



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

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

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

NICOLE ANDREE BIDART ORELLANA

PROFESOR GUÍA:
MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DIEGO ANTONIO MORATA CÉSPEDES
ANGELO CASTRUCCIO ALVAREZ

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

SANTIAGO DE CHILE

2014

Los centros eruptivos Cerro Volcán, Cerro La Quebrada, Volcán Tatio y Cerro La Torta, presentan litologías correspondientes a andesitas de anfíbola, andesitas de piroxeno y riolitas de anfíbola y biotita, calcoalcalinas de alto K, y se edifican por sobre los 4000 m.s.n.m. al sureste del campo geotermal del Tatio, en la Zona Volcánica Central (ZVC), Andes. La evolución de ellos toma lugar en el Pleistoceno Inferior-Superior, con una actividad predominantemente efusiva y litología caracterizada por: (1) gran proporción de fenocristales (20-45%); (2) rango composicional amplio (58-70%SiO₂); y (3) variadas texturas de desequilibrio. La actividad eruptiva comienza a los ca. 2,12 Ma con la emisión del domo riolítico que hoy constituye el Cerro La Torta. Posteriormente, a los ca. 1,33 Ma, se dio la erupción de flujos andesíticos que constituyen los centros Volcán Tatio, Cerros Del Tatio y Cerro La Quebrada, en una cadena orientada NE-SW. Finalmente, la emisión de flujos andesíticos a los ca. 0,47 Ma edifica lo que corresponde a Cerro Volcán. En los pies del flanco oeste de este centro, es donde hoy se desarrolla la actividad geotermal de los Géiseres del Tatio. El volcanismo en la zona de estudio se caracteriza, en este periodo, por su migración hacia el norte. Los diferentes lineamientos en los centros, NE-SW y NS, sugieren un fuerte control estructural, lo que favorece el ascenso de magma a través de debilidades preexistentes en la corteza superior. La actividad de las erupciones es efusiva, debido a la falta de depósitos piroclásticos y escarpes de colapso asociados, aunque no se descarta la posibilidad de eventos de baja explosividad con depósitos piroclásticos cubiertos por sucesivas erupciones efusivas, o depósitos erosionados por acción glacial.

Los magmas que originaron las rocas de los centros estudiados ocurren a partir de una fuente con presencia de plagioclasa, anfíbola y \pm clinopiroxeno, en lo que se cree una fuente somera con respecto a lo observado por otros autores en rocas volcánicas recientes de la ZVC, en donde se infiere una fuente profunda de alta presión con granate residual presente. Esto difiere con la implicancia general de que los magmas generados en un arco continental con una corteza engrosada debieran poseer una fuerte signatura de granate.

Se sugieren reservorios someros para Cerro La Torta y Cerro Volcán, en donde se dio la cristalización de anfíbolos a temperatura, presión, % de H₂O y fO₂ de 835°C, 135MPa, 4,6%H₂O y -11,7logfO₂; y, 840°C, 130MPa, 4,6%H₂O, y -11,7logfO₂, respectivamente. Además se plantea un reservorio más profundo con respecto a los anteriores para el Volcán Tatio, en donde se dio la cristalización de piroxenos (a temperaturas de 1006-1013°C). Se presume una evolución de los centros eruptivos caracterizada por la perturbación de inyecciones de magmas con mayor temperatura respecto a los reservorios someros que explican la composición mineralógica y texturas de desequilibrio observadas. Sin embargo, no se descartan procesos de cristalización fraccionada y asimilación cortical, que son característicos en la evolución de los magmas en la ZVC.

*A ti, a ustedes, a mí,
a los de ayer, a los de hoy, a los de siempre*

AGRADECIMIENTOS

Comienzo agradeciendo a los que hicieron posible el desarrollo de esta memoria, ya que sin la oportunidad y el financiamiento, nada de esto hubiese ocurrido; infinitas gracias al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA:Proyecto Fondap-Conicyt n°. 15090013, en la línea de investigación —Sistemas magmáticos).

Por supuesto, no puedo dejar de agradecer a mi profesor guía y miembros de la comisión, profesores M.A. Parada, Diego Morata y Angelo Castruccio. A pesar de que no fueron muchas conversaciones, ni tan largas, si fueron lo suficientemente enriquecedoras como para aportar todo el conocimiento necesario en el desarrollo de la memoria. Gracias por las correcciones, la enseñanza y también por la paciencia.

Claudio y Eduardo, les debemos una infinidad; gracias por habernos apadrinado sin retribución alguna. Siempre estuvieron atentos a nuestros pasos y con la mejor disposición a ayudarnos y a aportar con lo que fuera. Fueron fundamentales en esto.

Hablo de nos, porque no puedo dejar de lado a mi partner de sufrimiento; Pau, infinitas gracias por todo lo que significó esta etapa, fue un verdadero gustazo haberlo compartido contigo. Siempre recordaré lo geniales que fueron conmigo junto a tu mami y la naldi en nuestro terreno. Sin tu mami y los Sres. Carabineros de Tocopuri, no podríamos haber hecho ni la mitad de esto.

A los chicos del curso, gracias por el ánimo y las palabras de aliento en lo último. Fue genial haber compartido con ustedes este proceso; gracias hiperáridos, a mi partner Gaby, por estar en todas conmigo y soportarme en los terrenos, gracias Charly por hacernos reír con tus charlicosas.

Gracias a los bachis, por siempre confiar en mí y creer que soy algo especial cuando aparezco. Estamos llegando ya todos al final y realmente agradezco al destino por haber entrado con ustedes y compartir tantos momentos que ya nadie me puede robar.

Mención especial a mi querido equipo de Taekwondo. Simplemente, el mejor. Gracias Sabonim y chicos por todo lo que me han entregado; un gran equipo. Jamás hubiésemos podido avanzar tanto sin la ayuda del otro, sin la confianza del profe, sin la motivación de algunos ni el respeto y disciplina de otros. Gracias por las críticas, los consejos, la amistad y la sinceridad, y gracias por ser una de las mejores cosas que le ha pasado a mi vida.

Gracias familia por su infinita paciencia, comprensión y apoyo a lo largo de todo este proceso. Ha sido largo y difícil, pero siempre han estado ahí para no dejarme caer en ningún momento. Son mi motivación para seguir siempre.

Y por último, gracias mono por tu infinita paciencia, preocupación, atención, apoyo, gracias por tus críticas y por haber sido y ser simplemente el mejor. No lo hubiese logrado sin ti. Gracias por estar ahí siempre, y por hacerme sonreír en los momentos más difíciles, y, en sencillas palabras, gracias por hacerme tan feliz.

TABLA DE CONTENIDO

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN	1
PRESENTACIÓN	1
UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO.....	2
OBJETIVOS	6
1.1.1 OBJETIVO GENERAL.....	6
1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	6
HIPÓTESIS DE TRABAJO	6
METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	7
1.1.3 TRABAJO DE TERRENO.....	7
1.1.4 TRABAJO DE GABINETE	7
1.1.5 TRABAJO DE LABORATORIO.....	8
Capítulo 2. ANTECEDENTES	11
SÍNTESIS BIBLIOGRÁFICA	11
MARCO GEOLÓGICO.....	13
2.1.1 MARCO GEOTECTÓNICO	13
2.1.2 MARCO GEOLÓGICO LOCAL.....	14
Capítulo 3. CARACTERIZACIÓN DE CENTROS ERUPTIVOS.....	23
CERRO VOLCÁN	25
CERRO LA QUEBRADA	27
VOLCÁN TATIO	29
CERRO LA TORTA	31
Capítulo 4. MINERALOGÍA MODAL Y ESTIMACIÓN DE VOLÚMENES DE LOS CENTROS ERUPTIVOS.....	33
MINERALOGÍA MODAL	33
ESTIMACIÓN DE VOLÚMENES DE LOS CENTROS ERUPTIVOS.....	36
Capítulo 5. PETROGRAFÍA Y QUÍMICA MINERAL.....	41
ANDESITA DE HORNBLENDA DE CERRO VOLCÁN	41

ANDESITA DE PIROXENO DE CERRO LA QUEBRADA	49
ANDESITA DE PIROXENO DE VOLCÁN TATIO	54
RIOLITA DE HORNBLENDA Y BIOTITA DE CERRO LA TORTA	59
Capítulo 6. GEOQUÍMICA.....	68
ELEMENTOS MAYORES.....	69
6.1.1 DIAGRAMA TAS	69
6.1.2 DIAGRAMA AFM.....	70
6.1.3 DIAGRAMA K ₂ O.....	71
6.1.4 DIAGRAMAS DE VARIACIÓN (HARKER PARA ELEMENTOS MAYORES)	72
ELEMENTOS TRAZA.....	73
6.1.5 DIAGRAMAS DE VARIACIÓN (HARKER PARA ELEMENTOS TRAZA)...	73
6.1.6 DIAGRAMA SPIDER DE REE NORMALIZADO A CONDRIITO.....	74
6.1.7 DIAGRAMAS MULTIELEMENTO NORMALIZADOS.....	77
DISCUSIÓN DE RESULTADOS GEOQUÍMICOS	79
Capítulo 7. TERMOBAROMETRÍA.....	81
ANFÍBOLA.....	81
PIROXENOS	84
ÓXIDO DE FE-TI	86
Capítulo 8. ESTUDIO Y DATACIÓN DE CIRCONES	90
MORFOLOGÍAS DE CRISTALES DE CIRCÓN.....	91
CERRO VOLCÁN.....	92
CERRO LA QUEBRADA	95
VOLCÁN TATIO	97
CERRO LA TORTA	99
TEXTURAS DE DESEQUILIBRIO, NUCLEOS HEREDADOS Y SUS	
IMPLICANCIAS	102
GEOCRONOLOGÍA DE CIRCONES	103
M13- CERRO VOLCÁN.....	103

M2 – CERRO LA QUEBRADA	106
M15 – VOLCÁN TATIO	107
M5 - CERRO LA TORTA	109
Capítulo 9. DISCUSIONES.....	112
MECANISMOS GATILLANTES DE ERUPCIÓN.....	112
ANÁLISIS TEXTURAL, COMPOSICIONAL Y SUS IMPLICANCIAS PETROGENÉTICAS.....	113
¿TIENEN LOS CENTROS UN ORIGEN COMÚN?.....	116
MODELO DE EVOLUCIÓN DE LOS CENTROS ERUPTIVOS CERRO VOLCÁN, CERRO LA QUEBRADA, VOLCÁN TATIO Y CERRO LA TORTA	117
Capítulo 10. CONCLUSIONES.....	121
BIBLIOGRAFÍA	123
ANEXO A: COORDENADAS DE MUESTREO	129
ANEXO B: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS	130
ANEXO C: QUÍMICA MINERAL	139
ANEXO D: CIRCONES	152
ANEXO E: GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	160

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. a) Mapa de ubicación de la zona de estudio en los Andes Central, Norte de Chile. En rojo, área de estudio. Abreviaciones: TA = área del volcanismo del Tatio; SA= Salar de Atacama; PG= Caldera Pastos Grande; LC= Caldera Laguna Colorada; CG= Caldera Cerro Guacha. Obtenido de De Astis <i>et al.</i> (2008); b) Mapa con rutas y vías principales de la zona.	4
Figura 2. Distribución de centros volcánicos alrededor del campo geotermal del Tatio. En verde, el área de estudio cercana a la frontera con Bolivia; en rojo se enmarcan los centros volcánicos del estudio: Cerro Volcán, Cerro La Quebrada, Volcán Tatio y Cerro La Torta.	5
Figura 3. Mapa geológico de la zona de estudio. Obtenido y modificado de Hoja de Calama, Servicio Nacional de Geología y Minería. Marinovic y Lahsen, 1984.	21
Figura 4. Leyenda. Obtenido y modificado de Hoja de Calama, Servicio Nacional de Geología y Minería.	22
Figura 5. Mapeo de centros eruptivos. En rojo, campo geotermal del Tatio.	24
Figura 6. Imágenes de terreno de Cerro Volcán. a) Vista de la colada muestreada de Cerro Volcán. b) Afloramiento y c) Muestra de mano correspondiente a una andesita de hornblenda de Cerro volcán.	26
Figura 7. Imágenes de terreno Cerro La Quebrada. a) Vista colada muestreada. b) y c) Afloramiento con vesículas de gran tamaño. d) Muestra de mano correspondiente a una andesita de piroxeno de Cerro La Quebrada.	28
Figura 8. Imágenes de terreno del Volcán Tatio. a) Vista Volcán Tatio. b), c) y d) Afloramientos y e) Muestra de mano correspondiente a una andesita de piroxeno de Volcán Tatio.	30
Figura 9. Laderas de Cerro La Torta. Es posible observar las zonas en bloques, con estructuras columnares; sobre estas una zona de cizalle; seguida por una cubierta rugosa o de diaclasamiento caótico.	31
Figura 10. Imágenes de terreno del Cerro La Torta. a) Vista panorámica del centro. b) Estructuras columnares en afloramiento. c) Afloramiento. d) Muestra de mano.	32
Figura 11. Imagen explicativa del conteo modal. a) Imagen escaneada correspondiente a una sección transparente-pulida (Escala 5mm). b) Gráfico circular con la distribución de clases. c) Gráfica evolutiva del conteo.	34
Figura 12. Gráfica comparativa entre los centros eruptivos y el resultado del conteo modal.	35

Figura 13. Imagen DEM correspondiente al Cerro La Torta. a) Vista en planta del polígono que incluye los productos volcánicos del centro eruptivo. b) Vista tridimensional de la imagen DEM. En esta destaca el plano de referencia sobre el cual se realiza el cálculo de volumen. c) Vista tridimensional de la imagen DEM, en la cual destacan los vértices con distinta elevación.	37
Figura 14. Diagrama ternario de clasificación para feldespatos, en Cerro Volcán, propuesto por Deer <i>et al.</i> (1963). Composición en moles por ciento.	42
Figura 15. a) Diagrama %en moles de An versus distancia de núcleo a borde en μm en fenocristal de plagioclasa. b) Imagen BSE del cristal de plagioclasa analizado. En blanco, los puntos analizados en microsonda.	43
Figura 16. Diagrama de clasificación de anfíbolos cálcicos, Si estructural versus número magnésico #Mg, en Cerro Volcán, con $^{\text{B}}\text{Ca} \geq 1,5$; $^{\text{A}}(\text{Na}+\text{K}) \geq 0,5$ y $\text{Ti} < 0,5$, propuesto por Leake (1997).	43
Figura 17. a) Microfotografía a nícoles paralelos de un fenocristal de anfíbola con bordes opacíticos. b) Imagen BSE del cristal de anfíbola. En blanco, los puntos analizados en microsonda.	44
Figura 18. Variación composicional de las biotitas, en Cerro Volcán, según los parámetros propuestos por Deer <i>et al.</i> (1992).	45
Figura 19. a) Microfotografía de biotita con bordes opacíticos a nícoles cruzados. c) Microfotografía a nícoles cruzados de glómero de biotita, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. b) y d) Imagen BSE correspondiente a a) y c), respectivamente. En blanco, los puntos analizados en microsonda.	46
Figura 20. Diagrama ternario de clasificación de piroxenos, en Cerro Volcán, de acuerdo a los parámetros propuestos por Morimoto <i>et al.</i> , (1988).	47
Figura 21. a) Microfotografía a nícoles cruzados de microfenocristales de augita, plagioclasas y óxidos de Fe-Ti. b) Imagen BSE correspondiente a a). En blanco los puntos analizados en microsonda.	47
Figura 22. Diagrama ternario de clasificación de óxidos de Fe-Ti, en Cerro Volcán, según O'Reilly (1984).	48
Figura 23. Características petrográficas de la Andesita de Hornblenda del Cerro Volcán. Microfotografías a nícoles cruzados de las muestras M13a y 13a. a) Fenocristal de plagioclasa con una banda de textura <i>sieve</i> (0,4mm), zonación a parches en núcleo y borde externo con superficie de corrosión de menor intensidad, muestra 13a. b) Fenocristal de plagioclasa con bordes de reabsorción, muestra 13a. c) Fenocristal de plagioclasa que exhibe zonación oscilatoria hacia los bordes y borde más externo con superficies de corrosión, muestra M13a. d) Fenocristal de plagioclasa con macla Carlsband, zonación <i>sieve</i> en una banda y algunas reabsorciones en el borde más	

externo, muestra M13a. e) Fenocristal de plagioclasa que exhibe zonación a parches en núcleo y zonación oscilatoria con algunas bandas de textura <i>sieve</i> hacia los bordes, muestra M13a. f) Textura <i>sieve</i> en fenocristal de plagioclasa con borde externo y núcleo sin corrosión (nícoles paralelos), muestra M13a. g) Textura glómero – porfírica de biotita y plagioclasa, muestra 13a. h) Textura coronítica de ortopiroxeno en un cristal de cuarzo redondeado y reabsorbido, muestra 13a. i) Fenocristal de anfíbola con textura <i>sieve</i> y bordes opacíticos, muestra 13a.....	49
Figura 24. Diagrama ternario de clasificación para feldespatos, en Cerro La Quebrada, propuesto por Deer <i>et al.</i> (1963). Composición en moles por ciento.	50
Figura 25. Diagrama de variación (Mg,Fe)SiO ₄	51
Figura 26. Microfotografía a nícoles cruzados en donde se observan fenocristales de olivino y plagioclasas. Enmarcado en negro, la imagen BSE. b) Imagen BSE de olivino con borde zonado.	51
Figura 27. Diagrama ternario de clasificación de piroxenos, en Cerro La Quebrada, de acuerdo a los parámetros propuestos por Morimoto <i>et al.</i> (1988).	52
Figura 28. Diagrama ternario de clasificación de óxidos de Fe-Ti, en Cerro La Quebrada, según O'Reilly (1984).	53
Figura 29. Características petrográficas de la Andesita de Piroxeno de Cerro La Quebrada. Microfotografías a nícoles cruzados correspondientes a la muestra M1. a) Fenocristal euhedral de olivino. b) <i>Clot</i> de olivinos. c) Cristales de cuarzo subredondeados. d) Fenocristal de plagioclasa con núcleo interno zonado a parches y textura <i>sieve</i> en bordes. e) Pseudomorfo de anfíbola. f) Fenocristal de plagioclasa que exhibe textura a parches en núcleo, zonación oscilatoria hacia los bordes, textura <i>sieve</i> en banda de 0,4mm, y borde más externo sin evidencias de corrosión intensa. g) Textura a parches en fenocristal de plagioclasa y zonación oscilatoria hacia los bordes. h) Textura <i>sieve</i> en microfenocristal de plagioclasa. i) Textura <i>sieve</i> en núcleo de microfenocristal de plagioclasa.	54
Figura 30. Diagrama ternario de clasificación para feldespatos, en Volcán Tatio, propuesto por Deer <i>et al.</i> (1963). Composición en moles por ciento.	55
Figura 31. a) Gráfico %An versus μm desde núcleo a borde de cristales zonados de plagioclasa. b) y c) Imagen BSE de cristal de plagioclasa analizado, correspondiente al perfil 1 y perfil 2, respectivamente, del gráfico en a). En blanco, puntos analizados en microsonda.	56
Figura 32. Diagrama ternario de clasificación de piroxenos, en Volcán Tatio, de acuerdo a los parámetros propuestos por Morimoto <i>et al.</i> (1988).	57
Figura 33. Características petrográficas de la Andesita de Piroxeno del Volcán Tatio. Microfotografías a nícoles cruzados de las muestras M8, 16a y M16a correspondientes	

a Volcán Tatio. a) Macla polisintética en plagioclasa, muestra M8. b) Oquedades en fenocristal de plagioclasa, muestra M8. c) Textura poikilítica en fenocristales de ortopiroxeno, con chadacristales de plagioclasas, muestra 16a. d) Textura glómero - porfírica en cristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno, muestra M8. e) Zonación oscilatoria en fenocristal de plagioclasa, muestra M8. f) <i>Clot</i> de plagioclasas zonadas oscilatoriamente, muestra M8. g) Textura a parches en fenocristal de plagioclasa (central), muestra M16a. h) Superficie de corrosión en plagioclasa, muestra M8. i) Zonación oscilatoria en plagioclasa con bordes reabsorbidos (izquierda), muestra 16a.....	58
Figura 34. Diagrama ternario de clasificación para feldespatos, en Cerro La Torta propuesto por Deer <i>et al.</i> (1963). Composición en moles por ciento.	60
Figura 35. Diagrama de clasificación de anfíbolos cálcicos, en Cerro La Torta, con ^B Ca≥1,5; ^A (Na+K) ≥0,5 y Ti<0,5, propuesto por Leake (1997).	61
Figura 36. a), c) y e) Gráfico %An versus μm desde núcleo a borde de cristales zonados de plagioclasa. b), d) y f) Imagen BSE de cristales analizados de plagioclasas correspondiente a los perfiles composicionales 1, 2 y 3, de los gráficos a), b) y c), respectivamente. En blanco, los puntos analizados en microsonda.	62
Figura 37. a) Microfotografía a nícoles cruzado de fenocristal de anfíbola, plagioclasa y biotita. b) Imagen BSE correspondiente a lo observado en a). En blanco, los puntos analizados en microsonda.....	63
Figura 38. Variación composicional de las biotitas, en Cerro La Torta, según los parámetros propuestos por Deer <i>et al.</i> (1992).....	64
Figura 39. a) Microfotografía a nícoles cruzado de fenocristal de anfíbola, plagioclasa y biotita. b) Imagen BSE correspondiente a lo observado en a). En blanco, los puntos analizados en microsonda.....	64
Figura 40. Diagrama ternario de clasificación de piroxenos, en Cerro La Torta, de acuerdo a los parámetros propuestos por Morimoto <i>et al.</i> (1988).	65
Figura 41. Características petrográficas de la Riolita de Hornblenda y Biotita de Cerro La Quebrada. Microfotografías a nícoles cruzados de las muestras M6 y M7. a) Textura poikilítica en anfíbola con chadacristales de plagioclasa y oquedades, muestra 7a. b) Textura glómero – porfírica de anfíbolos, plagioclasas, ortopiroxenos y biotitas, muestra 7a. c) Embahiamientos en bordes de cristal de cuarzo subredondeado, muestra 6. d) <i>Clot</i> de ortopiroxenos y clinopiroxenos, muestra 7a. e) Plagioclasa con bandas de textura <i>sieve</i> y zonación oscilatoria, muestra 7a. f) Fenocristal de plagioclasa fracturado con zonación oscilatoria hacia los bordes, muestra 7a. g) Zonación oscilatoria en fenocristal de plagioclasa, muestra 6. h) Textura a parches en núcleo de plagioclasa	

con zonación oscilatoria hacia los bordes, muestra 7a. i) Textura a parches en núcleo de plagioclasa con zonación oscilatoria hacia los bordes, muestra 7a.	66
Figura 42. Diagrama de clasificación TAS para rocas extrusivas, propuesto por Le Bas <i>et al.</i> (1986).....	70
Figura 43. Diagrama de discriminación AFM. Irvine y Baragar, 1971.	71
Figura 44. Diagrama SiO ₂ -K ₂ O propuesto por Percerillo y Taylor, 1976.	72
Figura 45. Diagramas de variación para elementos mayores.....	73
Figura 46. Diagrama de variación para elementos menores y trazas.	75
Figura 47. Diagrama spider de REE normalizado a condrito según Boyton, 1984.....	76
Figura 48. Gráfico Dy/Dy* versus Dy/Yb. Obtenido y modificado de Davidson <i>et al.</i> , 2013.....	77
Figura 49. Diagrama multielemento normalizado a MORB (Pearce 1893).	78
Figura 50. Diagrama multielemento normalizado a condrito (Thompson 1982).	79
Figura 51. Temperatura versus presión obtenidos del termobarómetro en anfíbolos de Ridolfi <i>et al.</i> (2010). En líneas punteadas: la curva de máxima estabilidad termal de la anfíbola; en líneas segmentadas: el límite superior para anfíbolos consistentes (Al# ≤ 0,21); en líneas segmentadas rojas: se divide los datos experimentales consistentes con diferencia de cristalinidad (es decir, entre un 35-50% de cristales cerca de la línea segmentada negra, y entre 12-35% en cristales cerca de la línea punteada negra); las isopletras muestran el contenido anhidro de SiO ₂ (% en peso) del fundido, y los límites de estabilidad que contienen el equilibrio de fases como (Bt), plagioclasa (Pl), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx), magnetita (Mgn), ilmenita (Ilm) y olivino (Ol) con anfíbolos consistentes (Mg-Hb magnesiohornblenda, Tsc-Prg pargasita tschermakítica). Además, se muestra la barra de error de la σ_{est} esperada (22°C) y el error máximo relativo de P (11%).	83
Figura 52. Temperatura versus logfO ₂ obtenidos del termobarómetro en anfíbolos de Ridolfi <i>et al.</i> (2010). El gráfico, además muestra la barra de error de la σ_{est} esperada (22°C) y el máximo error para logfO ₂ (0,4 unidades de logaritmo).	83
Figura 53. Temperatura versus %H ₂ O _{melt} obtenidos del termobarómetro en anfíbolos de Ridolfi <i>et al.</i> (2010). También son reportadas las curvas de máxima estabilidad termal de la anfíbola, curva punteada, y límite inferior para anfíbolos consistentes, curva segmentada. Las barras de error en negro y azul muestran el error máximo relativo (15%) y la σ_{est} (0,4% en peso) de H ₂ O _{melt} , respectivamente.	84
Figura 54. Temperatura en °C versus presión en kbar obtenidos del termobarómetro de dos piroxenos.....	86
Figura 55. Temperatura en °C versus logfO ₂ obtenidos del termobarómetro de ilmenita-magnetita según Spencer & Lindsley (1981).	87

Figura 56. Temperatura en °C versus $\log fO_2$ obtenidos del termobarómetro de ilmenita-magnetita según Andersen & Lindsley (1985).	88
Figura 57. Gráfico comparativo de los resultados presentados en las figuras 48 y 49, y las curvas de <i>buffer</i> MH, NNO, FMQ Y MW. Los símbolos vacíos corresponden a Spencer & Lindsley (1981), mientras que los rellenos a Andersen & Lindsley (1985). ..	89
Figura 58. Gráfico comparativo de los resultados obtenidos con los termobarómetros en anfíbola y óxidos de Fe-Ti en la muestra M13a de Cerro Volcán.	89
Figura 59. Tipos y subtipos de tipología en cristales de circón. En el eje horizontal, los principales tipos de pirámides; en el eje vertical, los principales tipos de prismas. Obtenido de Pupin (1989).	90
Figura 60. Histograma de frecuencias asociadas a las tipologías de circones encontradas en Cerro Volcán.	93
Figura 61. Texturas en circones de la muestra M13 de Cerro Volcán.	94
Figura 62. Texturas en circones de la muestra M2 de Cerro La Quebrada.	96
Figura 63. Histograma de frecuencias asociadas a las tipologías de circones encontradas en Cerro La Quebrada.	96
Figura 64. Histograma de frecuencias asociadas a las tipologías de circones encontradas en Volcán Tatio.	98
Figura 65. Texturas en circones de la muestra M15 de Volcán Tatio.	99
Figura 66. Histograma de frecuencias asociadas a las tipologías de circones encontradas en Cerro La Torta.	100
Figura 67. Texturas en circones de la muestra M5 de Cerro La Torta.	101
Figura 68. Resultado datación U/Pb para la muestra M13. a) Gráfico de distribución de densidades de probabilidades para la edad de cristales individuales de circones. b) Resultados obtenidos según el algoritmo <i>TuffZirc Age</i>	105
Figura 69. Resultado datación U/Pb para la muestra M2, obtenidos según el algoritmo <i>TuffZirc Age</i>	107
Figura 70. Resultado datación U/Pb para la muestra M15. a) Gráfico de distribución de densidades de probabilidades para la edad de cristales individuales de circones. b) Resultados obtenidos según el algoritmo <i>TuffZirc Age</i>	109
Figura 71. Resultado datación U/Pb para la muestra M5. a) Gráfico de distribución de densidades de probabilidades para la edad de cristales individuales de circones. b) Resultados obtenidos según el algoritmo <i>TuffZirc Age</i>	111
Figura 72. Evolución de centros eruptivos. Se muestra la hipotética evolución que se inicia con la efusión de material altamente diferenciado que origina el domo de Cerro La Torta, hace aprox 2,12 Ma. Esto lo sucede la efusión de andesitas de alto-K que constituyen el Volcán Tatio. Coetáneo a este evento, se desarrolla la emisión de lavas	

andesíticas de olivino de Cerro La Quebrada, y probablemente también ocurre la emisión de andesitas de hornblenda que originaron los Cerros del Tatio. Estos tres centros conforman un lineamiento en dirección NE-SW. Finalmente, tiene cabida la emisión de flujos andesíticos de hornblenda, edificando el Cerro Volcán. Además se muestran las condiciones del reservorio, volumen, temperatura, presión, % en peso de H₂O del magma, y fO₂..... 119

Figura 73. Clasificación de circones en la muestra M13 de Cerro Volcán. 152

Figura 74. Clasificación de circones en la muestra M13 de Cerro Volcán. 153

Figura 75. Clasificación de circones en la muestra M2 de Cerro La Quebrada. 154

Figura 76. Clasificación de circones en la muestra M2 de Cerro La Quebrada. 155

Figura 77. Clasificación de circones en la muestra M15 de Volcán Tatio. 156

Figura 78. Clasificación de circones en la muestra M15 de Volcán Tatio. 157

Figura 79. Clasificación de circones en la muestra M5 de Cerro La Torta. 158

Figura 80. Clasificación de circones en la muestra M5 de Cerro La Torta. 159

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Resultados del cálculo de la mineralogía modal de los centros eruptivos.....	35
Tabla 2. Resultados del cálculo de volumen con Argis y Global Energy Mapper.....	39
Tabla 3. Volúmenes estimados del reservorio magmático según el centro eruptivo.	40
Tabla 4. Litología por centro eruptivo.	41
Tabla 5. Cuadro resumen de mineralogía y química mineral. Abreviados; IF: índice de fenocristales; Pl: plagioclasa; Px: piroxeno; Anf: Anfíbola; Bt: biotita; Ol: olivino; Ox: óxido; Fx: fenocristal; Mx: microfenocristal; MF: masa fundamental; An: anortita; En: enstatita; Wo: wollastonita; Fs: ferrosilita; Mg-Hb: magnesiohornblenda; ann: annita; Fo: forsterita; il: ilmenita; mt: magnetita.	67
Tabla 6. Geoquímica total de rocas. Elementos mayores en % en peso, elementos traza en ppm. . Abreviaturas: <i>wt. weight</i> (peso de la muestra); LOI: <i>lost on ignition</i> (pérdida por calcinación).	68
Tabla 7. Resultados del termobarómetro en anfíbolos de Ridolfi <i>et al.</i> (2010).....	82
Tabla 8. Resultados obtenidos con el termobarómetro de dos piroxenos de Putirka (2008)	85
Tabla 9. Resultados de la aplicación del termobarómetro de óxidos de Fe-Ti.....	87
Tabla 10. Resumen de resultados de U-Pb en LA-MC-ICP-MS para circones de la muestra M13 de Cerro Volcán.	104
Tabla 11. Resumen de resultados de U-Pb en LA-MC-ICP-MS para circones de la muestra M2 de Cerro La Quebrada.....	106
Tabla 12. Resumen de resultados de U-Pb en LA-MC-ICP-MS para circones de la muestra M15 de Volcán Tatio.	108
Tabla 13. Resumen de resultados de U-Pb en LA-MC-ICP-MS para circones de la muestra M5 de Cerro La Torta.	110
Tabla 14. Control de calidad, límite de detección y método de los análisis de óxidos mayores en roca total.....	160
Tabla 15. Control de calidad, límite de detección y método de los análisis de elementos menores y traza en roca total.	161

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

PRESENTACIÓN

La cordillera de Los Andes, ubicada en el margen occidental de Sudamérica, es el clásico ejemplo de orógeno asociado a un proceso de subducción. A pesar de que el sistema montañoso andino corresponde a un elemento continuo a lo largo del continente, presenta variaciones longitudinales en la topografía, tectónica, volcanismo, estructura litosférica profunda, geometría de subducción e historia geológica (Tassara y Yañez, 2003). A causa de estas discontinuidades se ha propuesto el concepto de 'segmentación andina' (Jordan et al., 1983; Mpodozis y Ramos, 1989; Kley et al., 1999). A partir de ello es posible diferenciar cuatro segmentos con volcanismo cuaternario activo; Zona Volcánica Norte, Zona Volcánica Central, Zona Volcánica Sur y Zona Volcánica Austral.

La Zona Volcánica Central (ZVC) se extiende desde los 16°S a 28°S y se caracteriza por la presencia de centros volcánicos asociados a una corteza continental engrosada, con productos altamente diferenciados. Este segmento está dominado por estrato-volcanes andesíticos y dacíticos, muchos de los cuales sobrepasan los 6000 m.s.n.m. También es común la presencia de flujos de tobas e ignimbritas, desarrollados a partir del Mioceno, que cubren extensas áreas del norte de Chile, noroeste de Argentina y Sur de Bolivia y Perú.

El volcanismo puede ser el motor de recursos naturales y energéticos, de los cuales destaca la energía geotérmica, por su alto potencial de desarrollo. Los recursos geotermales están directamente relacionados al volcanismo activo (Lahsen et al., 2010), por lo que este segmento volcánico (ZVC) se ha convertido en un atractivo escenario para la exploración de fuentes geotermales asociadas a volcanismo reciente.

En Chile existen numerosos proyectos de exploración geotérmica que tienen el objetivo de renovar la matriz energética del país, considerando a éste un recurso renovable, sustentable, amigable con el medio ambiente y económicamente competitivo. Uno de los centros geotermales más conocidos, y además el tercero más grande a nivel mundial, corresponde al Sistema Geotermal del Tatio. Éste se ubica en la región de Antofagasta, a 90 Km de San Pedro de Atacama y a más de 4200 metros de altura, abarcando unos 30 km² de Altiplano en el norte de Chile (22°20'S y 68°W).

En el sector del Tatio se presentan numerosas manifestaciones termales, tales como fumarolas, géiseres, pozos burbujeantes, piscinas de barro hirviente, depósitos de sínter silíceos, etc., los que han sido analizados en estudios previos (e.g. Cusicanqui et al., 1975). De ellos se concluye una geoquímica de aguas termales muy particular (altas concentraciones de sílice disuelta, arsénico y boro), que corresponden a aguas alcalinas, cloruradas y de pH cercano a neutro (Nicolau del Roure, 2013).

Por otro lado, un estudio geotérmico conlleva una investigación multidisciplinaria, en el que convergen diversas áreas del conocimiento geológico. Es indiscutible que los esfuerzos en el Tatio se han centrado en el estudio de una sola línea investigativa; geoquímica de fluidos geotermales, lo cual deja una gran disposición de información respecto al tema. Sin embargo, el sistema magmático que envuelve al campo geotermal ha sido escasamente estudiado, dejando inconclusas muchas interrogantes.

En este escenario, se propone el estudio de las rocas volcánicas recientes que se encuentran en el sector del campo geotermal del Tatio en la ZVC. Para ello, se plantea el estudio petrológico y geoquímico de los productos volcánicos asociados a los centros eruptivos contiguos al sector que hospeda el campo geotérmico del Tatio. Con estos datos se busca conocer las condiciones pre-eruptivas de los productos volcánicos, descifrando la naturaleza de la fuente y características del reservorio.

Los centros eruptivos se disponen orientados en cadenas, principalmente, NS, NW-SE y subordinadamente NE-SW. Han sido seleccionado cuatro de ellos para su análisis, los cuales son, de norte a sur; Cerro Volcán, Cerro La Quebrada, Volcán Tatio y Cerro la Torta. Es importante señalar que el estudio se realizó en paralelo con Paula Martínez, memorista del CEGA, la cual desarrolló el mismo análisis en centros eruptivos al noreste del Tatio.

Finalmente, con los datos petrológicos y geoquímicos obtenidos se pretende aportar al conocimiento del área y ser una plataforma para futuras investigaciones.

UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La zona de estudio se ubica en la segunda región de Antofagasta, Chile, en la cordillera principal de los Andes y se enmarca dentro de la Zona Volcánica Central, como muestra la figura 1.

La región de Antofagasta se extiende entre los 20°56' y 26°05' de latitud Sur y desde 67°00' de longitud Oeste hasta el Océano Pacífico. La Superficie es de 126.049,1 km². La región está compuesta por las provincias de Antofagasta, Tocopilla y El Loa, y la capital regional es la ciudad de Antofagasta.

Específicamente, el estudio se centra en centros eruptivos que pertenecen a una cadena volcánica principal orientada en la dirección NW-SE y cadenas subordinadas en dirección NE-SW, como se presenta en la figura 2. Estos se encuentran en las comunas de Calama y San Pedro de Atacama, Provincia de El Loa. A la ciudad de Calama se accede en avión hasta el Aeropuerto Internacional El Loa. También es posible acceder en vehículo, por la ruta 5 norte, en la cual se toma un desvío, ruta 27, a la altura del kilómetro 1460.

No existe un único camino que recorra longitudinalmente la zona de estudio, por lo que se deben tomar distintas rutas tanto al sur como al norte de la cadena volcánica. Para acceder por el sur, se debe llegar a la comuna de San Pedro de Atacama, desde Calama, por la ruta internacional 23-CH. Luego se toma el camino B-245 que conduce al centro turístico Géiser del Tatio. La aproximación hacia el sector norte se realiza desde Calama por el camino B-165, realizando un desvío en el pueblo de Cupo. El mapa con la ubicación y vías de acceso se presenta en la figura 1.

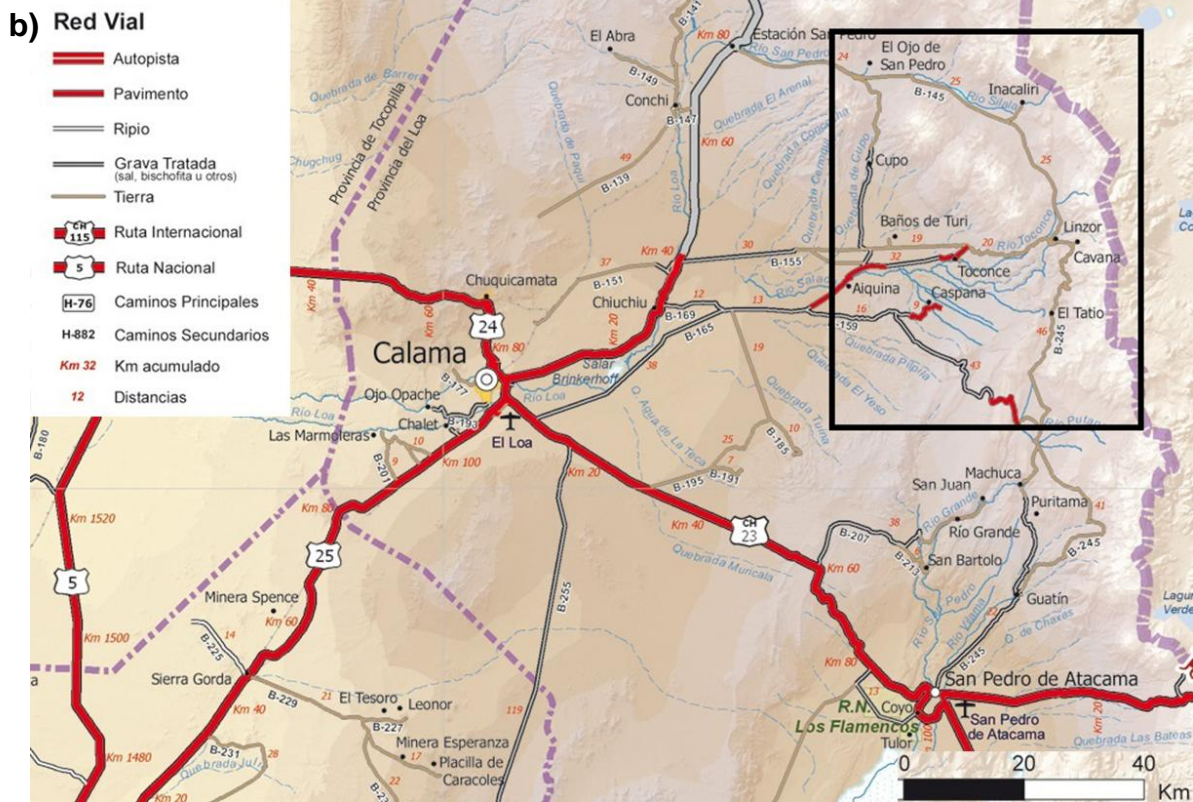
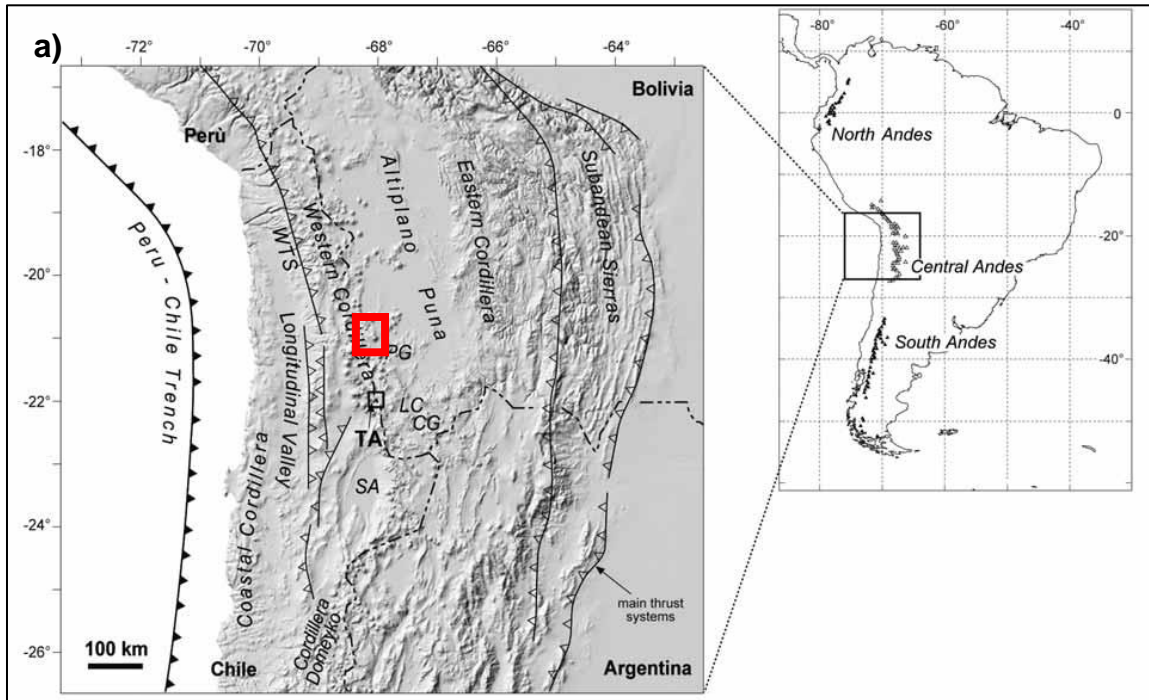


Figura 1. a) Mapa de ubicación de la zona de estudio en los Andes Central, Norte de Chile. En rojo, área de estudio. Abreviaciones: TA = área del volcanismo del Tatio; SA= Salar de Atacama; PG= Caldera Pastos Grande; LC= Caldera Laguna Colorada; CG= Caldera Cerro Guacha. Obtenido de De Astis *et al.* (2008); b) Mapa con rutas y vías principales de la zona.

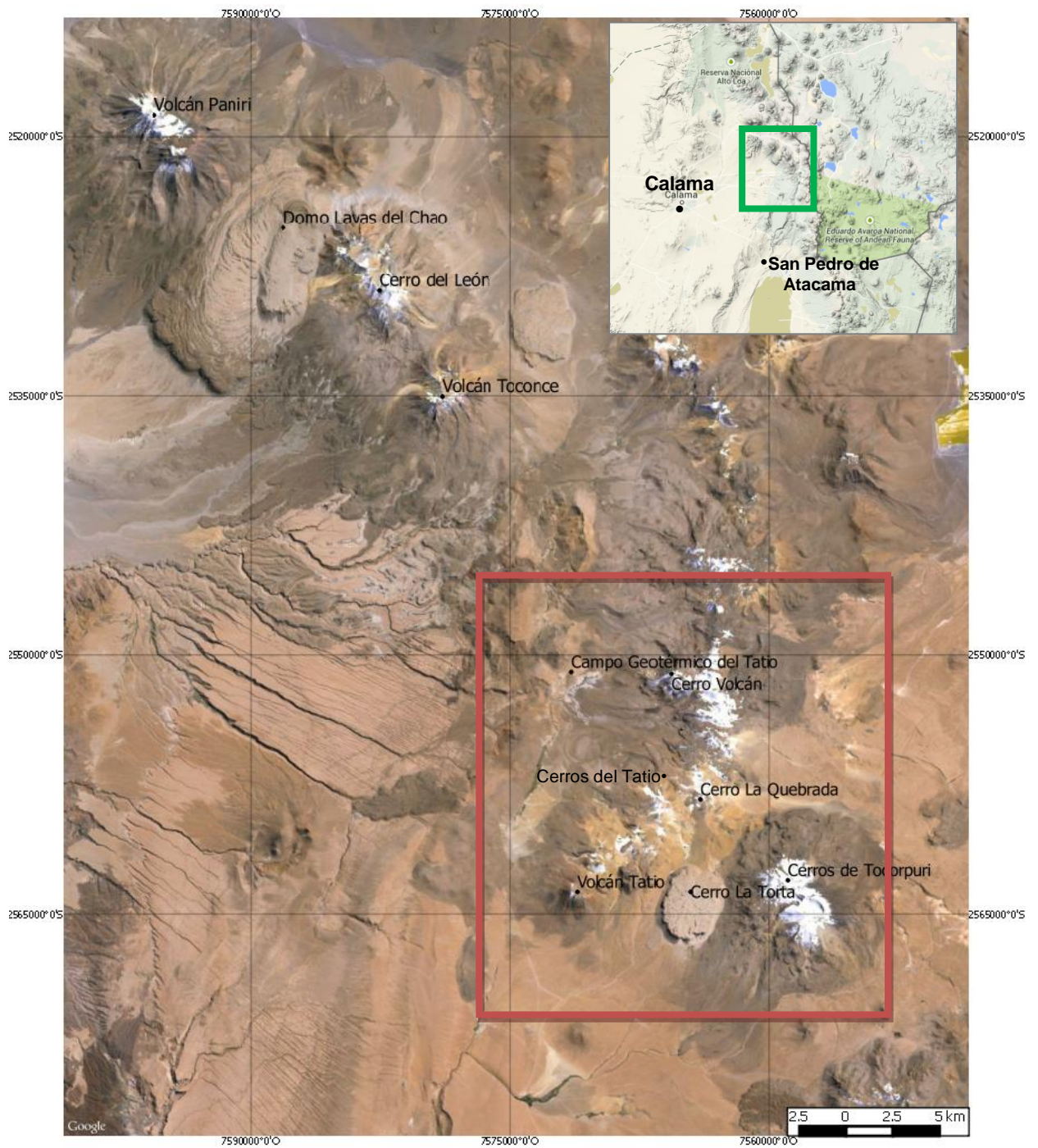


Figura 2. Distribución de centros volcánicos alrededor del campo geotermal del Tatio. En verde, el área de estudio cercana a la frontera con Bolivia; en rojo se enmarcan los centros volcánicos del estudio: Cerro Volcán, Cerro La Quebrada, Volcán Tatio y Cerro La Torta.

OBJETIVOS

1.1.1 OBJETIVO GENERAL

El objetivo principal consiste en conocer las condiciones previas a la erupción de los productos volcánicos asociados a los centros eruptivos señalados, figura 2, a partir del análisis de los datos petrográficos, geoquímicos y de química mineral. Se pretende conocer la temperatura, presión, fugacidad de oxígeno y contenido de agua del magma de los centros, para realizar posteriormente el estudio comparativo de éstos, descifrar la naturaleza de la fuente y conocer características del reservorio.

1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar la petrografía y texturas de desequilibrio en las muestras recolectadas.
- Determinar la geoquímica de los centros y los procesos involucrados en su génesis.
- Establecer las diferencias y similitudes petrológicas y geoquímicas entre los centros.
- Estudiar la química mineral de las muestras recolectadas.
- Determinar la geocronología U-Pb en circones de cada centro.

HIPÓTESIS DE TRABAJO

La hipótesis que se plantea es el origen común de los productos asociados a los centros eruptivos seleccionados. Esto se funda, de manera preliminar, en los lineamientos observados al cual pertenecen los centros a estudiar. Con ello, se pretende contribuir al conocimiento petrológico y geoquímico de la zona, dado que se posee escasa o nula información acerca del volcanismo reciente en el área. Por lo tanto, resulta interesante entregar antecedentes acerca del posible reservorio magmático y su relación con la fuente calórica que abastece el campo geotermal del Tatio.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

1.1.3 TRABAJO DE TERRENO

El trabajo de terreno consistió en una única campaña, la cual se realizó durante los días 4- 13 de diciembre de 2013, a la Segunda Región de Antofagasta, provincia El Loa, comunas de San Pedro de Atacama y Calama. Radicó en la recolección de muestras de roca y descripción de afloramientos pertenecientes a centros volcánicos cercanos al sistema geotermal del Tatio, los cuales habían sido previamente seleccionados utilizando imágenes satelitales. Los centro muestreados, de norte a sur, son: Cerro Volcán, Cerro La Quebrada, Volcán Tatio, Cerro La Torta, cuya distribución se muestra en la figura 2. De ellos se obtuvieron un total de 35 muestras de lavas andesíticas, andesitas basálticas, ignimbritas y bombas. Se realizó en terreno la descripción macroscópica de las muestras.

1.1.4 TRABAJO DE GABINETE

Para el correcto análisis del estudio fue necesario obtener todo tipo de imágenes satelitales. Esencialmente, se obtuvo imágenes Landsat y DEM (imagen satelital de alta resolución y *Digital Elevation Model*, respectivamente) a partir del servidor Earth Explore, con el objetivo de realizar las siguientes tareas:

MAPEO GEOLÓGICO EN IMAGEN SATELITAL

A partir de la imagen Landsat, se realizó un mapeo en superficie de los distintos centros eruptivos mostrados, con sus respectivos productos volcánicos utilizando el *software* Arcgis. De esto se obtuvo un mapa presentado en la figura 13, en el cual es posible identificar los productos volcánicos asociados a cada centro, su ubicación y extensión superficial.

ESTIMACIÓN DE VOLUMEN VOLCÁNICO EN SUPERFICIE

A partir de una imagen DEM correspondiente al área de trabajo, se realizó la estimación de volumen en superficie de los distintos centros eruptivos y productos volcánicos asociados. Esto se realizó con software GIS, Global Mapper y ArcGis.

1.1.5 TRABAJO DE LABORATORIO

PETROGRAFÍA, GEOQUÍMICA Y QUÍMICA MINERAL DE LAS MUESTRAS

Para el análisis petrográfico se seleccionaron 8 muestras en las cuales se consideró efectuar cortes transparente/pulido. Para ello se contactó al laboratorio canadiense VanPetro.

La caracterización petrográfica se realizó en el Laboratorio de Microscopía del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, y se reconoció la mineralogía primaria y las diferentes texturas presentes en las muestras. Además, con esto se seleccionaron muestras para análisis de química mineral y análisis geoquímicos.

Para calcular la mineralogía modal, se trabajó con el software *JMicroVision*, en donde se obtuvo porcentajes de fenocristales mayores, vesículas y masa fundamental. Esto se realizó a través del conteo de 500 puntos escogidos aleatoriamente a partir de una imagen escaneada de los cortes transparente-pulido.

Para el análisis geoquímico se seleccionaron 5 muestras en las que se consideró efectuar análisis de roca total, elementos mayores, menores y trazas, con técnicas de ICP-OES/ICP-MS. Esto corresponde a la fusión de Tetraborato/Metaborato de Litio. Para ello se contactó al laboratorio canadiense ActLabs en donde se obtuvieron los resultados requeridos para el posterior análisis.

Los estudios de química mineral fueron realizados mediante análisis de microsonda electrónica (EMPA), modelo JEOL JXA 8230, en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X de la Universidad de Córdoba, Argentina. Los análisis cuantitativos se realizaron mediante la técnica de espectrometría de dispersión de longitud de onda (WDS), bajo condiciones de 15kV de voltaje y 20 nA de corriente (10 nA para plagioclasas). Los tiempos de conteo fueron 10 segundos por *peak* y 5 segundos en cada *background position* para elementos mayores y menores. Los análisis fueron efectuados en fenocristales (feldespato, piroxeno, anfibola, biotita, olivino, óxidos), microcristales y vidrio de los cuatro centros en cuestión. Esto se realizó con el objeto de caracterizar y clasificar las especies minerales, obtener perfiles

composicionales en minerales zonados, y conseguir información potencial para el uso de geotermobarómetros.

GEOTERMOBAROMETRÍA

El estudio de termobarometría se realizó en base de la química mineral, y se utilizó; el termobarómetro de anfíbola (Ridolfi *et al.*, 2010), el termobarómetro de dos piroxenos (Putirka, 2008) y termobarómetros de óxidos de Fe-Ti. (Lindsley & Spencer, 1982; Andersen & Lindsley, 1985). El procesamiento de datos fue facilitado por variadas hojas de cálculo, ejecutadas en Excel, disponibles por los autores, de las cuales fueron utilizadas; *AMP-TB.xls*, *twopyroxene.xls* y *ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry.xls*.

SEPARACIÓN, ESTUDIO Y DATACIÓN DE CIRCONES

Las metodologías utilizadas en el estudio de cristales de circón corresponden a: estudios de morfología y estructura interna de circones mediante imágenes CL-SEM (cátodoluminiscencia, scanning electron microscope) y geocronología mediante dataciones U-Pb.

En una primera etapa, se separaron los cristales de circón en el Laboratorio de Separación de Minerales del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Luego, se realizó el montaje en bálsamo de cada muestra eligiendo 50 granos del total separado. Posterior al pulido de las muestras con polvo de alumina, se obtuvo imágenes de catodoluminiscencia (CL) a través del microscopio electrónico de barrido (SEM, FEI Quanta 250) en el Laboratorio de Microscopía Electrónica del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

La geocronología se realizó mediante datación de 4 muestras utilizando el método de U-Pb en circones, la cual fue efectuada con tecnología LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation Multicollector - Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. En todas las muestras, se realizó el análisis de resultados mediante el software ISOPLOT/EX (Ludwig, 2003) desarrollado por el Berkeley Geochronology Center, el cual permite obtener la edad

ponderada para cada grano, edad promedio con el algoritmo *TuffZic Age Extractor* y los parámetros de concordia. Previo a cualquier interpretación, es importante señalar que los resultados de la datación del presente estudio están aún en desarrollo, por lo que son solo referenciales.

CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

SÍNTESIS BIBLIOGRÁFICA

El trabajo de De Silva y Francis (1989) ha sido frecuentemente citado en los estudios realizados en la zona. En éste, el autor define el Complejo Volcánico del Altiplano-Puna (CVAP), dentro de la ZVC, que cubre unos 70.000 km² en el límite de Chile, Bolivia y Argentina entre los 21° y 24° S. Desde el Mioceno Tardío (~10,4 Ma), intensos episodios de volcanismo ignimbrítico dieron como resultado esta gran provincia de volcanismo silícico, con sistemas de caldera y domos asociados a una corteza engrosada. La erupción ignimbrítica más joven se registra a los ~0,7 Ma. Recientemente (100ka), se han registrado erupciones efusivas, actividad geotermal (Campo Geotermal Géiser del Tatio en Chile y Sol de la Mañana en Bolivia), y rápido alzamiento en el área central del CVAP (Pritchard and Simons, 2002), por lo que el autor no descarta futuras erupciones en la zona.

Por otro lado, en el trabajo de Renzulli et al. (2006) se describe la petrología de las lavas del Volcán Ollagüe (al norte del área de estudio), definiendo a éstas de andesitas a andesitas basálticas. Además, se describen productos piroclásticos y domos asociados a este volcán, clasificándolos como rio-dacíticos. El mismo trabajo, describe sin mayores detalles los Cerros Pabellón (al este del área de estudio) y La Torta (centro eruptivo seleccionado para el estudio) como domos mono-genéticos rio-dacíticos.

Guest et al. (1969) describen las lavas del Volcán Chao (centro seleccionado para el estudio) como un flujo dacítico de 24km³ aproximadamente (comparable volumétricamente con una erupción basáltica de tipo fisural), depositado durante fases tempranas de volcanismo andino, y describe su química y petrología como similares a otros dos flujos de lava ácida (lava Chillahuita y Cerro la Torta). En el trabajo, se compara la composición de esta lava con una ignimbrita pliocénica que subyace al volcanismo cuaternario en la zona. Se destaca notoriamente la similitud entre ambas, a excepción por el contenido mayor de álcalis y MgO en la lava. El gran volumen de lava dacítica en el Chao se contradice con la actividad volcánica típica que se desarrolla en los volcanes andinos de la época, compuestos de intercalaciones de lava y piroclastos, y con una geoquímica principalmente andesítica, con valores cercanos a 60% de SiO₂ y flujos considerablemente menores en volumen.

Marinovic y Lahsen (1984), publicaron la Hoja de Calama 1:250.000, en donde se describe, en la Cordillera de los Andes, las Rocas Volcánicas del Cenozoico Superior divididas en dos mayores grupos; Ignimbritas y Volcanes. Ambos, a su vez, divididos en tres grupos según edad. Los centros volcánicos, en su mayoría, se alinean en sentido N-S. Sin embargo existen cordones volcánicos con sentido NW-SE que intersectan la cadena principal, desplazándolos hacia el este. Son, principalmente, estratovolcanes de composición media (andesitas a dacitas), y en menor proporción, domos y lavas-domos de composición dacíticos. La litología principal de estos volcanes, en orden de abundancia, corresponde a andesitas de piroxeno, dacitas de hornblenda y biotita, andesitas basálticas y riolitas. En cuanto al carácter geoquímico, las lavas corresponden a las series calcoalcalinas, según el diagrama de Perccerillo y Taylor (1976). Según su contenido en K_2O , la mayoría de las muestras analizadas en el estudio corresponden a series calcoalcalinas ricas en K_2O . El contenido de SiO_2 en las lavas varía entre 55 a 75%, con una concentración marcada entre los 61 a 65% SiO_2 .

La zona de estudio ha sido objeto de numerosas investigaciones por sus manifestaciones geotermales. Se ha inferido que el campo geotermal del Tatio se encuentra en un graben, limitado al oeste por el horst de Serranía Tucle-Loma Lucero, mientras que al este, por estratovolcanes andesíticos a dacíticos del Grupo Volcánico El Tatio (Lahsen y Trujillo, 1976). Esto habría sido producto de una distensión en sentido E-W (posterior a la fase compresiva del Mioceno), que dataría su máxima intensidad en el Plioceno Superior y que se extendería hasta el Cuaternario. Lo anterior provocó movimientos en bloque controladas por fallas normales N-S, a las cuales se asociarían sistemas de fallas NW-SE y NE-SW. Finalmente, la distribución de centros eruptivos en la zona estaría controlada por estas estructuras (Lahsen y Munizaga, 1979).

En trabajos más recientes, se ha sugerido que posterior a la erupción del Grupo El Tatio (Pleistoceno Medio-Tardío), el escenario ha estado dominado por una fase compresiva intensa, caracterizada por el desarrollo de cuatro fallas inversas mayores, que poseen manteos al este y vergencia al oeste (De Astis *et al.*, 2008). Dos de estas, corresponderían a reactivaciones de las estructuras que limitan el graben del Tatio, descrito por Lahsen y Trujillo (1976).

Los aportes con respecto a la geocronología de las rocas en la zona de estudio son escasos. Se tiene registro de datación en K-Ar en biotita de una riolita perteneciente al Domo de Tocorpuri (Cerro La Torta en adelante), el cual indica una edad menor a 1,0 Ma (Lahsen y Munizaga, 1979). Posterior a ello, en el trabajo de Renzulli *et al.* (2006)

se determinó, mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, una edad de 34 ± 7 Ka, para el mismo centro.

