos analizados en circones del Volcán Cerro del León (fotomicrografía tomada mediante cátodo-luminiscencia). Números en amarillo corresponden a datos seleccionados para análisis final.

Según los resultados obtenidos para este centro eruptivo, existirían en esta muestra dos familias muy diferentes de cristales. La primera de ellas (en los diagramas de la izquierda en la Fig. 109) posee edades que varían entre $0,66 \pm 0,04$ Ma y $1,07 \pm 0,04$ Ma, las que serían concordantes con la edad de la cadena, y por ende corresponderían a la edad estimada de formación del centro volcánico. Esta edad coincide también con la edad de mayor probabilidad relativa, de $0,76 \pm 0,02$ Ma. Los tres cristales con edades de $\sim 2,3 \pm 0,05$ Ma y $45,5 \pm 1,6$ Ma que se muestran junto a los cristales anteriores en los diagramas, podrían ser heredados de alguna unidad geológica subyacente, anterior a la formación del volcán. La segunda familia de cristales (diagramas de la derecha en la Fig. 109) presenta edades que varían entre 270 ± 17 Ma y 1025 ± 35 Ma. Estos valores escapan drásticamente a los esperados para los depósitos volcánicos estudiados del lugar, por lo que deberían corresponder a cristales heredados de un posible basamento, al ser mucho más antiguos.

Tabla 29: Edades calculadas para circones del Volcán Cerro del León.

Análisis	Edad (Ma)	Error \pm (Ma)
M26 - 1	0,66	0,04
M26 - 2	0,69	0,04
M26 - 3	0,73	0,02
M26 - 4	0,75	0,03
M26 - 5	0,76	0,02
M26 - 6	0,78	0,04
M26 - 7	0,81	0,03
M26 - 8	0,84	0,03
M26 - 9	0,86	0,03
M26 - 10	0,88	0,03

M26 - 11	0,98	0,04
M26 - 12	1,07	0,04
M26 - 13	2,27	0,05
M26 - 14	2,32	0,05
M26 - 15	45,5	1,6
M26 - 16	270,0	17,0
M26 - 17	452,5	12,0
M26 - 18	498,7	11,0
M26 - 19	521,0	16,0
M26 - 20	625,0	24,0
M26 - 21	657,0	27,0
M26 - 22	659,0	16,0
M26 - 23	672,9	14,0
M26 - 24	741,0	19,0
M26 - 25	789,0	23,0
M26 - 26	813,0	26,0
M26 - 27	1025,0	35,0

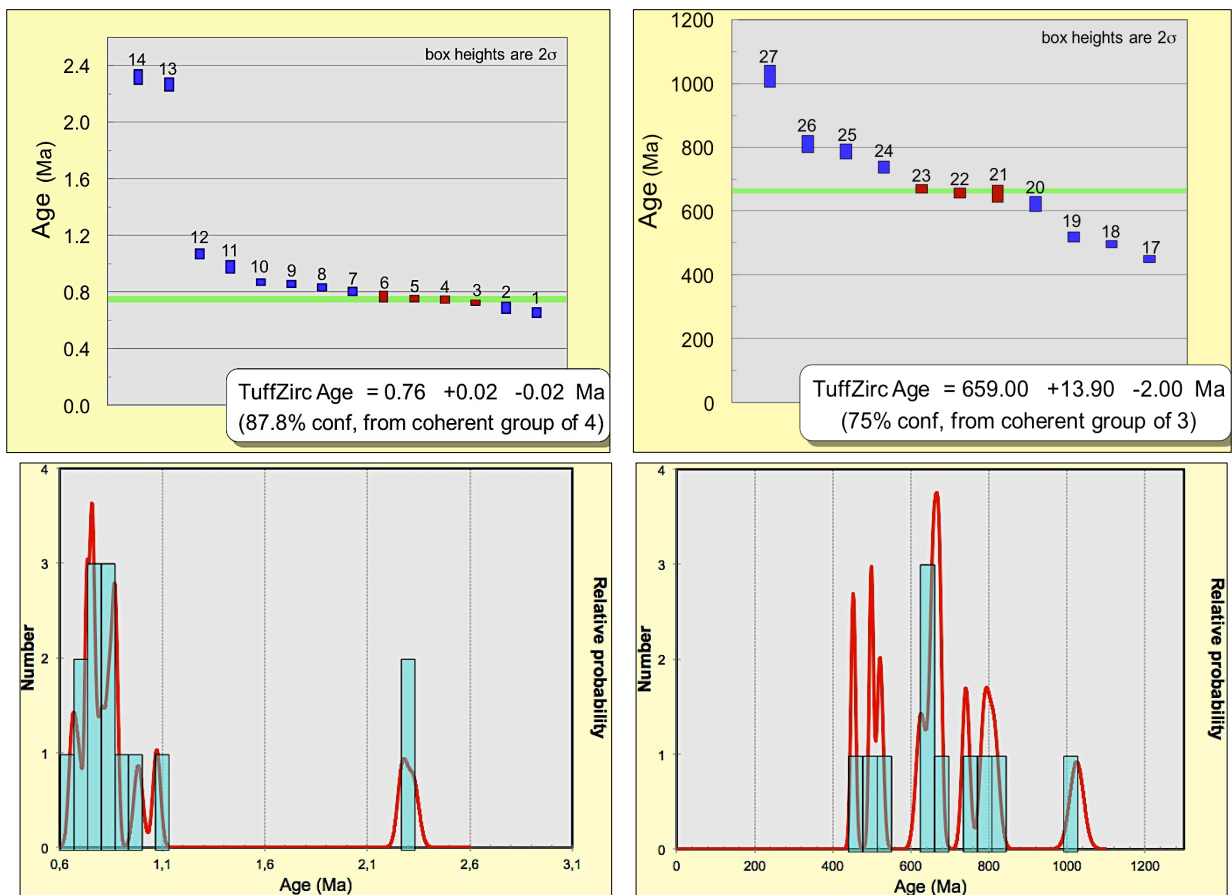


Fig. 107: Arriba, diagramas de edades *versus* número de puntos considerados para análisis final (izquierda, familia más joven de cristales; derecha, familia de cristales heredados). Barras indican error asociado a cada medición. Abajo, histogramas de probabilidad relativa *versus* edades (izquierda, familia más joven de cristales; derecha, familia de cristales heredados).

9.3 Cerro Lavas de Chao

En el Cerro Lavas de Chao fueron analizados un total de 37 puntos, de los cuales solamente 14 fueron considerados como confiables para el análisis. Sus resultados se presentan en la tabla 29 y en la Fig. 107.

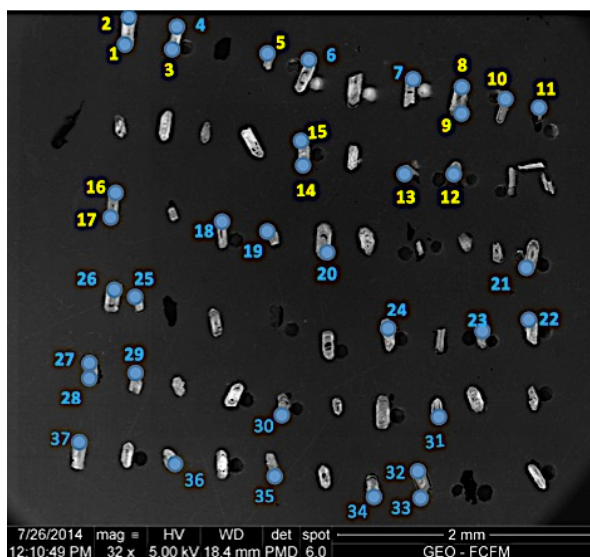


Fig. 108: Puntos analizados en circones del Cerro Lavas de Chao (fotomicrografía tomada mediante cátodo-luminiscencia). Números en amarillo corresponden a datos seleccionados para análisis final.

Tabla 30: Edades calculadas para circones del Cerro Lavas de Chao.

Análisis	Edad (Ma)	Error ± (Ma)
M24 - 1	0,10	0,01
M24 - 2	0,16	0,01
M24 - 3	0,18	0,01
M24 - 4	0,24	0,01
M24 - 5	0,29	0,03
M24 - 6	0,71	0,04
M24 - 7	0,83	0,05
M24 - 8	0,84	0,06
M24 - 9	0,85	0,05
M24 - 10	1,02	0,06
M24 - 11	1,03	0,06
M24 - 12	1,05	0,06
M24 - 13	1,07	0,06
M24 - 14	1,51	0,09

En este análisis es posible observar que existen cristales con edades que varían entre $0,10 \pm 0,01$ Ma y $1,51 \pm 0,09$ Ma. Existen estudios previos que han asignado edades a este centro eruptivo de entre 0,09 Ma y 0,35 Ma (De Silva et al. 1994;

Polanco et al. 2012), por lo que considerando estos datos como referencia para acotar los resultados, se estima que la edad de formación calculada para el Cerro Lavas de Chao sería concordante con la de los cristales que presentan menores edades, aunque estos no sean los más numerosos de la muestra (cristales en el rango de $0,1 \pm 0,01$ Ma a $0,29 \pm 0,03$ Ma). Cristales más antiguos (con edades entre $0,71 \pm 0,04$ Ma y $1,51 \pm 0,09$ Ma), podrían ser heredados de centros eruptivos u otras unidades geológicas circundantes (del mismo Volcán Toconce, por ejemplo), los cuales poseen edades cercanas al millón de años. Estos posibles circones heredados estarían representando en esta muestra la edad de mayor probabilidad relativa (al ser los más numerosos), la que en este caso no sería la edad de formación del centro mismo, hecho que podría deberse a los escasos cristales cuyas dataciones resultaron confiables para el análisis.

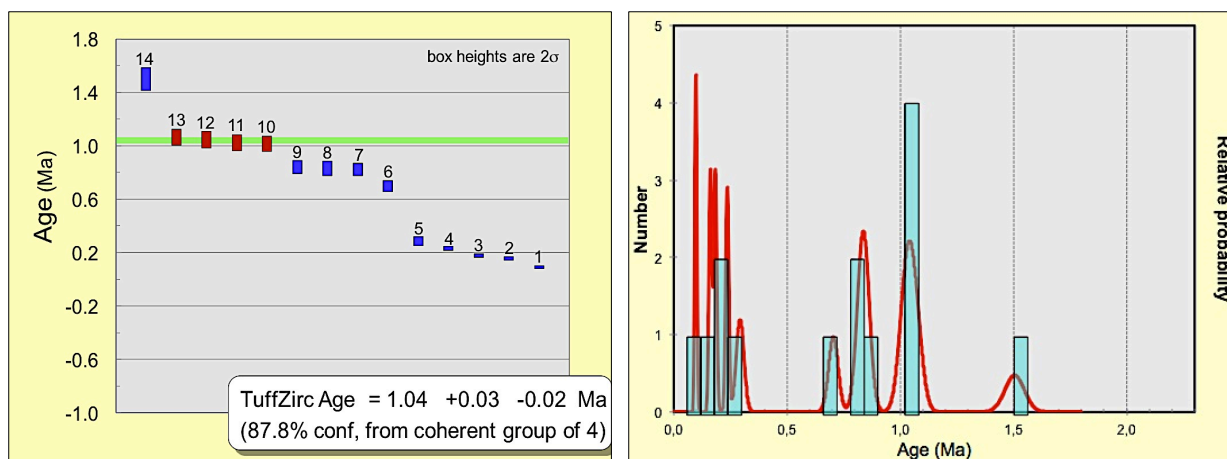


Fig. 109: Izquierda, diagrama de edades *versus* número de puntos considerados para análisis final. Barras indican error asociado a cada medición, y números coinciden con los de la tabla 30. Derecha, histograma de probabilidad relativa *versus* edades (Ma).

9.4 Volcán Paniri

En el Volcán Paniri fueron analizados un total de 30 puntos, de los cuales 24 fueron considerados como confiables para el análisis. Sus resultados se presentan en la Fig. 111 y en la tabla 31.

La edad con mayor probabilidad relativa para este centro volcánico sería de $0,17 \pm 0,01$ Ma. Es posible observar en la Fig. 111 que la mayoría de los cristales analizados coinciden en este resultado, siendo este promedio uno de los más confiables. En términos generales, las edades medidas en todos los cristales del Volcán Paniri varían entre $0,11 \pm 0,03$ Ma y $0,37 \pm 0,03$ Ma (existiendo un solo cristal que escapa a esta tendencia, con una edad de $0,64 \pm 0,03$ Ma). Estas edades serían consideradas como las edades de formación de este centro eruptivo, convirtiéndolo junto al Cerro Lavas de Chao, en uno de los centros más jóvenes de los cuatro.

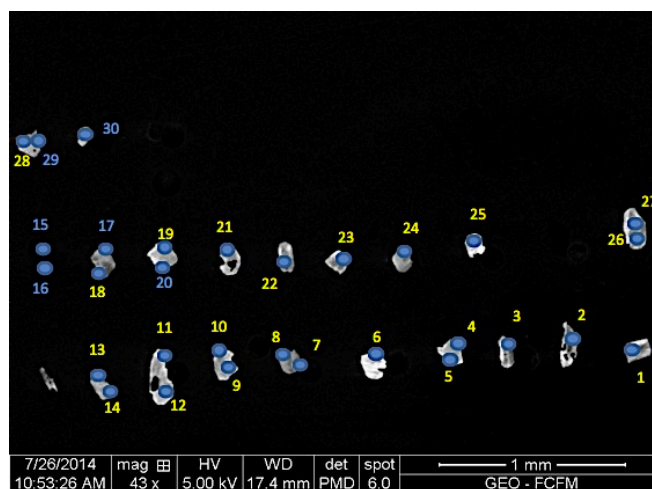


Fig. 110: Puntos analizados en circones del Volcán Paniri (fotomicrografía tomada mediante cátodo-luminiscencia). Números en amarillo corresponden a datos seleccionados para análisis final.

Tabla 31: Edades calculadas para circones del Volcán Paniri.

Análisis	Edad (Ma)	Error \pm (Ma)
M26 - 1	0,11	0,03
M26 - 2	0,12	0,05
M26 - 3	0,12	0,03
M26 - 4	0,13	0,03
M26 - 5	0,14	0,03
M26 - 6	0,14	0,03
M26 - 7	0,15	0,05
M26 - 8	0,15	0,03
M26 - 9	0,16	0,04
M26 - 10	0,17	0,04
M26 - 11	0,17	0,03
M26 - 12	0,17	0,04
M26 - 13	0,18	0,02
M26 - 14	0,18	0,02
M26 - 15	0,19	0,04
M26 - 16	0,23	0,03
M26 - 17	0,23	0,03
M26 - 18	0,24	0,06
M26 - 19	0,24	0,03
M26 - 20	0,27	0,03
M26 - 21	0,29	0,03
M26 - 22	0,31	0,02
M26 - 23	0,37	0,03
M26 - 24	0,64	0,03

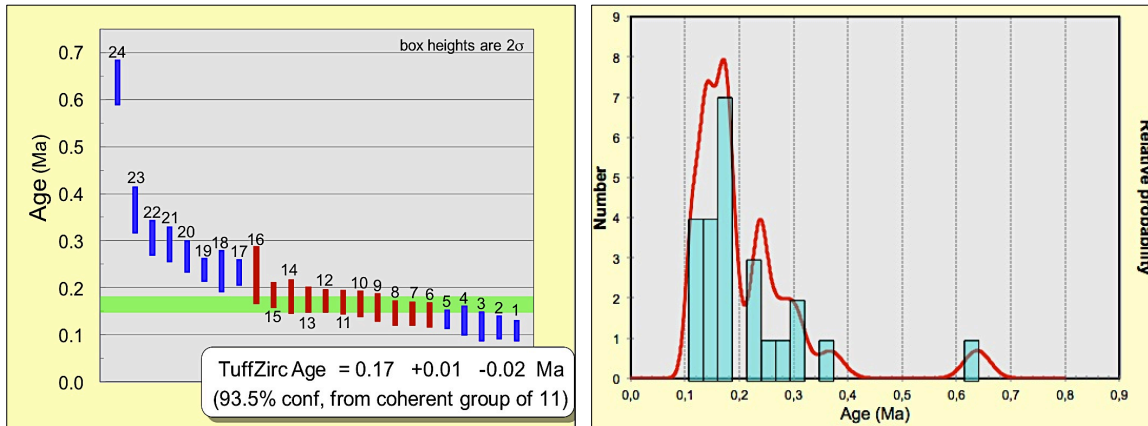


Fig. 111: Izquierda, diagrama de edades *versus* número de puntos considerados para análisis final, con barras indicando error asociado a cada medición. Números coinciden con la numeración de la tabla 31. Derecha, histograma de probabilidad relativa *versus* edades (Ma).

Las edades obtenidas (excluyendo los valores de circones heredados) sitúan a la cadena Paniri-Toconce en el periodo Cuaternario, época Pleistocena, coincidiendo con edades mencionadas en la carta geológica y en la bibliografía existente. Si se considera como válida la edad bibliográfica del Cerro Lavas de Chao de <350 ka como referencia (De Silva et al. 1994; Polanco et al. 2012), es posible determinar una tendencia decreciente de las edades hacia el Noroeste, estableciéndose con esto una migración del magmatismo en esa dirección, con lo cual el Volcán Toconce habría sido el primero en formarse, y el Cerro Lavas de Chao junto al Volcán Paniri habrían sido los últimos, con edades muy similares entre sí. Este escenario resulta concordante con rasgos morfológicos observados en terreno y en imágenes satelitales, donde se aprecia que el Volcán Toconce presenta muchos más efectos erosivos que el Paniri y el Chao, siendo estos dos últimos los que preservan mejor su morfología y la forma de sus coladas y cráteres. Este escenario se presenta gráficamente en la siguiente figura.

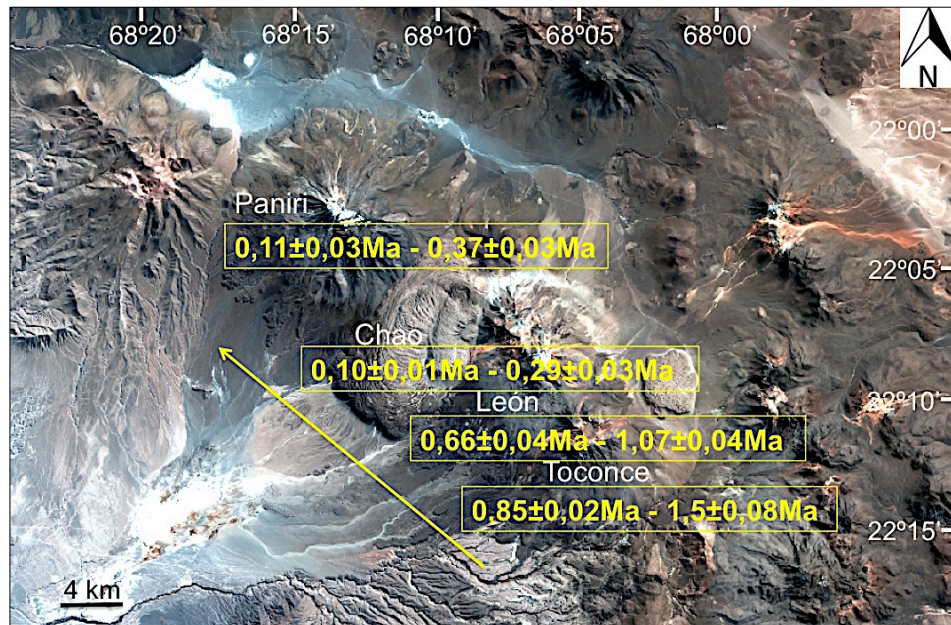


Fig. 112: Migración propuesta del magmatismo hacia el Noroeste.

X. DISCUSIONES

10.1. Diferencias, similitudes y tendencias en la cadena Paniri-Toconce

- **Geología general de la zona**

Los centros eruptivos estudiados en el presente trabajo, poseen morfologías similares a las descritas para otros volcanes en la zona, siendo parte de una extensa área existente en el Altiplano Chileno-Boliviano con amplia presencia de volcanismo activo en tiempos geológicos recientes. La cadena Paniri-Toconce estaría ubicada sobre el Cuerpo Magmático del Altiplano-Puna, constituido por fundidos anatéticos emplazados en la corteza entre 15 km y 25 km de profundidad, y que han sido generados por intrusiones de otros cuerpos magmáticos máficos desde zonas más profundas.

No existe tendencia o relación alguna entre la ubicación geográfica de los centros volcánicos y características como sus volúmenes, o su química. En función del nivel de erosión observado y de las dataciones U/Pb realizadas, se plantea una nueva hipótesis respecto a las edades relativas de los centros eruptivos: debido a que se observa una tendencia erosiva creciente hacia el Sureste (siendo el Volcán Toconce el que presenta más erosión en sus coladas, y el Volcán Paniri el que presenta menos), podría existir una posible migración del magmatismo hacia el Noroeste, con lo que el Volcán Toconce habría sido el primero en formarse, y el Paniri el último en hacerlo. Esto coincide con los resultados de las dataciones, en las cuales las edades más antiguas corresponden al Volcán Toconce, y las más nuevas al Cerro Lavas de Chao y al Volcán Paniri, presentando estos dos edades muy parecidas. Si bien los datos obtenidos de las dataciones U/Pb en circones podrían presentar errores asociados debido a la baja calidad de las muestras usadas, estos valores geocronológicos preliminares obtenidos estarían respaldando esta hipótesis migratoria.

- **Petrografía y química mineral**

La petrografía y clasificación geoquímica de rocas descritas previamente por otros autores en volcanes de la zona presentan rasgos muy similares a los descritos para la cadena Paniri-Toconce (Volcanes San Pedro, San Pablo y Lazor, por Godoy et al., 2014; Volcán Ollagüe, por Renzulli et al. 2006), coincidiendo además en las anomalías y comportamientos geoquímicos descritos.

Las texturas de las rocas analizadas en el presente estudio son ricas en fenocristales, con porcentajes de cristalinidad que varían entre 30 % y 40 % para todas las rocas. Esta característica resulta interesante al considerar que son rocas de tipo volcánicas.

Texturas vitrofíricas compuestas por fenocristales de gran tamaño con una única familia de cristales creciendo en el fundido, reflejan episodios de cristalización con altas tasas de crecimiento y bajas tasas de nucleación. Texturas intersertales en tanto, se componen por diferentes familias de cristales desarrollándose, e indicarían episodios de cristalización a un ritmo más acelerado, con bajas tasas de crecimiento y altas tasas

de nucleación, formando texturas más finas (como los microlitos de plagioclasa, por ejemplo). Todos los tipos de fenocristales hallados en las rocas presentan tanto cristales en equilibrio como en desequilibrio con el fundido, indicando que este evolucionó a través de distintos estadios, en los cuales se fueron formando cristales que vieron cambiar las condiciones de equilibrio a su alrededor. Ejemplos de ello son la presencia de cristales correspondientes a una misma mineralogía, y que poseen una amplia gama textural dentro de la misma muestra. El caso más representativo de esto lo constituyen los fenocristales de plagioclasa, en los cuales se encontraron cristales con reabsorciones, cristales con distintos patrones de texturas sieve (en sus bordes, zonas centrales y núcleos), cristales zonados y cristales completamente limpios, dentro de un mismo corte. En general texturas de desequilibrio como las texturas sieve, zonaciones y/o reabsorciones, indicarían cambios de estabilidad de los cristales debido a variaciones en las condiciones termodinámicas del entorno, o variaciones composicionales del fundido. Por ejemplo, una descompresión adiabática es comúnmente asociada a reabsorciones en los cristales.

Las zonaciones son una de las texturas con mayor presencia en las muestras. Estas corresponden a variaciones químicas sistemáticas en un mineral que presenta solución sólida, evidenciando una reacción continua entre fundido y cristal. Se deberían a un cambio composicional del magma, que sería más acelerado que la cinética de difusión química en el cristal o bien, a una tasa de difusión de componentes en el fundido, menor que la tasa de crecimiento de los cristales.

Durante la diferenciación de líquidos silicatados calcoalcalinos en la corteza, las plagioclasas evolucionan bajo condiciones ideales desde anortíticas a albíticas, al ir aumentando el contenido de SiO_2 y álcalis en el fundido. Esto implica una reducción tanto en el contenido de Al_2O_3 como de CaO en la plagioclasa, y un aumento de Na_2O a medida que el cristal crece. Concentraciones anortíticas aumentan con la temperatura y contenido de H_2O en el fundido, mientras que un aumento de presión favorecería formación de albita. Zonaciones asociadas a esta evolución presentarían patrones normales, donde el mineral de la solución sólida de mayor temperatura (Calcio, para el caso de las plagioclasas) disminuiría su contenido hacia el borde de los cristales. Para los centros eruptivos de la cadena Paniri-Toconce fueron halladas zonaciones de tipo normal (únicamente en plagioclasas del Cerro Lavas de Chao), inversa y oscilatoria, siendo las zonaciones inversas las predominantes. Estas zonaciones inversas pueden sugerir que algunos fenocristales serían derivados de alguno de los siguientes procesos: cambio rápido en las condiciones de temperatura (durante la erupción volcánica, por ejemplo), pérdida rápida de volátiles en un magma hidratado (los cuales arrastrarían consigo elementos como potasio o sodio, al ser elementos incompatibles), o por una mezcla de magmas que habría modificado la química del fundido. Zonaciones oscilatorias también registrarían eventos como mezcla de magmas, y podrían ser indicativas de cristalización fraccionada. En síntesis, todos estos cristales con amplio espectro textural, estuvieron constantemente inmersos en fundidos con composiciones cambiantes.

