



UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL NORTE

FACULTAD DE INGENIERÍA Y CIENCIAS GEOLÓGICAS

Programa de Doctorado en Ciencias, mención Geología

**EVOLUCIÓN PETROLÓGICA DE LA CADENA
VOLCÁNICA SAN PEDRO – LINZOR (21°30’S -
22°10’S), NORTE DE CHILE, Y SU RELACIÓN CON
LA GEODINÁMICA ANDINA.**

Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención
Geología

BENIGNO EMILIO GODOY NEIRA

Profesores Guías: Dr. Shoji Kojima
Dr. Gerhard Wörner

**Antofagasta, Chile
2014**

Agradecimientos

Estas líneas son para agradecer a todas aquellas personas que me han apoyado y ayudado durante el transcurso de esta aventura que fue la realización del doctorado en la Universidad Católica del Norte. Se me hace difícil pensar en todas ellas y no quiero dejar a nadie afuera, por pequeño que fuera su aporte.

Primero que todo agradezco a mi familia: En especial a mis padres Benigno y Gladys, mi hermano Antonio, y mis hermanas Andrea y María Teresa, quienes han estado siempre junto a mí y han sido un pilar fundamental durante todos estos años de estudios, terrenos y viajes. También a Carlos y Soledad, por estar ahí, y mis sobrinos Carlo, Martín y Joaquín quienes han sido la alegría en momentos duros. Palabras aparte son para agradecer a mi amada esposa Lidia Gallardo. Ella, durante el tiempo que hemos estado juntos, me ha dado todo su apoyo, cariño y comprensión. Estos han sido la fuente de inspiración estas últimas etapas de este doctorado, y me han servido para terminarlo y, de paso, ser una mejor persona a su lado.

También quiero agradecer a los profesores del Programa de Doctorado, en especial al Dr. Shoji Kojima, por embarcarse en esta aventura sin saber cómo iba a terminar. Agradezco a los profesores del Departamento de Ciencias Geológicas Dr. Hans Wilke, Dr. Gabriel González, Dr. Eduardo Campos, Dr. Andrés Veloso, Dr. Rodrigo González y a todos quienes en algún momento compartieron conocimientos y buenos momentos durante mi tiempo en este departamento. Además, quisiera dar gracias al personal administrativo y técnico de este departamento: Xeomara Soto, Leonel Jofré, Jorge García, Irene Alfaro, Fernando Alvarez, Cinthia Peñaloza y Gladys Vidal. Gracias a ellos por su buena voluntad y simpatía en todas las gestiones y las labores administrativas realizadas.

Al Dr. Gerhard Wörner, por quien fue posible realizar gran parte de esta investigación en la Universidad de Göttingen, Alemania Gracias también a él por su disposición en enseñar, y por lo aprendido tanto durante mi tiempo en esta universidad y durante los terrenos que llevamos a cabo juntos. Gracias a él por creer en mí y por toda la ayuda y disposición en todos los años que duró esta investigación. También, a profesores, alumnos, personal técnico y administrativo de esta universidad que fueron de gran ayuda durante mi estadía ahí. En especial a Dr. Gerald Hartmann, Dr. Klaus Simon, Dr. Andreas Kronz, Ilona Velder Erwin Schiffczyk, Ingrid Reuber, Norbert Hildebrand. Angelika Reitz Gabriele Mengel, Stefan Möller-McNett, Magdalena Banaszak, Marja Kröger, John Hora y Melanie Brandmeier. También al Dr. Shan de Silva y al Dr. Frank Tepley III, profesores de la Universidad de Oregón, Estados Unidos, y a Dale Burns y Robert Peckyno, alumnos de la misma universidad por invitarme a esta universidad, por los buenos momentos vividos durante esta visita y por los terrenos compartidos.

A mis amigos, los de siempre y aquéllos conocidos durante el transcurso de esta aventura, gracias por no considerarme un loco o un bicho raro por desarrollar este ideal. A mis amigos, y compañeros de doctorado, Joaquín Cortés, Inés Rodríguez, Pablo Gutiérrez, Andrea Rojas, Erik Jensen, Karl Riveros, Juan González-Carrasco, Alberto Fernández, y Miguel Tapia. Como no olvidar los cafés (y otros brebajes) que sirvieron para mejorar el mundo a nuestra manera. A Felipe Aguilera, por mostrarme lo

entretenida que es la geología como ciencia. También, agradezco a José Lazcano, Carlos Bravo, Andrés Mestre, Carla Latorre, Rodrigo Torres y todos quienes con quienes he compartido diferentes momentos de mi vida. Además, doy gracias Alejandro Aguilera, Leonid Serkin, Andrea Rodríguez, Carla Novoa, Bulut Kilic y muchos más conocidos en viajes y que han pasado a convertirse en amigos que no separa la distancia.

Por último, cabe señalar que este trabajo fue financiado gracias a los proyectos DGIP-UCN, n° 10301265“Evolución Petrológica de la cadena volcánica San Pedro – Linzor, y su relación con la geodinámica andina”, y a la Beca de Apoyo a la Tesis Doctoral (CONICYT), n° 24100002. Además, durante el desarrollo de este proyecto de doctorado se adjudicaron una Beca de Doctorado en Chile y una Beca de Término de Tesis Doctoral, ambas financiadas por CONICYT. Por otra parte, la obtención de una Beca de Pasantía Doctoral BecasChile en convenio con DAAD ha sido de gran ayuda para realizar la pasantía de doctorado en la Universidad de Göttingen, Alemania. De esta manera agradezco a estas instituciones por invertir en mí y dejarme demostrarles que las Ciencias Geológicas en Chile son un gran aporte para el desarrollo de este país.

Indice

CAPITULO 1. INTRODUCCION	1
1.1. Planteamiento del problema.....	1
1.2. Marco teórico	9
1.2.1. Distribución y evolución de los Andes Centrales	9
1.2.2. Corteza continental en los Andes Centrales	10
1.2.3. Régimen extensional en los Andes Centrales	12
1.2.4. Magmagénesis en los Andes Centrales	14
1.1.1. Evolución magmática en los Andes Centrales	16
1.1.2. El Complejo Volcánico del Altiplano-Puna y su volcanismo asociado	20
1.2. Hipótesis.....	22
1.3. Objetivos	23
1.3.1. Objetivo general	23
1.3.2. Objetivos específicos	23
1.4. Estrategia metodológica.....	24
CAPITULO 2. AREA DE ESTUDIO	26
2.1. Generalidades.....	26
2.2. Estructuras volcánicas.....	29
2.2.1. Volcanes	29
2.2.1.1. Volcán San Pedro y cono de escoria La Poruña.....	29
2.2.1.2. Volcán Paniri.....	34
2.2.1.3. Volcán Cerro del León	35
2.2.1.4. Volcán Toconce.....	38
2.2.1.5. Volcán Linzor.....	40
2.2.2. Domos dacíticos	41
2.2.2.1. Dacita Chao.....	41
2.2.2.2. Domo Chillahuita.....	44

CAPITULO 3. METODOLOGIAS.....	45
3.1. Preparación de muestras.....	45
3.2. Análisis geoquímico de roca total.....	45
3.2.1. Fluorescencia de Rayos X.....	45
3.2.2. Espectrometría de Masa mediante Plasma Acoplado Inductivamente.....	46
3.2.3. Análisis de isótopos radiogénicos.....	47
3.3. Análisis geoquímicos de fracciones minerales e inclusiones fundidas.....	49
3.3.1. Análisis de isótopos de oxígeno.....	49
3.3.2. Análisis de inclusiones fundidas y minerales huéspedes.....	51
CAPITULO 4. RESULTADOS GEOQUIMICOS.....	52
4.1. Roca total.....	52
4.1.1. Oxidos mayores y elementos traza.....	52
4.1.2. Isótopos radiogénicos.....	56
4.2. Fracciones minerales e inclusiones fundidas.....	59
4.2.1. Isótopos de oxígeno.....	59
4.2.2. Inclusiones fundidas y minerales huéspedes.....	60
CAPITULO 5. DISCUSION.....	65
5.1. Fraccionamiento de magmas a bajas presiones corticales.....	65
5.2. Contaminación cortical.....	76
5.3. S-MASH y evolución magmática de la CVSPL.....	88
CAPITULO 6. CONCLUSIONES.....	95

REFERENCIAS

ANEXO I.- Ubicación de muestras.

ANEXO II.- Resultados análisis de óxidos mayores y elementos traza.

ANEXO III.- Resultados análisis de isótopos radiogénicos.

ANEXO IV.- Resultados análisis de isótopos de oxígeno.

ANEXO V.- Resultados análisis de inclusiones fundidas.

ANEXO VI.- Low-pressure evolution of arc magmas in thickened crust: The San Pedro – Linzor volcanic chain, central Andes, northern Chile

Índice de figuras

Figura 1.- Gráfico de Sm/Yb vs SiO ₂ para lavas eruptadas en los Andes Centrales.....	4
Figura 2.- Mapa geológico esquemático del norte de Chile.....	6
Figura 3.- Mapa de ubicación y distribución de la cadena volcánica	8
Figura 4.- Etapas de la evolución tectónica del plateau de los Andes Centrales, entre los 23°S y 24°S	14
Figura 5.- Modelo esquemático de una zona de subducción	17
Figura 6.- Mapa de localización y extensión del Complejo Volcánico del Altiplano-Puna y del Cuerpo de Magma del Altiplano-Puna	21
Figura 7.- Fotografía panorámica de la cadena volcánica San Pedro – Linzor.....	27
Figura 8.- Mapa geológico simplificado del área de estudio	28
Figura 9.- Fotografía panorámica de los volcanes San Pedro y San Pablo.....	30
Figura 10.- Fotografía panorámica del flanco occidental del volcán San Pedro	30
Figura 11.- Mapa geológico simplificado del complejo volcánico San Pedro – San Pablo y del cono escoria La Poruña.....	33
Figura 12.- Fotografía panorámica del cono de escoria La Poruña	34
Figura 13.- Fotografía panorámica del flanco noroccidental del volcán Paniri.....	36
Figura 14.- Fotografía panorámica del flanco nororiental del volcán Cerro del León	37
Figura 15.- Fotografía panorámica del cono noroccidental del volcán Cerro del León ..	37
Figura 16.- Fotografía panorámica del flanco sur del volcán Toconce.....	39
Figura 17.- Fotografía panorámica del flanco norte del volcán Toconce.....	40
Figura 18.- Fotografía panorámica del flanco occidental del volcán Linzor	41
Figura 19.- Mosaico de fotografías áreas que muestran la distribución y evolución de la Dacita Chao.....	43
Figura 20.- Fotografía panorámica del flanco norte de la Dacita Chao	43
Figura 21.- Fotografía panorámica del flanco oriental del domo Chillahuita.....	44
Figura 22.- Diagrama de Alkali Total vs. Sílice	53
Figura 23.- Diagramas de óxidos mayores vs. SiO ₂ , Fe ₂ O ₃ y FeO como FeO*	54

Índice de figuras

Figura 24.- Diagramas de Ba (a), Rb (b), Sr (c), Cr (d), Ni (e), y Zr (f) vs. SiO ₂ para las lavas analizadas de la cadena volcánica.....	55
Figura 25.- Valores de elementos traza normalizados con manto primitivo (a), y de TR normalizados con valores condriticos (b) para muestras representativas de la cadena volcánica	57
Figura 26.- Diagramas de ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd vs. SiO ₂ (a); ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr vs. SiO ₂ (b); ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr vs. Sm/Yb (c) y ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr vs. Sr (d).....	58
Figura 27.- Gráfico de ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb vs latitud (en °).....	59
Figura 28.- Gráfico de δ ¹⁸ O vs SiO ₂ para lavas de la cadena volcánica	60
Figura 29.- Imágenes de electrones retrodispersados obtenidas a partir de la microsonda electrónica	61
Figura 30.- Diagrama de Alkali Total vs. Sílice para inclusiones fundidas	62
Figura 31.- Diagramas de óxidos mayores para las inclusiones fundidas analizadas.....	64
Figura 32.- Diagrama de CaO/Al ₂ O ₃ vs. MgO para lavas de la cadena volcánica	67
Figura 33.- Variación de razón Sm/Yb en volcanes seleccionados localizados en los Andes Centrales	68
Figura 34.- Diagrama Eu/Eu* vs SiO ₂	70
Figura 35.- Gráfico Dy/Yb vs. SiO ₂	71
Figura 36.- Gráficos de CaO, Al ₂ O ₃ y Na ₂ O vs. SiO ₂ , y K ₂ O para composiciones de inclusiones fundidas (rojo) y roca total (verde) de lavas perteneciente a la cadena volcánica	75
Figura 37.- Gráfico de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr vs SiO ₂	78
Figura 38.- .- Composición ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (a) y SiO ₂ (b) para diferentes volcanes de los Andes Centrales.....	79
Figura 39.- Modelos de AFC propuestos para las lavas de la cadena volcánica	82
Figura 40.- Gráficos de δ ¹⁸ O vs Sr (a), y vs ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (b)	85
Figura 41.- Imagen satelital del área de estudio.....	87

Índice de figuras

Figura 42.- Variaciones del espesor de la corteza continental inferior para los Andes Centrales entre los 19° y 24°S.....	91
Figura 43.- Modelo esquemático para la evolución de los magmas en la cadena volcánica	93

Índice de Tablas

Tabla 1.- Parámetros de composiciones utilizadas para los modelos de asimilación y cristalización fraccionada.....	81
--	----

Glosario

AFC : Asimilación y Cristalización Fraccionada
CMAP : Cuerpo de Magma del Altiplano - Puna
CVAP : Complejo Volcánico del Altiplano – Puna
ICP-MS : Espectrometría de Masas mediante Plasma Acoplado Inductivamente
MASH : Melting, Assimilation, Storage and Homogenization
TIMS : Espectrometría de Masa mediante Ionización Termal
TRL : Tierras Raras Livianas
TRP : Tierras Raras Pesadas
XRF : Fluorescencia de Rayos X

Resumen

La cadena volcánica San Pedro – Linzor (21°30'S - 22°10'S) tiene una orientación NW-SE y una longitud de ~65 km. Esta cadena comprende los volcanes San Pedro, Paniri, Cerro del León, Toconce y Linzor, de edades < 2 Ma. Además, se localizan en este sector el cono de escoria La Poruña y los domos Dacita Chao y Chillahuita, de composición dacítica. Los volcanes presentes en esta cadena están constituidos por flujos de lavas y piroclásticos de composiciones que van de andesítica-basálticas a dacíticas, con contenidos de SiO₂ entre ~55 y ~70% en peso.

La cadena volcánica San Pedro – Linzor presenta características geoquímicas e isotópicas que la hacen distintivas dentro del volcanismo actual de los Andes Centrales. Primero, las composiciones químicas de roca total e inclusiones fundidas presentes en lavas de esta cadena sugieren que éstas han evolucionado en niveles corticales donde la plagioclasa es una fase mineralógica estable. De esta manera, los magmas asociados a estas lavas se habrían diferenciado en niveles someros de la corteza en esta zona. Segundo, las composiciones isotópicas de las lavas de esta cadena indican que estos magmas habrían sido contaminados por procesos de tipo asimilación-cristalización fraccionada (AFC). Esta contaminación corresponde a la asimilación de hasta ~50% de material cortical de composición similar al basamento de esta zona. Posterior a esto, estos magmas híbridos han ascendido hasta la superficie, siendo contaminados con fundidos anatéticos asociados con la presencia del Cuerpo de Magma del Altiplano Puna.

Así, la evolución de los magmas ocurriría en zonas someras de la corteza, donde ocurre un proceso en el cual el magma proveniente del manto, es almacenado y homogeneizado con material cortical en niveles someros de la corteza. Este proceso ha sido denominado S-MASH e implica una fusión parcial de corteza superior félsica y la asimilación de este material cortical mediante una evolución de tipo AFC. Este tipo de evolución, y el fraccionamiento de plagioclasa en una zona donde se observa una gruesa corteza continental, sugieren condiciones de presiones, temperaturas e hidratación diferentes para este sector de los Andes Centrales. Esta evolución estaría relacionada a la orientación de la cadena volcánica, probablemente controlada por la existencia de estructuras que presentan una dirección NW-SE, o a la composición de la corteza continental en esta zona de los Andes Centrales.

Abstract

San Pedro – Linzor volcanic chain (21°30'S - 22°10'S) has a NW-SE trending orientation and is ~65 km in length. It includes San Pedro, Paniri, Cerro del León, Toconce and Linzor volcanoes, which have ages of < 2 Ma. Also, La Poruña scoria cone, and Dacita Chao and Chillahuita domes, of dacitic composition are distributed in this volcanic chain. Volcanoes of SPLVC are constituted by lava and pyroclastic flows of basaltic-andesite to dacitic composition. These flows have SiO₂ contents ranging from ~55 to ~70 wt. %.

The San Pedro – Linzor volcanic chain presents distinct geochemical and isotopic features from recent Central Andean volcanism. First, chemical compositions of whole rock and melt inclusions suggest that magmas have evolved at crustal levels where plagioclase fractionated as a stable mineral phase. Thus, these magmas would have been differentiated at shallow crustal levels. Second, whole rock isotopic compositions indicate that these magmas would have been contaminated by assimilation and fractional crystallization-type processes (AFC). This contamination corresponds to assimilation of crustal material up to 50%, compositionally similar to the basement of the zone. After that, these hybrid magmas have ascended towards the surface, being contaminated with anatectic melts associated with the Altiplano-Puna Magma Body (APMB), and with hydrothermally altered crustal material.

Thus, the magma evolution at San Pedro – Linzor volcanic chain occurs at shallow crustal zones where mantle-derived magmas melt and assimilate crustal material, while they are storage and homogenized with this anatectic material. This process, denominated S-MASH, implies partial melting of the upper felsic crust, and assimilation of the melt by means of an AFC-type evolution. This AFC-type evolution and plagioclase fractionation in a thick continental crust suggest different pressure, temperature, and hydration conditions, compared with typical Andean magma zones with garnet as the residual phase. This evolution would be related to the NW-SE-orientated volcanic chain, or to the composition and structure of the continental crust in this area.

CAPITULO 1. INTRODUCCION

1.1. Planteamiento del problema

Los Andes Centrales corresponden a un arco magmático generado por la subducción de la Placa de Nazca por debajo de la Placa Sudamericana. El arco volcánico asociado a esta subducción se distribuye desde los 14°S a los 27°S. La actual posición de este arco (300 – 400 km desde la fosa) se debe a su migración hacia el este desde el Jurásico (Ciclo Andino) (Coira *et al.*, 1982; Haschke, 2002; Trumbull *et al.*, 2006). Esta migración ha ocurrido como consecuencia de un cambio en el ángulo de subducción (Scheuber y Reutter, 1992), y variaciones en el espesor de la corteza continental (Coira *et al.*, 1982). Asociada a esta migración, se observan cambios en la composición geoquímica de las rocas ígneas generadas en este arco magmático (Haschke, 2002; Haschke *et al.*, 2006; Mamani *et al.*, 2008, 2010).