MARCO GEOLÓGICO

El marco geológico se restringe a la zona oriental de la Hoja de Calama (Marinovic y Lahsen, 1984. figura 3) ubicada entre los 22° y 23° Lat. S, y los $69^\circ 30'$ Long. W y la frontera con Bolivia. En la hoja se describen tanto rocas estratificadas como no estratificadas, con edades que abarcan desde el Paleozoico Inferior al Cuaternario. El área de estudio es acotado al dominio morfoestructural de la Precordillera y Cordillera de los Andes, en donde afloran, principalmente, rocas volcánicas del Cenozoico y, en menor proporción, secuencias sedimentarias del Mesozoico – Cenozoico.

2.1.1 MARCO GEOTECTÓNICO

A pesar de que la convergencia entre las placas Sudamericana y Nazca ha permanecido constante desde el Jurásico Temprano (Mpodosis y Ramos, 1989), se han registrado episodios de intensa deformación y alzamiento asociados en el Cretácico Inferior Tardío (Fase Peruana), Eoceno Medio (Fase Incaica) y Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano. La última fase está asociada con cambios significativos en el movimiento relativo y un aumento considerable en la tasa de convergencia entre las placas oceánica y continental (Charrier et al., 2013).

En tanto, al sur de los Andes Central, el escenario geodinámico a lo largo del margen continental ha permanecido invariante desde el Cretácico Tardío hasta nuestros días. Sin embargo, estudios recientes indican que esta zona no ha estado exenta de variaciones del régimen tectónico a lo largo del rumbo (Charrier et al., 2007).

En el área de estudio ($20^\circ 50'S$ y $22^\circ 50'S$), se ha evidenciado episodios de tectonismo compresivo, seguidos por una fase de tectonismo extensional entre el Neógeno y Cuaternario. El evento más antiguo se caracterizó por deformación compresional, un estrés principal horizontal mayor (σ_1) orientado E-W a NW-SE, y un

estrés principal horizontal intermedio (σ_2). El evento compresivo más joven está dado por fallamiento de rumbo intenso de orientación NW-SE (σ_1) y un estrés principal horizontal menor NE-SW (σ_3). Esto fue seguido por la última fase tectónica que muestra otra rotación de los tensores de estrés, seguidos por fallas normales y diaclasamiento intenso: σ_3 es horizontal y tiende NE-SW, mientras σ_2 es horizontal y tiende NW-SE, indicando un reemplazo de σ_1 con σ_2 . Este último evento, que parece tener una magnitud menor en los estreses que actúan en el plano horizontal, pudo haber permitido la distribución de conductos volcánicos desde estratovolcanes o largas calderas silícicas, y centros monogenéticos de vida corta. La relajación de los estreses corticales pudo haber favorecido el ascenso de pequeños stocks de magma hacia la superficie en nuevos y estables conductos (Renzulli et al., 2006).

2.1.2 MARCO GEOLÓGICO LOCAL

Basándose en la información recopilada y las observaciones realizadas en terreno, se concluye que; la zona de estudio se caracteriza por la presencia de unidades de roca ígnea, principalmente, de tipo volcánica y piroclásticas, que se disponen en discordancia angular y de erosión, sobre secuencias mesozoicas y cenozoicas. Estas últimas emergen como cerros islas de entre la cubierta de ignimbritas o en el fondo de quebradas. Se presenta en la figura 3 el mapa geológico correspondiente a la hoja de Calama (Marinovic y Lahsen, 1984).

2.1.2.1 ROCAS VOLCÁNICAS DEL CENOZOICO SUPERIOR (MARINOVIC Y LAHSEN, 1984)

Estos grupos de roca son el resultado de la continua actividad volcánica, tanto efusiva como explosiva, comprendida en el Mioceno-Holoceno. Además del volcanismo, este periodo se caracteriza por el intenso tectonismo asociado al alzamiento andino (Lahsen, 1976). Hay un claro control estructural en los centros eruptivos de esta zona de la cordillera, que se evidencia con la coincidencia de orientación de estos y de los principales sistemas de fallas y/o lineamientos. Se alinean principalmente N-S, NW-SE, y subordinadamente, NE-SW. A su vez, se dividen en dos grupos mayores:

A. IGNIMBRITAS

Están subdivididas en tres grupos de acuerdo a su edad, y se constituyen por flujos de piroclastos, de composición predominantemente dacítica y andesítica. Son de color gris, rosado y pardo claro, y se distribuyen en un área aprox. de 1.700 km², en la Precordillera y Cordillera de Los Andes. Se diferencian un total de trece unidades, que fueron definidas en base a su petrología, presencia y tipo de pómez o fiames, grado de soldamiento, patrón de diaclasamiento, distribución y posición estratigráfica. La cronología de estas unidades se ha basado en relaciones estratigráficas y dataciones realizadas en el mismo estudio (Marinovic y Lahsen, 1984). En la zona de estudio es posible distinguir ocho, las cuales se detallan a continuación.

I. IGNIMBRITAS MIOCÉNICAS

Ignimbrita Cupo (Msc): Toba dacítica de cristales, bien soldada, color gris claro y rosado.

Ignimbrita Río Salado (Mrs): Toba andesítica de cristales, bien soldada, color gris verdoso y pardo rosado.

Ignimbrita Sifón (Mss): Pertenece al Grupo San Bartolo y corresponde a tobas dacíticas y andesíticas de cristales, bien soldadas, color pardo-rosado.

Formación Toconce (Mst): Tobas dacíticas y andesíticas de cristales, con lapilli y bloques de pómez, moderadamente a bien soldadas, color gris claro y rosado, con intercalaciones de conglomerados, arcillas y limolitas.

I. IGNIMBRITAS PLIOCÉNICAS

Ignimbrita Puripicar (Plp): Toba dacítica de cristales y escasa pómez, bien soldada, color rosado.

Ignimbrita Pampa Guayaquenes (Plpg): Toba de cristales, *fiamme* y lapilli de pómez, moderadamente a bien soldada, color pardo o rosado; intercalaciones de coladas riolíticas.

II. IGNIMBRITAS PLEISTOCÉNICAS

Ignimbrita Tatio (Qt): Tobas dacíticas y andesíticas de cristales y pómez, moderadamente soldada, color gris claro a rosado.

Ignimbrita Cajón (Qc): Tobas dacíticas y andesíticas de cristales y abundantes pómez, moderadamente soldada.

B. VOLCANES

Son definidos como estrato-volcanes, y se encuentran distribuidos tanto en la cadena principal de dirección N-S, como en los cordones volcánicos orientados NW-SE, a lo largo de la Cordillera de los Andes. Su litología corresponde, principalmente, a andesitas de piroxeno, dacitas de hornblenda y biotita, andesita basáltica y riolitas. Se estima que los productos volcánicos ocupan una superficie cercana a los 1.800km². Estos productos sobreyacen, discordantemente, a la Formación San Pedro, y se intercalan con unidades de ignimbritas del Mioceno Superior al Pleistoceno. Los centros se encuentran subdivididos en tres grupos, según edades comprendidas desde el Mioceno Inferior al Holoceno. La subdivisión se ha basado en relaciones estratigráficas, dataciones radiométricas y, en cierta medida, su grado de erosión.

I. CONJUNTO DE VOLCANES I MV (Mioceno Inferior- Superior)

Son volcanes fuertemente erosionados. La litología de la unidad corresponde a andesitas de piroxeno (Jorquenal, Los Mellizos, Guayaques del Sur); andesitas de hornblenda (Carcanal, Falda Grande, Los Mellizos); andesitas basálticas (Río Salado); dacitas de hornblenda y biotita (Machuca); y pórfidos dacíticos (Copacaya, Piedras Grandes y Jorquenal SE).

Las lavas de la unidad se disponen discordantemente sobre rocas sedimentarias de la Formación San Pedro y sobre las Ignimbritas Río Salado e infrayacen, en

discordancia erosiva, a las Ignimbritas Sifón, Cupo y Puripícar. Además, se dispone de dataciones radiométricas, que permiten asignar la actividad que originó la unidad en el periodo comprendido desde el Mioceno Inferior hasta el Mioceno Superior.

II. CONJUNTO DE VOLCANES II PLQV (Plioceno-Pleistoceno Inferior)

Corresponde a volcanes moderadamente erosionados, todos ellos claramente afectados por la acción glacial. Poseen dos miembros que corresponden a: (1) Andesitas de piroxeno (Negro, Tucle, Saciél, Sairecabur y Guayaques sur); andesitas de hornblenda (Cerros del Tatio, Cablor, Purico y Vizcachas); y dacitas de hornblenda y biotita (Silagula, Cerros del Tatio y coladas basales de Cerro Volcán); y (2) Escorias, cenizas, y bombas asociadas.

Las lavas sobreyacen a las Ignimbritas Puripícar y Pampa Guayaques (Plioceno Inferior) e infrayacen, en algunos sectores, a la Ignimbritas Tatio y Cajón (Pleistoceno), y en otros, al Conjunto de Volcanes III (Pleistoceno- Holoceno). Las relaciones estratigráficas sumadas a las dataciones radiométricas realizadas en las Ignimbritas, permiten situar el volcanismo que dio origen a la unidad, durante el Plioceno Inferior hasta el Pleistoceno Inferior.

III. CONJUNTO DE VOLCANES III QV (Pleistoceno Superior- Holoceno)

Son volcanes poco erosionados, desarrollados, en parte, con posterioridad a la última glaciación. Poseen dos miembros que corresponden a: (1) Andesitas de piroxeno (Linzor, Paniri, León, Toconce, Tatio, Tocopuri E, Putana, Colorado, Escalante y Licancabur); andesitas de hornblenda (flujos basales del volcán Linzor, Toconce, Deslinde, Volcán y Tocopuri W); dacitas de hornblenda y biotita (Chao, Chillahuita, La Torta de Purico y flujos al suroeste de Cerro Volcán); riolitas, correspondientes exclusivamente al cerro La Torta de Tocopuri (72,5% SiO₂); y andesitas basálticas subordinadas, y (2) Escorias, bombas y cenizas.

Las lavas se disponen sobre el Conjunto de Volcanes II y sobre las Ignimbritas Tatio y Cajón. Éstas últimas, con edades radiométricas asignables al Pleistoceno Inferior. Dataciones de una andesita del volcán Toconce (Baker y Francis, 1978) arrojan una edad de 1,1Ma, de una riolita de la Torta de Tocopuri con >1,0Ma (Lahsen y Munizaga, 1979), y >1Ma del lava-domo Chao, permiten asignar a esta unidad al Pleistoceno Superior-Holoceno.

2.1.2.2 UNIDADES SEDIMENTARIAS

A. FORMACIÓN LOMAS NEGRAS *Kln* (Cretácico)

Lahsen (1969) definió la formación como una secuencia de rocas sedimentarias, clásticas, de origen continental y marino, y de rocas volcánicas, que afloran en el sector occidental de la Cordillera de los Andes. La base se presume que corresponde a la Formación Tuina, y subyace en discordancia angular y erosiva a la Formación San Pedro y/o Ignimbrita Río Salado. Fue asignada al Cretácico Superior, por sus relaciones estratigráficas, fauna marina y correlaciones.

B. FORMACIÓN SAN PEDRO *Tsp* (Oligoceno-Mioceno Inferior)

Brüggen (1942) definió la formación como una secuencia de arcillas rojas yesíferas, areniscas grises y rojas, conglomerados grises y potentes mantos de sal y yeso, que afloran en la Cordillera de la Sal, en San Pedro de Atacama. Sobreyace, en discordancia angular, a la Formación Lomas Negras, y subyace, discordantemente, a la Ignimbrita Río Salado, definida por Lahsen (1969). Fue asignada al Oligoceno- Mioceno inferior por sobreyacer a las lavas de los volcánes miocénicos, en la Cordillera de la Sal, además de dataciones realizadas en niveles tobáceos y relaciones estratigráficas.

2.1.2.3 UNIDADES NO CONSOLIDADAS

Se encuentran ampliamente distribuidos en toda la región. En el área oriental (zona de estudio), predominan los depósitos morrénicos, y piroclásticos

A. DEPÓSITOS ALUVIALES *Qal*

Corresponde a gravas, arenas, arcillas y limos, de composición polimíctica, en ocasiones, cementado por sales.

B. DEPÓSITOS EÓLICOS Qe

Escasos en la zona oriental. Consiste en dunas de arena de grano medio a fino.

C. DEPÓSITOS LACUSTRES Ql

Afloran en el sector oriente, en las zonas de Machuca y El Tatio, y pueden llegar a tener potencias de hasta 50m. Constituidos, principalmente, por gravas y arenas, con intercalaciones de diatomitas y limos.

D. DEPÓSITOS MORRÉNICOS Qm

Se distribuyen en el sector oriente, en la Cordillera de los Andes, principalmente en los flancos de los volcanes. El material que lo compone es heterogéneo y caótico.

E. DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS Qp

En su mayoría en el sector oriente. Corresponde a cenizas y pómez, con intercalaciones de arenas y grava.

2.1.2.4 ESTRUCTURAS LOCALES

En las Formaciones Lomas Negras y San Pedro se presentan pliegues con rumbo general N-S, extendiéndose unos cientos de metros. Además, ciertas ignimbritas miocénicas se encuentran localmente deformadas, en pliegues amplios, con ejes orientados en dirección NW-NE.

Además, se reconocen numerosas fallas normales y fotolineamientos distribuidos principalmente en dirección N-S, NNE y NNW. Entre estas, se reconoce el Sistema de Fallas Tucle, definido por Lahsen en 1969. Se ubica al oeste del campo geotermal del Tatio y corresponde a un sistema de fallas de rumbo N-S-NNE, que se extienden discontinuamente hacia el sur por más de 40km, con manteo cercano a la vertical, que forman una estructura de horst ("horts de Tucle"). Sumado a este sistema, se reconoce

la Falla Machuca y Pampa Barrial (Ramirez, 1979), al oeste del cerro homónimo y corresponde a fallas normales de rumbo NNE con manteo cercano a la vertical; y el Sistema de Fallas Divisoco, ubicado en la cuesta homónima al sur del cerro Cupo, correspondiente a fallas normales de rumbo NW y manteo cercano a la vertical. Ambos, con una extensión aprox. de 10km.

Los centros volcánicos, por su parte, se alienan en direcciones N-S, N-E y NW, paralelos a las fallas mencionadas. La cadena principal, N-S, la conforman los cordones formados por los volcanes: Cabana- Cerro La Torta de Tocopuri, Putana-Licancabur y Cerros de Guayaques, los dos últimos desplazados al este con respecto al primero. Estos cordones, interceptan a otros; Cerros de Tocopuri-Morros de Cablor y Chaxas-Purico, orientados NW. Existe otro cordón, NW, que no se encuentra con otros, y corresponde al Carcanal-Toconce. Los cordones volcánicos de Cerro del Tatio y Cordón Jonquencal-Los Mellizos, se orientan NE.

Hoja Calama

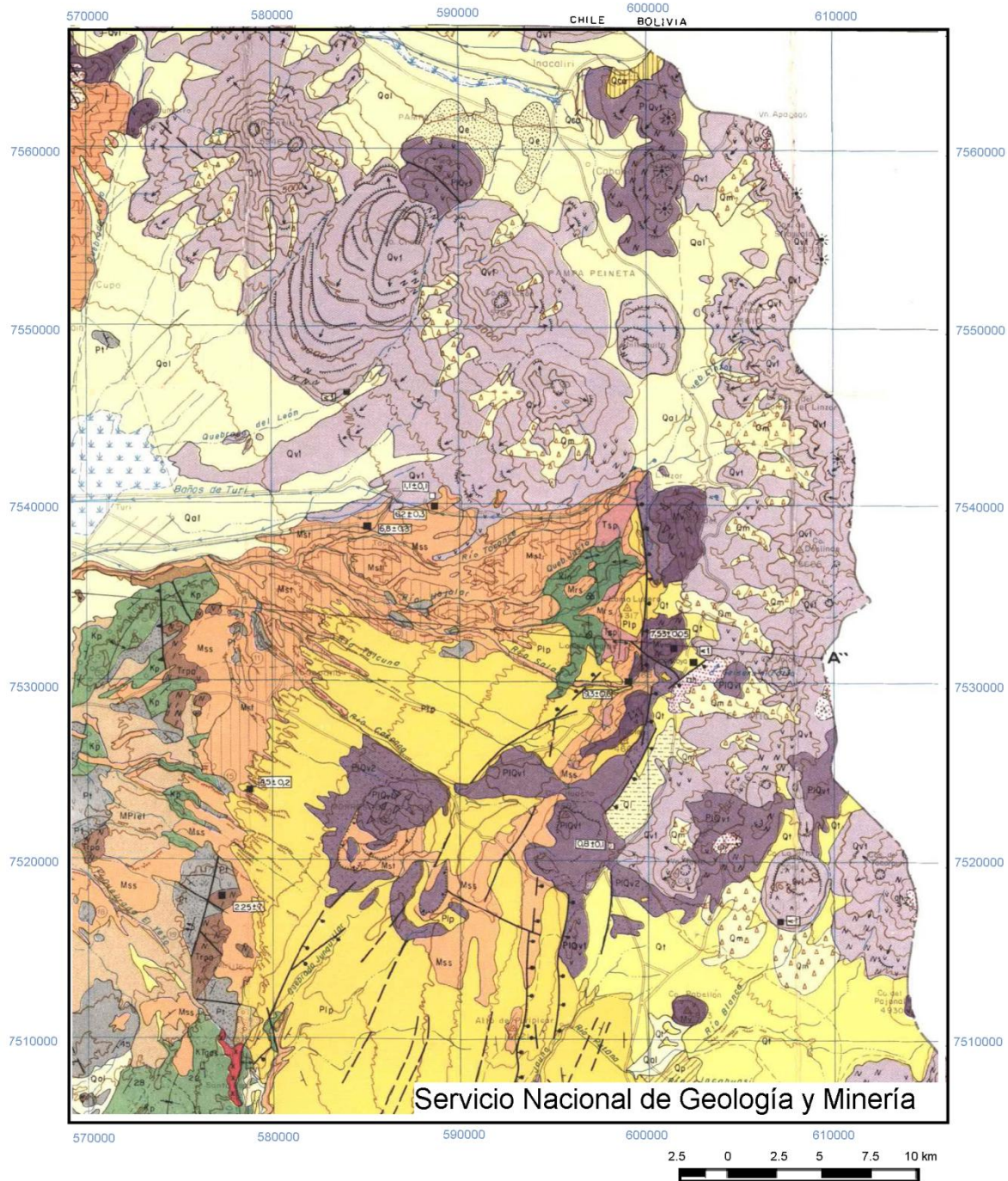


Figura 3. Mapa geológico de la zona de estudio. Obtenido y modificado de Hoja de Calama, Servicio Nacional de Geología y Minería. Marinovic y Lahsen, 1984.

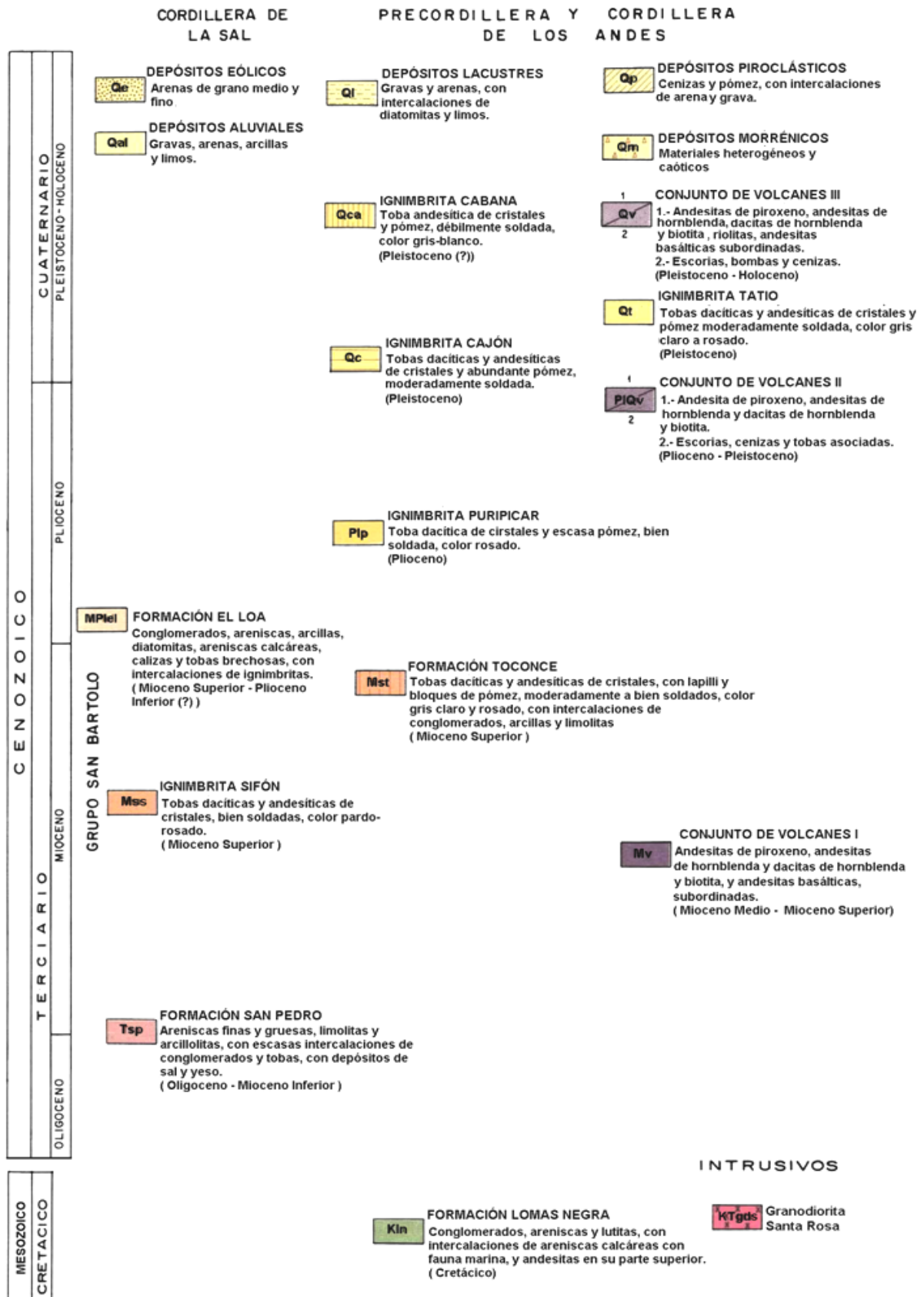


Figura 4. Leyenda. Obtenido y modificado de Hoja de Calama, Servicio Nacional de Geología y Minería. Marinovic y Lahsen, 1984.

CAPÍTULO 3. CARACTERIZACIÓN DE CENTROS ERUPTIVOS

En este capítulo se presenta una revisión de los cuatro centros eruptivos estudiados, Cerro Volcán, Cerro La Quebrada, Volcán Tatio y Cerro La Torta, y sus características morfológicas vistas tanto en terreno, como en imágenes satelitales y aéreas. También se agrega el mapeo realizado utilizando el *software* ArcGis a partir de la imagen Landsat, obtenida del sitio Earth Explorer. Éste se presenta en la figura 5, y se realizó en una escala 1:100.000. En el mapa, además se destaca la ubicación del Campo Geotermal Del Tatio.

En general, los centros se encuentran aparentemente afectados por la acción glacial pleistocénica (Marinovic y Lahsen, 1984). Presentan coladas poco individualizables, salvo excepciones. Los afloramientos se presentan comúnmente conservados y poco meteorizados o alterados. Es posible distinguir lineamientos de los centros. En particular, se observa un lineamiento del Volcán Tatio con una cadena volcánica en dirección NE-SW, a la que pertenece Cerros del Tatio y otros centros menores. Estos centros conformarían el Grupo Volcánico El Tatio (Lahsen y Trujillo, 1976, Lahsen, 1988). Se puede notar que en Cerros Del Tatio la erosión ha dejado al descubierto alteración hidrotermal intensa con depositación de azufre.

Además, es posible identificar un segundo lineamiento, en sentido aprox. N-S, al cual pertenece Cerro La Torta y Cerro La Quebrada. Por otro lado, Cerro Volcán podría asociarse a cualquiera de los lineamientos mencionados, sin embargo, en la literatura se asocia a al sistema de fallas del Grupo Volcánico El Tatio.

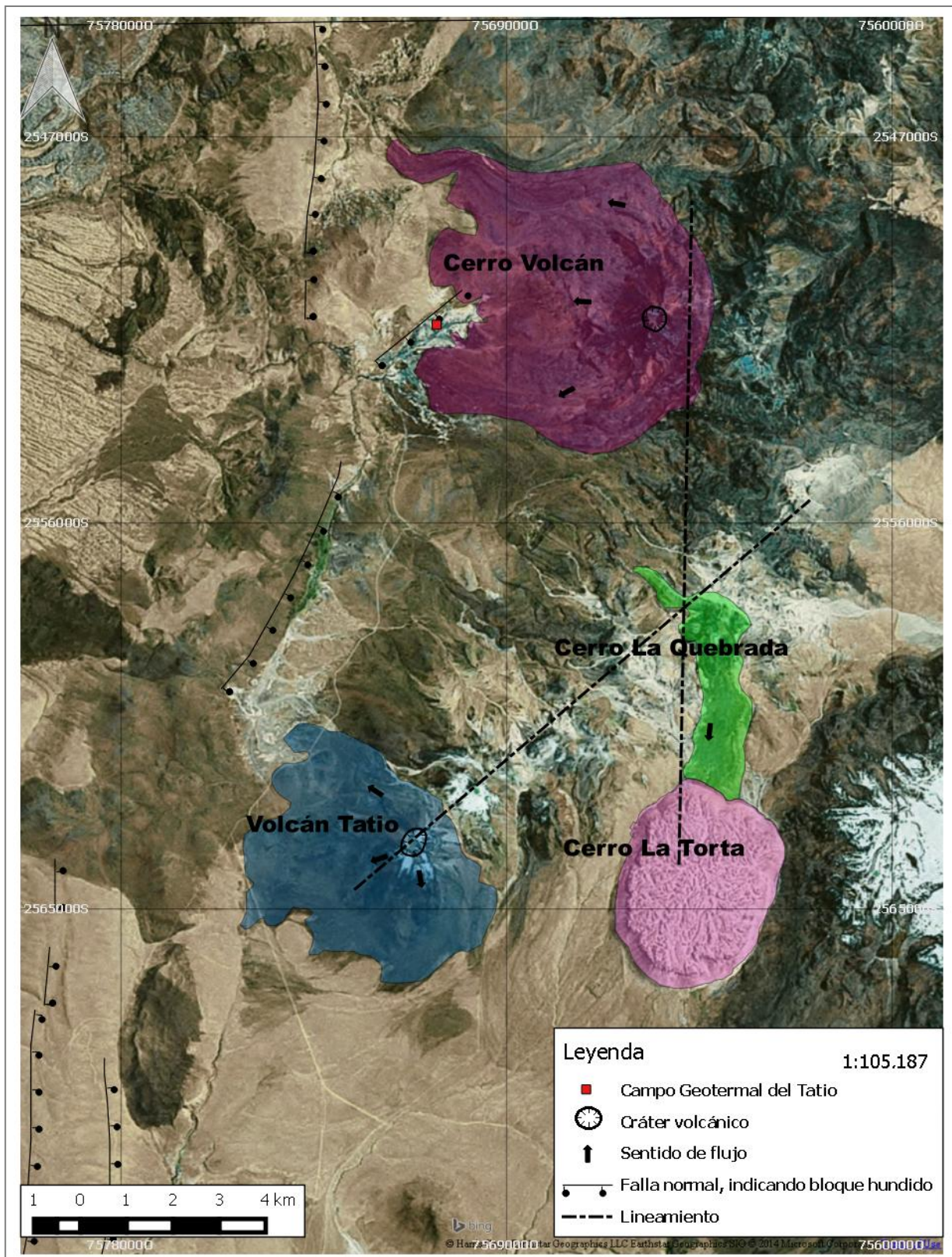


Figura 5. Mapeo de centros eruptivos. En rojo, campo geotermal del Tatio.

CERRO VOLCÁN

El Cerro Volcán corresponde a un estratovolcán de forma irregular, elongado en la dirección norte-sur, el cual se emplaza inmediatamente al este del campo geotermal del Tatio. Posee un cráter de 350 metros de diámetro y una elevación de 5545 m.s.n.m. El volumen estimado para el centro es de 3,51 km³. Litológicamente, sus flujos basales corresponden a andesitas de hornblenda (Marinovic y Lahsen, 1984).

Sus flujos se extienden hacia el oeste entre 3 a 4 kilómetros, mientras que al este son limitados en extensión e irregulares. En ocasiones, es posible observar estructuras de *ridge* transversales (solo a través de imágenes satelitales). El espesor de las coladas puede llegar a los ~100 m y el ancho de las coladas es variado, llegando hasta ~500 m.

La morfología de las coladas también es variada (figuras 6a y 6b). Los flujos más jóvenes y cercanos al centro de emisión presentan una extensión limitada (hasta 2 km desde el cráter), pendientes abruptas y un color más oscuro en comparación a los flujos basales. Presenta estructuras de *levée* acrecionarios (según Sparks *et al.*, 1976 se caracterizan por generarse cerca del centro efusivo, poseer alta pendiente de taludes y por ser macizos), las que fueron observadas en imágenes satelitales. Sin embargo, no fue posible ratificarlas en terreno debido a que el acceso era muy resguardado por los pueblos originarios de la zona sumado al alto riesgo de accidente por las diversas manifestaciones termales.

Los flujos de lava poseen claros efectos de erosión, probablemente debido a la glaciación pleistocénica. Los afloramientos son escasos y de difícil acceso, principalmente por la presencia de pozos hirvientes, fumarolas y geiseres que limitan el acceso. Sin embargo se logró apreciar que presentan coladas de tipo bloques, de superficies lisas y medianamente redondeadas. La superficie de los bloques no difiere de su estructura interna maciza. La dimensión de los bloques varía entre 1 m a 10 cm.

En muestra de mano se puede notar que se trata de rocas porfíricas de color gris, con gran proporción de fenocristales (~20-23%), entre los que se encuentran plagioclasas, hornblendas y biotitas, y se presenta en la figura 6c.



Figura 6. Imágenes de terreno de Cerro Volcán. a) Vista de la colada muestreada de Cerro Volcán. b) Afloramiento y c) Muestra de mano correspondiente a una andesita de hornblenda de Cerro volcán.

CERRO LA QUEBRADA

Cerro la Quebrada corresponde a un centro eruptivo de forma irregular, el cual se emplaza al noreste del campo geotermal del Tatio y a 900 metros aprox. del límite con Bolivia. El volumen estimado para el centro es de $0,1 \text{ km}^3$ y su elevación corresponde a 5357 m.s.n.m. (figura 7).

El centro eruptivo consta de dos flujos principales extensos en longitud (~3 km), además de otros menores más restringidos. En sus coladas centrales hay signos de alteración probablemente debido a la actividad solfatárica de un paleocráter (figura 7a).

La colada extensa menor, fluye en dirección noroeste con presencia de *ridge* transversales, espesor aprox. de ~40 m, ~300 m de ancho promedio y se extiende por 2,2 km aproximadamente desde el centro de emisión (observaciones realizadas en imágenes satelitales).

La colada extensa mayor fluye en dirección sur y se obstaculiza con los pies del Cerro La Torta, extendiéndose un total de 3 km desde el centro de efusión. Posee un espesor aproximado de ~60 m y destaca su extensión lateral de hasta ~1,2 km de ancho. En un afloramiento es posible observar que la colada se encuentra estratificada, con vesículas redondeadas de gran tamaño (5-7 cm) y aplanadas según la estratificación. Presenta un leve tono rojizo debido a la presencia de óxidos, figuras 7b y 7c.

En muestra de mano (figura 7d) se puede notar que se trata de rocas porfíricas de color gris verdoso, con gran proporción de fenocristales (~20%), entre los que se encuentran plagioclasas, olivinos y piroxenos, clasificándola como una andesita de piroxeno.

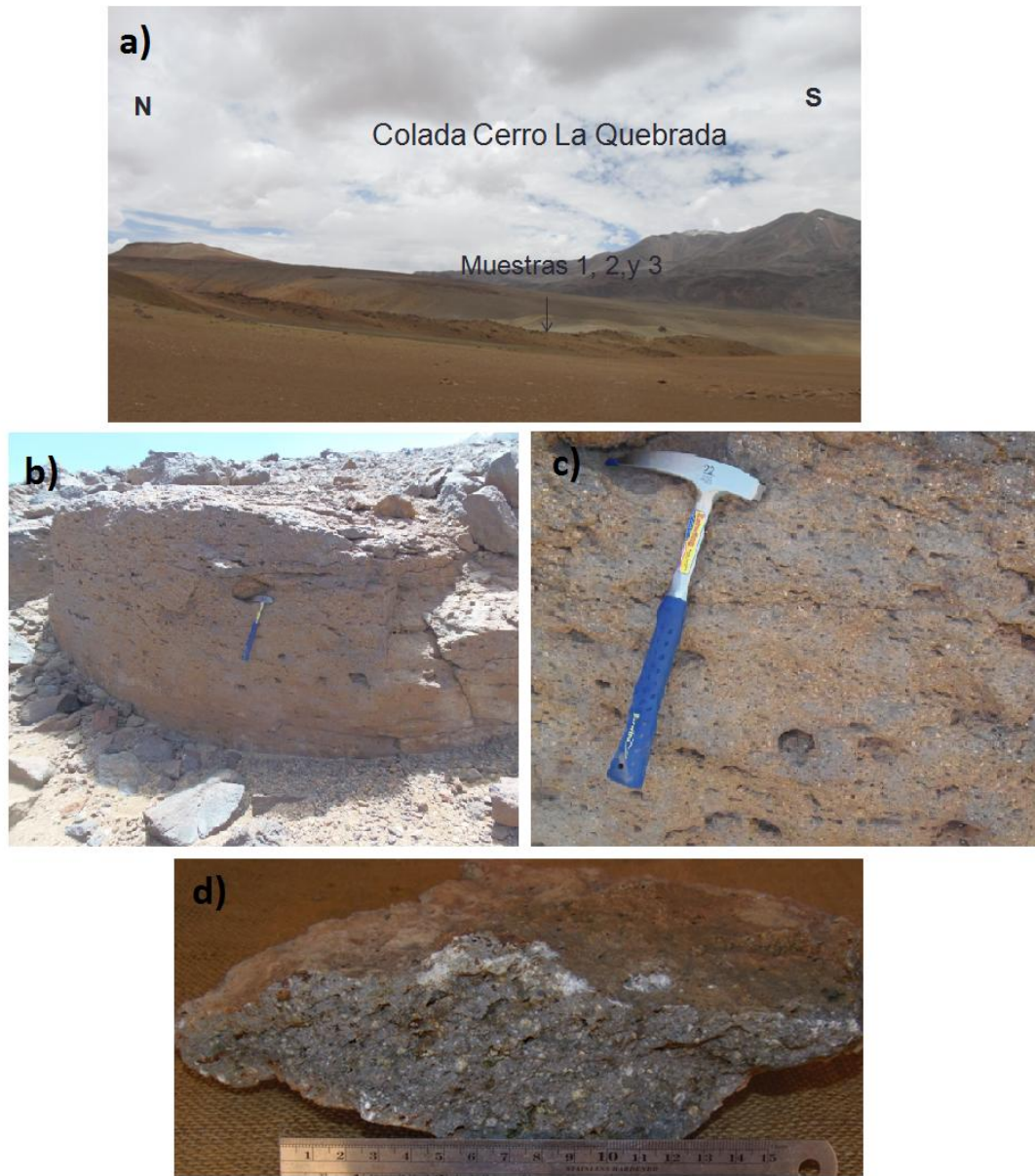


Figura 7. Imágenes de terreno Cerro La Quebrada. a) Vista colada muestreada. b) y c) Afloramiento con vesículas de gran tamaño. d) Muestra de mano correspondiente a una andesita de piroxeno de Cerro La Quebrada.

VOLCÁN TATIO

El Volcán Tatio corresponde a un estratovolcán de forma irregular, el cual se emplaza en el sector norte al campo geotermal del Tatio. Es parte de una cadena de volcanes orientados NE-SW junto a Cerros del Tatio. Posee un cráter de 750 metros de diámetro y una elevación de 5205 m.s.n.m. aprox. El volumen estimado para el centro es de 1,56 km³. Litológicamente, sus flujos basales están constituidos por andesitas de piroxeno (Marinovic y Lahsen, 1984).

Sus coladas son poco individualizables, sin embargo, se puede apreciar que se extienden varios kilómetros (hasta ~3 km) principalmente al oeste desde el centro de emisión y algunas superan los 100 m de espesor. Los flujos se presentan estratificados y en bloques macizos. La dimensión de los bloques varía entre 10 cm hasta 1 m. La corteza de los bloques es aprox. lisa y en ocasiones tiende suavemente a lajada. Los afloramientos en bloques presentan vesículas de bordes regulares subredondeadas y aplanadas (figuras 8a, 8b, 8c y 8d). Presenta un tono rojizo a causa de la presencia de óxidos.

En muestra de mano (figura 8e) se puede notar que se trata de rocas porfíricas de color gris, con gran proporción de fenocristales (~42-48%), en los que predomina la presencia de plagioclasas. De éstas, destacan fenocristales por su gran tamaño (hasta 4 mm).

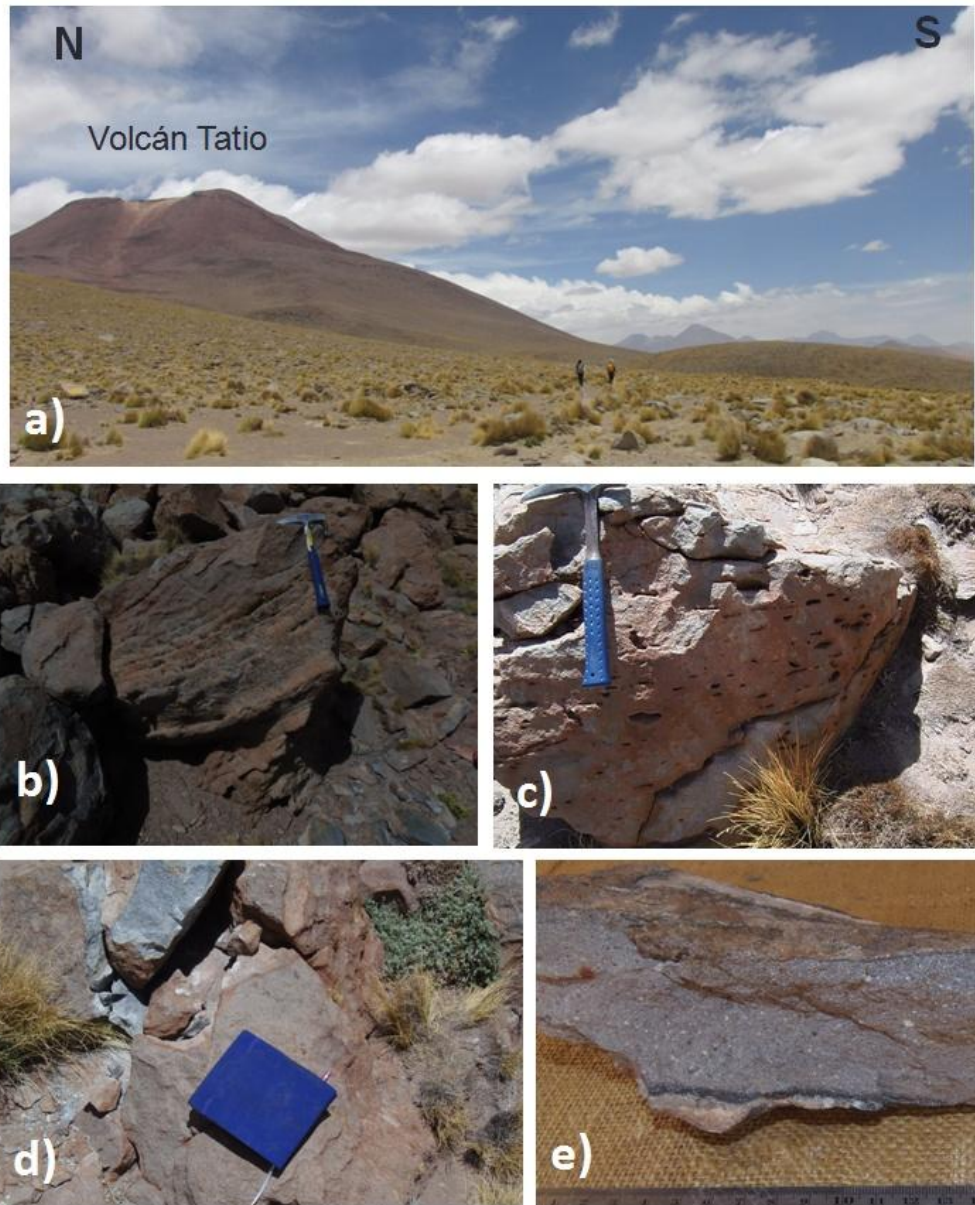


Figura 8. Imágenes de terreno del Volcán Tatio. a) Vista Volcán Tatio. b), c) y d) Afloramientos y e) Muestra de mano correspondiente a una andesita de piroxeno de Volcán Tatio.

CERRO LA TORTA

Corresponde a *low dome* según la clasificación de Blake (1990), el cual posee una particular forma circular elongada en la dirección NE-SW, a lo que se debe el nombre de torta. Se emplaza al oeste del estratovolcán Cerros de Tocopuri y a 4 km aprox. de la frontera de Chile y Bolivia. Posee una superficie aprox. de 11 km² y un volumen estimado de 2,03 km³. Su elevación corresponde a 5090 m.s.n.m. La particularidad de este domo corresponde a sus grandes dimensiones, dado que este tipo de lavas resultan ser muy viscosas, y por ello su limitada extensión (figura 10).

La pendiente de las laderas del domo es alta, sobre los 45°. En ellas es posible separar, estructuralmente, tres zonas; una de bloque, constituida por estructuras columnares perpendiculares a la topografía; una zona de cizalle, ortogonales a las anteriormente nombradas; y una superficie de diaclasamiento caótico y en ocasiones rugoso (figura 9). En general, se observa poco meteorizado y alterado.

En muestra de mano destaca su color gris blanquecino, además de sus fenocristales de gran tamaño (hasta 0,5cm) de plagioclasa, hornblenda y biotita, en una matriz rica en vidrio, como lo muestra la figura 10d, clasificándola como una riolita de hornblenda y biotita.



Figura 9. Laderas de Cerro La Torta. Es posible observar las zonas en bloques, con estructuras columnares; sobre estas una zona de cizalle; seguida por una cubierta rugosa o de diaclasamiento caótico.

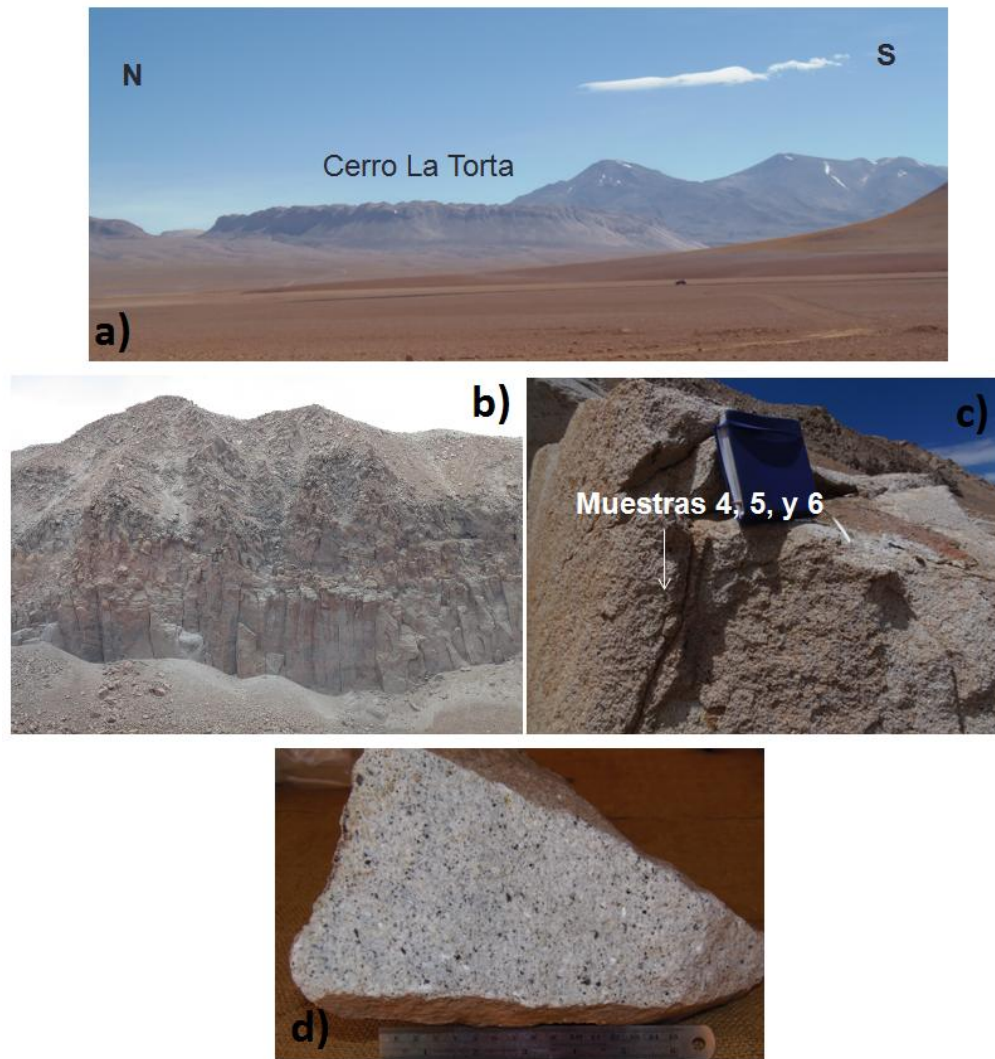


Figura 10. Imágenes de terreno del Cerro La Torta. a) Vista panorámica del centro. b) Estructuras columnares en afloramiento. c) Afloramiento. d) Muestra de mano.

CAPÍTULO 4. MINERALOGÍA MODAL Y ESTIMACIÓN DE VOLÚMENES DE LOS CENTROS ERUPTIVOS

MINERALOGÍA MODAL

El cálculo de la mineralogía modal se realizó con el *software* JMicroVision, a partir de la identificación manual de fases en 500 puntos aleatoriamente, sobre la imagen escaneada de las secciones transparente- pulido. Se establecieron las siguientes clases de clasificación:

- a) Fenocristales: corresponde a las fases minerales piroxeno, hornblenda, biotita y de tamaño mayor a 0,3 mm. En casos donde las fases minerales eran identificables en la interfaz del *software*, se procedió a separar la clase “fenocristales” en subclases, según las fases reconocibles.
- b) Vesículas
- c) Masa fundamental: todo lo que no califica para los puntos anteriores, y que se compone, principalmente, de vidrio y microlitos.

Para ejemplificar el proceso, en la figura 11a se muestra la imagen con los 500 puntos ya determinados. Además, se incluye una gráfica en donde se muestra la evolución del conteo (figura 11c). En ésta se aprecia que, aproximadamente, a los 300 puntos ya se han estabilizado las proporciones para cada clase.

Utilizando este método se detallan los siguientes resultados resumidos en la tabla 1 y graficados en la figura 12, en la cual los centros se encuentran ordenados de norte a sur.

Se encontraron porcentajes variables de fenocristales en las muestras, que van desde un 19%, en Cerro Volcán, llegando a valores, incluso, sobre el 45%, en el Volcán Tatio. Los porcentajes de vesículas son menos variables, encontrándose, en promedio, alrededor del 15%. No se muestran ascensos o descensos claros en las clases definidas según el ordenamiento geográfico de los centros.

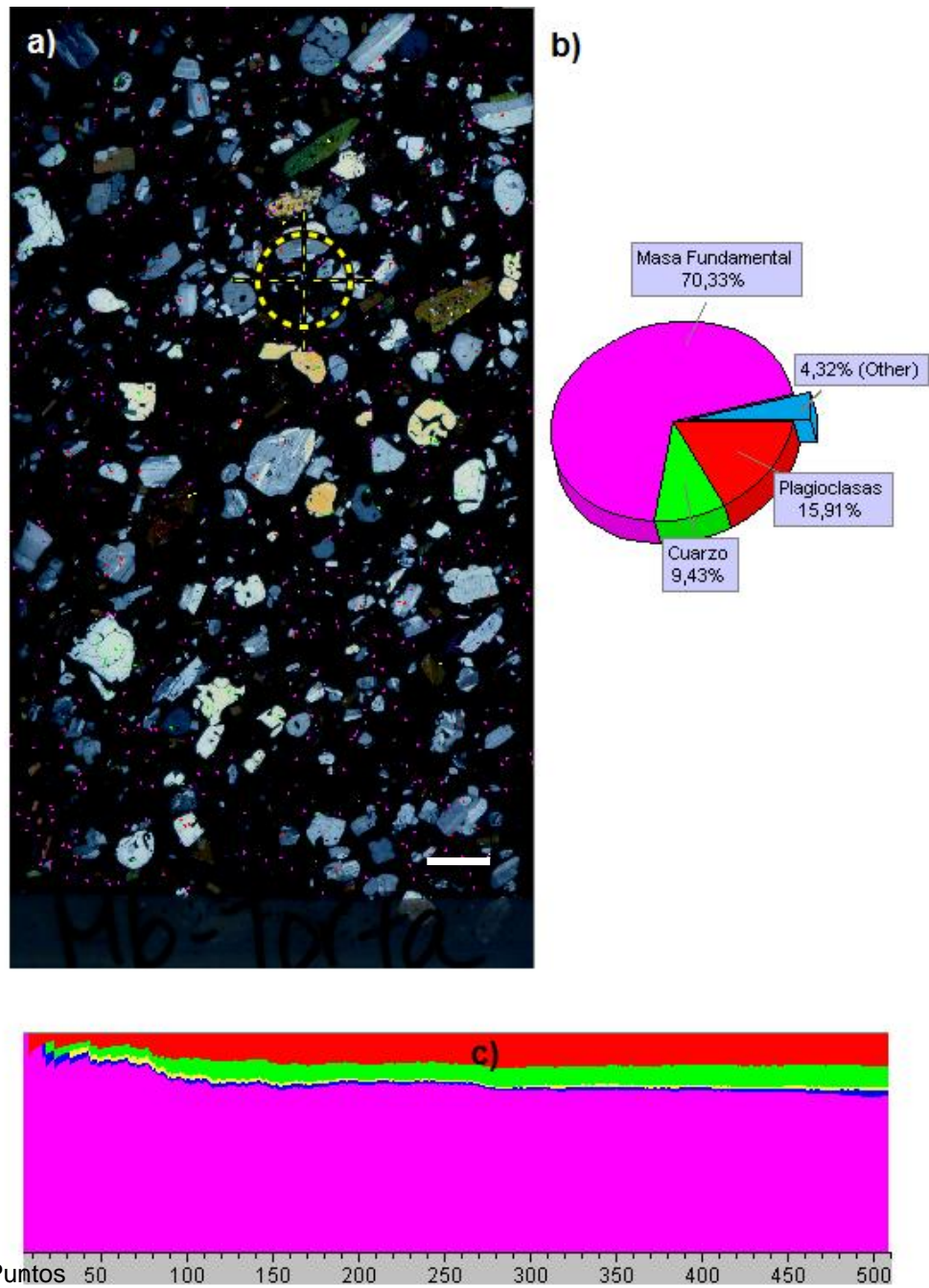


Figura 11. Imagen explicativa del conteo modal. a) Imagen escaneada correspondiente a una sección transparente-pulida (Escala 5mm). b) Gráfico circular con la distribución de clases. c) Gráfica evolutiva del conteo.

Centro Eruptivo	Muestra	Fenocristales %	Masa Fundamental %	Vesículas %	Total %
Cerro Volcán	M13a	19.07	61.64	19.29	100
	13a	22.36	64.67	12.97	100
Cerro La Quebrada	M1	21.06	65.19	13.75	100
Volcán Tatio	M16a	43.92	56.09		100.01
	16a	42.11	57.88		99.99
	M8	48.33	42.58	9.09	100
Cerro La Torta	M7a	38.57	61.43		100
	M6	29.67	70.33		100

Tabla 1. Resultados del cálculo de la mineralogía modal de los centros eruptivos.

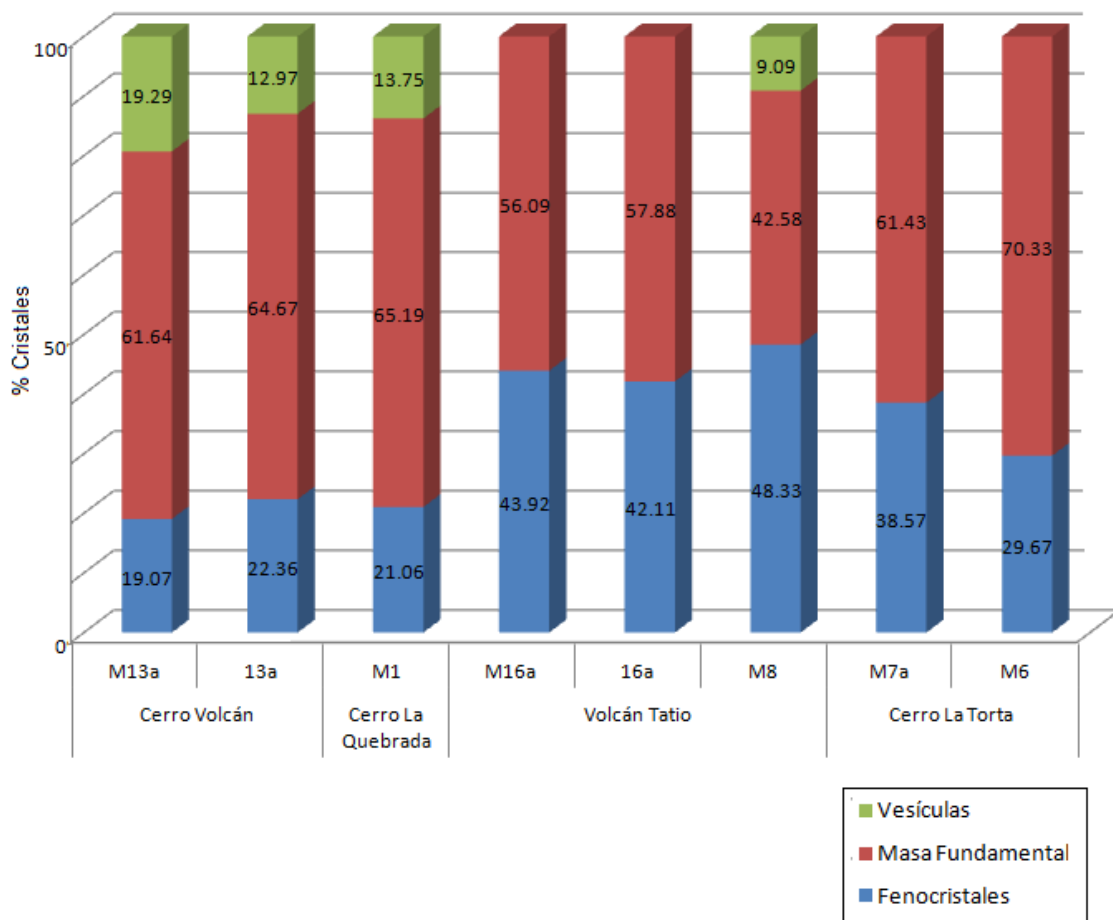


Figura 12. Gráfica comparativa entre los centros eruptivos y el resultado del conteo modal.

ESTIMACIÓN DE VOLÚMENES DE LOS CENTROS ERUPTIVOS

Mediante la metodología propuesta por Sanyal *et al.* (2002), es posible realizar una estimación del potencial explotable de la energía geotermal asociado a un centro eruptivo activo o no activo. Las características magmáticas fundamentales para realizar la estimación son: volumen de la cámara magmática, edad, profundidad y temperatura de emplazamiento. De estos factores, el volumen corresponde al factor de mayor relevancia para la estimación.

Se presume que el volumen extruido en forma de lava o material piroclástico está balanceado por una cantidad similar de magma emplazado en zonas someras de la corteza superior (Sanyal *et al.*,2002). En esta base, el volumen del complejo magmático emplazado bajo el volcán puede ser estimado aproximando el volumen de material extruido (Sanyal *et al.*,2002).

Cabe mencionar que, debido a la diversidad en edificios volcánicos y estilos eruptivos, la metodología puede ser una buena estimación en volcanes donde la mayor parte del material extruido se conserva como parte del edificio volcánico actual. Esto es, para estratovolcanes de geometría cónica, en donde la actividad eruptiva ha estado dominada por flujos de lava y erupciones piroclásticas de baja explosividad. En estos casos, el cálculo del volumen del edificio representaría una buena aproximación cercana al mínimo volumen del complejo ígneo disponible para la potencial fuente de calor geotermal.

Debido a remoción de material por erosión, volcanismo más explosivo y/o subsidencia, el máximo volumen calculado para los productos volcánicos está subestimado. Considerando esto, el máximo tamaño del complejo intrusivo/magmático debe ser, a lo más, dos veces el mínimo valor estimado del edificio volcánico (Sanyal *et al.*, 2002).

Sin embargo, en los centros eruptivos donde han primado las erupciones altamente explosivas y en sistemas volcánicos con calderas asociadas, en los que se presumen cámaras magmáticas bien desarrolladas y de larga vida, el autor propone una aproximación distinta basándose en estudios que hablan acerca de un 10 a 20% de magma extruido desde la parte superior de la cámara. Entonces, en este caso, el tamaño del complejo magmático puede ser aproximado considerando de 5 a 10 veces el volumen de la caldera más recientemente formada.

Las metodologías utilizadas a lo largo de la historia para estimar el volumen de lava asociado a un centro eruptivo han sido variadas, en las que se incluyen la determinación *in-situ* hasta la modelización geométrica del edificio volcánico. En el presente capítulo, se proponen dos metodologías para la estimación del volumen de los edificios volcánicos mediante la utilización de sistemas de información geográfica (GIS).

Particularmente, se utilizó el software ArcGis y Global Energy Mapper (GEM) para calcular el volumen del edificio volcánico, con el objetivo estimar la magnitud del reservorio en profundidad y disponer del factor para futuras investigaciones. La opción de ArcGis utiliza la herramienta *Surface Volume* de la extensión *3D analyst*. A partir de una imagen DEM y un plano horizontal de referencia (base del edificio), el software entrega el volumen comprendido entre este plano y la topografía determinada por el DEM, como se muestra en las figuras 13a y 13b. Debido a irregulares en el terreno, la idealización de un plano puede resultar inexacto, por ello, se propuso realizar el cálculo de volumen en más de un plano de referencia, considerando el mínimo y máximo valor de elevación para los alrededores del centro eruptivo y sus coladas asociadas. Con estos valores de volumen, se calculó un promedio para obtener un valor más real.

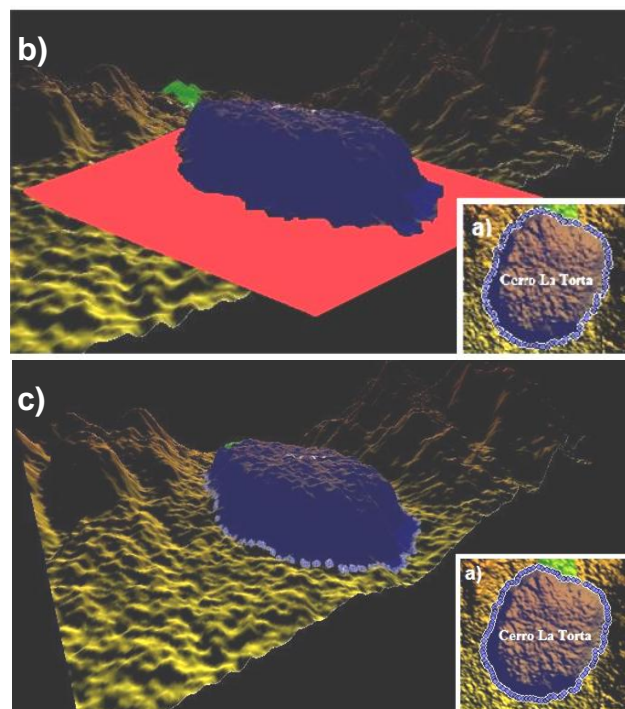


Figura 13. Imagen DEM correspondiente al Cerro La Torta. a) Vista en planta del polígono que incluye los productos volcánicos del centro eruptivo. b) Vista tridimensional de la imagen DEM. En esta destaca el plano de referencia sobre el cual se realiza el cálculo de volumen. c) Vista tridimensional de la imagen DEM, en la cual destacan los vértices con distinta elevación.