Los datos petrográficos y de química mineral respaldarían la idea de que los cuatro centros eruptivos estudiados poseen un origen relacionado. Tanto las fases minerales presentes (fenocristales, microcristales y minerales accesorios) como sus químicas son concordantes entre ellos, presentando texturas y tendencias similares. Un

ejemplo de esto serían las químicas medidas en núcleos de plagioclasa y bordes de plagioclasa, las cuales poseen composiciones similares y evolucionan del mismo modo (exceptuando evolución de las plagioclasas del Cerro Lavas de Chao).

Para el caso particular del Volcán Toconce, la existencia de dos fases con texturas microcristalinas diferentes que varían en cuanto al porcentaje de cristalinidad en su masa fundamental, son evidencia de tasas de cristalización diferenciadas dentro de una misma cámara magmática. Esto es, son testimonio de zonas dentro de la cámara en las que existen mayores tasas de cristalización que en otras. En términos generales, los bordes de las cámaras magmáticas presentan temperaturas que son menores que en el centro de ella, provocando con ello que comiencen a formarse antes los cristales allí. Al momento de la erupción, es extruído material de toda la cámara magmática, por lo que estas dos zonas con distinta tasa de cristalización podrían mezclarse, dando forma a la textura de dos fases de distinto aspecto hallada en las muestras de mano del Volcán Toconce (las cuales poseen química y petrografía concordante). El efecto de la cristalización diferenciada dentro de una misma cámara magmática se muestra esquemáticamente en la Fig. 113.

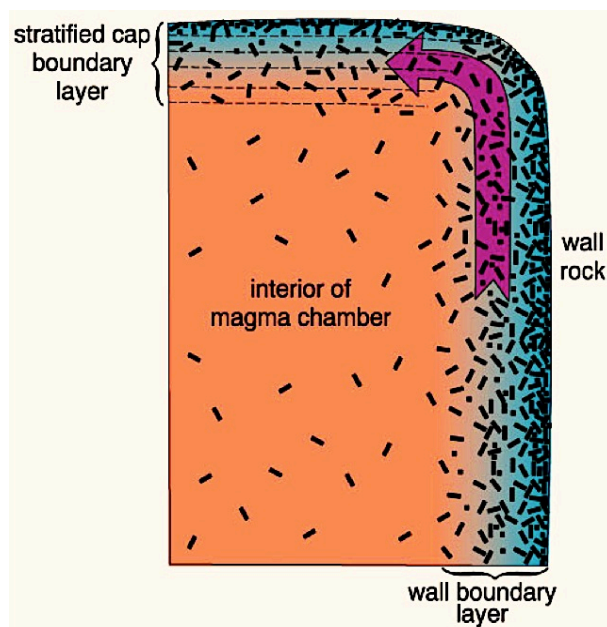


Fig. 113: Modelo de Langmuir para tasas de cristalización diferenciadas dentro de una misma cámara magmática. Zonas anaranjadas serían de mayor temperatura que zonas celestes. Notar que cristales (líneas negras) se concentran en mayor medida en bordes de la cámara magmática, donde las temperaturas son menores. Fuente: Winter (2001).

- **Geoquímica de roca total**

Los diagramas estudiados en el capítulo de química de roca total indican que todas las muestras siguen tendencias similares, que sugerirían los siguientes escenarios: parentezco entre las fuentes de estos centros eruptivos, procesos similares de contaminación con elementos comunes y/o evolución o ascenso de los fundidos bajo las mismas condiciones termodinámicas. Ejemplos de estas similitudes son los patrones observados en los diagramas Spider, que muestran curvas sub-paralelas para

todas las muestras, o los patrones de los diagramas de clasificación general de rocas, en los cuales los puntos correspondientes al análisis de cada centro volcánico conforman trends evolutivos (series continuas). Los diagramas Harker para elementos mayores también coinciden con los resultados anteriores, al ser posible trazar curvas de tendencia continuas en la mayoría de ellos, para valores asociados a distintos centros eruptivos. Luego, estas rocas representarían efectivamente un set de rocas co-genéticas.

Según Harker (1909), el magma con menor contenido de sílice en una serie evolutiva podrá ser considerado como el magma parental del cual evolucionó una serie de rocas. El mismo autor explica sin embargo que es común que resulte difícil demostrar en forma concluyente esto, porque este mismo magma considerado como el parental, pudo haber evolucionado desde otro fundido durante su propio ascenso y/o emplazamiento. Aún así, este podría usarse como un modelo parental de referencia. En este caso, las rocas con menor contenido de sílice y que por ende representan al magma de composición menos evolucionada entre los cuatro centros eruptivos, corresponden a las del Volcán Cerro del León (que en ningún caso representa al magma parental mismo, ya que la litología de estas rocas es de tipo dacítica, lo que significa que presentan un grado de evolución avanzada).

Según las anomalías geoquímicas estudiadas y el comportamiento de los elementos mayores y menores en la roca, se podría corroborar la ocurrencia de una cristalización de tipo fraccionada durante la evolución de la cadena Paniri-Toconce, principalmente marcada por la presencia de plagioclasa. Se plantea la posibilidad de que otra fase mineral importante que habría controlado la química de las rocas sería el Clinopiroxeno, cuya preferencia por las MREE por sobre las LREE y las HREE se vería evidenciada en el diagrama de tierras raras normalizado a condrito. Según los datos obtenidos y la bibliografía, no existiría testimonio suficiente para aseverar que existió presencia de granate en la fuente, por lo que la evolución de los fundidos sería más bien asociada a bajas presiones.

- **Termobarometría**

Los datos de termobarometría calculados mediante distintas metodologías resultan en general coincidentes para la temperatura. Como ya se mencionó, se plantea la hipótesis de un posible ascenso cuasi-adiabático o isotérmico de los fundidos, al haberse obtenido temperaturas que varían en un rango de ~100 °C para profundidades que van desde los ~35 km de profundidad, hasta los ~8 km de profundidad. Esto constituiría un gran ascenso, con baja variación de temperatura.

Para el caso de la presión existen dos tendencias: una asociada al cálculo mediante dos piroxenos, que entrega valores que se relacionan con una profundidad de emplazamiento de ~35 km, y otra asociada al cálculo mediante hornblendas, relacionada con profundidades más someras en la corteza de ~8 km. Estos valores son comparables con los propuestos para la cadena San Pedro - Linzor por Godoy et al., 2012 (con profundidades de emplazamiento magmático de 16 a 20 km), y por Godoy et al., 2014 (con emplazamiento en zonas cercanas a los 40 km de profundidad), como se mostró en la Fig. 17. Resulta importante considerar el gran error asociado al barómetro

de dos piroxenos, por lo que en estricto rigor no es posible establecer una profundidad absoluta y certera para estos análisis, pero sí una de referencia.

Los valores logarítmicos de fugacidad de oxígeno muestran también dos tendencias. Una dada por los volcanes Toconce y Cerro del León, los cuales se presentan aparentemente relacionados en una línea cuasi-paralela al buffer NNO^{+2} (y por ende presentan condiciones más oxidantes), y otra asociada al Cerro Lavas de Chao, el cual presenta un comportamiento más bien cercano al buffer NNO (menos oxidante que los anteriores). En la Fig. 114 se presenta el mismo diagrama que había sido previamente mostrado en la Fig. 103, pero aquí se han señalado en líneas segmentadas estas dos tendencias que se proponen. Es posible observar un salto en la tendencia de las muestras del Cerro Lavas de Chao, el cual podría deberse a algún evento que haya determinado un cambio abrupto en las condiciones oxidantes del fundido (por ejemplo una exsolución rápida de volátiles del magma, dada por eventos eruptivos o descompresiones).

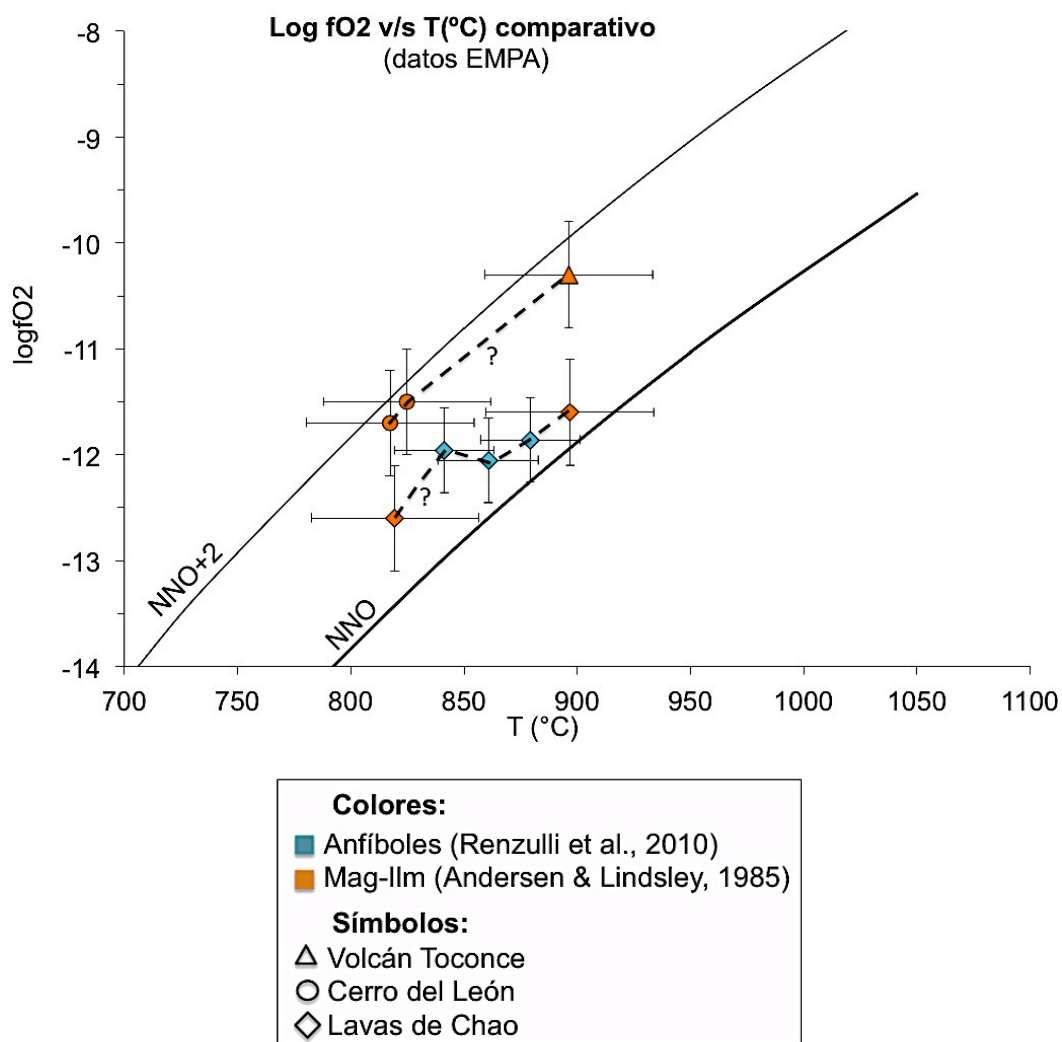


Fig. 114: Tendencias buffer propuestas para diagrama integrado de $\log(f\text{O}_2)$ v/s Temperatura.

Finalmente, sólo fue posible calcular valores de contenido de agua del magma para el Cerro Lavas de Chao (5,2 % a 5,3 %), los cuales no deberían ser extrapolables

directamente a los otros centros eruptivos, ya que este centro presenta un comportamiento que no es del todo comparable al de los otros tres volcanes. Este contenido de agua indica que los fundidos del Cerro Lavas de Chao son hidratados, hecho que es coherente con el grado de diferenciación del mismo.

En general los equilibrios de química mineral que han sido calibrados con fines termobarométricos permiten obtener buenos resultados, siempre y cuando no se apliquen fuera de los límites termodinámicos de la calibración. Esto implica conocer las bases conceptuales de las calibraciones, para poder juzgar sus límites de aplicabilidad. Los criterios de selección de equilibrios con fines termobarométricos se basan en las propiedades de las fases minerales en equilibrio, y en el grado de conocimiento de las variables implicadas en la ecuación a utilizar. Para poder seleccionar las fases minerales indicadas para estos fines, es necesario realizar un estudio detallado para identificar con ello los minerales que se encuentren en equilibrio entre sí y/o con su entorno. Los criterios que pueden utilizarse para juzgar esto son texturales, composicionales y teóricos, siendo los más simples de identificar los texturales. Una de las características más importantes que permiten concluir que una asociación de fases está presumiblemente en equilibrio, es la ausencia de texturas reaccionales (como por ejemplo bordes de reacción) incluyendo ausencia de zonaciones en fases que se encuentren en contacto mutuo. Estos son elementos que para el caso de las presentes muestras se hallan ampliamente presentes, por lo que podrían influir al momento de analizar los errores asociados a cada análisis, y son otro factor que es importante considerar al discutir sobre estos resultados.

10.2. Particularidades Cerro Lavas de Chao

Los resultados obtenidos para todos los análisis son bastante concordantes entre los centros eruptivos de la cadena Paniri-Toconce. Tanto petrografía, como química de roca total y química mineral presentan comportamientos que son similares para los cuatro centros eruptivos, sin embargo el Cerro Lavas de Chao muestra algunas particularidades que lo distinguen de los otros tres volcanes.

En primer lugar, corresponde a un flujo tipo Coulée, siendo uno de los más voluminosos en su tipo a nivel mundial (De Silva et al., 1994). Su gran porcentaje y tamaño de fenocristales, inmersos en una masa fundamental completamente vítrea, son características que llaman la atención, planteando algunas interrogantes sobre su génesis. Respecto a los otros tres volcanes, los principales elementos que lo distinguen de ellos son la ausencia de piroxenos dentro de sus fenocristales (ampliamente presentes en los otros centros eruptivos), y la presencia de zonaciones normales en plagioclasas (siendo que para los otros casos sólo se hallaron zonaciones oscilatorias e inversas). Es importante mencionar que estas características podrían no ser absolutas, ya que fue analizada únicamente una muestra de una colada del Cerro Lavas de Chao, por lo que estos resultados podrían variar si se realizara un estudio más amplio con más muestras de todas las otras coladas que constituyen a este centro volcánico.

Este centro eruptivo podría poseer una cámara magmática más somera que los otros volcanes, según los valores de presión y profundidad calculados para sus anfíboles. Finalmente, en el diagrama comparativo de la Fig. 114, fue posible apreciar

que posee un comportamiento diferente respecto al patrón mostrado por los volcanes Toconce y Cerro del León en cuanto a la fugacidad de oxígeno, y su relación con los buffer NNO^{2+} y NNO . Entonces, si bien el Cerro Lavas de Chao presentaría parentesco con las fuentes de los otros tres volcanes, y habría sufrido probablemente procesos similares durante el ascenso de sus fundidos por su cercanía geográfica con ellos, es posible considerar también a este centro eruptivo como un sistema que evolucionó de manera independiente, y que posee características que no se observan en los otros centros de la cadena.

10.3. Origen de la cadena Paniri-Toconce

Los volcanes asociados a subducción como los de la cadena Paniri-Toconce, se caracterizan por magmas calcoalcalinos, emplazados en cámaras relativamente superficiales en la corteza superior (entre los 3 km y los 15 km aproximadamente; Ridolfi, 2010). Erupciones violentas e inesperadas de estos volcanes están usualmente gatilladas por la intrusión en las cámaras someras de pulsos de magmas de altas temperaturas, desde la corteza profunda o el manto. Estas intrusiones y mezclas de magmas que preceden a las erupciones, controlarán en gran medida la evolución físico-química y composicional del magma en la cámara previo a su ascenso.

Procesos petrogenéticos quedan bien reflejados mediante el estudio de sets de rocas co-genéticas, y en este caso la mayoría de los datos indicarían que estos cuatro centros eruptivos poseen un origen común. Según los datos termobarométricos existirían al menos dos zonas de cristalización distintas en la zona: una cerca de los 35 km de profundidad (asociada a la formación de piroxenos), y otra cerca de los 8 km de profundidad (asociada a la formación de anfíboles), y donde se registran además menores temperaturas. Para el caso de los piroxenos existen datos calculados para el volcán de composición menos evolucionada de la cadena (Volcán Cerro del León), y para el más evolucionado de la cadena (Volcán Toconce), por lo que podría suponerse que este escenario también se repita en los centros volcánicos de composiciones intermedias (en los cuales no se realizó este estudio termobarométrico). Para el caso de los anfíboles solamente se poseen datos del Cerro Lavas de Chao. En función del posible origen relacionado de los cuatro centros de la cadena volcánica, se podría suponer que los valores calculados para condiciones pre-eruptivas mediante termobarometría en un centro volcánico, serían ciertos para los cuatro centros volcánicos estudiados (aunque no en todos ellos se hayan estudiado todas las fases minerales involucradas). Según estos datos, la cadena habría sufrido un proceso de cristalización continua a distintas profundidades, con pausas del magma en su ascenso en al menos dos profundidades diferentes. Para corroborar esto, serían necesarios muchos más datos de química mineral y termobarometría en estos centros eruptivos.

A continuación se muestra esquemáticamente en la Fig. 115 el posible escenario petrogenético planteado para los centros eruptivos de la Cadena Paniri-Toconce. Se aprecia en esta figura la existencia de diferentes tasas de ascenso de fundidos magmáticos desde zonas profundas, los cuales se van emplazando a diversas profundidades permitiendo la formación de cristales en estos diversos niveles, y la formación de variadas texturas gracias a procesos como mezclas de fundidos, descompresiones y pérdidas de volátiles en el sistema. Según esto, es posible que

muchos de los fenocristales hallados en las muestras correspondan a antecristales formados durante los distintos estadios de los magmas en su evolución y ascenso. Lo anterior podría explicar el gran porcentaje de cristalinidad observado en las lavas analizadas, los tamaños de sus fenocristales, y su variada gama textural, dada principalmente por texturas de desequilibrio.

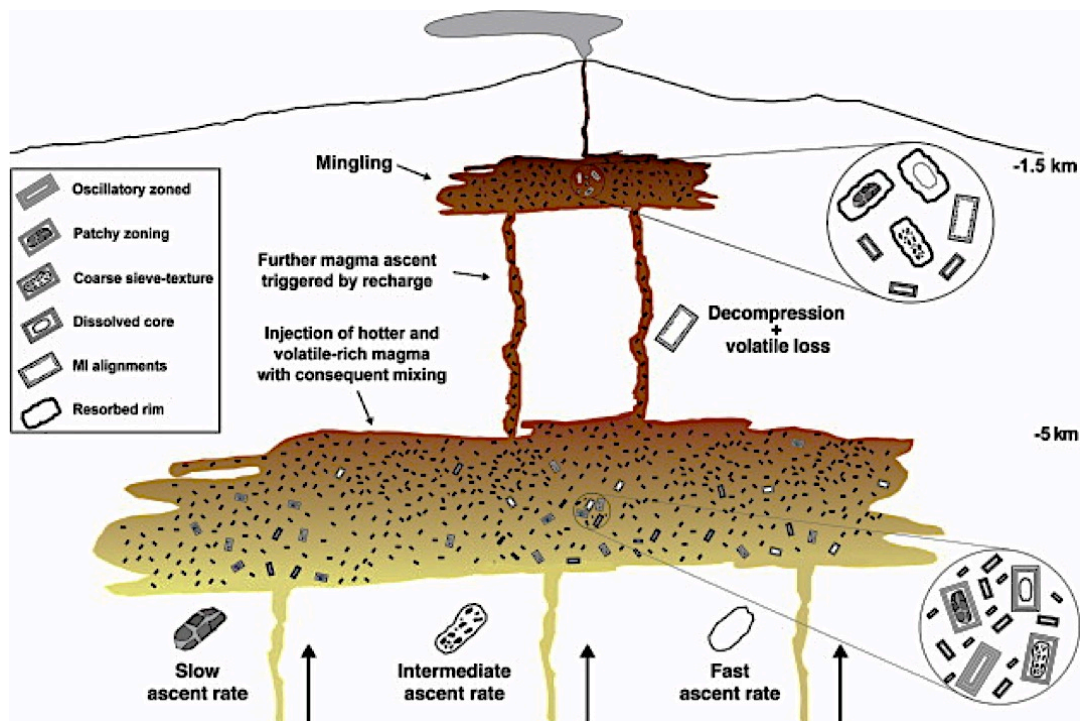


Fig. 115: Modelo petrológico propuesto para centros eruptivos de la cadena Paniri-Toconce. Fuente: Winter (2001).

10.4. Limitaciones del presente trabajo

Es importante mencionar las limitaciones del presente estudio, ya que si bien se han presentado numerosos datos sobre la cadena Paniri-Toconce, existen factores que implican que haya que guardar ciertos resguardos al momento de extrapolar información. El primero de estos factores, es que fue utilizado un reducido número de muestras para los análisis químicos y petrográficos. Adicionalmente, no fue cubierta toda la gama mineralógica existente en todos los centros eruptivos al llevar a cabo los análisis de química mineral, debido a problemas técnicos ocurridos durante la realización de estos (un ejemplo de ello es que para el caso de los anfíboles y las biotitas sólo se cuenta con información del Cerro Lavas de Chao, siendo que estos minerales existen en los otros volcanes también) y finalmente, al muestrearse solamente puntos basales de los centros eruptivos en terreno, es posible que los resultados obtenidos sean representativos de las fases más antiguas de formación de ellos, por lo que para establecer una historia evolutiva certera en cada uno de estos centros volcánicos, sería necesario estudiar cada uno de ellos en detalle, realizando nuevas campañas de terreno para obtener muestras de coladas más superficiales (y por ende más jóvenes).

10.5. Sugerencias y otros comentarios

Será importante conocer y/o estimar las condiciones en profundidad de presión, temperatura y volátiles a partir de las cuales un determinado magma evolucionó y ascendió a la superficie. Esto puede ser crucial al momento de identificar la posición de su cámara magmática en profundidad, y puede llegar incluso a constituir un aporte crucial al momento de desarrollar técnicas de predicción de erupciones y minimización de impactos socio-económicos asociados a estas.

El conocer nuevos datos sobre dónde se ubicaría la cámara magmática del sistema magmático del presente trabajo, constituye un aporte a los estudios geotérmicos de la zona, entregando un nuevo dato que puede resultar útil al momento de estudiar el origen de fuentes de calor que alimentan sistemas geotermales en el área. Eventos tectónicos asociados al periodo Cuaternario allí, habrían causado estructuras de orientaciones E-W a NW-SE, con sistemas subsidiarios de orientación NE-SW. Estas habrían determinado la formación de la estructura tipo graben que alberga al sistema geotermal del Tatio, y la cadena Paniri-Toconce podría relacionarse con estos mismos eventos al poseer una orientación coincidentemente NW-SE, con edades asignadas dentro del mismo periodo de tiempo, y al encontrarse inmediatamente al Noroeste de este sistema geotermal. Sería interesante realizar estudios enfocados directamente a identificar elementos como los anteriores, que permitan relacionar las cámaras magmáticas de los centros eruptivos de la cadena Paniri-Toconce con sistemas geotermales de la zona, para establecer si existe alguna relación entre ellos.

Algunos puntos que se cree deberían ser foco de mayor análisis y estudio en la cadena Paniri-Toconce, se presentan a continuación:

- Para corroborar la teoría de que los cuatro centros eruptivos de la cadena Paniri-Toconce estarían sufriendo el mismo proceso de cristalización continua a distintas profundidades, son necesarios más estudios de química mineral y termobarometría en estos centros, que permitan afirmar esto con certeza.
- Son numerosos los centros volcánicos aledaños a la cadena Paniri-Toconce (y al sistema geotermal del Tatio) de los cuales se posee escasa información petrológica y geoquímica, por lo que podrían obtenerse mayor cantidad de datos de índole regional en la zona, para realizar conclusiones petrogenéticas más amplias y definir posibles relaciones de estos sistemas magmáticos con sistemas geotermales existentes en el lugar.
- Se recomienda realizar estudios geocronológicos detallados con otras técnicas para cada centro eruptivo de la cadena Paniri-Toconce, con la finalidad de establecer con certeza las edades relativas dentro de ella y poder corroborar con mayor precisión la existencia de la migración del magmatismo hacia el Noroeste en el tiempo.
- Se podrían llevar a cabo estudios petrológicos más detallados para el Cerro Lavas de Chao, al ser un centro eruptivo con características que lo convierten en un flujo muy interesante y único en su tipo.

En el presente trabajo se han entregado numerosos datos que son resumidos en la siguiente tabla, sintetizando con ella las características más relevantes de la cadena Paniri-Toconce, que han sido revisadas en detalle durante los capítulos previos.

Tabla 32: Síntesis de las principales características de la cadena Paniri-Toconce.