Actualmente, en los Andes Centrales la corteza continental alcanza un espesor de hasta ~70 km (Beck *et al.*, 1996). Esta ha sido el resultado de un acortamiento cortical, exhumación, y erosión de esta corteza, procesos que han ocurrido a partir del Jurásico tardío (Beck *et al.*, 1996; Allmendinger *et al.*, 1997; Oncken *et al.*, 2006; Hartley *et al.*, 2007). Este engrosamiento ha dado como resultado diferentes, pero aun así pobremente definidas, fases de levantamiento, y puede ser seguido con cambios en la composición de lavas eruptadas en los Andes Centrales (Coira *et al.*, 1982; Kay y Mpodozis 2001; Haschke, 2002; Kay *et al.*, 2005; Haschke *et al.*, 2006; Mamani *et al.*,

2010). Estos cambios se han asociados a variaciones en razones de Sr/Y, La/Yb, y Sm/Yb, las cuales aumentan con el espesor cortical (Coira *et al.*, 1982; Kay y Mpodozis 2001; Haschke, 2002; Kay *et al.*, 2005; Haschke *et al.*, 2006; Mamani *et al.*, 2008; 2010). Así, diferencias en la composición geoquímica de lavas eruptadas entre el Mioceno tardío y el Holoceno pueden ser observadas (Haschke *et al.*, 2006; Trumbull *et al.*, 2006; Mamani *et al.*, 2010)(Fig. 1). Estas diferencias están relacionadas con un incremento en las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y cambios en razones Tierras Raras Livianas/Tierras Raras Pesadas (TRL/TRP) con la migración del arco volcánico hacia el este.

Así, lavas eruptadas al norte de los $21^{\circ}30'\text{S}$ presentan altas razones TRL/TRP (p.ej. volcanes Parinacota y Ollagüe)(Fig. 1). Para ellos se ha propuesto la influencia de una zona cortical donde el granate es una fase mineralógica residual importante (Wörner *et al.*, 1988; Davidson *et al.*, 1990; Feeley y Davidson, 1994; Kay *et al.*, 1999; Haschke *et al.*, 2006). De manera diferente, razones de TRL/TRP observadas en algunos volcanes que se distribuyen desde los $21^{\circ}30'\text{S}$ a los 24°S no muestran la evolución de magmas relacionados con el alto espesor de la corteza continental presente en los Andes Centrales. Estos volcanes muestran bajas razones TRL/TRP, y una pequeña anomalía de Eu (Mamani *et al.*, 2008, y referencias ahí encontradas). Las diferencias entre ambas zonas estarían relacionadas con la presencia de distintos dominios corticales existentes en los Andes Centrales (Wörner *et al.*, 1992; Aitcheson *et al.*, 1995; Mamani *et al.*, 2008; 2010). Estos dominios están asociados a la acreción de diferentes *terrane*s, en el

Mesoproterozoico, durante la evolución de los Andes (Loewy *et al.*, 2004; Ramos, 2008). Estos dominios han sido definidos como Antofalla, Paracas, Arequipa y el Terrane de Mejillonia (Mamani *et al.*, 2008). La naturaleza y composición de cada uno de estos dominios está relacionada con diferentes edades y composiciones de la corteza continental, y del material acrecionado en los Andes Centrales (Wörner *et al.*, 1992; Aitcheson *et al.*, 1995; Loewy *et al.*, 2004; Mamani *et al.*, 2008, Ramos, 2008). Estos dominios han sido identificados sobre la base de razones de isótopos de plomo ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) de (a) rocas metamórficas expuestas que pertenecen a estos *terrane*s y (b) rocas cenozoicas eruptadas en los Andes Centrales, debido a que éstas asimilan material cortical durante su ascenso a la superficie (Wörner *et al.*, 1992; Aitcheson *et al.*, 1995; Mamani *et al.*, 2008; 2010).

Por otra parte, aunque se ha propuesto que son importantes en la evolución de lavas eruptadas en los Andes Centrales (p.ej. Trumbull *et al.*, 2006), y en la génesis de yacimientos económicos presentes (Fig. 2)(p.ej. Richards *et al.*, 2001, Chernicoff *et al.*, 2002), pocos trabajos geoquímicos han sido publicados acerca de magmas eruptados a través de lineamientos orientados en dirección NW-SE (p.ej. Schreiber y Schwab, 1991; Matteini *et al.*, 2002a,b; Richards y Villeneuve, 2002; Richards *et al.*, 2006). Estos lineamientos son transversales al arco volcánico principal actual de los Andes Centrales y a los sistemas estructurales asociados a este arco (Fig. 2)(Salfity, 1985). En la intersección entre el arco volcánico y estos lineamientos se encuentran grandes agrupamientos de edificios volcánicos

(Trumbull *et al.*, 2006), mientras que la localización de grandes yacimientos económicos se encuentra en la intersección de estos lineamientos con

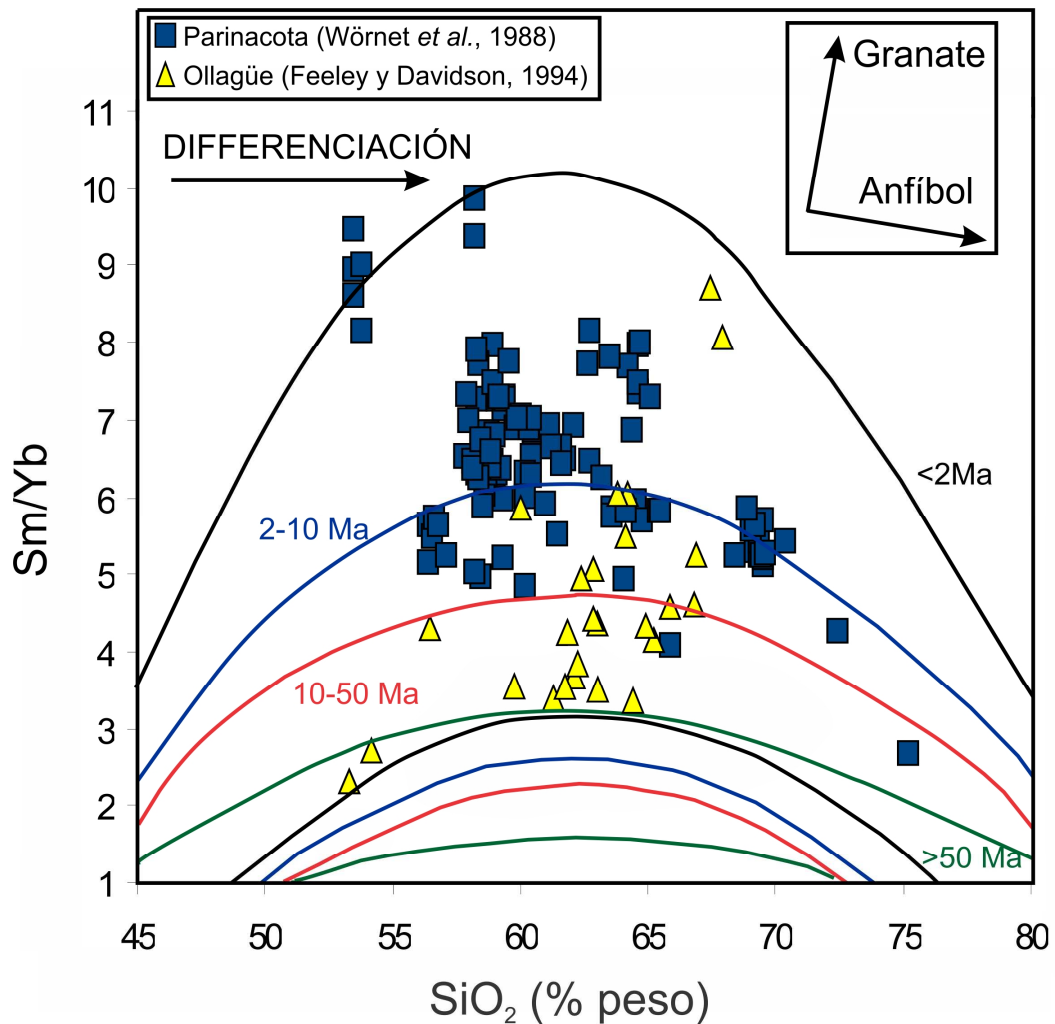


Figura 1.- Gráfico de Sm/Yb vs. SiO₂ para lavas eruptadas en los Andes Centrales (tomado y modificado de Mamani *et al.*, 2010). Las líneas representan el rango que abarcan las concentraciones de las lavas eruptadas en los Andes Centrales >50 Ma (verdes), 10-50 Ma (rojas), 2-10 Ma (azules) y <2 Ma (negras) (datos de Mamani *et al.*, 2010). En esta figura se observa un aumento en los rangos de Sm/Yb, asociado a la evolución de los Andes Centrales, con el tiempo.

estructuras N-S asociadas a la evolución de los Andes Centrales (p.ej. Sistema de Falla de Atacama y Sistema de Falla de Domeyko) (Fig. 2)(Richards, 2003).

El objetivo de este trabajo es (1) comprender las variaciones geoquímicas e isotópicas que se observan en lavas pleistocénicas a recientes en los Andes Centrales dentro de un mismo dominio cortical. Además, este trabajo busca (2) establecer alguna relación entre los lineamientos de orientación NW-SE presentes los Andes Centrales y los magmas erupcionados a lo largo de éstos. Para esto, este trabajo será realizado en la Cadena Volcánica San Pedro – Linzor (Fig. 3), de orientación NW-SE y distribuida en la Cordillera Occidental, entre los 21°30'S y 22°10'S. Esta cadena volcánica se localiza en la región del Complejo Volcánico del Altiplano-Puna (CVAP) (*sensu* de Silva, 1989a), el que ha sido generado por fundidos anatécticos localizados en la corteza media (15-30 km)(p.ej. Schilling y Partzsch, 2001; Brasse *et al.*, 2002; Zandt *et al.*, 2003; Mai, 2005; Schilling *et al.*, 2006). Esta cadena volcánica se distribuye dentro del Dominio de Antofallla. Este dominio corresponde al más austral de los definidos por Aitcheson *et al.* (1995) y Mamani *et al.* (2008, 2010), con razones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18,551$. Además, considerando que la cadena volcánica San Pedro - Linzor se encuentra orientada en dirección NW-SE, entre, y paralela a, los lineamientos de Lípez-Coranzuli y Calama-Olacapato-El Toro (Fig. 3), esta cadena ofrece una interesante posición para comprender el comportamiento de una cadena

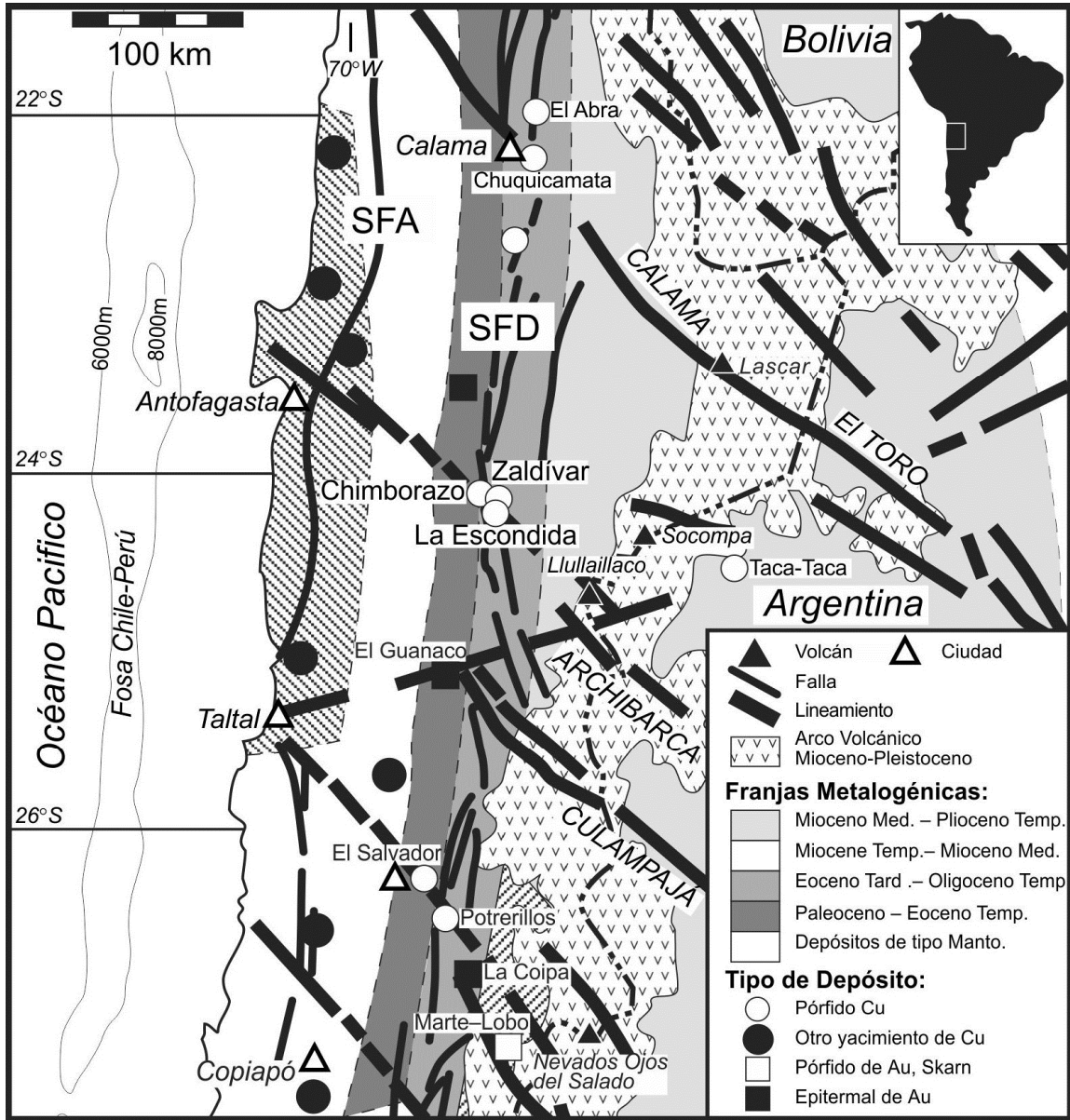


Figura 2.- Mapa geológico esquemático del norte de Chile. En éste se muestran la ubicación de los principales yacimientos de Cu y Au, y su relación con las diferentes franjas metalogénicas, sistemas estructurales N-S (Sistema de Falla de Atacama, SFA, Sistema de Falla de Domeyko, SFD) y lineamientos NW-SE, de escala regional, que se observan en el área (tomado y modificado de Richards, 2003).

volcánica transversal localizada completamente en la Cordillera Occidental. Así, se pretende definir que controla las características geoquímicas e isotópicas de esta cadena volcánica, respondiendo así a las interrogantes: ¿Existen diferencias composicionales entre los magmas eruptados a lo largo de un mismo dominio cortical? De ser así, ¿a qué se deberían estas variaciones? ¿Qué diferencias y similitudes existen entre los magmas eruptados en la cadena volcánica San Pedro – Linzor? ¿Qué controla las variaciones composicionales en los diferentes edificios volcánicos de esta cadena volcánica? ¿A qué se debe la orientación transversal al arco volcánico de esta cadena y que rol juega esta orientación en la composición de los magmas en esta zona? ¿Cuál es la relación entre la evolución de la cadena volcánica San Pedro – Linzor y la geodinámica de los Andes Centrales en los últimos 2 Ma?

Este trabajo hipotetiza que los magmas que han dado origen a los volcanes situados en la cadena volcánica San Pedro – Linzor han evolucionado de manera diferente durante la actividad volcánica pleistocénica-holocénica observada en los Andes Centrales. Esto se reflejaría en diferencias composicionales entre los productos eruptados a lo largo de los volcanes presentes en esta cadena y otros volcanes presentes en el arco volcánico, de orientación N-S. Además, se propone que la diferenciación magmática es distinta entre los volcanes de la cadena, asociándose esta diferenciación a posición de estos volcanes. De esta manera, los magmas que han generado las lavas del volcán San Pedro serían menos diferenciados que aquéllos productos eruptados en el volcán Linzor. Debido a que esta cadena

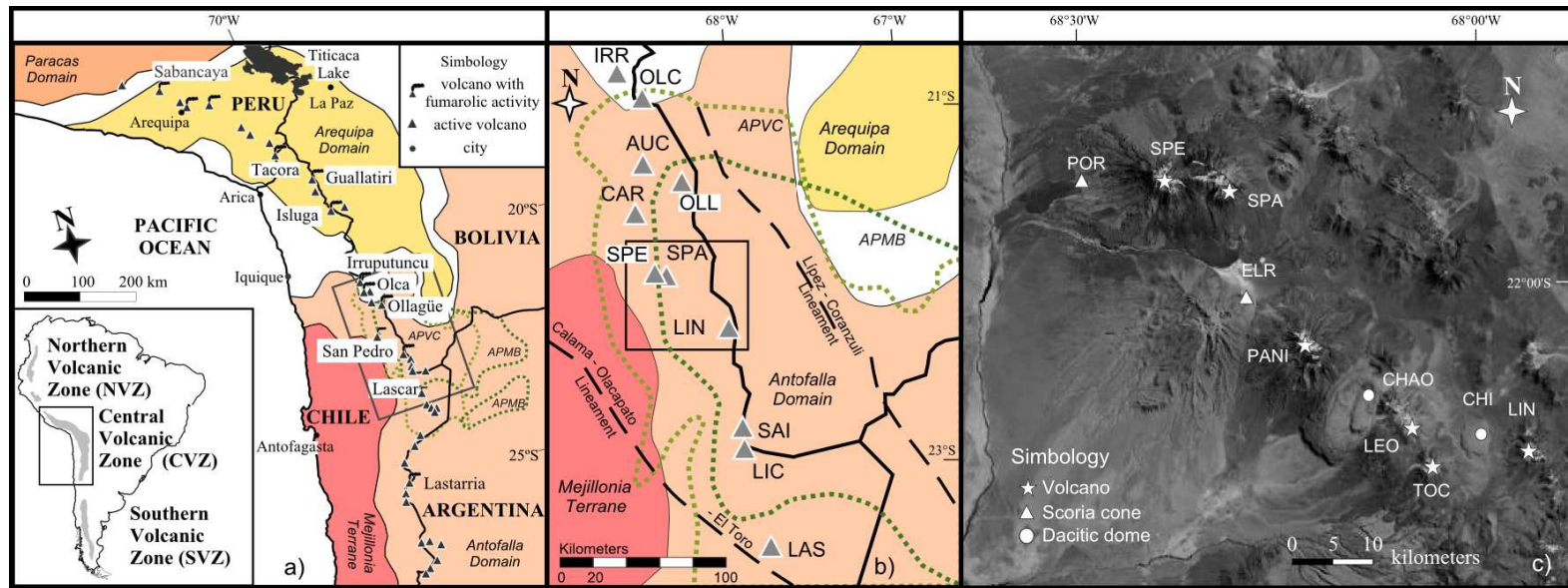


Figura 3.- Mapa de ubicación y distribución de la cadena volcánica San Pedro – Linzor. a) Diferentes dominios en los cuales se ha dividido la corteza de los Andes Centrales (tomado y modificado de Mamani *et al.*, 2008). b) Distribución de los principales edificios volcánicos localizados entre los lineamientos de Lipez-Coranzuli y Calama-Olacapato-El Toro, de orientación NW-SE (tomado y modificado de Salfity, 1985). c) Distribución de las principales estructuras volcánicas distribuidas entre las cadenas volcánicas Palpana – Inacaliri y San Pedro – Linzor. Volcanes: IRR: Irruputuncu; OLC: Olca; AUC: Aucanquilcha; OLL: Ollagüe; SAI: Sairecabur; LIC: Licancabur; LAS: Lascar. PAL: Palpana; AZU: Azufre; AAVC: Complejo volcánico Aguilucho-Apacheta; INA: Inacaliri; SPE: San Pedro; SPA: San Pablo; POR: La Poruña; ELR: El Rojo III; PANI: Paniri; LEO: Cerro del León; TOC: Toconce; LIN: Linzor. Domos: CHAO: Dacita Chao; CHI: Domo Chillahuita;

se encuentra distribuida completamente dentro del Dominio de Antofalla (*sensu* Mamani *et al.*, 2010), los resultados obtenidos no se verán influenciados por cambios en la composición y edad de la corteza continental. Por otra parte, se propone que la orientación y evolución de los magmas eruptados en esta cadena volcánica estarían relacionadas con la presencia de estructuras corticales de dirección NW-SE.

