



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

**EVOLUCIÓN GEOLÓGICA Y PETROLÓGICA DEL COMPLEJO
VOLCÁNICO QUIMSACHATA – AROMA, REGIÓN DE TARAPACÁ,
ANDES CENTRALES DEL NORTE DE CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

NICOLÁS ALEJANDRO CORREA OJEDA

PROFESOR GUÍA:
DIEGO ANTONIO MORATA CÉSPEDES

PROFESOR CO-GUÍA:
JORGE EDUARDO CLAVERO RIBES

MIEMBRO DE LA COMISIÓN:
ALFREDO SALEM LAHSEN AZAR

SANTIAGO DE CHILE

SEPTIEMBRE DE 2011

RESUMEN

Los volcanes Aroma y Quimsachata son dos complejos volcánicos andesíticos a dacíticos (60-67% de SiO_2) de alto-K, que se edifican por sobre 4.200-4.500 m s.n.m. en el Altiplano de Iquique, al extremo norte de Pampa Lirima. Ambos conforman el Complejo Volcánico Quimsachata Sur – Aroma (CVQS-CVA), el que define una historia evolutiva de ca. 1,6 Ma entre el Plioceno superior y el Pleistoceno inferior, con una actividad registrada de naturaleza predominantemente efusiva y litología relativamente monótona, caracterizada principalmente por: (1) abundancia de inclusiones máficas ovaladas (52-56% de SiO_2); (2) la presencia de ‘megacristales’ de sanidina; (3) altos grados de oxidación en anfíbolos y biotitas; y (4) gran diversidad de texturas de desequilibrio. La actividad eruptiva del CVQS-CVA fue separada en dos períodos principales: 3,6-2,6 Ma, donde la actividad volcánica fue contemporánea en ambos complejos y registró una migración de ca. 3,5 km en sentido SE-NW en el CVQS; y hace 1,6 Ma, concentrándose en el CVA. El fin de la actividad en el CVQS-CVA estuvo marcado por el inicio de la actividad volcánica en el C.V. Quimsachata Norte, con características similares a la del CVQS-CVA. La migración del volcanismo en sentido SE-NW contrasta con las observaciones regionales que indican una migración del volcanismo en sentido W-E, lo que representa un rasgo particular del CVQS-CVA en el contexto magmático de Pampa Lirima. El lineamiento NW-SE que localmente conforman sus centros de emisión indica un fuerte control estructural en el ascenso magmático, el que habría estado controlado por fallas profundas, subverticales, de carácter inverso y transcurrente, que representan una zona de transferencia en el estilo estructural del basamento al sur y al norte de Pampa Lirima. La actividad reciente reportada hace 1,1 Ma en el C.V. Quimsachata Norte, y la existencia de fallas profundas que permean el basamento, indican condiciones favorables para la existencia de un sistema geotermal activo, como el que hoy existe en el sector de Pampa Lirima.

Los magmas que dieron origen al CVQS-CVA son de naturaleza mantélica y se generaron a partir de bajas tasas de fusión parcial en una fuente con presencia de granate. Estos magmas primitivos de composición basáltica ascendieron hacia un reservorio profundo ubicado a 15-19 km de profundidad, en el límite de la corteza inferior-superior, donde se llevaron a cabo procesos *MASH* a temperaturas de 860-980° C. Durante su ascenso y estadía en esta cámara profunda, los magmas adquirieron firmas geoquímicas corticales típicas de los Andes Centrales, debido principalmente a asimilación cortical. Posteriormente, estos magmas ascendieron hasta una cámara superficial ubicada a 6-9 km de profundidad, donde fueron estancados bajo un magma diferenciado riódacítico más frío, viscoso y cristalino, a una temperatura de 640-720° C. El rápido ascenso produjo descompresión adiabática y exsolución de volátiles en los magmas máficos, lo que a su vez indujo gran vesicularidad en ellos. Esto, sumado a cristalización fraccionada del magma máfico en la interfaz y procesos de convección interna por calentamiento de la base de la cámara por parte del magma máfico, dieron pie a intensos mecanismos de automezcla, hibridación (*mixing*) y mezcla inmiscible (*mingling*) de magmas. El alto contraste termal entre las fases magmáticas favoreció el desarrollo de enclaves, y el estado subliquidus de estos permitió a su vez el intercambio de masas entre ambas fases magmáticas, lo que definió por una parte un magma híbrido hospedante de composición andesítica a dacítica, y por otra, la presencia enclaves también híbridos de composición andesítica basáltica. Estos procesos explican en gran parte la diversidad de texturas de desequilibrio observadas en los productos del CVQS-CVA y la coexistencia de anfíbolos de distintos tipos. La temperatura de interacción y reequilibrio entre ambas fases magmáticas fue de 720-820° C. La intrusión de magmas máficos en esta cámara superficial se dio a lo largo de la evolución del complejo en diferentes proporciones. Se ha observado además que los procesos de mezcla de magmas han continuado llevándose a cabo en los centros volcánicos recientes del ‘Gap de Pica’, como el C.V. quimsachata Norte y los Domos de Porquesa.

A mis padres

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, un gran agradecimiento a Energía Andina S.A. (E.A.S.A.; Proyecto Pampa Lirima) por financiar y hacer posible la realización de este trabajo. El gran profesionalismo de todo su equipo y todo el apoyo brindado permitieron que este estudio se desarrollase a cabalidad y sin contratiempos de ningún tipo.

Muchas gracias también al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (C.E.G.A.; Proyecto Fondap n°. 15090013, en la línea de investigación “Sistemas magmáticos”) por brindarme todo su apoyo, soporte y conocimientos científicos.

Mis más sinceros agradecimientos a los profesores miembros de la comisión examinadora por sus oportunos comentarios y correcciones, las cuales permitieron mejor sustancialmente el borrador y mapa originales. Gracias a Diego Morata por las largas discusiones (presenciales y vía correo), su constante preocupación y todos los conocimientos brindados. Profundos agradecimientos a Jorge Clavero, por las enseñanzas en terreno, el apoyo y sus comentarios siempre acertados relativos al mundo de la volcanología. Gracias también a Alfredo Lahsen por su gran disposición y ayuda durante el proceso.

Gracias a todo el personal de E.A.S.A. por la calidez con la que me acogieron, ha sido una gran experiencia compartir con todos ustedes. Gracias a Marjorie Vásquez por gestionar viajes, terrenos, taxis, etc., con gran rapidez y buena voluntad. Agradecimientos especiales a Rodrigo Arcos, jefe de proyecto del Proyecto Pampa Lirima por todo su apoyo y preocupación a lo largo del proceso. Muchísimas gracias a Edmundo Polanco por sus comentarios, su gran ayuda y disposición. Gracias también a los geólogos Sebastián Martini y Luciano Achurra por la ayuda, comentarios y sugerencias. Gracias a los ayudantes de terreno Excequiel Codoceo y Julio Ríos, que con toda su experiencia hicieron posible el acceso a los lugares más difíciles. Gracias también a Jorge “Flaco” Lemp por su agradable compañía y las clases de muestreo.

Agradecimientos a la distancia a geólogo y fotógrafo Carlos Linares, quien me ayudó durante una semana con los análisis de la microsonda y me guió a través de la enmarañada selva del D.F.

Gracias a mis compañeros de carrera por su amistad y todas las experiencias vividas en clases, en “los naranjos” y en terreno. Juntos recorrimos un gran camino. Gracias a los profesores del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y muchas gracias a María Rosa Rocco, pues sin su ayuda y sonrisa amable, estaría aun perdido entre trámites y papeles.

Gracias a mi familia por apoyarme en todo este largo proceso y por confiar siempre en mí. Gracias a mi papá por alentarme en los momentos más difíciles y por insistir que “hay que aprovechar cada etapa de la vida al máximo”. Gracias a mi mamá por todo su amor, preocupación y dedicación, y por guiarme siempre por el camino del trabajo, la constancia, la responsabilidad, la nobleza, los valores y la libertad. Gracias a mi abuela Elfi, mi segunda madre, por su enorme e incondicional cariño. Gracias a mi pequeña familia, por estar siempre ahí y ayudarme en cuanto fuera posible: gracias abuelo Mario, tío Mario, Sonia, Paz Francisca, Lala, Julio, Francisco y Gabriel.

Finalmente, gracias a María José por todo su amor, comprensión y compañía.

ÍNDICE GENERAL

Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Formulación del problema	1
1.2 Objetivos	3
1.2.1 Objetivo general	3
1.2.2 Objetivos específicos.....	3
1.3 Hipótesis de trabajo	3
1.4 Metodología de trabajo	4
1.4.1 Etapa pre-campañas	4
1.4.2 Etapa de terreno.....	4
1.4.3 Etapa de gabinete	5
1.4.4 Etapa de análisis	6
1.5 Estudios anteriores.....	9
1.6 Ubicación y accesos	10
1.7. Otros antecedentes	12
1.7.1 Clima	12
1.7.2 Relieve	12
1.7.3 Flora	12
1.7.4 Fauna	12
Capítulo 2. Marco Geológico	13
2.1 Marco Tectónico	13
2.2 La Zona Volcánica Central.....	14
2.2.1 Gap de Pica.....	16
2.3 Geología Regional.....	19
2.3.1 Proterozoico	19
2.3.2 Paleozoico – Triásico.....	19
2.3.3 Jurásico – Cretácico Inferior	21
2.3.4 Cretácico Superior – Eoceno	24
2.3.5 Oligoceno – Holoceno	26
2.4 Evolución tectónica y estructural del Altiplano	31
2.4.1 Estructuras	33
2.4.2 Modelo estructural	35
Capítulo 3. Geología del Complejo Volcánico Quimsachata Sur – Aroma	39
3.1 Estratos de Cultane OIMic	39

3.2	Lavas de Japocalla	Mmj	40
3.3	Complejo Volcánico Guanacucho	Msvg	41
3.4	Complejo Volcánico Andrés Jiguata	MPvaj	41
3.5	Complejo Volcánico Lirima	Pivl	42
3.6	Complejo Volcánico Picavilque	Pvp	43
3.7	Domos Cerro Colorado	Picc	44
3.8	Complejo Volcánico Quimsachata Sur		46
3.8.1	Quimsachata Sur I	QS1	48
3.8.2	Quimsachata Sur II	QS2	52
3.8.3	Quimsachata Sur III	QS3	58
3.9	Complejo Volcánico Aroma		66
3.9.1	Aroma I	A1	67
3.9.2	Aroma II (Coulée Aroma)	A2	69
3.9.3	Aroma III	A3	74
3.10	Complejo Volcánico Sillajhuay	Psvs	77
3.11	Complejo Volcánico Quimsachata Norte	Plvqn	77
3.12	Depósitos sedimentarios		80
3.12.1	Depósitos glaciares	Plg	80
3.12.2	Depósitos coluviales	PIHc	80
3.12.3	Depósitos aluviales	PIHa	80
3.12.4	Depósitos coluviales-aluviales indiferenciados	PIHac	81
3.12.5	Depósitos de desilizamiento	PIHd	81
3.12.6	Depósitos de vegas	Hv	81
3.12.7	Depósitos evaporíticos salinos	Hs	81
3.13	Inclusiones máficas		81
3.14	Estructuras del Complejo Volcánico Quimsachata Sur-Aroma		83
3.14.1	Lineamientos principales		83
3.14.2	Lineamientos secundarios		85
Capítulo 4.	Geoquímica		87
4.1	Química de roca total		87
4.1.1	Elementos mayores		87
4.1.2	Elementos traza		90
4.1.3	Vidrios		96
4.2	Química Mineral		100
4.2.1	Feldespatos		101

4.2.2	Anfíbola	104
4.2.3	Piroxeno	106
4.2.4	Olivino	109
4.2.5	Biotita	110
4.2.6	Óxidos de Fe-Ti	111
4.3	Termobarometría	113
4.3.1	Barometría de Al en anfíbola	115
4.3.2	Termometría anfíbola-plagioclasa.....	118
4.3.3	Termobarometría en óxidos de Fe-Ti.....	120
Capítulo 5.	Discusión y Conclusiones	123
5.1	Discusión.....	123
5.1.1	Modelo de evolución conjunta: el Complejo Volcánico Quimsachata Sur – Aroma	123
5.1.2	Control estructural	128
5.1.3	Texturas de desequilibrio e inclusiones máficas	129
5.1.4	Química de roca total.....	133
5.1.5	Química Mineral.....	136
5.1.6	Termobarometría.....	141
5.1.7	Modelo petrogenético	143
5.1.8	Mecanismo de ascenso y mezcla de magmas.....	147
5.2	Conclusiones	151
5.2.1	Unidades y evolución geológica del CVQS-CVA	151
5.2.2	Petrografía, geoquímica y evolución petrológica del CVQS-CVA.....	153
5.2.3	El magmatismo Plioceno-Pleistoceno a los 20°S.....	155
Referencias	157
ANEXO A:	Petrografía Microscópica.....	166
ANEXO B:	Geocronología	175
ANEXO C:	Análisis Químico de Roca Total	185
ANEXO D:	Química Mineral.....	189
ANEXO E:	Fórmulas estructurales de minerales.....	199
ANEXO F:	Termobarometría.....	208

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1	Ubicación y accesos al CVQS-CVA.	11
Figura 2.1	La ZVC.....	18
Figura 2.2	Marco Geológico.....	22
Figura 2.3	Principales estructuras de la Precordillera y el Altiplano.....	37
Figura 2.4	Modelo estructural y régimen tectónico actual del Altiplano	38
Figura 2.5	Tensor de esfuerzos de Pampa Lirima.....	38
Figura 3.1	Domos de Cerro Colorado	46
Figura 3.2	Rasgos petrográficos representativos de los Domos de Cerro Colorado.....	47
Figura 3.3	Imagen satelital Arcglobe del CVQS-CVA.....	49
Figura 3.4	Microfotografías representativas del estadio QS1.	51
Figura 3.5	El CVQS.	56
Figura 3.6	(a) Enclave máfico. (b) Estrías de abrasión glaciar	56
Figura 3.7	Microfotografías representativas del estadio QS2.	58
Figura 3.8	Lavas del estadio QS3.	59
Figura 3.9	Colada del estadio QS3.	59
Figura 3.10	Porción sur de los Cerros de Quimsachata, mostrando parte de las rocas del estadio QS3.....	62
Figura 3.11	Productos volcánicos australes del estadio QS3.....	63
Figura 3.12	Microfotografías representativas del estadio QS3.	66
Figura 3.13	Microfotografías representativas de la zona de alteración asociada al C.V. Quimsachata Norte.....	66
Figura 3.14	El CVA.	71
Figura 3.15	Microfotografías representativas del estadio A1.....	73
Figura 3.16	Microfotografías representativas de la Coulée Aroma	73
Figura 3.17	Microfotografías representativas del estadio A3.....	79
Figura 3.18	Microfotografías representativas de los enclaves máficos.....	85
Figura 4.1	Diagrama TAS.	89
Figura 4.2	Diagrama de variación ternario AFM.....	89
Figura 4.3	Gráfico K ₂ O vs sílice de clasificación para rocas volcánicas	90
Figura 4.4	Diagramas de variación de sílice versus elementos mayores.	91
Figura 4.5	Diagramas de variación para elementos traza seleccionados.....	92
Figura 4.6	Diagrama de REE	97

Figura 4.7	Diagrama multielementos.....	97
Figura 4.8	Diagrama de REE de enclave máfico con roca huésped.....	98
Figura 4.9	Diagrama multielementos de enclave máfico con roca huésped.	98
Figura 4.10	Diagramas de variación (a) K_2O-TiO_2 y (b) $SiO_2-(TiO_2/Y)$	98
Figura 4.11	Imagen <i>BEI</i> de una zona de masa fundamental del estadio A2	99
Figura 4.12	Diagrama <i>TAS</i> mostranpara vidrios	100
Figura 4.13	Clasificación química de feldspatos	102
Figura 4.14	Variación composicional entre centro y borde de feldspatos	103
Figura 4.15	Imágenes de plagioclasas mostrando diferentes composiciones.	103
Figura 4.16	Subclasificación de anfíbolos cálcicos	107
Figura 4.17	Tipos de anfíbolos halladas en el CVQS-CVA.....	107
Figura 4.18	Diagrama de variación Ti (estructural) versus Al total (estructural).	108
Figura 4.19	Diagrama ternario de clasificación de piroxenos	108
Figura 4.20	Diagrama de variación $\#Mg/Al_{total}$	109
Figura 4.21	Diagrama de clasificación para los olivinos	110
Figura 4.22	Variación composicional de las biotitas	111
Figura 4.23	Imagen <i>BEI</i> de un grano de ilmenita (Ilm) en contacto con uno más grande de titanomagnetita (Tmg).....	113
Figura 4.24	Diagrama ternario de clasificación de óxidos de Fe-Ti	113
Figura 4.25	Presiones estimadas mediante el geobarómetro de Al en anfíbola de Johnson y Rutherford (1989).....	117
Figura 4.26	Presiones estimadas mediante el geobarómetro de Al en anfíbola de Schmidt (1992).....	117
Figura 4.27	Presión según tipo de anfíbola.....	118
Figura 4.28	Resultados geotermométricos según metodología de Holland y Blundy (1994) utilizando valores de P obtenidos de Johnson y Rutherford (1989).....	121
Figura 4.29	Resultados geotermométricos según metodología de Holland y Blundy (1994) utilizando valores de P obtenidos de Schmidt (1992).....	121
Figura 4.30	Temperatura y fO_2 estimadas de los óxidos de Fe-Ti.....	122
Figura 5.1	Evolución geológica del CVQS-CVA.	127
Figura 5.2	Mapa esquemático mostrando la migración del foco principal de actividad eruptiva a través del tiempo.	129
Figura 5.3	Modelo petrogenético del CVQS-CVA.	151

Capítulo 1. Introducción

1.1 Formulación del problema

El Altiplano chileno es un área remota de difícil acceso, escasamente poblada y de duras condiciones ambientales y climáticas. Por estas razones, escasos estudios geológicos se han llevado a cabo en el área y prácticamente no existen publicaciones referidas al desarrollo tectónico o magmático del sector.

Sólo hace un poco más de una década, Polanco y Gardeweg (2000), en el contexto del Proyecto Multinacional Andino, iniciaron una revisión de la estratigrafía volcánica del Altiplano de la entonces I Región (actual Región de Tarapacá), zona escasamente explorada en términos geológicos. En ese estudio, Polanco y Gardeweg (2000) reconocieron que el volcanismo en el sector de Pampa Lirima habría sido prácticamente continuo desde el Mioceno hasta el Cuaternario, y que los rasgos volcánicos se encuentran alineados preferencialmente en una franja NW-SE donde predominan los volcanes miocenos, con los volcanes pliocenos desplazados hacia el E, aunque localmente sobrepuestos a los miocenos, lo que sería indicativo de una migración del volcanismo hacia el E. No obstante, difiere ligeramente la ubicación de los edificios volcánicos cuaternarios, los que en la mayor parte del segmento se ubican a aproximadamente 300 km de la fosa y definen la frontera con Bolivia, en tanto que, en el sector de Pampa Lirima se ubican más al W, a aproximadamente 270 km de la fosa. Además, estos autores infieren de la observación de numerosas asociaciones mineralógicas en desequilibrio que la actividad volcánica efusiva, desde el Mioceno Medio al Cuaternario, se habría asociado a fenómenos de mezcla de magmas.

Más recientemente, a principios del año 2009, Energía Andina S.A. (EASA) inicia un completo estudio geológico del área de Pampa Lirima y sus alrededores en el marco exploratorio del Proyecto Geotérmico Pampa Lirima. Los resultados de los estudios de exploración geofísica y geológica regional fueron presentados por Arcos (2010).

En ninguno de los estudios previamente dichos se estudia en detalle alguna de las unidades volcánicas del sector, principalmente debido a la antigüedad de éstas ya que la mayor parte son en edad pliocenas o más antiguas. El hecho que el volcanismo cuaternario sea prácticamente ausente en este sector es un rasgo que traspasa la escala local y ha sido reconocido por Wörner *et al.* (1992, 1994, 2000a) y numerosos otros autores como una

característica regional de casi 180 km en dirección N-S (entre 19°10'-20°45'S), en los cuales prácticamente no hay evidencias de actividad volcánica pleistocena o reciente, salvo la porción norte del volcán Quimsachata y un grupo de domos ubicado en la porción suroriental de Pampa Lirima: los Domos de Porquesa (Polanco y Gardeweg, 2000; Arcos, 2010). Este rasgo regional se ha denominado informalmente el 'Gap de Pica'.

Debido a las condiciones áridas predominantes en el Altiplano, los rasgos volcánicos primarios han sido bien preservados a pesar de su antigüedad, lo que hace posible estudiar el volcanismo pre-cuaternario en la región. Sin embargo, entre los ya poco numerosos estudios volcanológicos llevados a cabo en el Altiplano, aquellos enfocados al volcanismo pre-cuaternario son raros. Un ejemplo es la tesis de Magíster llevada a cabo por McKee (2001) en el volcán Miño (Plioceno), a los 21°17' S.

Los volcanes Aroma y Quimsachata se edifican sobre 4.200-4.500 m s.n.m. en el Altiplano de Iquique, en el extremo norte de Pampa Lirima. Fueron por primera vez reconocidos por de Silva y Francis (1991), quienes determinaron que se trataba de complejos volcánicos extintos de edad pre-cuaternaria. Luego, Polanco y Gardeweg (2000) en su estudio regional los asignaron a la franja de volcanes pliocenos con orientación NW-SE. Sin embargo, estos autores reportaron una edad pleistocena en una colada de lava proveniente de un centro de emisión que se superpone al flanco meridional del volcán Quimsachata. Finalmente, Arcos (2010) presenta algunas características petrográficas y geomorfológicas básicas de ellos, los que resultan ser de composición andesítica a dacítica, con presencia de abundantes inclusiones máficas.

En este Proyecto de Memoria Título se estudiarán en detalle el Complejo Volcánico Aroma (en adelante: CVA) y el Complejo Volcánico Quimsachata, el cual, como se verá más adelante, ha sido redefinido con el nombre de Complejo Volcánico Quimsachata Sur (en adelante: CVQS), evitando así posibles ambigüedades respecto a los centros de emisión pleistocenos que se le superponen en el sector norte, también conocidos localmente como Cerros de Quimsachata (en este trabajo: Complejo Volcánico Quimsachata Norte). Dada su relación genética y temporal, el conjunto de ambos complejos será tratado como Complejo Volcánico Quimsachata Sur – Aroma (en adelante: CVQS-CVA), que da nombre a este trabajo.

El estudio en detalle comprende la determinación de las unidades que componen el CVQS-CVA, su edad y sus rasgos morfológicos, petrográficos y geoquímicos. Con esto, se

intentará comprender y describir su evolución petrológica en el contexto del magmatismo de los Andes Centrales del norte de Chile. Se contará además con la primera aproximación en detalle a un complejo volcánico de edad pre-cuaternaria en el 'Gap de Pica' y se podrá relacionar su evolución con la actividad volcánica cuaternaria reportada en Pampa Lirima.

Este Proyecto de Memoria de Título forma parte del Proyecto Pampa Lirima a cargo de EASA, cuyo investigador responsable es el Dr. Jorge Clavero Ribes.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

- Comprender y determinar la evolución geológica y petrológica del CVQS-CVA en el contexto del volcanismo de los Andes Centrales del norte de Chile.

1.2.2 Objetivos específicos

- Definir las unidades que componen el CVQS-CVA.
- Determinar la evolución geológica del CVQS-CVA.
- Caracterizar la petrografía y geoquímica de las unidades del CVQS-CVA.
- Determinar la composición de las fases minerales presentes en el CVQS-CVA.
- Inferir condiciones geotermobarométricas para los magmas que dieron origen al CVQS-CVA.
- Identificar los procesos que controlan la génesis y composición de los magmas del CVQS-CVA.

1.3 Hipótesis de trabajo

La evolución del CVQS-CVA se habría desarrollado durante el Plioceno tardío. Su actividad y construcción habrían estado controladas por estructuras NW-SE, que en profundidad se habrían asociado a fenómenos de mezcla de magmas, fraccionamiento de magmas y/o asimilación cortical. Las edades pleistocenas reportadas en la parte norte de los Cerros de Quimsachata por Polanco y Gardeweg (2000) indicarían que los centros de emisión meridionales tendrían una relación genética y temporal con el CVQS-CVA, representando su etapa terminal.

1.4 Metodología de trabajo

La metodología en este trabajo se divide en cuatro etapas: pre-campañas, terreno, gabinete y análisis. Estas son descritas a continuación.

1.4.1 Etapa pre-campañas

Durante esta etapa se llevó a cabo la recopilación bibliográfica de gran parte de los estudios regionales geológicos, tectónicos, geomorfológicos y volcanológicos acerca de los Andes Centrales del norte de Chile. A partir de dicha información teórica previa, se redactó el Marco Geológico, con especial énfasis en el desarrollo tectónico y magmático del Altiplano a los 20° S.

También se hizo un completo estudio fotogeológico del área de estudio, definiendo preliminarmente unidades morfológicas y confeccionando un mapa volcanológico preliminar, con el fin de comprobar, validar o refutar dichas inferencias con la información recolectada *a posteriori* en terreno, para así luego confeccionar el mapa geológico-volcanológico final. Para esto se utilizaron las fotografías aéreas del Servicio Aerofotométrico de la Fuerza Aérea de Chile (SAF) correspondientes al vuelo SAF-GEOTEC 97, área de Pisiga, en las transectas L-09 (fotografías 6490, 6491, 6492 y 6493) y L-10 (fotografías 6565, 6566, 6567, 6568 y 6569) a escala 1:50.000. Como apoyo fueron utilizadas también imágenes satelitales de alta resolución *QUICKBIRD* del sector de Pampa Lirima y una imagen *SPOT* del área de Aroma-Cariquima, así como también una imagen regional multispectral *ASTER* de Pampa Lirima y las zonas aledañas.

1.4.2 Etapa de terreno

Se realizaron dos campañas a terreno:

La primera se llevó a cabo entre los días 3 y 12 de Agosto de 2010. Durante estos días se efectuó un reconocimiento general del área de estudio con el fin de conocer las vías de acceso y aproximación a los sitios de interés. También fueron reconocidas y mapeadas unidades volcanológicas, estructuras y zonas de alteración hidrotermal. Para el mapeo se utilizaron imágenes *Quickbird* tamaño carta a escala 1:20.000 y fotografías aéreas ampliadas a escala 1:25.000. Durante toda la campaña se colectaron muestras para la confección de

cortes transparentes petrográficos y para microsonda electrónica, análisis químico de roca total y datación geocronológica Ar-Ar.

La segunda campaña tuvo lugar entre los días 27 de Septiembre y 7 de Octubre de 2010. Durante este período fueron mapeadas y reconocidas las últimas unidades, así como también fueron colectadas las muestras restantes para la confección de secciones transparentes, análisis químico y datación geocronológica. Se totalizaron así 17 días efectivos de terreno, descontando los traslados a la zona de estudio.

1.4.3 Etapa de gabinete

Con la información colectada en terreno fue posible complementar y corregir aspectos del mapa geológico-volcanológico preliminar.

Las muestras colectadas en campaña fueron descritas macroscópicamente y clasificadas de acuerdo a su petrografía. Finalmente, 28 muestras fueron seleccionadas para la confección de secciones transparentes. Además, se contaba ya con otros 9 cortes transparentes preparados previamente por EASA. Todas ellas fueron preparadas en el taller de Rubén Espinoza.

Luego, las muestras para confección de cortes pulidos para microsonda electrónica, para análisis químico de roca total y para datación geocronológica pasaron por una etapa de factibilidad previa a su envío efectivo al taller o laboratorio correspondientes. El análisis de factibilidad constó principalmente en la inspección de las muestras a escala microscópica, verificando principalmente que no existieran evidencias de alteración en las rocas. En el caso de las dataciones radiométricas, se corroboró adicionalmente que las rocas no contuviesen algún tipo de material heredado que pudiese afectar los resultados. Cabe mencionar que las muestras para datación pasaron por dos etapas de factibilidad de aplicación del método: un primer análisis de factibilidad se llevó a cabo por el autor, bajo la tutela del Dr. Jorge Clavero, y una segunda etapa de factibilidad fue realizada por la geóloga del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) Eugenia Fonseca.

Un grupo de 14 muestras fue enviado para la confección de cortes transparentes pulidos para análisis de microsonda electrónica. Adicionalmente, EASA contaba con 2 muestras previamente preparadas. Todas ellas fueron solicitadas al taller de Rubén Espinoza.

En el caso de las muestras para análisis químico de roca total, luego de su factibilidad las muestras pasaron por una etapa adicional de separación mecánica de materiales utilizando martillo y rayador de tungsteno, dada la abundante presencia de inclusiones máficas que podrían alterar los resultados. Finalmente, 22 muestras fueron seleccionadas, las cuales fueron enviadas a los laboratorios de ACME, donde fueron analizadas mediante las técnicas de *ICP-AES* y *ICP-MS*. EASA contaba previamente con 4 análisis adicionales de rocas del CVQS-CVA. El tiempo de espera para los resultados fue aproximadamente de un mes, contando a partir de Noviembre de 2010.

Por último, para la datación geocronológica y dado lo reciente de las rocas en estudio, se colectó un *set* de 11 muestras para datación mediante Ar-Ar utilizando la técnica de *step-heating*, las que fueron enviadas a los laboratorios del SERNAGEOMIN. Los materiales seleccionados para el análisis en las distintas muestras fueron anfíbola y masa fundamental. El tiempo de espera fue aproximadamente de 6 a 8 meses, contando a partir de Octubre de 2010. EASA contaba al inicio de este estudio con otras 4 dataciones Ar-Ar.

Una vez obtenidos los resultados analíticos fue posible alcanzar todos los objetivos específicos planteados en este estudio, completando así el informe final de este Proyecto de Memoria de Título y el Mapa Geológico del Complejo Volcánico Quimsachata Sur – Aroma, escala 1:25.000.

1.4.4 Etapa de análisis

Ya enviadas las muestras, éstas pasaron por diferentes técnicas analíticas, las que son brevemente descritas a continuación.

Análisis Químico de Roca Total

La química de roca total fue analizada en diferentes métodos analíticos de espectrometría elemental, los que entregaron la composición total de las muestras en cuanto a elementos mayores y traza, con el fin de caracterizar y clasificar geoquímicamente las unidades del CVQS-CVA. Para esto, fue necesario previamente preparar mecánicamente 500 g de cada muestra mediante los sucesivos procesos de: molienda, cuarteo y posterior pulverización a la malla 200 (*i.e.*, más fina que 0,074 mm), permitiendo una óptima aplicación de los métodos analíticos. La espectrometría de elementos mayores fue analizada mediante un *ICP-AES* (*Inductively coupled plasma - atomic emission spectrometry*), mientras que la de

elementos traza fue determinada mediante un *ICP-MS* (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*). Ambos equipos se encuentran ubicados en las dependencias de Acme Analytical Laboratories S.A.

- *ICP-AES*

De acuerdo al procedimiento de ACME, 0,2 g de la muestra pulverizada son fusionados con metaborato/tetraborato de Li y puestos en disolución con ácido nítrico. Luego, se pasa a un aerosol a través de un nebulizador en un plasma de argón, a una temperatura de entre 6.000-10.000 K, donde se atomiza/ioniza. El retorno de las partículas excitadas a su estado fundamental está acompañado por la emisión de un gran número de líneas espectrales de radiación electromagnética con longitudes de onda características para cada elemento, las que son detectadas en una serie de fotomultiplicadores y comparadas con las líneas de calibración. La intensidad de los espectros medidos es proporcional a la concentración del elemento medido. Teóricamente, con este método puede analizarse el total de los elementos de la tabla periódica con bajos límites de detección y buena precisión.

- *ICP-MS*

La preparación de la muestra es la misma que para el análisis por *ICP*, aunque adicionalmente 0,5 g son separados y diluidos en agua regia para poder medir los metales base. El principio analítico de la espectrometría de masas es básicamente el mismo que el *ICP* convencional, aunque esta técnica es mucho más sensible, midiendo concentraciones de hasta 1 ppb. El *ICP-MS* permite el análisis desde el ^3Li hasta el ^{92}U , pudiendo distinguir también entre isótopos. La diferencia analítica de este método comienza cuando el aerosol a alta temperatura es transportado a través de un campo eléctrico y otro magnético dispuestos perpendicularmente entre sí, lo que permite separar los iones en función de su relación masa/carga.

Datación geocronológica Ar-Ar

En este estudio se efectuaron 11 determinaciones geocronológicas con el uso del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Para la aplicación del método, las muestras debieron ser sometidas previamente a los procesos sucesivos de: chancado, cuarteo, molienda, separación de minerales mediante líquidos densos, secado y selección con pinza y binoculares de los

cristales a datar (*hand-picking*). Tanto la preparación como las determinaciones propiamente tales fueron llevadas a cabo íntegramente en las dependencias del SERNAGEOMIN.

- *Método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$*

De acuerdo a McDougall y Harrison (1999), el método de datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ es una modificación del método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, donde ambos se basan en la producción de ^{40}Ar radiogénico ($^{40}\text{Ar}^*$) a partir de la desintegración espontánea del ^{40}K (vida media = 1.250 Ma; abundancia (%) = 0,01167), y su posterior acumulación en la estructura cristalina, donde a 'bajas' temperaturas (dependiendo de la temperatura de cierre del mineral en cuestión), el $^{40}\text{Ar}^*$ queda atrapado por su gran radio atómico (9,7 Å). En la técnica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, la muestra a datar es primero irradiada con neutrones que reaccionan con una pequeña proporción de ^{39}K (estable; abundancia (%) = 93,2851) para formar ^{39}Ar ($^{39}\text{Ar}_K$; sintético). Luego, la muestra es calentada en pasos sucesivos (*step heating*) de forma que vaya liberando el Ar atrapado, el cual es analizado isotópicamente en un espectrómetro de masas. De aquí, se obtiene la razón $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$, de la cual se deriva una edad aparente para la muestra. Finalmente, aquellas muestras que no presentan grandes anomalías isotópicas, presentan un patrón plano (*plateau*) en la edad $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$, al graficar ésta versus el porcentaje de $^{39}\text{Ar}_K$ liberado en cada etapa.

Dentro de la gran gama de materiales apropiados para la datación mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en este estudio se utilizaron anfíbolos, en particular la variedad hornblenda, lo que se justifica debido a su alta abundancia en rocas ígneas dacíticas, su alto contenido en K (el que puede llegar al 2%), su bajo contenido de Ar atmosférico, la alta retención de este elemento, y su temperatura de cierre ($500 \pm 25^\circ \text{C}$), la cual la hace poco susceptible a eventos de alteración posteriores.

Análisis de Química Mineral en Microsonda Electrónica

Los análisis de química mineral se llevaron a cabo en las dependencias del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), el que cuenta con un equipo de microsonda electrónica JEOL JXA-8900R con cinco espectrómetros *WDS* (*Wavelength Dispersive X-Ray Spectrometry*) y sistema *EDS* (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometry*). Las platinas del equipo, preparadas para recibir muestras hasta de 100 mm X 100 mm X 50 μm (grosor),

permiten un área de análisis de 90 mm X 90 mm. Las dimensiones de las muestras introducidas en este estudio fueron de 27 mm x 46 mm x 50 µm (grosor), lo que permitió el análisis simultáneo de 6 muestras. La microsonda posee cuatro tipos de cristales: TAP (5.69 ca. 93.0 Å), PETJ (1.93 ca. 8.10 Å), LiF (0.889 ca. 3.73 Å) y LDE2 (23.2 ca. 88.0 Å), los que combinados permiten medir concentraciones de elementos en un rango que va del ⁵B al ⁹²U. Las condiciones de operación fueron mantenidas en una aceleración de voltaje de 15 kV, con una haz incidente que actúa con una corriente de 5-20 nA y un diámetro que varía entre 1-10 µm. El tiempo de medición fue de 20 s en la posición de peak y de 10 s en las de ruido de fondo. Las imágenes obtenidas son imágenes de electrones retrodispersados (*Back-scattered Electron Image*, o *BEI*) que muestran en tonalidad de grises materiales de distinta composición. En este estudio, fueron de principal interés los elementos mayores (Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na y K) y algunos elementos traza (Cr, Ni, F y Cl). Los materiales analizados en este trabajo fueron anfíbolos, biotitas, feldespatos, olivinos, óxidos de Fe-Ti, piroxenos y vidrio. Los estándares utilizados son tabulados en el Anexo D-8.

1.5 Estudios anteriores

- Baker y Francis (1978) realizan una primera aproximación al volcanismo de los Andes Centrales, obteniendo edades, volúmenes y composición para las rocas volcánicas del norte de Chile y oeste de Bolivia.
- Harambour (1990) estudia la evolución tectonoestratigráfica del Altiplano de Iquique, con especial énfasis en las unidades mesozoicas.
- de Silva y Francis (1991) realizan un compendio de los volcanes de los Andes Centrales, donde mediante imágenes satelitales reconocen más de 1.100 rasgos volcánicos desde el Mioceno hasta el Holoceno, entre los 14-28°S. En este estudio se reconocen los volcanes Aroma y Quimsachata, los que son declarados extintos y de edad pre-cuaternaria.
- Nakada (1991) estudia las rocas dacíticas de los Domos de Porquesa, inmediatamente al sur del CVQS-CVA, junto a rocas del Nevado Sajama (Bolivia) y el Volcán Parinacota.
- Wörner *et al.* (1992 y 1994) realizan una campaña geoquímica regional en los Andes Centrales del norte de Chile, describiendo numerosos centros volcánicos cuaternarios y sus características elementales e isotópicas a escala regional. Estos autores infieren diferencias isotópicas y por ende, composicionales y en edad, para el basamento al norte y sur de los ca. 20° S y además reconocen la ausencia de volcanismo activo en

un intervalo de ca. 180 km entre los volcanes Isluga (19°09'S) e Irruputuncu (20°43'S), rasgo que denominan 'Gap de Pica'.

- de Silva *et al.* (1993) estudian la evolución geológica y petrológica del Volcán Tata Sabaya, ubicado en territorio boliviano a ca. 75 km al noreste del CVQS-CVA.
- Polanco y Gardeweg (2000) estudian la estratigrafía volcánica del sector de Pampa Lirima, donde reconocen que el volcanismo ha sido prácticamente continuo en el sector desde el Mioceno hasta el Cuaternario, concentrado en franjas de orientación preferencial NW donde predominan los volcanes miocenos, con los volcanes pliocenos desplazados hacia el este, aunque localmente sobrepuestos a los miocenos. En este estudio, asignan los volcanes Aroma y Quimsachata a la franja NW compuesta por los volcanes pliocenos.
- Wörner *et al.* (2000a) realizan una transecta geocronológica K/Ar a lo largo del norte de Chile entre los 18-22°S, obteniendo resultados para el magmatismo y la evolución tectónica de los Andes Centrales desde el Mioceno.
- Jiménez *et al.* (2009) estudian la evolución tectonomagmática de los Andes Bolivianos, y en particular, la del sector comprendido entre los salares de Uyuni y Coipasa, inmediatamente al este del área de estudio en territorio boliviano.
- Arcos (2010) estudia la geología, estructuras y manifestaciones termales de Pampa Lirima.
- Martini (2010) estudia las zonas de alteración hidrotermal presentes en el sector noroccidental de Pampa Lirima. También estudia la evolución geológica del los C.Vs. Andrés Jiguata, Guanacucho y Lirima, ubicados al sur del CVQS-CVA.

1.6 Ubicación y accesos

El CVQS-CVA se ubica por sobre los 4.200-4.500 m s.n.m. en la coordenada (19°45' S; 68°49' E). Se encuentra ca. 12 km al N de Pampa Lirima, planicie altiplánica donde se emplaza la localidad de Lirima, pequeña aldea perteneciente a la Comuna de Pica, Región de Tarapacá. El sector de Pampa Lirima está a ca. 150 km al ENE en línea recta desde la ciudad de Iquique.

Para acceder al poblado de Lirima desde Iquique, se debe tomar la ruta A-16 (Iquique-Humberstone) hasta el cruce con la ruta Panamericana 5. En este punto, virar hacia la derecha en dirección sur, hasta el cruce con la carretera A-651 (Mamiña-Collahuasi). Posteriormente continuar por la ruta A-687 hasta el cruce con la ruta A-685, y virar hacia la izquierda hasta encontrar el Salar del Huasco. En ese punto, se debe tomar rumbo al norte

atravesando la Pampa Lirima por la ruta A-689, la cual no está pavimentada. Transcurridos unos 40 km desde el Salar del Huasco, se encuentra la intersección con la ruta A-561, sin pavimento, la que lleva directamente a Lirima (Ruta 1 en Fig. 1.1). Otra opción es seguir desde Iquique la ruta A-16 hasta la Panamericana 5, y en el empalme virar hacia el norte hasta la ruta A-55, donde se debe cambiar de rumbo hacia el oriente. Una vez recorridos ca. 40 km, se debe seguir por el camino A-565 que continúa rumbo al este siguiendo la Quebrada de Tarapacá. Luego de recorridos otros 50 km aproximadamente, se debe doblar hacia la derecha, siguiendo la ruta A-555, la que lleva directo a Lirima desde el poniente (Ruta 2 en Fig. 1.1).

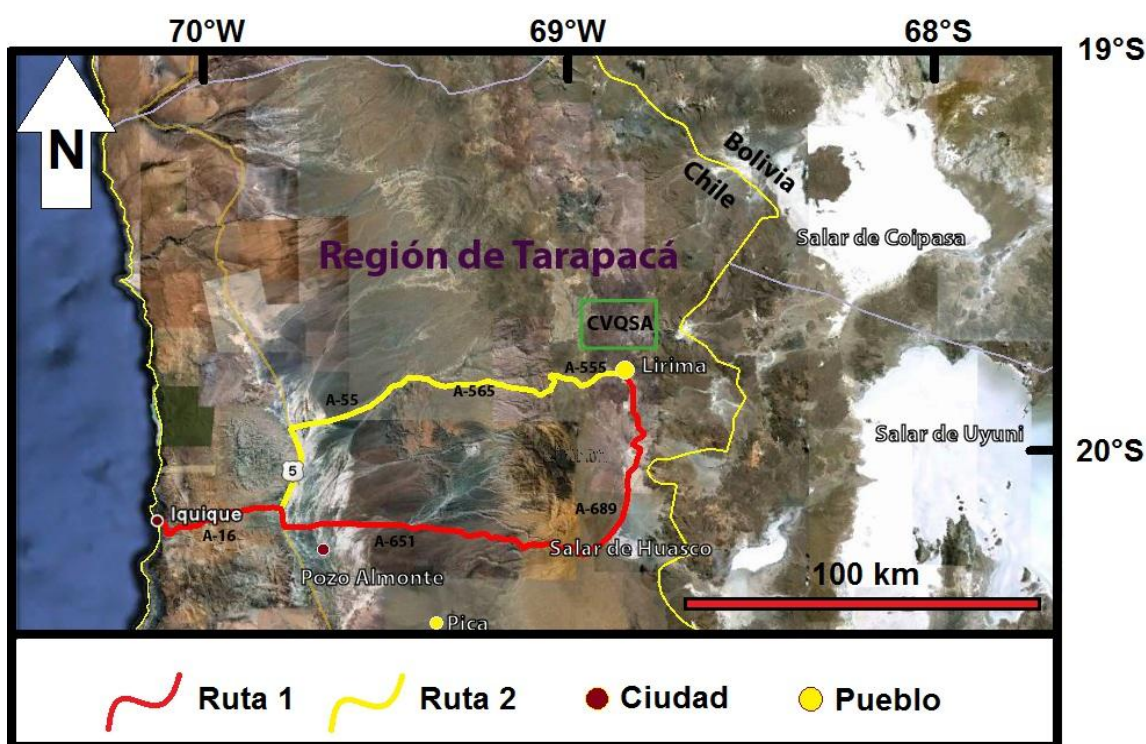


Figura 1.1. Ubicación y accesos al CVQS-CVA. Imagen satelital Google Earth (2011). Ambas rutas son descritas en el texto.

Ahora bien, para acceder al CVQS-CVA desde Lirima, se debe tomar la ruta del Sendero de Chile, recientemente construida, la que conecta Pampa Lirima con el sector de Cariquima y Colchane más al norte. Los Cerros de Quimsachata se encuentran al llegar al sector del Portezuelo Picavilque desde el sur. Para acceder al sector del Cerro Aroma es necesario seguir la ruta A-561 desde Lirima hasta las ruinas del poblado abandonado conocido localmente como 'Colchane Viejo', donde el camino tiene término. Esta ruta pasa a

través de otra localidad altiplánica abandonada denominada Cultane. Ninguno de estos caminos se encuentra pavimentado.

1.7. Otros antecedentes

1.7.1 Clima

Las características climáticas de este ambiente andino son de un Clima de Estepa de Altura, el cual se desarrolla entre los 4.000 y 5000 m s.n.m, de temperaturas medias en torno a los 5° C y mínimas extremas que pueden llegar a -20° C en el invierno. En tanto las precipitaciones se concentran en el período estival, con montos promedios de 100 a 200 mm. (PLADECO Pica, 2008).

1.7.2 Relieve

En términos del relieve, el sector se localiza en la unidad geomorfológica “Precordillera Altiplánica” (Börgel, 1983), con cordones montañosos alineados N-S que superan los 5.500 m s.n.m, donde los procesos erosivos han moldeado una serie de quebradas, las cuales tienden a activarse en la temporada estival.

1.7.3 Flora

Biogeográficamente de acuerdo con Luebert y Pliscoff (2006), el área de estudio se localiza en el piso de vegetación denominado Matorral Bajo Tropical Andino de *Parastrephia lepidophylla* (chaka tola) y *Parastrephia quadrangularis* (culkuta tola), con la presencia de especies herbáceas como la *Festuca orthophylla* y el *Tetraglochin cristatum*.

1.7.4 Fauna

Es posible observar en el área de estudio una gran variedad de especies de aves silvestres en diferentes estados de conservación como el aguilucho, el carancho cordillerano, el cometocino del norte, el cóndor o el suri, entre otros. También es posible observar algunos mamíferos tanto domésticos (como la llama y la alpaca) como salvajes (el zorro culpeo, manadas de burros silvestres y vicuñas, o vizcachas). De acuerdo a los pobladores locales, en las alturas de los Cerros de Picavilque, Quimsachata y Sillajhuay se encuentran las madrigueras de algunas familias de pumas.

Capítulo 2. Marco Geológico

En este capítulo se entregan los principales antecedentes tectónicos, magmáticos y geológicos de los Andes Centrales del norte de Chile entre los 19°-21°S, a fin de contextualizar el CVQS-CVA a escala regional y local. Dada la cercanía del límite político fronterizo al área de estudio, se señalan complementariamente aspectos relevantes sobre el desarrollo evolutivo de la geología del sudoeste de Bolivia.

Las unidades geológicas regionales no son descritas en forma detallada y se han agrupado en ciclos geológicos de tiempo, de acuerdo a las condiciones tectónicas y paleogeográficas predominantes, incluyendo rocas estratificadas, hipabisales y plutónicas, seguida de un resumen de su historia de evolución tectonoestratigráfica. Las unidades geológicas locales en torno al CVQS-CVA son en parte definidas dentro de este estudio (Capítulo 3), y también consultadas de otros trabajos realizados en el sector de Pampa Lirima (e.g. Polanco y Gardeweg, 2000). Como referencia geocronológica y estratigráfica, se ha utilizado la Tabla Estratigráfica Internacional 2009, de la *International Commission on Stratigraphy* (Ogg, 2009).

2.1 Marco Tectónico

La Cordillera de los Andes es el principal rasgo morfoestructural del margen occidental de Sudamérica, y recorre la región de norte a sur por cerca de 8.000 km desde Venezuela hasta Tierra del Fuego. Esta cadena montañosa es un ejemplo típico de alzamiento de un cordón orogénico en un margen de subducción no colisional (Dewey y Bird, 1970), donde corteza oceánica de la Placa Nazca subduce bajo litósfera continental de la Placa Sudamericana.

De acuerdo a la segmentación sugerida por Tassara y Yáñez (2003) para los Andes, el CVQS-CVA se ubica en el dominio de los Andes Centrales, en particular, en el Segmento Altiplano (15°-23°S). Aquí, la cadena andina se caracteriza por: (1) unidades morfoestructurales curvadas en torno al Oroclino Boliviano (Isacks, 1988; Gephart, 1994); (2) un ancho máximo de 700 km y el mayor espesor cortical del mundo en un margen de subducción, alcanzando entre 70-80 km (Beck *et al.*, 1996); (3) la presencia de la Zona Volcánica Central, arco magmático actual que comprende grandes estratovolcanes y calderas, y que coincide con la Cordillera Principal (u Occidental), con cumbres que alcanzan alturas de más de 6.000 m s.n.m. (de Silva y Francis, 1991; Stern, 2004; Stern *et al.*, 2007); y (4) la segunda mayor meseta a nivel global, el Altiplano, flanqueado por las Cordilleras Principal y

Oriental, con una gran elevación topográfica promedio de ca. 3.800 m y dimensiones de 1.500 km de largo y 200 km de ancho (Isacks, 1988; Allmendinger *et al.*, 1997). El Segmento Puna (23°-28°S), inmediatamente al sur, se diferencia del Segmento Altiplano por su topografía más abrupta, una mayor elevación promedio y diferente estilo estructural (Tassara y Yáñez, 2003). En esta porción del margen continental, la convergencia de subducción alcanza una tasa de entre 7-9 cm/año (DeMets *et al.*, 1990), siendo el vector de convergencia ligeramente oblicuo al norte del codo de Arica y prácticamente ortogonal a la fosa hacia el sur (Pilger, 1981). La placa subductada desciende con un ángulo de aproximadamente 25° (Cahill y Isacks, 1992), alcanzando en este tramo una edad máxima de 50-60 Ma (Wortel, 1984) (Figs. 2.1a y 2.4a).

2.2 La Zona Volcánica Central

El magmatismo en los Andes ocurre donde el ángulo de subducción es relativamente inclinado (25-30°) y es interrumpido por segmentos donde la subducción se vuelve más plana (ca. 10°) (Stern, 2004). Así, el arco volcánico andino ha sido separado en cuatro zonas: la Zona Volcánica Norte, la Zona Volcánica Central, la Zona Volcánica Sur y la Zona Volcánica Austral (e.g. de Silva y Francis, 1991; Stern, 2004; Stern *et al.*, 2007), lo que refleja la segmentación geológica y tectónica de la Cordillera de los Andes (Stern, 2004).

La Zona Volcánica Central (ZVC) se ubica entre los 14-27°S a lo largo de la cadena andina, entre 260-340 km al este de la Fosa de Chile-Perú y 120-150 km sobre la losa oceánica subductada, e incluye más de 1.100 aparatos volcánicos y centros de emisión, entre los que se cuentan grandes complejos estratovolcánicos y sistemas de calderas, además de un gran número de coladas aisladas y centros eruptivos menores como conos de ceniza, domos y mares, ubicados a más de 4.000 m s. n. m. al sur de Perú, norte de Chile, suroeste de Bolivia y noroeste de Argentina (de Silva y Francis, 1991; Stern *et al.*, 2007). La ZVC ha sido subdividida en dos segmentos por de Silva y Francis (1991): uno orientado NW-SE al sur de Perú y norte de Chile (14-21°S), caracterizado por una cadena bastante regular de volcanes uniformemente espaciados, donde se ubica el CVQS-CVA; y el otro orientado N-S en el norte de Chile (21-27°S), más ancha, irregular y trasladada un tanto más al este.

Sus productos volcánicos son principalmente andesitas, dacitas y riolitas, aunque ocasionalmente ocurren basaltos y andesitas basálticas (Stern, 2004). Estas poseen una afinidad calcoalcalina de alto potasio (alto-K) y, subordinadamente, calcoalcalina (medio-K) y shoshonítica (de Silva y Francis, 1991; Wilson, 1993; Wörner *et al.*, 1994). Los patrones de elementos traza son típicos de márgenes de subducción, empobrecidos en Ta y Nb, y

enriquecidos en *LILE* (*large ion lithophile elements*) respecto a la composición de los *MORB* (*middle ocean ridge basalt*) (Davidson *et al.*, 1991). La génesis del magma se inicia con la deshidratación de la corteza oceánica subductada, lo que resulta en la adición de fases fluidas (y sus respectivas signaturas geoquímicas) y consiguiente fusión parcial de la cuña astenosférica (Thorpe, 1984). Sin embargo, lo que hace distintivo al magmatismo de la ZVC, es la gran contaminación cortical debido al enorme espesor de la corteza bajo el arco volcánico, lo que queda reflejado en altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y bajos de ϵNd (Davidson *et al.*, 1991). La gran tasa de erosión por subducción también podría tener gran influencia en la química de los magmas de la ZVC (Stern, 1991 y 2004). Los mecanismos de contaminación serían asimilación y cristalización fraccionada (*assimilation and fractional crystallization* o *AFC*; de Paolo, 1981) de estos magmas dentro de la corteza, acompañados de posible anatexia cortical; la influencia de tales mecanismos habría aumentado simultáneamente al engrosamiento cortical iniciado en el Oligoceno (varios autores en Stern, 2004). Finalmente, otro mecanismo que entrega una gran variación a los magmas de la ZVC es la mezcla de magmas (*magma mixing*), común en muchos de los volcanes más estudiados (e.g. Parinacota, Tata Sabaya, Ollagüe, San Pedro-San Pablo; de Silva *et al.*, 1993). Todo esto apunta a una naturaleza muy evolucionada de los magmas de la ZVC. Los magmas básicos menos contaminados provendrían directamente del manto y consisten en basaltos y andesitas basálticas eruptadas desde conos monogenéticos (e.g. El Rojo Sur; Wörner *et al.*, 1994) o de algunos conos parásitos a los estratovolcanes mayores (e.g. Ollagüe; Mattioli *et al.*, 2006).

De acuerdo a Stern *et al.* (2007), el volcanismo Pleistoceno-Holoceno se ha caracterizado por la formación de estratovolcanes y complejos de domos asociados a flujos piroclásticos, tefra y flujos de detritos, así como también grandes complejos de calderas. Menos comunes son los conos monogenéticos, conos piroclásticos y domos aislados, algunos con una morfología particular tipo 'torta'. Todos ellos se ubican en áreas remotas, con escasa población cercana. Según Wörner *et al.* (2000a), el primer grupo posee una litología variada, que va desde andesitas silíceas a riodacitas. Estos se alimentarían de cámaras magmáticas de baja profundidad y bajas tasas de aporte y emisión, lo que establecería sistemas estables en la corteza, de actividad prolongada pero intermitente, con procesos en profundidad tipo *AFC* y *magma mixing*. El segundo grupo se caracteriza por una litología monótona andesítica basáltica y estarían controlados por ascenso magmático a través de fracturas de escala cortical, con altas tasas de aporte y emisión, siendo sistemas de corta vida dominados por recarga y posterior colmatación del ducto magmático.

La mayor parte de los volcanes cuaternarios conocidos en las cercanías del CVQS-CVA, *i.e.*, entre los 18°-22°S han sido reconocidos por de Silva y Francis (1991) y muestreados en expediciones regionales por Wörner *et al.* (1992, 1994 y 2000a), siendo cada uno de ellos estudiados particularmente en mayor o menor detalle por diferentes autores. Estos son: Parinacota (Clavero *et al.*, 2004a), Taapaca (Clavero *et al.*, 2004b; Clavero y Sparks, 2005) y Guallatiri (García *et al.*, 2004) en la Región de Arica y Parinacota; Isluga e Irruputuncu (Clavero *et al.*, 2005) en la Región de Tarapacá; y Olca (Gardeweg *et al.*, 2009) Aucanquilcha (Klemetti y Grunder, 2007), Ollagüe (Feeley *et al.*, 1993; Mattioli *et al.*, 2006) y San Pedro-San Pablo (O'Callaghan y Francis, 1986) en la parte norte de la región de Antofagasta. En tanto, al sudoeste de Bolivia, junto a la Región de Tarapacá, el volcán Tata Sabaya fue estudiado en detalle por de Silva *et al.* (1993). Sin embargo, la mayoría de los centros volcánicos que componen la ZVC en esta parte del arco son de edad pre-Pleistocena, probablemente desde el Mioceno superior en adelante (de Silva y Francis, 1991; Wörner *et al.*, 2000a) y prácticamente ninguno de ellos ha sido estudiado en detalle (*e.g.* Volcán Miño; McKee, 2001). Todas estas estructuras volcánicas más antiguas han sido bien preservadas gracias a las condiciones de extrema aridez predominantes en la zona (Wörner *et al.*, 2000a; Stern *et al.*, 2007). La erosión ha afectado intensamente el núcleo de los centros volcánicos miocenos (hasta 20 Ma) debilitado por la alteración hidrotermal, formando estructuras tipo anfiteatro (*e.g.* Complejo Volcánico Chusmiza; Wörner *et al.*, 2000a), mientras que los volcanes pliocenos se encuentran algo mejor preservados, aunque generalmente erosionados en sus partes altas por la acción glaciaria (*e.g.* Polanco y Gardeweg, 2000). Basados en la concentración de estos edificios volcánicos más antiguos, de Silva y Francis (1991) sugieren que el volcanismo se inició primero en la parte austral de la CVZ, y más recientemente en la parte septentrional.

La corteza superior bajo la ZVC está constituida por rocas ígneas y sedimentarias triásico-jurásicas, rocas volcanoclásticas continentales cretácicas y rocas volcánicas miocenas a recientes (Lucassen *et al.*, 2001). Feeley y Hacker (1995) han sugerido que los 20 km superiores de la corteza bajo la ZVC están dominados por granitoides que intruyen rocas sedimentarias mesozoicas, y que tales cuerpos plutónicos serían comagmáticos con el volcanismo reciente. Por otra parte, la corteza inferior se compondría probablemente de anfibolitas, gneisses y gabros (Damm *et al.*, 1990).

2.2.1 Gap de Pica

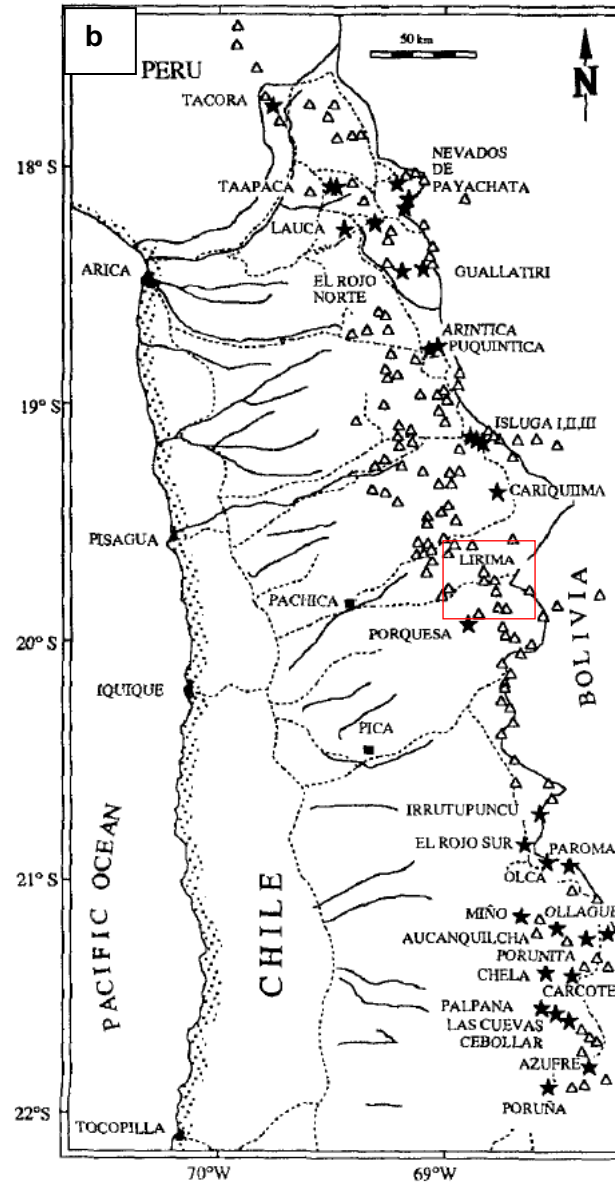
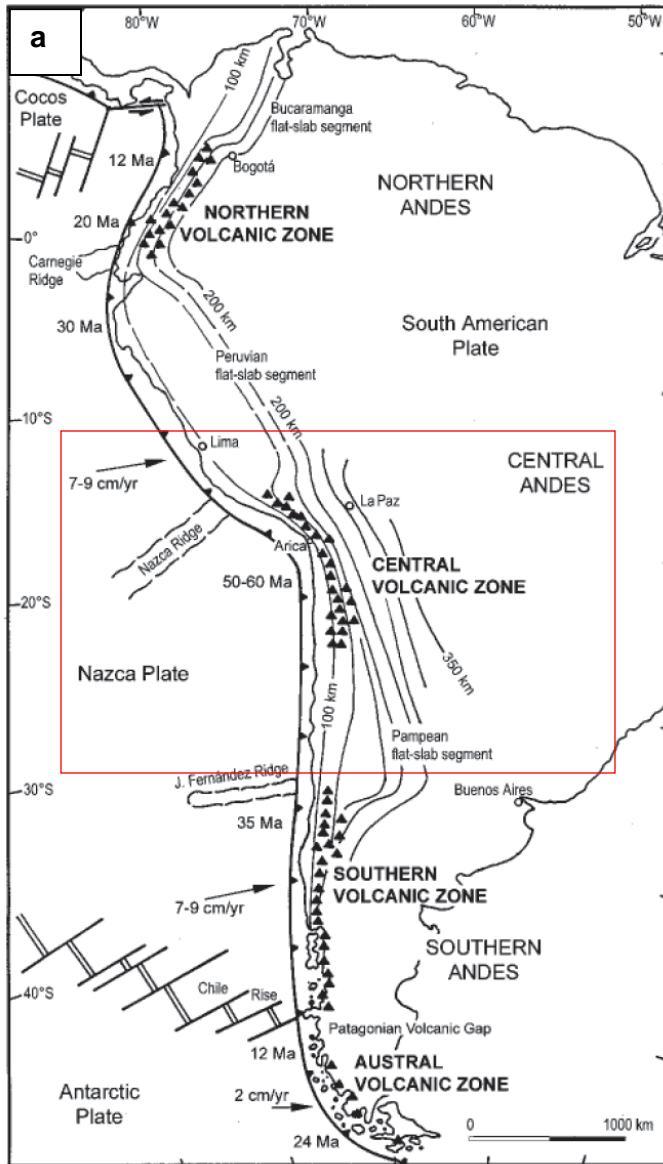


Figura 2.1 (página anterior). La ZVC. (a) Esquema general de las zonas volcánicas de los Andes. El cuadro rojo muestra la disposición de los principales volcanes de la ZVC, el vector y módulo de convergencia de la subducción, y la edad y forma de la placa subductada bajo los Andes Centrales (modificado de Stern *et al.*, 2007). (b) Principales centros volcánicos de la ZVC en los Andes del norte de Chile. Las estrellas negras muestran los centros volcánicos cuaternarios; los triángulos vacíos representan los centros de emisión pre-cuaternarios. El cuadro rojo muestra el sector de Pampa Lirima, donde se ubica el CVQS-CVA. Notar la baja densidad de volcanes cuaternarios entre los 19°30'-21° S (modificado de Wörner *et al.* 1992).

El CVQS-CVA se ubica en un segmento de la ZVC donde prácticamente no se desarrolla actividad volcánica pleistocena o reciente, fenómeno denominado como 'Gap Volcánico de Pica' o 'Gap de Pica' (Wörner *et al.* 1994 y 2000a; Stern, 2004), entre los volcanes Isluga (19°09'S) e Irruputuncu (20°43'S). Hasta ahora han sido reportados muy pocos indicios de actividad post-pleistocena, tales como los Domos de Porquesa y una ignimbrita asociada (19°59'S; Polanco y Gardeweg, 2000; Wörner *et al.* 2000a; Arcos, 2010), la Ignimbrita Pastillos (19°40'S; Polanco y Gardeweg, 2000; Arcos, 2010) y el Complejo Volcánico Quimsachata Norte (19°42'S; Polanco y Gardeweg, 2000; este trabajo). Como se verá en el Capítulo 3, en este trabajo se han hallado evidencias de actividad pleistocena en el CVA.

Los demás aparatos volcánicos dentro del 'Gap de Pica' se encuentran severamente seccionados por valles glaciares, aunque algunos se hallan bien preservados morfológicamente (Polanco y Gardeweg, 2000; Wörner *et al.*, 2000a). En base a su morfología y las escasas dataciones existentes (*e.g.* Baker y Francis, 1978), Wörner *et al.* (2000a) les asignan posibles edades entre el Mioceno y el Plioceno temprano. A una escala más local, Polanco y Gardeweg (2000) estudiaron la estratigrafía volcánica del sector de Pampa Lirima, donde dataron y agruparon las rocas en los conjuntos Mioceno inferior, Mioceno medio, Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario, encontrando sólo las tres unidades ya mencionadas con actividad más joven que 2,6 Ma.

No existen estudios detallados sobre el origen y significado del 'Gap de Pica'. Wörner *et al.* (2000a) mencionan, sin profundizar, algunos rasgos tectónicos que se relacionan espacialmente con la ausencia de volcanismo activo en esta región, aunque advierten que su ocurrencia a los 20° S podría ser mera coincidencia. Isacks (1992) y, más recientemente, Rosenbaum *et al.* (2005) conjeturan sobre la posible influencia de subducción de la dorsal asísmica de Iquique en la costa, tomándola como un posible factor de importancia en el control del 'Gap de Pica'. Gephart (1994) concluyó la existencia de un plano de simetría en el Oroclino Boliviano y la Placa Nazca a los ca. 20°. En la región altiplánica adyacente al 'Gap de Pica', en Bolivia, se encuentra la gran depresión del Salar de Uyuni. Wörner *et al.* (1992 y 1994) propusieron para esta región, en base a la composición de isótopos de Pb, un límite

entre dominios de diferente naturaleza en el basamento cortical. Al norte del 'Gap de Pica' se encontraría un basamento proterozoico con bajas cantidades de isótopos radiogénicos de Pb (Terreno Arequipa-Antofalla), mientras que al sur, se ubicaría un basamento más joven, paleozoico-mesozoico, enriquecido en isótopos radiogénicos de Pb. Por ende, el 'Gap de Pica' se correlacionaría con una zona transicional, inclinada hacia el sur, entre los basamentos.

2.3 Geología Regional

La evolución geológica de los Andes del norte de Chile ha evidenciado grandes transformaciones tectónicas y paleogeográficas que han incidido directamente en su desarrollo estratigráfico (e.g. Charrier *et al.*, 2007, 2009; Franz *et al.*, 2006; Ramos, 2008). A continuación, tales procesos se describen en forma evolutiva, con énfasis en el desarrollo tectonoestratigráfico de la Precordillera y Altiplano entre los 19° y 21°S, donde se han agrupado en diferentes ciclos tectónicos, a saber: Proterozoico, Paleozoico-Triásico, Jurásico-Cretácico Inferior, Cretácico Superior-Eoceno y Oligoceno-Holoceno.

2.3.1 Proterozoico

En el norte de Chile, el Proterozoico está representado por los complejos ígneo-metamórficos Belén (ca. 18° S; Basei *et al.*, 1996) y Chojas-Sierra de Moreno (21°-22° S; Damm *et al.*, 1990), de protolito Paleo-Mesoproterozoico (1,9-1,0 Ga). Al sureste de los afloramientos de Belén, en el Cerro Uyarani (Bolivia) afloran antiguas rocas metamórficas de protolito Paleoproterozoico (Wörner *et al.*, 2000b). Estos se componen principalmente de esquistos, gneises y gabros, y, en menor medida, serpentinitas, migmatitas y diques.

Ramos (2008) correlaciona dichos complejos metamórficos con el dominio central del terreno Arequipa-Antofalla. Este se separó del margen continental gondwánico durante el Neoproterozoico (1000-540 Ma) y fue re-acrecionado durante el Cámbrico temprano (540-530 Ma), actuando como un terreno parautóctono. Franz *et al.* (2006), en cambio, favorecen la hipótesis de un 'cinturón móvil' que produce un retrabajo erosivo-sedimentario y reciclaje tectonomagmático de la corteza continental. Actualmente, este macizo actúa como un basamento para las rocas posteriormente formadas en el desarrollo del margen continental (Stern, 2004).

2.3.2 Paleozoico – Triásico

El Paleozoico se encuentra representado a 50-70 km al sudoeste del área de estudio, donde afloran rocas sedimentarias con evidencias de metamorfismo, y rocas volcánicas y sedimentarias, cuya composición y facies fueron estudiadas e interpretadas por Galli (1968) y luego por Harambour (1990). Por otra parte, no se han hallado rocas asignadas al Triásico en las cercanías del área de estudio.

Areniscas, limolitas y secuencias turbidíticas afectadas por metamorfismo de bajo grado y foliación, se agrupan en los Estratos de Poroma y la Formación Quebrada Aroma (Devónico superior-Carbonífero inferior), las que representan facies de plataforma somera a profunda. Algunas Lavas y tobas de composiciones dacíticas a riolíticas y, subordinadamente, andesíticas, con algunas intercalaciones sedimentarias continentales, se asignan a la Formación Quipisca (Carbonífero superior, correlacionada más al sur con la Formación Collahuasi; Vergara y Thomas, 1984). Estas representan volcanismo subaéreo, en parte explosivo, de características intermedias a ácidas. Por último, areniscas, conglomerados, calizas bioclásticas y lutitas constituyen la Formación Juan de Morales (Carbonífero superior-Pérmico). Esta se habría desarrollado en un ambiente subaéreo litoral y de plataforma somera. Estas formaciones se encuentran separadas por discordancias y son afectadas por numerosas fallas inversas y pliegues, aunque afectan principalmente a las primeras.

Según Bahlburg y Hervé (1997), entre el Cámbrico tardío-Ordovícico tardío, se produce una nueva separación y reacreación de Arequipa-Antofalla al continente que produjo el alzamiento de la Protocordillera, seguida de un régimen tectónico pasivo entre el Silúrico y comienzos del Carbonífero, donde se desarrolló una plataforma clástica con aportes desde el este (Fm. Quebrada Aroma). En el Carbonífero superior-Pérmico inferior, ocurre un importante evento magmático ácido (Fm. Quipisca), que dichos autores han asociado al inicio de la subducción en esta parte del margen continental y al arco magmático ligado a este proceso. En contraste, Kay *et al.* (1989) sugieren un ambiente de intraplaca con anatexia cortical, asociada al inicio del desmembramiento de Gondwana. Luego, entre fines del Carbonífero y el Pérmico, intrusiones locales de aguas templadas sobre los terrenos volcánicos dieron lugar a depósitos transgresivos (Fm. Juan de Morales). La deformación que afecta estos depósitos se habría producido durante el desarrollo de un complejo acrecionario al oeste del antearco (Bahlburg y Hervé, 1997). En Bolivia, durante el Paleozoico se produjo una sedimentación prácticamente continua, con espesas secuencias marinas y plataformales depositadas en una cuenca intracratónica ubicada al este de la Protocordillera (Sempere, 1990; Richter *et al.* 1992; Jiménez *et al.*, 2009). En el 'Permo-Triásico', una extensión generalizada afectó al margen continental desde la costa hasta la actual Cordillera Oriental debido a un estado estacionario

de Gondwana (Ramos, 1994). Tanto en Chile (Charrier *et al.*, 2007) como en Bolivia (Sempere *et al.*, 2002) se desarrollaron grandes cuencas regionales de orientación NNW-SSE asociadas a sistemas de *rift* continental, con sedimentación de origen marino y continental, y gran actividad magmática bimodal (Kay *et al.*, 1989).

2.3.3 Jurásico – Cretácico Inferior

Este intervalo está ampliamente representado en el sector precordillerano, donde se encuentran espesas secuencias de rocas sedimentarias marinas del Jurásico y sedimentarias y volcánicas continentales del Cretácico Inferior, y fueron igualmente estudiadas por Galli (1968) y Harambour (1990). En territorio boliviano, ca. 80 km al norte del área de estudio, intrusivos jurásicos afloran al pie del volcán Tata Sabaya (Jiménez *et al.*, 2009).

Las secuencias sedimentarias marinas predominan en el sector precordillerano, unos 30-70 km al oeste y sudoeste del área de estudio, y se encuentran en discordancia sobre las rocas paleozoicas del mismo sector (e.g. Fm. Juan de Morales). Las más antiguas consisten en limolitas, areniscas cuarcíferas, conglomerados y calizas del miembro inferior de la Formación Quebrada Coscaya y de la Formación Noasa (Sinemuriano-Toarciano; correlacionadas en el sector de Pampa Lirima con los Estratos de Quebrada Milluni; Arcos, 2010), las que representan un ambiente plataformal a deltaico. Sobre éstas se disponen calizas, margas, areniscas, limolitas y secuencias turbidíticas del miembro superior de la Formación Quebrada Coscaya y sus equivalentes (Formaciones Duplijsa, El Tranque, Quebrada Honda e Infiernillo; Toarciano-Oxfordiano), cuya secuencia de facies representa en primer lugar depósito en una cuenca submarina con tendencia a la profundización, seguida de una brusca caída en el nivel del mar. Sobre todas ellas se encuentra una gruesa sucesión de areniscas, conglomerados y tobas subaéreas asignadas a la Formación Chusmiza (Jurásico Superior-Cretácico Inferior, correlacionada en Pampa Lirima con los Estratos de Quebrada Jellajellane; Arcos, 2010), que representa facies continentales fluvio-aluviales. Los depósitos de este período se muestran intensamente deformados y erosionados, afectados por una faja plegada y corrida de vergencia oeste (Harambour, 1990; Arcos, 2010; Radic, 2010). En la Cordillera Principal boliviana, 90 km al norte de la zona de estudio, aflora al pie del volcán Tata Sabaya una faja de colinas de baja altura (cerros Pucará) de ca. 7 km de largo, constituida por granitoides monzoníticos del Jurásico Inferior (ca. 181 Ma; Jiménez *et al.*, 2009).

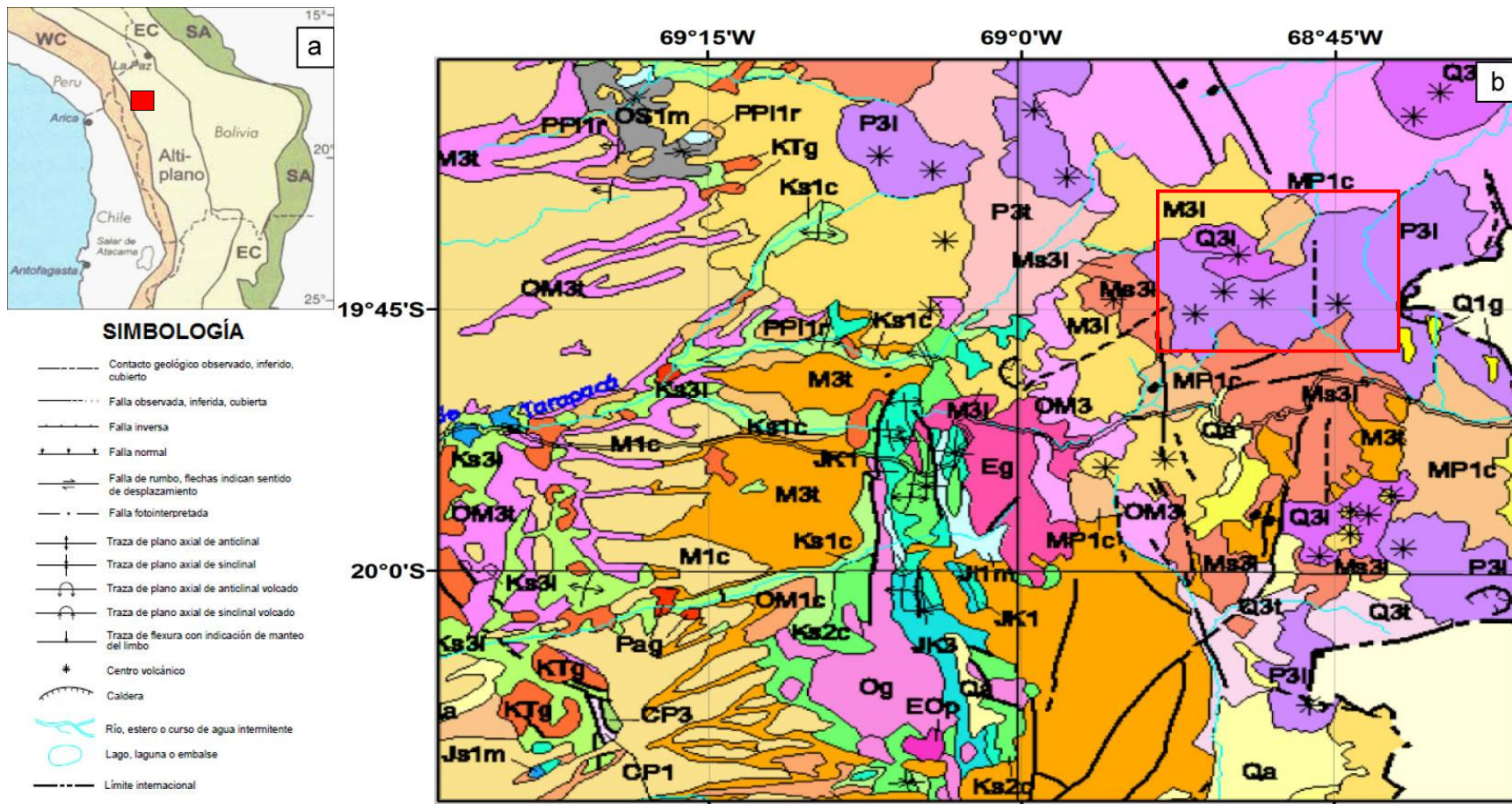


Figura 2.2. (a) Unidades morfoestructurales de los Andes Centrales entre los 15°-25°S y el cuadro rojo pequeño muestra la ubicación del mapa geológico (modificado de Trumbull *et al.*, 2006). (b) Principales unidades geológicas de la Precordillera, Cordillera Principal y Altiplano a los 20°S. El cuadro rojo muestra la ubicación del área de estudio. Leyenda en página siguiente (modificado de SERNAGEOMIN, 2003).

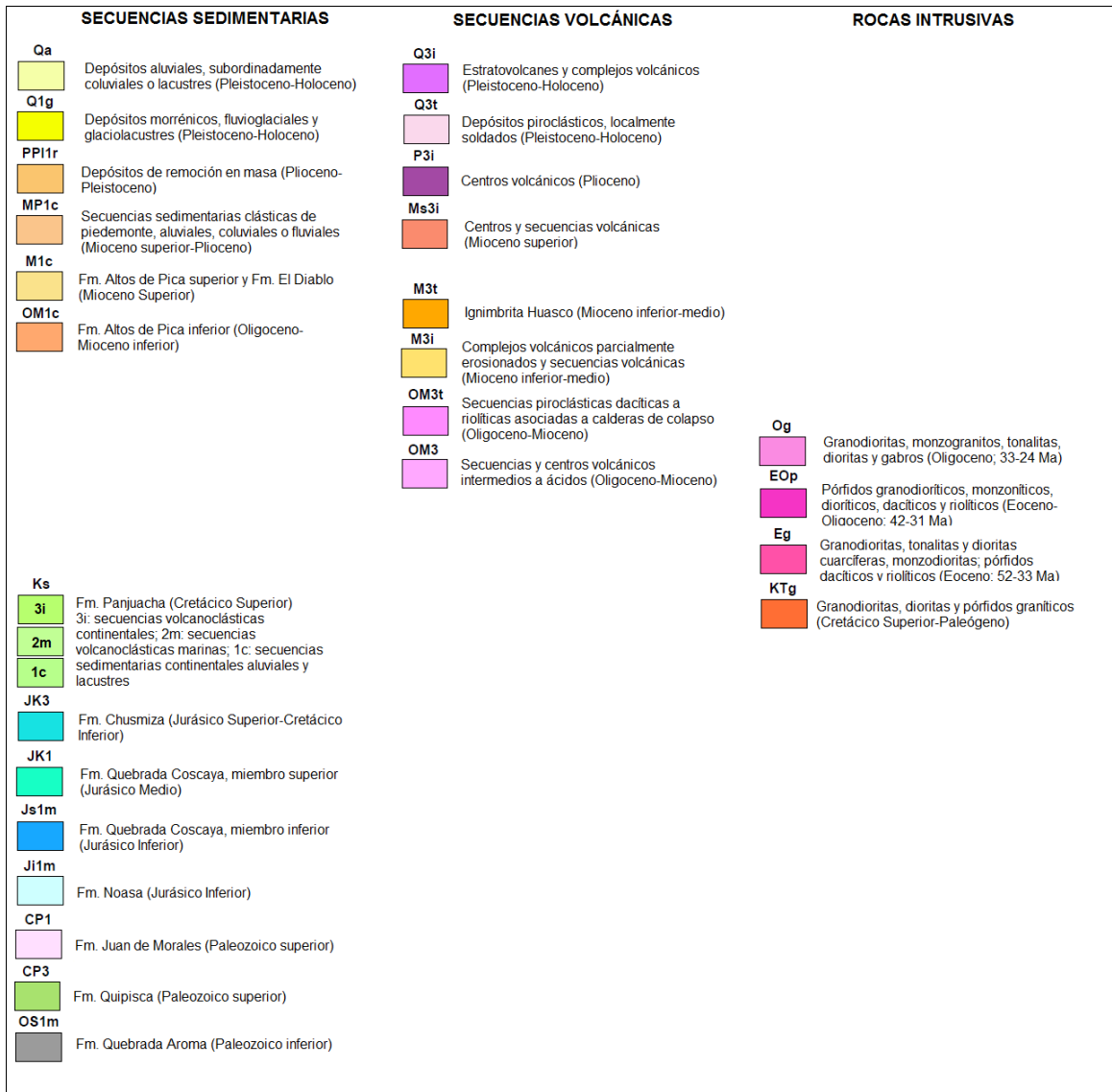


Figura 2.2 (continuación). Leyenda.

En el Jurásico Inferior (ca. 183 Ma) se establece la subducción, fenómeno que prevalece hasta el presente en el margen continental (Mpodozis y Ramos, 1989), lo que trajo consigo el desarrollo de un arco magmático en la actual Cordillera de la Costa, flanqueado al este por una cuenca de trasarco bajo el nivel del mar denominada ‘Cuenca de Tarapacá’ en el norte de Chile (Mpodozis y Ramos, 1989 y 2008). Condiciones extensionales-transtensionales habrían favorecido el desarrollo de la cuenca y la subsidencia en ese dominio y también en el arco magmático, lo que se asocia al bajo acoplamiento y alta oblicuidad entre la placa subductada (Phoenix) y el cratón continental (Scheuber *et al.*, 1994). No obstante, a fines del Cretácico Inferior se invierte el régimen tectónico, produciendo un gran alzamiento y erosión

de los depósitos del trasarco y basamento paleozoico ('Fase Peruana'; Steinmann, 1929), generando en estos una faja plegada y corrida con cabalgamientos de vergencia este y oeste (Charrier *et al.*, 2007). Sincrónicamente, el arco magmático comenzó una paulatina migración hacia el este entre ca. 120-90 Ma, situándose finalmente en la posición de la anterior cuenca de trasarco, es decir, en las actuales Depresión Central y Precordillera (Scheuber *et al.*, 1994; Trumbull *et al.*, 2006). Tales eventos están relacionados a una reorganización en las placas tectónicas a fines del Cretácico Inferior, pasando de una convergencia oblicua y de bajo acoplamiento entre las placas Phoenix y Sudamericana, hacia una de mayor acoplamiento y baja oblicuidad, entre las Placas Farallón y Sudamericana (Scheuber *et al.*, 1994). Harambour (1990) interpreta que la secuencia de facies mostrada por las rocas marinas de la Precordillera representa un evento de transgresión-regresión marina en el trasarco, asociada a una primera fase de apertura y subsidencia de la cuenca en el Jurásico Inferior-Medio (Fms. Noasa, Quebrada Coscaya y sus equivalentes), seguida por una fase de cierre y posterior inversión de ésta entre fines del Jurásico y el Cretácico Inferior (Fm. Chusmiza). La faja plegada y corrida descrita en el norte de Chile asociada a la Fase Peruana, se evidencia también en las unidades paleozoicas y mesozoicas cercanas al área de estudio como una secuencia de corrimientos de vergencia oeste (Arcos, 2010; Radic, 2010). De acuerdo a Sempere (1995), Bolivia, a pesar de encontrarse en un sector intracratónico, fue capturada por las condiciones extensionales de *rift* comenzadas en el Permo-Triásico, pasando a formar parte del sistema de cuenca de trasarco. Luego, la tectónica extensional y subsidencia de la primera parte de este período están representadas por depósitos *sinrift* fluviales, lacustres, evaporíticos y eólicos-desérticos, seguida por una fase de subsidencia termal *postrift*, que condujo a la formación de margas y calizas de carácter transgresivo y volcanismo básico alcalino en sectores. La Fase Peruana influenció esta zona con depósitos continentales distales de limolitas rojas, evaporitas y areniscas. Por su parte, los granitoides de los Cerros Pucará, son interpretados por Jiménez *et al.* (2009) como producto de fusión cortical debido a la influencia termal de magmas profundos que ascendieron en las condiciones extensionales predominantes.

2.3.4 Cretácico Superior – Eoceno

Las rocas asignadas a este intervalo de tiempo consisten en rocas volcánicas y volcanoclásticas continentales, ubicadas en discordancia sobre las rocas del ciclo de sedimentación del trasarco previamente descrito. Numerosos cuerpos intrusivos afectan también a dichas unidades.

Tobas y lavas dacíticas, riolíticas y andesíticas con intercalaciones de conglomerados y areniscas volcanoclásticas, se agrupan en Formación Panjuacha (Cretácico Superior; Harambour, 1990). Esta representa un volcanismo subaéreo, intermedio a ácido en composición, esporádicamente explosivo, depositadas en forma subaérea sobre un relieve labrado en rocas jurásicas y más antiguas previamente falladas y plegadas. La Formación Panjuacha posee como equivalentes hacia el sur, en el Distrito Collahuasi, a la Formación Cerro Empexa (Galli, 1968) y, más localmente en el sector de Pampa Lirima, los Estratos de Cerro Paucallani (Arcos, 2010). Dataciones realizadas por Tomlinson *et al.* (2001) y Arcos *et al.* (2009) en la Fm. Cerro Empexa permiten acotarla al Campaniano-Maastrichtiano, confirmando la correlación Cretácica Superior con la Formación Panjuacha. Por otra parte, los intrusivos de este período (e.g. Juan de Morales, Alantaya, Cerrillos; Harambour, 1990) consisten en stocks y cuerpos hipabisales, conformados por dioritas a granitos de grano grueso y forma aproximadamente tabular, con orientación N-S (salvo la Graniodiorita Alantaya), algunos con halos de alteración hidrotermal y brechización en sus contactos. El rango de edad de estos cuerpos es Cretácico tardío-Oligoceno (SERNAGEOMIN, 2003; Charrier *et al.*, 2007; Arcos, 2010).

En el Cretácico Superior (hace ca. 80 Ma), el arco magmático migra hacia las actuales Depresión Central y Precordillera hasta el Eoceno tardío-Oligoceno temprano (-30 Ma) (Trumbull *et al.*, 2006), flanqueado al este por una cuenca de antepaís (Sempere, 1995). Durante este período predominaron condiciones tectónicas extensionales/transtensionales (Scheuber *et al.*, 1994; Charrier *et al.* 2007), lo que permitió la apertura de cuencas a lo largo del arco, donde se depositaron las volcanitas y sedimentitas de la Formación Cerro Empexa (Cornejo *et al.*, 2003). En Bolivia, la sedimentación en el antepaís fue restringida, asociada a depósitos lacustres con influencia marina (Sempere, 1995; Jiménez *et al.*, 2009). Tales condiciones extensionales se explicarían por la baja tasa de convergencia y alta oblicuidad entre las Placas Farallón y Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar, 1987). La extensión fue interrumpida a fines del Cretácico o principios del Paleoceno por un importante evento compresivo que invirtió las cuencas del arco magmático, generando una discordancia regional y gran deformación en las secuencias sedimentarias del Cretácico Superior ('Evento K-T'; Cornejo *et al.*, 2003). Este evento coincide con la edad del miembro superior volcánico de la Fm. Cerro Empexa (Tomlinson *et al.*, 2001), lo que restringe su edad (y de la Fm. Panjuacha) hasta la ocurrencia de este evento. En los Andes de Bolivia, las facies marinas y lacustres evidencian un aumento en los aportes sedimentarios durante el Campaniano-Maastrichtiano (Sempere, 1995). No se conocen al norte de los 20°S (y en particular, en la Región de Tarapacá) depósitos volcánicos asociados a la extensión reiniciada posteriormente al Evento

K-T, hasta el Oligoceno (Trumbull *et al.*, 2006; Arcos, 2010). Más al sur, sin embargo, desde el Distrito Collahuasi, la actividad plutónica fue prácticamente constante durante este tiempo (e.g. Makshev y Zentilli, 1999; Tomlinson *et al.*, 2001; Arcos *et al.*, 2009), con *peaks* de actividad entre 48-35 Ma en la Precordillera al norte de los 23° S (Scheuber *et al.*, 1994). Este *peak* de actividad se correlaciona con una nueva interrupción en la extensión: el arco magmático fue afectado por gran deformación e inversión tectónica, la que también habría reactivado estructuras más antiguas, relacionadas con las cuencas extensionales mesozoicas ('Fase Incaica'; Steinmann, 1929). Como consecuencia de la Fase Incaica, bloques alargados de núcleo paleozoico, con orientación NNE-SSW y N-S, se alzaron sobre depósitos mesozoicos y cenozoicos tempranos, por medio de fallas de vergencia este y oeste, conformando la Cordillera Incaica (e.g. Makshev y Zentilli, 1999; Tomlinson *et al.*, 2001; Charrier *et al.*, 2007 y 2009; Arcos *et al.*, 2009). El rápido y gran alzamiento generado en esta etapa, produjo la erosión de 4-5 km de corteza continental (Makshev y Zentilli, 1999), cuyos productos fueron, probablemente, transportados por los ríos hacia la plataforma continental (Charrier *et al.*, 2009). Hammerschmidt *et al.* (1992) postulan que este evento ocurrió hace ca. 44 Ma. Su ocurrencia coincide con un período de alta convergencia (>10 cm/año) y disminución de la oblicuidad de convergencia entre las Placas Farallón y Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998). Como resumen Charrier *et al.* (2009), en la vertiente oriental de los Andes, en el Altiplano boliviano, el Paleoceno-Eoceno se caracterizó por una reducida sedimentación con abundantes intercalaciones de paleosuelos, con aportes sedimentarios provenientes desde el este y noreste, representando muy escasa subsidencia (termal) en una cuenca de retroarco distal. Luego, la Fase Incaica provocó un cambio en el régimen sedimentario, caracterizados en adelante por una potente serie sedimentaria de areniscas y fangolitas, con proveniencia desde el oeste.

2.3.5 Oligoceno – Holoceno

En la Precordillera, rocas sedimentarias e ignimbritas oligo-miocenas se apoyan en discordancia sobre rocas paleozoicas y mesozoicas más antiguas, y sobre una superficie de pedimento originado durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano a partir de la degradación de la Cordillera Incaica (Pediaplano de Choja; Galli, 1967). En tanto, hacia la Cordillera Principal y Altiplano se exponen principalmente rocas volcánicas y volcanosedimentarias derivadas de la ZVC con edades del Plioceno-Holoceno.