NW ↔ SE	Volcán Paniri	Cerro Lavas de Chao	Volcán Cerro del León	Volcán Toconce
Tipo de centro	Estratovolcán	Flujo Coulée	Estratovolcán	Estratovolcán
SiO ₂ (wt%)	64,6%	67,2%	63,3%	67,4%
Nombre QAP	Dacita de px	Dacita de bt	Dacita de px	Dacita de px
Altitud cráter	5771 msnm	5046 msnm	5702 msnm	5328 msnm
Vol. depósito	74,4 km ³	21,2 km ³	45,1 km ³	45,6 km ³
Índice alúmina	Metaluminoso	Metaluminoso	Metaluminoso	Metaluminoso
Enriquecim. LREE	✓	✓	✓	✓
Anomalía Eu	✓	✓	✓	✓
% Vesículas (promedio)	8,8%	4,3%	13,4%	5,9%
% Fenocristales (promedio)	28,7%	38,0%	28,8%	35,7%
Textura roca	Intersertal	Vitrofirica	Intersertal	Vitrofirica
Text. Poikilítica	✓	✓	✓	✓
Text. Cumulada	✓	✓	✓	✓
Text. Sieve (plg)	✓	✓	✓	✓
Zonación plg	Osc.	Normal	Inversa/Osc.	Inversa/Osc.
Zonación px	✓	-	✓	7
Presencia circón	✓	✓	✓	✓
Fenocristales plagioclasa	An _{48-73%}	An _{55-69%}	An _{59-80%}	An _{45-60%}
Microlitos plagioclasa	An _{55-63%}	-	An _{69-78%}	-
Fenocristales piroxeno	Wo _{2-3%} En _{60-70%} Fs _{29-37%}	-	Wo _{3-48%} En _{30-50%} Fs _{20-48%}	Wo _{2-9%} En _{31-51%} Fs _{20-58%}
Fenocristales biotita	-	Bt	-	?
Fenocristales anfíbol	?	Mg-hornblenda	?	?
Titano-Hem	?	Ilm _{29%}	Ilm _{18%}	Ilm _{36%}
Titano-Mag	Usp _{81%}	Usp _{90%}	Usp _{68-84%}	Usp _{89%}

NW ↔ SE	Volcán Paniri	Cerro Lavas de Chao	Volcán Cerro del León	Volcán Toconce
Temperatura (°C)				
Hb 1-Chao		879±22		
Hb 2-Chao		841±22		
Hb 3-Chao		861±22		
2 Px León (1)			927±38	
2 Px León (2)			904±38	
2 Px Toc				832±38
2 Feld Chao 1		823±30		
2 Feld Chao 2		898±30		
Mag-Ilm Toc 1				896±37
Mag-Ilm León 1			825±37	
Mag-Ilm León 2			818±37	
Mag-Ilm Chao 1		897±37		
Mag-Ilm Chao 2		820±37		
Presión (MPa)				
Hb 1-Chao		220±24		
Hb 2-Chao		147±16		
Hb 3-Chao		191±21		
2 Px León (1)			790±280	
2 Px León (2)			890±280	
2 Px Toc				640±280
Profundidad en corteza continental (km)				
Hb 1-Chao		8,8		
Hb 2-Chao		5,9		
Hb 3-Chao		7,6		
2 Px León (1)			31,6	
2 Px León (2)			35,6	
2 Px Toc				21,6
%H₂O				
Hb 1-Chao		5,2±0,4		
Hb 2-Chao		5,3±0,4		
Hb 3-Chao		5,2±0,4		
Fugacidad de oxígeno				
Hb 1-Chao		-11,9±0,4		
Hb 2-Chao		-12,1±0,4		
Hb 3-Chao		-12,1±0,4		
Mag-Ilm Toc 1				-10,3±0,5
Mag-Ilm León 1			-11,5±0,5	
Mag-Ilm León 2			-11,7±0,5	
Mag-Ilm Chao 1		-11,6±0,5		
Mag-Ilm Chao 2		-12,6±0,5		

XI. CONCLUSIÓN

Los centros eruptivos que conforman la cadena volcánica Paniri-Toconce, estarían formados por tres estratovolcanes y un flujo de lava tipo Coulée, todos de composición silíceo, tipo dacítica. Sus coladas de lava son en general individualizables, presentando morfologías que son mayoritariamente de tipo coladas de bloques, mostrando ocasionalmente formas acanaladas y lobuladas. Existirían dos zonas de acumulación de depósitos piroclásticos asociados a esta cadena, los cuales se relacionarían con los dos centros eruptivos que presentan las composiciones más diferenciadas: Volcán Toconce y Cerro Lavas de Chao.

Los cráteres de estos cuatro centros volcánicos se encuentran todos sobre los 5000 msnm, en el límite entre la Cordillera Oriental y el Altiplano Chileno-Boliviano. Estos centros eruptivos pertenecerían según la bibliografía al complejo volcánico Altiplano-Puna, dado por centros eruptivos ubicados sobre el cuerpo magmático del Altiplano-Puna constituido de fundidos anatócticos, emplazados en niveles someros de la corteza, y que han sido generados por la intrusión de cuerpos magmáticos desde zonas más profundas. Estos fundidos se relacionarían directamente con la erupción de ignimbritas, y la existencia de volcanes y domos de composiciones dacíticas a riolíticas presentes en la zona norte de la ZVC. Estos fundidos son derivados de una corteza continental muy engrosada, que alcanza en la zona del Altiplano hasta ~70 km de espesor. Se plantea en función de rasgos erosivos, la bibliografía existente y de valores de dataciones U/Pb realizadas en circones de la cadena Paniri-Toconce, la posibilidad de una migración del magmatismo hacia el Noroeste durante la formación de la cadena. Esto determinaría que el extremo Sureste de la cadena sea el extremo más antiguo (Volcán Toconce), y que el extremo Noroeste de la cadena sea el más joven (Volcán Paniri y Cerro Lavas de Chao). Aún así, todos los centros de la cadena serían de edades geológicas recientes Pleistocenas.

Las muestras de la cadena Paniri-Toconce corresponden a dacitas ricas en piroxeno (volcanes Paniri, Toconce y Cerro del León) y dacitas ricas en biotita (Cerro Lavas de Chao). Estas rocas pertenecerían a una serie subalcalina, siendo rocas metaluminosas de signatura calcoalcalina, asociada al margen de subducción activa frente a las costas de Chile.

Las fases minerales principales de los cuatro centros eruptivos están dadas por: plagioclasa, piroxeno, anfíbol, biotita y óxidos de hierro y titanio, con minerales accesorios dados por circón y ocasionalmente apatito. En el caso de las plagioclasas, existirían dos familias distintas de cristales diferenciadas por su tamaño: fenocristales y microlitos. Se observa una amplia gama textural, que es evidenciada en todas las fases minerales mencionadas (sobre todo en fenocristales de plagioclasa), caracterizada principalmente por texturas de desequilibrio, que reflejarían una evolución magmática con estadios de composiciones variables y condiciones termodinámicas cambiantes.

La química de roca total de estos cuatro centros eruptivos indica que ellos estarían relacionados en su origen, conformando un set evolutivo de rocas co-genéticas. En este sentido, el Volcán Cerro del León al ser el volcán que presenta las composiciones más básicas de la cadena, representaría la química más cercana a un posible magma parental (sin ser el magma parental mismo, pues posee un alto grado

de diferenciación). Por otro lado, el Volcán Toconce, al ser el de composición más silíceo de todos, representaría la química del estadio magmático más evolucionado.

Anomalías geoquímicas son marcadas en todos los análisis, siendo la anomalía de Europio la más evidente. Estudios petrográficos y de química mineral respaldan también la hipótesis que plantea un origen común para estos centros volcánicos, al observarse resultados y comportamientos similares para las muestras analizadas a lo largo de toda la cadena volcánica. No obstante lo anterior, se recomienda analizar al Cerro Lavas de Chao como un sistema independiente, al constituir un centro eruptivo muy particular, con ciertas características que lo distinguen en algunos aspectos de los otros tres volcanes.

Existiría evidencia química y textural que sugiere que los magmas sufrieron procesos de cristalización fraccionada durante su evolución, así como tasas de cristalización diferenciadas dentro de una misma cámara magmática (como sería el caso de las fases que interactúan en las muestras de roca del Volcán Toconce). Zonaciones inversas y oscilatorias halladas en plagioclasas y piroxenos, pueden sugerir que algunos fenocristales serían derivados de procesos como cambios rápidos en condiciones de temperatura, pérdida rápida de volátiles en un magma hidratado (como los magmas del presente estudio), o mezcla de magmas. Es posible que muchos de los fenocristales hallados en las muestras correspondan a antecristales formados en estadios del magma previos a las erupciones, lo que explicaría el gran porcentaje de cristalinidad observado en las lavas analizadas, los tamaños de estos fenocristales y su variada gama textural.

En función de los datos termobarométricos calculados, se sugiere la idea de que los fundidos de los centros de la cadena Paniri-Toconce habrían sido parte de un proceso de cristalización continua a distintas profundidades, con al menos dos pausas en su ascenso: una a ~35 km y otra a ~8 km de profundidad. Esto habría determinando dos periodos de cristalización diferentes, con distintas condiciones termodinámicas. El ascenso de estos fundidos podría corresponder a un proceso cuasi-adiabático o isotérmico, al observarse leves variaciones de temperatura, asociados a grandes cambios de presiones. En cuanto a la fugacidad de oxígeno, se proponen dos tendencias diferentes: la primera de ellas asociada a condiciones oxidantes cercanas al buffer NNO^{+2} (Volcanes Cerro del León y Toconce), y otra con condiciones menos oxidantes que la anterior, cercana al buffer NNO (Cerro Lavas de Chao). Se recomiendan más estudios termobarométricos para corroborar con certeza todos estos datos.

XII. BIBLIOGRAFÍA

Alsina, M.A., Zanella, L., Hoel, C., Pizarro, G.E., Gaillard, J.F., Pastén, P.A. 2014. Arsenic speciation in sinter mineralization from a hydrothermal channel of El Tatio geothermal field, Chile. *Journal of Hydrology*, v. 518, part c, pp 434-446.

Andersen, D.J., Lindsley, D.H. 1985. New models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. Abstract AGU 1985, Spring Meeting Eos Transactions, American Geophysical Union, v. 66, pp 416.

Aravena D., 2011. Desarrollo de metodología para estimación de potencial geotérmico explotable en la región del Maule, Zona Volcánica Sur, Chile. Memoria para optar al título de geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Arriagada, C., Cobbold, P., Roperch, P. 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics*, v. 25, TC1008, doi: 10.1029/2004TC001770, pp TC1008.

Barns, V. E. 1930. Changes in hornblende at about 800°C. *Amer. Min.*, v. 15, pp 393.

Beck, S.L., Zandt, G., Myers, S.C., Wallace, T.C., Silver, P.G., Drake, L. 1996. Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, v. 24 (5), pp 407-410.

Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. 2006. Zircon crystal morphology, trace elements signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids. *Journal of Petrology*, v. 47, pp 329-353.

Benisek, A., Finger, F. 1993. Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: a microprobe study. *Contrib. Mineral Petrol.*, v. 114, pp 441-451.

Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare earth element geochemistry*, Henderson, P. Editors, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, pp 63-114.

Brey, G.P., Kohler, T. 1990. Geothermobarometry in four-phase Iherzolites II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, Res. 31:1353-1378.

Chernicoff, C.J., Richards, J.P., Zappettini, E.O. 2002. Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern Argentina: geological, geophysical and remote sensing evidence. *Ore Geol. Review*, v. 21, pp 127-155.

Chmielowsky, J., Zandt, G., Haberland, C. 1999. The Central Andean Altiplano-Puna magma body. *Geophys. Res. Lett.*, v. 26 (6), pp 783-786.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, v. 18, pp 303-332.

Davidson, J., Turner, S., Plank, T. 2013. Dy/Dy*: Variations arising from mantle sources and petrogenetic processes. *Journal of Petrology*, v. 54, N°3, pp 525-537.

Davis, B.T.C., Boyd, D.R. 1966. The join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure, and its application to pyroxenes from kimberlites. *Journal of Geophysics, Res.* 71:3567-3576.

De Silva, S.L. 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, v.17, pp 1102-1106.

De Silva, S.L., Francis, P.W. 1989. Correlation of large ignimbrites: two case studies from the Central Andes of northern Chile. *Journal of Volc. & Geotherm. R.*, v. 37, pp 133-149.

De Silva, S.L., Self, S., Francis, P.W., Drake, R.E., Ramírez, C. 1994. Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other Young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *Journal of Geophysical research*, v. 99, pp 17,805-17,825.

Elkins, L.T., Grove, T.L. 1990. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *Am. Mineral.*, v. 75, pp 544- 559.

Fernández-Turiel, J.L., García-Valles, M., Gimeno-Torrente, D., Saavedra-Alonso, J., Martínez-Manent, S. 2005. The hot spring and geyser sinters of El Tatio, Northern Chile. *Sedimentary Geology*, v. 180, pp 125-147.

Gagnevin, D., Stephen, D.J., Kronz, A. 2010. Zircon texture and chemical composition as a guide to magmatic processes and mixing in a granitic environment and coeval volcanic system. *Contrib. Mineral Petrol.*, v. 159, pp 579-596.

Giggenbach, W.F. 1978. The isotopic composition of waters from the El Tatio geothermal field, Northern Chile. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, N°42 (7), pp 979-988.

Godoy, B., Wörner, G., Kojima, S. 2012. Evolución magmática de la cadena volcánica San Pedro-Linzor (Andes centrales) mediante el estudio de inclusiones fundidas. *Actas XIII Congreso geológico chileno, Antofagasta, Chile.*

Godoy, B., Wörner, G., Kojima, S., Aguilera, F., Simon, K., Hartmann, G. 2014. Low-pressure evolution of arc magmas in thickened crust: The San Pedro-Linzor volcanic chain, Central Andes, Northern Chile. *Journal of South Am. Earth Sc.*, v. 52, pp 24-42.

Guest, J.E., Sánchez, J. 1969. A large dacitic lava flow in northern Chile. *Bulletin Volcanologique*, issue 3, pp 778-790.

Harker, A. 1909. *The Natural History of Igneous Rocks.* Macmillan, New York.

Hawthorne, F.C., Oberti, R. 2007. Amphiboles: Crystal Chemistry. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, v. 67, pp 1-54.

Hoskin, P.W. 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et cosmochimica acta*, v. 69, pp 637-648.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 8, pp 523-548.

Lahsen, A., Trujillo, P. 1976. The Geothermal Field of El Tatio, Chile. *Proceedings 2nd United Nations Symposium on Geothermal Fields*, Lawrence Berkeley Laboratory, Univ. of California, Berkeley, California, pp 157-170.

Lahsen, A. 1988. Chilean geothermal resources and their possible utilization. *Geothermics*, v.17 (2), pp 401-410.

Lahsen, A., Muñoz, N., Parada, M.A. 2010. Geothermal development in Chile. *Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia*, pp 25-29.

Lepage, L.D. 2002. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers & Geosciences*, v. 29, pp 673-678.

Lowery Claiborne, L., Miller, C.F., Walker, B.A., Wooden, J.L., Mazdab, F.K., Bea, F. 2006. Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: an example from the Spirit Mountain batholith, Nevada. *Mineralogical magazine*, v. 70, pp 517-543.

Mamani, M., Wörner, G., Sempere, T. 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): tracking crustal thickening and magma generation through time and space. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 122 (1/2), pp 162-182.

Marinovic, N., Lahsen, A. 1984. Carta geológica regional N°58, Servicio Nacional de Geología y Minería (Hoja Calama), Santiago de Chile.

Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N., Drake, R.E. 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *J. South Am. Earth Sci.*, v.7 (2), pp 179-207.

Marshall, D. 1996. Ternplot: An Excel spreadsheet for Ternary diagrams. *Computers and Geosciences*, vol. 22 (6), pp 697-699.

Middlemost, E. A. K. 1994. Naming materials in magma igneous rock system. *Earth Science Review*, N°37, pp 215-224.

Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, N°38, pp 757-775.

Nicolau del Roure, C. 2013. Physico-chemical and environmental controls on siliceous sinter formation at the high-altitude El Tatio geothermal field, Northern Chile. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias, mención geología, Universidad de Chile.

Pardo-Casas, F., Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plate since late Cretaceous times. *Tectonics*, v. 6, pp 233-248.

Peccerillo, A., Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks of the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral Petrol.*, N° 58, pp 63-81.

Phoenix, V.R., Bennett, P.C., Engel, A.S., Tyler, S.W., Ferris, F.G. 2006. Chilean high-altitude hot-spring sinters: a model system for UV screening mechanisms by early Precambrian cyanobacteria. *Geobiology*, v. 4(1), pp 15-28.

Polanco, E., Clavero, J., Giaveli, A. 2012. Geología de la cadena volcánica Paniri-Toconce, Zona Volcánica Central, Altiplano de la Región de Antofagasta, Chile. *Actas XII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile, T4*, pp 462-464.

Prezzi, C.B., Götze, H.-J., Schmidt, S. 2009. 3D density model of the Central Andes. *Phys. Earth Planet. Interiors*, v. 177, pp 217-234.

Pupin, J.P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral Petrol.*, v. 73, pp 207-220.

Putirka, K., D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, v. 69, pp 61-120.

Ranero, C.R., von Huene, R., Wainrebe, W., Reichert, C. 2006. Tectonic processes along the Chile convergent margin. *Frontiers in Earth Sciences*, v. 1., Springer, Heidelberg, Berlin, Germany, pp 91-117.

Renzulli, A., Menna, M., Tibaldi, A., Flude, S. 2006. New data of surface geology, petrology and Ar-Ar geochronology of the Altiplano-Puna volcanic complex (Northern Chile) in the framework of future geothermal exploration. *Actas XI Congreso geológico chileno, Antofagasta, Chile*.

Richards, J.P., Boyce, A.J., Pringle, M.S. 2001. Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: a model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology*, v. 96, pp 271-305.

Richards, J., Villeneuve, M. 2002. Characteristics of late Cenozoic volcanism along the Archibarca lineament from Cerro Lullailloco to Corrida de Cori, northwest Argentina. *Journal of Volcanology & Geothermal Research*, v. 116, pp 161-200.

Ridolfi, F., Puerini, M., Renzulli, A., Menna, M., Theofilos, T. 2010. The magmatic feeding system of El Reventador volcano (Sub-Andean zone, Ecuador) constrained by texture, mineralogy and thermobarometry of the 2002 erupted products. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 176, pp 94–106.

Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M. 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Mineral Petrol.*, v. 160, pp 45-66.

Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M., Oncken, O. 2001. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 188, pp 299-311.

Rollinson, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Pearson Prentice Hall, Geochemistry Series, Edinburgh Gate, Harlow, England.

Salfity, J.A. 1985. Lineamientos transversales al rumbo andino en el noroeste Argentino. *Actas IV Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile*, v. 2, pp 119-137.

Salisbury, M.J., Jicha, B.R., de Silva, S.L., Singer, B.S., Jiménez, N.C., Ort, M.H. 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 123 (5/6), pp 821-840.

Scheuber, E., Giese, P. 1999. Architecture of the Central Andes: a compilation of geoscientific data along a transect at 21°S. *J. South Am. Earth Sci.*, v. 12 (2), pp 103-107.

Scheuber, E., Reutter, K.J. 1992. Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21°S and 25°S. *Tectonophysics*, v. 205, pp 127-140.

Schilling, F.R., Partzsch, G.M., Brasse, H., Schwarz, G. 1997. Partial melting below the magmatic arc in the central Andes deduced from geoelectromagnetic field experiments and laboratory data. *Phys. Earth Planet. Interiors*, v. 103, pp 17-31.

Shand, S.J. 1927. *The Eruptive Rocks*. John Wiley. New York.

Spencer, K.J., Lindsley, D.H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, v. 66, pp 1189–1201.

Stern, C.R. 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*, v. 19 (1), pp 78-81.

Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, v. 31, N°2, pp 161-206.

Stern, C.R., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J.E., Lara, L.E., Naranjo, J.A., Parada, M.A., Skewes, M.A. 2007. Chilean volcanoes, *The geology of Chile*, pp 147-178.

Tar buck, E. J., Lutgens, F. K. 2005. *Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física*. Pearson - Prentice Hall Educación S. A., Octava edición, Madrid.

Taylor, S.R., McLennan, S.M. 1985. The continental crust: Its composition and evolution. *Geological Magazine*, v. 122, issue 06, Oxford, pp 312.

- Tebbens, S.F., Cande, S.C., Kovacs, L., Parra, J.C., LaBrecque, J.L., Vergara, H. 1997. The Chile Ridge: A tectonic framework. *Journal of Geophysical Research*, N°102.
- Thompson, R.N. 1982. British tertiary volcanic province. *Scott. J. of Geology*, v.18, pp 49-107.
- Tibaldi, A., Corazzato, C., Rovida, A. 2009. Miocene-Quaternary structural evolution of the Uyuni and Atacama region, Andes of Chile and Bolivia. *Tectonophysics*, v. 471, pp 114-135.
- Tierney, C., de Silva, S., Schmitt, A.K., Jicha, B., Singer, B. 2010. U-series in zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology reveal the most recent stage of a supervolcanic cycle in the Altiplano-Puna Volcanic Complex, Central Andes. *AGU Fall Meeting Abstracts*, San Francisco, USA, V41B-2277.
- Tilley, C.E. 1950. Some aspects of the magma evolution. *Q. J. Geol. Soc. of London*, DOI: 81: 37-61.
- Tindle, A. G., Webb, P.C. 1994. PROBE-AMPH a spreadsheet program to classify microprobe-derived amphibole analyses. *Computers and Geosciences*, v. 20 (7-8), pp 1201–1228.
- Trumbull, R., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K., Hongn, F. 2006. The time-space distribution of cenozoic volcanism in the South-Central Andes: a new data compilation and some tectonic implications. *Frontiers in Earth Sciences*, v. 1, Springer, Heidelberg, Berlin, Germany, pp 29-43.
- Vavra, G. 1994. Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoid types. *Contrib. Mineral Petrol.*, v. 117, pp 331-344.
- Weaver, B., Tarney, J. 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, v. 310, pp 575-577.
- Winter, J.D. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, Department of Geology, Whitman College, Upper Saddle River, New Jersey.
- Wood, B.J., Banno, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral Petrol.*, v. 42, pp 109-124.
- Yuan, X., Sobolev, S.V., Kind, R. 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 199, pp 389-402.
- Zandt, G., Leidig, M., Chmielowski, J., Baumont, D., Yuan, X. 2003. Seismic detection and characterization of the Altiplano-Puna Magma Body, Central Andes. *Pure and applied geophysics*, v. 160, pp 789-807.

ANEXO A

Datos generales toma de muestras

a.1. Resumen de puntos de muestreo en terreno y muestras analizadas.

Tabla 1: Puntos de toma de muestra en terreno.

Nº Muestra	Centro Volcánico	Tipo de centro	Coordenadas WGS84	Altitud (msnm)	Análisis Quím.	Corte T-P	SEM	EMPA
M17	Toconce	Estratovolcán	589613 / 7539316	3665				
M18	Toconce	Estratovolcán	589613 / 7539316	3665				
M19	Toconce	Estratovolcán	589613 / 7539316	3665	X	X	X	X
M20	Toconce	Estratovolcán	589613 / 7539316	3665				
M21	Toconce	Estratovolcán	589613 / 7539316	3665	X	X	X	
M22	Toconce	Estratovolcán	589613 / 7539316	3665				
M23	Toconce	Dep. Piroclástico	588630 / 7539337	3493		X		
M24	Lavas de Chao	Domo de lava	583993 / 7546069	3499	X	X	X	X
M25	Cerro del León	Estratovolcán	584237 / 7545505	3475	X	X	X	X
M26	Cerro del León	Estratovolcán	584237 / 7545505	3475				
M27	Paniri	Estratovolcán	571852 / 7555642	3514				
M28	Paniri	Estratovolcán	571852 / 7555642	3514	X	X	X	
M29	Paniri	Estratovolcán	571852 / 7555642	3514				
M30	Paniri	Estratovolcán	571852 / 7555642	3514				
M31	Paniri	Estratovolcán	571852 / 7555642	3514	X	X	X	X

a.2. Cálculo de volúmenes para depósitos de centros volcánicos.