1.2. Marco teórico

1.2.1. Distribución y evolución de los Andes Centrales

Los Andes Centrales corresponden a una de las cuatro áreas volcanológicamente activa en la cual se encuentra dividida la Cordillera de los Andes (Fig. 3). Esta zona se distribuye al borde occidental de Sudamerica, comenzando a los 14°S, en el volcán Sara Sara (Perú), terminando en los 27°S, en el volcán Ojos del Salado (frontera Chile-Argentina)(González-Ferrán, 1995).

El volcanismo en los Andes Centrales comenzó en el Oligoceno tardío (Coira *et al.*, 1982; Scheuber y Giese, 1999), y su posición actual se debe a la migración hacia el este desde el Jurásico (Coira *et al.*, 1982; Haschke, 2002; Trumbull *et al.*, 2006). Esta migración está relacionada con el cambio en el ángulo de subducción de la Placa de Nazca en los último 200 Ma (Coira *et al.*, 1982; Haschke *et al.* 2006), y a la erosión por subducción observada en la fosa Chile-Perú (Stern, 1991). Debido a esta migración, cuatro períodos principales de volcanismo han sido definidos (Coira *et al.*,

1982; Scheuber y Reutter, 1992; Haschke *et al.*, 2006): A) un arco Jurásico – Cretácico Superior, con productos efusivos observados principalmente en lo que corresponde a la actual Cordillera de la Costa, en el norte de Chile; B) un arco magmático Cretácico medio, distribuido en el Valle Longitudinal y en la parte occidental de la Sierra de Moreno, en Chile; C) el arco Cretácico tardío – Paleogeno, y D) el arco del Mioceno – Holoceno, el cual constituye el actual arco volcánico activo, con los productos eruptivos localizados mayoritariamente en la Cordillera Occidental.

1.2.2. Corteza continental en los Andes Centrales

El arco volcánico reciente de los Andes Centrales ha sido construido sobre una gruesa corteza continental que varía de 30-40 km, debajo de la Pre-Cordillera y la faja corrida y plegada del tras-arco, a *ca.* 70 km bajo del Altiplano y la Cordillera Occidental (Beck *et al.*, 1996; Zandt *et al.*, 1996). El engrosamiento de la corteza continental ha sido continuo desde el Jurásico tardío (Beck *et al.*, 1996; Allmendinger *et al.*, 1997; Mamani *et al.*, 2010). Este engrosamiento es producto de una combinación de diversos factores, tales como el acortamiento cortical, la acumulación tectónica de material bajo el arco y la delaminación litosférica (Beck *et al.*, 1996; Allmendinger *et al.*, 1997; Lamb y Hoke, 1997; Giese *et al.*, 1999; Kay *et al.*, 1999; Victor *et al.*, 2004; Sobolev y Babeyko, 2005).

Al engrosamiento cortical de los Andes Centrales se asocian variaciones de composiciones geoquímicas observadas en las lavas eruptadas en esta zona

(Coira *et al.*, 1982; Haschke *et al.*, 2006; Mamani *et al.*, 2010). De acuerdo a variaciones en las razones TRL/TRP (p. ej. La/Yb, Sm/Yb) observadas a lo largo de la evolución de los Andes Centrales (Fig. 1), se ha propuesto que la corteza inferior en los Andes Centrales ha cambiado de una composición asociada a eclogitas con presencia de anfíbol a una de eclogitas ricas en granate (Coira *et al.*, 1982; Kay y Kay, 1991; Kay y Mpodozis, 2001; Haschke *et al.*, 2006). Esto estaría asociado a un aumento en estas razones al aumentar el espesor cortical, y subsecuente cambios en la mineralogía de la corteza inferior, entre el Mioceno tardío y el Holoceno (Haschke *et al.*, 2006; Trumbull *et al.*, 2006; Mamani *et al.*, 2010) (Fig. 1).

Por otra parte, Wörner y colaboradores (Wörner *et al.*, 1992; 1994; Aitcheson *et al.*, 1995; Mamani *et al.*, 2008; 2010) han trabajado con variaciones observadas en las razones de isótopos de Pb ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) de lavas recientes eruptadas a través de los Andes Centrales. Estos autores han propuesto que este cambio isotópico está relacionado con diferencias existentes en la edad y composición de la corteza continental a lo largo de los Andes Centrales. Estas variaciones en la corteza habrían ocurrido debido a la acreción de diferentes terranes durante la evolución de la corteza en esta zona (Ramos, 2008, y referencias ahí encontradas). Considerando esto, esta corteza continental ha sido dividida en cuatro dominios principales: Paracas, Arequipa, Antofalla, y Terrane de Mejillonia (Mamani *et al.*, 2008, 2010). Además, una zona de transición que abarca entre los dominios de Paracas y Arequipa, y los de Arequipa y Antofalla puede ser observada (Mamani *et al.*, 2008; 2010).

Antofalla es el dominio distribuido hacia el sureste de los Andes Centrales, correspondiendo a un bloque de composición félsica y edad paleozoica (Mamani *et al.*, 2008, 2010). Este dominio es isotópicamente similar al dominio meridional de Paracas, con razones $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} >38,5$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} >18,551$ (Aitcheson *et al.*, 1995; Mamani *et al.*, 2008), pero muy diferente al dominio central de Arequipa ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} <38,655$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} <18,551$), del cual se encuentra separado por una zona de transición (Fig. 3). Inicialmente establecido como el Dominio Sur del Altiplano (Aitcheson *et al.*, 1995), entre los volcanes presentes en este dominio se encuentran Aucanquilcha, Ollagüe, San Pedro, Licancabur y Lascar (Fig. 3).

1.2.3. Régimen extensional en los Andes Centrales

Los diferentes arcos volcánicos generados durante la evolución de los Andes Centrales se encuentran orientados, principalmente, en dirección N-S. Los sistemas estructurales asociados a estos arcos volcánicos también se encuentran orientados en esta dirección (p.ej. Sistema de Falla de Atacama y Sistema de Falla de Domeyko)(Fig. 2). Estas estructuras corresponden, principalmente, a fallas de rumbo, de movimiento dextral, y pliegues, los cuales presentan su última actividad desde el Mioceno medio al Cuaternario (Marrett y Strecker, 2000; Tibaldi *et al.*, 2009), encontrándose asociadas a estres compresivo y transpresional desarrollado en el arco por la convergencia entre las placa de Nazca y Sudamericana (Cladouhos *et al.*, 1994; Scheuber y Giese, 1999; Acocella *et al.*, 2007; Aron, 2008).

Las estructuras orientadas en dirección N-S están intersectadas por lineamientos transversales que lo fragmentan o flexionan (Salfity, 1985). Los lineamientos transversales se encuentran orientados, preferentemente, en direcciones NE-SW y NW-SE (Salfity, 1985). Los lineamientos NE-SW están distribuidos hacia el este del bloque constituido por las Sierras Pampeanas y la Cordillera Oriental, mientras que los lineamientos NW-SE están acomodados hacia el oeste entre la Puna Andina y la Pre-Cordillera chilena (Salfity, 1985). Los lineamientos orientados NW-SE (Lípez-Coranzuli, Calama-Olacapato-El Toro, Archibarca y Culampajá; Salfity, 1985)(Fig. 2) muestran movimientos laterales hacia la izquierda (Salfity, 1985; Abels, 1999; Riller *et al.*, 2001; Matteini *et al.*, 2002a). Se ha sugerido que la reactivación post-miocénica de estos lineamientos ha sido generada por un cambio en el régimen de deformación de los Andes Centrales, el cual va de un engrosamiento predominantemente vertical a una extensión paralela al orógeno (Fig. 4)(Marrett y Emerman, 1992; Riller *et al.*, 2001; Zandt *et al.*, 2003; Tibaldi *et al.*, 2009).

Se ha propuesto que parte de la actividad ignimbrítica en la Puna Andina, en los últimos 10 Ma (de Silva *et al.*, 2006; Viramonte y Arnosio, 2008), el colapso de calderas (p.ej. Viramonte y Petrinovic, 1990; Riller *et al.*, 2001; Ramelow *et al.*, 2006), y los centros volcánicos alineados en dirección NW-SE (p.ej. Matteini *et al.*, 2002a; Richards y Villeneuve, 2002; Trumbull *et al.*, 2006) están relacionados con la actividad miocénica de estos lineamientos. Además, estos lineamientos han sido vinculados a la génesis de importantes depósitos minerales (p.ej. Richards *et al.*, 2001; Chernicoff

et al., 2002), y a la actividad hidrotermal (Richards y Villeneuve, 2002; Trumbull *et al.*, 2006) presente en los Andes Centrales.

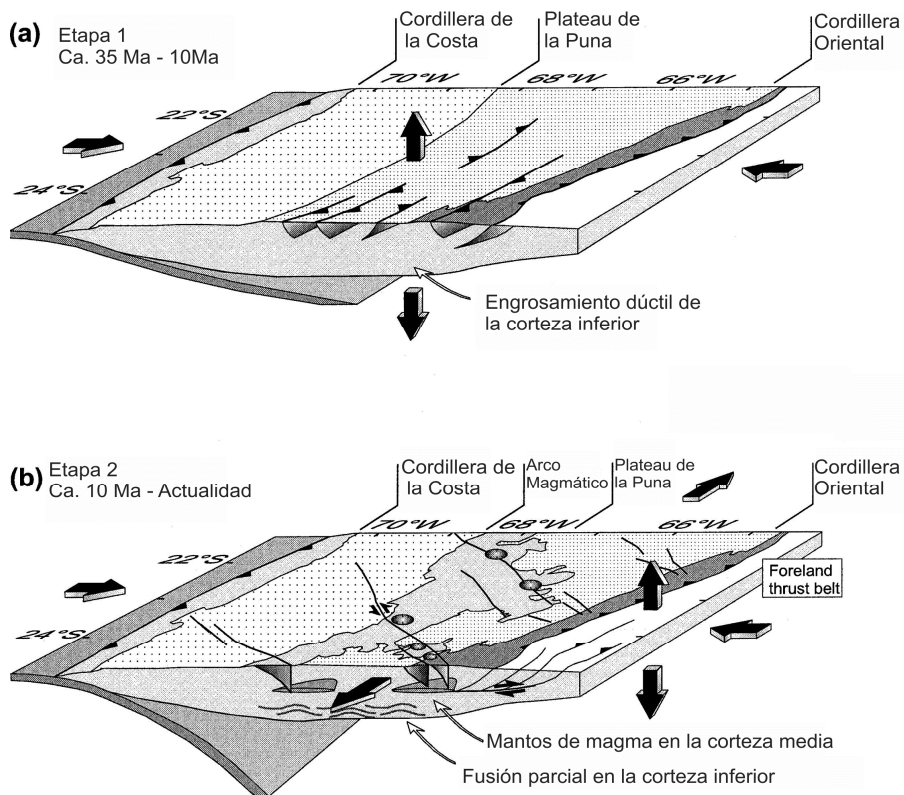


Figura 4.- Etapas de la evolución tectónica del plateau de los Andes Centrales, entre los 23°S y 24°S (tomado y modificado de Riller *et al.*, 2001). a) Acortamiento horizontal y engrosamiento vertical durante el Oligoceno-Mioceno tardío. b) Extensión longitudinal de la corteza superior, relacionada con el cambio en el régimen de deformación, ocurrido desde el Mioceno tardío al Reciente.

1.2.4. Magmagénesis en los Andes Centrales

El principal proceso de génesis magmática en zonas de subducción está relacionado con la deshidratación de la corteza oceánica subductante, y

subsecuente hidratación de la cuña de manto astenosférico sobre ésta (p.ej. Tatsumi *et al.*, 1986; McInnes *et al.*, 2001; Ulmer, 2001; Tatsumi, 2003; Nakamura *et al.*, 2008). En este proceso, el H₂O del mar es incorporado en la corteza subductante en fases minerales estables a altas presiones (p.ej. anfíboles), siendo liberado como fluido cuando estas fases se convierten en inestables (p.ej. Iwamori, 1998; Forneris y Holloway, 2003). Otros autores (p.ej. Kessel *et al.*, 2005; Hermann y Spandler, 2008) sugieren que son fundidos hidratados, en vez de fluidos acuosos, los que interactúan con la cuña mantélica. Este H₂O liberado se incorpora – ya sea como fluido acuoso o fundido hidratado – en la cuña del manto, disminuyendo su punto de fusión (Iwamori, 1998; Ulmer, 2001). Además, la presencia de H₂O influencia el comportamiento de los elementos químicos presentes en el manto (p.ej. Kosigo *et al.*, 1997; Ulmer, 2001; Cervantes y Wallace, 2003; Grove *et al.*, 2006; Liu *et al.*, 2006) y la cristalización de las fases minerales (Arculus, 1994; Kawamoto, 1996; Blatter y Carmichael, 1998; Grove *et al.*, 2003), lo que le da a las zonas de subducción características geoquímicas particulares.

Otros procesos asociados a la génesis de magmas en zonas de subducción son el ascenso y posterior descompresión del manto litosférico debajo del arco magmático (Sisson y Bronto, 1998; Nakajima y Hasegawa, 2007), la fusión parcial de sedimentos transportados por la corteza subductante (p.ej. Hermann y Spandler, 2008), y la fusión parcial de esta corteza oceánica eclogítica (p.ej. Defant y Drummond, 1993; Peacock *et al.*, 1994; Bindeman *et al.*, 2005; Gómez-Tuena *et al.*, 2007).

De los modelos propuestos para la génesis de magmas en zonas de subducción, el modelo de génesis de magmas debida a fusión parcial por hidratación de la cuña del manto es el más aceptado para explicar el origen de los magmas en los Andes Centrales (Fig. 5)(p.ej. Wörner *et al.*, 1992; Davidson, 1996; Peacock, 1996; Matteini *et al.*, 2002a; Mattioli *et al.*, 2006).

El modelo de génesis de magma por fusión parcial de la astenósfera ha sido propuesto sobre la base de las concentraciones de algunos elementos incompatibles (p.ej. Sr, Rb, Ba) en productos volcánicos eruptados en esta zona (p.ej. Wörner *et al.*, 1992; Davidson, 1996; Peacock, 1996; Matteini *et al.*, 2002a; Mattioli *et al.*, 2006), sugiriéndose que estos elementos han sido transportados hacia la cuña del manto mediante fluidos liberados desde la corteza oceánica subductante (Stern, 1991; Davidson y de Silva, 1992; Davidson, 1996).

1.1.1. Evolución magmática en los Andes Centrales

Después de ser generados, los magmas mantélicos generados modifican su composición primitiva durante su ascenso. Para los Andes Centrales (33°S-37°S), Hildreth y Moorbath (1988) han propuesto una etapa de Fusión, Asimilación, Almacenamiento y Homogenización (*Melting, Assimilation, Storage and Homogenization*; MASH) (Fig. 5) como primer proceso de

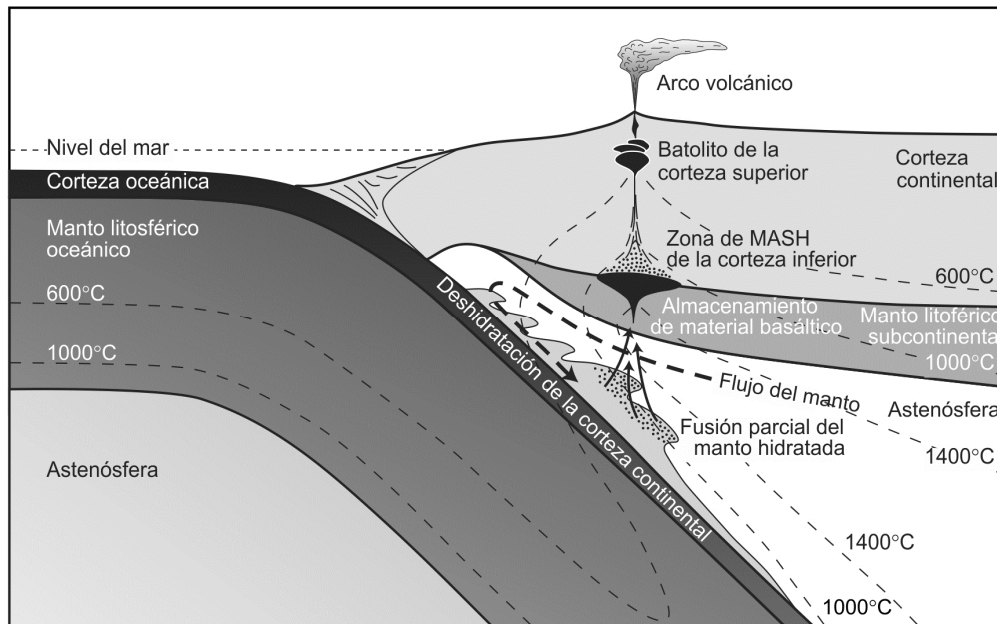


Figura 5.- Modelo esquemático de una zona de subducción (tomado y modificado de Richards, 2003). Este modelo presenta la génesis de magma en esta zona mediante hidratación de la cuña del manto astenosférico, causada por la deshidratación de la corteza subductante. El material generado intruye la litósfera sobreyacente, almacenándose en el límite corteza-manto, en donde se fracciona e interactúa con materiales corticales (zona de MASH). Los magmas menos densos y más evolucionados, ascienden hacia niveles corticales superiores.

evolución por el cual los magmas mantélicos son modificados (Fig. 5). De acuerdo a este modelo, múltiples pulsos de magmas primarios ascienden y son almacenados en el límite corteza manto (Hildreth y Moorbath, 1988). Estos pulsos magmáticos generan la fusión parcial de la corteza inferior debido a la advección de calor. Posteriormente, los fundidos corticales generados son mezclados y homogeneizados con los magmas mantélicos. Este nuevo material continúa el ascenso, con procesos de diferenciación

posteriores, siendo eruptado en la superficie (Hildreth y Moorbath, 1988). Debido a las características geoquímicas observadas en las lavas eruptadas a lo largo del lineamiento de Calama-Olacapato-El Toro, este modelo ha sido propuesto por Matteini *et al.* (2002a, b) para explicar su génesis. Este modelo petrológico también ha sido propuesto por otros autores para indicar el origen de los magmas de otros centro volcánicos distribuidos en los Andes Centrales (p.ej. Wörner *et al.*, 1988, 1992; Richards y Villeneuve, 2002). Por otra parte, los magmas derivados del manto bajo este ambiente tectónico pueden ascender directamente a través de la corteza. Este tipo de magmatismo ha sido observado, mayoritariamente, en la zona de tras-arco. Así, se observan lavas con características geoquímicas de composiciones, principalmente, shoshoníticas, y otros con característica similares a la de los basaltos de islas oceánicas (p.ej. Davidson y de Silva, 1992; Kay *et al.*, 1994; Matteini *et al.*, 2002a).