Otra alternativa la entrega el software *Global Energy Mapper*, el cual opera, al igual que ArcGis, a partir de una imagen DEM. Sin embargo, posee varias opciones para calcular el volumen, las cuales pueden ser; (1) a partir de un plano de referencia, o (2) tomar la elevación de cada vértice que constituye el polígono de área, y calcular el volumen en base de éstas (figuras 13a y 13c).

Así mismo, se realizó el cálculo de volumen utilizando *Global Energy Mapper*, con la herramienta *Cut-and-Fill Volumes*, sobre la elevación de cada vértice y se detalla a continuación el modo en que se realizó.

- (1) A partir de la imagen DEM se efectuó la selección del polígono que encierra el área correspondiente a los productos volcánicos asociados a cada centro eruptivo (figura 13 a).
- (2) Se agregaron los valores de elevación (Z) para todos los vértices que conformaban el polígono del área.
- (3) En la ventana de configuración (*Setup Volume Calculation Parameters*) se eligió la opción *Calculate Cut-and-Fill Volumes Within Area Feature*, para iniciar el cálculo del parámetro seleccionado.

Los resultados obtenidos con ambos software se entregan en la tabla 2. El volumen calculado para Cerro Volcán es 3,98 km³, utilizando ArcGis, y 3,51 km³, utilizando Global Energy Mapper. La diferencia entre los valores resulta ser del 11,8%, la cual se considera baja, tomando en cuenta que la diferencia entre los valores calculados utilizando ArcGis es considerablemente mayor, entre planos consecutivos. Cabe mencionar que el valor mínimo y máximo que se le asignó a los planos de referencia, según observaciones realizadas en terreno y usando software Google Earth, corresponde a 4200 y 5200m.s.n.m., respectivamente. Además, se calculó un total de seis planos espaciados por 200m.s.n.m.

De igual modo, para Cerro La Quebrada se obtuvo un volumen de 0,43 km³, utilizando ArcGis, y 0,10 km³, utilizando Global Energy Mapper. La diferencia entre los valores resulta ser del 76,7%, siendo la mayor cifra obtenida entre los centros volcánicos estudiados. Al igual que el centro anterior, la diferencia entre los valores calculados entre planos consecutivos resulta alta. El valor mínimo y máximo asignado para los planos de referencia, según la topografía, corresponde a 4800 y 5200 m.s.n.m. y se calculó el volumen para cinco planos espaciados entre ellos por 100 m.s.n.m.

Para el Volcán Tatio, los valores de volumen calculados son 2,28km³, utilizando ArcGis, y 1,56km³, utilizando Global Energy Mapper. Entre ellos, existe una diferencia del 31,5%. El valor mínimo y máximo asignado a los planos de referencia, corresponde

a 4300 y 4700 m.s.n.m., y se realizó el cálculo a partir de cinco planos espaciados entre ellos por 100 m.s.n.m.

Centro Eruptivo	Software	Plano Z=	Volumen (km ³)
Cerro Volcán	ArcGis	4200	10.14
		4400	6.77
		4600	3.93
		4800	1.96
		5000	0.85
		5200	0.26
		Promedio	3.98
	Global Energy Mapper	vértices ≠ Z	3.51
Cerro La Quebrada	ArcGis	4800	1.06
		4900	0.65
		5000	0.31
		5100	0.10
		5200	0.01
		Promedio	0.43
	Global Energy Mapper	vértices ≠ Z	0.10
Volcán Tatio	ArcGis	4300	4.11
		4400	2.96
		4500	2.07
		4600	1.39
		4700	0.87
		Promedio	2.28
	Global Energy Mapper	vértices ≠ Z	1.56
Cerro La Torta	ArcGis	4500	4.39
		4600	3.36
		4700	2.36
		4800	1.41
		4900	0.58
		Promedio	2.42
	Global Energy Mapper	vértices ≠ Z	2.03

Tabla 2. Resultados del cálculo de volumen con Argis y Global Energy Mapper.

Finalmente, para Cerro La Torta se obtuvo 2,42 km³, utilizando ArcGis, y 2,03 km³, utilizando Global Energy Mapper. La diferencia entre métodos arrojó un valor de

16,1%. Utilizando ArcGis, el cálculo se realizó a partir de cinco planos de referencia, espaciados por 100 m.s.n.m. El valor mínimo y máximo asignado para ello, corresponde a 4500 y 4900 m.s.n.m., respectivamente.

Es posible observar, a partir de los resultados anteriormente expuestos, que los valores entre ambas metodologías varían considerablemente para un mismo centro. Se presume que los valores obtenidos con ArcGis aumentan la incerteza debido a la idealización del terreno en un plano. Las condiciones reales son muy lejanas a este modelo; topografías irregulares y de pendientes abruptas. Por lo tanto, la estimación del complejo magmático bajo el volcán se realizará con los valores obtenidos del software Global Energy Mapper.

Los centros volcánicos Cerro Volcán, Cerro La Torta y Volcán Tatio no presentan, aparentemente, evidencias de volcanismo explosivo ni escarpes de colapso asociado, por lo que es posible aproximar el volumen en profundidad como el doble del volumen del edificio calculado según Sanyal *et al.* (2002). Sin embargo, Cerro La Torta corresponde a un domo riolítico que presuntamente ha desarrollado una cámara magmática más compleja y de mayor vida que los anteriores, por lo que asumir el doble del volumen del edificio, sería muy inexacto. En este caso, se considerará 5 veces su tamaño, según lo sugerido por el autor, para la estimación del complejo magmático en profundidad. De esta forma, los volúmenes para los complejos asociados a los centros del estudio son los siguientes:

Centro Eruptivo	Volumen Estimado Reservorio Magmático (km ³)
Cerro Volcán	7,02
Cerro La Quebrada	0,20
Volcán Tatio	3,12
Cerro La Torta	10,15

Tabla 3. Volúmenes estimados del reservorio magmático según el centro eruptivo.

CAPÍTULO 5. PETROGRAFÍA Y QUÍMICA MINERAL

En este capítulo se describen las litologías observadas en cada centro eruptivo estudiado. Éstas se clasificaron, en una primera aproximación, según criterios petrográficos, los que luego fueron contrastados y respaldados por los datos geoquímicos presentados en el siguiente capítulo. Se clasificó un total de 4 litologías, las cuales se muestran en la tabla 4. Además, se presentan los datos de química mineral obtenidos en microsonda electrónica, los cuales fueron agrupados en los distintos diagramas de clasificación disponibles. Las descripciones petrográficas se encuentran en el Anexo B, mientras que la química minera en detalle se encuentra en el Anexo C, en donde se incluyen las fórmulas estructurales calculadas para cada análisis realizado.

Centro Eruptivo	Litología Observada
Cerro Volcán	Andesita de Hornblenda
Cerro La Quebrada	Andesita de Piroxeno
Volcán Tatio	Andesita de Piroxeno
Cerro La Torta	Riolita de Hornblenda y Biotita

Tabla 4. Litología por centro eruptivo.

ANDESITA DE HORNBLENDA DE CERRO VOLCÁN

La roca se compone por cuatro fases minerales mayoritarias; plagioclasas (~13%) hornblendas (~3%) biotitas (~3%) clinopiroxenos y ortopiroxenos (~1%). Además se distingue una masa fundamental de color negro con vesículas irregulares y aplanadas (0,1 a 8 mm).

La plagioclasa es el mineral más abundante y de mayor tamaño. Es posible apreciar dos familias, una de grano grueso (3-8 mm) y otra tamaño medio (0,5 – 1 mm). En ambas, los cristales son prismático tabulares con caras euhedrales a subhedrales, de buena estructuralidad e integridad. Es posible apreciar en ciertos cristales macla Carlsbad y polisintética, además de zonaciones oscilatorias. Algunos fenocristales se conservan fracturados, mientras que otros con evidencia de reabsorción según el clivaje e inclusiones opacas. El 90% presenta textura sieve en bordes, figura 23a-f. También presentan inclusiones fundidas y de circón.

M13a - Cerro Volcán

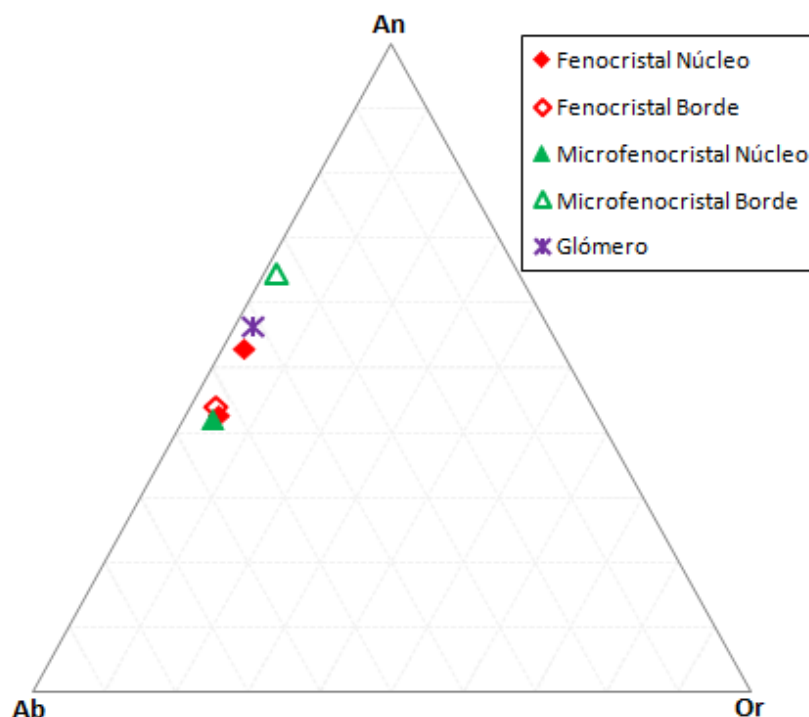


Figura 14. Diagrama ternario de clasificación para feldespatos, en Cerro Volcán, propuesto por Deer *et al.* (1963). Composición en moles por ciento.

La química de las plagioclasas varía de $An_{43-65} Ab_{34-54} Or_{2-4}$, que corresponden a Andesinas y Labradoritas (figura 14). En cuanto a los microlitos, se observa una zonación inversa, resultando en bordes enriquecidos en el componente anortítico en un 25% con respecto a sus núcleos. El fenocristal medido en un glómero posee una química similar a los fenocristales individuales.

Se realizó un perfil composicional de %An desde el núcleo al borde de un cristal zonado, presentado en la figura 15. Allí se puede observar que las variaciones composicionales ocurren en la misma proporción de An, tanto para la zonación inversa como para la normal, siendo aprox. 10% moles de An. No es posible identificar algún rasgo textural según el perfil composicional.

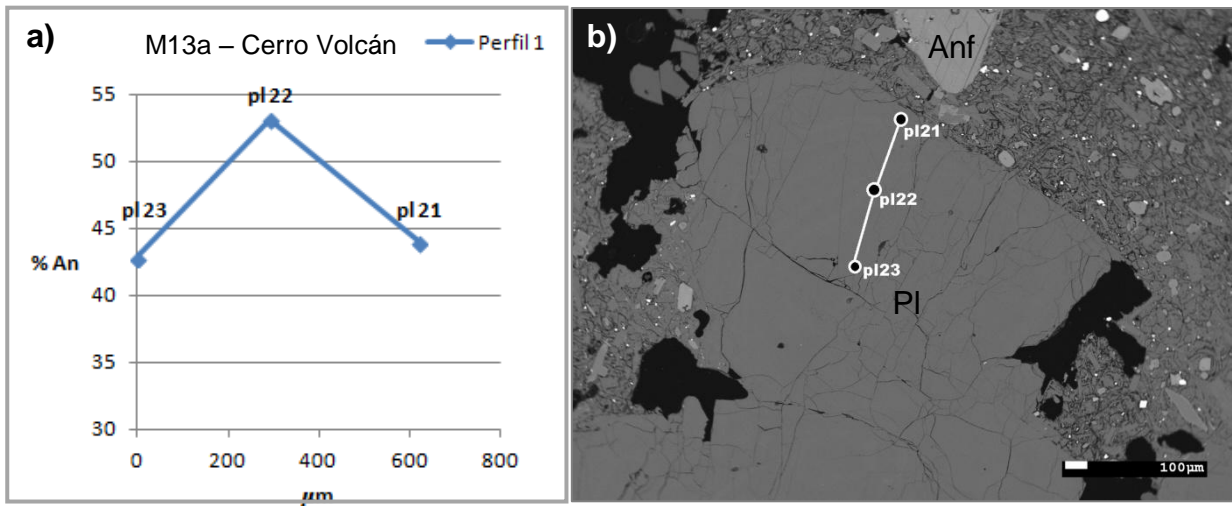


Figura 15. a) Diagrama %en moles de An versus distancia de núcleo a borde en μm en fenocristal de plagioclasa. b) Imagen BSE del cristal de plagioclasa analizado. En blanco, los puntos analizados en microsonda.

Los cristales de hornblenda son prismáticos alargados y basales, de tamaño 0,1 a 1 mm. Puede ser de color pardo-verdoso o rojo- anaranjado. Presentan pleocroísmo pardo a pardo oscuro, estructuralidad e integridad media a baja, e inclusiones opacas y de plagioclasas, figuras 17a y 23i. El 90% presenta bordes opacíticos y de reacción resultando en pseudomorfos de hornblenda y corona de ortopiroxeno, respectivamente.

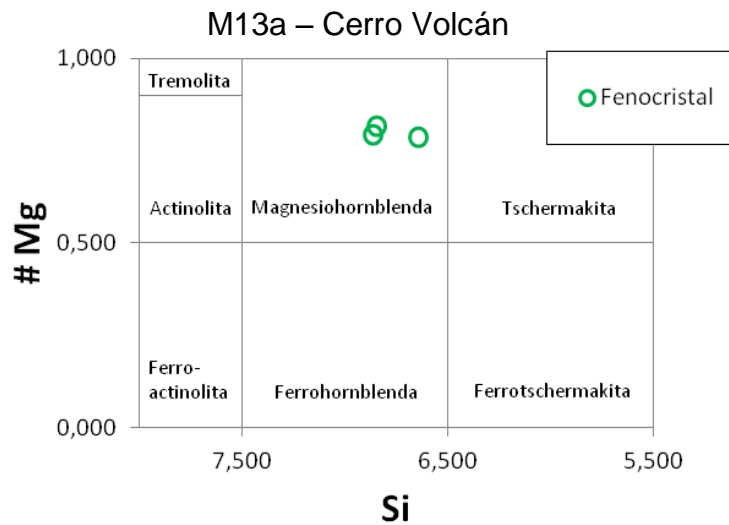


Figura 16. Diagrama de clasificación de anfíbolos cálcicos, Si estructural versus número magnésico #Mg, en Cerro Volcán, con ${}^B\text{Ca} \geq 1,5$; ${}^A(\text{Na}+\text{K}) \geq 0,5$ y $\text{Ti} < 0,5$, propuesto por Leake (1997).

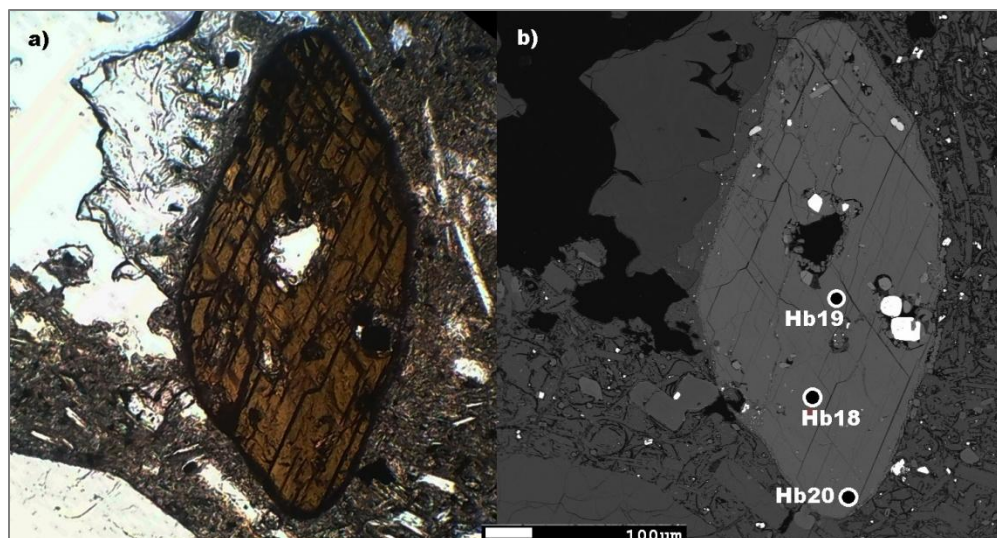


Figura 17. a) Microfotografía a nícoles paralelos de un fenocristal de anfíbola con bordes opacíticos. b) Imagen BSE del cristal de anfíbola. En blanco, los puntos analizados en microsonda.

Se clasificaron los datos obtenidos en microsonda en el diagrama para anfíbolos cálcicos (${}^B\text{Ca} \geq 1,5$; ${}^A(\text{Na}+\text{K}) \geq 0,5$ y $\text{Ti} < 0,5$) propuesto por Leake *et al.* (1997), utilizando los parámetros $\#Mg = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ (número magnésico) versus el contenido de Si estructural (figura 16). Allí se observa que la totalidad de mediciones caen en el campo de las ${}^B\text{Ca}$ que varían de 1,750 a 1,863. Todas las muestras se agrupan en el campo de la especie magnesiohornblenda, con valores de $\#Mg$ de 0,786 a 0,817, y valores de Si de 6,645 a 6,866 átomos por fórmula unitaria (en adelante a.p.f.u.). En la figura 17 se muestra el fenocristal analizado.

Los fenocristales de biotita son pardo-rojizo, se presentan tabulares subhedrales (0,1-1mm), de estructuralidad media e integridad regular. Muestra bordes de reacción reemplazados por minerales opacos. Además exhibe inclusiones de circón.

Los datos obtenidos en microsonda se clasificaron según Deer *et al.* (1992), en la figura 18. Los cristales medidos de biotita corresponden a composiciones de tipo annita, tanto para los fenocristales, como para los cúmulos en Cerro Volcán. Los valores para Al_t (aluminio total) a.p.f.u. se encuentran entre 1,265 y 1,342, mientras que para $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ varían entre 0,372 y 0,4. En la figura 19 se presentan los fenocristales analizados.

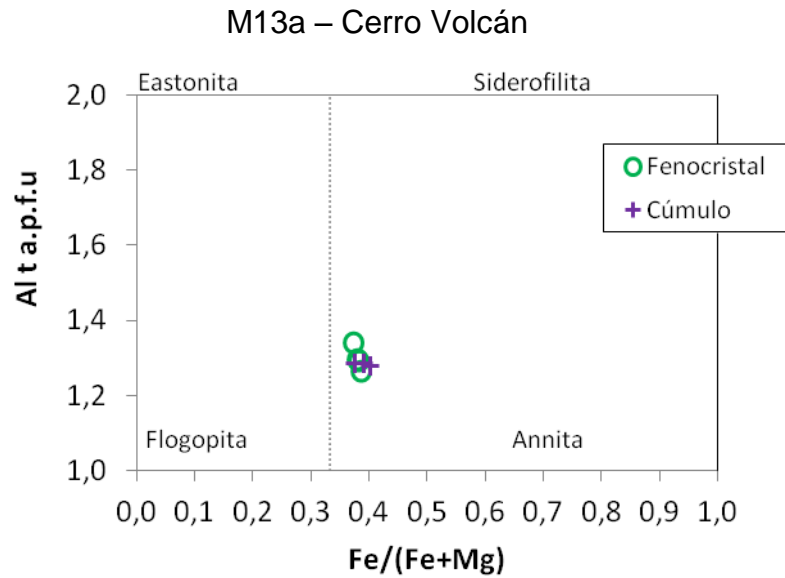


Figura 18. Variación composicional de las biotitas, en Cerro Volcán, según los parámetros propuestos por Deer et al. (1992).

Los piroxenos corresponden a clinopiroxenos (0,1-0,3 mm) de cristales prismáticos tabulares, con buena a regular estructuralidad e integridad, y ortopiroxenos (0,1-0,2 mm) de cristales prismáticos ortogonales corto, con excelente estructuralidad e integridad, y exhiben inclusiones opacas.

Los datos obtenidos mediante análisis de microsonda electrónica en piroxenos se clasificaron en el diagrama ternario presentado en la figura 20. Los análisis caen en el campo de composiciones enstatita y augita, en donde varían de $En_{47-77}Fs_{10-25}Wo_{2-43}$. La dispersión en los distintos grupos es baja, mostrando poca variación dentro de cada grupo. El #Mg en los piroxenos de Cerro Volcán varía de 0,73 a 0,83.

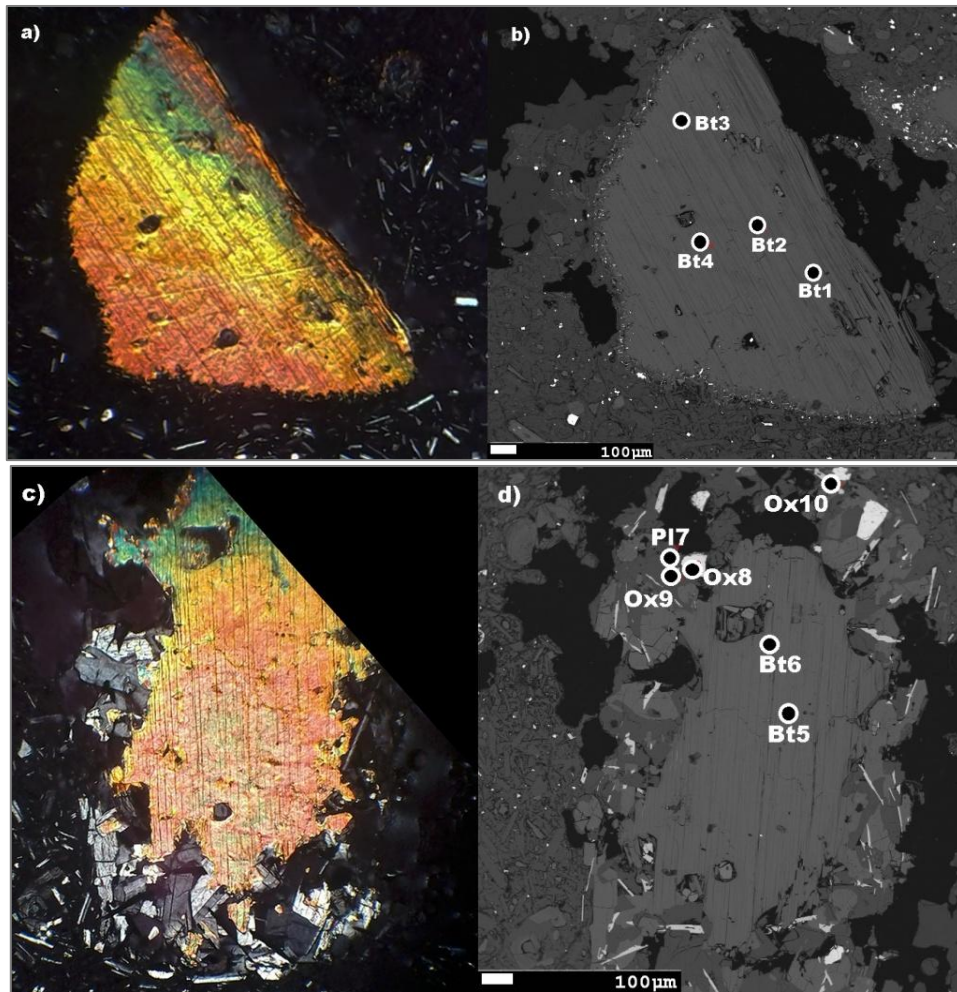


Figura 19. a) Microfotografía de biotita con bordes opacíticos a nícoles cruzados. c) Microfotografía a nícoles cruzados de glómero de biotita, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. b) y d) Imagen BSE correspondiente a a) y c), respectivamente. En blanco, los puntos analizados en microsonda.

M13a - Cerro Volcán

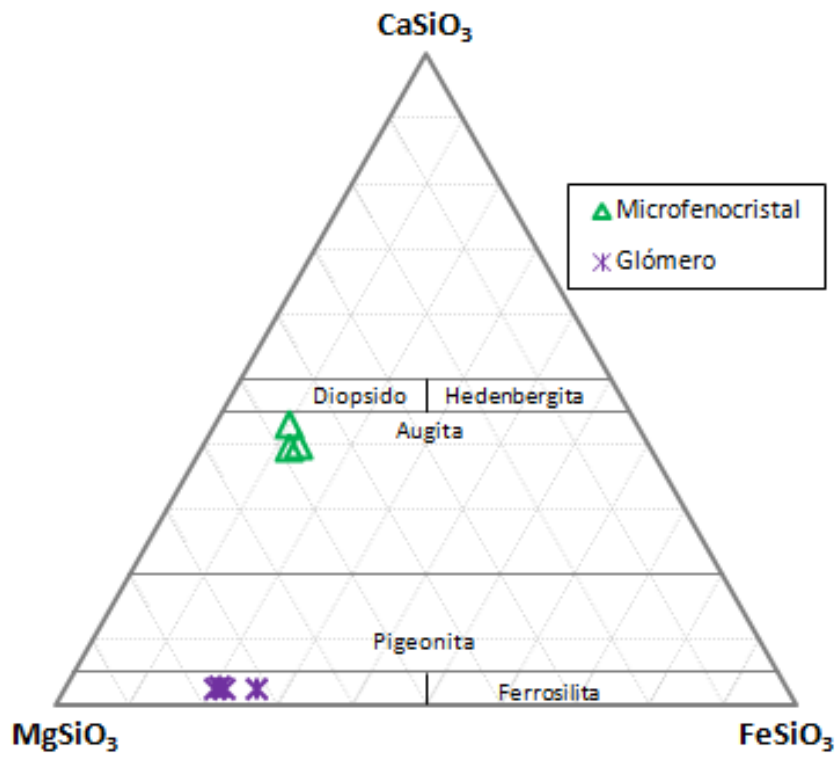


Figura 20. Diagrama ternario de clasificación de piroxenos, en Cerro Volcán, de acuerdo a los parámetros propuestos por Morimoto *et al.*, (1988).

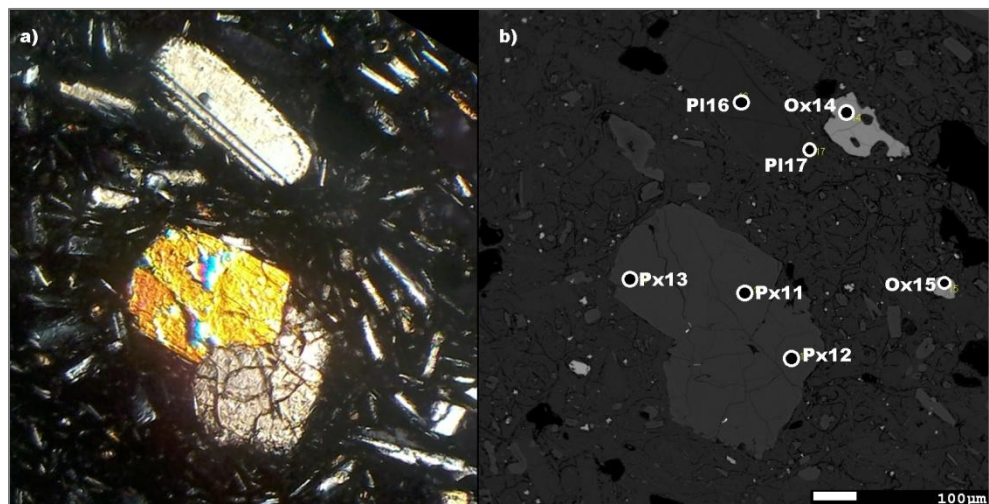


Figura 21. a) Microfotografía a nícoles cruzados de microfenocristales de augita, plagioclasas y óxidos de Fe-Ti. b) Imagen BSE correspondiente a a). En blanco los puntos analizados en microsonda.

M13a - Cerro Volcán

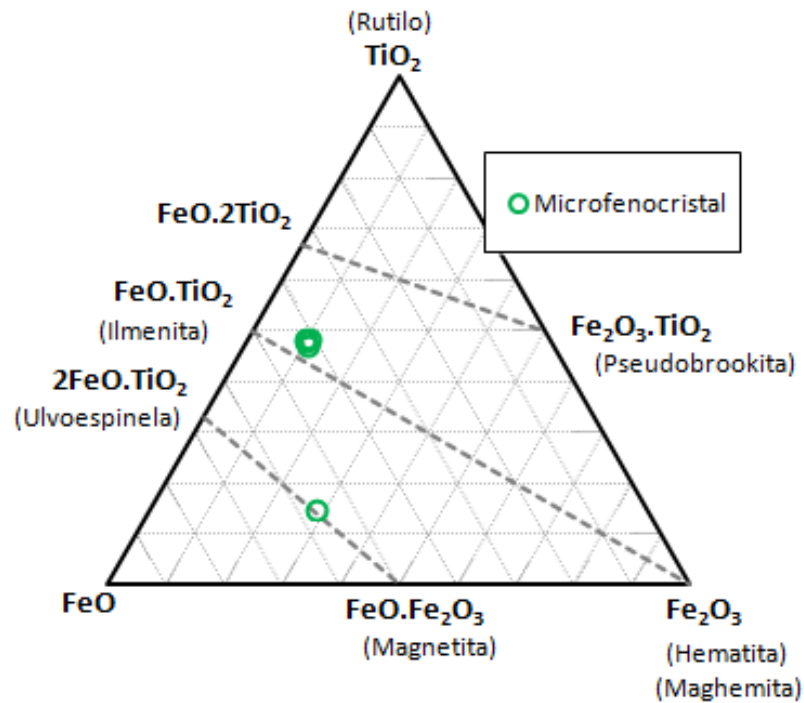


Figura 22. Diagrama ternario de clasificación de óxidos de Fe-Ti, en Cerro Volcán, según O'Reilly (1984).

Las mediciones de minerales opacos se encuentran clasificadas en el sistema ternario TiO_2 -Feo- Fe_2O_3 , presentado en la figura 22. Allí se observa la coexistencia de dos componentes; uno correspondiente a la serie ilmenita-hematita y el otro constituyente de la serie ulvoespinela-magnetita. Las fracciones molares correspondientes a la primera serie son $X_{il}= 0,71-0,80$; mientras que en la segunda es de $X_{mt}= 0,62$.

La masa fundamental está formada por microlitos de plagioclasas (~45%), vidrio (~10%), ortopiroxeno (~4%), clinopiroxeno (~4%), y minerales opacos (~2%). Ello le proporciona una textura intergranular, además de vesicular.

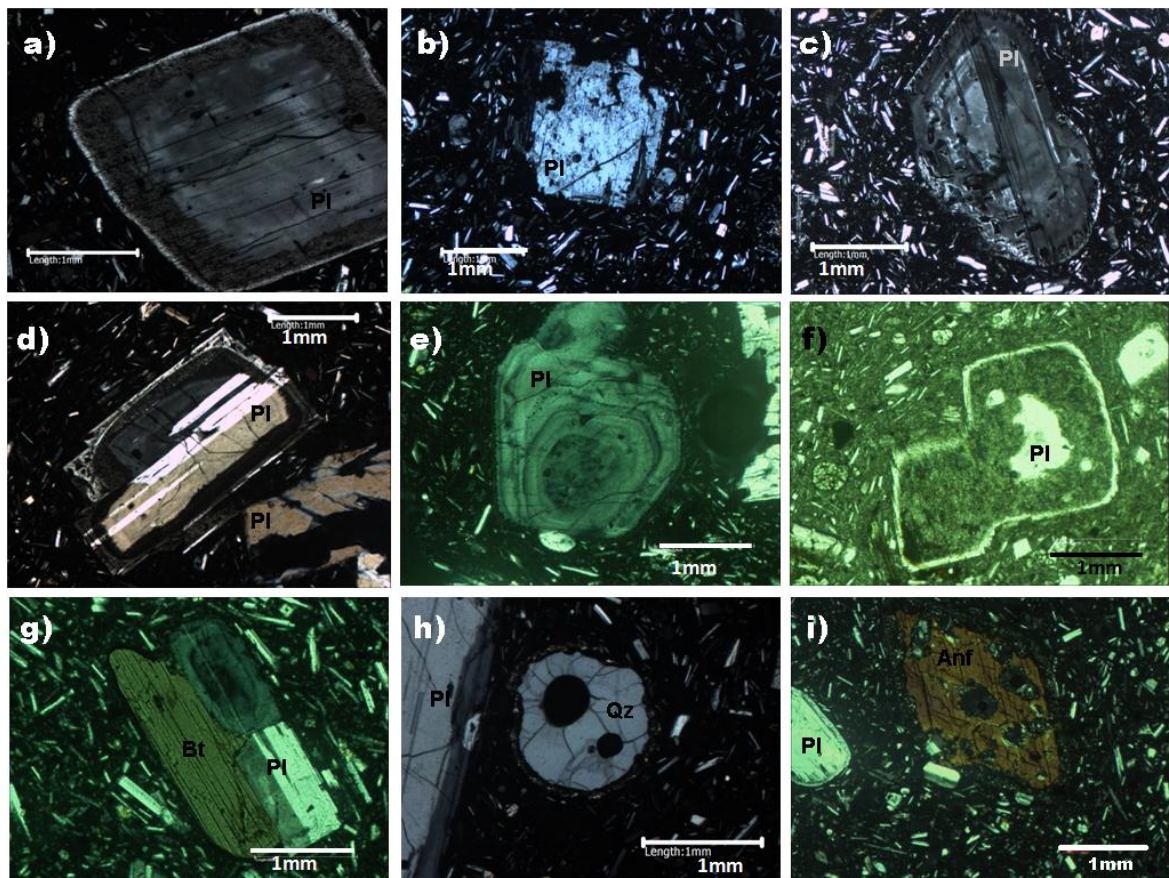


Figura 23. Características petrográficas de la Andesita de Hornblenda del Cerro Volcán. Microfotografías a nícoles cruzados de las muestras M13a y 13a. a) Fenocristal de plagioclasa con una banda de textura *sieve* (0,4mm), zonación a parches en núcleo y borde externo con superficie de corrosión de menor intensidad, muestra 13a. b) Fenocristal de plagioclasa con bordes de reabsorción, muestra 13a. c) Fenocristal de plagioclasa que exhibe zonación oscilatoria hacia los bordes y borde más externo con superficies de corrosión, muestra M13a. d) Fenocristal de plagioclasa con macla Carlsband, zonación *sieve* en una banda y algunas reabsorciones en el borde más externo, muestra M13a. e) Fenocristal de plagioclasa que exhibe zonación a parches en núcleo y zonación oscilatoria con algunas bandas de textura *sieve* hacia los bordes, muestra M13a. f) Textura *sieve* en fenocristal de plagioclasa con borde externo y núcleo sin corrosión (nícoles paralelos), muestra M13a. g) Textura glómero – porfírica de biotita y plagioclasa, muestra 13a. h) Textura coronítica de ortopiroxeno en un cristal de cuarzo redondeado y reabsorbido, muestra 13a. i) Fenocristal de anfíbola con textura *sieve* y bordes opacíticos, muestra 13a.

ANDESITA DE PIROXENO DE CERRO LA QUEBRADA

La roca se compone por tres minerales mayoritarios; plagioclasas (~14%), olivinos (~5%, xenocristal) y piroxenos (~1%). Además se distingue una masa fundamental de color negro con vesículas de bordes regulares, subredondeadas y aplanadas (0,1 a 8 mm). Según el conteo modal y lo observado en microscopio, ésta corresponde a una Andesita de Piroxeno.

El fenocristal más abundante y de mayor tamaño corresponde a la plagioclasa, y se distinguen dos familias; una de grano medio (2-4 mm) muy escasas, y otra tamaño fino (0,5-1 mm). En ambas, los cristales son prismático tabulares con caras euhedrales, de excelente estructuralidad e integridad. Es posible observar en ciertos cristales macla Carlsbad y polisintética. Además, la mayoría se encuentran zonados oscilatoriamente. Algunos de ellos se conservan fracturados, mientras que otros con evidencia de reabsorción, y subredondeados. El 90% presenta textura sieve en bordes, y otros con secciones rectangulares de reabsorción rellenas de vidrio que se orientan según el clivaje (figura 29d, 29f-29i). Además presentan inclusiones fundidas, de circón y opacas.

M1 - Cerro La Quebrada

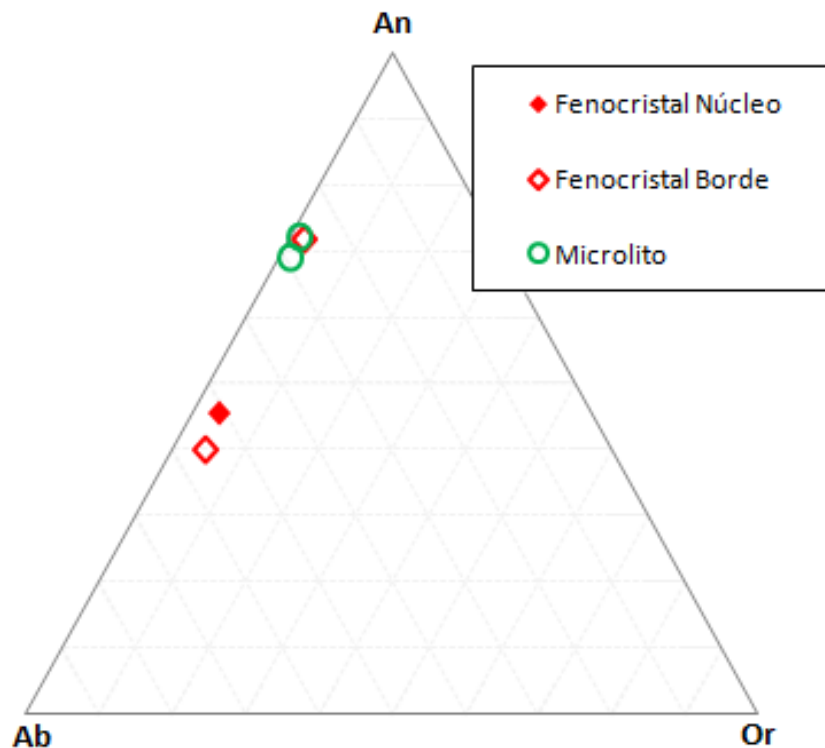


Figura 24. Diagrama ternario de clasificación para feldespatos, en Cerro La Quebrada, propuesto por Deer *et al.* (1963). Composición en moles por ciento.

La química de plagioclasas varía entre el campo de Andesina a Bytownita, con rangos composicionales de An₄₀₋₇₂ Ab₂₆₋₅₆ Or₁₋₅, figura 24. El análisis de fenocristales muestra núcleos de andesina, mientras que sus bordes varían hasta bytownita, aumentando en un 30% el contenido de An. Esto correspondería a una zonación

inversa. Sin embargo, el fenocristal medido corresponde a una plagioclasa con textura a parches en su núcleo, figura 29d, y podría no ser representativo de la roca en general. En tanto, los microlitos presentan composiciones más enriquecidas en el componente anortítico (70-72% de An), con respecto a los fenocristales.

El Olivino (2-3 mm) se presenta en cristales prismáticos, euhedrales a subhedrales, de integridad baja, muy fracturados. Presentan bordes de reacción e inclusiones opacas de forma rómbica y color rojizo. Se observa Iddingsita en ocasiones en bordes y fracturas.

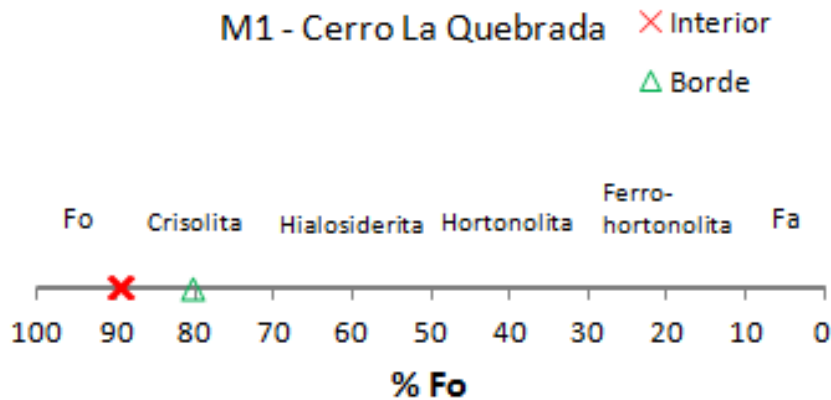


Figura 25. Diagrama de variación (Mg,Fe)SiO₄.

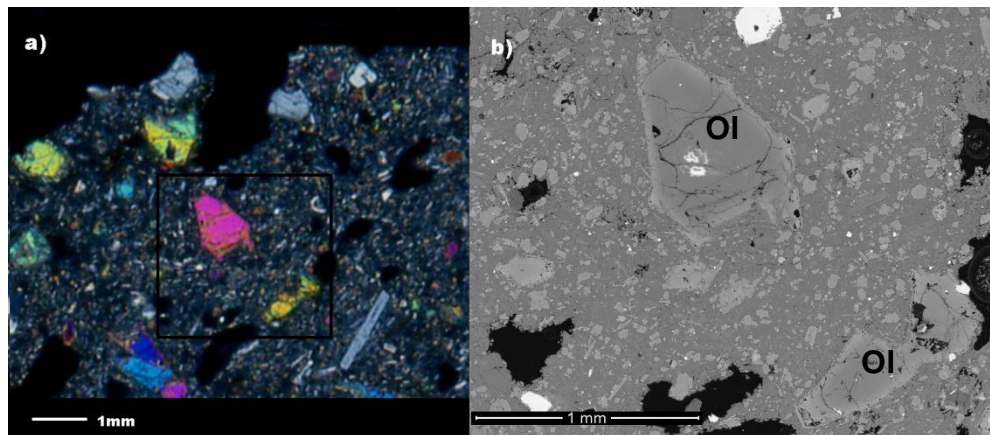


Figura 26. Microfotografía a nícoles cruzados en donde se observan fenocristales de olivino y plagioclasas. Enmarcado en negro, la imagen BSE. b) Imagen BSE de olivino con borde zonado.

Se analizó un cristal de olivino, obteniéndose 3 datos; 2 de interiores y 1 de borde. Los resultados se agruparon en el diagrama %Fo de la figura 25, para conocer el miembro del sistema (Mg,Fe)SiO₄ al cual pertenecen. Esta clasificación corresponde

a la propuesta por Deer *et al.* (1992). Allí se observa que la composición del fenocristal analizado corresponde a una Crisolita, con valores de Fo_{80,4-89,7} Fa_{10,3-19,6}. Los datos de interiores caen prácticamente en un punto. El borde del cristal se encuentra enriquecido en el componente Fa con respecto a los interiores. La variación en % en moles entre interior y borde corresponde a un 10% en Fa. Según la composición mostrada, es un olivino propio de magmas máficos, por lo que su presencia en una roca andesítica con un 58,5% de SiO₂ indicaría que se trata de un xenocristal.

Los piroxenos (0,5-1,5 mm) presentan fenocristales prismáticos tabulares, de buena a regular estructuralidad e integridad. Los ortopiroxeno (0,1-0,2 mm) se muestran prismáticos ortogonales cortos, con excelente estructuralidad e integridad, además de inclusiones opacas.

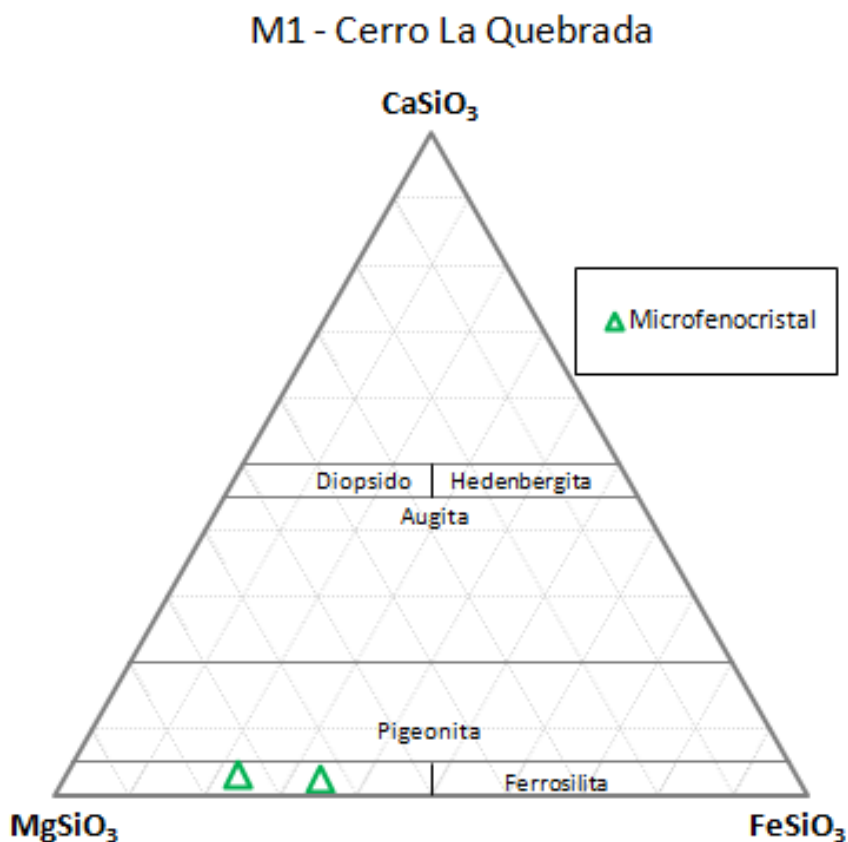


Figura 27. Diagrama ternario de clasificación de piroxenos, en Cerro La Quebrada, de acuerdo a los parámetros propuestos por Morimoto *et al.* (1988).

Los análisis de microsonda en piroxenos se clasificaron en el diagrama ternario de la figura 27. Los microfenocristales medidos se encuentran en el campo composicional de los ortopiroxenos tipo enstatita. Los valores en porcentaje en moles

varían entre En_{63-74} Fs_{22-34} Wo_{3-4} . El #Mg en los piroxenos de Cerro La Quebrada varía de 0,65 a 0,78.

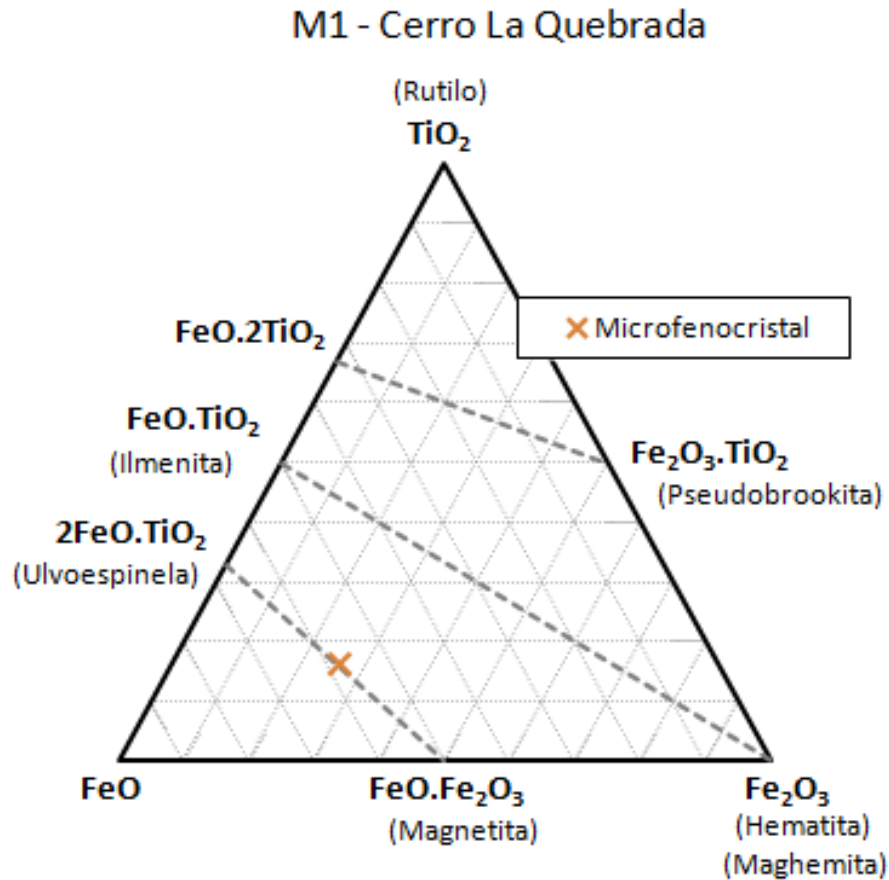


Figura 28. Diagrama ternario de clasificación de óxidos de Fe-Ti, en Cerro La Quebrada, según O'Reilly (1984).

La medición de minerales opacos en Cerro La Quebrada se realizó en un único cristal, el cual se muestra en diagrama ternario TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 de la figura 28. Éste corresponde a un óxido de Fe-Ti constituyente a la solución sólida de la ulvoespinela-magnetita, cuya fracción molar es $X_{mt}=0,6$.

La masa fundamental está constituida de microlitos orientados de plagioclasa (35%), clinopiroxenos (15%), vidrio (10%), olivinos (4%), y minerales opacos (1%). Esto le confiere una textura pilotaxítica además de vesicular.

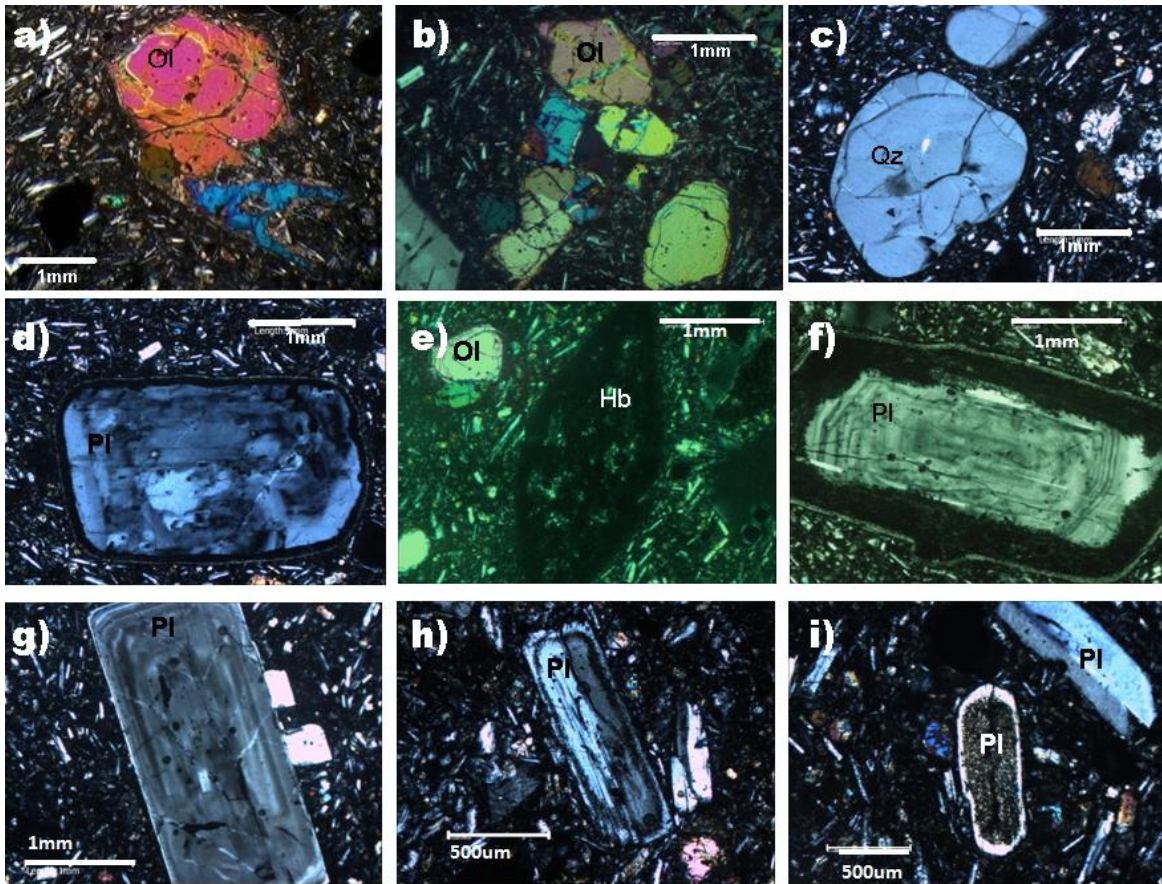


Figura 29. Características petrográficas de la Andesita de Piroxeno de Cerro La Quebrada. Microfotografías a nícoles cruzados correspondientes a la muestra M1. a) Fenocristal euhedral de olivino. b) *Clot* de olivinos. c) Cristales de cuarzo subredondeados. d) Fenocristal de plagioclasa con núcleo interno zonado a parches y textura *sieve* en bordes. e) Pseudomorfo de anfíbola. f) Fenocristal de plagioclasa que exhibe textura a parches en núcleo, zonación oscilatoria hacia los bordes, textura *sieve* en banda de 0,4mm, y borde más externo sin evidencias de corrosión intensa. g) Textura a parches en fenocristal de plagioclasa y zonación oscilatoria hacia los bordes. h) Textura *sieve* en microfenocristal de plagioclasa. i) Textura *sieve* en núcleo de microfenocristal de plagioclasa.

ANDESITA DE PIROXENO DE VOLCÁN TATIO

La roca se compone por tres fases minerales mayoritarias; plagioclasas (~24-34%), ortopiroxenos (~13-15%) y clinopiroxenos (~1-5%). Además se distingue una masa fundamental de color negro con vesículas de bordes irregulares y aplanadas (0,5 a 1 mm). También es posible observar textura glómero-porfírica que abarca plagioclasas, ortopiroxenos y clinopiroxenos en cúmulos de 0,6 a 3 mm. Según el conteo modal y lo observado en microscopio óptico, esta roca se clasifica como una Andesita de Piroxeno.

El fenocristal más abundante corresponde a la plagioclasa. Entre éstas, se puede distinguir dos familias; una de grano medio (3-4 mm) muy escasos, y otra tamaño fino (0,1-1 mm). En ambas, los cristales son prismático tabulares con caras euhedrales, de excelente estructuralidad e integridad. Además se observa, en varios cristales, la presencia de macla Carlsbad y polisintética. La mayoría se encuentran zonados oscilatoriamente. Algunos de ellos se conservan fracturados, mientras que otros con evidencia de reabsorción. El 90% presenta textura *sieve* en bordes con secciones rectangulares de reabsorción rellenas de fundido que se orientan según el clivaje, figuras 33b y 33h. En ocasiones, los cristales exhiben inclusiones fundidas, de circones y de minerales opacos.

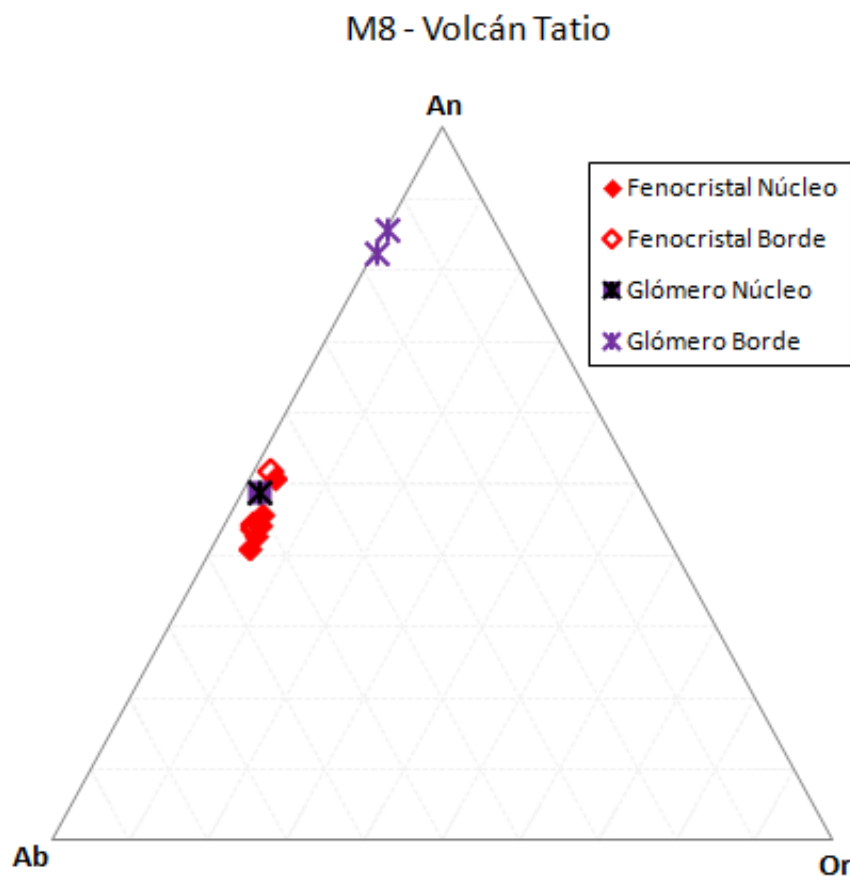


Figura 30. Diagrama ternario de clasificación para feldspatos, en Volcán Tatio, propuesto por Deer *et al.* (1963). Composición en moles por ciento.

La composición de plagioclasas varía entre andesina a bytownita, esto es $An_{42-86} Ab_{14-53} Or_{1-4}$, y se presenta en la figura 30. Los fenocristales muestran composiciones tipo andesina y labradorita. Los bordes de fenocristales no muestran mayor variación con respecto a sus núcleos. La composición de plagioclasas en los glómeros analizados es similar a la de fenocristales. Sin embargo, sus bordes se encuentran enriquecidos en anortita, en un 30% con respecto a sus núcleos.

En un perfil composicional, de % An desde núcleo al borde en un fenocristal y un cristal perteneciente a un glómero, presentado en la figura 31, se observa el comportamiento oscilatorio en ambos. Sin embargo, la variación composicional en el cristal del glómero es considerablemente mayor con respecto al fenocristal, aumentando su componente anortítico en un 36%, con respecto al núcleo. La variación del fenocristal es más estable y varía, a lo sumo, 10% moles de An. No presentan rasgos texturales asociados a los perfiles.