Tabla 2: Volúmenes calculados para depósitos de cada centro eruptivo

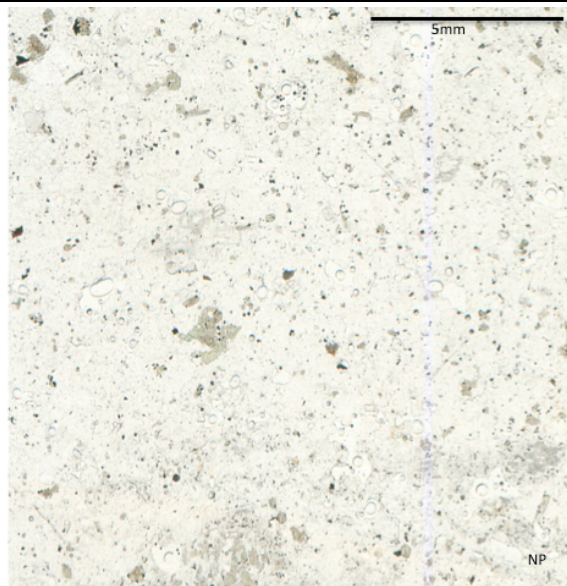
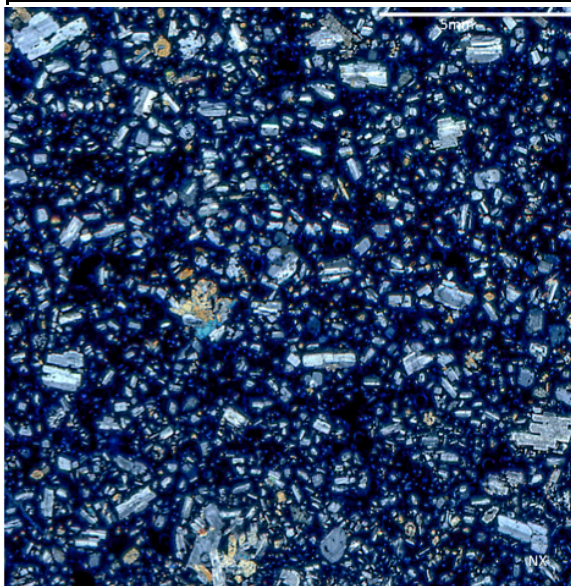
Volcán Toconce		Domo Cerro Lavas de Chao	
Altitud basal edificio volcánico (msnm)	Volumen eruptado (km ³)	Altitud basal edificio volcánico (msnm)	Volumen eruptado (km ³)
3400	99,88	3500	55,05
3600	78,57	3700	42,40
3800	58,17	3900	30,70
4000	39,87	4100	20,66
4200	24,32	4300	12,42
4400	12,66	4500	6,09
4600	5,56	4700	2,12
Volcán Paniri		Volcán Cerro del león	
Altitud basal edificio volcánico (msnm)	Volumen eruptado (km ³)	Altitud basal edificio volcánico (msnm)	Volumen eruptado (km ³)
3500	109,10	3400	83,33
3600	96,78	3600	68,92
3700	84,79	3800	55,45
3800	73,22	4000	42,91
3900	62,14	4200	31,35
4000	51,95	4400	20,83
4100	43,03	4600	12,57

ANEXO B

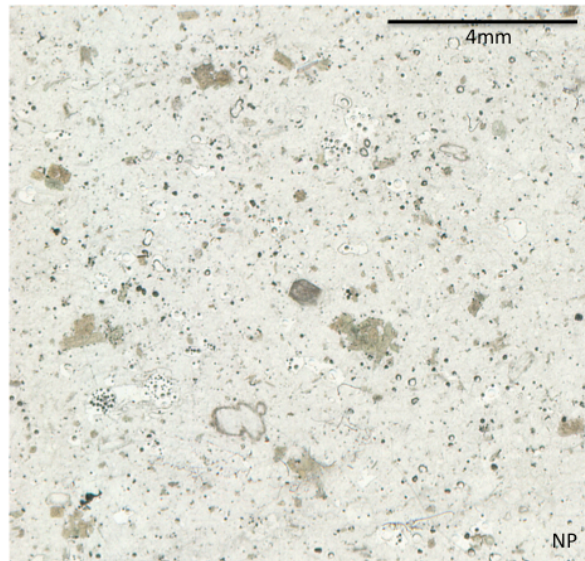
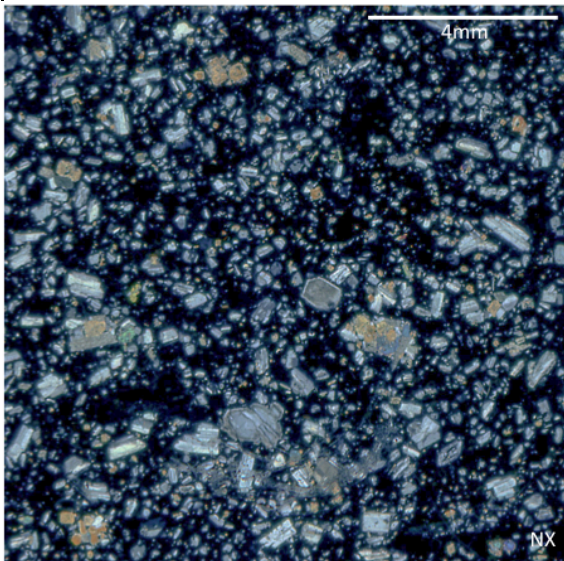
Petrografía

b.1. Descripciones petrográficas de cortes transparentes

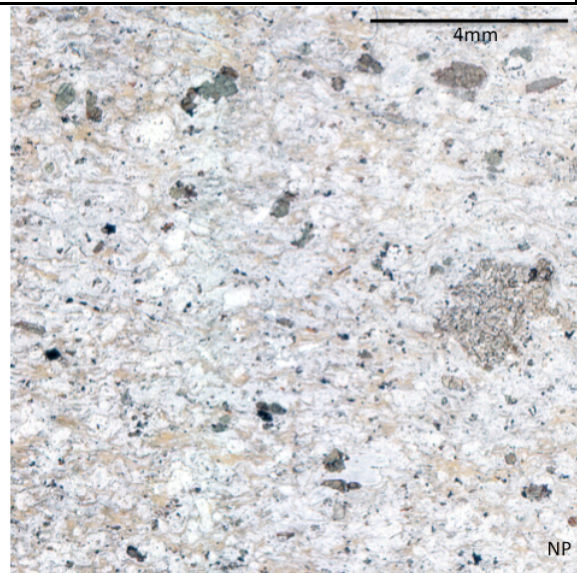
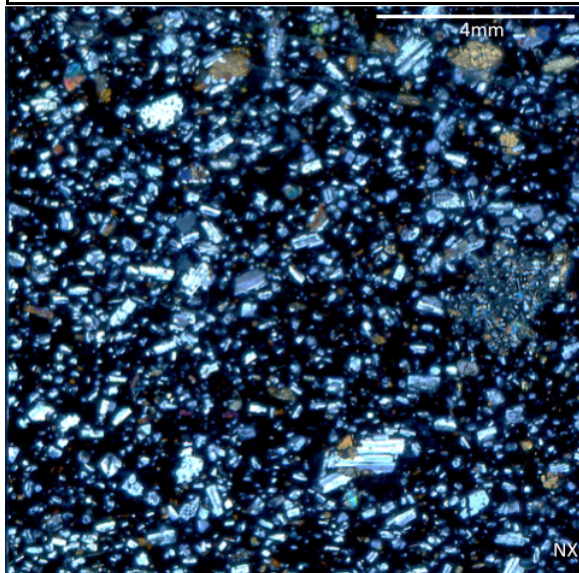
Muestra	19b - Volcán Toconce	589613-7539316 / 3665msnm
Textura	Hipocristalina, tamaño relativo de cristales inequigranular, hipidiomórfica (cristales varían de subhedrales a euhedrales).	
Mineralogía	Fenocristales 40% (>1mm)	Plagioclasa 40%: Cristales euhedrales a subhedrales tabulares, de integridad y estructuralidad media a alta. Los cristales en general presentan macla polisintética. Sus tamaños varían entre 0,5 y 1mm. Son comunes en ellos: zonaciones, signos de reabsorción (agujeros y embahamientos dentro de los cristales) y cristales de plagioclasa englobando a pequeños cristales de piroxeno de <0,1mm (textura poikilítica). Cristales con textura sieve.
		Hornblenda 25%: Cristales subhedrales a anhedrales, integridad media y estructuralidad baja. Presentan clivaje en dos direcciones (60-120°), colores de interferencia de primer orden y pleocroísmo leve marrón-verde. Tamaño promedio ~0,5mm. Se presentan muy fragmentados. Presentan bordes de descomposición.
		Biotita 10%: Cristales euhedrales, de forma tabular. Integridad y estructuralidad alta. Su tamaño promedio es 0,5mm. Presentan posibles inclusiones de circón.
		Clinopiroxeno 20%: Cristales subhedrales a anhedrales, de integridad más bien baja. Presentan clivaje marcado en una dirección (90°) y sus colores de interferencia van del final del primer orden hasta principio del segundo orden. Cristales muestran leve pleocroísmo leve marrón. Tamaños promedio varían de 0,5 a 1mm. Cristales presentan bordes de descomposición y signos de reabsorción (agujeros en cristales).
	Masa Fundamental 55%	Compuesta por vidrio. No se observan familias de cristales pequeños formando parte de ella, aparte de escasos fragmentos menores de los mismos fenocristales (representan ~10%). No se distingue orientación preferente de cristales. Textura vitrofírica.
Vesículas 5%	Textura vesicular dada por vesículas redondeadas, sin relleno y con distribución homogénea en el corte. Tamaño <0,5mm.	
Observaciones: Presenta textura glomeroporfírica, dada por agregados de cristales de plagioclasa, hornblenda y piroxeno. Glómeros se presentan de tamaño ~1mm.		
Nombre: Dacita de hornblenda		



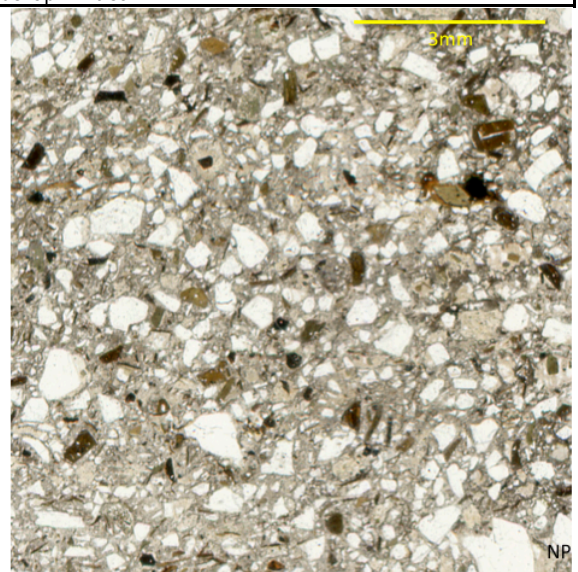
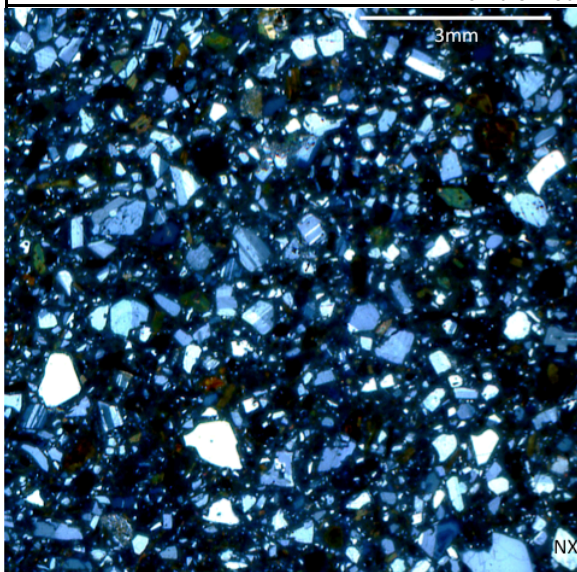
Muestra	M19b - Volcán Toconce	589613-7539316 / 3665msnm
Textura	Hipocristalina, tamaño relativo de cristales inequigranular, hipidiomórfica (cristales varían de subhedrales a euhedrales).	
Mineralogía	Fenocristales 40% (>1mm)	Plagioclasa 40%: Cristales euhedrales a subhedrales tabulares, de integridad y estructuralidad media a alta. Los cristales en general presentan macla polisintética. Sus tamaños varían entre 0,5 y 1mm. Son comunes en ellos: zonaciones, signos de reabsorción (agujeros y embahiamientos dentro de los cristales) y cristales de plagioclasa englobando a pequeños cristales de piroxeno de <0,1mm (textura poikilítica). Cristales con textura sieve.
		Hornblenda 30%: Cristales subhedrales a anhedrales, integridad media y estructuralidad baja. Presentan clivaje en dos direcciones (60-120°), colores de interferencia de primer orden y pleocroísmo leve marrón-verde. Tamaño promedio ~0,5mm. Se presentan muy fragmentados. Presentan bordes de descomposición.
		Biotita 15%: Cristales euhedrales, de forma tabular. Integridad y estructuralidad alta. Su tamaño promedio es 0,5mm. Presentan posibles inclusiones de circón.
		Clinopiroxeno 15%: Cristales subhedrales a anhedrales, de integridad más bien baja. Presentan clivaje marcado en una dirección (90°) y sus colores de interferencia van del final del primer orden hasta principio del segundo orden. Cristales muestran leve pleocroísmo leve marrón. Tamaños promedio varían de 0,5 a 1mm. Cristales presentan bordes de descomposición y signos de reabsorción (agujeros en cristales).
		Opacos <2%: Cristales aislados redondeados, de tamaño promedio 0,5mm.
Masa Fundamental 55%	Compuesta por vidrio. No se observan familias de cristales pequeños formando parte de ella, aparte de escasos fragmentos menores de los mismos fenocristales (representan ~10%). No se distingue orientación preferente de cristales. Textura vitrofírica.	
Vesículas 5%	Textura vesicular dada por vesículas redondeadas, sin relleno y con distribución homogénea en el corte. Tamaño <0,5mm.	
Observaciones: Presenta textura glomeroporfírica, dada por agregados de cristales de plagioclasa, hornblenda y piroxeno. Glómeros se presentan de tamaño ~1mm.		
Nombre: Dacita de hornblenda		



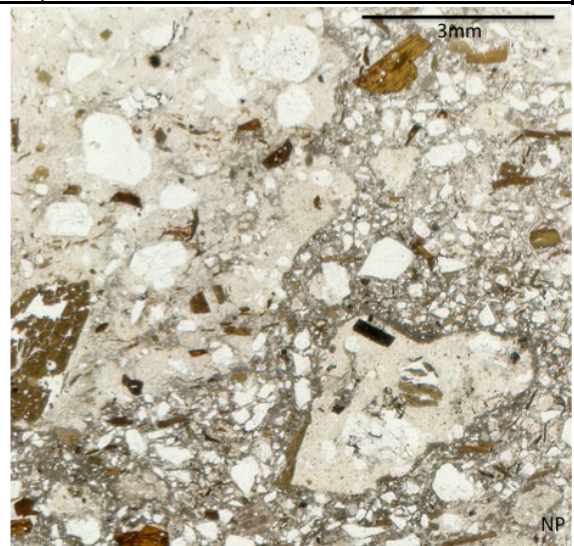
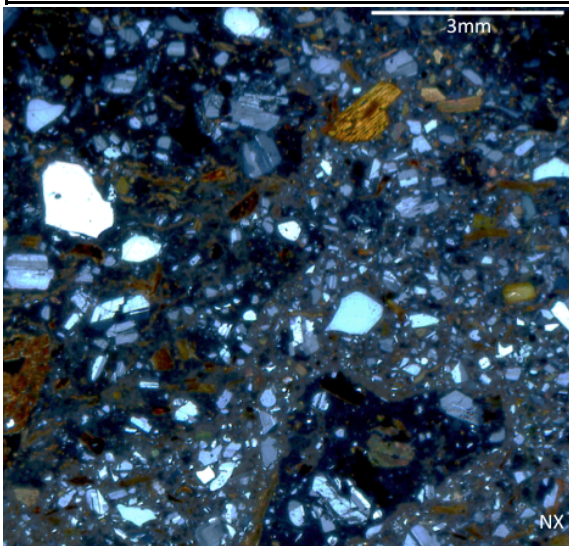
Muestra	M21 - Volcán Toconce	589613-7539316 / 3665msnm
Textura	Hipocristalina, tamaño relativo de cristales inequigranular, hipidiomórfica (cristales varían de subhedrales a euhedrales)	
Mineralogía	Fenocristales 40% (>1mm)	Plagioclasa 40%: Cristales euhedrales a subhedrales tabulares, de integridad y estructuralidad media a alta. Los cristales en general presentan macla polisintética. Sus tamaños varían entre 0,5 y 2mm. Son comunes en ellos: zonaciones, signos de reabsorción (agujeros y embahiamientos dentro de los cristales) y cristales de plagioclasa englobando a pequeños cristales de piroxeno de <0,1mm (textura poikilítica). Cristales con textura sieve.
		Hornblenda 20%: Cristales subhedrales a anhedrales, integridad media y estructuralidad baja. Presentan clivaje en dos direcciones (60-120°) poco marcado, debido a su baja integridad. Se presentan muy fragmentados. Presentan bordes de descomposición.
		Piroxeno 35%: clinopiroxeno (0,5mm promedio), cristales prismáticos a tabulares, estructuralidad e integridad buena a regular. Ortopiroxeno (de 0,5 a 1mm) cristales prismáticos de estructuralidad e integridad buenas. Se aprecia en ellos clivaje característico en una dirección (90°). Ambas familias presentan bordes de descomposición.
		Opacos 5%: Cristales aislados redondeados, de tamaño promedio 0,5mm.
	Masa Fundamental 50%	Compuesta por vidrio. No se observan familias de cristales pequeños formando parte de ella. Es posible distinguir estructura dada por el flujo (alineamiento de los fenocristales en la masa fundamental vítrea). Textura vitrofírica.
	Vesículas 10%	Textura vesicular dada por vesículas redondeadas, sin relleno y con distribución homogénea en el corte. Tamaño <0,5mm.
Observaciones: Presenta textura glomeroporfírica, dada por agregados de cristales de plagioclasa, hornblenda y piroxeno. Glómeros se presentan de tamaño ~1mm.		
Nombre: Dacita de Hornblenda		



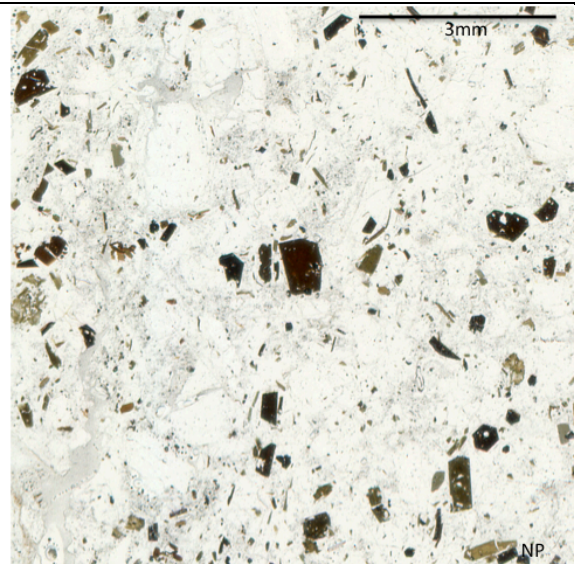
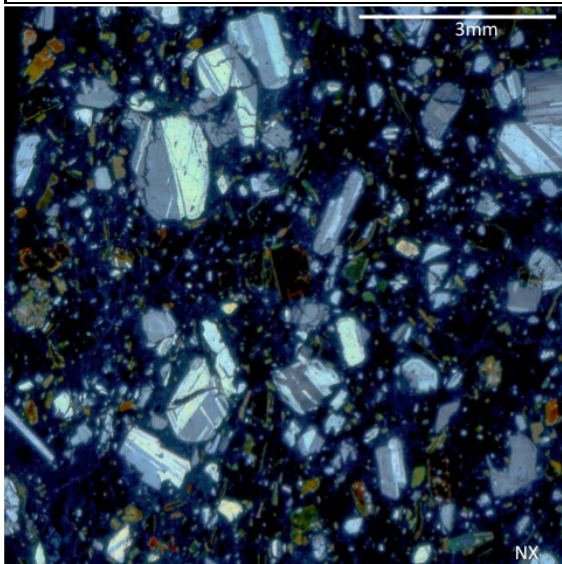
Muestra	M23c – Volcán Toconce	588630-7539337 / 3493msnm
Textura	Piroclástica o fragmentada	
Mineralogía	Fenocristales 45% (>1mm)	Plagioclasa 40%: Fragmentos de cristales de tamaños >2mm. En general son íntegros, de baja estructuralidad. Cristales presentan zonaciones y macla polisintética y de Carlsbad.
		Biotita 30%: Cristales euhedrales a subhedrales, tabulares alargados, de alta integridad y estructuralidad media. Tamaños varían de 1 a 2mm.
		Hornblenda 10%: Se aprecian dos familias diferentes. Cristales de >2mm, y cristales de ~1mm. Los cristales más grandes se aprecian muy fracturados, con integridad media, subhedrales, mientras que los más pequeños se aprecian en general con buena integridad y estructuralidad, subhedrales a euhedrales.
		Cuarzo 15%: Cristales euhedrales de tamaño >3mm. Estructuralidad e integridad altas. Se presenta en forma de fenocristales redondeados de aspecto muy limpio.
Masa Fundamental 45%	Compuesta de ceniza (a muestra de mano se distinguieron partículas tamaño lapilli fino). Se observan fragmentos de pómez de 4 a 5mm, dentro de los cuales hay pequeños cristales (<0,5mm) de cuarzo y mica.	
Vesículas 10%	Vesículas redondeadas, sin relleno y con distribución homogénea en el corte. Tamaños varían entre 1 y 2mm.	
Nombre: Toba de lapilli vítrea		



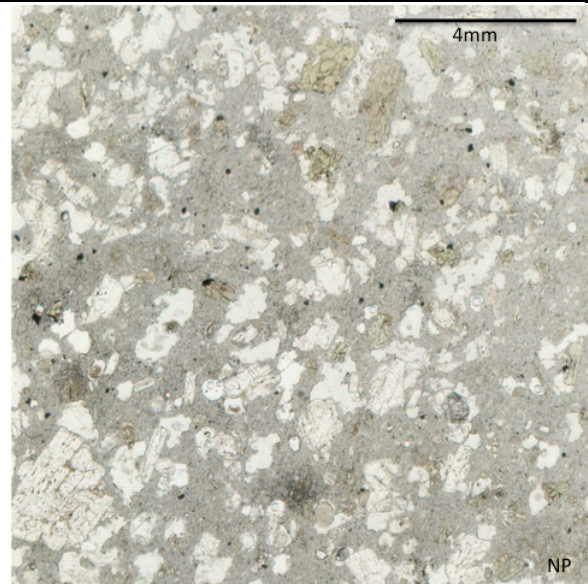
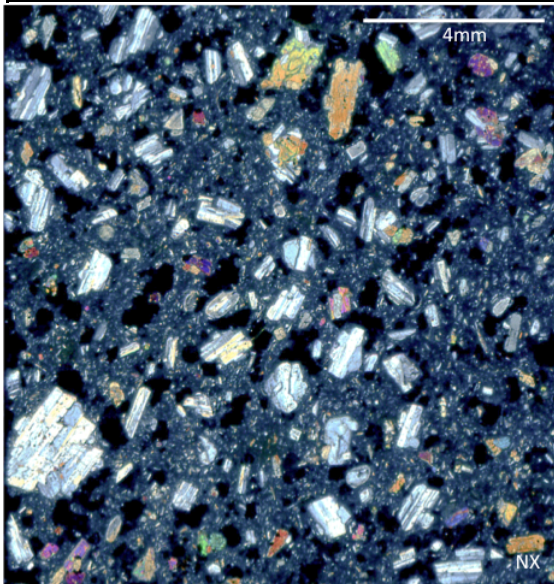
Muestra	23c - Volcán Toconce	588630-7539337 / 3493msnm
Textura	Piroclástica o fragmentada	
Mineralogía	Fenocristales 45% (>1mm)	Plagioclasa 40%: Fragmentos de cristales de tamaños >2mm. En general son íntegros, de baja estructuralidad. Cristales presentan zonaciones y macla polisintética y de Carlsbad.
		Biotita 25%: Cristales euhedrales a subhedrales, tabulares alargados, de alta integridad y estructuralidad media. Tamaños varían de 1 a 2mm.
		Hornblenda 15%: Se aprecian dos familias diferentes. Cristales de >2mm, y cristales de ~1mm. Los cristales más grandes se aprecian muy fracturados, con integridad media, subhedrales, mientras que los más pequeños se aprecian en general con buena integridad y estructuralidad, subhedrales a euhedrales.
		Cuarzo 15%: Cristales euhedrales de tamaño >3mm. Estructuralidad e integridad altas. Se presenta en forma de fenocristales redondeados de aspecto muy limpio.
Masa Fundamental 45%	Compuesta de ceniza (a muestra de mano se distinguieron partículas tamaño lapilli fino). Se observan fragmentos de pómez de 4 a 5mm, dentro de los cuales hay pequeños cristales (<0,5mm) de cuarzo y mica.	
Vesículas 10%	Vesículas redondeadas, sin relleno y con distribución homogénea en el corte. Tamaños varían entre 1 y 2mm.	
Nombre: Toba de lapilli vítrea		