Hacia el sector noroeste de Pampa Lirima, Arcos (2010) ha reconocido una secuencia aislada de rocas piroclásticas ácidas con intercalaciones sedimentarias clásticas,

denominadas localmente como Estratos de Cultane (Oligoceno-Mioceno inferior). Más hacia el sur, aún dentro del dominio de Pampa Lirima, la base de los depósitos oligo-miocenos consiste en sucesiones de ignimbritas, tobas, conglomerados, brechas sedimentarias, areniscas y depósitos sedimentarios que se acuñan hacia el este, asignadas a la Formación Altos de Pica (ca. 30-26 a 16 Ma, *i.e.*, Oligoceno superior-Mioceno medio; Farías *et al.*, 2005; Victor *et al.*, 2004; Arcos, 2010), equivalente al norte y oeste del área de estudio con la Formación Latagualla (Pinto *et al.*, 2004). Conforme la descripción de Farías *et al.* (2005), la parte superior de esta formación se interdigita hacia el este con lavas riolíticas y dacíticas asociadas a centros eruptivos miocenos y se encuentra cubierta concordantemente por conglomerados, areniscas y depósitos semilitificados de la Formación El Diablo (16-8 Ma, *i.e.*, Mioceno medio-tardío; en su definición original, el miembro superior de la Formación Altos de Pica; correlacionada en esta región por Farías *et al.*, 2005). Su parte superior cubre la Precordillera en una extensa cubierta planar que conforma el 'Pedimento de Tarapacá', y que hacia el este, se interdigita con lavas basálticas y andesíticas asociadas a centros eruptivos ligeramente erosionados. Ambas formaciones representarían un ambiente de abanicos aluviales en un clima semi-árido (Pinto *et al.*, 2004) con intensa actividad volcánica de carácter ácido, probablemente asociada a grandes calderas (Wörner *et al.*, 2000a; Stern *et al.*, 2007; Charrier *et al.*, 2009). Arcos (2010) también reconoce la Formación Altos de Pica en el sector de Pampa Lirima, refiriéndose a ésta en su definición original, y en particular, como 'Ignimbrita Huasco' al Miembro 4 (Vergara y Thomas, 1984; Tomlinson *et al.*, 2001). En territorio boliviano, Jiménez *et al.* (2009) clasifican los depósitos del mismo rango de edades de acuerdo a discordancias pedimentales regionales, en: Oligoceno tardío-Mioceno temprano (30-18 Ma), Mioceno medio (18-10 Ma) y Mioceno superior (10-5? Ma). Los primeros, corresponden a depósitos arenosos y conglomerádicos rojos, con facies pelíticas localmente importantes, asociados a un ambiente de ríos meandriformes y zonas de inundación. El Mioceno medio posee características similares, pero con gran influencia de volcanismo piroclástico. Finalmente, posterior a los 10 Ma, se depositaron secuencias fluviales y lacustres poco consolidadas.

Las unidades más recientes (Plioceno-Holoceno) se exponen en el Altiplano y Cordillera Principal, a ambos lados de la frontera internacional, y corresponden a rocas volcánicas y depósitos sedimentarios (semi a no consolidados) que cubren en discordancia aquellas unidades más antiguas que afloran en la Precordillera. De Silva y Francis (1991) han reconocido mediante prospección remota satelital gran parte de las unidades volcánicas de la ZVC y en particular, de los 19°-21°S, donde clasificaron el CVA y el CVQS como volcanes tipo 'comp' y 'xcomp', respectivamente. El primer tipo corresponde a complejos volcánicos con un

centro de emisión principal y el segundo a un complejo volcánico con varios centros de emisión coalescentes. Polanco y Gardeweg (2000) describen los productos volcánicos de Pampa Lirima como lavas, tobas, brechas piroclásticas e ignimbritas de composición andesítico-basáltica a dacítica, asociadas a aparatos volcánicos moderadamente a bien conservados de edad Mioceno-Reciente. Más recientemente, Arcos (2010) describe en el sector de Pampa Lirima numerosas secuencias y complejos volcánicos en distintos estados de preservación, que van desde el Mioceno (los más erosionados; e.g. Complejo Volcánico Guanacucho, Complejo Volcánico Andrés Jiguata) hasta el Plioceno-Holoceno (en buen estado, en términos morfológicos; e.g. Complejo Volcánico Lirima). El segmento boliviano del arco volcánico está constituido por conos en diferentes estados de preservación, mesetas ignimbríticas, y secuencias volcanoclásticas que se extienden lateralmente hacia el Altiplano (Jiménez *et al.*, 2009). Por su parte, los depósitos sedimentarios provienen de la erosión del orógeno cordillerano, y poseen diversa granulometría y origen; este último puede ser fluvial, aluvial, coluvial o glaciario, y en menor medida eólico o lacustre. El fondo de las quebradas consiste en muchas partes de aluvio y coluvio indiferenciados, cuyo movimiento se produce ocasionalmente en los raros períodos de lluvias persistentes o precipitaciones estivales (Galli, 1968). Por último, existen también en el área depósitos de salares, vegas, bofedales, de deslizamiento y remoción en masa, salinos y geotermales (Arcos, 2010).

A continuación, se entrega un breve resumen de las rocas volcánicas del sector de Pampa Lirima, agrupadas de acuerdo a su edad, seguido de la descripción de los productos volcánicos ubicados en el territorio boliviano adyacente.

Mioceno Inferior (18-16,6 Ma; Polanco y Gardeweg, 2000)

Agrupación a la Ignimbrita Huasco y las Rocas Volcánicas del Mioceno Inferior. La Ignimbrita Huasco corresponde al miembro 4 de la Formación Altos de Pica (en su definición original), y está constituida por una secuencia de tobas dacíticas total o parcialmente soldadas, de gran extensión areal y de hasta 100 m de espesor. Si bien su carácter es, en general, subhorizontal, en ciertos sectores aparece suavemente plegada. La edad calculada para la Ignimbrita Huasco es de ca. 17,4-14,6 Ma. La unidad Rocas Volcánicas del Mioceno Inferior consiste en tobas, lavas andesíticas y brechas piroclásticas suavemente plegadas, asociadas a aparatos volcánicos del Mioceno medio a superior dispuestos en una franja continua de orientación NW-SE. La edad de esta unidad es de ca. 18-17,5 Ma.

Mioceno Medio (14-11,8 Ma; Polanco y Gardeweg, 2000)

En este grupo se encuentran las Ignimbritas Río Sacaya y Cerro Gordo, y la unidad Volcanes del Mioceno Medio Alto. La Ignimbrita Río Sacaya corresponde a una toba ácida, mediana a fuertemente soldada, con afloramientos discontinuos y una potencia máxima de 20 m. Su edad es de ca. 13,8 Ma. La Ignimbrita Cerro Gordo consiste en afloramientos subhorizontales y basculados de tobas vitrofíricas fuertemente soldadas. La edad asignada a esta ignimbrita es de ca. 11,8 Ma. Por último, la unidad Volcanes del Mioceno Medio Alto agrupa aparatos volcánicos erosionados constituidos por andesitas y una menor cantidad de andesitas basálticas, que afloran en una franja NW-SE en el límite fronterizo con Bolivia.

Mioceno Superior (10,8-6,8 Ma; Polanco y Gardeweg, 2000)

Contiene únicamente a la unidad denominada Volcanes del Mioceno Superior, la que aflora como una franja NW-SE y está formada por edificios volcánicos mediana a fuertemente erosionados y lavas subhorizontales a suavemente plegadas cuya composición varía desde basaltos a dacitas.

Plioceno (3,8-2,1 Ma; Polanco y Gardeweg, 2000)

Este grupo contiene a las unidades Ignimbrita Pampa Suna y Volcanes del Plioceno. La Ignimbrita Pampa Suna consiste en una potente toba dacítica, débil a medianamente soldada, de ca. 70 m de espesor expuesto y gran extensión areal, con una edad de ca. 3,3 Ma. Por su parte, la unidad Volcanes del Plioceno es un conjunto de estratovolcanes de composición dacítica, medianamente a bien consolidados, por sobre los 5.000 m de altura, con cráteres prácticamente intactos asociados a depósitos de azufre y glaciarios principalmente en sus flancos sur. En el sector norte de Pampa Lirima, es decir, la porción que incluye al área de estudio, comprende una serie de estratovolcanes que constituyen una franja E-W de ca. 35 km, entre los que se cuenta el CVQS-CVA. Otros volcanes asociados a la misma franja son los cerros de Sillajhuay ($2,1 \pm 0,5$ Ma y $3,4 \pm 0,3$ Ma, K-Ar en biotita), Picavilque y Lirima ($3,8 \pm 0,6$ Ma, K-Ar en biotita). En el sector sur de Pampa Lirima, incluye los cerros Tangani y Paza ($3,4 \pm 0,3$ Ma, K-Ar en biotita). Los volcanes de la porción norte se caracterizan por alzarse entre 1.500-1.800 m sobre su base, constituyendo las cimas más altas de la zona de estudio.

Cuaternario (Polanco y Gardeweg, 2000)

Corresponde a dos centros volcánicos aislados, bien conservados, con zonas de alteración asociadas. En el sector norte de Pampa Lirima, están representados por un estratovolcán de composición predominantemente dacítica que se ubica en el sector NW de los cerros de Quimsachata, superponiéndose a la base de los edificios pliocenos del CVQS-CVA (en este trabajo: Complejo Volcánico Quimsachata Norte). Este se eleva ca. 1.000 m sobre su base, y sus dimensiones son de 5 a 8 km. De acuerdo a una datación K-Ar roca total, tiene una edad de $1,1 \pm 0,4$ Ma. En el sector sur, incluye al complejo Volcánico Cerro Porquesa, constituido por domos, coladas y depósitos *block-and-ash*. Las lavas asociadas a este centro volcánico son de composición dacítica; según dataciones geocronológicas K-Ar en biotita, su edad es <1 Ma.

Polanco y Gardeweg (2000) concluyen de ese estudio que la actividad volcánica efusiva y explosiva en este sector ha sido prácticamente continua desde el Mioceno hasta el Reciente, intervalo durante el cual el volcanismo migró hacia el este y fue interrumpido, al menos, por dos períodos: entre 16,6-14 Ma y 6,8-3,8 Ma. Por otra parte, los productos volcánicos se asocian a fenómenos de mezcla de magmas, como lo demuestra la presencia de asociaciones mineralógicas en desequilibrio. La caracterización del volcanismo de este sector concuerda, según estos autores, a la realizada por Gardeweg y Ramírez (1984) para el segmento de la ZVC comprendido entre los $17^{\circ}30'-20^{\circ}$ S, donde el arco magmático comprende una franja volcánica continua de dirección preferencial NW, con predominio de volcanes miocenos, los volcanes pliocenos desplazados hacia el este (aunque localmente sobrepuestos a los miocenos) y los volcanes cuaternarios ubicados aún más al este, a ca. 270 km de la fosa definiendo la frontera con Bolivia.

Mioceno-Holoceno en Bolivia (Jiménez et al., 2009)

En territorio boliviano, Jiménez *et al.* (2009) observan que gran parte de los edificios volcánicos están alineados, reflejando un control estructural mediante fracturas que, aparentemente, tienen longitudes modestas (30-50 km) y orientación diversa. Estos autores (en base a las referencias citadas en su trabajo) realizan igualmente una clasificación de los depósitos volcánicos de acuerdo a su edad. Inmediatamente al este del área de estudio, en la Serranía Intersalar, se encuentran los afloramientos de la Formación Murmuntani, de edad Mioceno temprano (ca. 23 Ma), constituida por una secuencia volcanoclástica plegada de ignimbritas variablemente soldadas y, en menor medida, por tobas retrabajadas. En el mismo sector, durante el Mioceno medio (18-11 Ma), el volcanismo tuvo un gran desarrollo. En la frontera chileno-boliviana, se cuentan ignimbritas riolíticas (ca. 17 Ma; Complejo Volcánico

Charcoma), sobreyacidas por lavas y conos volcánicos compuestos por andesitas y dacitas (ca. 13 Ma; Complejo Volcánico Ulo). Más al este, en el borde oriental de la Serranía Intersalar, se encuentra la Formación Tuhua (17-14 Ma), compuesta de ignimbritas fuertemente endurecidas y localmente alteradas y mineralizadas, con intercalaciones clásticas continentales. Finalmente, en el rango Mioceno tardío-Reciente (<11 Ma), estos autores reconocieron tres generaciones de estratovolcanes en este sector: ca. 11 Ma, ca. 4,5 Ma y 2-1,6 Ma, los que se encuentran (como los volcanes del territorio chileno) en una franja de orientación E-W. Jiménez *et al.* (2009) resumen que, en el Mioceno inferior, predominaron los productos efusivos máficos a intermedios, con subordinadas secuencias ignimbríticas riolíticas y riodacíticas. En el Mioceno medio, el volcanismo fue predominantemente piroclástico, depositado sobre una superficie de pedimento formada hace ca. 18 Ma. Hacia el Mioceno tardío, el volcanismo fue predominantemente efusivo, dando lugar a numerosos conos a lo largo del arco volcánico; no obstante, ocurrieron también erupciones piroclásticas de gran volumen desde calderas ubicadas en una posición transicional hacia el Altiplano.

2.4 Evolución tectónica y estructural del Altiplano

La evolución tectónica que se asocia al depósito de todas las unidades descritas en este ítem, desde el Oligoceno al reciente, se asocian al desarrollo estructural y alzamiento del Altiplano. La síntesis expuesta a continuación se basa principalmente en aquella propuesta Farías *et al.* (2005). Algunos aspectos son complementados por el trabajo Victor *et al.* (2004). También fueron consultados los trabajos de resumen confeccionados por Charrier *et al.* (2007 y 2009) y Franz *et al.* (2006), donde son citados los dos trabajos anteriores, y otros de gran importancia como: Isacks (1988), Lamb *et al.* (1997) o Allmendinger *et al.* (1997), entre otros.

Con posterioridad a la Orogenia Incaica, durante el Oligoceno (32-26 Ma), se produjo un período de relativa quietud magmática (Coira *et al.*, 1982; y otros autores en Arcos, 2010) coincidente con un episodio de muy baja convergencia entre las Placas Farallón y Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar, 1987). A partir del Oligoceno tardío (26 Ma; 30 Ma, según Victor *et al.*, 2004), las fallas de basamento que acomodaron la extensión de la cuenca jurásica (descrita en Harambour, 1990) fueron reactivadas, acomodando acortamiento y transcurrancia hasta el Mioceno medio (ca. 8 Ma). Durante todo este período, la Precordillera sufrió un alzamiento de ca. 2.000 m, acomodado en el *West Thrust System* (ver detalle más adelante), el cual se propagaba a través de las flexuras que afectan ese dominio morfoestructural; la tasa de alzamiento calculada para este período se ha estimado en ca. 0,1 mm/año. Los abundantes depósitos sintectónicos y productos volcánicos asociados a esta

actividad, se dispusieron sobre el Pediplano de Choja (formado durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano, luego de la Orogenia Incaica), y fueron afectados sincrónicamente a su depósito por las flexuras del *WTS*, mostrando estructuras de crecimiento hacia el oeste que afectan las Formaciones Altos de Pica y El Diablo. Al mismo tiempo, se inició una intensa actividad magmática en la Cordillera Occidental y el Altiplano, con voluminosas ignimbritas riódacíticas que alcanzan incluso el borde costero occidental (Gardeweg y Ramírez, 1984; Wörner *et al.*, 2000a), así como acortamiento en el Altiplano y Cordillera Oriental (e.g. Lamb *et al.*, 1997) y engrosamiento cortical producto de la acreción magmática y el acortamiento tectónico (Victor *et al.*, 2004). Farías *et al.* (2005) proponen la existencia de un flujo dúctil hacia el oeste, a través de la corteza inferior, que homogenizaría el espesor cortical bajo el Altiplano (idea también expuesta en Lamb *et al.*, 1997). El comienzo del proceso de alzamiento coincide con la división de la Placa Farallón en las Placas Cocos y Nazca, resultando en una triplicación de la velocidad de convergencia con la Placa Sudamericana a 14-16 cm/año, y una ortogonalización de su vector; desde hace 20 Ma hasta la actualidad, el valor de la tasa de convergencia ha disminuido al orden de 7 cm/año (Somoza, 1998).

En el Mioceno medio (ca. 10 Ma), habría ocurrido el traslado del acortamiento desde el Altiplano y la Cordillera Oriental hacia las Sierras Subandinas (Victor *et al.*, 2004). Hace ca. 8 Ma la actividad concentrada en el *WTS* disminuyó considerablemente hacia una tasa de alzamiento de ca. 0,02 mm/año. Al mismo tiempo, el arco volcánico migró desde la Precordillera hacia su posición actual en la Cordillera Principal (Wörner *et al.*, 2000a) y se establecieron las condiciones hiperáridas características de la región (Mortimer, 1980). Luego de la disminución de la actividad en el *WTS*, comenzó un progresivo volcamiento del bloque rígido del antearco en 1° en sentido antihorario, produciendo un efecto 'palanca' que continuó alzando el borde occidental del Altiplano. Farías *et al.* (2005) proponen que este volcamiento del antearco estaría ligado a un incremento del flujo lateral dúctil bajo el Altiplano (Fig. 2.4) y al inicio del *underthrusting* del Cratón Brasileño bajo la zona sub-andina hace ca. 10 Ma (Lamb *et al.*, 1997). Este fenómeno contribuyó en 500-1.000 m de alzamiento en la Precordillera, dio paso al comienzo de la incisión de valles fluviales provenientes de los glaciares ubicados en los volcanes alzados (Charrier *et al.*, 2007), y más regionalmente, habría producido un alzamiento generalizado de 1-3 km en todo el Altiplano (Gregory-Wodzicky, 2000). La estructuración final y alzamiento del Altiplano, consolidaron un sistema de drenaje endorreico y un incremento en las condiciones de aridez, las cuales favorecieron la formación de un complejo sistema de cuencas evaporíticas intramontanas, aún activas (salares) entre las cuales se encuentran algunas de las mayores del mundo (e.g. Uyuni, Coipasa, Atacama; ver referencias en Makepeace *et al.*, 2002).

Desde el Plioceno (5,3 Ma según Victor *et al.*, 2004) hasta la actualidad, el WTS ha acomodado deformación transtensional dextral en dirección NW-SE, con partición de la deformación. Al norte de los 19°30'S las estructuras son prácticamente ortogonales a la convergencia de las placas, favoreciendo el acortamiento en dirección ENE-WSW. Al sur de los 19°30'S, en contraste, las estructuras son oblicuas a la convergencia, y ocurren movimientos transcurrentes dextrales en dirección N-S, junto a extensión NW-SE, lo que ha generado una cuenca tipo *pull-apart* en la región de Altos de Pica (Victor *et al.*, 2004). Los mecanismos focales de terremotos recientes (*e.g.* Terremoto de Aroma, 2001) y las direcciones de esfuerzos calculadas, se correlacionan bien con los comportamientos de los sistemas de fallas al norte y sur de los 19°30' S, y con el plano de simetría de Gephart (1994) para el Oroclino Boliviano. Farías *et al.* (2005) proponen que las actuales transcurrancia y partición de la deformación serían producto del aumento en la oblicuidad de convergencia a partir del Plioceno (5 Ma; Somoza, 1998) y de la reología particularmente rígida del basamento del antearco en esta región.

2.4.1 Estructuras

Las principales estructuras reportadas en las cercanías al área de estudio son las descritas por Farías *et al.* (2005) entre los 19°20' y 19°50' S. De acuerdo a estos autores, a los 20°S, entre la Depresión Central y la Precordillera existe un sistema de fallas inversas casi continuo, de alto ángulo (*ca.* 60° o mayor), carácter inverso y vergencia oeste. Dichas estructuras se correlacionan tanto al norte, en la región de Arica y sur de Perú (18°-19° S), como hacia el sur, en el sector de Altos de Pica (20°-21° S), por más de 300 km en dirección N-S, presentando variaciones en su geometría, orientación, cantidad de deformación y expresión en los depósitos cenozoicos (WTS, por sus siglas en inglés: '*West (Vergent) Thrust System*', según Charrier *et al.*, 2007; también mencionado en Wörner *et al.*, 2000a; Pinto *et al.*, 2004; Victor *et al.*, 2004 y Charrier *et al.*, 2009). Al oeste del WTS, en la Cordillera Principal, Farías *et al.* (2005) caracterizan un sistema de fallas inversas de rumbo N-S y vergencia este, que también se continua como un sistema regional hacia el norte (ETS: '*East (Vergent) Thrust System*'; Charrier *et al.*, 2007) (Fig. 2.3).

West Thrust System (WTS)

De acuerdo a Farías *et al.* (2005), las principales estructuras que afectan la cobertura cenozoica son tres pliegues monoclinales o 'flexuras' asociados a fallas ciegas de vergencia oeste y rumbo aproximado N-S. De oeste a este, estos monoclinales se denominan: Calacala,

Aroma y Soga. Al oeste de los principales, son expuestos dos monoclinales de orden menor. Los depósitos de gravas e ignimbritas de las Formaciones Altos de Pica y El Diablo están asociados al desarrollo de estas flexuras, y presentan estructuras de crecimiento hacia el oeste. Cerca del eje de la Flexura Aroma, en la Quebrada Yalañuzco, donde la traza de la falla aflora, la Formación Quebrada Aroma se ve afectada por deformación dúctil (milonitas), mientras que la cobertura cenozoica exhibe deformación frágil. El rumbo de estas estructuras presenta una variación de NW a NNW, al norte y sur de la Quebrada Aroma (no la misma que aparece en el área de estudio) respectivamente, lo que estos autores correlacionan con la línea de simetría del Oroclino Boliviano, propuesta por Gephart (1994) en esta latitud.

Al norte de la Quebrada de Soga, las flexuras Aroma y Soga se conectan e interrumpen con la Falla Soga, de rumbo WNW a NNW y manteo entre 40-60°. Esta presenta una componente inversa de vergencia SW y rechazo máximo de 350 m, y otra de rumbo siniestral que desplaza el eje de la flexura Aroma ca. 5 km hacia el oeste. Al norte de la Quebrada Soga, la flexura Aroma se denomina flexura Moquella, mientras que la flexura Soga, continúa como la Falla Quisama, inversa y de orden menor (Pinto *et al.*, 2004). La flexura Calacala no aparece afectada por la Falla Soga, y su prolongación al norte se denomina flexura Tana (Pinto *et al.*, 2004). Las prolongaciones de las flexuras descritas por Farías *et al.* (2005) hacia el sur, se siguen hasta la Quebrada de Tarapacá, donde la deformación cambia de estilo, e involucra tanto a la cobertura cenozoica, como el basamento, por lo que estos autores sugieren una zona de transferencia en dirección E-W en esta quebrada.

Todas estas estructuras se continúan hacia el norte, entre los 18°-19° S, en la región de Arica y el sur de Perú, donde se correlacionan con el WTS definido en esa región (Charrier *et al.*, 2007). Hacia el sur, entre los 20°-21°S, en el sector de Altos de Pica, el sistema estructural se correlaciona con una serie de fallas inversas, pliegues suaves y monoclinales ubicados en la Precordillera, descritos por Víctor *et al.* (2004). Estos últimos autores correlacionan el WTS aún más hacia el sur, hasta los 23°S, donde se hallan familias de estructuras compresivas en una geometría compleja y segmentada lateralmente en la Cordillera de Domeyko, la Depresión de los Salares y la Cordillera Principal.

East Thrust System (ETS)

En el flanco oriental de la Cordillera Principal, al oeste de la localidad de Cariquima, se desarrolla un sistema de fallas de vergencia este, flanqueadas al oeste por un anticlinal. Estas estructuras desaparecen hacia el sur de los 20°S por debajo de los aparatos volcánicos

neógenos-recientes (Farías *et al.*, 2005). Hacia el norte, este sistema estructural se correlaciona con el ETS definido entre los 18°-19°S (Charrier *et al.*, 2007). Al sur del área de estudio, en la región de Altos de Pica, Victor *et al.* (2004) encontraron evidencias de una cuenca *pull-apart* de régimen dextral, con orientación N-S a NNE-SSW, y extensión NW-SE, responsable de la formación de cuencas pampeanas y salares. Esta cuenca se encuentra delimitada por numerosas fallas normales con escarpes bien formados, que afectan incluso a las unidades más recientes en la Cordillera Principal. A pesar de la aparente continuidad longitudinal de este sistema *pull-apart* con el ETS, ambos se encuentran interrumpidos por la cubierta volcánica reciente, y no existen antecedentes de correlación entre ellos (Fig 2.3). Victor *et al.* (2004) correlacionan el sistema de fallas que genera la cuenca *pull-apart* hacia el sur, con el Sistema de Falla Oeste.

A una escala más local, Radic (2010) ha propuesto un modelo estructural para el área de Pampa Lirima. De acuerdo a este modelo, el CVQS-CVA se encuentra en el Dominio (estructural) Interno de Pampa Lirima, cuya edad de deformación ha sido acotada entre el Mioceno medio y el Mioceno superior. Se caracteriza por el Sistema Estructural de Guanacacho, el que comprende un conjunto de estructuras transcurrentes dextrales de orientación general N-S, que presentan geometrías sigmoidales y relevos en echelón, y que en conjunto conforman una geometría de flor positiva. La 'Flor Guanacacho' posee una extensión longitudinal de 5-7 km, y sus estructuras individuales son bastantes apretadas, alcanzando una relación largo:ancho de 1:10. Este sistema transcurrente ha sido correlacionado hacia el sur de Pampa Lirima con las estructuras que limitan el Salar del Huasco por el oriente, con las de la Quebrada Guatacondo, e incluso con el Sistema de Falla Oeste en la Región de Antofagasta (ETS). Como ya fue dicho, la posible continuidad de este sistema estructural no ha sido reportada hacia el norte, pues su traza se encuentra cubierta por los productos volcánicos más recientes. En el CVQS-CVA no hay evidencias de su existencia, y tampoco más al norte, donde el Mioceno se encuentra deformado de acuerdo a lo descrito por Farías *et al.* (2005) en la Fm. Altos de Pica.

2.4.2 Modelo estructural

Según el modelo propuesto por Farías *et al.* (2005; y las referencias ahí citadas), la configuración estructural de la Precordillera y Altiplano entre los 18°-21° S corresponde a un sistema de falla por flexura a escala cortical, con una gran rampa de manteo oeste que nace desde el plano de Wadati-Benioff, pasando por bajo la región de antearco hasta 20-30 km debajo de la Cordillera Principal, y que continua como un *flat* hacia el este, por debajo del

Altiplano. Por una parte, la rampa ha sido inferida como un límite termo-reológico entre el antearco rígido y la corteza inferior dúctil bajo la ZVC y el Altiplano. Por otra, el *flat* corresponde a una zona de baja velocidad de ondas sísmicas (*ALVZ*, por sus siglas en inglés: *Altiplano Low Velocity Zone*), que separaría la corteza superior rígida de la corteza inferior dúctil. Desde el extremo superior de la rampa (donde ésta se flexiona y pasa a un *flat*) emergen fallas de vergencia este y oeste, que corresponderían al *ETS* y *WTS*, respectivamente, donde el *ETS* supone la expresión superficial de la rampa de escala cortical, y el *WTS* a estructuras de retrocorrimento (Fig. 2.4).

A menor escala, Radic (2010) propone que el estilo estructural observado en Pampa Lirima está fuertemente ligado a la tectónica del Jurásico. La anisotropía de basamento habría ejercido un importante control en la evolución estructural, la cual se caracteriza por tres eventos de inversión tectónica del sistema extensional jurásico a partir del Cretácico Superior. También realiza un análisis neotectónico de la geometría de todas las estructuras mayores reconocidas en el área, incluyendo lineamientos, fallas y pliegues. Se propone una solución hipotética para el tensor de esfuerzo asociado, el que respondería a un sistema transcurrente caracterizado por un tensor de esfuerzo asociado de direcciones subhorizontales máxima (σ_1) NE-SW y mínima (σ_3) NW-SE aproximadamente. Aplicando un modelo de cizalle simple para el hipotético sistema transcurrente, las fallas inversas se orientan en forma perpendicular al eje de máxima compresión (σ_1), mientras que las fallas extensionales en forma paralela. Por su parte las fallas transcurrentes principales (PDZ) estarán orientadas a 45° respecto al eje de máxima compresión, mientras que las transcurrentes secundarias lo harán aproximadamente a $10-15^\circ$ (P), $15-20^\circ$ (R1) y $70-75^\circ$ (R2) con respecto a las transcurrentes principales (PDZ) (Fig. 2.5).

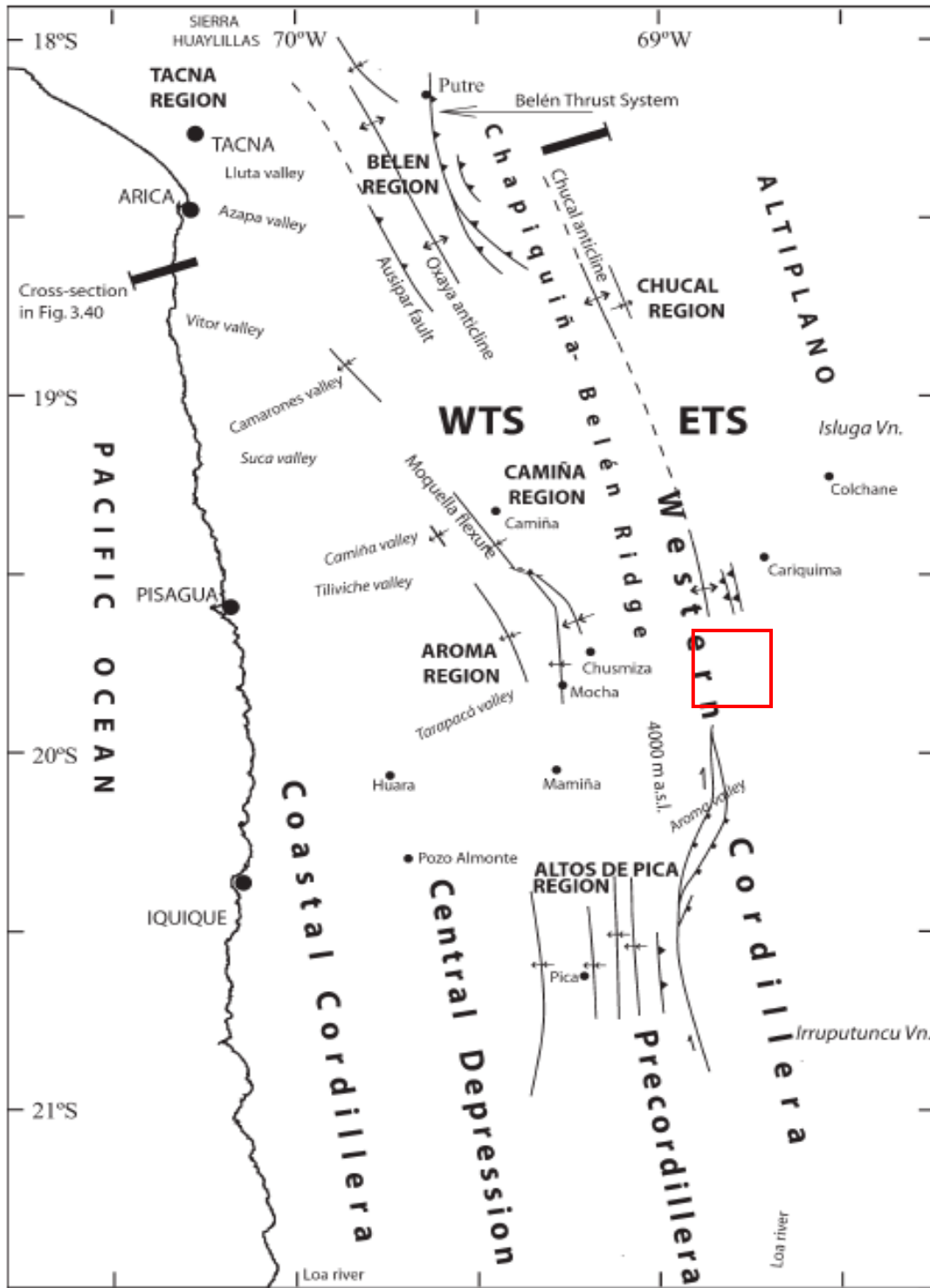


Figura 2.3. Principales estructuras de la Precordillera y el Altiplano entre los 18°-21°S. El cuadrado rojo muestra aproximadamente el sector donde se ubica la Pampa Lirima, donde el ETS pierde continuidad hacia el sur, ya que las estructuras quedan cubiertas en superficie por los depósitos modernos del arco volcánico (modificado de Charrier et al., 2007). Notar la aparente continuidad del ETS con las estructuras transtensionales al sur de los 20°S.

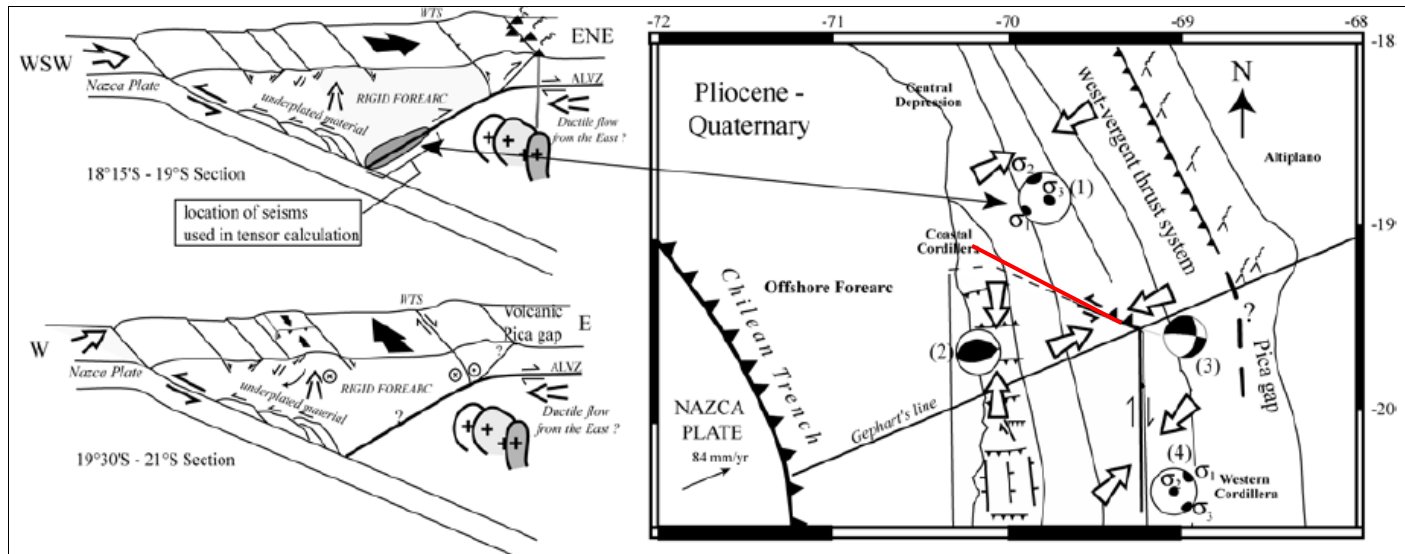


Figura 2.4. Modelo estructural y régimen tectónico actual del Altiplano. En rojo, la Falla Soga con componentes inversa y transcurrente, acomodando la partición de la deformación a los 19°20'S. Notar la dirección del acortamiento entre los 19°-20°30'S en dirección NE-SW (modificado de Farías et al., 2005).

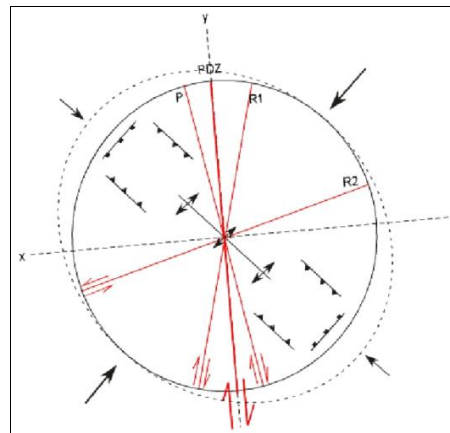


Figura 2.5. Tensor de esfuerzos propuesto por Radic (2010) para el sector de Pampa Lirima.

Capítulo 3. Geología del Complejo Volcánico Quimsachata Sur – Aroma

El Complejo Volcánico Quimsachata Sur – Aroma (CVQS-CVA) es un conjunto de edificios volcánicos coalescentes de composición andesítica a dacítica de alto-K, cuyos productos y centros de emisión se disponen en una franja NW-SE de aproximadamente 17 km, cubriendo una superficie de cerca de 56,5 km², y que representan el volcanismo Plioceno – Pleistoceno de la ZVC a los 20° S. Comprende el Complejo Volcánico Quimsachata Sur (CVQS) y el Complejo Volcánico Aroma (CVA), los cuales tendrían entre sí una relación cogenética teniendo presentes criterios estratigráficos, morfológicos, geocronológicos y geoquímicos.

El CVQS-CVA se construye sobre un substrato de rocas tobáceas oligo-miocenas deformadas (Estratos de Cultane) y sobre los remanentes de antiguos volcanes miocenos erosionados y alterados (Lavas de Japocalla y los C.Vs. Guanacucho y Andrés Jiguata). Adyacentemente se ubican otros volcanes pliocenos morfológicamente similares a él (Domos de Cerro Colorado y C.Vs. Lirima y Picavilque), mientras que en su porción norte se le superpone un complejo volcánico pleistoceno moderadamente erosionado y asociado a una extensa zona de alteración hidrotermal (C.V. Quimsachata Norte). Todas estas unidades son descritas a continuación, tanto volcanológica como petrográficamente, donde las principales texturas observadas han sido descritas conforme el atlas de McKenzie *et al.* (1982).

3.1 Estratos de Cultane OIMic 25,7 ± 1,0; 25,2 ± 0,7; 19,9 ± 1,7; 19,0 ± 0,5; 16,4 ± 0,5 y 16,1 ± 0,7 Ma (Oligoceno – Mioceno inferior; Arcos, 2010)

Unidad fotogeológica con escaso control de terreno. En campo fueron reconocidos niveles de rocas tobáceas blanquescinas, en parte plegadas, que afloran en el sector noroeste del área de estudio, en la ribera sur de la Quebrada Colchane. En ese sector subyacen rocas volcánicas miocenas de las Lavas de Japocalla, del C.V. Guanacucho, y las coladas más distales del CVA. Se ha interpretado mediante fotogeología e imágenes satelitales que parte de esta unidad podría aflorar también en ambos costados de la Quebrada Aroma, donde subyace tanto al CVA como al C.V. Quimsachata Norte.

En la confluencia de las Quebradas Mamuta y Colchane se observan tobas riolíticas fuertemente soldadas, con textura eutaxítica incipiente, fragmentos juveniles pumíceos tanto

frescos (blancos) como oxidados y pocos líticos de hasta 3 cm, todo en una matriz rosada rica en plagioclasa, biotita y cuarzo.

Los Estratos de Cultane han sido correlacionados en este sector con la unidad definida al sur de los C.Vs. Guanacucho, Lirima y Andrés Jiguata por Arcos (2010), conformada por ignimbritas riolíticas intercaladas con algunos niveles sedimentarios ubicados estratigráficamente bajo los complejos volcánicos mio-pliocenos. Se han obtenido de esta unidad las siguientes edades: $25,7 \pm 1,0$; $25,2 \pm 0,7$; $19,9 \pm 1,7$; $19,0 \pm 0,5$ y $16,4 \pm 0,5$ Ma mediante K-Ar en biotita; y $16,1 \pm 0,7$ Ma mediante K-Ar en roca total (Arcos, 2010).

3.2 Lavas de Japocalla Mmj (¿Mioceno medio – superior?; este trabajo)

Unidad de coladas de lava definida mediante fotogeología, sin control de terreno. En fotografías aéreas e imágenes satelitales se observan algunas coladas de lava grisáceas en regular estado de conservación de las cuales no se han conservado morfologías primarias, con zonas rojizas y amarillentas afectadas por alteración, superficies suavizadas por la erosión y escasos afloramientos, los que en algunos sectores se encuentran basculados. Fotogeológicamente se puede inferir que éstas provienen de aparatos volcánicos miocenos erosionados ubicados más al noroeste. Su nombre ha sido asignado en este trabajo por el Cerro Japocalla, ubicado al noroeste de la Quebrada Colchane, fuera de la zona de estudio, donde éstas afloran y se encuentran bien representadas. En la confluencia de las Quebradas Mamuta y Colchane, se observa que esta unidad cruza desde el norte hacia la ribera sur de la Quebrada Colchane, y sobreyace los Estratos de Cultane.

En los mapas publicados por Makepeace *et al.* (2002) y el SERNAGEOMIN (2003), estos afloramientos son asignados a unidades de rocas volcánicas del Mioceno medio y Mioceno superior, respectivamente. En el primer mapa se describen como rocas volcánicas mesosilícicas a básicas, mientras que en el segundo se les refiere como lavas, domos y depósitos piroclásticos andesíticos a dacíticos, con intercalaciones aluviales. Al sur de la Quebrada Colchane se puede observar un basculamiento de las coladas, con un manto aparente de 30° hacia el noreste.

En este trabajo se ha optado por mantener un rango de edad Mioceno medio a superior asignada en los mapas antes mencionados, dado que no se han encontrado otros antecedentes geocronológicos para esta unidad.

3.3 Complejo Volcánico Guanacucho Msvg 8,8 ± 0,8; 8,3 ± 0,2 y 7,1 ± 0,4 Ma
(Mioceno superior; Arcos, 2010)

Complejo volcánico moderadamente erosionado ubicado al suroeste y extremo oeste del área de estudio, abarcando principalmente el Cordón Guanacucho y el Cerro Suna. Se alinea en dirección NW-SE edificios volcánicos de la misma edad (Polanco y Gardeweg, 2000). Un probable centro de emisión se encuentra probablemente bajo lo que hoy es el C.V. Lirima (Martini, 2010). Sus productos se distribuyen radialmente hacia el noroeste, norte y sur, ya que hacia el este, en el faldeo oriental del Cerro Mamallicani, son cubiertos en discordancia el C.V. Lirima, mientras que hacia el noreste, en el sector de Quebrada Mamuta, son cubiertos, también en discordancia, por el CVA (Martini, 2010).

Se constituye de lavas dacíticas a andesíticas de anfíbola y menor biotita, las que además presentan abundante plagioclasa. También presenta flujos lávicos andesíticos con fracturamiento de flujo y oxidación rojiza a hematita, así como depósitos tipo *block and ash*. Entre los cerros Suna, Tangani y sector de Pucapucone presenta una extensa área de rocas alteradas, localmente con tinción a limonitas.

Una muestra colectada en su borde noroeste ha sido fechada en $8,8 \pm 0,8$ Ma mediante el método K-Ar en roca total (Polanco y Gardeweg, 2000), por lo que se asigna al Mioceno superior. Otro par de edades consistentes han sido calculadas en el trabajo de Martini (2010): una de $7,1 \pm 0,4$ Ma obtenida mediante K-Ar en masa fundamental y otra de $8,3 \pm 0,2$ Ma mediante el método U-Pb en circones.

3.4 Complejo Volcánico Andrés Jiguata MPvaj 7,6 ± 1,8; 7,2 ± 0,2; 6,9 ± 0,4; 6,8 ± 0,7 y 5,24 ± 0,03 Ma (Mioceno superior – Plioceno inferior; Arcos, 2010)

Complejo volcánico reconocido en el sector sur y sureste del área de estudio, abarcando los cerros de Andrés Jiguata y de Chuquiananta, hasta el sector de La Rinconada y Quebrada Púnjamo por el suroeste. Sus rocas presentan inclinaciones divergentes hacia el SW (La Rinconada) y hacia el E-SE (cerros de Chuquiananta y Loma Campamento Brisas), lo que sugiere que un posible centro de emisión de ellas pudiera haber estado en el sector del Cerro Andrés Jiguata, al sur del CVQS-CVA. Estas lavas se disponen sobre una gran extensión de rocas alteradas que parecen relacionarse con la parte central del antiguo edificio volcánico de esta unidad, hoy erosionado. En las nacientes de la Quebrada Jiguata y los sectores de Apascana, Palca y Caralaja, la zona de rocas alteradas es sobreyacida por los

productos más australes del CVQS (este trabajo). Por otra parte, en la porción noroeste del Cerro Abra Amarilla, es cubierto en discordancia angular por el C.V. Lirima (Martini, 2010).

Está constituido por lavas dacíticas y andesíticas, algunos domos dacíticos, y sectores discretos con tobas dacíticas de cristales, líticos y pómez, así como depósitos tipo *block and ash*. Las dacitas y andesitas tienen como máficos principales anfíbola, piroxeno y, subordinadamente, biotita.

Esta unidad cuenta con variadas edades. Las edades K-Ar se en calculado en plagioclasa de ($7,6 \pm 1,8$ Ma; Arcos, 1992 en Arcos, 2010), en roca total ($6,9 \pm 0,4$ Ma; Polanco y Gardeweg, 2000) y en biotita ($6,8 \pm 0,7$ Ma; Polanco y Gardeweg, 2000). También cuenta con dos dataciones Ar-Ar: una en plagioclasa de $7,2 \pm 0,2$ Ma, y otra en masa fundamental, la cual arrojó una edad *plateau* de $5,24 \pm 0,03$ Ma, es decir, en el límite Mioceno-Plioceno (Arcos, 2010). Además, existen dos edades para la alteración hidrotermal (Ar-Ar en alunita) que afecta gran parte de esta unidad: $5,84 \pm 0,12$ y $5,91 \pm 0,16$ Ma (Arcos, 2010).

3.5 Complejo Volcánico Lirima Pivi $14,6 \pm 0,5$ y $3,8 \pm 0,6$ Ma (Plioceno inferior; Arcos, 2010)

Complejo volcánico ubicado en la porción suroeste del área de estudio, cuyo principal centro de emisión, el edificio volcánico del Cerro Lirima, se encuentra relativamente bien conservado. Hacia el sur comprende el Cordón Jornuni y la Loma San Antonio, mientras que al este del Cerro Mamallicani cubre en discordancia al C.V. Guanacucho. Al oeste del Cerro Abra Amarilla cubre en discordancia angular el C.V. Andrés Jiguata (Martini, 2010). Por otra parte, en las nacientes de la Quebrada Mamuta es sobreyacido en discordancia angular por el CVQS (este trabajo).

Posee lavas dacíticas de bloques de color gris oscuro a gris pardo cuando presenta oxidación a limolitas, en parte con bandeamiento de flujo. Son rocas de textura porfírica, pilotaxítica y felsosídica, con gruesos fenocristales de plagioclasa zonada, escaso cuarzo, con algunos posibles feldespatos potásicos, así como hornblenda fina (en parte reemplazada por biotita) y biotita gruesa bien preservada. Microlitos de plagioclasa orientados componen la masa fundamental junto con máficos finos como anfíbola y magnetita. Los niveles más antiguos carecen de cuarzo, biotita y hornblenda, pero poseen, ocasionalmente, piroxenos oxidados, lo que les otorga un carácter más andesítico, sugiriendo un magma menos diferenciado (Martini, 2010).

El C.V. Lirima ha sido datado mediante el método K-Ar en biotita en $3,8 \pm 0,6$ Ma (Polanco y Gardeweg, 2000), lo que permite asignarle una edad Plioceno temprano. Una edad de $14,6 \pm 0,5$ Ma ha sido obtenida mediante el método Ar-Ar en plagioclasa por Martini (2010). A pesar que la edad ha sido calculada de un patrón *plateau* bien definido, esta edad ha sido considerada poco consistente con la edad asignada por Polanco y Gardeweg (2000) y la morfología bien conservada del edificio volcánico.

3.6 Complejo Volcánico Picavilque Pvp $4,77 \pm 0,15$ Ma (Plioceno inferior - superior?; Arcos (2010) y este trabajo)

Complejo de domos dacíticos bien preservados con depósitos piroclásticos de bloques y cenizas asociados, reconocido en la porción oriental del área de estudio. Abarcan el Cerro Picavilque y las cumbres menores en torno a él, desde el sector de Picamacata por el norte hasta las nacientes de la Quebrada Picavilque por el sur. Al oeste, los domos dacíticos más occidentales, y depósitos de deslizamiento derivados de estos, cubren en discordancia angular lavas del CVQS. Al sur limita con el C.V. Andrés Jiguata, aunque el contacto no es visible pues se encuentra cubierto por morrenas más recientes. Al norte y al este limita con el C.V. Sillajhuay. Se ha interpretado mediante fotogeología e imágenes satelitales que los domos occidentales del C.V. Picavilque cortan la parte frontal de algunas lavas del C.V. Sillajhuay.

Arcos (2010) menciona dos localidades estudiadas de este complejo. En ellas se reconocen domos dacíticos con bandeamiento de flujo y fracturamiento subvertical penetrativo, con fenocristales de feldespatos de entre 0,5-3 3 cm, la mayoría reabsorbidos. También cristales de piroxeno hasta 2 mm, anfíbola, biotita cobriza y algo de cuarzo, todo en una masa gris, afanítica, con fluidez, a rosácea y desvitrificada. En este trabajo fueron observadas en su parte basal afloramientos bien expuestos de lavas dacíticas vitrofíricas de biotita y hornblenda con megacristales de sanidina.

Una edad Ar-Ar en masa fundamental de $4,77 \pm 0,15$ Ma (este trabajo) ha sido obtenida de las lavas que afloran en la base occidental del complejo, lo que se interpreta como una etapa evolutiva temprana del C.V. Picavilque desarrollada durante el Plioceno bajo. Sin embargo, debido a su morfología y su posición estratigráfica sobre parte de los C.Vs. Quimsachata y Sillajhuay (Plioceno superior), se infiere que los domos característicos que conforman la mayor parte del C.V. Picavilque se desarrollaron durante el Plioceno superior, probablemente posterior a los 3 Ma.

3.7 Domos Cerro Colorado Picc $3,7 \pm 0,07$ Ma (Plioceno inferior; este trabajo)

Esta unidad consta de un par de domos exógenos cónicos yuxtapuestos alineados en orientación NNW-SSE, ubicados en la porción nororiental de la zona de estudio. Un depósito piroclástico de bloques y cenizas (*block and ash*) se asocia al colapso de parte del domo septentrional, mientras que un par de coladas de lava de bloque de composición andesítica a dacítica se ubican bajo los domos y el depósito piroclástico (Fig. 3.1). Los Domos de Cerro Colorado y sus productos asociados se extienden desde el Cerro Colorado hacia el norte, entre las Quebradas Chucutalla y Mamañicane. En su extremo norte, las lavas basales alcanzan la Quebrada de Sillicane, donde limitan con lavas más jóvenes del C.V. Quimsachata Norte. Al este, a lo largo de la Quebrada Chucutalla, los Domos de Cerro Colorado limitan con domos pertenecientes al C.V. Picavilque. No ha sido posible establecer la relación estratigráfica entre estas dos unidades, aparentemente contactadas por una falla de traza recta en orientación N-S que da origen a la Quebrada Chucutalla. Por último, hacia el suroeste, los Domos de Cerro Colorado son cubiertos por coladas provenientes del CVQS.

Los domos tienen una composición dacítica de alto-K, cuya asociación mineralógica es cuarzo-plagioclasa-sanidina-hornblenda-biotita, con circón, clinopiroxeno, olivino, óxidos de Fe-Ti y titanita como accesorios. En ellos fueron halladas algunas inclusiones máficas compuestas principalmente de entrecrecimientos de hornblenda, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti (tratadas más adelante). En este estudio, esta unidad está representada por las muestras LIRN-11 y LIRN-12 (enclave). Además, fue utilizada como parte de este trabajo la muestra LIRJ-05, perteneciente al trabajo previo efectuado en la zona por Arcos (2010) y recolectada por J. Clavero.

Los domos (Piccd) tienen un radio de 600-800 m y una elevación de 300-350 m sobre su base. Sus afloramientos son de color blanquecino a rosáceos, salvo en sus partes más altas donde mediante imágenes satelitales se observa una coloración rojiza, probablemente debida a oxidación. Las rocas muestran un denso bandeamiento, en parte plegado, conformando paredes brechosas delimitadas por fracturamiento en las bandas. Las muestras LIRN-11 y LIRN-12 fueron colectadas en el faldeo oriental del domo más septentrional, en la Quebrada Chucutalla. Hacia el norte, el domo mayor se encuentra asociado a un depósito piroclástico tipo *block and ash* (Piccb), el que posee una morfología lobular de aproximadamente 1,5 km de largo por 1 de ancho, con sentido de avance de S-N (Fig. 3.1). Su superficie se encuentra suavizada por la erosión, cubierta por abundante vegetación y

regolito. En la zona comprendida entre estos depósitos y el domo puede observarse una transición entre ambas unidades, evidenciada por afloramientos muy fracturados, localmente brechosos, desde donde fue colectada la muestra LIRJ-05. En las partes bajas se han reconocido dos coladas de lava con morfología de bloque bien preservada (Piccl) las que poseen un color pardo a rojizo en sus afloramientos debido a oxidación. Estas poseen un sentido de avance S-N y muestran un marcado fracturamiento de flujo perpendicular al sentido de avance. Se ha calculado su longitud en 1-2 km y su potencia en 40-60 m. Poseen fenocristales de plagioclasa orientados y algunos megacristales de sanidina, con anfíbola y biotita oxidadas, y piroxeno en menor proporción. La masa fundamental es afanítica de tonalidad gris claro, en parte rojiza por la oxidación generalizada de estas rocas. Aunque su proveniencia no ha podido ser determinada, se han asignado a la unidad Domos de Cerro Colorado dada su relación de contacto con el y su sentido de avance.

Las rocas que conforman los domos son dacitas de biotita y hornblenda vitrofiricas, bandeadas, con aproximadamente 35% de fenocristales y cierta orientación en estos respecto a las bandas (Figs. 3.2a y d). Estas últimas se diferencian entre sí por poseer distinto grado de vesicularidad (J. Clavero, com. escrita). Entre los fenocristales, la plagioclasa (50%) se encuentra de distintos tamaños (seriada; <5 mm), en cristales anhedrales a subhedrales, con bordes embahados y, en ocasiones, exhibe zonación. Algunos pequeños cristales se encuentran incluidos en biotita o sanidina (Fig. 3.2c). La sanidina (5%) se encuentra en cristales generalmente tabulares, anhedrales a subhedrales, que alcanzan tamaños centimétricos ('megacristales'), con bordes embahados, a veces con textura *sieve* (Fig. 3.2b). El cuarzo (5%) se encuentra en cristales <1,8 mm, anhedrales, con bordes redondeados y embahados, generalmente fracturado (Fig. 3.2c). La hornblenda (30%) se halla en cristales prismáticos subhedrales de tamaños menores a 1 mm, a veces con bordes embahados o carcomidos. En general se observa oxidada, con bordes totalmente opacíticos (Fig. 3.2a y b). Algunas hornblendas de tamaño menor a 0,5 mm se encuentran incluidas en cuarzos, plagioclasas o sanidinas de mucho mayor tamaño (Fig. 3.2b y e). La biotita (10%) se encuentra en cristales de variados tamaños (seriada, <3 mm), en cristales tabulares, a veces microplegados, con intensa oxidación, sobre todo en sus bordes (Fig. 3.2a y c), lo que le entrega una tonalidad cobriza en muestra de mano. Sus bordes se observan reaccionados, a veces carcomidos, algunas incluidas en hornblenda. En cuanto a los minerales accesorios, apatito y circón se hallan diseminados, en tamaños micrométricos, generalmente incluidos en otras fases; el clinopiroxeno se encuentra <0,5 mm, en general fresco y en cúmulos junto a plagioclasa u óxidos de Fe-Ti; se observó un solo cristal de olivino, de 1,8 mm de largo, con una corona de hornblenda y oxidación a hematita-iddingsita a través de fracturas irregulares

(Fig. 3.2f); los óxidos de Fe-Ti son menores a 0,25 mm, también en cúmulos o incluidos en fases máficas, a veces con sus bordes embahados; la titanita se encuentra en cristales menores a 0,5 mm, con gran cantidad de cristales de óxidos de Fe-Ti incluidos en sus bordes. La muestra LIRJ-05, tomada hacia la base del depósito piroclástico de esta unidad, es petrográficamente análoga a los domos, pero los máficos hidratados no se observan opacíticos; además, presenta menor cantidad de biotita. La masa fundamental es rosácea, compuesta principalmente de vidrio bandeado (55%), con grado variable de desvitrificación a feldespatos y polimorfos de sílice, y con algunos microlitos de hornblenda (15%), plagioclasa (15%), biotita (5%), cuarzo (5%) y óxidos de Fe-Ti (5%) (Fig. 3.2d).

Una edad radiométrica Ar-Ar en anfíbola ha arrojado una edad *plateau* de $3,7 \pm 0,07$ Ma (LIRJ-05; Arcos, 2010), situando a esta unidad en el rango del Plioceno inferior.

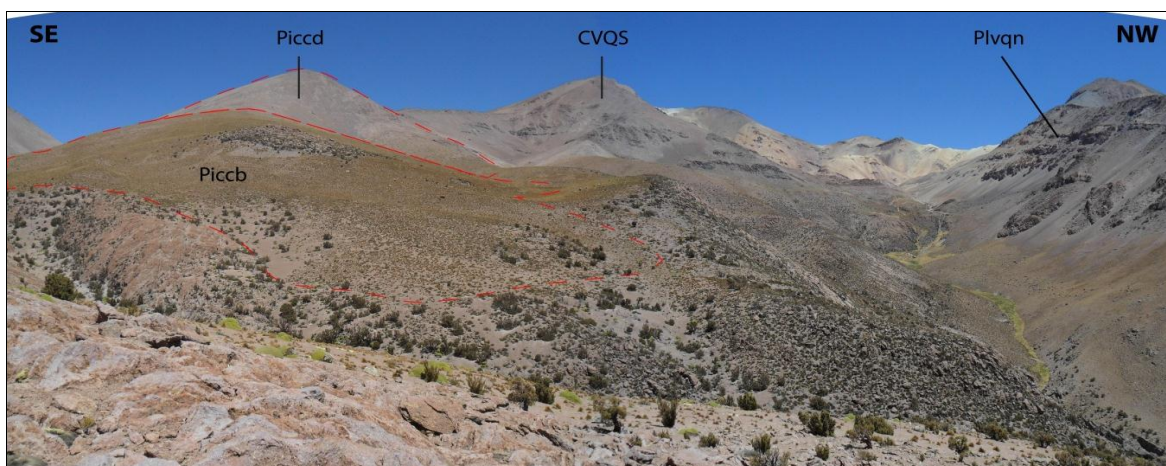


Figura 3.1. Vista del domo septentrional de la unidad Domos de Cerro Colorado (Piccd). En su base se observa el depósito piroclástico asociado al colapso del domo en su flanco norte (Pccb), con sentido de avance S-N. En la base, en color pardo rojizo, se exponen las lavas andesítico-dacíticas de esta unidad que subyacen el depósito piroclástico. Al fondo se distingue el CVQS en parte afectado por alteración hidrotermal. Al extremo derecho de la fotografía se aprecia una colada del C.V. Quimsachata Norte (Plvqn). Fotografía tomada desde el sector de Picamacata, en el extremo norte del área de estudio.

3.8 Complejo Volcánico Quimsachata Sur (Plioceno superior; este trabajo)

Los Cerros de Quimsachata (*Quimsachata* = 'tres hermanos' en aymara, la lengua local) comprenden una cadena volcánica dispuesta en dirección NNW-SSE a NW-SE en el

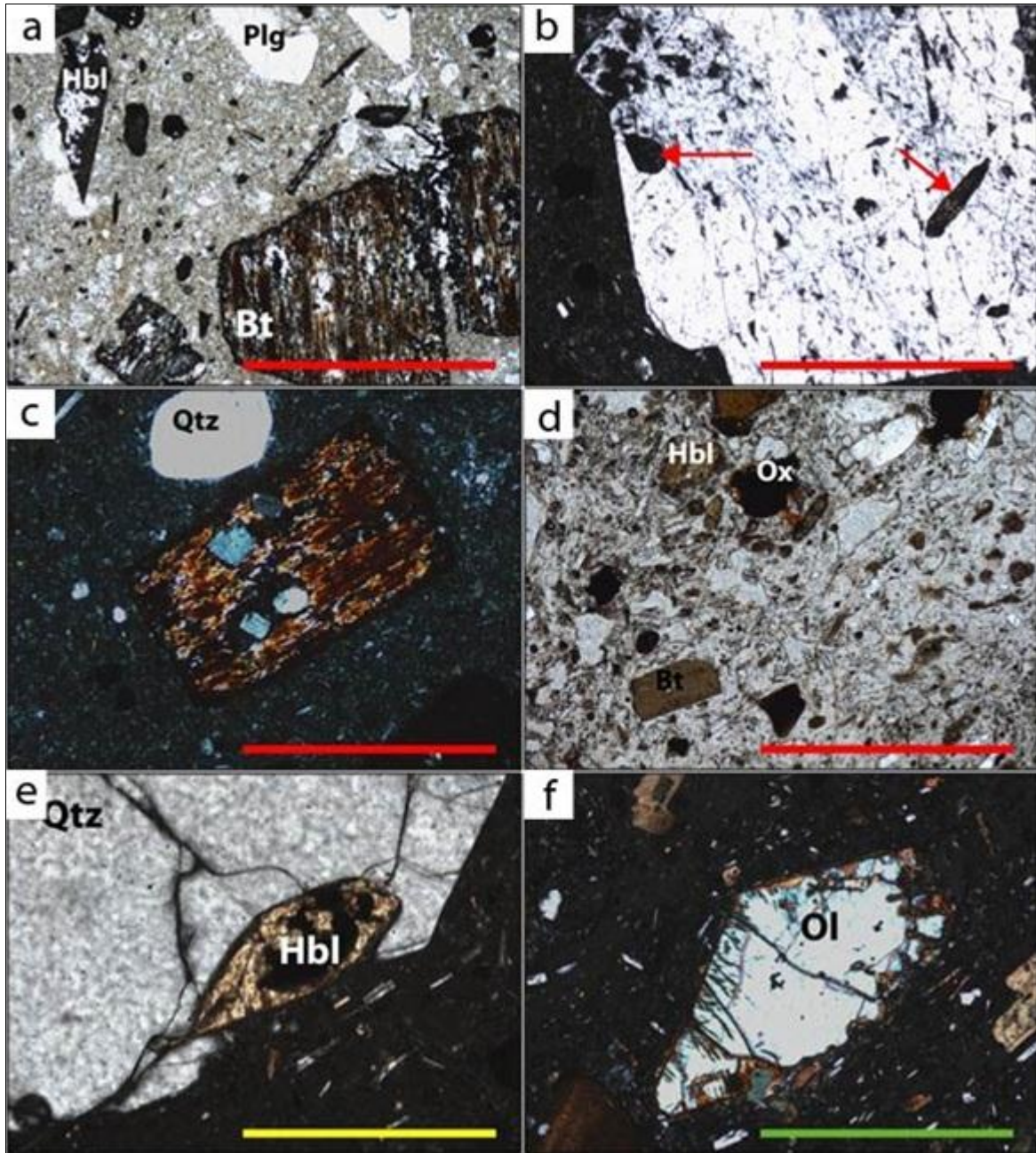


Figura 3.2. Rasgos petrográficos representativos de los Domos de Cerro Colorado. (a) Vista general de una sección del domo septentrional, con máficos oxidados de bordes embahados, junto a cristales de plagioclasa irregulares e igualmente con bordes embahados (microfotografía capturada con luz polarizada plana; en adelante: LPP). (b) 'Megacrystal' de sanidina conteniendo pequeñas hornblendas (indicadas por flechas rojas) en textura poiquilítica (capturada con luz polarizada cruzada; en adelante: XPL). (c) Biotita incluyendo pequeños cristallitos de plagioclasa (XPL). (d) Vista general en sección transparente de la base del depósito piroclástico de esta unidad. Notar que, a diferencia de (a), los máficos no se encuentran oxidados ni con bordes irregulares. Los fenocristales se encuentran inmersos en una masa fundamental compuesta principalmente de vidrio bandeado de color gris claro (PPL). (e) Cristal de cuarzo incluyendo cristal pequeño de hornblenda (XPL). (f) Olivino con bordes embahados y corona de hornblendas, además de gran oxidación en bordes y fracturas (XPL). Microfotografías (a)-(c): LIRN-11; (d)-(f): LIRJ-05. Escalas: roja=2,0 mm; verde=1,0 mm; amarilla=0,5mm. Simbología: Bt=biotita; Hbl=hornblenda; Ol=olivino; Ox=óxido de Fe-Ti; Plg=plagioclasa; Qtz=cuarzo.

sector norte de Pampa Lirima. En este trabajo se ha optado por separar dicho conjunto de edificios volcánicos en dos complejos volcánicos: C.V. Quimsachata Sur (CVQS) y C.V. Quimsachata Norte. Esto debido a que poseen diferentes características morfológicas y el último se ha desarrollado durante la última parte del Pleistoceno, en contraste con el CVQS, plioceno. Este trabajo sólo abarca la evolución geológica y petrológica del CVQS, correspondiente al conjunto de cerros más austral dentro de los Cerros de Quimsachata.

El CVQS es un voluminoso complejo volcánico andesítico a dacítico de alto-K que se eleva por cerca de 1.100 m sobre su base, con varias cumbres que sobrepasan los 5.000 m de altura. Los tres picos principales alcanzan altitudes de 5.734, 5.735 y 5.763 m s.n.m. Dos cumbres menores se ubican cercanas, en sus flancos noroeste y sureste, a 5.526 y 5.425 m de altura, respectivamente. Sus partes más altas se observan afectadas por la acción glaciaria, mostrando grandes escarpes, sobre todo en su flanco sur. Los productos volcánicos y sedimentarios derivados del CVQS se distribuyen desde el macizo volcánico radialmente en todas las direcciones, cubriendo una superficie aproximada de 36,6 km².

Hacia el sur sobreyace en discordancia erosiva los remanentes del C.V. Andrés Jiguata, mientras que hacia el suroeste sobreyace en discordancia angular las lavas basales del C.V. Lirima. En su flanco oriental limita con el C.V. Picavilque, cuyos domos y lava-domos sobreyacen al CVQS en las nacientes de la Quebrada Picavilque. Por otro lado, hacia el noreste, lavas provenientes de la parte alta del complejo sobreyacen los Domos de Cerro Colorado. Hacia el oeste las lavas más occidentales del CVQS son cortadas por el domo central del CVA. Por último, en su porción norte, los centros de emisión del C.V. Quimsachata Norte se superponen con los del CVQS, formando un macizo volcánico coalescente entre ambos complejos. La alteración hidrotermal asociada al C.V. Quimsachata Norte afecta la parte septentrional del CVQS (Fig. 3.3).

En base a criterios morfológicos, litológicos y geocronológicos se han podido reconocer tres estadios de evolución en el desarrollo del CVQS, los que se detallan en lo que sigue.

3.8.1 Quimsachata Sur I QS1 3,180 ± 0,014 Ma (Plioceno superior)

Descripción General

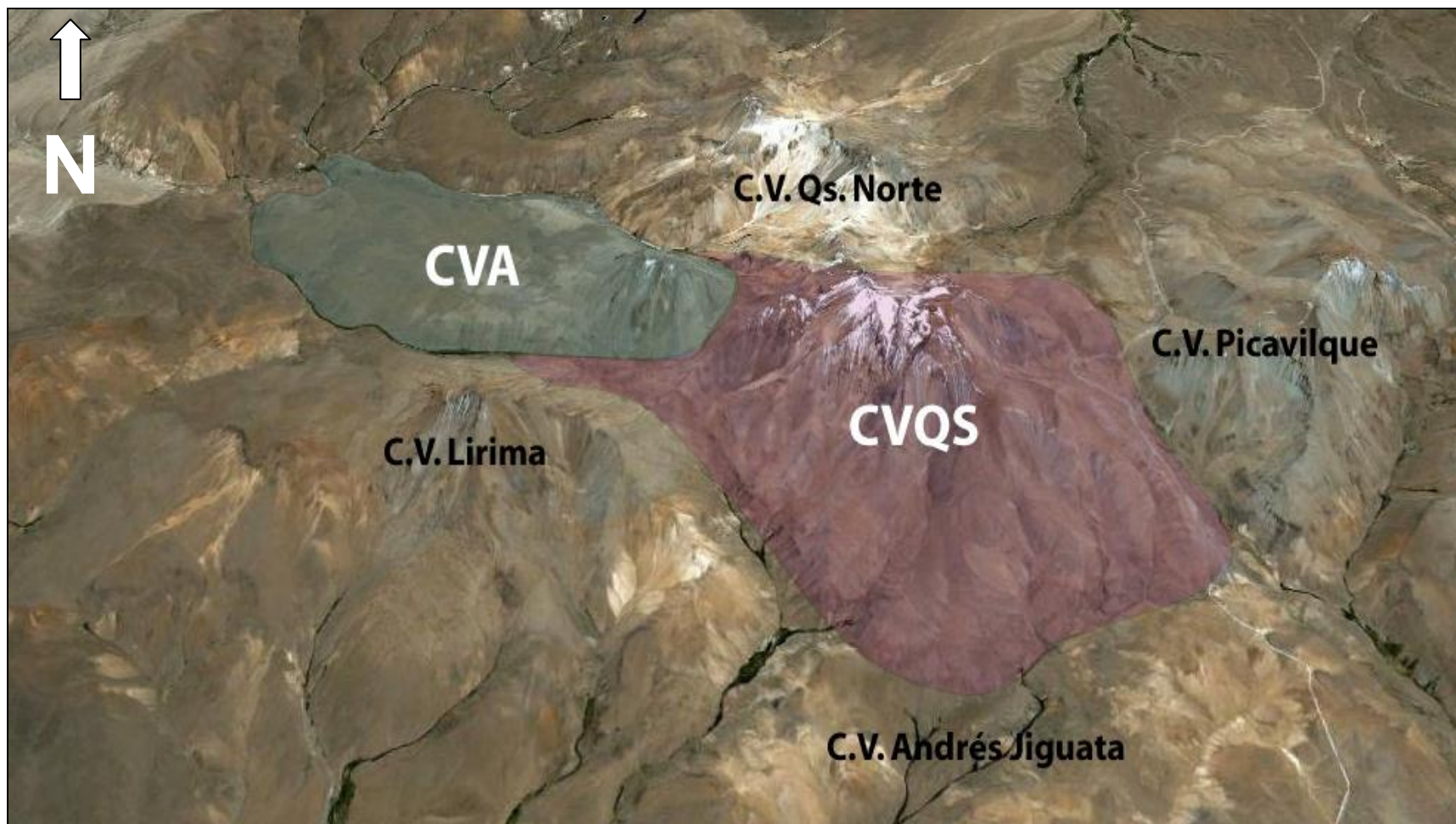


Figura 3.3. Imagen satelital Arcglobe (imagen satelital superpuesta a modelo de elevación digital) del CVQS-CVA. Notar la disposición NW-SE del CVA y el CVQS, y el estado de preservación de los centros volcánicos adyacentes: el C.V. Andrés Jiguata (Mioceno superior – Plioceno inferior) altamente erosionado, sólo se conserva una extensa zona de alteración hidrotermal probablemente asociada al núcleo del edificio volcánico; el C.V. Lirima y el C.V. Picavilque (Plioceno) moderadamente erosionados, morfológicamente similares al CVQS-CVA; y el C.V. Quimsachata Norte (Pleistoceno) levemente erosionado, superpuesto al CVQS-CVA en su porción norte.

Este estadio de evolución consiste en coladas de lava andesíticas moderadamente erosionadas que afloran en la parte baja de los flancos sur y este del complejo, en las nacientes de la Quebrada Jiguata y en las nacientes de la Quebrada Picavilque, respectivamente. Estas se ubican entre 4.650 y 4.850 m s.n.m., cubriendo una superficie aproximada de 2,9 km². En el primer sector sobreyacen en discordancia erosiva rocas volcánicas del C.V. Andrés Jiguata; allí son cubiertas por lavas y lava-domos de los estadios QS2 y QS3 (Fig. 3.5a), y por depósitos piroclásticos del estadio QS3. En el segundo sector, los afloramientos son de menor extensión en área, y su base no está expuesta. Allí son cubiertas por domos del C.V. Picavilque y por productos del estadio QS2, así como también por depósitos de deslizamiento y morrenas más recientes.

Litología

La composición de las rocas de este estadio es andesítica de alto-K y su asociación mineral es plagioclasa-sanidina-honblenda-biotita, con apatito, circón, clinopiroxeno, cuarzo, óxidos de Fe-Ti y titanita como minerales accesorios. Presentan además algunas inclusiones máficas (enclaves) de composición andesítica-basáltica de alto-K. Se encuentran representadas en este trabajo por dos muestras, pertenecientes al trabajo de Arcos (2010): LIRR-189B (enclave) y LIRR-244.

Las lavas (QS1I) se encuentran en gran parte erosionadas y abrasadas por la acción glaciaria, con pocos rasgos primarios preservados. Sólo su sentido de avance es aún reconocible, gracias a escarpes en las partes frontales que podrían corresponder a los frentes de avance originales. Su potencia se ha estimado en 40 m en la porción frontal, pero no se ha podido calcular su longitud total, con un mínimo de 1 km, pues su centro de emisión fue cubierto por las rocas más jóvenes del complejo. Los afloramientos son gris oscuro y se encuentran en general disgregados en bloques métricos separados por fracturas subverticales de diversa orientación. En las coladas de la Quebrada Jiguata son distinguibles algunas cornisas que podrían pertenecer a la parte más alta del flujo, las cuales tienen un carácter subhorizontal. De este grupo de afloramientos fueron obtenidas las muestras LIRR-189B y LIRR-244. Por otra parte, las lavas de las nacientes de la Quebrada Picavilque no se distinguen del todo bien morfológicamente y sus afloramientos se encuentran ligeramente basculados hacia el oeste. Este segundo grupo de afloramientos no fue muestreado.

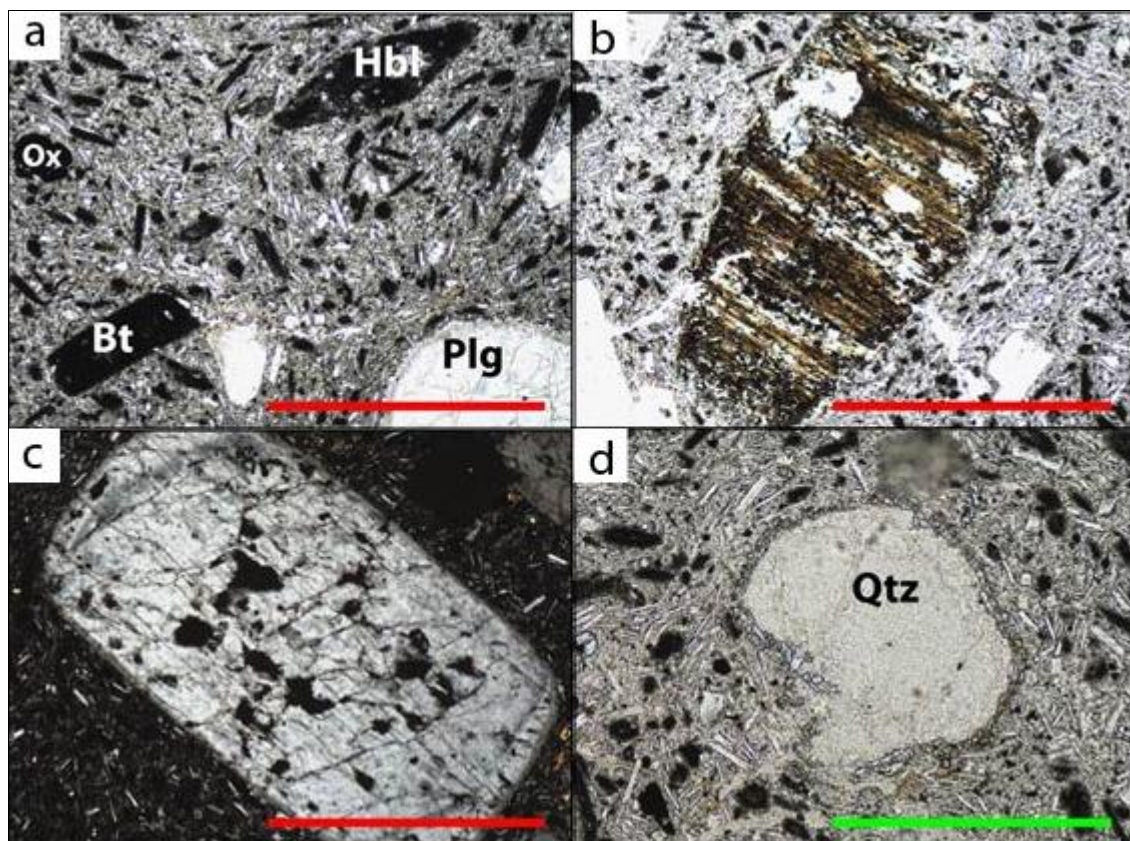


Figura 3.4. Microfotografías representativas del estadio QS1. (a) Vista general de una lava andesítica-dacítica, con fenocristales orientados en masa fundamental pilotaxítica. Los máficos presentan alto grado de oxidación y se encuentran totalmente opacíticos. La plagioclasa del extremo inferior derecho posee un borde de reacción con textura spongy cellular (PPL). (b) Fenocristal de biotita oxidado y con bordes de reacción, incluyendo pequeños cristales de plagioclasa (PPL). (c) Sanidina de bordes redondeados, con oquedades en su estructura cristalina (XPL). (d) Cuarzo con bordes embahiados y una fina corona de clinopiroxenos (PPL). Todas las microfotografías corresponden a la muestra LIRR-244. Simbología y escalas idénticas a Fig. 3.2.

Petrográficamente consisten en andesitas de hornblenda y menor biotita, porfíricas, con 30% de fenocristales orientados en una masa fundamental afanítica gris oscura. Entre estos, la plagioclasa (50%) se observa seriada (<4 mm), con formas anhedrales a subhedrales, a veces con textura *spongy cellular* (Fig. 3.4a) (Hibbard, 1995) o *sieve*, con bordes redondeados o embahiados, en ocasiones mostrando zonación. Algunas se hallan incluidas en biotita (Fig. 3.4b). La sanidina (5%) se encuentra en cristales que van desde los 4 mm a 'megacristales' de tamaños centimétricos, con formas tabulares anhedrales a subhedrales, muchas veces con bordes reaccionados o embahiados, o textura *sieve* (Fig. 3.4c). La hornblenda (40%) se presenta en tamaños pequeños, entre 0,25 a 0,5 mm, con cristales prismáticos subhedrales a euhedrales, en general oxidados, totalmente opacos (Fig. 3.4a). La biotita (5%) se halla en cristales de tabulares de 2-4 mm, anhedrales a subhedrales, muchas veces intercrecida con plagioclasa o sanidina. Al igual que la hornblenda, posee un

alto grado de oxidación (Figs. 3.4a y b). Entre los accesorios, el apatito se encuentra en acículas menores a 0,1 mm e incluido en plagioclasas; el circón es muy raro y se presenta diseminado en la masa fundamental, en tamaños micrométricos; el clinopiroxeno es algo más frecuente y se encuentra menor a 0,5 mm, generalmente en cúmulos; el cuarzo se encuentra en cristales redondeados anhedrales, de bordes redondeados, con coronas de clinopiroxeno acicular (Fig. 3.4d); los óxidos de Fe-Ti también se hallan menores a 0,5 mm, frecuentemente en cúmulos, a veces asociado a clinopiroxeno; finalmente, la titanita es muy rara, menor a 1 mm y se encuentra con gruesos bordes opacíticos. La masa fundamental es pilotaxítica, con abundantes microlitos de plagioclasa (50%), menores hornblenda (25%) y biotita (10%), ambas oxidadas, óxidos de Fe-Ti (10%) y, en mucha menor proporción, clinopiroxeno fresco (5%) (Fig. 3.4). Escasas microvesículas se encuentran diseminadas, constituyendo un volumen menor al 1%. Estas se encuentran rellenas por ceolitas en arreglos radiales o roseta, formando amígdalas en la masa fundamental.

Edad

La muestra LIRR-244 fue datada en $3,180 \pm 0,014$ Ma (edad *plateau* mediante Ar-Ar en masa fundamental), posicionando el estadio QS1 en la parte media del Plioceno superior.

3.8.2 Quimsachata Sur II QS2 $3,03 \pm 0,01$; $3,01 \pm 0,04$; $3,006 \pm 0,020$; $3,004 \pm 0,013$; $3,0 \pm 0,2$ y $2,821 \pm 0,013$ Ma (Plioceno superior)

Descripción General

Este estadio se compone de lavas, domos y lava-domos andesíticas a dacíticas que se distribuyen hacia los flancos sur, este y noreste del CVQS, entre 4.660 y 5.700 m s.n.m., abarcando desde las nacientes de la Quebrada Jiguata por el sur hasta el sector de Cerro Colorado por el norte. En suma, las rocas del estadio QS2 cubren un área en planta de 11,5 km².

El estadio QS2 cubre concordantemente las lavas del estadio QS1 en la parte sur del complejo, y en discordancia erosiva el C.V. Andrés Jiguata en las nacientes de la Quebrada Jiguata (Fig. 3.5a). Al este, lava-domos asignadas a este estadio son cubiertas por domos del C.V. Picavilque, mientras que al noreste otro grupo de lava-domos cubren los Domos de Cerro Colorado. Las rocas de este estadio son cubiertas en su parte más alta, hacia el noroeste, por voluminosas coladas asignadas al estadio QS3 (Fig. 3.5b). Finalmente, en la porción austral

del complejo, lavas y lava-domos de este estadio son cortadas por domos de pequeña envergadura también correspondientes al estadio QS3 (Fig. 3.5).

Litología

Los productos de este estadio poseen una composición andesítica a dacítica de alto-K, cuya asociación mineral es plagioclasa-sanidina-hornblenda-biotita, con apatito, circón, clinopiroxeno, cuarzo, óxidos de Fe-Ti y titanita como minerales accesorios. También fueron encontrados en estas rocas inclusiones máficas andesítico-basálticas de alto-K (Fig. 3.6a). En este estudio, está representado por las muestras LIRN-01, LIRN-03, LIRN-05, LIRN-06, LIRN-09, LIRN-10 y LIRN-22. Además, fueron utilizadas muestras colectadas durante el trabajo de Arcos (2010), a saber: LIRJ-02, LIRJ-03, LIRJ-03A (enclave), LIRR-007A, LIRR-007B y LIRR-191 (las tres primeras colectadas por J. Clavero).

Siete lava-domos o *coulée* (QS2c) se distinguen en el flanco suroriental del complejo, distribuyéndose en forma radial. Un centro de emisión ha sido reconocido para este grupo de coladas mediante fotogeología en la parte alta del complejo. Poseen una morfología lobular y alargada bien preservada con 1,9-3,2 km de largo, 0,7 km de ancho y 150 m de espesor promedio (Fig. 3.5b). Sus superficies son rugosas, aunque la mayor parte está cubierta por regolito. Los afloramientos son gris rosáceo y se encuentran como bloques tabulares disgregados y craquelados de acuerdo al fracturamiento de flujo. De este grupo de lava-domos fueron obtenidas las muestras LIRN-05, LIRN-06, LIRN-09, LIRN-10, LIRN-22, LIRJ-02, LIRJ-03, LIRJ-03A, LIRR-007A, LIRR-007B y LIRR-191. Por otra parte, las coladas de lava reconocidas en este estadio (QS2I) se ubican en las partes bajas del flanco sur del complejo. Su centro de emisión no ha sido reconocido, pero se estima que pudo ubicarse en la posición que actualmente ocupa el domo de este estadio. Poseen una forma linguoide con algunos lóbulos de avance bien preservados, levemente suavizada por la erosión glaciaria, con 2-3 km de extensión, 1,0-1,5 km de ancho y 30-40 m de potencia, con sentido de avance N-S. Los afloramientos son de color gris oscuro a pardo rojizo y se encuentran en general disgregados en bloques métricos separados por fracturas subverticales de diversa orientación, y también por un marcado fracturamiento de flujo, el que posee un carácter subhorizontal. Además, muestran sets de estrías de origen glaciaria con orientación aproximadamente N-S (Fig. 3.6b). De la parte frontal de estas coladas fueron tomadas las muestras LIRN-01 y LIRN-03. Finalmente, el domo de este estadio (QS2d) se ubica en la porción proximal de lavas y lava-domos, cortándolas en su parte más alta (Fig. 3.5b). Este posee una sección elíptica en planta, ligeramente alargada en dirección NW-SE, con un radio mayor de 600 m y uno menor

de 400 m. Se ha observado una intensa tinción rojiza en la cumbre del domo, probablemente debida a oxidación. Un pequeño circo glaciar lo afecta en el flanco suroriental (Figs. 3.5a y 3.10a). Desde la base del domo fue tomada la muestra LIRN-06, mientras que al pie del circo glaciar que lo afecta fue colectada la muestra LIRR-191, interpretada como proveniente de la porción medial del domo.

Petrográficamente son similares a las rocas del estadio anterior. Consisten en andesitas a dacitas de hornblenda y menor biotita de textura porfírica, con 30% de fenocristales orientados (Fig. 3.7a, b y e) respecto a un claro bandeamiento de la masa fundamental, la cual es afanítica y con bandas de colores rosáceo y gris claro, las que tienen grosores milimétricos a centimétricos. Entre los fenocristales, la plagioclasa (45%) se encuentra seriada (<5 mm), con cristales tabulares anhedrales a subhedrales, con bordes embahiados o en ocasiones con texturas *spongy cellular* (Fig. 3.7b), *sieve* o zonación (Fig. 3.7c). Algunas se encuentran incluidas en biotita o plagioclasas de mayor tamaño. La sanidina (5%) se halla en cristales de tamaños variados, entre 3 mm hasta 'megacristales' centimétricos, con formas tabulares anhedrales a subhedrales (Fig. 3.7g), con bordes embahiados o texturas *spongy cellular* (Fig. 3.7f) o *sieve*. En algunos casos presenta coronas de clinopiroxeno acicular. La hornblenda es el fenocristal más abundante en estas rocas (50%) y se encuentra seriada (<3,5 mm), en cristales prismáticos subhedrales a euhedrales, generalmente opacíticos, sobre todo en sus bordes (Fig. 3.7a, b y e). Algunas pequeñas hornblendas se encuentran incluidas en plagioclasa. La biotita (5%), al igual que la hornblenda, se encuentra en cristales reaccionados y opacíticos (Fig. 3.7a, b y e), con un tamaño que varía entre 0,5 y 1 mm. La mayor parte de los cristales posee una forma alargada y microplegada. Otro grupo de biotitas de forma tabular, y mucho menos frecuente, se encuentra a veces entrecrecida con plagioclasas de textura *spongy cellular*. Entre los accesorios, el apatito y el circón se encuentran diseminados en cristales micrométricos y generalmente se observan incluidos en otras fases; el clinopiroxeno se encuentra <1 mm en cristales subhedrales a euhedrales frescos (Fig. 3.7b) y se halla muchas veces en cúmulos asociado a óxidos de Fe-Ti, algunos con coronas de hornblenda (Fig. 3.7h) o creciendo en arreglos aciculares en los bordes de algunas vesículas; el cuarzo se observa generalmente <2 mm, fracturado, en cristales anhedrales redondeados de bordes embahiados, muchas veces con coronas de clinopiroxeno acicular (Fig. 3.7d); los óxidos de Fe-Ti son generalmente <0,25 mm en secciones subcúbicas y se encuentran principalmente en cúmulos o incluidos en otras fases máficas; finalmente, la titanita se observa de tamaños entre 2-3 mm bordes oxidados o con gran cantidad de óxidos de Fe-Ti incluidos en sus bordes. La masa fundamental es holocristalina, compuesta principalmente por microlitos de plagioclasa (50%), menores opacos

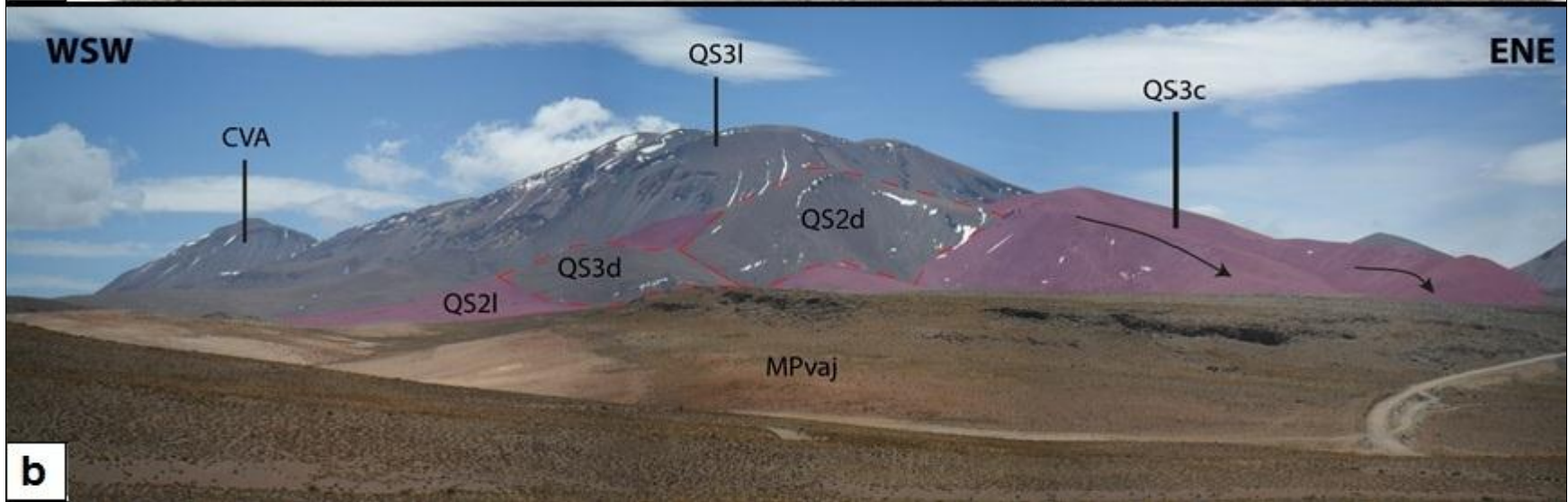
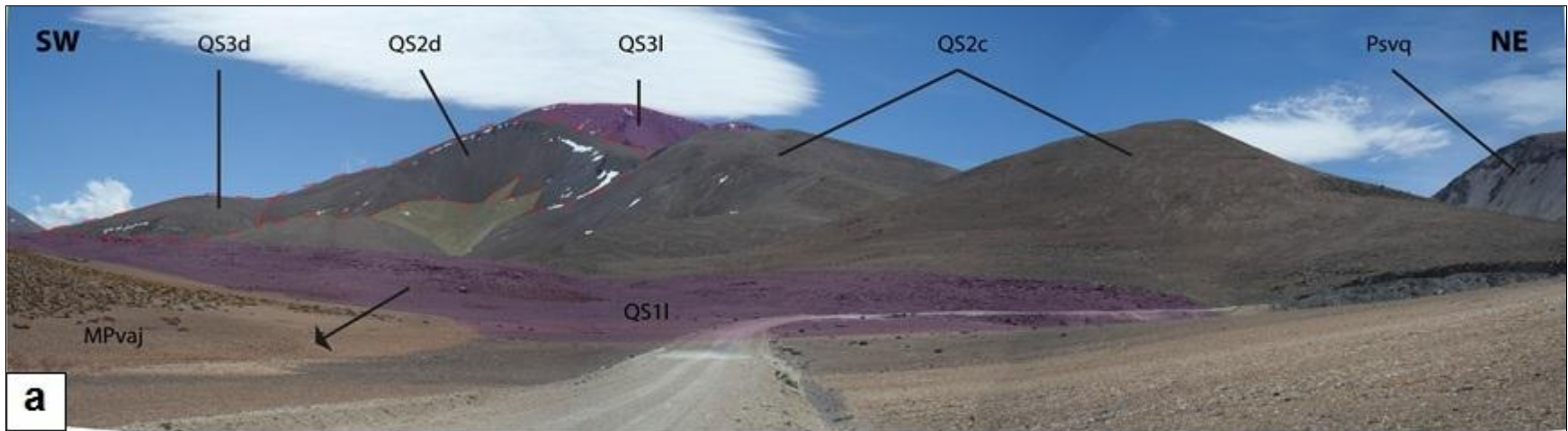


Figura 3.5 (página anterior). (a) Flanco suroriental del CVQS. En la parte baja se observan las lavas del estadio QS1 (QS1l) sobreyaciendo en discordancia angular y erosiva las rocas más antiguas y alteradas (notar su coloración amarillo-parduzca) del C.V. Andrés Jiguata (MPvaj) (relación de contacto resaltada con flecha negra). Estas lavas son sobreyacidas por coulée del estadio posterior, mejor preservadas morfológicamente (QS2c). Domos de los estadios QS2 y III (QS2d y QS3d) cortan estas lava-domos en su porción proximal. En la base del domo QS2d se ubican depósitos glaciares y de deslizamiento asociados al escarpe que afecta la parte superior (resaltados en trama amarilla). Las lavas del estadio QS3 (QS3l) conforman el macizo del edificio volcánico del CVQS y también las cumbres más altas. Al extremo derecho de la fotografía se aprecia un escarpe de colapso gravitacional en un domo del C.V. Picavilque (Psvp). Fotografía capturada en el Sendero de Chile, al sur del paso Portezuelo Picavilque. (b) Flanco sur del CVQS. Se puede observar como las lava-domos del estadio QS2, con sentido de avance aproximadamente N-S son intruidas por domos del mismo estadio (QS2d) y del estadio evolutivo posterior (QS3d). Las flechas negras muestran el sentido de avance de las lava-domos. La parte más alta del edificio del CVQS se compone principalmente de rocas estratificadas efusivas (QS3l). Al fondo a la izquierda el edificio volcánico del CVA y abajo las rocas del C.V. Andrés Jiguata (MPvaj). Fotografía registrada desde el sector de Apacheta Rinconada.