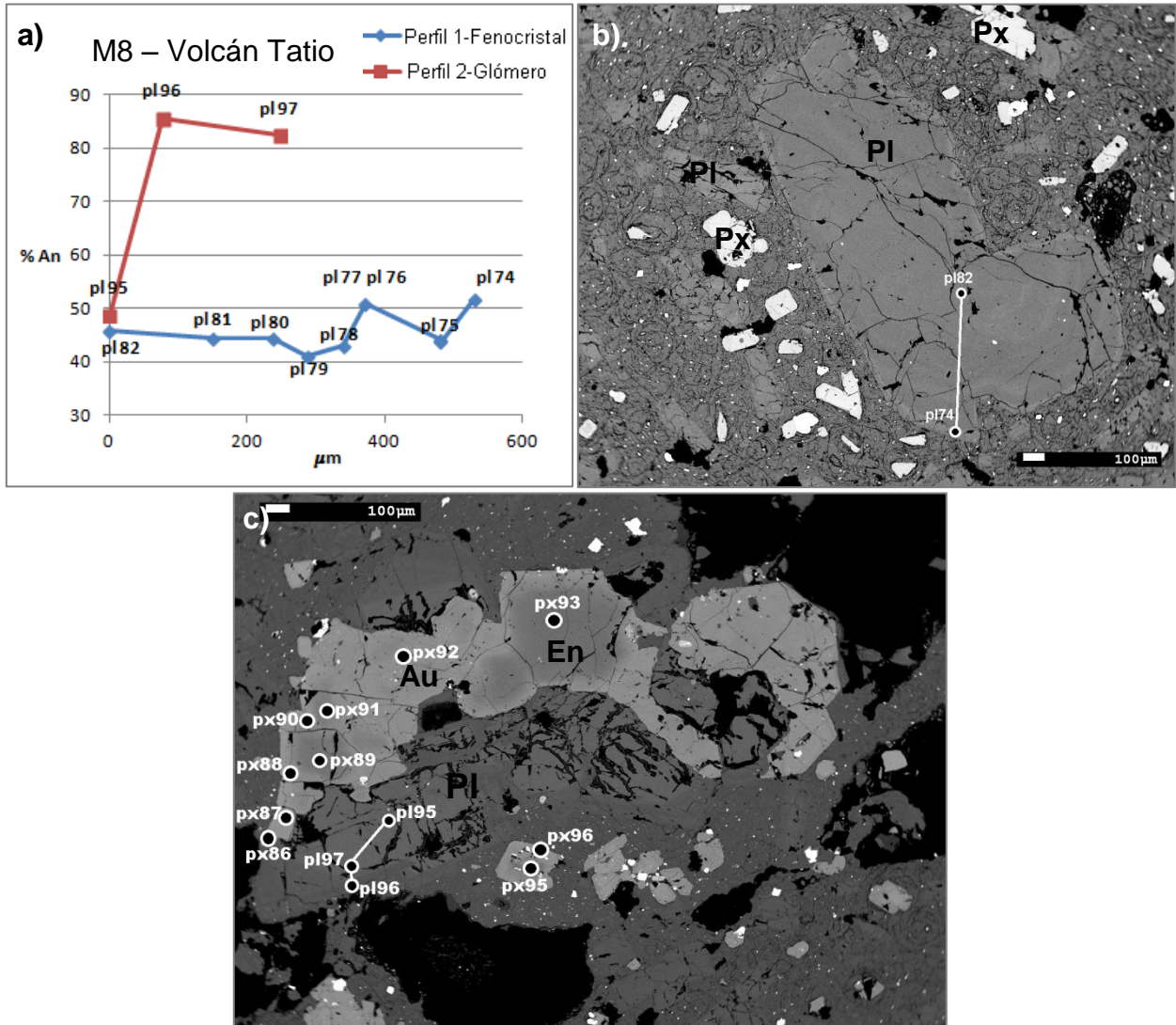


Figura 31. a) Gráfico %An versus μm desde núcleo a borde de cristales zonados de plagioclasa. b) y c) Imagen BSE de cristal de plagioclasa analizado, correspondiente al perfil 1 y perfil 2, respectivamente, del gráfico en a). En blanco, puntos analizados en microsonda.

Otro fenocristal predominante corresponde al ortopiroxeno, que exhibe comúnmente un hábito prismático alargado y ortogonal corto, de excelente

estructuralidad e integridad. Presenta inclusiones de minerales opacos. En ocasiones, se observa textura poikilítica incluyendo chadacristales de plagioclasas, figura 33c.

El clinopiroxeno (0,2-0,3 mm y hasta de 1 mm en glómeros) se presenta en cristales prismáticos alargados y basales. No presenta pleocroísmo. Posee buena estructuralidad e integridad. En ocasiones, se observan cristales con macla Carlsbad y polisintética. También se observa, menos frecuente, bordes de reacción reemplazados por ortopiroxeno.

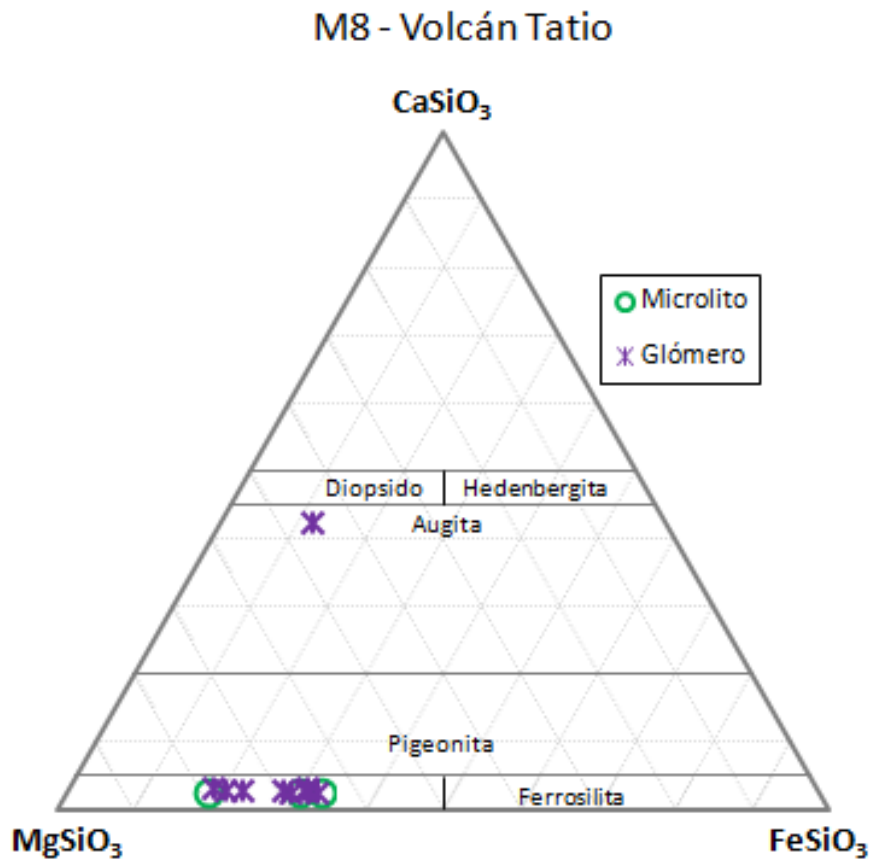


Figura 32. Diagrama ternario de clasificación de piroxenos, en Volcán Tatio, de acuerdo a los parámetros propuestos por Morimoto *et al.* (1988).

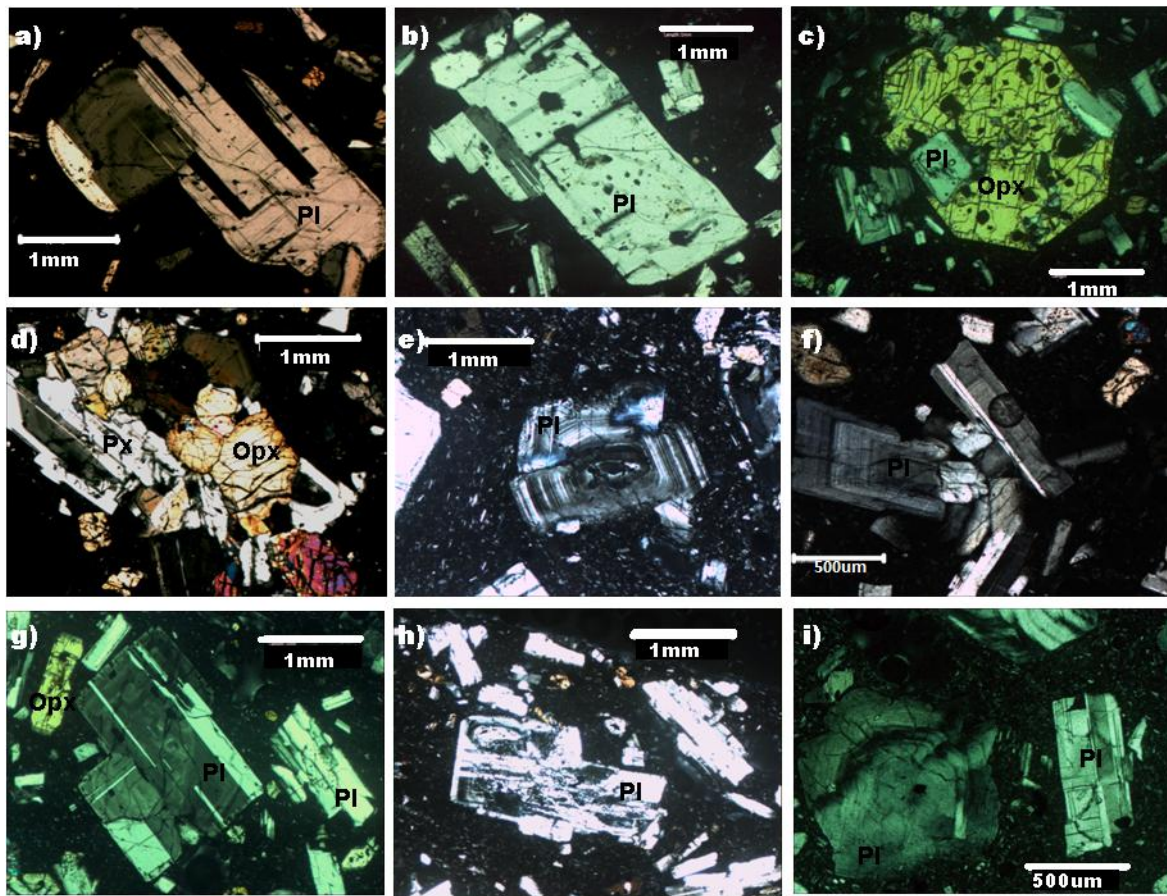


Figura 33. Características petrográficas de la Andesita de Piroxeno del Volcán Tatio. Microfotografías a nícoles cruzados de las muestras M8, 16a y M16a correspondientes a Volcán Tatio. a) Macla polisintética en plagioclasa, muestra M8. b) Oquedades en fenocristal de plagioclasa, muestra M8. c) Textura poikilítica en fenocristales de ortopiroxeno, con chadacristales de plagioclasas, muestra 16a. d) Textura glómero - porfírica en cristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno, muestra M8. e) Zonación oscilatoria en fenocristal de plagioclasa, muestra M8. f) *Clot* de plagioclasas zonadas oscilatoriamente, muestra M8. g) Textura a parches en fenocristal de plagioclasa (central), muestra M16a. h) Superficie de corrosión en plagioclasa, muestra M8. i) Zonación oscilatoria en plagioclasa con bordes reabsorbidos (izquierda), muestra 16a.

La composición de los piroxenos en Volcán Tatio varía de clinopiroxenos de tipo augita, a ortopiroxenos de tipo enstatita. Los rangos composicionales se encuentran entre $En_{46-78}Fs_{11-33}Wo_{2-42}$. Los datos se encuentran agrupados en el diagrama ternario de la figura 32. No se observan mayores variaciones de composición entre microlitos y cristales en glómeros, agrupándose ambos en el campo de ortopiroxenos, a excepción de una medición, px92, que corresponde al núcleo de un cristal en el glómero, el cual se encuentra en el campo de clinopiroxenos. El #Mg en los piroxenos de Volcán Tatio varía de 0,67 a 0,81.

La masa fundamental se compone predominantemente de vidrio, además de microlitos de plagioclasas y, menor proporción, de minerales opacos. Estos le confieren una textura intersertal a vitrofírica, además de vesicular.

RIOLITA DE HORNBLENDA Y BIOTITA DE CERRO LA TORTA

La roca se compone por cinco fenocristales mayoritarios; plagioclasas (~13-21%), hornblendas (~4-7%), biotitas (~4-7%), piroxenos (~1-3%), y escasos cristales (¿xenocristales?) de cuarzo. Además, se distingue una masa fundamental de color negro, con escasa presencia de microcristales. También es posible observar textura glómero - porfírica que abarca plagioclasas, biotitas y hornblendas, en glómeros de 2 a 3mm. Según el conteo modal y lo observado en microscopio óptico, esta roca clasifica como una Riolita de Hornblenda y Biotita.

La plagioclasa corresponde al fenocristal más abundante. Es posible distinguir dos familias; una de grano grueso (6-8 mm) y otra tamaño medio (2-4mm). En ambas, los cristales son prismático tabulares, con caras euhedrales, y de excelente estructuralidad e integridad. En la mayoría se observa macla Carlsbad y polisintética. En ocasiones, se encuentran zonados oscilatoriamente, figura 41e-41i. Algunos de ellos se conservan fracturados, mientras que otros con evidencia de reabsorción. El 90% presenta textura *sieve* en bordes con secciones rectangulares de reabsorción rellenas de fundido orientadas según el clivaje. También exhibe inclusiones fundidas, de circón y minerales opacos.

La composición de las plagioclasas en Cerro La Torta se presenta muy homogénea, variando de andesina a labradorita, con un rango composicional de An₄₂₋₅₆ Ab₄₂₋₅₅ Or₂₋₃ (figura 34). Los microlitos se encuentran levemente enriquecidos en An, tanto en núcleo como en el borde, con respecto a los fenocristales.

Los perfiles composicionales de %An desde núcleo al borde se muestran en la figura 36. Estos se realizaron en dos fenocristales y un microfenocristal. No es difícil notar el carácter oscilatorio de los tres cristales, sin un patrón definido. La magnitud de las variaciones no sobrepasa el 25 % de An.

La hornblenda se presenta en cristales de hábito prismático alargado y basal, con tamaños de 2 a 6 mm. Generalmente, exhibe color pardo, aunque se observa la presencia de cristales rojo-anaranjados. Presenta pleocroísmo café a café oscuro y en

ocasiones más verdoso (figuras 37a, 39a y 41a). Su estructuralidad es buena, sin embargo posee baja integridad. En ocasiones se observan inclusiones opacas y de plagioclasas. El 90% presenta bordes opacíticos y de reacción resultando en pseudomorfos de hornblenda y corona de ortopiroxeno, respectivamente.

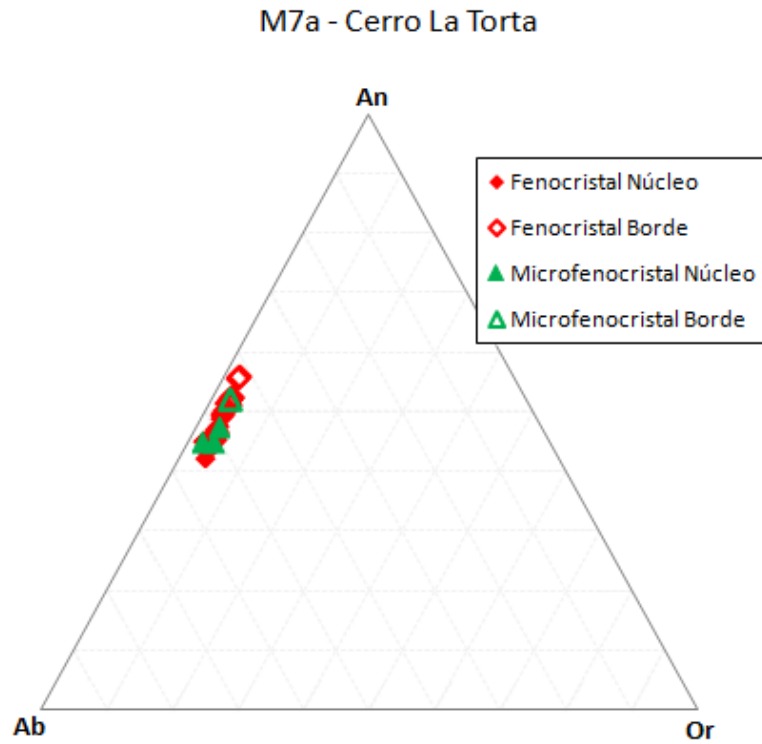


Figura 34. Diagrama ternario de clasificación para feldspatos, en Cerro La Torta propuesto por Deer *et al.* (1963). Composición en moles por ciento.

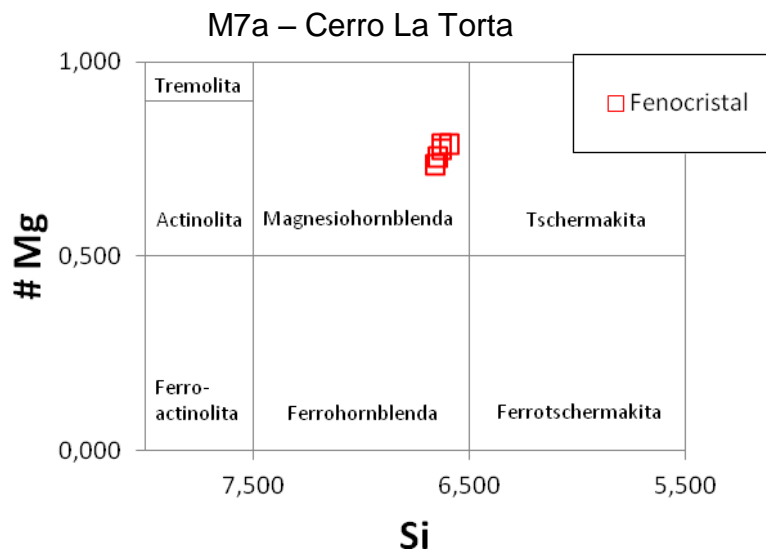


Figura 35. Diagrama de clasificación de anfíbulas cálcicas, en Cerro La Torta, con ${}^B\text{Ca} \geq 1,5$; ${}^A(\text{Na}+\text{K}) \geq 0,5$ y $\text{Ti} < 0,5$, propuesto por Leake (1997).

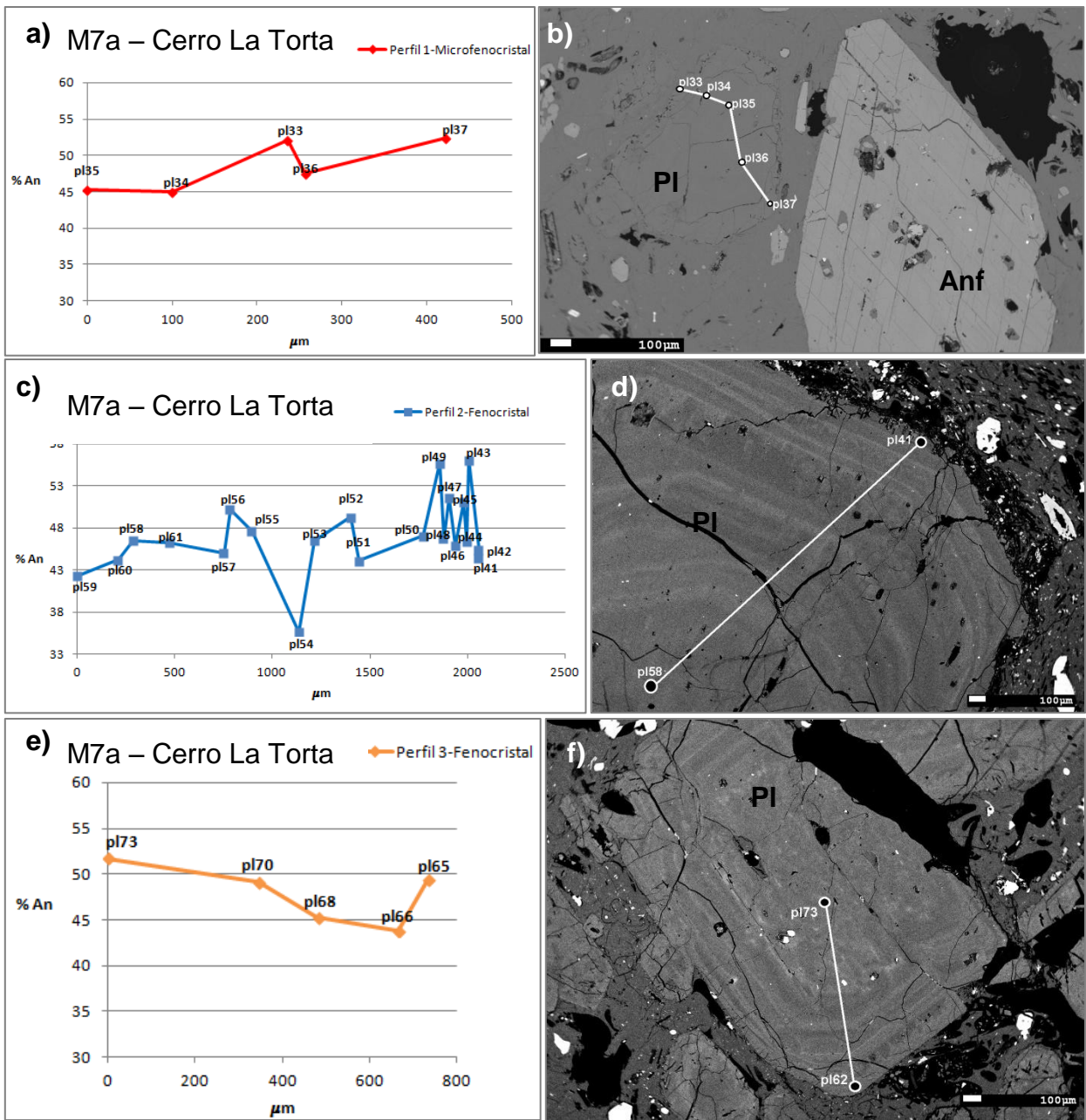


Figura 36. a), c) y e) Gráfico %An versus μm desde núcleo a borde de cristales zonados de plagioclasa. b), d) y f) Imagen BSE de cristales analizados de plagioclasas correspondiente a los perfiles composicionales 1, 2 y 3, de los gráficos a), b) y c), respectivamente. En blanco, los puntos analizados en microsonda.

Se clasificaron los datos obtenidos en microsonda sobre anfíbolos en el diagrama para anfíbolos cálcicos (${}^B\text{Ca} \geq 1,5$; ${}^A(\text{Na}+\text{K}) \geq 0,5$ y $\text{Ti} < 0,5$) propuesto por Leake

et al. (1997), utilizando los parámetros $\#Mg = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ (número magnésico) versus el contenido de Si estructural, figura 35. Allí se observa que la totalidad de mediciones caen en el campo de las $^B Ca$ que varían de 1,750 a 1,863. Todas las muestras se agrupan en el campo de la especie magnesiohornblenda, con valores de $\#Mg$ de 0,733 a 0,789, y valores de Si de 6,591 a 6,657 a.p.f.u. Los fenocristales analizados se presentan en las figuras 37 y 39.

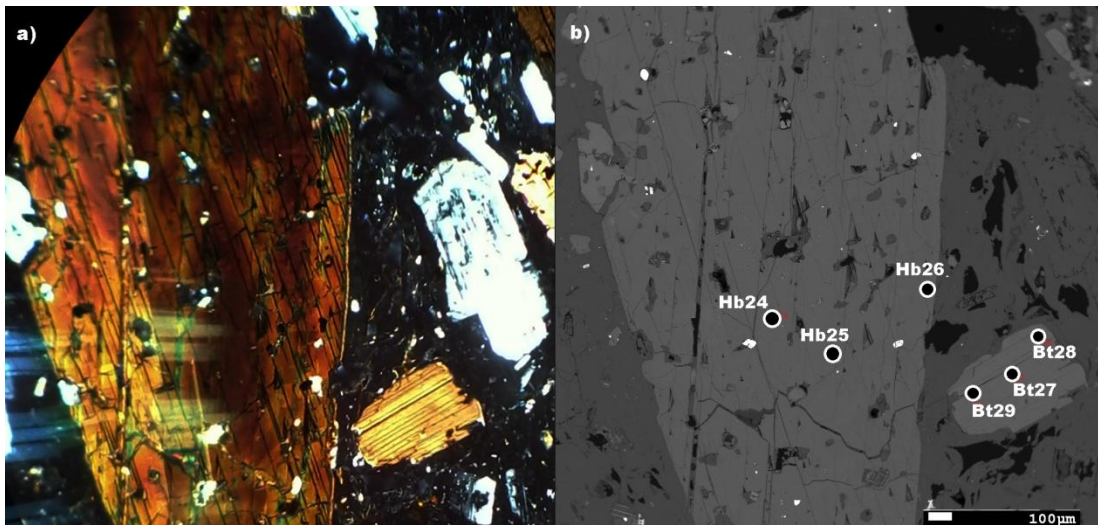


Figura 37. a) Microfotografía a nícoles cruzado de fenocristal de anfíbola, plagioclasa y biotita. b) Imagen BSE correspondiente a lo observado en a). En blanco, los puntos analizados en microsonda.

La biotita se presenta en cristales tabulares elongados (1-4 mm), de integridad buena a regular, y de color café, aunque en ocasiones se presenta más rojiza. La mayoría se observa con bordes de reacción o reabsorción.

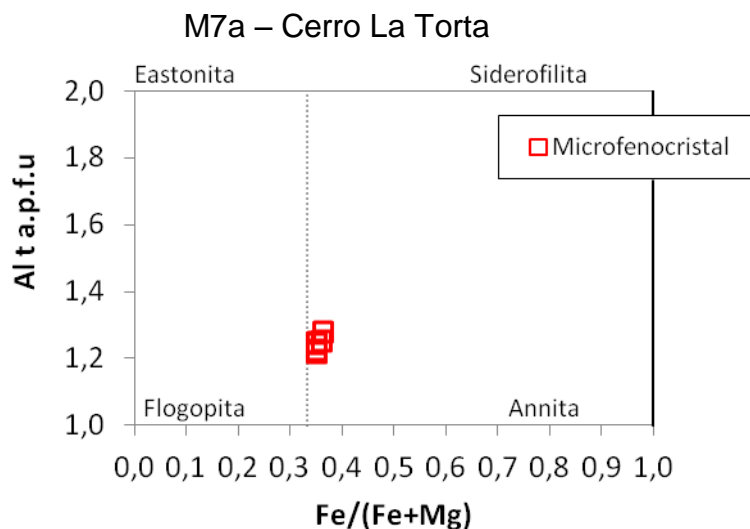


Figura 38. Variación composicional de las biotitas, en Cerro La Torta, según los parámetros propuestos por Deer et al. (1992).

Los microfenocristales medidos por análisis de microsonda se encuentran clasificados según Deer *et al* (1992) en la figura 38. Estos muestran composiciones de tipo annita para la totalidad de las mediciones, mostrando poca variación entre los datos. El contenido de Al_t varía de 1,218 a 1,280 a.p.f.u. mientras que para el $Fe/(Fe+Mg)$ es de 0,349 a 0,361.

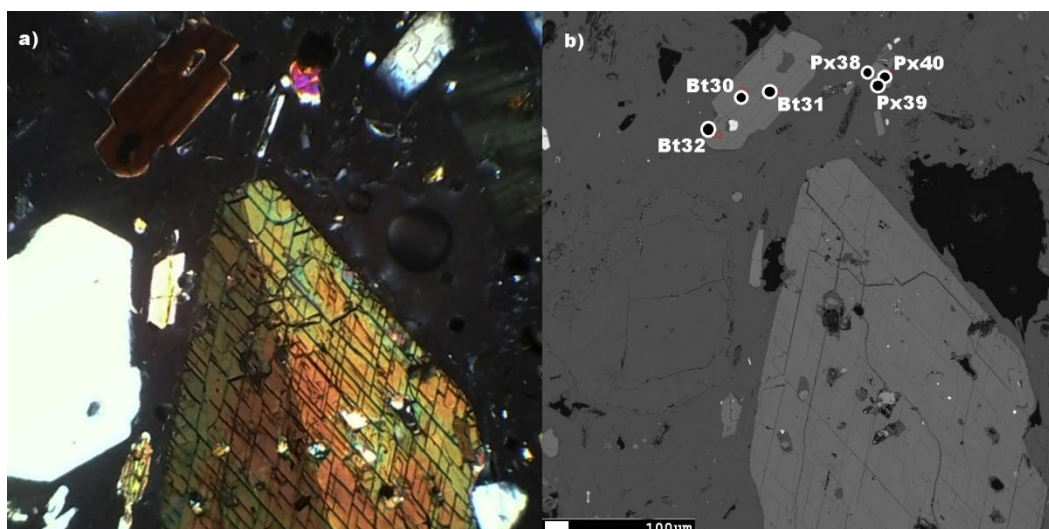


Figura 39. a) Microfotografía a nícoles cruzado de fenocristal de anfibola, plagioclasa y biotita. b) Imagen BSE correspondiente a lo observado en a). En blanco, los puntos analizados en microsonda.

El piroxeno es escaso y pequeño (0,8-1 mm), con cristales prismáticos ortogonales, y de excelente estructuralidad e integridad. Puede presentar inclusiones opacas.

Los microlitos de piroxeno en Cerro La Torta son de carácter enstatita, y sus composiciones varían de En ₆₁₋₆₄ Fs ₃₄₋₃₇ Wo ₁₋₂. Éstos se presentan en el diagrama ternario de la figura 40.

La fase mineral más escasa corresponde al cuarzo (1-3 mm). Exhibe cristales anhedrales subredondeados, con textura de reabsorción (embahiamientos) y fracturados.

La masa fundamental es predominantemente vitrofírica, con escasos microcristales. Sin embargo, en ocasiones se puede ver la presencia de vesículas aplastadas y evidencias de flujo alrededor de los fenocristales.

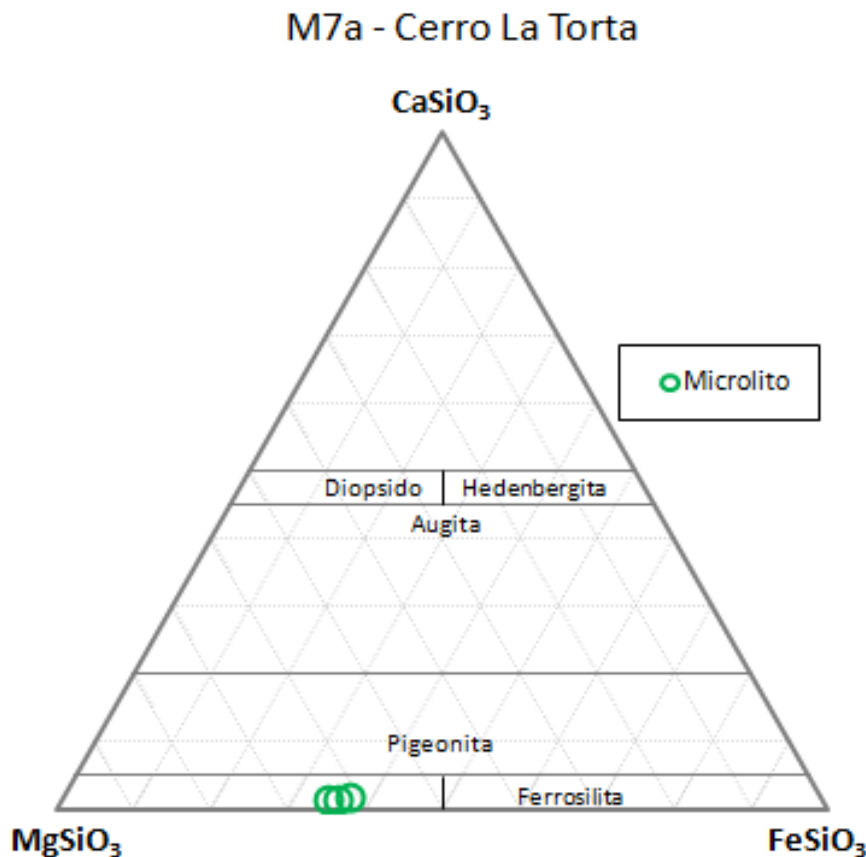


Figura 40. Diagrama ternario de clasificación de piroxenos, en Cerro La Torta, de acuerdo a los parámetros propuestos por Morimoto *et al.* (1988).

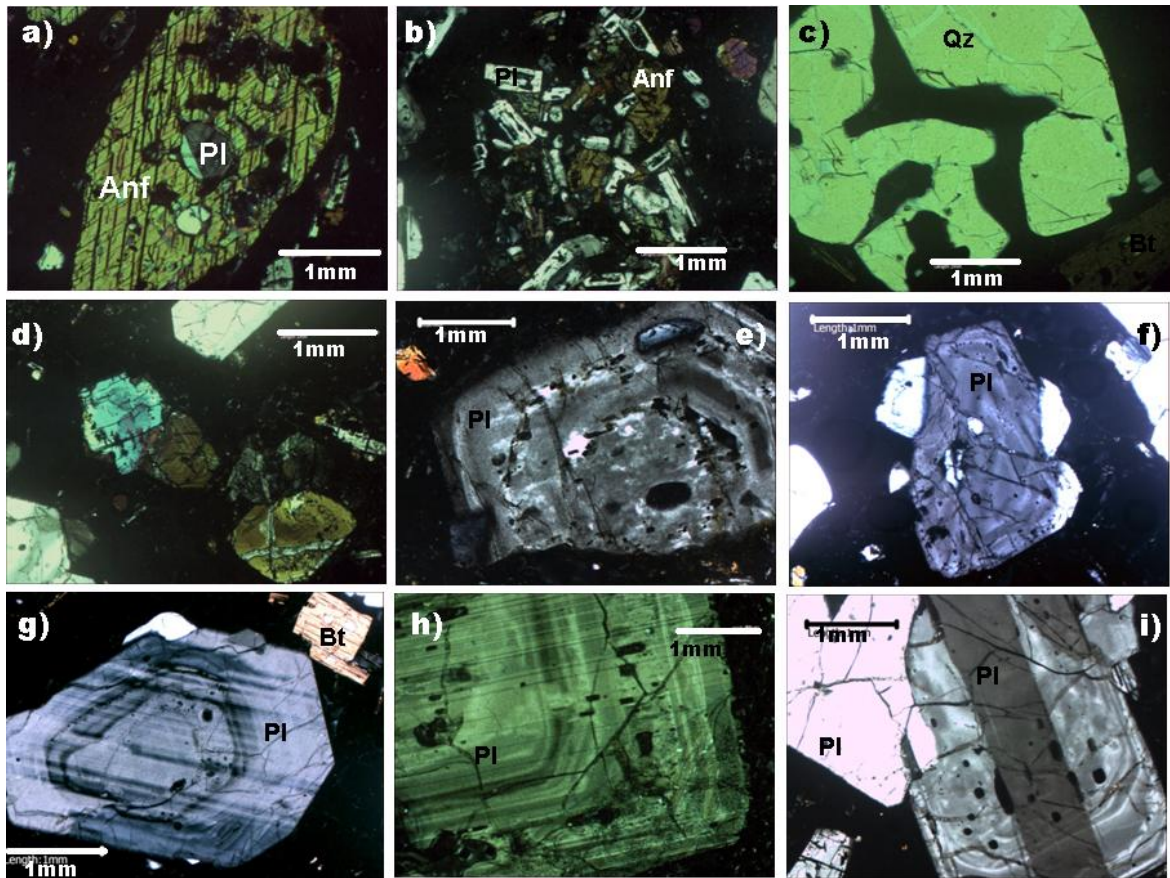


Figura 41. Características petrográficas de la Riolita de Hornblenda y Biotita de Cerro La Quebrada. Microfotografías a nícoles cruzados de las muestras M6 y M7. a) Textura poikilitica en anfíbola con chadacristales de plagioclasa y oquedades, muestra 7a. b) Textura glómero – porfírica de anfíbolos, plagioclasas, ortopiroxenos y biotitas, muestra 7a. c) Embahiamientos en bordes de cristal de cuarzo subredondeado, muestra 6. d) *Clot* de ortopiroxenos y clinopiroxenos, muestra 7a. e) Plagioclasa con bandas de textura *sieve* y zonación oscilatoria, muestra 7a. f) Fenocristal de plagioclasa fracturado con zonación oscilatoria hacia los bordes, muestra 7a. g) Zonación oscilatoria en fenocristal de plagioclasa, muestra 6. h) Textura a parches en núcleo de plagioclasa con zonación oscilatoria hacia los bordes, muestra 7a. i) Textura a parches en núcleo de plagioclasa con zonación oscilatoria hacia los bordes, muestra 7a.

Finalmente, se presenta un resumen con la mineralogía y la química mineral observada tanto en fenocristales (probables xenocristales), microfenocristales y masa fundamental (tabla 5).

Centro	SiO ₂ %	Litología	IF (%)	Pl		Px			Anf		Bt		Ol	Ox Fe-Ti
				Fx	MF	Fx	Mx	MF	Fx	Mx	Fx	Mx	Fx	MF
Cerro Volcán	59,9	Andesita Porfírica de Hornblenda	22,4	An ₄₅₋₅₅	An ₄₅₋₆₅	En ₇₂₋₇₇ Wo ₂₋₃ Fs ₂₀₋₂₆	En ₄₇₋₄₉ Wo ₄₀₋₄₃ Fs ₁₀₋₁₃			Mg-Hb	ann			il ₇₁₋₈₀ / mt ₆₂
Cerro La Quebrada	58,5	Andesita Porfírica de Piroxeno	21,1	An ₄₃₋₇₂	An ₆₈₋₇₂		En ₆₃₋₇₄ Wo ₃₋₄ Fs ₂₂₋₃₄						Fo ₈₀₋₈₉	mt ₆₀
Volcán Tatio	61-62	Andesita Porfírica de Piroxeno	48,3	An ₄₂₋₈₆		En ₆₆₋₇₈ Wo ₂₋₃ Fs ₁₉₋₃₁ / En ₄₆ Wo ₄₂ Fs ₁₂		En ₆₅₋₇₉ Wo ₂₋₃ Fs ₁₈₋₃₃						
Cerro La Torta	70	Dacita Porfírica de Hornblenda y Biotita	39	An ₄₂₋₅₂	An ₄₈₋₅₆		En ₆₁₋₆₄ Wo ₁₋₂ Fs ₃₄₋₃₇		Mg-Hb		ann			

Tabla 5. Cuadro resumen de mineralogía y química mineral. Abreviados; IF: índice de fenocristales; Pl: plagioclasa; Px: piroxeno; Anf: Anfíbola; Bt: biotita; Ol: olivino; Ox: óxido; Fx: fenocristal; Mx: microfenocristal; MF: masa fundamental; An: anortita; En: enstatita; Wo: wollastonita; Fs: ferrosilita; Mg-Hb: magnesiohornblenda; ann: annita; Fo: forsterita; il: ilmenita; mt: magnetita.

CAPÍTULO 6. GEOQUÍMICA

Los datos de química total de rocas de los cuatro centros en cuestión se graficaron según elementos mayores, menores y traza en los distintos diagramas de clasificación y variación, lo que permite inferir series evolutivas, composición magmática, ambientes de formación, etc. En la tabla 6 se presentan los datos de elementos mayores en % en peso de óxidos, y de elementos menores y traza en ppm. En el Anexo D se encuentran los valores del control de calidad, límite de detección y estándares usados en el análisis.

Centro	Cerro La Quebrada	Cerro La Torta	Volcán Tatío	Cerro Volcán	Volcán Tatío	Centro	Cerro La Quebrada	Cerro La Torta	Volcán Tatío	Cerro Volcán	Volcán Tatío	Centro	Cerro La Quebrada	Cerro La Torta	Volcán Tatío	Cerro Volcán	Volcán Tatío
%wt						ppm						ppm					
SiO ₂	58,54	70,00	61,08	59,94	62,64	Sc	24,0	5,0	13,0	16,0	14,0	La	22,7	38,2	125,0	32,5	22,3
Al ₂ O ₃	14,92	13,78	16,73	16,25	16,84	Be	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	Ce	44,1	67,4	280,0	61,8	43,0
Fe ₂ O ₃	7,20	2,42	4,98	5,89	4,90	V	180,0	60,0	133,0	152,0	132,0	Pr	5,2	7,0	35,0	7,3	5,2
MnO	0,11	0,05	0,07	0,09	0,07	Ba	432,0	730,0	790,0	698,0	797,0	Nd	20,3	22,4	131,0	26,9	20,3
MgO	6,00	1,01	2,54	3,59	2,56	Sr	317,0	293,0	581,0	390,0	570,0	Sm	4,0	3,3	21,7	5,0	3,8
CaO	6,87	2,59	5,03	5,28	5,23	Y	18,0	13,0	21,0	19,0	16,0	Eu	1,0	0,7	5,4	1,1	0,9
Na ₂ O	2,51	3,20	3,39	2,80	3,46	Zr	99,0	105,0	138,0	134,0	123,0	Gd	3,6	2,3	12,4	4,1	3,3
K ₂ O	2,00	4,04	2,52	2,60	2,59	Cr	420,0	<20	50,0	130,0	40,0	Tb	0,6	0,3	1,4	0,7	0,5
TiO ₂	0,70	0,39	0,65	0,75	0,65	Co	24,0	4,0	10,0	12,0	10,0	Dy	3,4	1,9	6,1	3,5	2,9
P ₂ O ₅	0,13	0,08	0,20	0,15	0,18	Ni	30	<20	<20	<20	<20	Ho	0,7	0,4	0,9	0,7	0,6
LOI	0,94	1,32	1,31	1,91	1,25	Cu	10,0	<10	<10	10,0	<10	Er	1,9	1,0	2,3	1,9	1,7
Total	99,92	98,88	98,51	99,24	100,40	Zn	90,0	40,0	80,0	100,0	80,0	Tm	0,3	0,1	0,3	0,3	0,3
						Ga	18,0	17,0	21,0	19,0	19,0	Yb	2,0	1,0	2,0	1,9	1,6
						Ge	2,0	1,0	1,0	1,0	1,0	Lu	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3
						As	<5,0	13,0	<5,0	<5,0	<5,0	Hf	2,9	2,5	4,1	3,6	3,4
						Rb	83,0	188,0	73,0	102,0	71,0	Ta	0,5	1,2	0,6	0,9	0,3
						Nb	7,0	6,0	9,0	8,0	6,0	W	1,0	<1	<1	<1	1
						Mo	<2	3,00	<2	2	<2	Tl	0,3	0,8	0,4	0,6	0,3
						Ag	<0,5	<0,5	0,7	0,6	0,7	Pb	12,0	26,0	15,0	17,0	15,0
						In	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	Bi	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
						Sn	2,0	2,0	2,0	2,0	1,0	Th	10,1	28,0	57,0	14,2	8,1
						Sb	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	U	3,0	9,6	2,4	4,0	1,9
						Cs	3,9	11,0	2,2	5,4	2,1						

Tabla 6. Geoquímica total de rocas. Elementos mayores en % en peso, elementos traza en ppm. . Abreviaturas: wt: weight (peso de la muestra); LOI: lost on ignition (pérdida por calcinación).

ELEMENTOS MAYORES

6.1.1 DIAGRAMA TAS

El diagrama de álcalis - sílice total es uno de los esquemas de clasificación disponibles más útiles para rocas volcánicas. Los datos químicos, suma de los contenidos de Na_2O y K_2O (*total álcalis* TA) y contenido de SiO_2 (*Silica* S), son tomados directamente desde un análisis de roca total como porcentaje en peso de óxidos y graficados, sobre base anhidra. El diagrama TAS divide las rocas en ultrabásicas, básicas, intermedias y ácidas sobre la base de su contenido en sílice. Cabe mencionar que el diagrama no debe ser usado con rocas volcánicas meteorizadas, alteradas o metamorfizadas, ya que el álcalis probablemente ha sido movilizado.

Dado que las muestras obtenidas en los distintos centros volcánicos presentan muy baja alteración y meteorización, se han clasificado de acuerdo a este diagrama, como se presenta en la figura 42. Del total de muestras, se observa que hay tres grupos; Andesitas, Dacitas y Riolitas. Existen dos muestras en el campo de las Andesitas; M1 y M13, correspondientes al Cerro La Quebrada y Cerro Volcán, respectivamente. Además, existen dos muestras, ambas pertenecientes al Volcán Tatio, en el límite de los campos Andesita y Dacita, que según la petrografía, clasifican como Andesitas. Finalmente, se encuentra una muestra, M5, perteneciente al Cerro La Torta en el Campo de Riolitas. La totalidad de las muestras pertenecen a la serie subalcalina, por lo que además, se sometieron a la clasificación en el diagrama AFM.

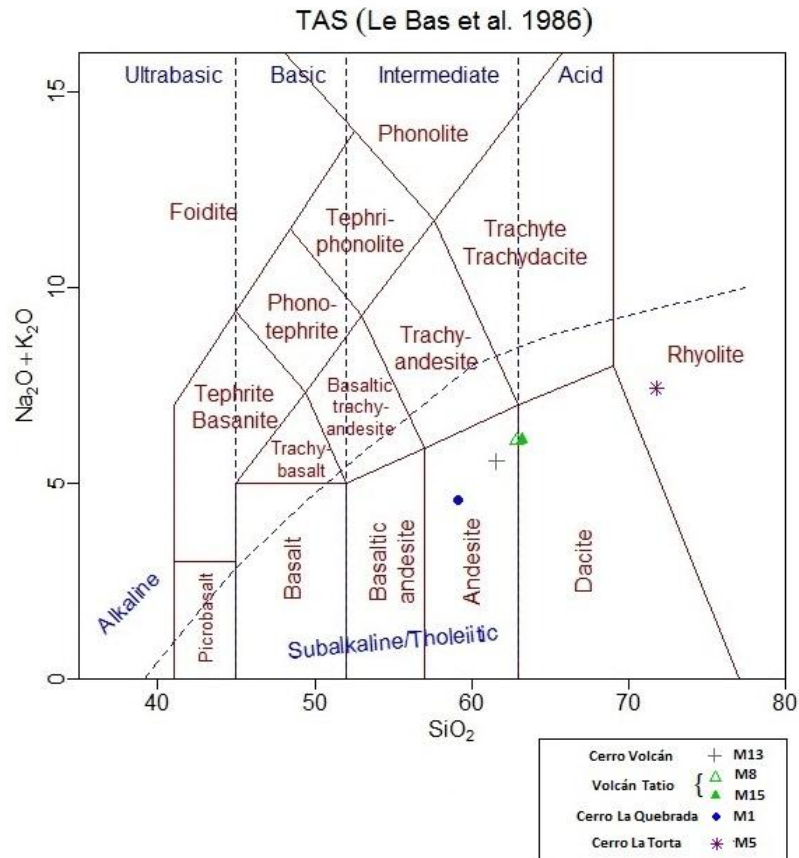


Figura 42. Diagrama de clasificación TAS para rocas extrusivas, propuesto por Le Bas *et al.* (1986).

6.1.2 DIAGRAMA AFM

El diagrama AFM es comúnmente usado para distinguir entre las series toleítica y calco-alkalina dentro de la serie magmática subalkalina. Este diagrama clasifica las rocas según la composición de álcalis, óxidos de Fe ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) y MgO .

Como se mencionó en el punto anterior, las muestras analizadas caen en la serie magmática subalkalina, por lo que fueron sometidas a este diagrama. Se observa, en la figura 43, que la totalidad de los análisis pertenecen a la serie calco-alkalina. En general, se observa una marcada tendencia desde rocas con relativa cantidad de álcalis, óxidos de Fe y MgO , hasta rocas más ricas en álcalis y pobres de óxidos de Fe y MgO . Además, éstas se ordenan según la cantidad de Si_2O , siendo mayor en las rocas enriquecidas en álcalis.

AFM plot (Irvine and Baragar 1971)

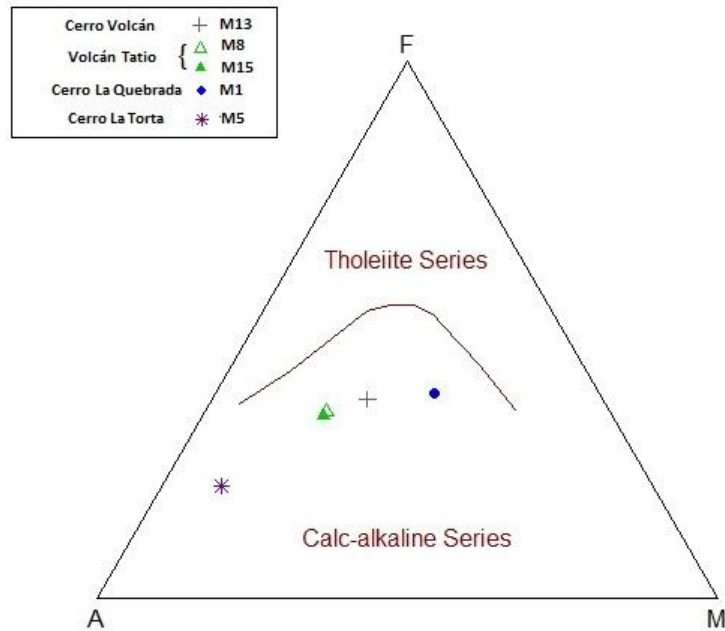


Figura 43. Diagrama de discriminación AFM. Irvine y Baragar, 1971.

6.1.3 DIAGRAMA K₂O

Las rocas volcánicas de la serie subalcalina se pueden subdividir, además, en base de sus concentraciones de K₂O y SiO₂ (Peccerillo y Taylor, 1976). Le Maitre *et al.* (1989) propuso una subdivisión de rocas subalcalinas en: alto K, medio K y bajo K. Estos campos son aproximadamente coincidentes con los definidos por Rickwood (1989) como serie calco-alcalina alta en K, serie calcoalcalina y serie baja en K (toleítica), respectivamente.

Utilizando el diagrama SiO₂ vs K₂O (figura 44), se clasificaron las muestras de los centros volcánicos estudiados. Estas corresponden a la serie calco-alcalina alta en K. Sin embargo, existe una muestra que está en la zona límite entre esta serie y la serie calco-alcalina. Corresponde a una andesita, M1, perteneciente al Cerro La Quebrada.

SiO₂-K₂O plot (Peccerillo and Taylor 1976)

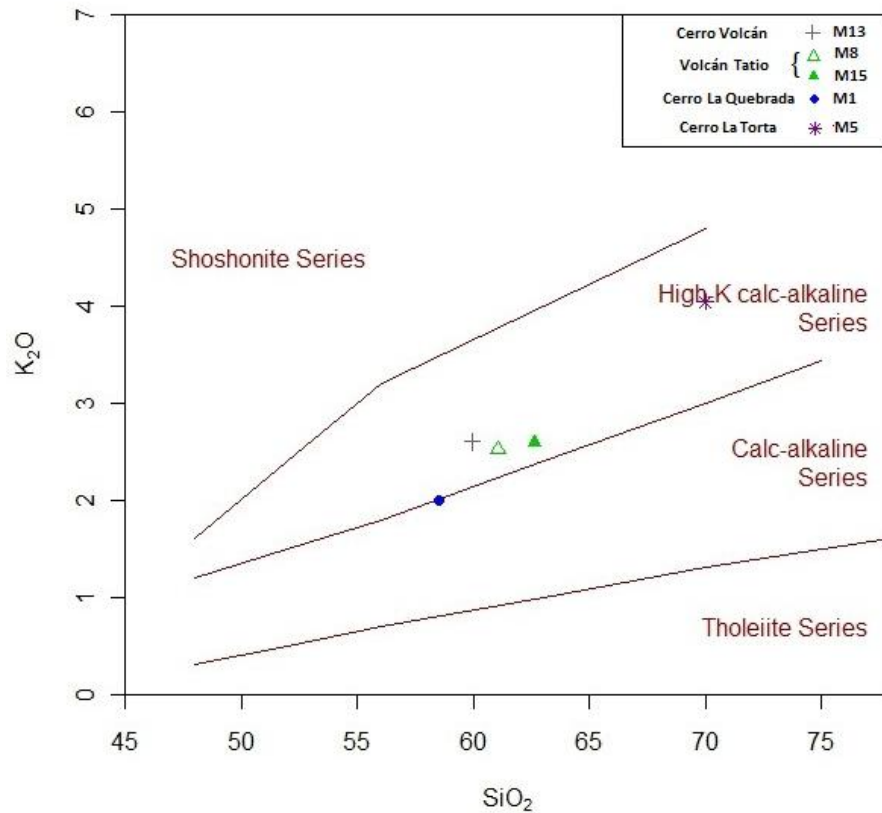


Figura 44. Diagrama SiO₂-K₂O propuesto por Peccerillo y Taylor, 1976.

6.1.4 DIAGRAMAS DE VARIACIÓN (HARKER PARA ELEMENTOS MAYORES)

En la figura 45 se han graficado los contenidos de elementos mayores (Al₂O₃, MgO, CaO, NaO, K₂O, TiO₂, P₂O₅, y FeO_t) versus la cantidad de SiO₂. Se puede observar una correlación negativa entre el MgO, CaO, TiO, y FeO_t y el contenido de SiO₂. La relación es directa entre el contenido de Al₂O₃, NaO, P₂O₅, y K₂O y el SiO₂. Es importante señalar que la muestra M5 de Cerro La Torta no muestra relación con los *trend* anteriormente nombrados para el Al₂O₃, NaO, P₂O₅ y MgO. Esto puede significar una evolución distinta para éste, en relación a los demás centros del estudio.

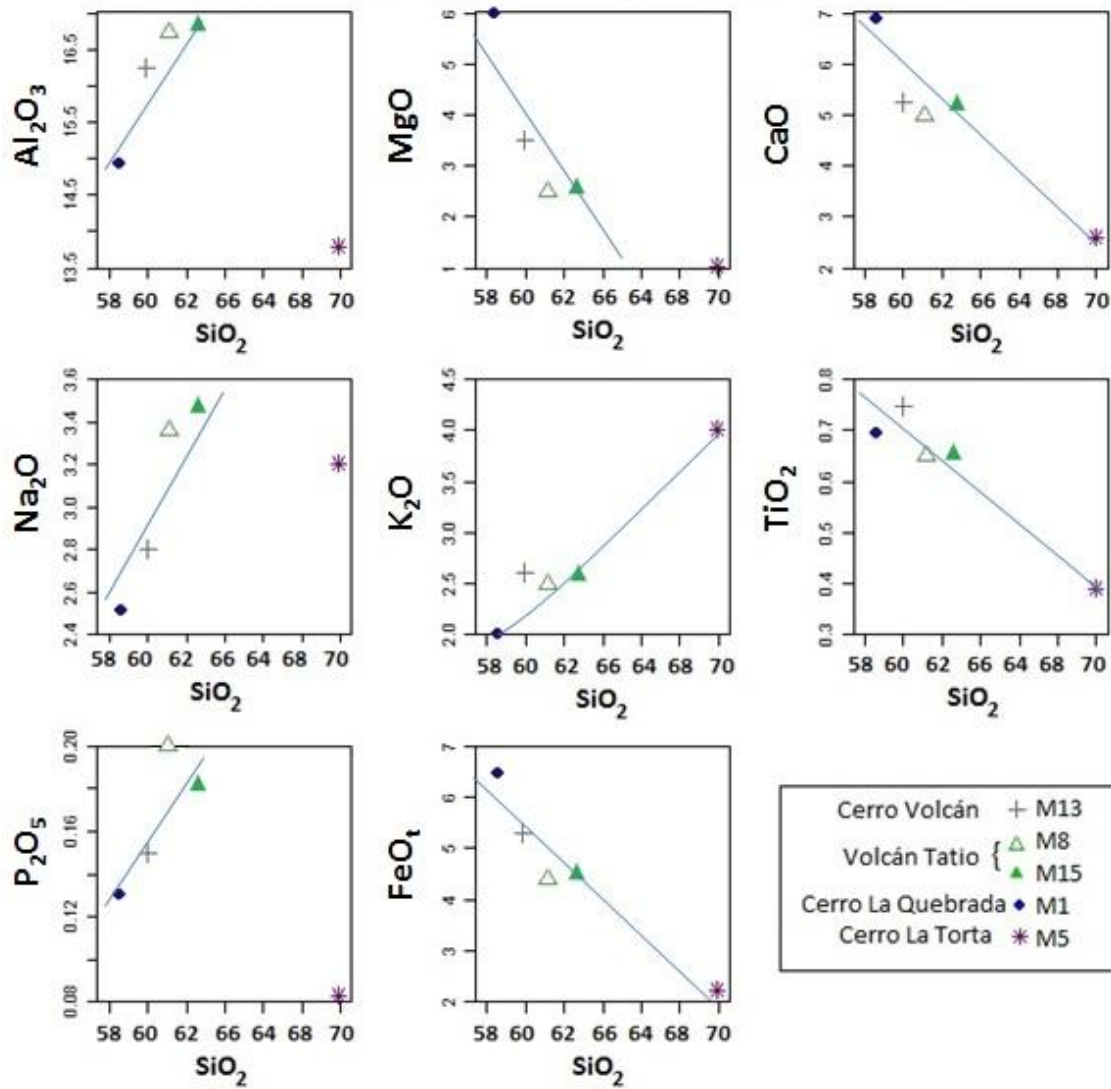


Figura 45. Diagramas de variación para elementos mayores.

ELEMENTOS TRAZA

6.1.5 DIAGRAMAS DE VARIACIÓN (HARKER PARA ELEMENTOS TRAZA)

Se graficaron los valores de elementos traza, Ba, Sr, Y, Zr, Cr, Ni, Rb, La, y Ce, versus la proporción en sílice ver figura 46. Se observa una correlación negativa para el Cr e Y, y positiva de Ba, Sr, Zr, Rb con el contenido de sílice. El Ce y La muestran composiciones relativamente constantes con respecto al %SiO₂. Al igual que en ciertos

elementos mayores, la muestra M5 no muestra consistencia con los *trends* inferidos para el Ba, Zr y Sr.

6.1.6 DIAGRAMA SPIDER DE REE NORMALIZADO A CONDRITO

Los análisis de tierras raras (REE, *Rare Earth Elements*) son normalmente presentados en un diagrama de concentración vs. número atómico en donde las concentraciones son normalizadas a los valores del condrito de referencia, expresado como logaritmo de base 10. Las tendencias en los diagramas de REE son usualmente referidas como “patrón” de REE y la forma de éste posee gran interés petrológico. El patrón de REE de una roca es controlado por la química de REE de la fuente y el equilibrio cristal-fundido que tuvo lugar durante su evolución (Rollinson, 1993).

Se han graficado las 5 muestras en el diagrama de REE normalizado a condrito, como se observa en la figura 47. Se puede ver claramente la diferencia en el patrón que presenta la muestra M8 del Volcán Tatio del resto, mostrando un alto enriquecimiento de LREE con respecto a las HREE, con una gran razón $(La/Yb)_N = 42,1$. El resto de las muestras presentan un enriquecimiento de LREE relativo con respecto a las HREE, un patrón constante para las HREE, razones $(La/Yb)_N = 7,7 - 25,8$ y una leve anomalía negativa de europio ($Eu/Eu^* = 0,72 - 0,81$).

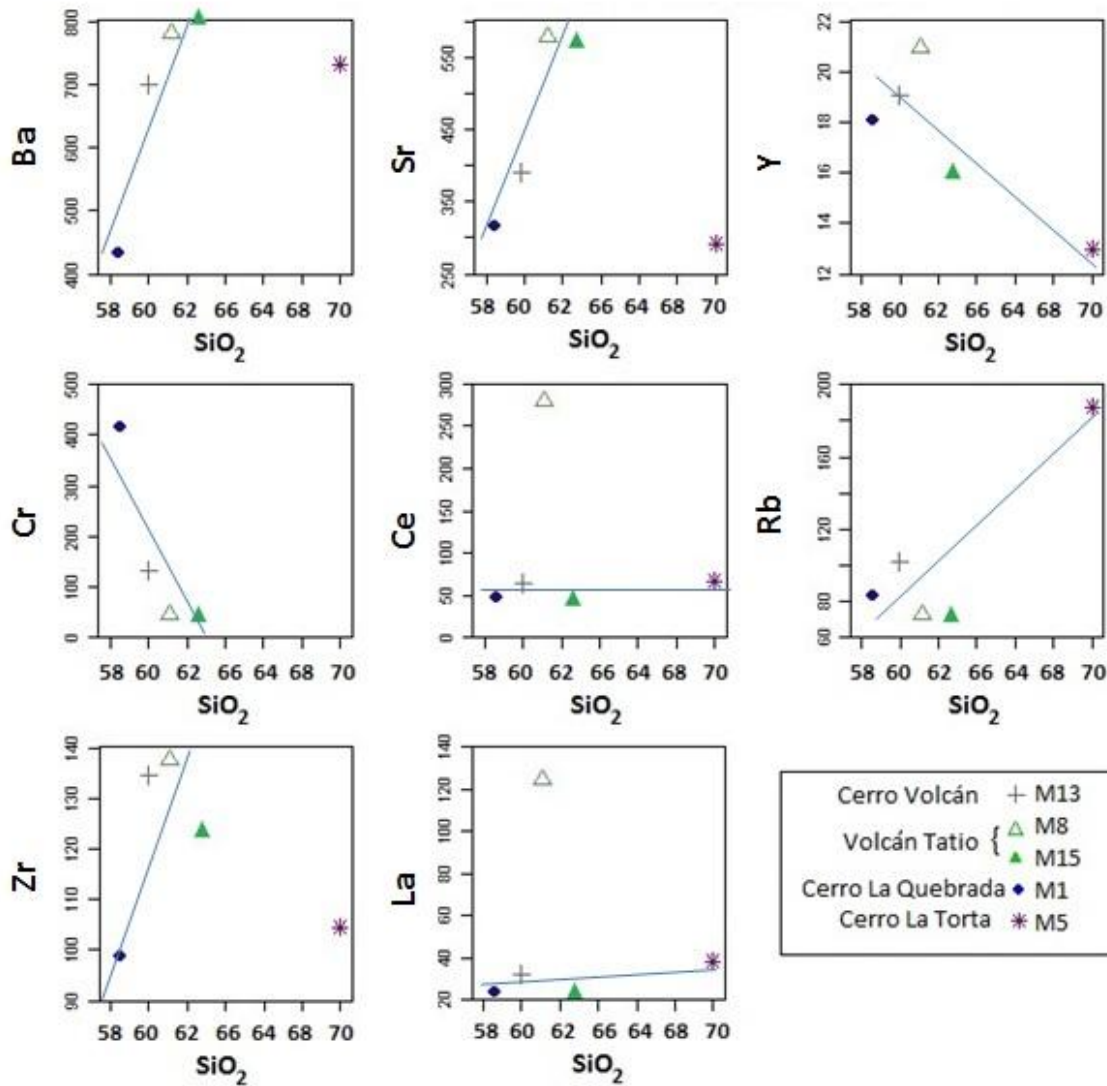


Figura 46. Diagrama de variación para elementos menores y trazas.