De cualquier manera, si existe o no modificación de los magmas primitivos en el límite manto-corteza de los Andes Centrales, estos magmas pueden cambiar su composición ya sea porque son contaminados por la asimilación de material cortical durante el ascenso y/o por la presencia de zonas con líquidos anatéticos distribuidos en la corteza (p.ej. Rogers y Hawkesworth, 1989; Davidson y de Silva, 1992; Wörner *et al.*, 1992)(Fig. 5), generando algún proceso de evolución magmática. De estos procesos, la Asimilación y Cristalización Fraccionada (AFC: *Assimilation-Fractional Crystallization*; DePaolo, 1981), y la Asimilación durante Ascenso Turbulento (ATA: *Assimilation during Turbulent Ascent*; Moorbath y Thompson, 1980;

Huppert y Sparks, 1985) han sido propuestos para la evolución de los magmas en los Andes Centrales (p. ej: de Silva, 1989, Caffè et al., 2002; Guzmán *et al.*, 2005, 2006; Petrinovic *et al.*, 2005) El modelo de AFC propone que los magmas sufren, en conjunto, una asimilación de las rocas corticales, y una cristalización fraccionada del magma primario (DePaolo, 1981), mientras que el modelo de ATA propone que el magma que asciende es contaminado por la asimilación de material de la roca de caja debido a erosión por flujo turbulento (Huppert y Sparks, 1985). En el caso del modelo AFC, todo el magma es contaminado con material cortical (AFC)(elementos trazas e isótopos), ocurriendo una mayor contaminación a mayor contenido de material cortical, mientras que en el modelo ATA se produce una contaminación selectiva de elementos trazas e isótopos (Moorbath y Thompson, 1980). Además, el modelo ATA establece que el tiempo de ascenso y la contaminación del magma es rápida, de manera tal que no hay cristalización fraccionada cuando esto ocurre (Moorbath y Thompson, 1980), al contrario de lo que ocurre en el modelo de AFC, que esta cristalización ocurre en conjunto con la asimilación (DePaolo, 1981). De esta manera, en la diferenciación tipo ATA los magmas menos evolucionados presentan una mayor contaminación debido a que son más calientes que los magmas más silíceos (Petrinovic *et al.*, 2005), al contrario de lo que ocurriría con el modelo AFC en donde los magmas más evolucionados son los que presentan mayor contaminación debido a una mayor interacción con material cortical (DePaolo, 1981).

1.1.2. El Complejo Volcánico del Altiplano-Puna y su volcanismo asociado

El Complejo Volcánico del Altiplano-Puna (CVAP) (de Silva, 1989a) se extiende por los Andes Centrales, sobre un área de cerca de 70.000 km², entre los 21°S y los 24°S (Fig. 6). Esta región está caracterizada por un intenso período de actividad ignimbrítica ocurrido en los últimos 12 Ma (de Silva, 1989a, Salisbury *et al.*, 2011). La actividad más reciente del CVAP comprende la erupción de una serie de flujos/domos de gran volumen y de edad ~100 ka (de Silva *et al.*, 1994, Watts *et al.*, 1999; Tierney *et al.*, 2010). Los domos e ignimbritas eruptados en esta región son de composiciones principales dacíticas a riolíticas (de Silva, 1989a; Salisbury *et al.*, 2011).

Mediante modelos sismológicos, eléctricos y termales (p.ej. Schilling y Partzsch, 2001; Brasse *et al.*, 2002; Zandt *et al.*, 2003; Mai, 2005; Schilling *et al.*, 2006) una anomalía geofísica ha sido observada en la corteza continental gruesa de los Andes Centrales, entre los 21°S y 24°30'S. Esta anomalía corresponde a una zona de bajas señales de propagación sísmicas, altas temperaturas y alta conductividad eléctrica, localizada entre 15 a 30 km debajo del CVAP. Esta zona, denominada Cuerpo de Magma del Altiplano-Puna (CMAP; *sensu* Chmielowsky *et al.*, 1999), representaría capas de corteza donde existirían líquidos anatócticos debidos a la fusión parcial de la corteza continental bajo el CVAP (Schilling *et al.*, 1997, 2006; Chmielowsky *et al.*, 1999; Schilling y Partzsch, 2001; Brasse *et al.*, 2002; Zandt *et al.*, 2003). Se ha propuesto que estos líquidos anatócticos son los que han dado origen a las ignimbritas y domos eruptados a lo largo del

CVAP (de Silva *et al.*, 2006), encontrándose ambos cuerpos distribuidos considerablemente en la misma área (Fig. 6).

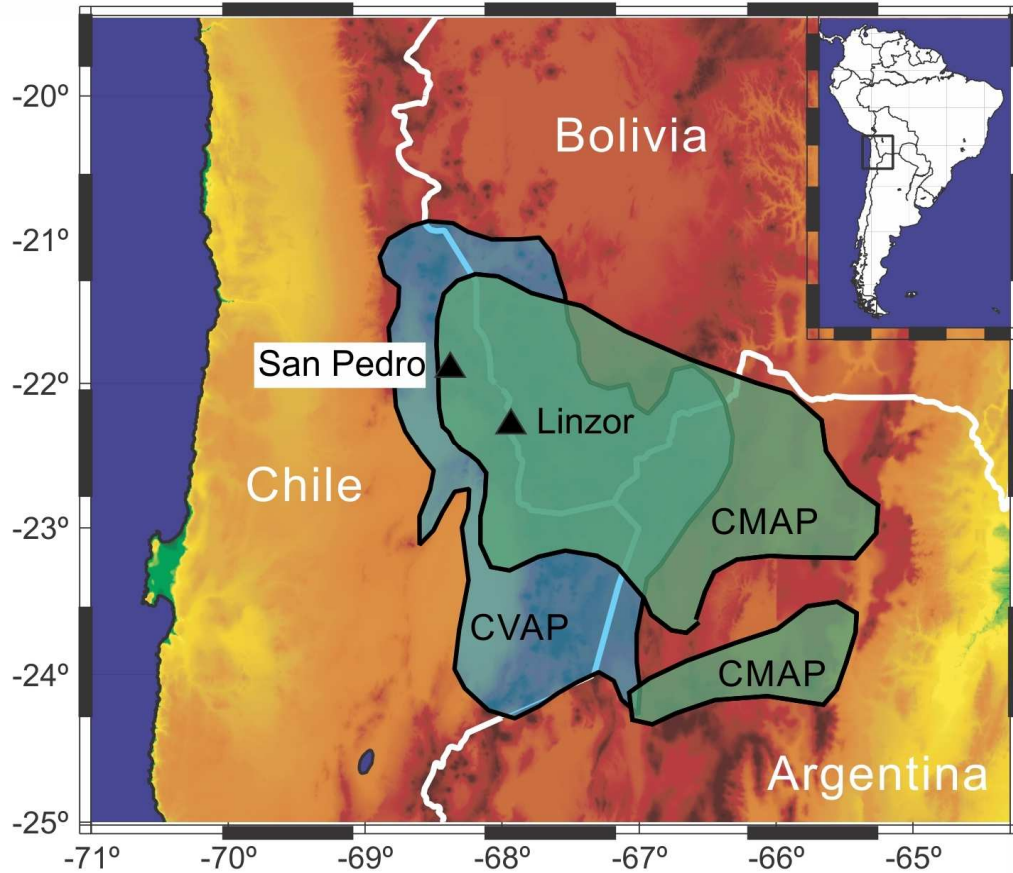


Figura 6.- Mapa de localización y extensión del Complejo Volcánico del Altiplano-Puna (CVAP) y del Cuerpo de Magma del Altiplano-Puna (CMAP) (tomado y modificado de Zandt *et al.*, 2003). También, se indica la ubicación de los volcanes San Pedro y Linzor.

1.2. Hipótesis

De acuerdo a datos geoquímicos existentes en la literatura (Francis *et al.*, 1974; O'Callaghan y Francis, 1986; Figueroa *et al.*, 2009; Mamani *et al.*, 2010) se ha observado un cambio geoquímico en las composiciones de las lavas pertenecientes a los volcanes ubicados en el Dominio de Antofalla (*sensu* Mamani *et al.*, 2010), especialmente en aquellos localizados entre el volcán San Pedro y el volcán Licancabur. Este cambio está relacionado, principalmente, con variaciones en las razones de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y en el comportamiento de los elementos traza respecto a la posición del arco volcánico en esta zona de los Andes Centrales. De esta manera, las diferencias geoquímicas entre los volcanes de la cadena volcánica San Pedro - Linzor y otros volcanes distribuidos en el arco N-S de los Andes Centrales estarían relacionadas con la presencia de estructuras NW-SE (Salfity, 1985)(Fig. 2) y de líquidos anatéticos (Chmielowsky *et al.*, 1999)(Fig. 6) que se observan en esta zona. Las estructuras NW-SE controlarían el ascenso y la distribución de los magmas eruptados a lo largo de esta cadena volcánica, mientras que los líquidos anatéticos se relacionarían con la diferenciación de éstos. Además, se propone que la diferenciación magmática es distinta entre los volcanes de la cadena. Así, considerando la ubicación de los volcanes pertenecientes a la cadena volcánica dentro del CMAP (Zandt *et al.*, 2003) (Fig. 6), se hipotetiza que los magmas eruptados en el volcán San Pedro son los menos contaminados, mientras que aquellos eruptados en el volcán Linzor serían los más contaminados.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

El objetivo general de este trabajo es determinar el origen y los factores que controlan la génesis y diferenciación de los magmas asociados al arco volcánico actual en los Andes Centrales, entre el volcán San Pedro y el volcán Linzor (21°30'S – 22°10'S). Este trabajo busca establecer las razones por las cuales se produjeron las variaciones isotópicas y de elementos traza observadas en las lavas eruptadas, durante el Pleistoceno superior – Holoceno, en esta zona. De esta manera se pretende determinar el rol de los magmas primitivos, generados en el manto, y se establecerá el grado de contaminación cortical que ellos han experimentado, estableciendo de esta manera el modelo petrogenético de los volcanes que han sido generados a lo largo de esta cadena volcánica.

1.3.2. Objetivos específicos

Específicamente este trabajo busca:

- 1.- Aclarar diferencias geoquímicas potenciales y características de los magmas eruptados a lo largo de la cadena volcánica San Pedro - Linzor, comparando éstas con las características geoquímicas de otros volcanes presenten en los Andes Centrales.

2.- Determinar el origen y los procesos de diferenciación que han sufrido los magmas erupcionados en esta cadena.

3.- Determinar la existencia de inclusiones vítreas en lavas pertenecientes a los volcanes de esta cadena y caracterizar geoquímicamente estas inclusiones.

4.- Formar modelos de evolución petrológica que logren explicar la evolución de esta cadena. Estos modelos serán luego comparados con modelos anteriores para entender el contexto que tiene la evolución de la cadena volcánica San Pedro – Linzor dentro de geodinámica andina.

1.4. Estrategia metodológica

Para llevar a cabo los objetivos antes señalados se ha utilizado la geoquímica de rocas volcánicas de muestras obtenidas de los volcanes San Pedro, Paniri, Cero del León, Toconce y Linzor (Fig. 3). De esta manera, se ha obtenido la concentración de elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Mn y P), en forma de óxidos, de elementos traza (p.ej. Sr, Ba, Rb, Ni, Zr, Cr) y tierras raras (grupo de los lantánidos, p.ej. La, Sm, Eu, Dy, Yb), presentes en estas muestras. Esta concentración ha sido obtenida mediante fluorescencia de rayos X (XRF) y de espectrometría de masa mediante plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). Además, análisis de isótopos radiogénicos (Sr, Nd y Pb) y estables (O) han sido llevados a cabo. Todo esto, con el fin de determinar la evolución de los magmas que han

sido generados a lo largo de la cadena volcánica San Pedro – Linzor. Por otra parte, análisis de óxidos de elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Mn y P) y trazas (Cr y Ba) de inclusiones fundidas encontradas en muestras seleccionadas de estos volcanes se desarrollaron mediante microsonda electrónica (EPMA).

Las metodologías utilizadas para realizar los análisis aquí señalados, así como la forma de preparación de las muestras y las metodologías utilizadas para llevar a cabo dichos análisis se detallan en el capítulo 3 de este trabajo. Los resultados de concentraciones de elementos mayores, trazas, tierras raras e isótopos, y de inclusiones fundidas, se presentan en el capítulo 4. Las discusiones respecto a los resultados obtenidos mediante estas metodologías se llevarán a cabo en el capítulo 5.

CAPITULO 2. AREA DE ESTUDIO

2.1. Generalidades

San Pedro – Linzor es una cadena volcánica de *ca.* 65 km de longitud, distribuida dentro del Dominio de Antofalla, en los Andes Centrales (Fig. 3) (*sensu* Mamani *et al.*, 2008), donde la corteza continental alcanza hasta 70 km de espesor (Beck *et al.*, 1996). Esta cadena volcánica incluye el complejo volcánico San Pedro – San Pablo, y los volcanes Paniri, Cerro del León, Toconce, y Linzor (Figs. 2 y 7). Esta también incluye los domos dacíticos Chillahuita y Chao, y el cono de escoria La Poruña (Fig. 3). La cadena volcánica está orientada en una dirección NW-SE, encontrándose paralela a los lineamientos de Lípez-Coranzuli y Calama-Olacapato-El Toro (Fig. 3) definidos por Salfity (1985). Los edificios volcánicos que pertenecen a esta cadena están constituidos por flujos de lavas y piroclásticos de composiciones que van de andesíticas-basálticas a dacitas (Fig. 8)(Francis *et al.*, 1974; Ramírez y Huete, 1981; Marinovic y Lahsen, 1984; O'Callaghan y Francis, 1986; Godoy *et al.*, 2011; Lazcano *et al.*, 2012; López *et al.*, 2012; Polanco *et al.*, 2012; Silva *et al.*, 2012). Estos volcanes sobreyacen un basamento de rocas sedimentarias paleógenas (Formación San Pedro), estando construidos sobre campos ignimbríticos extensos de edad miocénica (Fig. 8)(Ramírez y Huete, 1981; Marinovic y Lahsen, 1984; O'Callaghan y Francis, 1986; Salisbury *et al.*, 2011).

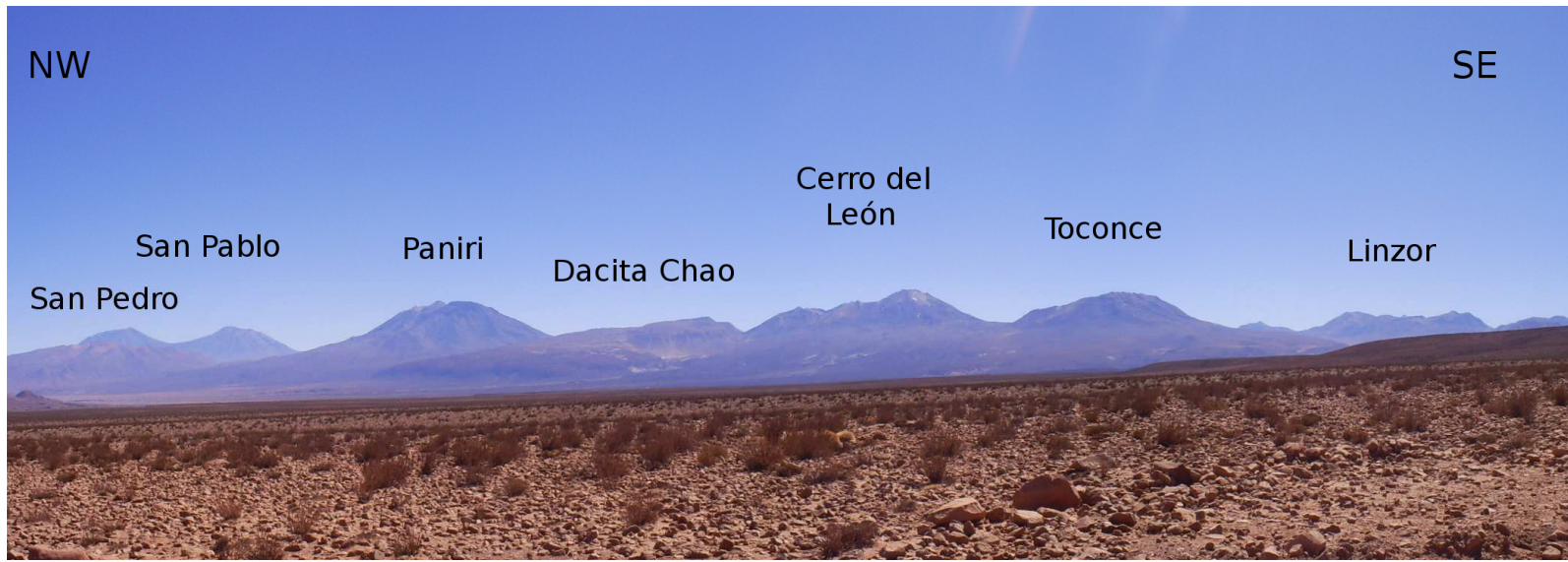


Figura 7.- Fotografía panorámica de la Cadena Volcánica San Pedro – Linzor. En esta fotografía se observan los volcanes que constituyen la cadena, así como también la Dacita Chao.

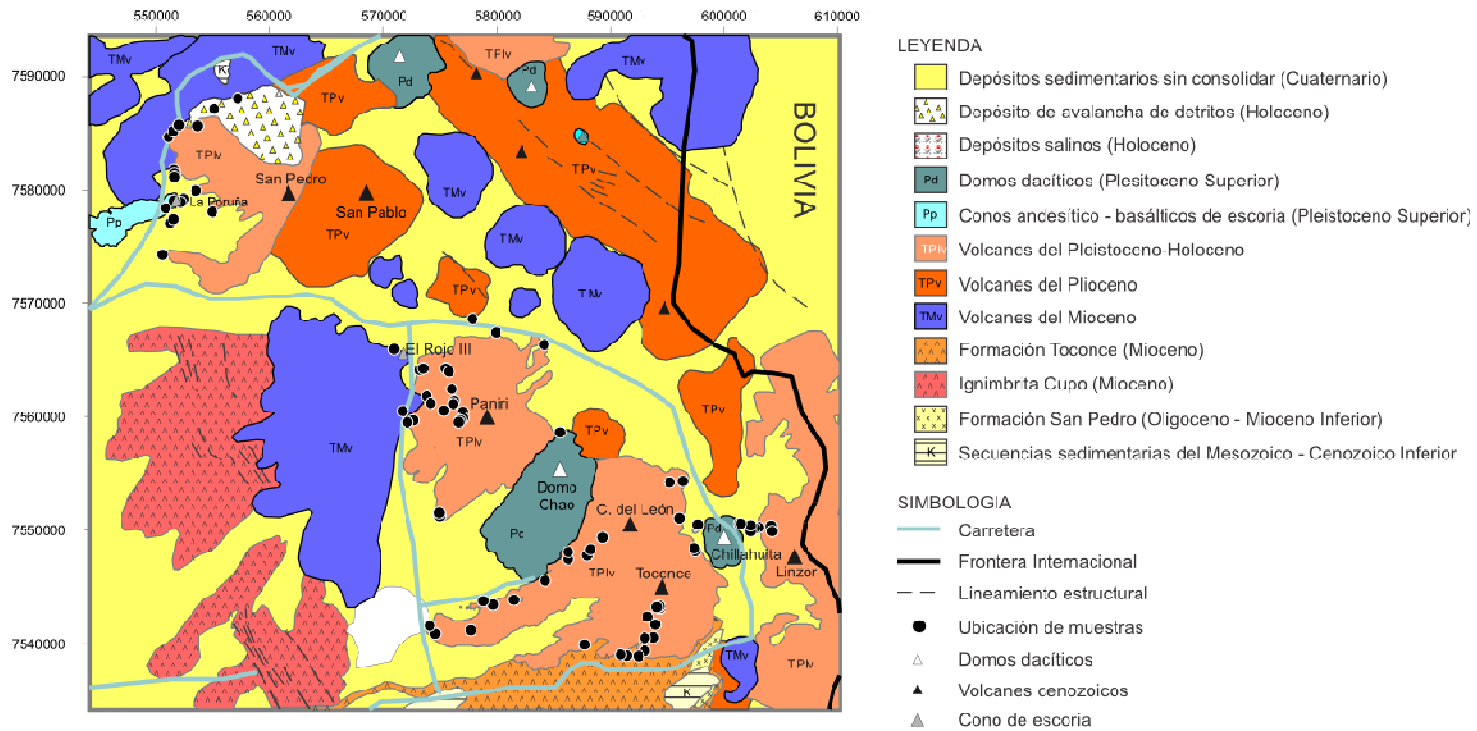


Figura 8.- Mapa geológico simplificado del área de estudio (tomado y modificado de Ramírez y Huete, 1981 y Marinovic y Lahsen, 1984).