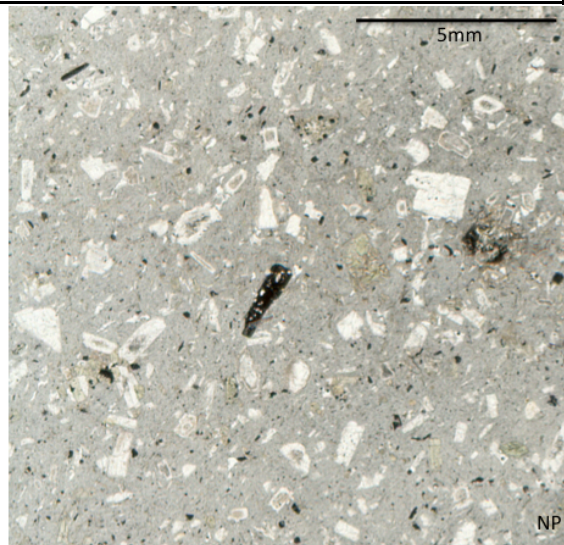
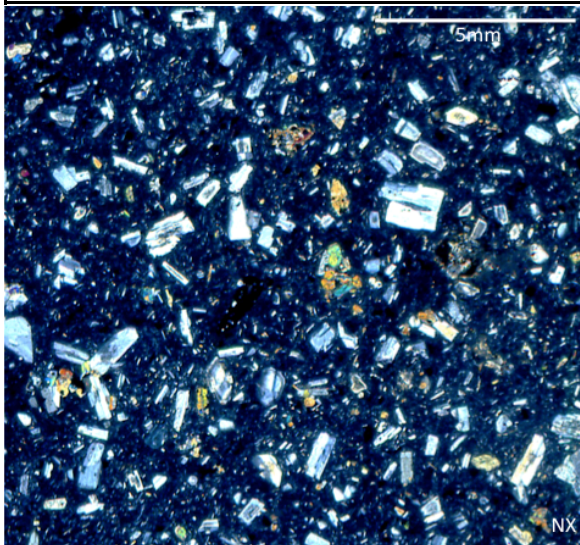
Muestra	M24 - Volcán Lavas de Chao	583993-7546069 / 3499msnm
Textura	Hipocristalina, tamaño relativo de cristales inequigranular, hipidiomórfica (cristales varían de subhedrales a euhedrales).	
Mineralogía	Fenocristales 40% (> 1mm)	Plagioclasa 50%: Cristales euhedrales a subhedrales tabulares, de integridad y estructuralidad media a alta (se aprecian cristales tabulares, y fragmentos de cristales de gran tamaño). Representan la familia de fenocristales de mayor tamaño que se observa en el corte, con tamaños de >2mm en promedio. Los cristales en general presentan macla polisintética y carlsbad. Son comunes en ellos: zonaciones (sobre todo en los cristales mayores) y signos de reabsorción (agujeros dentro de los cristales). Posibles inclusiones en cristales más grandes.
		Hornblenda 10%: Cristales subhedrales a anhedrales, integridad media y estructuralidad baja. Presentan clivaje en dos direcciones (60-120°), colores de interferencia de primer orden y pleocroísmo leve marrón. Tamaño promedio ~0,5mm.
		Biotita 35%: Cristales euhedrales en general, de formas tabulares y hexagonales. Integridad y estructuralidad alta. Sus tamaños varían entre 0,5 y 2mm. Algunos de sus cristales presentan signos de reabsorción (pequeños agujeros dentro de los cristales) y otros engloban a cristales pequeños de plagioclasa (0,1mm) (textura poikilítica). Presentan posibles inclusiones de circón.
		Opacos 5%: Cristales aislados redondeados, de tamaño promedio <1mm.
	Masa Fundamental 55%	Compuesta por vidrio en su totalidad. No se observan familias de cristales pequeños formando parte de ella. Es posible distinguir estructura dada por el flujo (alineamiento de los fenocristales en la masa fundamental). Textura vitrofírica.
Vesículas 5%	Textura vesicular dada por vesículas redondeadas, sin relleno y con distribución homogénea en el corte. Tamaño de ellas varía entre 0,5 y 1mm.	
Accesorios		
Observaciones: Presenta textura glomeroporfírica, dada por agregados de cristales de plagioclasa, biotita y Hornblenda. Glómeros se presentan de tamaño ~2mm.		
Nombre: Dacita de biotita		



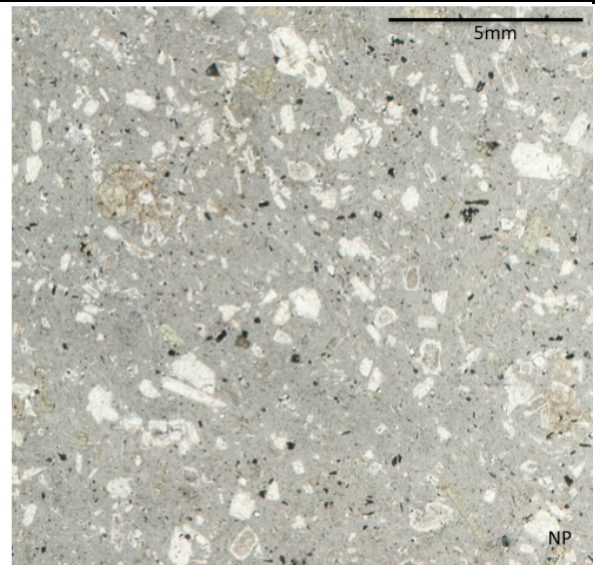
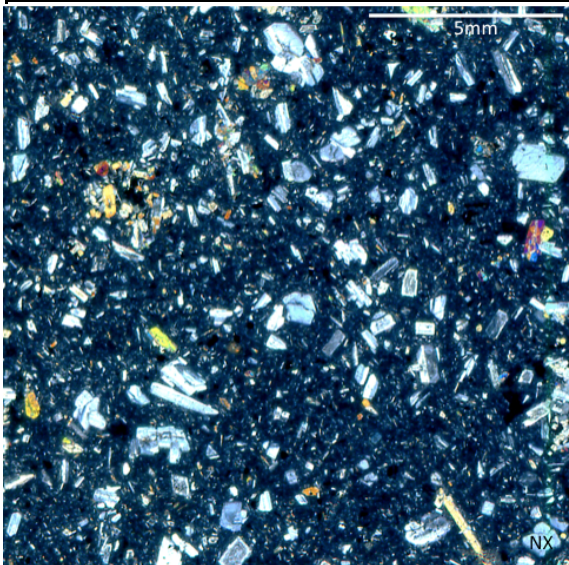
Muestra	M25a - Volcán Cerro del León	584237-7545505 / 3475msnm
Textura	Hipocristalina, tamaño relativo de cristales inequigranular, hipidiomórfica (cristales varían de subhedrales a euhedrales).	
Mineralogía	Fenocristales 25% (> 1mm)	Plagioclasa 45%: Cristales euhedrales a subhedrales tabulares, de integridad y estructuralidad media a alta. Representan la familia de fenocristales de mayor tamaño que se observa en el corte, alcanzando tamaños de incluso >2mm. Los cristales en general presentan macla polisintética. Son comunes en ellos: zonaciones, bordes de descomposición, albitizaciones y fenocristales de plagioclasa englobando a pequeños cristales de piroxeno (textura poikilitica).
		Clinopiroxeno 30%: Cristales euhedrales a subhedrales, de integridad más bien baja, con formas tabulares a prismáticas. Presentan clivaje marcado en una dirección (90°) y extinción oblicua. Sus colores de interferencia van del final del primer orden hasta mitad del segundo orden. Cristales muestran leve pleocroísmo marrón-verde. Tamaños promedio varían de 0,5 a 1mm. Cristales presentan bordes de descomposición y signos de reabsorción (agujeros en cristales).
		Hornblenda 15%: Cristales tabulares a prismáticos subhedrales, con estructuralidad media e integridad baja. Clivaje en 2 direcciones característico es difícil de apreciar debido a la baja integridad. Tamaños promedio ~0,5mm
		Opacos 10%: Cristales aislados de tamaños que varían entre 0,5mm y 1mm.
Masa Fundamental 55%	Está compuesta de microlitos de plagioclasa (35%) de muy baja integridad y estructuralidad (son difíciles de reconocer). En general no se encuentran orientados, y están inmersos en una matriz vítrea (60%). En ella también se aprecian en escasa cantidad pequeños cristales de clinopiroxeno inmersos (5%). Textura intersertal, debido a microlitos sin alineamiento preferente.	
Vesículas 20%	Textura vesicular dada por vesículas redondeadas, sin relleno y con distribución homogénea en el corte. Tamaños de 0,5 a 1mm.	
Observaciones: Muestra presenta cristales aislados de epidota, representando <5% de la muestra. Estos cristales fueron descritos en la muestra de mano también y son de tamaño ~1mm, pudiendo corresponder a una alteración posterior de la roca.		
Nombre: Dacita de piroxeno		



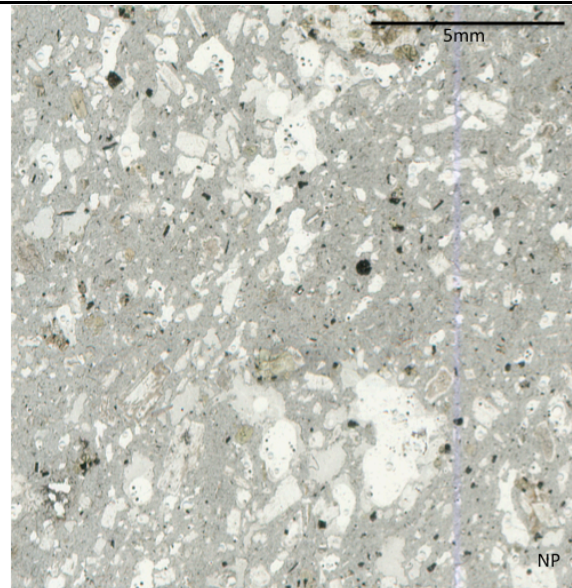
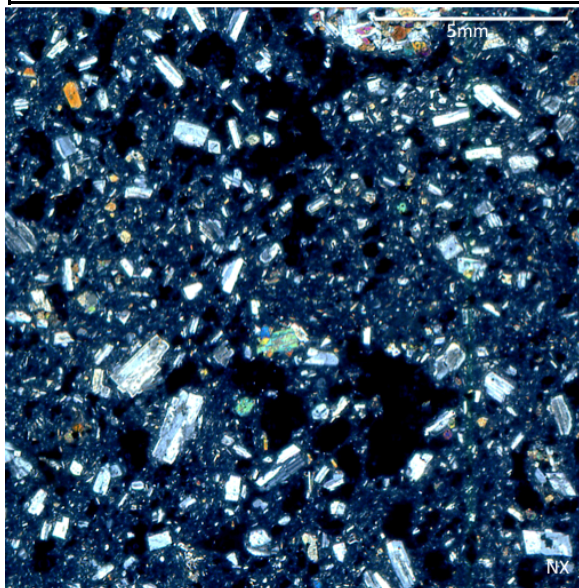
Muestra	29 - Volcán Paniri	571851-7555642 / 3514msnm
Textura	Hipocristalina, tamaño relativo de cristales inequigranular, hipidiomórfica (cristales varían de subhedrales a euhedrales).	
Mineralogía	Fenocristales 40% (>1mm)	Plagioclasa 60%: Cristales subhedrales a euhedrales, de tamaños entre 1 y 2mm. En general presentan alta integridad y estructuralidad media. Presentan macla polisintética y de Carlsbad. Cristales presentan zonaciones (en especial los de mayor tamaño) y presentan texturas de reabsorción (agujeros y embahiamientos en ellos). Cristales con textura sieve.
		Clinopiroxeno 30%: Cristales subhedrales, de tamaños entre 1 y 1,5mm. Su integridad y estructuralidad son intermedias. Se los halla principalmente formando cúmulos. Presentan colores de interferencia de hasta segundo orden y clivaje marcado en una dirección (~90°). Presentan texturas de reabsorción (agujeros y embahiamientos en ellos).
		Hornblenda 5%: Cristales anhedrales aislados. Estructuralidad e integridad bajas. Se encuentran formando cúmulos de cristales y presentan clivaje marcado en 2 direcciones (60° y 120°). Son muy escasas en el corte.
		Opacos 5%: Cristales aislados redondeados, de tamaño máximo 1mm.
	Masa Fundamental 50%	Está compuesta de vidrio, con microlitos de plagioclasa inmersos, los cuales no se presentan orientados por el flujo. La masa fundamental contiene inmersos también micro cristales de piroxeno (<5%). Textura intersertal dada por microlitos de plagioclasa no orientados.
Vesículas 10%	Textura vesicular dada por vesículas redondeadas, distribuidas homogéneamente en el corte, de tamaños entre 1 y 2mm.	
Accesorios		
Observaciones: Muestra presenta textura glomeroporfírica, dada por cúmulos de cristales de plagioclasa, piroxeno y hornblenda. Los agregados tienen tamaños entre 2 y 8mm.		
Nombre: Dacita de Piroxeno		



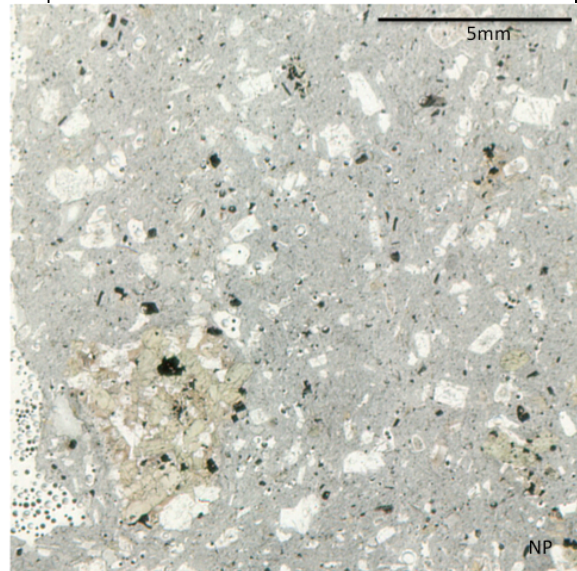
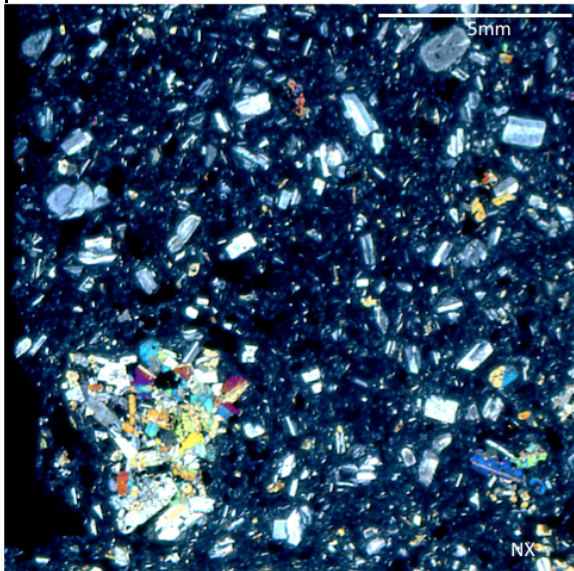
Muestra	M29 - Volcán Paniri	571851-7555642 / 3514msnm
Textura	Hipocristalina, tamaño relativo de cristales inequigranular, hipidiomórfica (cristales varían de subhedrales a euhedrales).	
Mineralogía	Fenocristales 40% (>1mm)	Plagioclasa 50%: Cristales subhedrales a euhedrales, de tamaño aproximado 2mm. En general presentan alta integridad y estructuralidad media. Presentan macla polisintética y de Carlsbad. Cristales presentan zonaciones (en especial los de mayor tamaño) y presentan texturas de reabsorción (agujeros y embahiamientos en ellos). Cristales con textura sieve y poikilitica.
		Hornblenda 10%: Cristales anhedrales aislados. Estructuralidad e integridad bajas. Se encuentran formando cúmulos de cristales y presentan clivaje marcado en 2 direcciones (60° y 120°). Son muy escasas en el corte.
		Piroxeno 35%: Cristales subhedrales, de tamaños entre 1 y 1,5mm. Su integridad y estructuralidad son intermedias. Se los halla principalmente formando cúmulos. Presentan colores de interferencia de hasta segundo orden y clivaje marcado en una dirección (~90°), por lo que corresponderían a clinopiroxenos. Algunos de ellos presentan extinción recta y colores de interferencia de primer orden, por lo que corresponderían a ortopiroxenos. Presentan signos de reabsorciones (agujeros y embahiamientos en ellos).
		Opacos 5%: Cristales redondeados, de tamaño máximo 1mm.
	Masa Fundamental 50%	Está compuesta de vidrio, con microlitos de plagioclasa inmersos, los cuales no se presentan orientados por el flujo. La masa fundamental contiene inmersos también micro cristales de piroxeno (<5%). Textura intersertal .
Vesículas 10%	Textura vesicular dada por vesículas redondeadas, distribuidas homogéneamente en el corte, de tamaños entre 1 y 2mm.	
Accesorios		
Observaciones: Muestra presenta textura glomeroporfírica, dada por agregados de cristales de plagioclasa, piroxeno y hornblenda. Estos agregados tienen tamaños entre 2 y 10mm.		
Nombre: Dacita de piroxeno		



Muestra	31a - Volcán Paniri	571851-7555642 / 3514msnm
Textura	Hipocristalina, tamaño relativo de cristales inequigranular, hipidiomórfica (cristales varían de subhedrales a euhedrales).	
Mineralogía	Fenocristales 30% (>1mm)	Plagioclasa 45%: Cristales subhedrales a euhedrales, de tamaños entre 1 y 2mm. En general presentan alta integridad y estructuralidad media. Presentan macla polisintética y de Carlsbad. Cristales presentan zonaciones (en especial los de mayor tamaño) y presentan texturas de reabsorción (agujeros en ellos). Cristales con textura sieve y poikilitica (con piroxenos).
		Clinopiroxenos 35%: Cristales subhedrales a anhedrales, de tamaños entre 1 y 2mm. Su integridad y estructuralidad son intermedias. Se los halla principalmente formando cúmulos. Presentan colores de interferencia de hasta segundo orden y clivaje marcado en una dirección (~90°). Se aprecian zonaciones en cristales más grandes.
		Hornblenda 15%: Cristales anhedrales aislados. Estructuralidad e integridad bajas. Se encuentran formando cúmulos de cristales y presentan clivaje marcado en 2 direcciones (60° y 120°). Son muy escasas en el corte.
		Opacos 5%: Cristales redondeados, de tamaños entre 1 y 1,5mm.
	Masa Fundamental 50%	Está compuesta de vidrio, con microlitos de plagioclasa inmersos, los cuales no se presentan orientados por el flujo. La masa fundamental contiene inmersos también micro cristales de piroxeno (<5%). Textura intersertal dada por microlitos de plagioclasa no orientados.
Vesículas 20%	Textura vesicular dada por vesículas redondeadas, distribuidas homogéneamente en el corte, de tamaños entre 1 y 2mm.	
Accesorios		
Observaciones: Textura glomeroporfirica. Formación de cúmulos de cristales de 2 a 8mm, que incluyen plagioclasas, piroxenos y hornblenda.		
Nombre: Dacita de piroxeno		



Muestra	M31a - Volcán Paniri	571851-7555642 / 3514msnm
Textura	Hipocristalina, tamaño relativo de cristales inequigranular, hipidiomorfica (cristales varían de subhedrales a euhedrales).	
Mineralogía	Fenocristales 40% (>1mm)	Plagioclasa 60%: Cristales subhedrales a euhedrales, de tamaños entre 1 y 2mm. En general presentan alta integridad y estructuralidad media. Presentan macla polisintética y de Carlsbad. Cristales presentan zonaciones (en especial los de mayor tamaño) y presentan texturas de reabsorción (agujeros en ellos). Cristales presentan textura sieve y poikilítica (con piroxenos).
		Hornblena 5%: Cristales anhedrales aislados. Estructuralidad e integridad bajas. Se encuentran formando cúmulos de cristales y presentan clivaje marcado en 2 direcciones (60° y 120°). Son muy escasas en el corte.
		Clinopiroxeno 30%: Cristales subhedrales a anhedrales, de tamaños entre 1 y 2mm. Su integridad y estructuralidad son intermedias. Se los halla principalmente formando cúmulos. Presentan colores de interferencia de hasta segundo orden y clivaje marcado en una dirección (~90°).
		Opacos 5%: Cristales redondeados, de tamaños entre 1 y 1,5mm.
	Masa Fundamental 45%	Está compuesta de vidrio, con microlitos de plagioclasa inmersos, los cuales no se presentan orientados por el flujo. La masa fundamental contiene inmersos también micro cristales de piroxeno (<5%). Textura intersertal dada por microlitos de plagioclasa no orientados.
Vesículas 15%	Textura vesicular dada por vesículas redondeadas, distribuidas homogéneamente en el corte, de tamaños entre 1 y 2mm.	
Accesorios		
Observaciones: Textura glomeroporfirica. Formación de cúmulos de cristales de 2 a 8mm, que incluyen plagioclasas, piroxenos y hornblenda.		
Nombre: Dacita de piroxeno		



ANEXO C

Geoquímica de roca total

c.1. Datos geoquímicos del análisis de roca total

Tabla 1: Química de roca total.

Analyte Symbol	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
Unit Symbol	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Detection limit	0,01	0,01	0,01	0,001	0,01	0,01	0,01	0,01	0,001	0,01		0,01
Analysis Method	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP
M19-Toconce	67,37	14,46	3,30	0,05	1,36	2,96	2,97	4,45	0,49	0,13	2,01	99,56
M21-Toconce	67,50	14,08	3,56	0,06	1,42	2,95	2,81	4,45	0,51	0,15	2,42	99,9
M24-Chao	67,19	14,51	3,34	0,06	1,57	3,32	3,24	3,76	0,48	0,11	0,89	98,47
M25-Cerro León	63,28	14,96	4,87	0,07	2,84	4,81	3,01	3,30	0,64	0,17	1,4	99,36
M28-Paniri	63,71	15,32	4,63	0,07	2,03	4,18	3,41	3,29	0,62	0,19	1,52	98,96
M31-Paniri	65,40	15,65	4,75	0,07	1,98	4,31	3,56	3,34	0,62	0,18	0,82	100,7
Analyte Symbol	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection limit	1	1	5	3	2	2	4	20	1	20	10	30
Analysis Method	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
M19-Toconce	8	3	89	647	229	19	203	40	6	< 20	10	70
M21-Toconce	9	4	99	693	235	18	226	30	6	< 20	30	60
M24-Chao	7	2	81	621	307	15	120	30	7	< 20	10	60
M25-Cerro León	12	2	124	665	386	15	162	90	12	< 20	20	70
M28-Paniri	9	2	112	700	417	17	176	40	10	< 20	20	80
M31-Paniri	9	2	110	707	421	17	174	30	9	< 20	10	70
Analyte Symbol	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	La
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection limit	1	1	5	2	1	2	0,5	0,2	1	0,5	0,5	0,1
Analysis Method	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
M19-Toconce	19	2	9	254	12	4	1,3	< 0,2	3	1,6	20,8	38,7
M21-Toconce	18	1	11	240	11	3	1	< 0,2	2	1,3	19,8	37,7
M24-Chao	17	1	11	168	7	4	0,6	< 0,2	2	0,8	12,7	32
M25-Cerro León	18	1	< 5	136	8	3	1	< 0,2	1	< 0,5	8,3	31
M28-Paniri	20	1	5	158	10	4	1,3	< 0,2	2	< 0,5	8,3	33,9
M31-Paniri	19	1	6	153	7	3	0,8	< 0,2	1	< 0,5	7,9	31,5
Analyte Symbol	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection limit	0,1	0,05	0,1	0,1	0,05	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,05	0,1
Analysis Method	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
M19-Toconce	73,8	8,54	30,4	5,6	0,88	4,2	0,6	3,5	0,7	1,9	0,28	1,9
M21-Toconce	69,1	8,05	29,5	5	0,91	3,7	0,6	3,3	0,6	1,7	0,25	1,7
M24-Chao	59,3	6,55	23,1	4,2	0,74	3	0,5	2,6	0,5	1,5	0,21	1,4
M25-Cerro León	56	6,83	25,5	4,8	0,96	3,5	0,5	3	0,5	1,5	0,21	1,4
M28-Paniri	66,3	7,65	27,9	5	1,03	3,8	0,6	3,2	0,6	1,7	0,27	1,8
M31-Paniri	60,1	6,97	25,4	4,6	0,94	3,5	0,5	2,9	0,6	1,6	0,24	1,6
Analyte Symbol	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U			
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm			
Detection limit	0,04	0,2	0,1	1	0,1	5	0,4	0,1	0,1			
Analysis Method	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS			
M19-Toconce	0,3	5,6	1,5	5	1,3	26	0,5	26,5	9,2			
M21-Toconce	0,26	5	1,4	< 1	1,2	24	< 0,4	25,8	9,3			
M24-Chao	0,24	3,4	1,2	4	1	22	< 0,4	26,7	10,5			
M25-Cerro León	0,23	4,3	0,8	2	0,7	15	< 0,4	16,5	5,3			
M28-Paniri	0,32	5,3	0,9	1	0,7	17	< 0,4	22,3	7			
M31-Paniri	0,27	3,9	0,8	2	0,6	17	< 0,4	20,3	6,6			

c.2. Cálculo índice de saturación de alúmina.

Tabla 2: Fracciones molares para cálculo de índice de saturación de alúmina.

	%Al ₂ O ₃	%Na ₂ O	%CaO	%K ₂ O
Peso molecular	101,96	61,97	56,07	94,2
Porcentaje en masa				
M19-Toconce	14,46	2,97	2,96	4,45
M21-Toconce	14,08	2,81	2,95	4,45
M25-C. León	14,96	3,01	4,81	3,3
M24-Chao	14,51	3,24	3,32	3,76
M28-Paniri	15,32	3,41	4,18	3,29
M31-Paniri	15,65	3,56	4,31	3,34
Razones molares				
M19-Toconce	0,142	0,048	0,053	0,047
M21-Toconce	0,138	0,045	0,053	0,047
M25-C. León	0,147	0,049	0,086	0,035
M24-Chao	0,142	0,052	0,059	0,040
M28-Paniri	0,150	0,055	0,075	0,035
M31-Paniri	0,153	0,057	0,077	0,035

	Al ₂ O ₃ /(K ₂ O+Na ₂ O+CaO)	Al ₂ O ₃ /(K ₂ O+Na ₂ O)
M19-Toconce	0,959	1,490
M21-Toconce	0,951	1,492
M25-C. León	0,866	1,755
M24-Chao	0,940	1,544
M28-Paniri	0,913	1,670
M31-Paniri	0,904	1,652

ANEXO D

Química mineral

d.1. Análisis de química mineral SEM

Tabla 1: Análisis SEM de plagioclasa perteneciente al Volcán Cerro del León.