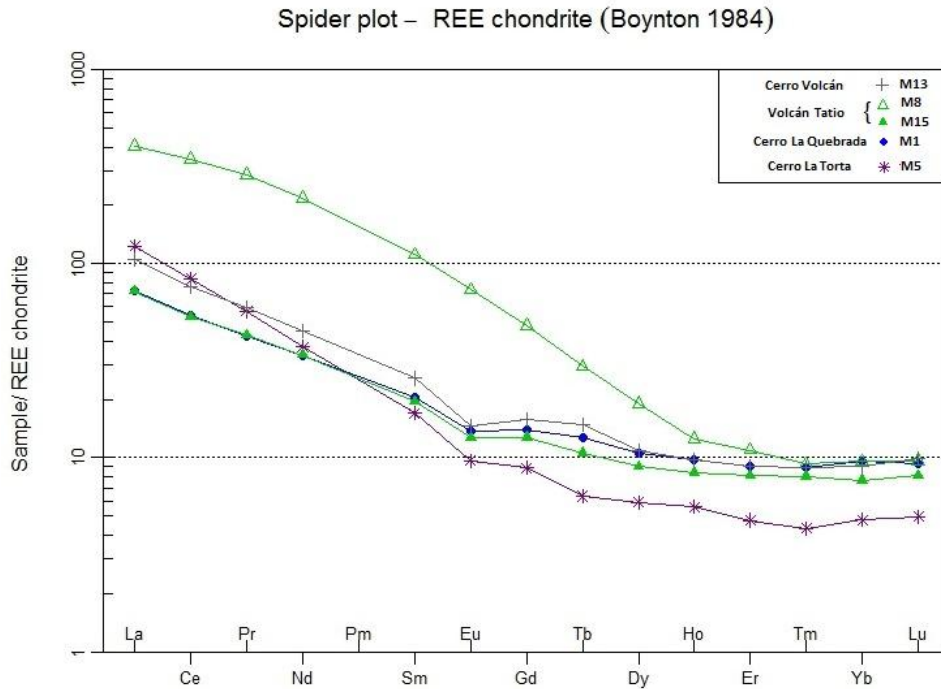


Figura 47. Diagrama spider de REE normalizado a condrito según Boynton, 1984.

Dado que uno de los mayores usos del diagrama normalizado a REE es interpretar la forma y concavidad del patrón obtenido, se realizó, además, un gráfico Dy/Dy^* versus Dy/Yb . En éste, efectivamente se puede realizar una clasificación del patrón por forma, a diferencia del anterior en donde la percepción visual del diagrama normalizado a REE puede resultar muy distorcionada. El gráfico se presenta en la figura 48, y es posible observar que las muestras siguen un *trend*, exceptuando la muestra M8 de Volcán Tatio. Los valores para Dy/Dy^* varían entre 0,58 a 0,44; mientras que para Dy/Yb se mueven entre 1,7 a 1,9. Los valores para la muestra aislada corresponde a 0,62 y 3,1 para Dy/Dy^* y Dy/Yb , respectivamente.

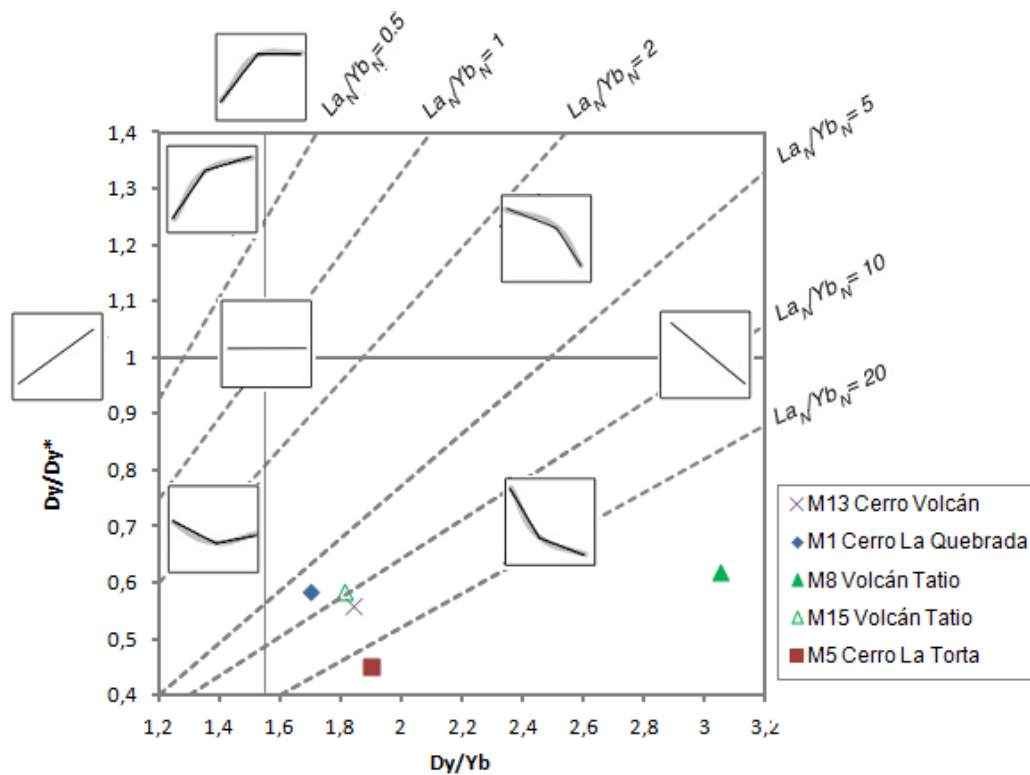


Figura 48. Gráfico Dy/Dy* versus Dy/Yb. Obtenido y modificado de Davidson *et al.*, 2013.

6.1.7 DIAGRAMAS MULTIELEMENTO NORMALIZADOS

Los diagramas multielemento son una extensión de los diagramas de REE, en los que se añaden elementos traza incompatibles a una mineralogía mantélica. Estos elementos pueden ser normalizados a la composición estimada del manto primordial, a la composición de los meteoritos condríticos, o a la composición del MORB. Son muy útiles para exponer, de forma particular, la química de las rocas ígneas.

Para las rocas ígneas es suficiente presentar dos diagramas; uno para comparar la química de las rocas con una fuente mantélica y otro para comparar la química de las rocas con las rocas volcánicas más abundantes (MORB). Es común usar la normalización a MORB cuando se trata de rocas basálticas evolucionadas, andesíticas o rocas corticales, rocas que en general son más probables que su magma parental sea un MORB que un manto primitivo. Además, para tener consistencia con los diagramas de REE, es común utilizar la normalización a condrito. (Rollinson, 1993).

Por lo tanto, las muestras se han presentado en dos gráficos, figuras 49 y 50, normalizados a MORB y condrito, respectivamente. En ambos diagramas, las muestras

exhiben un patrón similar, pero desplazado levemente entre ellas. La excepción la constituye una única muestra, M8 perteneciente al Volcán Tatio, la cual muestra una pendiente similar pero con un mayor enriquecimiento de tierras raras livianas.

En el diagrama normalizado a MORB propuesto por Pearce (1983), se observa un esperado enriquecimiento de LILE con respecto a los HFSE. Sin embargo, en los elementos móviles se observa un empobrecimiento de Sr, mientras que en los elementos menos móviles destaca la anomalía negativa de Nb, P y Ti. Además se observan *peaks* positivos pronunciados de Th, Ce y Sm en M8, y leves en el resto de las muestras (Figura 49).

En el diagrama normalizado a condrito propuesto por Thompson (1982), se observa en la totalidad de las muestras (excepto M8) una anomalía negativa de Ba, Nb, P y Ti, y un leve empobrecimiento de Ta y Sr. La diferencia se marca con los *peaks* positivos que exhibe M8 para el Th, La, Ce, Nd, Sm y Tb (Figura 50).

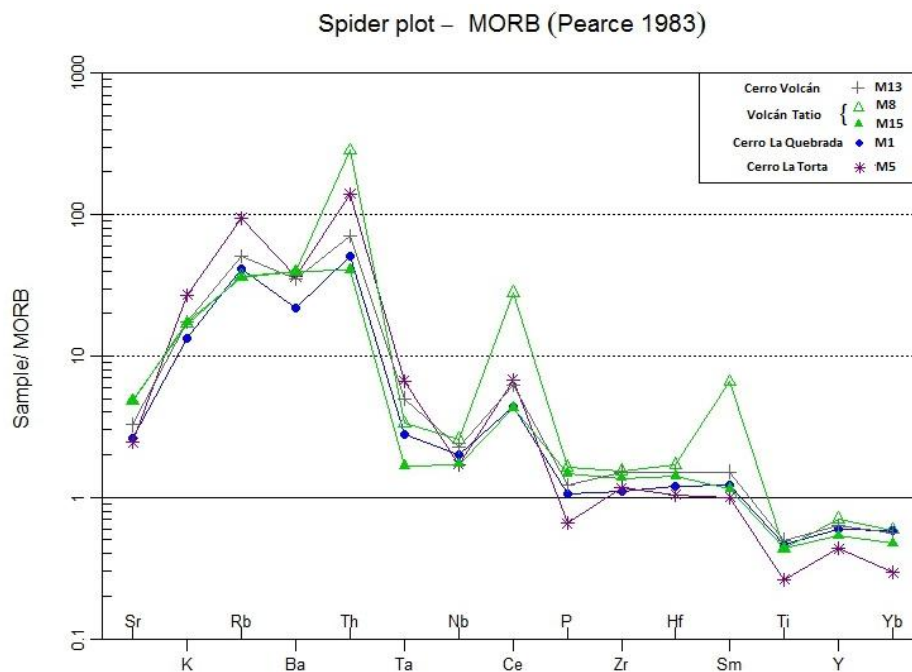
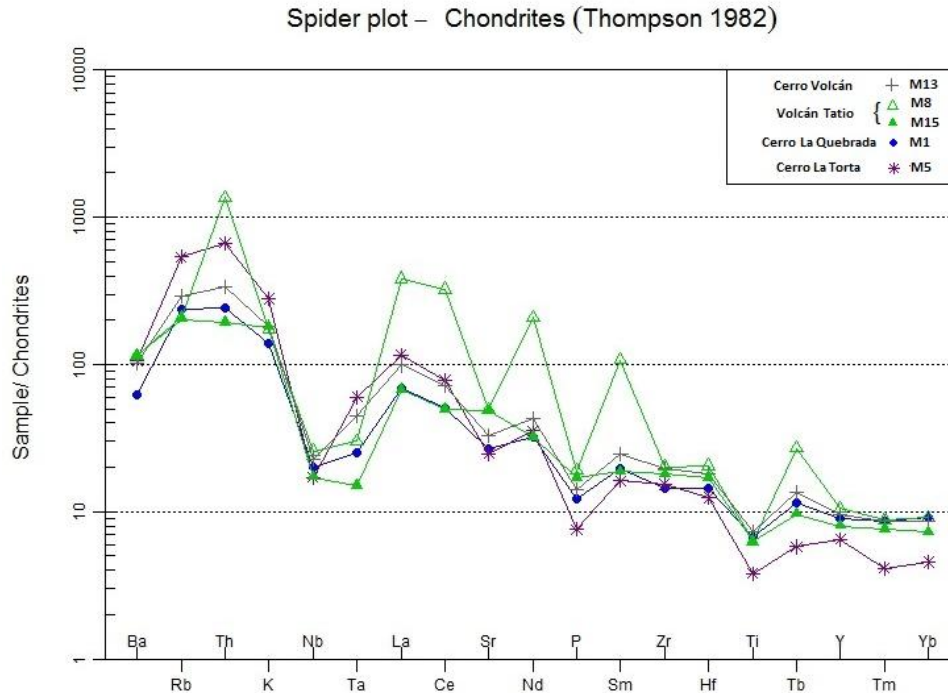


Figura 49. Diagrama multielemento normalizado a MORB (Pearce 1983).



DISCUSIÓN DE RESULTADOS GEOQUÍMICOS

Según los resultados de geoquímica de roca total, las rocas estudiadas corresponden a andesitas y riolitas calcoalcalinas ricas en K, lo que es consistente con lo observado por otros autores en los centros eruptivos correspondientes a la ZVC (Lahsen y Marinovic, 1984; Watt *et al.*, 1999).

La anomalía de Eu, observado en todas las muestras, está relacionada con su alto coeficiente de partición en la plagioclasa lo que implicaría que: (1) hubo remoción de plagioclasas o bien; (2) existió plagioclasa residual en la fuente afectada por fusión parcial. El enriquecimiento de LREE puede significar fraccionamiento de anfíbola, pero no es clara su inferencia observando solamente el patrón de REE. Por otro lado, en el diagrama Dy/Dy* versus Dy/Yb, es posible apreciar el decrecimiento en Dy/Dy*. Los únicos minerales capaces de disminuir considerablemente esta razón son la anfíbola y el clinopiroxeno, aunque se cree que es la anfíbola quien tiene el mayor efecto. Por lo tanto, se infiere una fuente con presencia de anfíbola con \pm clinopiroxeno y libre de granate para los magmas que originaron las muestras que siguen este patrón. La anomalía negativa de Ta y Nb es evidente en los diagramas multielementos, lo que

caracteriza a los reservorios magmáticos en zonas de subducción. El enriquecimiento de elementos móviles (Cs, Rb, K, Ba, Sr, Eu) está controlado por el comportamiento de la fase fluida, mientras que los menos móviles (Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta) estarían controlados por la química de la fuente y los procesos cristal/fundido que toman lugar durante la evolución del magma (Rollinson, 1993). El enriquecimiento de fases fluidas se debería a la contribución de volátiles del *slab* subductado a la cuña mantélica, o bien, a una contribución intra-cortical.

La muestra M8 exhibe patrones similares en elementos mayores, sin embargo, muestra un contenido inusualmente elevado de LREE, lo que podría reflejar errores en el análisis y manejo de la muestra.

La tendencia relativamente alta en HREE con respecto a otros centros de la ZVC y la anomalía negativa de Eu, indica que los magmas que originaron las rocas del estudio provienen de una fuente libre de granate, en donde la plagioclasa juega un rol mayor, con presencia de anfíbola \pm clinopiroxeno como fase residual o fases fraccionadas en la evolución. Esto difiere con la implicancia general, en donde magmas derivados de un arco magmático emplazado sobre una corteza continental engrosada poseen una evolución con fraccionamiento de granate a alta presión o asimilación de rocas corticales con presencia de granate residual. Más aun, se cree que la explicación a estas composiciones y a: (1) altas razones de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ (0,7063-0,7094); (2) bajas razones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,5118-0,5124) con respecto al resto de las lavas recientes de la ZVC; y (3) razones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} >18,70$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} >38,6$ encontrados en volcanes de la cadena San Pedro-Linzor (inmediatamente al noroeste de la zona de estudio), se encuentra en la composición del basamento sobre el cual está emplazado el arco volcánico, correspondiente a una corteza superior Proterozoica sobre una delgada sección de corteza inferior máfica (Godoy *et al.*, 2014). Por lo tanto, no se descarta una evolución de los centros volcánicos del presente estudio caracterizada por procesos AFC (*Assimilation Fractional Crystallization*), en donde el almacenamiento, fraccionamiento, y contaminación de magmas derivados del manto en la corteza superior félsica juegan un rol trascendental en el volcanismo reciente de la zona, como lo propone Godoy *et al.* (2014) para la cadena San Pedro- Linzor.

CAPÍTULO 7. TERMOBAROMETRÍA

La temperatura y presión de cristalización de rocas ígneas ha pasado a ser una variable de gran importancia para entender las condiciones a las cuales se formó una roca. A la fecha, se cuenta con una gran cantidad de herramientas termodinámicas que han permitido inferir condiciones químicas y físicas del magma en los distintos estadios de ascenso desde una posible cámara hasta condiciones atmosféricas. Las metodologías en las que se basan son variadas; algunas de estas técnicas se fundamentan en el equilibrio de fases minerales con el fundido en el que se encuentran. Otros análisis, en cambio, se basan en el intercambio iónico de minerales y el equilibrio que puede existir entre ellos. También se encuentran técnicas basadas en la susceptibilidad de ciertos componentes constituyentes de un mineral a las condiciones de temperatura, presión, fugacidad de oxígeno y contenido de H₂O del magma.

En este capítulo se presenta una breve reseña de los termobarómetros aplicados, junto a los resultados obtenidos de ellos. Se aplicó un total de tres termobarómetros, correspondientes a anfíbola, piroxeno y óxidos de Fe-Ti.

ANFÍBOLA

En el trabajo reciente de Ridolfi *et al.* (2010) se obtuvo formulaciones termobarométricas empíricas que trabajan de manera independiente con distintos constituyentes composicionales de una sola fase, anfíbola, y que son fácilmente aplicables a todo tipo de productos volcánicos calco-alcalinos. Éste se fundamenta en que la composición de la anfíbola sigue la línea de descenso de magmas calco-alcalinos y que la suma de los diferentes cationes provee un mejoramiento a la correlación composicional con respecto a los planteamientos termobarométricos de trabajos anteriores (*e.g.* Lee *et al.* 2009).

Por lo tanto, las ecuaciones termobarométricas obtenidas por Ridolfi *et al.* (2010) están basadas exclusivamente en la composición de la anfíbola, y operan con índices composicionales obtenidos de sumas de fracciones de cationes mayores. Estos índices ayudan a mejorar el coeficiente de determinación (R^2) de los análisis de regresión lineal

de las distintas variables (temperatura, presión, fO_2 y H_2O_{melt}) con la composición de las anfíbolos.

Este termobarómetro fue aplicado a la totalidad de las anfíbolos analizadas en microsonda, encontradas en las muestras M7a y M13a de Cerro La Torta y Cerro Volcán, respectivamente. Esto fue llevado a cabo en la hoja de cálculo 'AMP-TB' (ejecutable en Excel), el cual se encuentra disponible por los autores, y acepta como datos de entrada los porcentajes en peso de óxidos de anfíbolos, y entrega como salida las variables P (MPa), T (°C), $\log fO_2$, y H_2O_{melt} (% peso). Además, el archivo realiza el cálculo de fórmula estructural y clasificación de anfíbolos según Leake (1997). Los resultados termobarométricos se presentan en la tabla 7 y las fórmulas estructurales en el Anexo C.

Además, los datos se agruparon en los diagramas disponibles en el mismo archivo, los cuales muestran los errores máximos asociados y desviación estándar de los análisis. Éstos se presentan en las figuras 51, 52 y 53.

	M13a-Cerro Volcán				M7-Cerro La Torta					
	Hb18	Hb19	Hb20	\bar{x}	Hb24	Hb25	Hb26	Hb25b	Hb26b	\bar{x}
T (°C)	839	864	814	839	854	852	807	849	810	834,4
σ_{est}	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
P (MPa)	137	135	116	129	160	153	107	151	108	135,8
Máx. error	15	15	13	14	18	17	12	17	12	14,94
Profundidad (km)	5,2	5,1	4,4	5	6,1	5,8	4,0	5,7	4,1	5,129
ΔNNO	1,2	1,4	1,3	1	1,3	1,3	1,7	1,4	1,6	1,452
$\log fO_2$	-11,9	-11,2	-12,2	-12	-11,5	-11,5	-12,0	-11,5	-12,0	-11,7
σ_{est}	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
H_2O_{melt} (wt.%)	4,5	4,5	4,7	5	4,8	4,5	4,4	4,6	4,6	4,576
σ_{est}	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41

Tabla 7. Resultados del termobarómetro en anfíbolos de Ridolfi *et al.* (2010)

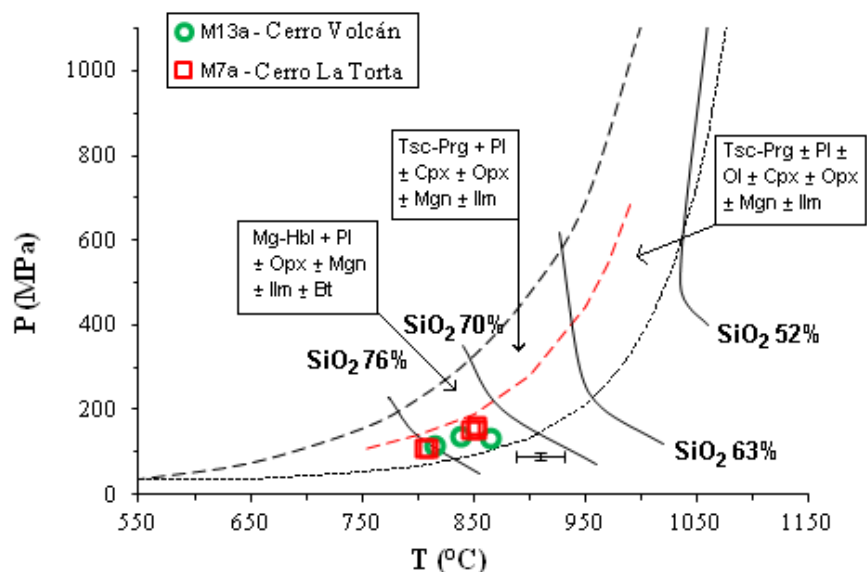


Figura 51. Temperatura versus presión obtenidos del termobarómetro en anfíbolos de Ridolfi *et al.* (2010). En líneas punteadas: la curva de máxima estabilidad termal de la anfíbola; en líneas segmentadas: el límite superior para anfíbolos consistentes ($Al\# \leq 0,21$); en líneas segmentadas rojas: se divide los datos experimentales consistentes con diferencia de cristalinidad (es decir, entre un 35-50% de cristales cerca de la línea segmentada negra, y entre 12-35% en cristales cerca de la línea punteada negra); las isopletas muestran el contenido anhidro de SiO_2 (% en peso) del fundido, y los límites de estabilidad que contienen el equilibrio de fases como (Bt), plagioclasa (Pl), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx), magnetita (Mgn), ilmenita (Ilm) y olivino (Ol) con anfíbolos consistentes (Mg-Hb magnesiohornblenda, Tsc-Prg pargasita tschermakítica). Además, se muestra la barra de error de la σ_{est} esperada ($22^\circ C$) y el error máximo relativo de P (11%).

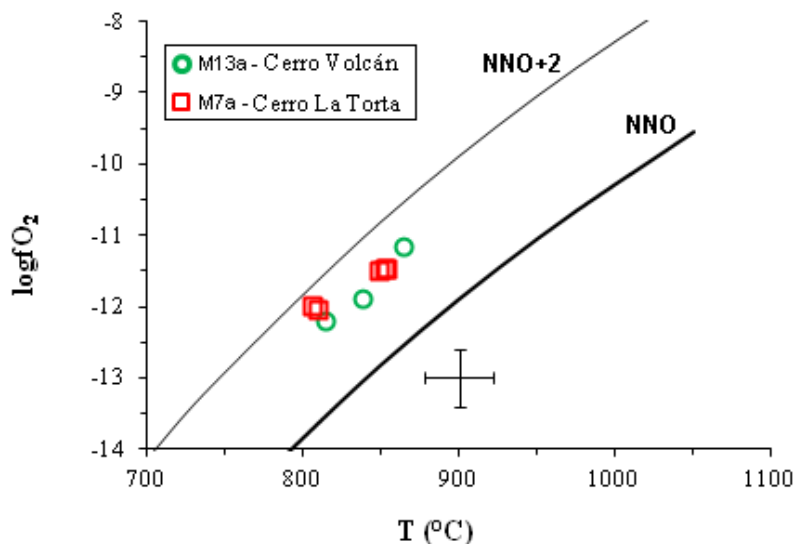


Figura 52. Temperatura versus $\log fO_2$ obtenidos del termobarómetro en anfíbolos de Ridolfi *et al.* (2010). El gráfico, además muestra la barra de error de la σ_{est} esperada ($22^\circ C$) y el máximo error para $\log fO_2$ (0,4 unidades de logaritmo).

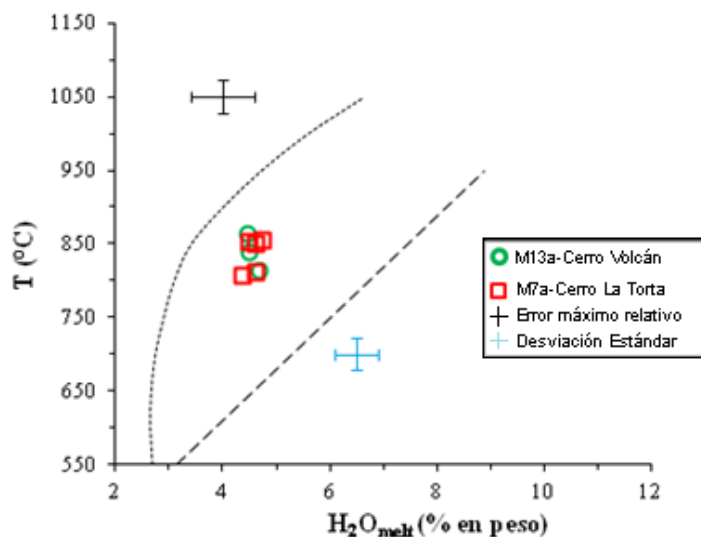


Figura 53. Temperatura versus %H₂O_{melt} obtenidos del termobarómetro en anfíbulas de Ridolfi *et al.* (2010). También son reportadas las curvas de máxima estabilidad térmica de la anfíbola, curva punteada, y límite inferior para anfíbulas consistentes, curva segmentada. Las barras de error en negro y azul muestran el error máximo relativo (15%) y la σ_{est} (0,4% en peso) de H₂O_{melt}, respectivamente.

Las temperaturas de cristalización se encuentran en el intervalo de 807-864 °C, con una media de 834,4°C. Para la presión se obtuvo datos que varían de 107 a 160 MPa, con un promedio de 135,8 MPa. En cuanto a la fugacidad de oxígeno los datos varían de -11,2 a -12,2, promediando -11,7 unidades de log. Los resultados de H₂O_{melt} van desde 4,4 hasta 5,0; con una media de 4,57% en peso.

Los resultados indican condiciones físicas y químicas de cristalización de anfíbola muy similares en ambos centros. Los resultados en núcleos de anfíbola arrojan temperaturas y presiones mayores con respecto a los bordes de las mismas (Hb24-Hb5-Hb26 y Hb19-Hb18-Hb20, de núcleo a bordes, en Cerro La Torta y Cerro Volcán, respectivamente).

PIROXENOS

La introducción de la geotermometría de dos piroxenos fue realizada por Davis y Boyd (1966). Desde entonces, la atención se ha centrado en la partición enstatita-dióxido para la estimación de la temperatura. Putirka (2008) realiza la recopilación y mejoramiento de formulaciones para la aplicación del geotermómetro.

En el presente estudio, se aplicó la técnica de termobarometría en dos piroxenos utilizando la hoja de cálculo 'twopyroxene.xls', ejecutada en Excel. Los resultados se presentan en la tabla 8. Las ecuaciones señaladas corresponden a las ecuaciones de Putirka (2008).

Para la aplicación de ese procedimiento, es necesario corroborar el equilibrio entre los minerales en cuestión calculando el parámetro $K_D(\text{Fe-Mg})$, donde $K_D(\text{Fe-Mg}) = (X_{\text{Fe}}^{\text{cpX}}/X_{\text{Mg}}^{\text{cpX}})/(X_{\text{Fe}}^{\text{opX}}/X_{\text{Mg}}^{\text{opX}})$ y X_x^y corresponde a la fracción molar de x en la fase y. Éste debe ser cercano a $1,09 \pm 0,14$. Como se observa en la tabla 7, solo el par de piroxenos 92 y 93 cumplen este criterio. Sin embargo, debido a que los análisis de microsonda en piroxenos son escasos, el procedimiento se aplicó también al par 92 y 91.

La temperatura promedio calculada para el par 92-91 corresponde a $1026,8^\circ\text{C}$, mientras que el par 92-93 promedia $1006,6^\circ\text{C}$. En tanto, los barómetros entregan un valor promedio de $3,0\text{ kbar}$ para el par 92-91 y $3,7\text{ kbar}$ para el par 92-93.

Los datos se agruparon en un gráfico temperatura en $^\circ\text{C}$ y presión en kbar, presentado en la figura 54, con los errores máximos correspondientes. Cabe notar que este procedimiento entrega un error considerable en el cálculo de presión. Sin embargo, es una buena aproximación gruesa a las condiciones de cristalización de piroxenos, por lo que se consideraran para los futuros análisis.

M4-Volcán	T(BKN)	Eqn 36	Eqn 37		Eqn 38	Eqn 39		
Tatio	T(C)	T(C)	T(C)	\bar{X}	P(kbar)	P(kbar)	\bar{X}	$K_D(\text{Fe-Mg})$
Px92-Px91	1041,2	1024,8	1013,8	1026,6	2,8	3,3	3,0	1,063
Px92-Px93	1008,5	1005,1	1006,6	1006,7	4,0	3,4	3,7	0,843
SEE	50,0	45,0	38,0	44,3	3,7	2,8	3,3	

Tabla 8. Resultados obtenidos con el termobarómetro de dos piroxenos de Putirka (2008)

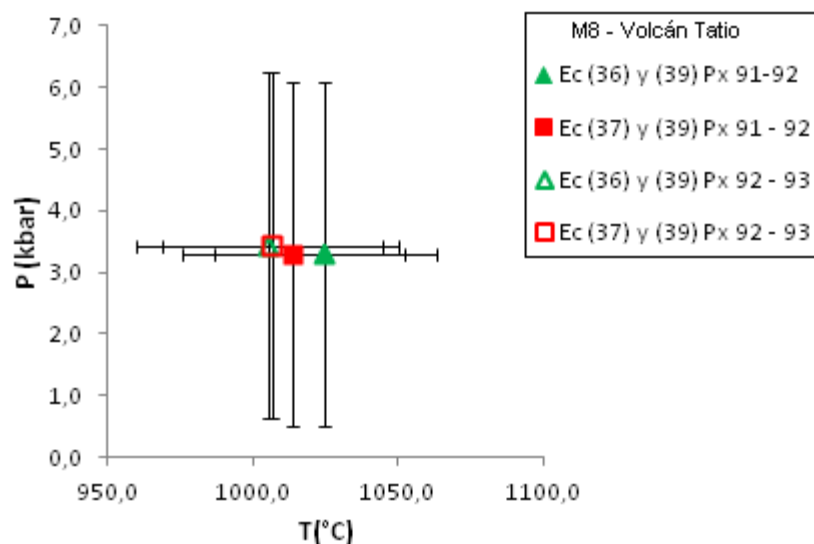


Figura 54. Temperatura en °C versus presión en kbar obtenidos del termobarómetro de dos piroxenos.

ÓXIDO DE FE-TI

La termobarometría de óxidos de Fe-Ti consta del cálculo de los parámetros fO_2 y temperatura de equilibrio. Éstos pueden ser obtenidos por la coexistencia de la solución sólida magnetita y la solución sólida ilmenita, y el intercambio catiónico que experimentan en el sistema ternario FeO-TiO₂-Fe₂O₃.

Se aplicó el termobarómetro en la muestra M13a de Cerro Volcán, utilizando la hoja de cálculo 'ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry', de Lepage (2003). El procedimiento lo realiza en base a varios autores (Spencer & Lindsley 1981; Andersen & Lindsley 1985).

Los resultados se encuentran en la tabla 9. Además, se realizaron dos gráficos fO_2 versus temperatura, figura 55 y 56, según cada autor. Los datos utilizados para ello fueron los promedios de cada par de muestras, \bar{X} . Finalmente los datos se agruparon en un solo gráfico comparativo con los distintos *buffer* conocidos, figura 57.

M13a-Cerro Volcán								
Spencer & Lindsley (1981)	Ox8-Ox9		Ox8-Ox10		Ox8-Ox14		Ox8-Ox15	
	T (°C)	log ₁₀ fO ₂	T (°C)	log ₁₀ fO ₂	T (°C)	log ₁₀ fO ₂	T (°C)	log ₁₀ fO ₂
<i>Carmichael (1967)</i>	912	-10,68	919	-10,52	908	-10,78	900	-10,97
<i>Anderson (1968)</i>	911	-10,51	909	-10,56	904	-10,68	897	-10,85
<i>Lindsley & Spencer (1982)</i>	918	-10,67	924	-10,53	916	-10,72	908	-10,91
<i>Stormer (1983)</i>	944	-10,17	945	-10,16	937	-10,32	928	-10,53
Error máx.								
\bar{X}	921,4	-10,51	924,1	-10,44	916,3	-10,63	908,3	-10,81
Andersen & Lindsley (1985)	Ox8-Ox9		Ox8-Ox10		Ox8-Ox14		Ox8-Ox15	
	T (°C)	log ₁₀ fO ₂	T (°C)	log ₁₀ fO ₂	T (°C)	log ₁₀ fO ₂	T (°C)	log ₁₀ fO ₂
<i>Carmichael (1967)</i>	882		886		880		875	
<i>Anderson (1968)</i>	881	-11,49	880	-11,52	877	-11,60	873	-11,70
<i>Lindsley & Spencer (1982)</i>	886	-11,60	889	-11,52	885	-11,64	880	-11,76
<i>Stormer (1983)</i>	901	-11,30	902	-11,30	897	-11,40	892	-11,52
Error máx.								
\bar{X}	887,7	-11,46	889,3	-11,44	884,8	-11,54	880,2	-11,66

Tabla 9. Resultados de la aplicación del termobarómetro de óxidos de Fe-Ti.

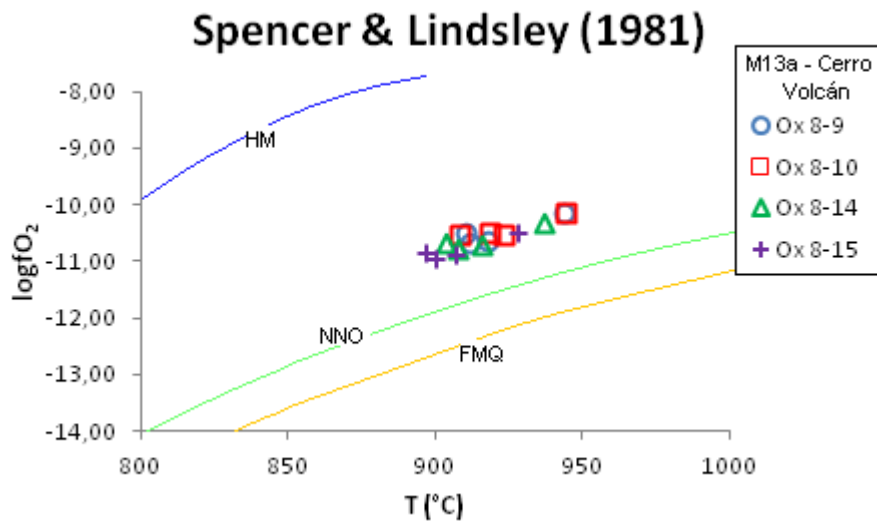


Figura 55. Temperatura en °C versus logfO₂ obtenidos del termobarómetro de ilmenita-magnetita según Spencer & Lindsley (1981).

El rango de temperatura según Spencer & Lindsley (1981) se encuentra entre 908,3 a 924,1 °C, mientras que la fO₂ se mueve entre -10,51 a -10,81. Por otro lado, el rango de temperatura que se obtiene según Andersen & Lindsley (1985) corresponde

de 880,2 a 889,3, mientras que la fO_2 se encuentra entre -11,44 y -11,66. Cabe mencionar que el par Ox8-Ox15 obtiene la menor temperatura, mientras que el par Ox8-Ox10 obtiene la mayor temperatura, independiente del autor. En general, las temperaturas obtenidas según Andersen & Lindsley (1985), son menores que las demás.

En el gráfico comparativo con los *buffer* conocidos, se aprecia que las muestras marcan un *trend* sobre el *buffer* NNO, y se desplaza con respecto a esta curva en 1 a 1,5 unidades de logaritmo. El mayor desplazamiento lo realizan los datos obtenidos a partir de Spencer & Lindsley (1981).

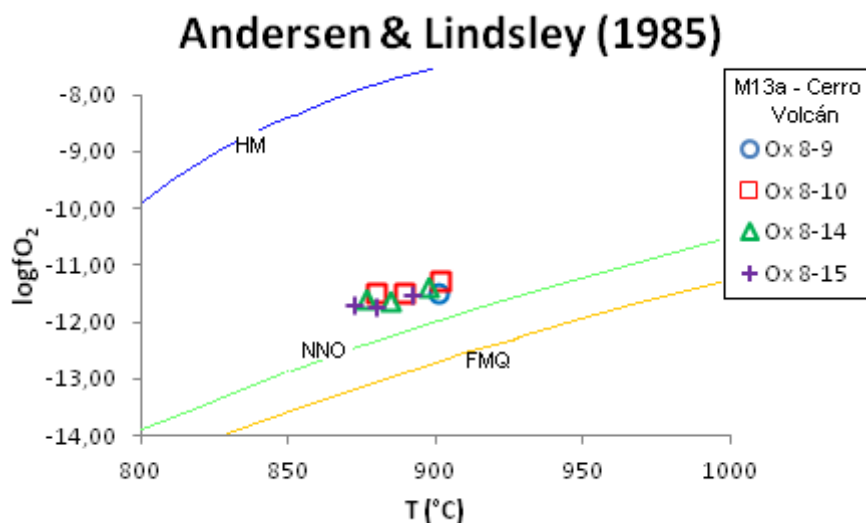


Figura 56. Temperatura en °C versus log fO₂ obtenidos del termobarómetro de ilmenita-magnetita según Andersen & Lindsley (1985).

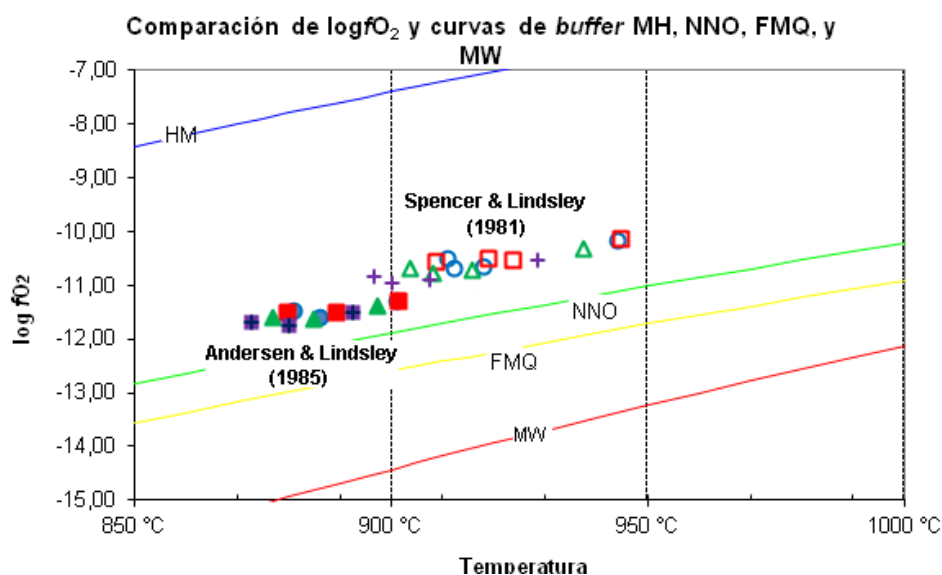


Figura 57. Gráfico comparativo de los resultados presentados en las figuras 48 y 49, y las curvas de *buffer* MH, NNO, FMQ Y MW. Los símbolos vacíos corresponden a Spencer & Lindsley (1981), mientras que los rellenos a Andersen & Lindsley (1985).

Según lo expuesto anteriormente, los resultados entregados por Andersen y Lindsley (1985) poseen un menor error asociado, por lo que se prefieren para los análisis posteriores. Además, es posible realizar una comparación de los resultados con los valores de fO_2 y temperatura obtenidos en anfíbola en la muestra M13a de Cerro Volcán. Para ello, se realizó un gráfico $\log fO_2$ versus temperatura, presentado en la figura 58, en donde es posible observar que ambos minerales generan tendencias paralelas al *buffer* NNO. Además, entre éstas, existe un quiebre alrededor de los 860°C, en donde existe un aumento en la fugacidad de oxígeno medido en anfíbola. Esto podría explicarse por los bordes opacíticos desarrollados en la anfíbola, lo que es consistente con un aumento en la fO_2 , asociado a la exsolución de volátiles durante el ascenso y enfriamiento del magma.

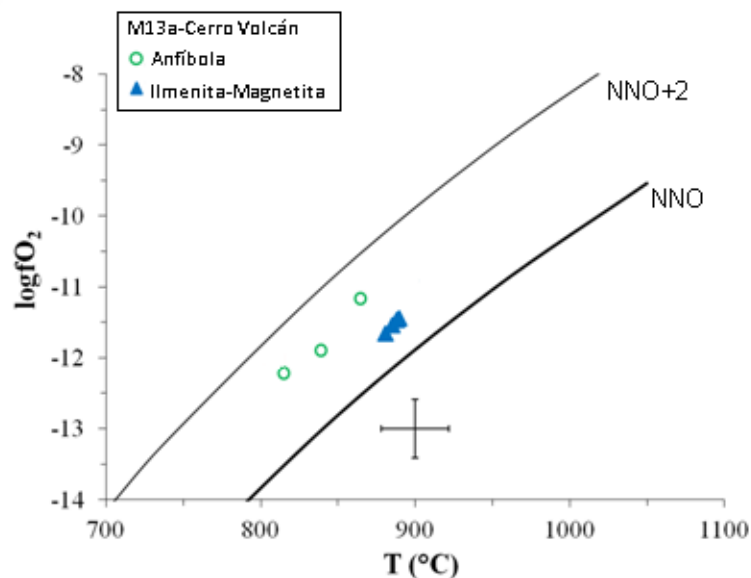


Figura 58. Gráfico comparativo de los resultados obtenidos con los termobarómetros en anfíbola y óxidos de Fe-Ti en la muestra M13a de Cerro Volcán.

CAPÍTULO 8. ESTUDIO Y DATACIÓN DE CIRCONES

Los estudios geoquímicos e isotópicos en circón han sido frecuentes en la actualidad y han aportado de manera significativa al conocimiento de fenómenos magmáticos. Esto se debe, entre otras, a la fuerte resistencia de su morfología y composición a diferentes procesos que ocurren en la corteza. Además, ha sido tema recurrente de investigación por sus características geocronológicas; es un mineral con tendencia a incorporar elementos radiogénicos (U, Th) en su estructura que permiten estimar la edad de los cristales. Por otro lado, registra físicamente la composición del magma hospedante, evidenciado en las diferentes texturas que se han observado en ellos (zonación a parches y oscilatoria).

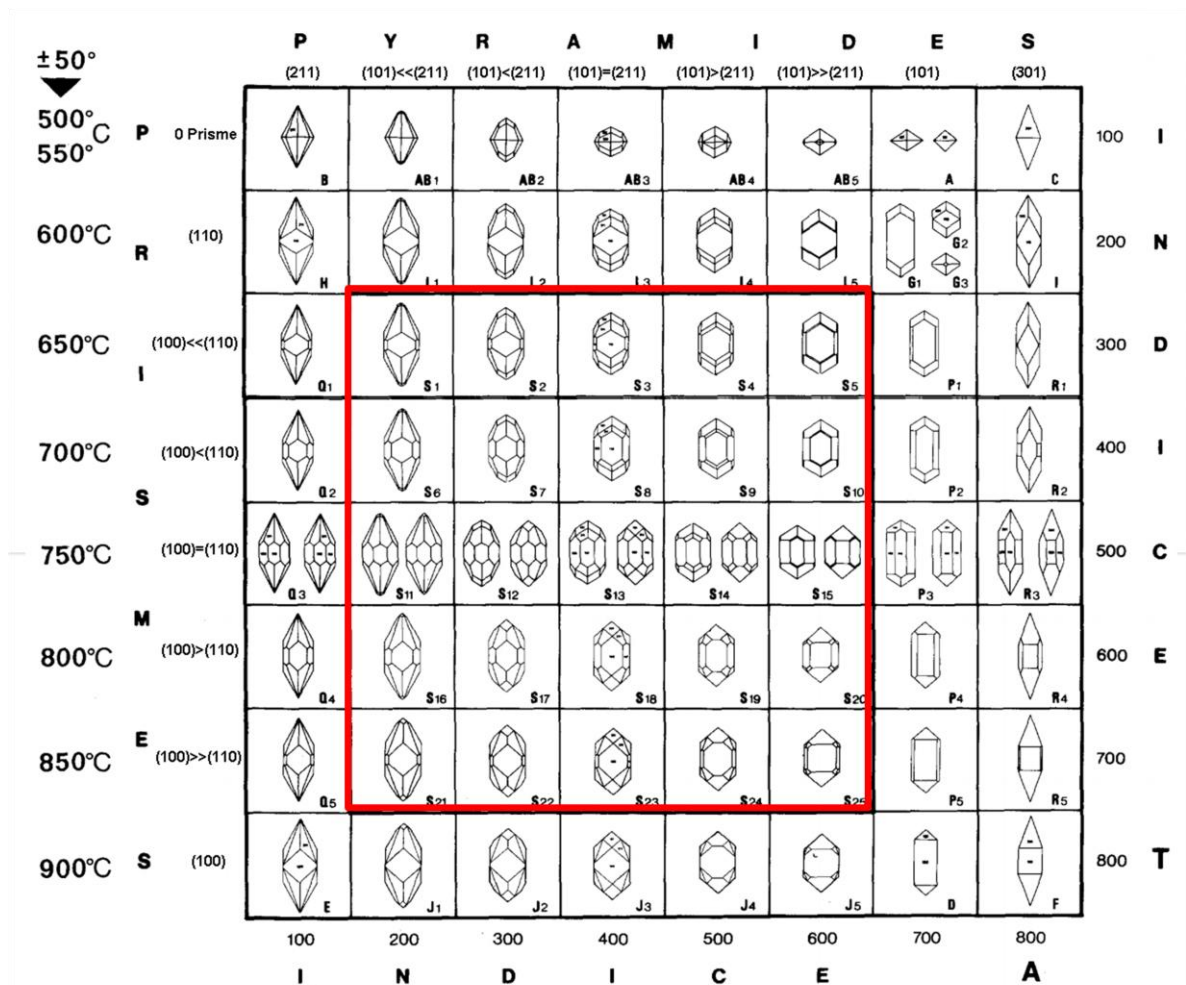


Figura 59. Tipos y subtipos de tipología en cristales de circón. En el eje horizontal, los principales tipos de pirámides; en el eje vertical, los principales tipos de prismas. Obtenido de Pupin (1989).

MORFOLOGÍAS DE CRISTALES DE CIRCÓN

Los minerales son conocidos por desarrollar una serie de formas cristalinas en respuesta a su ambiente de crecimiento. Debido a esto, numerosas aproximaciones se han realizado para dilucidar los factores que controlan la forma, con el objetivo de utilizarlos como indicadores petrogenéticos.

Pupin (1980) propone el estudio detallado de la morfología de circones como herramienta para clasificar granitos, petrogenéticamente. En su trabajo introduce un diagrama, el cual proporciona un arreglo de tipologías cristalinas de circón de acuerdo a las proporciones de las principales formas cristalinas. Además, estableció una variación sistemática de la morfología de circones en base de los mayores tipos petrogenéticos de rocas graníticas. Entre ellos, estableció que los circones originados a partir de magmas ricos en aluminio mostraban buen desarrollo de pirámides {211}, mientras que aquellos que crecieron en un ambiente hiperalcalino desarrollan de mejor forma pirámides {101}. Por lo tanto, existe un control con respecto a la razón Al/álcalis. Sin embargo, estimó que el factor gobernante en el desarrollo de prismas en el circón es realmente la temperatura media de cristalización, por lo que propone el mineral como geotermómetro, el cual se encuentra incluido en el diagrama presentado en la figura 61, junto a las tipologías principales y subclases de ésta. El tipo dominante de morfología corresponde al S, el que se encuentra enmarcado dentro del diagrama (figura 59).

En el presente trabajo se ha realizado un estudio morfológico de circones de acuerdo a Pupin (1980). El estudio morfológico se basa en la superficie en tres dimensiones de los granos de cristal. Sin embargo, en este trabajo, la morfología de cristales de circón fue estudiada después del proceso de pulido, en donde se expone solamente una sección del cristal, esencialmente los centros.

Por otro lado, el uso de imágenes de cátodo luminiscencia permite el estudio de la morfología interna, donde es posible trazar cambios en la morfología del cristal durante su crecimiento, además de reconocer texturas de zonación. En el presente estudio se analizó un total de 50 circones por centros, de los cuales se escogieron alrededor de 20 de ellos para el análisis morfológico, dado que era posible reconocer caras propias. La clasificación según el diagrama propuesto por el autor, se realizó en las imágenes CL presentadas en Anexo D, separadas por centro. Las muestras

seleccionadas corresponden a M2, M5, M13 y M15 de Cerro La Quebrada, Cerro La Torta, Cerro Volcán y Volcán Tatio, respectivamente.

Cabe mencionar que los núcleos de xenocristales reconocidos en el estudio se basaron en criterios establecidos en otros trabajos (Corfu *et al.*, 2003; Belousova *et al.*, 2005), en los cuales se asume que los circones heredados también es posible encontrarlos en núcleos de granos de circón, con bordes redondeados, o líneas elipsoidales, algunos con características de reabsorción, escaso desarrollo de caras euhedrales, discontinuidad en la zonación y cambio de coloración entre núcleo y bordes.

CERRO VOLCÁN

La mayoría de los circones de la muestra M13 de Cerro Volcán presentan zonaciones oscilatorias concéntricas, típicas en circones magmáticos, de caras subhedrales a euhedrales, y forma acicular. La dimensión de los circones varía de 50 a 200 μm . Las oscilaciones son homogéneas y la dimensión de las bandas de crecimiento es variable para cada cristal. Por ejemplo, en el cristal 2 de la figura 61, se observa que el espesor de las zonas varía entre 5 a 40 μm , mientras que el cristal 1 de la misma exhibe una variación de <5 a 20 μm . También es posible observar que existe una alternancia entre bandas extensas (40-50 μm) y bandas más angostas (1-5 μm), como muestran los cristales 1 a 6 de la fig. 61 de. Además, puede ocurrir el truncamiento de las bandas de crecimiento, indicando zonas de reabsorción (zonas delimitadas con blanco en los cristales de la fig.61). Las disconformidades entre bandas pueden marcar zonas de reabsorción profunda (cristal 3 y 6, fig.61), o cambio de composición reveladas por la diferencia en la luminosidad, que sugerirían la presencia de núcleos de xenocristal (cristales 1-6 fig. 61). La presencia de inclusiones opacas también es común.

La clasificación realizada se presenta en las figuras 73 y 74 del Anexo D, y en la figura 60 se presenta el histograma con la frecuencia de los tipos y subtipos clasificados. Se puede observar que la tipología más frecuente corresponde a la P, siendo el subtipo P1 y P2 las más numerosas. Éstas se caracterizan por poseer mayor elongación en el eje c con respecto a la tipo S. Además, presentan buen desarrollo de

los prismas $\{100\}$ y $\{110\}$ y de la pirámide $\{101\}$. También se observa un *peak* en la tipología G1, que a diferencia de los anteriores, no desarrolla el prisma $\{100\}$.

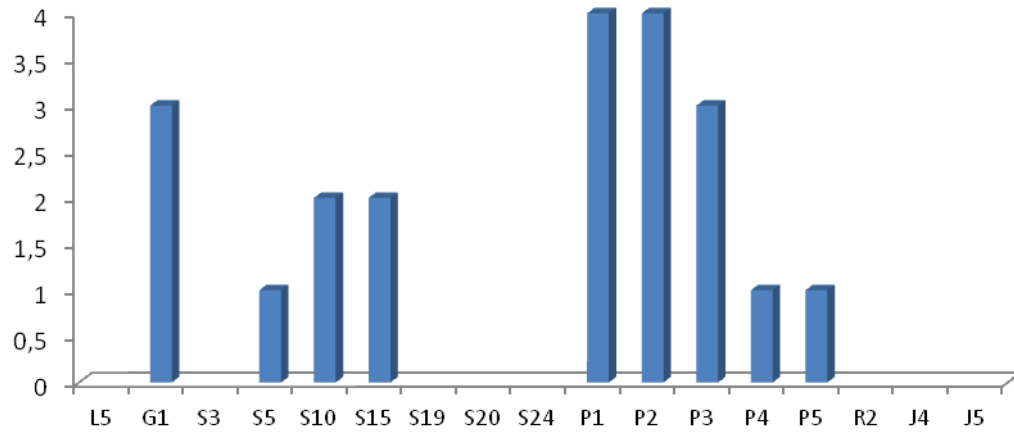


Figura 60. Histograma de frecuencias asociadas a las tipologías de circones encontradas en Cerro Volcán.

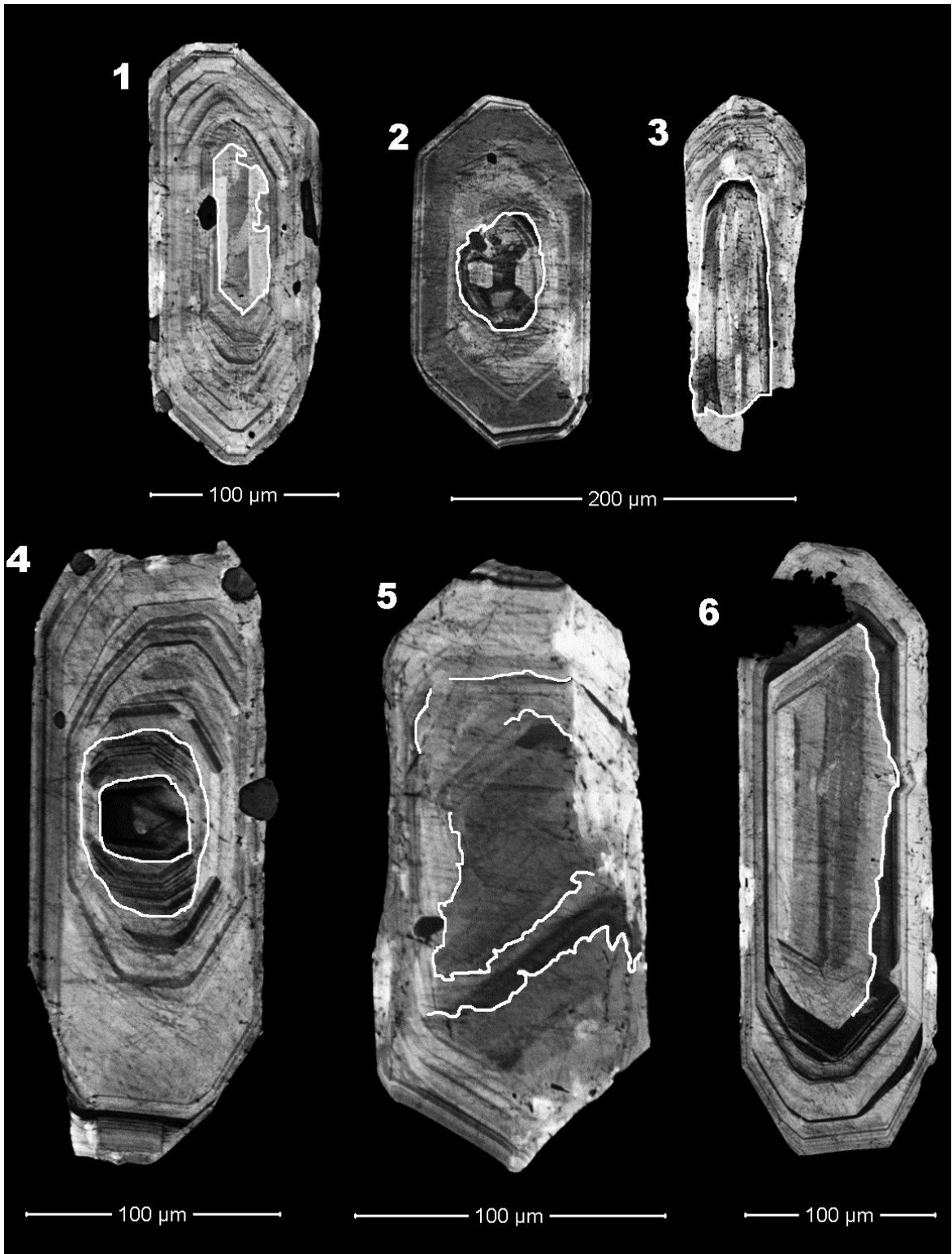


Figura 61. Texturas en circones de la muestra M13 de Cerro Volcán.

CERRO LA QUEBRADA

La mayoría de los circones de la muestra M2 de Cerro La Quebrada presentan zonaciones oscilatorias concéntricas, de caras subhedrales a euhedrales, y forma acicular. La dimensión de los circones varía de 50 a 100 μm . Las oscilaciones son homogéneas y la dimensión de las bandas de crecimiento es variable para cada cristal. Por ejemplo, en el cristal 1 de la figura 62, se observa que el espesor de las zonas varía entre <5 a 20 μm , mientras que el cristal 4 de la misma figura presenta una zonación muy débil. También es posible observar que existe una alternancia entre bandas extensas y bandas más angostas (cristales 1, 2 y 9 fig.62). Además, puede ocurrir el truncamiento de las bandas de crecimiento, indicando zonas de reabsorción (zonas delimitadas con negro en los cristales de la fig.62). Las disconformidades entre bandas pueden marcar zonas de reabsorción profunda (cristal 1 y 9, fig.62), o cambio de composición reveladas por la diferencia en la luminosidad (cristales 2, 3, 4, 5, 8 y 10 fig.62), que sugerirían la presencia de núcleos de xenocristal. Además, se observa zonación a parches en núcleos de cristales (cristal 6 y 7 fig.62). La presencia de inclusiones opacas también es común.

La clasificación según Pupin (1980) se presenta en las figuras 75 y 76 del Anexo D, y en la figura 63 se presenta el histograma con la frecuencia de los tipos y subtipos clasificados. Se puede observar que la tipología más frecuente corresponde a la tipo P, siendo el subtipo P4 la más numerosa. Ésta se caracteriza por poseer mayor elongación en el eje c con respecto a la tipo S. Además, presenta mejor desarrollo del prisma {100} que el {110}, y buen desarrollo de la pirámide {101}. También se observa un *peak* en la tipología S10, que se diferencia del anterior por presentar mejor desarrollo del prisma {110} que el {100}, además de la menor elongación en el eje c.