Considerando dataciones radiométricas en ignimbritas sobre las cuales se disponen estos volcanes (Salisbury *et al.*, 2011, y referencias ahí encontradas) y en lavas eruptadas en éstos (p.ej. Lahsen, 1982; Seelenfreund *et al.*, 2009; Lazcano *et al.*, 2012; López *et al.*, 2012; Polanco *et al.*, 2012; Silva *et al.*, 2012), así como también la morfología de estos volcanes (Karátson *et al.*, 2011), y mapeos regionales previos (Ramírez y Huete, 1981; Marinovic y Lahsen, 1984), se ha asignado una edad que va desde el Pleistoceno Inferior hasta el Holoceno para los edificios de la cadena volcánica San Pedro - Linzor. Los domos distribuidos en el área tienen edades entre los 90 y 100 ka (Tierney *et al.*, 2010), mientras que el cono andesítico-basáltico La Poruña, y su flujo de lava asociado, tienen una edad de 103 ± 1.2 ka (Wörner *et al.*, 2000). De los volcanes distribuidos a lo largo de esta cadena, sólo el volcán San Pedro ha presentado actividad histórica (Francis *et al.*, 1974; O'Callaghan y Francis, 1986), mostrando en su cima fumarolas activas.

2.2. Estructuras volcánicas

2.2.1. Volcanes

2.2.1.1. Volcán San Pedro y cono de escoria La Poruña

El volcán San Pedro ($21^{\circ}53'S - 68^{\circ}24'W$) forma parte del denominado complejo volcánico San Pedro – San Pablo (Fig. 9) (Francis *et al.*, 1974). En conjunto con el volcán San Pablo y el cono de escoria La Poruña, forman una cadena orientada E-W de *ca.* 20 km de longitud (Francis *et al.*, 1974). El volcán San Pedro es un estratovolcán compuesto localizado hacia

la parte norte de la cadena volcánica (Fig. 3). El volcán San Pedro tiene una altitud de 2600 m, con su cima localizada a 6163 m s.n.m., y su base sobreyace a la Ignimbrita Río San Pedro, de edad miocénica (Fig. 10) (Salisbury et al., 2011).



Figura 9.- Fotografía panorámica de los volcanes San Pedro y San Pablo.



Figura 10.- Fotografía panorámica del flanco occidental del volcán San Pedro. Se observa un flujo de lava con estructura de colada en bloque sobreyaciendo la Ignimbrita Río San Pedro. Al fondo, hacia la derecha, volcán San Pedro.

La evolución del volcán San Pedro está constituida por tres etapas (O'Callaghan y Francis, 1986), con dos unidades estructurales distintivas (Francis *et al.*, 1974). La primera etapa, denominada Etapa de Cono Antiguo, ocurrió hacia el este del volcán (Fig. 11). Esta etapa está relacionada con la erupción de una pila de intercalaciones de lavas de andesitas de piroxeno y hornblenda (Grupo *Summit*, Francis *et al.*, 1974)(Fig. 11). Este grupo forma la cima del volcán, con un afloramiento principal que asciende hasta 6163 m s.n.m. (Francis *et al.*, 1974). Además, afloramientos aislados de andesitas-basálticas que contienen olivino, y varios depósitos de escoria pueden ser observados en los flancos inferiores de este cono (Francis *et al.*, 1974)(Fig. 11). El Cono Antiguo ha sido disectado significativamente por acción glacial, con depósitos de morrenas, y potentes flujos de barro y de detritos asociados que se extienden hacia los flancos sur y oeste del volcán (Fig. 11) (O'Callaghan y Francis, 1986). Después de un período en donde no hubo actividad del volcán la etapa de Colapso del Cono ocurrió en su flanco noroeste (O'Callaghan y Francis, 1986). Esta etapa comprende uno o varios eventos catastróficos que generaron una cicatriz de avalancha observada al este de la cima del Cono Antiguo (O'Callaghan y Francis, 1986)(Fig.11). Francis *et al.* (1974) describieron seis depósitos de avalancha caliente, los que presentan bloques diaclasados prismáticamente (*prismatically jointed blocks, PJB*) y estructuras de tipo *jigsaw*. Estos depósitos están constituidos por bloques de andesita de hornblenda (Francis *et al.*, 1974) y presentan morfologías similares a los depósitos de avalancha de detritos del 18 de mayo de 1980 relacionados con la erupción del *Mt. St. Helens* (O'Callaghan y Francis,

1986). Una posterior etapa de evolución, denominada Cono Joven, ocurrió después del colapso del flanco del volcán. El material de esta etapa fue eruptado mayoritariamente desde el anfiteatro formado por el colapso (O'Callaghan y Francis, 1986). Este material se encuentra ampliamente disperso sobre los bordes norte y oeste del volcán (O'Callaghan y Francis, 1986) (Fig. 11) y comprende, principalmente flujos de lavas cuyas composiciones varían de andesíticas-basálticas a dacíticas, y material pumiceo distribuido hacia los flancos del volcán (Fig. 11) (O'Callaghan y Francis, 1986). Además, se observa material escoreaceo en la cima del Cono Joven, y dos domos dacíticos que se localizan dentro del anfiteatro de colapso (Fig. 11)(O'Callaghan y Francis, 1986). La actividad fumarólica actual observada en el volcán se desarrolla en el flanco este del más oriental de estos domos (O'Callaghan y Francis, 1986).

Una etapa posterior de erupciones laterales, estratigráficamente relacionadas con diferentes fases de la actividad del Cono Joven, ha formado un domo en el flanco suroeste del volcán y el cono de escoria La Poruña (O'Callaghan y Francis, 1986)(Fig. 11). Este domo soroccidental está formado por coladas de dacita de hornblenda que sobreyacen un flujo de dacita de piroxeno de 200 m de potencia (Fig. 11)(O'Callaghan y Francis, 1986). La Poruña (~103 ka; Wörner *et al.*, 2000) es un centro eruptivo monogenético constituido por un cono de escoria de 180 m de alto y 900 m de diámetro y que da origen a un flujo de lava andesítico-basáltico de 8 km de longitud (Figs. 11 y 12) (González-Ferrán, 1995).

LEYENDA

Unidades de Cono Joven

- Depósito de avalancha de detritos
- Flujos de lavas dacíticas
- Flujos de lavas andesíticas
- Domos dacíticos
- Depósitos de flujos de pómez
- Depósito de escoria soldada

Unidades de Cono Antiguo

- Flujos de lavas andesítico-basálticas y de escoria
- Grupo *Summit*
- Depósitos de flujo de lodo

Otras Unidades

- Flujo de Barro Estación
- Unidades volcánicas de volcán San Pablo
- Unidades volcánicas del Mioceno Superior
- Depósitos glaciales
- Conos de escoria
- Depósitos de flujo de detritos

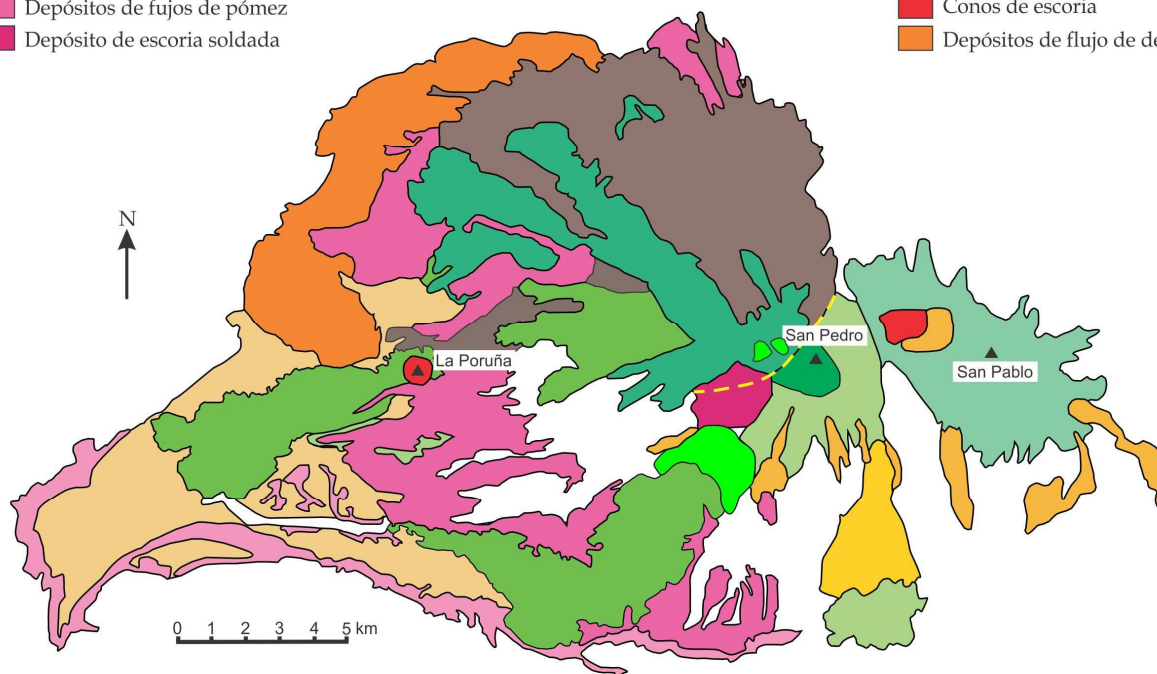


Figura 11.- Mapa geológico simplificado del complejo volcánico San Pedro – San Pablo, y del cono escoreaceo La Poruña (tomado y modificado de Francis *et al.*, 1997, y O'Callaghan y Francis, 1986).



Figura 12.- Fotografía panorámica del cono de escoria La Poruña. En esta se puede observar los flujos de lava que se encuentran asociados a este cono (izquierda).

2.2.1.2. Volcán Paniri

El volcán Paniri ($22^{\circ}05'S - 68^{\circ}15'W$) es un estratovolcán compuesto de 1680 m de altitud, localizándose su cima a 5946 m s.n.m. (Fig. 3). Éste volcán se distribuye hacia el sur del complejo volcánico San Pedro – San Pablo, inmediatamente al norte de la Dacita Chao.

El volcán Paniri está constituido por dos conos, presentando este volcán cuatro etapas de evolución (Lazcano *et al.*, 2012). La primera etapa corresponde a una etapa de tipo *plateau* constituida por flujos de lavas y escoria extensos de andesitas y andesitas-basálticas que sobreyacen el basamento ignimbrítico del volcán. Sobre éstos, flujos dacíticos gruesos, de hasta 100 m de espesor, fueron eruptados hacia los flancos norte, sur y suroccidental del volcán (Fig. 13) (Lazcano *et al.*, 2012). Después de esto, el edificio principal fue construido en dos etapas: Cono Viejo y Cono Joven. La etapa de Cono Viejo ocurrió en la parte sur del volcán (Lazcano *et al.*, 2012). Este cono se encuentra constituido por lavas y flujos piroclásticos

andesíticos a dacíticos. Seelenfreund *et al.* (2009) han obtenido edades K/Ar de entre 0,6 a 0,4 Ma para lavas eruptadas durante la construcción de esta etapa. Posterior a esto, flujos de lavas y piroclastos de composiciones que varían entre andesítica-basáltica y dacítica fueron eruptados hacia el norte del Cono Viejo, dando origen al Cono Nuevo (Lazcano *et al.*, 2012). Una muestra de un flujo de lava, tomada en la base norte de este cono, dio una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 400 ± 50 ka (Lazcano *et al.*, 2012). Esta muestra correspondería al flujo más antiguo de este cono. Además, Polanco *et al.* (2012) han datado otros flujos de esta etapa, obteniendo edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 325 ± 8 y 260 ± 100 ka. Una disección glacial significativa afecta a ambos conos, siendo esta erosión más pervasiva en el Cono Viejo (Lazcano *et al.*, 2012). Morrenas frontales y laterales se encuentran presentes en los valles glaciales productos de esta erosión. La última etapa de evolución de este volcán corresponde a la emisión de flujos andesíticos, con textura de autobrecha, provenientes de la cima del Cono Joven. Estos flujos alcanzan longitudes de hasta 7 km (Fig. 13), cubriendo los productos eruptados en etapas previas (Lazcano *et al.*, 2012).

2.2.1.3. Volcán Cerro del León

El volcán Cerro del León ($22^{\circ}11'S - 68^{\circ}07'W$), tiene una altitud de 5760 m s.n.m., alcanzando 1370 m desde su base a la cima (Fig. 14). Este se localiza en la zona media de la cadena volcánica (Fig. 3), inmediatamente al sur de la Dacita Chao, habiéndose construido sobre ignimbritas de la Formación Toconce, de edad miocénica (Salisbury *et al.*, 2011).

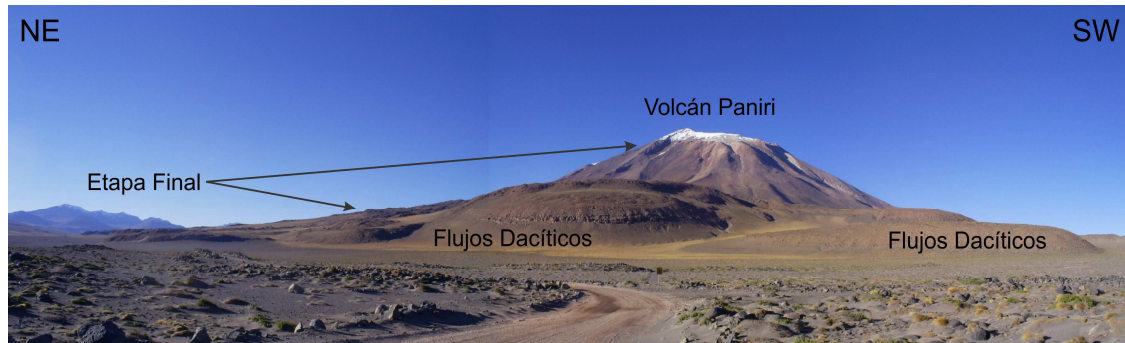


Figura 13.- Fotografía panorámica del flanco noroccidental del volcán Paniri. En esta fotografía se indican los flujos dacíticos gruesos que comprenden parte de la primera etapa de evolución del volcán (*sensu* Lazcano *et al.*, 2012). Hacia el fondo, a la izquierda, se ha indicado con flechas parte de un flujo de lava extenso que corresponde a la etapa final de evolución del volcán.

La evolución del volcán Cerro del León comprende tres etapas (Silva *et al.*, 2012). La primera corresponde a la Sección Inferior, localizada en la base del volcán. Aquí flujos de lavas andesítico-basálticos a andesíticos fueron eruptados hacia los flancos W y E, sobre las ignimbritas de la Formación Toconce. Una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenida en un flujo de lava de esta etapa presenta una edad de $0,91 \pm 0,08$ Ma (Silva *et al.*, 2012). Posterior a la Sección Inferior, se emitieron flujos de lavas andesíticos hacia los flancos SE y NW del volcán, los que constituyen la denominada Sección Media. Durante esta etapa se habría generado el cono NW (Fig. 14) el cual fue destruido por un marcado carácter explosivo observado en los últimos estadios de la misma (Fig. 15)(Silva *et al.*, 2012). Producto de esta explosividad se reconocen un cráter (Fig. 15) y depósitos de tipo bloques y cenizas y de flujos piroclásticos. Además, este cono se ve afectado por una fuerte alteración hidrotermal (Fig. 15).



Figura 14.- Fotografía panorámica del flanco nororiental del volcán Cerro del León.



Figura 15.- Fotografía panorámica del cono noroccidental del volcán Cerro del León. En ésta se observan flujos de lavas con presencia de alteración hidrotermal. Esto corresponde a la Sección Media de evolución del edificio volcánico (*sensu* Silva *et al.*, 2012). Además, se observa una no conformidad (flecha negra) relacionada con la presencia de un cráter producto de la actividad explosiva reconocida en este cono.

La última etapa de evolución del volcán Cerro del León, denominada Sección Superior, comprende la emisión de lavas, flujos piroclásticos y domos de composiciones andesíticas a dacíticas (Silva *et al.*, 2012). Estos

han sido los principales causantes de la construcción del actual cono volcánico, el cual se localiza hacia el SE del edificio (Fig. 14). Además, una marcada erosión glaciaria se observa en el flanco NNW del volcán. Esta se caracteriza por la presencia de depósitos de morrenas, distribuidos hasta los 5.200 m s.n.m., y estaría asociada a la última glaciación del Altiplano, ocurrida entre ~15.000 y ~11.000 ka (Silva *et al.*, 2012).

2.2.1.4. Volcán Toconce

El volcán Toconce (22°11'S, 68°04'W) es un estratovolcán compuesto y presenta una altura de 5335 m s.n.m., alcanzando una altura aproximada de 1300 m desde su base. Se localiza en la parte media de la cadena volcánica (Fig. 3), y sobreyace a la Ignimbrita Toconce, de edad miocénica (de Silva, 1989b; Salisbury *et al.*, 2011).

La evolución del volcán Toconce se ha dividido en tre etapas (López *et al.*, 2012). La Etapa I corresponde a la construcción de la Unidad Inferior del volcán. Esta unidad es de composición andesítica y se distribuye hacia el flanco SW del volcán, sobre el basamento ignimbrítico (Fig. 16). Una datación radiométrica realizada en un flujo de lavas de esta unidad dio una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (masa fundamental) de $1,29 \pm 0,08$ Ma (López *et al.*, 2012). Esto es concordante con la edad K/Ar de $1,1 \pm 0,1$ Ma obtenida por Baker y Francis (1978) y con edades K-Ar entre 2 y 0.8 Ma obtenidas por Seelenfreund *et al.* (2009) para lavas en la base del volcán.

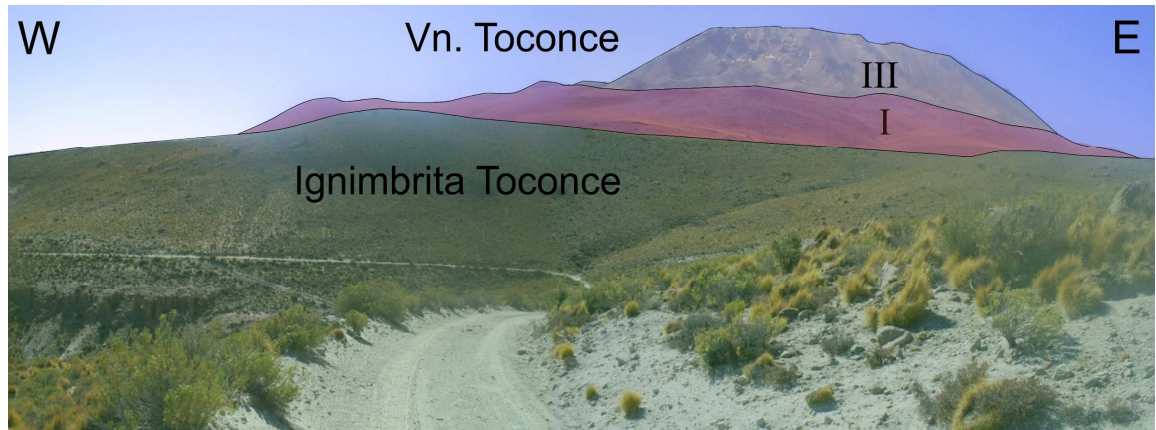


Figura 16.- Fotografía panorámica del flanco sur del volcán Toconce. Se observa parte del basamento del volcán, constituido por la Ignimbrita Toconce. Además, en esta figura se señala la distribución de lavas pertenecientes a la Etapa I (I) y a la Etapa III (III) de la evolución de este volcán (*sensu* López *et al.*, 2012).