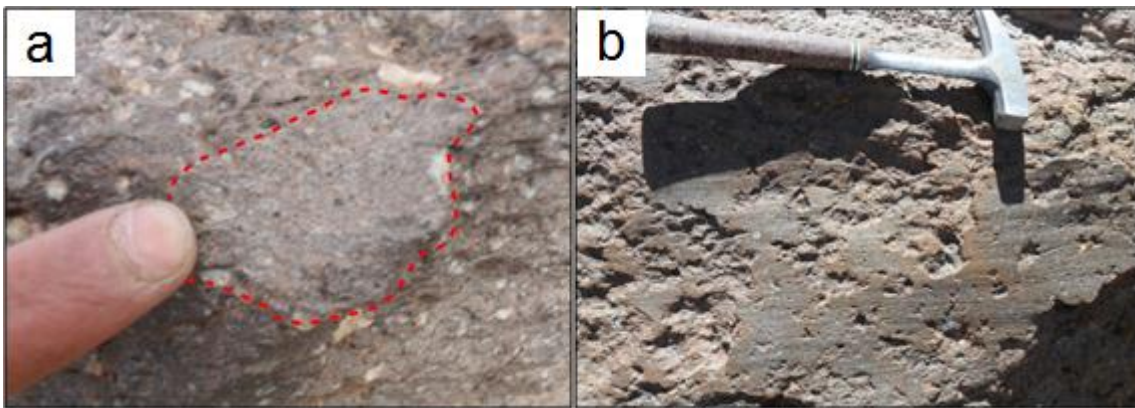


Figura 3.6 (a) Enclave máfico con bordes redondeados y convexos hacia la roca huésped. (b) Estrías de abrasión glacial afectando superficies suavizadas por la erosión.

(20%) y hornblenda oxidada (20%), y bajas proporciones de biotita (5%) y piroxenos (5%) (Fig. 3.7e y h). En las *coulée*, la masa fundamental varía texturalmente desde pilotaxítica a intergranular; en cambio, en las unidades de lava, la masa fundamental se mantiene primordialmente pilotaxítica. En esta unidad las rocas presentan vesículas de tamaños submilimétricos que varían en proporción desde menor al 1% hasta el 2%, a veces limitadas en sus bordes por crecimientos aciculares y radiales de clinopiroxeno.

Edad

Este estadio cuenta con seis dataciones Ar-Ar en masa fundamental, las que han arrojado edades *plateau* de $3,03 \pm 0,01$ (LIRJ-02), $3,01 \pm 0,04$ (LIRN-09), $3,006 \pm 0,020$ (LIRN-06), $3,004 \pm 0,013$ (LIRJ-03), $3,0 \pm 0,2$ (LIRN-05) y $2,821 \pm 0,013$ Ma (LIRN-01), lo que sitúa a este estadio en un rango de edad bien acotado al Plioceno superior medio.

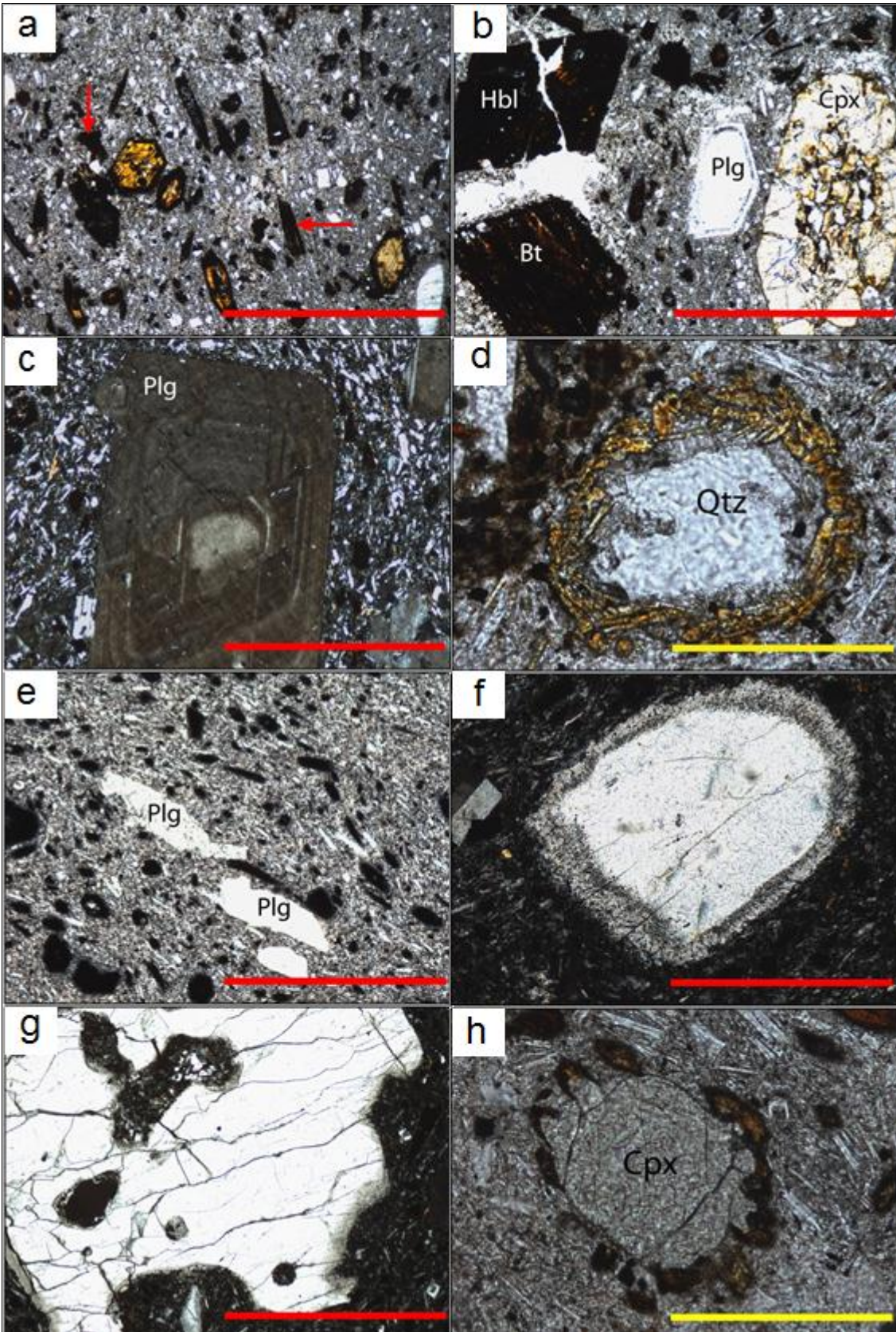


Figura 3.7 (página anterior). Microfotografías representativas del estadio QS2 (página anterior). (a) Vista general de una lava, donde se aprecian los fenocristales máficos con altos grados de oxidación, en su mayor parte opacíticos. La hornblenda se encuentra en mucha mayor abundancia que la biotita, esta última indicada con flechas rojas (PPL; lava LIRJ-03). (b) Biotita y hornblenda oxidadas junto a fenocristal de clinopiroxeno fresco englobando pequeños cristales de plagioclasa. Se observa también una plagioclasa con textura spongy celular, la cual posee además un sobrecrecimiento de plagioclasa (PPL; lava LIRN-03). (c) Plagioclasa con zonación (XPL; lava LIRN-03). (d) Cuarzo redondeado anhedral y de bordes embahados con corona de clinopiroxeno acicular (PPL; lava LIRN-03). (e) Vista general de una lava-domo, donde se aprecian los máficos oxidados. Las biotitas se encuentran en general muy alargadas y/o microplegadas, a diferencia de la hornblenda que se encuentra en cristales prismáticos subhedrales a euhedrales (PPL; lava-domo LIRJ-02). (f) Fenocristal de sanidina con textura spongy celular (XPL; lava-domo LIRJ-02). (g) Megacristal de sanidina (XPL; lava-domo LIRR-07B). (h) Clinopiroxeno con corona de hornblenda fresca (PPL; lava-domo LIRN-05). Simbología y escalas idénticas a Fig. 3.4. Además: Cpx=clinopiroxeno.

3.8.3 Quimsachata Sur III QS3 2,774 ± 0,018; 2,764 ± 0,012 y 2,762 ± 0,022 Ma (Plioceno superior)

Descripción general

Este es el último estadio de evolución reconocido para el CVQS. Sus productos consisten principalmente en voluminosas lavas andesíticas a dacíticas que ocupan la parte alta del complejo, abarcando toda la porción meridional de los Cerros de Quimsachata. En otro aspecto, pequeños domos dacíticos de escasa extensión areal con depósitos piroclásticos tipo *block-and ash* asociados, emplazados en el flanco sur del complejo, también han sido asignados a este estadio. Los productos del estadio QS3 se ubican entre los 4.550 y 5.763 m s.n.m., abarcando un área de 22,2 km².

Las lavas de este estadio cubren hacia el oriente las rocas de los estadios anteriores (Fig. 3.5), mientras que en los flancos sur y suroccidental del complejo, las mismas lavas cubren en discordancia los C.Vs. Andrés Jiguata (Fig. 3.8) y Lirima (Fig. 3.9), respectivamente. Hacia el oeste, lavas de este estadio son cortadas por el domo principal del CVA. Al norte, el edificio volcánico principal del CVQS, conformado principalmente por lavas de este estadio, limita con los centros de emisión correspondientes al C.V. Quimsachata Norte. Por último, los domos asignados a este estadio cortan en la parte austral del complejo a lavas de este mismo estadio, y las rocas de los estadios precedentes (Figs. 3.5 y 3.11).

Litología

Las rocas de este estadio tienen una composición andesítica a dacítica de alto-K, cuya asociación mineralógica es plagioclasa-sanidina-hornblenda-biotita, con apatito, circón,

clinopiroxeno, cuarzo, olivino, óxidos de Fe-Ti y titanita como minerales accesorios. En éstas fueron halladas igualmente inclusiones máficas andesítico-basálticas de alto-K. Las muestras que representan este estadio son: LIRN-09, LIRN-13, LIRN-14, LIRN-23, LIRN-24, LIRN-25, (estas dos últimas afectadas por la alteración hidrotermal asociada al C.V. Quimsachata Norte), LIRN-26, LIRN-27(enclave), LIRN-27B, LIRN-29 y LIRN-29B (enclave). Además, fueron utilizadas muestras obtenidas en campañas anteriores durante los trabajos de Arcos (2010) (LIRR-247) y Martini (2010) (LIRS-148).

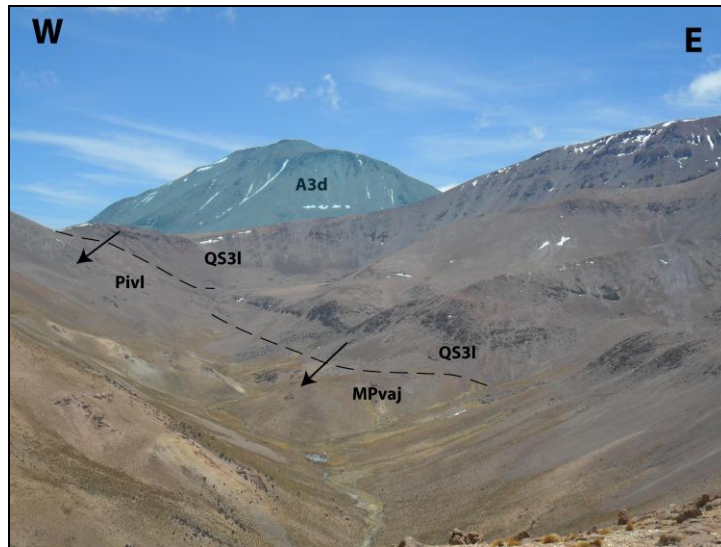


Figura 3.8. Lavas del estadio QS3 (QS3I), sobreyaciendo en discordancia rocas alteradas del C.V. Andrés Jiguata (MPvaj) y las lavas basales del C.V. Lirima (Pivl) en el sector de Apascana. Al fondo a la izquierda, el domo principal del CVA (A3d). Panorámica registrada desde el Cerro Aipalaja.

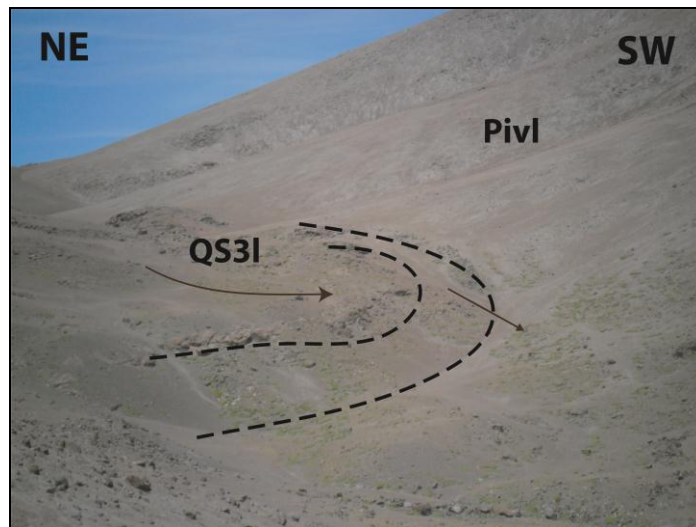


Figura 3.9. Colada del estadio QS3 (QS3I) con lóbulos de avance bien preservados (línea segmentada) y levées cubriendo lavas del C.V. Lirima (Pivl). Fotografía tomada desde la base del flanco sur del Cerro Aroma.

Las lavas (QS3l) provienen de lo alto del complejo, y desde allí se distribuyen radialmente en todas las direcciones. Son coladas de bloque con morfologías bien preservadas, con superficies rugosas y afloramientos expuestos de color gris a pardo-rojizo, en general dispuestos en bloques fracturados de acuerdo al bandeamiento de flujo (Figs. 3.8, 3.9 y 3.10a). En sus partes más altas se exponen cornisas lajosas. Su potencia varía desde 70-80 m las del sector occidental, a 130-140 m las del flanco sur, hasta 220-240 m las del flanco norte, mientras que su extensión es generalmente de 2-3 km. Sólo en los flujos relativamente más jóvenes han sido observados algunos lóbulos de avance y *levées*, sobre todo las más occidentales (Fig. 3.9), pues la porción distal de la mayoría de las coladas ha sido truncadas por la acción glaciaria (Fig. 3.8). Desde estas coladas han sido obtenidas las muestras LIRN-14, LIRN-23, LIRN-24, LIRN-25, LIRN-29, LIRN-29B y LIRS-148.

La parte más voluminosa del edificio volcánico se compone de las partes proximales de las lavas de este estadio (Fig. 3.10a). Sus centros de emisión no son claramente reconocibles debido a la superposición de eventos y la erosión glaciaria que ha afectado gran parte del edificio volcánico. Mediante fotogeología se han podido determinar, al menos, cinco centros eruptivos coalescentes, correspondientes también a las cumbres más altas del área de estudio. En conjunto poseen una morfología alargada en dirección NW-SE, en la razón 3:2 (3 km NW-SE versus 2 km NE-SW) y se encuentran alineados los domos del estadio QS2 y del CVA. Seis circos glaciares moldean la morfología del macizo, sólo uno de ellos enfrentando el norte. Se ubican a gran altura por sobre los 5.000 m de altura y permiten visualizar parte de la estructura interna de las coladas (Fig. 3.8b). Desde la base de uno de los escarpes australes fue colectada la muestra LIRR-247, obtenida desde un bloque colapsado gravitacionalmente desde la parte media del edificio volcánico.

Los domos (QS3d) corresponden a tres domos exógenos de pequeñas dimensiones, con secciones en planta subcirculares a elipsoidales, con un radio menor de ca. 800 m, uno menor de 400-500 m y unos 150 m de potencia, emplazados en los faldeos australes del complejo. El más occidental corta una lava-domo de este estadio, en el sector de Cerro Martillo (Fig. 3.10a). De él fue obtenida la muestra LIRN-13. Los otros dos intruyen rocas del estadio QS2 en las nacientes de la Quebrada Jiguata, y uno de ellos, está asociado a depósitos piroclásticos de bloques y ceniza de pequeña extensión (Fig. 3.11a). En el último fueron hallados una gran cantidad de inclusiones máficas, y de él fueron obtenidas las muestras LIRN-27 (enclave) y LIRN-27B. Sus afloramientos son masivos, muy fracturados y de superficies rugosas, dispuestos en bloques de diversos tamaños que van desde los 10 cm hasta bloques métricos. Estos presentan un color gris oscuro, en parte rojizo debido a

oxidación. Finalmente, los productos piroclásticos de este estadio (QS3b) comprenden únicamente depósitos *block and ash* asociados a uno de los domos, en las nacientes de la Quebrada Jiiguata, los que consisten en depósitos no consolidados, alargados en dirección N-S y con sentido de flujo NNW-SSE, monomícticos, compuestos por fragmentos de variados tamaños, desde lapilli a tamaño bloque, prácticamente sin matriz. Los fragmentos son rocas porfíricas con enclaves máficos y megracristales de sanidina, que alcanzan bloques de hasta 2 m. Estos son angulosos y, en su parte interna, algunos muestran moderada oxidación en sus núcleos, debido a la probable presencia de agua, y estructuras tipo PJB (*prismatically jointed block*, en inglés; bloques con disyunción prismática; e.g. Cas y Wright, 1995) (Fig. 3.11b y c).

En un sentido petrográfico, las rocas de este estadio son dacitas de hornblenda y biotita, porfíricas, con 20-30% de fenocristales orientados (Fig. 3.12a), en una masa fundamental con bandas de espesor centimétricos de colores gris pardo a gris rosáceo. Entre los fenocristales, la plagioclasa (40%) se presenta en tamaños seriados (<6 mm), con hábito tabular a prismático, subhedrales a euhedrales (Fig. 3.12a), a veces zonadas, con bordes reaccionados o embahados, y a veces textura *sieve* o *spongy cellular* (Fig. 3.12c y e). Algunos cristales se encuentran incluidos en biotita. La sanidina (5%) se encuentra en tamaños variados, llegando a megacristales centimétricos similares a los de las rocas de los estadios previos. Sus formas son tabulares anhedrales a subhedrales (Fig. 3.12b), con bordes reaccionados o embahados, a veces con textura *sieve* o *spongy cellular*, o intercrecidas con plagioclasa o biotita oxidada. La hornblenda (45%) se halla en cristales prismáticos subhedrales a euhedrales, en tamaños seriados (<3 mm), raras veces con bordes embahados, generalmente frescas, aunque algunas poseen bordes finos opacíticos (Fig. 3.12g). Algunas se encuentran incluidas en biotita, plagioclasa o sanidina (Fig. 3.12b). La biotita (10%) se encuentra en cristales subhedrales tabulares o, raras veces, alargados, de entre 1-2 mm, con diferentes grados de oxidación, aunque ésta se observa por lo general sólo en los bordes (Fig. 3.12d), los cuales muchas veces se encuentran reaccionados o embahados. En ocasiones se encuentra intercrecida con sanidina o con coronas de pequeños cristales de hornblenda (Fig. 3.12f). A diferencia de las rocas de los estadios anteriores, la biotita y hornblenda se encuentran en su mayor parte frescas, sin oxidación, y sólo algunas presentan bordes opacíticos gruesos. En tanto, de los accesorios, apatito y circón se encuentran diseminados en tamaños micrométricos, y generalmente se observan dentro de otras fases como hornblenda o plagioclasa; el clinopiroxeno se encuentra en tamaños entre 0,5-1 mm, generalmente en cúmulos, a veces junto a plagioclasa y óxidos de Fe-Ti, y algunos cristales aislados muestran coronas de hornblenda o biotita (Fig. 3.12g); el cuarzo (0,5-2 mm)

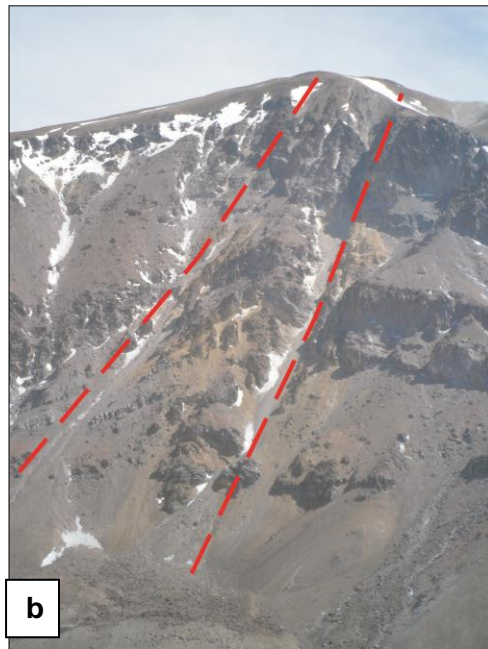


Figura 3.10. Porción sur de los Cerros de Quimsachata, mostrando parte de las rocas del estadio QS3. (a) Lavas dacíticas provenientes de la parte alta del complejo. Desde los circos glaciares nacen depósitos aluvio-coluviales que rellenan el fondo de las quebradas. La inestabilidad de los escarpes glaciares ha generado numerosos desprendimientos en masa tipo deslizamientos. A la derecha de la fotografía, un domo de este mismo estadio (QS3d) intruyendo el flanco occidental de la lava de Cerro Martillo. Al fondo a la izquierda se observa la parte alta del domo del CVA (A3d). El cuadro rojo muestra el sector detallado en la fotografía inferior. (b) Estructura interna de las rocas estratificadas expuesta por los circos glaciares, mostrando zonas con alteración hidrotermal asociada a fracturas (posibles fallas) de rumbo N15°E. Fotografías tomadas desde lo alto del Cerro Martillo.

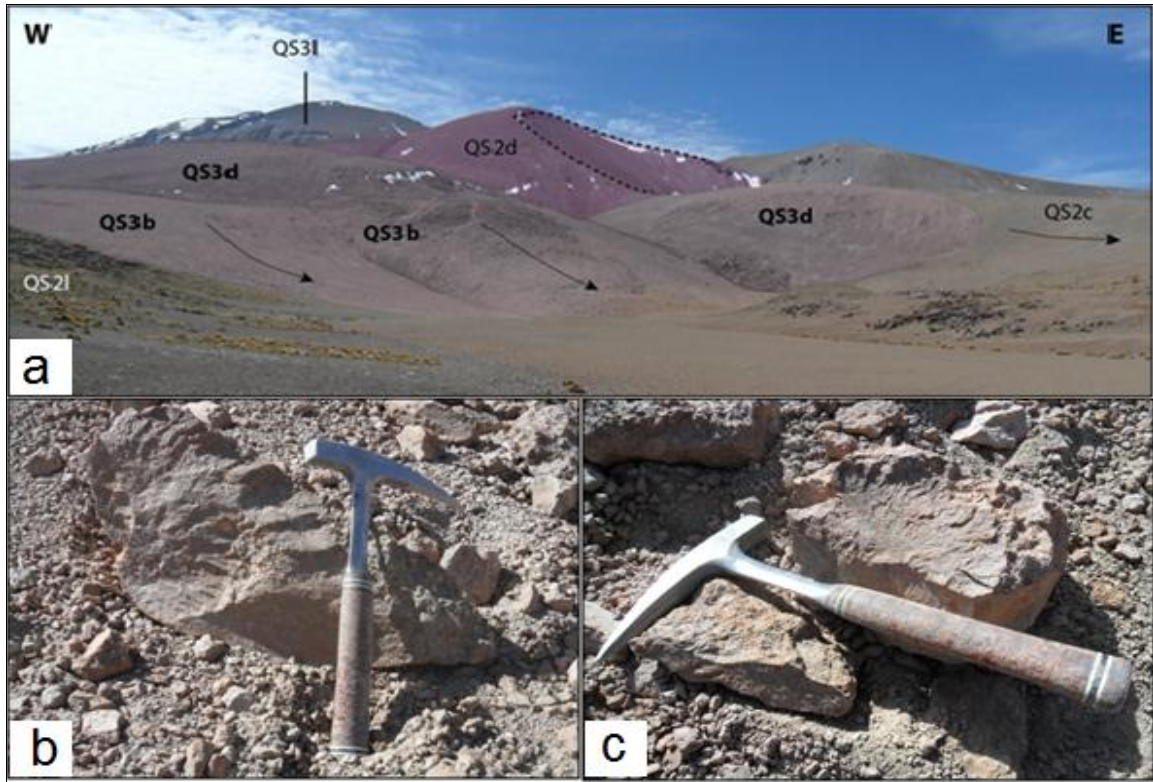


Figura 3.11. Productos volcánicos australes del estadio QS3. (a) Domos de base subcircular (QS3d) que cortan lavas y lava-domos del estadio QS2 (QS3l y QS2c, respectivamente; el segundo, afectado por un escarpe glaciar denotado por línea segmentada). Uno de ellos se asocia a depósitos piroclásticos block and ash (QS3b) con sentido de avance N-S. Al fondo a la izquierda se observa la parte alta de los cerros de Quimsachata, conformada por las voluminosas lavas de las Figs. 3.8 y 3.9. Vista desde las nacientes de la Quebrada Jiguata. (b) y (c) Bloques de los depósitos piroclásticos mostrando una estructura interna con disyunción PJB (observar patrón radial de fracturas) y oxidación moderada.

se encuentra aproximadamente en un 5% de fenocristales, límpido, redondeado y con bordes embahados, generalmente con coronas de clinopiroxeno (Fig. 3.12d); los óxidos de Fe-Ti tienen un tamaño de 0,25-0,5 mm y se encuentran generalmente en cúmulo, a veces asociados con clinopiroxeno; finalmente, la titanita se encuentra en cristales de 0,5-1,5 mm y sólo se encuentra en algunas secciones, principalmente con bordes oxidados. La masa fundamental posee una textura pilotaxítica, con predominancia de microlitos de plagioclasa (50%), mientras que hornblendas y óxidos de Fe-Ti rellenan los intersticios (cada especie presente en un 25%, respectivamente). En algunas secciones correspondientes a los domos de la porción austral del CVQS, es posible observar una escasa proporción de vidrio intersticial, entre 5-10%, afectado por desvitrificación a feldespato potásico y cuarzo. Las vesículas son escasas, irregulares, y no alcanzan el 1% de volumen, salvo en la muestra LIRN-09, donde son más abundantes y alcanzan un 5%. Algunas pequeñas burbujas de vidrio encapsulado son rodeadas por crecimientos aciculares de clinopiroxeno (Fig. 3.12h).

Como fue mencionado, la porción norte del complejo, en particular los productos septentrionales del estadio QS3 se encuentran afectados por alteración hidrotermal, la que ha sido caracterizada en este trabajo como argílica, de intensidad débil a moderada, aunque más intensa hacia la porción central del C.V. Quimsachata Norte. En las secciones LIRN-24 y LIRN-25 se pueden observar algunas características de esta alteración. Donde la alteración ha sido observada como débil (LIRN-24), la petrografía es similar a la ya descrita para las rocas no alteradas, conservando estas en gran parte su textura original. Hematita y parches de limonitas alteran levemente a los máficos, illita y esmectita reemplazan moderadamente los feldespatos y algunas vetillas con polimorfos de sílice atraviesan la sección. En sectores donde la alteración alcanza un carácter moderado (LIRN-25), se observa la misma mineralogía de alteración pero con mayor intensidad, lo que oblitera gran parte de la textura primaria de la muestra. Los máficos se encuentran lixiviados en sus centros, reemplazados por polimorfos de sílice. Además, se aprecia la presencia de gran cantidad de jarosita diseminada en la masa fundamental, acompañada de illita-esmectita, lo que le da a la roca en muestra de mano una coloración anaranjada-amarillenta, también apreciable en corte transparente (Fig. 3.13).

Edad

Se ha obtenido para este estadio, mediante Ar-Ar en sanidina, una edad *plateau* de $2,764 \pm 0,012$ Ma (LIRR-247; Arcos, 2010), tomada desde un bloque colapsado gravitacionalmente en la base de un escarpe glaciar, proveniente de la parte media-alta del complejo. Otra edad obtenida mediante análisis Ar-Ar en masa fundamental ha entregado una edad *plateau* de $2,774 \pm 0,018$ Ma (LIRN-23; este trabajo). Finalmente, la muestra LIRN-29 ha sido también fechada mediante Ar-Ar en masa fundamental, empero, no se ha podido obtener un *plateau* durante el análisis. Aun así, las edades integrada y la obtenida mediante una regresión de isocrona han resultado consistentes con las otras edades calculadas: $2,79 \pm 0,03$ y $2,762 \pm 0,022$ Ma, respectivamente. Se ha optado por escoger la edad obtenida mediante isocrona, siguiendo un criterio estratigráfico, pues la colada desde donde se obtuvo la muestra LIRN-29 es relativamente más joven que aquella desde donde se muestreó LIRN-23.

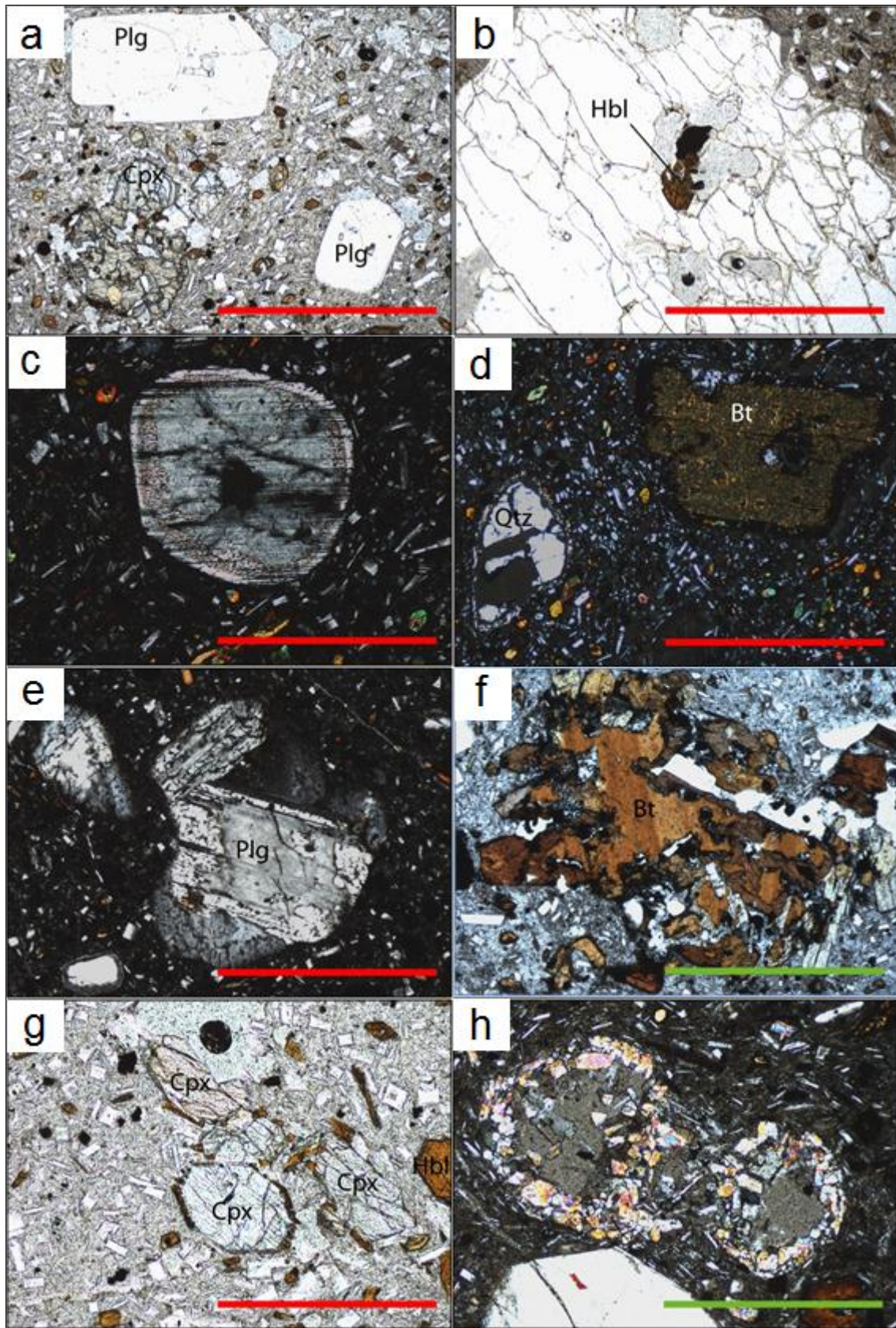


Figura 3.12 (página anterior). Microfotografías representativas del estadio QS3. (a) Vista general de una lava, mostrando fenocristales de plagioclasa de mayor tamaño, junto a clinopiroxeno y hornblenda (pequeños cristales pardos) frescos (PPL; lava LIRR-247). (b) Megacristal de sanidina incluyendo hornblenda. Notar la baja integridad del cristal de sanidina (PPL; lava LIRR-247). (c) Plagioclasa redondeada con textura spongy celular (XPL; lava LIRN-14). (d) Biotita con bordes opacíticos junto a cuarzo con corona de clinopiroxeno (XPL; lava LIRN-14). (e) Cúmulo de plagioclasas con textura spongy celular (XPL; lava LIRN-14). (f) Biotita con bordes embahiados, con desarrollo de una corona de hornblenda (PPL; domo LIRN-26). (g) Fenocristales de clinopiroxeno con coronas de hornblenda (cristales pardos en los bordes) (PPL; lava LIRR-247). (h) Burbujas de vidrio rodeadas de clinopiroxenos (XPL; lava LIRN-13). Simbología y escalas idénticas a Fig. 3.7.

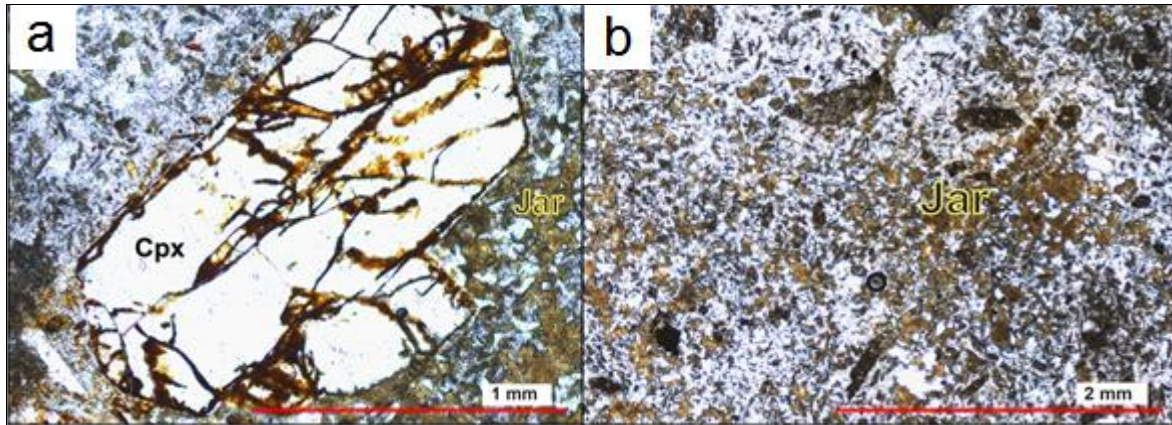


Figura 3.13. Microfotografías representativas de la zona de alteración asociada al C.V. Quimsachata Norte, y que tiene influencia sobre las lavas septentrionales del estadio QS3. Ambas imágenes pertenecientes a la sección LIRN-25 (PPL). (a) Fenocristal de piroxeno atravesado por vetillas de hematita-iddingsita, en una masa fundamental atacada por jarosita diseminada. (b) Zona de alta alteración, donde prácticamente se han perdido la mineralogía y textura primarias, representada por alta cantidad de jarosita pervasiva, reemplazando tanto fenocristales como la masa fundamental. Ambas microfotografías tomadas con nícoles paralelos. Simbología: Cpx=clinopiroxeno; Jar=jarosita.

3.9 Complejo Volcánico Aroma (Plioceno superior – Pleistoceno inferior; este trabajo)

El CVA se compone de un edificio volcánico principal relativamente bien preservado que se eleva por más de 600 m sobre su base, correspondiente al Cerro Aroma (con una cumbre de 5.520 m s.n.m) y también por una serie de coladas de lava dispuestas en sentido SE-NW ocupando la parte basal del complejo. Sus productos volcánicos y depósitos sedimentarios se distribuyen casi exclusivamente hacia el NW, abarcando un área estimada de 22,5 km².

Hacia su flanco suroccidental, a lo largo de la Quebrada Mamuta, sobreyace los C.Vs. Guanacucho y Picavilque, mientras que en su porción noroccidental, entre las Quebradas Aroma y Colchane cubre rocas oligo-miocenas, en parte alteradas, de los Estratos de Cultane.

Finalmente, hacia el suroriente limita con lavas estadio QS3, donde el domo central del Cerro Aroma las corta en su porción distal.

Utilizando los mismos criterios que para el CVQS, se han definido tres estadios de evolución para el CVA, los que se describen en detalle a continuación.

3.9.1 Aroma I A1 2,97 ± 0,12 Ma (Plioceno superior)

Descripción general

Las rocas de este estadio son flujos de lava moderadamente erosionados, sobre todo la parte frontal de los flujos más antiguos. Se distribuyen principalmente hacia la porción noroccidental del complejo alcanzando el sector de las ruinas de Colchane en la quebrada homónima, en una clara disposición SE-NW, abarcando una superficie de unos 11,6 km². Se ubican entre los 4.150 y 4.650 m s.n.m., flanqueadas por las Quebradas Aroma y Mamuta, conformando una meseta volcánica que constituye la base de este complejo (Fig. 3.14a).

En la Quebrada Mamuta este estadio sobreyace en discordancia angular y de erosión lavas de los C. Vs. Lirima y Guanacucho. En la Quebrada Aroma, las lavas están limitadas y cortadas por un gran escarpe de valle glaciar que alcanza casi 200 m de altura, donde sobreyacen rocas alteradas asignadas tentativamente a los Estratos de Cultane. Al noroeste, en el sector de Colchane, sobreyace también los Estratos de Cultane (Fig. 3.14a). Al este, en sus partes altas, las lavas de este estadio son cubiertas por la lava-domo del estadio A2 y por lavas del estadio A3 (Fig. 3.14b).

Litología

Las rocas de este estadio son andesitas a dacitas de alto-K cuya asociación mineral es plagioclasa-sanidina-biotita-horblenda, con apatito, circón, clinopiroxeno, cuarzo y óxidos de Fe-Ti y titanita como minerales accesorios. Presentan también algunas inclusiones (enclaves), probablemente de composición andesítica-basáltica de alto K, al igual que las halladas en el CVQS. Las lavas están representadas en este estudio por las muestras: LIRN-20 y LIRN-21.

Se han reconocido seis eventos de flujo de lava (A1I), los que muestran una morfología en gran parte suavizada por la erosión, con escasos afloramientos pues además se hallan ampliamente cubiertos por vegetación y regolito, aunque donde estos se presentan, son

negros, macizos, disgregados o craquelados en bloque por fracturamiento columnar y de enfriamiento de flujo. La mayor parte de ellas fueron reconocidas mediante fotogeología. Sólo una colada ubicada en la parte sur del complejo presenta una morfología linguoide, de bloques, bien preservada, con lóbulos de avance y albardones (*levées*). El espesor mínimo calculado para las primeras es de 70-80 m y se les ha estimado una extensión de 5-7 km. De ellas fue colectada la muestra LIRN-21. Por otra parte, la colada mejor preservada posee una extensión de 4,5 km y un gran espesor de 100-120 m. Desde ella fue colectada la muestra LIRN-20. Se estima que la fuente de emisión de estas coladas emisión se encontraba bajo el domo del estadio A3.

Petrográficamente consisten en andesitas y dacitas de hornblenda y biotita con textura porfírica, con 30-35% de fenocristales orientados en una masa fundamental gris afanítica (Fig. 3.15a y e). La plagioclasa (50%) se encuentra en tamaños continuos (seriada, <3 mm) y formas desde anhedral a subhedral. Algunos cristales poseen bordes embahados o texturas tipo *spongy cellular* o *sieve* (Fig. 3.15b), y en algunas se percibe zonación. Pequeñas plagioclasas de textura *spongy cellular* son incluidas o intercrecidas con biotitas (Fig. 3.15c). La sanidina (5%) también se presenta en continuidad de tamaños (seriada, <4 mm), alcanzando dimensiones de características de los 'megacristales' observados en el CVQS, con hábito tabular anhedral a subhedral. Sus bordes se presentan generalmente embahados o con presencia de vidrio intersticial. Entre los máficos, la hornblenda (35%) se presenta en tamaños continuos (seriada, <2 mm, aunque algunos cristales alcanzan 3 mm), subhedral a euhedral y a veces con bordes embahados o en cúmulos. Esta se encuentra en grados variables de oxidación (Fig. 3.15b y d), aunque en la muestra LIRN-20 las hornblendas oxidadas son más bien raras (comparar Figs. 3.15a y c, correspondientes a LIRN-21 y LIRN-20, respectivamente). Muchas veces se encuentra como pequeños cristales incluidos en plagioclasa (Fig. 3.15b) o biotita (Fig. 3.15e) y, en ocasiones, se encuentra intercrecida con clinopiroxeno. En algunas se puede percibir zonación. La biotita (10%) se halla en tamaños continuos (seriada, <4 mm), anhedral, tabular o en ocasiones alargada (Fig. 3.15a). Algunos cristales poseen bordes embahados. En LIRN-21 predominan los especímenes oxidados, mientras que éstas son de mucha menor abundancia en LIRN-20. Muchas veces se encuentra incluida en sanidina o plagioclasa. Algunas poseen coronas de hornblenda (Fig. 3.15f). Entre los accesorios, apatito y circón son micrométricos y generalmente se hallan incluido en las otras fases, principalmente biotita (Fig. 3.15e y f); el cuarzo se presenta <2 mm, anhedral, redondeado, con bordes embahados (Fig. 3.15g), fracturado y muchas veces con coronas de clinopiroxeno acicular; el clinopiroxeno está presente en cristales <0,5 mm, subhedral a euhedral, concentrado en cúmulos, en ocasiones con bordes embahados (Fig. 3.15h); los

óxidos de Fe-Ti son pequeños, generalmente <0,2 mm y muchas veces se encuentran incluidos en los máficos, en diferentes proporciones; la titanita sólo es visible en LIRN-20, en general es pequeña (<1 mm) y en sus bordes se encuentran numerosos óxidos de Fe-Ti primarios. La masa fundamental es pilotaxítica y se compone primordialmente de microlitos de plagioclasa (50%), con menor proporción de hornblenda (20%) y óxidos de Fe-Ti (20%) y, raras veces, biotita (<1 %). El vidrio intersticial es escaso (10% de la masa fundamental) y se encuentra desvitrificado a cuarzo y feldespatos potásicos. Algunas microvesículas presentes en la masa fundamental representan un volumen aproximado del 2%.

Edad

La muestra LIRN-20, ha sido datada mediante Ar-Ar en hornblenda arrojando una edad *plateau* de $2,97 \pm 0,12$ Ma. Tomando en cuenta que la morfología de esta colada indicaría que corresponde a la más joven del paquete, se estima que el estadio A1 se desarrolló durante el Plioceno superior, primordialmente antes de 2,97 Ma, relativamente contemporáneo al estadio QS2.

3.9.2 Aroma II (Coulée Aroma) A2 $2,58 \pm 0,12$ Ma (Plioceno superior – Pleistoceno inferior)

Descripción general

Este estadio de evolución del CVA se conforma por una voluminosa *coulée* riodacítica ubicada en la parte norte del complejo bordeando la Quebrada Aroma, entre los 4.500-4.783 m de altura, y cubre una superficie de $1,7 \text{ km}^2$. Sobreyace concordantemente las lavas del estadio predecesor y es cubierta por lavas del estadio A3. En su parte norte se encuentra ligeramente cortada por el escarpe glaciar de la Quebrada Aroma.

Litología

Consiste en una riodacita de alto-K cuya asociación mineralógica es plagioclasa-sanidina-biotita-hornblenda, con apatito, circón, clinopiroxeno, cuarzo, óxidos de Fe-Ti y titanita como minerales accesorios. En ella no fueron halladas las inclusiones máficas reportadas en el estadio previo y en el CVQS.

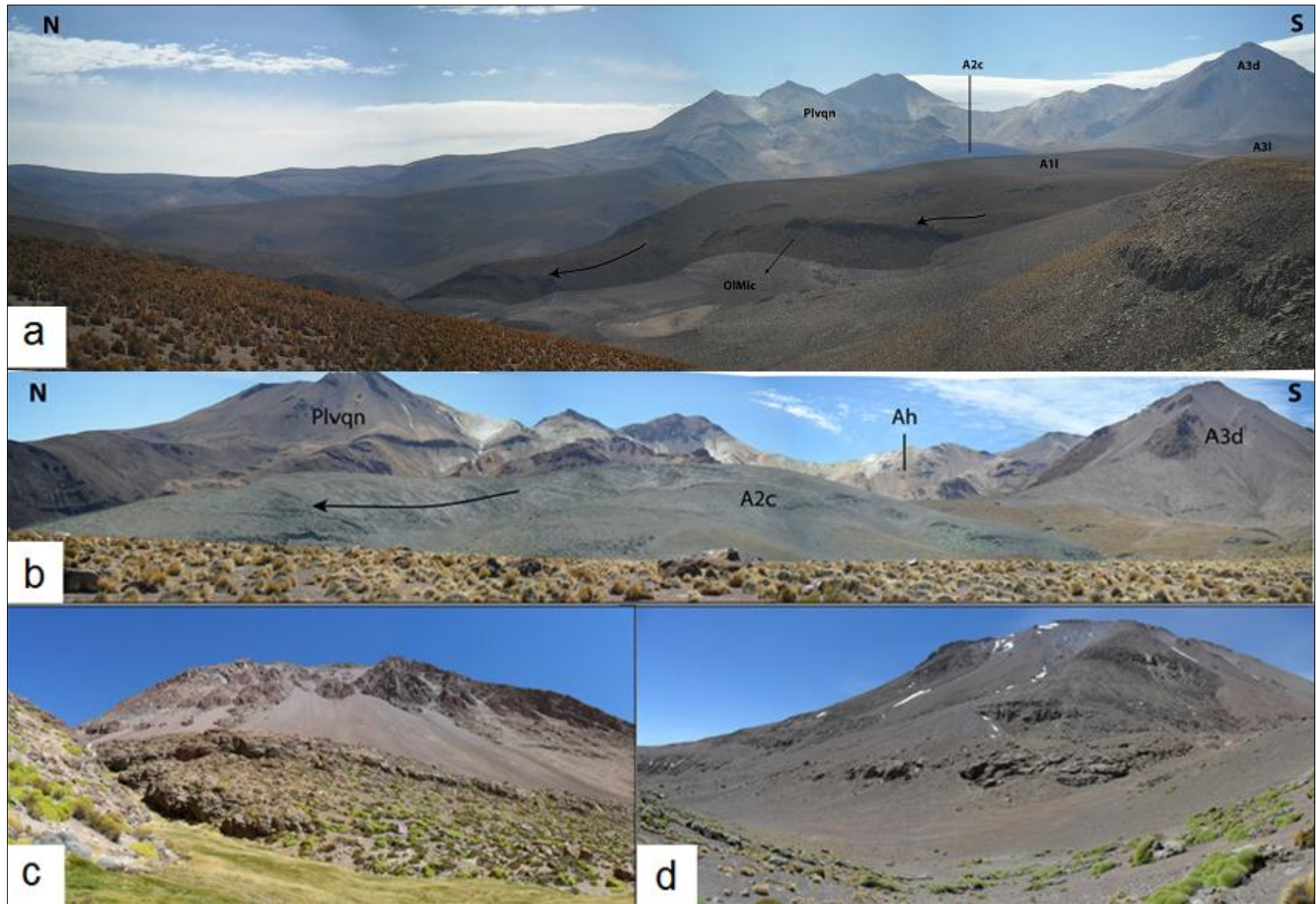


Figura 3.14 (página anterior). CVA. (a) Lavas del estadio A1 (A1) cubriendo discordantemente los Estratos de Cultane (OIMic). Al fondo se observan los edificios volcánicos del C.V. Quimsachata Norte (izquierda; Plvqn) y el domo del estadio A3 o Cerro Aroma (derecha; A3d). En su base, las lavas del estadio A3 (A3l). Al centro: la coulée del estadio A2 (A2c), ubicado en los faldeos occidentales del Cerro Aroma. A la derecha: lavas del C.V. Guanacucho. (b) Estadio A2. A la derecha, el edificio volcánico cónico conformado por el domo central de este estadio (A3d) y a la izquierda, la lava-domo linguoide (A2c). Tras la lava-domo se encuentra la Quebrada Aroma, en cuya ribera norte se alcanzan los dominios del C.V. Quimsachata Norte (Plvqn), afectado al centro por intensa alteración hidrotermal (Ah). (c) Cara sur del Cerro Aroma. (d) Cara norte del Cerro Aroma.

La morfología de la lava-domo (A2c) contrasta con las lavas del estadio anterior, puesto que preserva en buen estado algunos lóbulos de avance y su superficie no ha sido del todo afectada por la erosión (Fig. 3.14b). Posee una extensión aproximada de 2,5 km y una potencia de unos 250 m. Sus afloramientos son escasos y se exponen principalmente en su porción sur, ya que al norte están cubiertos por regolito. Estos varían en color desde gris-pardo en sus bordes a gris-claro en la parte central, desde donde fue posible tomar una muestra (LIRN-19) y medir fracturamiento por enfriamiento de flujo en dirección N-S.

Petrográficamente la Coulée Aroma ha sido clasificada como una dacita de biotita y menor hornblenda con textura porfírica, con 50% de fenocristales orientados en una masa fundamental gris claro afanítica (Fig. 3.16a). Entre los fenocristales, la plagioclasa (40%) se encuentra casi siempre fragmentada (Fig. 3.16b), por lo que no ha sido posible determinar totalmente el tamaño absoluto de sus cristales, aunque aquellos en buen estado son subhedrales a euhedrales y alcanzan hasta 5 mm. Muchas veces se encuentra con textura *sieve*. Algunos pequeños cristallitos se encuentran incluidos en biotita u hornblenda. La sanidina (10%) se encuentra en cristales centimétricos anhedrales a subhedrales, con vidrio intersticial en sus bordes o textura *sieve*. Dentro de los máficos, la biotita (30%) posee un tamaño promedio de 2 mm en su lado más alargado, con formas tabulares anhedrales a subhedrales, con bordes oxidados, a veces embahados. Algunas se observan microplegadas o alargadas (Fig. 3.16c). Pequeños cristales de biotita a veces se encuentran incluidos en plagioclasas u hornblendas de tamaño considerablemente mayor. La hornblenda (20%) sólo alcanza 0,5 mm y se presenta en cristales subhedrales a euhedrales, a veces con bordes embahados. Es afectada igualmente por oxidación en sus bordes, aunque a veces es más penetrativa, carcomiendo parte del cristal (Fig. 3.16d). Cabe notar que los microlitos de hornblenda en general no se encuentran afectados por tal oxidación. En los minerales accesorios, el apatito generalmente es micrométrico y se encuentra incluido en fases como biotita u hornblenda; el circón se presenta diseminado en la masa fundamental en tamaños micrométricos; el clinopiroxeno es el más raro de los accesorios: un cristal observado de ca. 0,2 mm se encuentra altamente oxidado y con fracturas rellenas por hematita-iddingsita; el cuarzo

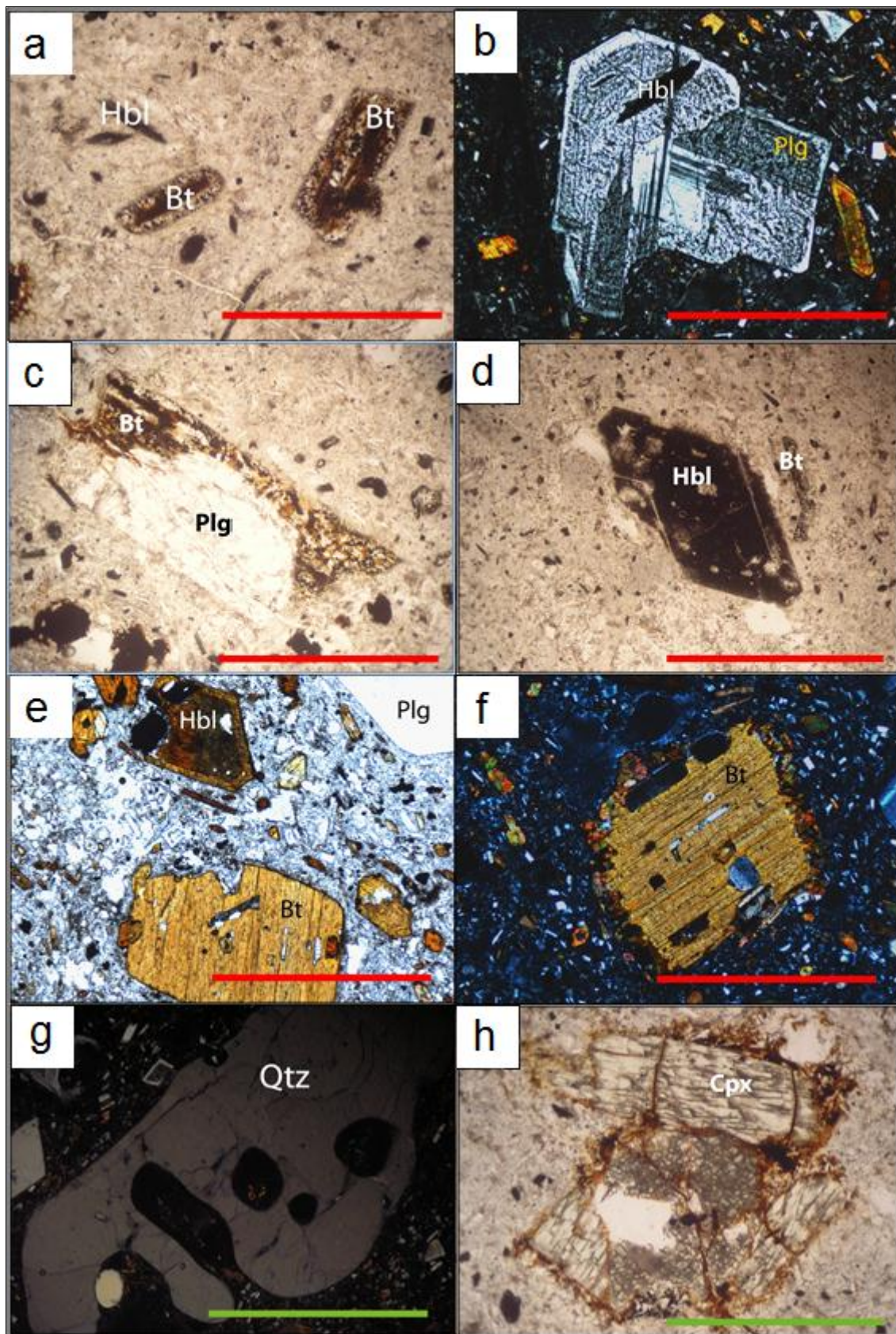


Figura 3.15. (página anterior). Microfotografías representativas del estadio A1. (a) Vista general de una lava con fenocristales máficos oxidados. Notar las diferencias entre las biotitas señaladas, las que poseen bordes de reacción y aquellas muy alargadas, como la de la parte inferior de la imagen. (PPL; lava LIRN-21). (b) Plagioclasa con textura *sieve* y sobrecrecimiento límpido incluyendo hornblenda oxidada (XPL; lava LIRN-20). (c) Biotita entrecrecida con fenocristal de plagioclasa de bordes embahiados (PPL; lava LIRN-21). (d) Hornblenda oxidada junto a biotita de menor tamaño con oxidación y bordes reaccionados (PPL; lava LIRN-21). (e) En la parte inferior se aprecia una biotita fresca incluyendo pequeños cristales de hornblenda (pardos) y apatito (incolores); en la parte superior, una hornblenda con evidencias de zonación incluyendo un óxido de Fe-Ti (PPL; lava LIRN-20). (f) Biotita fresca ncluyendo apatitos (incolores) y plagioclasas (gris oscuro) con corona de hornblenda (PPL; lava LIRN-20). (g) Cuarzo embahiado (XPL; lava LIRN-20). (h) Cúmulo de clinopiroxenos con bordes corroídos y ligeramente afectados por hematita-iddingsita (PPL; lava LIRN-21). Simbología y escalas idénticas a Fig. 3.11.

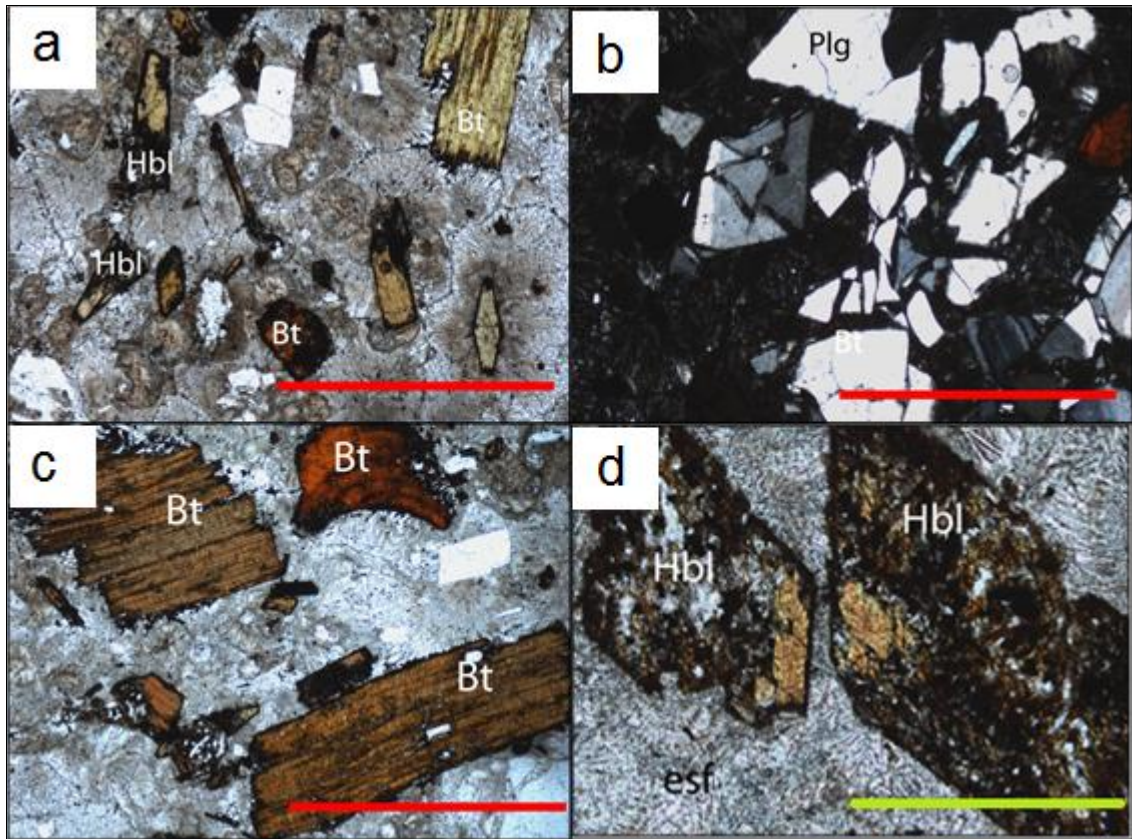


Figura 3.16. Microfotografías representativas de la Coulée Aroma (muestra LIRN-19). (a) Vista general de la lava-domo, con fenocristales de biotita, hornblenda y plagioclasas (incolores) en una masa fundamental vítrea, con ligera desvitrificación representada por numerosos esferulitos y axiolitos; notar los bordes oxidados en los máficos. (b) Cristales de plagioclasa fragmentados. (c) Biotitas con bordes opacíticos y microplegadas, incluyendo pequeños cristales de apatito (incolores). (d) Fenocristales de hornblenda corroídos y opacíticos, en masa fundamental desvitrificada a esferulitos. Simbología y escalas idénticas a Fig. 3.13. Además: esf=esferulito.

se encuentra <2 mm, redondeado, fracturado y con bordes embahiados; los óxidos de Fe-Ti se encuentran en tamaños <0,25 mm, con secciones cúbicas o sub-cúbicas, muchas veces en cúmulos; finalmente, la titanita se encuentra <0,5 mm, casi siempre con sus bordes oxidados o

entrecrecida con óxidos de Fe-Ti. La masa fundamental es principalmente vítrea (60%), con escasos microlitos de hornblenda (20%) y óxidos de Fe-Ti (20%), y raras veces, cristalitos de apatito o plagioclasa (<1%). El vidrio presenta texturas esferulítica, axiolítica y simplectítica por desvitrificación, la que ha dado paso a fases secundarias como cuarzo y feldespato potásico. Las vesículas representan un volumen aproximado del 1%.

Edad

La muestra LIRN-19 ha sido fechada en $2,58 \pm 0,12$ Ma (*plateau* Ar-Ar en hornblenda), por lo que el estadio A2 se sitúa en el límite Plioceno-Pleistoceno.

3.9.3 Aroma III A3 $1,58 \pm 0,08$ Ma (Pleistoceno inferior)

Descripción general

Las rocas de este estadio se ubican en la porción oriental y más alta del complejo. Consiste en coladas de lava andesíticas bien preservadas morfológicamente, con sentido de avance SE-NW y provenientes del Cerro Aroma, el que a su vez corresponde a un voluminoso domo andesítico poco erosionado y en parte colapsado gravitacionalmente, lo que ha generado pequeños flujos piroclásticos de bloques y ceniza en los faldeos del Cerro Aroma. En suma, las coladas y el domo del estadio A3 cubren un área de $9,2 \text{ km}^2$.

Las lavas del estadio A3 cubren hacia el NW las rocas de los estadios predecesores. Por otro lado, el domo de este estadio corta la porción proximal de dichas lavas, así como también corta la parte frontal de coladas provenientes del centros de emisión del CVQS. Los depósitos piroclásticos asociados al colapso del domo del Cerro Aroma se distribuyen principalmente hacia el NW, cubriendo las lavas de este estadio.

Litología

Las rocas de este estadio son andesitas de alto-K cuya su asociación mineral es plagioclasa-sanidina-hornblenda-biotita-clinopiroxeno, con apatito, circón, cuarzo, olivino, óxidos de Fe-Ti y titanita como minerales accesorios. En las rocas de este estadio fueron igualmente halladas abundantes inclusiones máficas (enclaves) similares a las encontradas en el estadio A1 y el CVQS. Las muestras que representan este estadio son: LIRN-15, LIRN-16 (enclave), LIRN-17 y LIRN-18.

Se han reconocido en este estadio cinco eventos de flujo de lava (A3l), las que se sitúan sobre las lavas del estadio A1. Su distribución es exclusivamente hacia el NW y se ha estimado para ellas un espesor de 70 m y una extensión de 2,0-2,5 km. Poseen una morfología 'linguoides' y han sido moderadamente erosionadas, por lo que no muestran mayores morfologías primarias. De la parte frontal de una de ellas fue colectada la muestra LIRN-17.

Mientras tanto, el domo (A3d) conforma el macizo del edificio volcánico occidental del CVA, con una potencia aproximada de 550 m (Fig. 3.14c y d). Presenta una morfología elíptica en planta, ligeramente alargada en dirección SE-NW, con un diámetro mayor de 2,1 km y un diámetro menor de 1,9 km. Sus afloramientos tienen superficies rugosas, de color pardo a rojizo y se encuentran primordialmente sobre los 5.000 m s.n.m., salvo en la porción norte, donde gran parte del macizo ha sido erosionada y los afloramientos se encuentran en una muralla escarpada a partir de los 4.900 m de altura. Estos no fueron accesibles en campaña, pues requerían una aproximación técnica, sin embargo, la muestra LIRN-18 fue colectada desde afloramiento en los faldeos noroccidentales del Cerro Aroma a 4.960 m de altura. Pequeños circos glaciares afectan la parte más alta del domo en sus caras sur y este. Se ha podido reconocer mediante imágenes satelitales Aster una zona de intensa oxidación en la parte más alta de esta unidad, pero este dato no pudo ser validado con la información de terreno. Es destacable el hecho que este domo se encuentra alineado en dirección NW-SE con los centros de emisión del estadio QS3 y con el domo del estadio QS2.

Por último, los depósitos piroclásticos (A3b) son del tipo *block-and-ash flow* y claramente provienen del colapso gravitacional de parte del Cerro Aroma (tipo Merapi; MacDonald, 1972). Estos son poco voluminosos y de escasa extensión areal, dado que el domo se ha conservado prácticamente íntegro. Se distribuyen radialmente en los faldeos del Cerro Aroma, aunque han sido mejor conservados en la cara occidental, donde se han reconocido tres depósitos de este tipo. Su composición es monomítica y los bloques son litológicamente idénticos a los del domo, de bordes angulosos y de gran tamaño (hasta 2 m), sólo escasamente consolidados, puesto que la matriz (tamaño ceniza) alcanza tan sólo el 30%. Desde uno de ellos, el más austral, fueron colectadas las muestras LIRN-15 y LIRN-16.

En cuanto a su petrografía, estas rocas son andesitas de hornblenda y menores biotita y clinopiroxeno, de textura porfírica, con 30% de fenocristales en una masa fundamental afanítica gris clara (Fig. 3.17a). Entre los fenocristales, la plagioclasa (45%) se encuentra

seriada con tamaños variados (seriada, <4 mm), con cristales anhedrales a subhedrales, a veces mostrando zonación, con vidrio intersticial en sus bordes o texturas *spongy cellular* o *sieve*. En ocasiones, estos cristales muestran sobrecrecimientos límpidos y euhedrales. Algunos pequeños cristales de textura *spongy cellular* o *sieve* se encuentran incluidos en biotita, hornblenda o en otras plagioclasas de mayor tamaño. La sanidina (5%), generalmente en cristales anhedrales a subhedrales grandes, desde 3 mm a megacristales (Fig. 3.17b), con bordes embahados o con presencia de vidrio intersticial y, en ocasiones, textura *sieve*. La hornblenda se encuentra en gran cantidad (40%), en cristales de tamaños que varían entre 0,5 y 1 mm, subhedrales a euhedrales pero frecuentemente con engolfamientos en su estructura. En general se encuentran con sus bordes totalmente opacíticos, lo que en ocasiones alcanza la totalidad del cristal. Algunos pequeños cristales oxidados se encuentran incluidos en plagioclasas de mucho mayor tamaño y otras muestran claros signos de zonación (Fig. 3.17c). La biotita (5%) se observa tamaños que varían entre 0,5 y 1 mm, con cristales tabulares anhedrales a subhedrales, a veces alargados, con un grado avanzado de oxidación, sobre todo en sus bordes, los que además muestran texturas de reacción o embahamientos. Algunos pequeños cristales de biotita se encuentran creciendo a expensas de plagioclasas de textura *spongy cellular* o *sieve*. En ocasiones, presenta coronas de hornblenda (Fig. 3.17d) o se encuentra incluida en megacristales de sanidina (Fig. 3.17b). El clinopiroxeno (5%) se encuentra en tamaños entre 1-2 mm, con cristales subhedrales a euhedrales, en su mayoría prismáticos o, en menor medida, tabulares, muchas veces en cúmulos, aglomerado con óxidos de Fe-Ti, con coronas de hornblenda o entrecrecido con cuarzo (Fig. 3.17e). Entre los accesorios, el apatito se encuentra generalmente <0,1 mm e incluido en otras fases como plagioclasa o biotita; el circón se encuentra diseminado en tamaños micrométricos; el cuarzo se observa <1 mm, redondeado, fracturado y con bordes embahados, muchas veces con coronas de clinopiroxeno acicular u hornblenda (Fig. 3.17f); el olivino es raro y se encuentra en cristales subhedrales a euhedrales de 0,5-1 mm (Fig. 3.17g), con sus bordes ligeramente oxidados o con coronas de hornblenda; los óxidos de Fe-Ti se encuentran en tamaños que varían entre 0,1-0,2 mm y generalmente se encuentran en cúmulos o intercrecidos con clinopiroxeno, a veces incluidos en él; finalmente, la titanita es muy escasa y generalmente cuenta con numerosas inclusiones de óxidos de Fe-Ti. La masa fundamental es pilotaxítica y consiste principalmente en microlitos de plagioclasa (50%), con hornblendas (25%) y óxidos de Fe-Ti intersticiales (20%), y aun menores cantidades clinopiroxeno (5%) y biotita (<<1%) (Fig. 3.17a, f y g). Las vesículas son escasas, y se encuentran en un volumen menor al 1%.

Edad

La muestra LIRN-18 tomada de un flanco del domo del Cerro Aroma ha sido fechada en $1,58 \pm 0,08$ Ma (edad *plateau* mediante Ar-Ar en hornblenda), por lo que estima que el desarrollo de este domo, los depósitos piroclásticos asociados y las lavas previamente erupcionadas se llevó a cabo durante gran parte del Pleistoceno inferior, aproximadamente 1 Ma luego de la ocurrencia de la Coulée Aroma.

3.10 Complejo Volcánico Sillajhuay Psvs $3,4 \pm 0,3$ y $2,1 \pm 0,5$ Ma (Plioceno superior; Polanco & Gardeweg, 2000; Arcos, 2010)

El mayor complejo volcánico del sector, tanto en volumen como en altura, con una cumbre que supera los 6.000 m s.n.m. Se ubica en el extremo oriental del área de estudio, alineado en una franja aproximadamente E-W con el resto de la cadena volcánica plio-pleistocena. Desde él se extienden radialmente coladas de lava bien preservadas en todas las direcciones, incluyendo parte del territorio boliviano.

De acuerdo a Arcos (2010), en el sector norte del complejo las lavas se encuentran afectadas por erosión glacial (estrías), y consisten en dacitas con megacrístales de feldespato de hasta 4 cm y fenocrístales más finos de biotita, todo en una masa fundamental muy oxidada. En otro aspecto, este complejo volcánico presenta varias zonas de rocas alteradas de distinta extensión, y hasta ahora no caracterizadas en cuanto a su intensidad y mineralogía.

Una dacita de hornblenda y biotita de esta unidad, ubicada en el sector de Cueva Colorada, ha sido fechada mediante el método K-Ar en biotita dando un valor de $3,4 \pm 0,3$ Ma (Polanco y Gardeweg, 2000).

3.11 Complejo Volcánico Quimsachata Norte Plvqn $1,1 \pm 0,4$ Ma (Pleistoceno; este trabajo)

Complejo volcánico de domos y lavas ubicado en el sector norte del área de estudio, abarcando las dos cumbres mayores más septentrionales de los Cerros de Quimsachata, y las menores que los rodean. Posee cinco centros de emisión alineados en dirección NW-SE, los cuales son sucesivamente más jóvenes hacia el norte. El centro de emisión más austral corta los flancos meridionales del CVA y CVQS. Se ha interpretado mediante fotogeología que sus centros de emisión se encuentran igualmente alineados en una franja de orientación NW-SE.

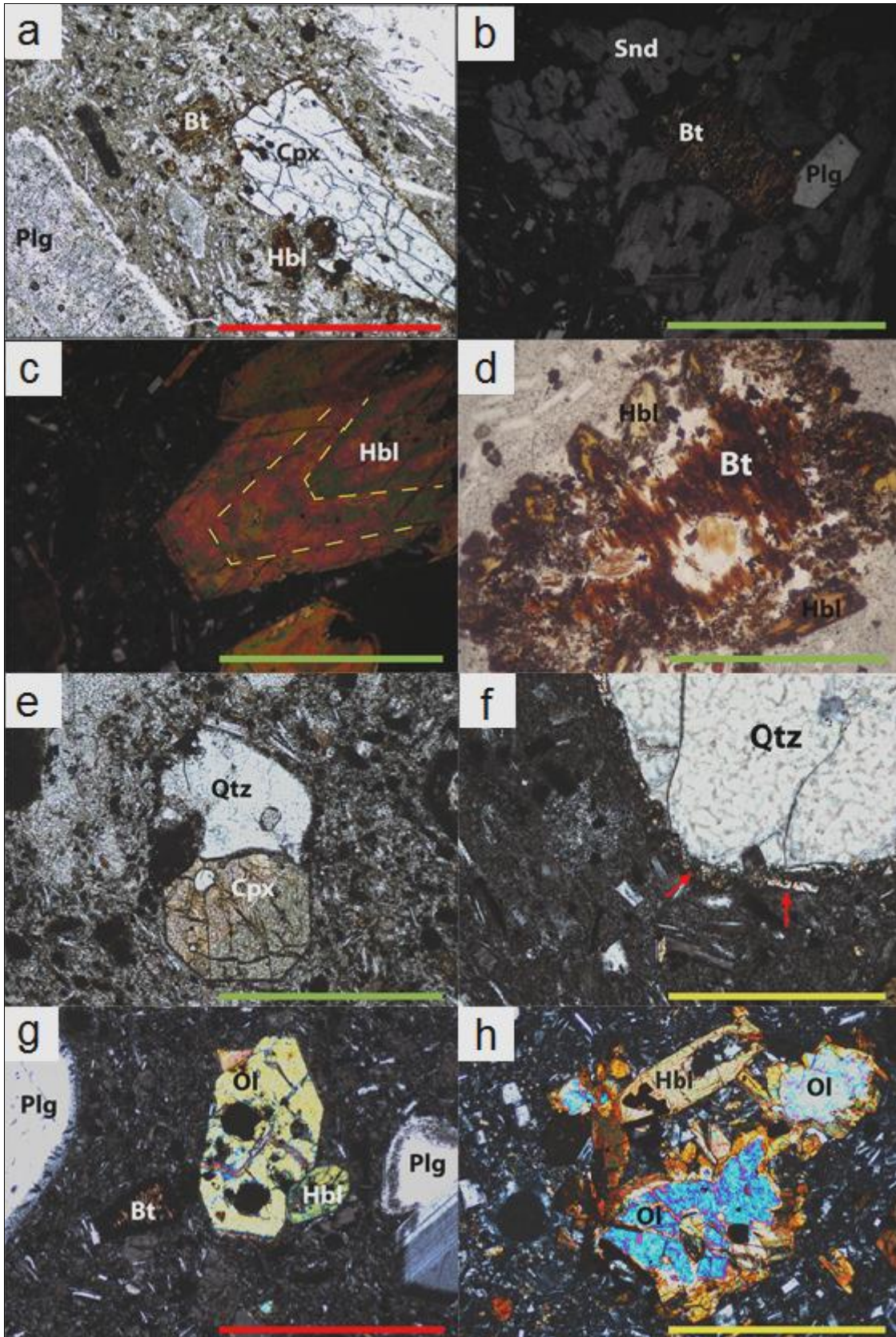


Figura 3.17 (página anterior). Microfotografías representativas del estadio A3. (a) Vista general de una andesita porfírica con fenocristales de clinopiroxeno fresco, biotita y hornblenda oxidadas y feldespatos con bordes tipo spongy cellular, en masa fundamental pilotaxítica (PPL; lava LIRN-15). (b) Biotita y plagioclasa entrecrecidas incluidas en megacristal de sanidina (XPL; lava LIRN-15). (c) Hornblenda zonada (XPL; domo LIRN-18). (d) Biotita con corona de hornblendas (PPL; lava LIRN-15). (e) Clinopiroxeno entrecrecido con cuarzo redondeado y hornblenda oxidadada (PPL; lava LIRN-17). (f) Pequeños cristallitos de clinopiroxeno acicular formando corona alrededor de fenocristal de cuarzo (XPL; lava LIRN-18). (g) Fenocristal de olivino incluyendo óxidos de Fe-Ti, entrecrecido con hornblenda en un borde. Además, se observa una biotita con bordes opacíticos y feldespatos con textura spongy cellular (XPL; lava LIRN-17). (h) Cúmulo de olivinos con bordes corroídos y corona de hornblendas (XPL; domo LIRN-18). Simbología y escalas idénticos a Fig. 3.13. Además, Ol=olivino.

Sus productos se extienden hacia el oeste y el norte, donde en las partes bajas abarcan la Loma Aroma, el Cerro Llaritani, y los sectores de San Marcos, Churullo y Pampa Pilijta. El C.V. Quimsachata Norte, como ya fue descrito, se superpone cronoestratigráficamente al CVQS y al CVA, por lo que el límite entre un complejo y otro es gradual y difícil de establecer. Por otra parte, su relación de contacto con los C.Vs. Picavilque y Sillajhuay tampoco es del todo clara, puesto que no fue vista ni en campo ni en fotografías aéreas una superposición estratigráfica clara de sus respectivos productos volcánicos. No obstante, apelando a los datos geocronológicos disponibles y las diferencias morfológicas, se puede establecer que el C.V. Quimsachata Norte es más joven que los complejos atribuidos al Plioceno superior y que el CVA. Por otra parte, al oeste, a lo largo de la Quebrada Aroma, sobreyace también rocas alteradas atribuidas a los Estratos de Cultane, donde el contacto se encuentra cubierto por abundantes depósitos glaciares. En el extremo noroeste de la zona de estudio, coladas de lava bien preservadas morfológicamente sobreyacen la parte frontal de las Lavas de Japocalla.

J. Clavero (com. escrita) reconoce lavas y domos dacíticos similares a las del CVQS, con megacristales de feldespatos (probablemente sanidina) y menores de biotita, anfíbola y piroxeno, en una masa fundamental gris fácilmente disgregable, donde se hallan microlitos de plagioclasa y anfíbola. En sectores los feldespatos se encuentran algo alterados, los máficos oxidados y la masa fundamental algo rosácea por oxidación. Poseen también abundantes inclusiones máficas. En su porción sur posee una zona de alteración hidrotermal que afecta la parte alta de los edificios volcánicos, y que también tiñe en tonalidades amarillentas las partes septentrionales del CVA y CVQS. La mineralogía de alteración de esta zona ha sido caracterizada en la parte norte del CVA. No fue posible acceder al sector donde la alteración alcanza mayor intensidad, por lo que no fue caracterizada.

Polanco y Gardeweg (2000) publican una datación de $1,1 \pm 0,4$ Ma (K-Ar) calculada a partir de una inclusión máfica encontrada en una lava dacítica en las nacientes de la Quebrada Chajnacota, lo que sitúa al C.V. Quimsachata Norte, con cierto rango de error, en el rango del Pleistoceno medio a superior.

3.12 Depósitos sedimentarios

Los depósitos sedimentarios se distribuyen por toda la zona de estudio. Estos consisten principalmente en depósitos aluviales o coluviales que se depositan en el fondo de quebradas secas o intermitentes. También se encuentran abundantes depósitos glaciares y de remoción en masa o deslizamiento por colapso gravitacional, ubicados en las partes bajas de los escarpes de origen glaciar, los que se ubican en las partes altas de los edificios volcánicos, sobre todo en sus flancos meridionales. Igualmente, se observan en las quebradas del sector numerosos depósitos de vegas producto del agua proveniente de los deshielos. Algunas de estas vegas con humedad intermitente producen costras de depósitos salinos debido a las altas tasas de evaporación.

3.12.1 Depósitos glaciares PIg (Pleistoceno)

Depósitos de muy mala selección (a veces incluyendo bloques de hasta 4 m) presentes en todos los valles de origen glaciar. Son, en general, polimícticos, de muy mala selección, y en general con bajo a medio grado de redondeamiento. Constituyen depósitos de gran extensión, asociados a depósitos aluviales, coluviales y de deslizamiento, todos estos últimos subordinados y relativamente más jóvenes.

3.12.2 Depósitos coluviales PIHc (Pleistoceno-Holoceno)

Grava, ripios y arenas acumuladas en el fondo de quebradas intermitentes de alta pendiente, generando conos de baja amplitud en las partes bajas. Pueden ser tanto monomícticos como polimícticos, con bloques angulosos a subangulosos, y muy mala selección en sus tamaños. A veces se encuentran también asociados a la parte baja de escarpes o faldeos de alto ángulo.

3.12.3 Depósitos aluviales PIHa (Pleistoceno-Holoceno)

Gravas, ripios y arenas acumuladas generalmente en la parte baja de quebradas intermitentes o estacionales de media a baja pendiente, asociadas a deshielos o avalanchas de nieve, donde generan depósitos longitudinales a lo largo de éstas, a veces con morfología de abanico en su parte distal. Pueden ser monomícticos o polimícticos, con bloques de distinto grado de redondeamiento. Su grado de selección varía longitudinalmente, mejorando hacia la parte distal, y muchas veces muestran estratificación cruzada incipiente.

3.12.4 Depósitos coluviales-aluviales indiferenciados PIHac (Pleistoceno-Holoceno)

Acumulados prácticamente en todas las quebradas debido al transporte de regolito o bloques desprendidos desde las partes altas, tanto por efecto gravitacional como aluvional, representan los depósitos sedimentarios más comunes de la zona. En general son polimícticos, con mala selección y diferentes grados de redondeamiento en sus fragmentos.

3.12.5 Depósitos de desilizamiento PIHd (Pleistoceno-Holoceno)

Son depósitos de bloques de gran tamaño (de hasta varios km³) que se encuentran exclusivamente a los pies de circos glaciares que moldean las partes altas de los edificios volcánicos, probablemente asociados a zonas de falla o debilidad estructural. En general, son macizos rocosos que difícilmente pierden la estructura original de la roca desde donde provienen, por lo que son monomícticos y poseen una morfología muchas veces tabular o discoidal, muy fracturada, disgregada superficialmente en bloques (e.g. Fig.3.8a).

3.12.6 Depósitos de vegas Hv (Holoceno)

Depósitos de arenas y limos, en general saturados en agua proveniente de los deshielos o escasas precipitaciones pluviales, lo que permite el crecimiento de vegetación.

3.12.7 Depósitos evaporíticos salinos Hs (Holoceno)

Depósitos de costras salinas de poca extensión, hallados en quebradas intermitentes donde ocasionalmente se estancan aguas, y que son cercanas a zonas de alteración hidrotermal. La posterior evaporación permite la acumulación de sales en forma de montículos o mantos blanquesinos.

3.13 Inclusiones máficas

Numerosas inclusiones máficas de composición andesítica-basáltica de alto-K se han hallado en las rocas de los Domos de Cerro Colorado, el CVQS y el CVA (salvo en el estadio A2). Se han distinguido texturalmente dos tipos: enclaves y cúmulos cristalinos.

El primer tipo corresponde a inclusiones ovaladas (elípticas o subcirculares, en sección), con bordes convexos hacia la roca huésped (Fig. 3.18a). Su tamaño varía desde inclusiones milimétricas, visibles solamente a escala microscópica (e.g. Fig. 3.18e), hasta grandes volúmenes de diámetros decimétricos, apreciables a escala de afloramiento (Fig. 3.6a). Su color es gris pálido, a veces rojizo por oxidación, y son generalmente afaníticas o microporfíricas. Estas han sido reportadas tanto en el CVQS y CVA, así como también en los Domos de Cerro Colorado. Se estima que su volumen podría corresponder aproximadamente entre el 3 y 5% de las rocas de estos complejos. Análisis químicos efectuados en cuatro inclusiones de este tipo halladas en el CVQS han arrojado una composición andesítico-basáltica de alto-K (ver capítulo siguiente). Inclusiones de similares características fueron reportadas en las rocas del C.V. Quimsachata Norte (J. Clavero, com. escrita), aunque su composición química no fue determinada, pero se estima que serían similares a las aquí descritas. Microscópicamente se aprecian como rocas microcristalinas de textura diktytaxítica o dixytaxítica (e.g. Bacon, 1986; Clavero y Sparks, 2005; Klemetti y Grunder, 2007; Fig. 3.18b, c y g), generada por el entrecrecimiento acicular de plagioclasa y hornblenda, con algunos clinopiroxenos, olivinos y óxidos de Fe-Ti en menor proporción (e.g. Fig. 3.18e), junto a numerosas vesículas y burbujas de vidrio residual. Tanto la plagioclasa como la hornblenda se encuentran en pequeños cristales prismáticos euhedrales, de entre 0,1-0,5 mm. La hornblenda se encuentra en general oxidada, salvo en los enclaves hallados en el estadio QS3 (LIRN-27), donde además de frescas se observan zonadas y con bordes embahados (Fig. 3.18f). Los intersticios entre los cristales se encuentran rellenos con vidrio, y alcanzan un volumen de hasta el 7%. Con todo, la característica más relevante que se puede apreciar en estas secciones transparentes son algunos xenocristales que generalmente poseen bordes de reacción, evidencia de interacción física con la roca huésped. Los xenocristales de feldespatos, plagioclasa y sanidina, se diferencian del resto por su mayor tamaño y por los notorios bordes embahados, los que adicionalmente muestran texturas tipo *sieve* (Fig. 3.18d) o *boxy cellular* (Fig. 3.18b), o a veces coronas de hornblenda o clinopiroxeno (Fig. 3.18g). Los xenocristales de cuarzo se encuentran redondeados y poseen coronas de clinopiroxeno. La hornblenda y la biota también muestran bordes embahados, y generalmente se encuentran corroídas por oxidación, sobre todo en sus bordes. Por otra parte, el vidrio confinado entre los cristales se encuentra a veces rodeado por cristales frescos de hornblenda.

El segundo tipo de inclusión máfica se distingue del primero no sólo en su menor abundancia, sino en su tamaño, el cual es sólo apreciable en sección transparente. Estas consisten primordialmente en cúmulos de minerales ferromagnesianos como clinopiroxeno y hornblenda, con menor presencia de olivino, óxidos de Fe-Ti o plagioclasa, los cuales no presentan oquedades o burbujas de vidrio intersticiales. Tanto el clinopiroxeno como la hornblenda muestran generalmente crecimientos aciculares. Se diferencian texturalmente de las primeras inclusiones descritas por su forma no ovalada, sino angulosa, definida por los márgenes cristalinos (Fig. 3.18h).

3.14 Estructuras del Complejo Volcánico Quimsachata Sur-Aroma

Dos tipos de lineamientos fueron definidos en el CVQS-CVA: principales y secundarios. Esto fue realizado mediante fotogeología y observación de imágenes satelitales, pues en terreno no se observaron estructuras ni fallas de gran magnitud, dada la buena preservación y escasa antigüedad de las rocas estudiadas. No obstante, durante las campañas se observaron numerosos sets de fracturas de orden métrico, debidos principalmente a disyunción columnar y por enfriamiento de los flujos; sólo algunos de ellos pudieron ser relacionados a posibles estructuras cubiertas.

3.14.1 Lineamientos principales

Recorren los complejos en dirección N300E a N315E y poseen longitudes variables, alcanzando hasta 9 km. El más evidente corresponde a la franja que conforman los edificios volcánicos del CVA y el CVQS, cuyos edificios volcánicos poseen además una elongación en planta en esa misma dirección. La misma orientación siguen otros tres lineamientos volcánicos: (1) el conformado por los domos del tercer estadio del CVQS; (2) la franja de volcanes Quimsachata Norte- Cerro Colorado-Picavilque-Sillajhuay; y (3) la franja volcánica Guanacucho-Lirima-Andrés Jiguata.

Han sido reconocidos también al menos dieciocho lineamientos que recorren a través de las rocas de ambos complejos en la misma dirección ya mencionada, muchos de ellos cortando los afloramientos y en ocasiones conectando los centros de emisión del CVA y el CVQS. Los lineamientos mayores corresponden aparentemente a fracturas de mayor envergadura, posiblemente fallas en profundidad. Dentro de este grupo se han considerado también algunas quebradas de orientación particularmente recta y asociadas a escarpes en sus riberas, como las de las Quebradas Mamuta, Aroma y Rincón Apascana.

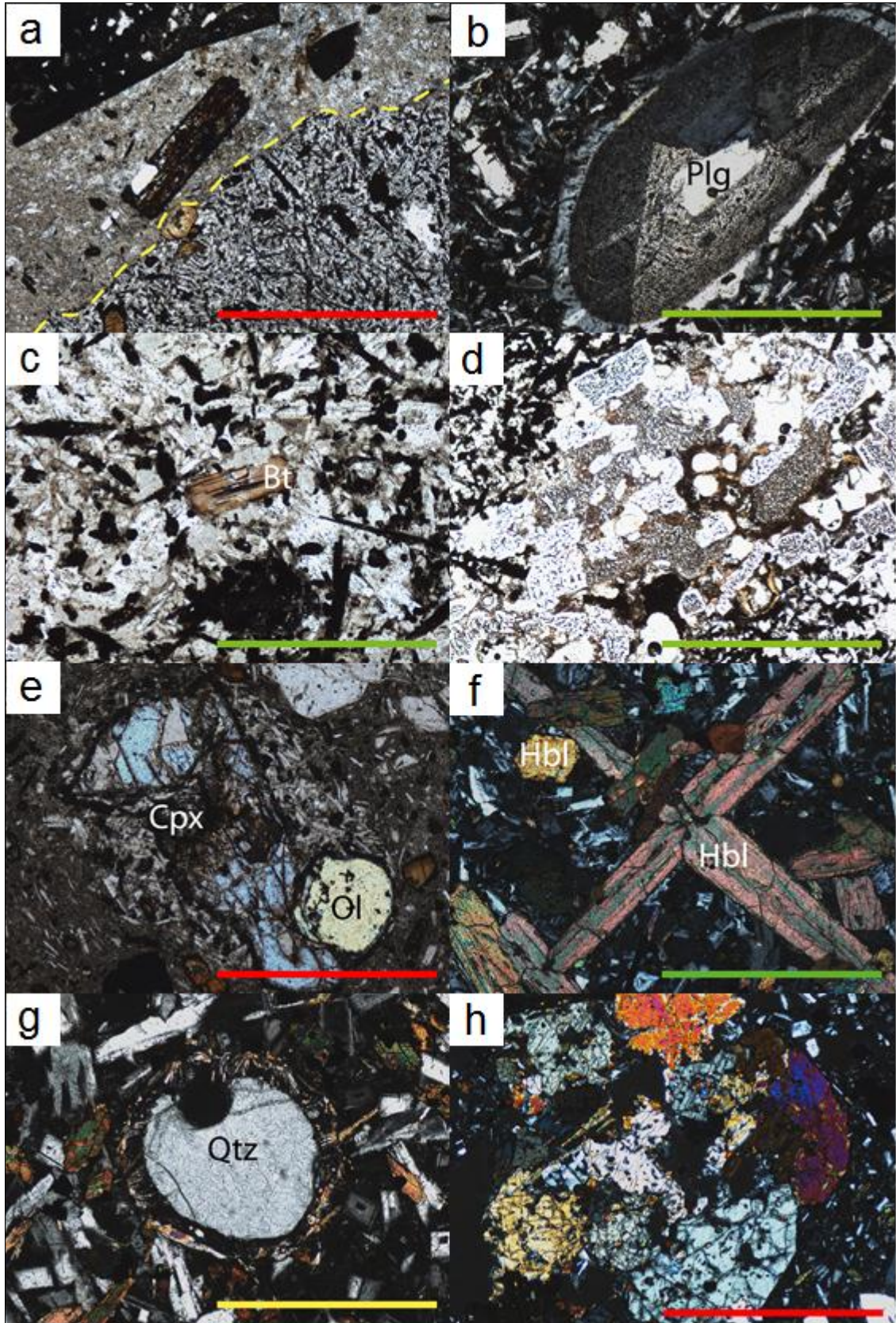


Figura 3.18. (página anterior). Microfotografías representativas de los enclaves máficos halladas en los Domos de Cerro Colorado, el CVQS y el CVA. (a) Límite entre una inclusión (abajo a la derecha) y su huésped (arriba a la izquierda). Notar que el borde de la inclusión es crenulado o convexo hacia el huésped. Los máficos dentro de la inclusión se encuentran principalmente opacíticos (PPL; enclave LIRN-12). (b) Xenocristal de plagioclasa con textura spongy celular con sobrecrecimiento límpido. Notar la diferencia entre ésta y las plagioclasas que conforman la masa fundamental (XPL; enclave LIRR-189B). (c) Xenocristal de biotita oxidado, inmerso en una masa fundamental compuesta por plagioclasas euhedrales, hornblendas euhedrales aciculares y oxidadas y vidrio intersticial color pardo claro (PPL; enclave LIRJ-03A). (d) Xenocristal de sanidina con textura *sieve* (PPL; enclave LIRN-16). (e) Pequeño enclave de escala micrométrica con masa fundamental diktytaxítica, también conformado por fenocristales de clinopiroxeno y olivino (XPL; lava LINR-29). (f) Hornblendas euhedrales, zonadas y macladas en la masa fundamental de un enclave del estadio QS3. En este enclave las hornblendas fueron halladas frescas, sin indicios de oxidación (XPL; enclave LIRN-27). (g) Xenocristal de cuarzo redondeado con corona de clinopiroxeno acicular (XPL; enclave LIRN-27). (h) Cúmulo cristalino máfico, sin vesicularidad y compuesta íntegramente por clinopiroxenos con abundantes inclusiones de óxidos de Fe-Ti (XPL; lava LIRR-247). Simbología y escalas idénticas a Fig. 3.17.