#1			#2		
Element	Weight%	Atomic%	Element	Weight%	Atomic%
O K	51.86	66.01	O K	51.11	65.05
Na K	2.76	2.44	Na K	3.52	3.12
Al K	14.34	10.82	Al K	14.17	10.70
Si K	22.84	16.56	Si K	24.33	17.64
Ca K	8.20	4.17	Ca K	6.87	3.49
Total	100.00		Total	100.00	
#3			#4		
Element	Weight%	Atomic%	Element	Weight%	Atomic%
O K	50.95	65.48	O K	51.09	65.69
Na K	1.94	1.74	Na K	1.35	1.21
Al K	15.47	11.79	Al K	15.99	12.19
Si K	21.76	15.93	Si K	21.45	15.71
Ca K	9.88	5.07	Ca K	10.13	5.20
Total	100.00		Total	100.00	
#5					
Element	Weight%	Atomic%			
O K	51.22	65.16			
Na K	3.69	3.27			
Al K	12.78	9.64			
Si K	25.46	18.45			
K K	0.65	0.34			
Ca K	6.20	3.15			
Total	100.00				

Tabla 2: Análisis SEM de clinopiroxeno perteneciente al Volcán Paniri.

#1			#2			#3		
Element	Weight%	Atomic%	Element	Weight%	Atomic%	Element	Weight%	Atomic%
O K	47.17	65.33	O K	48.27	65.46	O K	48.68	65.37
Mg K	6.86	6.25	Mg K	8.18	7.30	Mg K	8.70	7.69
Al K	0.69	0.57	Al K	1.47	1.18	Al K	1.35	1.08
Si K	20.83	16.43	Si K	20.74	16.02	Si K	21.61	16.53
Ca K	11.06	6.11	Ca K	11.45	6.20	Ca K	11.72	6.28
Fe L	13.39	5.31	Fe L	9.89	3.84	Fe L	7.92	3.05
Total	100.00		Total	100.00		Total	100.00	
#4			#5			#6		
Element	Weight%	Atomic%	Element	Weight%	Atomic%	Element	Weight%	Atomic%
O K	47.58	65.10	O K	46.96	64.91	O K	47.83	65.32
Mg K	7.92	7.13	Mg K	7.54	6.85	Mg K	7.57	6.80
Al K	2.07	1.68	Al K	2.13	1.75	Al K	1.42	1.15
Si K	19.95	15.55	Si K	19.64	15.46	Si K	20.90	16.25
Ca K	11.15	6.09	Ca K	10.44	5.76	Ca K	11.45	6.24
Fe L	11.34	4.44	Fe L	13.29	5.26	Fe L	10.84	4.24
Total	100.00		Total	100.00		Total	100.00	
#7			#8			#9		
Element	Weight%	Atomic%	Element	Weight%	Atomic%	Element	Weight%	Atomic%
O K	47.83	65.32	O K	48.55	65.96	O K	46.93	64.80
Mg K	7.57	6.80	Mg K	7.42	6.63	Mg K	8.05	7.32
Al K	1.42	1.15	Al K	1.34	1.08	Al K	0.69	0.57
Si K	20.90	16.25	Si K	20.92	16.19	Si K	20.84	16.39
Ca K	11.45	6.24	Ca K	10.90	5.91	Ca K	10.50	5.79
Fe L	10.84	4.24	Fe L	10.87	4.23	Fe L	12.98	5.14
Total	100.00		Total	100.00		Total	100.00	

Tabla 3: Análisis SEM de ortopiroxeno perteneciente al Volcán Paniri.

#1		
Element	Weight%	Atomic%
O K	48.30	64.13
Mg K	15.30	13.37
Al K	1.11	0.87
Si K	21.82	16.50
Fe L	13.48	5.13
Total	100.00	
#2		
Element	Weight%	Atomic%
O K	46.96	63.29
Mg K	15.14	13.43
Al K	0.72	0.58
Si K	21.89	16.80
Fe L	15.29	5.90
Total	100.00	
#3		
Element	Weight%	Atomic%
O K	43.68	61.81
Mg K	12.54	11.68
Al K	0.83	0.70
Si K	20.96	16.89
Fe L	22.00	8.92
Total	100.00	

Tabla 4: Análisis SEM de microlitos de plagioclasa del Volcán Paniri.

Paniri - Microlito 1 - #1			Paniri - Microlito 1 - #2		
Element	Weight%	Atomic%	Element	Weight%	Atomic%
O K	53.82	67.41	O K	54.22	67.60
Na K	3.11	2.71	Na K	3.78	3.28
Al K	13.20	9.81	Al K	12.50	9.24
Si K	24.07	17.17	Si K	24.42	17.35
Ca K	5.79	2.90	Ca K	5.08	2.53
Total	100.00		Total	100.00	

d.2. Análisis de química mineral *EMPA*

Tabla 5: Química mineral *EMPA*, Volcán Toconce.

	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	MgO Mass%	TiO2 Mass%	MnO Mass%		
Toconce-Opx4 - #1	53,57	1,07	20,42	1,52	0,03	22,46	0,23	0,61		
Toconce-Opx4 - #2	45,40	0,86	27,70	1,01	0,03	19,39	5,57	0,50		
	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	MgO Mass%	TiO2 Mass%	MnO Mass%	Cr2O3 Mass%	Total		
Toconce- Opaco 4 - #1	0,10	1,79	81,29	1,72	6,70	0,43	0,33	92,35		
Toconce- Opaco 4 - #2	0,03	0,35	61,37	1,58	28,60	0,22	0,15	92,30		
	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	MgO Mass%	TiO2 Mass%	MnO Mass%	Total
Toconce-Cpx 3 - #1	53,13	1,23	8,57	20,76	0,44	0,002	13,90	0,20	0,76	98,98
Toconce-Cpx 3 - #2	51,90	1,50	9,02	21,30	0,47	0,01	13,35	0,14	0,71	98,39
Toconce-Cpx 3 - #3	53,15	1,24	8,81	20,70	0,45	0,02	13,80	0,15	0,83	99,14
Toconce-Cpx 3 - #4	52,89	1,16	8,74	20,71	0,36	0,02	13,84	0,14	0,70	98,55
Toconce-Cpx 3 - #5	52,54	1,41	9,02	20,56	0,46	0,002	13,86	0,17	0,76	98,78
	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	MgO Mass%	SrO Mass%	TiO2 Mass%	Total
Toconce-Plg 6 - #2	58,24	24,60	0,33	6,84	6,52	1,38	0,04	0,07	0,04	98,04
	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	TiO2 Mass%	Total		
Toconce-Plg 1 - #1	58,51	25,05	0,46	7,05	6,38	1,27	0,04	98,76		
Toconce-Plg 1 - #2	58,81	24,63	0,36	6,49	6,56	1,44	0,02	0,13	0,004	98,43
Toconce-Plg 1 - #4	55,57	26,65	0,42	9,12	5,48	0,79	0,01	0,07	0,06	98,16
Toconce-Plg 1 - #6	55,18	26,96	0,43	9,29	5,32	0,78	0,05	0,07	0,04	98,10
	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	MgO Mass%	SrO Mass%	TiO2 Mass%	Total
Toconce-Plg 2 - #1	57,45	26,62	0,47	9,00	5,53	0,81	0,03	0,06	0,08	100,04
Toconce-Plg 2 - #2	59,76	25,5	0,54	7,66	6,00	1,03	0,03	0,01	0,01	100,54
Toconce-Plg 2 - #3	57,21	26,46	0,42	8,73	5,94	0,83	0,02	0,11	0,05	99,76
Toconce-Plg 2 - #4	59,35	25,02	0,35	7,30	6,10	1,18	0,02	0,05	0,05	99,43
Toconce-Plg 2 - #5	60,77	24,42	0,31	6,52	6,51	1,31	0,03	0,01	0,00	99,87

Tabla 6: Química mineral *EMPA*, Volcán Cerro del León.

	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	MgO Mass%	SrO Mass%	TiO2 Mass%	Total		
Cerro León - Plg 9 - #1	53,72	30,10	0,46	12,25	4,20	0,45	0,06	0,12	0,07	101,43		
Cerro León - Plg 9 - #2	53,84	27,97	0,58	10,54	4,97	0,65	0,05	0,18	0,00	98,77		
Cerro León - Plg 9 - #3	50,59	31,13	0,57	14,10	3,23	0,26	0,04	0,12	0,00	100,03		
	SiO2 Mass%	TiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	Cr2O3 Mass%	FeO Mass%	MnO Mass%	MgO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	F Mass%	Cl Mass%	Total
Cerro León - Opx 7 - #1	51,54	0,25	0,82	0,03	22,14	0,68	22,75	1,39	0,08	0,05	0,002	99,73
	SiO2 Mass%	TiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	Cr2O3 Mass%	FeO Mass%	MnO Mass%	MgO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	Total	
Cerro León - Cpx 2 - #1	50,26	0,41	1,74	0,00	10,50	0,29	14,20	21,27	0,37	0,03	99,06	
Cerro León - Cpx 2 - #2	50,98	0,18	1,25	0,08	10,68	0,42	14,03	21,78	0,40	0,02	99,82	
Cerro León - Opx 2 - #3	51,58	0,24	0,77	0,01	21,50	0,51	22,82	1,13	0,02	0,02	98,58	
Cerro León - Opx 2 - #4	51,72	0,24	0,85	0,01	21,97	0,55	23,15	1,14	0,03	0,01	99,65	
	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	MgO Mass%	TiO2 Mass%	MnO Mass%	Cr2O3 Mass%	Total				
Cerro León - Opaco7- #1	0,11	1,90	75,66	2,07	13,01	0,37	0,64	93,75				
Cerro León - Opaco7- #2	0,09	0,28	48,86	3,11	44,63	0,36	0,07	97,41				
	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	MgO Mass%	SrO Mass%	TiO2 Mass%	Total		
Cerro León - Microlito 8 - #1	53,44	28,98	0,95	11,74	4,39	0,54	0,05	0,13	0,08	100,29		
Cerro León - Microlito 8 - #2	54,87	29,02	0,63	11,15	4,38	0,54	0,03	0,17	0,00	100,78		
Cerro León - Microlito 8 - #3	53,37	29,99	0,60	12,08	4,28	0,48	0,06	0,09	0,07	101,02		
Cerro León - Microlito 8 - #4	51,86	30,50	0,68	13,26	3,39	0,36	0,10	0,10	0,03	100,27		
Cerro León - Microlito 8 - #5	52,69	29,47	0,82	12,22	4,07	0,43	0,05	0,14	0,01	99,90		
	SiO2 Mass%	TiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	Cr2O3 Mass%	FeO Mass%	MnO Mass%	MgO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	Total	
Cerro León - Opx 6 - #1	51,44	0,24	0,94	0,03	21,68	0,48	22,35	1,69	0,07	0,001	98,91	
Cerro León - Cpx 6 - #2	51,07	0,19	0,96	0,06	9,52	0,34	14,65	22,12	0,36	0,00	99,26	
	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	MgO Mass%	TiO2 Mass%	MnO Mass%	Cr2O3 Mass%	Total				
Cerro León - Opaco6- #3	0,09	2,10	81,77	1,37	7,89	0,33	0,39	93,95				
	SiO2 Mass%	TiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	Cr2O3 Mass%	FeO Mass%	MnO Mass%	MgO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	Total		
Cerro León - Opx 3 - #1	51,65	0,17	0,89	0,001	21,71	0,53	23,09	1,40	0,03	99,46		
	SiO2 Mass%	TiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	Cr2O3 Mass%	FeO Mass%	MnO Mass%	MgO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	Total		
Cerro León - Cpx 8 - #1	51,32	0,25	1,19	0,02	9,30	0,26	14,70	22,19	0,33	99,56		
Cerro León - Cpx 8 - #2	51,12	0,37	1,36	0,03	9,87	0,29	14,51	21,76	0,35	99,66		
	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	MgO Mass%	SrO Mass%	TiO2 Mass%	Total		
Cerro León - Plg 3 - #1	56,77	27,50	0,43	9,84	5,15	0,80	0,01	0,06	0,04	100,60		
Cerro León - Plg 3 - #2	56,22	27,66	0,41	10,09	5,17	0,77	0,00	0,09	0,08	100,48		
Cerro León - Plg 3 - #3	52,05	30,67	0,64	13,57	3,49	0,30	0,054	0,12	0,00	100,89		
	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	MgO Mass%	SrO Mass%	TiO2 Mass%	Total		
Cerro León - Plg 8 - #1	57,15	26,99	0,40	9,10	5,63	0,74	0,03	0,13	0,02	100,18		
Cerro León - Plg 8 - #2	56,88	27,59	0,39	9,39	5,80	0,76	0,04	0,16	0,01	101,02		

Tabla 7: Química mineral *EMPA*, Cerro Lavas de Chao.

	SiO2 Mass%	TiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	Cr2O3 Mass%	FeO Mass%	MnO Mass%	MgO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	F Mass%	Cl Mass %	Total
Chao - Hb 1	43,89	1,55	9,69	0,00	16,31	0,51	11,37	11,94	1,43	1,23	0,09	0,17	98,17
Chao - Hb 2	46,12	1,54	8,20	0,01	14,00	0,36	13,33	11,99	1,25	0,72	0,20	0,09	97,80
Chao - Hb 3	44,34	1,75	9,10	0,03	15,49	0,51	11,77	11,54	1,35	1,06	0,30	0,13	97,37
	SiO2 Mass%	TiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	Cr2O3 Mass%	FeO Mass%	MnO Mass%	MgO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	F Mass%	Cl Mass %	Tot
Chao - Bt	36,17	4,44	13,95	0,01	14,99	0,16	14,64	0,003	0,65	9,36	0,50	0,18	95,06
	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	MgO Mass%	TiO2 Mass%	MnO Mass%	Cr2O3 Mass%	Total					
Chao - Opaco 4 - #1	0,11	1,67	83,77	0,98	4,75	0,62	0,14	92,04					
Chao - Opaco 4 - #2	0,06	0,24	57,10	1,34	34,38	0,55	0,04	93,71					
Chao - Opaco 4 - #3	0,04	0,25	57,03	1,26	34,90	0,59	0,04	94,11					
	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	MgO Mass%	SrO Mass%	TiO2 Mass%	Total			
Chao - Plg 6-#1	57,88	26,57	0,22	8,32	6,06	0,58	0,00	0,12	0,00	99,76			
Chao - Plg 6-#2	58,53	26,09	0,23	7,71	3,80	0,66	0,00	0,01	0,00	99,03			
Chao - Plg 6-#3	55,05	28,19	0,26	10,36	5,18	0,34	0,01	0,05	0,00	99,43			
Chao - Plg 6-#4	53,92	28,82	0,33	11,16	4,68	0,34	0,001	0,03	0,02	99,29			
Chao - Plg 6-#5	77,28	12,38	0,68	1,01	2,85	5,24	0,09	0,00	0,15	99,66			
Chao - Plg 6-#6	77,26	12,01	0,75	0,96	2,82	5,24	0,11	0,00	0,15	99,29			
	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	MgO Mass%	SrO Mass%	TiO2 Mass%	Total			
Chao - Plg 1-#1	57,59	26,27	0,31	8,17	6,13	0,59	0,00	0,00	0,04	99,08			
Chao - Plg 1-#2	76,69	12,40	0,74	1,07	2,80	5,02	0,07	0,03	0,11	98,92			

Tabla 8: Química mineral *EMPA*, Volcán Paniri.

	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	MgO Mass%	SrO Mass%	TiO2 Mass%	Total	
Paniri - Plg 2 - #1	51,94	26,22	0,37	9,38	5,10	0,54	0,05	0,13	0,00	93,74	
Paniri - Plg 2 - #2	48,66	28,40	0,47	11,45	3,97	0,30	0,07	0,18	0,05	93,54	
Paniri - Plg 2 - #3	49,53	27,77	0,41	11,21	4,16	0,28	0,06	0,05	0,01	93,47	
	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	MgO Mass%	SrO Mass%	TiO2 Mass%	Total	
Paniri - Plg 1 - #1	56,60	24,76	0,24	7,09	6,46	1,02	0,03	0,01	0,03	96,23	
Paniri - Plg 1 - #2	49,42	28,67	0,66	11,33	4,23	0,43	0,06	0,07	0,02	94,89	
	SiO2 Mass%	TiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	Cr2O3 Mass%	FeO Mass%	MnO Mass%	MgO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	Total
Paniri - Opx 5 - #1	53,54	0,18	1,89	0,28	11,75	0,24	28,81	1,25	0,03	0,02	97,97
Paniri - Opx 5 - #2	53,18	0,17	2,55	0,26	12,38	0,26	28,15	1,16	0,02	0,01	98,14
Paniri - Opx 5 - #3	53,20	0,14	1,69	0,10	12,66	0,26	28,07	1,30	0,03	0,01	97,45
	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	CaO Mass%	Na2O Mass%	K2O Mass%	MgO Mass%	SrO Mass%	TiO2 Mass%	Total	
Paniri - Plg 8 - #1	53,34	26,13	0,28	8,33	5,56	0,75	0,02	0,12	0,06	94,60	
Paniri - Plg 8 - #2	54,31	25,36	0,29	7,61	6,25	1,02	0,04	0,14	0,00	95,02	
Paniri - Plg 8 - #3	48,64	29,28	0,65	11,81	3,98	0,40	0,06	0,23	0,01	95,05	
	SiO2 Mass%	Al2O3 Mass%	FeO Mass%	CaO Mass%	MgO Mass%	TiO2 Mass%	MnO Mass%	Cr2O3 Mass%	Total		
Paniri - Op. 3 - #1	0,04	3,29	74,11	0,00	2,18	9,61	0,34	0,02	89,59		

d.3. Cálculo de fórmulas estructurales

Tabla 9: Fórmula estructural para anfíboles del Cerro Lavas de Chao. Fuente: programa PROBE-AMPH (Tindle & Webb, 1994), en base a 23 oxígenos.

Muestra	Chao - Hb1	Chao - Hb2	Chao - Hb3
Si	6,521	6,749	6,600
Al iv	1,479	1,251	1,400
Al vi	0,217	0,163	0,196
Ti	0,174	0,169	0,196
Cr	0,000	0,001	0,003
Fe3+	0,468	0,500	0,538
Fe2+	1,559	1,213	1,391
Mn	0,064	0,045	0,065
Mg	2,518	2,909	2,612
Ca	1,901	1,880	1,840
Na	0,411	0,355	0,390
K	0,234	0,134	0,201
Ba	0,000	0,000	0,000
F	0,041	0,092	0,143
Cl	0,042	0,021	0,033
OH*	1,916	1,887	1,824
Total	17,546	17,369	17,431

Tabla 10: Fórmula estructural para biotita del Cerro Lavas de Chao, en base a 11 oxígenos.

% wt	Chao - Bt	Normali- zado	Nº Cat	Nº Ox	Prop. An	F.C. Cat	Cat. en base 11O	F.C An.	Cat. en base a 8O
SiO ₂	36,17	38,32	1	2	1,27	4,30	2,74	4,37	5,58
Al ₂ O ₃	13,95	14,78	2	3	0,43	4,30	1,24	4,37	1,90
TiO ₂	4,44	4,70	1	2	0,11	4,30	0,25	4,37	0,51
FeO	14,99	15,88	1	1	0,22	4,30	0,95	4,37	0,96
MgO	14,64	15,51	1	1	0,38	4,30	1,65	4,37	1,68
MnO	0,16	0,17	1	1	0,00	4,30	0,01	4,37	0,01
CaO	0,00	0,00	1	1	5,66E ⁻⁰⁵	4,30	0,00	4,37	0,00
Na ₂ O	0,65	0,68	2	1	0,01	4,30	0,09	4,37	0,04
K ₂ O	9,36	9,91	2	1	0,10	4,30	0,90	4,37	0,46
Total		100					7,87		11,17
Fe ⁺³ = -0,35038934									

Tabla 11: Fórmulas estructurales feldespatos, en base a 8 oxígenos.

	Si	Al	Fe2+	Ca	Na	K	Mg	Sr	Ti	Total
Toconce - Plg 6 - #2	2,664	1,326	0,012	0,335	0,578	0,081	0,002	0,002	0,001	5,001
Toconce - Plg 1 - #1	2,655	1,350	0,018	0,345	0,566	0,074	0,001	0,002	0,001	5,001
Toconce - Plg 1 - #2	2,676	1,321	0,014	0,316	0,579	0,083	0,001	0,001	0,001	5,011
Toconce - Plg 1 - #4	2,550	1,441	0,016	0,448	0,487	0,046	0,001	0,004	0,000	4,994
Toconce - Plg 1 - #6	2,535	1,459	0,016	0,457	0,474	0,046	0,003	0,002	0,002	4,994
Toconce - Plg 2 - #1	2,581	1,410	0,017	0,433	0,482	0,046	0,002	0,002	0,001	4,994
Toconce - Plg 2 - #2	2,659	1,338	0,020	0,365	0,517	0,058	0,002	0,002	0,003	4,976
Toconce - Plg 2 - #3	2,581	1,407	0,016	0,422	0,520	0,048	0,001	0,000	0,000	4,960
Toconce - Plg 2 - #4	2,669	1,327	0,013	0,352	0,532	0,068	0,001	0,003	0,002	4,998
Toconce - Plg 2 - #5	2,713	1,285	0,011	0,312	0,564	0,075	0,002	0,001	0,002	4,966
Cerro León - Plg 9 - #1	2,404	1,587	0,017	0,587	0,365	0,026	0,004	0,000	0,002	4,962
Cerro León - Plg 9 - #2	2,471	1,512	0,022	0,518	0,442	0,038	0,004	0,003	0,002	4,995
Cerro León - Plg 9 - #3	2,309	1,675	0,022	0,690	0,286	0,015	0,003	0,005	0,001	5,013
Cerro León - Plg 3 - #1	2,542	1,451	0,016	0,472	0,447	0,045	0,000	0,003	0,001	5,003
Cerro León - Plg 3 - #2	2,524	1,463	0,015	0,485	0,450	0,044	0,001	0,002	0,001	4,977
Cerro León - Plg 3 - #3	2,350	1,632	0,024	0,656	0,305	0,017	0,004	0,002	0,003	4,989
Cerro León - Plg 8 - #1	2,566	1,428	0,015	0,438	0,490	0,042	0,002	0,003	0,001	4,994
Cerro León - Plg 8 - #2	2,539	1,452	0,015	0,449	0,502	0,043	0,003	0,003	0,001	4,985
Chao - Plg 1 - #1	2,062	1,400	0,011	0,395	0,537	0,034	0,001	0,001	0,001	4,983
Chao - Plg 1 - #2	3,348	0,638	0,270	0,050	0,237	0,280	0,005	0,001	0,004	4,588
Chao - Plg 6 - #1	2,598	1,406	0,008	0,400	0,528	0,033	0,002	0,001	0,004	4,588
Chao - Plg 6 - #2	2,494	1,505	0,010	0,503	0,455	0,020	0,000	0,003	0,001	4,979
Chao - Plg 6 - #3	2,636	1,399	0,009	0,376	0,335	0,038	0,000	0,001	0,001	4,989
Chao - Plg 6 - #4	2,453	1,546	0,012	0,544	0,413	0,020	0,000	0,000	0,001	4,823
Chao - Plg 6 - #5	3,350	0,632	0,025	0,047	0,239	0,290	0,006	0,004	0,000	5,007
Chao - Plg 6 - #6	3,361	0,616	0,027	0,045	0,238	0,291	0,007	0,001	0,005	4,594
Paniri - Plg 1 - #1	2,636	1,359	0,009	0,354	0,584	0,061	0,002	0,001	0,001	4,989
Paniri - Plg 1 - #2	2,371	1,621	0,027	0,582	0,393	0,027	0,004	0,000	0,001	5,005
Paniri - Plg 2 - #1	2,503	1,489	0,015	0,484	0,476	0,033	0,004	0,002	0,001	5,027
Paniri - Plg 2 - #2	2,366	1,628	0,019	0,597	0,374	0,018	0,005	0,004	0,000	5,008
Paniri - Plg 2 - #3	2,404	1,589	0,017	0,583	0,392	0,017	0,004	0,005	0,002	5,014
Paniri - Plg 8 - #1	2,538	1,466	0,011	0,425	0,513	0,045	0,002	0,001	0,000	5,006
Paniri - Plg 8 - #2	2,576	1,418	0,011	0,387	0,575	0,062	0,003	0,003	0,002	5,005
Paniri - Plg 8 - #3	2,336	1,657	0,026	0,608	0,370	0,024	0,004	0,004	0,001	5,034

Tabla 12: Fórmulas estructurales piroxenos, en base a 6 oxígenos.