Posterior a la Unidad Inferior, se generó la Etapa II que comprende un evento de flujos de lavas andesíticas voluminosos que afloran en los flancos NNE y SSE del volcán (López *et al.*, 2012). Una datación en una de las lavas pertenecientes a esta unidad presenta una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $0,89 \pm 0,03$ Ma (López *et al.*, 2012).

La etapa final de este volcán (Etapa III) comprende la emisión de los flujos de lava que corresponden a la etapa principal de construcción del actual edificio volcánico. Los flujos eruptados durante esta etapa son de composición andesítica, con efusión de domos de composiciones dacíticas (López *et al.*, 2012). Una marcada alteración hidrotermal puede ser observada en los flancos E y W del volcán (Fig. 17). Esta alteración afecta los productos volcánicos eruptados durante la etapa final de construcción del volcán (López *et al.*, 2012). Posterior a esto, una fuerte erosión glacial

se observa en los alrededores del cráter principal (Fig. 17). Esta erosión se caracteriza por la presencia de extensos depósitos de morrenas laterales, terminales y sedimentos periglaciales distribuidos sobre los 4.300 m s.n.m. (López *et al.*, 2012).

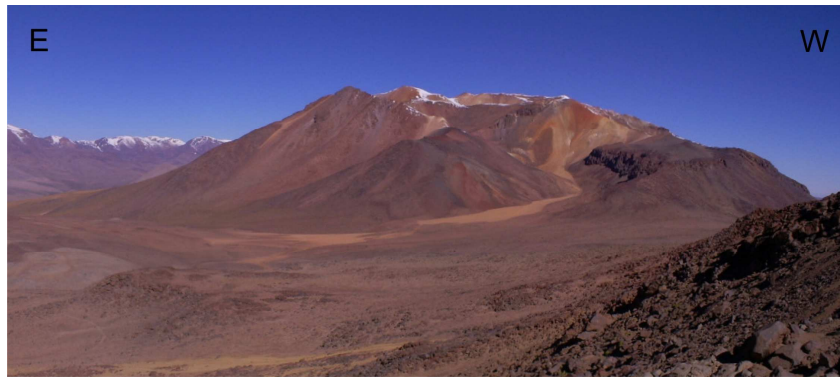


Figura 17.- Fotografía panorámica del flanco norte del volcán Toconce. En ésta se observa una marcada alteración hidrotermal.

2.2.1.5. Volcán Linzor

Linzor (Fig. 18) ($22^{\circ}11'S - 67^{\circ}57'W$) es un estratovolcán compuesto cuya cima se localiza a 5680 m s.n.m. Este volcán está constituido mayoritariamente por flujos de lavas y piroclastos de composición andesítica de piroxenos y hornblendas con una altura de 1180 m sobre su base. Las lavas que forman este volcán se encuentran en forma de flujos de coladas en bloque (lavas tipo aa). De acuerdo a mapeos previos, este volcán sobreyace a las ignimbritas Tatio y Cajón (Marinovic y Lahsen, 1984), indicando una edad post-Pleistoceno para éste, por lo que ha sido incluido como parte del Grupo de Volcanes III.

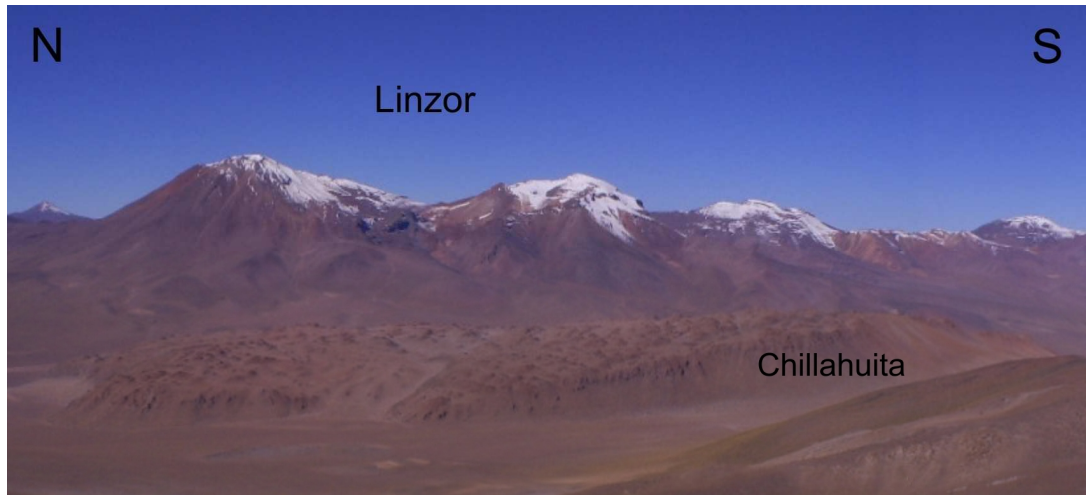


Figura 18.- Fotografía panorámica del flanco occidental del volcán Linzor. En la figura se resalta la presencia del domo dacítico Chillahuita.

2.2.2. Domos dacíticos

2.2.2.1. Dacita Chao

En el área de estudio afloran dos domos sílicos de gran volumen: Chao y Chillahuita. El domo que constituye la Dacita Chao ($22^{\circ}7'S$, $68^{\circ}10'W$) (Fig. 19) es un flujo volcánico con un volumen total estimado de $\sim 24 \text{ km}^3$ (de Silva *et al.*, 1994), y con una edad de $\sim 90 - 100 \text{ ka}$ (Tierney *et al.*, 2010). Este domo ha sido originado en el espacio entre los volcanes Paniri y Cerro del León (Figs. 2 y 19), con su punto más alto localizado a 5169 m s.n.m. (Guest y Sanchez, 1969).

Durante la evolución de este flujo, tres fases y tres unidades de flujos principales pueden ser distinguidas (Guest y Sanchez, 1969; de Silva *et al.*, 1994). La Fase 1 fue explosiva y produjo 1 km^3 de depósitos de fragmentos

de pómez gruesos, no consolidados, y flujos de bloques y cenizas posteriores. Estos flujos piroclásticos densos fueron depositados en el frente de la unidad de lava principal (Fig. 19), siendo generados por actividad explosiva de tipo vulcaniano a subpliniano (de Silva *et al.*, 1994). La Fase 2 consiste en la erupción de dos flujos dacíticos. El primero y más inferior (Chao I) tiene una longitud de 14 km (Fig. 20), abarcando un área sobre 51 km². Éste tiene prominentes cordones (*ridges*) de flujo u ogivas, y una forma lobulada (Fig. 19). El segundo flujo (Chao II) sobreyace directamente Chao I, siendo distinguido de éste por un suave escarpe en su flanco occidental (Fig. 19)(de Silva *et al.*, 1994). La Fase 3 consiste en la erupción del tercer cono, el cual es más joven (Chao III). Éste fue eruptado en la parte oriental del domo. Chao III tiene 6 km de longitud y 3 km de ancho (Fig. 19), con un volumen estimado de 3 km³ (de Silva *et al.*, 1994). Se ha propuesto que las tres unidades han sido eruptadas del mismo punto de emisión, el cual está localizado en la parte superior de la superficie de Chao III (de Silva *et al.*, 1994). Chao es un domo de composición dacítica rico en cristales (>50 vol %), con cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda como fenocristales principales. También, inclusiones andesíticas pueden ser observadas en todos los flujos (de Silva *et al.*, 1994). Unas pocas emisiones han originado depósitos de caída de cenizas, de flujos piroclásticos y laháricos que pueden ser observados en los alrededores de la Dacita Chao (Guest y Sanchez, 1969). Las tres etapas de erupción de la Dacita Chao parecieran ser continuas (Fig. 19), con poca evidencia de pausas de actividad entre ellas. Se ha propuesto una tasa de erupción de 25 m³s⁻¹ para este domo (de Silva *et al.*, 1994).

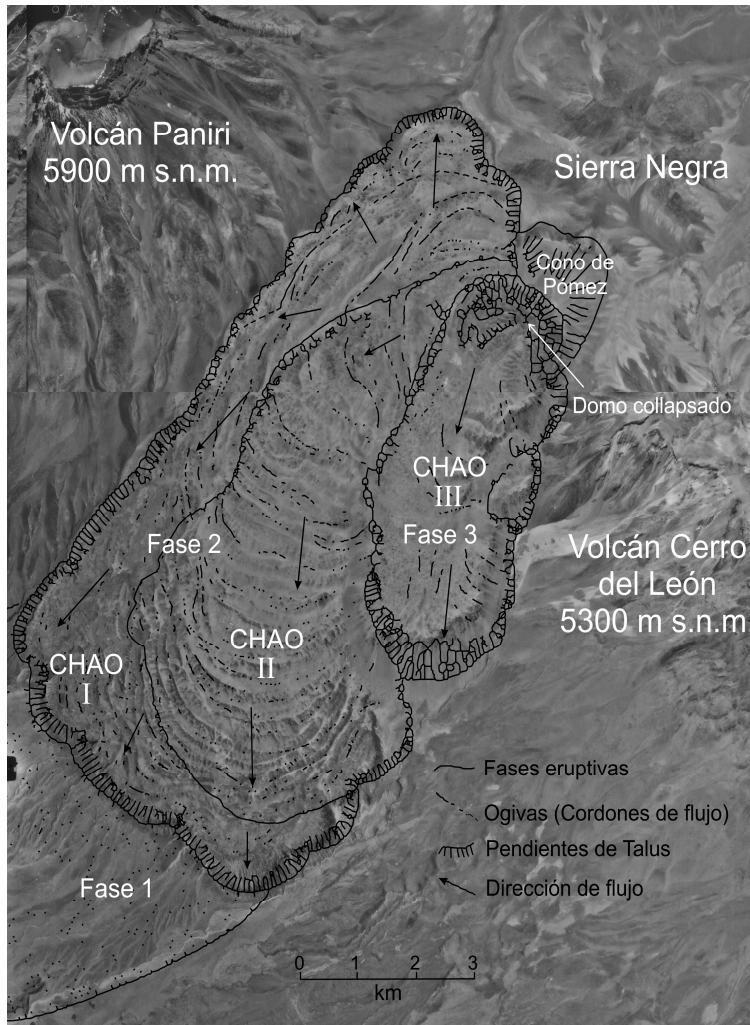


Figura 19.- Mosaico de fotografías áreas que muestran la distribución y evolución de la Dacita Chao. Sobre éstas se indican las diferentes etapas eruptivas de este domo dacítico (tomado y modificado de Guest y Sánchez, 1969).



Figura 20.- Fotografía panorámica del flanco norte de la Dacita Chao. En ésta se observa la extensa longitud de la Fase 2 de construcción de este domo.

2.2.2.2. Domo Chillahuita

Como la Dacita Chao, Chillahuita es un domo dacítico rico en cristales (de Silva *et al.*, 1994) localizado al flanco este de los volcanes Toconce y Cerro del León y hacia el oeste del volcán Linzor (Figs. 3, 8, 17 y 21). Este domo es de menor tamaño que la Dacita Chao, con un área estimada de 11 km², y un volumen aproximado de 4 km³ (de Silva *et al.*, 1994). Su evolución no ha sido establecida, pero pareciera haber sido generada por sólo un evento extrusivo (de Silva *et al.*, 1994). Este evento fluyó hacia el norte y el este desde el punto de emisión el cual está localizado en la parte sur de esta estructura volcánica (de Silva *et al.*, 1994).



Figura 21.- Fotografía panorámica del flanco oriental del domo Chillahuita. Además, se observan gran parte de los volcanes pertenecientes a la cadena volcánica San Pedro - Linzor.

CAPITULO 3. METODOLOGIAS

3.1. Preparación de muestras

De las muestras de lavas y flujos piroclásticos pertenecientes a los volcanes y los conos de escoria presentes en el área, un total de 73 muestras fueron preparadas para análisis geoquímicos de óxidos mayores y elementos traza. De éstas, 10 también fueron analizadas mediante análisis isotópicos (Sr, Nd y Pb). La ubicación de las muestras obtenidas en terreno se presenta en el Anexo I. Para los análisis, las muestras fueron fragmentadas en chancadores de acero, y pulverizadas en un mortero de ágata, esto, para evitar contaminación. Además, cristales aislados de olivinos y piroxenos de 13 muestras fueron seleccionadas para análisis de isótopos de oxígeno. Láminas delgadas de muestras seleccionadas fueron preparadas para análisis de inclusiones fundidas. Tanto la preparación de las muestras como los análisis de las mismas fueron llevadas en el Centro de Ciencias Geológicas de la Universidad de Göttingen (*Geowissenschaftliches Zentrum, Göttingen*).

3.2. Análisis geoquímico de roca total

3.2.1. Fluorescencia de Rayos X (XRF)

Análisis mediante Fluorescencia de Rayos X (XRF) fueron realizados para estimar concentraciones de óxidos mayores y Ba, Sr, Ni, Co, V, Cr, Sc, Zr, Nb, S y Ga. Para esto, 2800 mg de roca pulverizada fueron mezclados con 5600 mg de Spectromelt A12 (66% tetraborato de di-litio y 34% metaborato

de litio), y 640 mg de Fluoruro de Litio (LiF). Esta mezcla fue fundida hasta formar un disco de vidrio en un dispositivo de fusión automático SIEMENS Autofluxer®. El disco de vidrio obtenido fue medido por un espectrómetro de fluorescencia de rayos X AXIOS-Advanced PANalytical, el cual tiene un tubo objetivo de rayos X de rodio SSTmAX-4-kW para la excitación de las muestras. Este espectrómetro está equipado con siete monocromadores, mayoritariamente curvados lateralmente: PX-10, LiF 220, InSb111, Ge111, PE002, PX-8 y PX-1. Contadores cerrados de Xe, de flujo y centelleo son utilizados, y selección de pulsos de altitud son aplicados para reducir las interferencias de líneas de orden espectral mayores y el ruido de *background*. Correcciones de interferencia para la superposición de líneas son calculadas para elementos tales como Zr, Y, Nb, y Th. El espectrómetro está equipado con el programa computacional SuperQ 4. Los errores analíticos para elementos mayores es < 2%, y para el de los elementos traza se encuentran en el rango de 2-5 %.

3.2.2. Espectrometría de Masa mediante Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS)

Análisis de espectrometría de masa mediante plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) fueron llevados a cabo para medir concentraciones de Mo, Cd, Zn, Sn, Sb, Cs, Ta, Y, Hf, Th, U, Pb y tierras raras. Estos análisis fueron realizados en un equipo FISIONS VG PQ STE. Este equipo cuenta con un sistema de microsonda láser UV VG de 266 nm y un nebulizador directo CETAC DIN-100. Este nebulizador se encuentra

acoplado a un equipo CETAC DSX-100 de eliminación de matriz. La preparación de muestras para los análisis fue hecha en un sistema de disolución ácida DAS *Picotracer*, en crisoles presurizados de tapa rosca. Primero, 100 mg de roca pulverizada fueron digeridos en dos soluciones multi-ácido. Estas fueron una combinación de HF/HClO₄ ultra puro, donde 3 ml de cada ácido fueron utilizados. El estándar utilizado (JA-2) fue tratado de la misma manera que las muestras. Las muestras fueron digeridas durante 12 horas a una temperatura de 180°C en vasos precipitados cerrados de teflón (*Picotracer*®). Después de ser digeridas, las soluciones han sido evaporadas por 2 horas, a 150°C, hasta estar completamente secadas. Los precipitados obtenidos fueron disueltos en 2 ml de HNO₃ ultra puro, y 200 µl de una solución de 10 ppm de In y Re como estándares internos.

3.2.3. Análisis de isótopos radiogénicos

Análisis de razones de isótopos de Sr (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr), Nd (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd) y Pb (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb; ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, y ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb) fueron hechos mediante espectrometría de masa por ionización termal (TIMS). Para esto fue utilizado un espectrómetro de masas Finnigan Triton. Para los análisis de isótopos de Sr y Nd 100 mg de muestra pulverizada fueron disueltos en 6 ml de una solución HF:HNO₃ (1:1) en vasos precipitados de teflón, los cuales se colocaron en un horno a 200°C durante 16 horas. La solución obtenida fue completamente evaporada en un horno a 140°C, y el precipitado obtenido fue disuelto en 4 ml de una solución 6N de HCl y evaporado nuevamente. Este último proceso fue repetido nuevamente, y el

precipitado obtenido fue disuelto, por última vez, en 2,5 ml de una solución 2,6 N de HCl y centrifugado. Para la separación, la solución fue lavada con una solución 2,6 N de HCl a través de columnas que contenían una resina de intercambio de iones BIORAD AG 50W-X8 a 200-400 mesh (0,0074 – 0,0037 mm). La parte rica en Sr obtenida fue recolectada, evaporada completamente y almacenada hasta su medición. Para análisis de Nd, la fracción rica en Tierras Raras obtenida de la secuencia anterior fue separada en un segundo set de columnas. Estas contenían polvo de teflón impregnado con HDEHP Bis-(2-ethylhexy)-Fosfato, para el intercambio de iones. La dilución de Nd fue realizada con una solución 0,18 N de HCl, la cual fue posteriormente evaporada completamente. Para las mediciones, el Sr fue disuelto en 0,5 N de H₃PO₄, y el Nd fue disuelto en 2 N de HCl, para después ser, ambos, montados en filamentos dobles de Re (~1 µg). Las razones de isótopos de Sr y Nd fueron corregidas, para fraccionamiento de masa, a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,1194$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$, y normalizadas a valores de NBS987 (0,710245), y La Jolla (0,511847), respectivamente. Los valores obtenidos de estos estándares (NBS987 y La Jolla) durante el período de estudio fueron de $0,710262 \pm 24$ (70 análisis) y $0,511847 \pm 20$ (21 análisis), respectivamente. Errores externos $2\sigma < 0.004\%$ para Sr y Nd son estimados. Los blancos de procedimiento totales son de 0,26 ng (Sr) y <0,14 ng (Nd). Para los análisis de isótopos de Pb las muestras fueron preparadas y analizadas utilizando el mismo procedimiento analítico descrito en Mamani *et al.* (2010). Así, cerca de 100 mg de muestra pulverizada fue disuelta en 4 ml de HF:HNO₃ (1:1) en probetas Savilex a 200°C durante 24 horas. Después de una disolución en 1 ml de HBr 0,5 N, y una subsecuente

evaporación, éste fue disuelto nuevamente en HBr 0,5 N y centrifugado. Pb fue separado en columnas de intercambio de aniones que contienen 100 μ l de resina Biorad AG1-X8 de tamaño que varían de 200 a 400 mesh. Las muestras fueron disueltas en 0.3 ml de una concentración 2 N de HCl y lavado en las columnas. Después fueron disueltos en 1 ml de 0,5 N de HBr, y finalmente separados con 1 ml de HCl 6 N. Para liberarse de los elementos alcalinos y las tierras alcalinas el proceso de separación fue repetido. Todo el proceso fue llevado a cabo en cajas de flujos laminares para excluir la contaminación con plomo vinculado con partículas de polvo. El Pb fue montado en filamentos dobles de Re utilizando gel de sílice. Los isótopos de Pb fueron corregidos al estándar NBS-981. La normalización de los datos a valores recomendados fue realizada utilizando un factor de fraccionamiento de masas de 0,122%. Más de 100 medidas fueron hechas para cada muestra, con análisis del estándar NBS-981 cada 10 medidas. Se obtuvieron medidas de NBS-981 de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,94 \pm 0,02$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,49 \pm 0,03$; y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36,71 \pm 0,05$, y un error total (2σ) $< 0,1\%$.