La orientación de estos lineamientos coincide con la orientación predicha por el modelo de Radic (2010) para fallas inversas generadas por el tensor de esfuerzos en su dirección de máximo esfuerzo (σ_1), orientado subhorizontalmente en dirección NE-SW. También se correlaciona bien con el régimen tectónico predominante en la Precordillera y Altiplano desde el Plioceno, donde las estructuras al sur de los $19^{\circ}30'$ se orientan de manera oblicua al vector de convergencia de las placas, acomodando transtensión dextral en dirección NW-SE (Farías *et al.*, 2005). Por último, su orientación es también similar a la de la Falla Soga, de carácter más regional, que acomoda la partición de la deformación unos 50 km al noroeste, con una componente inversa de vergencia SW y otra de rumbo sinistral (ver sección 2.4.1).

3.14.2 Lineamientos secundarios

Los lineamientos secundarios pueden ser a su vez subdivididos en dos grupos y coinciden con algunos sets de fracturas observados en campaña, aunque estos últimos no son mapeables a la escala objetivo de este estudio (1:25.000).

El primer subgrupo posee una orientación N40E-N75E y se ubica principalmente en la parte meridional del CVQS, en sus partes bajas. Poseen una longitud de 3-4,5 km y cortan las rocas del C.V. Andrés Jiguata y de los dos primeros estadios del CVQS perpendicularmente a su sentido de avance. Al igual que en los lineamientos mayores, se han incluido en este grupo algunos cursos seguidos por las quebradas aparentemente anómalos, no asociados a morfologías volcánicas primarias. Una falla de orden menor, no mapeable y sin claro sentido del desplazamiento, fue reportada en el sector del Portezuelo Picavilque, desde donde fue

tomada la muestra LIRJ-03 (estadio QS2), con rumbo N75E y manteo 22°S, por lo que puede incluirse dentro de este grupo.

El segundo subgrupo se orienta N10E-N20E y atraviesa la parte alta del CVQS, donde corta las rocas estratificadas su tercer estadio. A diferencia de los lineamientos anteriores, estos se verifican en terreno como grandes fracturas subverticales expuestas por los circos glaciares que moldean la parte alta del edificio volcánico, y que se encuentran asociadas a la alteración hidrotermal que afecta a este complejo (Fig. 3.8b). Estos poseen una longitud en planta de ca. 3,5 km. Se ha reconocido también un lineamiento regional aislado, con orientación N-S y ca. 9 km de extensión, ubicado a lo largo del cauce de la Quebrada Chucutalla, particularmente recta en su trayectoria, donde los Domos de Cerro Colorado se contactan con los domos occidentales del C.V. Picavilque. Más al sur, la continuación de este lineamiento se trazó fotogeológicamente a través del C.V. Picavilque, donde fueron observadas algunas zonas de debilidad estructural asociadas a depósitos de deslizamiento. Dentro de este subgrupo también se incluye el lineamiento conformado por los volcanes Quinchanali (Polanco y Gardeweg, 2000; Arcos, 2010)-Lirima-Aroma-Quimsachata Norte (¿-Cariquima?).

De acuerdo al modelo predictivo de Radic (2010) para el tensor de esfuerzos de Pampa Lirima, la primera familia de lineamientos secundarios (N40E-N75E) se relacionaría a estructuras regionales de carácter extensional/transensional que se orientan paralelas a la dirección de máximo esfuerzo, mientras que la segunda (N-S y N10E-N20E) estaría relacionada a fallas del sistema transcurrente principal (PDZ).

Capítulo 4. Geoquímica

En este estudio se realizaron análisis geoquímicos de elementos mayores (*ICP-AES*) y traza (*ICP-MS*) en roca total mediante espectrometría, y de química mineral en microsonda electrónica, con el fin de comprender la evolución petrológica del CVQS-CVA. Las especificaciones para cada técnica y sus condiciones analíticas son especificadas en la sección de Metodología (ítem 1.4.4).

Se realizaron 26 análisis geoquímicos de elementos mayores y traza, los que son presentados en la Tabla Anexo C y expresados en adelante como % en peso (p/p). Con las concentraciones de elementos mayores fue posible clasificar y caracterizar las rocas del CVQS-CVA, lo que a su vez permitió poder inferir algunos de los procesos magmáticos que dieron origen al complejo. Del grupo de muestras seleccionadas, 21 de ellas pertenecen a este estudio y las 5 restantes al trabajo efectuado por Arcos (2010). Un total de 17 muestras corresponde al CVQS (4 inclusiones máficas), 6 al CVA (1 inclusión máfica), 2 a los Domos de Cerro Colorado (en este capítulo: DCC) y 1 al C.V. Picavilque (en adelante: CVP). La muestra LIRN-25 fue excluida de los análisis efectuados en este capítulo dado su alto contenido en volátiles (9,1 % en peso), lo que concuerda con la procedencia de esa muestra de la zona de alteración hidrotermal asociada al C.V. Quimsachata Norte, que afecta al CVA y CQSA. Los análisis de química mineral en microsonda electrónica se practicaron sobre 14 muestras pulidas especialmente confeccionadas para esta técnica, a partir de las cuales se pudieron obtener las composiciones químicas de elementos mayores en óxidos y algunos elementos traza presentes en feldespatos, piroxenos, anfíbolos, micas y óxidos de Fe-Ti. En base a tales concentraciones, se pudieron inferir condiciones geotermométricas y geobarométricas para los magmas que originaron los complejos volcánicos objetivo de este estudio.

4.1 Química de roca total

4.1.1 Elementos mayores

En el diagrama de clasificación *TAS* (Fig. 4.1), se aprecia que las rocas del CVA analizadas son de composición principalmente traquiandesítica con traquitas subordinadas (contienen menos de 20% de cuarzo normativo). La muestra del CVA más diferenciada corresponde a la Coulée Aroma (LIRN-19), con 67% de SiO₂ normalizado, planteando cercana a las muestras del CVP y DCC. Las rocas del CVQS, en cambio, consisten en su mayoría en traquitas con traquiandesitas subordinadas. Por su parte, las rocas de DCC y CVP contienen exclusivamente más de 65% de SiO₂ normalizado y caen en el campo de las traquitas. Finalmente,

más alejados de la tendencia general, con menos de 56% de SiO_2 , se observan las inclusiones máficas, que caen en el campo de las andesitas traquibasálticas y las traquiandesitas. De acuerdo a los límites planteados para las series alcalina y calcoalcalina (Fig. 4.1), se puede observar que las inclusiones máficas caen dentro o muy próximas al límite del campo de rocas alcalinas, mientras que las rocas de los complejos volcánicos plotean dentro del campo de rocas subalcalinas, salvo las menos diferenciadas (excepto para el límite definido por Kuno (1966), donde todas caen en el campo alcalino). Mientras tanto, en el diagrama ternario AFM (A: álcalis; F: $\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0,8998 \text{Fe}_2\text{O}_3$; M: MgO , expresados en % por peso); Fig. 4.2) las rocas presentan un patrón evolutivo propio de la serie calcoalcalina, típica de márgenes activos. Por otro lado, en el diagrama K_2O versus SiO_2 (Fig. 4.3), todas las rocas se grafican en el campo de alto-K. Las rocas del CVA son intermedias y consisten en andesitas con dacitas en menor proporción, las del CVQS son mayoritariamente dacitas con andesitas subordinadas y las del conjunto DCC-CVP son únicamente dacitas, y se grafican junto a la Coulée Aroma. Por su parte los enclaves máficos tienen un carácter más básico, cayendo en el campo de andesitas basálticas.

Las concentraciones normalizadas en p/p de los elementos mayores fueron ploteadas en gráficos de variación óxido versus sílice (Fig. 4.4). Las correlaciones lineales aparecidas en estos gráficos pueden ser interpretadas como diferentes grados de cristalización fraccionada, fusión parcial (Rollinson, 1993) o mezcla de magmas (Best, 2003). En los diagramas se aprecia que los óxidos presentan un rango de variación dentro del orden de magnitud en la ordenada, como es esperable para los elementos mayores. En todos ellos se observan buenas correlaciones lineales, salvo en el Na_2O y P_2O_5 , donde se los puntos tienen una dispersión relativamente mayor en la ordenada. Los contenidos de Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , FeO^* y P_2O_5 muestran una correlación negativa con el SiO_2 , es decir, disminuyen sus concentraciones a medida que aumenta el sílice. Mientras el Al_2O_3 no muestra un descenso tan pronunciado, el resto de los elementos tienen una disminución mucho mayor, especialmente en el caso del MgO . El K_2O y el Na_2O son los únicos elementos que muestran una correlación positiva respecto al SiO_2 , aunque en ambos casos ocurre un cambio de pendiente alrededor de 65% de SiO_2 , donde aparecen las muestras del DCC y CVP. Mientras que a partir de 65% de SiO_2 las concentraciones de K_2O se vuelven relativamente constantes y se mantienen entre 3,8-3,9% de peso, en el Na_2O la correlación se vuelve inclusive negativa, disminuyendo desde 4,5-4,6% a 4,0-4,4%. En todos los diagramas, la lava-domo del estadio A2 (muestra LIRN-19) plotea muy cercana a las muestras pertenecientes al CVP y DCC.

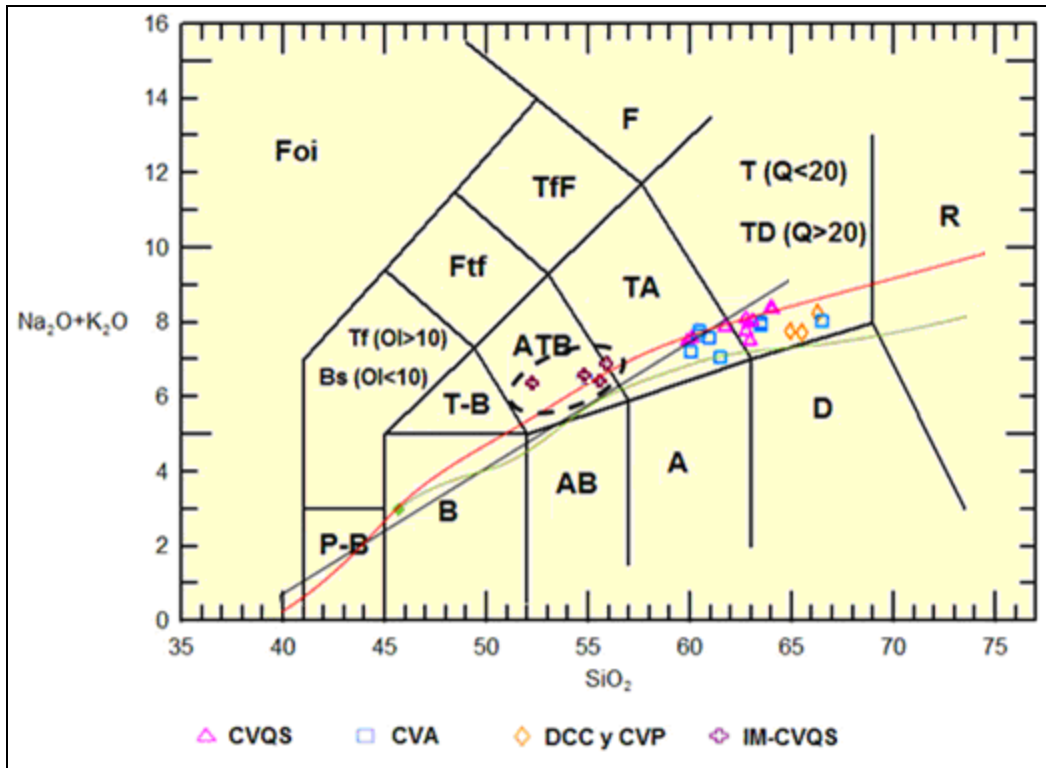


Figura 4.1. Diagrama *TAS* (*Total alkalis versus silica*; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2) de clasificación para rocas volcánicas según Le Bas *et al.* (1986). Las líneas representan los límites de las series alcalina y sub-alcalina según: Kuno (1966; línea curva verde); Macdonald (1968; línea recta negra) e Irvine y Baragar (1971; línea curva roja). Compilación de Rickwood (1989) en Rollinson (1993). Simbología: IM-CVA=inclusión máfica del CVA; IM-CVQS=inclusión máfica del CVQS. Campos del diagrama: A=andesita; AB=andesita basáltica; ATB=andesita traquibasáltica; B=basalto; Bs=basanita (<10% de olivino normativo); D=dacita; F=fonolita; Foi=foidita; FTf=fonotefrita; P-B=picrobasalto; R=riolita; T=traquita (<20% de cuarzo normativo); TA=traquiandesita; TD=traquidacita (>20% de cuarzo normativo); Tf=tefrita (>10% de olivino normativo); Tff=tefrifonolita.

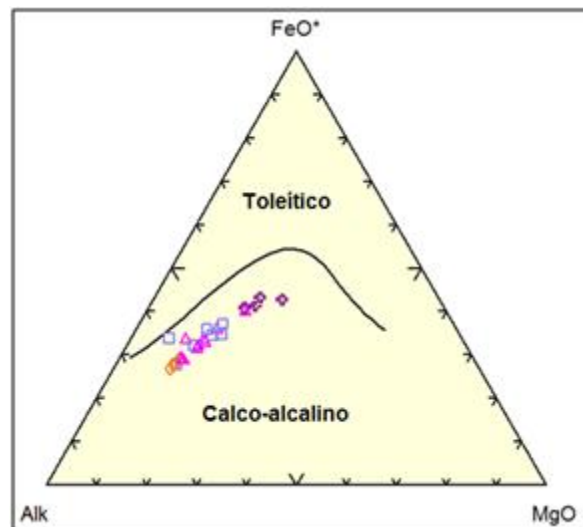


Figura 4.2. Diagrama de variación ternario AFM con el límite de Irvine y Baragar (1971) para discriminar entre las series toleítica y calcoalcalina. Mismas simbología que en Fig. 4.1.

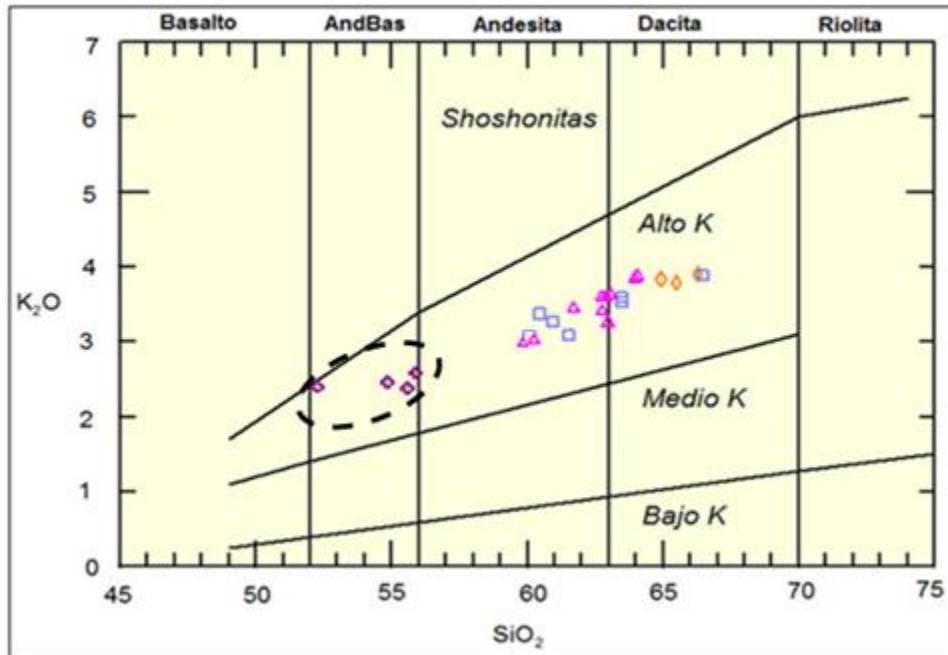


Figura 4.3. Gráfico K_2O vs sílice de clasificación para rocas volcánicas según Peccerillo y Taylor (1979), mostrando los límites de las series de Bajo-K, Medio-K y Alto-K (Le Maitre *et al.*, 1989), equivalentes a las series toleítica, calcoalcalina y calcoalcalina de alto-K, más la serie shoshonítica (Rickwood, 1989). Compilación según Rollinson (1993). Simbología idéntica a Fig. 4.1.

4.1.2 Elementos traza

Una gran gama de elementos traza fueron entregados por los análisis químicos (Tabla Anexo C). De todos ellos, fueron seleccionados algunos especialmente útiles en petrología ígnea para realizar gráficos de variación versus concentraciones de sílice y diagramas multielementos. Los elementos escogidos fueron: Ba, Rb, Sr, V, Ni, Cr, Th y Zr. Estos elementos se comportan como compatibles o incompatibles en un magma dependiendo de su razón radio/carga y de las fases que cristalizan, por lo que pueden ser buenos indicadores de condiciones fisicoquímicas y/o fraccionamiento mineral. De acuerdo a Green (1980), Ba y Rb sustituyen a K en feldespatos, micas u hornblenda; Sr sustituye a Ca en plagioclasas pero no en piroxenos; V es altamente fraccionado en óxidos de Fe-Ti; Ni y Cr son altamente compatibles con fases mantélicas, por lo que altas concentraciones sugieren un origen profundo; el Th y Zr son elementos generalmente incompatibles con fases silicatadas. En los diagramas de variación (Fig. 4.5) se aprecia que Ba, Ni y Zr no poseen tendencias evidentemente lineales. Del resto, sólo Rb y Th muestran una correlación positiva con el sílice. A continuación son descritos los patrones de concentraciones en ppm seguidos por aquellos elementos que muestran una correlación lineal, seguidos de la descripción de los que poseen patrones más irregulares.

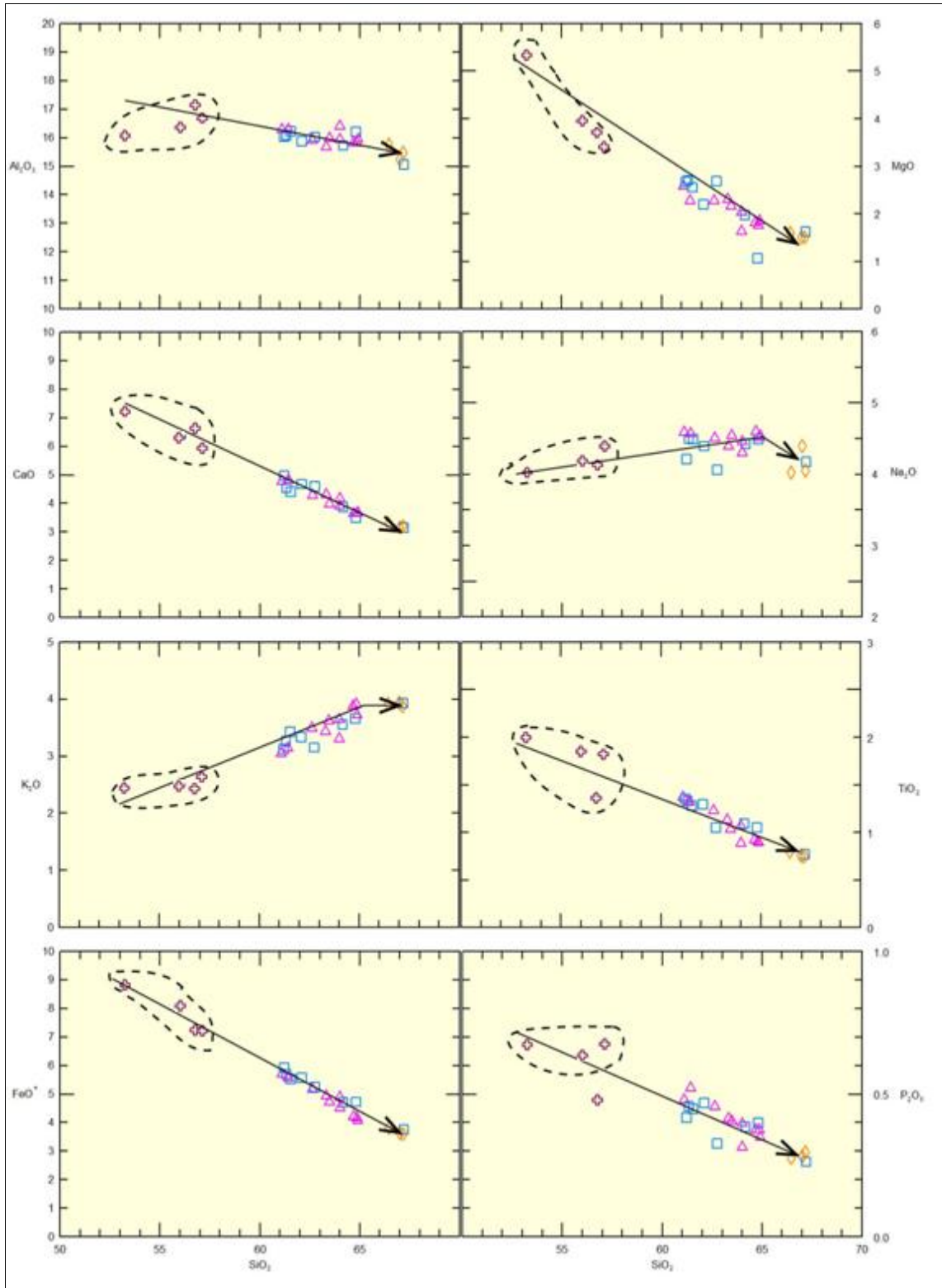


Figura 4.4. Diagramas de variación de sílice versus elementos mayores (expresados como p/p) para las rocas del CVA y CVQS (y sus respectivas inclusiones máficas), y del CVP y DCC. Las tendencias lineales se indican con flechas negras. FeO^* ha sido calculado como Fe_2O_3 . Simbología idéntica a la Fig. 4.1.

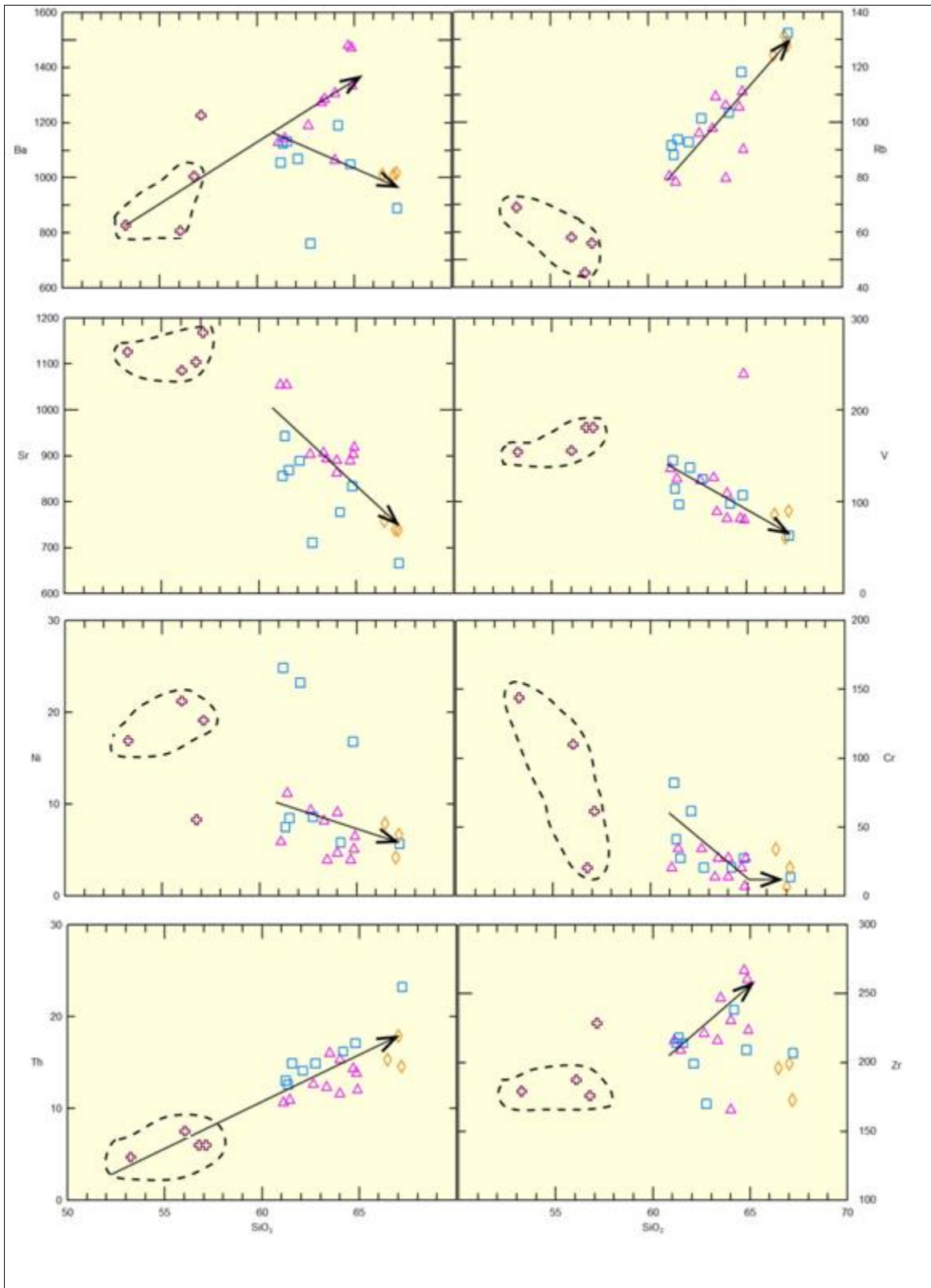


Figura 4.5. Diagramas de variación para elementos traza seleccionados (concentraciones en ppm) versus concentración de sílice normalizado. Las tendencias lineales son indicadas con flechas negras. Simbología idéntica a Fig. 4.1.

En el Rb, las inclusiones máficas muestran un descenso de sus concentraciones con el aumento de sílice desde 69 a 65 ppm. En el CVA y CVQS, las concentraciones ya muestran una tendencia lineal positiva, y los rangos de los complejos son similares y se superponen (88-118 y 78-111 ppm, respectivamente). Por último, el CVP y DCC exhiben concentraciones algo más altas de Rb que el CVA y CVQS, y plotean junto a la muestra LIRN-19, siendo esta última la que posee los mayores valores de Rb (124-132 ppm).

El Th es el elemento que muestra la mejor tendencia, la que incluye a todas las muestras sin mayor dispersión. Los enclaves máficos se correlacionan positivamente con el sílice, aumentando desde 4,7 a 7,4 ppm. El CVA posee mayores valores de Th que el CVQS, por lo que el primer complejo se grafica sobre la tendencia y el otro bajo la línea de regresión. Las concentraciones de Th en el CVA van desde 12,6 a 17,1 ppm, mientras que en el CVQS lo hacen en el intervalo 10,6-16,0 ppm. El grupo CVP-DCC posee cantidades de Th entre 14,6 y 17,9 ppm. Finalmente, los mayores valores corresponden a la muestra LIRN-19, la que posee 23,2 ppm.

El Sr también muestra una buena correlación lineal. Sus concentraciones decrecen desde las inclusiones máficas hacia los productos más evolucionados. En los enclaves, el Sr varía en 1169-1087 ppm. Luego, en la nube central de puntos, donde se hallan las muestras del CVA y CVQS, este último posee valores más altos (863-1054 ppm) que el primero (710-943 ppm). Los menores valores de Sr se alcanzan en el CVP, DCC y la muestra LIRN-19 (la de concentraciones más bajas), con un rango de (666-759 ppm).

El V muestra un comportamiento muy similar al Sr, con la salvedad que la nube CVA-CVQS es más homogénea y tiene mayor superposición en sus respectivos intervalos: 97,0-145,0 ppm para el CVA y 80,0-136,0 ppm para el CVQS, excluyendo la muestra LIRN-06, claramente fuera de la tendencia (239,0 ppm). Los valores de V en las inclusiones máficas son de 154,0-181,0 ppm, y muestran una tendencia ligeramente positiva con el sílice. Por otro lado, el conjunto CVP-DCC es el que se encuentra más empobrecido en V relativamente, con valores que fluctúan entre 61,0-90,0 ppm. La muestra LIRN-19 posee un valor cercano al límite inferior de ese intervalo (63,0 ppm).

El Cr es similar al V en su tendencia y en los valores de las concentraciones, menores a 200 ppm. Los enclaves por su cuenta poseen una dramática disminución de sus valores con respecto al aumento de sílice, desde 143,7 hasta 20,5 ppm. El CVA muestra valores más altos de Cr (20,5-83,1 ppm) que el CVQS-CVA (6,9-34,2 ppm), aunque ambos conforman una nube

central de puntos más o menos homogénea. El rango de Cr del CVP-DCC es similar al del CVQS (6,8-34,2 ppm). La muestra LIRN-19 muestra un valor intermedio en el rango del grupo CVP-DCC, de 13,7 ppm.

Entre los elementos de mayor dispersión, las concentraciones de Ba tienen un amplio rango en las inclusiones máficas, las que aumentan considerablemente desde 800 ppm hasta 1227 ppm. Los valores más altos los posee la muestra LIRR-189B correspondiente a un enclave máfico del estadio Quimsachata I, la cual se encuentra alejada de la dispersión. Esto podría corresponder a un *trend* evolutivo particular para los enclaves, de mayor pendiente, o bien un rasgo destacable para los enclaves de las primeras etapas de la construcción del complejo. El CVA y el CVQS muestran patrones evolutivos distintos: mientras las concentraciones de Ba en el CVA tienen una correlación negativa, disminuyendo desde 1190 hasta 1049 ppm en el grueso de los puntos, en el CVQS los productos más evolucionados muestran enriquecimientos relativos de Ba respecto al CVA, mostrando una buena tendencia lineal en el intervalo 1063-1749 ppm. En tanto, en el DCC y CVP las concentraciones de Ba tienen un estrecho intervalo de variación (1011-1018 ppm), en el extremo más empobrecido en Ba del patrón definido por el CVA. La muestra LIRN-19 posee valores cercanos a los del grupo CVP-DCC con 890 ppm.

El Ni posee también gran dispersión, pero aun así se vislumbra una tendencia negativa desde los productos más básicos hacia los más evolucionados. Los enclaves posee un rango de variación de 8,3-21,2 ppm. Se puede vislumbrar una ligera tendencia lineal al enriquecimiento en Ni. EL punto de menores valores corresponde al enclave LIRN-27 del estadio QS3. En la nube central de puntos, el CVA posee 3 muestras que escapan del grueso de puntos de ese complejo (5,8-8,6 ppm): las muestras LIRN-21 (16,8 ppm), LIRN-20 (23,2 ppm) y LIRN-29 (24,8 ppm), pertenecientes a los estadios A1 (las dos primeras) y III (la última), definiendo por sí mismas un tendencia descendiente. Las concentraciones de Ni en el CVQS son semejantes a las del CVQS, mostrando una tendencia negativa conjunta: 3,9-11,2 ppm. Finalmente, el grupo DCC y CVP, junto a la muestra LIRN-20 muestran una variación de 4,2-7,9 ppm, las concentraciones más bajas.

El Zr tiene un patrón de comportamiento similar al del Ba. Las inclusiones máficas muestran un ligero aumento en sus concentraciones de Zr (175-187 ppm). Al igual que en la gráfica de Ba, el mayor valor alcanzado (228 ppm) nuevamente es anómalo respecto a la tendencia general y lo posee el enclave LIRR-189B. Los rangos de concentraciones de Zr en el CVA y el CVQS son también disímiles, con una correlación lineal para el CVQS en el

intervalo 208-266 ppm, y una gran dispersión de valores para el CVA, sin correlación aparente en el rango 169-238 ppm. Los menores valores son alcanzados por el grupo CVP-DCC, cuyas concentraciones se encuentran en el intervalo 172-199 ppm. La muestra LIRN-19 se encuentra algo enriquecida respecto a este grupo con 206,90 ppm.

Entre los diagramas multielementos (*spider*), existe una gran variedad, y se diferencian en la selección de los elementos a graficar y los valores de estandarización. Para graficar las tierras raras (REE o *rare earth elements*), se prefirió el gráfico de Sun y McDonough (1989) normalizado a condritos, por ser uno de los más ampliamente utilizados actualmente (Fig. 4.6). Para los diagramas multielementos, se usaron los valores de normalización de Pearce (1983) respecto a los *Middle Ocean Ridge Basalt (MORB)* (Fig. 4.7).

En la Fig. 4.6 se observa que todas las muestras siguen esencialmente el mismo patrón, con enriquecimiento de las LREE (tierras raras livianas o *light rare earth elements*) respecto a las HREE (tierras raras pesadas o *heavy rare earth elements*) y mostrando una inflexión en el gráfico alrededor del elemento Er, donde la tendencia se vuelve más plana. Los patrones de las inclusiones máficas sobresalen del resto de las muestras, y se colocan en la parte superior desde el Nd hacia la derecha, lo que puede ser mejor visualizado en la Fig. 4.8. Por otra parte, mientras las muestras del CVA y CVQS se mantienen en el grueso de la tendencia, conformando la parte central del patrón, las muestras del grupo CVP-DCC se encuentran empobrecidas en *LREE* respecto al resto, y muestran un traslado de sus patrones de REE a la parte más baja de la gráfica desde el elemento Gd hacia la derecha. La muestra LIRN-19 muestra un patrón similar al de este grupo, posicionándose en la base del patrón general de tierras. Entre otros aspectos, es importante notar la ausencia de la anomalía de Eu en todas las muestras, muy común en rocas volcánicas de la ZVC. Por otra parte, todas las muestras poseen valores de $Yb_N < 10$ y los valores de $(La/Yb)_N$ se encuentran en el intervalo 22,01-57,65.

En la Fig. 4.7 se observa como los elementos más móviles (*LILE*) como Ba, Rb y K se encuentran altamente enriquecidos. Estos elementos se encuentran ligeramente empobrecidos en las inclusiones máficas respecto al resto de las muestras. El Th también se encuentra enriquecido en la mayoría de las muestras. La muestra LIRN-19 posee una notable anomalía positiva por sobre el resto de los patrones. El mismo elemento aparece notablemente empobrecido en las inclusiones máficas respecto al resto de los patrones. El Sr (*LILE*), de comportamiento geoquímico similar al Eu, se encuentra enriquecido respecto a los *MORB* y no muestra una anomalía significativa, al igual que el Eu en el gráfico de la Fig. 4.6.

Los elementos incompatibles y menos móviles son aquellos de alto potencial iónico (=radio/carga) (*high field strength elements* o *HFSE*), y corresponden en la Fig. 4.7 a todo el espectro desde Ta a Yb. Estos se encuentran claramente empobrecidos con respecto a los *LILE*. Es posible distinguir, *grosso modo*, entre los *HFSE*: (1) entre los elementos Ta y P la parte alta del patrón *spider* es dominada por las inclusiones máficas, la parte media y más gruesa es ocupada por las muestras del CVA y CVQS, y la parte baja por las muestras del CVP y DCC; el elemento Ce posee una anomalía positiva en todas las muestra y el par Ta-Nb muestran un comportamiento geoquímico análogo. (2) Las inclusiones máficas pasan a la base del patrón *spider* junto a las muestras del grupo CVP-DCC, mientras que las de los complejos CVA y CVQS pasan a ocupar la parte alta; los elementos Zr y Hf poseen un comportamiento geoquímico similar. (3) Entre los elementos Sm e Yb, las inclusiones máficas se encuentran claramente enriquecidas respecto al resto de las muestras, más notorio en el Ti; el resto de las muestras se comportan similarmente al rango Ta-P, con el CVA y CVQS ocupando la parte media y el grupo CVP-DCC mostrando las mayores deficiencias. En los tres intervalos anteriormente mencionados, la muestra LIRN-19 ocupa una posición intermedia entre el grupo CVP-DCC y el CVA. Las diferencias entre los enclaves y las rocas que los hospedan son mejor graficadas en la Fig. 4.9.

Las variaciones de K_2O-TiO_2 son presentadas en el diagrama de la Fig. 4.10a, utilizado por Wörner *et al.* (1994) para mostrar las diferencias entre los segmentos al norte y sur del 'Gap de Pica'. Se observa que la mayoría de las muestras del CVA se ajustan al grupo N-ZVC, mientras que sólo algunas del CVQS caen en este rango. La mayor parte de las rocas del CVQS, junto a las del CVP, DCC y la muestra LIRN-19 poseen mayores valores de K_2O que ambos grupos y no son clasificadas en ninguno de los grupos definidos por Wörner *et al.* (1994). Las inclusiones máficas son las únicas que se grafican cercanas al campo definido por Wörner *et al.* (1994), aunque con mayores concentraciones de TiO_2 . En la Fig. 4.10b, el diagrama de variación SiO_2 versus la razón (TiO_2/Y) (Wörner *et al.*, 1994) muestra razones muy altas de (TiO_2/Y) para todas las muestras, las que se grafican por sobre ambas familias de la ZVC. Al igual que en la Fig. 4.10a, solamente las inclusiones máficas se encuentran cercanas a su rango correspondiente, de aquellos definidos por Wörner *et al.* (1994). Es importante destacar que el *trend* definido por todas las muestras se acerca en su parte más evolucionada al rango encontrado por dichos autores para los Domos de Porquesa.

4.1.3 Vidrios

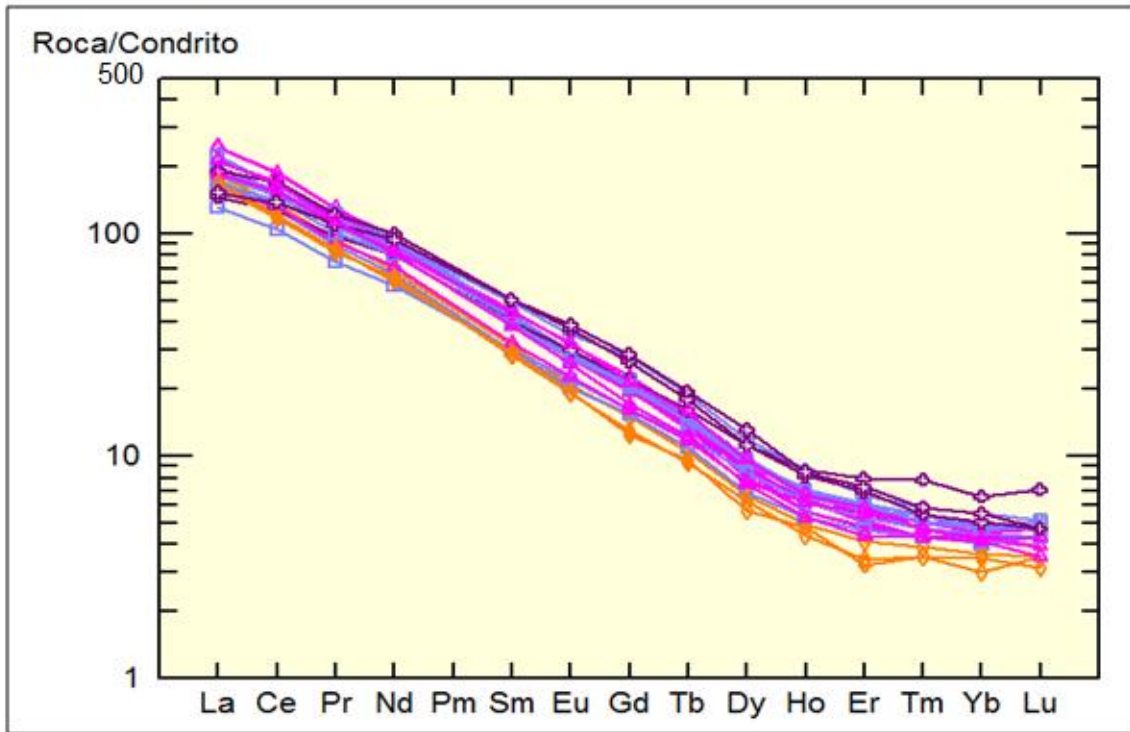


Figura 4.6. Diagrama de REE con valores normalizados a condrito según los valores de Sun y McDonough (1989). Misma simbología que Fig. 4.1.

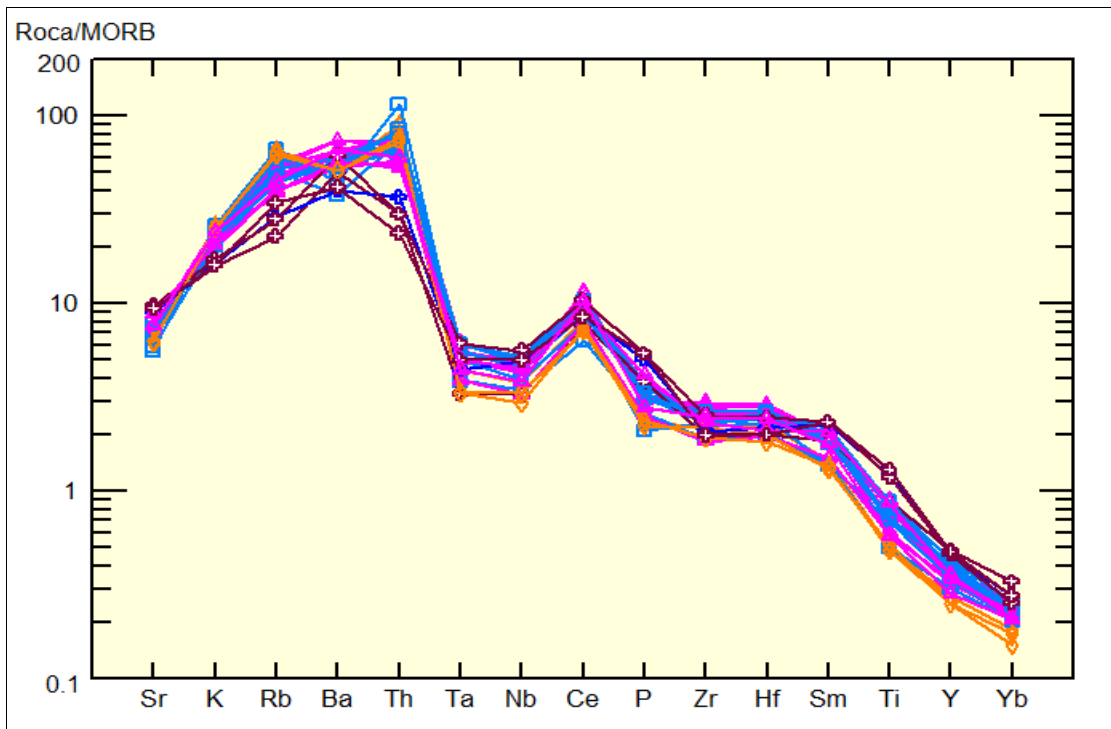


Figura 4.7. Diagrama multielementos con valores normalizados a MORB, según los valores de normalización de Pearce (1983). Misma simbología que Fig. 4.1.

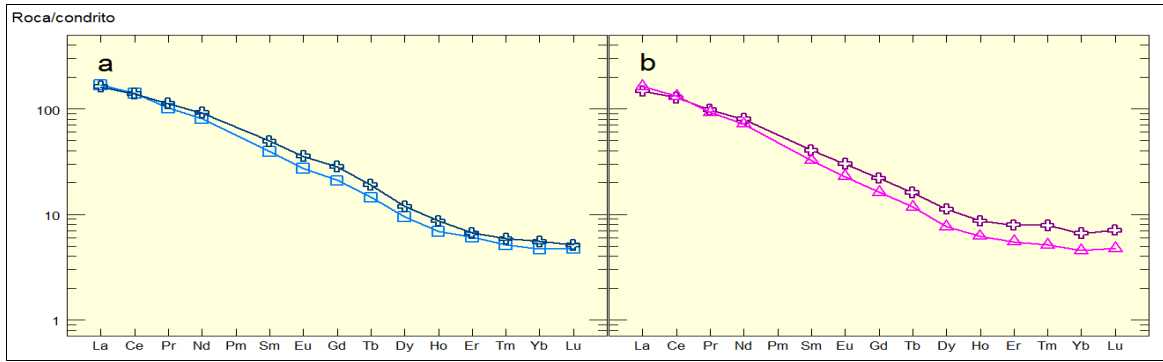


Figura 4.8. Diagrama de REE con valores normalizados a condrito según los valores de Sun y McDonough (1989), mostrando las diferencias entre las firmas geoquímicas entre las inclusiones máficas y las rocas que los hospedan. (a) Muestras LIRN-29 (lava huésped; cuadros celestes) y LIRN-29B (inclusión máfica; cruces azul oscuro) del estadio QS3. (b) Caso análogo, con las muestras LIRN-27B (lava huésped; triángulos fucsia) y LIRN-27 (inclusión máfica; cruces púrpura), también pertenecientes al estadio QS3.

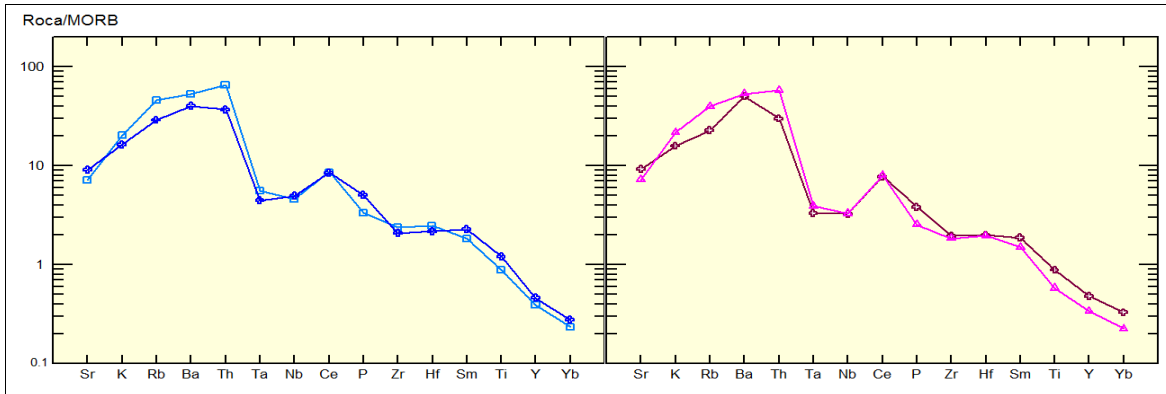


Figura 4.9. Diagrama multielementos con valores normalizados a MORB de acuerdo a Pearce (1983). (a) y (b) idénticos a los de la Fig. 4.8.

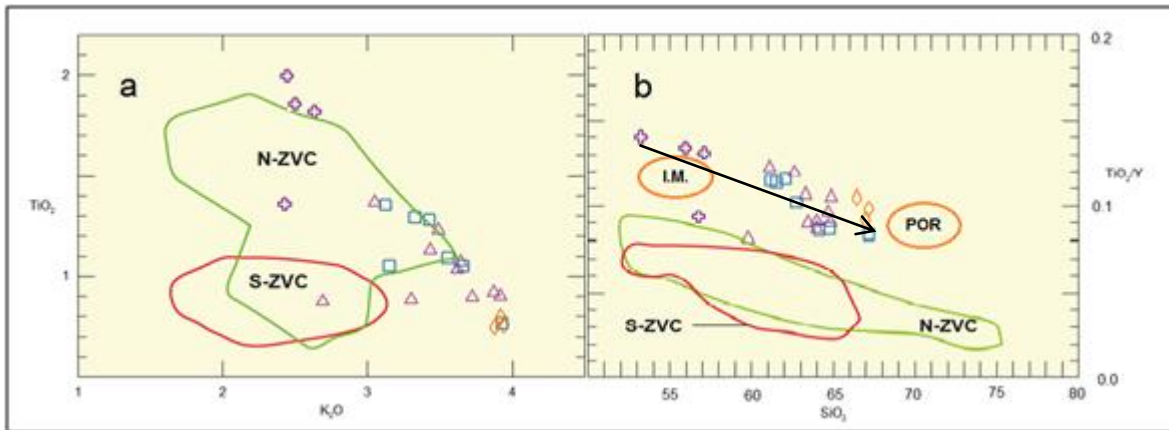


Figura 4.10. Diagramas de variación (a) K_2O-TiO_2 y (b) $SiO_2-(TiO_2/Y)$, mostrando la zonación para diferentes segmentos de la ZVC según Wörner *et al.* (1994). N-ZVC: $17^\circ-19^\circ S$; S-ZVC: $20^\circ-22^\circ S$; I.M.: inclusiones máficas; POR: Domas de Porquesa. Notar que la subdivisión de la ZVC no incluye el intervalo $19^\circ-20^\circ S$, donde se ubican el CVA y el CVQS. Misma simbología que Fig. 4.1.

De acuerdo a las inspecciones microscópicas en sección transparente, la masa fundamental constituye aproximadamente el 70% en las muestras estudiadas. En la mayor parte de las rocas observadas, la masa fundamental poseía alrededor de 20-50% de vidrio en la masa fundamental, lo que finalmente entrega un rango de 14-35% de vidrio en el total de la roca. El menor porcentaje observado fue en algunas rocas con densa textura pilotaxítica a intergranular del estadio QS2, con 50-70% de microlitos de plagioclasa y prácticamente sin vidrio. El mayor porcentaje, cercano al 35% de vidrio fue observado en la Coulée Aroma y la muestra colectada del CVP (LIRN-28). No obstante, la principal limitante para los análisis de vidrio fue el alto grado de desvitrificación que presentaban las rocas en la masa fundamental. Esta desvitrificación se encontraba en un estado avanzado hacia fases cristalinas como cuarzo y feldespato-K (Fig. 4.13). Por esta razón sólo fue posible estudiar aquellas muestras con una alta proporción de vidrios, donde existía mayor probabilidad de encontrar zonas frescas, *i.e.*, las muestras LIRN-19 y LIRN-28. Los vidrios fueron medidos en las secciones pulidas preparadas para la técnica de microsonda electrónica. Un total de tan sólo 6 mediciones se realizaron sobre los vidrios frescos encontrados en la masa fundamental de las muestras LIRN-19 y LIRN-28 (3 mediciones en cada muestra).

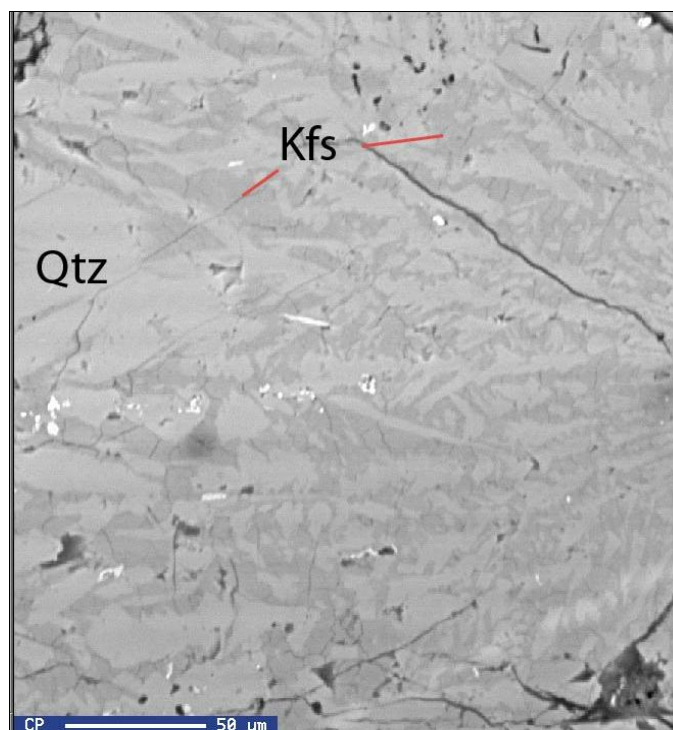


Figura 4.11. Imagen de electrones retrodispersados (*backscattered electron image: BEI*) de una zona de masa fundamental de la lava-domo LIRN-19, con grado avanzado de desvitrificación. Las fases presentes, analizadas mediante espectrometría de energía dispersada de rayos-X (*energy-dispersive X-ray spectrometry, EDS*), son cuarzo (Qtz; gris claro) y feldespato potásico (Kfs; gris oscuro, indicado con líneas rojas). El mismo patrón de desvitrificación fue observado en la mayor parte de las muestras. Escala: 50 micras.

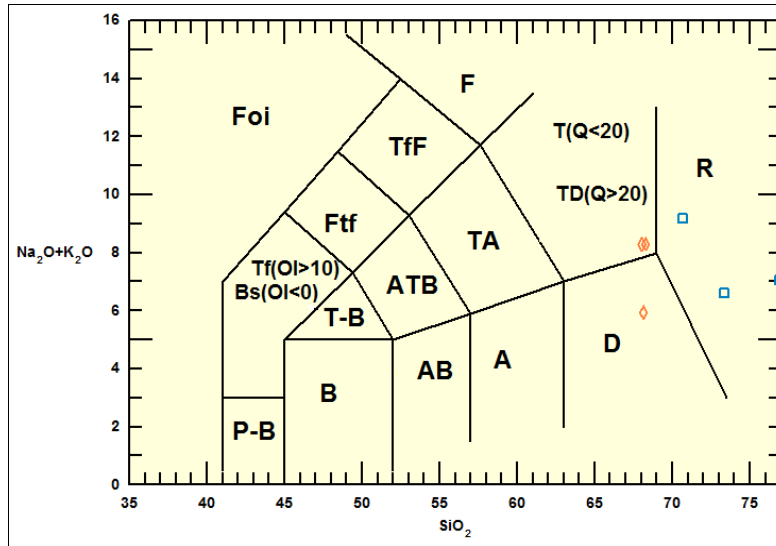


Figura 4.12. Diagrama TAS según Le Bas *et al.* (1986) mostrando la composición de los vidrios del estadio A2 y una muestra del CVP, según simbología y condiciones de la Fig. 4.1.

Los resultados entregados por los análisis de microsonda son entregados en la Tabla Anexo D-7. Los elementos analizados fueron SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , NiO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y Cl .

En la Fig. 4.12 se muestra el diagrama TAS de clasificación para los vidrios del estadio A1I y el CVP. Se desprende de la figura que la composición del vidrio de la Coulée Aroma es riolítica, mientras que la de la muestra LIRN-28 (CVP) es vidrio riodacítico, principalmente de alto-K. Ambas muestran poseen mayores proporciones de SiO_2 que en la química de roca total, pero la diferencia es más pronunciada para la Coulée Aroma, en la cual fue medido un punto de vidrio riolítico de alto- SiO_2 , alrededor del 77%. Se estima que el vidrio presente en el resto de las rocas sea de composición andesítica a dacítica de alto-K.

4.2 Química Mineral

Los análisis de química mineral en microsonda electrónica se practicaron sobre 14 secciones transparentes pulidas, 9 de las cuales corresponden al CVQS, 3 al CVA, 1 a una inclusión máfica hallada en el CVQS y otra al CVP. Además de los vidrios, en ellas se analizaron anfíbulas, biotitas, feldespatos (plagioclasa y sanidina), olivinos, óxidos de Fe-Ti y piroxenos, de los que fueron obtenidas las composiciones en óxidos de elementos mayores y algunos elementos traza representados como porcentaje en peso.

En la mayoría de los casos los minerales fueron analizados en dos puntos (centro y borde) con el fin de resaltar las variaciones químicas en distintas etapas de cristalización. En

los feldespatos, algunos cristales fueron analizados en mayor cantidad de puntos o en transectas de hasta 30 mediciones, con el fin de caracterizar la zonación química observada petrográficamente. En los óxidos de Fe-Ti se midieron los pares de óxidos tipo titanomagnetita-ilmenita cuando estos se encontraron como fases en contacto o exseltas mostrando textura lamelar.

En base a tales resultados fue posible clasificar químicamente los minerales del CVQS-CVA así como también obtener las condiciones térmicas y barométricas en que se encontraban los magmas que le dieron origen.

4.2.1 Feldespatos

Los feldespatos son el grupo mineral más abundante hallado en el CVQS-CVA y se encuentran tanto en fenocristales como en microlitos en la masa fundamental. Estos son principalmente del tipo plagioclasa, aunque también fueron observados algunos 'megacristales' de feldespato potásico tipo sanidina. Los óxidos medidos para los feldespatos fueron SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y BaO , NiO y SrO y sus resultados se entregan en la tabla Anexo D-3. La fórmula estructural fue calculada en base a 20 cationes y 8 oxígenos (Anexo E-3), desde donde fueron calculados los parámetros Ab-An-Or, luego proyectados en gráficos ternarios (Fig. 4.13).

En la Fig. 4.13a se observa que el grueso de los feldespatos del CVA analizados consiste en plagioclasas con una composición variable entre andesina ($\text{Ab}_{60}\text{-An}_{36}\text{-Or}_{04}$) y oligoclasa ($\text{Ab}_{74}\text{-An}_{21}\text{-Or}_{05}$), sin embargo, se observa también un pequeño cúmulo de puntos aislado en el campo de la labradorita ($\text{Ab}_{44}\text{-An}_{56}\text{-Or}_{00}$ a $\text{Ab}_{43}\text{-An}_{57}\text{-Or}_{00}$). Como se muestra en la Fig. 4.14a, los centros de las plagioclasas caen en su mayoría en el campo de la andesina, mientras que los bordes se separan en los campos de oligoclasa (más sódica) y labradorita (más cálcica). Las plagioclasas con borde tipo oligoclasa corresponden a aquellas que petrográficamente se observaron íntegras, subhedrales a euhedrales y sin bordes de disequilibrio. Los perfiles de zonación en este tipo de plagioclasa mostraron patrones oscilatorios dentro del campo oligoclasa, o zonación normal desde andesina a oligoclasa (Fig. 4.13a). En cambio, aquellas que presentan una zonación inversa, *i.e.*, borde tipo labradorita, corresponden a plagioclasas con bordes de reacción, texturas *spongy cellular* y *sieve*, limitadas en ocasiones por sobrecrecimientos límpidos de composición más cálcica.

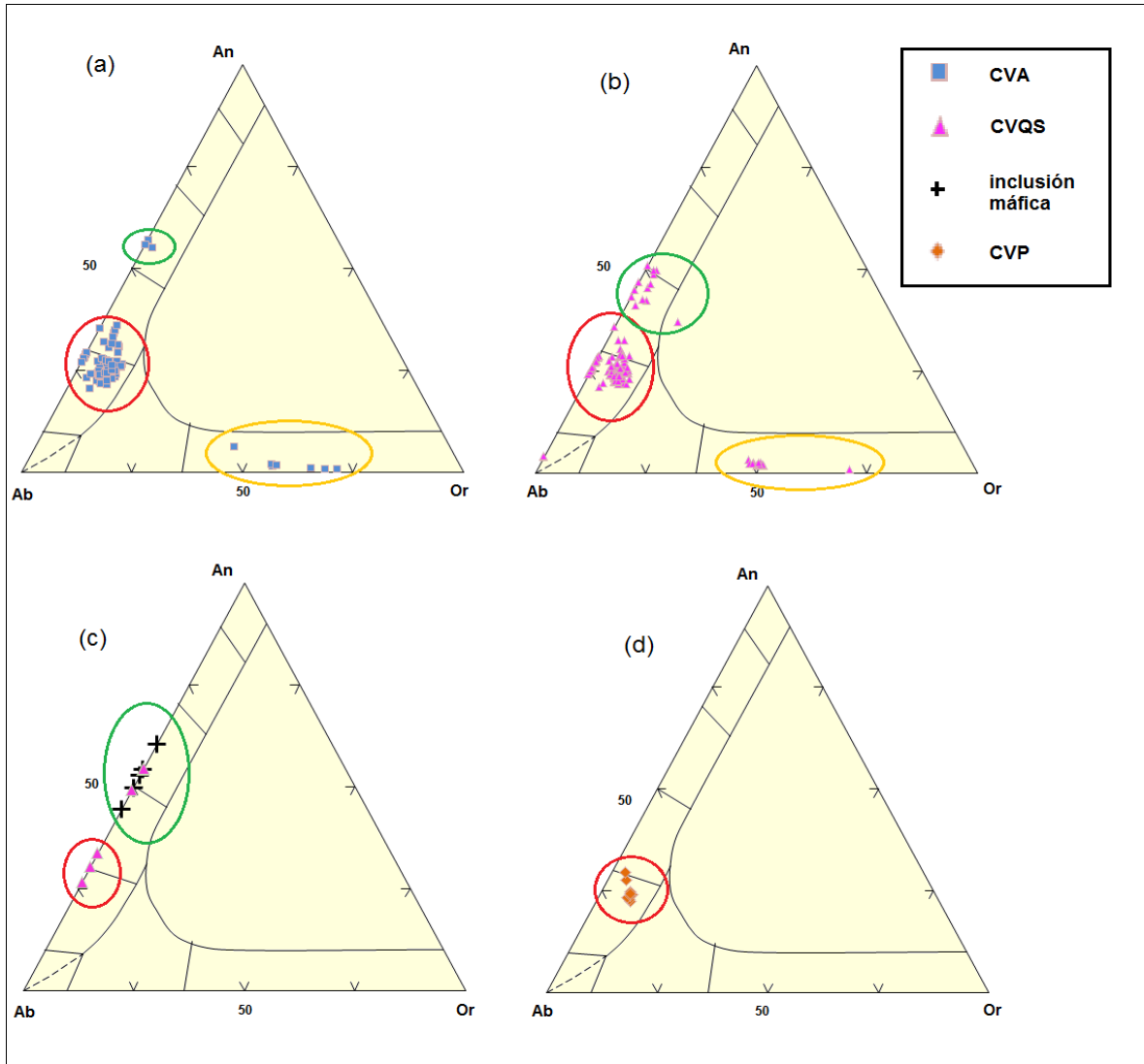


Figura 4.13. Clasificación química de feldspatos en diagrama ternario Ab-An-Or (Ab=NaAlSi₃O₈; An=CaAl₂Si₂O₈; Or=KAlSi₃O₈). (a) CVA. La elipse anaranjada encierra las sanidinas, la elipse roja las plagioclasas de composición andesina-oligoclasa y la elipse verde las de composición labradorita. (b) CVQS. Las elipses son análogas a las de (a), pero la elipse verde cae en el rango transicional andesina-labradorita. (c) Diagrama representando la composición de las plagioclasas del enclave LIRN-27 hallado en el CVQS. Aquellas indicadas con simbología del CVQS pertenecen a un xenocristal hallado en el enclave. (d) Plagioclasas del CVP.

Generalmente estas plagioclasas presentan un patrón de zonación normal en el núcleo (Fig. 4.13b). Las sanidinas del CVA varían composicionalmente entre Ab₄₉-An₀₆-Or₄₅ y Ab₂₈-An₀₁-Or₇₁ (Fig 4.13a). Las mayores concentraciones de Or se dan hacia los centros.

Las plagioclasas del CVQS son composicionalmente similares a las del CVA, aunque las más cálcicas del CVQS no se encuentran de lleno en el campo de labradorita, sino más

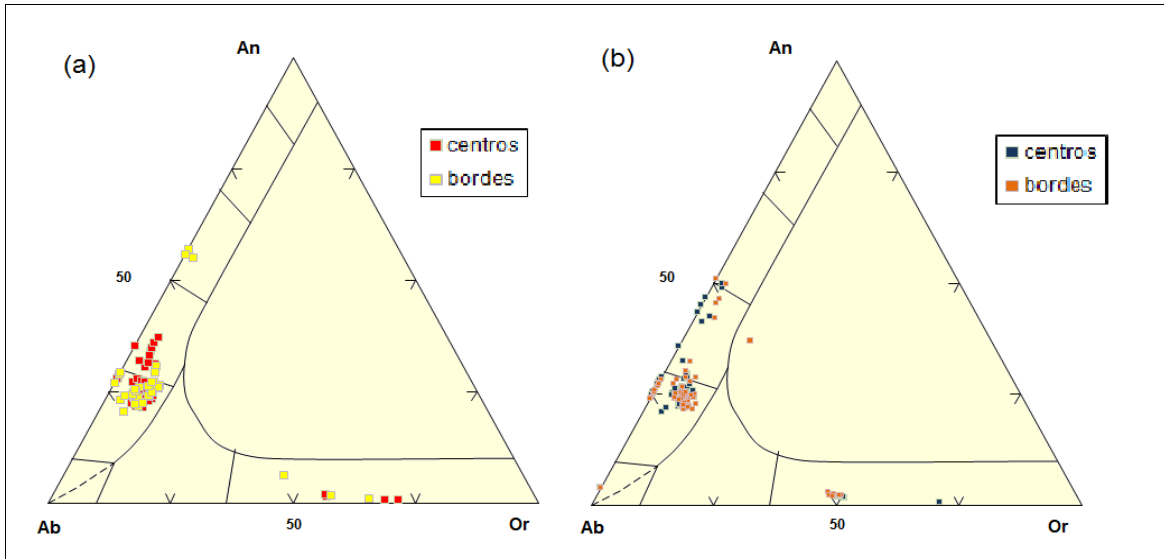


Figura 4.14. Variación composicional entre centro y borde de feldspatos. (a) CVA. (b) CVQS.

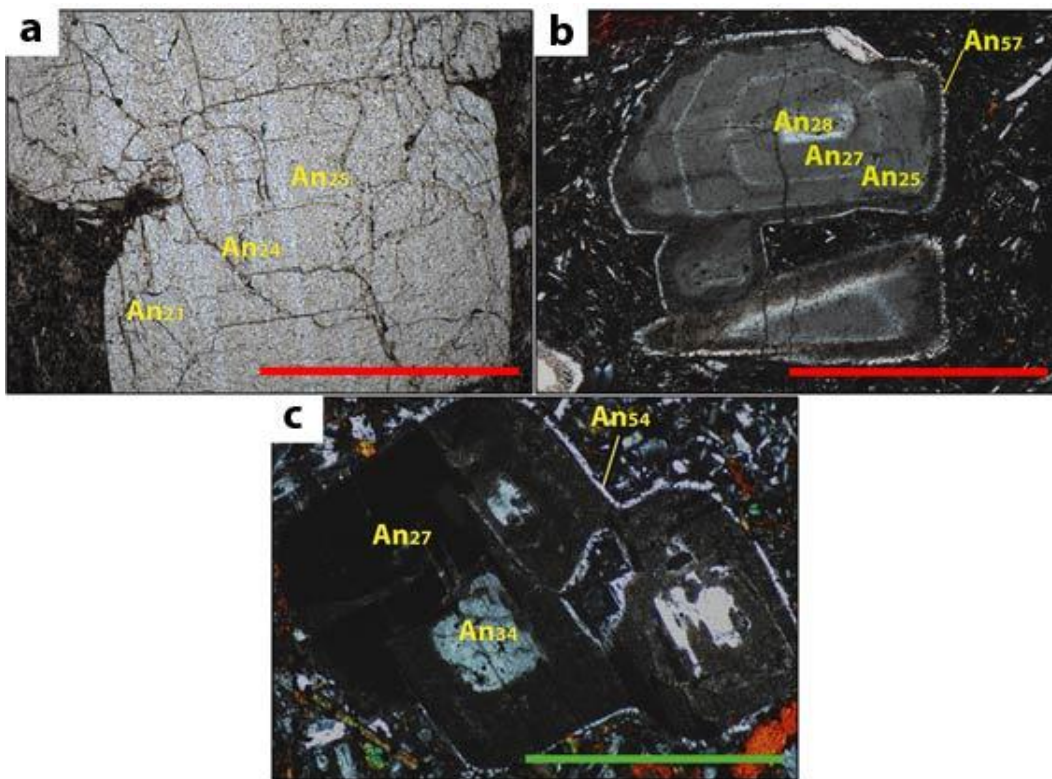


Figura 4.15. (a) Zonación normal en plagioclasa subhedral del estadio A3 (PPL; lava LIRN-23). (b) Zonación normal en el núcleo de una plagioclasa del estadio A3, seguida de borde de reacción y sobrecrecimiento cálcico generando zonación inversa (XPL; lava LIRN-23). (c) Zonación normal en el centro de un xenocristal de plagioclasa inmerso en una inclusión andesítica-basáltica (XPL; enclave LIRN-27) del CVQS. Notar los bordes evidenciando condiciones de desequilibrio y el sobrecrecimiento más cálcico limitando el cristal. Escalas: roja=2 mm; verde=1 mm.

bien desplazado hacia un campo transicional entre andesina y labradorita (Fig. 4.15b). Los centros de las plagioclasas caen también en el campo de la andesina, aunque algo más cálcica que en el CVA; por su parte, los bordes también plotean en dos grupos, dependiendo de la textura de la plagioclasa analizada. Las sanidinas del CVQS son composicionalmente semejantes a las del CVA, variando entre $Ab_{50}-An_{03}-Or_{47}$ y $Ab_{29}-An_{01}-Or_{71}$; las mayores concentraciones de Or se dan igualmente hacia los centros.

En la Fig. 4.13c se muestran las composiciones de las plagioclasas de la masa fundamental del enclave LIRN-27 (CVQS), las cuales poseen una composición variable entre andesina ($Ab_{44}-An_{56}-Or_{00}$) y labradorita ($Ab_{40}-An_{60}-Or_{00}$), marcada por la elipse verde. Dentro del enclave fue también analizado un xenocristal de plagioclasa con claros signos de disequilibrio en sus bordes. Los resultados arrojaron composiciones intermedias entre oligoclasa-andesina en el centro, con zonación normal, y más cálcicas, similares a las plagioclasas propias del enclave hacia los bordes reaccionados y el borde de sobrecrecimiento (Fig. 3.15c).

Finalmente, las plagioclasas analizadas para el CVP poseen composiciones principalmente en el campo de la oligoclasa, con zonación oscilatoria, aunque algunos escasos puntos caen en la frontera con la composición tipo andesina (Fig. 4.13d).

4.2.2 Anfíbola

Las anfíbolas son el mineral ferromagnesiano más abundante en las rocas del CVQS-CVA y se presenta en variadas especies, las cuales poseen diferentes tamaños, formas y estados de preservación, dependiendo de la unidad donde se localice. De este grupo mineral se obtuvieron los contenidos de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , NiO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y F (Tabla Anexo D-1). La fórmula estructural fue calculada en base a 23 oxígenos y 13 cationes utilizando el procedimiento de Holland y Blundy (1994), usando la rutina Excel de Lawford Anderson. En tanto, la clasificación de las anfíbolas se realizó usando el programa Excel '*Probe-amph 3.0, an amphibole structural formula calculator and classifier*', de Andy Tindle, la cual desarrolla el cálculo de fórmula estructural y clasificación de acuerdo a Leake *et al.* (1997). Los datos de la fórmula estructural y clasificación son presentados en la Tabla Anexo E-1.

De acuerdo a la clasificación de Leake *et al.* (1997), todos las anfíbolas del CVQS-CVA corresponden al grupo de las anfíbolas cálcicas, donde fueron luego subclasificados de

acuerdo a los parámetros $\#Mg = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ (número magnésico) versus el contenido de Si estructural. Las anfíbolas del CVA se subdividen en tres grupos (Fig. 4.16). Un primer grupo corresponde a la especie magnesiohornblenda, con Si variando en el rango 6,8-7,2 átomos por fórmula unitaria (en adelante: a.p.f.u.) y #Mg con valores de 0,69-0,75 (Fig. 4.16a). El segundo grupo corresponde a las que se clasifican como tschermakita de alto-Ti (\pm alto-K), con valores de Si a.p.f.u. entre 6,0-6,3 y #Mg entre 0,75-0,91 (Fig. 4.16a). El tercer grupo se subclasifica como magnesiohastingsita de alto-Ti (\pm alto-K, alto-Fe), con valores de Si a.p.f.u. similares a las tschermakitas (5,9-6,2) y un rango similar pero más restringido en #Mg (0,82-0,87) (Fig. 4.16b). Es notable el *gap* composicional de Si estructural entre el primer grupo con el resto (0,6), así como sus menores valores en #Mg. Las anfíbolas del CVQS se subdividen en los mismos tres grupos que el CVA, aunque presentan mayores y menos variables valores de Si estructural en las tschermakitas y magnesiohastingsitas. Las magnesiohornblendas del CVQS poseen un rango de Si a.p.f.u. de 6,8-7,1 y uno de #Mg de 0,73-0,76, prácticamente coincidente con el del CVA Fig. 4.16a. Las anfíbolas del tipo tschermakita son también de alto-Ti (\pm alto-K), con Si a.p.f.u. variando entre 6,2-6,4 y #Mg en 0,76-0,87 (Fig. 4.16a). Finalmente, las magnesiohastingsitas son de alto-Ti y también poseen valores más restringidos de Si que las del CVA: 6,2-6,3. El #Mg se encuentra entre 0,78-0,86 (Fig. 4.16b). Se observa también en el CVQS un hiato composicional de Si a.p.f.u. (0,4) entre el primer grupo de anfíbolas respecto al resto, así como también menores valores de #Mg. Las anfíbolas analizadas en el enclave LIRN-27 son tschermakitas y magnesiohastingsitas de alto-T (\pm alto-Fe) (Figs. 4.16a y b). De acuerdo a los parámetros #Mg y Si estructural, son muy similares a las anfíbolas analizadas en el CVQS, y a aquellas del CVA con mayores valores de Si. Las tschermakitas poseen valores de Si de 6,3-6,4 y #Mg de 0,77-0,84. En las magnesiohastingsitas, Si varía entre 6,2-6,3 y #Mg entre 0,81-0,86. Las anfíbolas del CVP fueron clasificados únicamente como magnesiohornblendas, con valores de Si entre 6,8-7,1 y #Mg entre 0,68-0,73, similares a las anfíbolas del mismo tipo hallados en el CVA y CVQS (Fig 4.16a).

En resumen, las anfíbolas del CVA y CVQS se subdividen en los de alto-Si y bajo-Si/alto-Ti, es decir, en (1) magnesiohornblendas y (2) tschermakitas/magnesiohastingsitas. Las principales diferencias entre ambos grupos son: (1) la existencia de un *gap* composicional de Si a.p.f.u. de 0,4-0,6 entre ambos grupos; (2) valores comparativamente más altos de #Mg en las tschermakitas/magnesiohastingsitas (0,75-0,91) respecto a las magnesiohornblendas (0,69-0,76), casi sin superposición de los valores. Las anfíbolas del enclave analizado son similares a las del grupo (2). En tanto, las magnesiohornblendas del CVP tienen parámetros de Si estructural y #Mg prácticamente idénticos a las del CVA y CVQS. Ambos grupos de anfíbolas conviven en prácticamente todas las rocas de estos complejos, salvo en la Coulée Aroma y la

muestra colectada del CVP (donde se encuentran exclusivamente magnesiohornblendas), y en el enclave LIRN-27 (sólo anfíbolas de bajo-Si/alto Ti). Cabe destacar que petrográficamente el primer grupo consiste en anfíbolas idiomorfas a hipidiomorfas, sin alteraciones, de tamaños entre 0,5-2,0 mm, con pleocroísmo pardo-claro a pardo-verdoso y que en ocasiones se encuentran incluidos o en contacto con plagioclasas de composición tipo oligoclasa (Fig. 4.17a). En cambio, las anfíbolas de bajo-Si/alto-Ti son generalmente hipidiomorfos, con bordes opacíticos y/o embahados, en tamaños de 0,1-1,0 mm, con pleocroísmo tenue o ausente que va desde pardo-oscuro a pardo-amarillento, a veces presentes en coronas sobre fases como clinopiroxeno o cuarzo (Fig. 4.17b).

En el diagrama de variación Ti/Al_{total} (Fig. 4.18) se aprecia que las anfíbolas en estudio se separan en tres grupos. El primer grupo (1) se ubica en una zona de relativamente bajo-Al/bajo-Ti y corresponde a las anfíbolas tipo magnesiohornblenda hallados en las rocas de los estadios CVQS3 y A2 (Coulée Aroma), y también en la muestra analizada del CVP. Los grupos (2) y (3) se ubican en la zona de relativamente alto-Al/alto-Ti, y corresponden a tschermakitas y magnesiohastingsitas de alto-Ti de: (2) lavas de los estadios QS2, QS3 y A3 y (3) domos de los estadios QS3 y A3, así como el enclave LIRN-27 (hallado en un domo del estadio QS3). Cabe notar los hiatos composicionales de 0,4 en Al_{total} a.p.f.u. y de 0,1 en Ti a.p.f.u. entre el grupo (1) y el resto de las anfíbolas.

4.2.3 Piroxeno

Los piroxenos se encuentran únicamente en el grupo de los clinopiroxenos, conformando un mineral accesorio en la mayor parte de las rocas del CVQS-CVA. Se encuentra en forma de fenocristales, microlitos y como coronas de reacción sobre otras fases minerales como cuarzo. De este grupo mineral se obtuvieron las concentraciones de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , NiO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y F (Tabla Anexo D-6). La fórmula estructural fue calculada en base a 4 cationes y 6 oxígenos, desde donde luego se obtuvieron los parámetros En-Fs-Wo, proyectados en un gráfico ternario (Tabla Anexo E-6) (Fig. 4.19).

En la Fig. 4.19a se observa que los piroxenos del CVA son de las especies diópsido y augita, con algunos puntos en un campo transicional. En cambio, los del CVQS son primordialmente del tipo augita. Comúnmente los del CVA presentan zonación inversa (En_{47} en centro a En_{51} en borde), mientras que la composición de los piroxenos del CVQS se mantiene relativamente constante (alrededor de En_{43-44}). Por su parte, los piroxenos del

enclave LIRN-27, encontrados principalmente como coronas de reacción alrededor de xenocristales de cuarzo, poseen una

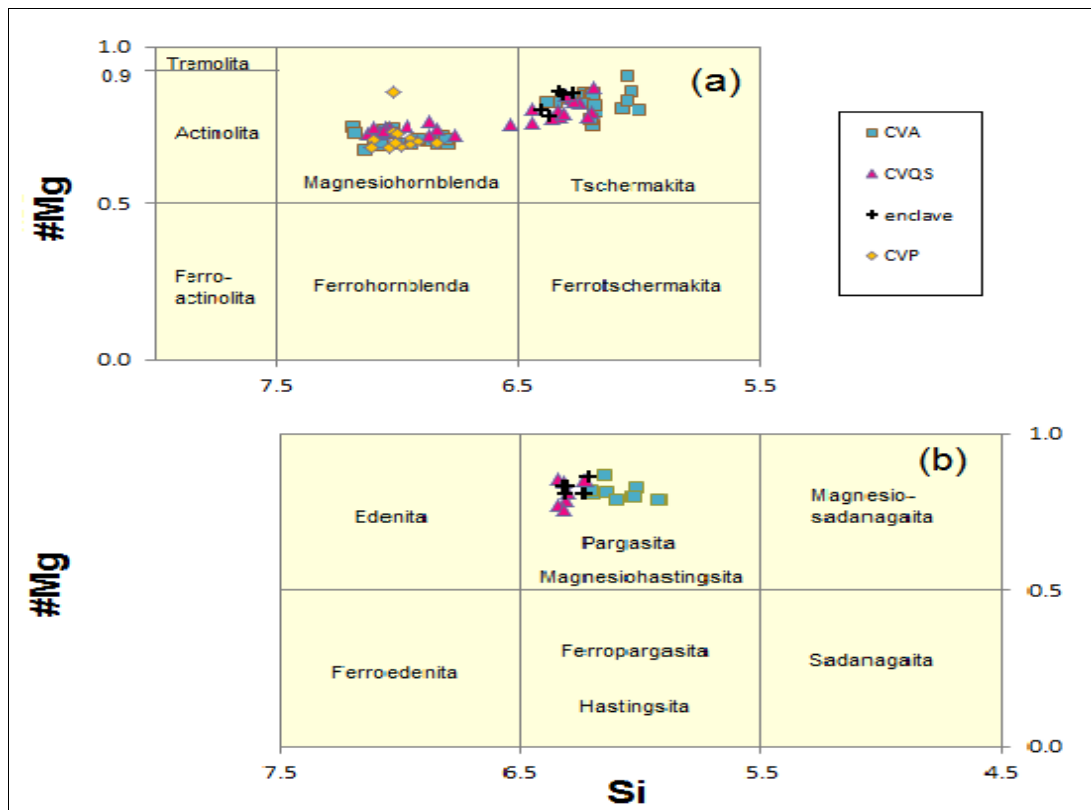


Figura 4.16. Subclasificación de anfíbolos cálcicos de acuerdo a los parámetros estructurales de Leake *et al.* (1997). (a) Anfíbolos con $Ca_B \geq 1,5$; $(Na+K)_A \geq 0,5$ y $Ti < 0,5$. (b) Corresponde a anfíbolos con $Ca_B \geq 1,5$; $(Na+K)_A < 0,5$ y $Ti < 0,5$. Pargasita y Ferropargasita contienen $^{VI}Al \geq Fe^{3+}$; Hastingsita y Magnesiohastingsita $^{VI}Al < Fe^{3+}$. Los sufijos alto-K y alto-Ti son entregados por el programa de A. Tindle, pero no figuran en el diagrama de clasificación (ver Anexo).

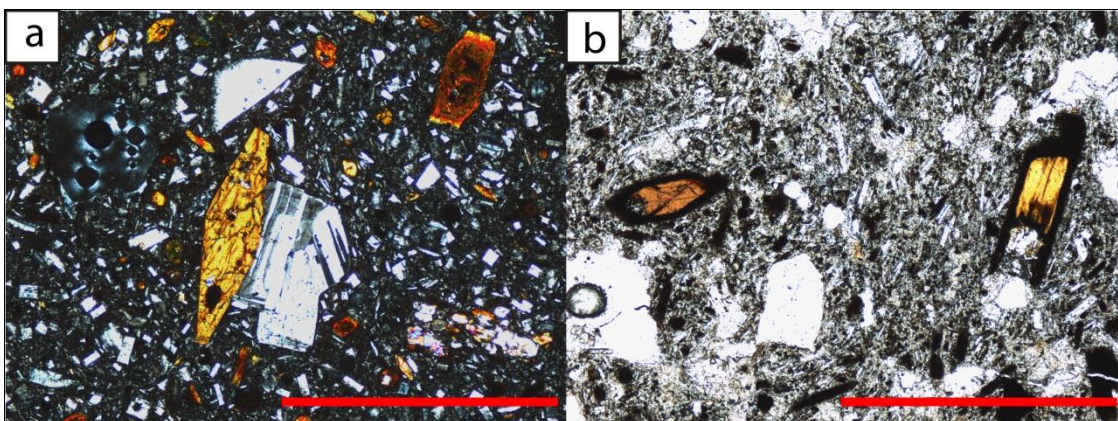


Figura 4.17. Tipos de anfíbolos. (a) Magnesiohornblenda de una lava del estadio QS3, con hábito idiomorfo, en contacto con plagioclasa (XPL; lava LIRR-247). (b) Tschermakitas de alto-Ti en lava del estadio QS3, con bordes opacíticos y carcomidos (PPL; lava LIRN-23). Escala=2 mm.

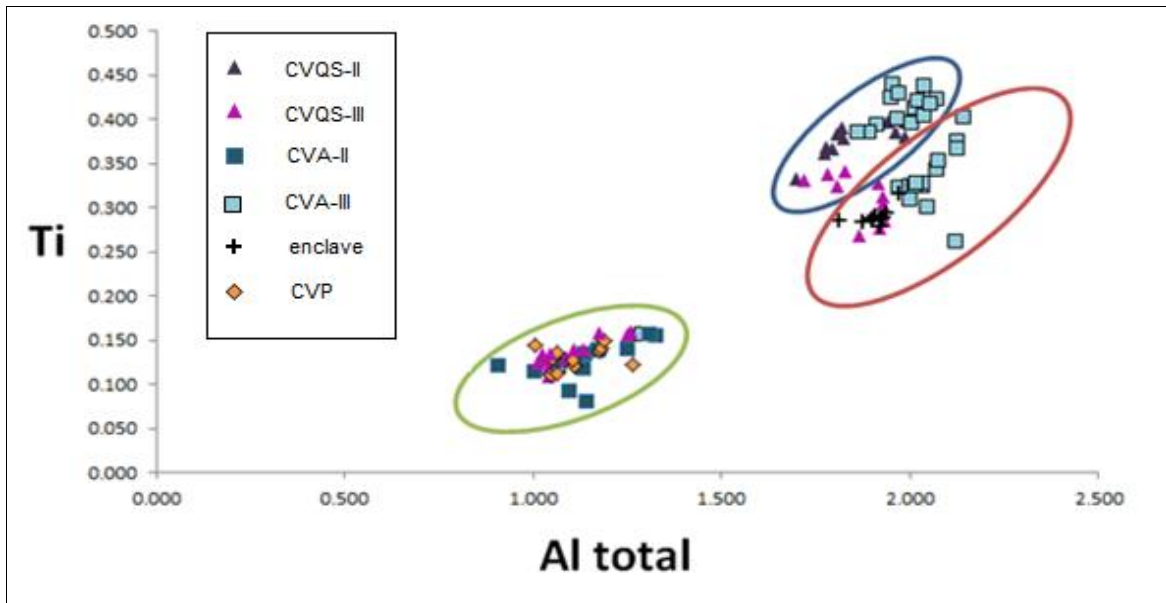


Figura 4.18. Diagrama de variación Ti (estructural) versus Al total (estructural). Grupos señalados en texto: elipse verde: grupo (1); elipse azul: grupo (2); elipse roja: grupo (3).

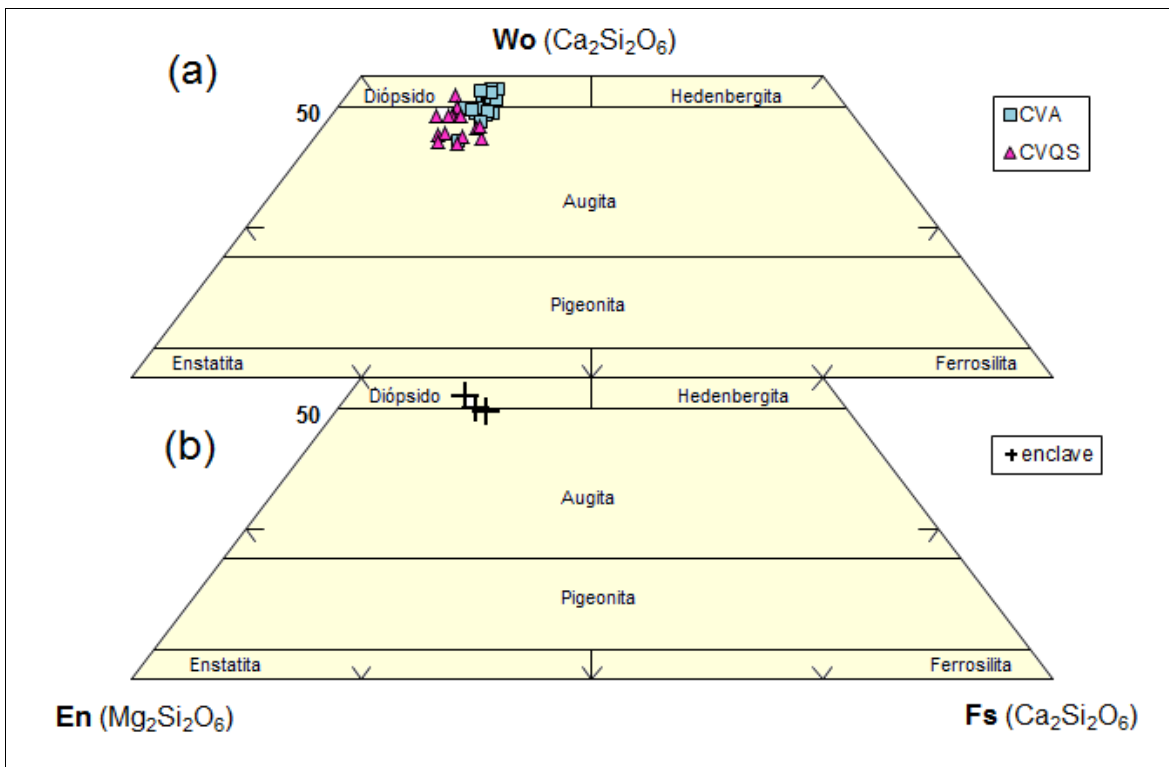


Figura 4.19. Diagrama ternario de clasificación de piroxenos de acuerdo a los parámetros En-Fs-Wo, propuesto por Morimoto *et al.* (1988). (a) CVA y CVQS. (b) Enclave LIRN-27.

composición en un campo intermedio entre diópsido y augita, similares a los del CVA (En₄₀) (Fig. 4.19b).

En el diagrama #Mg versus Al_{total} a.p.f.u. (Fig. 4.20) se aprecia que el #Mg no tiene mayor variación dentro de los piroxenos, y se mantiene en el rango 0,72-0,90. Se debe destacar un pequeño cúmulo de puntos de piroxenos del CVA con valores cercanos a 0,9 #Mg, pertenecientes al estadio A3 (lavas LIRN-17 y LIRN-29). Por otra parte, se aprecia que los piroxenos del CVQS se distribuyen en dos zonas, una de relativamente bajo-Al y otra de medio-Al. Una observación importante es que los piroxenos de corona se distribuyen en los extremos opuestos de Al total. Por una parte, los piroxenos que conforman una corona de cuarzo en el enclave LIRN-27 se encuentran en el mínimo de Al, al extremo izquierdo de la gráfica, mientras que los que generan una textura coronítica en un cuarzo de una lava (LIRN-29) son los que poseen mayores valores de Al a.p.f.u. (>0,200). Finalmente, debe ser mencionado que las concentraciones de TiO₂ son nulas, o se encuentran muy por debajo del límite de detección.