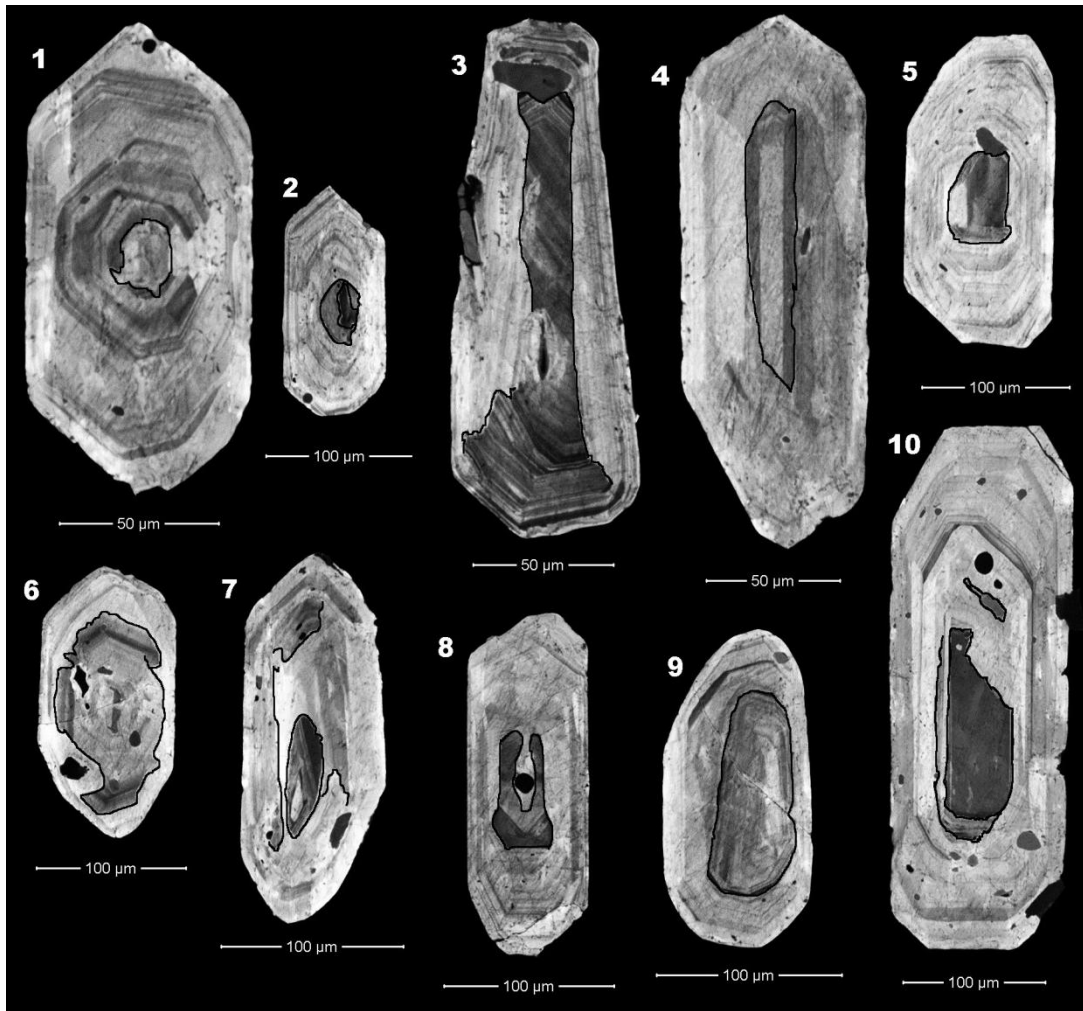


Figura 62. Texturas en circones de la muestra M2 de Cerro La Quebrada.

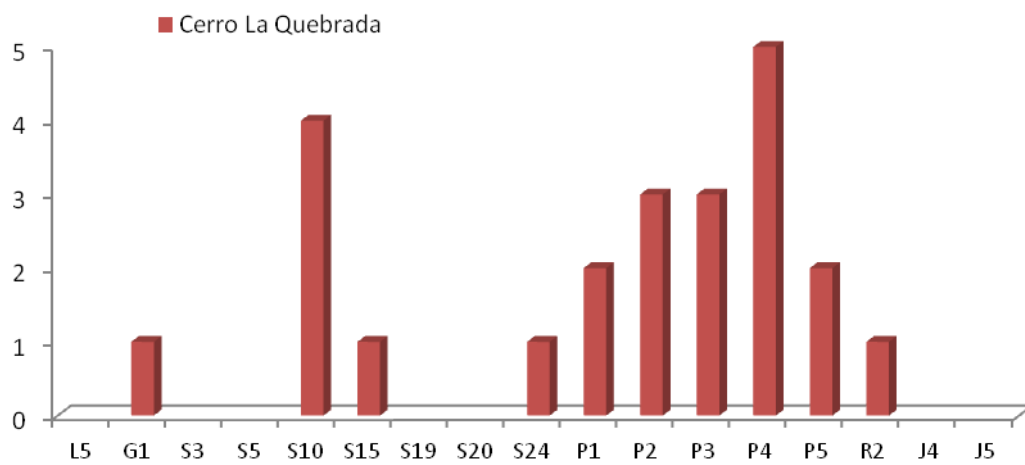


Figura 63. Histograma de frecuencias asociadas a las tipologías de circones encontradas en Cerro La Quebrada.

VOLCÁN TATIO

La mayoría de los circones de la muestra M15 de Volcán Tatio presentan zonaciones oscilatorias concéntricas, de caras subhedrales a euhedrales, y forma acicular. La dimensión de los circones varía de 50 a 100 μm . Las oscilaciones son homogéneas y la dimensión de las bandas de crecimiento es variable para cada cristal (<5 a 50 μm). También se aprecia la alternancia de bandas extensas y bandas más angostas en la mayoría de los cristales de la muestra. Además, puede ocurrir el truncamiento de las bandas de crecimiento, indicando zonas de reabsorción (zonas delimitadas con blanco y/o negro en los cristales de la fig.65). Las disconformidades entre bandas pueden marcar zonas de reabsorción profunda (cristales 3 fig.65), o cambio de composición revelada por la diferencia de luminosidad (cristal 2, 8, 9, 11, 12 fig.65), que sugerirían la presencia de núcleos de xenocristal. Las discontinuidades, además, pueden indicar cambios en la orientación cristalográfica entre núcleo y bordes (cristal 7 fig.65), que también indicarían la presencia de un xenocristal en el núcleo. Además, se observa la interacción de más de una etapa de reabsorción (cristal 2 fig.65) y zonación a parches en núcleos de cristales (cristal 5, 6 y 10 fig.65). La presencia de inclusiones opacas también es común.

En las figuras 77 y 78 del Anexo D, se presenta la clasificación realizada para los circones de Volcán Tatio, y en la figura 64 se presenta el histograma con la frecuencia de los tipos y subtipos clasificados. Se puede observar que la tipología más frecuente corresponde a la P, siendo el subtipo P4 y P5 las más numerosas. Éstas se caracterizan por poseer mayor elongación en el eje c con respecto a la tipo S y J. Además, presenta un considerable desarrollo del prisma {100} con respecto al {110}, y buen desarrollo de la pirámide {101}.

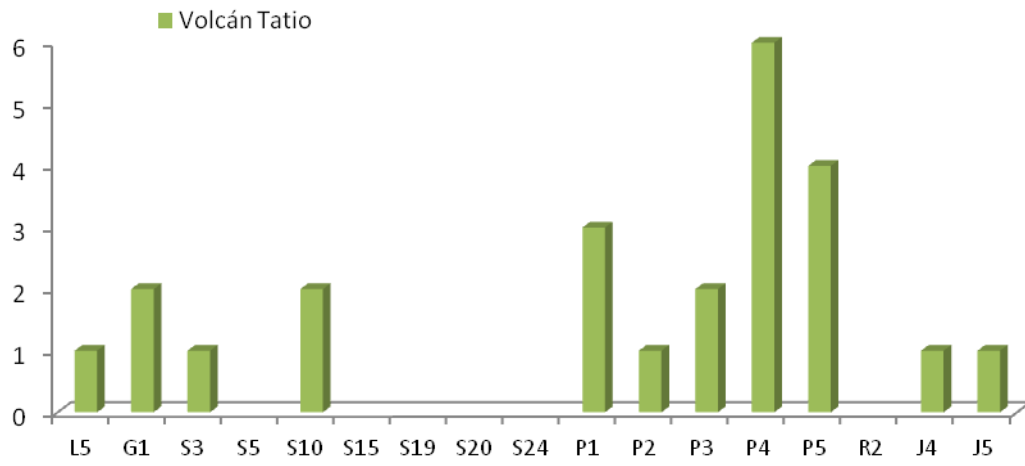


Figura 64. Histograma de frecuencias asociadas a las tipologías de circones encontradas en Volcán Tatio.

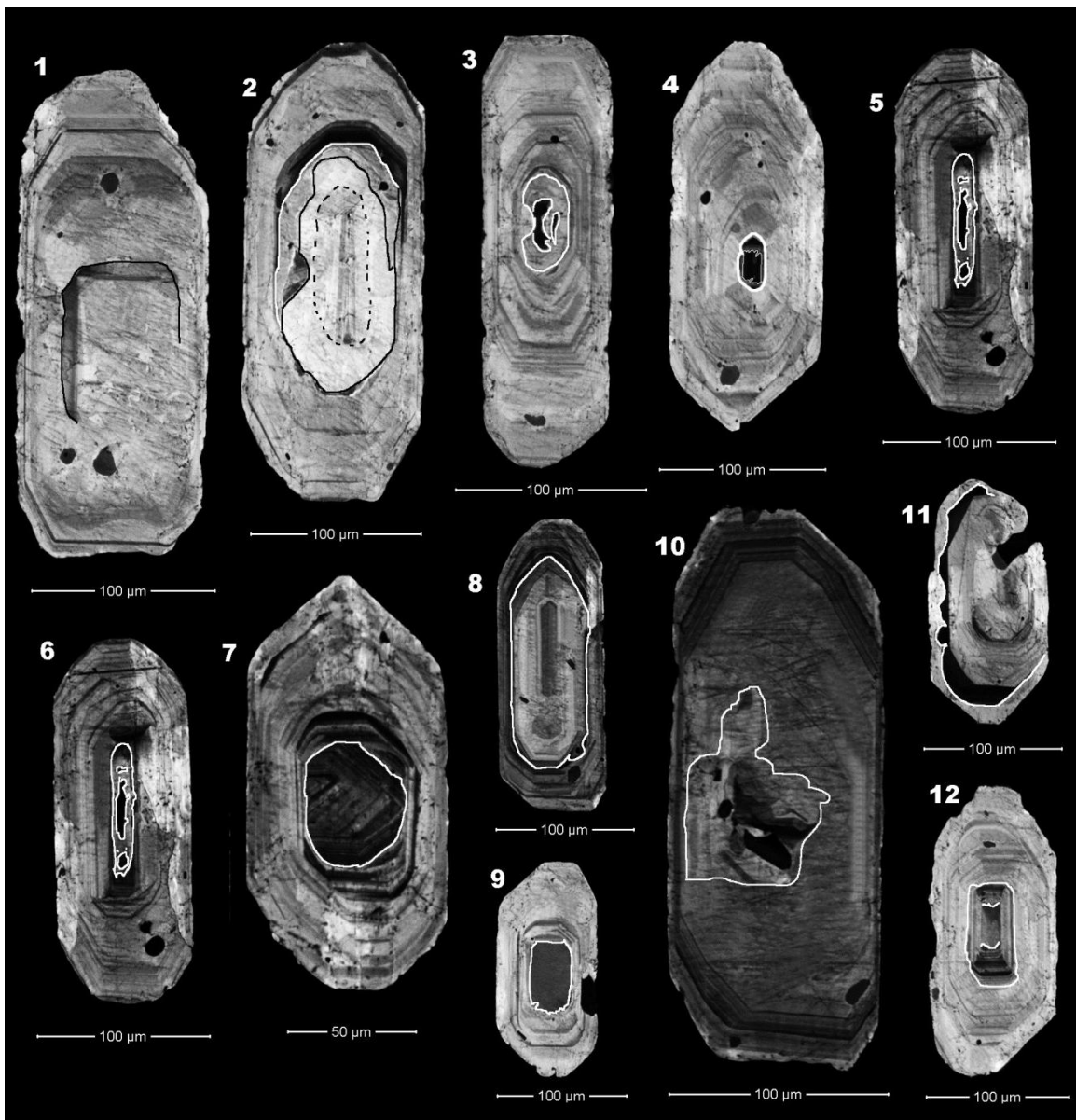


Figura 65. Texturas en circones de la muestra M15 de Volcán Tatío.

CERRO LA TORTA

La mayoría de los circones de la muestra M5 de Cerro La Torta presentan zonaciones oscilatorias concéntricas, de caras subhedrales a euhedrales, y forma acicular. La dimensión de los circones varía de 100 a 200 μm . Las bandas de crecimiento varían en espesor para cada cristal (<5 a 20 μm). También se aprecia la alternancia de bandas extensas y bandas más angostas en la mayoría de los cristales de la muestra. Además, se observan disconformidades entre bandas de crecimiento,

indicando zonas de reabsorción (líneas en negro en los cristales de la fig.67). Las disconformidades entre bandas pueden marcar zonas de reabsorción profunda (cristales 1 y 4 fig.67), o cambio de composición revelada por la diferencia de luminosidad (cristal 2 y 3, fig.67), que podrían indicar la presencia de núcleos de xenocristal (cristal 6 fig.67). También es posible observar más de una etapa de reabsorción (cristal 5 y 7 fig.67) y zonación a parches en núcleos de cristales (cristal 2 y 3 fig.67). La presencia de inclusiones opacas también es común.

La clasificación realizada en circones de Cerro La Torta se presenta en las figuras 79 y 80 del Anexo D, y en la figura 66 se presenta el histograma con la frecuencia de los tipos y subtipos clasificados. Se puede observar que la tipología más frecuente, a diferencia de los anteriores, corresponde a la S, siendo el subtipo S5 la más numerosa. Ésta se caracteriza por poseer menor elongación en el eje c, con respecto a la tipo P. Además, presenta mejor desarrollo del prisma $\{110\}$ que el $\{100\}$, y considerable desarrollo de la pirámide $\{101\}$, con respecto a la $\{211\}$.

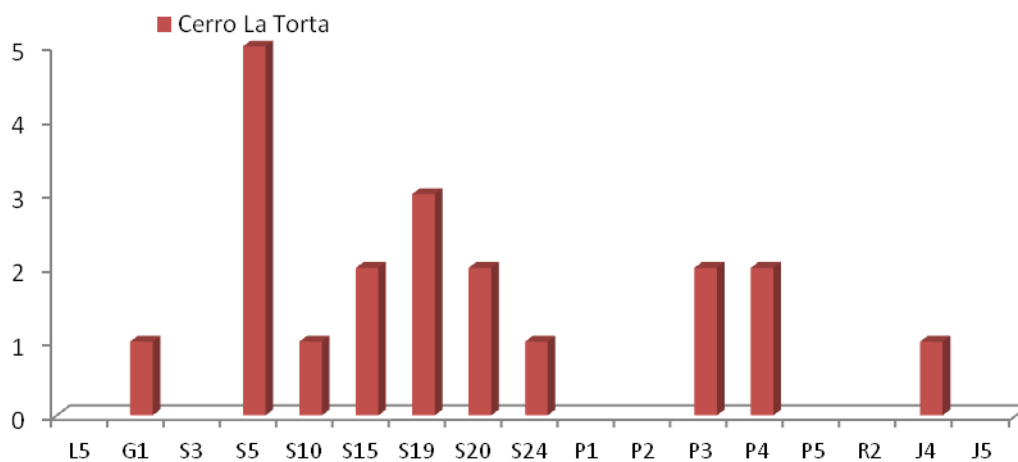


Figura 66. Histograma de frecuencias asociadas a las tipologías de circones encontradas en Cerro La Torta.

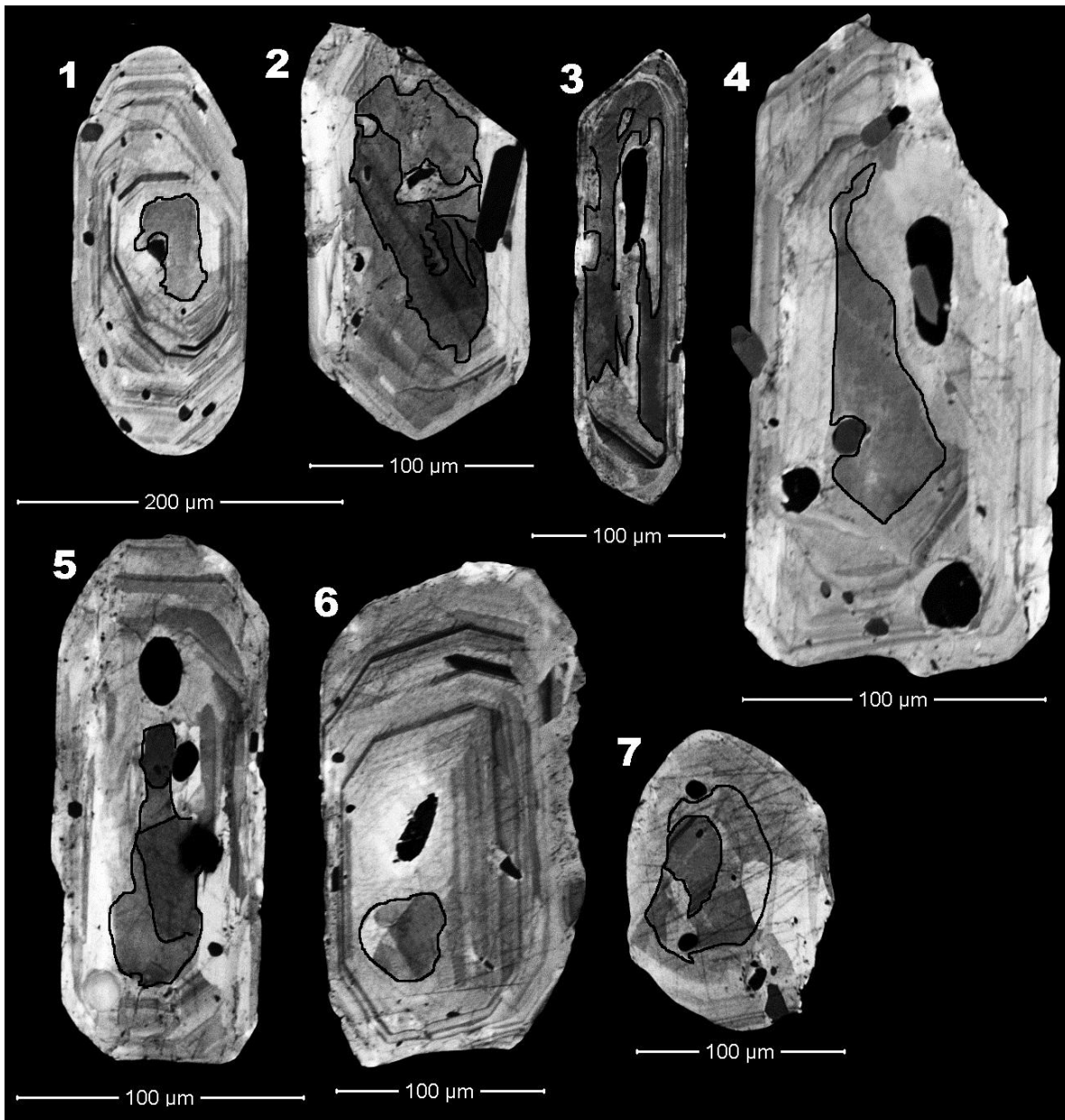


Figura 67. Texturas en circones de la muestra M5 de Cerro La Torta.

TEXTURAS DE DESEQUILIBRIO, NUCLEOS HEREDADOS Y SUS IMPLICANCIAS

El estudio de la morfología de circones de los centros en cuestión evidenció una variedad de historias de crecimientos en cristales de una misma muestra, y a su vez, diferentes morfologías en núcleo y bordes, sugiriendo que los cristales no crecieron en un solo *batch* de magma. Por lo tanto, se generan dos cuestionamientos; las variaciones reflejarían pequeños cambios en la composición del fundido, o bien, son el resultado del transporte de cristales desde diferentes partes del sistema magmático previo a la acumulación. Dada la presunta presencia de núcleos heredados en los cristales estudiados, reabsorciones dentro de las oscilaciones continuas y disconformidades entre los recrecimientos, se cree que las variaciones en los circones representarían ambas escalas. La presencia de múltiples dominios de crecimiento rodeada por zonas de disconformidades reflejaría la influencia de magmas de mayor temperatura en los cristales, o procesos convectivos, asimilación de corteza y/o descompresión que resultarían en reabsorción de los cristales. Esto es consecuente con las texturas de desequilibrio observado en otras fases minerales (plagioclasa, anfíbola, biotita, piroxeno, olivino, etc.), que reflejan un dinamismo en la evolución magmática de los centros en cuestión.

Además, se observó que los circones pertenecientes a Cerro La Torta exhiben una leve menor razón de aspecto (largo: ancho) en relación a los demás centros. Esto podría sugerir que las condiciones en las que se formaron los cristales varían en este centro.

Finalmente, el análisis de cristales de circón incluye termometría de Ti, geoquímica de elementos traza e isotopía de Hf, por lo que conclusiones más sólidas se pueden obtener a partir del análisis completo. Sin embargo, el estudio morfológico y análisis de las historias de crecimiento proveen una base consistente para un posterior estudio más acabado.

GEOCROLOGÍA DE CIRCONES

Se realizaron estudios de datación U-Pb en circones en las muestras M13, M2, M15 y M5 con tecnología LA- MC- ICP-MS. La medición se efectuó exclusivamente en los bordes más externos de los cristales. Es importante señalar que los resultados son solamente referenciales.

M13- CERRO VOLCÁN

Los resultados de la datación realizada en la muestra M13 de Cerro Volcán, correspondiente a una andesita de hornblenda, se presentan en la figura 68 y tabla 10. Se obtuvieron 21 dataciones, las cuales se agrupan en torno a los ~0,55 Ma, en grupos de no más de 3 cristales. Además, hay circones individuales ubicados entre los ~0,8 a 1 Ma, y otra población agrupada en los ~0,3 Ma. Empleando en algoritmo *TuffZirc Age* figura 68.b, se obtuvo un resultado de 0,47 +0,04/-0,01 Ma, con un 93,9% de confiabilidad, considerando un grupo de 5 circones. Esto corresponde al Pleistoceno Medio, según la tabla cronoestratigráfica internacional.

Análisis	Razones Isotópicas												Edad Aparente (Ma)		
	U	Th	U/Th	207Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	206Pb*	±	207Pb*	±	Edad (Ma)	± (Ma)
	(ppm)	(ppm)		206Pb*	(abs)	235U*	(abs)	238U	(abs)	238U*	(Ma)	235U	(Ma)		
M13-1	585,3	283	2,041	0,0600	0,0150	0,00112	0,00033	0,00015	0,00001	0,97	0,04	1,14	0,33	0,97	0,04
M13-3	697	555	1,151	0,0910	0,0450	0,00122	0,00059	0,00009	0,00000	0,59	0,03	1,23	0,60	0,59	0,03
M13-4	503	228	1,9695	0,0710	0,0190	0,00082	0,00022	0,00008	0,00000	0,55	0,02	0,83	0,22	0,55	0,02
M13-5	817,5	344,3	2,099	0,0230	0,0140	0,00025	0,00015	0,00007	0,00000	0,48	0,01	0,25	0,15	0,48	0,01
M13-6	624	361	1,665	0,1300	0,0200	0,00147	0,00029	0,00008	0,00001	0,51	0,03	1,49	0,30	0,51	0,03
M13-7	925	580	1,536	0,0990	0,0560	0,00067	0,00043	0,00005	0,00000	0,30	0,03	0,68	0,44	0,30	0,03
M13-8	918	708	1,244	0,0650	0,0330	0,00034	0,00018	0,00004	0,00000	0,26	0,01	0,34	0,18	0,26	0,01
M13-9	553	308	1,736	0,0490	0,0300	0,00031	0,00018	0,00005	0,00000	0,30	0,02	0,31	0,18	0,30	0,02
M13-11	921	1575	0,576	0,0206	0,0075	0,00029	0,00010	0,00010	0,00000	0,65	0,02	0,29	0,11	0,65	0,02
M13-13	429	175,5	2,241	0,0530	0,0360	0,00065	0,00043	0,00007	0,00000	0,47	0,02	0,66	0,44	0,47	0,02
M13-14	1195	1326	0,832	0,0240	0,0067	0,00034	0,00009	0,00010	0,00000	0,67	0,02	0,35	0,09	0,67	0,02
M13-15	537	262	1,908	0,1340	0,0220	0,00199	0,00033	0,00011	0,00000	0,68	0,03	2,02	0,34	0,68	0,03
M13-17	716	349,7	1,961	0,0220	0,0140	0,00022	0,00014	0,00007	0,00000	0,47	0,01	0,22	0,14	0,47	0,01
M13-25	418	207,6	2,294	0,1390	0,0300	0,00161	0,00040	0,00008	0,00000	0,53	0,03	1,63	0,40	0,53	0,03
M13-26	762	467	1,922	0,0440	0,0140	0,00053	0,00018	0,00009	0,00000	0,57	0,01	0,54	0,18	0,57	0,01
M13-27	662	362	2,293	0,0650	0,0350	0,00042	0,00022	0,00004	0,00000	0,28	0,02	0,43	0,23	0,28	0,02
M13-28	1007	740	1,824	0,0710	0,0120	0,00088	0,00016	0,00009	0,00000	0,60	0,02	0,89	0,16	0,60	0,02
M13-30	508	279,9	3,164	0,1850	0,0260	0,00192	0,00030	0,00007	0,00000	0,46	0,02	1,95	0,31	0,46	0,02
M13-32	576	279,9	3,494	0,0240	0,0190	0,00029	0,00038	0,00014	0,00001	0,91	0,04	0,30	0,38	0,91	0,04
M13-33	482	205	3,611	0,0370	0,0140	0,00037	0,00017	0,00008	0,00000	0,52	0,03	0,37	0,17	0,52	0,03
M13-34	553	301	2,594	0,0290	0,0120	0,00050	0,00021	0,00012	0,00000	0,80	0,02	0,50	0,22	0,80	0,02

Tabla 10. Resumen de resultados de U-Pb en LA-MC-ICP-MS para circones de la muestra M13 de Cerro Volcán.

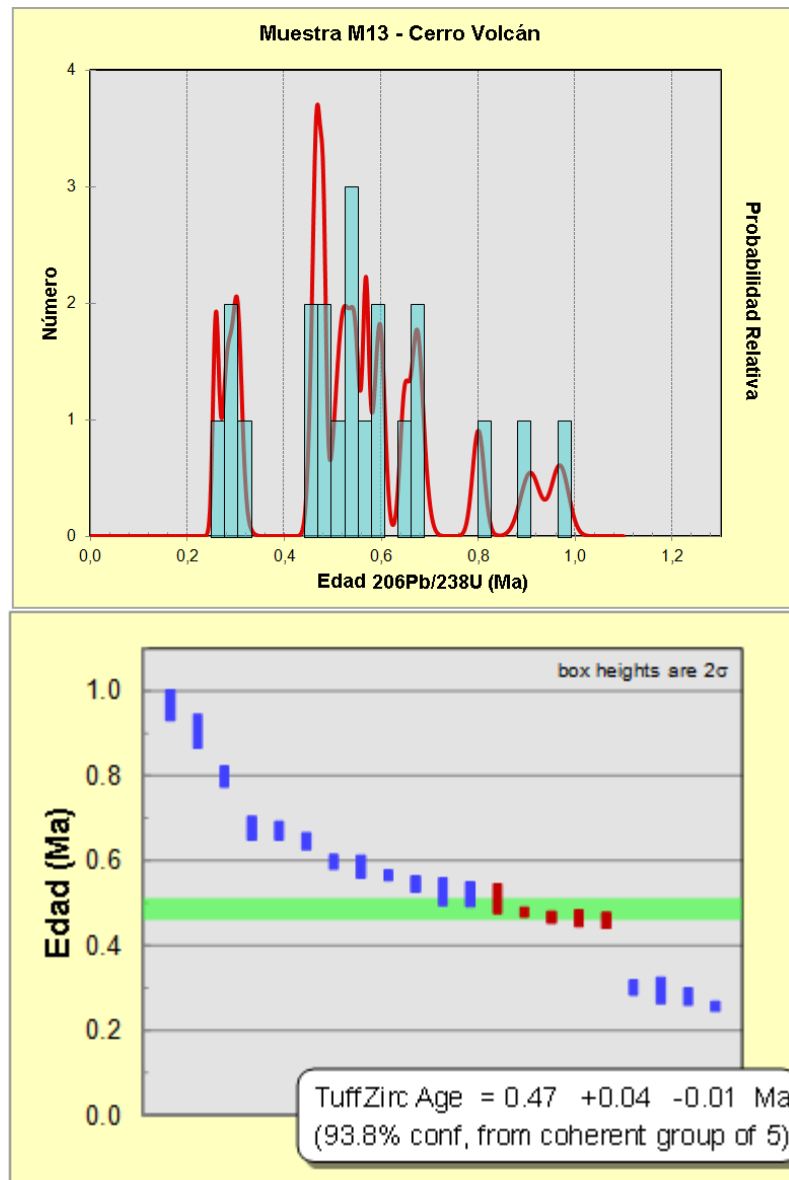


Figura 68. Resultado datación U/Pb para la muestra M13. a) Gráfico de distribución de densidades de probabilidades para la edad de cristales individuales de circones. b) Resultados obtenidos según el algoritmo *TuffZirc Age*.

M2 - CERRO LA QUEBRADA

Los resultados de la datación realizada en la muestra M2 de Cerro La Quebrada, correspondiente a una andesita de piroxeno, se presenta en la figura 69 y tabla 11. Se obtuvieron 14 dataciones, las cuales se extienden desde los ~0,7 a 2,1 Ma. El *peak* más significativo, considerando un grupo de 3 circones, se agrupa en torno a los ~0,9 Ma. No se logró aplicar el algoritmo *TuffZirc Age*, dado que no se cumplía con la mínima cantidad de datos para análisis. De todas formas, los resultados caen en edades Calabriense y Gelasiense, según la tabla cronoestratigráfica internacional.

Análisis	Razones Isotópicas								Edad Aparente (Ma)				Edad (Ma)	± (Ma)	
	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	207Pb* ± 206Pb* (abs)	207Pb* ± 235U* (abs)	206Pb* ± 238U (abs)	206Pb* ± 238U* (Ma)	207Pb* ± 235U (Ma)							
m2-1	403,0	221,0	1,8	0,0537	0,0130	0,0031	0,0029	0,00030	0,00001	1,94	0,05	3,11	2,90	1,94	0,05
m2-5	940,0	810,0	1,3	0,0553	0,0150	0,0011	0,0010	0,00011	0,00000	0,72	0,03	1,13	1,10	0,72	0,03
m2-7	662,0	426,0	1,6	0,0524	0,0130	0,0024	0,0022	0,00029	0,00001	1,88	0,04	2,42	2,30	1,88	0,04
m2-8	503,0	303,4	1,7	0,0479	0,0150	0,0013	0,0013	0,00019	0,00001	1,20	0,04	1,35	1,30	1,20	0,04
m2-11	610,0	570,0	1,3	0,0235	0,0082	0,0005	0,0005	0,00014	0,00000	0,90	0,02	0,50	0,47	0,90	0,02
m2-12	675,0	257,0	2,7	0,0540	0,0250	0,0012	0,0013	0,00014	0,00001	0,90	0,04	1,19	1,30	0,90	0,04
m2-15	415,8	181,1	2,3	0,0422	0,0120	0,0024	0,0023	0,00032	0,00001	2,08	0,05	2,45	2,30	2,08	0,05
m2-20	1484,0	853,0	1,8	0,0871	0,0220	0,0035	0,0033	0,00022	0,00000	1,45	0,03	3,52	3,30	1,45	0,03
m2-21	1264,0	742,0	1,7	0,0662	0,0170	0,0025	0,0024	0,00022	0,00000	1,41	0,03	2,56	2,40	1,41	0,03
m2-23	665,0	385,0	1,8	0,0490	0,0130	0,0019	0,0018	0,00025	0,00001	1,59	0,04	1,92	1,80	1,59	0,04
m2-25	332,3	115,5	2,9	0,0190	0,0110	0,0005	0,0005	0,00018	0,00000	1,18	0,03	0,48	0,51	1,18	0,03
m2-28	1110,0	347,0	3,0	0,0506	0,0130	0,0010	0,0010	0,00017	0,00000	1,07	0,02	1,05	0,98	1,07	0,02
m2-33	1760,0	1290,0	1,4	0,0718	0,0190	0,0013	0,0012	0,00013	0,00000	0,86	0,02	1,31	1,20	0,86	0,02
m2-36	582,0	249,0	2,4	0,0560	0,0280	0,0008	0,0008	0,00011	0,00000	0,70	0,02	0,79	0,81	0,70	0,02

Tabla 11. Resumen de resultados de U-Pb en LA-MC-ICP-MS para circones de la muestra M2 de Cerro La Quebrada.

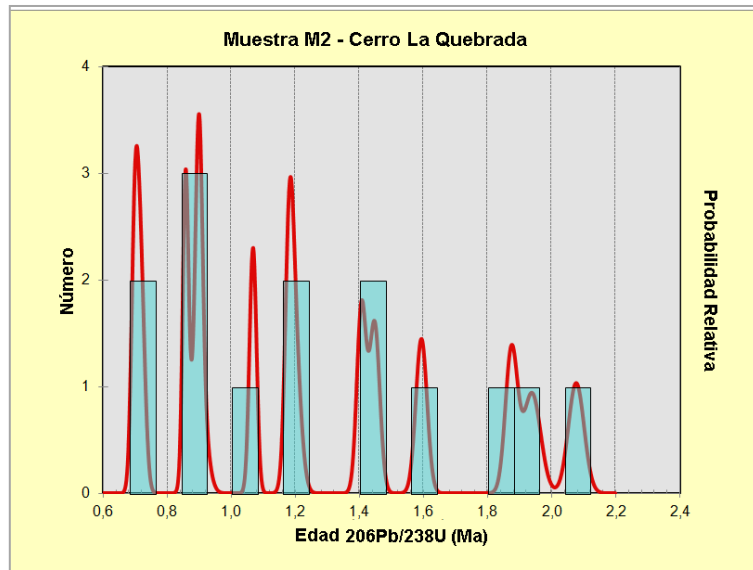


Figura 69. Resultado datación U/Pb para la muestra M2, obtenidos según el algoritmo *TuffZirc Age*.

M15 - VOLCÁN TATIO

Los resultados de la datación realizada en la muestra M15 de Volcán Tatio, correspondiente a una andesita de piroxeno, se presentan en la figura 70 y tabla 12. Se obtuvieron 21 dataciones, observándose un *peak* alrededor de los ~0,8 a 1,8 Ma. Empleando en algoritmo *TuffZirc Age* figura 70.b, se obtuvo un resultado de 1,33 +0,07/-0,02 Ma, con un 93,8% de confiabilidad, considerando un grupo de 5 circones. Esto corresponde, según la tabla cronoestratigráfica internacional, a una edad Calabriense.

Análisis	Razones Isotópicas								Edad Aparente (Ma)				Edad (Ma)	± (Ma)	
	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	207Pb* 206Pb*	± (abs)	207Pb* 235U*	± (abs)	206Pb* 238U	± (abs)	206Pb* 238U* (Ma)	± (Ma)	207Pb* 235U (Ma)			± (Ma)
M15-1	492,0	274,0	1,8	0,0200	0,0100	0,000370	0,000200	0,000131	0,000005	0,85	0,03	0,38	0,20	0,85	0,03
M15-2	388,0	201,3	1,9	0,0120	0,0150	0,000260	0,000350	0,000167	0,000007	1,08	0,04	0,27	0,36	1,08	0,04
M15-3	501,0	303,0	1,7	0,0470	0,0260	0,001360	0,000800	0,000203	0,000010	1,31	0,06	1,38	0,81	1,31	0,06
M15-5	858,0	407,0	2,1	0,0520	0,0120	0,001110	0,000290	0,000139	0,000005	0,90	0,03	1,12	0,29	0,90	0,03
M15-6	424,0	387,0	1,1	0,0445	0,0077	0,001410	0,000280	0,000232	0,000008	1,49	0,05	1,43	0,29	1,49	0,05
M15-8	470,8	97,0	5,0	0,0392	0,0041	0,003000	0,000410	0,000555	0,000016	3,57	0,10	3,04	0,42	3,57	0,10
M15-10	511,0	340,0	1,5	0,0640	0,0110	0,001930	0,000380	0,000206	0,000009	1,33	0,06	1,96	0,39	1,33	0,06
M15-12	585,0	452,0	1,3	0,0277	0,0079	0,000780	0,000230	0,000199	0,000006	1,28	0,04	0,79	0,23	1,28	0,04
M15-13	700,0	546,0	1,2	0,0341	0,0056	0,001000	0,000190	0,000212	0,000006	1,37	0,04	1,02	0,19	1,37	0,04
M15-14	667,0	343,5	1,9	0,0514	0,0094	0,001540	0,000320	0,000217	0,000008	1,40	0,05	1,56	0,33	1,40	0,05
M15-16	925,0	617,0	1,6	0,0470	0,0110	0,001070	0,000280	0,000155	0,000005	1,00	0,04	1,09	0,29	1,00	0,04
M15-19	1700,0	1810,0	1,0	0,0960	0,0330	0,003400	0,001100	0,000269	0,000011	1,74	0,07	3,40	1,10	1,74	0,07
M15-20	849,0	599,7	1,4	0,0369	0,0072	0,001240	0,000270	0,000246	0,000008	1,58	0,05	1,26	0,28	1,58	0,05
M15-21	2722,0	1058,0	2,6	0,0604	0,0056	0,001580	0,000220	0,000178	0,000005	1,15	0,03	1,61	0,22	1,15	0,03
M15-22	1750,0	1290,0	1,3	0,0465	0,0088	0,000820	0,000180	0,000127	0,000004	0,82	0,03	0,83	0,18	0,82	0,03
M15-24	1051,0	634,0	1,6	0,0404	0,0066	0,001150	0,000220	0,000206	0,000006	1,33	0,04	1,17	0,23	1,33	0,04
M15-27	881,0	446,0	1,7	0,0523	0,0057	0,001890	0,000260	0,000281	0,000009	1,81	0,06	1,92	0,27	1,81	0,06
M15-30	651,0	339,0	1,7	0,0469	0,0067	0,001730	0,000290	0,000259	0,000008	1,67	0,05	1,76	0,30	1,67	0,05
M15-31	1397,0	637,0	2,5	0,0668	0,0100	0,001350	0,000220	0,000147	0,000005	0,95	0,03	1,37	0,22	0,95	0,03
M15-32	1289,0	381,0	4,1	0,0745	0,0069	0,001820	0,000230	0,000183	0,000006	1,18	0,04	1,85	0,23	1,18	0,04
M15-33	805,0	440,0	2,2	0,0619	0,0088	0,002980	0,000530	0,000363	0,000013	2,34	0,08	3,02	0,53	2,34	0,08

Tabla 12. Resumen de resultados de U-Pb en LA-MC-ICP-MS para circones de la muestra M15 de Volcán Tatio.

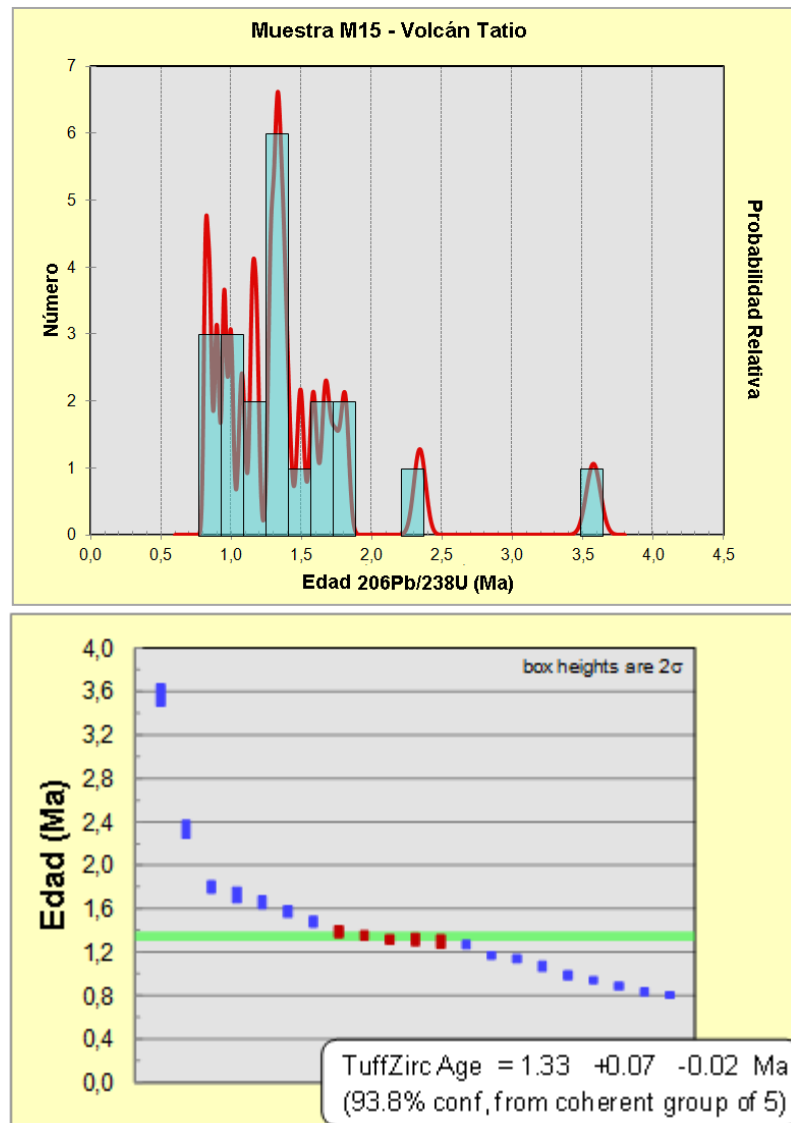


Figura 70. Resultado datación U/Pb para la muestra M15. a) Gráfico de distribución de densidades de probabilidades para la edad de cristales individuales de circones. b) Resultados obtenidos según el algoritmo *TuffZirc Age*.

M5 - CERRO LA TORTA

Los resultados de la datación realizada en la muestra M5 de Cerro La Torta, correspondiente a una riolita de hornblenda y biotita, se presentan en la figura 71 y tabla 13. Se obtuvieron 20 dataciones, las cuales se agrupan en torno a los 2,0 a 2,7 Ma,. Además, hay circones individuales ubicados entre los 1,6 a 1,9 Ma. Empleando en algoritmo *TuffZirc Age* figura 71.b, se obtuvo un resultado de 2,12 + 0,04/ -0,08 Ma, con un 98,4% de confiabilidad, considerando un grupo de 7 circones. Esto

corresponde, según la tabla cronoestratigráfica internacional, a una edad Gelasiense. Sin embargo, en el trabajo de Renzulli *et al.* (2006) se determinó, mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, una edad de 34 ± 7 ka, para el mismo centro. La diferencia se puede deber a errores asociados a la datación con argón, dado que pudo no haber sido retenido correctamente en la roca. Esto puede también relacionarse con campos geotermales, en donde el calor produciría una reapertura del sistema y disipación del elemento.

Análisis	Razones Isotópicas								Edad Aparente (Ma)				Edad (Ma)	± (Ma)	
	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{207}\text{Pb}^*$ $^{206}\text{Pb}^*$	± (abs)	$^{207}\text{Pb}^*$ $^{235}\text{U}^*$	± (abs)	$^{206}\text{Pb}^*$ ^{238}U	± (abs)	$^{206}\text{Pb}^*$ $^{238}\text{U}^*$	± (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*$ ^{235}U			± (Ma)
M5-1	391,0	103,1	3,8	0,0913	0,0045	0,00519	0,00026	0,00041	0,00001	2,7	0,1	5,3	0,3	2,7	0,1
M5-2	398,0	59,9	6,5	0,1100	0,0110	0,00540	0,00064	0,00036	0,00001	2,3	0,1	5,5	0,6	2,3	0,1
M5-3	147,9	57,4	2,6	0,1630	0,0170	0,00749	0,00082	0,00033	0,00001	2,1	0,1	7,6	0,8	2,1	0,1
M5-4	633,0	184,0	3,5	0,1037	0,0057	0,00570	0,00037	0,00040	0,00001	2,6	0,1	5,8	0,4	2,6	0,1
M5-5	689,0	182,0	3,9	0,1310	0,0180	0,00592	0,00096	0,00033	0,00001	2,1	0,1	6,0	1,0	2,1	0,1
M5-6	374,1	113,8	3,3	0,1680	0,0200	0,00730	0,00110	0,00032	0,00001	2,0	0,1	7,4	1,1	2,0	0,1
M5-7	457,0	106,7	4,2	0,0970	0,0200	0,00490	0,00110	0,00035	0,00001	2,3	0,1	4,9	1,1	2,3	0,1
M5-8	433,0	222,0	2,1	0,0504	0,0045	0,00231	0,00020	0,00034	0,00001	2,2	0,1	2,3	0,2	2,2	0,1
M5-9	310,8	116,4	2,6	0,0489	0,0040	0,00247	0,00020	0,00037	0,00001	2,4	0,1	2,5	0,2	2,4	0,1
M5-10	671,0	168,5	4,0	0,0521	0,0038	0,00208	0,00016	0,00029	0,00001	1,9	0,0	2,1	0,2	1,9	0,0
M5-11	213,0	50,8	4,3	0,0355	0,0062	0,00187	0,00033	0,00038	0,00001	2,5	0,1	1,9	0,3	2,5	0,1
M5-12	283,0	62,1	4,6	0,0536	0,0050	0,00281	0,00031	0,00037	0,00001	2,4	0,1	2,9	0,3	2,4	0,1
M5-13	508,0	175,0	3,0	0,0459	0,0045	0,00209	0,00021	0,00033	0,00001	2,1	0,1	2,1	0,2	2,1	0,1
M5-14	394,0	128,4	3,2	0,0404	0,0040	0,00148	0,00015	0,00027	0,00001	1,7	0,0	1,5	0,2	1,7	0,0
M5-15	365,0	88,2	4,2	0,0464	0,0042	0,00248	0,00023	0,00040	0,00001	2,6	0,1	2,5	0,2	2,6	0,1
M5-16	452,0	97,6	4,5	0,0468	0,0026	0,00236	0,00013	0,00037	0,00001	2,4	0,1	2,4	0,1	2,4	0,1
M5-17	265,0	74,7	3,3	0,0427	0,0052	0,00227	0,00028	0,00039	0,00001	2,5	0,1	2,3	0,3	2,5	0,1
M5-18	335,0	67,5	4,9	0,0529	0,0035	0,00244	0,00018	0,00033	0,00001	2,2	0,0	2,5	0,2	2,2	0,0
M5-19	503,0	124,2	4,0	0,0616	0,0046	0,00271	0,00018	0,00033	0,00001	2,1	0,1	2,8	0,2	2,1	0,1
M5-20	332,0	66,7	4,9	0,0732	0,0056	0,00359	0,00034	0,00035	0,00001	2,3	0,1	3,6	0,3	2,3	0,1

Tabla 13. Resumen de resultados de U-Pb en LA-MC-ICP-MS para circones de la muestra M5 de Cerro La Torta.

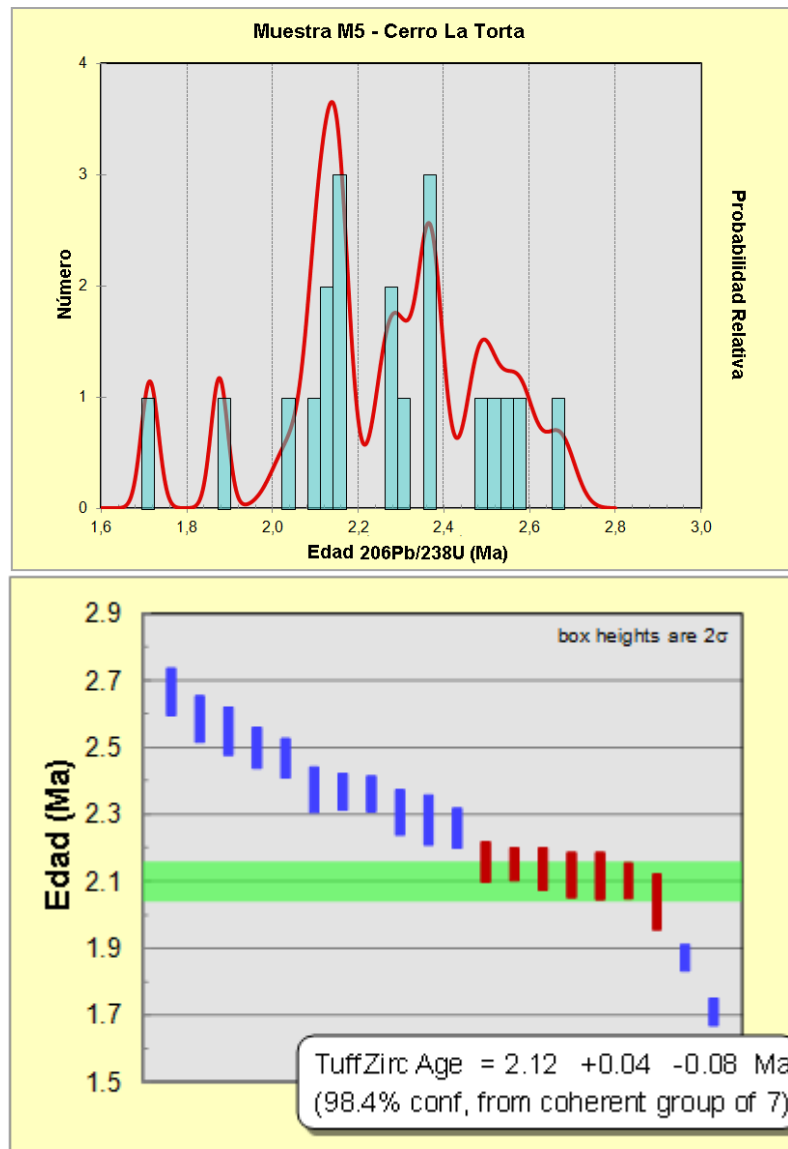


Figura 71. Resultado datación U/Pb para la muestra M5. a) Gráfico de distribución de densidades de probabilidades para la edad de cristales individuales de circones. b) Resultados obtenidos según el algoritmo *TuffZirc Age*.

CAPÍTULO 9. DISCUSIONES

MECANISMOS GATILLANTES DE ERUPCIÓN

La diversidad de estilos y edificios volcánicos en la región de estudio, hace suponer que existe una evolución compleja en la zona, con desarrollo de estratovolcanes, conos monogenéticos de menor envergadura, y domos riolíticos de gran volumen. Por otro lado, se contraponen el volumen del edificio volcánico con las etapas o ciclos eruptivos. Probablemente el domo de Cerro La Torta fue generado en un único evento eruptivo de gran volumen. La morfología, dimensión y extensión expuestas en Cerro La Quebrada hacen creer también que un solo evento eruptivo lo originó, aunque con un volumen considerablemente menor al del Cerro La Torta. Estas inferencias se contrastan con la configuración de estratovolcán de Cerro Volcán y Volcán Tatio, en donde varios episodios eruptivos contribuyeron a la construcción del edificio volcánico.

En el caso particular de Cerro La Torta, la gran proporción de fenocristales, alta viscosidad aparente, y baja temperatura magmática, son consistentes con una etapa temprana de formación de un Plutón (Watt *et al.*, 1999). Entonces cabe la duda acerca de cuál fue el mecanismo que gatilló su emplazamiento hacia la superficie.

Aparentemente, la erupción controlada por acumulación de fluidos magmáticos podría ser descartada, dado que no hay evidencias de depósitos piroclásticos ni escarpes de colapso asociados a este centro. Sin embargo, dada las condiciones climáticas de la zona, cabe la posibilidad de que los depósitos piroclásticos asociados se mantengan cubiertos sin afloramientos en superficie (baja tasa de erosión), o en otro escenario, estén totalmente erosionados. Lo anterior toma sentido con los datos de H₂O% en peso en el fundido obtenidos por el termobarómetro en anfíbola, 4,5-5%, que serían consistentes con un magma sobresaturado capaz de dirigir una erupción altamente explosiva.

Otra explicación a la ausencia de erupciones explosivas puede ser el resultado de una cámara magmática que opera como un sistema abierto, en donde la sobrepresión hidrostática necesaria para gatillar una erupción explosiva nunca fue alcanzada. La desvolatilización temprana puede explicar la ausencia de eventos explosivos de gran envergadura. Esto pudo llevarse a cabo mediante erupciones con

niveles de explosividad medios a bajos, que presuntamente produjeron pequeños volúmenes de depósitos piroclásticos, los que fueron erosionados o sepultados por eventos efusivos subsiguientes.

Watt *et al.* (1999) propone para el Complejo Domo Cerro Chascón- Runtu Janita, Bolivia, (noreste de la zona de estudio, en la ZVC) la recarga de magma máfico como proceso que gatilló la extrusión de magma riolítico rico en cristales. Por lo tanto, el rol de la recarga de un magma más caliente y fluido podría ser crucial en la erupción de algunos magmas silícicos altamente viscosos, como los de Cerro La Torta.

Por otro lado, no hay manifestaciones superficiales suficientes, pero se infiere un control de sistemas de fallas complejo en base de los distintos lineamientos observados. Entonces, el predominio estructural de la región, sumado a las debilidades preexistentes en la corteza, pudieron ser utilizadas para la intrusión y conducto del domo, como así también para los demás centros.

ANALISIS TEXTURAL, COMPOSICIONAL Y SUS IMPLICANCIAS PETROGENÉTICAS

Las plagioclasas de los centros analizados muestran variadas texturas de desequilibrio. Particularmente, la textura *sieve* en plagioclasas ha sido frecuentemente interpretada como resultado de mezcla de magma. Sin embargo, también puede ocurrir como resultado de una rápida descompresión, en donde la pérdida de calor es menor en relación a la tasa de ascenso. La textura *patchy zoning* (zonación a parches en fenocristal de plagioclasa de Cerro La Quebrada), se ha interpretado como evidencia de una secuencia de eventos iniciada por una cristalización en profundidad, reabsorción por descompresión dirigida por el ascenso y una nueva etapa de cristalización de plagioclasa más sódica (Vance, 1965). Otros autores (Jorgenson, 1971; Fraser, 1966) la han interpretado como resultado del aumento de la presión de H₂O en las primeras etapas de cristalización. Por otro lado, la zonación oscilatoria, que se manifiesta por zonas discretas con alternancia de bandas ricas en Ca, con zonas ricas en Na y pobres en Ca, sugiere un empobrecimiento relativo del contenido de anortita en el fundido adyacente a las caras cristalinas, debido a que la tasa de difusión de los componentes en el fundido es menor que la tasa de crecimiento en los cristales (Vernon, 2004).

Otra característica relevante de mencionar es la composición cálcica de microlitos, fenocristales o glómeros con respecto a sus núcleos en las plagioclasas de los centros analizados. Ustunisik *et al.* (2014) llegó a la determinación de que el ascenso de magma desde un sistema relativamente profundo a uno más somero isentrópicamente, o la convección de un magma en una cámara polibárica isotérmicamente, resulta en el desarrollo de zonación reversa en plagioclasas. La magnitud de este efecto lo determinó en el orden de 3% moles de An por kbar para ambas, ya sea cristalización dirigida por descompresión y convección polibárica/isotérmica. Por lo tanto, si el aumento relativo en el componente anortítico que se registra en los bordes de los minerales analizados (microlito en Cerro La Quebrada, microfenocristal en Cerro Volcán y Glómero en Volcán Tatio) se deriva de algunos de los procesos antes mencionados, conllevaría a una descompresión del orden de 10 kbar, lo que es de alguna forma exagerada. Por otro lado, se sabe, a partir de estudios anteriores, que el contenido de anortita de las plagioclasas aumenta con el incremento del contenido de H₂O (a temperatura constante) y aumenta con el incremento de temperatura (a H₂O constante). De esto se deduce que el aumento violento del contenido de anortita en bordes con respecto a núcleos de plagioclasa se debería a un proceso de mezcla de magma, que explicaría, ya sea el aumento de temperatura de un reservorio somero, o bien el aumento de H₂O.

Rutherford y Hill (1993) señalan que el desarrollo de bordes de reacción en anfíbolos en este tipo de rocas se debe a la respuesta de una pérdida de agua del fundido coexistente durante un ascenso aproximadamente adiabático desde un reservorio profundo. Además, se mostró que en reservorios someros a menos de 6,5 km de profundidad también se pueden generar bordes de reacción en anfíbolos, que resultan ser más gruesos con el tiempo. Por otro lado, cristales de anfíbolos euhedrales sugieren condiciones de almacenamiento estable en un reservorio con alto contenido de H₂O. Por lo tanto, los bordes opacíticos pueden responder a los procesos anteriormente señalados, sin embargo, deben explicar la coexistencia con otra población de anfíbolos que no fueron analizadas bajo microsonda sin bordes afectados o con tonos rojizos, por lo que, probablemente se deban a procesos de mezcla de magma. Los bordes opacíticos en biotitas responderían a los mismos procesos propuestos para la anfíbola.

La augita, componente común en rocas básicas (Deer, 1992), y el #Mg elevado en piroxenos, indicarían el aporte de piroxenos derivados de magmas más primitivos.

El olivino, exclusivamente hallado en Cerro La Quebrada, se interpreta como producto de la cristalización temprana en un magma máfico junto a clinopiroxeno. También se cree que su formación se genera a grandes profundidades en sistemas primitivos de los Andes Central, sufriendo cambios de composición en su ascenso ya sea por mezcla con un reservorio somero o por procesos de asimilación cortical (Mattioli *et al.*, 2006). Los valores composicionales se encuentran en el rango observado en otros volcanes de la ZVC (e.g. Ollagüe). Sin embargo, exhibir composiciones de Fo_{~90} en núcleo, y sobrecrecimientos de Fo_{~80} en bordes de olivino, en coexistencia con cuarzo y en una roca con un ~58% en peso de SiO₂ es realmente considerable, dado que tales composiciones son raras incluso en rocas ultramáficas. Por tales características, estos olivinos sugieren ser xenocristales.

El cuarzo observado, si bien no fue una fase dominante en las muestras analizadas, es un mineral ubicuo en todos los centros. Los bordes de reabsorción, embahiamientos y textura coronítica han sido interpretados ampliamente como respuesta al recalentamiento por el ingreso de un magma de mayor temperatura al sistema hospedante. Sin embargo, también han sido interpretados como evidencias de asimilación cortical por fusión de ignimbritas riolíticas del basamento mioceno, o bien, por interacción con el basamento metamórfico profundo. Si bien es necesario un estudio más acabado para discriminar entre estas hipótesis, el nivel de fracturamiento, embahiamiento de las reabsorciones y textura coronítica hacen suponer a estos minerales como xenocristales provenientes de la corteza.

Si bien todas las evidencias expuestas anteriormente no pueden explicar por sí solas procesos de mezcla de magmas en su evolución, el conjunto y la coexistencia de ellas (presencia de xenocristales de olivino altamente forsterítico; microlitos con composiciones de An₇₂; alto #Mg en piroxenos; zonaciones inversas en fenocristales y microfenocristales de plagioclasas; diferentes familias de plagioclasas, anfíbolos y biotitas con distintos niveles de desequilibrio y bordes opacíticos; y circones con probables núcleos heredados y numerosas bandas de crecimiento) sugerirían la interacción de magmas de mayor temperatura con reservorios someros, lo que caracterizaría la evolución de los centros. Posiblemente, no fue el único proceso involucrado en su génesis. Mecanismos de asimilación cortical y cristalización fraccionada también son comunes en la ZVC (Godoy *et al.*, 2014), por lo que no es posible descartar que hayan actuado conjuntamente.

¿TIENEN LOS CENTROS UN ORIGEN COMÚN?

En este punto del trabajo vale retomar la hipótesis inicial, que plantea un origen común para los centros eruptivos del estudio. Hasta ahora, el contenido de SiO_2 de las lavas de los centros eruptivos Cerro La Quebrada, Cerro Volcán y Volcán Tatio difiere en proporciones muy pequeñas de un centro a otro (58,54%, 59,94% y 61-62%, respectivamente), y a su vez, difieren considerablemente con Cerro La Torta (70%). La disposición geográfica sugiere que estos tres centros volcánicos estarían bajo el control de la misma estructura (orientada NE-SW al sur, tendiendo NS al norte), ya sea el borde oriental del graben del Tatio, sugerido por Lahsen y Trujillo (1976), o bien las fallas inversas mayores propuestas por De Astis *et al.* (2008). Los circones analizados en todos los centros presentan características muy similares, con una leve diferencia en Cerro La Torta, en donde los circones desarrollaron razones de aspecto levemente menores al resto. Además, la geocronología de U-Pb en circones indicaría que estos tres centros son relativamente contemporáneos y que su desarrollo se extendió en un intervalo aprox. de 0,8Ma. Sin embargo, el inicio de eventos eruptivos en la zona de estudio lo marca la efusión de flujos riolíticos pertenecientes al Cerro La Torta (hace ca. 2,12 Ma), evidenciando un pequeño *gap* en la actividad magmática de ca. 0,8 Ma, luego de esta emisión. Por lo tanto, estos antecedentes podrían ser evidencia de que la evolución magmática de Cerro La Torta es separable del resto de los centros, los cuales supondrían un reservorio común en profundidad.