	Toconce - Opx 4 - #1	Toconce - Opx 4 - #2	Toconce - Cpx 3 - #1	Toconce - Cpx 3 - #2
Si	1,988	1,742	1,998	1,967
Al	0,047	0,039	0,055	0,067
Fe+2	0,598	0,742	0,239	0,260
Ca	0,060	0,041	0,837	0,865
Na	0,002	0,002	0,032	0,034
K	0,000	0,000	0,000	0,001
Mg	1,243	1,109	0,780	0,754
Ti	0,006	0,161	0,006	0,004
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,019	0,016	0,024	0,023
Fe+3	0,034	0,159	0,030	0,027
Total	3,997	4,011	4,001	4,002
	Toconce - Cpx 3 - #3	Toconce - Cpx 3 - #4	Toconce - Cpx 3 - #5	Cerro León - Opx7 - #1
Si	1,997	1,999	1,981	1,921
Al	0,055	0,052	0,063	0,036
Fe+2	0,252	0,245	0,284	0,581
Ca	0,833	0,839	0,831	0,056
Na	0,033	0,027	0,033	0,006
K	0,001	0,001	0,000	0,000
Mg	0,773	0,780	0,779	1,264
Ti	0,004	0,004	0,005	0,007
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,027	0,022	0,024	0,021
Fe+3	0,024	0,031	0,001	0,115
Total	3,999	4,000	4,001	4,007
	Cerro León-Cpx 2 - #1	Cerro León - Cpx 2 - #2	Cerro León - Opx 2 - #3	Cerro León-Opx 2-#4
Si	1,890	1,908	1,924	1,940
Al	0,077	0,060	0,037	0,034
Fe+2	0,188	0,184	0,585	0,606
Ca	0,857	0,871	0,046	0,045
Na	0,027	0,025	0,002	0,001
K	0,001	0,000	0,000	0,001
Mg	0,796	0,808	1,284	1,297
Ti	0,012	0,010	0,007	0,007
Cr	0,001	0,000	0,000	0,000
Mn	0,009	0,009	0,017	0,016
Fe+3	0,146	0,128	0,104	0,074
Total	4,004	4,003	4,006	4,003

	Cerro León-Cpx 6- #2	Cerro León - Opx 3 - #1	Cerro León - Cpx8 - #1	Cerro León - Cpx8-#2
Si	1,912	1,924	1,914	1,906
Al	0,042	0,039	0,052	0,055
Fe+2	0,152	0,575	0,290	0,334
Ca	0,887	0,056	0,888	0,876
Na	0,026	0,002	0,024	0,029
K	0,001	0,000	0,001	0,001
Mg	0,818	1,282	0,817	0,782
Ti	0,005	0,005	0,007	0,005
Cr	0,000	0,000	0,001	0,002
Mn	0,011	0,017	0,008	0,013
Fe+3	0,150	0,107	0,131	0,150
Total	4,004	4,007	4,133	4,153
	Paniri - Opx 5 - #1	Paniri - Opx 5 - #2	Paniri - Opx 5 - #3	
Si	1,959	1,928	1,944	
Al	0,038	0,109	0,073	
Fe+2	0,359	0,375	0,387	
Ca	0,049	0,045	0,051	
Na	0,002	0,001	0,002	
K	0,001	0,000	0,000	
Mg	1,571	1,521	1,529	
Ti	0,005	0,005	0,004	
Cr	0,008	0,007	0,003	
Mn	0,007	0,008	0,008	
Fe+3	0,029	0,021	0,032	
Total	4,028	4,021	4,033	

Tabla 13: Fórmula estructural para óxidos de hierro y titanio, volcanes Toconce y Cerro del león, y Cerro Lavas de Chao. Cálculos realizados con el programa de excel *ILMAT* (Lepage, 2002).

Muestra		Toconce Mag #1	Toconce Ilm #1	Chao Mag #1	Chao Ilm #1	Chao Mag #2	Chao Ilm #2	C.Le Mag #1	C.Le Ilm #1	C.Le Mag #2	C.Le Ilm #2
Fe Tot	Fe ₂ O ₃ wt. %	52,7	43	56,4	32,3	57,2	31,6	40,3	16,1	50,7	16,1
	FeO wt. %	33,9	22,7	33,1	28,1	32,3	28,6	39,4	34,3	36,1	34,3
Nº Cat	Nº Ox	4	3	4	3	4	3	4	3	4	3
1	Si	0,004	0,001	0,004	0,002	0,004	0,001	0,004	0,002	0,004	0,002
1	Ti	0,193	0,567	0,138	0,677	0,136	0,685	0,370	0,841	0,224	0,840
2	Al	0,081	0,011	0,076	0,007	0,075	0,008	0,085	0,008	0,094	0,008
2	Fe ⁺³	1,517	0,853	1,636	0,635	1,640	0,620	1,148	0,304	1,440	0,303
1	Fe ⁺²	1,084	0,501	1,066	0,614	1,031	0,624	1,246	0,719	1,140	0,719
1	Mn	0,014	0,005	0,020	0,012	0,020	0,013	0,012	0,008	0,011	0,007
1	Mg	0,098	0,062	0,056	0,052	0,090	0,049	0,117	0,116	0,077	0,116
2	Cr	0,010	0,000	0,004	0,001	0,004	0,001	0,019	0,001	0,012	0,001
Total:		3,001	2,000	3,000	2,000	3,000	2,001	3,001	1,999	3,002	1,996

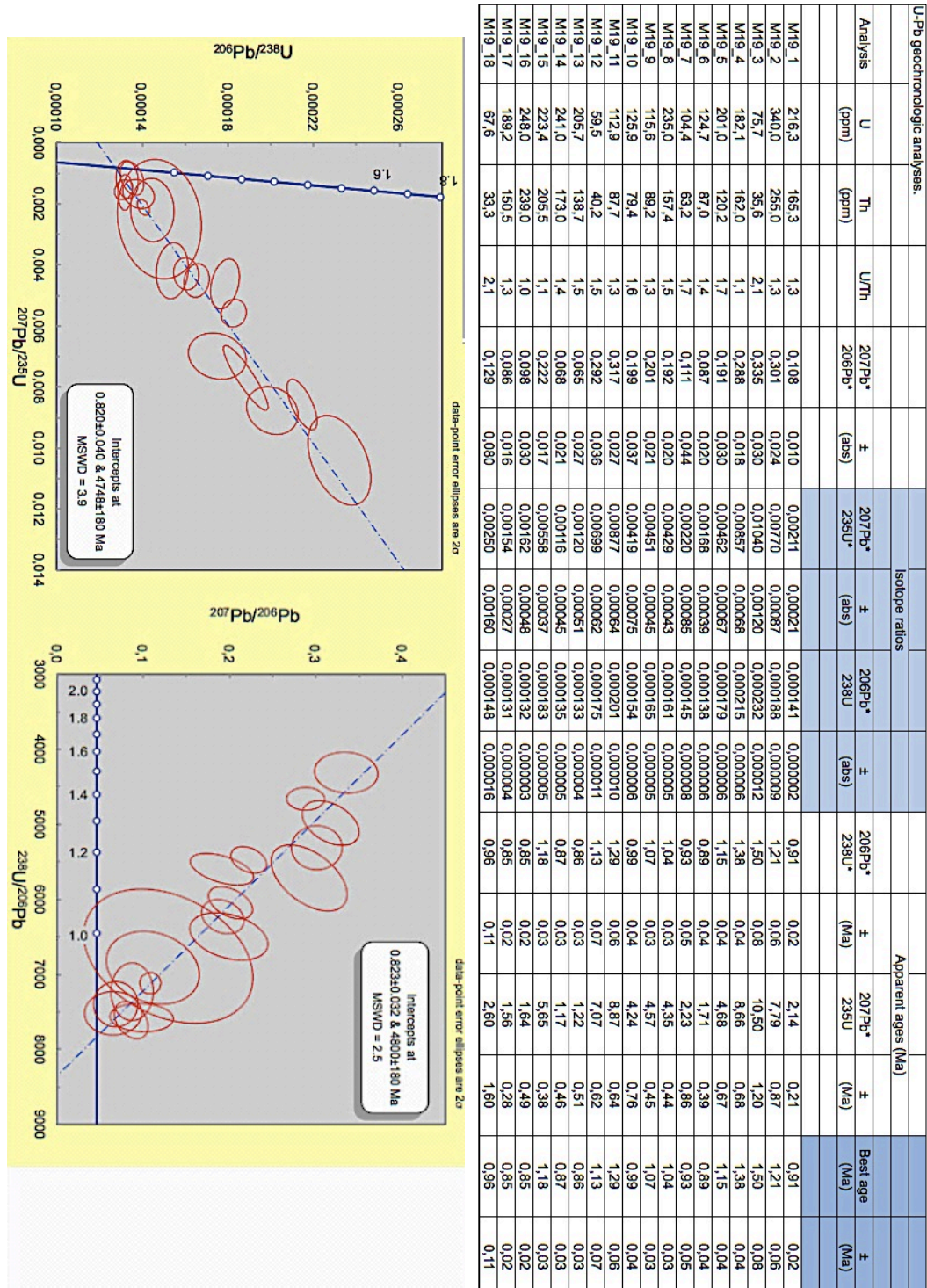
ANEXO E

Circones

e.1. Geocronología

A continuación se presentan los resultados de las dataciones U/Pb llevadas a cabo, junto a diagramas mostrando las líneas de concordia respectivas. Estos diagramas no se muestran para todos los centros, ya que no en todos ellos fue posible ajustar los resultados a las líneas de concordia, por las bajas edades de las muestras.

- **Volcán Toconce**

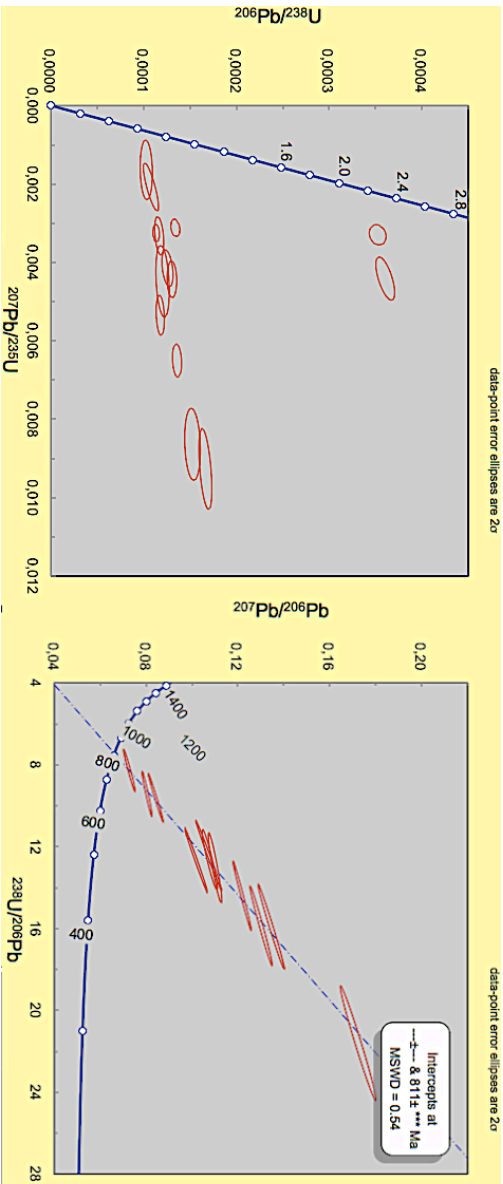


- Cerro Lavas de Chao

U-Pb geochronologic analyses.								Isotope ratios				Apparent ages (Ma)			
Analysis	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{207}\text{Pb}^*$ (ppm)	\pm (abs)	$^{207}\text{Pb}^*$ $^{235}\text{U}^*$	\pm (abs)	$^{206}\text{Pb}^*$ ^{238}U	\pm (abs)	$^{206}\text{Pb}^*$ $^{238}\text{U}^*$	\pm (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*$ ^{235}U	\pm (Ma)	Best age (Ma)	\pm (Ma)
M24_1	1285	790	1.5	0.0496	0.0042	0.00089	0.00009	0.000131	0.000008	0.85	0.05	0.91	0.09	0.85	0.05
M24_2	895	478	1.8	0.0470	0.0092	0.00103	0.00022	0.000158	0.000009	1.02	0.06	1.05	0.22	1.02	0.06
M24_3	828	471	1.8	0.0580	0.0380	0.00031	0.00025	0.000046	0.000005	0.29	0.03	0.31	0.26	0.29	0.03
M24_4	1770	1390	1.3	0.0580	0.0320	0.00022	0.00013	0.000025	0.000002	0.16	0.01	0.22	0.13	0.16	0.01
M24_5	595	389	1.8	0.0150	0.0150	0.00023	0.00022	0.000109	0.000007	0.71	0.04	0.23	0.22	0.71	0.04
M24_6	1497	807	2.3	0.0356	0.0055	0.00079	0.00012	0.000163	0.000010	1.05	0.06	0.80	0.13	1.05	0.06
M24_7	892	589	1.9	0.0161	0.0077	0.00041	0.00019	0.000160	0.000009	1.03	0.06	0.42	0.19	1.03	0.06
M24_8	855	494	2.0	0.0193	0.0083	0.00035	0.00015	0.000130	0.000009	0.84	0.06	0.35	0.15	0.84	0.06
M24_9	1166	350	3.1	0.0366	0.0062	0.00065	0.00012	0.000129	0.000007	0.83	0.05	0.66	0.12	0.83	0.05
M24_10	3350	2111	1.6	0.0690	0.0061	0.00035	0.00004	0.000037	0.000002	0.24	0.01	0.36	0.04	0.24	0.01
M24_11	663	334	2.1	0.0418	0.0060	0.00099	0.00016	0.000166	0.000010	1.07	0.06	1.00	0.16	1.07	0.06
M24_12	2190	1039	2.2	0.1060	0.0140	0.00021	0.00003	0.000015	0.000001	0.10	0.01	0.21	0.03	0.10	0.01
M24_13	711	476	1.6	0.0200	0.0290	0.00008	0.00012	0.000029	0.000002	0.18	0.01	0.08	0.12	0.18	0.01
M24_14	592	489	1.3	0.0577	0.0056	0.00181	0.00020	0.000234	0.000013	1.51	0.09	1.83	0.20	1.51	0.09

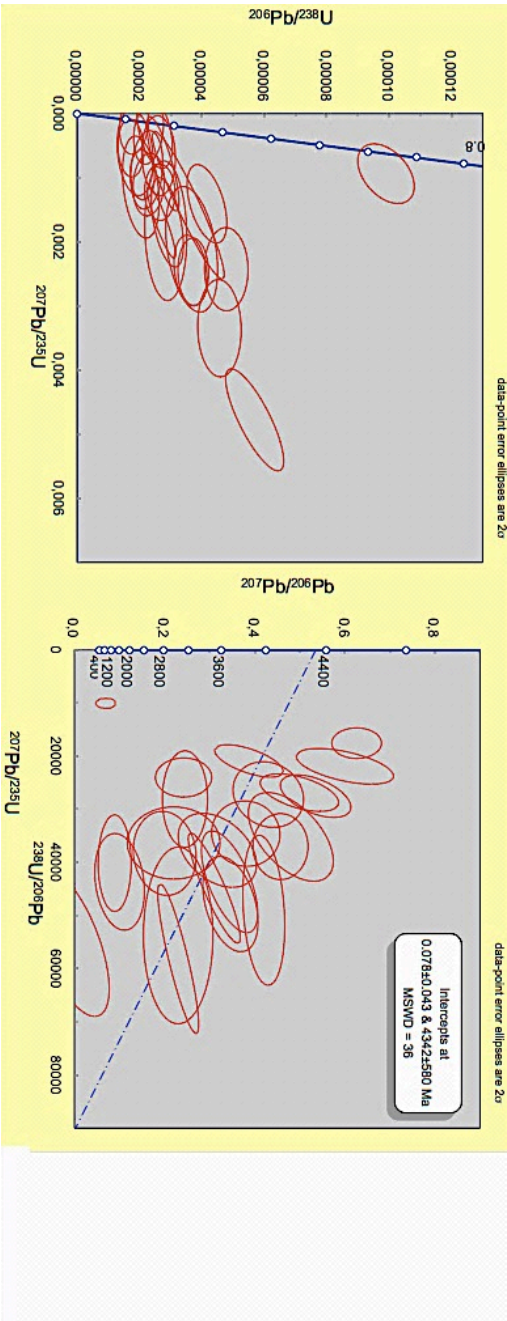
• Volcán Cerro del León

U-Pb geochronologic analyses.				isotope ratios				Apparent ages (Ma)			
Analysis	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{207}\text{Pb}^*$ (abs)	$^{235}\text{U}^*$ (abs)	$^{206}\text{Pb}^*$ (abs)	$^{238}\text{U}^*$ (abs)	$^{206}\text{Pb}^*$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*$ (Ma)	Best age (Ma)	\pm
M26_1	30	132	0.3	0.8429	0.0580	15.91	1.7	0.134500	0.004700	813.0	26.0
M26_2	33	168	0.2	0.8415	0.0580	13.04	1.4	0.110020	0.002400	672.9	14.0
M26_3	547	753	0.8	0.2140	0.0390	0.0033	0.0004	0.000117	0.000004	0.75	0.03
M26_4	401	399	1.1	0.1010	0.0630	0.0016	0.0006	0.000103	0.000005	0.66	0.04
M26_5	393	406	1.1	0.8358	0.0590	0.861	0.093	0.007090	0.000250	45.5	1.6
M26_6	287	293	1.1	0.3970	0.0840	0.0093	0.0008	0.000166	0.000006	1.07	0.04
M26_7	399	348	1.3	0.3880	0.0680	0.0086	0.0008	0.000153	0.000007	0.96	0.04
M26_8	717	514	1.6	0.1579	0.0110	0.0031	0.0002	0.000134	0.000004	0.86	0.03
M26_9	19	103	0.2	0.8443	0.0610	21.61	2.3	0.172400	0.006400	1025.0	35.0
M26_10	27	133	0.2	0.8423	0.0600	12.67	1.3	0.101800	0.004100	625.0	24.0
M26_11	295	286	1.2	0.2640	0.0750	0.0045	0.0008	0.000120	0.000006	0.78	0.04
M26_12	334	317	1.3	0.3160	0.0450	0.0054	0.0004	0.000118	0.000004	0.76	0.02
M26_13	76	116	0.8	0.8379	0.0580	5.26	0.61	0.042800	0.002700	270.0	17.0
M26_14	1094	594	2.2	0.0944	0.0034	0.0033	0.0002	0.000352	0.000007	2.27	0.05
M26_15	725	366	2.4	0.0863	0.0083	0.0044	0.0005	0.000361	0.000008	2.32	0.05
M26_16	18	90	0.2	0.8426	0.0610	15.87	1.6	0.130100	0.004000	789.0	23.0
M26_17	17	97	0.2	0.8375	0.0540	14.39	1.4	0.121800	0.003300	741.0	19.0
M26_18	287	256	1.4	0.2430	0.0320	0.004	0.0004	0.000130	0.000004	0.84	0.03
M26_19	410	400	1.3	0.2370	0.0280	0.0042	0.0004	0.000126	0.000005	0.81	0.03
M26_20	565	649	1.1	0.2050	0.0150	0.0033	0.0002	0.000113	0.000003	0.73	0.02
M26_21	19	94	0.2	0.8382	0.0540	12.63	1.2	0.107700	0.002700	659.0	16.0
M26_22	27	162	0.2	0.8354	0.0550	9.42	0.91	0.080400	0.001800	498.7	11.0
M26_23	200	207	1.1	0.3400	0.0280	0.0065	0.0004	0.000136	0.000004	0.88	0.03
M26_24	20	109	0.2	0.8312	0.0540	9.61	0.98	0.084200	0.002700	521.0	16.0
M26_25	22	132	0.2	0.8355	0.0540	8.28	0.85	0.072700	0.002100	452.5	12.0
M26_26	309	291	1.1	0.1390	0.0240	0.0021	0.0005	0.000108	0.000007	0.69	0.04
M26_27	19	89	0.2	0.8339	0.0540	12.44	1.4	0.107300	0.004600	657.0	27.0



• Volcán Paniri

U-Pb geochronologic analyses				isotope ratios				Apparent ages (Ma)				Best age			
Analysis	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{207}\text{Pb}^*$ / $^{235}\text{U}^*$ (abs)	$^{206}\text{Pb}^*$ / ^{238}U (abs)	$^{206}\text{Pb}^*$ / $^{238}\text{U}^*$ (abs)	$^{207}\text{Pb}^*$ (Ma)	^{235}U (Ma)	\pm (Ma)	\pm (Ma)	\pm (Ma)	\pm (Ma)			
M26_1	326	269	1.0	0.010	0.071	0.00017	0.00038	0.000018	0.000004	0.12	0.03	0.17	0.39	0.12	0.03
M26_2	640	510	1.1	0.069	0.018	0.00094	0.00038	0.000099	0.000007	0.64	0.05	0.95	0.38	0.64	0.05
M26_3	190	125	1.4	0.380	0.062	0.00170	0.00057	0.000004	0.000004	0.19	0.03	1.72	0.58	0.19	0.03
M26_4	180	187	0.9	0.535	0.064	0.00245	0.00045	0.000036	0.000004	0.23	0.03	2.49	0.46	0.23	0.03
M26_5	154	178	0.9	0.499	0.071	0.00247	0.00043	0.000037	0.000004	0.24	0.03	2.51	0.44	0.24	0.03
M26_6	164	119	1.3	0.242	0.051	0.00141	0.00050	0.000042	0.000005	0.27	0.03	1.43	0.51	0.27	0.03
M26_7	214	196	1.0	0.626	0.045	0.00478	0.00065	0.000057	0.000008	0.37	0.05	4.84	0.65	0.37	0.05
M26_8	176	184	0.8	0.317	0.071	0.00123	0.00036	0.000027	0.000004	0.17	0.03	1.25	0.36	0.17	0.03
M26_9	108	81	1.2	0.387	0.062	0.00243	0.00053	0.000048	0.000006	0.31	0.04	2.46	0.54	0.31	0.04
M26_10	133	118	1.0	0.600	0.088	0.00335	0.00062	0.000046	0.000006	0.29	0.04	3.40	0.62	0.29	0.04
M26_11	174	208	0.9	0.344	0.051	0.00111	0.00040	0.000023	0.000004	0.15	0.03	1.12	0.40	0.15	0.03
M26_12	100	81	1.4	0.480	0.077	0.00183	0.00089	0.000028	0.000006	0.18	0.04	1.86	0.90	0.18	0.04
M26_13	288	214	1.5	0.346	0.050	0.00096	0.00032	0.000021	0.000003	0.14	0.02	0.98	0.32	0.14	0.02
M26_14	377	311	1.3	0.457	0.050	0.00170	0.00046	0.000027	0.000004	0.17	0.02	1.73	0.46	0.17	0.02
M26_15	158	113	1.5	0.430	0.064	0.00212	0.00080	0.000037	0.000007	0.24	0.04	2.15	0.80	0.24	0.04
M26_16	224	101	1.9	0.200	0.057	0.00066	0.00051	0.000026	0.000004	0.17	0.03	0.67	0.52	0.17	0.03
M26_17	267	136	1.7	0.220	0.084	0.00079	0.00060	0.000028	0.000004	0.18	0.03	0.81	0.61	0.18	0.03
M26_18	199	182	1.0	0.245	0.041	0.00143	0.00094	0.000036	0.000009	0.23	0.06	1.44	0.94	0.23	0.06
M26_19	145	171	1.0	0.100	0.045	0.00028	0.00042	0.000023	0.000004	0.15	0.03	0.28	0.42	0.15	0.03
M26_20	123	116	1.3	0.310	0.047	0.00088	0.00050	0.000022	0.000004	0.14	0.03	0.89	0.51	0.14	0.03
M26_21	190	186	1.2	0.230	0.063	0.00061	0.00055	0.000019	0.000005	0.12	0.03	0.62	0.55	0.12	0.03
M26_22	173	199	1.0	0.230	0.037	0.00054	0.00037	0.000017	0.000003	0.11	0.02	0.55	0.37	0.11	0.02
M26_23	219	209	0.9	0.420	0.038	0.00115	0.00065	0.000020	0.000005	0.13	0.03	1.17	0.66	0.13	0.03
M26_24	265	215	1.2	0.089	0.030	0.00028	0.00047	0.000025	0.000005	0.16	0.03	0.29	0.48	0.16	0.03



e.2. Estudio morfológico de circones

El comportamiento de los circones en sistemas magmáticos, ha sido ampliamente estudiado debido a que estos minerales poseen características que los convierten en minerales de interés para estudios geoquímicos. Adicionalmente, el que sean portadores de elementos traza de interés geocronológico, los convierte en minerales aptos para dataciones. Por otro lado, su capacidad de sobrevivir a eventos de fusión cortical debido a su dureza, pudiendo ser transportado por el magma y/o lava como granos preexistentes (circones heredados), permite realizar a partir de ellos inferencias sobre la temperatura a la cual el fundido fue generado en la corteza. Variaciones texturales y químicas dentro de cristales de circón, pueden ofrecer una relación distinta entre sistemas volcánicos y/o plutónicos, y los procesos magmáticos que dieron paso a su formación y evolución.

En magmas graníticos en particular, la cristalización de circones constituye un ciclo largo, que puede incluso abarcar todos los estadios del magma (Gagnevin et al., 2010), por lo que las características de cristalización del medio, jugarán un rol fundamental en la formación de cristales de circón. Los circones constituyen minerales bastante resistentes, que pueden cristalizar a lo largo de un amplio rango de temperaturas y presiones. La respuesta química de los circones durante su crecimiento en un entorno magmático que va variando, quedará reflejada físicamente en su textura, la cual puede estar dada por: núcleos homogéneos o heterogéneos, zonaciones a parche, zonaciones oscilatorias, ausencia de zonaciones, etc. Según Gagnevin et al. (2010), circones de rocas extrusivas, suelen mostrar núcleos homogéneos (euhedrales a subhedrales), pero con patrones de zonación mucho más simples que sus equivalentes intrusivas.

Los circones son minerales pertenecientes al grupo de los nesosilicatos, con sistema cristalográfico tetragonal, clase $4/m\ 2/m\ 2/m$. Debido a esto, se presentan como cristales formados por prismas y bipirámides (pertenecientes a dicho sistema), cuyo hábito es usualmente bien conservado durante los procesos de formación de las rocas que los contienen.