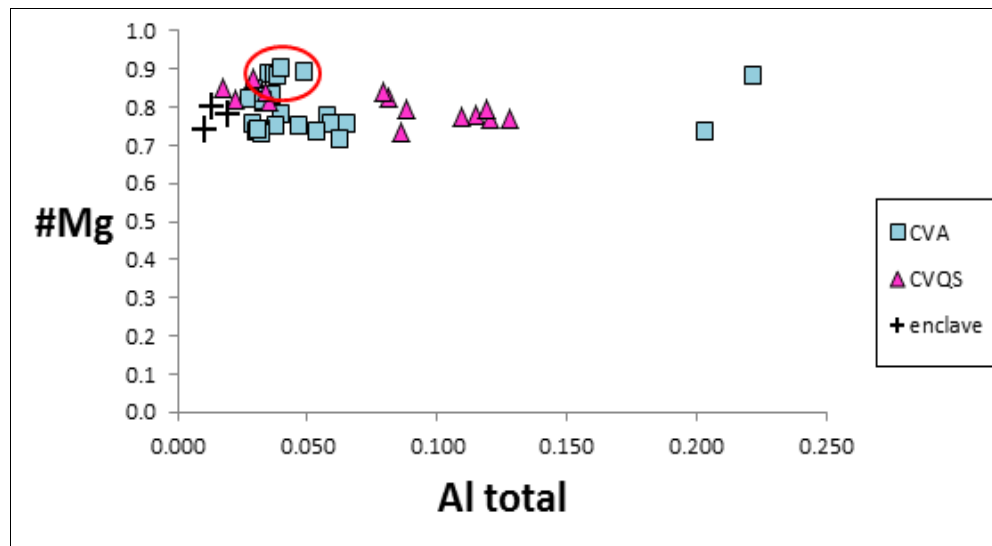


Figura 4.20. Diagrama de variación #Mg/Al_{total}. La elipse roja encierra los piroxenos con valores inusualmente altos de #Mg.

4.2.4 Olivino

El olivino fue encontrado en sólo dos muestras pertenecientes a lavas del estadio QS3 (LIRN-23 y LIRN-29). En ellos fueron analizadas las concentraciones de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃,

Cr₂O₃, FeO, NiO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O y F, presentadas en la Tabla Anexo D-4. Luego, su fórmula estructural fue calculada en base a 3 cationes y cuatro oxígenos (Tabla Anexo E-5), desde donde se calcularon los parámetros Fa (Fe₂SiO₄) y Fo (Mg₂SiO₄).

En el diagrama de variación #Mg/Fa (Fig. 4.21) se muestra que los olivinos examinados poseen valores relativamente constantes en ambos parámetros, por lo que son graficados en un *cluster* dentro del campo de la crisolita (10-30% de Fa). Poseen una zonación normal Fo₇₉₋₇₇ a Fo₇₇₋₇₆ de centro a borde, y el #Mg fluctúa entre 0,76 y 0,80, es decir, valores menores que las anfíbulas analizadas en las mismas muestras (LIRN-23 y LIRN-29) y similares a los valores de #Mg de la mayoría de los piroxenos, salvo el cúmulo cercano a 0,9.

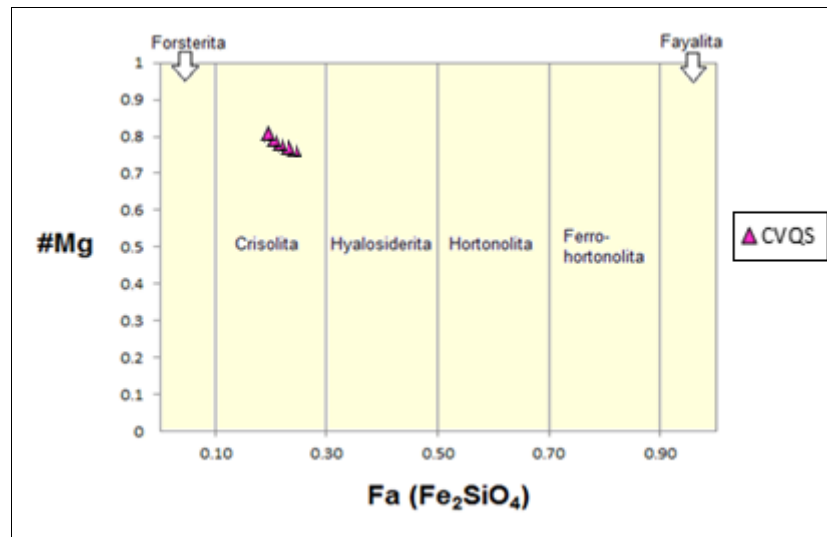


Figura 4.21. Diagrama de clasificación para los olivinos encontrados en el CVA en la ordenada. En la abscisa se grafica #Mg.

4.2.5 Biotita

Las biotitas se encontraron en menor abundancia que las anfíbulas en las rocas examinadas, aunque aun así constituye entre el 5-10% de las asociaciones mineralógicas, hallándose en mayor proporción que olivinos y piroxenos. Sin embargo, su estado de preservación generalmente oxidado no siempre permitía su análisis (e.g. Fig. 3.7a), por lo que no se obtuvieron mayor cantidad de puntos del CVQS ni del CVA. Aun así, las biotitas presentes en la muestra LIRN-28 (CVP) se encontraron en gran cantidad y buen estado. Se

analizaron en las biotitas las concentraciones de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO, NiO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O y F, presentadas en la Tabla Anexo D-2. La fórmula estructural fue calculada en base a 16 cationes y 22 oxígenos (Tabla Anexo E-2).

De acuerdo al diagrama de clasificación cuadrangular para biotitas (Fig. 4.22a), todas ellas caen en el campo de la flogopita. Los puntos medidos para los tres complejos son bastante cercanos, sin mayores variaciones ni en Al estructural (2,30-2,51) ni en #Mg (0,56-0,63). Sólo tres de ellos se alejan de la tendencia. El punto de alto Al (2,79) podría corresponder a un error analítico, dado que pertenece a un punto de borde del cristal analizado y otro punto fue también medido en el borde del mismo cristal sin mostrar anomalías composicionales. En cambio, los puntos alejados hacia la derecha, de mayor #Mg (0,78-0,79) pertenecen a una biotita incluida en un piroxeno de una lava del estadio A3 (LIRN-17), lo que podría ser indicativo de un carácter más máfico. En el diagrama de variación Ti a.p.f.u. versus #Mg (Fig. 4.22b) se observa ligeramente una correlación lineal positiva entre los parámetros. La mayor parte de los puntos posee valores de Ti que fluctúan entre 0,328-0,564.

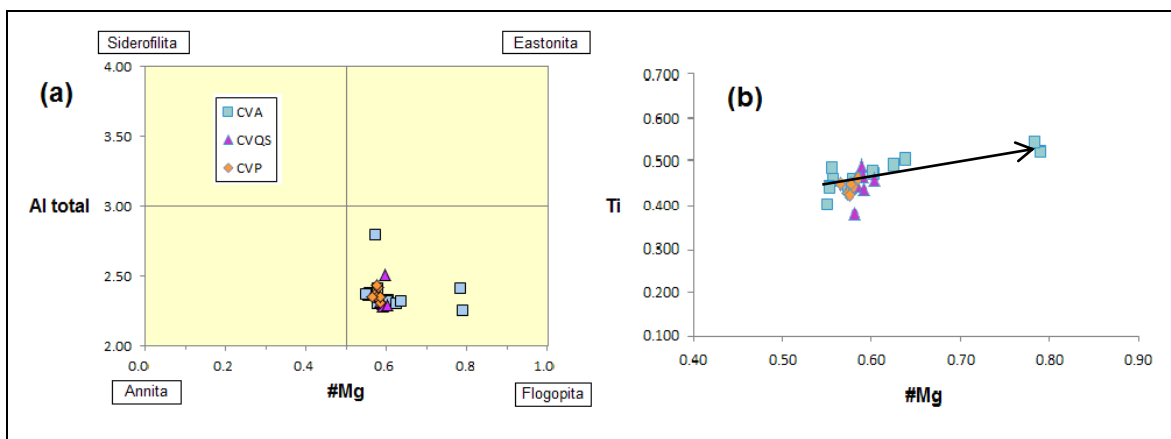


Figura 4.22. Variación composicional de las biotitas del CVA, CVQS y CVP. (a) Diagrama de clasificación cuadrangular para biotitas. Parámetros: Annita=KFe₃(AlSi₃O₁₀)(OH)₂; Flogopita=KMg₃(AlSi₃O₁₀)(OH)₂; Siderofilita=KFe₂Al(Al₂Si₂O₁₀)(OH)₂; Eastonita=KMg₂Al(Al₂Si₂O₁₀)(OH)₂. Todas las biotitas caen cercanas al campo de la flogopita. (b) Diagrama de variación Ti/#Mg.

4.2.6 Óxidos de Fe-Ti

Los óxidos de Fe-Ti hallados en las muestras analizadas pertenecen a las series de solución sólida de las titanomagnetitas, cuyos miembros extremos son la ulvoespinela (Fe₂TiO₄) y la magnetita (Fe₃O₄), y la serie de las titanohematitas, con los miembros extremos

ilmenita (FeTiO_3) y hematita (Fe_2O_3). Los miembros de ambas series fueron encontrados en las rocas analizadas como mineral accesorio en fenocristales, y constituyente en la masa fundamental. Muchas veces fueron observados como inclusión dentro de otras fases como anfíbola, biotita o piroxeno. Generalmente un miembro de cada serie fue encontrado en contacto con el otro, formando un 'par de óxidos' característico (Fig. 4.23). En ocasiones, uno de ellos fue encontrado exsuelto en textura lamelar desde la otra fase. En todos los casos que el par mineral fue observado, ambos fueron analizados, pues esto refleja condiciones cogenéticas de equilibrio químico y termal. Se analizaron las concentraciones de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , NiO , MnO , MgO y CaO , (Tabla Anexo D-5). Los procedimientos analíticos para el cálculo de la proporción de Fe_2O_3 y la fórmula estructural se llevaron a cabo en el programa 'ILMAT' (Lepage, 2002). Dado que la microsonda no es capaz de distinguir los estados de oxidación del Fe, el FeO (total) fue recalculado como FeO y Fe_2O_3 para cada análisis, siguiendo el procedimiento de Carmichael (1967). Luego, la fórmula estructural fue calculada respecto al mismo autor, utilizando una base de 3 cationes y 4 oxígenos para la serie magnetita-ulvoespinela (titanomagnetitas) y de 2 cationes y 3 oxígenos para la serie hematita-ilmenita (titanohematitas) (Tabla Anexo E-5). Finalmente, las proporciones moleculares de cada miembro extremo de las soluciones sólidas (ulvoespinela-magnetita e ilmenita-hematita) para los posteriores cálculos termobarométricos fueron tomadas del cálculo de Lindsley y Spencer (1982).

En el diagrama de clasificación para óxidos de Fe-Ti (Fig. 4.24) se observa que las titanomagnetitas del CVA se concentran cercanas al extremo magnetita. Conforme el cálculo de proporciones moleculares de Lindsley y Spencer (1982), la mayoría posee proporciones de 13-18% de ulvoespinela. Las ilmenitas del CVA caen más cercanas al extremo de ilmenita, con 73-80% de ilmenita. Las titanomagnetitas del CVQS poseen composiciones muy similares a las del CVA, aunque con un rango molecular de ulvoespinela más amplio: 15-33%. Lo mismo ocurre con las ilmenitas, con una composición cercana al extremo ilmenita de 68-92% de ilmenita. Sólo se midió un par de datos para el CVP (muestra LIRN-28), donde se obtuvo una composición en el extremo de la magnetita para la titanomagnetita: 5% de ulvoespinela. Por otra parte, la ilmenita medida se encuentra dentro del rango de los otros dos complejos, con 69% de ilmenita. Finalmente, los óxidos del enclave LIRN-27 no fueron analizados, pero se comprobó mediante análisis *EDS* que su composición es netamente del tipo titanomagnetita, sin presencia de ilmenita.

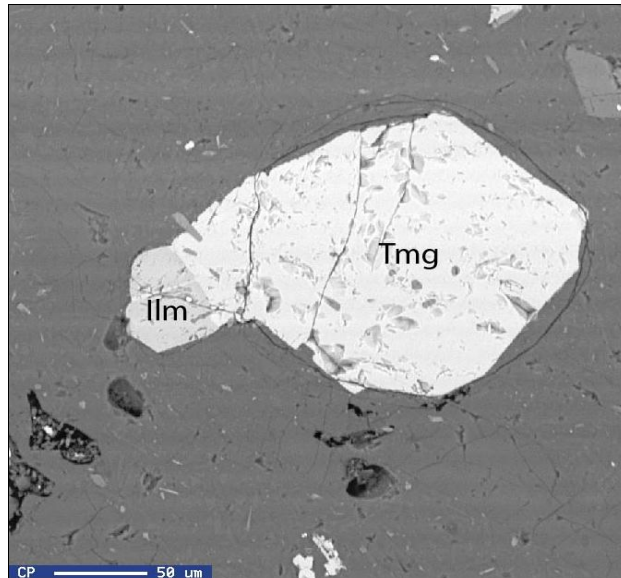


Figura 4.23. Imagen *BEI* de un grano de ilmenita (Ilm) en contacto con uno más grande de titanomagnetita (Tmg). Imagen registrada de la muestra LIRR-247. Escala: 50 micras.

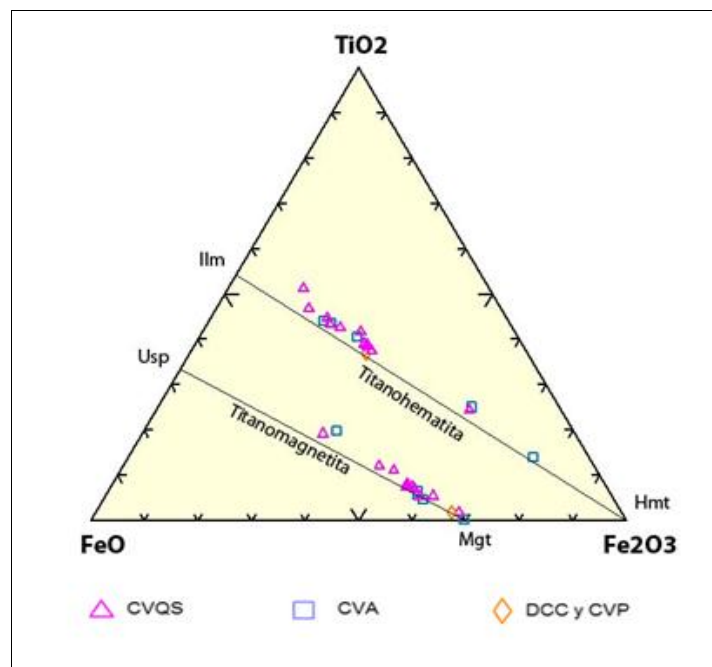


Figura 4.24. Diagrama ternario de clasificación de óxidos de Fe-Ti, según O'Reilly (1984). Hmt=hematita; Ilm=ilmenita; Mgt=magnetita; Usp=ulvospinela.

4.3 Termobarometría

El análisis termobarométrico permite inferir la presión y temperatura a la que cristalizaron determinados minerales y por ende nos entrega información sobre las

condiciones físicas a las cuales se encontraba el magma que dio origen a los complejos volcánicos objetivos de este estudio.

Existe una gran variedad de geobarómetros y geotermómetros. Los geobarómetros utilizados en este estudio son aquellos que relacionan el contenido de Al presente en una anfíbola con la presión a la cual este se habría formado, los que siguen una correlación lineal. Johnson y Rutherford (1989) desarrollaron un geobarómetro experimental calibrado para un rango de 2-8 kbar y 720-780° C, aplicado a rocas principalmente volcánicas en la Caldera de Long Valley. Por su parte, Schmidt (1992) lo hizo a partir de rocas intrusivas para un rango de 2,5-13,0 kbar y 655-700° C. Finalmente, el otro geobarómetro considerado en esta Memoria fue el desarrollado por Anderson y Smith (1995), calibrado para un rango de 1-10 kbar y temperaturas <800° C. A diferencia de los otros geobarómetros, este incluye un factor de corrección termal (es decir, se aplica luego del geotermómetro) y se basa en los geobarómetros experimentales de Johnson y Rutherford (1989) y Schmidt (1992). Además, Anderson y Smith (1995) notaron que las composiciones de los volátiles presentes en los magmas podrían afectar las temperaturas medidas. Sin embargo, luego de efectuada la corrección termal, se obtuvieron numerosos valores de presión anómalos (negativos), y sistemáticamente más bajos que los obtenidos mediante los otros dos métodos. Es por esto que este geobarómetro fue desestimado, aun habiéndose realizado los cálculos correspondientes.

Respecto a la geotermometría, Blundy y Holland (1990) notaron que los geobarómetros desarrollados a la fecha eran sensibles a la temperatura y desarrollaron un geotermómetro respecto del equilibrio entre plagioclasa y anfíbola. Este geotermómetro utiliza como parámetros el contenido de Al^{iv} en la anfíbola, la fracción de albita en la plagioclasa y una presión dada. Su rango de validez se encuentra entre los 500 y 1100° C y sólo puede ser usado con plagioclasas que contengan un componente de anortita menor al 92% y con anfíbolos que contengan Si a.p.f.u < 7,8. Su uso se encuentra limitado a rocas saturadas de sílice. Posteriormente Holland y Blundy (1994), volvieron a calibrar el geotermómetro para un rango mucho mayor de composiciones de anfíbola, utilizando también la fracción de anortita en la plagioclasa, otorgando dos ecuaciones para rocas saturadas y subsaturadas en sílice, respectivamente. Dicho geotermómetro se encuentra calibrado para presiones de 1-15 kbar y temperaturas de 400-1000° C.

El criterio para la selección de los pares de anfíbola y plagioclasa con los cuales se calcularía la termometría de Holland y Blundy (1994), fue similar a la descrita en Arriaza (2010):

- “Que la inspección macroscópica de la roca no evidenciara rasgos de alteración o meteorización.
- Que en la inspección microscópica de la muestra se encontrara la asociación mineralógica correspondiente al método (termometría) del autor seleccionado.
- Que existieran criterios texturales de cristalización temprana y tardía de las anfíbolos con otras fases minerales (en esta tesis sólo con una fase mineral: la plagioclasa).”

La mayor dificultad se presentó a escoger el par mineral para las anfíbolos de bajo-Si/alto-Ti, puesto que en raras ocasiones se presentaban asociados a plagioclasas, presentándose más bien como cristales aislados y con grados apreciables de oxidación. Dadas las evidencias de cristalización conjunta y en equilibrio entre este tipo de anfíbola y plagioclasas con mayor proporción molecular de anortita (e.g. el enclave LIRN-27), su par mineral escogido fueron los fenocristales de plagioclasa con composiciones más cálcicas y que se encontrasen en una posición cercana a escala microscópica, o en algunas contadas ocasiones, los sobrecrecimientos cálcicos presentes en algunos fenocristales de núcleo más sódico, también lo más cercano posible a la anfíbola en la misma escala.

Por otro lado, también fue utilizado en este trabajo el geotermobarómetro de Andersen y Lindsley (1985) basado en las condiciones de equilibrio de los óxidos de Fe-Ti, el cual también entrega resultados respecto a la fugacidad de oxígeno del sistema (f_{O_2}) y la temperatura al momento de cristalización de un par de minerales de las series titanomagnetita-titanohematita. Para el uso de dicho geotermómetro, las proporciones moleculares de ilmenita y ulvoespinela fueron calculadas de acuerdo al procedimiento de Lindsley y Spencer (1982).

4.3.1 Barometría de Al en anfíbola

El geobarómetro de Johnson y Rutherford (1989) utiliza la siguiente ecuación:

$$P \text{ [kbar]} = - 3,46 + 4,23 * (Al^{IV} + Al^{VI}) (\pm 0,5)$$

Las anfíbolas analizadas fueron separadas en cuatro grupos: (1) CVQS, (2) CVA, (3) enclave LIRN-27 y (4) CVP. Los resultados entregados por este geobarómetro son entregados en la Fig. 4.25 en formato de histograma (N° de análisis/P [kbar]).

Por otra parte, el geobarómetro de Schmidt (1992) utiliza la fórmula:

$$P \text{ [kbar]} = - 3,01 + 4,76 * (Al^{IV} + Al^{VI}) (\pm 0,6)$$

Los resultados son entregados en la Tabla Anexo F-1 y graficados en la Fig. 4.26, separados en los mismos grupos que para la metodología anterior.

En los diagramas de frecuencia de la Fig. 4.25 se observa que el CVQS muestra dos máximos, uno entre 1-2 kbar y el otro entre 4-5 kbar, los que corresponden a las anfíbolas tipo magnesiohornblenda y los de tipo tschermakita/magnesiohastingsita, respectivamente (Fig. 4.27). Los valores intermedios se ubican en torno a los máximos, con una notable ausencia en la clase 2-3 kbar. Sin embargo, considerando el límite de calibración del geobarómetro (2-8 kbar), la mayor parte de los valores para las magnesiohornblendas son artificios matemáticos del método. De todos modos, esto sugiere que este tipo de anfíbola se estabilizó a muy bajas presiones. Lo mismo ocurre para las presiones estimadas para el CVA, aunque en este complejo aparece un grupo menor de anfíbolas con presiones entre 2-3 kbar, las mínimas aceptables por el método de Johnson y Rutherford (1989). En el CVA el *peak* de valores más altos se da entre 5-6 kbar y el hiato entre 3-4 kbar. Las presiones obtenidas para el enclave caen todas en el rango de 4-5 kbar, coincidentemente con los máximos valores del CVQS, y un orden menor que los del CVA. Por último, las presiones calculadas para el CVP son anómalas (0-2 kbar), y corresponden también a anfíbolas del tipo magnesiohornblenda. Al igual que las magnesiohornblendas analizadas en el CVQS y CVA, sugieren bajas presiones de cristalización. Un patrón similar en el comportamiento de las presiones se obtuvo al utilizar el geobarómetro de Schmidt (1992) (Fig. 4.26), con dos máximos para cada complejo analizado, los valores intermedios alrededor de los máximos y un hiato de valores entre ambos *peaks*. Al establecer una comparativa entre ambos métodos, los del segundo son sistemáticamente mayores, con una diferencia de hasta 2 kbar. Empero, muchos de los valores continúan fuera de los rangos de calibración del método (2,5-13 kbar). Se estima que aquellos bajo el límite inferior de validez nuevamente representan bajas presiones de equilibrio. Los valores más bajos de presión nuevamente fueron obtenidos para las magnesiohornblendas y los más altos para las tschermakitas/magnesiohastingsitas (Fig. 4.27).

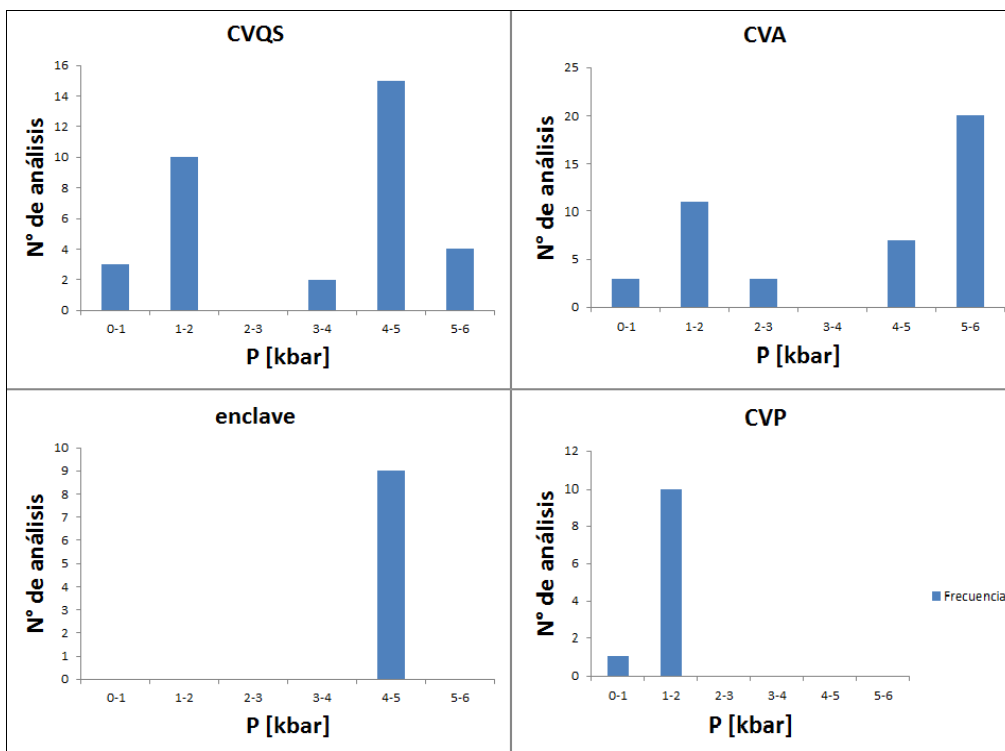


Figura 4.25. Presiones estimadas mediante el geobarómetro de Al en anfíbola de Johnson y Rutherford (1989).

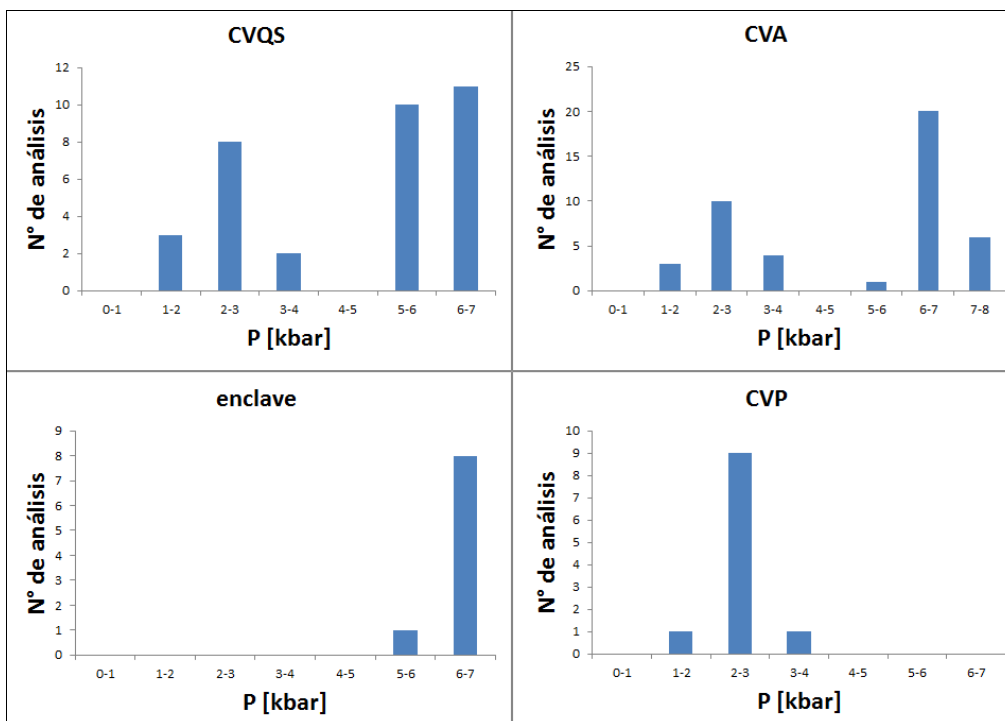


Figura 4.26. Presiones estimadas mediante el geobarómetro de Al en anfíbola de Schmidt (1992).

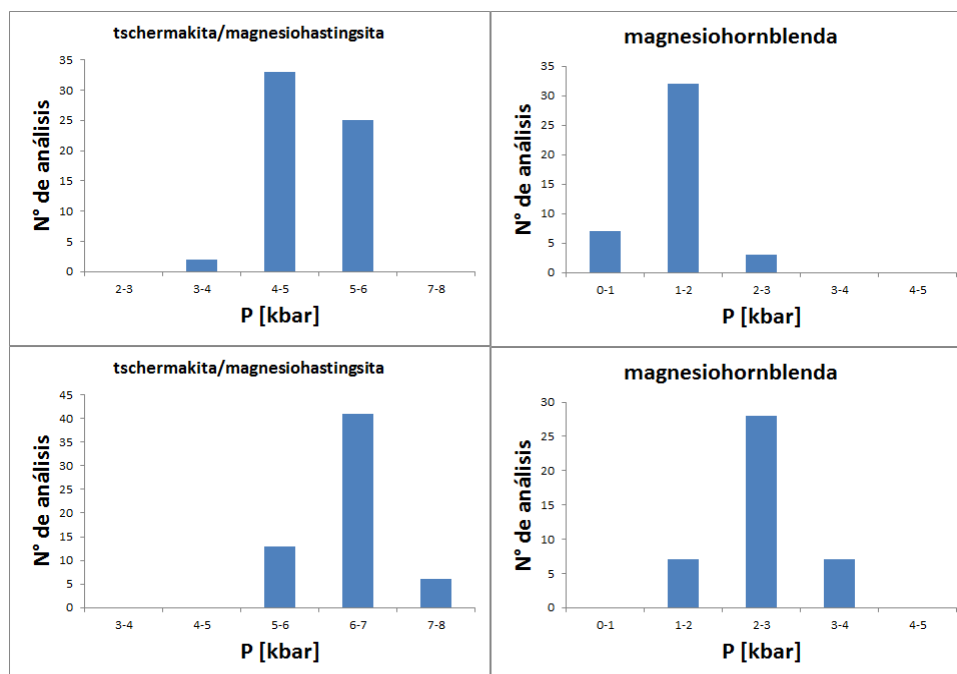
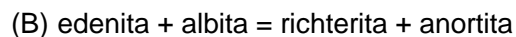


Figura 4.27. Presión según tipo de anfíbola (clasificados de acuerdo a Leake *et al.*, 1997) para todos los especímenes analizados. Los dos gráficos superiores muestran las presiones obtenidas mediante el geobarómetro de Johnson y Rutherford (1989). Los gráficos inferiores según el geobarómetro de Schmidt (1992).

La mayor diferencia obtenida ocurre en el enclave, donde las presiones obtenidas se encontraron en el intervalo de 6-7 kbar, a diferencia del método de Johnson y Rutherford (1989), donde se obtuvo un *peak* de 5-6 kbar.

4.3.2 Termometría anfíbola-plagioclasa

Holland y Blundy (1994) reportan dos ecuaciones termométricas diferentes: (A) una para rocas saturadas en sílice, y otra (B) para rocas tanto saturadas como subsaturadas en sílice. Las reacciones de equilibrio postuladas por dichos autores son las siguientes:



Dada la escasa presencia de cuarzo como mineral constituyente en las rocas del CVA y CVQS, en este estudio se prefirió sólo tomar en cuenta la ecuación de equilibrio (B). El geotermómetro numérico asociado a tal reacción de equilibrio, expresado en Kelvins, es presentado a continuación:

$$T_2 [K] = \frac{[78,44 + Y_{Ab-An} - 33,6X_{Na}^{M4} - (66,8 - 2,9P)X_{Al}^{M2} + 78,5X_{Al}^{T1} + 9,4X_{Na}^A]}{0,0721 - R * \ln \left[\frac{[(27 * X_{Na}^{M4} * X_{Si}^{T1}) * X_{An}^{pl}]}{64 * X_{Ca}^{M4} * X_{Al}^{T1} * X_{Ab}^{pl}} \right]} \quad (\pm 40)$$

Donde:

- P es una presión dada por algún método geobarométrico.
- R = 0,0083144 [kJ/K * mol] (Constante Universal de los Gases)
- $Y_{Ab-An} = 3$ [kJ], si $X_{Ab}^{pl} \geq 0,5$;
- $Y_{Ab-An} = 12 * (2 * X_{Ab}^{pl} - 1) + 3$ [kJ], si $X_{Ab}^{pl} < 0,5$.
- Las fracciones de Al, Ca, Na, Si y Ti se refieren a la anfíbola en cuestión.

Los valores de P utilizados fueron los obtenidos mediante los geobarómetros de Johnson y Rutherford (1989) y Schmidt (1992). Con el fin de poder interpretar de un punto de vista matemático y estadístico los resultados, fueron igualmente consideradas algunas presiones consideradas bajo el rango de validez por los autores de los geobarómetros. Los resultados obtenidos con cada método son entregados en la Tabla Anexo F-1 y presentados en las Figs. 4.28 y 4.29, respectivamente.

En el diagrama de frecuencias de la Fig. 4.28 se aprecia que las temperaturas obtenidas tanto para el CVQS como para el CVA con el geotermómetro de Johnson y Rutherford (1989) se distribuyen en un amplio rango 300° C (620-920° C). Sin embargo, se pudo distinguir que las temperaturas de cristalización obtenidas en ambos complejos para las anfíbolas del tipo tschermakita/magnesiohastingsita (alta-P) es siempre >740° C, y que en algunos casos muy infrecuentes, la temperatura de cristalización de las magnesiohornblendas (baja-P) rebasa los 800° C. Más aún, se pudo separar las anfíbolas de alta-P en dos grupos bien concentrados: 720-820° C y 840-980°C. Por su parte, las anfíbolas tipo magnesiohornblenda (baja-P) poseen temperaturas de cristalización de 640-780° C. Al igual que en la distribución de P, el enclave muestra poca variación en sus valores de temperatura, los que se encuentran en el rango 860-900° C, similar al de las anfíbolas de alta-P en el CVQS y CVA. Análogamente el CVP también posee un rango restringido de temperaturas, pero ubicado en el extremo de baja-T (620-680° C).

Los resultados termométricos obtenidos utilizando la presión arrojada por el geobarómetro de Schmidt (1992) (Fig. 4.29) son similares, aunque ligeramente mayores, alcanzándose diferencias máximas de 20° C, dentro del margen de error de método.

En resumen, y apoyándose también en los resultados geobarométricos del subítem anterior, se pueden definir tres rangos de presión y temperatura a la cual habrían cristalizado las anfíbolas del CVA y CVQS. Un primer rango definido entre 640-820 °C, correspondiente a los anfíbolas de baja-T y baja-P, un segundo rango de 720-820° para las anfíbolas de media-T y alta-P, y finalmente un tercer grupo que habría cristalizado entre 840-980° C, definidos como anfíbolas de alta-T y alta-P.

4.3.3 Termobarometría en óxidos de Fe-Ti

La termobarometría en óxidos de Fe-Ti consta en el cálculo de los valores de fugacidad de oxígeno (f_{O_2} ; barometría de oxígeno) y la temperatura de equilibrio (T_{eq}) en un sistema donde se han co-cristalizado las fases de las series titanomagnetita e ilmenita. En este trabajo, el algoritmo utilizado para el cómputo de ambos parámetros provino del programa 'ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry', de Lepage (2002), el cual arroja T_{eq} y $\log(f_{O_2})$ según varios autores. Se prefirieron los resultados obtenidos mediante el método de Andersen y Lindsley (1985), pues entregaron la menor cantidad de valores anómalos (e.g. temperaturas no magmáticas). Los resultados son entregados en la Tabla Anexo F-2 y presentados en la Fig. 4.30.

Las muestras del gráfico $\log(f_{O_2})/T_{eq}$ (Fig. 4.30) pertenecen tanto al CVA como al CVQS y siguen un patrón coherente, paralelo e intermedio a las series *buffer* HM y FMQ. La mayoría de los puntos se ubica 1 unidad (log) sobre el *buffer* NNO. Salvo un punto anómalo del CVA, las muestras que siguen la tendencia poseen un rango de T_{eq} de 727-1011°C, mientras que $-\log(f_{O_2})$ se encuentra entre 10,14-10,02 bar. De acuerdo al *buffer* FMQ, las muestras caen en el campo oxidado, donde las fases coexistentes serían magnetita y cuarzo, en detrimento de la fayalita. Las mayores temperaturas (>900° C) pertenecen al estadio QS3.

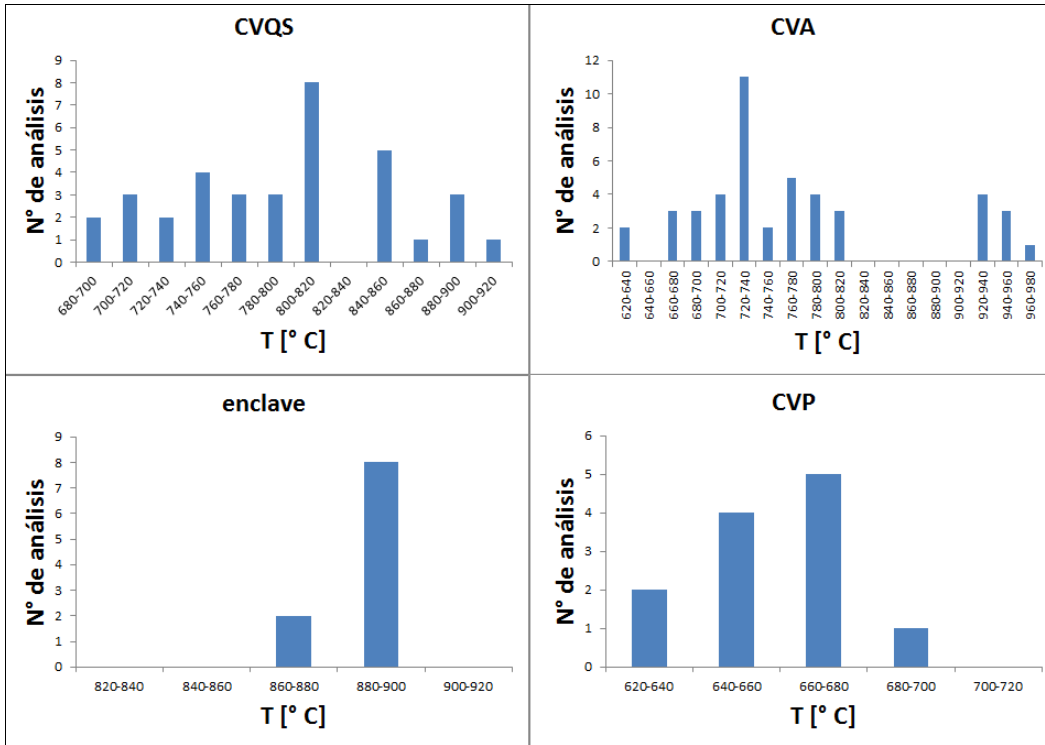


Figura 4.28. Resultados geotermométricos según metodología de Holland y Blundy (1994) utilizando valores de P obtenidos de Johnson y Rutherford (1989).

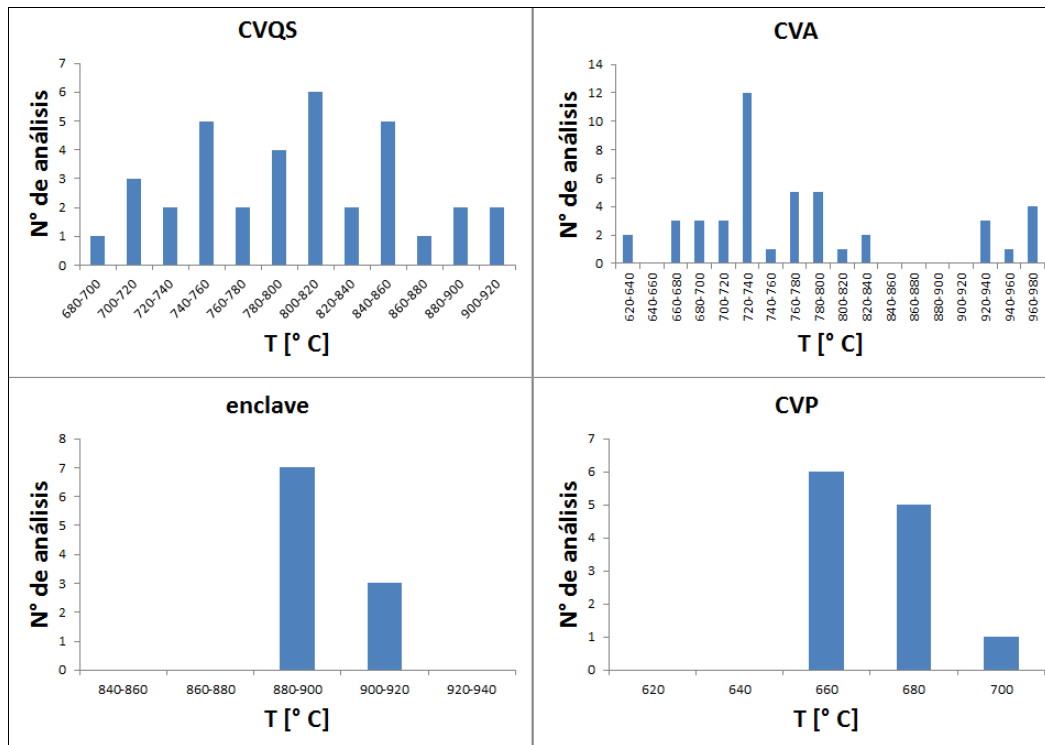


Figura 4.29. Resultados geotermométricos según metodología de Holland y Blundy (1994) utilizando valores de P obtenidos de Schmidt (1992).

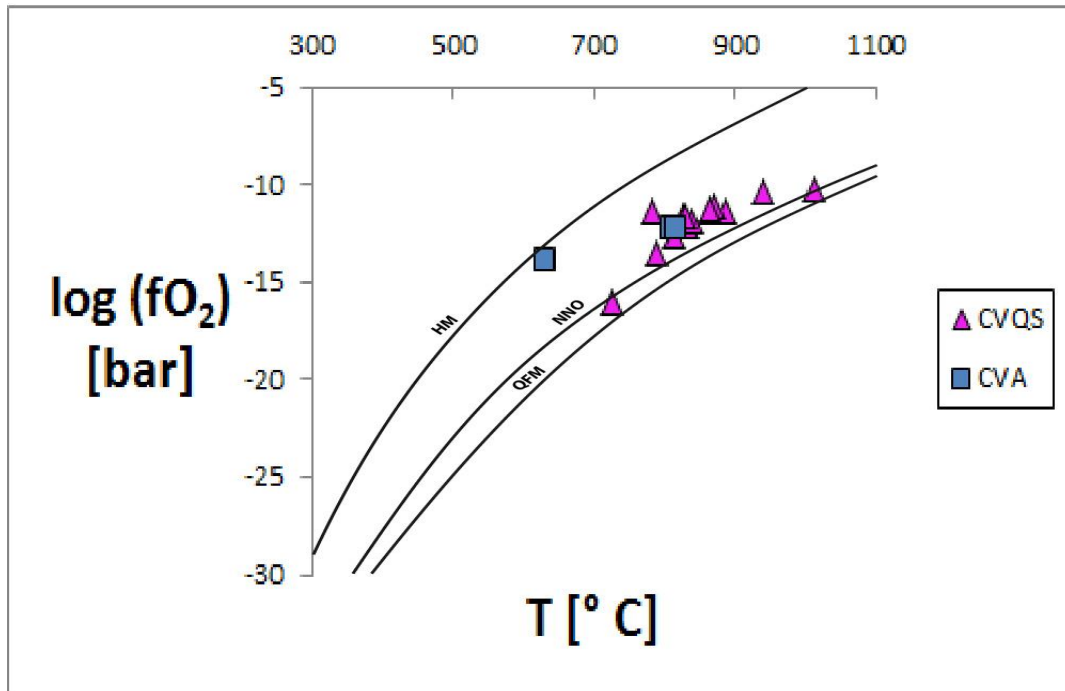


Figura 4.30. Temperatura y fO_2 estimadas de los óxidos de Fe-Ti presentes en el CVA y CVQS. Los *buffers* HM, NNO y QFM son mostrados sólo como referencia.

Capítulo 5. Discusión y Conclusiones

5.1 Discusión

5.1.1 Modelo de evolución conjunta: el Complejo Volcánico Quimsachata Sur – Aroma

Considerando los antecedentes litológicos, estratigráficos, morfológicos y geocronológicos expuestos, se puede considerar que el CVQS y el CVA correspondieron a dos complejos volcánicos relativamente contemporáneos, cuya actividad, se habría iniciado hace ca. 3,2 Ma con la efusión de coladas de lava andesíticas de alto-K (60% de SiO₂) que hoy afloran en las partes bajas del flanco sur y este del complejo (estadio QS1). Estas provinieron probablemente desde un volcán andesítico tipo escudo ubicado bajo los Cerros de Quimsachata, similar al de las etapas tempranas en la construcción del C.V. Taapaca más al norte (Clavero *et al.*, 2004b; Clavero y Sparks, 2005). No se encontraron evidencias de actividad volcánica de similares características para el CVA, pero no es descartable la existencia de un centro volcánico del mismo tipo bajo el Cerro Aroma, sobrepuesto a las lavas basales del flanco norte del C.V. Lirima (Fig. 5.1).

Luego, hace ca. 3 Ma se produjo la efusión de un importante volumen de magma desde el CVQS, representado por numerosos flujos de andesitas silíceas y dacitas de alto-K (60-64% de SiO₂) dirigidos hacia el E (QS2) y NW (A1), limitados por la morfología de los complejos volcánicos pre-existentes (e.g., C.V. Lirima, Domos de Cerro Colorado). Los centros de emisión para los productos del estadio QS2 se encuentran en el extremo suroriental de los Cerros de Quimsachata. Su actividad está principalmente representada por lavas y lava-domos que cubrieron las lavas del estadio QS1. Hacia su etapa terminal, un domo dacítico se emplazó en la parte alta del complejo, cortando la porción proximal de las lavas y lava-domos. En conjunto, el estadio QS2 conforma un edificio volcánico de relativamente de envergadura media respecto al resto de los volcanes pliocenos de la cadena, similar al del C.V. Picavilque. Por su parte, las lavas estadio A1 habrían rellenado un paleovalle de origen glaciar conformado por las ignimbritas plegadas de los Estratos de Cultane en las partes más bajas, y las lavas basales de los C.Vs. Guanacucho y Lirima. Su centro de emisión se encontraba alineado en dirección NW-SE con el del estadio QS2, al NNE del C.V. Lirima y consistía probablemente en un edificio volcánico de mediana envergadura, similar del estadio QS2. Los centros de emisión reconocidos para ambos complejos se encontraban entonces a una distancia de ca. 5,5 km.

Hace ca. 2,8 Ma se inició un segundo de emisión de grandes volúmenes de magma, principalmente desde el CVQS, lo que dio paso a la construcción de la porción más alta del edificio volcánico del CVQS (estadio QS3), consistente en potentes lavas andesítico-silíceas a dacíticas de alto-K (61-64% de SiO₂) provenientes de 5 centros de emisión relativamente contemporáneos, el más joven hacia el este y separado entre 1,5-2,5 km de más orientales. Las lavas fueron dirigidas radialmente hacia todos los flancos del complejo, cubriendo en gran parte a los estadios QS1 y QS2; estas lavas también fueron limitadas topográficamente por las morfologías volcánicas previas. Es probable que algunas lavas dirigidas hacia el NW, en dirección al Cerro Aroma, se hayan interdigitado con algún tipo de actividad efusiva existente en el CVA. La etapa terminal del estadio QS3 está marcada por actividad hipabisal en el flanco sur del complejo, expresada superficialmente como pequeños domos también alineados en dirección NW-SE que cortan rocas de todos los estadios. Uno de los domos más australes se asocia a actividad piroclástica por colapso gravitacional de un pequeño volumen de su flanco sur. En este período el volcanismo migró progresivamente entre 1,7-3,5 km en sentido NW, desde los centros de emisión del estadio QS2 hacia los del QS3, relativamente más jóvenes hacia el NW.

Luego, hace ca. 2,6 Ma, un evento aislado concentró actividad efusiva en el mismo centro de emisión que el estadio A1, esta vez como una voluminosa lava-domo riodacítica de alto-K (67% de SiO₂; estadio A2) con características litológicas diferentes al resto de los productos volcánicos emitidos por el CVA y el CVQS.

Finalmente, luego de una pausa de ca. 1 Ma en la actividad magmática, hace ca. 1,6 Ma la actividad volcánica rejuveneció en el CVA con la emisión de lavas andesítico-silíceas a dacíticas de alto-K (61-64% de SiO₂; estadio A3) provenientes del centro de emisión del Cerro Aroma. La última etapa en este ciclo eruptivo corresponde al emplazamiento del domo central del estadio A3, el que ocupa la parte más alta y central del complejo, y se asocia a escasa actividad piroclástica en sus flancos por colapso gravitacional.

Las lavas y domos eruptadas durante todo este período en el CVQS y CVA se caracterizan principalmente por: (1) una composición química y asociación mineralógica monótonas, con diferentes proporciones de plagioclasa, sanidina, hornblenda y biotita (con apatito, circón, clinopiroxeno, cuarzo, óxidos de Fe-Ti y titanita como accesorios); (2) la presencia de abundantes inclusiones máficas de composición andesítica basáltica de alto-K de textura diktytaxítica, ampliamente distribuidas en otros volcanes de la ZVC (e.g. Davidson, *et al.*, 1990; Clavero *et al.*, 2004b; Klemetti y Grunder, 2007; Arriaza, 2010); (3) 'megacristales'

centimétricos de sanidina, similares a los hallados en el C.V. Taapaca (Clavero *et al.*, 2004b; Zellmer y Clavero, 2006); (4) el alto grado de oxidación que muestran biotitas y hornblendas; y (5) numerosas evidencias mineralógicas y texturales de desequilibrio químico y termodinámico, como bordes de corona y cristales embahados/reaccionados. La única excepción a dicha monotonía litológica corresponde a la lava-domo del estadio A2, en la cual no se observaron inclusiones máficas ni mineralogías/texturas en desequilibrio. Por otra parte, en su asociación mineralógica aumentan considerablemente las proporciones relativas de biotita y feldespatos, disminuyendo la presencia de hornblenda, siendo petrográficamente similar a los complejos de domos dacíticos del C.V. Picavilque y los Domos de Cerro Colorado.

En cuanto a la migración del volcanismo registrada en el CVQS-CVA (Fig. 5.2), estas observaciones contrastan con las de Polanco y Gardeweg (2000), quienes reportaron una migración del volcanismo hacia el E para el sector de Pampa Lirima. El traslado de la actividad en sentido SE-NW observado en el CVQS-CVA podría corresponder a una característica local, restringida al volcanismo del Plioceno-Pleistoceno.

En otro aspecto, a diferencia de otros complejos volcánicos de los Andes del norte de Chile, ni el CVA ni el CVQS evidencian algún colapso catastrófico de alguna porción del edificio volcánico que haya dado paso a avalanchas de detritos o grandes depósitos de remoción en masa (*e.g.* Ollagüe, Feeley *et al.*, 1993; Tata Sabaya, de Silva *et al.*, 1993; Aucanquilcha, Klemetti y Grunder, 2007). Otra característica particular del CVQS-CVA es la ausencia de registro de eventos explosivos de gran envergadura, lo que hace de este un complejo predominantemente efusivo, similar al Volcán Aucanquilcha más al sur (Klemetti y Grunder, 2007). Esto podría deberse a eventos de desvolatilización tempranos, previos a la efusión de magma como lavas, domos y lava-domos. Un mecanismo de desvolatilización probable son erupciones explosivas de baja envergadura, que pudieron haber producido depósitos piroclásticos de escaso volumen, los cuales pudieron ser rápidamente erosionados y sepultados por los eventos efusivos subsiguientes. A su vez, el CVQS-CVA contrasta con el estilo eruptivo del vecino C.V. Picavilque, compuesto por numerosos domos dacíticos y colapsos sucesivos de estos.

El estado de preservación actual es relativamente bueno, aunque la acción glacial ha sido intensa en las partes altas, lo que ha disectado gran parte del edificio volcánico. La ausencia de una cantidad considerable de depósitos de glaciares en las inmediaciones del

CVQS-CVA indica que estos pudieron haber sido trasladados hacia las quebradas y planicies fluvio-glaciales pampeanas cercanas.

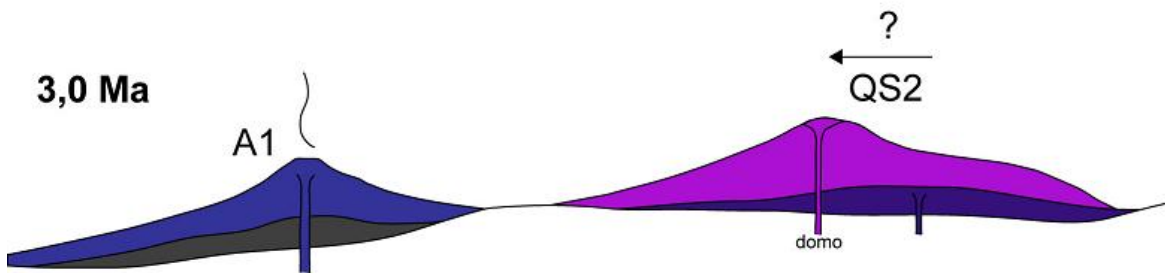
NW

SE

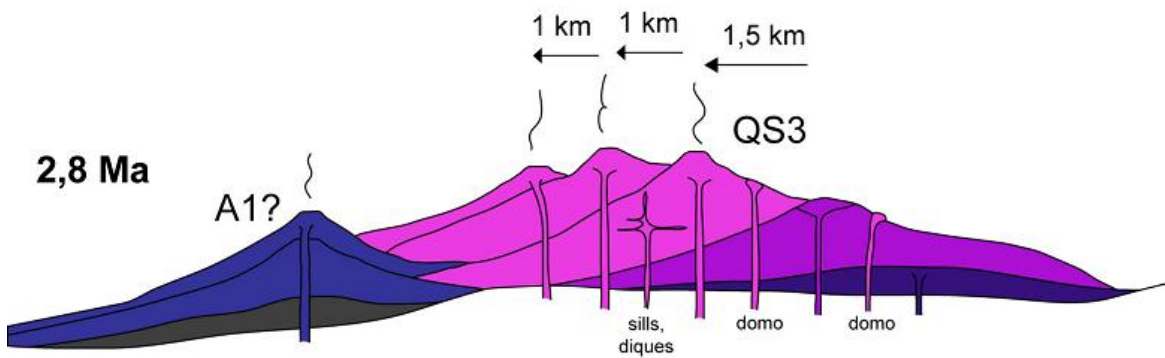
3,2 Ma



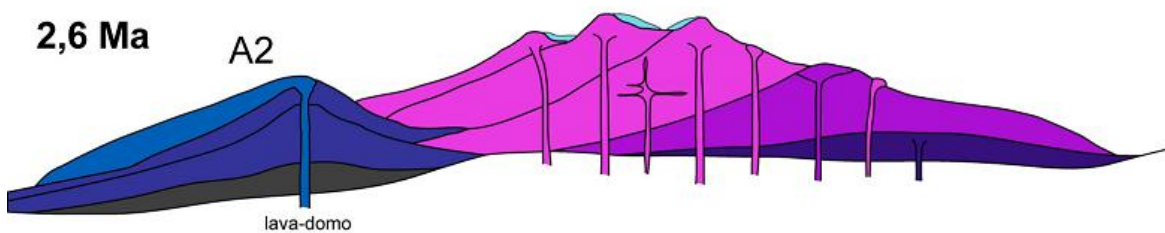
3,0 Ma



2,8 Ma



2,6 Ma



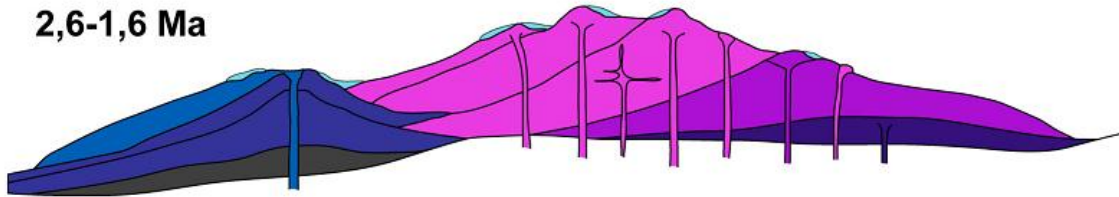
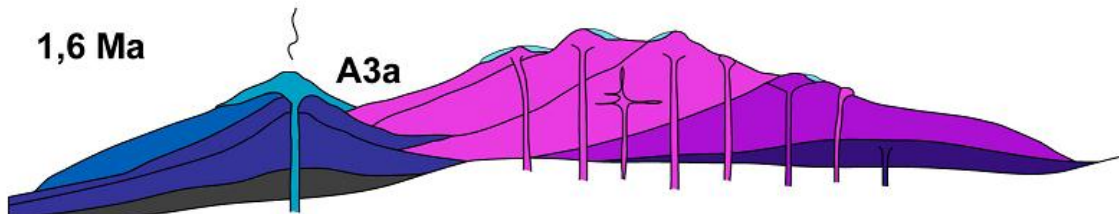
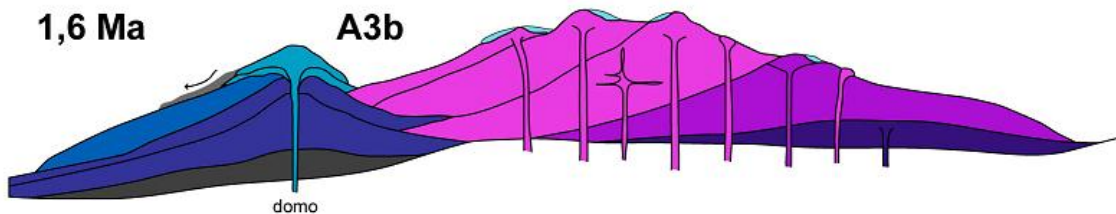
NW**SE****2,6-1,6 Ma****1,6 Ma****1,6 Ma**

Figura 5.1. Evolución estratigráfica del CVQS-CVA. 3,2 Ma: se muestran los hipotéticos volcanes escudo que conformaron las primeras etapas en ambos complejos (QS1). 3,0 Ma: se produce la extrusión de importantes volúmenes de lava en forma de coladas y lava-domos (A1 y QS2); la actividad final en el CVQS en este período está representada por un domo emplazado en la parte alta. 2,8 Ma: se conforma la porción más voluminosa del CVQS (QS3), con diversos productos provenientes de varios centros de emisión alineados NW-SE; dicha actividad fue probablemente contemporánea a menor actividad en el CVA (QS1?); la actividad subvolcánica está esquemáticamente representada con diques, filones manto y domos de flanco. 2,6 Ma: lava-domo riódacítica del estadio A2. 2,6-1,6 Ma: ocurre una larga pausa en la actividad volcánica, que dio paso a gran erosión en los edificios volcánicos. 1,6 Ma: el volcanismo rejuvenece en el centro de emisión principal del CVA, con pequeñas coladas de lava provenientes del centro de emisión principal (A3a). Luego ocurre el emplazamiento del domo central del CVA en la parte más alta del complejo (A3b), con depósitos piroclásticos de colapso gravitacional distribuidos hacia el flanco W (en gris). Notar: (1) el avance progresivo de la erosión glaciaria en las partes altas de los complejos; (2) la diferencia topográfica del basamento; (3) la migración del foco volcánico, indicado con flechas (ver Fig. 5.2).

5.1.2 Control estructural

Los centros de emisión de ambos complejos se encuentran alineados en dirección N300-N305, reflejando un control estructural en el ascenso magmático. De acuerdo al modelo propuesto por Radic (2010) para el tensor de esfuerzos del sector de Pampa Lirima, la alineación de los centros de emisión y el elongamiento que presentan los edificios volcánicos en esa dirección podrían determinar una relación genética entre las cadenas (1) Guanacucho-Lirima, (2) Aroma-Quimsachata Sur y (3) Quimsachata Norte-Picavilque-Sillajhuay, con el sistema de estructuras compresivas/transpresivas orientadas en forma subperpendicular a la dirección de máximo esfuerzo horizontal. Por otro lado, Farías *et al.* (2005) sugirieron la existencia de una posible zona de transferencia E-W en la Quebrada de Tarapacá, continuación occidental de la Quebrada Aroma presente en el área de estudio. Esta zona de transferencia podría actuar en la zona de estudio acomodando la deformación entre el Sistema Estructural de Guanacacho (Radic, 2010), ubicado al SSW del CVQS-CVA, con el sistema de fallas inversas de vergencia W al norte del C.V. Quimsachata Norte y al W del Vn. Cariqima, señalado por Farías *et al.* (2005) (ETS, sección 2.4.1). Es probable entonces que el ascenso magmático del CVQS-CVA esté controlado por una zona de transferencia de fallas profundas y subverticales de orientación N300-N305. A una escala más regional, otros lineamientos NW-SE han sido apuntados como posibles responsables de la formación de cadenas volcánicas alineadas en la ZVC (e.g. Feeley *et al.* (1993) en el Volcán Ollagüe; Trumbull *et al.* (2006) entre los 20°-26° S).

Por otra parte, los lineamientos (1) Lirima-Aroma-Quimsachata Norte (-¿Cariqima?), junto con (2) la orientación de los domos del Complejo de Domos Porquesa, ambos con dirección N40, se pueden relacionar al sistema de estructuras extensionales/transtensionales que se orientan en forma subparalela a la dirección de máximo esfuerzo horizontal. Finalmente, los lineamientos NS-N10, observados en las partes altas de los edificios volcánicos, se pueden relacionar con la migración del volcanismo en la dirección NW-SE y se relacionarían al sistema transcurrente principal (PDZ) el cual tiene un carácter dextral en el sector de Pampa Lirima (Fig. 2.5). Estos a su vez pueden relacionarse con la partición de la deformación que actuaría en la posible zona de transferencia NW-SE que da origen al CVQS-CVA.

Si se consideran los largos períodos de reposo observados en la actividad del CVQS-CVA (de hasta 1 Ma) y la actividad reportada durante el Pleistoceno superior para el C.V. Quimsachata Norte hace 1,1 Ma, se puede inferir que el sistema volcánico del CVQS-CVA podría hoy en día encontrarse en un potencial estado de actividad, tal vez influenciando la presencia de aguas termales en el sector de Pampa Lirima. Estos antecedentes, sumados a la existencia de fallas profundas y rocas posiblemente permeables en el basamento del CVQS-CVA, favorecen la existencia de un campo geotermal activo en el sector norte de Pampa Lirima. En particular, el sistema volcánico del CVQS-CVA podría tener influencia en las aguas termales observadas al sur del CVQS, en el sector norte de Pampa Lirima, en los Baños de San Andrés y los Baños de Lirima.

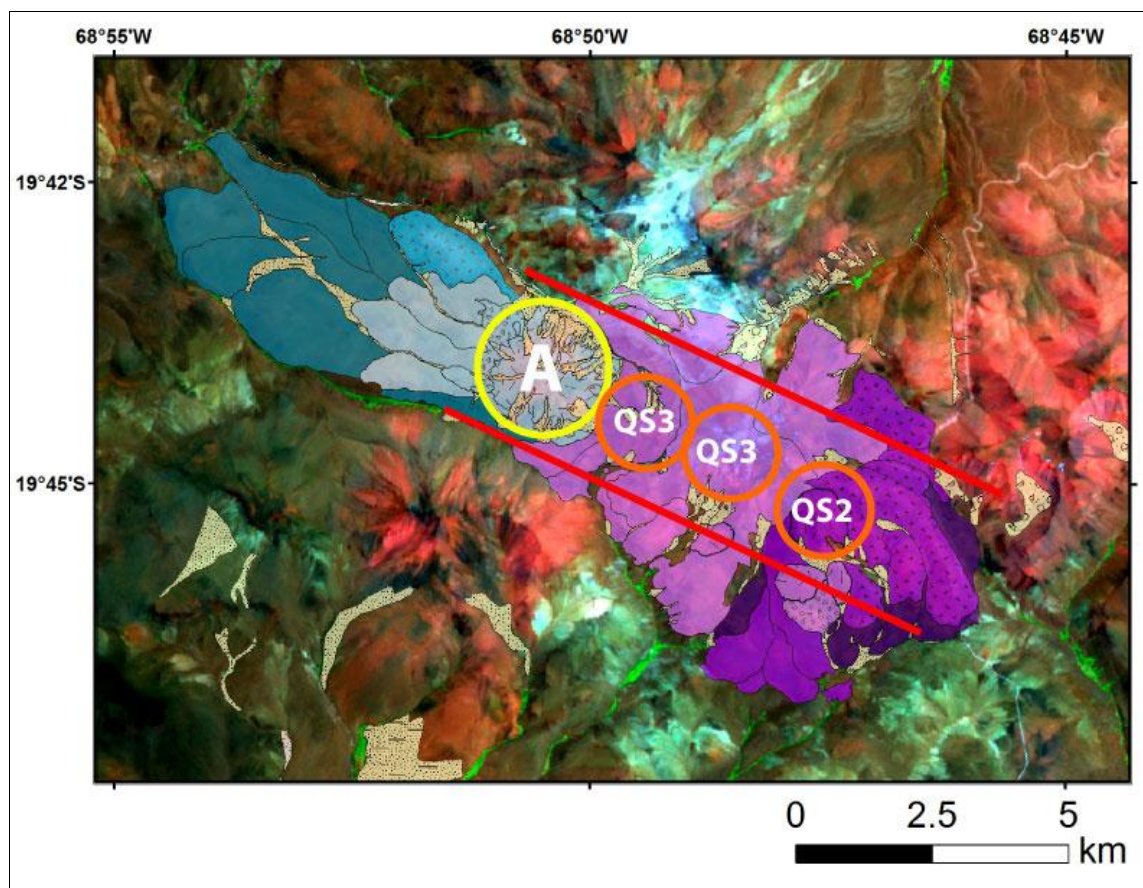


Figura 5.2. Mapa esquemático superpuesto a imagen satelital ASTER, mostrando la migración del foco principal de actividad eruptiva a través del tiempo. QS1 no es indicado, pero se estima que su posición pudo ser cercana a QS2 (ver Fig. 5.1). El círculo amarillo marcado 'A' representa el edificio volcánico principal del Cerro Aroma, cuya actividad fue reportada para los estadios A1, A2 y A3. La leyenda litológica es idéntica a la del mapa fuera de texto adjunto.

5.1.3 Texturas de desequilibrio e inclusiones máficas

En las rocas del CVQS-CVA se han observado ciertas asociaciones mineralógicas y relaciones texturales que han sido interpretadas como evidencias de desequilibrio químico y termodinámico (Bacon, 1986; Davidson *et al.*, 1990; Hibbard, 1995). En prácticamente todas las secciones estudiadas se hallaron: anfíbolos con bordes o totalmente opacíticos (Figs. 3.7a, 3.13d), muchas veces con bordes embahados (Fig. 3.4a), coexistiendo con anfíbolos idiomorfos en buen estado, las que se observaron zonadas en algunas secciones (Figs. 3.13e, 3.17c); biotitas en poblaciones opacíticas (Fig. 3.7b) o con bordes opacíticos (Fig. 3.11d) y otras en buen estado coexistiendo, a veces en hábitos alargados a expensas de feldespatos (Fig. 3.13c) o en ocasiones con coronas de hornblenda (Figs. 3.11f, 3.13f, 3.17d); cuarzos con bordes redondeados y engolfados (Fig. 3.13g), en ocasiones con coronas de clinopiroxeno acicular (Figs. 3.4d, 3.7d, 3.11d, 3.17f) u hornblenda; feldespatos zonados (Fig. 3.7c), con bordes embahados (Fig. 3.7g) o texturas *sieve* o *spongy cellular* (Figs. 3.7f, 3.11c y e, 3.17a), a veces con sobrecrecimientos límpidos (Fig. 3.13d) y coexistiendo con feldespatos idiomorfos sin evidencias de desequilibrio; clinopiroxenos con coronas de hornblenda (Figs. 3.7h, 3.8g) o entrecrecidos con cuarzo (Fig. 3.17e); olivinos con coronas de hornblenda (Fig. 3.17h); o titanitas con profuso crecimiento de óxidos en sus bordes.

Por otra parte, numerosas inclusiones máficas fueron halladas en las rocas del CVQS-CVA (sección 3.13), salvo en las del estadio A2, cuyos cristales coincidentemente no presentaban evidencias de desequilibrio. Dentro de los enclaves vesiculares fueron también vistas variadas texturas de desequilibrio mineral, como: texturas *spongy cellular* (Fig. 3.18b) o *sieve* (Fig. 3.19d) en feldespatos; bordes opacíticos en anfíbolos y biotitas (Fig. 3.18a); o coronas de clinopiroxeno acicular en cuarzos redondeados y con bordes embahados (Fig. 3.18g).

El conjunto de texturas y asociaciones mineralógicas de desequilibrio, como las observadas en las rocas del del CVQS-CVA, han sido interpretadas como evidencias de mezcla de magmas (*magma mixing*) y/o mezcla inmiscible de magmas (*magma mingling*) (Hibbard, 1995) o procesos de automezcla por convección interna (Couch *et al.*, 2001). Las mismas texturas pueden ser desarrolladas por fases minerales individuales en otras condiciones, y ninguna por sí sola es una evidencia irrefutable de interacción de magmas (Hibbard, 1995). Sin embargo, la presencia simultánea de inclusiones máficas vesiculares, las que han sido ampliamente interpretadas en la literatura como porciones de magma más básico sometido a sobreenfriamiento al entrar en contacto con otro tipo de magma más evolucionado que lo engloba (e.g. Bacon, 1986; Davison *et al.*, 1990), apuntan a que los

procesos de *magma mixing/mingling* y automezcla por convección interna tendrían gran importancia en la petrogénesis del CVQS-CVA, y se habrían llevado a cabo simultáneamente y en distintas. Más aun, los procesos de mezcla de magmas han sido invocados en numerosas ocasiones para explicar la presencia de mineralogías y texturas de desequilibrio, y enclaves en magmas de la ZVC (e.g. O'Callaghan y Francis, 1986; de Silva *et al.*, 1993; Wörner *et al.*, 1994; Polanco y Gardeweg, 2000; Arriaza, 2010). En tal caso, las inclusiones máficas halladas en el CVQS-CVA pueden ser denominadas enclaves y, del mismo modo, los fenocristales reaccionados encontrados en enclaves o en las rocas huéspedes serían evidencia de intercambio físico (mineral) entre los distintos magmas, y pueden ser nombrados xenocristales (Hibbard, 1995).

Hibbard (1995) presentó un grupo de 21 texturas compatibles con la mezcla de magmas. A continuación, se presenta la interpretación genética de las texturas de este tipo encontradas en el CVQS-CVA:

- Cuarzo y feldespatos embahados/ovalados: representarían la reabsorción de los fenocristales a causa del recalentamiento por el ingreso del magma máfico al sistema (e.g. Figs. 3.7g y 3.15g).
- Coronas de hornblenda o clinopiroxeno sobre cuarzo: son el producto de la reabsorción y posterior re-crecimiento de los fenocristales de cuarzo en un ambiente híbrido, lo cual atrae y 'bloquea' pequeños microlitos de hornblenda del magma máfico (e.g. Figs. 3.2e y 3.7d).
- Biotitas alargadas: serían producto del crecimiento en un ambiente híbrido ('biotitas hibrogénicas') a causa de la mezcla de un sistema rico en Fe y Mg con otro rico en K (e.g. Fig. 3.15c).
- Coronas de hornblenda sobre biotita: caso análogo a las coronas de hornblenda sobre cuarzo (e.g. Fig. 3.7h).
- Sobrecrecimientos cálcicos sobre plagioclasa: las superficies de los cristales pre-existentes y más sódicos de plagioclasa son la superficie ideal para la nucleación de plagioclasa más cálcica, lo que genera una zonación abrupta (e.g. Fig 3.18b).
- Plagioclasa o sanidina con textura *sieve (boxy cellular)*: se forma cuando granos de plagioclasa provenientes del magma máfico entran en contacto con el magma ácido más frío. La plagioclasa comienza a adquirir un carácter más sódico a medida que el sistema se re-equilibra. A medida que el proceso continúa, sólo se conservan algunos parches de la plagioclasa cálcica original, los cuales quedan aislados entre vidrio y porciones de plagioclasa cálcica (e.g. Fig. 3.17b).

- Plagioclasa *spongy cellular*: se forma a partir de la disolución de plagioclasa más sódica formada originalmente a partir del magma huésped, una vez que este se recalienta al entrar en contacto con el magma máfico (e.g. Fig. 3.7f).

Los enclaves, como ya fue apuntado, han sido reconocidos en la mayoría de los casos como claras evidencias de interacción de magmas. Algunas características destacables de los enclaves hallados en el CVQS-CVA son: la presencia de anfíbola como una fase de importante presencia, similares a los presentes en el Taapaca (Clavero *et al.*, 2004b) y Tata Sabaya (de Silva *et al.*, 1993) (en otros de la ZVC, la fase máfica principal es piroxeno; e.g. Purico-Chascón, Davidson *et al.*, 1990; Ollagüe, Feeley *et al.*, 1993; Auncanquilcha, Klemetti y Grunder, 2007); bordes de reacción pobremente o no desarrollados en los enclaves (ver Fig. 3.19a), lo que ha sido interpretado por Bacon (1986) como un bajo contraste termal entre dos miembros extremos hipotéticos: una fase máfica andesítica basáltica que intruye un magma huésped dacítico/andesítico.

Ahora bien, a pesar que la mezcla de magmas aparece como un posible proceso de importancia en la génesis de estas rocas, ésta pudo haber actuado en conjunto con otros procesos comunes en la ZVC, como (1) cristalización fraccionada y/o (2) asimilación cortical. Por una parte, los cúmulos minerales (inclusiones máficas no vesiculares) han sido también observados en el Volcán Ollagüe e interpretados por Feeley *et al.* (1993) como 'residuos magmáticos' de un posible magma parental primitivo fraccionado, proceso que se pudo haber llevado a cabo durante todo el proceso petrogenético. Respecto a la asimilación cortical, a pesar que este proceso ha sido principalmente estudiado en base a la impronta isotópica que dejan las rocas huéspedes en los magmas eruptados, algunas evidencias petrográficas de asimilación podrían ser los xenocristales de cuarzo con coronas de clinopiroxeno. Estos han sido interpretados como provenientes de la fusión parcial de ignimbritas riolíticas del basamento mioceno al contacto con magma máfico más caliente (Complejo Volcánico Purico-Chascón; Davidson *et al.*, 1990), o bien, como una interacción rápida pero extensiva con rocas metamórficas del paleozoico a lo largo de la gruesa corteza altiplánica (Volcán Ollagüe; Mattioli *et al.*, 2007). Ambas opciones parecen factibles en el contexto del CVQS-CVA, dado que el basamento mioceno bajo el CVQS-CVA es igualmente compuesto por ignimbritas riolíticas (en este caso, los Estratos de Cultane). Que los xenocristales de cuarzo provengan del basamento metamórfico profundo tampoco es una opción descartable, puesto que a los 20°S existiría una zona anisótropa o de transición profunda entre el basamento metamórfico proterozoico al norte de los 20° S, y un basamento sedimentario paleozoico hacia el sur (Wörner *et al.*, 1992, 1994, 2000a). Además, las numerosas fracturas y embahamientos

presentes en dichos fenocristales de cuarzo podría indicar que más bien se trate de xenocristales del basamento y no de una fase intrínseca al magma ácido. Estos pudieron haber sido incorporados durante el ascenso de los magmas a través de la gruesa corteza de los Andes Centrales, y luego desequilibrados (fracturados y embahados) por descompresión.

5.1.4 Química de roca total

De acuerdo a la clasificación química de las rocas del CVQS-CVA (Figs. 4.1, 4.2 y 4.3), éstas son similares a otros centros volcánicos de la ZVC, los cuales consisten en andesitas a dacitas calcoalcalinas de alto-K, en muchos de los cuales se han hallado enclaves de composición andesítica basáltica (e.g., Taapaca, Chiguana, Irruputuncu, Tata Sabaya, Aucanquilcha, Ollagüe, y otros ubicados en los Andes bolivianos).

Los patrones observados en los diagramas de variación de elementos mayores (Fig. 4.4) son también similares a otros volcanes en la ZVC (e.g. Ollagüe, Felley *et al.*, 1993; Tata Sabaya, de Silva *et al.*, 1993). La mayor diferencia se observa en las inflexiones de los patrones de K_2O y Na_2O en la parte más evolucionada del *trend*. Esto podría deberse a un fraccionamiento de biotita, hornblenda, plagioclasa sódica y/o sanidina en los magmas más ácidos. Por otra parte, las tendencias lineales observadas han sido interpretadas como evidencias de mezcla de magmas (de Silva *et al.*, 1993; Best, 2003). Las tendencias negativas en Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 y FeO podrían representar diferentes grados de fraccionamiento de anfíbola, biotita, clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti, plagioclasa cálcica y/u olivino en diferentes etapas de la evolución magmática. Por su parte, la disminución en las concentraciones de P_2O_5 puede interpretarse como fraccionamiento de apatito.

En tanto, las tendencias en los diagramas de variación de elementos traza (Fig. 4.5) son también lineales y apoyan la hipótesis de mezcla de magmas. El patrón del Ba es irregular y sugiere un fraccionamiento de biotita en los magmas del CVA, y también para los magmas más ácidos. El descenso en las concentraciones de Rb en los enclaves podría representar fraccionamiento de anfíbola y/o bajas tasas de fusión parcial en la fuente. Las altas concentraciones de Sr en los enclaves indicarían altas presiones en la fuente, donde la plagioclasa no habría alcanzado el equilibrio. Su descenso en el patrón de las rocas más evolucionadas indicaría sucesivo fraccionamiento de plagioclasa a mayores concentraciones de sílice y menores presiones. El V tiene un comportamiento similar al Ti, lo que indicaría sucesivos fraccionamientos de V en óxidos de Fe-Ti. Sin embargo, este elemento se comporta distinto al Ti en los enclaves, lo que podría indicar el fraccionamiento de Ti en una fase

accesoria como rutilo (no observado), o en las anfíbolas en los magmas más básicos. Ni y Cr presentan una clara disminución de sus concentraciones en las rocas más evolucionadas, lo que podría indicar fraccionamiento de olivino y/o clinopiroxeno en los magmas más básicos. El achatamiento del patrón hacia las rocas más evolucionadas podría ser representativo del fin de la cristalización de estas fases en los magmas más ácidos. La tendencia ascendente en los patrones de Th y Zr indicaría aumentos sucesivos de cristalización fraccionada en las rocas más evolucionadas, con escaso reemplazo de estos elementos por Ti en óxidos primarios y/o bajas tasas de fusión parcial en la fuente. La disminución de las concentraciones de Zr en los magmas más diferenciados indicaría un fuerte fraccionamiento de circón.

En el patrón de REE (Fig. 4.6) destaca la ausencia de anomalía en Eu, lo que indica que los magmas del CVA y CVQS o bien: (1) no fraccionaron plagioclasa; o (2) el Eu se encontraba en estado de oxidación Eu^{3+} , lo que indica altos valores en $f\text{O}_2$. La segunda opción es más consistente con los datos barométricos en óxidos de Fe-Ti (Fig. 4.29), con la alta vesicularidad observada en los enclaves y con la composición más cálcica de las plagioclasas de los enclaves (Fig. 4.13c). El enriquecimiento extremo en LREE estaría controlado por la presencia ubicua de hornblenda en las rocas de estos complejos. Por otro lado, el empobrecimiento relativo en HREE sería una señal que los magmas tuvieron una fuente profunda con presencia de granate. En el diagrama *spider* multielementos (Fig. 4.7) se observa que el patrón general corresponde al típico para las andesitas basálticas de la ZVC, con signatura de arco (empobrecimientos relativos en Ta y Nb). Algunas diferencias con el patrón estándar se asemejan al patrón de basaltos alcalinos de intraplaca reconocidos hacia el trasarco de la ZVC. Estas diferencias son: (1) un fuerte enriquecimiento relativo en Th, sobre todo en las rocas huéspedes respecto a los enclaves (Fig. 4.9), lo que podría indicar bajas tasas de fusión parcial en la fuente o una componente de asimilación cortical en el extremo ácido de la mezcla de magmas; (2) enriquecimiento de P en los enclaves (Fig. 4.9), lo que representaría un fraccionamiento de apatito en las rocas más básicas; (3) un enriquecimiento generalizado en Ti, mayor aun en los enclaves, lo que representaría bajas tasas de fusión parcial en la fuente. Si se considera la ocurrencia simultánea de las tres anomalías, se podría especular además sobre una posible componente extensional en estos magmas por su similitud a las signaturas observadas en los basaltos de intraplaca.

La composición de los vidrios analizados para la Coulée Aroma y el CVP son similares a las analizadas por de Silva *et al.* (1993) para las rocas más evolucionadas del Volcán Tata Sabaya. Estos autores han interpretado la alta variabilidad en el contenido de álcalis (Fig.

4.11) como producto de inhomogeneidades en el vidrio adyacente a los fenocristales en crecimiento. Esta alta variabilidad, sumada al gran número de texturas y mineralogías de desequilibrio químico y termodinámico, y las evidencias macroscópicas de mezcla de vidrios (bandedos) indican que el *magma mixing/mingling* habría actuado como un proceso de mayor importancia en el Tata Sabaya (de Silva *et al.*, 1993), así como también en el CVQS-CVA. Por otro lado, la presencia de intercrecimientos de cuarzo y feldespato en el vidrio de la masa fundamental de dacitas del Volcán Taapaca, ha sido interpretada por Clavero (2002) como una cristalización adiabática del vidrio durante el ascenso desde una cámara profunda hacia niveles más superficiales, lo que aumentaría además la viscosidad del magma.

En resumen, la fuente de los magmas del CVQS-CVA, incluyendo las rocas más evolucionadas, sería profunda y provendría de una fuente con alto contenido en granates. Si bien las firmas de elementos mayores y traza concuerdan con la naturaleza de arco de estos magmas, no es descartable una posible componente, aunque menor, de extensión intraplaca. Los magmas primitivos contendrían altos contenidos en volátiles y habrían sido generados por bajas tasas de fusión parcial. Gran parte de la evidencia geoquímica reafirma la idea que *magma mixing/mingling* serían fundamentales en la petrogénesis. Estos habrían sido acompañados en mayor o menor medida por diferentes etapas de fraccionamiento mineral: anfíbola, apatito, rutilo, ilmenita, clinopiroxeno, plagioclasa cálcica y olivino se habrían fraccionado en fases tempranas, aunque la ausencia de quiebres significativos en las tendencias geoquímicas no es capaz de dirimir claramente qué fase fue fraccionada. Las composiciones más sódicas de plagioclasa, junto a algunas poblaciones de biotitas y sanidina habrían cristalizado sólo en los magmas más ácidos. Algunas escasas evidencias sugieren que la asimilación de rocas encajantes pudo haber jugado un rol menor en la génesis magmática. Las composiciones algo más ácidas del CVQS respecto al CVA indicarían una combinación de: (1) mayor evolución en los magmas del CVQS por fraccionamiento; (2) mayor asimilación cortical en los magmas del CVQS; o (3) mayor participación del miembro ácido en el *magma mixing/mingling* para el CVQS.

Ahora bien, a pesar de la similitud química entre el CVQS y CVA con otros volcanes de la ZVC, se observa que éstas no se correlacionan bien con la clasificación de Wörner *et al.* (1994) al norte de los 19°S (N-ZVC) y al sur de los 20°S (S-ZVC) (Fig. 4.10a). Dado que los contenidos de K₂O son similares a los del resto de la ZVC, las principales diferencias estarían dadas por el contenido de TiO₂. De hecho, además de la anomalía en Ti observada en los diagramas *spider*, los enclaves poseen concentraciones de hasta 0,9% mayores que los hallados en el Volcán Ollagüe (Feeley *et al.*, 1993) y hasta 1,0% mayores que en el Volcán

Aucanquilcha (Klemetti y Grunder, 2007); diferencias menores se dan con las inclusiones del Taapaca (0,6% la máxima diferencia; Clavero *et al.*, 2004b) o del Tata Sabaya (0,2% la máxima; de Silva *et al.*, 1993). Esto indicaría mayores aportes de Ti desde los magmas más básicos para toda la *suite* híbrida. Los altos valores de TiO_2 influyen también el *trend* observado en la Fig. 4.10b. De este gráfico se desprende que las altas concentraciones de TiO_2 corresponderían a una característica local, no observada en otras partes de la ZVC, dado que el Complejo de Domos de Porquesa, ubicado inmediatamente al sur del CVQS-CVA, se encuentra directamente correlacionado con la tendencia observada. En este gráfico se pueden observar también los relativamente mayores valores de TiO_2/Y , y por ende, un enriquecimiento en TiO_2 en los enclaves del CVQS-CVA respecto a otros enclaves de la ZVC. Esto puede apoyar las especulaciones sobre bajas tasas de fusión parcial en esta región y/o la presencia de una fuente distintiva de los magmas a los 20°S, tal como sugirieron Wörner *et al.* (1992 y 1994), quienes indicaron una posible zona de transición entre el basamento proterozoico y el paleozoico, tal vez relacionada con la existencia del 'Gap de Pica'.

5.1.5 Química Mineral

Plagioclasa

La composición química de las plagioclasas encontradas en las rocas del CVQS-CVA, incluyendo aquellas observadas en los enclaves, es la típica de los Andes Centrales (*e.g.*, Nakada, 1991; de Silva *et al.*, 1993). Los feldespatos sin texturas de reabsorción, con zonaciones complejas tendiendo a la zonación normal indican un constante desequilibrio químico, posiblemente relacionado al sucesivo fraccionamiento de fases cálcicas (anfíbola, clinopiroxeno, plagioclasa cálcica, tintanita) y a constantes variaciones en las condiciones termodinámicas. La ausencia de reabsorción o texturas con vidrio intersticial (*sieve* o *spongy cellular*) indica un menor grado de desequilibrio termal, por lo que se estima que cristalizaron a medida que se alcanzaba el equilibrio termodinámico en el magma. Davidson *et al.* (1990) han apuntado que, en un escenario donde ha participado la mezcla de magmas, este tipo de plagioclasa habría cristalizado del magma máfico y fueron luego capturadas por el extremo ácido una vez ocurrido el *magma mixing*, dando paso a la zonación normal. La presencia de zonaciones normales en este tipo de plagioclasa ha sido también reportada por Nakada (1991) para el Nevado Sajama, en Bolivia.

Por otro lado, respecto a las plagioclasas con texturas de desequilibrio como bordes reabsorbidos, embahados o texturas de disolución con presencia de vidrio intersticial: (1) los

bordes embahados reflejarían una reabsorción, producida por aumento de la temperatura magmática debido a un *input* calórico durante el *magma mixing*, o por descompresión del sistema durante el ascenso magmático; (2) las plagioclasas con textura *sieve* o *boxy cellular* tendrían su origen como fenocristales en el magma máfico, corroídas al entrar en contacto con el *melt* más ácido y frío; (3) aquellas con textura *spongy cellular* habrían cristalizado en el magma dacítico previamente al *magma mixing* y fueron luego corroídas por la desestabilización debida al *input* termal. Con respecto a las del tercer tipo (textura *spongy cellular*), los sobrecrecimientos cálcicos observados pudieron haber cristalizado por: (1) el equilibrio alcanzado entre xenocristales de plagioclasa sódica inmersos en los enclaves, indicando intercambio de cristales entre los enclaves y el magma huésped (Fig. 4.15c); o bien (2) al intentar re-equilibrarse en un magma de carácter más máfico luego de la hibridación.

Cabe notar que los enclaves representarían a su vez magmas híbridos desde sus inicios. En primer lugar, debido a los contantes procesos de automezcla y asimilación de las paredes durante el ascenso por la gruesa corteza altiplánica, y luego más superficialmente, dado el intercambio físico de cristales y vidrio desde y hacia los enclaves (Bacon, 1986; Davidson *et al.*, 1990; de Silva *et al.*, 1993). Este segundo hecho explica la tendencia a la homogenización de la composición de las plagioclasas inherentes a los enclaves y aquellas presentes como xenocristales, observada en los sobrecrecimientos (Fig. 4.13c). Aun así, estos enclaves son lo más cercano en términos mineralógicos y composicionales a los magmas más primitivos que dieron origen al CVQS-CVA.

Sanidina

Los megacristales de sanidina de hasta 5 cm hallados en el CVQS-CVA son similares a los descritos en Volcán Taapaca, tanto petrográfica como químicamente, ya que las mayores concentraciones de la componente potásica (Or) se dan hacia los centros (Zellmer y Clavero, 2006). En el Taapaca, su formación se llevaría a cabo en pocos cientos de años en una etapa tardía de la cristalización, dentro de un reservorio poco profundo en la corteza superior y su movilización hacia la superficie se debería a la intrusión de un magma máfico más profundo y caliente (Zellmer y Clavero, 2006). Por otra parte, Nakada (1991) comparó la composición de sanidinas y plagioclasas en el Nevado Sajama, y observó que las primeras se encontraban en equilibrio con los núcleos más sódicos de las plagioclasas con texturas de desequilibrio, lo que sugiere una cristalización de estas fases en un magma ácido previo al *magma mixing*. Procesos similares pudieron tener lugar en la formación de sanidina en el CVQS-CVA, donde las texturas de reabsorción observadas pudieron producirse por el

desequilibrio termodinámico inducido por un magma máfico intruido desde la base o por procesos de automezcla.

Anfíbolas

Respecto a las anfíbolas, se puede interpretar que los del tipo tschermakita/magnesiohastingsita representan composiciones más similares a los magmas más primitivos, puesto que fue el único tipo de anfíbola analizada en el enclave LIRN-27. Anfíbolas del mismo tipo fueron observadas en el resto de los enclaves, tanto en el CVA como el CVQS. La presencia de estos tipos de anfíbolas indica en general una cristalización a partir de un magma basáltico alcalino rico en volátiles y a altas presiones (Deer *et al.*, 1992). Esto es apoyado por sus altos valores en el índice #Mg, similar al de clinopiroxenos y olivinos, y su presencia en ciertos aglomerados cristalinos junto a dichas fases. Su presencia como fenocristales en rocas híbridas ha sido interpretada de la disgregación de los enclaves durante y después del *magma mixing* (de Silva *et al.*, 1993). Las anfíbolas observadas en el CVQS-CVA son petrográfica y químicamente similares a las observadas en los Volcanes Tata Sabaya (de Silva *et al.*, 1993), Miño (McKee, 2001) y otros de los Andes Centrales chilenos y bolivianos (Nakada, 1991), aunque estas últimas son en más bien pargasíticas en composición (*i.e.*, con mayores contenidos de Al^{VI}). Las texturas de bordes o cristales opacíticos se han interpretado por una parte como oxidación de las anfíbolas por deshidrogenación luego o durante la extrusión magmática (García y Jacobson, 1979; Deer *et al.*, 1992). Otra explicación apunta a un proceso de oxidación por despresurización durante el ascenso magmático (Rutherford y Hill, 1993); este mismo mecanismo explicarían los bordes opacíticos observados en algunas biotitas (Tepley III *et al.*, 1999). Por otra parte, la presencia de este tipo de anfíbolas como fenocristales de bordes reabsorbidos coexistiendo con otras poblaciones cristalizadas en corona sobre clinopiroxeno, ha sido interpretada en el Tata Sabaya por de Silva *et al.* (1993) en dos etapas: primero, las anfíbolas no serían un producto primario del magma máfico, sino más bien una reacción subliquidus ocurrida en los bordes de los clinopiroxenos cristalizados más tempranamente con un *melt* cada vez más evolucionado y rico en volátiles, a causa de la asimilación y cristalización fraccionada. Luego, las texturas de reabsorción observadas en las anfíbolas se explicarían por el re-equilibrio de estas con el magma híbrido, a medida que ocurren los procesos de automezcla, *magma mixing* y despresurización.

La subdivisión que este grupo de anfíbolas muestra respecto de su contenido en Ti estructural (Fig. 4.18), los separa según su presencia en lavas o domos del CVQS-CVA independiente de su temporalidad. Esto indicaría zonaciones composicionales o de las

variables intensivas en las zonas de acumulación magmática, donde fueron estabilizadas sincrónicamente anfíbolos del mismo tipo, pero con diferentes contenidos de Ti. Un patrón análogo de Ti/Al_{total} fue descrito por Nakada (1991) para una *suite* de hornblendas y pargasitas.

Por otro lado, las anfíbolos tipo magnesiohornblenda habrían cristalizado en magmas más diferenciados, dadas sus menores valores de #Mg. La ausencia de texturas de desequilibrio en la mayoría de ellas, y su relación paragenética con plagioclasas de composición más sódica (ver Fig. 4.17a) indican una cristalización en un magma más diferenciado y sometido a menos variaciones en sus condiciones termodinámicas. Las zonaciones observadas en algunos cristales idiomorfos indican una cristalización continua durante la estabilización del sistema, similar a las plagioclasas límpidas con zonación normal. Nakada (1991) ha sugerido que este tipo de anfíbola pudo haber cristalizado en un magma ácido previo al *mixing*, y que el tiempo entre la intrusión del magma máfico y la erupción pudo ser muy corto, lo que no permitió su re-equilibración. Esto también explica la coexistencia de ambos tipos de anfíbolos, también observada por Nakada (1991), en la mayoría de los magmas del CVQS-CVA, y a su vez, sugiere que la mezcla de magmas fue un proceso recurrente a lo largo de la vida del complejo.