3.3. Análisis geoquímicos de fracciones minerales e inclusiones fundidas

3.3.1. Análisis de isótopos de oxígeno

La preparación y los análisis de muestras para isotopía de oxígeno fueron llevados a cargo por personal técnico y docente del Departamento de Geociencias de la Universidad de Göttingen. De esta manera, razones de

$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, de granos separados de olivinos, y algunos piroxenos, de 12 muestras seleccionadas, fueron medidos en un espectrómetro de masas Thermo MAT 253 con una línea de extracción de gas similar a la de Sharp (1990), excepto que F_2 fue utilizado para fluorinización en vez de BrF_5 , y que el O_2 es medido directamente. Cerca de 1 mg de minerales (*ca.* 1 a 3 cristales) de tamaños que varían de 250-500 μm fueron analizados. Las muestras y los estándares fueron puestas en un sujetador de muestras de Ni, generándose el vacío durante la noche, y calentadas a $> 2000^\circ\text{C}$ por un láser de CO_2 en una atmósfera de F_2 para liberar el oxígeno de los silicatos. El exceso de F_2 es removido con una reacción con NaCl a $\sim 150^\circ\text{C}$, formando así NaF y recolectada en trampas de nitrógeno líquido a -196°C . El gas purificado de O_2 de las muestras es atrapado en un tamizador molecular a -196° , y expandido en el espectrómetro de masas para análisis simultáneo de masas 32, 33 y 34, por calentamiento del tamizador molecular a $\sim 80^\circ\text{C}$. El gas de la muestra es medido contra el O_2 de referencia conocido de $\delta^{18}\text{O}$ VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) de $+12.5\text{‰}$. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ fueron corregidos por la máquina por normalización como se muestran en detalle por Pack *et al.* (2007). Para estos análisis, Granate UWG-2y MORB-*glass* fueron utilizados como estándares de referencia asumiendo un valor $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 5.7\text{‰}$. Para los análisis de isótopos de O en este laboratorio, una precisión de alrededor de $\pm 0,14$ y $\pm 0,17\text{‰}$ fue estimada por Wiechert *et al.* (2001) para estos estándares, respectivamente. Así, basados en las medidas de estos estándares, un error analítico de $\pm 0,2\text{‰}$ ha sido asumido para los análisis realizados (Przybilla, pers. communication).

3.3.2. Análisis de inclusiones fundidas y minerales huéspedes

Si, Na, K, Ti, Fe, Al, Mg, Cr, Mn, P y Ba, como contenidos de óxidos de inclusiones fundidas y minerales huéspedes fueron analizados. Para llevar a cabo estos análisis se confeccionaron cortes transparentes de las muestras de los volcanes de la cadena, de estos cortes se seleccionaron aquéllos donde se reconocieron inclusiones fundidas superficiales, los que posteriormente fueron cubiertos por una capa de carbón. Los análisis de las muestras se realizaron mediante una microsonda electrónica del tipo JEOL JXA 8900 R, utilizando un haz de 15 nA, 15 kV, y 10 μm de diámetro. Para los elementos analizados, *peaks* de 15 s, y referencias (*background*) de 5 s, fueron utilizados, excepto para Cr, P, y Ba que fueron analizados con *peaks* de 30s, y líneas de referencia (*background*) de 15s. Los análisis fueron realizados utilizando cinco colectores CH1 para Si y Al, CH2 para Na y Mg, CH3 para K, Ca y P, CH4 para Ti y Cr, y CH5 para Fe, Mn y Ba. Los estándares internacionales Olivino SC para Si y Mg, Albita para Na, Sanidina para K, TiO_2 para Ti, Hematita para Fe, Granate 2KAK para Al, Wollastonita para Ca, Cr_2O_3 para Cr, Rodonita para Mn, Apatito Wilb para P, y Celsian para Ba, con una desviación estándar <10 % para la mayoría de los análisis. Además, imágenes de electrones retrodispersados (*backscattered electron*) fueron obtenidas mediante esta microsonda electrónica.

CAPITULO 4. RESULTADOS GEOQUIMICOS

4.1. Roca total

4.1.1. Oxidos mayores y elementos traza

Los análisis de óxidos mayores muestran que las lavas de la cadena volcánica San Pedro – Linzor tienen una tendencia calcoalcalina, variando en composición de andesítica-basáltica a dacítica (Fig. 22). Además, las tendencias composicionales de las muestras analizadas muestran un descenso en el contenido de FeO*, MgO, TiO₂ y CaO, y un incremento de K₂O con SiO₂ (Fig. 23). Por otra parte, el contenido de Sr, Cr, y Ni de las muestras desciende, mientras el contenido de Ba, Rb, y Zr se incrementa, con la diferenciación (Fig. 24).

De acuerdo a los resultados obtenidos, los valores más altos de mg# ($100 * \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) se observan en lavas eruptadas en el volcán San Pedro. Uno de estos flujos (mg# ~62) presenta, además, concentraciones de Rb < 55 ppm, Cr > 300 ppm, y Ni > 70 ppm, siendo el menos evolucionado de la cadena. Por otra parte, los flujos más evolucionados corresponden a aquéllos de composición dacítica observados en los volcanes Paniri, Cerro del León y Toconce (Fig. 13). Estos flujos muestran concentraciones de Ni < 5 ppm, Rb [100-300 ppm], Cr < 25 ppm y mg# < 45. Por otra parte, El Rojo III tiene concentraciones de Cr de 167 ppm, Ni de 44 ppm, y un mg# ~60, mientras que La Poruña muestra valores de 289 ppm para las concentraciones de Cr, 69 ppm de Ni, y un mg#~60.

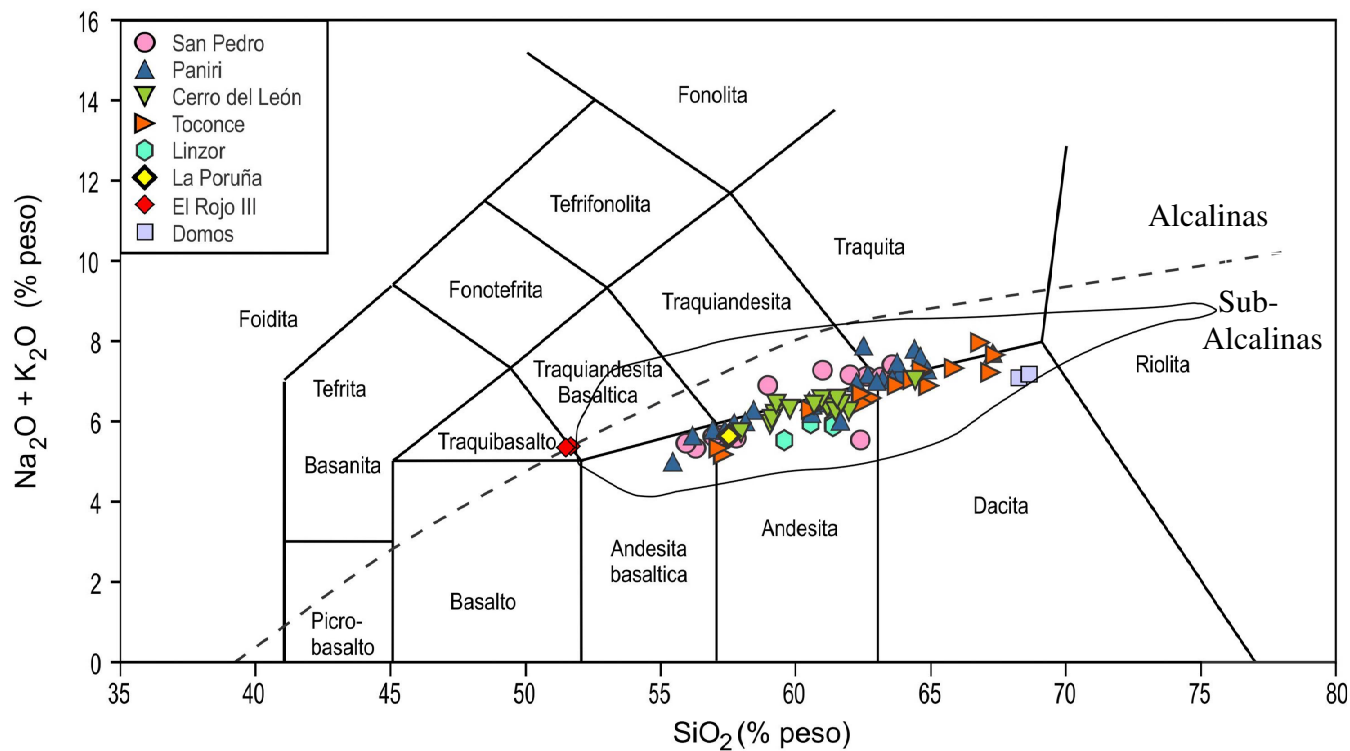


Figura 22.- Diagrama de Alkali Total vs. Sílice (tomado y modificado de Le Maitre, 1984). En este diagrama se han plotado los resultados para los diferentes volcanes de la cadena con diferentes colores y simbologías. Se observa una tendencia co-magmática bien definida, variando de composiciones andesíticas-basálticas a dacíticas. Polígono representa composición de lavas de los Andes Centrales (tomado y modificado de Mamani *et al.*, 2010). Línea segmentada indica subdivisión de rocas de acuerdo a Irvine y Baragar (1971). Composición de domos de acuerdo a de Silva *et al.* (1994).

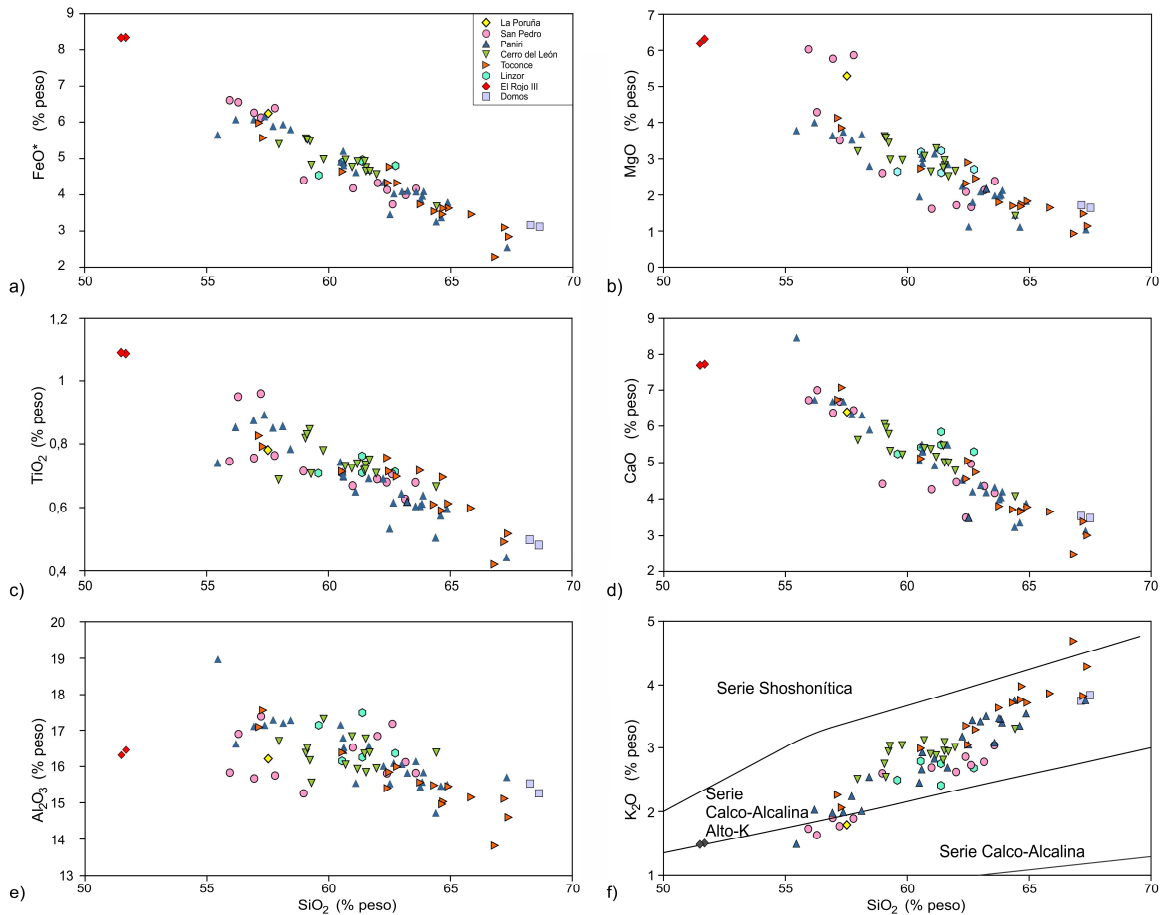


Figura 23.- Diagramas de óxidos mayores vs. SiO₂. Fe₂O₃ y FeO como FeO*. Un descenso de FeO* (a), MgO (b), TiO₂ (c), CaO (d), y Al₂O₃ (e), y un incremento de K₂O (f) puede ser observado en estos diagramas. Subdivisiones de rocas sub-alcalinas de acuerdo a Rollinson (1993).

Las lavas de la cadena volcánica están enriquecidas en elementos litófilos móviles (LILE, *large ion lithophile elements*) relativos a elementos de alto campo iónico (HFSE, *high field strength elements*), lo cual es una característica de lavas de arcos volcánicos. Normalizados respecto a valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), se reconoce una anomalía

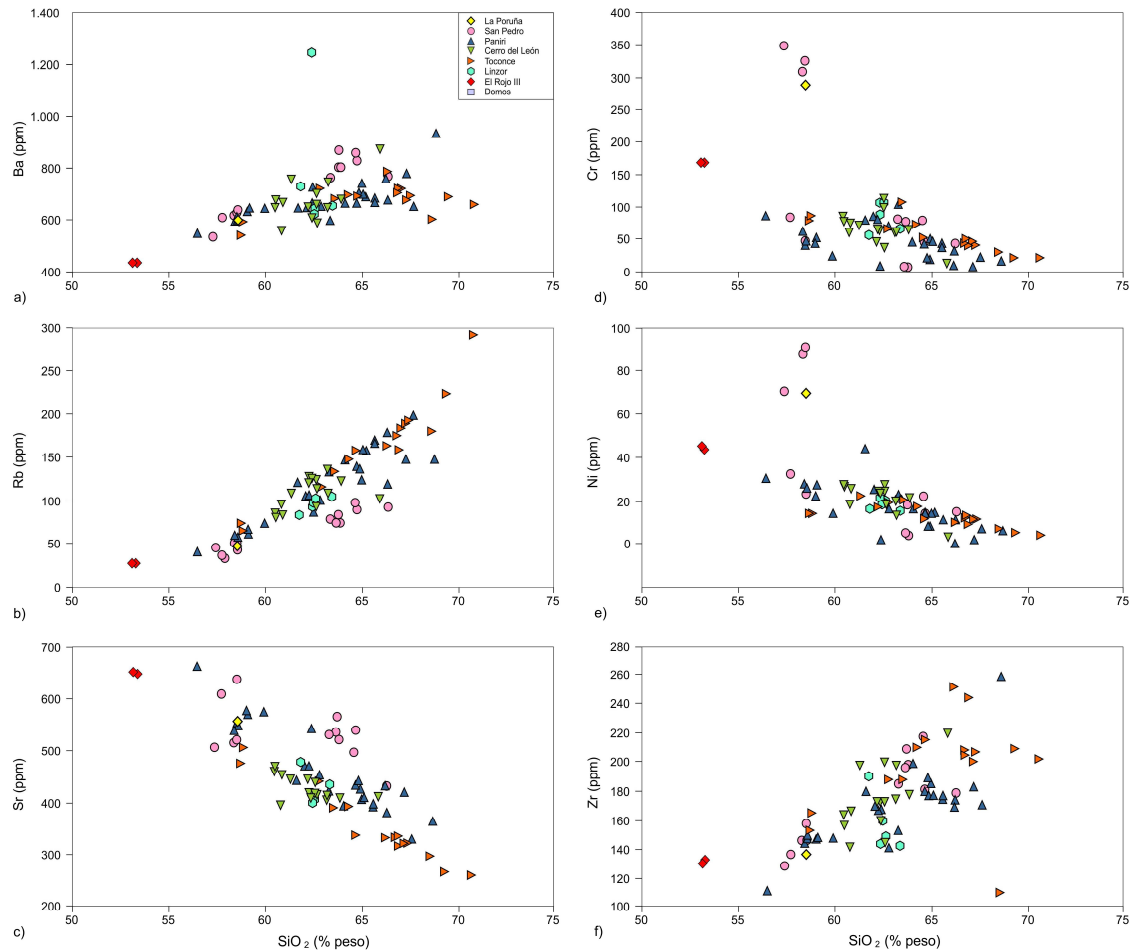


Figura 24.- Diagramas de Ba (a), Rb (b), Sr (c), Cr (d), Ni (e), y Zr (f) vs. SiO_2 para las lavas analizadas de la cadena volcánica San Pedro - Linzor. Ba, Rb y Zr muestran un incremento en las concentraciones a medida que aumenta la diferenciación. Sr, Cr y Ni muestran un descenso con el incremento en el contenido de SiO_2 de las muestras.

negativa en los contenidos de Nb y Ta, y una positiva para los de Th, U y Pb (Fig. 25a). Además, se observa bajas concentraciones de Cs, Rb, Ba, Th, K, y Pb, y altas de Sr, Eu, Y, Yb, y Lu, respecto al manto primitivo, en las muestras obtenidas del cono de escoria El Rojo III (Fig. 25a), mientras que una muestra obtenida del volcán Linzor (BG-SPL-028) presenta una mayor,

concentración de Ba y Pb, respecto a los volcanes de la cadena (Figs. 24a y 25a). Por otra parte, normalizado con valores condriticos (C1) (Sun y McDonough, 1989), un comportamiento casi plano de las Tierras Raras (TR) es observado (Fig. 25b). Este comportamiento está definido por bajas razones de Tierras Raras Livianas (TRL) respecto a Tierras Raras Pesadas (TRP). Así, se han obtenido razones de [14-41] para Sr/Y, [7.8 – 31.1] para La/Yb, [1.7 – 2.4] para Dy/Yb, y [1.6 – 4] para Sm/Yb. También, una anomalía negativa de Eu se observa en las lavas analizadas pertenecientes a la cadena volcánica (Fig. 25b).

4.1.2. Isótopos radiogénicos

Los resultados de análisis de isótopos radiogénicos, muestran bajas razones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [0.5118 – 0.5124] respecto a otros volcanes de los Andes Centrales. Así, se observa una distribución casi plana de estas razones con la diferenciación (Fig. 26a). Las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [0.7063 – 0.7094] son relativamente altas comparadas con otras lavas de los Andes Centrales, mostrando una tendencia a aumentar con el contenido de SiO_2 (Fig. 26b) y las razones de Sm/Yb (Fig. 26c). Estas razones disminuyen con el contenido de Sr en las muestras analizadas (Fig. 26d).

Por otra parte, las razones de isótopos de Pb son características para los valores de los Andes Centrales, encontrándose que las razones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [18,70-18,81] caen dentro de los valores establecidos por Mamani *et al.* (2010) para el Dominio de Antofalla (Fig. 27).