Por otro lado, a partir de la geotermobarometría en anfíbolos, se infiere un reservorio somero para Cerro Volcán y Cerro La Torta (<6 km), en donde se dio la cristalización de anfíbolos en similares condiciones de presión, temperatura, fugacidad de oxígeno y cantidad de H_2O . Esto, *a priori* se interpretaría como un reservorio somero común para ambos, sin embargo, además de las diferencias en composición, mineralogía, % de fenocristales y masa fundamental, los eventos eruptivos de estos centros están separados por aprox. 1,7 Ma, lo que haría compleja la asociación anterior.

Si bien, existen evidencias de un presunto desarrollo de reservorios someros, además de probables inyecciones de magma máfico que generaron procesos de mezcla en los centros estudiados, solo es posible asegurar que existe un escenario complejo de evolución, con desarrollo de domos riolíticos, conos monogenéticos, estratovolcanes, con productos volcánicos de mineralogía y composiciones variadas, además de una diversidad de texturas de desequilibrio.

MODELO DE EVOLUCIÓN DE LOS CENTROS ERUPTIVOS CERRO VOLCÁN, CERRO LA QUEBRADA, VOLCÁN TATIO Y CERRO LA TORTA

Tomando en consideración los antecedentes anteriormente expuestos, correspondientes a los análisis petrográficos, composicionales, estratigráficos, morfológicos y geocronológicos, es posible considerar el volcanismo de los centros eruptivos relativamente contemporáneos, cuya actividad se habría iniciado hace aprox. 2,12 Ma, con la efusión del domo riolítico de hornblenda y biotita (70%SiO₂) de alto-K que origino el Cerro La Torta, que aflora en el flanco NW de Cerros de Tocorpuri, en la frontera con Bolivia. La efusión resulta peculiar debido a las dimensiones del flujo desarrollado, que se estimó en aprox. 2 km³ de material silícico en superficie. No se descarta una etapa previa con explosión de material piroclástico, cuyos depósitos, de menor envergadura, podrían encontrarse erosionados o cubiertos. Tampoco es descartable la relación que puede existir entre el reservorio en profundidad del domo Cerro La Torta y el correspondiente al sistema del volcán Tocorpuri.

Posterior a esto, hace aprox. 1,33 Ma, se produjo la efusión de un volumen considerable de magma, estimado en ~1,5 km³, representados por numerosos flujos de andesitas de piroxeno (61-62% SiO₂) de alto-K, dirigidos radialmente hacia todos los flancos del complejo, pero con una leve tendencia de flujos dirigidos hacia el oeste, a aprox. 4 km de Cerro La Torta, que originó el edificio del Volcán Tatio. El centro de emisión de estos flujos se encuentra alineado en dirección SW-NE con otros centros de igual o menor envergadura (andesita de hornblenda de Cerros del Tatio), cuyo límite noreste de la cadena lo constituyen los flujos andesíticos de piroxeno (58% SiO₂) de Cerro La Quebrada, estimados en 0,1 km³. Las coladas de este último se limitan al sur con la estructura de domo de Cerro La Torta, entorpeciendo su extensión en esta dirección. Probablemente, la efusión de los flujos de lavas que se encuentran alineados sea contemporánea, a juzgar por la distribución de edades de circones encontradas en ambos centros.

Finalmente, hace aprox. 0,47 Ma, se dio la emisión de lavas andesíticas de hornblenda (~60%SiO₂) de alto-K, caracterizadas por flujos en dirección predominante al oeste, con un total de material emitido de aprox. 3,5 km³, provenientes del centro de efusión de Cerro Volcán, emplazado a 10 km al norte de Cerro La Torta. Es en los pies del flanco oeste del edificio donde hoy se desarrolla la actividad geotermal de los Géiser del Tatio.

El volcanismo anteriormente descrito se atribuye a una distensión E-W en el Pleistoceno Medio a Tardío (Lahsen y Trujillo, 1978), y se emplazó sobre unidades ignimbríticas Miocenas, Pliocenas a Pleistocenas intercaladas con lavas del Conjunto de Volcanes I y II (Marinovic y Lahsen, 1984).

Durante la evolución del volcanismo, se registra una migración de éste en dirección norte, que probablemente sea una característica local, registrada en el Pleistoceno Inferior-Pleistoceno Superior.

Las lavas y domos-lavas de la zona de estudio erupcionados durante este periodo se caracterizan principalmente por presentar (1) firmas calcoalcalinas de alto-K; (2) alto grado de cristalinidad; (3) numerosas evidencias mineralógicas y texturales de desequilibrio químico y termodinámico; (4) leve anomalía de Eu; (5) fuerte enriquecimiento de LILE y LREE y; (6) enriquecimiento relativamente alto de HREE con respecto a otros centros de la ZVC.

Finalmente, cabe mencionar que los depósitos se encuentran en un buen estado de preservación, aunque probablemente la acción glacial sea la responsable de disectar parte de los edificios volcánicos.

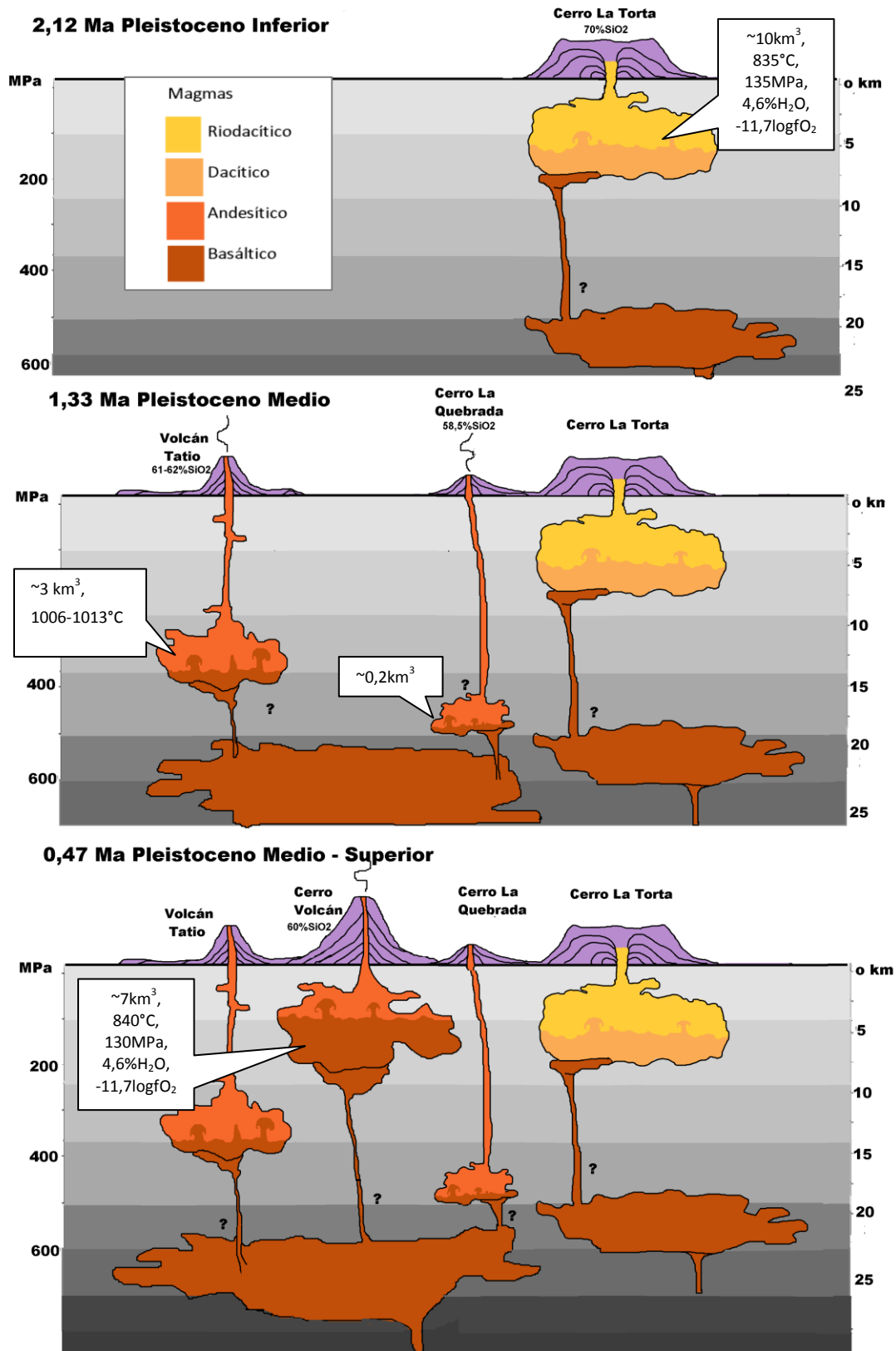


Figura 72. Evolución de centros eruptivos. Se muestra la hipotética evolución que se inicia con la efusión de material altamente diferenciado que origina el domo de Cerro La Torta, hace aprox 2,12 Ma. Esto lo sucede la efusión de andesitas de alto-K que constituyen el Volcán Tatio. Coetáneo a este evento, se desarrolla la emisión de lavas

andesíticas de olivino de Cerro La Quebrada, y probablemente también ocurre la emisión de andesitas de hornblenda que originaron los Cerros del Tatio. Estos tres centros conforman un lineamiento en dirección NE-SW. Finalmente, tiene cabida la emisión de flujos andesíticos de hornblenda, edificando el Cerro Volcán. Además se muestran las condiciones del reservorio, volumen, temperatura, presión, % en peso de H₂O del magma, y fO₂.

CAPÍTULO 10. CONCLUSIONES

1. La zona de estudio consta de 4 centros eruptivos, de norte a sur, Cerro Volcán, Cerro La Quebrada, Volcán Tatio y Cerro La Torta, cuyos productos volcánicos presentan andesitas de anfíbola, andesitas de olivino, andesitas de piroxeno y riolitas de anfíbola y biotita, respectivamente, presentando una amplia composición (58-70% SiO₂). Las rocas son porfíricas y predominantemente ricas en cristales (20-45% de fenocristales). La erupción de estos se dio en condiciones relativamente tranquilas, es decir, en erupciones efusivas, generando volúmenes de 0,1 a 3,6 km³ de material volcánico. Aunque no se descarta la posibilidad de eventos de baja explosividad con depósitos piroclásticos cubiertos por sucesivas erupciones efusivas, o depósitos erosionados por acción glaciaria.
2. Las rocas poseen afinidad calcoalcalinas ricas en K, propias del volcanismo de la zona. Además presentan enriquecimiento relativo de LILE, anomalías negativa de Nb y Ta, y *peaks* positivos de U, Th y Pb, características esperables de un arco volcánico asociado a subducción. La fuente de los magmas que originan las rocas del estudio, se cree, proviene de un ambiente somero estable para la plagioclasa y con presencia de anfíbola ± clinopiroxeno. Esta característica es destacable para el magmatismo de la zona, en donde es frecuente el empobrecimiento de HREE y ausencia de la anomalía negativa de Eu, lo que es compatible con una fuente con granate residual y en donde la plagioclasa juega un rol menor.
3. Las rocas se caracterizan por presentar numerosas texturas de desequilibrio, que sugieren la perturbación física y termodinámica constante del sistema magmático. Uno de los principales agentes desequilibrantes, se cree, fue la inyección de magmas de mayor temperatura en reservorios someros más evolucionados y más fríos, con distintos niveles de interacción entre estos. Este pudo ser un proceso principal en la evolución de los magmas que dieron origen a los centros del estudio. Sin embargo, no se descarta la acción conjunta con procesos como cristalización fraccionada y asimilación cortical, como se ha inferido en otros centros de la ZVC.
4. En el estudio morfológico de circones, se observó numerosas texturas de desequilibrio, historias de crecimiento irrumpidas por reabsorciones, disconformidades entre zonas y diferencias entre núcleo y bordes que apoyan la hipótesis de una evolución compleja con constantes perturbaciones al sistema. Sin embargo, estudios más acabados como termometría de Ti, geoquímica de

elementos traza e isotopía de Hf en circones son requeridos para resultados más determinantes.

5. Las condiciones pre-eruptivas y naturaleza del reservorio fue posible conocerlas a través de los termobarómetros de anfíbola (Ridolfi *et al.*, 2009), óxidos de Fe-Ti (Andersen y Lindsley, 1985), y dos piroxenos (Putirka, 2008). Los resultados de volumen, temperatura, presión, % de H₂O y fO₂ del magma en el reservorio para Cerro La Torta y Cerro Volcán son: 10 km³, 835 °C, 135 MPa, 4,6 %H₂O y -11,7 logfO₂; y 7 km³, 840 °C, 130 MPa, 4,6 %H₂O, y -11,7 logfO₂, respectivamente. Para el Volcán Tatio, en donde se dio la cristalización de piroxenos (a temperaturas aprox. de 1006-1013°C), se estimó un reservorio más profundo que los anteriores centros, a ~15 km.
6. Con el estudio geocronológico, a pesar de que se obtuvo datos referenciales, fue posible adjudicar el desarrollo de los centros al Pleistoceno Inferior - Pleistoceno Superior, iniciado con la efusión de material altamente diferenciado que origina el domo de Cerro La Torta, hace aprox. 2,12 Ma. Luego sucede la efusión de andesítas de alto-K que constituyen el Volcán Tatio, a los ca. 1,33 Ma. Coetáneo a este evento, se desarrolla la emisión de lavas andesíticas de olivino de Cerro La Quebrada, y probablemente también ocurre la emisión de andesitas de hornblenda que originaron los Cerros del Tatio. Estos tres centros conforman un lineamiento en dirección NE-SW. Finalmente, a los 0,47 Ma, ocurre la emisión de flujos andesíticos de hornblenda, edificando el Cerro Volcán. La actividad volcánica en este periodo registra una migración en dirección norte.
7. Finalmente, los diferentes lineamientos de los centros, NE-SW y N-S, sugieren un fuerte control estructural, lo que favorece el ascenso de magma a través de debilidades preexistentes en la corteza superior.

BIBLIOGRAFÍA

ANDERSEN, D.J. & LINDSLEY, D.H. 1985. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. Abstract AGU 1985 Spring Meeting Eos Transactions. American Geophysical Union, Vol. 66 (18), pp. 416

ANNEN, C., BLUNDY, J.D. & SPARKS, R.S.J. 2006. The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. *Journal of Petrology*, Vol. 47 (3), pp. 505-539.

BAKER, M.C.W., & FRANCIS, P.W. 1978, Upper Cenozoic volcanism in the Central Andes - ages and volumes. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 41, pp. 175-187.

BEST, M.G. 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*, Second Edition. Blackwell, London.

BELOUSOVA, E.A., GRIFFIN, W.L. & O'REILLY, S.Y. 2005. Zircon Crystal Morphology, Trace Element Signatures and Hf Isotope Composition as a Tool for Petrogenetic Modelling: Examples From Eastern Australian Granitoids. *Journal of Petrology*. Vol. 47(2), pp. 329-353.

BLAKE, S., 1990. Viscoplastic models of lava domes, in *Lava Flows and Domes*, IAVCEI Proc. Volcan., vol. 2, edited by J. H. Fink, pp. 88-126, Springer-Verlag, New York.

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

BRÜGGEN, J. 1942. Geología de la Puna de San Pedro de Atacama y sus formaciones de areniscas y arcillas rojas. In *Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología*, Anales, Vol. 2, pp. 342-367. Santiago, Chile

CHARRIER, R., HÉRAIL, G., PINTO, L., GARCÍA, M., RIQUELME, R., FARÍAS, M., MUÑOZ, N. 2013. Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and West Central Bolivia: implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution. *Institute Earth Science*, Vol. 102, pp. 235-264.

CHARRIER, R., PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M. P. 2007. Tectonostratigraphic of the Andean Orogen in Chile. In: MORENO, T. & GIBBONS, W. (eds.): *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, Vol.21, pp. 114.

CORFU, F., HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O., KINNY, P., 2003. *Atlas of zircon*

textures: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Vol. 53, pp. 469-500.

COUCH, S., SPARKS, R.S.J. & CARROL, M.R. 2001. Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature*, Vol. 411, pp. 1037-1039.

CUSICANQUI, H., MAHON, W.A.J., Y ELLIS, A.J., 1975. The geochemistry of the El Tatio Geothermal Field, northern Chile. *Proceedings, Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, pp. 703–711.

DAVIDSON, J.P., TURNER, S. & PLANCK, T. 2013. Dy/Dy*: Variations Arising from Mantle Sources and Petrogenetic Processes. *Journal of Petrology*. Vol.54. No 3, pp. 525-537.

DAVIS, B. T. C. AND BOYD, F. R. 1966. The join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 71, Issue 14, pp. 3567–3576.

DE ASTIS, G., LUCCHI, F., TRANNE, C., ROSSI, P., 2008. Evidence for different processes of magma evolution in EL Tatio volcanic region (22°16' to 22°30'S, Central Volcanic Zone, Andes). *GeoActa. Special Publication*. pp. 31-58.

DE SILVA S.L. AND FRANCIS P.W., 1989. Correlation of large ignimbrites- Two case studies from the Central Andes of northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* Vol. 37, pp. 133-149.

DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longman, UK.

FRASER, A.G., 1966. Patchy zoning in plagioclase: a discussion.

GAGNEVIN, D., DALY, J.S. 2010. Zircon texture and chemical composition as a guide to magmatic processes and mixing in a granitic environment and coeval volcanic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 159, pp. 579-596.

GODOY, B., WÖRNER, G., KOJIMA, S., AGUILERA, F., SIMNON, K., 2014. Low-pressure evolution of arc magmas in thickened crust: The San Pedro-Linzor volcanic chain, Central Andes, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 52, pp. 24-42.

GUEST, J.E., & SANCHEZ, J. 1968. A large Dacitic Lava Flow in Northern of Chile. *Bulletin Volcanology*. Vol. 33, Issue 3, pp. 778-790.

IRVINE, T. N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523–548.

JORDAN, T.E.; ALLMENDINGER, R.W.; BREWER, J.A.; RAMOS, V.A.; ANDO, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 94, pp. 341-361

JORGENSEN, D.B., 1971. Origin of patchy zoning in plagioclase from gabbroic rocks of southwestern Oregon. *Bull. Geol. Soc. America*. Vol. 82, pp. 2667-2670

KLEY, J., MONALDI, C. R. Y SALFITY, J. A., 1999. Along –Strike Segmentation of the Andean Foreland: Causes and Consequences: *J. Tectonophysics*. Vol. 301, pp. 75-94.

LAHSEN, A. 1969. Geología del área comprendida entre El Tatio y Los Cerros Ayquina, Provincia de Antofagasta. Comité Geotérmico CORFO, pp.69, mapa 1.

LAHSEN, A., MUNIZAGA, F. 1979. Nuevos antecedentes cronológicos del volcanismo Cenozoico Superior de los Andes del Norte de Chile, entre los 19°00' y los 22°30' Lat. S. II Congreso Geológico Chileno, 6-11: F61-F82.

LAHSEN, A. Y TRUJILLO, P. 1976. The geothermal field of El Tatio, Chile. *Proceedings, Second United Nations Symposium in the Development and Use of Geothermal Resources*, Vol 1, pp. 170-177.

LAHSEN, A. et al. (2010). “Geothermal development in Chile”, *Proceedings World Geothermal Congress 2010*, 25.

LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISSEN, A. & ZANETTIN, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology*, Vol. 27, pp. 745–750.

LEAKE, B.E., WOOLEY, A.R., ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D., GILBERT, M.C., GRICE, J.D., HAWTHORNE, F.C., KATO, A., KISCH, H.J., KRIVOVICHEV, V.G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J.A., MARESCH, W.V., NICKEL, E.H., ROCK, N. M.S., SCHUMACHER, J.C., SMITH, D.C., STEPHENSON, N. C. N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E.J. W. & YOUZHI, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the international Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, Vol. 82, pp. 1019-1037.

LEE C-TA, LUFFI P, PLANK T, DALTON H, LEEMAN WP. 2009. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas. *Earth Planet Sci Lett* 279:20–33

LE MAITRE, R.W., BATEMAN, P., DUDEK, A., KELLER, J., LAMEYRE, J., LE BAS, M.J., SABINE, P.A., SCHMID, R., SORENSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLEY, A.R. & ZANETTIN, B., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell

Scientific Publications, Oxford, U.K.

LEPAGE, L.D. 2003. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers and Geosciences*. Vol. 29, pp. 673–678.

LINDSLEY, D.H. & SPENCER, K.J. 1982. Fe–Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti; magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm) abstract AGU 1982 Spring Meeting Eos Transactions. American Geophysical Union, Vol. 63 (18), pp. 471.

LUDWIG, K.R., 2012. User's Manual for Isoplot 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft *Excel*. Berkley Geochronology Center Special Publication No.5. Berkeley, Calif., pp. 71 .

MARINOVIC N.Y & LAHSEN A., 1984. Hoja de Calama, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile, Escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, 58, pp.140.

MATTIOLI, M., RENZULLI, A., MENNA, M. & HOLM, P. 2006. Rapid ascent and contamination of magmas through the thick crust of the CVZ (Andes, Ollagüe region): Evidence from a nearly aphyric high-K andesite with skeletal olivines. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158, 87–105.

MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A.K., GINZBURG, I.V., ROSS, M. SEIFERT, F.A., ZUSSMAN, J., AOKI, K., GOTARDI, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73 (9-10), 1123-1133.

MPODOZIS, C. & RAMOS, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: ERICKSEN, G.E., CAÑAS, M.T. & REINEMUND, J.A. (eds.): *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Energy Resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, American Association of Petroleum Geologists, Houston, Texas, Earth Science Series, 11, 59–90.

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 magister en ciencias, mención geología, Universidad de Chile.

O'REILLY, W. 1984. *Rock and Mineral Magnetism*. Blackie, Glasgow

PEARCE, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (eds.): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing, Cambridge, 230-249.

PECCERILLO, R. & TAYLOR, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to*

Mineralogy and Petrology. Vol. 58, pp.63-81.

PRITCHARD, M. E., M. SIMONS, 2002. A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes. *Nature*. Vol 418, pp. 167-171

PUPIN, J.P.1980. Zircon and Granite Petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.Vol. 73, pp. 207-220

PUTIRKA, K.D. 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Vol.69 pp.61-120.

RAMÍREZ, C. F. 1979. Geología del Cuadrángulo Río Grande y sector suroriental del Cuadrángulo Barros Arana, Provincia El Loa, II Región, Memoria de Título, Univ. Chile, Dpto. Geol., pp. 139. Santiago.

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. XI Congreso Geológico Chileno, Vol. 2, pp. 307-310.

RICKWOOD, P.C., (1989). Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements. *Lithos*. Vol. 22, pp. 247-263.

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. *Contribution Mineralogy Petrology*, Vol. 160, pp. 45-66.

ROLLINSON H.R., 1993, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, UK

RUTHERFORD, M.J. & HILL, P.M. 1993. Magma ascent rates from amphibole breakdown; an experimental study applied to the 1980-1986 Mount St Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research*, 98, 19667-19685.

SANYAL, S.K., HENNEBERGER, R.C., KLEIN, C.W., & DECKER, R.W. 2002. A Methodology for Assessment of Geothermal Energy Reserves Associated with Volcanic Systems. *Geothermal Resources Council Transactions*, Vol. 26.

SPARKS, R., PINKERTON, H., HULME, G. 1976. Classification and formation lava levées on Mount Etna, Sicily. *Geology*, Vol. 4, pp. 269-271.

TASSARA, A. Y YAÑEZ, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen Andino (15-47° S): *Rev. Geol. Chile*, Vol 30, n. 2, pp. 159-186.

THOMPSON, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary province Scottish Journal of Geology, 18, 49-107.

USTUNISIK, G., KILINC, A., NIELSEN, R.L. 2014. New insights into the processes controlling compositional zoning in plagioclase. Lithos 200-201, 80-93.

VANCE, J.A. 1965. Zoning in Igneous Plagioclase: Patchy Zoning. The Journal of Geology, Vol 73, No 4, pp. 636-651.

VERNON, R.H., 2004. A practical guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press.

WATT, R.B., CLAVERO J., STEPHEN, R., SPARKS, J. 2014. The Origin and Emplacement of Domo Tinto, Guallatiri Volcano, Northern Chile. Andean Geology, Vol. 41 (3).

WATT, R.B., DE SILVA, S.L., JIMENEZ DE RIOS, G. & CROUDACE, I. 1999. Effusive eruption of viscous silicic magma triggered and driven by recharge: a case study of the Cerro Chascon-Runtu Jarita Dome Complex in Southwest Bolivia. Bulletin of Volcanology, Vol. 60, pp. 241-264.

ANEXO A: COORDENADAS DE MUESTREO

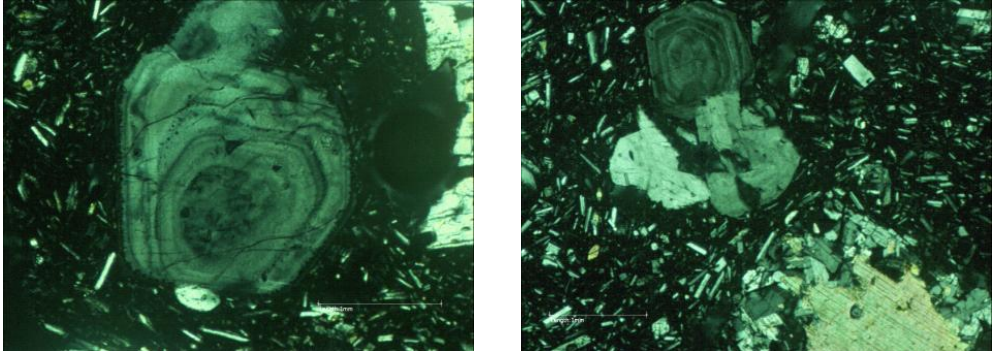
Centro Eruptivo	Muestra	Ubicación (UTM)		Altura (msnm)
		E	N	
Cerro La Quebrada	1	607796	7520938	4953
Cerro La Quebrada	2	607796	7520938	4953
Cerro La Quebrada	3	607796	7520938	4953
Cerro La Torta	4	607477	7520261	4919
Cerro La Torta	5	607477	7520261	4919
Cerro La Torta	6	607477	7520261	4919
Cerro La Torta	7	607477	7520261	4919
Volcán Tatio	8	599063	7519330	4438
Volcán Tatio	9	599063	7519330	4438
Volcán Tatio	10	599063	7519330	4438
Cerro Volcán	11	603297	7530378	4287
Cerro Volcán	12-a	603297	7530378	4287
Cerro Volcán	12-b	603297	7530378	4287
Cerro Volcán	12-c	603297	7530378	4287
Cerro Volcán	13	603297	7530378	4287
Volcán Tatio	14	597923	7519056	4322
Volcán Tatio	15	598018	7519148	4334
Volcán Tatio	16-a	597961	7519118	4324
Volcán Tatio	16-b	597961	7519118	4324

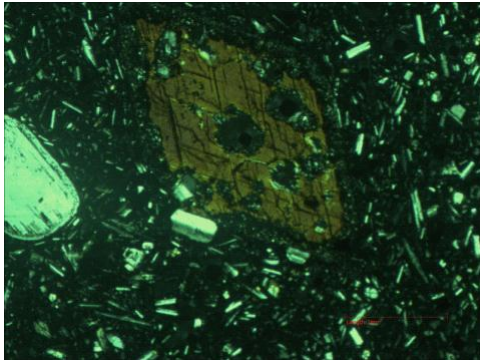
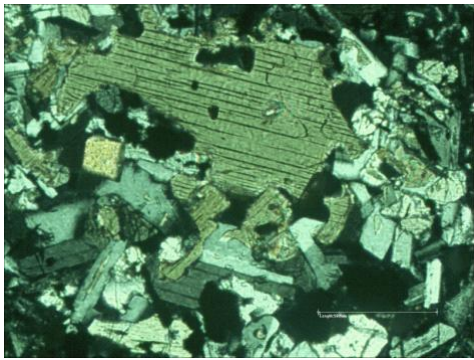
ANEXO B: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS

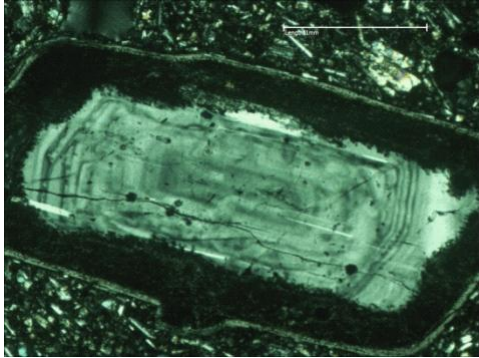
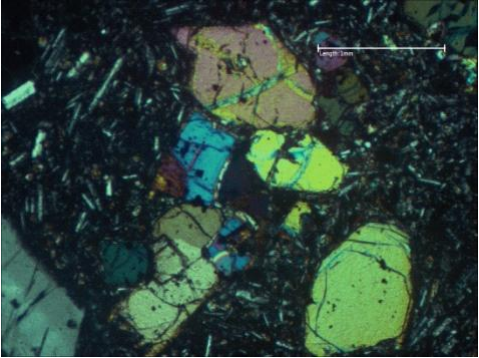
A continuación, se presentan las descripciones petrográficas de las muestras, realizadas en cortes transparentes-pulidos, en el Laboratorio de Microscopía del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

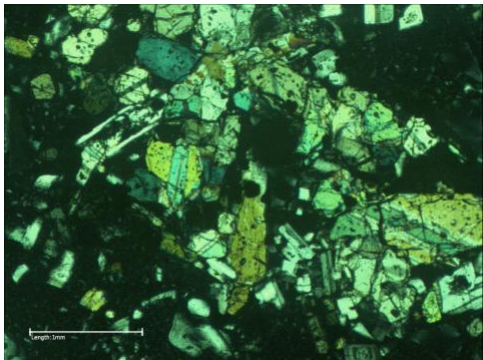
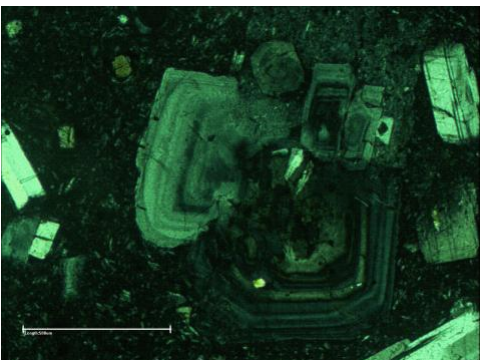
De las 8 muestras descritas, 2 corresponden al Cerro Volcán, 1 al Cerro La Quebrada, 3 al Volcán Tatio y 2 muestras correspondientes al Cerro La Torta.

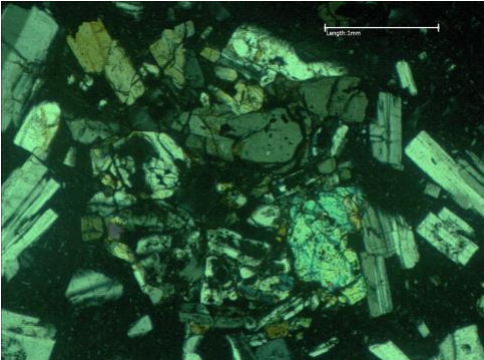
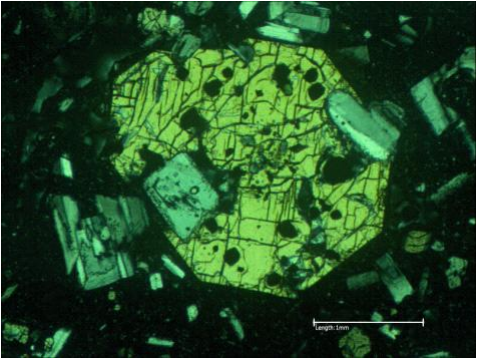
Cabe mencionar que se utilizó los valores obtenidos del cálculo de la mineralogía modal para asignar los porcentajes correspondientes al total de fenocristales, masa fundamental y vesículas. Además, esto se complementó con lo observado al microscopio óptico, con lo que se ajustaron las fases minerales presentes en la muestra, composición de la masa fundamental, y porcentaje total de vesículas.

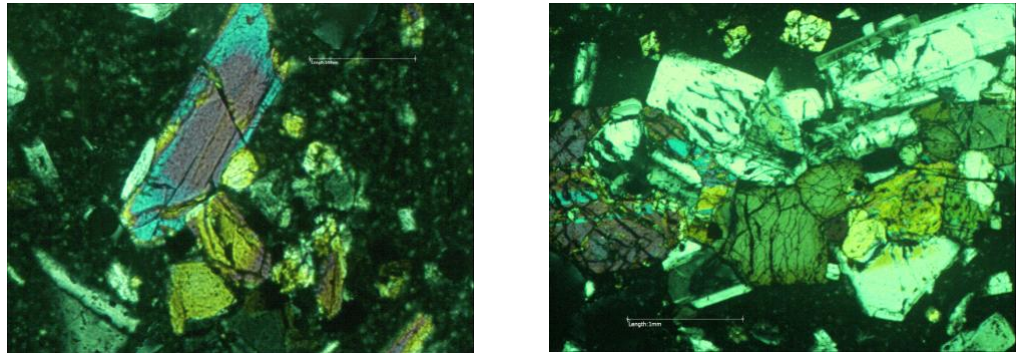
Muestra	M13a - Cerro Volcán		
Textura	Hipocristalina, inequigranular, de grano fino a grueso, porfirica, hipidiomorfa.		
M i n e r a l o g í a	Fenocristales 20% (> 0,1mm)	Plagioclasa 13%: Dos familias, una de grano grueso (5-8mm) y otra tamaño medio (0,3- 2mm). En ambas, los cristales son prismático tabulares con caras euhedrales a subhedrales, buena estructuralidad e integridad, macla Carlsbad y polisintética. La mayoría presenta zonación oscilatoria. Algunos de ellos se conservan fracturados, mientras que otros con evidencia de reabsorción e inclusiones opacas. El 90% presenta textura sieve en bordes y evidencias de reabsorción según el clivaje. Inclusiones fluidas y de circón.	
		Hornblenda 3%: Prismáticos alargados y basales, de tamaño 0,1-1mm, pleocroísmo café a café oscuro, estructuralidad e integridad media a baja, inclusiones opacas y de plagioclasas. El 90% presenta bordes de descomposición y reacción resultando en pseudomorfos y corona de ortopiroxeno, respectivamente.	
		Biotita 3%: Cristales tabulares subhedrales (0,1-1mm) estructuralidad media e integridad regular, bordes de reacción reemplazados por minerales opacos. Inclusiones de circón.	
		Piroxeno 1%: clinopiroxeno (0,1-0,3 mm), prismáticos tabulares, buena a regular estructuralidad e integridad. Ortopiroxeno (0,1-0,2 mm) prismático ortogonales corto, excelente estructuralidad e integridad, inclusiones opacas .	
	Masa Fundamental 60%	Plagioclasa 40%, Vidrio 10%, Ortopiroxeno 4%, Clinopiroxeno 4%, Opacos 2%. Textura intergranular y vesicular.	
	Vesículas 20%	De diámetro aprox. 0,1 a 8 mm, irregulares y aplanadas.	
Accesorios			
Observaciones: Glómeros de plagioclasa+piroxeno, biotita+plagioclasa (biotita con textura de reabsorción), hornblenda+biotita+plagioclasa. Algunos glómeros en vesículas. Granos subredondeados de cuarzo con textura de reabsorción <1% de fenocristales.			
Nombre: Andesita de Hornblenda			
			
Plagioclasas zonadas oscilatoriamente.			

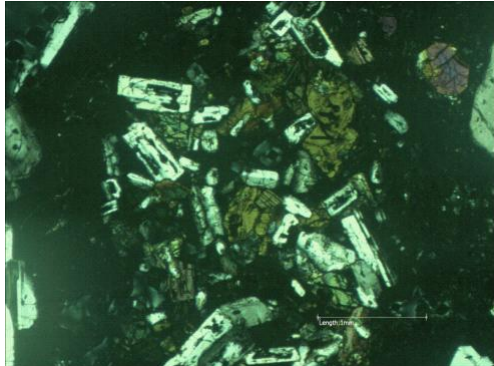
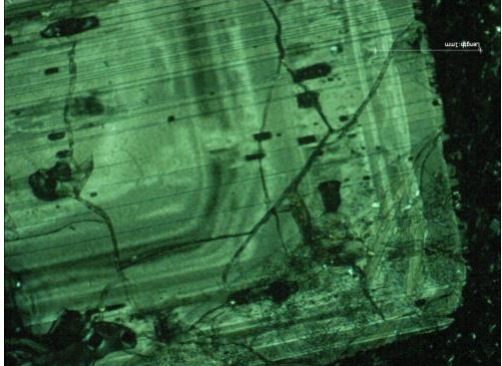
Muestra	13a - Cerro Volcán	
Textura	Hipocristalina, inequigranular, porfírica, de grano fino a grueso, hipidiomorfica.	
M i n e r a l o g í a	Fenocristales 23% (> 0,1mm)	Plagioclasa 15%: Dos familias, una de grano grueso (3-8mm) y otra tamaño medio (0,5 - 1mm). En ambas, los cristales son prismático tabulares con caras euhedrales a subhedrales, buena estructuralidad e integridad, macla Carlsbad y polisintética. Cristales zonados oscilatoriamente. Algunos de ellos se conservan fracturados, mientras que otros con evidencia de reabsorción e inclusiones opacas. El 90% presenta textura sieve en bordes y evidencias de reabsorción según el clivaje. Inclusiones fluidas y de circón.
		Hornblenda 5%: Prismáticos alargados y basales, de tamaño 0,1-1mm, pleocroísmo café a café oscuro, estructuralidad e integridad media a baja, inclusiones opacas y de plagioclasas. El 90% presenta bordes de descomposición y reacción resultando en pseudomorfos y corona de ortopiroxeno, respectivamente.
		Biotita 2%: en glómeros con plagioclasa, se presenta con textura de reabsorción, presentando embahiamientos. Entrecrecida con plagioclasa se presenta con mejor estructuralidad e integridad.
		Piroxeno 1%: clinopiroxeno (0,1-0,3 mm), prismáticos tabulares, buena a regular estructuralidad e integridad. Ortopiroxeno (0,1-0,2 mm) prismático ortogonales corto, excelente estructuralidad e integridad, inclusiones opacas .
	Masa Fundamental 65%	Plagioclasa 45%, Vidrio 10%, Ortopiroxeno 4%, Clinopiroxeno 4%, Opacos 2%. Textura intergranular y vesicular.
Vesículas 12%	De diámetro aprox. 0,1 a 8 mm, irregulares y aplanadas.	
Accesorios		
Observaciones: Glómeros de plagioclasa+piroxeno, biotita+plagioclasa (biotita con textura de reabsorción), hornblenda+biotita+plagioclasa. Algunos glómeros en vesículas. Granos subredondeados de cuarzo con textura de reabsorción <1% de fenocristales.		
Nombre: Andesita de Hornblenda		
 		
Izquierda; hornblenda reabsorbida con chadacristales de plagioclasas y opacos. Derecha; textura glomeroporfírica con biotita, plagioclasas y piroxeno.		

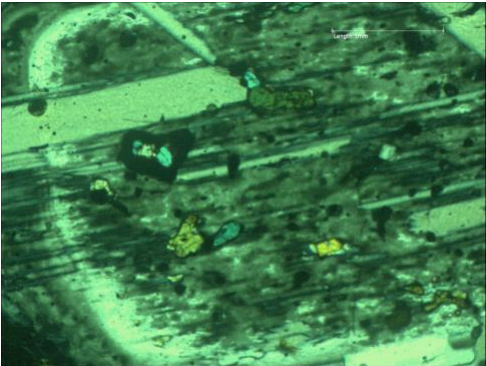
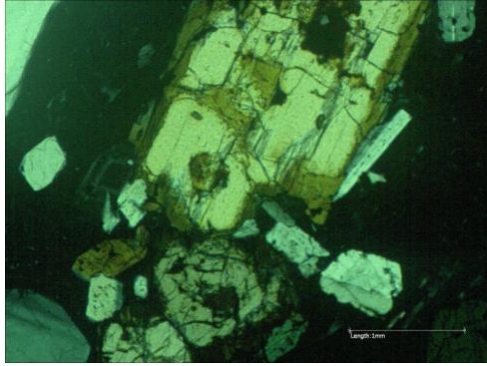
Muestra	M1 - Cerro La Quebrada		
Textura	Hipocristalina, inequigranular, de grano fino a medio, porfírica, hipidiomorfa.		
M i n e r a l o g í a	Fenocristales 20% (>0,1mm)	Plagioclasa 14%: Dos familias, una de grano medio (2-4 mm) muy escasos, y otra tamaño fino (0,5 - 1 mm). En ambas, los cristales son prismático tabulares con caras euhedrales , excelente estructuralidad e integridad, macla Carlsbad y polisintética. La mayoría se encuentran zonados oscilatoriamente. Algunos de ellos se conservan fracturados, mientras que otros con evidencia de reabsorción, subredondeados e inclusiones opacas. El 90% presenta textura sieve en bordes con secciones rectangulares de reabsorción rellenas de vidrio que se orientan según el clivaje. Inclusiones fluidas y de circón.	
		Xenocristales de olivino 5%: (2 - 3mm) prismático , euhedrales a subhedrales, integridad baja, muy fracturados, inclusiones opacas de forma rómbica y color rojizo, bordes de reacción. Iddingsita en ocasiones en bordes y fracturas.	
		Piroxeno 1%: clinopiroxeno (0,5 - 1,5 mm), prismáticos tabulares, buena a regular estructuralidad e integridad. Ortopiroxeno (0,1-0,2 mm) prismático ortogonales corto, excelente estructuralidad e integridad, inclusiones opacas .	
	Masa Fundamental 65%	Plagioclasa 35%, Clinopiroxeno 15%, Vidrio 10%, Olivino 4%, Opacos 1%. Textura pilotaxítica y vesicular.	
	Vesículas 15%	De diámetro aprox. 0,5 a 5mm, bordes regulares, subredondeadas y aplanadas, orientadas según los microlitos de plagioclasa.	
Accesorios			
Observaciones: Textura glomeroporfírica que abarca olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno. Los glómeros abarcan desde 1 - 4 mm. Pseudomorfos de hornblenda.			
Nombre: Andesita de Piroxeno			
<div style="display: flex; justify-content: space-around;">   </div>			
Izquierda; plagioclasa zonada oscilatoriamente y textura sieve en bordes. Derecha; clots de olivino euhedrales.			

Muestra	M16a - Volcán Tatio	
Textura	Hipocristalina, inequigranular, de grano fino a medio, porfírica, hipidiomorfa.	
M i n e r a l o g í a	Fenocristales 44% (>0,1mm)	Plagioclasa 24%: Dos familias, una de grano medio (3-4 mm) muy escasos, y otra tamaño fino (0,1 - 1 mm). En ambas, los cristales son prismático tabulares con caras euhedrales , excelente estructuralidad e integridad, macla Carlsbad y polisintética. La mayoría se encuentran zonados oscilatoriamente. Algunos de ellos se conservan fracturados, mientras que otros con evidencia de reabsorción e inclusiones opacas. El 90% presenta textura sieve en bordes con secciones rectangulares de reabsorción rellenas de vidrio que se orientan según el clivaje. Inclusiones fluidas y de circón.
		Ortopiroxeno 15%: (0,1 - 3mm) prismático alargados y ortogonales cortos, excelente estructuralidad e integridad, inclusiones opacas. Textura poikilítica incluyendo plagioclasa.
		Clinopiroxeno 5%: (0,2-0,3 mm y hasta de 1 mm en glómeros). Cristales prismáticos alargados y basales, no presenta pleocroísmo, buena estructuralidad e integridad, en ocasiones con macla Carlsbad y polisintética. También se observa de manera menos frecuente bordes de reacción reemplazados por ortopiroxeno.
	Masa Fundamental 51%	Vidrio 38% y plagioclasa 13%. Textura de intersertal a vitrofírica, y vesicular.
	Vesículas 5%	De diámetro aprox. 0,5 a 1mm, bordes irregulares.
Accesorios		
Observaciones: Textura glomeroporfírica que abarca plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno. Los glómeros abarcan desde 0,6 - 3 mm.		
Nombre: Andesita de piroxeno		
<div style="display: flex; justify-content: space-around;">   </div>		
Izquierda; cúmulo de clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasas. Derecha; plagioclasas zonadas oscilatoriamente.		

Muestra	16a - Volcán Tatio	
Textura	Hipocristalina, inequigranular, de grano fino a medio, porfírica, hipidiomorfica.	
M i n e r a l o g í a	Fenocristales 42% (> 0,1mm)	Plagioclasa 22%: Dos familias, una de grano medio (3-4 mm) muy escasos, y otra tamaño fino (0,1 - 1 mm). En ambas, los cristales son prismático tabulares con caras euhedrales , excelente estructuralidad e integridad, macla carlsband y polisintética. La mayoría se encuentran zonados oscilatoriamente. Algunos de ellos se conservan fracturados, mientras que otros con evidencia de reabsorción e inclusiones opácas. El 90% presenta textura sieve en bordes con secciones rectangulares de reabsorción rellenas de vidrio que se orientan según el clivaje. Inclusiones fluidas y de circón.
		Ortopiroxeno 15%: (0,1 - 3mm) prismático alargados y ortogonales cortos, excelente estructuralidad e integridad, inclusiones opácas. Textura poikilítica incluyendo plagiocasa.
		Clinopiroxeno 5%: (0,2-0,3 mm y hasta de 1 mm en glómeros). Cristales prismáticos alargados y basales, no presenta pleocroísmo, buena estructuralidad e integridad, en ocasiones con macla Carlsbad y polisintética. También se observa de manera menos frecuente bordes de reacción reemplazados por ortopiroxeno.
	Masa Fundamental 53%	Vidrio 38% y plagioclasa 15%. Textura de intersertal a vitrofírica, y vesicular.
	Vesículas 5%	De diámetro aprox. 0,5 a 1mm, bordes irregulares.
Accesorios		
Observaciones: Textura glomeroporfírica que abarca plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno. Los glómeros abarcan desde 0,6 - 3 mm.		
Nombre: Andesita de piroxeno		
<div style="display: flex; justify-content: space-around;">   </div> <p style="text-align: center;">Izquierda; cúmulo de clinopiroxenos, ortopiroxeno y plagioclasas. Derecha; oikocristales de ortopiroxeno encerrando chadacrystalos de plagioclasa y opacos.</p>		

Muestra	M8 - Volcán Tatio	
Textura	Hipocristalina, inequigranular, de grano fino a medio, porfírica, hipidiomorfica.	
M i n e r a l o g í a	Fenocristales 48% (>0,1mm)	Plagioclasa 34%: Dos familias, una de grano medio (3-4 mm) muy escasos, y otra tamaño fino (0,1 - 1 mm). En ambas, los cristales son prismático tabulares con caras euhedrales , excelente estructuralidad e integridad, macla Carlsbad y polisintética. La mayoría se encuentran zonados oscilatoriamente. Algunos de ellos se conservan fracturados, mientras que otros con evidencia de reabsorción e inclusiones opacas. El 90% presenta textura sieve en bordes con secciones rectangulares de reabsorción rellenas de vidrio que se orientan según el clivaje. Inclusiones fluidas y de circón.
		Ortopiroxeno 13%: (0,1 - 3mm) prismático alargados y ortogonales cortos, excelente estructuralidad e integridad, inclusiones opacas. Textura poikilítica incluyendo plagioclasa.
		Clinopiroxeno 1%: (0,2-0,3 mm y hasta de 1 mm en glómeros). Cristales prismáticos alargados y basales, no presenta pleocroísmo, buena estructuralidad e integridad, en ocasiones con macla Carlsbad y polisintética. También se observa de manera menos frecuente bordes de reacción reemplazados por ortopiroxeno.
	Masa Fundamental 42%	Vidrio 32% y plagioclasa 10%. Textura de intersertal a vitrofírica, y vesicular.
	Vesículas 10%	De diámetro aprox. 0,5 a 1mm, bordes irregulares, subredondeadas.
Accesorios		
Observaciones: Textura glomeroporfírica que abarca plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno. Los glómeros abarcan desde 0,6 - 3 mm.		
Nombre: Andesita de piroxeno		
		
Izquierda; clinopiroxeno en cúmulo. Derecha; cúmulo de plagioclasas, clinopiroxeno y ortopiroxeno.		

Muestra	M7a - Cerro La Torta	
Textura	hipocristalina, inequigranular, porfírica, de grano fino a grueso, hipidiomorfa.	
M i n e r a l o g í a	Fenocristales 38% (> 0,1mm)	Plagioclasa 21%: Dos familias, una de grano grueso (6-8mm) y otra tamaño medio (2 - 4mm). En ambas, los cristales son prismático tabulares con caras euhedrales, excelente estructuralidad e integridad, macla Carlsbad y polisintética. La mayoría se encuentran zonados oscilatoriamente. Algunos de ellos se conservan fracturados, mientras que otros con evidencia de reabsorción e inclusiones opacas. El 90% presenta textura sieve en bordes con secciones rectangulares de reabsorción rellenas de vidrio que se orientan según el clivaje. Inclusiones fluidas y de circón.
		Hornblenda 7%: Prismáticos alargados y basales, de tamaño 2-6mm, pleocroísmo café a café oscuro y en ocasiones más verdosas, estructuralidad buena e integridad baja, inclusiones opacas y de plagioclasas. El 90% presenta bordes de descomposición y reacción resultando en pseudomorfos y corona de ortopiroxeno, respectivamente.
		Biotita 7%: Tabulares elongados (1- 4mm), integridad buena a regular, con bordes de reacción, y en ocasiones se presenta con color rojizo.
		Ortopiroxeno 3%: (0,8 -1 mm) prismático ortogonales, excelente estructuralidad e integridad, inclusiones opacas .
	Masa Fundamental 52%	Vidrio 39%, Plagioclasa 8% Ortopiroxeno 4%, Opacos 1%. Textura de intergranular a vitrofírica, y vesicular.
	Vesículas 10%	De diámetro aprox. 0,5 a 1mm, irregulares y aplanadas que dejan evidencia de flujo.
Accesorios	circón (0,2-0,3 mm)	
Observaciones: Textura glomeroporfírica que abarca plagioclasa, biotita y hornblenda. Las plagioclasas se encuentran incluidas en hornblenda. Granos subredondeados de cuarzo con textura de reabsorción (embahiamientos) <1% de fenocristales. Evidencias de flujo alrededor de los fenocristales que lo denotan las vesículas aplastadas.		
Nombre: Dacita de hornblenda y biotita.		
 		
Izquierda; cúmulo de plagioclasas, piroxeno y hornblenda. Derecha; plagioclasa zonada.		

Muestra	M6 - Cerro La Torta	
Textura	Hipocristalina, inequigranular, de grano fino a grueso, porfírica, hipidiomorfica.	
M i n e r a l o g í a	Fenocristales 30% (>0,1mm)	Plagioclasa 13%: Dos familias, una de grano grueso (1- 2 mm) y otra tamaño medio (0,5 - 0,7 mm). En ambas, los cristales son prismático tabulares con caras euhedrales , excelente estructuralidad e integridad, macla Carlsbad y polisintética. La mayoría se encuentran zonados oscilatoriamente. Algunos de ellos se conservan fracturados, mientras que otros con evidencia de reabsorción e inclusiones opacas. El 90% presenta textura sieve en bordes con secciones rectangulares de reabsorción rellenas de vidrio, orientadas según el clivaje. Inclusiones fluidas y de circón.
		Cuarzo 10%: (1 -3 mm) cristales anhedrales subredondeados, con textura de reabsorción (embahamientos), fracturados.
		Biotita 4%: Tabulares elongados (1- 4mm), integridad buena a regular, con bordes de reacción, y en ocasiones se presenta con color rojizo.
		Hornblenda 3%: Prismáticos alargados y basales, de tamaño 2- 6mm, pleocroísmo café a café oscuro y en ocasiones más verdosas, estructuralidad buena e integridad baja, inclusiones opacas y de plagioclasas. El 90% presenta bordes de descomposición y reacción resultando en seudomorfos y corona de ortopiroxeno, respectivamente.
	Masa Fundamental 50%	Vidrio 50%. Textura vitrofírica y vesicular.
Vesículas 20%	De diámetro aprox. 0,5 a 1mm, irregulares y aplanadas.	
Accesorios	circón (0,2-0,3 mm)	
Observaciones: Textura glomeroporfírica que abarca plagioclasa, biotita y hornblenda. Las plagioclasas se encuentran incluidas en hornblenda. Granos subredondeados de cuarzo con textura de reabsorción <1% de fenocristales. Evidencias de flujo alrededor de los fenocristales que lo denotan las vesículas aplastadas.		
Nombre: Dacita de hornblenda y biotita.		
 		
zquierda; plagioclasa con textura sieve y chadacrystalos de piroxeno.Derecha; ortopiroxeno con bordes de reacción.		