La ausencia de tschermakitas y magnesiohastingsitas, y de texturas de desequilibrio en la Coulée Aroma (A2) sugiere que el magma que dio origen a este evento podría ser el representante más cercano químicamente al miembro ácido en los magmas híbridos del CVQS-CVA. Esto concuerda con la presencia de cantidades considerables de titanita observadas en la Coulée Aroma, la cual sólo se estabiliza a presiones corticales en magmas ácidos saturados en sílice, relativamente fríos y altamente oxidados (Nakada, 1991). Por otro lado, la presencia de tres poblaciones diferentes de anfíbola (magnesiohornblendas frescas, conviviendo con magnesiohornblendas totalmente opacíticas, junto a cúmulos y fenocristales individuales de tschermakita/magnesiohastingsita) en el resto de los magmas del CVQS-CVA da indicios de un proceso de mezcla de magmas complejo, donde podrían participar más de dos miembros (similar al ejemplo ilustrado por Hibbard, 1995), o donde la automezcla por convección interna (Couch *et al.*, 2001) tuvo gran importancia a lo largo de toda la vida del complejo.

Piroxenos

Sólo se encontraron clinopiroxenos en el CVQS-CVA. La ausencia de ortopiroxeno puede estar controlada por el carácter relativamente alcalino de los magmas iniciales, ya que estos nunca contienen ortopiroxeno (Best, 2003) y como ya se ha visto, los enclaves del CVQS-CVA, han sido clasificados en la serie alcalina (Fig. 4.1), lo que podría indicar que los magmas más primitivos que dieron origen al CVQS-CVA eran también alcalinos. Por otra parte, el diópsido es un constituyente común de las rocas más alcalinas, como los basaltos alcalinos de olivino (Deer *et al.*, 1992). En tanto, la augita es un constituyente común en todas las rocas ígneas básicas (Deer *et al.*, 1992), por lo que su presencia es esperable. Los piroxenos encontrados en el CVQS-CVA son similares (petrográfica y químicamente) a los descritos respectivamente por Davidson *et al.* (1990) en el Complejo Purico-Chascón y por Nakada (1991) en el Nevado Sajama, quienes los interpretaron como producto de cristalización fraccionada temprana, en equilibrio con olivino, lo que concuerda con las observaciones de Feeley *et al.* (1993) en el Volcán Ollagüe para la presencia de cúmulos 'residuales' de olivino-piroxeno. Estas ideas son reforzadas por los altos valores de #Mg observados en algunos piroxenos, y su similitud con el rango de los olivinos. Su presencia como fenocristales se daría por disgregación de los cúmulos cristalinos (Feeley *et al.*, 1993). Las coronas de anfíbolos de alto-Ti en algunos de estos piroxenos indican que se encontraban en desequilibrio con el magma máfico a las condiciones donde cristalizaron las tschermakitas/magnesiohastingsitas, y por tanto, se interpreta que el clinopiroxeno pudo haber cristalizado en un magma máfico primitivo, precursor de los enclaves, previamente a la cristalización de las anfíbolos. Finalmente, la cristalización de augita acicular sobre cuarzo ha sido ampliamente reconocida como una textura de desequilibrio asociada al *magma mixing* (Davidson *et al.*, 1990; de Silva *et al.*, 1993; Pallister *et al.*, 1996; Clyne, 1999; Murphy *et al.*, 2000; Arriaza, 2010).

Otros minerales

El escaso olivino hallado posee composiciones similares a otros de la ZVC (e.g. Miño, Purico-Chascón). Como ya fue apuntado, generalmente ha sido interpretado como producto de una cristalización temprana en el magma máfico junto a clinopiroxeno (Davidson *et al.*, 1990). Esta interpretación sería también válida para el CVQS-CVA dados los valores similares en #Mg con los clinopiroxenos hallados y su relación paragenética observada en algunos enclaves (ver Fig. 3.17h). Otras evidencias han mostrado que los olivinos cristalizan a gran profundidad en los magmas máficos primitivos de los Andes Centrales, junto a clinopiroxeno y posiblemente plagioclasa cálcica; dichos magmas máficos muy raras veces llegan a superficie sin mezclarse con reservorios superficiales o sufrir modificaciones por asimilación cortical

(Mattioli *et al.*, 2006). Por tanto, la presencia de olivino en los magmas del CVQS-CVA indica la participación de magmas primitivos y profundos en la petrogénesis, luego modificados por asimilación cortical y cristalización fraccionada.

Respecto a la biotita, fue generalmente observada como cristales euhedrales y límpidos con hábito de libro (*book biotite*), cuya composición y #Mg es muy similar al de las magnesiohornblendas, casi siempre en coexistencia con éstas, lo que podría indicar su paragénesis en un magma riodacítico, probablemente similar al que dio origen a la lava-domo del estadio A2, más ácido y diferenciado que aquel donde cristalizaron olivinos y clinopiroxenos. Otra posibilidad es que hayan cristalizado dentro de un magma andesítico-dacítico ya híbrido, luego de ocurridos los procesos de mezcla de magmas. La composición de las biotitas del CVQS-CVA es similar a las biotitas del Tata Sabaya (de Silva *et al.*, 1993) y de los Domos de Porquesa (Nakada, 1991), los volcanes recientes más cercanos al CVQS-CVA. En particular, los valores de #Mg observados son más bajos que en el resto de la ZVC, lo que a su vez indicaría procesos petrogenéticos similares en torno a los 20°S. Por otra parte, fueron observadas algunas biotitas de similares características, pero con bordes opacíticos, lo que sería explicado por oxidación asociada a la descompresión durante el ascenso magmático (Tepley III *et al.*, 1999). Algunas de estas oxi-biotitas fueron observadas creciendo a expensas de feldspatos reabsorbidos, lo que ha sido interpretado por Hibbard (1995) como una cristalización a partir de magmas híbridos por mezcla (biotita 'hibrogénica'). Biotitas límpidas fueron observadas junto a oxi-biotitas, lo que sugiere la presencia de un magma con diferentes y complejas fases de ascenso y cristalización antes de su extrusión en superficie. Por último, las escasas biotitas con alto #Mg (ca. 0,8), halladas como inclusión en clinopiroxeno, indicarían que en algunos casos la biotita se pudo estabilizar en profundidad en magmas máficos menos diferenciados.

Los óxidos de Fe-Ti encontrados en el CVQS-CVA son principalmente de tipo titanomagnetita, lo que ocurre frecuentemente en los magmas asociados a subducción, y en particular en los enclaves de la ZVC (e.g. Tata Sabaya, de Silva *et al.*, 1993; Miño, McKee, 2001). La ocurrencia de lamelas de exsolución puede ser interpretada como producto de la re-estabilización de las titanomagnetitas durante el ascenso magmático, y posiblemente, la disminución de la temperatura del sistema al mezclarse el magma más máfico con un magma riodacítico más frío y superficial.

5.1.6 Termobarometría

De acuerdo a los resultados obtenidos mediante los geobarómetros de Johnson y Rutherford (1989) y Schmidt (1992), se estima que las anfíbolas del CVQS y CVA cristalizaron a diferentes condiciones de presión y, por ende, de profundidad. Considerando el geobarómetro de Johnson y Rutherford (1989), las anfíbolas del tipo magnesiohornblenda dentro de los límites de validez del método habrían cristalizado a condiciones de 2-3 kbar (o menores), *i.e.*, a 6-9 km de profundidad. Sin embargo, dado que la mayor parte de los valores se encuentra bajo el rango de fiabilidad (promedio de 1,33 kbar; Fig. 4.27), lo más probable es que hayan cristalizado a profundidades menores que 6 km. Las anfíbolas del tipo tschermakita/magnesiohastingsita habrían estabilizado a presiones de 4-6 kbar (promedio de 4,89 kbar; Fig. 4.27), es decir una profundidad promedio de 15 km. Dado el espesor cortical en esta parte de los Andes Centrales, una profundidad menor a 6 km corresponde a la parte más superficial de la corteza terrestre, mientras que una profundidad de 15 km podría corresponder a la profundidad de transición entre la corteza inferior y la corteza superior, donde se ha interpretado que ocurren el conjunto de procesos *MASH* (*melting, assimilation, storage and hybridization*; Hildreth y Moorbath, 1988). Por otro lado, si se toma en cuenta el geobarómetro de Schmidt (1992), los valores aumentan relativamente para ambos tipos de anfíboles y complejos, aunque también se encuentra un conjunto importante de valores fuera de los límites de validez del método: los del primer grupo habrían cristalizado a 3-4 kbar (promedio total de valores 2,38 kbar), a una profundidad de 9-12 km, aunque probablemente menor que 9 km debido al límite inferior de calibración del geobarómetro (corteza superior), mientras que las del segundo grupo se habrían estabilizado a 5-7 kbar (presión y profundidad promedio de 6,38 kbar y 19 km, respectivamente).

Respecto a la geotermometría, los tres intervalos definidos en este estudio para la cristalización de las anfíbolas, pueden ser interpretados como:

- El intervalo de baja-T/baja-P (640-780° C) correspondería a la cristalización de las magnesiohornblendas. El amplio rango mostrado podría indicar la cristalización de esta fase en diferentes condiciones. Por una parte, las de menor temperatura pudieron cristalizar a poca profundidad (<6 km) desde el magma ácido previo al *magma mixing*, mientras que las de mayor temperatura habrían cristalizado desde: (1) el magma híbrido calentado desde la base por el magma máfico, durante la mezcla de magmas; o bien (2) a mayor profundidad (6-9 km), a medida que el magma máfico fue modificado y diferenciado en su avance hacia la superficie, a causa de la automezcla, cristalización fraccionada y asimilación cortical.

- El intervalo de media-T/alta-P (720-820° C), definido por anfíbolos tipo tschermakita/magnesiohastingsita, indicaría condiciones de cristalización similares a las anteriormente mencionadas para las magnesiohornblendas de mayor temperatura: (1) cristalización durante la mezcla, pero en el magma máfico sometido a enfriamiento al entrar en contacto con el magma riodacítico diferenciado; o (2) estabilización de estas fases durante la diferenciación del magma en su ascenso.
- El rango de alta-T/alta-P (840-980°C) pueden ser interpretado como las condiciones a las cual se estabilizaron las tschermakitas y magnesiohastingsitas en profundidad (15-19 km), a medida que el magma máfico en ascenso fue modificado por la corteza inferior, creciendo a expensas de los clinopiroxenos y olivinos fraccionados inicialmente.

Por último, el patrón de temperaturas y fO_2 obtenidos desde las composiciones de los óxidos de Fe-Ti indican una cristalización temprana de estas fases, posiblemente desde el magma máfico menos diferenciado, junto a olivino, clinopiroxeno y plagioclasa cálcica, lo que queda de manifiesto con las numerosas inclusiones de óxidos observadas en olivinos y clinopiroxenos. De acuerdo a los valores de fO_2 , los magmas desde los cuales cristalizaron los óxidos se encontraban en condiciones oxidantes y con alta presión de volátiles. Probablemente la fase que cristalizó en tales condiciones fue titanomagnetita, única fase La observada dentro de los enclaves. La estabilización de ilmenita pudo ser posterior, luego de la diferenciación y/o hibridación de los magmas, ya que fue observada en numerosas ocasiones en hábito lamelar, evidenciando una posible exsolución desde la titanomagnetita inicial. En conjunto, las temperaturas de cristalización obtenidas para los pares de óxidos son consistentes con las obtenidas para las anfíbolos, aproximadamente entre 700-900° C. La concentración de valores en torno a los 800° C podría estar relacionada a la estabilización de ilmenita durante luego del enfriamiento del magma máfico, ya sea por contacto con pérdida de calor por difusión hacia las paredes corticales más frías, o al entrar en contacto con el magma riodacítico.

5.1.7 Modelo petrogenético

Como indican las evidencias geoquímicas, los magmas del CVQS-CVA se habrían generado a partir de la fusión parcial de una fuente profunda con presencia de granates, lo que generó magmas primitivos de composición basáltica. Estos magmas ascendieron luego a través de la gruesa corteza continental inferior, sufriendo extensivos procesos de modificación

a través de fraccionamiento y asimilación cortical durante su ascenso y en las zonas de detención y acumulación. En esta etapa, los magmas máficos probablemente adquirieron una signatura geoquímica alcalina. Algunas fases que pudieron cristalizar desde estos magmas máficos, ricos en volátiles y en constante modificación serían clinopiroxeno, olivino y algunos óxidos de Fe-Ti. Los resultados termobarométricos indican que las anfíbolas y plagioclasas observadas en las rocas del CVQS-CVA no cristalizaron a partir de estos magmas primitivos. No existen evidencias superficiales de estos magmas primitivos, pues difícilmente pudieron alcanzar la superficie sin modificación. Se han observado más al sur, en el Volcán Ollagüe, lavas de composición andesítica extruídas a través de conos parásitos monogenéticos, los cuales han sido interpretados como una expresión superficial de estos magmas parentales, aunque luego de haber sufrido las modificaciones ya mencionadas a través de la corteza inferior (Mattioli *et al.*, 2006).

Los magmas máficos, cada vez más diferenciados, se habrían estancado en un reservorio profundo ubicado entre 15-19 km de profundidad, el que probablemente corresponde a un complejo de *sills* y enjambres de diques emplazados en el límite de la corteza continental superior e inferior (Annen *et al.*, 2006). En este reservorio profundo se habrían mezclado con otros magmas máficos previamente estancados, y además habrían tenido lugar los procesos *MASH*, lo que modificó sustancialmente la composición y estado termodinámico del sistema, dando paso a magmas máficos híbridos de composición basáltica a andesítica basáltica. El sucesivo fraccionamiento previo de fases anhidras, hoy observadas como cúmulos minerales, pudo enriquecer el magma en volátiles (Annen *et al.*, 2006). Además, el magma híbrido sufrió sucesivo enfriamiento al contacto con las paredes corticales, alcanzando un rango de temperatura estimada de 860-980° C. En estas condiciones se pudieron estabilizar las fases tschermakita y magnesiohastingsita, cristalizando a expensas de olivino y clinopiroxeno para producir texturas coroníticas. En esta etapa cristalizaron también titanomagnetitas y plagioclasa cálcica tipo labradorita (Fig 5.3).

Luego, los magmas basálticos híbridos, diferenciados y ricos en volátiles, portadores de xenocristales de olivino, clinopiroxeno, cuarzo (asimilado desde las paredes corticales) y fenocristales de tschermakita/hastingsita, óxidos de Fe-Ti y labradorita, ascendieron nuevamente debido a una drástica disminución en su densidad y viscosidad, alcanzando finalmente la base de un reservorio más superficial (Annen *et al.*, 2006), donde se encontraba hospedado un magma ácido riodacítico a riolítico (Davidson *et al.*, 1990; Nakada, 1991) probablemente muy similar al que dio origen a los Domos de Cerro Colorado y, posteriormente, la Coulée Aroma (estadio A2). Durante el rápido ascenso adiabático, cualquier

xenocristal o xenolito proveniente de la roca caja pudo ser reabsorbido, como pudo ser el caso de los cuarzos redondeados (Annen *et al.*, 2006). La despresurización podría a su vez explicar los sets de fracturas observadas en dichos cuarzos. La formación del magma diferenciado superficial provendría de la cristalización de otros magmas máficos que ascendieron previamente, y que comenzaron un rápido proceso de sucesiva cristalización fraccionada, aumento de viscosidad y estancamiento en niveles superficiales, principalmente a causa de la descompresión y desgasificación durante el ascenso magmático, proceso que pudo llevarse a cabo en escalas de tiempo del orden de décadas o inclusive menos (Annen *et al.*, 2006). Otra posibilidad barajada, es la fusión parcial del basamento ignimbrítico presente en gran parte de los Andes Centrales (Davidson *et al.*, 1991), que en este caso correspondería a las unidades ignimbríticas miocenas presentes en el sector de Pampa Lirima (Fm. Altos de Pica, Ignimbritas Huasco y Cerro Gordo y/o los Estratos de Cultane). Algunas fases ya cristalizadas en este magma, previo a la intrusión del magma máfico, eran plagioclasa andesina-oligoclasa, sanidina, biotita, magnesiohornblenda y titanita (¿y cuarzo?), mineralogía similar a la reportada por Nakada (1991) para los magmas riodacíticos del Nevado Sajama, los Domos de Porquesa y el Volcán Parinacota, y por Zellmer y Clavero (2006) respecto a los megacristales de sanidina presentes en el Taapaca. De acuerdo a los resultados geobarométricos, este reservorio pudo estar ubicado a una profundidad de 6-9 km, aunque la gran cantidad de valores anómalos (respecto a los límites de validez del método) sugieren que la zona de acumulación magmática pudo hallarse a profundidades aun menores, como las del Volcán Taapaca (2-3 km; Clavero, 2002). En este reservorio superior se dieron lugar los procesos de hibridación y mezcla inmiscible de magmas (cuyos mecanismos son discutidos más adelante). El *input* termal en la interfaz magmática y la adición de volátiles desde el magma máfico pudieron generar reabsorción y otras texturas de desequilibrio (e.g. textura *spongy celular*) de muchas fases cristalizadas en el magma riodacítico. El *mixing* entre las fases máfica y riodacítica produjo nuevos magmas híbridos que varían composicionalmente entre andesitas silíceas y dacitas. Por otra parte, el *mingling* tuvo lugar en la interfaz magmática, dando paso a la presencia de numerosos enclaves. Los xenocristales de la fase riodacítica inmersos en el magma máfico y viceversa son claras evidencias de intercambio de masas entre ambas fases y que el magma máfico se encontraba en un estado subliquidus. El intercambio continuo de material habría determinado finalmente una composición andesítica basáltica para los enclaves (Sparks y Marshall, 1986). Los xenocristales del magma riodacítico adentrados en las inclusiones contrajeron diferentes texturas de desequilibrio: las plagioclasas (andesina-oligoclasa) desarrollaron notorios sobrecrecimientos cálcicos (labradorita) por sobre las texturas de reabsorción, las sanidinas generaron textura *spongy celular*, las biotitas y magnesiohornblendas (de bajo #Mg) fueron reabsorbidas, oxidadas y cristalizaron coronas de

tschermakita/magnesiohastingsita, mientras que el cuarzo cristalizó notorias coronas de augita acicular. Por otra parte, los xenocristales de anfíbola del magma máfico en el híbrido andesítico-dacítico fueron principalmente reabsorbidos, los clinopiroxenos y olivinos reaccionaron para formar halos iddingsíticos, la titanomagnetita rica en Ti exsolvió dos fases lamelares (titanomagnetita e ilmenita), mientras que las plagioclasas más cálcicas (labradorita) desarrollaron textura *sieve*.

Durante la hibridación de los magmas, el magma máfico en forma de enclaves perdió grandes cantidades de calor y volátiles por difusión. Las altas tasas de enfriamiento a las que se vieron sometidos, favorecieron la cristalización de anfíbolas de alta-P/media-T (720-820° C), junto a plagioclasa cálcica (labradorita), titanomagnetita y escaso clinopiroxeno. El hábito acicular observado en anfíbolas y plagioclasas que dio lugar a la textura diktytaxítica observada en los enclaves ha sido interpretado como producto de un rápido enfriamiento (Lofgren, 1980). A su vez, los altos contrastes químico y termal iniciales explicarían las típicas morfologías macroscópicas observadas en ellos, como formas ovaladas y convexas hacia el huésped (Bacon, 1986). La mayor concentración de anfíbolas sobre clinopiroxeno en los enclaves puede ser explicada por la retención de agua en los enclaves de mayor tamaño (Murphy *et al.*, 2000), por lo que, una vez situada el agua en la estructura de las anfíbolas, el clinopiroxeno se habría estabilizado a partir del residuo anhidro en posiciones intersticiales e interfaciales.

En el magma huésped híbrido, en tanto, existen evidencias de una compleja combinación de procesos. Por una parte, las zonaciones y reabsorciones observadas en algunas poblaciones de plagioclasas y magnesiohornblendas indican un constante desequilibrio termodinámico de estas fases. Si, como indica Nakada (1991), estas fases cristalizaron inicialmente en un magma ácido riodacítico, las zonaciones podrían indicar sucesivos eventos de hibridación por *magma mixing*, adición de calor, despresurización y autoconvección y cristalización fraccionada. Esto explicaría el alto rango de cristalización para las magnesiohornblendas (640-780° C) parte de las cuales habrían cristalizado previo al *magma mixing/mingling* y otras, las de mayor temperatura en ese rango, luego del *input* termal. Tales procesos pudieron también llevarse a cabo en el magma máfico híbrido antes de su intrusión, aunque en menor medida, dada la ausencia de zonaciones marcadas en plagioclasas más cálcicas y las anfíbolas de alta P. Es probable entonces que este conjuntode mecanismos se hayan dado a lo largo de toda la petrogénesis de magmas del CVQS-CVA. Como apunta Nakada (1991), al ser los óxidos de Fe-Ti más sensibles a los cambios termodinámicos, es posible que las temperaturas y presiones de oxígeno entregadas por la

geobarometría de Andersen y Lindlsey (1985) correspondan a aquellas posteriores a la mezcla de magmas. Esto puede ser corroborado por la superposición en los intervalos de cristalización de las magnesiohornblendas con las tschermakitas y mangesiohastingsitas de menor temperatura, cercano a los 800° C, justamente donde se concentró la mayor cantidad de temperaturas obtenidas mediante el par de óxidos titanomagnetita/ilmenita.

Por otra parte, fueron observadas algunas rocas del CVQS-CVA sin zonaciones en las anfíbulas ni en las plagioclasas. La presencia de magnesiohornblendas sin zonaciones conviviendo con anfíbulas pargasíticas (similares a las tschermakitas/magnesiohastingsitas) y la presencia al mismo tiempo de algunos enclaves, podría indicar que en estos casos el tiempo entre la intrusión del magma máfico y la erupción del magma híbrido pudo ser corto, posiblemente del orden de días (Klemetti y Grunder, 2006). La convección interna generada por la rápida intrusión del magma máfico habría controlado la presencia de enclaves y vidrios bandeados (Murphy *et al.*, 2000).

Las ocurrencias simultáneas de *mixing* y *mingling* podrían estar controladas por las cantidades de magma máfico intruido/asimilado. Como señalan Murphy *et al.* (2000) una predominancia de *mingling* sobre *mixing* podría estar controlada por el contraste termal y en viscosidad entre un magma (en este caso) riodacítico frío y rico en cristales mezclado con bajas proporciones de un magma máfico caliente y pobremente cristalino, lo que genera el enfriamiento súbito (*quenching*) del magma máfico (Sparks y Marshall, 1986). La alta presencia de enclaves en las rocas del CVQS-CVA sugiere que el *mingling* pudo, en términos generales, predominar sobre el *mixing*. Sin embargo, dado que el CVQS-CVA ha mostrado ser un complejo volcánico relativamente longevo, no se descarta que el *mixing*, evidenciado por la disgregación de cúmulos máficos y enclaves, haya tenido una participación importante en ciertos eventos.

Todas estas observaciones (Fig. 5.3) concuerdan con las de Wörner *et al.* (2000a), quienes postulan que los complejos volcánicos como el Aucanquilcha e Isluga corresponden a sistemas estables y duraderos, con procesos magmáticos monótonos en subsuperficie: diferenciación magmática, mezcla de magmas y asimilación.

5.1.8 Mecanismo de ascenso y mezcla de magmas

La mezcla de magmas es un proceso que puede llevarse a cabo tanto en la base de la cámara magmática (*e.g.* Sparks *et al.*, 1977; Eichelberg, 1980) como en el conducto durante la

erupción o ascenso magmático (Koyaguchi, 1985). Un constante estado de diferenciación magmática puede darse como consecuencia de la constante adición de magmas máficos hacia la base de una cámara con magmas ácidos (ver referencias en Hibbard, 1995). Por otro lado, se ha observado que aquellas lavas que han formado inclusiones o hibridado el magma máfico, contienen una proporción $\leq 50\%$ del miembro máfico (Bacon y Metz, 1984; Sparks y Marshall, 1986).

Se ha visto que en cámaras estratificadas, donde el magma diferenciado y viscoso se encuentra sobre un magma máfico más caliente y denso, la mezcla es inhibida por el contraste de densidades y viscosidad (Bacon, 1986). Dos mecanismos que explican la formación de enclaves a partir de este escenario, y que trabajan de manera similar, son los propuestos por Eicherlberg (1980) y Huppert *et al.* (1984). Ambos requieren de la cristalización en la base de la cámara magmática, en la interfaz entre ambas fases magmáticas. Esto causa diferenciación y enriquecimiento en volátiles en el magma residual máfico, el que asciende por flotación en forma de plumas. Bacon (1986) señala que tales mecanismos parecen contradecir (1) la rápida cristalización post-entrapamiento de los enclaves en el magma ácido (*quenching*) y el intercambio de xenocristales y (2) las conclusiones de Sparks y Marshall (1986) respecto al incremento de viscosidad en las inclusiones máficas durante el *magma mingling*. Por otra parte, Campbell y Turner (1989) sugieren que si el *momentum* de ascenso del magma máfico es suficiente, este penetra forzosamente la cámara superior de mayor viscosidad y densidad. Este ingreso forzado provoca un efecto similar al de Eichelberg (1980) y Huppert *et al.* (1984), en el sentido que el magma tiende a cristalizar por la rápida pérdida de calor, enriqueciendo en volátiles el residuo. La descompresión por ascenso genera a su vez una alta vesicularidad en el magma máfico. La alta vesicularidad alcanzada de este modo pudo posteriormente disgregar el magma máfico, formando pequeños enclaves (Davidson *et al.*, 1990). Esto podría apoyar la idea que aún los mecanismos de Eichelberg (1980) y Huppert *et al.* (1984) podrían ser válidos, si las cantidades de magma máfico vesicular son suficientes para evitar una cristalización súbita por pérdida total de volátiles, lo que a su vez permitiría: (1) un mayor tiempo de re-equilibrio termodinámico y posible hibridación y (2) el intercambio cristalino entre las fases máfica y riodacítica presentes (Fig. 5.3).

Otro de los mecanismos más aceptados en la actualidad es la convección interna de la cámara magmática ácida por el calentamiento producido en su base a causa de la intrusión de un magma máfico más caliente (Couch *et al.*, 2001). Este ha sido frecuentemente invocado para explicar la presencia de inclusiones máficas, aunque en contadas ocasiones ha sido

apuntado como el principal responsable, sino más bien como un factor que acompaña a los anteriormente descritos (e.g. Clavero y Sparks, 2005).

Se estima también que la tasa de aporte de magmas máficos profundos sería baja, lo que define una morfología volcánica rugosa, con erupciones cíclicas y frecuentes discordancias erosivas, definidos como sistemas estables (Wörner *et al.*, 2000a), lo que no sólo contaría para la historia evolutiva del CVQS-CVA, sino para la entera cadena volcánica del Plioceno – Pleistoceno en el sector norte de Pampa Lirima, donde se han encontrado evidencias de mezcla de magmas (e.g. Domos de Cerro Colorado, C.V. Picavilque, C.V. Quimsachata Norte, etc.).

Cualquiera de los mecanismos descritos pudo haber actuado durante la formación de enclaves en el CVQS-CVA, probablemente los tres de forma simultánea. La hipotética predominancia de *mingling* sobre *mixing* estaría controlada por el alto contraste químico y termal entre el magma máfico y el extremo riodacítico de la mezcla. El magma máfico fue adicionado en tasas lentas a lo largo del tiempo, pero tuvo que alcanzar proporciones importantes, aunque menores al 50% respecto al magma riodacítico, para poder generar enclaves y la gran variabilidad química de los magmas eruptados, desde andesitas silíceas a magmas riodacíticos. Mediante una simple operación de proporciones respecto a las concentraciones de SiO₂ en los extremos máfico (andesita basáltica) y ácido (riodacita), el magma máfico habría tenido un 30-50% de participación en los magmas del CVQS-CVA. La gran heterogeneidad en las texturas de fábrica y cristalinas pueden ser explicadas por el conjunto de procesos de mezcla, convección interna y estratificación de la cámara magmática, que produciría circulación de los fenocristales exponiéndolos a diferentes y dinámicas tasas de difusión termal y química, sobre todo en las interfaces de contacto con el magma máfico (e.g. Hibbard, 1995; Clyne, 1999; Murphy *et al.*, 2000).

El efecto de la intrusión de un magma máfico en un magma ácido más frío ha sido frecuentemente reconocido como un potencial desencadenador de erupciones volcánicas (Sparks *et al.*, 1977; Murphy *et al.*, 2000; Clavero *et al.*, 2004a; Klemetti y Grunder, 2006). Como señalan Murphy *et al.* (2000), la intrusión del magma máfico puede traer consigo varios efectos: el aumento del volumen magmático total; el aumento de la presión de fluidos a causa del incremento en la temperatura; la transferencia de volátiles desde el magma máfico al magma huésped; el ascenso convectivo del magma diferenciado sobreyacente. Todos estos efectos se pueden combinar para causar el fracturamiento y colapso del techo de la cámara magmática por sobrepresión, posiblemente facilitando una erupción. Como ya fue apuntado, la

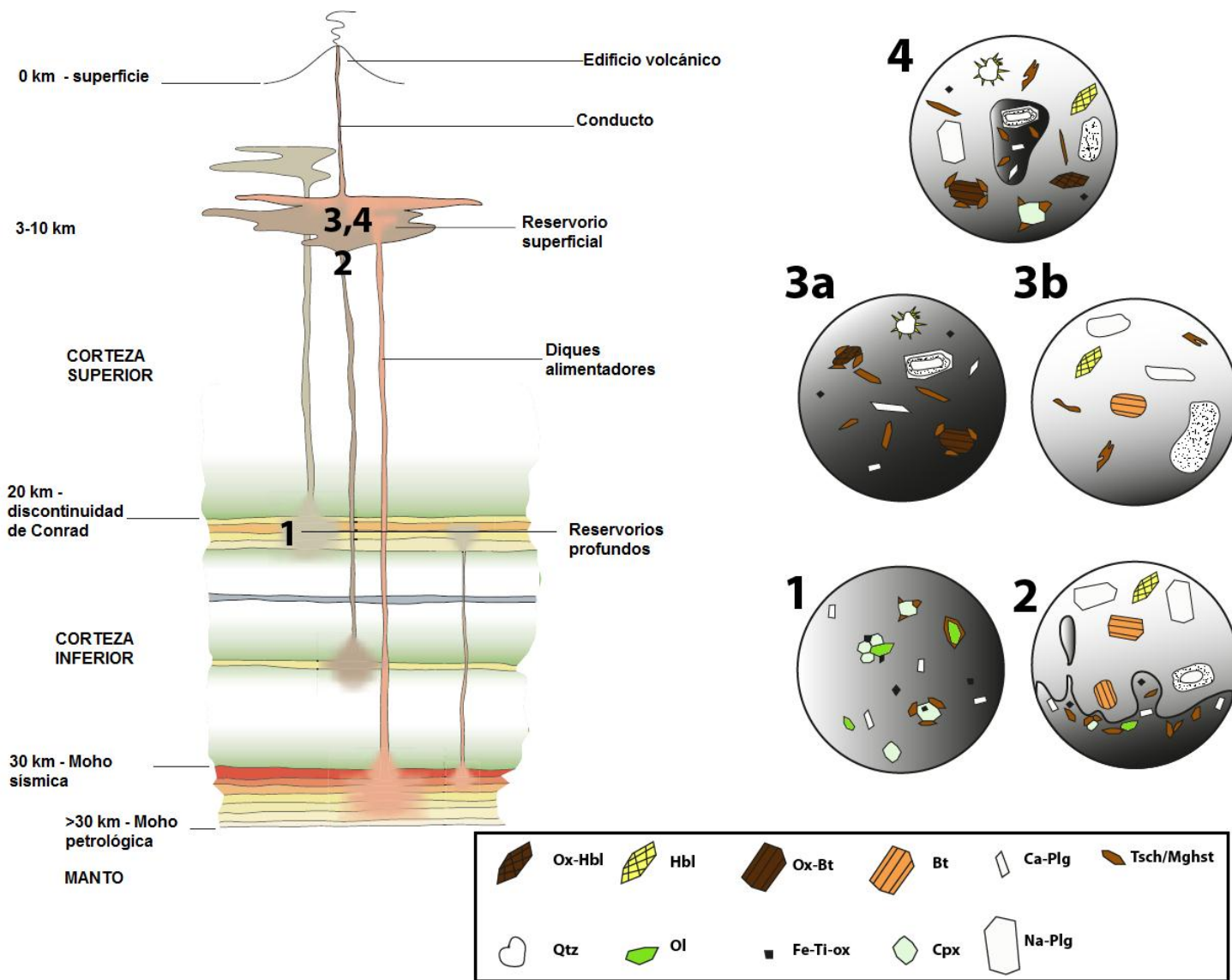


Figura 5.3 (página anterior). Modelo petrogenético del CVQS-CVA. A la izquierda se muestra un esquema (no a escala) que muestra el origen profundo mantélico de los magmas, los cuales ascienden y se estancan como *sills* en la interfaz Corteza Superior/Corteza Inferior (Discontinuidad de Conrad), definiendo un reservorio profundo de magma basáltico a 15-19 km de profundidad. Aquí tienen lugar procesos *MASH*. Posteriormente, ascienden hasta un reservorio superficial, a 5-9 km de profundidad, donde se estancan bajo un magma riodacítico diferenciado, con alto contenido en cristales. Más detalles en texto (figura modificada de Annen *et al.*, 2006). A la derecha, los diferentes procesos ocurridos durante la petrogénesis, identificados por los números en el esquema. (1) El magma basáltico comienza su diferenciación cristalizando olivino, clinopiroxeno y titanomagnetita, a veces presentes en cúmulos. Esto aumenta el contenido de volátiles en el magma residual, lo que sumado a la difusión calórica con la roca caja, estabiliza anfíbolos tipo tschermakita/magnesiohastingsita, que generan coronas en los fenocristales fraccionados y cúmulos cristalinos. (2) La cristalización en la interfaz entre los magmas máfico y ácido produce mezcla inmiscible mediante los mecanismos de Eichelberg (1980) y Huppert *et al.* (1984). Los enclaves ascienden inicialmente como lóbulos o plumas vesiculares de baja densidad respecto al magma ácido viscoso. Notar la reabsorción y texturas de disequilibrio en los cristales cercanos al magma máfico debido al *input* calórico de la intrusión. (3a) El intercambio cristalino provoca notorias texturas de disequilibrio en los xenocristales del magma riodacítico que ingresan en los enclaves. En la figura se observan coronas de tschermakita/magnesiohastingsita sobre biotitas y magnesiohornblendas, sobrecrecimientos cálcicos y coronas de augita acicular sobre granos redondeados de cuarzo. (3b) Lo mismo ocurre con los xenocristales del magma máfico adentrados en el magma hospedante. Las plagioclasas generan textura *sieve* por reabsorción y las anfíbolos son en parte reabsorbidas. (4) Luego del *mixing* por disgregación de algunos enclaves se genera un magma en parte híbrido. Los cristales muestran texturas de disequilibrio formadas tanto en los enclaves como en el magma huésped, lo que explica la convivencia de mineralogías similares en diferentes estados texturales y de preservación.

diferencia entre la intrusión del magma máfico y la erupción podría llegar al orden de días de diferencia (Klemetti y Grunder, 2006). La presencia de rocas bandeadas podría ser indicativa de movimientos convectivos previos a la erupción (Murphy *et al.*, 2000). Por una parte, la predominancia de productos efusivos sobre explosivos, indicarían una rápida desvolatilización en los magmas del CVQS-CVA antes de la efusión de magma, probablemente eventos explosivos de mediana a baja envergadura. Por otro lado, se ha sugerido que el emplazamiento de domos luego de eventos efusivos podría seguir al proceso de mezcla de magmas debido a un incremento en la presión de fluidos (Davidson *et al.*, 1990).

5.2 Conclusiones

5.2.1 Unidades y evolución geológica del CVQS-CVA

El CVQS y el CVA se desarrollaron inicialmente como dos volcanes separados hace ca. 3,2 Ma (Plioceno superior). En este primer período se desarrolló un volcán tipo escudo de pequeñas dimensiones en la parte sureste del complejo (estadio QS1), el cual emitió coladas de lavas bandeadas de composición andesítica, ricas en anfíbolos oxidados, con características inclusiones máficas y megacristales de sanidina. Es probable que un centro de emisión similar haya existido hacia el noroeste, en un bajo topográfico donde se ubica actualmente el Cerro Aroma, que correspondería a las primeras manifestaciones del CVA. Luego, hace ca. 3,0 Ma, un mayor volumen de lavas y lava-domos de composición andesítica

a dacítica (estadio QS2), ricas en anfíbolos y biotitas oxidadas, con inclusiones máficas y megacristales de sanidina, se superpusieron al volcán escudo del estadio previo. Es probable que el foco de actividad haya migrado en sentido SE-NW durante esta etapa. Paralelamente, lavas de similares características se originaron más al noroeste en el CVA (estadio A1). Mientras el fin de la actividad en el CVQS está representada por un domo dacítico emplazado en sus partes altas, no hay evidencias de ello en el CVA. Posteriormente, hace ca. 2,8 Ma tuvo lugar un evento efusivo de gran magnitud que construyó las partes más altas de los Cerros de Quimschata, conformados por potentes coladas de lava andesíticas a dacíticas provenientes de cinco centros de emisión coalescentes (estadio QS3). Las lavas se caracterizan igualmente por la presencia de inclusiones máficas y megacristales de sanidina, sin embargo, se observaron también poblaciones de anfíbolos frescos, con menor intensidad en la oxidación. Este evento marcó una migración total de ca. 3,5 km en sentido SE-NW del foco eruptivo. Es muy probable que una efusión de tal magnitud haya sido acompañada por actividad también efusiva en el CVA, aunque aparentemente menor en términos volumétricos (continuación del estadio A1). El fin de esta etapa se caracteriza por el emplazamiento de tres domos dacíticos de pequeñas dimensiones alineados en dirección NW-SE, ubicados en el flanco sur del CVQS. Este evento marca a su vez la extinción de la actividad volcánica del CVQS. Luego, hace ca. 2,6 Ma (límite Plioceno-Pleistoceno) el CVA ve rejuvenecida su actividad magmática, representada por una voluminosa *coulée* riodacítica (estadio A2) rica en biotita y hornblenda proveniente del mismo foco eruptivo anterior y de características similares a los Domos de Cerro Colorado y el C.V. Picavilque, sin enclaves ni oxidación en las fases máficas presentes. Finalmente, luego de una pausa de ca. 1 Ma en el magmatismo, el CVA dio paso al estadio A3 (Pleistoceno inferior), reconocido en un centro de emisión principal, alineado en dirección NW-SE con los centros de emisión del CVQS. Este centro de emisión corresponde al mismo que dio construcción a los estadios anteriores en el CVA. La etapa terminal del estadio A3 está marcada por el emplazamiento de un domo andesítico en la parte más alta y central del complejo, cortando el centro de emisión principal del CVA. Los productos del estadio A3 son química y petrográficamente similares a las rocas previamente generadas por el CVQS y el CVA, mostrando una marcada monotonía composicional a lo largo de la vida del complejo.

Así, el Complejo Volcánico Quimsachata Sur – Aroma (CVQS-CVA) define una historia evolutiva de ca. 1,6 Ma entre el Plioceno superior (3,2 Ma) y el Pleistoceno inferior (1,6 Ma) entre dos complejos volcánicos coalescentes, con actividad reportada predominantemente efusiva y de litología marcadamente monótona, separada en dos períodos principales: (1) 3,6-2,6 Ma, donde la actividad volcánica fue contemporánea en ambos complejos y registró una migración de ca. 3,5 km en sentido SW-NE en el CVQS; y (2) actividad volcánica concentrada

alrededor de los 1,6 Ma, donde la actividad eruptiva registró una nueva ocurrencia de eventos en el centro de emisión principal del CVA.

El fin de la actividad en el CVQS-CVA está marcado por el comienzo de la actividad volcánica en el C.V. Quimsachata Norte durante el Pleistoceno inferior-medio, con características similares a la del CVQS y CVA.

El lineamiento que conforman el conjunto de centros de emisión de los diferentes estadios evolutivos del CVQS-CVA indica un fuerte control estructural en el ascenso magmático. Este habría estado controlado por profundas y casi verticales fallas de rumbo NW-SE, de carácter inverso y transcurrente, que representan una zona de transferencia en el estilo estructural del basamento (¿Mesozoico?) al sur y al norte de Pampa Lirima.

Los largos períodos de reposo del CVQS-CVA y la existencia de fallas profundas que permean las rocas del basamento del sistema, favorecen la existencia de un campo geotermal activo en el sector norte de Pampa Lirima, posiblemente influenciando las aguas termales del sector de Baños de San Andrés.

5.2.2 Petrografía, geoquímica y evolución petrológica del CVQS-CVA

Los magmas primitivos que dieron origen al CVQS-CVA se originaron por bajas tasas de fusión parcial de una fuente mantélica enriquecida, con presencia de granate. Estos magmas básicos ricos en volátiles ascendieron a través de la espesa corteza continental inferior de los Andes Centrales, hasta estancarse alrededor de los 15-19 km de profundidad, en el límite con la corteza superior. Allí fueron estancados en un reservorio profundo donde se llevaron a cabo procesos *MASH*, y se mezclaron con otros magmas máficos previamente hospedados, tornándose magmas máficos híbridos. Tanto durante su trayecto como en esta zona de acumulación magmática, las rocas adquirieron una típica signatura geoquímica cortical de alto-K, típica de los magmas de la ZVC, dada la alta interacción y asimilación de las paredes corticales por fusión parcial. Apatito, clinopiroxeno, olivino y titanomagnetita de alto-Ti se fraccionaron antes del arribo del magma máfico este reservorio profundo, formando en ocasiones cúmulos cristalinos. La ausencia de ortopiroxeno estaría controlada por el carácter alcalino de los magmas.

Luego, el magma residual, cada vez más frío (con una temperatura estimada de 860-980° C) y enriquecido en volátiles pudo estabilizar anfíbolos tipo tschermakita y

magnesiohastingsita, las cuales comenzaron a reaccionar con las fases máficas previamente fraccionadas, formando coronas de reacción. Conjuntamente se llevó a cabo el fraccionamiento de plagioclasa cálcica, formando en ocasiones cúmulos cristalinos junto a las anfíbolas, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti.

El magma máfico cada vez más diferenciado y menos viscoso fue capaz de volver a ascender a través de fracturas corticales hasta un reservorio superficial ubicado a una profundidad estimada de 6-9 km, donde se estancó bajo un magma riodacítico más diferenciado, viscoso y cristalino, aunque menos denso. Durante el ascenso debieron ocurrir nuevamente asimilación cortical y mezcla de magmas. Ahora bien, el magma riodacítico tuvo el mismo origen que el magma máfico profundo, aunque su ascenso se produjo previamente y sus características de viscosidad y cristalinidad se debieron principalmente a la cristalización por exsolución de volátiles durante su ascenso y descompresión. Algunas fases ya cristalizadas y fraccionadas en el magma riodacítico eran: biotita, circón, ilmenita, magnesiohornblenda, plagioclasa sódica (andesina-oligoclasa), sanidina, titanita y titanomagnetita (¿y cuarzo?). Este magma se encontraba antes de la intrusión del magma máfico a una temperatura de 640-720° C.

El magma máfico, de composición basáltica, pudo mezclarse con el magma riodacítico mediante la participación de distintos procesos: (1) flotabilidad de lóbulos máficos vesiculares por cristalización fraccionada en la base de la cámara; (2) disrupción violenta de pulsos del magma máfico en rápido ascenso; (3) autoconvección de la cámara magmática por el calor proporcionado por el magma máfico estancado en la base de la cámara; o (4) mezcla al interior de un conducto magmático de ascenso conjunto hacia niveles cada vez más superficiales. El alto contraste químico y termal entre ambos miembros magmáticos, favoreció la formación de enclaves por sobre la hibridación, es decir el predominio del *magma mingling*. De este modo, el magma huésped adquirió una composición intermedia andesítica-dacítica, mientras que el magma máfico en forma de enclaves lobulares, alcanzó una composición andesítica basáltica.

Durante el *magma mingling* los magmas tendieron a homogeneizar y reequilibrar sus temperaturas, alcanzando alrededor de 720-820° C. En esta etapa se produjeron la mayor parte de las texturas de desequilibrio observadas, por distintos mecanismos: (1) intercambio cristalino entre los enclaves y el magma hospedante; (2) reequilibración de las fases cristalinas a las nuevas condiciones termodinámicas (temperatura y presión de fluidos); (3) descompresión durante rápidos pulsos de ascenso adiabático. La diversidad mineralógica

observada en el magma híbrido final se debe en parte al intercambio de material entre enclaves y el *melt* huésped, pero fundamentalmente a la disgregación de lóbulos máficos por pérdida de calor y volátiles, y de cúmulos cristalinos formados tempranamente en el magma máfico menos diferenciado. Por otra parte, la diversidad textural en la fábrica de las rocas se debió a procesos dinámicos de convección interna y estratificación de la cámara magmática debido al constante aporte calórico y volumétrico de los magmas máficos.

El ciclo de pulsos magmáticos máficos profundos intruyendo una cámara magmática superficial riodacítica fue constante en la evolución del CVQS-CVA. La tasa de aporte de los magmas máficos varió temporalmente, alcanzando una proporción total de 30-50%. El gran espectro composicional observado debió depender entonces de las tasas de aporte y acumulación de magma máfico previas a la erupción.

En suma, las rocas del CVQS-CVA sufrieron una compleja historia evolutiva, donde la mezcla de magmas, automezcla por convección, asimilación cortical y diferenciación por cristalización fraccionada actuaron conjuntamente a lo largo de la evolución petrogenética, desde la generación y ascenso de magmas básicos profundos, hasta la mezcla de estos con un magma cristalino riodacítico en niveles superficiales de la corteza. Las texturas de desequilibrio observadas se deben tanto a la mezcla de magmas, la cual produjo altos niveles de desestabilización termodinámica en las fases cristalinas, y a los repetitivos y rápidos ascensos magmáticos a través de la corteza, generando gran descompresión y desvolatilización de los magmas.

5.2.3 El magmatismo Plioceno-Pleistoceno a los 20°S

Si bien el origen de los magmas del CVQS-CVA está innegablemente ligado a la subducción, se han hallado ciertas evidencias químicas que sugieren una posible participación de extensión y magmatismo intraplaca. Evidencias similares (enriquecimientos extremos en Ti, Ba y Sr) han sido notificados para el Volcán Tata Sabaya, ubicado a los 19°08'S.

La migración del volcanismo en sentido SE-NW contrasta con las observaciones regionales que indican una migración del volcanismo en sentido W-E, lo que representa un rasgo particular del CVQS-CVA en el contexto magmático de Pampa Lirima.

Por otra parte, se ha observado que los procesos de mezcla de magmas que dieron origen al CVQS-CVA durante el Plioceno superior – Pleistoceno inferior continúan llevándose

a cabo en los centros de emisión más recientes del 'Gap de Pica' como lo son el C.V. Quimsachata Norte y Domos de Porquesa. También destaca la similitud química de los magmas del CVQS-CVA, los Domos de Cerro Colorado y el C.V. Picavilque con los Domos de Porquesa, lo que indica que los magmas al menos entre los 19-20°S poseen características particulares, no observadas en otras latitudes de la ZVC.

Referencias

- ALLMENDINGER, R., JORDAN, T., KAY, S.M. & ISACKS, B. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 25, 139–174.
- 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*, 66 (18), 416.
- ANDERSON, J. & SMITH, D. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblend barometer. *American Mineralogist*, 80, 549-559.
- 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*, 47 (3), 505-539.
- ARCOS, R. 2010. Estudio Geológico a escala 1:50.000 de las Concesiones Pampa Lirima 1, Pampa Lirima 2, Pampa Lirima 3 y Pampa Lirima 4. *Informe interno EASA*, inédito.
- ARCOS, R., PINO, H., FANNING, M., GARDEWEG, M., CAMACHO, J., SPROHNLE, C., SANHUEZA, A., MONT, A. 2009. Nuevos Antecedentes Geológicos y Geocronológicos en el Area de Collahuasi, Región de Tarapacá, Chile. *Actas XII Congreso Geológico Chileno*, Santiago, Chile.
- ARRIAZA, R. 2010. Evolución petrológica del Complejo Volcánico Chiguana, Andes Centrales del Norte, XV Región, Chile. Tesis, *Universidad Católica del Norte*, Chile.
- BACON, C.R. 1986. Magmatic Inclusions in Silicic and Intermediate Volcanic Rocks. *Journal of Geophysical Research*, 91 (B6), 6091-6112.
- BACON, C.R. & METZ, J. 1984. Magmatic inclusions in rhyolites, contaminated basalts, and compositional zonation beneath the Coso volcanic field, California. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 85, 346-365.
- BÖRGEL, R. 1983. Geomorfología de Chile. *Instituto Geográfico Militar*, Santiago.
- BAHLBURG, H. & HERVÉ, F. 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *GSA Bulletin*, 109, 869–884.
- BAKER, M.C.W., & FRANCIS, P.W. 1978, Upper Cenozoic volcanism in the Central Andes - ages and volumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 41, 175-187.
- BASEI, M.A.S., CHARRIER, R. & HERVÉ, F. 1996. New ages (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar) from supposed pre-cambrian units in northern Chile: some geotectonic implications. *Third International Symposium on Andean Geodynamics*, Saint Malo, France, Extended Abstracts, 763–766.
- BECK, S., ZANDT, G., MYERS, S., WALLACE, T., SILVER, R. & DRAKE, L. 1996. Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, 24, 407–410.
- BEST, M.G. 2003. Igneous and Metamorphic Petrology, Second Edition. *Blackwell*, London.
- BLUNDY, J.D. & HOLLAND, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224.
- CAHILL, T. & ISACKS, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research*, 97, 17503–17529.

- CAMPBELL, I.H. & TURNER, J.S. 1989. The influence of viscosity on fountains in magma chambers. *Journal of Petrology*, 30 (4), 885-923.
- CARMICHAEL, I.S.E. 1967. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 14 (1), 36-64.
- CAS, R. & WRIGHT, J. 1987. Volcanic successions: Modern and Ancient. *Allen and Unwin*, London.
- CHARRIER, R., PINTO, L. & RODRIGUEZ, M. P. 2007. Tectonostratigraphic of the Andean Orogen in Chile. In: MORENO, T. & GIBBONS, W. (eds.): The Geology of Chile. *The Geological Society*, London, 21-114.
- CHARRIER, R., FARÍAS, M. & MAKSAEV, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (1), 5-35.
- CLAVERO, J.E. 2002. Evolution of Parinacota volcano and Taaáca Volcanic Complex, Central Andes of Northern Chile. Ph. D. Thesis, *University of Bristol*, United Kingdom.
- CLAVERO J.E. & SPARKS R.S.J. 2005. Geología del Complejo Volcánico Taapaca, Región de Tarapacá. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Santiago, Carta Geológica de Chile.
- CLAVERO, J.E., SPARKS, R.S.J., POLANCO, E. & PRINGLE, M. S. 2004a. Evolution of Parinacota volcano, Central Andes, northern Chile. *Revista Geologica de Chile*, 31, 317-348.
- CLAVERO, J.E., SPARKS, R.S.J., PRINGLE, M. S., POLANCO, E. & GARDEWEG, M. C. 2004b. Evolution and volcanic hazards of Taapaca Volcanic Complex, Central Andes of Northern Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 161, 603-618.
- CLAVERO, J.E., SOLAR, V., POLANCO, E. & AMIGO, A. 2005. Preliminary seismic and diffuse CO₂ flux characterization of active volcanoes from the Central Andes of Northern Chile. *Actas Encuentro General IASPEI*, Santiago, Chile.
- CLYNNE, M.A. 1999. A complex magma mixing origin for rocks erupted in 1915, Lassen Peak, California. *Journal of Petrology*, 40 (1), 105-132.
- COIRA, B., DAVIDSON, C., MPODOZIS, C., RAMOS, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, Special Issue, 18, 303-332.
- CORNEJO, P., MATTHEWS, S. & PÉREZ, C. 2003. The "K-T" compressive deformation event in northern Chile (24°-27°S). *Actas X Congreso Geológico Chileno*, Concepción, Chile.
- COUCH, S., SPARKS, R.S.J. & CARROL, M.R. 2001. Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature*, 411, 1037-1039.
- DAMM, W., PICHOWIAK, S., HARMON, R. S., TODT, W., KELLEY, S., OMARINI, R. & NIEMEYER, H. 1990. Pre-Mesozoic evolution of the Central Andes, the basement revisited. In: MAHLBURG, K. S. & RAPELA, C. W. (eds.). *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geological Society of America, Special Papers, 241, 101-126.
- DAVISON, J.P., DE SILVA, S.L., HOLDEN, P. & HALLIDAY, A.N. 1990. Small-Scale Disequilibrium in a Magmatic Inclusion and its More Silicic Host. *Journal of Geophysical Research*, 95, 661-675.
- DAVIDSON, J.P., HARMON, R.S. & WÖRNER, G. 1991. The source of central Andean magmas: some considerations. In: HARMON, R. S. & RAPELA, C. W. (eds.). *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, Geological Society of America, Special Papers, 265, 233-243.

- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. *Longman*, UK.
- DE METS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F. & STEIN, S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101, 425–478.
- DE PAOLO, D.J. 1981. Trace elements and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202.
- DE SILVA, S. L. & FRANCIS, P. 1991. Volcanoes of the Central Andes. *Springer*, Berlin.
- DE SILVA, S.L., DAVIDSON, J.P., CROUDANCE, I.W. & ESCOBAR, A. 1993. Volcanological and petrological evolution of Volcan Tata Sabaya, SW Bolivia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55, 305–335.
- DEWEY, J.F. & BIRD, J.M. 1970. Mountain Belts and the New Global Tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75 (14), 2625–2647.
- EICHELBERG, J.C. 1980. Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. *Nature*, 288, 446-450.
- FARÍAS, M., CHARRIER, R., COMTE, D., MARTINOD, J. & HÉRAIL, G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics*, 24, TC4001.
- FEELEY, T.C. & HACKER M.D. 1995. Intracrustal derivation of Na-rich andesitic and dacitic magmas: an example from Volcán Ollagüe, Andean Central Volcanic Zone. *Geology*, 103, 213-225.
- FEELEY, T.C., DAVIDSON, J.P. & ARMENDIA A. 1993. The volcanic and magmatic evolution of Volcán Ollagüe, a high-K, late Quaternary stratovolcano in the Andean Central Volcanic Zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54, 221-245.
- FRANZ, G., LUCASSEN, F., TRUMBULL, R.B., ROMER, R. L., WILKE, H.G., VIRAMONTE, J.G., BRECCHIO, R. & SIEBEL, W. 2006. Crustal Evolution at the Central Andean Continental Margin: a geochemical record of crustal growth, recycling and destruction. *In: ONCKEN, O., CHONG, G., FRANZ, G., GIESE, P., HANS-JURGEN, G., RAMOS, V. A., STRECKER, M. R. & WIGGER P. (eds.): The Andes, Active Subduction Orogeny. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, 45–64.*
- GALLI, C. 1967, Pediplain in northern Chile and the Andean uplift, *Science*, 158, 653 – 655.
- GALLI, C. 1968. Cuadrángulo Juan de Morales, Provincia de Tarapacá. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Carta Geológica de Chile.
- GARCÍA, M., GARDEWEG, M., CLAVERO, J. & HÉRAIL, G. 2004. Hoja Arica, Región de Tarapacá. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Santiago, Carta Geológica de Chile.
- GARCIA, M.O. & JACOBSON, S.S. 1979. Crystal clots, amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69 (4), 319-327.
- GARDEWEG, M. & RAMÍREZ, C.F. 1984. Volcanismo Cenozoico Superior del Altiplano Chileno (18°-28° L.S.). *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Actas Seminario de Actualización de la Geología de Chile, E, 1-31.
- GARDEWEG, M., SELLES, D., ARCOS, R., PINO, H., CAMACHO, J., SPROHNLE, C., SANHUEZA, A. & MONT, A. 2009. Volcanismo del Cenozoico tardío al este de Collahuasi, Región de Tarapacá, Chile. *Actas XII Congreso Geológico Chileno*, Santiago, Chile.

- GEPHART, J.W. 1994. Topography and subduction geometry in the Central Andes: clues to mechanics of a noncollisional orogen. *Journal of Geophysical Research*, 99 (B6), 12279–12288.
- GREGORY-WODZICKI, K. 2000. Uplift history of the central and northern Andes: A review. *Geological Society of America Bulletin*, 112 (7), 1091–1105.
- GREEN, T.H. 1980. Island arc and continent-building magmatism — A review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, 63, 367-385.
- HAMMERSCHMIDT, K., DÖBEL, R. & FRIEDRICHSEN, H. 1992. Implication of ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Tertiary volcanics rocks from the north-Chilean Precordillera. *Tectonophysics*, 202, 55–81.
- HARAMBOUR, S. 1990. Geología pre-Cenozoica de la Cordillera de los Andes entre las quebradas Aroma y Juan de Morales. Tesis, *Universidad de Chile*, Santiago.
- HIBBARD, M.J. 1995. Petrography to Petrogenesis. *Prentice-Hall*, New Jersey.
- HILDRETH, W. & MOORBATH, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98 (4), 455-489.
- HOLLAND, T.J.B. & BLUNDY, J.D. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.
- HUPPERT, H.E., SPARKS, R.S.J. & TURNER, J.S. 1984. Some effects of viscosity on the dynamics of replenished magma chambers. *Journal of Geophysical Research*, 89, 6857-6877.
- 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.
- ISACKS, B. 1988. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93, 3211–3231.
- ISACKS, B. 1992. Long term land surface processes: Erosion, tectonics and climate history in mountain belts. In: Mather, P.M. (ed.): TERRA-1: Understanding the terrestrial environment. *Taylor and Francis*, London, 21-36.
- JOHNSON, M.C. & RUTHERFORD, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.
- JIMÉNEZ, N., LÓPEZ-VELÁSQUEZ, S. & SANTIVÁÑEZ, R. 2009. Evolución tectonomagmática de los Andes Bolivianos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (1), 36-67.
- KAY, S.M., RAMOS, V.A., MPODOZIS, C. & SRUOGA, P. 1989. Late Palaeozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the middle Proterozoic in North America? *Geology*, 17, 324–328.
- KLEMETTI, E. & GRUNDER A. 2006. Two populations of amphibole in dacite magmas at Volcan Aucanquilcha, Chile: A case for rapid and repeated mixing of a tiered magmatic system. *American Geophysical Union*, Fall Meeting 2006, abstract #V13D-03.
- KLEMETTI, E. & GRUNDER A. 2007. Volcanic evolution of Volcán Aucanquilcha: a long-lived dacite volcano in the Central Andes of northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 70 (5), 633-650.
- KOYAGUCHI, T. 1985. Magma mixing in a conduit. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, 365-369.

- KUNO, H. 1966. Lateral variation on basalt magma types across continental margins and island arcs. *Bulletin of Volcanology*, 29, 195-222.
- LAMB, S., HOKE, L., KENNAN, L. & DEWEY, J. 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. In: BURG, J. & FORD, M. (eds.): *Orogeny Through Time*. *Geological Society*, London, Special Publications, 121, 237–264.
- 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 internacional Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82, 1019-1037.
- 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*, 27, 745–750.
- LE MAITRE, R. W. (1989). A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Commission on the Systematics of Igneous Rocks. *Blackwell*, London.
- LEPAGE, L.D. 2002. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers & Geosciences*, 29, 673–678.
- LEUBERT, F. & PLISCOFF, P. 2006. Sinopsis bioclimática y vegetacional de Chile. *Editorial Universitaria*. Santiago.
- 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*, 63 (18), 471.
- LOFREN, G. 1980. Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. In: Hargreaves, R.B. (ed.): *Physics of Magmatic Processes*. *Princeton University Press*, Princeton.
- LUCASSEN, F., BECCHIO, R., KASEMANN, S., FRANZ, G., TRUMBULL, R., WILKE, H., ROMER, R. & DULSKI, F. 2001. Composition and density model of the continental crust at an active continental margin – the Central Andes between 21° and 27°S. *Tectonophysics*, 341, 195–223.
- MACDONALD, G.A. 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. In: COATS, R.R.; Hay, R.L. & ANDERSON, C.A. (eds.): *Studies in volcanology: a memoir in honour of Howell Williams*. *Geological Society of America Memoirs*, 116, 477-522.
- MACDONALD, G.A. 1972. *Volcanoes*. *Prentice-Hall*, New Jersey.
- MACKENZIE, W.S., DONALDSON, C.H. & GUILFORD, C. 1982. *Atlas of Igneous Rocks and their Textures*. *Longford*, London.
- MAKSAEV, V. & ZENTILLI, M. 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology, Special Issue on Latin American Mineral Deposits*, 8, 65–89.
- MAKEPEACE, A.J., y otros. 2002. Proyecto Multinacional Andino (MAP). *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Publicación Geológica Multinacional 3 (1), Geo-Data CD-ROM.
- MARTINI, S. 2010. Geología 1:20.000 de la franja de interés norte. *Informe interno EASA*, inédito.

- 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.
- MCDUGALL, I. & HARRISON, T.M. 1999. Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method, Second Edition. *Oxford University Press*, Oxford.
- MCKEE, C.W. 2001. Volcanology and petrology of Volcán Miño, Andean Central Volcanic Zone. MSc. Tesis, *Oregon State University*, Oregon State.
- 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.
- MORTIMER, C. 1980. Drainage evolution in the Atacama Desert of Northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 11, 3–28.
- MPODOZIS, C. & RAMOS, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: 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.
- MPODOZIS, C. & RAMOS, V.A. 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4), 481-497.
- MURPHY, M.D., SPARKS, R.S.J., BARCLAY, J., CARROL, M.R. & BREWER, T.S. 2000. Remobilization of andesitic magma by intrusion of magma mafic at the Soufriere Hills Volcano, Monserrat, West Indies. *Journal of Petrology*, 41 (1), 21-42.
- NAKADA, S. 1991. Magmatic processes in titanite-bearing dacites, Central Andes of Chile and Bolivia. *American Mineralogist*, 76, 548-560.
- O'CALLAGHAN, L.J. & FRANCIS, P.W. 1986. Volcanological and petrological evolution of San Pedro volcano, Provincia El Loa, North Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 143, 275–286.
- OGG, G. 2009. International Stratigraphic Chart. *International Commission on Stratigraphy*.
- O'REILLY, W. 1984. Rock and Mineral Magnetism. *Blackie*, Glasgow.
- PALLISTER, J.S., HOBLITT, R.P., MEEKER, G.P., KNIGHT, R.J. & SIEMS, D.F. 1996. Magma mixing at Mount Pinatubo: petrographic and chemical evidence from the 1991 deposits. In: Newhall, C.G. & Punongbayan R.S. (eds.): *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo. PHIVOLCS and University of Washington Press*, Seattle.
- PARDO-CASAS, F. & MOLNAR, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6, 233–248.
- 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, A. & TAYLOR, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.
- PILGER, R.H. 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low angle subduction beneath the Andes. *Geological Society of America, Bulletin*, 92, 448–456.

- PINTO, L., HÉRAIL, G. & CHARRIER, R. 2004. Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en el borde occidental del plateau andino en la zona de Moquella (19°15'S, Norte de Chile). *Revista Geológica de Chile*, 31 (1), 19–44.
- PLADECO PICA 2008. Plan de Desarrollo Comunal 2008-2012. *Ilustre Municipalidad de Pica* (<http://www.municipalidadpica.cl/>).
- POLANCO, E. & GARDEWEG, M. 2000. Antecedentes preliminares de la estratigrafía volcánica del Cenozoico superior en los Cuadrángulos Pampa Lirima y Cancosa, Altiplano de la I Región, Chile (19°45'-20°00' S y 69°00'-68°30' W). *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, Chile.
- RADIC, J.P. 2010. Modelo estructural del área de las concesiones geotérmicas de Pampa Lirima. *Informe interno EASA*, inédito.
- RAMOS, V.A. 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°–33°S latitude). In: REUTTER, K.-J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P. (eds.): *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Berlin, 249–261.
- RAMOS, V. A. 2008. The Basement of the Central Andes: The Arequipa and Related Terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 289–324.
- RICHTER, D.H., LUDINGTON, S. & SORIA-ESCALANTE, E. 1992. Geologic Setting. In: *Geology and Mineral Resources From Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia*. U.S.G.S *Bulletin*, 1975, 14-24.
- RICKWOOD, P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.
- ROLLINSON H.R., 1993, Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. *Longman*, UK.
- ROSENBAUM, G., GILES, D., SAXON, M., BETTS, P. G., WEINBERG, R. F. & DUBOZ, C. 2005. Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 239 (1-2), 18-32.
- 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.
- SCHEUBER, E., BOGDANIC, T., JENSEN, A. & REUTTER, K. J. 1994. Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In: REUTTER, K. J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P. (eds.): *Tectonics of the Southern Central Andes. Structure and Evolution of an Active Continental Margin*. Springer, Berlin, 121–140.
- SEMPERE, T. 1990. Cuadros estratigráficos de Bolivia: propuestas nuevas. *Institut Francais de Recherche Scientifique Pour le Développement en Coopération*, ORSTOM en BOLIVIE, 20, Paris.
- SEMPERE, T. 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. In: Tankard, A.J. , Suárez, R. & Welsink, H. J. (eds.): *Petroleum basins of South America*. *American Association of Petroleum Geologists*, 62, 207-230.
- SEMPERE, T., CARLIER, G., SOLER, P., FORNARI, M., CARLOTTO, V., JACAY, J., ARISPE, O., NERAUDEAU, D., CÁRDENAS, J., ROSAS, S. & JIMÉNEZ, N. 2002. Late Permian–Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics*, 345, 153-181.
- SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile, escala 1: 1.000.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Santiago, Chile.

- SCHMIDT, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.
- SPARKS, R.S.J. & MARSHALL, L.A. 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 99-124.
- SPARKS, R.S.J., SIGURDSSON, H. & WILSON, L. 1977. Magma mixing: A mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267, 315-318.
- SOMOZA, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) – South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 211–215.
- STEINMANN, G. 1929. Geologie von Peru. *Kart Winter*, Heidelberg.
- STERN, C.R. 1991. Role of subduction erosion in the generation of the Andean magmas. *Geology*, 19, 78–81.
- STERN, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31, 161–208.
- STERN, C.R., MORENO, H., LÓPEZ-ESCOBAR, L., CLAVERO, J., LARA, L.E., NARANJO, J.A., PARADA, M.A. & SKEWES, M.A. 2007. Chilean volcanoes. In: MORENO, T. & GIBBONS, W. (eds.): *The Geology of Chile*. *The Geological Society*, London, 143-178.
- SUN, S.S. & MCDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (eds.): *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geological Society*, Special Publication, No. 42, p. 313-345.
- TASSARA, A. & YÁÑEZ, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15–47°S). *Revista Geologica de Chile*, 30, 159–186.
- TEPLEY III, .F.J., DAVIDSON, J.P. & CLYNNE, M.A. Magmatic Interactions as Recorded in Plagioclase Phenocrysts of Chaos Crags, Lassen Volcanic Center, California. *Journal of Petrology*, 40 (5), 787-806.
- THORPE, R. S. 1984. The tectonic setting of active Andean volcanism. In: HARMON, R. S. & BARREIRO, B. A. (eds.): *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*. *Shiva*, Nantwich, 4-8.
- TOMLINSON, A., MARTIN, M. W., BLANCO, N. & PÉREZ DE ARCE, C. 2001. U-Pb and K-Ar geochronology from the Cerro Empexa Formation, 1st and 2nd Regions, Precordillera, northern Chile. *III Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*, Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Chile, 632–635.
- TRUMBULL, R. B., RILLER, U., ONCKEN, O., SCHEUBER, E., MUNIER, K. & HONGN, F. 2006. The Time-Space Distribution of Cenozoic Volcanism in the South-Central Andes: a New Data Compilation. In: ONCKEN, O., CHONG, G., FRANZ, G., GIESE, P., HANS-JURGEN, G., RAMOS, V. A., STRECKER, M. R. & WIGGER P. (eds.): *The Andes, Active Subduction Orogeny*. *Springer-Verlag*, Berlin/Heidelberg,
- VERGARA, H. & THOMAS, A. 1984. Hoja Collacagua, Región de Tarapacá. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Santiago, Carta Geológica de Chile, 59, 1:250.000.
- VICTOR, P., ONCKEN, O. & GLODNY, J. 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics*, 23, TC400.
- WILSON, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. *Chapman & Hall*, London.

- WÖRNER, G., MOORBATH, S. & HARMON, R. S. 1992. Andean Cenozoic volcanic centers reflect basement isotopic domains. *Geology*, 20, 1103–1106.
- WÖRNER, G., MOORBATH, S., ENTENMANN, J., DAVIDSON, J. D. & LÓPEZESCOBAR, L. 1994. Large geochemical variations along the Andean Arc of northern Chile (17.5–22°S). In: REUTTER, K. J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P. J. (eds.): *Tectonics of the Southern Central Andes: Structure and Evolution of an Active Continental Margin*. Springer, Berlin, 77–91.
- WÖRNER, G., HAMMERSCHMIDT, K., HENJES-KUNST, F., LEZAUN, J. & WILKE, H. 2000a. Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar and Heexposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18–22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Revista Geológica de Chile*, 27, 205–240.
- WÖRNER, G., LEZAUN, J., BECK, A., HEBER V., LUCASSEN, F., ZINNGREBE, E., RÖBLING, R. & WILKE, H.-G. 2000b. Precambrian and Early Paleozoic evolution of Andean basement at Belén (northern Chile) and Cerro Uyarani (western Bolivian Altiplano). *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 717–737.
- WORTEL, M.J.R. 1984. Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. *Geological Society of London Journal*, 141, 783-791.
- ZELLMER, G.F. & CLAVERO, J.E. 2006. Using trace element correlation patterns to decipher a sanidine crystal growth chronology: An example from Taapaca volcano, Central Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156, 291-301.

ANEXO A: Petrografía Microscópica

Tabla Anexo A-1. Petrografía microscópica de las secciones transparentes del CVQS, CVA, DCC y CVP. Los minerales cuantificados como accesorios son marcados en cada muestra con una letra 'A'. Los rasgos cualitativos como las texturas presentes son marcadas con una 'X'.

Muestra	Roca	Minerales											Texturas											Enclaves máficos	Observaciones	Unidad			
		Fenocristales (%)											Masa fundamental	Secundarios	Roca							Masa fundamental							
		%	Qtz	Snd	Plg	Cpx	Ol	Hbl	Bt	Op	Ap	Ttn			Zm	Porfírica	Glomeroporfírica	Vitrofírica	Seriada	Traquitóide	Vesicular	Interganular	Intersertal				Pilularfírica	Hialofílica	Vesículas-Amigdalas
Complejo Volcánico Quimsachata Sur																													
LRN-01	Dacita de Hbl	30	A	5	45	A		45	5	A	A	A		Plg>Op-Hbl>Bt-Px	Hmt (máficos y vetillas); Smct (felds. y máficos); Zeo (amígd.)	X	Plg Op	Plg Hbl	X					X		<1%	Plg-Hbl-Op-vidrio	Qtz y felds. con bordes embahados; felds. zonados; Hbl y Bt oxidadas; Hbl oxidadas en enclaves máficos; Bt incluye Plg, Hbl incluye Plg, Bt alargadas	QSII
LRN-03	Dacita de Hbl	30	A	A	45	A		45	D	A	A	A		Plg>Op-Hbl>Bt-Px	Hmt (máficos y Op); Smct (felds. y máficos); Zeo (amígd.)	X	Cpx Op	Plg Hbl	X	X				X		3%	(1) Plg-Hbl-Cpx-Op-vidrio>Px; (2) Px>vidrio	felds. zonados, con bordes embahados y a veces de reacción; Qtz con bordes embahados y a veces con coronas de Px acicular; Hbl y Bt oxidadas; Ttn con bordes oxidados; Hbl oxidadas en enclaves máficos; Bt alargadas; Bt entrecrecida con Plg	QSII
LRN-05	Dacita de Hbl	25	A	5	40	A		45	D	A	A	A		Plg>>Op-Hbl>>Bt-Px	felds. (vidrio); Hmt (Op y vetillas); Smct (felds. y vetillas)	X	Plg Cpx	Plg Hbl				X			1%		Qtz con coronas de Px acicular; felds. zonados y algunos con textura sieve, a veces con bordes de reacción; Hbl oxidadas y no-oxidadas; Cpx con coronas de Hbl; Bt incluye Hbl; Plg grandes incluyen Bt	QSII	
LRN-06	Dacita de Hbl	20	A	5	45	A		45	5	A	A	A		Plg>Hbl-Op-vidrio (felds.)	Ceo (Plg); Hmt (Op); SiO2 (Bt); Smct (felds., Bt y Hbl); II-SiO2 (vetillas)		Plg Op	X	Plg Hbl	X				X		<1%		felds. zonados, con bordes embahados y de reacción; Bt y Hbl oxidadas, aunque algunas pocas sólo con los bordes oxidados; Ttn con bordes gruesos oxidados	QSII
LRN-09	Andesita de Hbl	20	A	5	40	A		45	D	A	A	A		Plg>>Hbl>Op	Smct (felds. y máficos); SiO2 (rellenando espacios en máficos)	X	Plg Op	Plg	X	X				X		5%	(1) Cúmulos de Cpx>Op-vidrio; (2) Textura dyxatítica; Plg-Hbl>Op	abundantes microvesículas; fenocristales de Hbl con bordes oxidados y a veces con coronas de Cpx acicular, no así en la M.F.; Bt oxidadas; felds. zonados o con bordes de reacción; Qtz y Snd con bordes embahados y a veces con coronas de Px acicular; enclaves máficos rodeados en parte por Px acicular	QSII

Tabla Anexo A-1 (continuación).

Muestra	Roca	Minerales												Masa fundamental	Secundarios	Texturas										Enclaves máficos	Observaciones	Unidad			
		Fenocristales (%)														Roca					Masa										
		%	Qtz	Snd	Plg	Cpx	Ol	Hbl	Bt	Op	Ap	Ttn	Zrn			Porfírica	Glomeroporfírica	Vitroclítica	Setada	Traquiloide	Vesicular	Intergranular	Intersertal	Pilotaxítica	Histolítica				Vesículas-Amígdalas		
LIRN-10	Dacita de Hbl	25		5	45	A		50	A	A	A	A	A	Plg>>Bt; Hbl-Op> Cpx	jaspe (vetillas); Hmt (Px y vetillas); Smct (máficos y felds.); Zeo (vetillas)	X	Cpx Hbl Op		Hbl Plg	X	X					X		2%	Op-P Ig-Hbl	felds. zonados y algunos con textura sieve, a veces con bordes de reacción; Bt y Hbl altamente oxidadas; Bt alargadas; Ttn con bordes oxidados; gran cantidad de vetillas rellenas con Zeo	QSII
LIRN-13	Dacita de Hbl	25	A	5	40	A		45	10	A	A	A	Plg>Hbl- Op> vidrio	Chl (Bt); felds. (vidrio); Smct (felds. y máficos)	X	Cpx		Plg	X						X	<1%	Plg>Hbl-Op; xeno cristales de Hbl con bordes oxidados	Qtz y felds. embahados; algunos felds. zonados o con textura sieve, a veces con bordes de reacción; Hbl, Bt y Ttn con bordes oxidados; Cpx acicular formando coronas sobre Qtz felds. y	QSIII		
LIRN-14	Dacita de Hbl	25	A	10	40	A		45	5	A	A	A	Hbl-Plg> Op> vidrio (felds.)	Hmt (Op)		Plg Cpx Op	X	Plg Hbl							X	<1%		Qtz y felds. embahados; algunos felds. zonados o con textura sieve, a veces con bordes de reacción; Hbl y Bt con bordes oxidados; Cpx acicular y Op muchas veces en cúmulo; Cpx acicular formando coronas sobre felds.; Hbl y Cpx con coronas de Bt	QSIII		
LIRN-22	Dacita de Hbl	30	A	A	50	A		45	5	A	A	A	Plg>Hbl- Op>>Bt- Px	Hmt (máficos); Smct (máficos y felds.)	X	Op		Plg			X			X		<1%		felds. zonados, con bordes embahados, a veces de reacción, o textura sieve; Snd con coronas de Cpx acicular; Bt y Hbl oxidadas; Ttn con bordes oxidados; Px con oxidación incipiente	QSIII		
LIRN-26	Dacita de Hbl	35	A	10	35			45	10	A	A	A	Plg>Op- Hbl> vidrio (felds.)	Smct (máficos; felds.)		Plg	X	Plg Snd	X						X	1%	(1) textura dytaxítica; Plg>Hbl>Op- vidrio; (2) LIRN-27	felds. zonados, con bordes embahados o textura sieve; Qtz embahado con coronas de Cpx acicular; máficos con bordes oxidados y algo de oxidación en su parte interna, Hbl oxidada en enclaves máficos	QSIII		

Tabla Anexo A-1 (continuación).

Muestra	Roca	Minerales											Masa fundamental	Secundarios	Texturas								Vesículas-Amigdalas	Enclaves máficos	Observaciones	Unidad						
		Fenocristales (%)													Roca				Masa fundamental													
		%	Qtz	Snd	Plg	Cpx	Ol	Hbl	Bt	Op	Ap	Ttn			Zrn	Porfírica	Glomeroporfírica	Vitrofírica	Seriada	Traquitaide	Vesicular	Intergranular					Intersertal	Pilolavítica	Hialopilitica			
LURN-27	Enclave	<1	Hbl fresca y zonada, a veces en cúmulos; Snd y Qtz embahados con coronas de Cpx acicular,											Plg>Hbl >Op-vidrio		X	Hbl	Hbl		X										3%	textura dytaxítica y equigranular; Hbl en M.F. fresca, a diferencia de otros enclaves máficos	QSIII
LIRR-007A	Dacita de Hbl	30	A	5	45	A		45	5	A	A	A		Plg>Hbl-Op>Px-Bt	Hmt (máficos y Op); SiO2 (rellenando espacios)	X	Cpx Op	Hbl Plg	X				X				<1%		felds. zonados, a veces con bordes de reacción; Qtz y Snd con coronas de Cpx acicular; máficos oxidados, sobre todo en los bordes; Bt con bordes de reacción	QSII		
LIRR-007B	Dacita de Hbl	30	A	10	40	A		45	5	A	A	A		Plg>Hbl-Op>Px-Bt	Hmt (Px); SiO2 (Op y relleno de espacios en	X	Op Cpx	Plg Hbl	X				X			<1%	Cúmulos de Px>Op-vidrio	embahados y a veces de reacción; Qtz y Snd con coronas de Cpx acicular; Bt y Hbl parcial a totalmente oxidadas; Px	QSII			
LIRR-189B	Enclave	3	Xenocristales: Hbl y Px con bordes oxidados; Plg y Snd con bordes de reacción											Plg-Hbl>>vid-Op>>Cpx		X				X	X			X			4%		Plg en M.F. zonadas; Hbl oxidada	QSI		
LIRR-191	Dacita de Hbl	25	A	5	40	A		55	A	A	A		A	Plg>Cpx>Op	Hmt (Cpx); SiO2 (relleno de espacios en máficos); Smct (felds. y máficos); Zeo (amigd.)	X	Plg Op	Plg Snd Hbl	X	X			X			2%		felds. zonados, con bordes embahados y textura sieve; Qtz con bordes embahados y coronas de Hbl (Cpx acicular); Snd en parte esqueléticas; Bt y Hbl oxidadas; Cpx con oxidación incipiente	QSII			

Tabla Anexo A-1 (continuación).

Muestra	Roca	Minerales													Masa fundamental	Secundarios	Texturas										Enclaves máficos	Observaciones	Unidad	
		Fenocristales (%)											Masa fundamental	Roca					Masa fundamental											
		%	Qtz	Snd	Plg	Cpx	OI	Hbl	Bt	Op	Ap	Ttn		Zm			Porfírica	Glomeroporfírica		Vitrofírica	Seriada	Traquitaide	Vesicular	Integrular	Intersertal	Pilectaxítica				Hialopílica
LIRR-244	Andesita de Hbl	30	2	3	50	A		40	5	A	A	A	A	Plg>Hbl >Bt >Op >Cpx	Hmt (Cpx), SiO ₂ (Op y rellenando espacios en máficos); Smct (felds. y máficos)	X	Plg Cpx		Plg	X						X	<1%	LIRR-189B	Qtz con bordes embahiados; Qtz y Snd con coronas de Cpx acicular, felds. zonados, con textura sieve y bordes embahiados, a veces de reacción; Bt y Hbl oxidadas	QSI
LIRR-247	Dacita de Hbl	30	A	A	40	A		50	10	A	A		Plg>Op Hbl	Hmt (máficos y Op); Il-Smct (felds.); Smct (felds.)	X	Plg Cpx Op		Plg Hbl	X	X					X	2%		felds. zonados, con bordes embahiados; Snd en parte esquelética; Qtz con bordes embahiados y a veces con bordes de Cpx acicular	QSIII	
LIRJ-02	Dacita de Hbl	20	A	5	40	A		45	10	A	A		Plg>Hbl Op>Bt >Cpx	Hmt (máficos y Op); SiO ₂ (relleno de espacios en máficos y en vetillas); Smct (felds. y máficos); Op (en vetillas junto a máficos)	X	Op Cpx		Hbl	X					X	<1%	Cpx-Plg-Hbl-Op	felds. zonados y con bordes embahiados; Qtz y Snd con coronas de Cpx acicular; Snd con textura sieve; Bt y Hbl oxidadas; Bt alargadas	QSI		
LIRJ-03	Dacita de Hbl	35	A	10	45	A		35	10	A	A	A	Plg>Hbl Op>Px Bt	Hmt (máficos y Op); Smct (felds. y máficos)	X	Cpx Op		Plg Hbl	X		X			X	<1%	LIRJ-03A	felds. zonados; felds y Qtz con bordes embahiados; Snd y Qtz con coronas de Cpx acicular; Bt y Hbl oxidadas, la última a veces sólo el borde oxidado, al igual que Ttn; M.F. con textura felsítica; Px con oxidación incipiente	QSI		
LIRJ-03A	Enclave	10	Xenocristales: Hbl y Bt oxidados.										Plg- Hbl-Op >>Px													3%		Hbl oxidada en M.F.	QSI	

Tabla Anexo A-1 (continuación).

Muestra	Roca	Minerales													Masa fundamental	Secundarios	Texturas										Enclaves máficos	Observaciones	Unidad	
		Fenocristales (%)											Masa fundamental	Roca					Masa fundamental											
		%	Qtz	Snd	Plg	Cpx	Ol	Hbl	Bt	Op	Ap	Ttn		Zrn			Porfírica	Glomeroporfírica		Vitrofirica	Seriada	Traquítide	Vesicular	Interganular	Intersertal	Flictafírica				Halopírica
LIRN-23	Andesita de Hbl	30	A	5	45	5	A	35	D	A	A		A	Plg-Hbl-Op>> vidrio (felds.)-Px	-	X	Cpx Op Op		Plg	X	X					X	<1%	Plg-Hbl-Op, redondeados, con txt dytaxítica; xenocristales de Bt reaccionados	felds. zonados y con bordes embahados o de reacción; Snd con coronas de Cpx acicular; Hbl oxidada en M.F., a veces fresca (xenocristales?); Bt altamente oxidada y con bordes embahados; Qtz embahado	QSIII
LIRN-24	Andesita de Hbl	30	A	5	50	A		40	D	A			A	Plg>> Op-Hbl> vidrio (felds.)	Hmt (Op, máficos); Ill-Smct (máficos); polimorfos de sílice (vetillas); Smct (felds.)	X	Plg Snd Op		Plg						X	<1%		felds. zonados, con bordes embahados o de reacción y a veces textura sieve; Qtz embahado o con coronas de Cpx acicular; Bt y Hbl altamente oxidadas; Hbl con bordes oxidados; Cpx con oxidación leve; alteración argílica de baja intensidad	QSIII	
LIRN-25	Andesita de Hbl	Misma petrografía que LIRN-24, pero con rasgos primarios menos evidentes debido al grado de alteración.											Smct (diseminada en M.F., fenocristales); jarosita (diseminada en M.F. y en vetillas); limonita (máficos)	Se distingue una textura porfírica o vitrofirica; la M.F. se encuentra totalmente reemplazada por arcillas, alunita y óxidos											máficos lixiviados en sus centros; se ha perdido en gran parte la textura original de la roca; alteración argílica de intensidad media	QSIII				
LIRN-29	Andesita de Hbl	30	3	5	45	5	A	35	5	A				Plg-Hbl-Op>> vidrio (felds.)-Px		X	Cpx Op		Plg	X					X	<1%	Plg-Hbl-Cpx-Op, redondeados, con txt dytaxítica	Qtz con coronas de Cpx acicular; felds. Con bordes embahados y de reacción; Hbl y Bt con distintos grados de oxidación y bordes embahados o de reacción	QSIII	
LIRS-148	Dacita de Hbl	25	A	A	45	A		45	D	A	A		A	Plg-Hbl-Op-Px		X	Cpx		Plg Hbl	X				X	3%		felds. Con texturas spongy celular, sieve; Bt y Hbl oxidadas; Bt entrecrecida con Plg	QSIII		

Tabla Anexo A-1 (continuación).

Muestra	Roca	Minerales													Masa fundamental	Secundarios	Texturas										Enclaves máficos	Observaciones	Unidad
		Fenocristales (%)															Roca					Masa fundamental							
		%	Qtz	Snd	Plg	Cpx	Ol	Hbl	Bt	Op	Ap	Ttn	Zrn	Porfírica			Glomeroporfírica	vitrofírica	Seriada	Traquitaide	Vesicular	Intergranular	Intersertal	Pilotaxítica	Hialopílica	Vesículas-Amígdalas			
Complejo Volcánico Aroma																													
LURN-16	Dacita de Hbl	35	A	5	50	A		35	1	A	A	A	A	Plg-Hbl-Op > vidrio (felds.)	felds. (vidrio); Hmt (máficos; Op); SiO2 (rellenando espacios en máficos)		Plg Cpx Op	X	Hbl Plg	X				X	X	1%	textura dytaxítica; Plg-Hbl-Cpx-Op; numerosos xenocristales de Cpx frescos	Qtz y felds. embahados; felds. zonados o con textura sieve; Bt y Hbl con alto grado de oxidación y bordes totalmente oxidados; Hbl (o Px?) o Bt en corona sobre Qtz (o felds.); Hbl oxidada en enclaves máficos	A3
LURN-16	Enclave	5												Plg-Hbl > vidrio			X	Plg Op			X					7%		Hbl oxidada en M.F.	A3
LURN-17	Andesita de Hbl	20	A	1	40	3	A	40	5	2	A		A	Hbl-Plg-Op > vidrio	felds. (vidrio); Hmt (máficos); limonitas (M.F.); Zeo (amígd.)	X	Px Op	Plg Hbl					X		1%		felds. con bordes embahados, a veces zonados o con textura sieve; Bt y Hbl oxidadas; Px a veces con inclusiones de Op; intercrecimiento de Qtz y Px en fenocristales; Qtz con bordes embahados o coronas de Cpx (Hbl?) acicular	A3	
LURN-18	Andesita de Hbl	25	A	5	40	A	A	50	3	2	A	A	A	Plg > Anf-Op > Bt-vidrio (felds.)	Hmt (máficos; Op); Ill-Smct (felds.)	X	Hbl Plg Snd Op	Plg Hbl	X	X			X		2%		felds. con bordes embahados, a veces zonados o con textura sieve; Qtz con bordes embahados; Hbl y Ttn con bordes oxidados; Bt presenta raras veces coronas de Hbl	A3	
LURN-19	Dacita de Bt	50	A	1	40	A		1	30	3			A	vidrio >> Op-Hbl-Plg	felds. (vidrio); Hmt (máficos); Ill-Smct (felds.)			X	Plg	X						1%	M.F. con texturas axiolítica, esferulica y simpléctica; felds. embahados, zonados o con textura sieve; Bt y Hbl con bordes oxidados, a veces también en su parte interna; Bt microplegada; Qtz con bordes embahados	A2	
LURN-20	Andesita de Hbl	35	A	5	40			40	1	A	A	A	A	Plg-Hbl-Op > vidrio (felds.)	Hmt (máficos; Op); Ill-Smct (felds.)	X	Hbl Op	Plg Snd Hbl	X	X			X		3%	LURN-16	felds. zonados, muchas veces con bordes embahados o de reacción, o con textura sieve; Qtz embahado; Bt presenta a veces coronas de Hbl	A1	
LURN-21	Dacita de Hbl	30		5	55	A		30	1	A	A			Plg-Hbl-Op > vidrio (felds.)	Hmt (Op); SiO2 (vetillas y rellenando espacios en máficos); Smct (felds.)	X	Op Op	Plg Hbl Bt	X	X			X		2%		felds. con bordes embahados o de reacción, pocas veces Plg zonada; Bt oxidada y con bordes de reacción; Hbl en poblaciones oxidadas y frescas, las últimas con halos de Hmt; Hbl oxidada en M.F.; Px con halos de Hmt y muchas veces con inclusiones de Op; alteración argílica de baja intensidad	A1	

Tabla Anexo A-1 (continuación).

Muestra	Roca	Minerales												Masa fundamental	Secundarios	Texturas										Enclaves máficos	Observaciones	Unidad			
		Fenocristales (%)														Roca					Masa fundamental										
		%	Qtz	Snd	Plg	Cpx	Ol	Hbl	Bt	Op	Ap	Ttn	Zrn			Porfínica	Glomeroporfínica	Vitrofínica	Seriada	Traquitoide	Vesicular	Intergranular	Intersertal	Plectaxítica	Hialoplítica				Vesículas-Amigdalas		
Domos de Cerro Colorado																															
LIRJ-05	Dacita de Hbl	35	5	5	50	A	A	30	10	A	A	A	A	vid.>> Hbl- Plg-Bt- Qtz-Op	Hmt (máficos y Op); SiO2 (relleno de espacios en máficos); Smct (felds.)		Cpx Op	X	Hbl Plg	X	X						7%		Plg zonadas y con bordes embahidos; felds. con textura sieve; Qtz con coronas de Cpx acicular	DCC	
LIRN-11	Dacita de Bt	40	5	5	50	A		5	25	A	A	A	A	vid.>> Plg-Op- Hbl	Il (felds.); Smct (felds., Hbl y Bt)		Cpx	X	Bt Plg							<1%	LIRN-12	Plg, Qtz y Snd con bordes embahidos; Plg zonada; máficos oxidados; Bt a veces microplegada; Hbl en M.F. con distintos grados de oxidación; M.F. felsítica	DCC		
LIRN-12	Enclave	1	Xenocristales: Qtz embahido con coronas de Cpx acicular; felds. embahidos y con bordes de reacción; Cpx a veces en cúmulos; Hbl y Bt con bordes oxidados												Plg- Hbl->> vid.		X	Cpx			X	X						2%		textura dytaxítica y equigranular; xenocristales distinguibles por su menor grado de oxidación o por su tamaño (>1mm); Hbl oxidada en M.F.	DCC
C.V. Picavilque																															
LIRN-28	Dacita de Bt	45	5	10	40			25	30	1		A	vidrio >> hbl > Plg-Op			X	Op		Plg Bt Snd	X						3%	aglomerado de Cpx-Plg-Hbl-Op	Bt microplegada, incluye Plg, Qtz con bordes embahidos; Plg con bordes embahidos, incluye homblenda y feldspatos potásico, a veces con textura sieve o zonación; Hbl embahida, incluye Op; Snd con bordes de reacción y coronas de Hbl; Hbl a veces incluye Bt; Ttn embahida, con muchas inclusiones Op	CVP		

Tabla Anexo A-2. Abreviaturas de minerales observados.