Según Pupin (1980), existen diversos factores que controlan la formación de cristales euhedrales en los circones de un fundido, sin embargo, sería la temperatura el factor preponderante al momento de determinar la formación de cristales de circón con caras bien formadas. En función de esto, propone una tabla de clasificación para cristales de circón según su morfología (Fig. 2), basada en la forma de las caras que aparecen en los circones, armando sus prismas y pirámides.

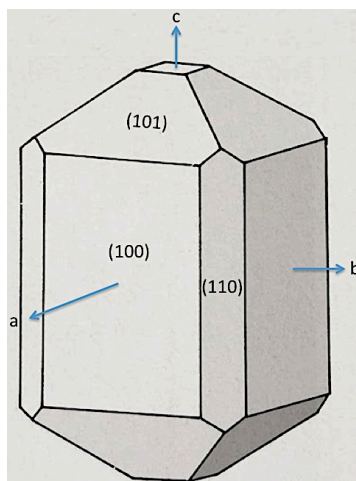


Fig. 1: Caras (100), (110) y (101) en un cristal perteneciente al sistema tetragonal, clase $4/m\ 2/m\ 2/m$. Se indican sus ejes cristalográficos. Imagen modificada de Nesse, 1991.

Las condiciones físico-químicas bajo las cuales cristalizan los circones, controlarían el desarrollo de las caras que conforman los prismas (caras 100 y 110), y el desarrollo de las caras que conforman las bipirámides (caras 101 y 211), por lo que circones formados bajo distintos contextos petrológicos, presentarían distintas morfologías. En la tabla de clasificación de circones de Pupin (1980), son utilizados dos índices para caracterizar cada cristal: el índice A, correspondiente al grado de desarrollo de las formas piramidales, y el índice T, correspondiente al grado de desarrollo de las formas prismáticas. Este segundo parámetro, estaría controlado por la temperatura de cristalización, por lo que a partir de él, sería posible obtener una temperatura aproximada de formación de las rocas que los contienen.

Los cristales de circón pertenecientes al Cerro Lavas de Chao, presentan tamaños que varían entre $\sim 100\ \mu\text{m}$ y $\sim 200\ \mu\text{m}$ para su eje más elongado, y son de formas euhedrales a subhedrales, con hábitos prismáticos identificables, y con leves variaciones en sus coloraciones. Muestras de los otros tres volcanes fueron descartadas para este análisis morfológico, debido a que los cristales de circón encontrados en ellos se hallaron muy fragmentados, sin poder apreciarse su hábito característico, necesario para esta clasificación. Así mismo, dentro de los circones del Cerro Lavas de Chao, se han seleccionado únicamente aquellos cristales en los cuales es posible identificar sus caras (100) y (110). Los circones del Cerro Lavas de Chao, presentan zonaciones concéntricas y núcleos que son en general homogéneos, sin embargo, sus caras no son fáciles de individualizar, por lo que su clasificación según la Fig. 80, consiste solamente en una aproximación visual de las imágenes de cátodo luminiscencia de los cristales, respecto a las categorías definidas por Pupin, (1980).

La tabla de clasificación de Pupin (1980), muestra al lado izquierdo las temperaturas propuestas por el autor, asociadas a cada tipo de cristal. Los índices A y T presentados, representan las formas de las bipirámides y de los prismas, respectivamente. Estos índices se determinan de manera aproximada, mediante la observación de la forma de los cristales estudiados. Los circones tipo S definidos por el autor, poseen los hábitos más comunes hallados en todos los tipos de rocas, por lo que se muestran destacados en la tabla.

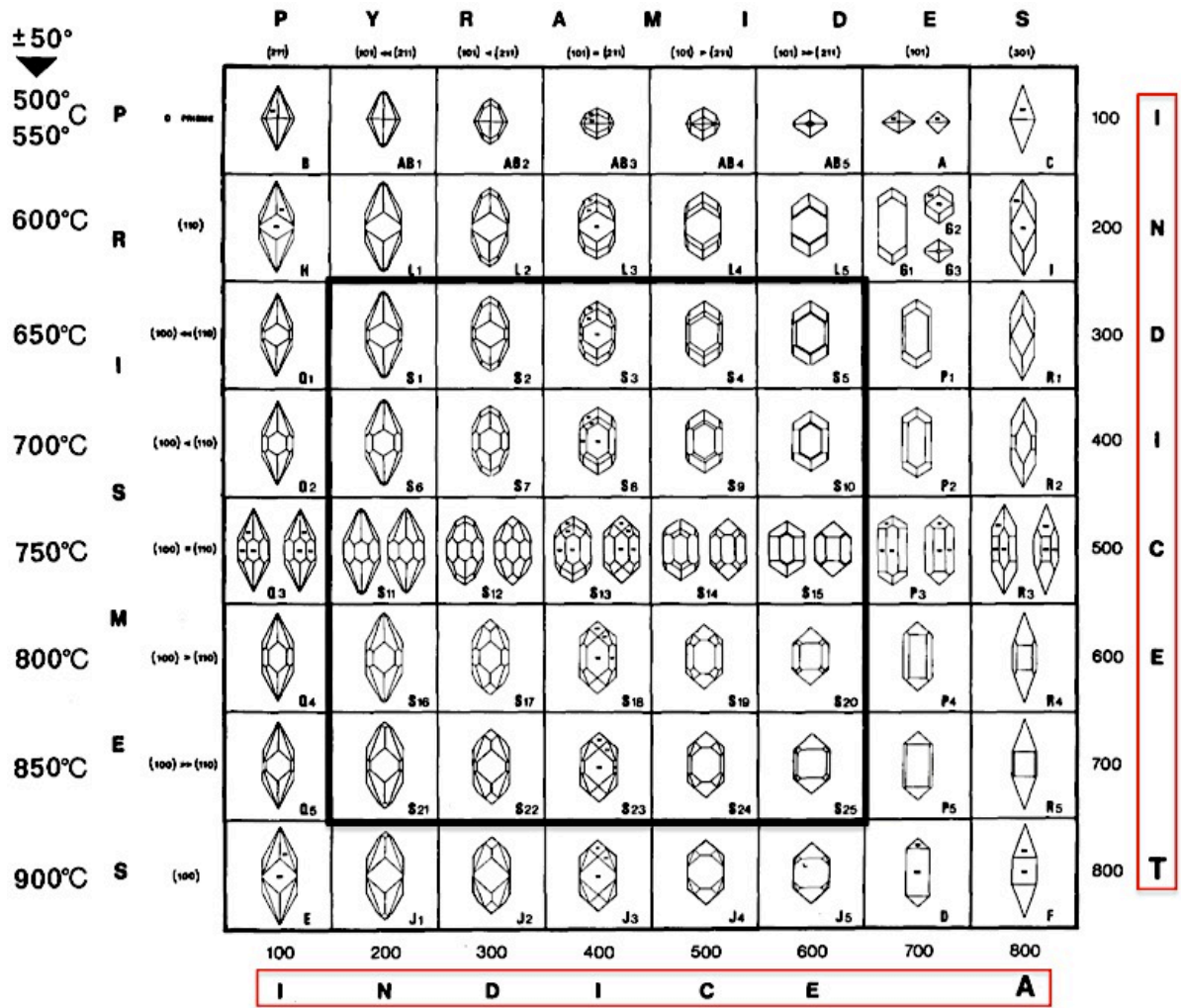


Fig. 2: Tipos de cristales de circón definidos por Pupin 1980, para la clasificación morfológica de circones en magmas graníticos.

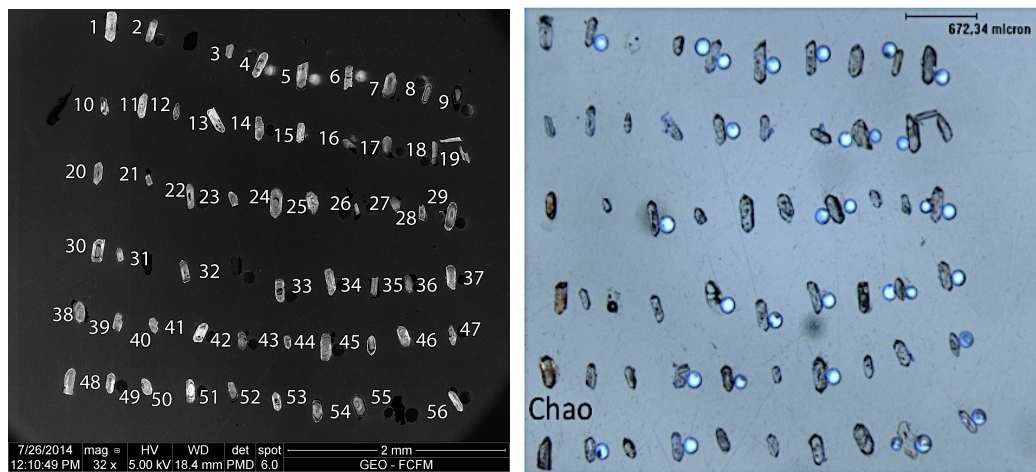
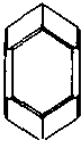
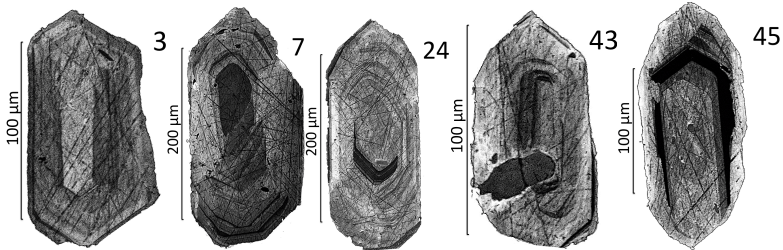
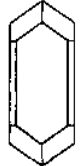
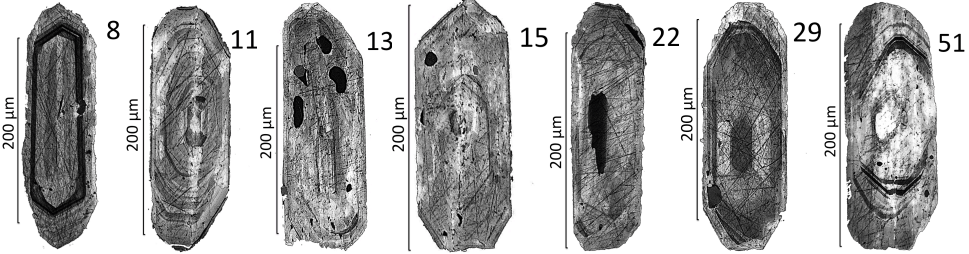
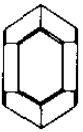
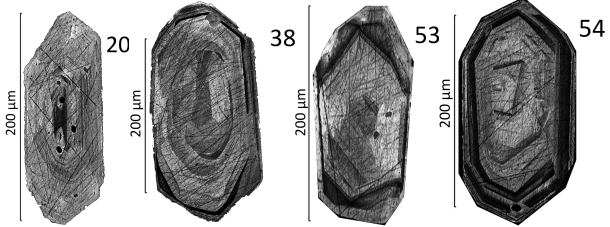

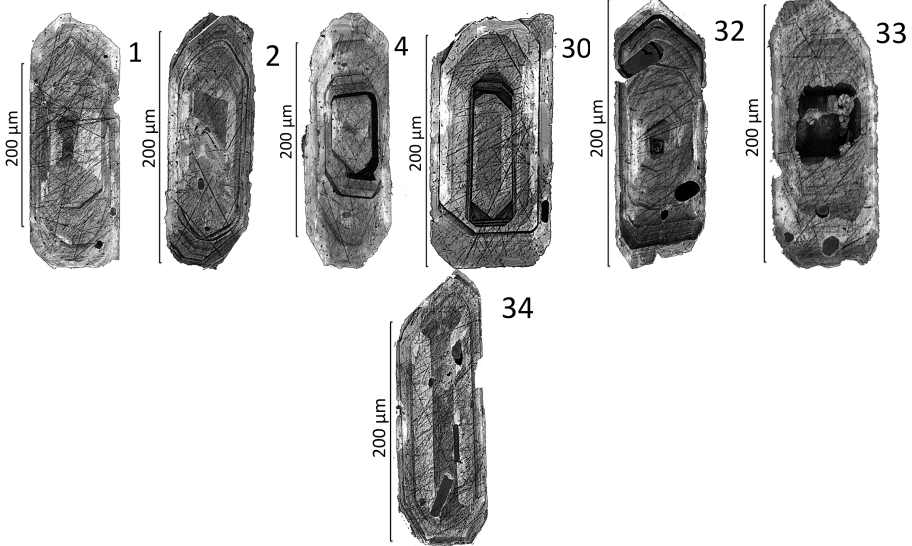


Fig. 3: Circones de la muestra 24, Cerro Lavas de Chao. Izquierda, imagen tomada mediante cátodo-luminiscencia. Numeración asignada a cada cristal, es la misma usada para identificar los circones en la tabla 12. Derecha, imagen tomada mediante lupa binocular.

Tabla 1: Clasificación morfológica de circones basada en Pupin, (1980).

 <p>S5</p>	
 <p>P1</p>	
 <p>S10</p>	
 <p>P2</p>	

El rasgo que distingue a los cristales S de los P, es la elongación de su eje c, la cual es mayor para los cristales tipo P. La principal diferencia entre los cristales S5 y S10, y entre los cristales P1 y P2, es que los segundos (S10 y P2) presentan caras prismáticas (110) bien desarrolladas, mientras que en los primeros (S5 y P1), solamente pueden distinguirse las caras (100) con claridad. Según esta clasificación, los índices T se encontrarían entre 300 y 400, mientras que los índices A, entre 600 y 700, lo cual determinaría una temperatura aproximada de formación de la roca de entre 650°C y 700°C, como se aprecia en la Fig. 82.

Según el mismo autor, es posible calcular los parámetros que define como $I.\bar{A}$ e $I.\bar{T}$, asociados a la clasificación morfológica mediante los índices A y T. Estos nuevos parámetros, determinarán un punto en un diagrama $I.\bar{A}$ v/s $I.\bar{T}$, el cual permitiría realizar una clasificación petrológica de las rocas a las cuales pertenecen los circones.

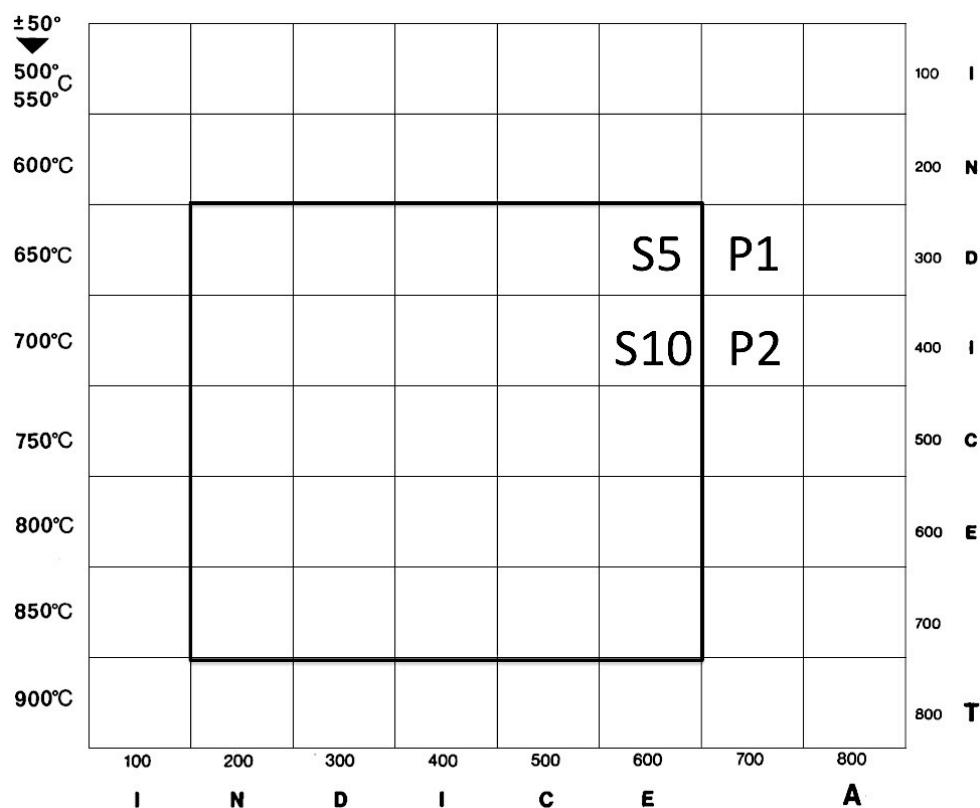


Fig. 4: Distribución de las morfologías de circones identificadas.

Los parámetros $I.\bar{A}$ e $I.\bar{T}$, se calculan según las fórmulas presentadas en la Fig. 83, donde los índices $n_{I.A.}$ y $n_{I.T.}$ son las frecuencias para cada valor de los índices A y T. Para el caso del Cerro Lavas de Chao, estos valores serían: $I.\bar{A} = 662,5$ e $I.\bar{T} = 350$, y se presentan graficados en los diagramas de las Figs. 83 y 84 (punto rojo). Según la clasificación petrológica de Pupin, la morfología de los circones sería indicativa del tipo de rocas a la cual pertenecen. De este modo, al graficar sus índices $I.\bar{A}$ v/s $I.\bar{T}$, estos caerían dentro de distintos campos definidos por el autor, basado en experimentación sobre distintas poblaciones de circones. En la Fig. 84, se aprecia esta clasificación.

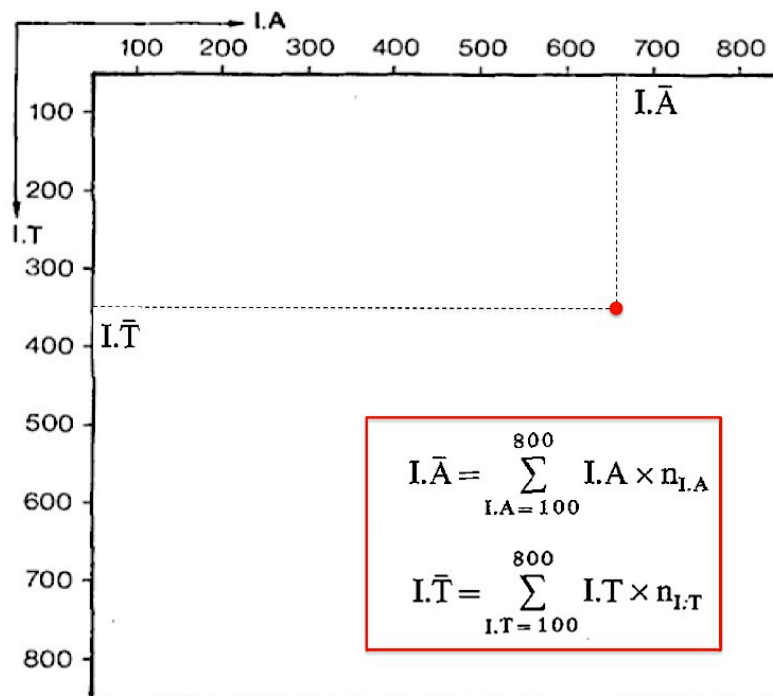


Fig. 5: Cálculo de parámetros $I.\bar{A}$ e $I.\bar{T}$, según Pupin, (1980). Diagrama extraído y modificado de la publicación original.

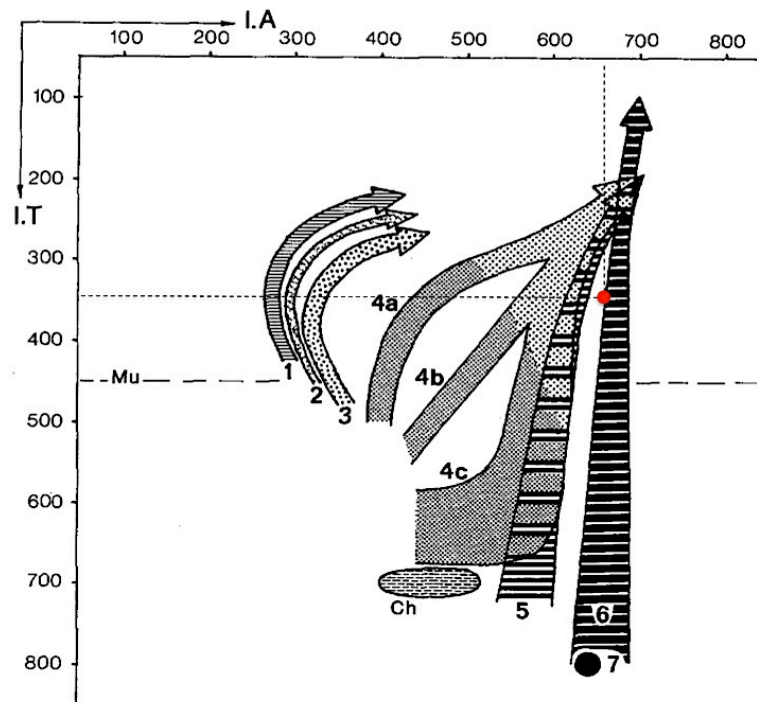


Fig. 6: Clasificación petrológica para circones, Pupin (1980). **(a) Granitos de origen cortical:** (1) leucogranitos aluminosos, (2) monzogranitos y granodioritas sub-autóctonos, (3) monzogranitos y granodioritas aluminosos. **(b) Granitos híbridos de origen cortical y mantélico:** (4) granitos calcoalcalinos, (5) granitos sub-alcálinos. **(c) Granitos de origen mantélico:** (6) granitos alcalinos, (7) granitos toleíticos.

La clasificación morfológica de circones es generalmente usada para rocas de tipo graníticas, por lo que este análisis representa una extensión de estos fundamentos a el caso de lavas dacíticas. Aún así, las temperaturas derivadas de esta clasificación resultan coherentes ($\sim 700^{\circ}\text{C}$), aunque menores a las calculadas por termobarometría, las cuales se hallan todas desde los $\sim 850^{\circ}\text{C}$. Para el caso de la clasificación petrológica en tanto, el punto que representa a los circones del Cerro Lavas de Chao grafica fuera del campo esperado, ya que las lavas estudiadas son de origen calcoalcalino, por lo que se hubiese supuesto que los parámetros $I.\bar{A}$ e $I.\bar{T}$ determinarían un punto en los campos 4a, 4b o 4c (correspondientes a granitos calcoalcalinos, equivalentes intrusivos de las lavas del Cerro Lavas de Chao), sin embargo, el punto grafica en el límite de los campos tipo c.

La clasificación morfológica de cristales presentada, es considerada sólo como una referencia para este trabajo, debido a que el análisis de los cristales del Domo Lavas de Chao, es una aproximación, y puede involucrar errores importantes asociados a la identificación de las caras cristalinas usadas para el análisis. Estos errores se deberían principalmente a que los cristales de origen volcánico presentan hábitos que no siempre se mantienen bien preservados (gracias a los procesos involucrados durante ascenso y erupción del magma), por lo que pueden existir equivocaciones en la identificación de la morfología de las formas cristalinas definida. Adicionalmente, los cristales hallados son de tamaños muy pequeños, lo cual dificulta su observación e identificación clara de las caras cristalinas en ellos.

Existen publicaciones que avalan, y publicaciones que rechazan este tipo de análisis morfológico. Ejemplos de ello serían los estudios realizados por Benisek & Finger (1993), y por Vavra (1994). Los primeros autores, plantean que el estudio morfológico de circones está respaldado por la química mineral de sus elementos traza, los cuales influenciarían fuertemente el desarrollo de sus caras (100) y (110). Es así que fundidos de alto contenido de cromo y uranio, serán propensos a formar caras tipo (110), mientras que fundidos de bajo uranio, formarán con mayor probabilidad caras tipo (100). Un fundido que sufre procesos de diferenciación, se irá volviendo enriquecido en elementos como uranio, por lo que habrá entonces una tendencia general de los magmas graníticos a formar prismas de caras (110), con morfologías bien desarrolladas. Según esto, la tabla propuesta por Pupin (1980), sería teóricamente correcta, considerando que funciona nada más que como una aproximación al análisis petrológico y termobarométrico. Estos mismos autores, plantean que al ocurrir un input magmático que cambie la química de elementos traza, o al ocurrir un fraccionamiento de minerales que capturen al uranio en su estructura, la clasificación de Pupin (1980) ya no sería válida.

Vavra (1994) por otro lado, plantea que la temperatura no es un factor determinante al momento de formar o no las distintas caras que arman las formas cristalinas tipo prismas y pirámides en un circón, y que habrían otros factores asociados a este proceso, los cuales no serían exclusivos de magmas graníticos, por lo que la clasificación de Pupin (1980), no sería aplicable a los casos que dicho autor plantea.

Debido a la amplia presencia de cristales de circón en los depósitos volcánicos del área de estudio (independiente de su integridad, y de si preservan o no su hábito cristalino), estos cristales podrían ser utilizados en estudios futuros de química mineral, debido a que su composición química puede ocuparse para obtener información nueva sobre los diversos procesos magmáticos que habrían ocurrido. Ejemplos de este tipo de análisis en circones, tales como estudio de procesos de cristalización fraccionada (e.g. Lowery Claiborne et al., 2006), interacción entre fluidos hidrotermales (e.g. Hoskin 2005) o mezcla de magmas (e.g. Belousova et al., 2006), han entregado resultados satisfactorios para otros estudios (Gagnevin, 2010). La historia de cristalización del circón puede proveer nuevos datos sobre la petrogénesis de esta cadena, dado que el magma ya está previamente caracterizado, y sus fases minerales predominantes también.