ANEXO C: QUÍMICA MINERAL

Olivinos

Óxido	M1-Cerro La Quebrada			Cationes en 4O	M1-Cerro La Quebrada		
	Ol-1	Ol-4	Ol-5		Ol-1	Ol-4	Ol-5
SiO ₂	40,56	40,61	39,25	Si	1,002	0,996	0,997
TiO ₂	0,01	0,00	0,01	Ti	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	0,00	0,05	0,00	Al	0,000	0,001	0,000
Cr ₂ O ₃	0,06	0,05	0,01	Cr	0,001	0,001	0,000
FeO	9,94	10,43	18,38	Fe ⁺²	0,205	0,207	0,386
MnO	0,18	0,13	0,30	Mn	0,004	0,003	0,006
MgO	48,32	48,65	42,28	Fe ⁺³	0,000	0,007	0,005
CaO	0,12	0,14	0,11	Mg	1,780	1,779	1,602
Na ₂ O	0,02	0,04	0,01	CaO	0,003	0,004	0,003
K ₂ O	0,03	0,00	0,00	Na	0,001	0,002	0,001
Total	99,24	100,08	100,35	K	0,001	0,000	0,000
%Fo	89,49	89,15	80,13	Total	2,998	3,000	3,000
%Fa	10,34	10,73	19,61				

Piroxenos

Óxido %wt	M13a - Cerro Volcán						
	Px 11	Px 12	Px 13	Clot Px 1	Clot Px 2	Clot Px 3	Clot Px 4
SiO ₂	51,42	52,40	53,29	52,97	53,12	53,14	54,38
Al ₂ O ₃	3,57	2,85	1,97	2,34	1,59	1,95	1,81
FeO	8,05	6,08	7,25	13,29	16,66	13,91	13,61
CaO	19,39	21,36	19,52	1,23	1,34	1,36	1,45
Na ₂ O	0,24	0,25	0,19	0,00	0,01	0,01	0,03
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
MgO	16,62	16,71	17,39	28,54	26,04	27,84	28,59
TiO ₂	0,61	0,46	0,36	0,18	0,25	0,15	0,17
Cr ₂ O ₃	0,10	0,34	0,06	0,37	0,06	0,18	0,10
MnO	0,28	0,13	0,19	0,28	0,39	0,31	0,31
Total	100,27	100,59	100,22	99,19	99,47	98,86	100,43
Cationes en 6O	Px 11	Px 12	Px 13	Clot Px 1	Clot Px 2	Clot Px 3	Clot Px 4
Si	1,884	1,908	1,949	1,903	1,936	1,922	1,932
Al	0,154	0,122	0,085	0,099	0,068	0,083	0,076
Fe ⁺²	0,190	0,185	0,222	0,399	0,508	0,421	0,404
Ca	0,761	0,832	0,762	0,048	0,052	0,053	0,055
Na	0,017	0,018	0,013	0,000	0,001	0,001	0,002
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,908	0,907	0,948	1,528	1,414	1,501	1,514
Fe ⁺³	0,058	0,045	0,009	0,076	0,046	0,060	0,051
Ti	0,017	0,013	0,010	0,005	0,007	0,004	0,004
Cr	0,003	0,010	0,002	0,010	0,002	0,005	0,003
Mn	0,009	0,004	0,006	0,008	0,012	0,009	0,009
Total	4,001	4,044	4,006	4,076	4,046	4,060	4,051

Óxido %wt	M1 - Cerro La Quebrada		Cationes en 6O	M1 - Cerro La Quebrada	
	Px-1/F10c	Px-2/F10c		Px-1/F10c	Px-2/F10c
SiO ₂	52,908	52,387	Si	1,653	1,581
Al ₂ O ₃	2,785	1,263	Al	0,051	0,022
FeO	14,518	21,38	Fe ⁺²	0,759	1,079
CaO	1,791	1,376	Ca	0,120	0,089
Na ₂ O	0,026	0,008	Na	0,001	0,000
K ₂ O	0,009	0,005	K	0,000	0,000
MgO	26,872	22,36	Mg	1,251	1,006
TiO ₂	0,313	0,252	Ti	0,007	0,006
Cr ₂ O ₃	0,142	0,166	Cr	0,004	0,004
MnO	0,272	0,62	Mn	0,025	0,056
Total	99,64	99,82	Total	3,871	3,843

Óxido %wt	M7a - Cerro La Torta			Cationes en 6O	M7a - Cerro La Torta		
	Px-38	Px-39	Px-40		Px-38	Px-39	Px-40
SiO ₂	53,60	53,25	53,16	Si	1,615	1,604	1,586
Al ₂ O ₃	0,61	0,71	0,73	Al	0,011	0,013	0,013
FeO	21,53	22,17	22,94	Fe ⁺²	1,085	1,117	1,145
CaO	0,76	0,78	1,01	Ca	0,049	0,050	0,064
Na ₂ O	0,03	0,01	0,00	Na	0,001	0,000	0,000
K ₂ O	0,04	0,00	0,00	K	0,001	0,000	0,000
MgO	22,54	21,80	21,10	Mg	1,013	0,979	0,938
TiO ₂	0,13	0,09	0,10	Ti	0,003	0,002	0,002
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,01	Cr	0,000	0,001	0,000
MnO	0,65	0,78	1,07	Mn	0,058	0,070	0,095
Total	99,89	99,62	100,10	Total	3,836	3,835	3,844

Óxido %wt	M8 - Volcán Tatio												
	Px 83	Px 84	Px 85	Px 86	Px 87	Px 88	Px 89	Px 90	Px 91	Px 92	Px 93	Px 94	Px 95
SiO ₂	52,24	52,13	54,28	53,69	52,68	53,64	55,01	54,02	54,95	51,76	54,78	54,02	55,12
Al ₂ O ₃	2,67	2,61	0,66	0,76	2,18	1,11	2,34	1,28	1,67	3,54	1,33	1,03	2,21
FeO	20,70	20,43	18,71	19,66	19,66	19,54	13,51	18,11	14,83	7,22	12,18	19,55	11,89
CaO	1,28	1,22	1,15	1,47	1,28	1,32	1,42	1,45	1,49	20,49	1,65	1,18	1,37
Na ₂ O	0,05	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	22,93	23,32	25,06	23,92	23,70	24,02	28,60	25,33	27,89	16,11	28,89	24,56	29,36
TiO ₂	0,29	0,26	0,11	0,26	0,31	0,23	0,17	0,29	0,16	0,46	0,14	0,16	0,12
Cr ₂ O ₃	0,06	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,01	0,08	0,01	0,03	0,43
MnO	0,48	0,53	0,54	0,62	0,52	0,60	0,27	0,48	0,34	0,20	0,28	0,59	0,23
Total	100,71	100,56	100,51	100,36	100,33	100,45	101,33	100,99	101,32	99,86	99,26	101,12	100,70
Cationes en 6O	Px 83	Px 84	Px 85	Px 86	Px 87	Px 88	Px 89	Px 90	Px 91	Px 92	Px 93	Px 94	Px 95
Si	1,916	1,911	1,976	1,971	1,932	1,965	1,937	1,953	1,947	1,908	1,961	1,963	1,942
Al	0,116	0,113	0,028	0,033	0,094	0,048	0,097	0,055	0,070	0,154	0,056	0,044	0,092
Fe ⁺²	0,599	0,576	0,555	0,592	0,579	0,589	0,379	0,523	0,412	0,220	0,351	0,574	0,344
Ca	0,050	0,048	0,045	0,058	0,050	0,052	0,053	0,056	0,057	0,809	0,063	0,046	0,052
Na	0,004	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,254	1,275	1,360	1,309	1,296	1,312	1,501	1,365	1,473	0,885	1,542	1,330	1,542
Fe ⁺³	0,038	0,053	0,016	0,012	0,025	0,010	0,019	0,026	0,028	0,003	0,014	0,021	0,006
Ti	0,008	0,007	0,003	0,007	0,008	0,006	0,005	0,008	0,004	0,013	0,004	0,004	0,003
Cr	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,012
Mn	0,015	0,016	0,017	0,019	0,016	0,019	0,008	0,015	0,010	0,006	0,008	0,018	0,007
Total	4,002	4,003	4,001	4,001	4,001	4,001	4,001	4,001	4,001	4,000	4,000	4,001	4,000

Biotitas

Óxido %wt	M13a - Cerro Volcán						
	Bt 1	Bt 2	Bt 3	Bt 4	Bt 5	Bt 6	Clot bt 1
SiO ₂	32,58	34,85	36,43	35,27	36,17	35,63	35,96
Al ₂ O ₃	14,45	14,34	14,38	14,44	14,56	14,49	14,45
FeO	15,55	15,45	15,98	15,65	15,89	15,47	16,57
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Na ₂ O	0,66	0,65	0,66	0,65	0,66	0,65	0,75
K ₂ O	9,57	9,55	9,67	9,70	9,70	9,93	9,61
MgO	14,55	14,25	14,40	14,27	14,02	14,56	13,96
F	0,40	0,38	0,23	0,29	0,44	0,41	0,00
TiO ₂	4,81	4,84	4,84	4,88	4,96	4,86	4,92
Cl	0,16	0,21	0,24	0,16	0,19	0,13	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02
MnO	0,11	0,05	0,11	0,11	0,08	0,11	0,10
Total	92,85	94,59	96,92	95,38	96,67	96,26	96,33
Cationes en 11O	M13a - Cerro Volcán						
	Bt 1	Bt 2	Bt 3	Bt 4	Bt 5	Bt 6	Clot bt 1
Si	2,566	2,674	2,720	2,682	2,713	2,685	2,700
Al	1,342	1,297	1,265	1,294	1,287	1,287	1,279
Fe ⁺²	1,011	0,992	0,998	0,995	0,997	0,975	1,040
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Na	0,101	0,097	0,095	0,095	0,096	0,094	0,109
K	0,962	0,935	0,921	0,941	0,928	0,955	0,921
Mg	1,708	1,630	1,602	1,617	1,568	1,636	1,562
Fe ⁺³	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,285	0,280	0,272	0,279	0,280	0,275	0,278
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,004	0,003	0,003	0,000	0,002	0,004	0,003
Mn	0,007	0,004	0,007	0,007	0,005	0,007	0,006
Total	8,001	7,912	7,882	7,910	7,875	7,919	7,897

Óxido %wt	M7a - Cerro La Torta					
	Bt 27	Bt 28	Bt 29	Bt 30	Bt 31	Bt 32
SiO ₂	35,98	36,78	36,54	38,03	36,93	36,89
Al ₂ O ₃	14,37	14,11	14,17	14,03	13,95	14,15
FeO	14,78	14,23	14,69	14,30	14,45	14,28
CaO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00
Na ₂ O	0,58	0,60	0,61	0,53	0,55	0,52
K ₂ O	9,55	9,45	9,53	9,40	9,51	9,38
MgO	14,70	14,91	14,73	14,96	15,07	14,88
F	0,44	0,46	0,58	0,70	0,52	0,50
TiO ₂	4,80	4,80	4,84	5,05	4,97	5,02
Cl	0,16	0,15	0,15	0,19	0,18	0,16
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
MnO	0,09	0,08	0,11	0,08	0,12	0,11
Total	95,40	95,56	95,96	97,29	96,26	95,85
Cationes en 11O	M7a - Cerro La Torta					
	Bt 27	Bt 28	Bt 29	Bt 30	Bt 31	Bt 32
Si	2,718	2,761	2,745	2,802	2,758	2,759
Al	1,280	1,248	1,254	1,218	1,228	1,247
Fe ⁺²	0,934	0,893	0,923	0,881	0,903	0,893
Ca	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Na	0,085	0,087	0,089	0,076	0,079	0,075
K	0,920	0,904	0,913	0,883	0,907	0,894
Mg	1,656	1,668	1,649	1,643	1,678	1,659
Fe ⁺³	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,273	0,271	0,273	0,280	0,279	0,282
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003
Mn	0,006	0,005	0,007	0,005	0,008	0,007
Total	7,872	7,839	7,855	7,789	7,842	7,819

Anfíbolos

Óxido %wt	M13a - Cerro Volcán		
	v2Hbl18	v2Hbl19	v2Hbl20
SiO ₂	45,50	44,73	46,89
TiO ₂	1,58	1,56	1,47
Al ₂ O ₃	7,91	7,79	7,35
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,03
FeO	15,23	14,78	15,08
MnO	0,42	0,45	0,42
MgO	13,23	13,61	13,68
CaO	11,72	11,79	11,62
Na ₂ O	1,15	1,21	1,07
K ₂ O	0,85	0,77	0,69
F	0,31	0,13	0,33
Cl	0,10	0,12	0,10
Total	98,01	96,94	98,74
Cationes	v2Hbl18	v2Hbl19	v2Hbl20
Si	6,657	6,647	6,591
Al ^{IV}	1,343	1,345	1,287
Ti	0,000	0,008	0,122
SitioT	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,022	0,000	0,000
Ti	0,174	0,163	0,043
Cr	0,001	0,000	0,004
Fe ³⁺	0,810	0,833	1,061
Mg	2,887	2,971	3,028
Fe ²⁺	1,054	0,976	0,812
Mn	0,052	0,056	0,052
SitioC	5,000	5,000	5,000
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000
Ca	1,838	1,849	1,849
Na	0,162	0,151	0,151
SitioB	2,000	2,000	2,000
Na	0,166	0,193	0,158
K	0,158	0,145	0,130
SitioA	0,324	0,337	0,288
Total	15,324	15,337	15,288

Óxido %wt	M7a - Cerro La Torta				
	Hbl 24	Hbl 25a	Hbl 26a	Hbl 25b	Hbl 26b
SiO ₂	45,50	45,34	47,50	45,33	47,41
TiO ₂	1,57	1,80	1,40	1,66	1,45
Al ₂ O ₃	8,60	8,38	7,02	8,29	7,04
Cr ₂ O ₃	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00
FeO	13,77	13,31	13,07	13,49	12,95
MnO	0,31	0,31	0,33	0,25	0,33
MgO	13,85	14,03	14,82	13,98	14,66
CaO	11,57	11,37	11,33	11,41	11,59
Na ₂ O	1,26	1,32	1,14	1,26	1,09
K ₂ O	0,86	0,81	0,63	0,79	0,59
F	0,25	0,34	0,37	0,15	0,11
Cl	0,10	0,08	0,08	0,08	0,09
Total	97,66	97,08	97,70	96,69	97,32
Cationes	Hbl 24	Hbl 25a	Hbl 26a	Hbl 25b	Hbl 26b
Si	6,632	6,851	6,645	6,866	6,507
Al ^{IV}	1,368	1,149	1,355	1,134	1,493
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
SitioT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,076	0,044	0,078	0,067	0,186
Ti	0,198	0,152	0,183	0,158	0,204
Cr	0,001	0,002	0,000	0,000	0,014
Fe ³⁺	0,805	0,864	0,822	0,741	0,785
Mg	3,059	3,187	3,055	3,165	3,234
Fe ²⁺	0,823	0,712	0,832	0,827	0,562
Mn	0,038	0,040	0,031	0,041	0,015
SitioC	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,782	1,750	1,791	1,797	1,722
Na	0,218	0,250	0,209	0,203	0,278
SitioB	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,157	0,070	0,150	0,105	0,283
K	0,152	0,116	0,148	0,108	0,095
SitioA	0,308	0,186	0,298	0,213	0,378
Total	15,308	15,186	15,298	15,213	15,378

Óxidos de Fe - Ti

Óxido %wt	M1 - Cerro La Quebrada	M13a - Cerro Volcán
	Op/10c	Ox8
SiO ₂	0,31	0,05
Al ₂ O ₃	1,57	2,65
FeO	75,59	76,83
CaO	0,13	0,00
MgO	1,00	1,49
TiO ₂	12,43	11,18
Cr ₂ O ₃	0,03	0,08
MnO	0,41	0,24
ZnO	0,00	0,08
Total	91,46	92,58
Cationes en 4 O	Op/10c	Ox8
Si	0,016	0,003
Al	0,099	0,174
Fe ⁺²	1,725	1,676
Ca	0,007	0,000
Mg	0,080	0,124
Fe ⁺³	1,172	1,231
Ti	0,502	0,468
Cr	0,001	0,004
Mn	0,019	0,011
Zn	0,000	0,003
Total	2,449	2,462

Óxido %wt	M13a - Cerro Volcán			
	ox9	ox10	ox 14	ox 15
SiO ₂	0,08	0,04	0,00	0,06
Al ₂ O ₃	0,33	0,49	0,30	0,33
FeO	48,61	50,15	50,52	50,00
CaO	0,11	0,05	0,00	0,00
MgO	3,01	1,98	2,36	2,41
TiO ₂	42,34	41,59	43,18	43,49
Cr ₂ O ₃	0,08	0,03	0,00	0,02
MnO	0,34	0,31	0,40	0,43
ZnO	0,17	0,08	0,06	0,13
Total	95,06	94,71	96,75	96,86
Cationes en 6O	ox9	ox10	ox 14	ox 15
Si	0,003	0,002	0,000	0,002
Al	0,015	0,023	0,013	0,014
Fe ⁺²	1,509	1,590	1,579	1,577
Ca	0,005	0,002	0,000	0,000
Mg	0,172	0,117	0,131	0,128
Fe ⁺³	0,704	0,722	0,693	0,663
Ti	1,221	1,246	1,209	1,162
Cr	0,002	0,001	0,000	0,001
Mn	0,011	0,010	0,013	0,013
Zn	0,005	0,002	0,002	0,003
Total	2,943	2,994	2,946	2,899

Plagioclasas

		Óxidos %wt												Cationes en 8 O												
		punto	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	P ₂ O ₅	SrO	TiO ₂	Total	Si	Al	Fe ⁺²	Ca	Na	K	Mg	P	Sr	Ti	Total		
M7a - Cerro La Torta	perfil 1	PI33	54,53	28,19	0,27	10,29	4,93	0,45	0,02	0,03	0,19	0,02	98,92	2,495	1,520	0,010	0,504	0,437	0,026	0,001	0,001	0,005	0,001	5,000		
		PI34	56,30	26,79	0,24	8,70	5,63	0,36	0,01	0,00	0,14	0,00	98,13	2,587	1,449	0,009	0,428	0,501	0,021	0,001	0,000	0,004	0,000	0,004	5,000	
		PI35	56,98	27,02	0,25	8,82	5,51	0,58	0,01	0,01	0,01	0,09	0,00	99,26	2,590	1,448	0,009	0,430	0,486	0,034	0,001	0,000	0,002	0,000	0,002	5,000
		PI36	55,93	27,21	0,22	9,22	5,27	0,54	0,02	0,01	0,01	0,11	0,01	98,53	2,564	1,470	0,009	0,453	0,468	0,031	0,001	0,000	0,003	0,000	0,003	5,000
		PI37	54,59	27,96	0,24	10,20	4,82	0,46	0,01	0,00	0,00	0,11	0,00	98,37	2,512	1,516	0,009	0,503	0,430	0,027	0,000	0,000	0,003	0,000	0,003	5,000
	perfil 2	PI41	57,28	27,03	0,24	8,76	5,68	0,57	0,02	0,00	0,14	0,00	99,68	2,590	1,440	0,009	0,424	0,498	0,033	0,001	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	5,000
		PI42	56,71	26,77	0,24	8,86	5,50	0,60	0,00	0,02	0,08	0,03	98,81	2,591	1,441	0,009	0,434	0,487	0,035	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,001	5,000
		PI43	53,83	28,98	0,20	11,05	4,54	0,38	0,00	0,01	0,13	0,00	99,09	2,462	1,562	0,008	0,541	0,402	0,022	0,000	0,000	0,003	0,000	0,003	0,000	5,000
		PI44	56,70	27,31	0,26	9,11	5,43	0,61	0,00	0,00	0,15	0,01	99,55	2,572	1,460	0,010	0,443	0,477	0,035	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	5,000
		PI45	55,46	27,98	0,24	9,99	4,95	0,51	0,02	0,01	0,11	0,01	99,27	2,528	1,503	0,009	0,488	0,438	0,030	0,001	0,000	0,003	0,000	0,003	0,000	5,000
		PI46	56,46	27,22	0,23	9,04	5,51	0,59	0,00	0,01	0,13	0,00	99,19	2,568	1,459	0,009	0,441	0,486	0,034	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	5,000
		PI47	54,52	28,48	0,29	10,15	4,97	0,44	0,04	0,02	0,08	0,00	98,95	2,489	1,533	0,011	0,496	0,440	0,026	0,002	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	5,000
		PI48	56,09	27,35	0,24	9,28	5,48	0,56	0,03	0,01	0,08	0,00	99,12	2,552	1,466	0,009	0,452	0,483	0,032	0,002	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	5,000
		PI49	53,81	28,92	0,23	11,04	4,62	0,36	0,04	0,00	0,14	0,00	99,12	2,458	1,557	0,009	0,540	0,409	0,021	0,003	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	5,000
		PI50	55,72	27,44	0,26	9,34	5,47	0,52	0,00	0,02	0,00	0,03	98,75	2,543	1,476	0,010	0,456	0,484	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	5,000
		PI51	56,66	26,58	0,23	8,73	5,78	0,51	0,03	0,02	0,13	0,02	98,69	2,586	1,430	0,009	0,427	0,512	0,030	0,002	0,000	0,004	0,000	0,004	0,001	5,000
		PI52	55,62	27,90	0,23	9,70	5,19	0,50	0,01	0,00	0,11	0,00	99,25	2,531	1,496	0,009	0,473	0,458	0,029	0,001	0,000	0,003	0,000	0,003	0,000	5,000
		PI53	56,29	27,39	0,24	9,12	5,44	0,56	0,01	0,01	0,02	0,00	99,04	2,562	1,470	0,009	0,445	0,480	0,032	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	5,000
		PI54	62,74	22,68	0,45	6,37	4,67	2,57	0,06	0,04	0,02	0,02	99,61	2,874	1,225	0,017	0,313	0,415	0,150	0,004	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	5,000
		PI55	55,56	27,32	0,23	9,32	5,30	0,55	0,02	0,00	0,02	0,00	98,30	2,550	1,478	0,009	0,458	0,472	0,032	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	5,000
PI56	55,24	28,01	0,27	9,91	5,13	0,47	0,02	0,00	0,05	0,02	99,13	2,517	1,504	0,010	0,484	0,453	0,027	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	5,000		
	punto	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	P ₂ O ₅	SrO	TiO ₂	Total	Si	Al	Fe ⁺²	Ca	Na	K	Mg	P	Sr	Ti	Total			

	perfil 3	PI57	56,55	27,08	0,29	8,84	5,57	0,63	0,00	0,03	0,10	0,00	99,09	2,574	1,453	0,011	0,431	0,491	0,036	0,000	0,001	0,003	0,000	5,000	
		PI58	56,00	27,37	0,24	9,20	5,50	0,52	0,01	0,02	0,00	0,00	98,84	2,553	1,471	0,009	0,449	0,486	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	5,000
		PI59	57,62	26,45	0,21	8,40	5,91	0,65	0,01	0,00	0,03	0,00	99,23	2,613	1,413	0,008	0,408	0,519	0,037	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	5,000
		PI60	57,02	27,02	0,24	8,71	5,68	0,59	0,02	0,01	0,05	0,00	99,33	2,586	1,445	0,009	0,423	0,500	0,034	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	5,000
		PI61	56,02	27,06	0,23	9,15	5,50	0,59	0,01	0,00	0,12	0,00	98,66	2,560	1,458	0,009	0,448	0,487	0,035	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	5,000
		PI65	55,05	27,70	0,24	9,71	5,17	0,49	0,02	0,01	0,16	0,04	98,58	2,523	1,496	0,009	0,477	0,459	0,029	0,001	0,000	0,004	0,001	0,000	5,000
		PI66	56,21	26,67	0,27	8,58	5,73	0,53	0,01	0,02	0,08	0,00	98,06	2,581	1,443	0,010	0,422	0,510	0,031	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	5,000
		PI68	55,83	27,12	0,28	8,83	5,57	0,51	0,05	0,02	0,10	0,02	98,33	2,559	1,465	0,011	0,434	0,495	0,030	0,003	0,000	0,003	0,001	0,000	5,000
		PI70	54,97	27,93	0,19	9,56	5,17	0,46	0,00	0,01	0,11	0,02	98,43	2,522	1,510	0,007	0,470	0,460	0,027	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	5,000
		PI73	54,23	28,09	0,25	10,10	4,96	0,38	0,01	0,00	0,16	0,02	98,18	2,497	1,524	0,010	0,498	0,443	0,022	0,001	0,000	0,004	0,001	0,000	5,000
MB - Volcán Tatio	perfil 1	PI74	55,03	28,24	0,51	10,36	5,06	0,39	0,05	0,00	0,18	0,05	99,85	2,493	1,508	0,019	0,503	0,444	0,022	0,004	0,000	0,005	0,002	0,000	5,000
		PI75	57,41	27,04	0,30	8,75	5,79	0,66	0,01	0,03	0,09	0,00	100,02	2,585	1,435	0,011	0,422	0,505	0,038	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	5,000
		PI76	57,36	27,25	0,30	8,82	5,74	0,65	0,01	0,00	0,08	0,00	100,16	2,580	1,444	0,011	0,425	0,500	0,037	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	5,000
		PI77	55,82	28,36	0,25	10,19	5,10	0,53	0,01	0,03	0,15	0,00	100,43	2,514	1,505	0,009	0,492	0,445	0,030	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000	5,000
		PI78	57,84	27,00	0,27	8,43	5,69	0,76	0,02	0,04	0,09	0,00	100,11	2,605	1,433	0,010	0,407	0,497	0,043	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	5,000
		PI79	58,19	26,63	0,26	8,10	5,87	0,81	0,01	0,02	0,09	0,00	99,94	2,622	1,414	0,010	0,391	0,513	0,047	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	5,000
		PI80	57,45	27,26	0,29	8,90	5,66	0,72	0,02	0,01	0,11	0,00	100,40	2,580	1,443	0,011	0,428	0,493	0,041	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	5,000
		PI81	56,96	27,15	0,25	8,83	5,59	0,77	0,03	0,00	0,11	0,01	99,69	2,576	1,447	0,010	0,428	0,490	0,044	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	5,000
		PI82	56,66	27,24	0,21	9,09	5,50	0,66	0,03	0,00	0,14	0,00	99,49	2,568	1,455	0,008	0,442	0,483	0,038	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	5,000
		PI95	56,19	27,98	0,50	9,75	5,39	0,41	0,04	0,01	0,08	0,07	100,42	2,527	1,483	0,019	0,470	0,470	0,023	0,003	0,000	0,002	0,002	0,000	5,000
M13a - Cerro Volcán		PI7	54,29	29,16	0,43	11,23	4,52	0,45	0,04	0,01	0,07	0,02	100,20	2,457	1,555	0,016	0,544	0,396	0,026	0,003	0,000	0,002	0,001	0,000	5,000
		PI16	57,98	26,90	0,29	8,41	5,89	0,64	0,00	0,04	0,13	0,03	100,31	2,605	1,424	0,011	0,405	0,513	0,037	0,000	0,001	0,003	0,001	0,000	5,000
		PI17	52,63	30,11	0,77	12,66	3,64	0,29	0,21	0,02	0,12	0,04	100,49	2,389	1,610	0,029	0,615	0,320	0,017	0,014	0,000	0,003	0,001	0,000	5,000
	perfil 1	punto	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	P ₂ O ₅	SrO	TiO ₂	Total	Si	Al	Fe ⁺²	Ca	Na	K	Mg	P	Sr	Ti	Total	
		PI21	57,29	27,11	0,24	8,86	5,84	0,60	0,01	0,00	0,06	0,01	100,02	2,579	1,438	0,009	0,427	0,509	0,035	0,001	0,000	0,001	0,000	5,000	
		PI22	54,65	28,89	0,26	10,58	4,86	0,46	0,03	0,02	0,05	0,00	99,80	2,477	1,543	0,010	0,514	0,427	0,026	0,002	0,000	0,001	0,000	5,000	
		PI23	57,74	26,60	0,27	8,47	5,78	0,72	0,02	0,00	0,06	0,00	99,65	2,611	1,417	0,010	0,411	0,507	0,041	0,001	0,000	0,002	0,000	5,000	

M1 - Cerro La Quebrada	PI1-f10c	49,65	31,01	0,62	14,26	2,91	0,19	0,09	0,00	0,12	0,00	98,81	2,297	1,691	0,024	0,707	0,261	0,011	0,006	0,000	0,003	0,000	5,000
	PI2-f10c	50,60	30,51	0,53	13,87	3,31	0,25	0,10	0,00	0,11	0,03	99,29	2,325	1,653	0,016	0,683	0,295	0,014	0,007	0,000	0,003	0,001	4,996
	PI2-f10b	56,95	26,95	0,15	9,04	5,60	0,59	0,01	0,00	0,05	0,00	99,34	2,585	1,442	0,006	0,440	0,492	0,034	0,001	0,000	0,001	0,000	5,000
	PI3-f10b	57,68	25,60	0,23	7,94	6,13	0,76	0,02	0,00	0,04	0,01	98,42	2,635	1,378	0,009	0,389	0,543	0,044	0,001	0,000	0,001	0,000	5,000
	PI4-f10b	49,15	31,37	0,86	14,48	2,91	0,32	0,09	0,00	0,05	0,03	99,25	2,263	1,702	0,033	0,714	0,260	0,019	0,006	0,000	0,001	0,001	5,000

ANEXO D: CIRCONES

Cerro Volcán

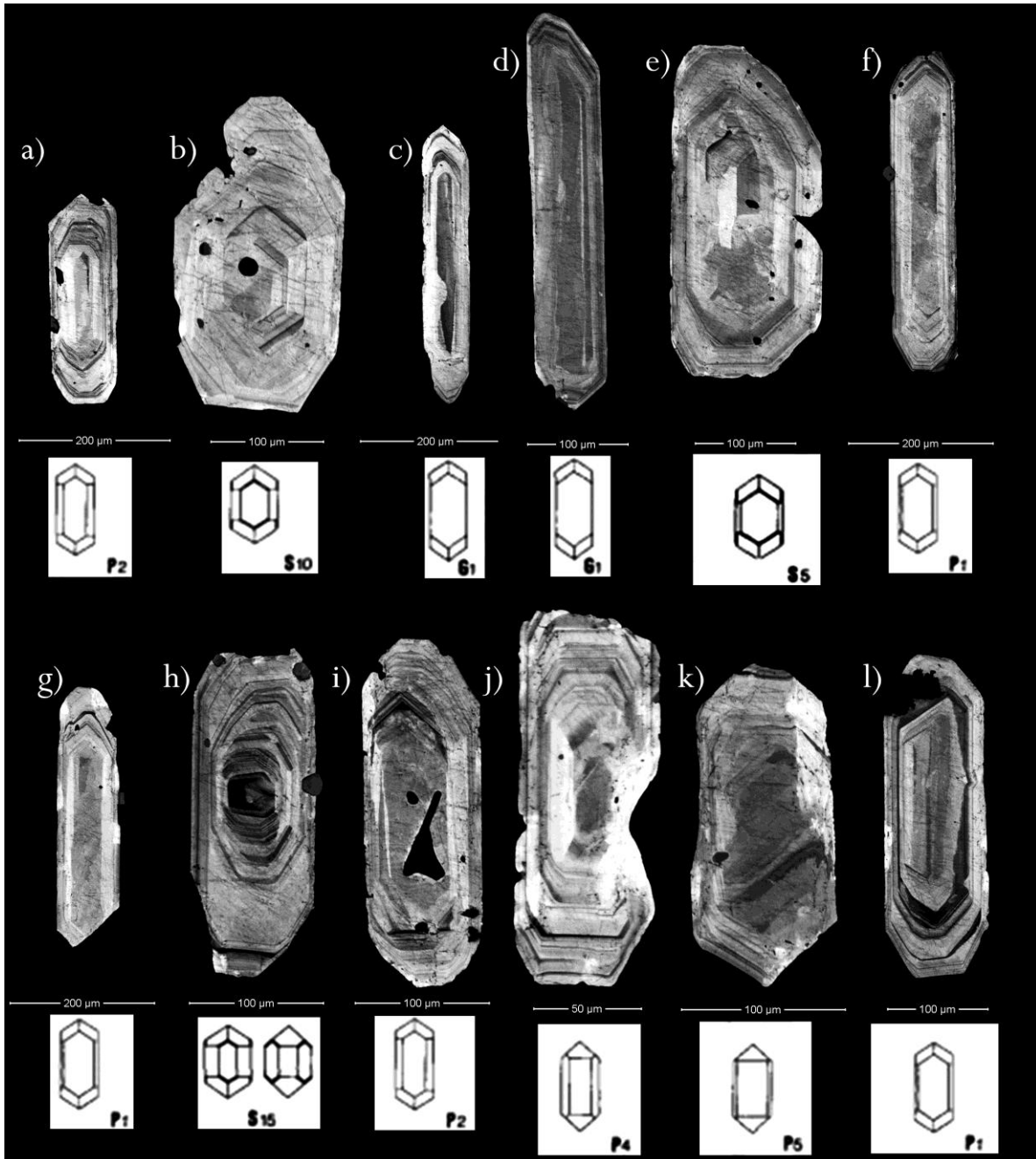


Figura 73. Clasificación de circones en la muestra M13 de Cerro Volcán.

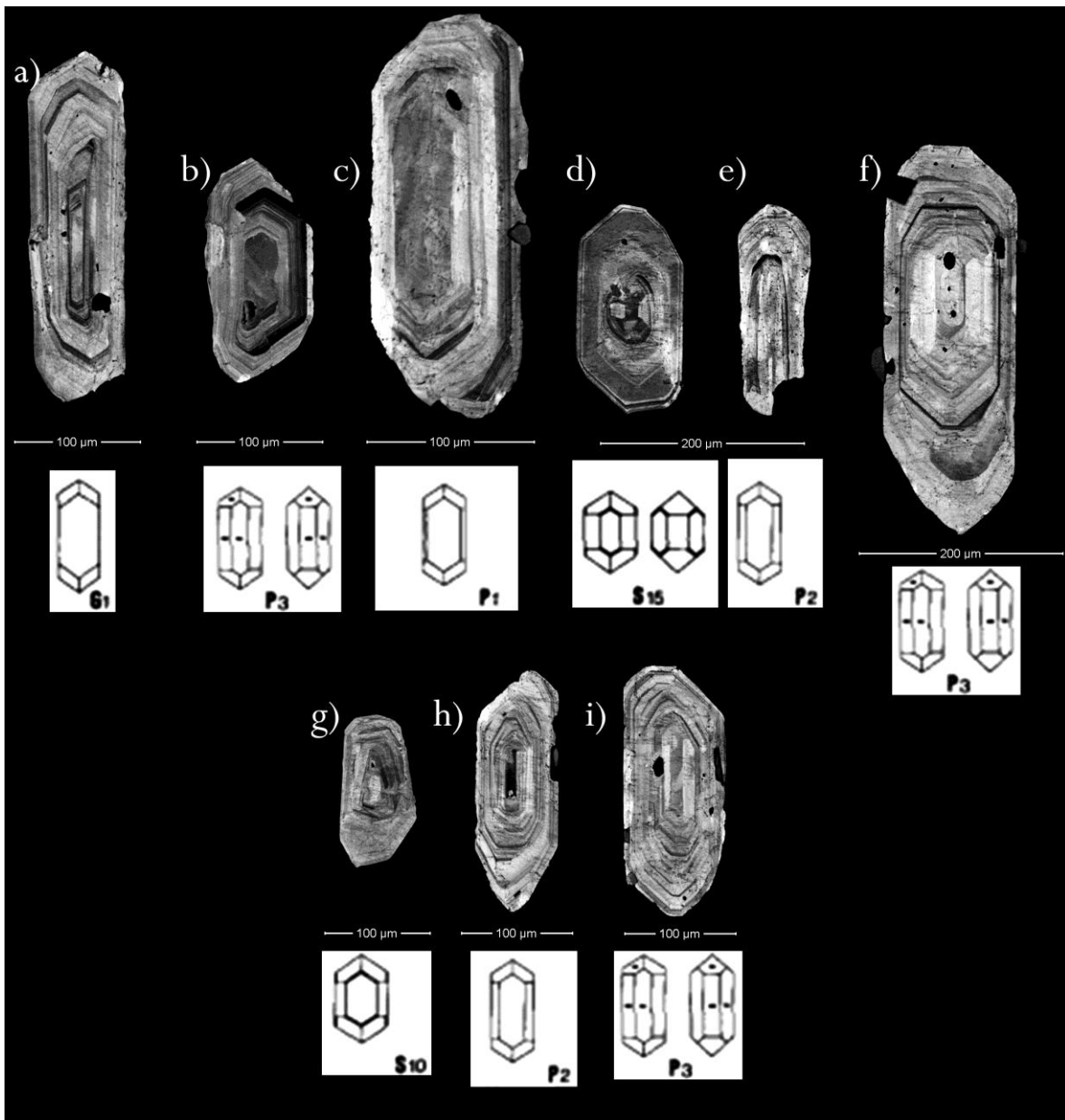


Figura 74. Clasificación de circones en la muestra M13 de Cerro Volcán.

Cerro La Quebrada

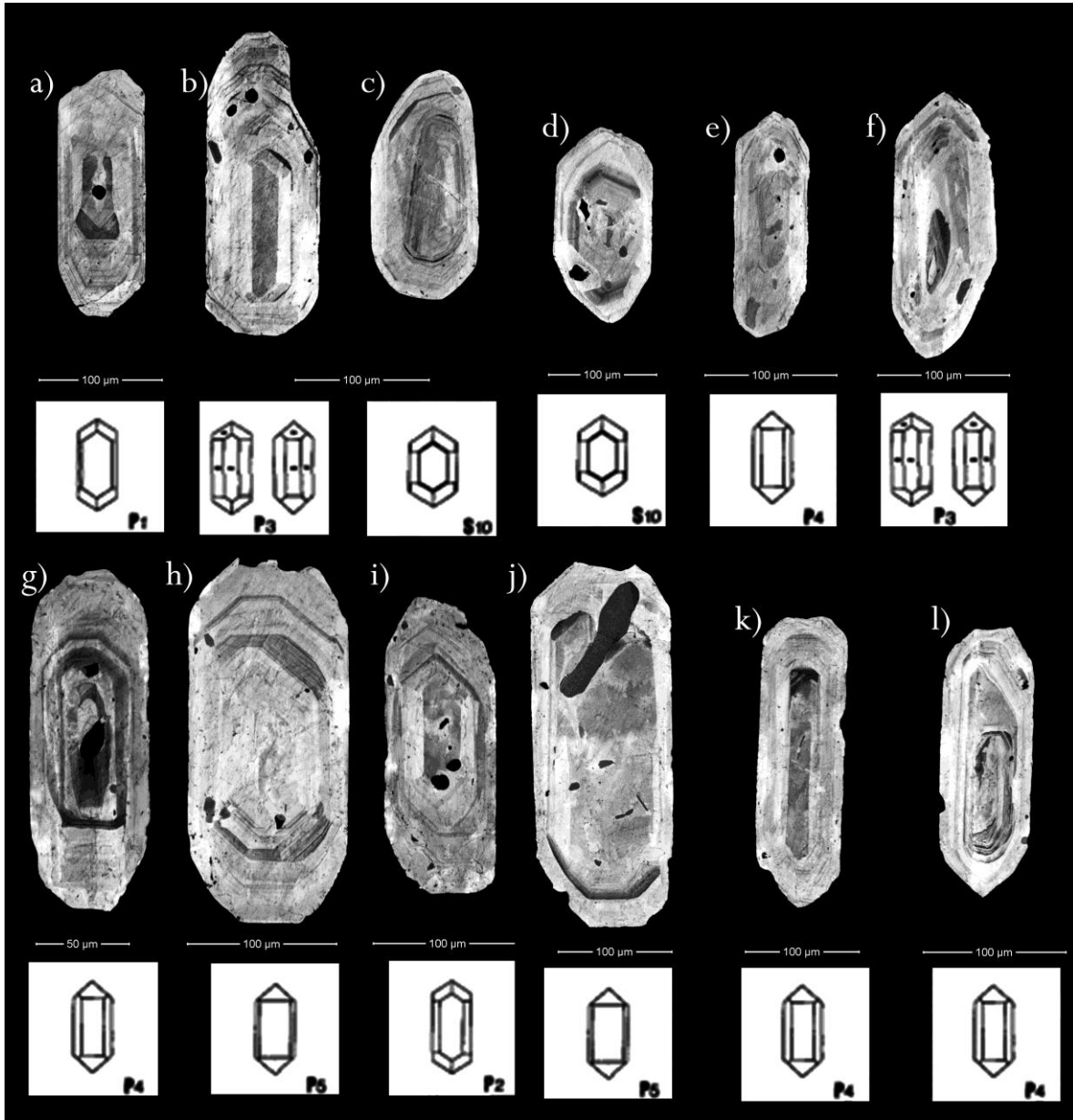


Figura 75. Clasificación de circones en la muestra M2 de Cerro La Quebrada.

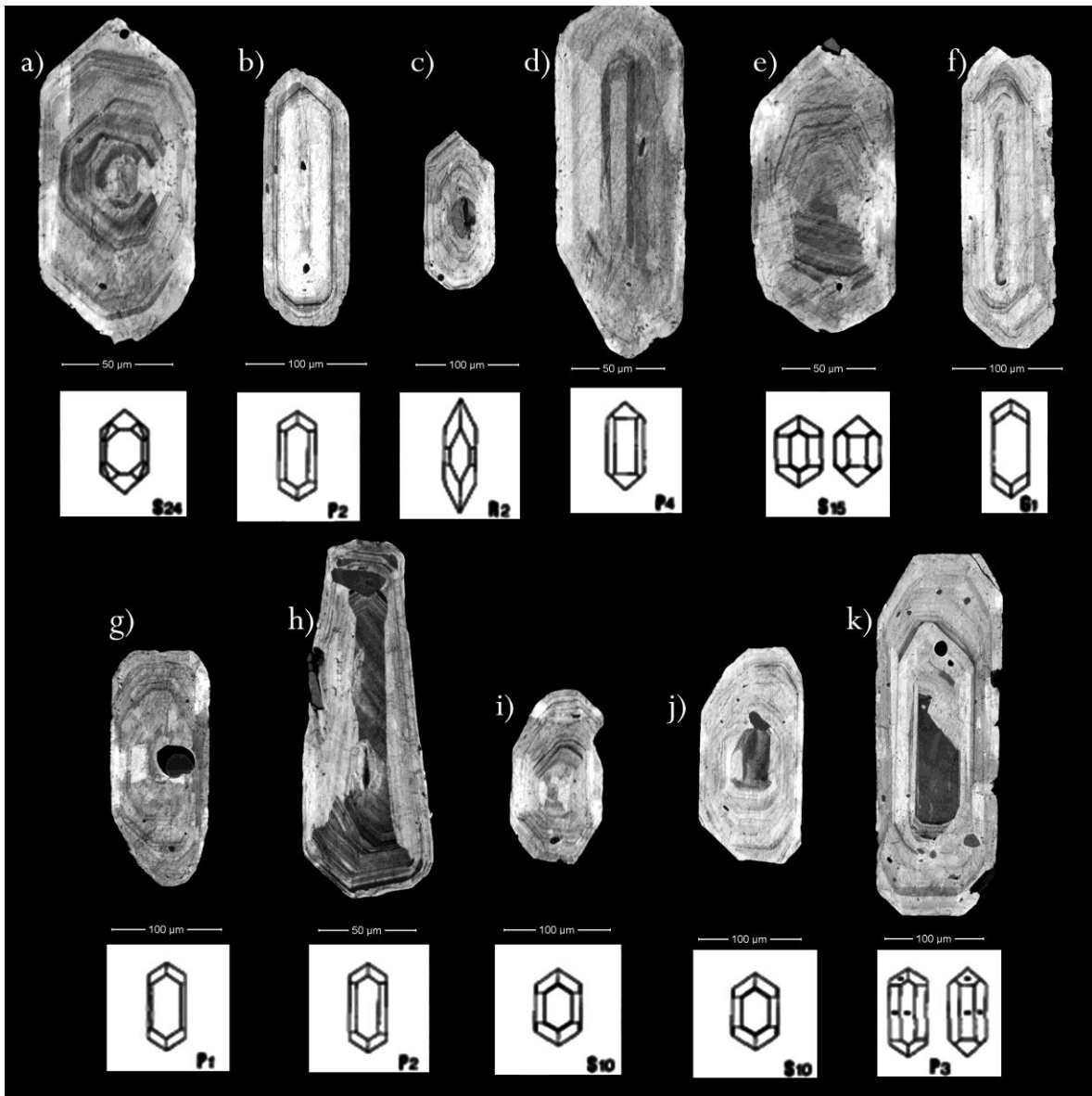


Figura 76. Clasificación de circones en la muestra M2 de Cerro La Quebrada.

Volcán Tatio

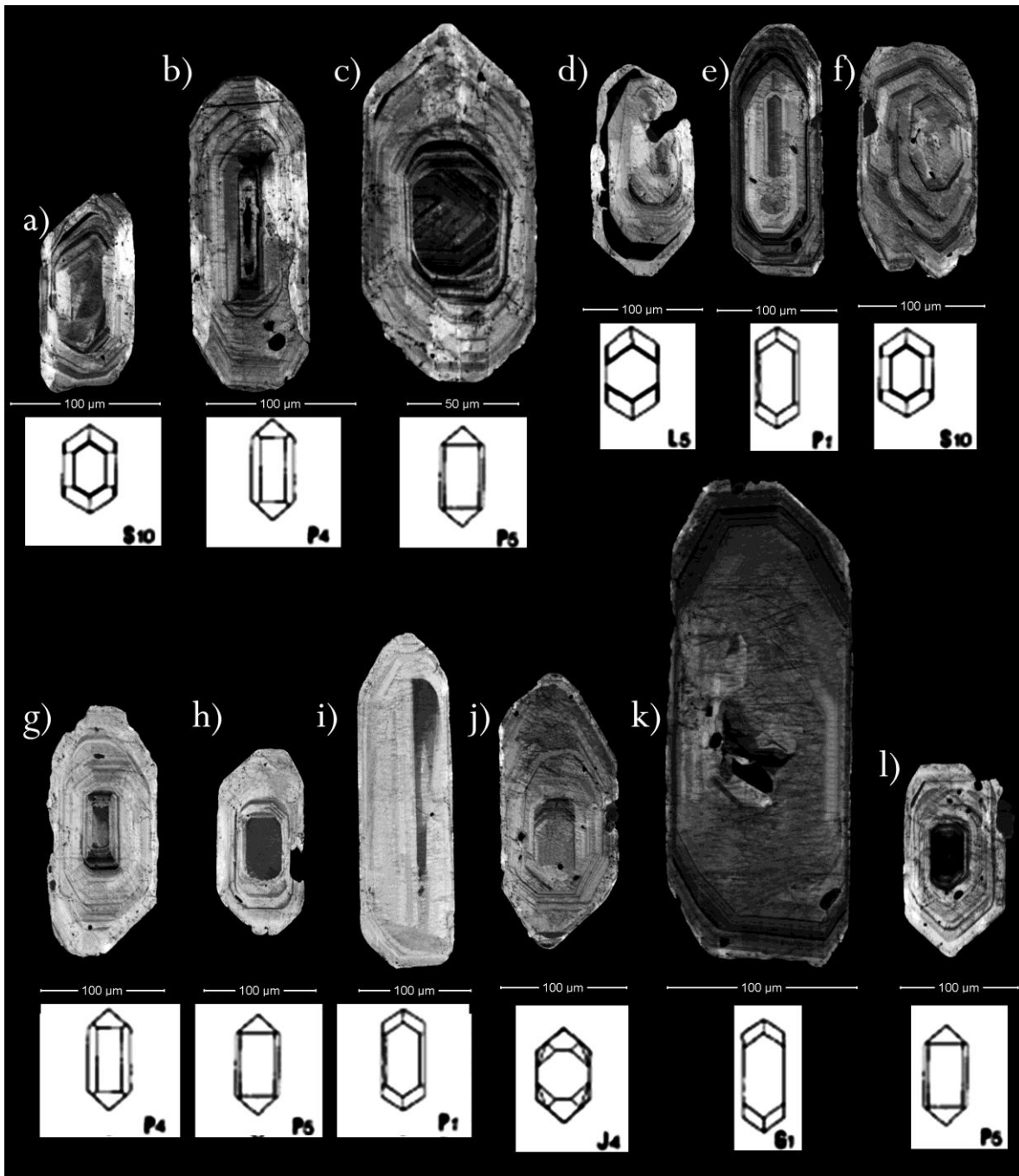


Figura 77. Clasificación de circones en la muestra M15 de Volcán Tatio.

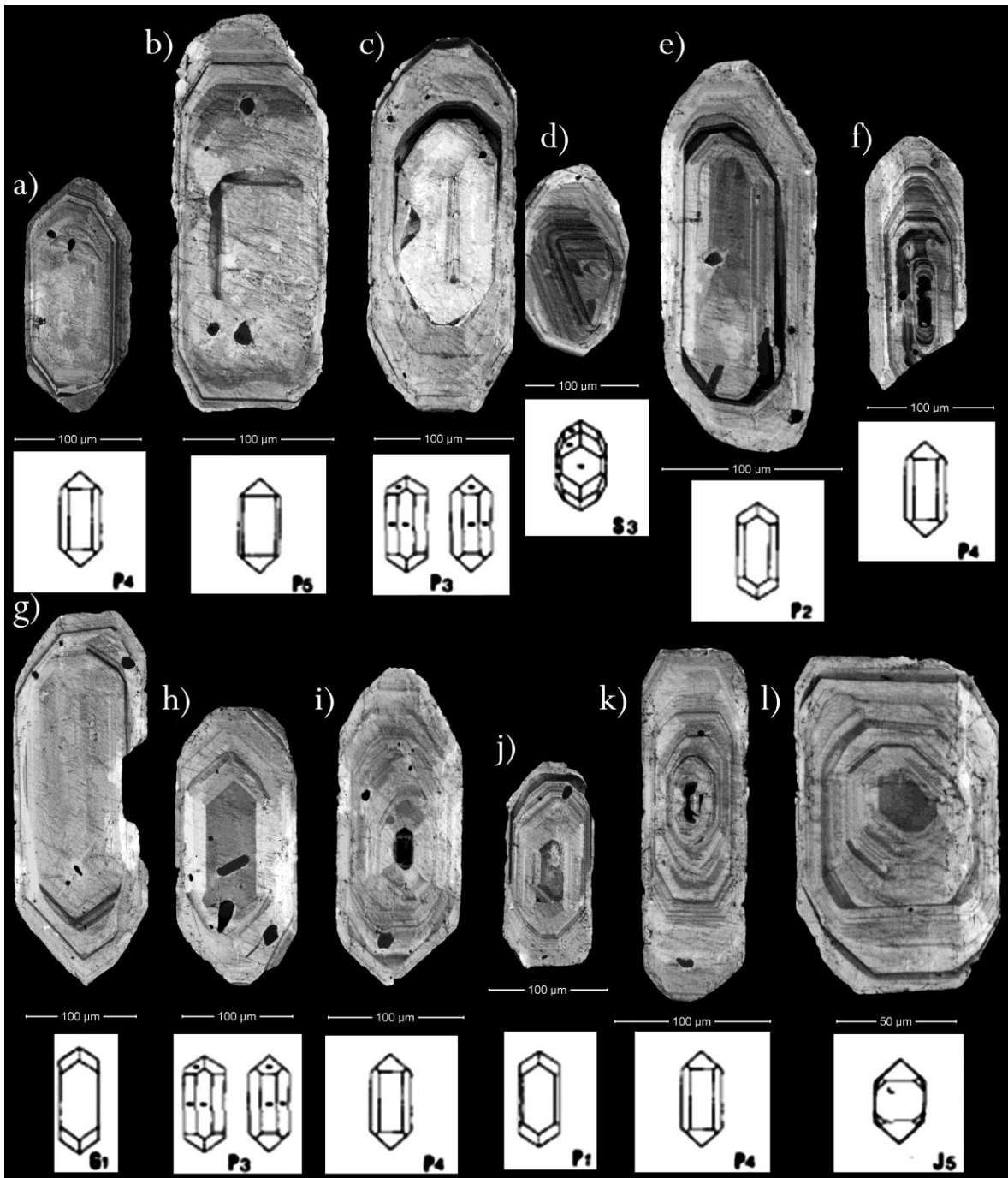


Figura 78. Clasificación de circones en la muestra M15 de Volcán Tatio.

Cerro La Torta

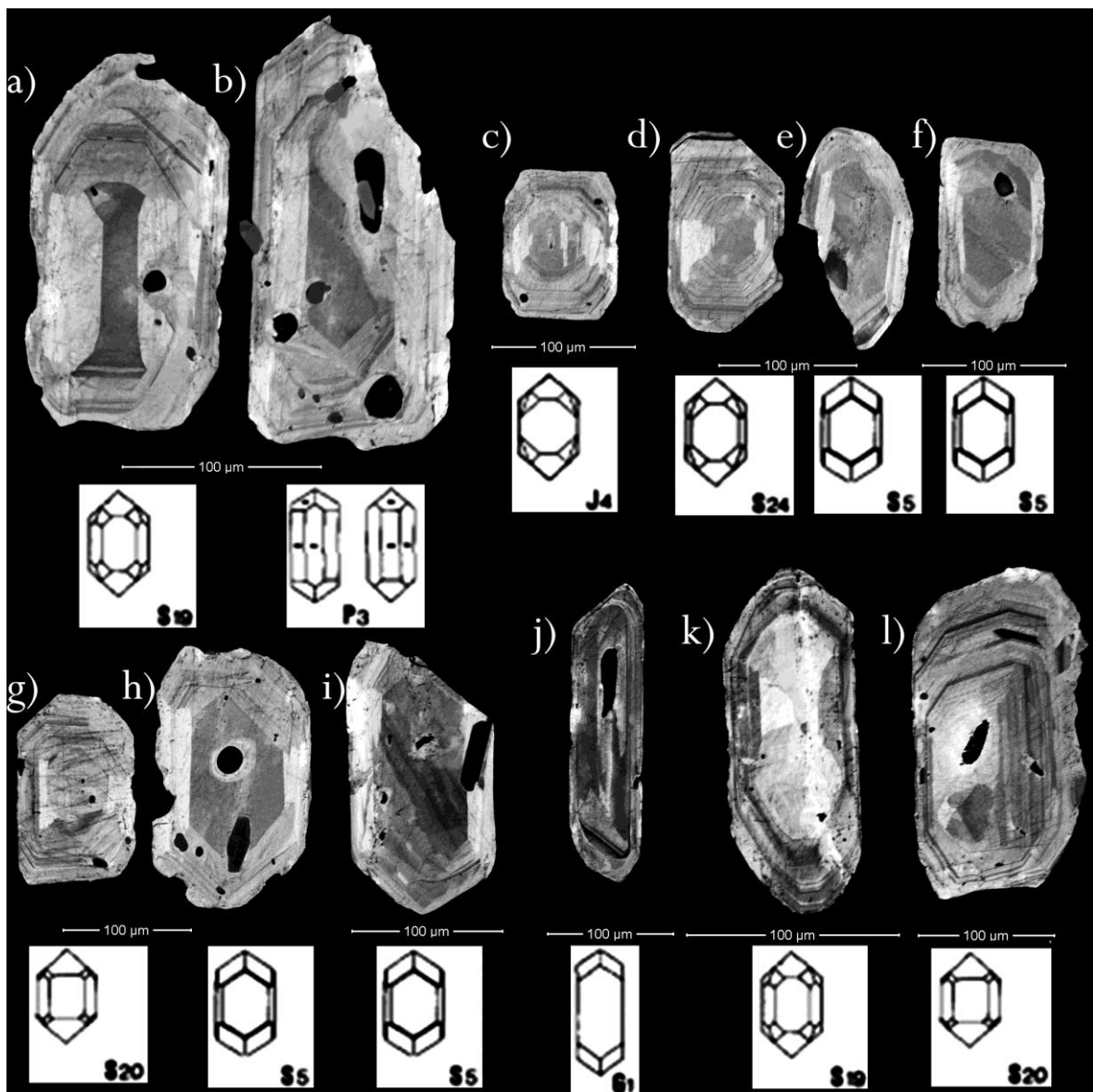


Figura 79. Clasificación de circones en la muestra M5 de Cerro La Torta.

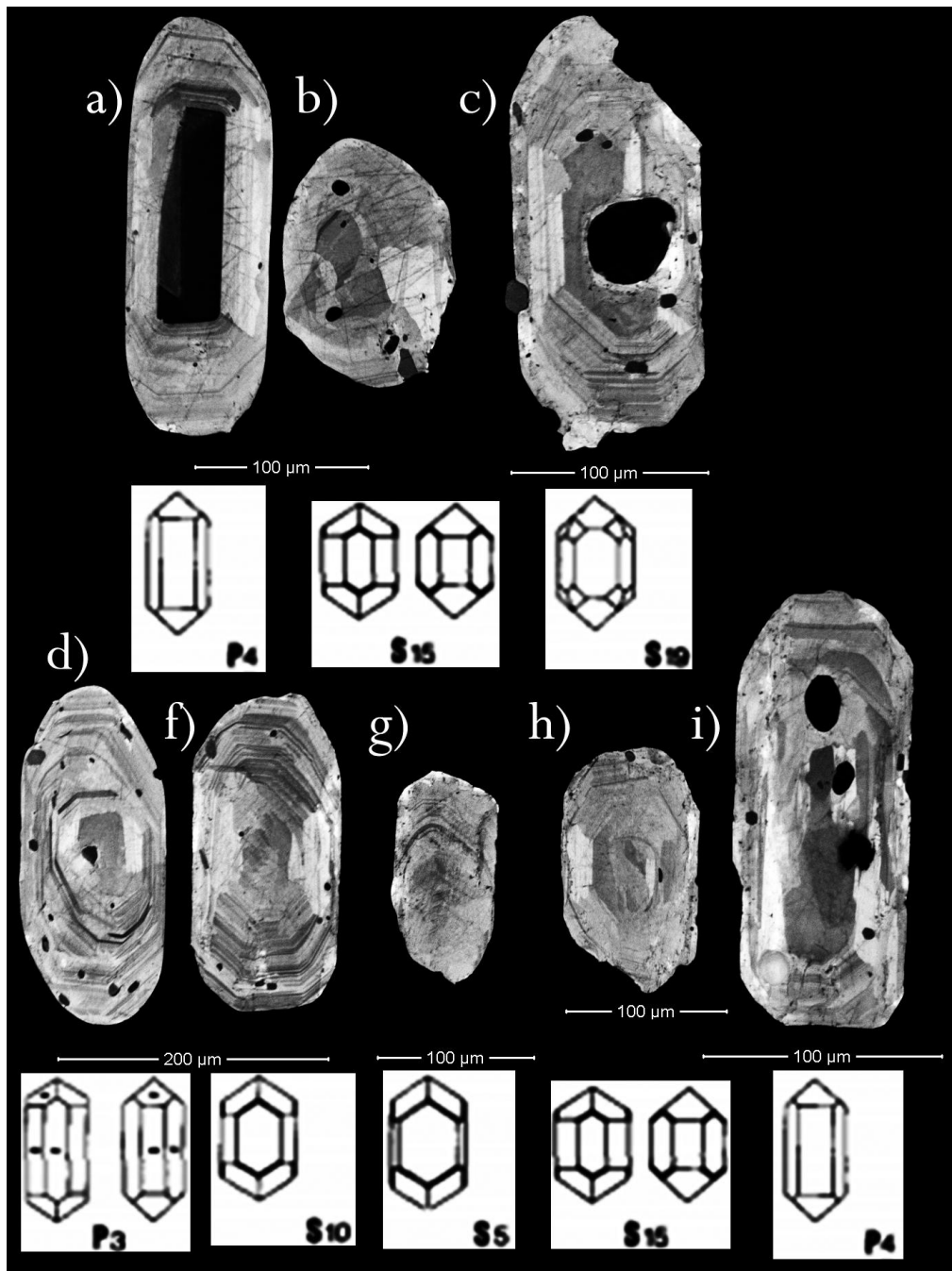


Figura 80. Clasificación de circones en la muestra M5 de Cerro La Torta.

ANEXO E: GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Tabla 14. Control de calidad, límite de detección y método de los análisis de óxidos mayores en roca total.

Símbolo Análisis	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
Unidad	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Límite de Detección	0,01	0,01	0,01	0,001	0,01	0,01	0,01	0,01	0,001	0,01
Método de análisis	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP
NIST 694 Meas	11,61	1,89	0,75	0,013	0,35	43,06	0,88	0,56	0,117	30,2
NIST 694 Cert	11,2	1,8	0,79	0,0116	0,33	43,6	0,86	0,51	0,11	30,2
DNC-1 Meas	47,45	18,28	9,87	0,148	10,13	11,43	1,91	0,22	0,48	0,06
DNC-1 Cert	47,15	18,34	9,97	0,150	10,13	11,49	1,890	0,234	0,480	0,070
W-2a Meas	52,24	15,29	10,74	0,166	6,25	10,97	2,19	0,61	1,085	0,12
W-2a Cert	52,4	15,4	10,7	0,163	6,37	10,9	2,14	0,626	1,06	0,13
SY-4 Meas	49,77	20,54	6,2	0,107	0,51	8,07	6,93	1,66	0,29	0,13
SY-4 Cert	49,9	20,69	6,21	0,108	0,54	8,05	7,10	1,66	0,287	0,131
BIR-1a Meas	47,64	15,29	11,12	0,171	9,59	13,42	1,81	0,02	0,953	0,01
BIR-1a Cert	47,96	15,50	11,30	0,175	9,700	13,30	1,82	0,030	0,96	0,021

Tabla 15. Control de calidad, límite de detección y método de los análisis de elementos menores y traza en roca total.

Símbolo Análisis	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs
Unidad	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Límite de Detección	1	1	5	3	2	2	4	20	1	20	10	30	1	1	5	2	1	2	0,5	0,2	1	0,5	0,5
Método de análisis	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
NIST 694 Meas			1661																				
NIST 694 Cert			1740																				
DNC-1 Meas	31		159	106	144	14	32	260	58	260	100	70											
DNC-1 Cert	31		148	118	144.0	18.0	38	270	57	247	100	70											
LKSD-3 Meas									31		30					72		< 2			2		2,2
LKSD-3 Cert									30		35					78		2			3		2,3
W-2a Meas	35	< 1	279	173	196	18	81		43	70	110	80	18	2				< 2	< 0.5			< 0.5	
W-2a Cert	36	1,3	262	182	190	24	94		43	70	110	80	17	1				0,6	0,05			0,79	
SY-4 Meas	1	3	12	344	1201	116	532																
SY-4 Cert	1.1	2.6	8.0	340	1191	119	517																
CTA-AC-1 Meas											60												
CTA-AC-1 Cert											54.0												
BIR-1a Meas	43	< 1	338	7	108	13	14	380	53	170	130	70	15										
BIR-1a Cert	44	0.58	310	6	110	16	18	370	52	170	125	70	16										
NCS DC86312 Meas																							
NCS DC86312 Cert																							
NCS DC70014 Meas									25	70	2600	7400	25					> 100	16,6			180	
NCS DC70014 Cert									26	70	2600	7400	25.2					270	16.7			180	
NCS DC70009 (GBW07241) Meas									3		970	100	16	11	70	505				1,3	> 1000		43,5
NCS DC70009 (GBW07241) Cert									3.7		960	100	16.5	11.2	69.9	500				1.3	1701		41
OREAS 100a (Fusion) Meas									17		170												
OREAS 100a (Fusion) Cert									18.1		169												
OREAS 101a (Fusion) Meas									47		430							22					
OREAS 101a (Fusion) Cert									48.8		434							21.9					
JR-1 Meas										< 20	< 10	30	17		17	251	15		< 0.5	< 0.2			21
JR-1 Cert										1.67	2.68	30.6	16.1		16.3	257	15.2		0.031	0.028			20.8
M31B Orig	9	2	110	707	421	17	174	30	9	< 20	10	70	19	1	6	159	8	3	0,9	< 0.2	2	< 0.5	8,2
M31B Dup								30	9	< 20	10	70	18	2	6	147	6	3	0,7	< 0.2	1	< 0.5	7,7
Method Blank								< 20	< 1	< 20	< 10	< 30	< 1	< 1	< 5	< 2	< 1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5

Símbolo Análisis	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U	
Unidad	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Límite de Detección	0,1	0,1	0,05	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,05	0,1	0,04	0,2	0,1	1	0,1	5	0,4	0,1	0,1	
Método de análisis	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	
NIST 694 Meas																							
NIST 694 Cert																							
DNC-1 Meas	3,7			4,8		0,6							2										
DNC-1 Cert	3.6			5.20		0.59							2.0										
LKSD-3 Meas	48,3	89,1		43,4	7,8	1,4			4,9				2,7	0,4	4,1	0,9	3				11,3	4,5	
LKSD-3 Cert	52	90		44	8	1,5			4,9				2,7	0,4	4,8	0,7	2				11,4	4,6	
W-2a Meas	10,5	22,3		12,6	3,2	1,1		0,6	3,8	0,8			2,1	0,3		0,5	< 1	< 0,1		< 0,4	2,4	0,5	
W-2a Cert	10	23		13	3,3	1		0,63	3,6	0,76			2,1	0,33		0,5	0,3	0,2		0,03	2,4	0,53	
SY-4 Meas																							
SY-4 Cert																							
CTA-AC-1 Meas	> 2000	> 3000		1160	168	45	122	15,2					11	1,14								23,8	4,2
CTA-AC-1 Cert	2176	3326		1087	162	46.7	124	13.9					11.4	1.08								21.8	4.4
BIR-1a Meas		2,1		2,4	1,1								1,7	0,25	0,6					< 5			
BIR-1a Cert		1.9		2.5	1.1								1.7	0.3	0.60					3			
NCS DC86312 Meas	> 2000	178		1580			228	34,5	183	35,6	96	14,2	87,1	12								25,7	
NCS DC86312 Cert	2360	190		1600			225.0	34.6	183	36	96.2	15.1	87.79	11.96								23.6	
NCS DC70014 Meas	45,5	86,7	10	38,5	7,8	1,7	6,8	1,2	6,4	1,3	3,5		3,4	0,48					> 10000	80,3			
NCS DC70014 Cert	45.3	87.0	10.8	39.9	8.0	1.8	7.4	1.1	6.7	1.3	3.5		3.3	0.50					27200	80.3			
NCS DC70009 (GBW07241) Meas	23,6	57,5	7,59	31,6	12		14	3,3	20,7	4,3	12,8	2,35	16,1	2,26			2200					29,1	
NCS DC70009 (GBW07241) Cert	23.7	60.3	7.9	32.9	12.5		14.8	3.3	20.7	4.5	13.4	2.2	14.9	2.4			2200					28.3	
OREAS 100a (Fusion) Meas	272	478	46,2	153	25	3,7		3,8	23,2	5	14,8	2,41	15,6	2,17								52,9	137
OREAS 100a (Fusion) Cert	260	463	47.1	152	23.6	3.71		3.80	23.2	4.81	14.9	2.31	14.9	2.26								51.6	135
OREAS 101a (Fusion) Meas	835	1400	130	404	51	8		5,7	32,2	6,7	19,3	2,97	18,7	2,57								36,8	421
OREAS 101a (Fusion) Cert	816	1396	134	403	48.8	8.06		5.92	33.3	6.46	19.5	2.90	17.5	2.66								36.6	422
JR-1 Meas	20,3	47,1	5,83	23,8	5,9	0,3	5,4	1	6,2			0,68	4,8	0,72	3,9	1,8		1,6	20	0,6	27,6	9	
JR-1 Cert	19.7	47.2	5.58	23.3	6.03	0.30	5.06	1.01	5.69			0.67	4.55	0.71	4.51	1.86		1.56	19.3	0.56	26.7	8.88	
M31B Orig	32,5	62,1	7,17	26,4	4,7	1	3,5	0,5	3	0,6	1,7	0,25	1,6	0,28	4,5	0,9	2	0,6	16	< 0,4	21,1	6,9	
M31B Dup	30,5	58,1	6,77	24,5	4,5	0,9	3,4	0,5	2,8	0,5	1,5	0,23	1,5	0,27	3,4	0,8	1	0,6	17	< 0,4	19,5	6,3	