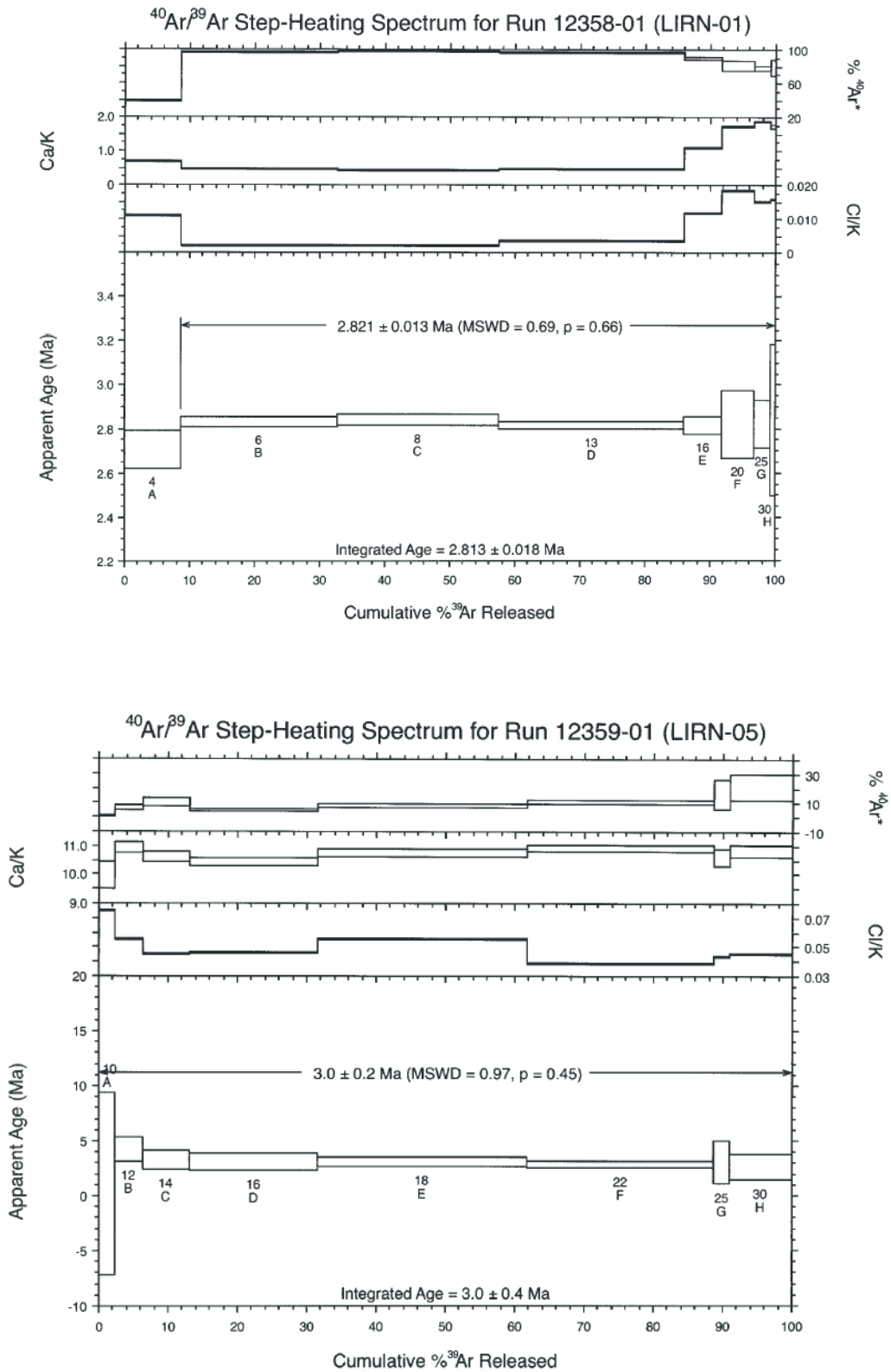
Apatito	Ap
Biotita	Bt
Ceolitas	Zeo
Circón	Zrn
Clinopiroxeno	Cpx
Cuarzo	Qtz
Esmectita	Smct
Feldespatos	Felds.
Hematita	Hmt
Honblenda	Hbl
Illita	Ill
Jarosita	Jar
Olivino	OI
Opacos	Op
Piroxeno	Px
Plagioclasa	Plg
Polimorfos de sílice	SiO ₂
Sanidina	Snd
Titanita	Ttn

ANEXO B: Geocronología

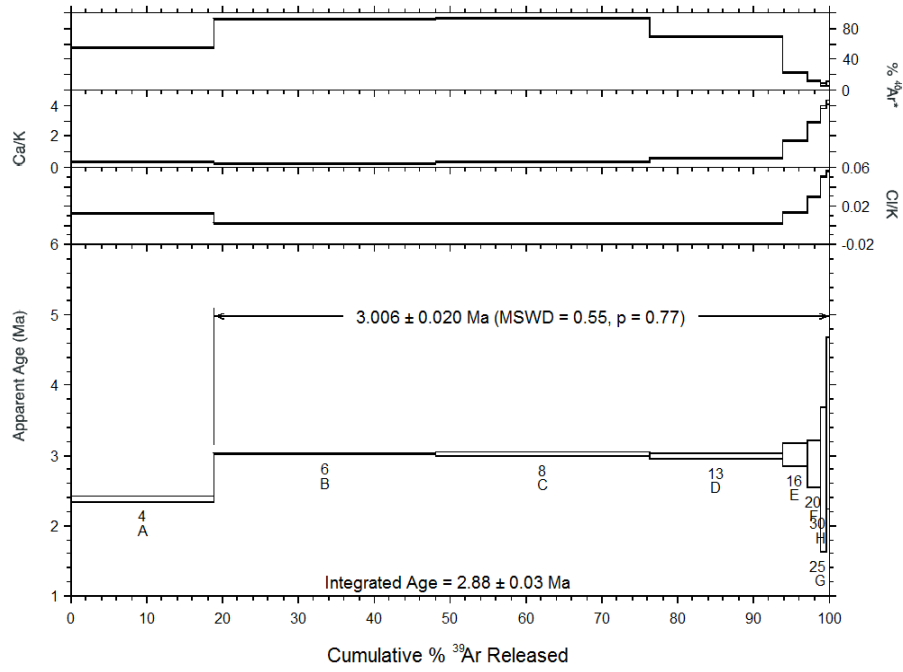
Tabla Anexo B1: geocronología de muestras del CVQS-CVA. Referencias: [1] Arcos, 2010.

Muestra	Unidad	UTM N	UTM E	Litología	Método	Material	K total	40Ar radiogenico	Ar atmosferico	Edad	Error (2 sigma)
LIRJ-002 [1]	C.V. Quimsachata	7813581	524223	Dacita	Ar-Ar					3.033	0.010
LIRJ-003 [1]	C.V. Quimsachata	7816751	523651	Domo dacitico	Ar-Ar	Mf				3.004	0.013
LIRJ-005 [1]	Domos de Cerro Colorado	7818945	524075	Domo riódacítico	Ar-Ar	Anf				3.700	0.070
LIRN-01	C.V. Quimsachata	7813160	519924	Daciandesita	Ar-Ar	Mf				2.821	0.013
LIRN-05	C.V. Quimsachata	7813892	522202	Daciandesita	K-Ar	Mf	3.236	0.336	69.00	2.700	0.200
LIRN-05	C.V. Quimsachata	7813892	522202	Daciandesita	Ar-Ar	Anf				3.000	0.200
LIRN-06	C.V. Quimsachata	7814892	521696	Domo dacitico	Ar-Ar	Mf				3.006	0.020
LIRN-09	C.V. Quimsachata	7816847	523006	Andesita	Ar-Ar	Mf				3.010	0.040
LIRN-13	C.V. Quimsachata	7815103	519807	Dacita	K-Ar	Mf	2.874	0.351	89.00	3.100	0.500
LIRN-18	C.V. Aroma	7819062	516119	Domo andesítico	Ar-Ar	Anf				1.580	0.080
LIRN-19	C.V. Aroma	7820116	515036	Lava-domo riódacítica	Ar-Ar	Anf				2.580	0.120
LIRN-20	C.V. Aroma	7819983	512000	Andesita	Ar-Ar	Anf				2.970	0.120
LIRN-23	C.V. Quimsachata	7816628	516260	Andesita	Ar-Ar	Mf				2.774	0.018
LIRN-29	C.V. Quimsachata	7816305	516888	Andesita	Ar-Ar	Mf				2.762	0.022
LIRR-244	C.V. Quimsachata	7812879	521964	Dacita	Ar-Ar	Mf				3.180	0.014
LIRR-247 [1]	C.V. Quimsachata	7814992	520539	Dacita	Ar-Ar	Snd				2.764	0.012

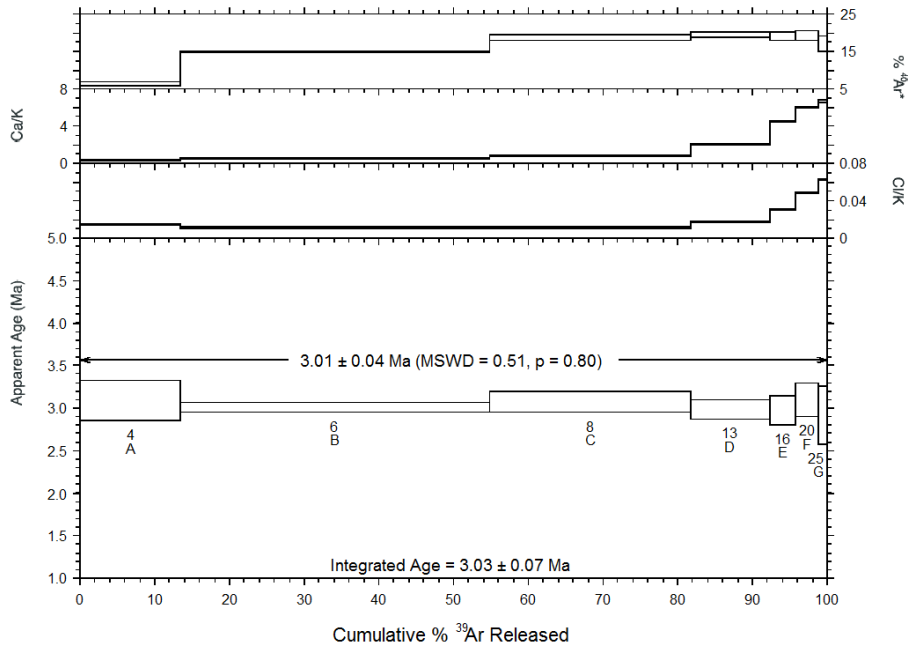
Tabla Anexo B2: patrones de *plateau* o isocrona en muestras datadas mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$:

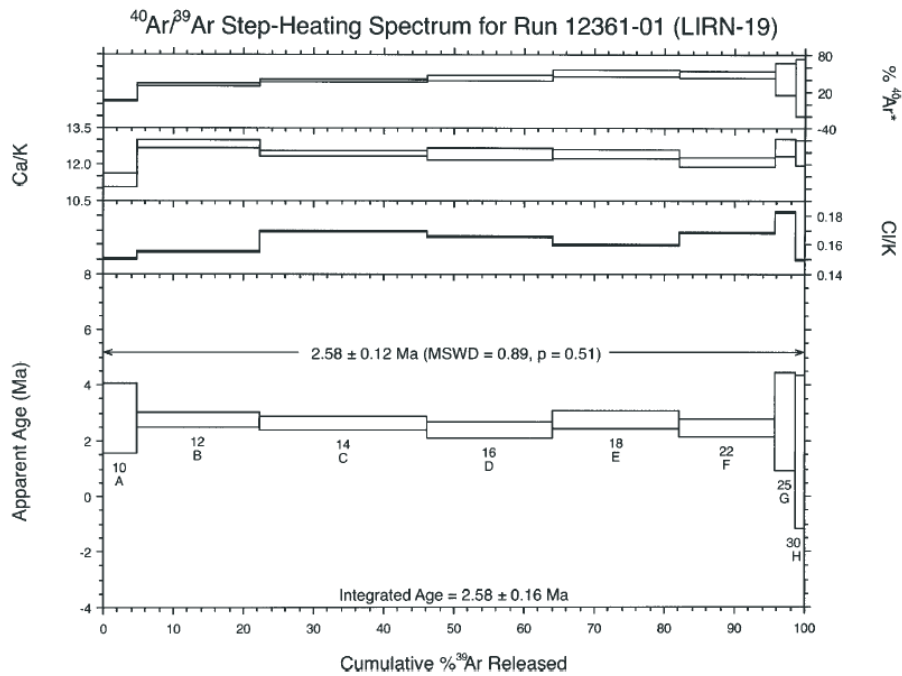
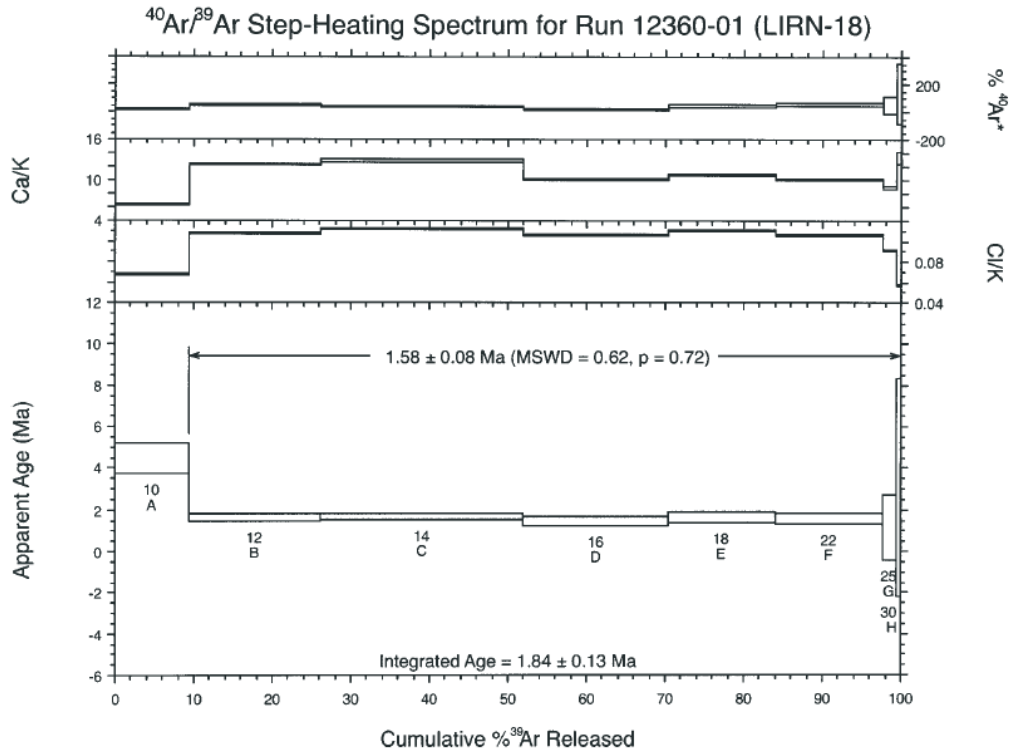


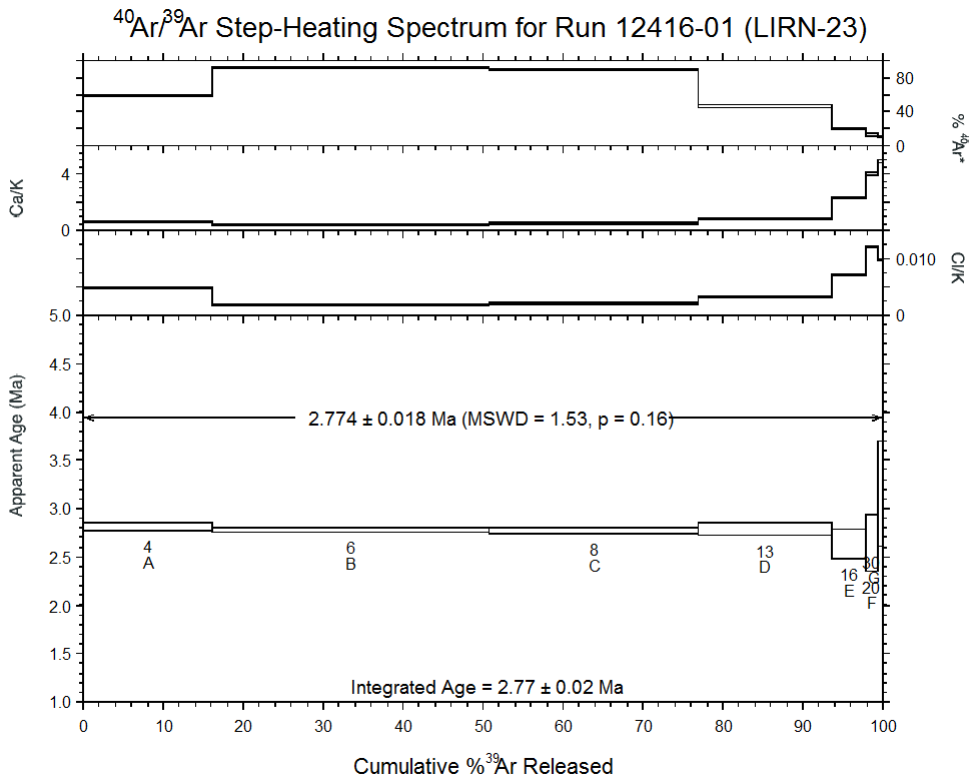
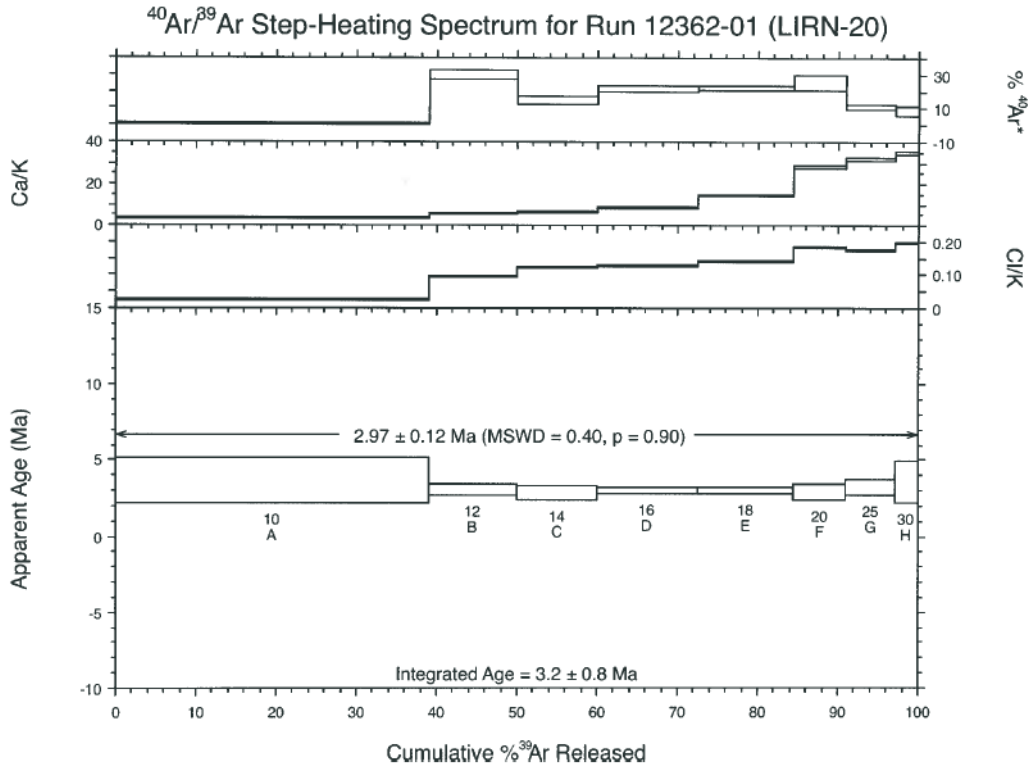
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Step-Heating Spectrum for Run 12402-01 (LIRN-06)

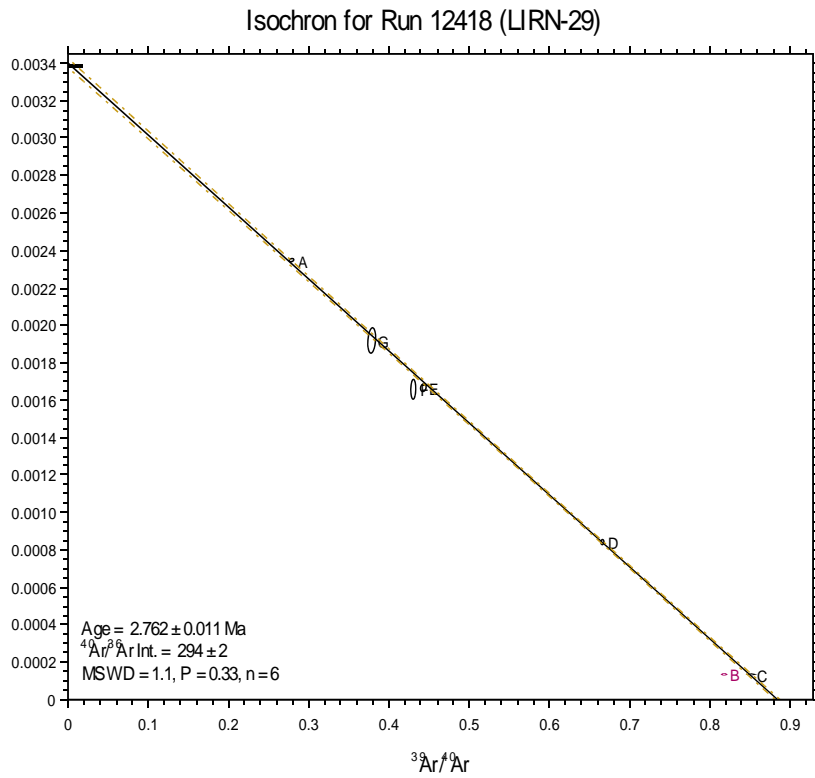
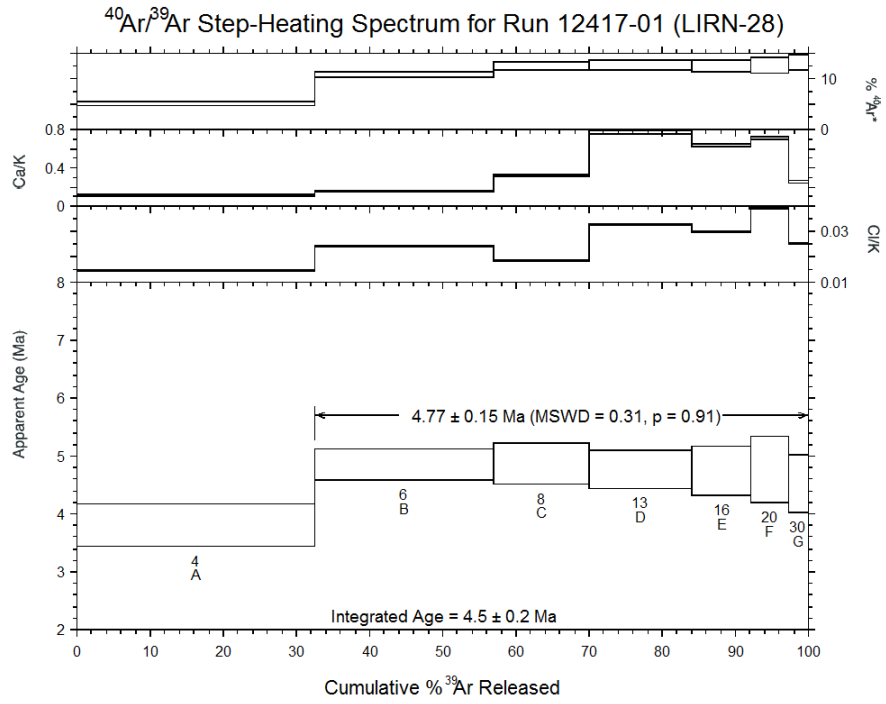


$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Step-Heating Spectrum for Run 12415-01 (LIRN-09)

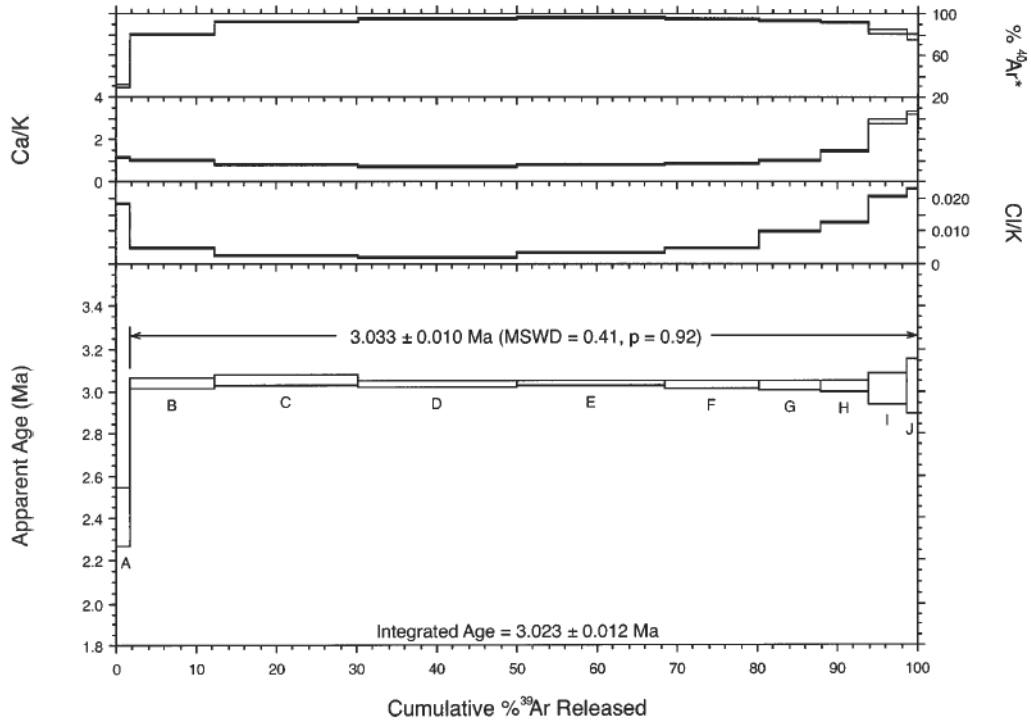




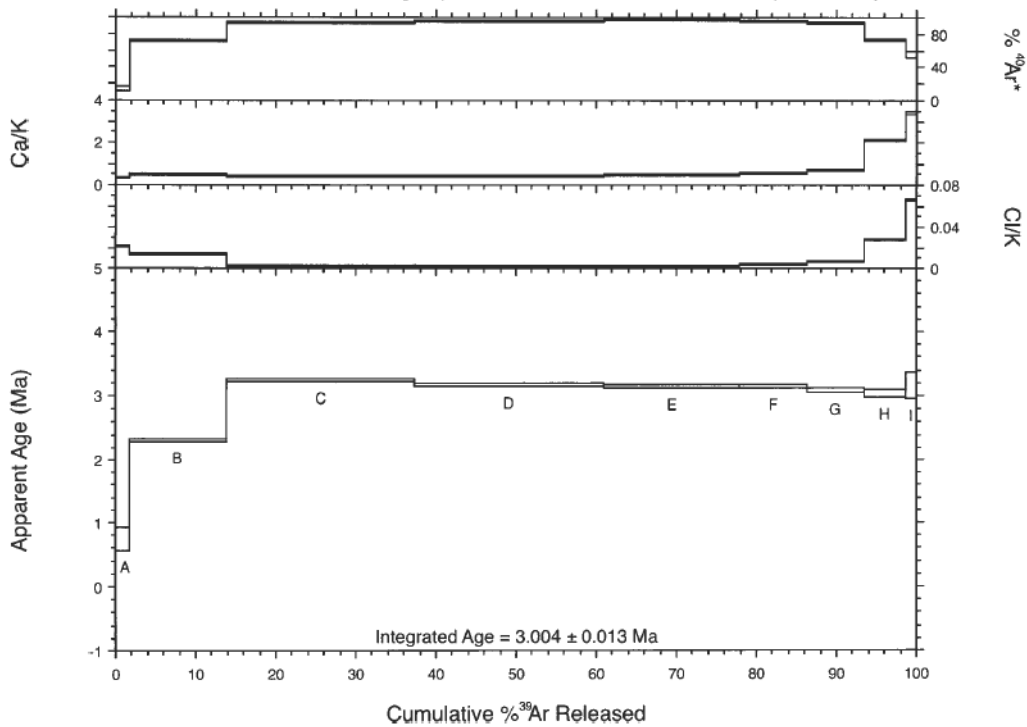


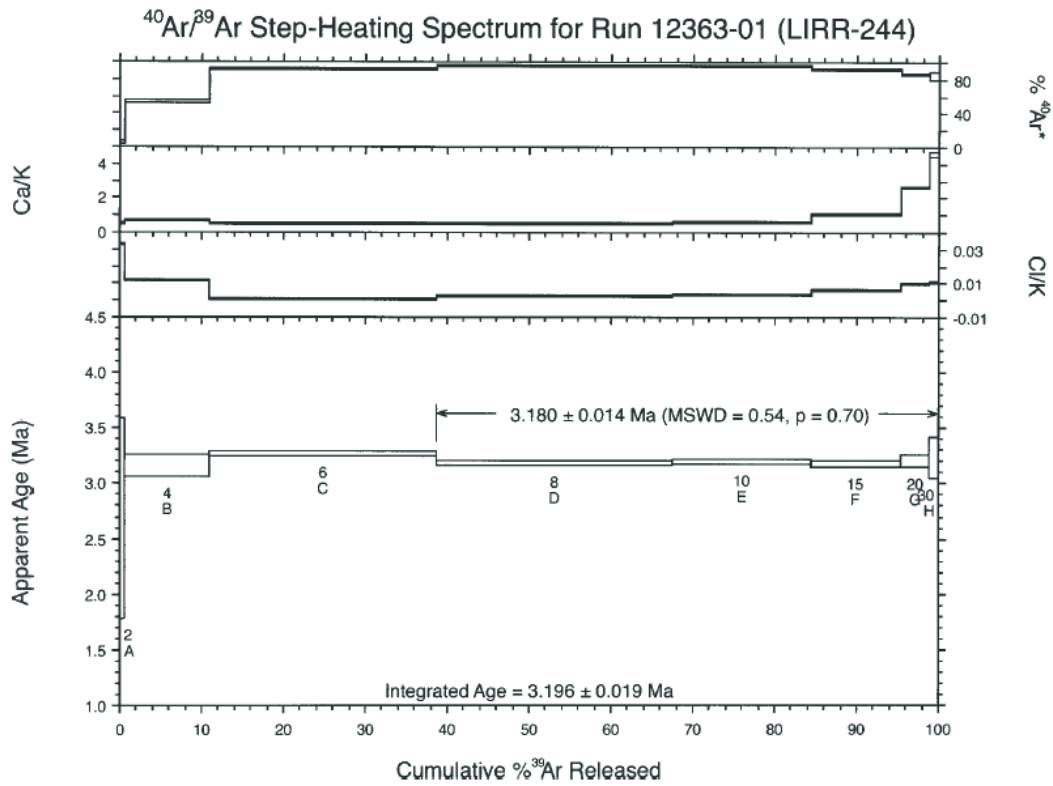
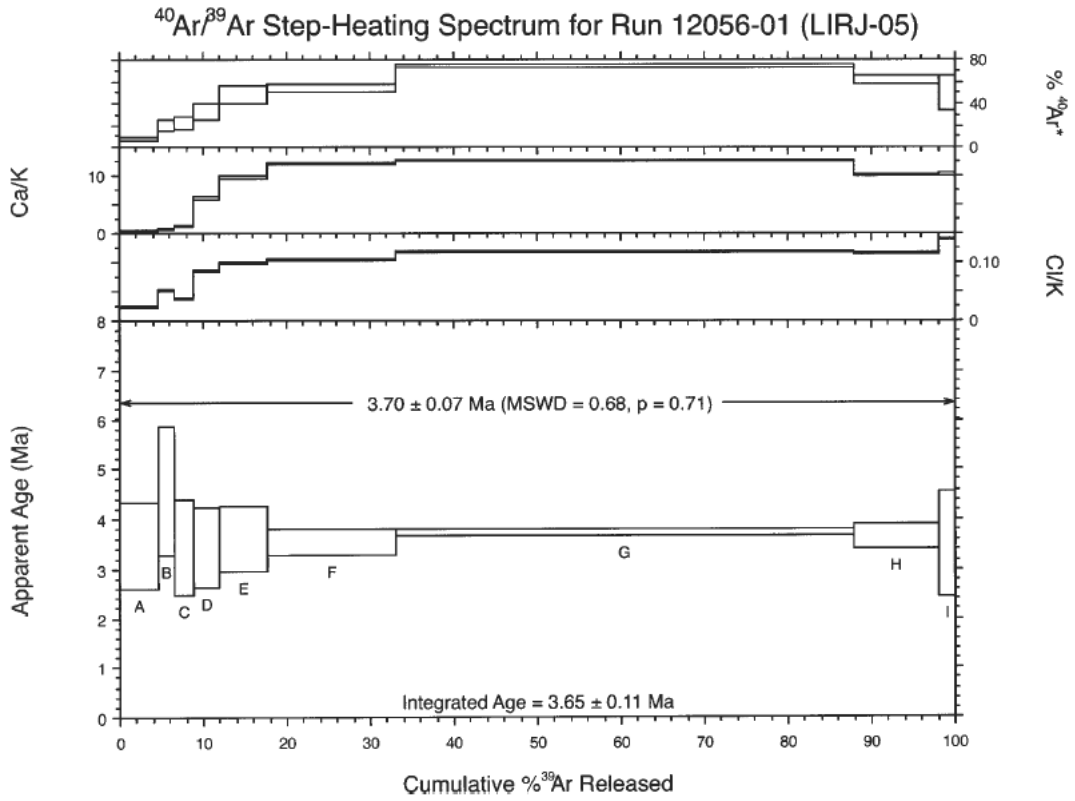


$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Step-Heating Spectrum for Run 12054-01 (LIRJ-02)



$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Step-Heating Spectrum for Run 12055-01 (LIRJ-03)





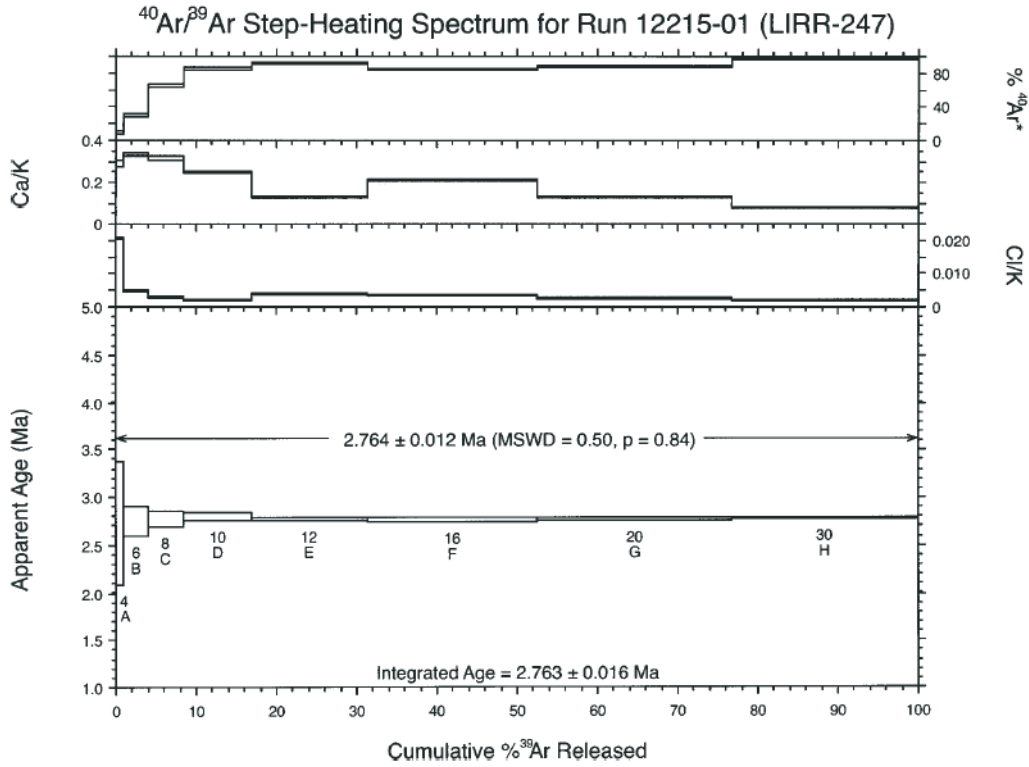


Tabla Anexo B3: valores arrojados por metodología K/Ar para muestras del CVQS-CVA.

Nº Muestra	Num. En Laboratorio	Material	% K	Ar. rad. nI/g	% Ar. Atmosférico	Edad Ma.	Error 2 sigma
LIRN-13	P0173 .LIR	Masa Fund. C/A	2.874	0.351	89	3.1	±0.5
LIRN-05	P0189 .LIR	Masa Fund. Magn	3.236	0.336	69	2.7	±0.2

ANEXO C: Análisis Químico de Roca Total

Tabla Anexo C. Elementos mayores (en óxidos), volátiles (C y S) (primera página) y traza (páginas siguientes) del CVA, CVQS, DCC y CVP, expresados como porcentaje en peso (p/p). Abreviaturas: WT: *weight* (peso de la muestra); LOI: *lost on ignition* (pérdida por calcinación). El Fe se ha calculado totalmente como Fe₂O₃. Notar las altas concentraciones de volátiles en LIRN-25. Los números romanos indican el estadio de la unidad correspondiente. IM: inclusión máfica. Referencias: 1=Arcos (2010). El resto de las muestras son de este trabajo.

Muestra	UTM		Unidad	WT	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	C	S	LOI	Sum
	N	E		kg	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
LIRN-01	7813160	519924	CVQS-II	0.62	62.88	15.65	5.34	1.61	3.85	4.38	3.58	1.05	0.39	0.07	0.004	<0.02	<0.02	0.9	99.68
LIRN-03	7812789	520911	CVQS-II	0.4	62.74	15.79	5.18	2.14	3.94	4.49	3.58	1.02	0.4	0.07	0.004	<0.02	<0.02	0.3	99.66
LIRN-05	7813892	522202	CVQS-III	0.8	63.96	15.65	4.63	1.8	3.6	4.55	3.83	0.91	0.37	0.06	0.003	<0.02	<0.02	0.3	99.65
LIRN-06	7814892	521696	CVQS-III	0.6	64.06	15.64	4.57	1.74	3.6	4.46	3.87	0.89	0.37	0.06	<0.002	<0.02	<0.02	0.4	99.63
LIRN-09	7816847	523006	CVQS-II	0.3	59.86	15.96	6.2	2.53	4.67	4.5	2.99	1.34	0.47	0.08	0.003	<0.02	<0.02	1.1	99.65
LIRN-11	7818162	524017	DCC	0.82	66.27	15.09	4	1.5	3.13	4.35	3.9	0.75	0.28	0.06	<0.002	<0.02	<0.02	0.4	99.74
LIRN-13	7815103	519807	CVQS-III	0.58	62.75	15.55	5.44	2.29	4.27	4.35	3.4	1.12	0.41	0.07	0.002	<0.02	<0.02	0	99.66
LIRN-14	7815122	518628	CVQS-III	0.58	61.71	15.68	5.66	2.24	4.22	4.44	3.44	1.21	0.45	0.07	0.005	<0.02	<0.02	0.5	99.66
LIRN-15	7818182	515572	CVA-III	0.48	63.5	15.56	5.19	1.95	3.84	4.38	3.52	1.08	0.38	0.07	0.003	<0.02	<0.02	0.2	99.69
LIRN-17	7818949	513689	CVA-III	0.74	60.48	15.95	6.04	2.51	4.33	4.41	3.37	1.26	0.44	0.08	0.004	<0.02	<0.02	0.8	99.67
LIRN-18	7819062	516119	CVA-III	0.62	61.52	15.71	5.72	2.63	4.51	3.98	3.09	1.03	0.32	0.08	0.003	<0.02	<0.02	1.1	99.75
LIRN-19	7820116	515036	CVA-II	0.44	66.5	14.9	4.13	1.61	3.11	4.13	3.89	0.76	0.26	0.07	0.002	<0.02	<0.02	0.4	99.76
LIRN-20	7819983	512000	CVA-I	0.68	60.96	15.59	6.08	2.16	4.59	4.31	3.27	1.27	0.46	0.07	0.009	<0.02	<0.02	0.9	99.69
LIRN-21	7822197	510612	CVA-I	0.48	63.51	15.87	5.14	1.04	3.43	4.4	3.59	1.03	0.39	0.1	0.004	<0.02	<0.02	1.2	99.67
LIRN-23	7816628	516260	CVQS-III	0.62	60.45	15.86	6.23	2.67	4.47	4.43	3.22	1.31	0.45	0.08	0.006	<0.02	<0.02	0.5	99.66
LIRN-25	7819138	517646	CVQS-III-Ah	1.2	61.92	14.69	5.2	0.16	0.94	2.59	3.82	0.75	0.56	0.01	0.003	<0.02	1	9.1	99.7
LIRN-27	7814022	521943	CVQS-III (IM)	0.24	55.58	16.78	7.87	3.63	6.49	4.04	2.38	1.33	0.47	0.11	0.003	0.03	0.03	1	99.63
LIRN-27B	7814022	521943	CVQS-III	0.44	62.96	16.14	4.94	2.01	4.11	4.23	3.25	0.87	0.31	0.07	0.002	<0.02	<0.02	0.8	99.71
LIRN-28	7819623	524111	CVP	0.58	64.92	15.39	4.15	1.56	3.22	3.93	3.83	0.78	0.27	0.06	0.005	<0.02	<0.02	1.6	99.74
LIRN-29	7816305	516888	CVQS-III	0.38	60.1	15.74	6.47	2.62	4.87	4.13	3.07	1.33	0.41	0.08	0.012	<0.02	<0.02	0.8	99.66
LIRN-29B	7816305	516888	CVQS-III (IM)	0.03	54.86	16.01	8.8	3.87	6.19	4.1	2.45	1.82	0.62	0.1	0.016	<0.02	<0.02	0.8	99.65
LIRR-189B ¹	7812850	522084	CVQS-I (IM)	0.88	55.9	16.33	7.85	3.33	5.81	4.3	2.58	1.78	0.66	0.09	0.009	0.07	<0.02	0.9	99.59
LIRR-244 ¹	7812879	521964	CVQS-I	1.82	60.09	15.93	6.04	2.23	4.71	4.47	3.08	1.29	0.51	0.08	0.005	<0.02	<0.02	1.2	99.64
LIRJ-05 ¹	7818945	524075	DCC	1.78	65.49	15.09	3.91	1.47	3.13	3.95	3.78	0.73	0.29	0.06	0.003	<0.02	<0.02	1.8	99.71
LIRJ-03A ¹	7816751	523651	CVQS-II (IM)	1.66	52.27	15.78	9.62	5.24	7.09	3.95	2.4	1.96	0.66	0.13	0.021	0.02	<0.02	0.4	99.57
LIRR-247 ¹	7814992	520539	CVQS-III	1.8	63.07	15.5	4.39	1.8	3.57	4.41	3.62	0.87	0.34	0.06	0.004	<0.02	<0.02	2	99.65

Tabla Anexo C (continuación). Elementos traza.

Muestra	UTM		Unidad	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd
	N	E		PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
LIRN-01	7813160	519924	CVQS-II	1306	2	14.5	2.6	23.9	6.3	17	106	1	889.8	1	15.3	4.4	109	1.8	230.4	11.8	50.8	104.4	11.54	41.4
LIRN-03	7812789	520911	CVQS-II	1284	2	14.2	3.5	24.5	6.9	17.7	109.2	1	892.7	1.1	16	4.1	89	1.3	246.5	11.5	51.1	102.4	11.43	42.8
LIRN-05	7813892	522202	CVQS-III	1479	2	11.9	3.1	24	6.9	15.6	105.5	1	888.8	0.9	14.3	4	82	1	266.6	9.6	58.1	114.9	12.39	44.9
LIRN-06	7814892	521696	CVQS-III	1471	2	11.4	3.8	23.4	6.7	15.4	111.1	1	903.4	0.9	13.8	4.3	239	1.6	260.2	10	58.6	115.7	12.39	45.1
LIRN-09	7816847	523006	CVQS-II	1128	2	17.4	5.6	23.9	5.8	16.6	80.2	1	1054	1	10.6	3.2	136	1.7	215.9	11.2	43.7	93.2	10.94	41.9
LIRN-11	7818162	524017	DCC	1011	2	10.1	6.3	21.9	5.4	13.2	131.4	1	740.5	0.8	17.9	5.2	61	1	199.4	8.3	43.4	82.8	8.98	32.2
LIRN-13	7815103	519807	CVQS-III	1272	2	15.2	3.6	23.2	5.7	15.1	97.6	1	906.1	0.9	12.3	3.9	126	1.3	216.1	10.6	47.3	95.2	10.77	40.7
LIRN-14	7815122	518628	CVQS-III	1188	2	15.6	3.9	22.8	5.9	16.5	95.8	1	903.3	1	12.6	3.8	123	1.3	220.9	10.3	46.3	96.4	10.79	39.8
LIRN-15	7818182	515572	CVA-III	1190	2	14	3.5	23.6	6.4	15.8	103.3	<1	777.1	1	16.2	4.4	98	1.5	238.2	12.7	53.1	100.1	11.87	44.5
LIRN-17	7818949	513689	CVA-III	1131	2	16.9	3.2	23.3	5.7	17.7	93.7	<1	869.3	1.1	14.9	4	97	1.5	214	11.3	46	95.3	11.12	42.6
LIRN-18	7819062	516119	CVA-III	762	1	17	6.9	22	4.9	12.2	101.3	1	710.4	0.7	14.9	4.8	125	2	169.9	10.3	31.4	63.7	7.16	27.2
LIRN-19	7820116	515036	CVA-II	890	2	10.1	6.6	21.4	5.8	13.6	132.3	<1	665.7	0.9	23.2	6.5	63	1.4	206.9	9.2	41.8	78.4	8.49	30.7
LIRN-20	7819983	512000	CVA-I	1069	2	17.2	2.7	22.2	5.5	17	92.7	1	889	1.1	14.1	4.3	137	1.3	199.1	11.2	44.1	94.4	10.66	40.4
LIRN-21	7822197	510612	CVA-I	1049	1	13.1	4.7	22.6	5.8	15.9	118	2	833.6	1	17.1	5.3	107	1.6	209	12.1	43.6	90.6	10.22	38.4
LIRN-23	7816628	516260	CVQS-III	1124	2	17.7	2.8	22.5	6.2	18.1	88	1	942.8	1.1	12.6	3.6	114	1.5	218	13	49.4	103.2	11.66	45.4
LIRN-25	7819138	517646	CVQS-III-Ah	1325	<1	2.6	5.1	20.7	5.4	13.3	114.3	1	864.7	0.9	16	3.6	74	0.9	195.6	4.8	47.2	98.1	10.46	38.4
LIRN-27	7814022	521943	CVQS-III (IM)	1005	1	23.7	1.8	22.4	4.8	11.4	45.3	2	1103.8	0.6	6	1.7	181	0.5	175.7	14.5	34.8	77.9	9.25	37.4
LIRN-27B	7814022	521943	CVQS-III	1063	2	12.4	3.2	21.8	4.7	11.5	79.5	1	862.9	0.7	11.6	3.3	82	1.1	165.7	10.2	38.5	80.1	8.77	33.5
LIRN-28	7819623	524111	CVP	1012	2	9.9	7.8	20.7	4.8	11.7	124.3	1	758.5	0.6	15.3	4.9	86	1.6	196.2	7.6	39	71.6	7.92	30
LIRN-29	7816305	516888	CVQS-III	1055	1	18.1	2.6	22.7	5.9	16	91.6	1	855.8	1	13	3.8	145	1.2	214.1	11.8	39.8	86.1	9.59	37.6
LIRN-29B	7816305	516888	CVQS-III (IM)	800	2	25.2	1.6	23.2	5.2	17.3	57.9	2	1086.7	0.8	7.4	1.9	155	1	187.1	13.9	38.2	84.8	10.63	42.8
LIRR-189B ¹	7812850	522084	CVQS-I (IM)	1227	1	22.9	1.5	23.5	5.9	19.7	56	2	1168.9	1.1	6	1.6	181	<0.5	228.5	13.9	45.3	104.3	11.64	46.7
LIRR-244 ¹	7812879	521964	CVQS-I	1143	2	16.8	2.8	23.4	5.1	15.7	78.2	1	1054.2	0.9	10.9	2.8	125	0.7	208.7	10.8	44.2	94.7	10.56	39.4
LIRJ-05 ¹	7818945	524075	DCC	1018	2	9.3	11	20.7	4.4	10.4	127.9	2	738.4	0.6	14.6	5.1	90	2.3	172.9	7.6	40.3	74	8.08	28.8
LIRJ-03A ¹	7816751	523651	CVQS-II (IM)	827	2	30.5	1.9	23.9	4.8	17.4	69	2	1126.1	0.9	4.7	1.7	154	1.7	179.2	14.3	36.2	84.8	10.51	44
LIRR-247 ¹	7814992	520539	CVQS-III	1334	2	10.6	3.9	20.5	5.8	13.4	90.1	<1	918.6	0.8	12	3.3	80	1.2	223.2	8.5	50.7	103	10.83	38.4

Tabla Anexo C (continuación). Elementos traza.

Muestra	UTM		Unidad	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg	Tl	Se
	N	E		PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPB	PPM	PPM
LIRN-01	7813160	519924	CVQS-II	6.48	1.67	4.09	0.54	2.29	0.4	0.95	0.13	0.85	0.12	0.7	12.5	2.9	48	9.1	1.3	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	0.7	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-03	7812789	520911	CVQS-II	6.47	1.68	4.35	0.55	2.48	0.39	0.94	0.13	0.83	0.12	0.5	4.5	1	18	3.9	1.6	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.9	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-05	7813892	522202	CVQS-III	6.35	1.61	4.02	0.51	2.17	0.32	0.81	0.11	0.75	0.1	0.4	8.8	0.9	24	3.9	2.6	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-06	7814892	521696	CVQS-III	6.57	1.62	4.07	0.49	2.05	0.32	0.79	0.11	0.72	0.1	0.9	20.4	3.9	39	5.1	13.4	<0.1	0.4	<0.1	<0.1	0.9	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-09	7816847	523006	CVQS-II	6.86	1.85	4.68	0.58	2.51	0.38	0.91	0.12	0.75	0.1	0.3	11	0.9	22	5.9	0.6	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-11	7818162	524017	DCC	4.78	1.22	3.07	0.39	1.7	0.28	0.69	0.1	0.62	0.09	0.5	7.2	1	15	4.2	2	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-13	7815103	519807	CVQS-III	6.32	1.59	4.22	0.52	2.2	0.37	0.83	0.11	0.74	0.11	1.2	25.4	4.3	52	8.2	2.6	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-14	7815122	518628	CVQS-III	6.43	1.64	4.22	0.52	2.31	0.35	0.85	0.11	0.69	0.11	0.8	28.3	3.7	45	9.3	1.7	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	0.7	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-15	7818182	515572	CVA-III	6.58	1.62	4.58	0.56	2.44	0.4	1.01	0.14	0.79	0.12	0.6	16.4	1.7	35	5.8	3.8	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	1.5	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-17	7818949	513689	CVA-III	6.64	1.72	4.45	0.57	2.49	0.39	0.95	0.12	0.77	0.11	0.3	8	0.9	18	8.5	1.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-18	7819062	516119	CVA-III	4.58	1.29	3.34	0.46	2.14	0.35	0.88	0.12	0.7	0.11	0.3	20.7	1	37	8.6	0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.9	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-19	7820116	515036	CVA-II	4.54	1.18	3.16	0.41	1.74	0.3	0.77	0.11	0.69	0.11	0.7	16.5	3.1	24	5.7	2	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.9	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-20	7819983	512000	CVA-I	6.32	1.67	4.19	0.54	2.42	0.37	0.97	0.12	0.77	0.11	1.4	29	2.4	54	23.2	1.7	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-21	7822197	510612	CVA-I	5.99	1.6	4.38	0.53	2.38	0.39	0.94	0.14	0.82	0.13	0.9	21.9	2.3	400	16.8	2.5	0.7	0.2	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-23	7816628	516260	CVQS-III	7.15	1.86	5.05	0.62	2.68	0.41	1.03	0.14	0.85	0.12	0.3	10.1	0.9	23	7.5	1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-25	7819138	517646	CVQS-III-Ah	5.72	1.38	3.3	0.43	1.74	0.24	0.47	0.07	0.42	0.06	0.3	6.5	4.5	25	2	2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-27	7814022	521943	CVQS-III (IM)	6.18	1.74	4.52	0.6	2.85	0.49	1.31	0.2	1.12	0.18	0.6	34.7	2	23	8.3	1.9	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-27B	7814022	521943	CVQS-III	4.95	1.32	3.32	0.44	1.94	0.35	0.91	0.13	0.77	0.12	0.4	17.1	1.5	28	4.7	1.4	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-28	7819623	524111	CVP	4.32	1.12	2.66	0.35	1.61	0.25	0.57	0.09	0.59	0.08	0.5	18.7	1.5	52	7.9	0.7	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	0.2	<0.5
LIRN-29	7816305	516888	CVQS-III	6.03	1.59	4.29	0.54	2.4	0.39	1	0.13	0.8	0.12	0.8	116.7	8.4	51	24.8	1.3	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
LIRN-29B	7816305	516888	CVQS-III (IM)	7.53	2.06	5.79	0.71	3.02	0.49	1.1	0.15	0.94	0.13	0.5	78.1	24.3	38	21.2	1.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
LIRR-189B ¹	7812850	522084	CVQS-I (IM)	7.73	2.17	5.47	0.67	2.85	0.46	1.15	0.14	0.86	0.12	0.4	49.2	2.4	51	19.1	1.4	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
LIRR-244 ¹	7812879	521964	CVQS-I	6.81	1.87	4.45	0.59	2.45	0.38	0.97	0.12	0.71	0.11	0.6	32.4	2.7	56	11.2	1.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
LIRJ-05 ¹	7818945	524075	DCC	4.48	1.13	2.57	0.36	1.44	0.27	0.54	0.09	0.51	0.09	1.2	42.1	1.4	30	6.7	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5
LIRJ-03A ¹	7816751	523651	CVQS-II (IM)	7.73	2.26	5.88	0.73	3.33	0.48	1.2	0.15	0.94	0.12	0.8	33.7	2.1	54	16.9	60.4	<0.1	0.5	0.2	<0.1	<0.5	0.03	<0.1	<0.5
LIRR-247 ¹	7814992	520539	CVQS-III	5.87	1.51	3.5	0.46	1.91	0.3	0.73	0.11	0.7	0.09	0.4	21.2	0.5	34	6.5	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5

ANEXO D: Química Mineral

Tabla D-1 (continuación). Análisis de anfíbolos.

Análisis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Total
LIRN28-z5-Anf-2	48.77	1.32	5.87	0.00	13.44	0.00	14.48	0.01	11.69	0.63	1.33	0.01	97.24
LIRN28-z7-Anf-3	47.56	0.99	6.02	0.00	14.51	0.00	13.81	0.00	11.77	0.69	1.33	0.00	96.68
LIRN28-z7-Anf-4	48.28	1.39	7.03	0.00	15.22	0.00	13.44	0.02	11.65	0.83	1.46	0.00	99.30
LIRN28-z8-Anf-1	46.87	1.00	6.09	0.00	15.10	0.02	13.65	0.00	11.62	0.66	1.28	0.00	96.28
LIRN28-z8-Anf-2	47.72	1.23	6.15	0.00	15.03	0.00	13.50	0.00	11.66	0.70	1.34	0.00	97.33
LIRN28-z8-Anf-3	48.24	1.17	6.47	0.00	15.27	0.00	13.39	0.00	11.66	0.71	1.32	0.00	98.22
LIRN29-z1-Anf-1	39.82	3.90	11.60	0.01	12.99	0.00	13.38	0.02	11.66	0.75	2.39	0.00	96.52
LIRN29-z1-Anf-2	40.64	3.78	11.62	0.00	13.18	0.00	13.27	0.00	11.38	0.68	2.24	0.00	96.78
LIRN29-z2-Anf-1	43.44	3.70	11.97	0.00	12.08	0.00	14.07	0.01	11.42	0.72	2.53	0.02	99.96
LIRN29-z2-Anf-2	43.27	4.09	11.62	0.00	12.01	0.01	14.03	0.03	11.50	0.69	2.36	0.00	99.62
LIRN29-z4-Anf-1	43.02	3.72	11.99	0.00	11.54	0.00	13.75	0.02	11.58	0.77	2.37	0.00	98.76
LIRN29-z4-Anf-2	43.47	4.00	11.76	0.06	10.71	0.03	14.69	0.05	11.74	0.72	2.37	0.00	99.60
LIRN29-z8-Anf-1	40.63	3.78	11.85	0.08	10.79	0.03	14.07	0.02	11.82	0.77	2.37	0.01	96.23
LIRN29-z8-Anf-2	41.45	3.77	11.85	0.04	10.87	0.00	14.04	0.00	11.78	0.75	2.35	0.01	96.90
LIRR247-z1-Anf-1	43.23	2.94	10.46	0.04	12.29	0.25	13.63	0.00	10.75	2.41	0.89	0.01	96.90
LIRR247-z1-Anf-2	42.95	3.08	10.56	0.00	12.38	0.23	13.50	0.01	11.04	2.24	0.90	0.00	96.89
LIRR247-z1-Anf-3	43.47	3.10	10.44	0.00	11.98	0.20	14.32	0.01	10.93	2.32	0.86	0.00	97.61
LIRR247-z1-Anf-4	44.70	3.06	10.13	0.00	11.51	0.21	14.41	0.02	10.66	2.44	0.80	0.00	97.94
LIRR247-z2-Anf-1	46.59	1.43	6.80	0.00	14.11	0.67	13.80	0.01	11.56	1.49	0.78	0.01	97.25
LIRR247-z2-Anf-2	48.65	1.23	6.02	0.00	13.65	0.62	14.16	0.00	11.39	1.36	0.65	0.00	97.72
LIRR247-z4-Anf-1	46.59	1.44	7.28	0.00	14.03	0.58	13.30	0.00	11.19	1.55	0.83	0.00	96.79
LIRR247-z4-Anf-2	48.35	1.23	6.09	0.00	13.41	0.61	14.05	0.00	11.30	1.40	0.71	0.00	97.15
LIRR247-z4-Anf-3	47.58	1.27	6.44	0.00	13.38	0.62	14.09	0.00	11.33	1.46	0.71	0.00	96.88
LIRR247-z7-Anf-1	46.51	1.26	6.53	0.01	13.64	0.61	14.06	0.01	11.38	1.42	0.76	0.00	96.19
LIRR247-z7-Anf-2	45.55	1.40	7.16	0.00	15.15	0.68	12.99	0.00	11.36	1.47	0.85	0.00	96.61

Tabla D-2. Análisis de biotitas.

Análisis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	F	Total
LIRN19-z2-Bt-1	39.36	4.12	12.93	0.00	17.62	0.36	13.62	0.01	0.00	9.15	0.63	0.00	97.80
LIRN19-z2-Bt-2	37.07	4.21	12.87	0.00	18.23	0.34	12.79	0.01	0.01	9.25	0.47	0.02	95.25
LIRN19-z2-Bt-3	38.82	4.09	13.27	0.00	18.63	0.30	13.16	0.01	0.00	8.80	0.47	0.02	97.56
LIRN19-z2-Bt-4	37.33	3.82	14.96	0.00	16.16	0.29	12.22	0.02	0.03	8.19	0.41	0.00	93.43
LIRN19-z3-Bt-1	38.57	3.93	13.39	0.00	17.72	0.22	13.68	0.00	0.04	8.99	0.38	0.04	96.93
LIRN19-z3-Bt-2	38.31	3.91	13.07	0.00	18.41	0.37	12.82	0.01	0.00	9.04	0.57	0.00	96.51
LIRN19-z4-Bt-1	38.90	4.23	12.98	0.00	16.43	0.35	14.06	0.00	0.00	9.30	0.57	0.01	96.84
LIRN19-z4-Bt-2	38.68	4.26	12.94	0.00	16.36	0.33	13.90	0.00	0.02	9.53	0.57	0.00	96.58
LIRR247-z3-Anf-1	38.35	4.37	12.94	0.00	17.12	0.33	13.73	0.01	0.05	9.20	0.51	0.01	96.60
LIRN26-z2-Bt-1	39.19	3.90	12.71	0.01	16.73	0.39	13.56	0.00	0.00	8.92	0.62	0.01	96.02
LIRN26-z2-Bt-2	37.95	3.89	12.61	0.00	16.94	0.30	13.33	0.01	0.02	8.96	0.64	0.01	94.65
LIRN18-z4-Anf-1	38.53	3.57	13.22	0.00	19.24	0.01	13.23	0.00	0.02	9.09	0.52	0.00	97.42
LIRN29-z6-Bt-1	39.01	4.46	13.10	0.00	16.24	0.01	15.24	0.01	0.01	9.36	0.63	0.00	98.05
LIRN29-z6-Bt-2	39.20	4.60	13.09	0.00	15.38	0.00	15.24	0.02	0.00	9.30	0.52	0.00	97.34
LIRN17-z2-Bt-1	40.98	4.82	12.90	0.00	8.81	0.00	18.60	0.04	0.03	9.07	0.74	0.00	95.99
LIRN17-z2-Bt-2	41.49	5.10	13.71	0.00	8.66	0.03	17.67	0.00	0.03	8.68	0.62	0.01	96.00
LIRN13-z2-Bt-1	37.57	1.95	13.30	0.00	17.45	0.02	14.43	0.00	0.01	6.24	0.57	0.00	91.54
LIRN13-z2-Bt-2	35.65	3.28	12.85	0.00	18.59	0.00	14.47	0.01	0.00	9.22	0.48	0.01	94.55
LIRN13-z5-Bt-1	39.47	4.25	12.92	0.01	17.61	0.02	14.25	0.03	0.01	9.19	0.63	0.01	98.38
LIRN13-z5-Bt-2	40.09	4.23	13.17	0.00	17.40	0.00	14.84	0.00	0.00	9.16	0.56	0.01	99.45
LIRN28-z1-Bt-1	38.82	3.78	12.90	0.00	17.60	0.00	13.28	0.02	0.27	7.78	0.46	0.00	94.91
LIRN28-z1-Bt-2	39.47	3.81	12.87	0.00	17.57	0.01	13.38	0.01	0.28	7.94	0.41	0.01	95.74
LIRN28-z2-Bt-3	39.19	4.16	12.92	0.00	17.70	0.00	14.01	0.03	0.18	8.71	0.47	0.01	97.36
LIRN28-z2-Bt-4	38.34	4.08	12.89	0.00	17.42	0.01	13.76	0.02	0.22	8.29	0.45	0.00	95.49
LIRN28-z6-Bt-1	37.71	3.96	12.92	0.00	18.26	0.03	13.33	0.01	0.22	8.67	0.54	0.00	95.64
LIRN28-z7-Bt-1	39.18	3.98	13.33	0.00	17.48	0.01	13.55	0.01	0.15	8.25	0.35	0.01	96.30
LIRN28-z7-Bt-2	38.83	3.98	13.18	0.00	17.00	0.02	13.03	0.01	0.18	8.04	0.36	0.01	94.64

Tabla Anexo D-3 (continuación). Análisis de feldspatos.

Análisis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	NiO	MgO	CaO	SrO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
LIRR7A-Z3-PI-3	63.66	0.02	22.63	0.00	0.02	0.00	5.14	0.20	0.02	7.46	0.00	99.13
LIRR7A-Z4-PI-1	58.24	0.01	25.74	0.00	0.00	0.03	8.88	0.18	0.00	5.99	0.00	99.07
LIRR7A-Z4-PI-2	58.30	0.02	26.60	0.00	0.00	0.00	9.27	0.16	0.00	5.83	0.00	100.19
LIRR7A-Z4-PI-3	56.79	0.03	27.31	0.00	0.00	0.02	10.35	0.08	0.03	5.48	0.00	100.09
LIRR7A-Z4-PI-4	63.78	0.00	22.90	0.00	0.00	0.00	5.20	0.14	0.03	7.57	0.00	99.62
LIRR7A-Z5-PI-1	64.38	0.00	22.52	0.01	0.03	0.00	4.76	0.15	0.04	7.81	0.00	99.70
LIRR7A-Z5-PI-2	64.37	0.00	22.70	0.00	0.00	0.00	4.76	0.13	0.06	7.94	0.00	99.96
LIRR7A-Z5-PI-3	63.45	0.02	22.62	0.01	0.00	0.00	5.22	0.18	0.02	7.55	0.00	99.07
LIRR7A-Z6-PI-1	59.11	0.00	24.86	0.00	0.02	0.02	8.70	0.07	0.00	6.27	0.00	99.05
LIRR7A-Z6-PI-2	63.65	0.00	22.61	0.00	0.00	0.01	5.19	0.14	0.04	7.25	0.00	98.91
LIRR7A-Z6-PI-3	64.35	0.00	22.43	0.01	0.00	0.00	4.82	0.23	0.03	7.61	0.00	99.48
LIRR7A-Z8-PI-1	63.63	0.01	22.71	0.00	0.00	0.00	5.34	0.08	0.01	7.28	0.00	99.07
LIRR7A-Z8-PI-2	63.89	0.02	22.50	0.00	0.01	0.00	5.08	0.16	0.03	7.15	0.00	98.86
LIRR7A-Z8-PI-3	63.99	0.01	22.56	0.00	0.03	0.00	5.02	0.04	0.04	7.34	0.00	99.02
LIRR7B-z11-PI-1	66.55	0.02	18.63	0.08	0.02	0.00	0.35	0.05	0.73	5.38	8.73	100.55
LIRR7B-z11-PI-10	66.79	0.02	18.51	0.11	0.00	0.00	0.53	0.10	0.56	5.55	8.26	100.44
LIRR7B-z11-PI-11	66.58	0.01	18.28	0.11	0.00	0.00	0.50	0.05	0.31	5.37	8.48	99.68
LIRR7B-z11-PI-2	66.60	0.03	18.62	0.11	0.02	0.00	0.39	0.13	0.82	5.51	8.41	100.62
LIRR7B-z11-PI-3	66.74	0.04	18.74	0.11	0.00	0.00	0.44	0.17	0.81	5.51	8.50	101.05
LIRR7B-z11-PI-4	66.67	0.02	18.39	0.12	0.00	0.00	0.40	0.06	0.66	5.33	8.61	100.25
LIRR7B-z11-PI-5	66.64	0.02	18.33	0.10	0.02	0.00	0.42	0.04	0.67	5.42	8.52	100.18
LIRR7B-z11-PI-6	66.45	0.02	18.74	0.11	0.00	0.00	0.46	0.16	0.82	5.67	8.43	100.86
LIRR7B-z11-PI-7	66.58	0.02	18.79	0.10	0.00	0.00	0.49	0.15	0.79	5.86	8.36	101.12
LIRR7B-z11-PI-8	66.58	0.03	18.73	0.10	0.01	0.00	0.47	0.00	0.76	5.59	8.23	100.50
LIRR7B-z11-PI-9	67.54	0.03	18.10	0.11	0.01	0.00	0.50	0.06	0.58	5.43	8.44	100.80
LIRR7B-z2-PI-1	64.35	0.00	22.51	0.19	0.01	0.00	4.74	0.01	0.00	7.85	1.42	101.08
LIRR7B-z2-PI-2	62.53	0.01	22.57	0.16	0.02	0.00	4.88	0.12	0.05	8.11	1.16	99.60
LIRR7B-z2-PI-3	64.01	0.00	22.47	0.19	0.00	0.00	4.99	0.00	0.04	7.98	1.10	100.78
LIRR7B-z2-PI-4	62.29	0.02	22.74	0.19	0.00	0.01	5.09	0.20	0.06	7.67	1.53	99.80
LIRR7B-z4-PI-1	63.67	0.00	23.05	0.19	0.00	0.00	5.34	0.08	0.03	7.49	0.86	100.71
LIRR7B-z4-PI-2	64.14	0.00	22.33	0.16	0.02	0.00	4.77	0.14	0.03	7.69	1.69	100.95
LIRR7B-z4-PI-3	62.52	0.01	22.79	0.19	0.00	0.00	4.85	0.08	0.04	8.34	1.23	100.03
LIRR7B-z4-PI-4	63.47	0.00	23.06	0.17	0.00	0.02	5.35	0.07	0.00	7.86	0.72	100.71
LIRR7B-z4-PI-5	62.30	0.00	22.69	0.18	0.00	0.00	4.96	0.16	0.03	8.08	1.05	99.46
LIRR7B-z4-PI-6	63.21	0.00	22.95	0.19	0.00	0.00	5.62	0.17	0.09	7.87	0.92	101.04
LIRR7B-z7-PI-1	62.62	0.00	22.44	0.18	0.00	0.00	4.64	0.10	0.06	7.97	1.31	99.32
LIRR7B-z7-PI-2	63.79	0.00	22.53	0.19	0.00	0.00	4.99	0.23	0.05	7.89	1.21	100.89
LIRR7B-z7-PI-3	62.10	0.00	22.80	0.18	0.02	0.01	5.15	0.19	0.05	7.72	1.42	99.64
LIRR7B-z8-PI-1	62.27	0.01	22.60	0.19	0.00	0.01	5.02	0.15	0.02	8.08	1.27	99.61
LIRR7B-z8-PI-2	61.85	0.01	23.19	0.15	0.00	0.00	5.37	0.06	0.03	7.87	1.12	99.65
LIRR7B-z8-PI-3	61.69	0.01	23.02	0.18	0.00	0.01	5.38	0.07	0.04	7.61	1.39	99.40

Tabla Anexo D-4. Análisis de olivinos.

Análisis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Total
LIRN23-z1-OI-1	39.33	0.00	0.01	0.00	19.26	0.18	0.32	40.77	0.12	0.01	0.00	0.00	100.00
LIRN23-z1-OI-2	38.81	0.00	0.02	0.00	20.57	0.17	0.44	39.70	0.12	0.00	0.00	0.00	99.83
LIRN23-z1-OI-3	39.77	0.00	0.03	0.00	19.11	0.17	0.30	41.06	0.12	0.00	0.02	0.00	100.59
LIRN23-z1-OI-4	38.93	0.00	0.03	0.01	19.85	0.19	0.43	40.40	0.13	0.01	0.00	0.00	99.98
LIRN29-z1-OI-1	39.90	0.00	0.06	0.00	21.15	0.00	0.00	40.05	0.14	0.01	0.00	0.00	101.32
LIRN29-z1-OI-2	37.81	0.00	0.04	0.00	21.78	0.00	0.00	39.21	0.16	0.02	0.00	0.00	99.01
LIRN29-z8-OI-1	40.41	0.00	0.04	0.00	18.87	0.00	0.00	41.63	0.11	0.00	0.00	0.00	101.05

Tabla Anexo D-5. Análisis de óxidos de Fe-Ti. FeO_{total} descompuesto en FeO y Fe₂O₃ según Carmichael (1967).

Análisis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	NiO	MnO	MgO	CaO	TOTAL
LIRN18-z1-Ox-1	0.12	13.57	3.34	0.23	9.90	73.00	0.00	0.51	1.09	0.04	10179
LIRN18-z1-Ox-2	0.05	4.37	4.27	1.12	33.20	56.00	0.04	0.68	1.61	0.00	10134
LIRN17-z2-Ox-1	0.06	18.55	0.62	0.01	40.90	33.60	0.00	0.26	4.38	0.05	98.42
LIRN17-z2-Ox-2	0.00	24.48	0.33	0.00	15.80	57.30	0.00	0.76	3.05	0.00	10173
LIRN29-z2-Ox-1	0.03	37.70	0.12	0.00	27.70	27.30	0.00	0.59	2.94	0.34	96.72
LIRN29-z2-Ox-2	0.03	0.27	0.56	0.07	29.10	67.70	0.00	0.61	0.85	0.15	99.34
LIRN29-z7-Ox-1	0.02	39.75	0.28	0.00	30.10	21.10	0.00	0.89	2.57	0.12	94.82
LIRN29-z7-Ox-2	0.09	5.07	0.87	0.02	32.10	52.00	0.00	0.32	0.51	0.05	91.02
LIRN29-z7-Ox-3	0.01	38.85	0.12	0.00	30.40	19.10	0.00	0.61	2.19	0.01	91.28
LIRN29-z7-Ox-4	0.08	5.85	1.11	0.06	32.20	52.30	0.02	0.62	1.26	0.00	93.50
LIRN06-z4-Ox-1	0.03	41.56	0.56	0.00	32.00	15.40	0.00	0.24	2.93	0.00	92.72
LIRN06-z4-Ox-2	0.05	17.46	0.30	0.00	42.80	30.70	0.00	0.37	1.35	0.00	93.04
LIRN06-z9-Ox-1	0.00	39.36	0.39	0.00	29.60	19.20	0.00	0.42	3.04	0.00	92.01
LIRN06-z9-Ox-2	0.01	6.85	1.95	0.05	32.60	48.90	0.00	0.32	1.58	0.00	92.24
LIRN06-z7-Ox-1	0.39	8.85	0.92	0.07	30.10	40.60	0.00	0.50	1.99	1.27	84.68
LIRN06-z7-Ox-2	0.15	35.42	0.80	0.05	27.60	18.90	0.00	0.19	2.37	0.01	85.49
LIRN06-z10-Ox-1	0.09	22.71	0.36	0.00	15.80	54.20	0.02	0.47	2.39	0.00	96.04
LIRN06-z10-Ox-2	0.12	1.62	2.10	0.03	27.80	62.30	0.00	0.73	2.32	0.00	97.02
LIRN13-z3-Ox-1	0.02	41.65	0.09	0.00	31.50	24.70	0.01	0.72	2.93	0.02	101.65
LIRN13-z3-Ox-2	0.03	7.07	1.15	0.04	36.00	56.80	0.02	0.57	1.43	0.00	103.11
LIRN28-z7-Ox-1	0.00	36.76	0.11	0.00	30.00	32.80	0.00	0.87	1.22	0.02	101.77
LIRN28-z7-Ox-2	0.00	1.86	0.99	0.05	32.00	67.10	0.01	0.79	0.79	0.00	103.58
LIRR7B-z3-Ox-1	0.06	7.29	1.57	0.04	35.10	54.50	0.02	0.43	1.92	0.00	100.91
LIRR7B-z3-Ox-2	0.00	36.39	0.11	0.02	27.90	32.70	0.00	0.73	2.29	0.04	100.18
LIRR7B-z7-Ox-3	0.04	7.93	1.57	0.03	35.70	53.30	0.00	0.37	1.88	0.00	100.81
LIRR7B-z7-Ox-4bis	0.00	40.00	0.17	0.00	27.70	28.40	0.02	0.75	4.23	0.00	101.29
LIRR247-z9-Ox-1	0.00	38.07	0.28	0.03	28.90	31.00	0.00	0.55	2.51	0.22	101.56
LIRR247-z9-Ox-2	0.07	11.71	1.63	0.02	38.80	46.40	0.03	0.81	2.00	0.04	101.51
LIRR247-z7-Ox-1	0.04	5.19	1.89	0.05	32.00	58.60	0.02	0.62	2.54	0.04	100.99
LIRR247-z7-Ox-2	0.00	37.90	0.32	0.00	28.50	30.60	0.00	0.61	2.72	0.08	100.73
LIRR7A-z6-Ox-3	0.05	56.61	1.16	0.00	42.70	-6.80	0.00	0.19	4.51	0.01	98.42
LIRR7A-z6-Ox-4	0.28	7.67	2.13	0.01	36.00	51.90	0.06	0.44	1.62	0.00	100.11
LIRR7A-z7-Ox-1	0.01	37.83	0.16	0.00	28.70	31.90	0.02	0.39	2.79	0.00	101.79
LIRR7A-z7-Ox-2	0.21	5.26	1.38	0.04	35.20	57.70	0.08	0.22	0.81	0.00	100.89
LIRR7A-z8-Ox-1	0.00	37.88	0.17	0.00	28.20	31.30	0.03	0.61	2.95	0.02	101.16
LIRR7A-z8-Ox-2	0.03	7.36	1.92	0.01	37.00	54.70	0.04	0.21	1.17	0.02	102.46
LIRR7A-z8-Ox-3	0.12	47.24	0.18	0.03	32.00	13.00	0.00	1.31	5.25	0.00	99.13
LIRR7A-z8-Ox-4	0.07	7.76	1.55	0.05	36.60	54.40	0.08	0.33	1.57	0.00	102.40

Tabla Anexo D-6. Análisis de piroxenos.

Análisis	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	F	TiO ₂	FeO	SiO ₂	NiO	MgO	MnO	Total
LIRR247-z1-Px-1	20.76	0.68	0.00	2.67	0.10	0.00	0.00	8.00	53.36	0.03	14.76	0.25	100.60
LIRR247-z1-Px-2	20.66	0.65	0.01	2.78	0.16	0.00	0.00	8.03	53.05	0.03	14.56	0.23	100.14
LIRR247-z1-Px-3	19.89	0.65	0.00	2.76	0.24	0.00	0.00	7.25	53.68	0.04	15.68	0.25	100.42
LIRR247-z1-Px-4	21.28	0.45	0.00	2.05	0.10	0.00	0.00	7.39	53.68	0.01	15.41	0.27	100.64
LIRR247-z10-Px-1	20.58	0.72	0.00	2.94	0.05	0.00	0.00	8.32	52.86	0.01	14.36	0.23	100.07
LIRR247-z10-Px-2	20.91	0.54	0.00	2.52	0.12	0.00	0.00	8.09	53.26	0.00	14.84	0.26	100.54
LIRN23-z2-Px-1	22.50	0.51	0.01	0.90	0.00	0.00	0.00	8.94	52.07	0.01	13.20	0.88	99.02
LIRN23-z2-Px-2	22.65	0.40	0.01	0.66	0.00	0.00	0.00	8.39	53.31	0.00	13.53	0.83	99.79
LIRN23-z2-Px-3	22.73	0.51	0.00	0.86	0.00	0.00	0.00	9.06	52.68	0.00	12.94	0.82	99.60
LIRN23-z2-Px-4	22.63	0.42	0.01	0.75	0.00	0.00	0.00	8.54	54.63	0.03	13.49	0.84	101.34
LIRN23-z7-Px-1	22.85	0.42	0.00	0.73	0.00	0.00	0.00	8.51	54.47	0.01	13.67	0.84	101.50
LIRN23-z7-Px-2	22.59	0.38	0.00	0.72	0.00	0.00	0.00	8.54	54.32	0.00	13.65	0.87	101.08
LIRN23-z8-Px-1	22.68	0.43	0.00	0.70	0.00	0.00	0.00	8.71	53.93	0.00	13.40	0.89	100.73
LIRN23-z8-Px-2	22.75	0.45	0.00	0.75	0.00	0.00	0.00	8.79	54.21	0.00	13.34	0.84	101.11
LIRN23-z8-Px-3	21.90	0.44	0.01	0.69	0.05	0.00	0.00	8.49	51.41	0.00	12.64	0.87	96.48
LIRN23-z8-Px-4	22.42	0.53	0.01	1.06	0.00	0.00	0.00	9.17	52.55	0.01	12.91	0.94	99.59
LIRN27-z5-Px-1	23.00	0.32	0.03	0.30	0.00	0.00	0.00	7.76	52.70	0.04	14.21	0.27	98.60
LIRN27-z5-Px-2	21.84	0.36	0.02	0.23	0.00	0.00	0.00	10.04	53.08	0.00	13.88	0.36	99.81
LIRN27-z5-Px-3	22.12	0.38	0.00	0.44	0.00	0.00	0.00	8.97	52.39	0.00	14.12	0.37	98.79

Tabla Anexo D-6 (continuación). Análisis de piroxenos.

Análisis	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	F	TiO ₂	FeO	SiO ₂	NiO	MgO	MnO	Total
LIRN17-z1-Px-1	23.27	0.46	0.00	132	0.00	0.00	0.00	9.33	52.17	0.00	13.24	0.00	99.79
LIRN17-z1-Px-2	22.59	0.47	0.00	0.81	0.00	0.01	0.00	8.92	52.01	0.00	15.01	0.89	100.71
LIRN17-z1-Px-3	23.29	0.53	0.00	147	0.00	0.00	0.00	9.56	51.80	0.00	12.58	0.00	99.22
LIRN17-z1-Px-4	23.26	0.52	0.00	134	0.00	0.00	0.00	9.20	52.22	0.00	12.80	0.00	99.34
LIRN17-z2-Px-1	23.13	0.53	0.01	145	0.00	0.00	0.00	9.38	53.89	0.00	12.99	0.00	101.38
LIRN17-z2-Px-2	22.46	0.44	0.00	0.84	0.00	0.00	0.00	9.51	50.64	0.01	14.41	0.88	99.18
LIRN17-z7-Px-1	22.19	0.56	0.00	0.88	0.00	0.01	0.00	10.03	50.39	0.00	14.07	0.89	99.02
LIRN17-z7-Px-2	22.36	0.52	0.00	0.92	0.00	0.00	0.00	9.68	50.54	0.02	14.48	0.91	99.42
LIRN29-z2-Px-1	22.53	0.47	0.00	0.78	0.00	0.00	0.00	9.53	52.45	0.00	14.49	0.00	100.25
LIRN29-z2-Px-2	22.76	0.41	0.01	0.68	0.00	0.00	0.00	8.79	52.52	0.00	15.10	0.00	100.28
LIRN29-z2-Px-3	22.50	0.44	0.00	0.78	0.00	0.00	0.00	9.27	52.30	0.00	14.71	0.00	100.01
LIRN29-z2-Px-4	23.33	0.38	0.00	124	0.00	0.00	0.00	8.78	53.75	0.00	13.44	0.00	100.91
LIRN29-z4-Px-1	20.05	0.39	0.01	1.11	0.00	0.00	0.00	9.65	50.70	0.01	16.41	0.33	98.65
LIRN29-z4-Px-2	21.62	0.35	0.01	5.03	0.00	0.01	0.00	9.68	47.95	0.00	13.69	0.34	98.67
LIRN29-z4-Px-3	20.39	0.39	0.00	4.72	0.00	0.00	0.00	10.08	51.79	0.00	14.04	0.00	101.40
LIRN29-z7-Px-1	22.47	0.47	0.00	0.84	0.00	0.00	0.00	9.36	52.25	0.00	14.76	0.00	100.15
LIRN29-z7-Px-2	22.49	0.47	0.01	0.77	0.00	0.00	0.00	9.18	53.05	0.00	14.73	0.00	100.71
LIRN29-z9-Px-1	22.70	0.36	0.00	0.64	0.00	0.00	0.00	8.69	52.97	0.00	15.00	0.00	100.35
LIRN29-z9-Px-2	22.60	0.49	0.00	0.77	0.00	0.00	0.00	9.28	52.97	0.00	14.75	0.00	100.86
LIRN06-z7-Px-1	22.89	0.48	0.00	2.00	0.00	0.00	0.00	9.05	53.65	0.00	13.43	0.00	101.50
LIRN06-z7-Px-2	22.57	0.55	0.00	0.82	0.00	0.00	0.00	9.52	52.57	0.00	14.41	0.00	100.44
LIRN28-z9-Px-1	19.38	0.75	0.00	4.09	0.38	0.00	0.00	7.67	50.91	0.06	15.97	0.22	99.42
LIRR7B-z5-Px-1	20.97	0.29	0.01	0.67	0.00	0.00	0.00	8.06	53.23	0.02	17.23	0.36	100.83
LIRR7B-z5-Px-2	20.67	0.43	0.00	0.40	0.00	0.00	0.00	9.29	53.07	0.00	16.58	0.40	100.84
LIRR7B-z9-Px-1	19.51	0.53	0.00	1.87	0.00	0.01	0.00	10.65	51.50	0.01	15.42	0.97	100.46
LIRR7B-z9-Px-2	20.17	0.44	0.00	1.85	0.00	0.00	0.00	9.10	52.93	0.00	16.48	0.47	101.44
LIRR7B-z1-Px-1	21.25	0.41	0.01	0.80	0.00	0.01	0.00	8.54	53.94	0.00	16.48	0.34	101.78
LIRR7B-z1-Px-2	20.00	0.49	0.04	0.51	0.00	0.01	0.00	9.90	53.54	0.00	16.29	0.58	101.36

Tabla Anexo D-7. Análisis de vidrios.

Análisis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	Total
LIRN19-z6-Vd-1	76.91	0.06	13.27	0.22	0.00	0.04	0.00	0.95	4.30	2.74	0.04	98.53
LIRN19-z6-Vd-2	73.35	0.06	12.20	0.26	0.00	0.02	0.00	1.03	4.68	1.94	0.11	93.63
LIRN19-z6-Vd-3	70.68	0.08	13.73	0.27	0.00	0.02	0.00	0.98	4.84	4.34	0.17	95.11
LIRN28-z1-Vd-1	68.05	0.13	11.94	0.58	0.00	0.03	0.04	0.84	2.77	5.52	0.13	90.04
LIRN28-z1-Vd-2	68.15	0.09	12.00	0.64	0.00	0.05	0.03	0.96	2.51	3.43	0.12	87.96
LIRN28-z1-Vd-3	68.27	0.13	11.98	0.62	0.00	0.05	0.02	0.95	2.63	5.67	0.13	90.45

Tabla Anexo D-8. Estándares.

Anfibolas

Análisis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Total
Sdt-Anf-4	39.73	5.08	12.87	0.00	12.58	0.25	12.18	0.00	11.36	2.40	1.00	0.00	97.45
Sdt-Anf-5	39.06	5.04	12.92	0.00	11.84	0.31	12.21	0.00	11.38	2.47	0.98	0.01	96.22
Sdt-Anf-1	40.39	5.24	13.02	0.02	11.29	0.20	12.57	0.03	11.60	2.44	1.02	0.00	97.82
Sdt-Anf-2	40.56	5.10	12.93	0.00	12.34	0.00	12.38	0.01	11.64	2.29	1.00	0.01	98.26
Sdt-Anf-3	40.88	3.51	12.91	0.00	12.59	0.00	12.27	0.03	11.71	2.27	0.73	0.00	96.90

Biotitas

Análisis	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Na2O	K2O	F	Total
std-Bt-1	38.95	1.29	14.77	0.04	12.48	0.16	19.75	0.08	0.06	0.11	9.89	0.00	97.57
std-Bt-2	39.96	1.21	14.80	0.04	9.59	0.14	20.83	0.01	0.03	0.09	9.81	0.00	96.51
std-Bt-3	39.94	1.18	14.71	0.06	9.65	0.20	20.36	0.03	0.06	0.07	9.66	0.00	95.92
Std-Bt-4	39.72	1.25	14.77	0.04	10.52	0.01	19.75	0.05	0.03	0.06	9.86	0.00	96.04

Feldespatos

Análisis	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	NiO	MgO	CaO	SrO	BaO	Na2O	K2O	Total
std-Pl-1	54.28	0.05	28.22	0.45	0.00	0.14	11.91	0.00	0.00	4.33	0.36	99.73
std-Pl-2	54.56	0.09	28.22	0.43	0.00	0.14	12.00	0.01	0.00	4.32	0.33	100.09
std-Pl-3	54.30	0.07	28.32	0.42	0.00	0.12	11.92	0.02	0.02	4.15	0.36	99.69
std-Pl-4	54.40	0.05	28.38	0.34	0.00	0.11	11.86	0.02	0.00	4.30	0.28	99.73
std-Pl-5	54.29	0.08	28.12	0.34	0.00	0.13	11.96	0.05	0.00	4.40	0.44	99.80

Óxidos

Análisis	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	Total
Std-Ox-1	0.06	45.53	0.03	0.00	47.34	0.00	5.14	0.33	0.00	98.42
Std-Ox-2	0.09	45.43	0.03	0.00	46.81	0.01	5.08	0.31	0.00	97.76
Std-Ox-3	0.06	45.53	0.03	0.00	47.34	0.00	5.14	0.33	0.00	98.42
Std-Ox-4	0.09	45.43	0.03	0.00	46.81	0.01	5.08	0.31	0.00	97.76

Piroxenos

Análisis	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	NiO	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	F	Total
std-Px-1	54.62	0.06	0.27	0.23	1.28	0.02	17.23	0.05	25.67	0.33	0.00	0.01	99.77
std-Px-2	53.29	0.07	0.28	0.25	1.31	0.05	16.87	0.05	25.52	0.35	0.00	0.00	98.04
std-Px-3	55.04	0.00	0.05	0.00	0.04	0.00	19.00	0.00	25.88	0.01	0.00	0.00	100.02
std-Px-4	55.35	0.00	0.04	0.00	0.05	0.00	19.09	0.00	25.68	0.01	0.00	0.00	100.22

Vidrio

Análisis	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cl	Total
Std-vd-1	73.00	0.05	13.29	1.44	0.00	0.06	0.03	0.78	3.85	5.10	0.34	97.94
Std-vd-2	74.34	0.08	13.33	1.47	0.00	0.06	0.01	0.75	3.92	5.19	0.32	99.47
Std-vd-3	74.71	0.06	13.25	1.54	0.03	0.06	0.01	0.74	3.80	5.25	0.30	99.75

ANEXO E: Fórmulas estructurales de minerales

Tabla Anexo E-1. Fórmula estructural de anfíbolos según Holland y Blundy (1994), calculada respecto a 23 oxígenos. *Nombre de acuerdo a Leake *et al.* (1997).

Análisis	Sitios T			Sitios M12,3							Sitios M4				Sitios A			Sitios OH				Suma cationes	Nombre*				
	Si	Aliv	Al(total)	Alvi	Ti	Fe3+	Mg	Mn	Fe2+	Ca	Total M12,3	Fe	Ca	Na	Total M4	Ca	Na	K	Sum A	O	OH			F	Cl	Total OH	
LIRN06-z1-Anf-1	6.363	1637	1833	0.96	0.393	0.300	3.055	0.000	1.056	0.000	5.000	0.069	1.765	0.166	2.000	0.000	0.099	0.422	0.521	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.521	titanian-potassian-	tschermakitic hornblende
LIRN06-z1-Anf-2	6.331	1669	1793	0.124	0.371	0.387	3.234	0.000	0.884	0.000	5.000	0.090	1.773	0.137	2.000	0.000	0.128	0.424	0.553	0.000	1997	0.003	0.000	2.000	5.537	titanian-potassian-	tschermakitic hornblende
LIRN06-z8-Anf-1	6.360	1640	1836	0.196	0.380	0.317	3.093	0.000	1.014	0.000	5.000	0.063	1.767	0.170	2.000	0.000	0.105	0.432	0.537	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.536	titanian-potassian-	tschermakitic hornblende
LIRN06-z8-Anf-2	6.393	1607	1787	0.179	0.363	0.304	3.058	0.001	1.095	0.000	5.000	0.068	1.794	0.138	2.000	0.000	0.100	0.435	0.536	0.000	1995	0.005	0.000	2.000	5.507	titanian-potassian-	tschermakitic hornblende
LIRN13-z3-Anf-1	6.482	1518	1712	0.194	0.336	0.281	2.983	0.000	1.207	0.000	5.000	0.098	1.767	0.134	2.000	0.000	0.093	0.414	0.507	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.525	titanian-potassian-	tschermakitic hornblende
LIRN13-z3-Anf-2	6.388	1612	1815	0.202	0.370	0.285	3.064	0.000	1.079	0.000	5.000	0.110	1.751	0.140	2.000	0.000	0.094	0.430	0.525	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.541	titanian-potassian-	tschermakite
LIRN13-z4-Anf-1	6.253	1747	2.007	0.259	0.401	0.274	2.977	0.000	1.088	0.000	5.000	0.115	1.756	0.129	2.000	0.000	0.090	0.450	0.541	0.000	1997	0.003	0.000	2.000	5.420	titanian-potassian-	magnesio-hornblende
LIRN13-z4-Anf-2	6.567	1433	1819	0.386	0.385	0.053	3.002	0.000	1.175	0.000	5.000	0.061	1.743	0.196	2.000	0.000	0.017	0.403	0.420	0.000	1994	0.006	0.000	2.000	5.513	titanian-potassian-	tschermakite
LIRN13-z6-Anf-1	6.292	1708	2.006	0.298	0.383	0.245	3.141	0.000	0.934	0.000	5.000	0.088	1.799	0.114	2.000	0.000	0.081	0.432	0.513	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.529	ferrian-titanian-potassian-	tschermakite
LIRN13-z6-Anf-2	6.255	1745	2.017	0.272	0.409	0.235	3.010	0.000	1.074	0.000	5.000	0.078	1.812	0.110	2.000	0.000	0.077	0.452	0.529	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.552	ferrian-titanian-potassian-	tschermakite
LIRN13-z7-Anf-1	6.265	1735	1991	0.256	0.390	0.264	3.179	0.000	0.910	0.000	5.000	0.165	1.717	0.118	2.000	0.000	0.087	0.465	0.552	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.501	titanian-potassian-	tschermakitic hornblende
LIRN13-z7-Anf-2	6.330	1670	1960	0.291	0.400	0.224	3.142	0.006	0.938	0.000	5.000	0.097	1.756	0.147	2.000	0.000	0.074	0.427	0.501	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.523	titanian-potassian-	tschermakite
LIRN13-z7-Anf-3	6.333	1667	1990	0.323	0.325	0.266	3.179	0.000	0.907	0.000	5.000	0.111	1.794	0.096	2.000	0.000	0.088	0.435	0.523	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.531	titanian-potassian-	tschermakite
LIRN18-z1-Anf-2	6.286	1714	2.020	0.306	0.327	0.311	3.204	0.000	0.852	0.000	5.000	0.119	1.792	0.089	2.000	0.000	0.090	0.441	0.531	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.529	titanian-potassian-	tschermakite
LIRN18-z1-Anf-3	6.281	1719	2.055	0.336	0.327	0.295	3.167	0.003	0.871	0.000	5.000	0.105	1.798	0.096	2.000	0.000	0.090	0.432	0.529	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.518	ferrian-titanian-potassian-	tschermakite
LIRN18-z1-Anf-4	6.251	1749	2.052	0.303	0.330	0.355	3.185	0.007	0.819	0.000	5.000	0.101	1.811	0.088	2.000	0.000	0.089	0.429	0.518	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.523	ferrian-titanian-potassian-	tschermakite
LIRN18-z1-Anf-5	6.273	1727	2.037	0.310	0.328	0.337	3.069	0.000	0.957	0.000	5.000	0.144	1.757	0.098	2.000	0.000	0.100	0.424	0.523	0.000	1997	0.003	0.000	2.000	5.515	ferrian-titanian-potassian-	tschermakite
LIRN18-z1-Anf-6	6.243	1757	2.036	0.279	0.331	0.389	3.173	0.000	0.828	0.000	5.000	0.102	1.810	0.088	2.000	0.000	0.089	0.426	0.515	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.529	ferrian-titanian-potassian-	tschermakite
LIRN18-z2-Anf-1	6.093	1907	2.081	0.174	0.343	0.619	3.015	0.002	0.847	0.000	5.000	0.043	1.857	0.100	2.000	0.000	0.102	0.427	0.529	0.000	1993	0.007	0.000	2.000	5.519	ferrian-titanian-potassian-	tschermakite
LIRN18-z2-Anf-2	6.301	1699	2.024	0.325	0.311	0.331	3.043	0.004	0.987	0.000	5.000	0.127	1.822	0.092	2.000	0.000	0.093	0.420	0.513	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.484	ferrian-titanian-potassian-	tschermakite
LIRN18-z4-Anf-2	6.119	1881	2.158	0.276	0.379	0.457	2.957	0.003	0.927	0.000	5.000	0.175	1.730	0.095	2.000	0.000	0.096	0.388	0.484	0.000	1997	0.003	0.000	2.000	5.540	ferrian-titanian-potassian-	tschermakite
LIRN18-z5-Anf-1	6.102	1898	2.143	0.245	0.263	0.685	3.196	0.000	0.611	0.000	5.000	0.111	1.791	0.097	2.000	0.000	0.099	0.441	0.540	0.000	1995	0.005	0.000	2.000	5.519	ferrian-titanian-potassian-	tschermakite
LIRN18-z5-Anf-2	6.064	1936	2.083	0.146	0.354	0.661	3.108	0.000	0.730	0.000	5.000	0.031	1.870	0.099	2.000	0.000	0.101	0.418	0.519	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.295	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende
LIRN18-z6-Anf-1	7.129	0.871	1.061	0.190	0.121	0.251	2.943	0.004	1.492	0.000	5.000	0.055	1.839	0.106	2.000	0.000	0.083	0.213	0.295	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.300	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende
LIRN18-z6-Anf-2	7.146	0.854	1.041	0.187	0.119	0.240	2.962	0.000	1.493	0.000	5.000	0.014	1.876	0.110	2.000	0.000	0.079	0.221	0.300	0.000	1999	0.001	0.000	2.000	5.369	potassian-	magnesio-hornblende
LIRN18-z7-Anf-1	7.103	0.897	1.073	0.176	0.120	0.261	2.947	0.000	1.496	0.000	5.000	0.062	1.839	0.099	2.000	0.000	0.086	0.232	0.318	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.503	titanian-potassian-	tschermakite
LIRN18-z7-Anf-2	6.854	1.146	1.297	0.151	0.157	0.411	2.932	0.006	1.342	0.000	5.000	0.068	1.833	0.099	2.000	0.000	0.101	0.269	0.369	0.000	1999	0.001	0.000	2.000	5.430	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende
LIRN18-z7-Anf-3	6.222	1.778	2.059	0.281	0.302	0.483	2.830	0.000	1.104	0.000	5.000	0.060	1.847	0.093	2.000	0.000	0.094	0.409	0.503	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.307	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende
LIRN19-z2-Anf-5	6.894	1.106	1.180	0.074	0.139	0.461	2.914	0.084	1.328	0.000	5.000	0.039	1.825	0.136	2.000	0.000	0.276	0.164	0.430	0.000	1988	0.012	0.000	2.000	5.335	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende
LIRN19-z2-Anf-6	7.045	0.955	1.148	0.193	0.080	0.479	3.019	0.073	1.157	0.000	5.000	0.037	1.780	0.183	2.000	0.000	0.229	0.078	0.307	0.000	1999	0.001	0.000	2.000	5.278	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende
LIRN19-z4-Anf-3	7.219	0.781	0.916	0.135	0.121	0.379	3.089	0.082	1.193	0.000	5.000	0.061	1.730	0.210	2.000	0.000	0.126	0.109	0.235	0.000	1999	0.001	0.000	2.000	5.238	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende
LIRN19-z4-Anf-4	7.187	0.803	1.010	0.207	0.114	0.372	2.984	0.078	1.246	0.000	5.000	0.043	1.716	0.241	2.000	0.000	0.123	0.115	0.238	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.379	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende
LIRN19-z5-Anf-1	6.854	1.146	1.332	0.186	0.156	0.474	2.770	0.072	1.342	0.000	5.000	0.036	1.760	0.204	2.000	0.000	0.217	0.162	0.379	0.000	1998	0.002	0.000	2.000	5.430	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende
LIRN19-z5-Anf-2	6.811	1.189	1.317	0.128	0.156	0.496	2.796	0.082	1.342	0.000	5.000	0.042	1.779	0.178	2.000	0.000	0.275	0.165	0.430	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.335	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende
LIRN19-z6-Anf-1	6.929	1.071	1.138	0.067	0.118	0.490	2.937	0.088	1.300	0.000	5.000	0.035	1.842	0.123	2.000	0.000	0.270	0.132	0.402	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.289	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende
LIRN19-z6-Anf-2	7.000	1.000	1.144	0.143	0.135	0.419	2.883	0.085	1.335	0.000	5.000	0.020	1.814	0.167	2.000	0.000	0.201	0.134	0.335	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.422	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende
LIRN19-z6-Anf-3	7.054	0.946	1.076	0.131	0.128	0.474	2.965	0.082	1.221	0.000	5.000	0.039	1.758	0.204	2.000	0.000	0.158	0.132	0.289	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.301	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende
LIRN19-z6-Anf-4	6.830	1.170	1.256	0.087	0.139	0.541	2.839	0.089	1.305	0.000	5.000	0.052	1.789	0.159	2.000	0.000	0.274	0.149	0.422	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.334	magnesio-hornblende	magnesio-hornblende
LIRN19-z7-Anf-1	7.084	0.916	1.104	0.188	0.091	0.470	2.950	0.103	1.198	0.000	5.000	0.056	1.741	0.203	2.000	0.000	0.156	0.122	0.278	0.000	1998	0.002	0.000	2.000	5.660	titanian-	magnesio-hastingsite
LIRN19-z8-Anf-1	7.064	0.936	1.067	0.132	0.127	0.468	2.974	0.084	1.216	0.000	5.000	0.034	1.748	0.128	2.000	0.000	0.179	0.123	0.301	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.553	titanian-	tschermakitic hornblende
LIRN19-z8-Anf-2	6.962	1.038	1.177	0.138	0.138	0.476	2.827	0.081	1.340	0.000	5.000	0.036	1.778	0.186	2.000	0.000	0.197	0.137	0.334	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	5.491	titanian-	tschermakitic hornblende
LIRN23-z5-Anf-1																											

Tabla Anexo E-1 (continuación). Fórmula estructural de anfíbolos.

Análisis	Sitios T			Sitios M1,2,3								Sitios M4				Sitios A				Sitios OH				Suma cationes	Nombre*		
	Si	Aliv	Al(total)	Alvi	Ti	Fe3+	Mg	Mn	Fe2+	Ca	Total M1,2,3	Fe	Ca	Na	Total M4	Ca	Na	K	Sum A	O	OH	F	Cl			Total OH	
LIRN26-zt-Anf-2	6.325	1675	1942	0.268	0.286	0.520	3.194	0.016	0.716	0.000	5.000	0.049	1730	0.221	2.000	0.000	0.396	0.139	0.534	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.534	titanian-	tschermaktitic hornblende
LIRN26-zt-Anf-3	6.345	1655	1927	0.273	0.278	0.482	3.247	0.020	0.699	0.000	5.000	0.038	1719	0.243	2.000	0.000	0.437	0.149	0.587	0.000	1999	0.001	0.000	2.000	15.587	titanian-	magnesio-hastingsitic hornblende
LIRN26-zt-Anf-4	6.319	1681	1935	0.255	0.312	0.412	3.100	0.021	0.900	0.000	5.000	0.018	1771	0.211	2.000	0.000	0.465	0.135	0.601	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.601	titanian-	magnesio-hastingsitic hornblende
LIRN26-zz-Anf-3	7.085	0.915	1099	0.183	0.128	0.444	2.943	0.080	1.222	0.000	5.000	0.030	1720	0.250	2.000	0.000	0.148	0.135	0.282	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.282		magnesio-hornblende
LIRN26-zz-Anf-4	7.097	0.903	1095	0.191	0.130	0.422	2.963	0.083	1.211	0.000	5.000	0.041	1707	0.252	2.000	0.000	0.140	0.141	0.282	0.000	1997	0.003	0.000	2.000	15.282		magnesio-hornblende
LIRN26-z5-Bt-1	7.133	0.867	1046	0.180	0.109	0.441	2.965	0.082	1.224	0.000	5.000	0.026	1714	0.260	2.000	0.000	0.166	0.124	0.290	0.000	1995	0.005	0.000	2.000	15.290		magnesio-hornblende
LIRN26-z5-Bt-2	7.114	0.886	1033	0.146	0.127	0.455	3.037	0.085	1.250	0.000	5.000	0.031	1724	0.245	2.000	0.000	0.151	0.124	0.276	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.276		magnesio-hornblende
LIRN26-z6-Anf-1	6.261	1739	1940	0.200	0.305	0.543	3.211	0.018	0.723	0.000	5.000	0.056	1746	0.198	2.000	0.000	0.447	0.138	0.585	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.585	titanian-	magnesio-hastingsite
LIRN26-z6-Anf-2	6.323	1677	1924	0.247	0.329	0.478	3.001	0.029	0.916	0.000	5.000	0.037	1741	0.222	2.000	0.000	0.398	0.119	0.517	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.517	titanian-	tschermaktitic hornblende
LIRN26-z6-Anf-3	7.053	0.947	1046	0.099	0.118	0.479	3.048	0.087	1.168	0.000	5.000	0.037	1778	0.185	2.000	0.000	0.197	0.120	0.317	0.000	1992	0.008	0.000	2.000	15.317		magnesio-hornblende
LIRN26-z6-Anf-4	7.067	0.933	1017	0.084	0.125	0.468	3.083	0.079	1.161	0.000	5.000	0.034	1785	0.180	2.000	0.000	0.192	0.120	0.312	0.000	1994	0.006	0.000	2.000	15.312		magnesio-hornblende
LIRN27-z2-Anf-1	6.388	1612	1909	0.297	0.286	0.513	2.900	0.034	0.970	0.000	5.000	0.047	1688	0.265	2.000	0.000	0.339	0.155	0.494	0.000	1997	0.003	0.000	2.000	15.494	titanian-	tschermaktitic hornblende
LIRN27-z2-Anf-2	6.328	1672	1909	0.237	0.287	0.479	3.115	0.027	0.856	0.000	5.000	0.037	1770	0.193	2.000	0.000	0.442	0.132	0.575	0.000	1997	0.003	0.000	2.000	15.575	titanian-	magnesio-hastingsitic hornblende
LIRN27-z2-Anf-3	6.421	1579	1819	0.240	0.285	0.503	3.044	0.026	0.901	0.000	5.000	0.044	1705	0.250	2.000	0.000	0.371	0.144	0.515	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.515	titanian-	tschermaktitic hornblende
LIRN27-z2-Anf-4	6.338	1662	1928	0.267	0.280	0.497	3.170	0.018	0.769	0.000	5.000	0.042	1729	0.229	2.000	0.000	0.428	0.140	0.568	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.568	titanian-	magnesio-hastingsitic hornblende
LIRN27-z8-Anf-1	6.332	1668	1937	0.269	0.289	0.509	3.194	0.021	0.717	0.000	5.000	0.046	1720	0.234	2.000	0.000	0.392	0.153	0.544	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.544	titanian-	tschermaktitic hornblende
LIRN27-z8-Anf-2	6.246	1754	1976	0.223	0.316	0.463	3.137	0.018	0.843	0.000	5.000	0.033	1801	0.166	2.000	0.000	0.471	0.131	0.602	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.602	titanian-	magnesio-hastingsite
LIRN27-z8-Anf-3	6.325	1675	1918	0.243	0.291	0.506	3.179	0.022	0.759	0.000	5.000	0.045	1736	0.219	2.000	0.000	0.427	0.136	0.563	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.563	titanian-	magnesio-hastingsitic hornblende
LIRN27-z8-Anf-4	6.294	1706	1936	0.230	0.288	0.561	3.172	0.025	0.724	0.000	5.000	0.061	1723	0.216	2.000	0.000	0.426	0.129	0.555	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.555	ferrian-titanian-	tschermaktitic hornblende
LIRN27-z8-Anf-5	6.249	1751	1950	0.198	0.295	0.543	3.258	0.023	0.683	0.000	5.000	0.059	1750	0.191	2.000	0.000	0.470	0.142	0.612	0.000	1999	0.001	0.000	2.000	15.612	titanian-	magnesio-hastingsite
LIRN27-z8-Anf-6	6.354	1646	1886	0.240	0.284	0.537	3.209	0.025	0.703	0.000	5.000	0.054	1698	0.248	2.000	0.000	0.409	0.139	0.548	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.548	titanian-	tschermaktitic hornblende
LIRN28-z2-Bt-1	7.052	0.948	1118	0.170	0.122	0.292	2.969	0.003	1.444	0.000	5.000	0.072	1820	0.108	2.000	0.000	0.096	0.254	0.350	0.000	1999	0.001	0.000	2.000	15.350	potassian-	magnesio-hornblende
LIRN28-z2-Bt-2	7.135	0.865	1056	0.190	0.130	0.227	2.988	0.000	1.465	0.000	5.000	0.069	1813	0.118	2.000	0.000	0.075	0.231	0.306	0.000	1993	0.007	0.000	2.000	15.306		magnesio-hornblende
LIRN28-z3-Anf-1	6.931	1069	1180	0.112	0.138	0.419	2.872	0.003	1.457	0.000	5.000	0.035	1855	0.110	2.000	0.000	0.112	0.261	0.373	0.000	1996	0.004	0.000	2.000	15.373	potassian-	magnesio-hornblende
LIRN28-z3-Anf-2	7.069	0.931	1116	0.185	0.121	0.280	2.927	0.000	1.487	0.000	5.000	0.073	1816	0.111	2.000	0.000	0.092	0.244	0.336	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.336		magnesio-hornblende
LIRN28-z4-Anf-1	6.848	1152	1270	0.118	0.122	0.501	2.842	0.006	1.410	0.000	5.000	0.030	1851	0.119	2.000	0.000	0.120	0.286	0.406	0.000	1998	0.002	0.000	2.000	15.406	potassian-	magnesio-hornblende
LIRN28-z5-Anf-1	7.013	0.987	1184	0.197	0.141	0.272	2.886	0.004	1.500	0.000	5.000	0.050	1820	0.130	2.000	0.000	0.090	0.275	0.365	0.000	1997	0.003	0.000	2.000	15.365	potassian-	magnesio-hornblende
LIRN28-z5-Anf-2	7.136	0.864	1012	0.148	0.145	0.215	3.158	0.000	1.335	0.000	5.000	0.059	1834	0.108	2.000	0.000	0.071	0.249	0.319	0.000	1997	0.003	0.000	2.000	15.319		magnesio-hornblende
LIRN28-z7-Anf-3	7.035	0.965	1051	0.086	0.110	0.406	3.045	0.000	1.352	0.000	5.000	0.037	1865	0.098	2.000	0.000	0.099	0.251	0.350	0.000	1999	0.001	0.000	2.000	15.350	potassian-	magnesio-hornblende
LIRN28-z7-Anf-4	6.980	1020	1197	0.177	0.151	0.304	2.895	0.000	1.473	0.000	5.000	0.063	1804	0.133	2.000	0.000	0.100	0.269	0.370	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.370	potassian-	magnesio-hornblende
LIRN28-z8-Anf-1	6.975	1025	1069	0.045	0.112	0.488	3.027	0.003	1.326	0.000	5.000	0.065	1853	0.083	2.000	0.000	0.107	0.243	0.350	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.350		magnesio-hornblende
LIRN28-z8-Anf-2	7.035	0.965	1068	0.104	0.136	0.335	2.966	0.000	1.459	0.000	5.000	0.059	1842	0.099	2.000	0.000	0.100	0.252	0.353	0.000	1998	0.002	0.000	2.000	15.353	potassian-	magnesio-hornblende
LIRN28-z8-Anf-3	7.048	0.952	1114	0.162	0.128	0.294	2.916	0.000	1.500	0.000	5.000	0.071	1826	0.103	2.000	0.000	0.097	0.246	0.344	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.344		magnesio-hornblende
LIRN29-zt-Anf-1	5.972	2.028	2.051	0.023	0.440	0.536	2.991	0.000	1.010	0.000	5.000	0.083	1874	0.043	2.000	0.000	0.175	0.456	0.632	0.000	1999	0.001	0.000	2.000	15.632	titanian-potassian-	magnesio-hastingsite
LIRN29-zt-Anf-2	6.046	1954	2.038	0.084	0.423	0.597	2.942	0.000	0.954	0.000	5.000	0.089	1813	0.098	2.000	0.000	0.099	0.426	0.525	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.525	ferrian-titanian-potassian-	tschermaktitic hornblende
LIRN29-zz-Anf-1	6.238	1762	2.027	0.266	0.399	0.263	3.012	0.000	1.060	0.000	5.000	0.128	1758	0.115	2.000	0.000	0.087	0.463	0.549	0.000	1989	0.011	0.000	2.000	15.549	titanian-potassian-	tschermaktitic hornblende
LIRN29-zz-Anf-2	6.236	1764	1975	0.211	0.444	0.256	3.013	0.001	1.076	0.000	5.000	0.115	1775	0.109	2.000	0.000	0.084	0.434	0.519	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.519	titanian-potassian-	tschermaktitic hornblende
LIRN29-z4-Anf-1	6.240	1760	2.051	0.291	0.406	0.261	2.973	0.000	1.069	0.000	5.000	0.070	1800	0.130	2.000	0.000	0.086	0.439	0.525	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.525	titanian-potassian-	tschermaktitic hornblende
LIRN29-z4-Anf-2	6.235	1765	1988	0.223	0.432	0.268	3.139	0.004	0.934	0.000	5.000	0.083	1804	0.112	2.000	0.000	0.088	0.434	0.523	0.000	2.000	0.000	0.000	2.000	15.523	titanian-potassian-	tschermaktitic hornblende
LIRN29-z8-Anf-1	6.041	1959	2.077	0.119	0.423	0.543	3.117	0.004	0.794	0.000	5.000	0.006	1884	0.111	2.000	0.000	0.112	0.449	0.562	0.000	1996	0.004	0.000	2.000	15.562	titanian-potassian-	magnesio-hastingsite
LIRN29-z8-Anf-2	6.119	1881	2.063	0.181	0.419	0.419	3.089	0.000	0.892	0.000	5.000	0.031	1863	0.106	2.000	0.000	0.108	0.442	0.550	0.000	1994	0.006	0.000	2.000	15.550	titanian-potassian-	magnesio-hastingsite
LIRN29-zt-Anf-1	6.364	1636	1815	0.178	0.325	0.484	2.991	0.031	0.990	0.000	5.000	0.039	1696	0.265	2.000	0.000	0.421	0.177	0.588	0.000							

Tabla Anexo E-2. Fórmula estructural de biotitas, calculada respecto a 22 oxígenos.

Análisis	Sitios IV			Sitios VI									Sitios A				Suma cationes
	Si	Aliv	Total IV	Alvi	Ti	Cr3+	Fe2+	Mn2+	Mg	Total VI	Ca	Na	K	Ba	Total A		
LIRN19-z2-Bt-1	5.790	2.210	8.000	0.031	0.455	0.000	2.168	0.045	2.987	5.685	0.000	0.181	1.717	0.000	1.898	15.583	
LIRN19-z2-Bt-2	5.657	2.314	7.971	0.000	0.483	0.000	2.326	0.043	2.909	5.762	0.001	0.140	1.801	0.000	1.942	15.674	
LIRN19-z2-Bt-3	5.741	2.259	8.000	0.053	0.455	0.000	2.303	0.038	2.901	5.750	0.000	0.135	1.661	0.000	1.796	15.546	
LIRN19-z2-Bt-4	5.684	2.316	8.000	0.369	0.438	0.000	2.057	0.038	2.773	5.675	0.004	0.121	1.592	0.000	1.717	15.392	
LIRN19-z3-Bt-1	5.724	2.276	8.000	0.065	0.439	0.000	2.199	0.027	3.026	5.756	0.006	0.108	1.701	0.000	1.816	15.572	
LIRN19-z3-Bt-2	5.744	2.256	8.000	0.053	0.441	0.000	2.309	0.047	2.865	5.714	0.000	0.166	1.729	0.000	1.895	15.608	
LIRN19-z4-Bt-1	5.759	2.241	8.000	0.024	0.471	0.000	2.035	0.044	3.102	5.676	0.000	0.164	1.757	0.000	1.921	15.597	
LIRN19-z4-Bt-2	5.751	2.249	8.000	0.018	0.476	0.000	2.035	0.041	3.080	5.650	0.003	0.164	1.808	0.000	1.975	15.625	
LIRR247-z3-Anf-1	5.715	2.273	7.988	0.000	0.489	0.000	2.133	0.041	3.051	5.715	0.008	0.148	1.749	0.000	1.904	15.607	
LIRN26-z2-Bt-1	5.844	2.156	8.000	0.077	0.437	0.001	2.086	0.049	3.013	5.664	0.000	0.180	1.696	0.000	1.876	15.540	
LIRN26-z2-Bt-2	5.770	2.230	8.000	0.030	0.445	0.000	2.153	0.039	3.021	5.690	0.003	0.188	1.737	0.000	1.927	15.617	
LIRN18-z4-Anf-1	5.729	2.271	8.000	0.047	0.399	0.000	2.393	0.002	2.932	5.773	0.004	0.149	1.724	0.000	1.877	15.650	
LIRN29-z6-Bt-1	5.692	2.252	7.945	0.000	0.489	0.000	1.982	0.001	3.316	5.787	0.001	0.179	1.742	0.000	1.921	15.653	
LIRN29-z6-Bt-2	5.731	2.255	7.986	0.000	0.505	0.000	1.881	0.000	3.321	5.707	0.000	0.149	1.735	0.000	1.884	15.578	
LIRN17-z2-Bt-1	5.867	2.133	8.000	0.044	0.519	0.000	1.055	0.000	3.970	5.589	0.005	0.204	1.657	0.000	1.867	15.456	
LIRN17-z2-Bt-2	5.902	2.098	8.000	0.200	0.546	0.000	1.029	0.004	3.747	5.527	0.004	0.170	1.575	0.000	1.749	15.276	
LIRN13-z2-Bt-1	5.811	2.189	8.000	0.236	0.227	0.000	2.257	0.002	3.326	6.048	0.001	0.171	1.231	0.000	1.403	15.451	
LIRN13-z2-Bt-2	5.507	2.339	7.846	0.000	0.382	0.000	2.402	0.000	3.332	6.115	0.001	0.142	1.817	0.000	1.959	15.921	
LIRN13-z5-Bt-1	5.764	2.224	7.988	0.000	0.467	0.001	2.150	0.003	3.103	5.723	0.001	0.177	1.711	0.000	1.889	15.601	
LIRN13-z5-Bt-2	5.769	2.231	8.000	0.002	0.458	0.000	2.094	0.000	3.183	5.738	0.000	0.156	1.681	0.000	1.838	15.576	
LIRN28-z1-Bt-1	5.836	2.164	8.000	0.122	0.427	0.000	2.213	0.000	2.976	5.738	0.044	0.133	1.493	0.000	1.670	15.407	
LIRN28-z1-Bt-2	5.875	2.125	8.000	0.131	0.426	0.000	2.186	0.001	2.969	5.713	0.045	0.117	1.508	0.000	1.670	15.384	
LIRN28-z2-Bt-3	5.772	2.228	8.000	0.015	0.461	0.000	2.180	0.000	3.077	5.733	0.028	0.133	1.637	0.000	1.798	15.530	
LIRN28-z2-Bt-4	5.752	2.248	8.000	0.031	0.461	0.000	2.186	0.001	3.077	5.755	0.035	0.130	1.587	0.000	1.752	15.507	
LIRN28-z6-Bt-1	5.696	2.299	7.995	0.000	0.450	0.000	2.307	0.004	3.001	5.761	0.035	0.159	1.670	0.000	1.864	15.619	
LIRN28-z7-Bt-1	5.805	2.195	8.000	0.132	0.444	0.000	2.165	0.001	2.992	5.734	0.023	0.101	1.560	0.000	1.684	15.418	
LIRN28-z7-Bt-2	5.840	2.160	8.000	0.177	0.450	0.000	2.138	0.002	2.920	5.688	0.029	0.106	1.543	0.000	1.677	15.365	

Tabla Anexo E-3. Fórmula estructural de feldspatos, calculada respecto a 8 oxígenos.

Análisis	Si	Ti	Al	Cr	Fe2+	Mn2+	Mg	Ca	Na	K	Ba	Total
LIRJ3-z4-Pl-1	2.703	0.000	1.298	0.000	0.000	0.000	0.000	0.340	0.608	0.000	0.001	4.951
LIRJ3-z4-Pl-2	2.802	0.000	1.195	0.000	0.008	0.000	0.000	0.247	0.645	0.047	0.002	4.946
LIRJ3-z6-Pl-1	2.963	0.012	1.000	0.000	0.032	0.000	0.009	0.276	0.364	0.102	0.001	4.758
LIRJ3-z6-Pl-2	2.799	0.000	1.195	0.000	0.007	0.000	0.001	0.249	0.663	0.043	0.001	4.957
LIRJ3-z7-Pl-1	2.816	0.000	1.183	0.000	0.006	0.000	0.000	0.236	0.658	0.044	0.001	4.943
LIRJ3-z7-Pl-2	2.830	0.000	1.167	0.000	0.006	0.000	0.000	0.226	0.667	0.048	0.001	4.944
LIRN06-z2-Pl-1	2.815	0.000	1.180	0.000	0.006	0.000	0.000	0.232	0.677	0.046	0.000	4.957
LIRN06-z2-Pl-2	2.805	0.000	1.185	0.000	0.005	0.000	0.000	0.243	0.681	0.047	0.001	4.967
LIRN06-z2-Pl-3	2.756	0.000	1.231	0.000	0.006	0.000	0.000	0.296	0.638	0.039	0.001	4.967
LIRN06-z3-L1	2.775	0.000	1.214	0.000	0.008	0.000	0.000	0.271	0.656	0.043	0.001	4.967
LIRN06-z3-L2	2.787	0.000	1.201	0.000	0.006	0.000	0.000	0.271	0.653	0.039	0.000	4.958
LIRN06-z3-L3	2.816	0.000	1.173	0.000	0.007	0.000	0.000	0.232	0.696	0.040	0.001	4.965
LIRN06-z3-L4	2.820	0.000	1.172	0.000	0.007	0.000	0.000	0.237	0.673	0.039	0.000	4.949
LIRN06-z3-L5	2.890	0.001	1.103	0.000	0.009	0.000	0.000	0.166	0.722	0.054	0.001	4.945
LIRN06-z3-L6	2.759	0.000	1.242	0.000	0.000	0.000	0.000	0.288	0.659	0.000	0.001	4.949
LIRN06-z3-L7	2.690	0.011	1.133	0.000	0.000	0.000	0.006	0.410	0.423	0.000	0.001	4.854
LIRN06-z3-L8	2.755	0.000	1.255	0.000	0.000	0.000	0.001	0.304	0.599	0.000	0.002	4.916
LIRN06-z3-L9	2.817	0.000	1.196	0.000	0.000	0.000	0.000	0.240	0.662	0.000	0.001	4.916
LIRN06-z3-L10	2.585	0.001	1.418	0.000	0.000	0.000	0.002	0.491	0.414	0.000	0.001	4.912
LIRN06-z3-L11	2.529	0.001	1.461	0.000	0.000	0.000	0.004	0.524	0.437	0.000	0.000	4.957
LIRN06-z3-L12	2.579	0.002	1.413	0.000	0.000	0.000	0.005	0.475	0.479	0.000	0.001	4.952
LIRN06-z3-L13	2.461	0.002	1.528	0.000	0.000	0.000	0.004	0.585	0.383	0.000	0.000	4.965
LIRN06-z3-L14	2.525	0.001	1.470	0.000	0.000	0.000	0.004	0.519	0.438	0.000	0.000	4.958
LIRN06-z3-L15	2.538	0.001	1.448	0.000	0.000	0.000	0.005	0.514	0.460	0.000	0.001	4.967
LIRN06-z5-Pl-1	2.632	0.002	1.371	0.000	0.000	0.000	0.003	0.412	0.515	0.000	0.002	4.938
LIRN06-z5-Pl-2	2.796	0.000	1.185	0.000	0.007	0.000	0.001	0.242	0.688	0.073	0.001	4.992
LIRN06-z5-Pl-3	2.814	0.000	1.165	0.000	0.006	0.000	0.000	0.226	0.703	0.076	0.001	4.993
LIRN06-z6-Pl-1	2.767	0.000	1.219	0.000	0.008	0.000	0.001	0.272	0.669	0.040	0.001	4.977
LIRN06-z6-Pl-2	2.805	0.000	1.176	0.000	0.007	0.000	0.001	0.233	0.704	0.068	0.000	4.993
LIRN06-z6-Pl-3	2.813	0.000	1.173	0.000	0.007	0.000	0.001	0.227	0.691	0.071	0.001	4.982

Tabla Anexo E-3 (continuación). Fórmula estructural de feldespatos.

Análisis	Si	Ti	Al	Cr	Fe2+	Mn2+	Mg	Ca	Na	K	Ba	Total
LIRN 13-z1-PI-1	2.771	0.001	1.210	0.000	0.007	0.000	0.000	0.252	0.697	0.066	0.000	5.004
LIRN 13-z1-PI-2	2.755	0.000	1.236	0.000	0.006	0.000	0.000	0.287	0.652	0.030	0.001	4.967
LIRN 13-z1-PI-3	2.794	0.000	1.186	0.000	0.007	0.000	0.000	0.237	0.710	0.066	0.000	5.001
LIRN 13-z1-PI-4	2.809	0.000	1.172	0.000	0.006	0.000	0.000	0.238	0.689	0.069	0.001	4.984
LIRN 13-z2-PI-1	2.805	0.000	1.175	0.000	0.008	0.000	0.000	0.241	0.687	0.068	0.001	4.985
LIRN 13-z2-PI-2	2.811	0.000	1.177	0.000	0.007	0.000	0.000	0.226	0.670	0.087	0.001	4.979
LIRN 13-z2-PI-3	2.786	0.000	1.199	0.000	0.008	0.000	0.001	0.247	0.657	0.086	0.000	4.985
LIRN 13-z4-PI-1	2.789	0.000	1.194	0.000	0.006	0.000	0.000	0.245	0.685	0.072	0.001	4.993
LIRN 13-z4-PI-2	2.819	0.000	1.161	0.000	0.007	0.000	0.001	0.217	0.704	0.085	0.002	4.996
LIRN 13-z5-PI-1	2.808	0.000	1.175	0.000	0.006	0.000	0.002	0.225	0.694	0.080	0.001	4.991
LIRN 13-z5-PI-2	2.783	0.000	1.201	0.000	0.007	0.000	0.000	0.252	0.668	0.077	0.001	4.989
LIRN 13-z6-PI-1	2.767	0.000	1.215	0.000	0.008	0.000	0.000	0.256	0.678	0.079	0.001	5.004
LIRN 13-z6-PI-2	2.763	0.001	1.218	0.000	0.008	0.000	0.000	0.266	0.667	0.072	0.002	4.996
LIRN 13-z6-PI-3	2.657	0.000	1.334	0.000	0.006	0.000	0.000	0.368	0.580	0.038	0.001	4.985
LIRN 13-z6-PI-4	2.782	0.000	1.205	0.000	0.008	0.000	0.000	0.250	0.667	0.075	0.001	4.986
LIRN 13-z8-L1	2.754	0.001	1.235	0.000	0.009	0.000	0.000	0.269	0.643	0.073	0.002	4.986
LIRN 13-z8-L2	2.818	0.000	1.175	0.000	0.006	0.000	0.000	0.231	0.665	0.059	0.001	4.957
LIRN 13-z8-L3	2.597	0.001	1.388	0.000	0.016	0.000	0.004	0.445	0.486	0.027	0.002	4.965
LIRN 13-z8-L4	2.802	0.000	1.184	0.000	0.008	0.000	0.000	0.245	0.670	0.061	0.001	4.971
LIRN 13-z8-L5	2.559	0.001	1.423	0.000	0.015	0.000	0.004	0.481	0.459	0.026	0.002	4.971
LIRN 13-z8-L6	2.762	0.000	1.224	0.000	0.008	0.000	0.001	0.288	0.639	0.046	0.000	4.969
LIRN 13-z8-L7	2.774	0.000	1.211	0.000	0.008	0.000	0.000	0.277	0.649	0.047	0.001	4.968
LIRN 13-z8-L8	2.759	0.001	1.227	0.000	0.008	0.000	0.001	0.283	0.645	0.047	0.001	4.972
LIRN 13-z8-L9	2.805	0.000	1.184	0.000	0.008	0.000	0.000	0.246	0.660	0.053	0.001	4.958
LIRN 13-z8-L10	2.777	0.001	1.217	0.000	0.008	0.000	0.000	0.273	0.626	0.051	0.000	4.953
LIRN 17-z3-PI-1	2.554	0.001	1.431	0.000	0.009	0.000	0.002	0.488	0.473	0.018	0.001	4.976
LIRN 17-z3-PI-2	2.729	0.000	1.259	0.000	0.010	0.000	0.001	0.315	0.617	0.038	0.000	4.969
LIRN 17-z3-PI-3	2.714	0.000	1.280	0.000	0.004	0.000	0.000	0.318	0.635	0.024	0.000	4.975
LIRN 17-z4-L1	2.778	0.000	1.216	0.000	0.004	0.000	0.000	0.266	0.668	0.030	0.000	4.963
LIRN 17-z4-L2	2.803	0.000	1.183	0.000	0.009	0.000	0.000	0.244	0.674	0.057	0.001	4.971
LIRN 17-z4-L3	2.803	0.000	1.189	0.000	0.008	0.000	0.000	0.244	0.656	0.057	0.001	4.959
LIRN 17-z4-L4	3.141	0.001	1.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.362	0.000	0.017	4.538
LIRN 17-z4-L5	3.116	0.000	1.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.447	0.000	0.024	4.607
LIRN 17-z4-L6	2.807	0.000	1.185	0.000	0.009	0.000	0.000	0.244	0.646	0.063	0.001	4.955
LIRN 17-z4-L7	2.818	0.000	1.173	0.000	0.008	0.000	0.000	0.229	0.668	0.062	0.001	4.960
LIRN 17-z4-L8	2.808	0.000	1.183	0.000	0.008	0.000	0.000	0.243	0.656	0.062	0.001	4.960
LIRN 17-z4-L9	2.841	0.000	1.163	0.000	0.000	0.000	0.000	0.233	0.681	0.000	0.001	4.918
LIRN 17-z4-L10	2.827	0.000	1.167	0.000	0.008	0.000	0.000	0.225	0.657	0.065	0.001	4.951
LIRN 17-z4-L11	2.819	0.000	1.175	0.000	0.008	0.000	0.000	0.231	0.661	0.059	0.000	4.954
LIRN 17-z4-L12	2.820	0.000	1.171	0.000	0.006	0.000	0.000	0.229	0.675	0.057	0.001	4.960
LIRN 17-z4-L13	2.814	0.000	1.178	0.000	0.007	0.000	0.000	0.233	0.665	0.061	0.001	4.959
LIRN 17-z4-L14	2.826	0.000	1.166	0.000	0.008	0.000	0.001	0.229	0.656	0.062	0.001	4.950
LIRN 17-z4-L15	2.825	0.000	1.165	0.000	0.006	0.000	0.001	0.226	0.678	0.060	0.000	4.962
LIRN 17-z5b-PI-1	2.810	0.000	1.181	0.000	0.006	0.000	0.001	0.238	0.668	0.058	0.001	4.963
LIRN 17-z5b-PI-2	2.832	0.000	1.158	0.000	0.007	0.000	0.000	0.216	0.685	0.065	0.000	4.963
LIRN 17-z5b-PI-3	2.841	0.000	1.152	0.000	0.007	0.000	0.001	0.214	0.667	0.069	0.000	4.951
LIRN 17-z6-PI-1	2.823	0.000	1.169	0.000	0.008	0.000	0.001	0.224	0.666	0.066	0.001	4.959
LIRN 17-z6-PI-2	2.815	0.000	1.175	0.000	0.008	0.000	0.002	0.238	0.656	0.059	0.001	4.954
LIRN 17-z6-PI-3	2.819	0.000	1.172	0.000	0.008	0.000	0.000	0.229	0.669	0.060	0.001	4.959
LIRN 17-z8-PI-1	2.837	0.000	1.156	0.000	0.007	0.000	0.000	0.214	0.671	0.070	0.000	4.955
LIRN 17-z8-PI-2	2.835	0.000	1.155	0.000	0.010	0.000	0.000	0.218	0.668	0.070	0.000	4.956
LIRN 17-z8-PI-3	2.808	0.000	1.179	0.000	0.008	0.000	0.001	0.238	0.670	0.064	0.001	4.970
LIRN 17-z8-PI-4	2.817	0.000	1.179	0.000	0.000	0.000	0.001	0.239	0.653	0.059	0.000	4.949
LIRN 18-z2-L1	2.810	0.000	1.197	0.000	0.000	0.000	0.000	0.251	0.662	0.000	0.001	4.922
LIRN 18-z2-L2	2.855	0.001	1.161	0.000	0.000	0.000	0.000	0.215	0.664	0.000	0.000	4.896
LIRN 18-z2-L3	2.837	0.000	1.173	0.000	0.000	0.000	0.000	0.235	0.660	0.000	0.000	4.906
LIRN 18-z2-L4	2.847	0.000	1.164	0.000	0.000	0.000	0.000	0.219	0.680	0.000	0.001	4.911
LIRN 18-z2-L5	2.809	0.000	1.201	0.000	0.000	0.000	0.000	0.257	0.645	0.000	0.000	4.913
LIRN 18-z2-L6	2.848	0.000	1.165	0.000	0.000	0.000	0.000	0.224	0.659	0.000	0.001	4.899
LIRN 18-z2-L7	2.849	0.000	1.160	0.000	0.000	0.000	0.000	0.218	0.686	0.000	0.000	4.914
LIRN 18-z2-L8	2.834	0.000	1.180	0.000	0.000	0.000	0.000	0.230	0.666	0.000	0.001	4.909
LIRN 18-z2-L9	2.839	0.000	1.173	0.000	0.000	0.000	0.001	0.238	0.644	0.000	0.001	4.896
LIRN 18-z2-L10	2.821	0.000	1.191	0.000	0.000	0.000	0.001	0.245	0.648	0.000	0.000	4.907
LIRN 18-z2-L11	2.805	0.000	1.203	0.000	0.000	0.000	0.001	0.254	0.659	0.000	0.001	4.922
LIRN 18-z2-L12	2.828	0.000	1.182	0.000	0.000	0.000	0.000	0.244	0.651	0.000	0.001	4.906
LIRN 18-z2-L13	2.828	0.001	1.185	0.000	0.000	0.000	0.000	0.244	0.643	0.000	0.000	4.901
LIRN 18-z2-L14	2.627	0.000	1.368	0.000	0.000	0.000	0.002	0.429	0.524	0.000	0.000	4.951
LIRN 18-z2-L15	2.602	0.001	1.399	0.000	0.000	0.000	0.000	0.443	0.504	0.000	0.000	4.950
LIRN 18-z2-PI-1	2.547	0.001	1.444	0.000	0.000	0.000	0.002	0.497	0.477	0.000	0.000	4.968
LIRN 18-z2-PI-2	2.819	0.000	1.193	0.000	0.000	0.000	0.000	0.246	0.649	0.000	0.001	4.908
LIRN 18-z2-PI-3	2.841	0.000	1.171	0.000	0.000	0.000	0.000	0.225	0.668	0.000	0.001	4.907
LIRN 18-z6-PI-1	2.834	0.000	1.178	0.000	0.000	0.000	0.000	0.224	0.678	0.000	0.001	4.916
LIRN 18-z6-PI-2	2.822	0.001	1.186	0.000	0.000	0.000	0.000	0.249	0.651	0.000	0.000	4.910
LIRN 18-z6-PI-3	2.663	0.000	1.320	0.000	0.000	0.000	0.001	0.420	0.548	0.000	0.000	4.951
LIRN 18-z8-PI-1	2.831	0.000	1.185	0.000	0.000	0.000	0.000	0.247	0.625	0.000	0.001	4.890
LIRN 18-z8-PI-2	2.846	0.000	1.169	0.000	0.000	0.000	0.000	0.229	0.652	0.000	0.001	4.896

Tabla Anexo E-3 (continuación). Fórmula estructural de feldespatos.

Análisis	Si	Ti	Al	Cr	Fe2+	Mn2+	Mg	Ca	Na	K	Ba	Total
LIRN 18-z8-PI-3	2.825	0.000	1.188	0.000	0.000	0.000	0.000	0.254	0.627	0.000	0.000	4.894
LIRN 19-z3-PI-1	2.840	0.001	1.179	0.000	0.000	0.000	0.000	0.242	0.616	0.000	0.001	4.878
LIRN 19-z3-PI-2	2.838	0.000	1.179	0.000	0.000	0.000	0.000	0.238	0.631	0.000	0.001	4.888
LIRN 19-z3-PI-3	2.998	0.001	0.989	0.000	0.003	0.000	0.000	0.017	0.470	0.502	0.013	4.993
LIRN 19-z4-PI-1	3.004	0.001	0.981	0.000	0.004	0.000	0.000	0.025	0.484	0.474	0.010	4.984
LIRN 19-z4-PI-2	3.012	0.000	0.974	0.000	0.004	0.000	0.000	0.024	0.471	0.489	0.006	4.980
LIRN 19-z4-PI-3	2.998	0.001	0.988	0.000	0.004	0.000	0.000	0.019	0.481	0.483	0.014	4.989
LIRN 19-z4-PI-4	2.994	0.001	0.991	0.000	0.004	0.000	0.000	0.021	0.480	0.487	0.014	4.992
LIRN 19-z4-PI-5	3.008	0.001	0.978	0.000	0.004	0.000	0.000	0.019	0.466	0.496	0.012	4.983
LIRN 19-z4-PI-6	3.009	0.001	0.975	0.000	0.004	0.000	0.000	0.020	0.474	0.491	0.012	4.986
LIRN 19-z7-PI-1	2.989	0.001	0.993	0.000	0.004	0.000	0.000	0.022	0.495	0.484	0.014	5.003
LIRN 19-z7-PI-2	2.987	0.001	0.993	0.000	0.004	0.000	0.000	0.023	0.509	0.478	0.014	5.009
LIRN 19-z7-PI-3	2.994	0.001	0.993	0.000	0.004	0.000	0.000	0.023	0.488	0.472	0.013	4.988
LIRN23-z2-PI-1	3.025	0.001	0.955	0.000	0.004	0.000	0.000	0.024	0.472	0.482	0.010	4.973
LIRN23-z2-PI-2	2.825	0.000	1.164	0.000	0.007	0.000	0.000	0.223	0.668	0.079	0.000	4.967
LIRN23-z2-PI-3	2.795	0.000	1.189	0.000	0.006	0.000	0.000	0.234	0.703	0.066	0.001	4.994
LIRN23-z2-PI-4	2.818	0.000	1.166	0.000	0.007	0.000	0.000	0.235	0.681	0.062	0.001	4.970
LIRN23-z3-PI-1	2.786	0.001	1.199	0.000	0.007	0.000	0.001	0.244	0.665	0.087	0.001	4.990
LIRN23-z3-PI-2	2.802	0.000	1.195	0.000	0.007	0.000	0.000	0.252	0.639	0.048	0.001	4.944
LIRN23-z3-PI-3	2.827	0.000	1.160	0.000	0.006	0.000	0.000	0.225	0.657	0.095	0.000	4.969
LIRN23-z4-PI-1	2.785	0.000	1.197	0.000	0.007	0.000	0.000	0.231	0.720	0.070	0.001	5.011
LIRN23-z4-PI-2	2.795	0.000	1.197	0.000	0.006	0.000	0.001	0.252	0.671	0.041	0.000	4.963
LIRN23-z4-PI-3	2.789	0.000	1.197	0.000	0.007	0.000	0.000	0.238	0.701	0.060	0.001	4.993
LIRN23-z4-PI-4	2.787	0.000	1.193	0.000	0.007	0.000	0.000	0.266	0.673	0.052	0.002	4.979
LIRN23-z4-PI-5	2.805	0.000	1.184	0.000	0.007	0.000	0.000	0.223	0.692	0.075	0.001	4.987
LIRN23-z4-PI-6	2.814	0.000	1.171	0.000	0.007	0.000	0.000	0.236	0.675	0.068	0.001	4.972
LIRN23-z4-PI-7	2.781	0.000	1.204	0.000	0.007	0.000	0.001	0.247	0.671	0.081	0.001	4.993
LIRN23-z6-PI-1	2.788	0.000	1.192	0.000	0.007	0.000	0.000	0.241	0.701	0.073	0.000	5.003
LIRN23-z6-PI-2	2.765	0.000	1.222	0.000	0.006	0.000	0.000	0.257	0.682	0.064	0.001	4.997
LIRN23-z6-PI-3	2.768	0.000	1.217	0.000	0.007	0.000	0.000	0.259	0.662	0.080	0.001	4.994
LIRN26-z2-PI-1	2.703	0.000	1.298	0.000	0.000	0.000	0.000	0.340	0.608	0.000	0.001	4.951
LIRN26-z2-PI-2	2.802	0.000	1.195	0.000	0.008	0.000	0.000	0.247	0.645	0.047	0.002	4.946
LIRN26-z2-PI-3	2.963	0.012	1.000	0.000	0.032	0.000	0.009	0.276	0.364	0.102	0.001	4.758
LIRN26-z3-PI-1	2.799	0.000	1.195	0.000	0.007	0.000	0.001	0.249	0.663	0.043	0.001	4.957
LIRN26-z3-PI-2	2.816	0.000	1.183	0.000	0.006	0.000	0.000	0.236	0.658	0.044	0.001	4.943
LIRN26-z3-PI-3	2.830	0.000	1.167	0.000	0.006	0.000	0.000	0.226	0.667	0.048	0.001	4.944
LIRN26-z3-PI-4	2.815	0.000	1.180	0.000	0.006	0.000	0.000	0.232	0.677	0.046	0.000	4.957
LIRN26-z7-PI-1	2.805	0.000	1.185	0.000	0.005	0.000	0.000	0.243	0.681	0.047	0.001	4.967
LIRN26-z7-PI-2	2.756	0.000	1.231	0.000	0.006	0.000	0.000	0.296	0.638	0.039	0.001	4.967
LIRN26-z7-PI-3	2.775	0.000	1.214	0.000	0.008	0.000	0.000	0.271	0.656	0.043	0.001	4.967
LIRN26-z8-PI-1	2.787	0.000	1.201	0.000	0.006	0.000	0.000	0.271	0.653	0.039	0.000	4.958
LIRN26-z8-PI-2	2.816	0.000	1.173	0.000	0.007	0.000	0.000	0.232	0.696	0.040	0.001	4.965
LIRN26-z8-PI-3	2.820	0.000	1.172	0.000	0.007	0.000	0.000	0.237	0.673	0.039	0.000	4.949
LIRN26-z8-PI-4	2.890	0.001	1.103	0.000	0.009	0.000	0.000	0.166	0.722	0.054	0.001	4.945
LIRN27-Z1-PI-1	2.759	0.000	1.242	0.000	0.000	0.000	0.000	0.288	0.659	0.000	0.001	4.949
LIRN27-Z1-PI-2	2.690	0.011	1.313	0.000	0.000	0.000	0.006	0.410	0.423	0.000	0.001	4.854
LIRN27-Z1-PI-3	2.755	0.000	1.255	0.000	0.000	0.000	0.001	0.304	0.599	0.000	0.002	4.916
LIRN27-Z1-PI-4	2.817	0.000	1.196	0.000	0.000	0.000	0.000	0.240	0.662	0.000	0.001	4.916
LIRN27-Z1-PI-5	2.585	0.001	1.418	0.000	0.000	0.000	0.002	0.491	0.414	0.000	0.001	4.912
LIRN27-Z1-PI-6	2.529	0.001	1.461	0.000	0.000	0.000	0.004	0.524	0.437	0.000	0.000	4.957
LIRN27-Z2-PI-1	2.579	0.002	1.413	0.000	0.000	0.000	0.005	0.475	0.479	0.000	0.001	4.952
LIRN27-Z4-PI-1	2.461	0.002	1.528	0.000	0.000	0.000	0.004	0.585	0.383	0.000	0.000	4.965
LIRN27-Z4-PI-2	2.525	0.001	1.470	0.000	0.000	0.000	0.004	0.519	0.438	0.000	0.000	4.958
LIRN27-Z5-PI-1	2.538	0.001	1.448	0.000	0.000	0.000	0.005	0.514	0.460	0.000	0.001	4.967
LIRN27-Z5-PI-2	2.632	0.002	1.371	0.000	0.000	0.000	0.003	0.412	0.515	0.000	0.002	4.938
LIRN28-z2-PI-1	2.796	0.000	1.185	0.000	0.007	0.000	0.001	0.242	0.688	0.073	0.001	4.992
LIRN28-z2-PI-2	2.814	0.000	1.165	0.000	0.006	0.000	0.000	0.226	0.703	0.076	0.001	4.993
LIRN28-z2-PI-3	2.767	0.000	1.219	0.000	0.008	0.000	0.001	0.272	0.669	0.040	0.001	4.977
LIRN28-z3-PI-1	2.805	0.000	1.176	0.000	0.007	0.000	0.001	0.233	0.704	0.068	0.000	4.993
LIRN28-z3-PI-2	2.813	0.000	1.173	0.000	0.007	0.000	0.001	0.227	0.691	0.071	0.001	4.982
LIRN28-z5-PI-1	2.771	0.001	1.210	0.000	0.007	0.000	0.000	0.252	0.697	0.066	0.000	5.004
LIRN28-z5-PI-2	2.755	0.000	1.236	0.000	0.006	0.000	0.000	0.287	0.652	0.030	0.001	4.967
LIRN28-z5-PI-3	2.794	0.000	1.186	0.000	0.007	0.000	0.000	0.237	0.710	0.066	0.000	5.001
LIRN28-z6-PI-1	2.809	0.000	1.172	0.000	0.006	0.000	0.000	0.238	0.689	0.069	0.001	4.984
LIRN28-z6-PI-2	2.805	0.000	1.175	0.000	0.008	0.000	0.000	0.241	0.687	0.068	0.001	4.985
LIRN29-z1-PI-1	2.811	0.000	1.177	0.000	0.007	0.000	0.000	0.226	0.670	0.087	0.001	4.979
LIRN29-z1-PI-2	2.786	0.000	1.199	0.000	0.008	0.000	0.001	0.247	0.657	0.086	0.000	4.985
LIRN29-z3-PI-1	2.789	0.000	1.194	0.000	0.006	0.000	0.000	0.245	0.685	0.072	0.001	4.993
LIRN29-z3-PI-2	2.819	0.000	1.161	0.000	0.007	0.000	0.001	0.217	0.704	0.085	0.002	4.996
LIRN29-z3-PI-3	2.808	0.000	1.175	0.000	0.006	0.000	0.002	0.225	0.694	0.080	0.001	4.991
LIRN29-z5-PI-1	2.783	0.000	1.201	0.000	0.007	0.000	0.000	0.252	0.668	0.077	0.001	4.989
LIRN29-z5-PI-2	2.767	0.000	1.215	0.000	0.008	0.000	0.000	0.256	0.678	0.079	0.001	5.004
LIRN29-z5-PI-3	2.763	0.001	1.218	0.000	0.008	0.000	0.000	0.266	0.667	0.072	0.002	4.996
LIRN29-z6-PI-1	2.657	0.000	1.334	0.000	0.006	0.000	0.000	0.368	0.580	0.038	0.001	4.985
LIRN29-z6-PI-2	2.782	0.000	1.205	0.000	0.008	0.000	0.000	0.250	0.667	0.075	0.001	4.986
LIRN29-z6-PI-3	2.754	0.001	1.235	0.000	0.009	0.000	0.000	0.269	0.643	0.073	0.002	4.986
LIRN29-z7-PI-1	2.818	0.000	1.175	0.000	0.006	0.000	0.000	0.231	0.665	0.059	0.001	4.957

Tabla Anexo E-3 (continuación). Fórmula estructural de feldespatos.

Análisis	Si	Ti	Al	Cr	Fe2+	Mn2+	Mg	Ca	Na	K	Ba	Total
LIRR247-z2-PI-2	2.597	0.001	1.388	0.000	0.016	0.000	0.004	0.445	0.486	0.027	0.002	4.965
LIRR247-z2-PI-3	2.802	0.000	1.184	0.000	0.008	0.000	0.000	0.245	0.670	0.061	0.001	4.971
LIRR247-z2-PI-4	2.559	0.001	1.423	0.000	0.015	0.000	0.004	0.481	0.459	0.026	0.002	4.971
LIRR247-z3-PI-1	2.762	0.000	1.224	0.000	0.008	0.000	0.001	0.288	0.639	0.046	0.000	4.969
LIRR247-z3-PI-2	2.774	0.000	1.211	0.000	0.008	0.000	0.000	0.277	0.649	0.047	0.001	4.968
LIRR247-z3-PI-3	2.759	0.001	1.227	0.000	0.008	0.000	0.001	0.283	0.645	0.047	0.001	4.972
LIRR247-z3-PI-4	2.805	0.000	1.184	0.000	0.008	0.000	0.000	0.246	0.660	0.053	0.001	4.958
LIRR247-z4-PI-1	2.777	0.001	1.217	0.000	0.008	0.000	0.000	0.273	0.626	0.051	0.000	4.953
LIRR247-z4-PI-2	2.554	0.001	1.431	0.000	0.009	0.000	0.002	0.488	0.473	0.018	0.001	4.976
LIRR247-z4-PI-3	2.729	0.000	1.259	0.000	0.010	0.000	0.001	0.315	0.617	0.038	0.000	4.969
LIRR247-z5-PI-1	2.714	0.000	1.280	0.000	0.004	0.000	0.000	0.318	0.635	0.024	0.000	4.975
LIRR247-z5-PI-2	2.778	0.000	1.216	0.000	0.004	0.000	0.000	0.266	0.668	0.030	0.000	4.963
LIRR247-z6-PI-1	2.803	0.000	1.183	0.000	0.009	0.000	0.000	0.244	0.674	0.057	0.001	4.971
LIRR247-z6-PI-2	2.803	0.000	1.189	0.000	0.008	0.000	0.000	0.244	0.656	0.057	0.001	4.959
LIRR247-z8-PI-1	3.141	0.001	1.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.362	0.000	0.017	4.538
LIRR247-z8-PI-2	3.116	0.000	1.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.447	0.000	0.024	4.607
LIRR7A-Z1L1	2.807	0.000	1.185	0.000	0.009	0.000	0.000	0.244	0.646	0.063	0.001	4.955
LIRR7A-Z1L2	2.818	0.000	1.173	0.000	0.008	0.000	0.000	0.229	0.668	0.062	0.001	4.960
LIRR7A-Z1L3	2.808	0.000	1.183	0.000	0.008	0.000	0.000	0.243	0.656	0.062	0.001	4.960
LIRR7A-Z1L4	2.841	0.000	1.163	0.000	0.000	0.000	0.000	0.233	0.681	0.000	0.001	4.918
LIRR7A-Z1L5	2.827	0.000	1.167	0.000	0.008	0.000	0.000	0.225	0.657	0.065	0.001	4.951
LIRR7A-Z1L6	2.819	0.000	1.175	0.000	0.008	0.000	0.000	0.231	0.661	0.059	0.000	4.954
LIRR7A-Z1L7	2.820	0.000	1.171	0.000	0.006	0.000	0.000	0.229	0.675	0.057	0.001	4.960
LIRR7A-Z1L8	2.814	0.000	1.178	0.000	0.007	0.000	0.000	0.233	0.665	0.061	0.001	4.959
LIRR7A-Z1L9	2.826	0.000	1.166	0.000	0.008	0.000	0.001	0.229	0.656	0.062	0.001	4.950
LIRR7A-Z1L10	2.825	0.000	1.165	0.000	0.006	0.000	0.001	0.226	0.678	0.060	0.000	4.962
LIRR7A-Z1L11	2.810	0.000	1.181	0.000	0.006	0.000	0.001	0.238	0.668	0.058	0.001	4.963
LIRR7A-Z1L12	2.832	0.000	1.158	0.000	0.007	0.000	0.000	0.216	0.685	0.065	0.000	4.963
LIRR7A-Z1L13	2.841	0.000	1.152	0.000	0.007	0.000	0.001	0.214	0.667	0.069	0.000	4.951
LIRR7A-Z1L14	2.823	0.000	1.169	0.000	0.008	0.000	0.001	0.224	0.666	0.066	0.001	4.959
LIRR7A-Z1L15	2.815	0.000	1.175	0.000	0.008	0.000	0.002	0.238	0.656	0.059	0.001	4.954
LIRR7A-Z1L16	2.819	0.000	1.172	0.000	0.008	0.000	0.000	0.229	0.669	0.060	0.001	4.959
LIRR7A-Z1L17	2.837	0.000	1.156	0.000	0.007	0.000	0.000	0.214	0.671	0.070	0.000	4.955
LIRR7A-Z1L18	2.835	0.000	1.155	0.000	0.010	0.000	0.000	0.218	0.668	0.070	0.000	4.956
LIRR7A-Z1L19	2.808	0.000	1.179	0.000	0.008	0.000	0.001	0.238	0.670	0.064	0.001	4.970
LIRR7A-Z1L20	2.817	0.000	1.179	0.000	0.000	0.000	0.001	0.239	0.653	0.059	0.000	4.949
LIRR7A-Z1L21	2.810	0.000	1.197	0.000	0.000	0.000	0.000	0.251	0.662	0.000	0.001	4.922
LIRR7A-Z1L22	2.855	0.001	1.161	0.000	0.000	0.000	0.000	0.215	0.664	0.000	0.000	4.896
LIRR7A-Z1L23	2.837	0.000	1.173	0.000	0.000	0.000	0.000	0.235	0.660	0.000	0.000	4.906
LIRR7A-Z1L24	2.847	0.000	1.164	0.000	0.000	0.000	0.000	0.219	0.680	0.000	0.001	4.911
LIRR7A-Z1L25	2.809	0.000	1.201	0.000	0.000	0.000	0.000	0.257	0.645	0.000	0.000	4.913
LIRR7A-Z1L26	2.848	0.000	1.165	0.000	0.000	0.000	0.000	0.224	0.659	0.000	0.001	4.899
LIRR7A-Z1L27	2.849	0.000	1.160	0.000	0.000	0.000	0.000	0.218	0.686	0.000	0.000	4.914
LIRR7A-Z1L28	2.834	0.000	1.180	0.000	0.000	0.000	0.000	0.230	0.666	0.000	0.001	4.909
LIRR7A-Z1L29	2.839	0.000	1.173	0.000	0.000	0.000	0.001	0.238	0.644	0.000	0.001	4.896
LIRR7A-Z1L30	2.821	0.000	1.191	0.000	0.000	0.000	0.001	0.245	0.648	0.000	0.000	4.907
LIRR7A-Z3-PI-1	2.805	0.000	1.203	0.000	0.000	0.000	0.001	0.254	0.659	0.000	0.001	4.922
LIRR7A-Z3-PI-2	2.828	0.000	1.182	0.000	0.000	0.000	0.000	0.244	0.651	0.000	0.001	4.906
LIRR7A-Z3-PI-3	2.828	0.001	1.185	0.000	0.000	0.000	0.000	0.244	0.643	0.000	0.000	4.901
LIRR7A-Z4-PI-1	2.627	0.000	1.368	0.000	0.000	0.000	0.002	0.429	0.524	0.000	0.000	4.951
LIRR7A-Z4-PI-2	2.602	0.001	1.399	0.000	0.000	0.000	0.000	0.443	0.504	0.000	0.000	4.950
LIRR7A-Z4-PI-3	2.547	0.001	1.444	0.000	0.000	0.000	0.002	0.497	0.477	0.000	0.000	4.968
LIRR7A-Z4-PI-4	2.819	0.000	1.193	0.000	0.000	0.000	0.000	0.246	0.649	0.000	0.001	4.908
LIRR7A-Z5-PI-1	2.841	0.000	1.171	0.000	0.000	0.000	0.000	0.225	0.668	0.000	0.001	4.907
LIRR7A-Z5-PI-2	2.834	0.000	1.178	0.000	0.000	0.000	0.000	0.224	0.678	0.000	0.001	4.916
LIRR7A-Z5-PI-3	2.822	0.001	1.186	0.000	0.000	0.000	0.000	0.249	0.651	0.000	0.000	4.910
LIRR7A-Z6-PI-1	2.663	0.000	1.320	0.000	0.000	0.000	0.001	0.420	0.548	0.000	0.000	4.951
LIRR7A-Z6-PI-2	2.831	0.000	1.185	0.000	0.000	0.000	0.000	0.247	0.625	0.000	0.001	4.890
LIRR7A-Z6-PI-3	2.846	0.000	1.169	0.000	0.000	0.000	0.000	0.229	0.652	0.000	0.001	4.896
LIRR7A-Z8-PI-1	2.825	0.000	1.188	0.000	0.000	0.000	0.000	0.254	0.627	0.000	0.000	4.894
LIRR7A-Z8-PI-2	2.840	0.001	1.179	0.000	0.000	0.000	0.000	0.242	0.616	0.000	0.001	4.878
LIRR7A-Z8-PI-3	2.838	0.000	1.179	0.000	0.000	0.000	0.000	0.238	0.631	0.000	0.001	4.888
LIRR7B-z11PI-1	2.998	0.001	0.989	0.000	0.003	0.000	0.000	0.017	0.470	0.502	0.013	4.993
LIRR7B-z11PI-10	3.004	0.001	0.981	0.000	0.004	0.000	0.000	0.025	0.484	0.474	0.010	4.984
LIRR7B-z11PI-11	3.012	0.000	0.974	0.000	0.004	0.000	0.000	0.024	0.471	0.489	0.006	4.980
LIRR7B-z11PI-2	2.998	0.001	0.988	0.000	0.004	0.000	0.000	0.019	0.481	0.483	0.014	4.989
LIRR7B-z11PI-3	2.994	0.001	0.991	0.000	0.004	0.000	0.000	0.021	0.480	0.487	0.014	4.992
LIRR7B-z11PI-4	3.008	0.001	0.978	0.000	0.004	0.000	0.000	0.019	0.466	0.496	0.012	4.983
LIRR7B-z11PI-5	3.009	0.001	0.975	0.000	0.004	0.000	0.000	0.020	0.474	0.491	0.012	4.986
LIRR7B-z11PI-6	2.989	0.001	0.993	0.000	0.004	0.000	0.000	0.022	0.495	0.484	0.014	5.003
LIRR7B-z11PI-7	2.987	0.001	0.993	0.000	0.004	0.000	0.000	0.023	0.509	0.478	0.014	5.009
LIRR7B-z11PI-8	2.994	0.001	0.993	0.000	0.004	0.000	0.000	0.023	0.488	0.472	0.013	4.988
LIRR7B-z11PI-9	3.025	0.001	0.955	0.000	0.004	0.000	0.000	0.024	0.472	0.482	0.010	4.973
LIRR7B-z2-PI-1	2.825	0.000	1.164	0.000	0.007	0.000	0.000	0.223	0.668	0.079	0.000	4.967
LIRR7B-z2-PI-2	2.795	0.000	1.189	0.000	0.006	0.000	0.000	0.234	0.703	0.066	0.001	4.994
LIRR7B-z2-PI-3	2.818	0.000	1.166	0.000	0.007	0.000	0.000	0.235	0.681	0.062	0.001	4.970
LIRR7B-z2-PI-4	2.786	0.001	1.199	0.000	0.007	0.000	0.001	0.244	0.665	0.087	0.001	4.990

Tabla Anexo E-3 (continuación). Fórmula estructural de feldespatos.

Análisis	Si	Ti	Al	Cr	Fe2+	Mn2+	Mg	Ca	Na	K	Ba	Total
LIRR7B-z4-PI-1	2.802	0.000	1.195	0.000	0.007	0.000	0.000	0.252	0.639	0.048	0.001	4.944
LIRR7B-z4-PI-2	2.827	0.000	1.160	0.000	0.006	0.000	0.000	0.225	0.657	0.095	0.000	4.969
LIRR7B-z4-PI-3	2.785	0.000	1.197	0.000	0.007	0.000	0.000	0.231	0.720	0.070	0.001	5.011
LIRR7B-z4-PI-4	2.795	0.000	1.197	0.000	0.006	0.000	0.001	0.252	0.671	0.041	0.000	4.963
LIRR7B-z4-PI-5	2.789	0.000	1.197	0.000	0.007	0.000	0.000	0.238	0.701	0.060	0.001	4.993
LIRR7B-z4-PI-6	2.787	0.000	1.193	0.000	0.007	0.000	0.000	0.266	0.673	0.052	0.002	4.979
LIRR7B-z7-PI-1	2.805	0.000	1.184	0.000	0.007	0.000	0.000	0.223	0.692	0.075	0.001	4.987
LIRR7B-z7-PI-2	2.814	0.000	1.171	0.000	0.007	0.000	0.000	0.236	0.675	0.068	0.001	4.972
LIRR7B-z7-PI-3	2.781	0.000	1.204	0.000	0.007	0.000	0.001	0.247	0.671	0.081	0.001	4.993
LIRR7B-z8-PI-1	2.788	0.000	1.192	0.000	0.007	0.000	0.000	0.241	0.701	0.073	0.000	5.003
LIRR7B-z8-PI-2	2.765	0.000	1.222	0.000	0.006	0.000	0.000	0.257	0.682	0.064	0.001	4.997
LIRR7B-z8-PI-3	2.768	0.000	1.217	0.000	0.007	0.000	0.000	0.259	0.662	0.080	0.001	4.994

Tabla Anexo E-4. Fórmula estructural de olivinos.

Análisis	Si	Ti	Al	Cr3+	Fe2+	Mn2+	Mg	Ca	Na	K	Ni	Suma
LIRN23-z1-OI-1	1.008	0.000	0.000	0.000	0.413	0.007	1.557	0.003	0.001	0.000	0.004	2.993
LIRN23-z1-OI-2	1.003	0.000	0.001	0.000	0.445	0.010	1.531	0.003	0.000	0.000	0.004	2.996
LIRN23-z1-OI-3	1.011	0.000	0.001	0.000	0.406	0.006	1.556	0.003	0.000	0.001	0.004	2.989
LIRN23-z1-OI-4	1.002	0.000	0.001	0.000	0.427	0.009	1.550	0.004	0.001	0.000	0.004	2.998
LIRN29-z1-OI-1	1.014	0.000	0.002	0.000	0.449	0.000	1.517	0.004	0.001	0.000	0.000	2.986
LIRN29-z1-OI-2	0.991	0.000	0.001	0.000	0.478	0.000	1.533	0.004	0.001	0.000	0.000	3.009
LIRN29-z8-OI-1	1.018	0.000	0.001	0.000	0.397	0.000	1.563	0.003	0.000	0.000	0.000	2.982

Tabla Anexo E-5. Fórmula estructural de óxidos de Fe-Ti.

Análisis	Si	Ti	Al	Fe+3	Fe+2	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cr	Ba	Zn	V	Ni	Nb	Total
LIRN18-z1	0.002	0.120	0.184	1.540	1.013	0.021	0.088	0.000	0.000	0.000	0.032	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	3.000
	0.003	0.256	0.099	1.378	2.207	0.011	0.041	0.001	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRN17-z2	0.002	0.516	0.027	0.935	1.267	0.008	0.242	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	3.000
	0.000	0.458	0.010	1.073	0.329	0.016	0.113	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRN29-z2	0.001	0.008	0.025	1.955	0.935	0.020	0.048	0.006	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	3.000
	0.001	0.732	0.004	0.531	0.597	0.013	0.113	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRN29-z7	0.004	0.159	0.043	1.631	1.118	0.011	0.031	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	3.000
	0.000	0.787	0.009	0.417	0.663	0.020	0.101	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRN29-z7	0.003	0.177	0.052	1.585	1.083	0.021	0.076	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	3.000
	0.000	0.801	0.004	0.394	0.697	0.014	0.090	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRN06-z4	0.002	0.527	0.014	0.928	1.436	0.013	0.081	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	3.000
	0.001	0.835	0.018	0.310	0.714	0.005	0.117	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRN06-z9	0.000	0.208	0.093	1.488	1.103	0.011	0.095	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	3.000
	0.000	0.799	0.012	0.390	0.667	0.010	0.122	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRN06-z7	0.017	0.291	0.047	1.335	1.100	0.018	0.129	0.060	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	3.000
	0.004	0.775	0.028	0.413	0.671	0.005	0.103	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRN06-z10	0.004	0.047	0.095	1.801	0.894	0.024	0.133	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	3.000
	0.002	0.452	0.011	1.080	0.349	0.011	0.094	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRN13-z3	0.001	0.194	0.049	1.558	1.100	0.018	0.078	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	3.000
	0.001	0.770	0.003	0.457	0.647	0.015	0.107	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRN28-z7	0.000	0.051	0.043	1.853	0.984	0.025	0.043	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	3.000
	0.000	0.690	0.003	0.616	0.626	0.018	0.045	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRR7B-z3	0.002	0.203	0.068	1.520	1.086	0.013	0.106	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	3.000
	0.000	0.689	0.003	0.619	0.586	0.016	0.086	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRR7B-z7	0.002	0.221	0.068	1.485	1.106	0.011	0.104	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	3.011
	0.000	0.736	0.005	0.523	0.566	0.016	0.154	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRR7B-z9	0.001	0.205	0.087	1.499	1.105	0.012	0.086	0.002	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	3.000
	0.001	0.835	0.004	0.324	0.757	0.008	0.070	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRR7B-z9	0.002	0.231	0.096	1.436	1.114	0.012	0.106	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	3.000
	0.000	0.924	0.007	0.144	0.768	0.010	0.143	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000

Tabla Anexo E-5 (continuación). Fórmula estructural de óxidos de Fe-Ti.

Análisis	Si	Ti	Al	Fe+3	Fe+2	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cr	Ba	Zn	V	Ni	Nb	Total
LIRR247-z9	0.003	0.322	0.070	1279	1.189	0.025	0.109	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	3.000
	0.000	0.708	0.008	0.576	0.598	0.012	0.093	0.006	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRR247-z7	0.001	0.444	0.082	1625	0.985	0.019	0.139	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	3.000
	0.000	0.709	0.009	0.573	0.593	0.013	0.101	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRR7A-z6	0.010	0.215	0.093	1455	1.121	0.014	0.090	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	3.000
	0.001	1.045	0.033	-0.125	0.877	0.004	0.165	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRR7A-z7	0.008	0.448	0.061	1625	1.104	0.007	0.045	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	3.001
	0.000	0.701	0.005	0.592	0.591	0.008	0.103	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
LIRR7A-z8	0.001	0.203	0.083	1508	1.133	0.006	0.064	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	3.000
	0.000	0.706	0.005	0.583	0.583	0.013	0.109	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	2.000
LIRR7A-z8	0.002	0.214	0.067	1499	1.120	0.010	0.086	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	3.001
	0.003	0.874	0.005	0.240	0.657	0.027	0.192	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000

Tabla Anexo E-6. Fórmula estructural de piroxenos.

Análisis	Si	Al iv	Ti	Al vi	Fe3+	Cr	Fe2+	Mn2+	Mg	Ca	Na	K	Ni	Total
LIRR247-z1-P x-1	1957	0.043	0.000	0.072	0.017	0.003	0.229	0.008	0.807	0.816	0.048	0.000	0.001	4.000
LIRR247-z1-P x-2	1956	0.044	0.000	0.077	0.009	0.005	0.239	0.007	0.800	0.816	0.046	0.000	0.001	4.000
LIRR247-z1-P x-3	1962	0.038	0.000	0.081	0.000	0.007	0.221	0.008	0.855	0.779	0.046	0.000	0.001	3.998
LIRR247-z1-P x-4	1966	0.034	0.000	0.054	0.010	0.003	0.217	0.008	0.841	0.835	0.032	0.000	0.000	4.000
LIRR247-z10-P x-1	1951	0.049	0.000	0.079	0.021	0.001	0.236	0.007	0.790	0.814	0.052	0.000	0.000	4.000
LIRR247-z10-P x-2	1957	0.043	0.000	0.066	0.013	0.004	0.236	0.008	0.813	0.823	0.038	0.000	0.000	4.000
LIRR23-z2-P x-1	1962	0.038	0.000	0.002	0.073	0.000	0.211	0.028	0.742	0.908	0.037	0.000	0.000	4.002
LIRR23-z2-P x-2	1992	0.008	0.000	0.021	0.016	0.000	0.247	0.026	0.753	0.907	0.029	0.001	0.000	4.000
LIRR23-z2-P x-3	1977	0.023	0.000	0.015	0.046	0.000	0.240	0.026	0.724	0.914	0.037	0.000	0.000	4.001
LIRR23-z2-P x-4	2.000	0.000	0.000	0.032	0.000	0.000	0.263	0.026	0.739	0.891	0.030	0.000	0.001	3.983
LIRR23-z7-P x-1	2.000	0.000	0.000	0.032	0.000	0.000	0.262	0.026	0.749	0.899	0.030	0.000	0.000	3.997
LIRR23-z7-P x-2	2.000	0.000	0.000	0.031	0.000	0.000	0.263	0.027	0.750	0.893	0.027	0.000	0.000	3.992
LIRR23-z8-P x-1	1999	0.001	0.000	0.030	0.001	0.000	0.269	0.028	0.741	0.901	0.031	0.000	0.000	4.000
LIRR23-z8-P x-2	2.000	0.000	0.000	0.033	0.000	0.000	0.271	0.026	0.734	0.900	0.032	0.000	0.000	3.996
LIRR23-z8-P x-3	1992	0.008	0.000	0.023	0.017	0.001	0.258	0.029	0.730	0.909	0.033	0.000	0.000	4.000
LIRR23-z8-P x-4	1973	0.027	0.000	0.020	0.046	0.000	0.243	0.030	0.722	0.902	0.038	0.000	0.000	4.001
LIRR27-z5-P x-1	1984	0.013	0.000	0.000	0.044	0.000	0.201	0.009	0.797	0.928	0.023	0.001	0.001	4.001
LIRR27-z5-P x-2	1987	0.010	0.000	0.000	0.043	0.000	0.273	0.011	0.775	0.876	0.026	0.001	0.000	4.001
LIRR27-z5-P x-3	1973	0.019	0.000	0.000	0.062	0.000	0.222	0.012	0.793	0.892	0.028	0.000	0.000	4.001
LIRR27-z1-P x-1	1948	0.052	0.000	0.007	0.078	0.000	0.215	0.000	0.737	0.931	0.034	0.000	0.000	4.002
LIRR27-z1-P x-2	1914	0.035	0.000	0.000	0.170	0.000	0.109	0.028	0.824	0.891	0.034	0.000	0.000	4.004
LIRR27-z1-P x-3	1950	0.050	0.000	0.015	0.073	0.000	0.230	0.000	0.706	0.939	0.038	0.000	0.000	4.002
LIRR27-z1-P x-4	1961	0.039	0.000	0.020	0.057	0.000	0.233	0.000	0.717	0.936	0.038	0.000	0.000	4.001
LIRR27-z2-P x-1	1984	0.016	0.000	0.047	0.006	0.000	0.283	0.000	0.713	0.912	0.038	0.000	0.000	4.000
LIRR27-z2-P x-2	1898	0.037	0.000	0.000	0.199	0.000	0.104	0.028	0.805	0.902	0.032	0.000	0.000	4.005
LIRR27-z7-P x-1	1894	0.039	0.000	0.000	0.214	0.000	0.107	0.028	0.788	0.894	0.041	0.000	0.000	4.006
LIRR27-z7-P x-2	1889	0.040	0.000	0.000	0.220	0.000	0.089	0.029	0.806	0.895	0.037	0.000	0.000	4.006
LIRR29-z2-P x-1	1943	0.034	0.000	0.000	0.114	0.000	0.183	0.000	0.800	0.894	0.034	0.000	0.000	4.003
LIRR29-z2-P x-2	1939	0.030	0.000	0.000	0.123	0.000	0.151	0.000	0.831	0.900	0.029	0.000	0.000	4.003
LIRR29-z2-P x-3	1940	0.034	0.000	0.000	0.119	0.000	0.172	0.000	0.813	0.894	0.032	0.000	0.000	4.003
LIRR29-z2-P x-4	1985	0.015	0.000	0.039	0.003	0.000	0.269	0.000	0.740	0.923	0.027	0.000	0.000	4.000
LIRR29-z4-P x-1	1894	0.049	0.000	0.000	0.192	0.000	0.115	0.010	0.914	0.802	0.028	0.000	0.000	4.005
LIRR29-z4-P x-2	1801	0.199	0.000	0.023	0.203	0.000	0.106	0.011	0.766	0.870	0.026	0.001	0.000	4.005
LIRR29-z4-P x-3	1895	0.105	0.000	0.099	0.033	0.000	0.276	0.000	0.766	0.799	0.027	0.000	0.000	4.001
LIRR29-z7-P x-1	1934	0.037	0.000	0.000	0.128	0.000	0.165	0.000	0.814	0.891	0.034	0.000	0.000	4.003
LIRR29-z7-P x-2	1954	0.033	0.000	0.000	0.094	0.000	0.191	0.000	0.809	0.887	0.034	0.001	0.000	4.002
LIRR29-z9-P x-1	1955	0.028	0.000	0.000	0.087	0.000	0.183	0.000	0.825	0.898	0.025	0.000	0.000	4.002
LIRR29-z9-P x-2	1948	0.033	0.000	0.000	0.107	0.000	0.181	0.000	0.808	0.890	0.035	0.000	0.000	4.003
LIRR06-z7-P x-1	1968	0.032	0.000	0.054	0.012	0.000	0.266	0.000	0.734	0.900	0.034	0.000	0.000	4.000
LIRR06-z7-P x-2	1943	0.036	0.000	0.000	0.118	0.000	0.180	0.000	0.794	0.894	0.039	0.000	0.000	4.003
LIRR28-z9-P x-1	1873	0.127	0.000	0.051	0.119	0.011	0.120	0.007	0.876	0.764	0.054	0.000	0.002	4.002
LIRR7B-z5-P x-1	1939	0.029	0.000	0.000	0.114	0.000	0.134	0.011	0.936	0.818	0.021	0.000	0.000	4.002
LIRR7B-z5-P x-2	1941	0.017	0.000	0.000	0.131	0.000	0.157	0.012	0.904	0.810	0.030	0.000	0.000	4.003
LIRR7B-z9-P x-1	1901	0.081	0.000	0.000	0.154	0.000	0.179	0.030	0.848	0.772	0.038	0.000	0.000	4.004
LIRR7B-z9-P x-2	1922	0.078	0.000	0.001	0.107	0.000	0.171	0.015	0.892	0.785	0.031	0.000	0.000	4.002
LIRR7B-z1-P x-1	1953	0.034	0.000	0.000	0.089	0.000	0.172	0.010	0.890	0.824	0.029	0.001	0.000	4.002
LIRR7B-z1-P x-2	1954	0.022	0.000	0.000	0.107	0.000	0.197	0.018	0.886	0.782	0.035	0.002	0.000	4.003

ANEXO F: Termobarometría

Tabla Anexo F-1: barometría de Al en anfíbola según Johnson y Rutherford (1989) (P1) y Schmidt (1992) (P2). También se muestran los resultados termométricos del equilibrio anfíbola-plagioclasa según Holland y Blundy (1994), utilizando diferentes presiones. T1 corresponde a P1 y T2 corresponde a P2. Las columnas X(AB) y X(AN) muestran las fracciones moleculares de albita y anortita, respectivamente, en las plagioclasas seleccionadas para cada par mineralógico, según la metodología de Holland y Blundy (1994). Las fórmulas estructurales utilizadas fueron las del Anexo E-1.

Análisis	X(AB)	X(AN)	P1[kbar]	T1[°C]	P2[kbar]	T2[°C]
LIRN06-z1-Anf-1	0.57	0.41	4.34	806	5.72	810
LIRN06-z1-Anf-2	0.57	0.41	4.18	818	5.53	821
LIRN06-z8-Anf-1	0.57	0.41	4.36	808	5.73	812
LIRN06-z8-Anf-2	0.57	0.41	4.15	793	5.49	797
LIRN13-z3-Anf-1	0.49	0.49	3.82	808	5.14	812
LIRN13-z3-Anf-2	0.52	0.46	4.26	809	5.63	813
LIRN13-z4-Anf-1	0.49	0.49	5.07	816	6.54	821
LIRN13-z4-Anf-2	0.52	0.46	4.23	751	5.65	760
LIRN13-z6-Anf-1	0.54	0.43	5.06	770	6.54	776
LIRN13-z6-Anf-2	0.54	0.43	5.11	777	6.59	783
LIRN13-z7-Anf-1	0.54	0.43	5.01	790	6.47	796
LIRN13-z7-Anf-2	0.54	0.43	4.86	785	6.32	791
LIRN18-z1-Anf-1	0.62	0.34	5.00	718	6.46	725
LIRN18-z1-Anf-2	0.62	0.34	5.14	723	6.60	730
LIRN18-z1-Anf-3	0.62	0.34	5.28	723	6.77	730
LIRN18-z1-Anf-4	0.62	0.34	5.28	727	6.76	733
LIRN18-z1-Anf-5	0.62	0.34	5.22	733	6.69	740
LIRN18-z1-Anf-6	0.62	0.34	5.22	733	6.68	739
LIRN18-z2-Anf-1	0.62	0.34	5.46	782	6.89	786
LIRN18-z2-Anf-2	0.62	0.34	5.16	720	6.62	727
LIRN18-z4-Anf-2	0.62	0.34	5.76	758	7.26	764
LIRN18-z5-Anf-1	0.62	0.34	5.74	766	7.19	771
LIRN18-z5-Anf-2	0.62	0.34	5.48	790	6.90	793
LIRN18-z6-Anf-1	0.7	0.24	1.05	630	2.04	633
LIRN18-z6-Anf-2	0.71	0.22	0.96	622	1.94	625
LIRN18-z7-Anf-1	0.64	0.32	1.10	662	2.10	665
LIRN18-z7-Anf-2	0.7	0.24	2.07	668	3.16	670
LIRN18-z7-Anf-3	0.43	0.55	5.34	809	6.79	815
LIRN19-z2-Anf-5	0.67	0.26	1.58	731	2.61	732
LIRN19-z2-Anf-6	0.68	0.26	1.44	693	2.45	695
LIRN19-z4-Anf-3	0.68	0.26	0.44	694	1.35	696
LIRN19-z4-Anf-4	0.71	0.22	0.84	661	1.80	664
LIRN19-z5-Anf-1	0.68	0.26	2.23	720	3.33	723
LIRN19-z5-Anf-2	0.71	0.22	2.17	722	3.26	724
LIRN19-z6-Anf-1	0.68	0.28	1.40	727	2.41	728
LIRN19-z6-Anf-2	0.69	0.26	1.42	702	2.43	704
LIRN19-z6-Anf-3	0.68	0.28	1.14	717	2.11	719
LIRN19-z6-Anf-4	0.69	0.26	1.92	742	2.97	743
LIRN19-z7-Anf-1	0.68	0.28	1.26	696	2.24	699
LIRN19-z8-Anf-1	0.68	0.26	1.10	715	2.07	717
LIRN19-z8-Anf-2	0.69	0.28	1.57	721	2.59	723
LIRN23-z5-Anf-1	0.43	0.57	4.92	966	6.32	970
LIRN23-z5-Anf-2	0.43	0.57	4.97	958	6.39	962
LIRN23-z5-Anf-3	0.43	0.57	4.74	938	6.14	943
LIRN23-z5-Anf-4	0.43	0.57	4.64	921	6.04	927
LIRN23-z5-Bt-1	0.43	0.57	4.51	925	5.89	932
LIRN23-z5-Bt-2	0.43	0.57	5.15	959	6.61	963
LIRN23-z7-Anf-1	0.43	0.57	5.66	923	7.16	931
LIRN23-z7-Anf-2	0.43	0.57	5.74	958	7.24	962
LIRN26-z1-Anf-1	0.49	0.37	4.56	849	5.92	855
LIRN26-z1-Anf-2	0.49	0.37	4.85	844	6.24	850
LIRN26-z1-Anf-3	0.49	0.37	4.78	851	6.16	856
LIRN26-z1-Anf-4	0.49	0.37	4.80	850	6.20	856
LIRN26-z2-Anf-3	0.64	0.36	1.23	736	2.22	739
LIRN26-z2-Anf-4	0.69	0.26	1.21	696	2.20	699
LIRN26-z5-Bt-1	0.69	0.26	1.01	700	1.97	703
LIRN26-z5-Bt-2	0.71	0.24	0.95	699	1.91	701
LIRN26-z6-Anf-1	0.49	0.37	4.84	867	6.22	871
LIRN26-z6-Anf-2	0.49	0.37	4.76	850	6.15	855
LIRN26-z6-Anf-3	0.64	0.36	1.01	753	1.97	755
LIRN26-z6-Anf-4	0.69	0.26	0.89	719	1.83	721
LIRN27-z2-Anf-1	0.45	0.55	4.70	885	6.07	892
LIRN27-z2-Anf-2	0.45	0.55	4.70	894	6.08	899
LIRN27-z2-Anf-3	0.45	0.55	4.32	896	5.65	901
LIRN27-z2-Anf-4	0.45	0.55	4.78	897	6.17	903
LIRN27-z8-Anf-1	0.5	0.5	4.82	875	6.21	880
LIRN27-z8-Anf-2	0.5	0.5	4.98	878	6.40	883
LIRN27-z8-Anf-3	0.5	0.5	4.74	881	6.12	886
LIRN27-z8-Anf-4	0.5	0.5	4.83	888	6.20	893
LIRN27-z8-Anf-5	0.5	0.5	4.88	896	6.27	900
LIRN27-z8-Anf-6	0.5	0.5	4.61	886	5.97	891
LIRN28-z2-Bt-1	0.69	0.24	1.30	648	2.31	650
LIRN28-z2-Bt-2	0.68	0.28	1.03	650	2.01	653
LIRN28-z3-Anf-1	0.7	0.23	1.58	674	2.61	676

Tabla Anexo F-1 (continuación).

Análisis	X(AB)	X(AN)	P1[kbar]	T1[°C]	P2 [kbar]	T2 [°C]
LIRN28-z3-Anf-2	0.7	0.23	1.29	639	2.30	642
LIRN28-z4-Anf-1	0.7	0.23	1.97	686	3.04	687
LIRN28-z5-Anf-1	0.69	0.25	1.58	657	2.63	660
LIRN28-z5-Anf-2	0.7	0.23	0.84	639	1.81	641
LIRN28-z7-Anf-3	0.69	0.24	1.02	667	1.99	669
LIRN28-z7-Anf-4	0.7	0.24	1.64	664	2.69	667
LIRN28-z8-Anf-1	0.69	0.24	1.11	676	2.08	677
LIRN28-z8-Anf-2	0.7	0.24	1.09	663	2.08	664
LIRN28-z8-Anf-3	0.69	0.24	1.28	648	2.29	650
LIRN29-z1-Anf-1	0.59	0.37	5.32	786	6.75	786
LIRN29-z1-Anf-2	0.59	0.37	5.27	819	6.69	821
LIRN29-z2-Anf-1	0.59	0.37	5.16	767	6.64	773
LIRN29-z2-Anf-2	0.59	0.37	4.94	776	6.39	780
LIRN29-z4-Anf-1	0.59	0.37	5.26	767	6.75	773
LIRN29-z4-Anf-2	0.59	0.37	4.99	774	6.45	779
LIRN29-z8-Anf-1	0.59	0.37	5.42	818	6.88	820
LIRN29-z8-Anf-2	0.59	0.37	5.34	793	6.81	796
LIRR247-z1-Anf-1	0.51	0.46	4.29	897	5.63	901
LIRR247-z1-Anf-2	0.51	0.46	4.38	890	5.73	893
LIRR247-z1-Anf-3	0.51	0.46	4.21	909	5.52	911
LIRR247-z1-Anf-4	0.51	0.46	3.92	890	5.21	894
LIRR247-z2-Anf-1	0.7	0.24	1.58	715	2.62	716
LIRR247-z2-Anf-2	0.51	0.46	0.94	801	1.89	802
LIRR247-z4-Anf-1	0.66	0.29	1.95	744	3.02	746
LIRR247-z4-Anf-2	0.48	0.5	1.02	813	1.99	815
LIRR247-z4-Anf-3	0.64	0.32	1.30	754	2.29	755
LIRR247-z7-Anf-1	0.59	0.37	1.42	761	2.44	762
LIRR247-z7-Anf-2	0.65	0.27	1.92	739	2.99	740

Tabla Anexo F-2: termometría y barometría de oxígeno en pares de óxidos de Fe-Ti, según Andersen y Lindsley (1985). Los pares minerales corresponden a los del Anexo E-5. Se han omitido intencionalmente los valores anómalos.

Par de análisis	log (fO ₂)	T [°C]
LIRN29-z2	-13.92	632
LIRN29-z7	-12.24	812
LIRN29-z7	-12.26	818
LIRN06-z4	-10.14	1011
LIRN06-z9	-12.09	834
LIRN06-z7	-11.34	888
LIRN06-z10	-11.35	783
LIRN13-z3	-11.79	839
LIRR7B-z3	-11.07	870
LIRR7B-z7	-11.31	866
LIRR7B-z9	-12.64	815
LIRR7B-z9	-16.02	726
LIRR247-z9	-10.35	939
LIRR7A-z6	-11.65	827
LIRR7A-z7	-11.57	831
LIRR7A-z8	-11.20	865
LIRR7A-z8	-13.52	790