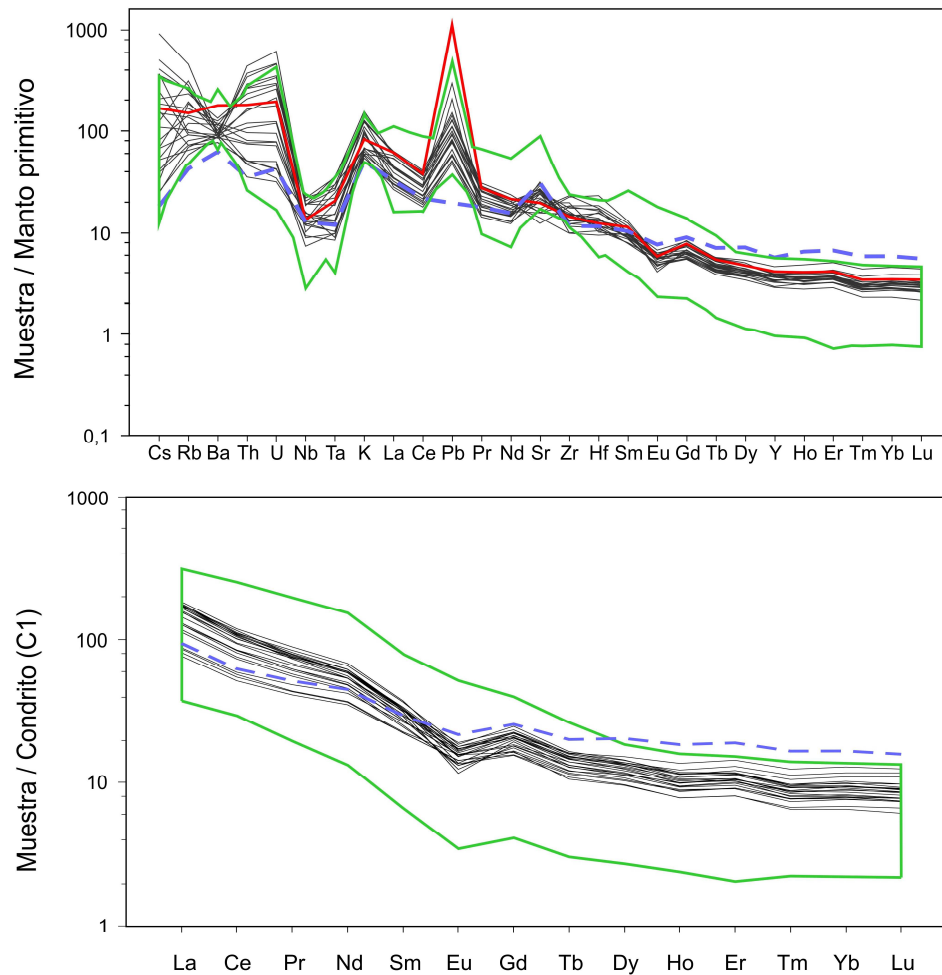


Figura 25.- Valores de elementos traza normalizados con manto primitivo (a), y de TR normalizados con valores condríticos (b) para muestras representativas de la cadena volcánica San Pedro - Linzor (valores de manto y condrito de acuerdo a Sun y McDonough, 1989). Campo de líneas verdes representan la distribución valores normalizados para lavas de los Andes Centrales (datos de Mamani *et al.*, 2010). En a) se observan razones bajas en Nb y Ta, y altas de Th, U, y Pb, característicos de arcos volcánicos. En b) se observa una tendencia de altos valores de TRP, y una pequeña anomalía negativa de Eu, relativa a los volcanes de los Andes Centrales. Línea segmentada representa valores normalizados para El Rojo III. Línea roja en (a) corresponde a la muestra del volcán Linzor que presenta los valores más altos de Ba y Pb de la cadena volcánica (BG-SPL-028).

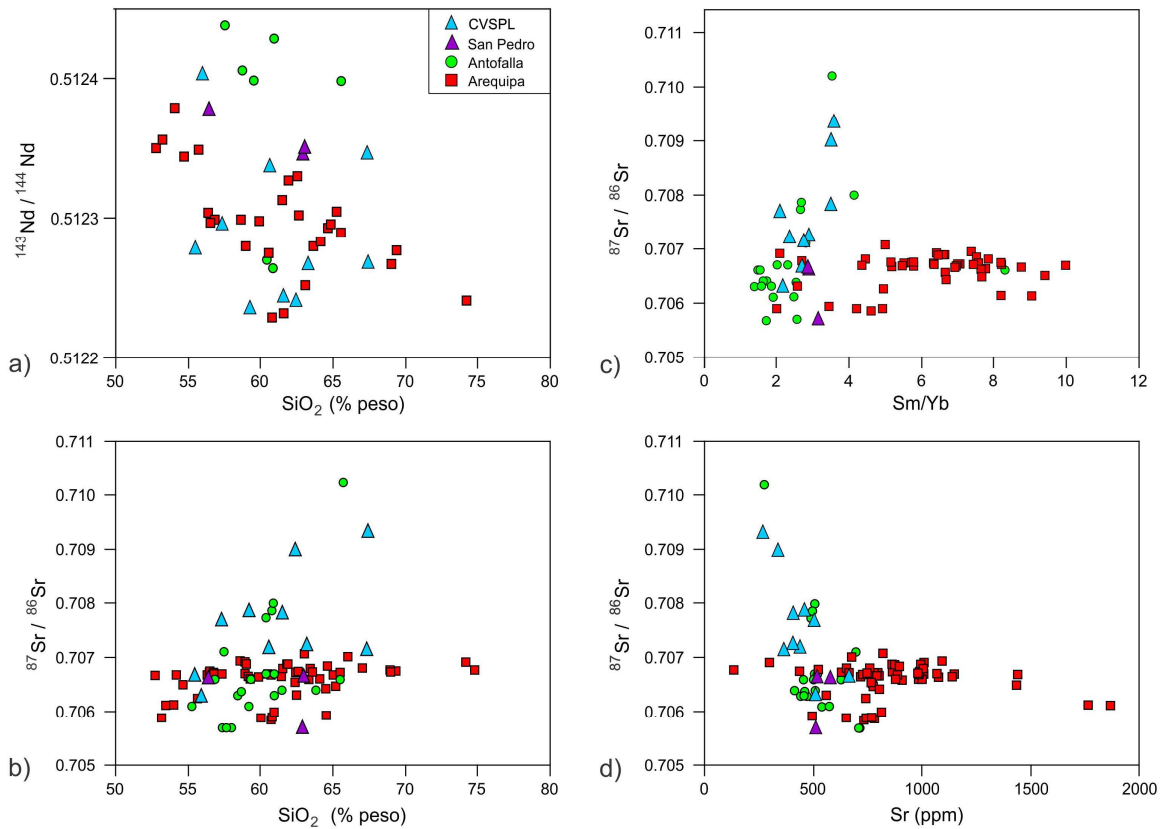


Figura 26.- Diagramas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. SiO_2 (a); $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. SiO_2 (b); $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Sm/Yb (c) y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Sr (d). Para la cadena volcánica, las razones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ muestran que no existe una marcada relación con la diferenciación (a), mientras que las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muestran un incremento con el aumento de SiO_2 (b). En (c) se observa un incremento de las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con el aumento de la razón Sm/Yb, mientras que esta razón disminuye con el aumento en la concentración de Sr de las muestras (d). Las razones más altas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que se observan en la figura corresponden a una muestra obtenida del volcán Láscar (Mamani *et al.*, 2010). Datos del volcán San Pedro y los dominios de Antofalla y Arequipa tomados de Mamani *et al.* (2010).

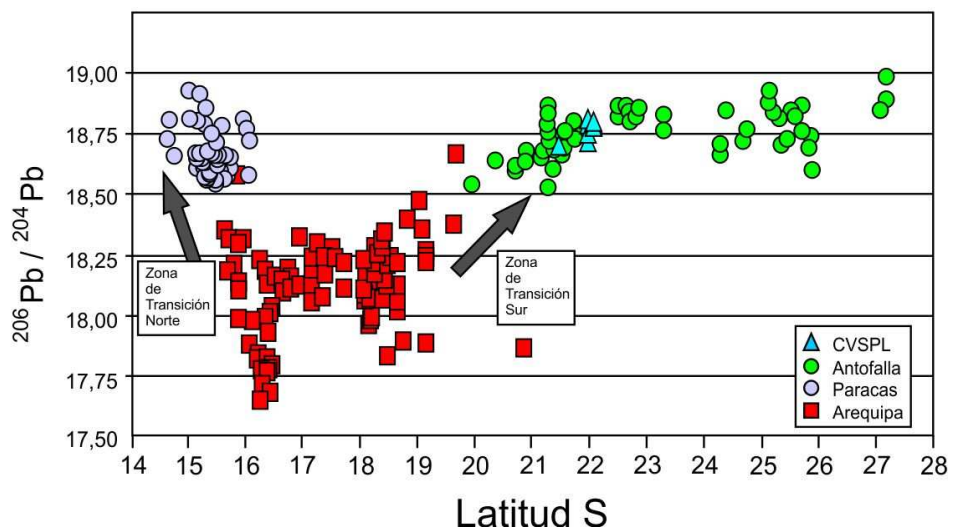


Figura 27.- Gráfico de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs latitud (en $^{\circ}$). Se observa la relación entre los valores obtenidos para las lavas de la cadena volcánica y los diferentes dominios corticales definidos para los Andes Centrales (tomado y modificado de Mamani *et al.*, 2008).

4.2. Fracciones minerales e inclusiones fundidas

4.2.1. Isótopos de oxígeno

Los resultados análisis de isótopos de oxígeno en piroxenos y olivinos se muestran en el Anexo IV. Las diferentes muestras analizadas presentan razones de $\delta^{18}\text{O}$ que varían entre 5,0 y 8,7 ‰. Estas razones aumentan con el contenido de SiO_2 de las muestras (Fig. 28).

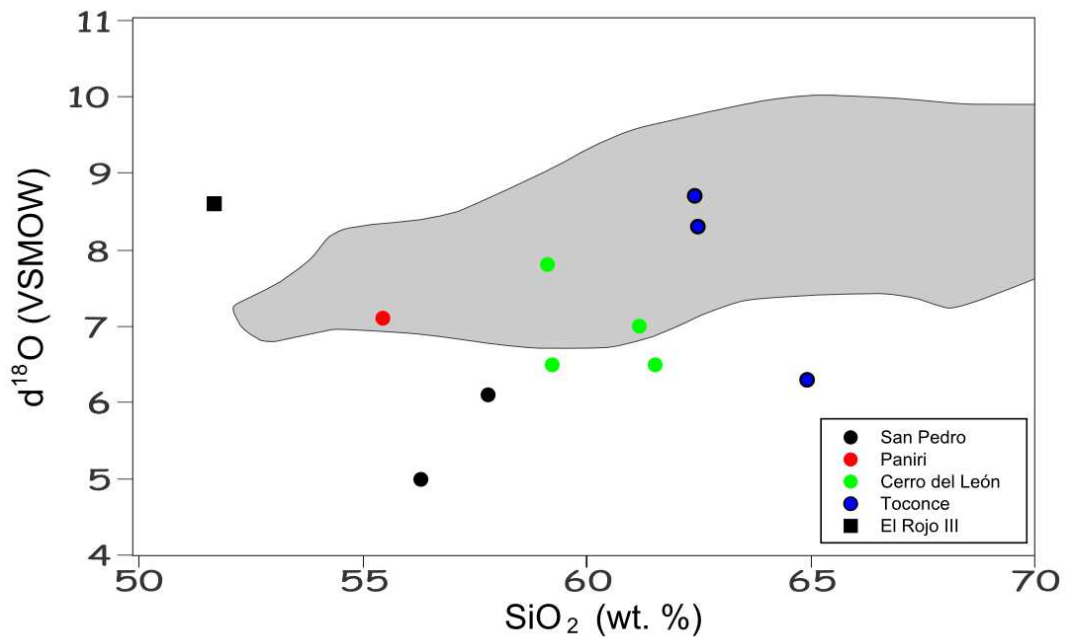


Figura 28.- Gráfico de $\delta^{18}\text{O}$ vs SiO_2 para lavas de la cadena volcánica San Pedro – Linzor. Campo gris indica valor de $\delta^{18}\text{O}$ para otros volcanes de los Andes Centrales (datos de Mamani *et al.*, 2010).

4.2.2. Inclusiones fundidas y minerales huéspedes

Los resultados de análisis de óxidos mayores de inclusiones fundidas y minerales huéspedes son mostrados en el Anexo V. Las inclusiones fundidas analizadas se encuentran hospedadas en piroxenos, y plagioclasas, en rocas cuyas composiciones varían de andesíticas a dacíticas. Estas inclusiones tienen formas elípticas a esféricas, con diámetros de hasta 50 μm (Fig. 29). Minerales hijos y burbujas de encogimiento (*shrinkage bubbles*) son observados en algunas inclusiones (Fig. 29).

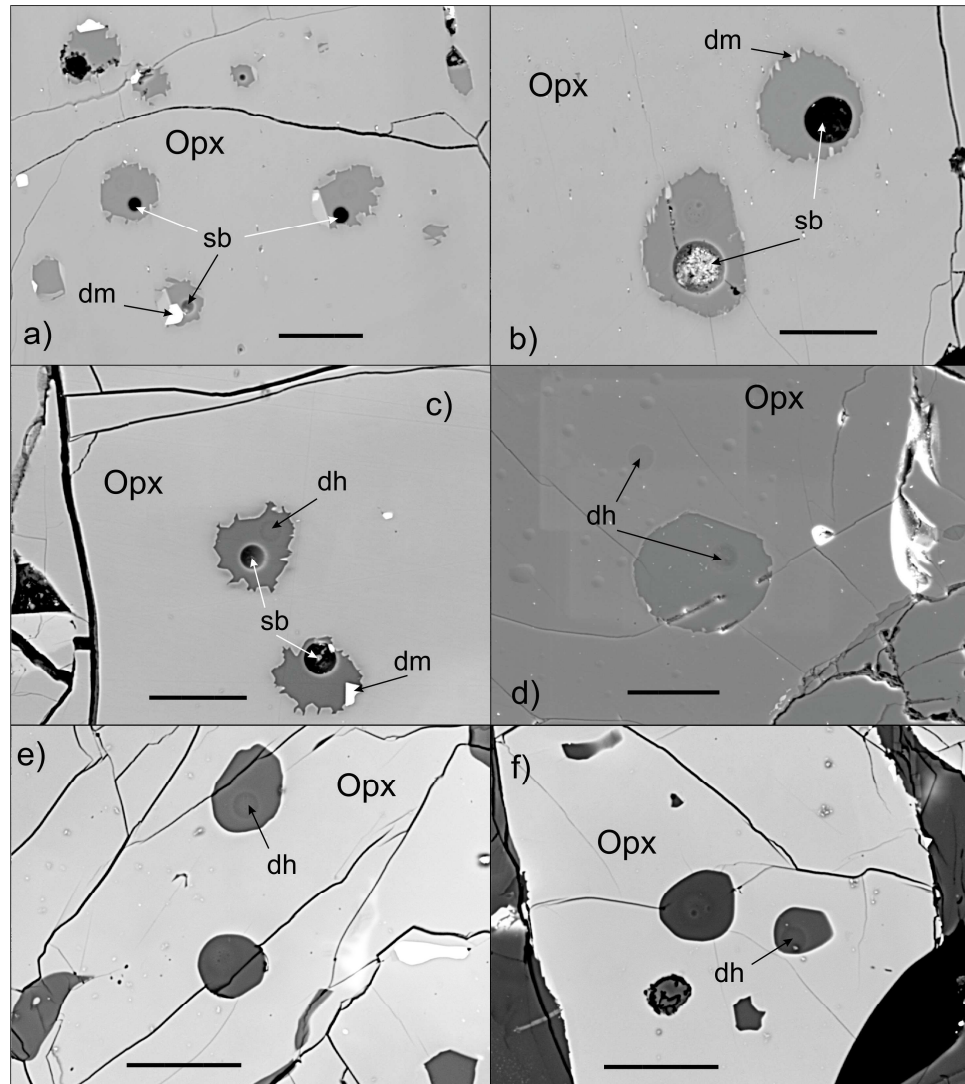


Figura 29.- Imágenes de electrones retrodispersados (*Back-scattered electron*, BSE) obtenidas a partir de la microsonda electrónica. En éstas se observan fenocristales de ortopiroxeno (Opx) que presentan inclusiones fundidas de forma elíptica. En estas inclusiones se observa la existencia de burbujas de encogimiento (sb) y algunos cristales hijos (dm). Además, es posible observar el agujero producto del haz de electrones de la microsonda mediante la cual fueron analizadas estas inclusiones (dh). En cada imagen la barra indica 30 μm .

Las inclusiones fundidas analizadas un contenido en sílice que varía de 68 a 78% en peso (Anexo V, Fig. 30). Estas concentraciones de SiO_2 son más altas que las de las lavas de la cadena volcánica y gran parte de las lavas de los Andes Centrales (Fig. 30). Además, estas inclusiones presentan concentraciones de Al_2O_3 que varían de 10 a 18 % peso, $\text{CaO} < 4$ % peso, Na_2O de 2 a 6 % peso, K_2O de 2 a 6 % peso, FeO < 2 % peso, $\text{MgO} < 1$ % peso y $\text{TiO}_2 < 1$ % peso (Anexo V). Se observa una disminución de Al_2O_3 , CaO , Na_2O , y TiO_2 a medida que aumenta el contenido de SiO_2 en las inclusiones (Fig. 31).

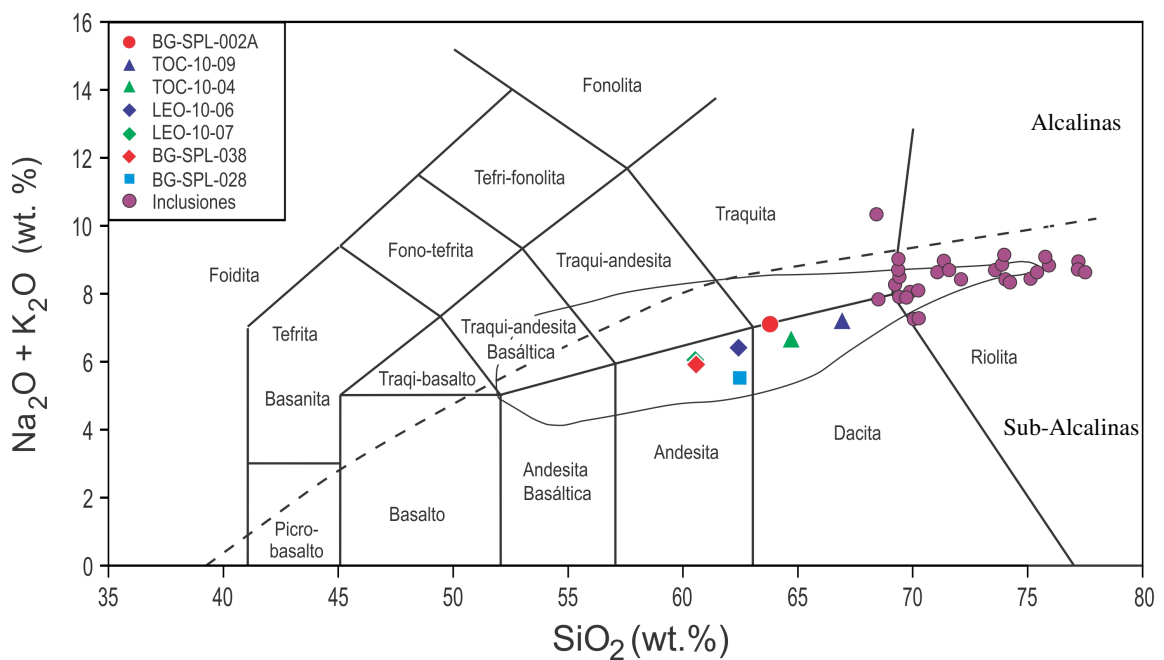
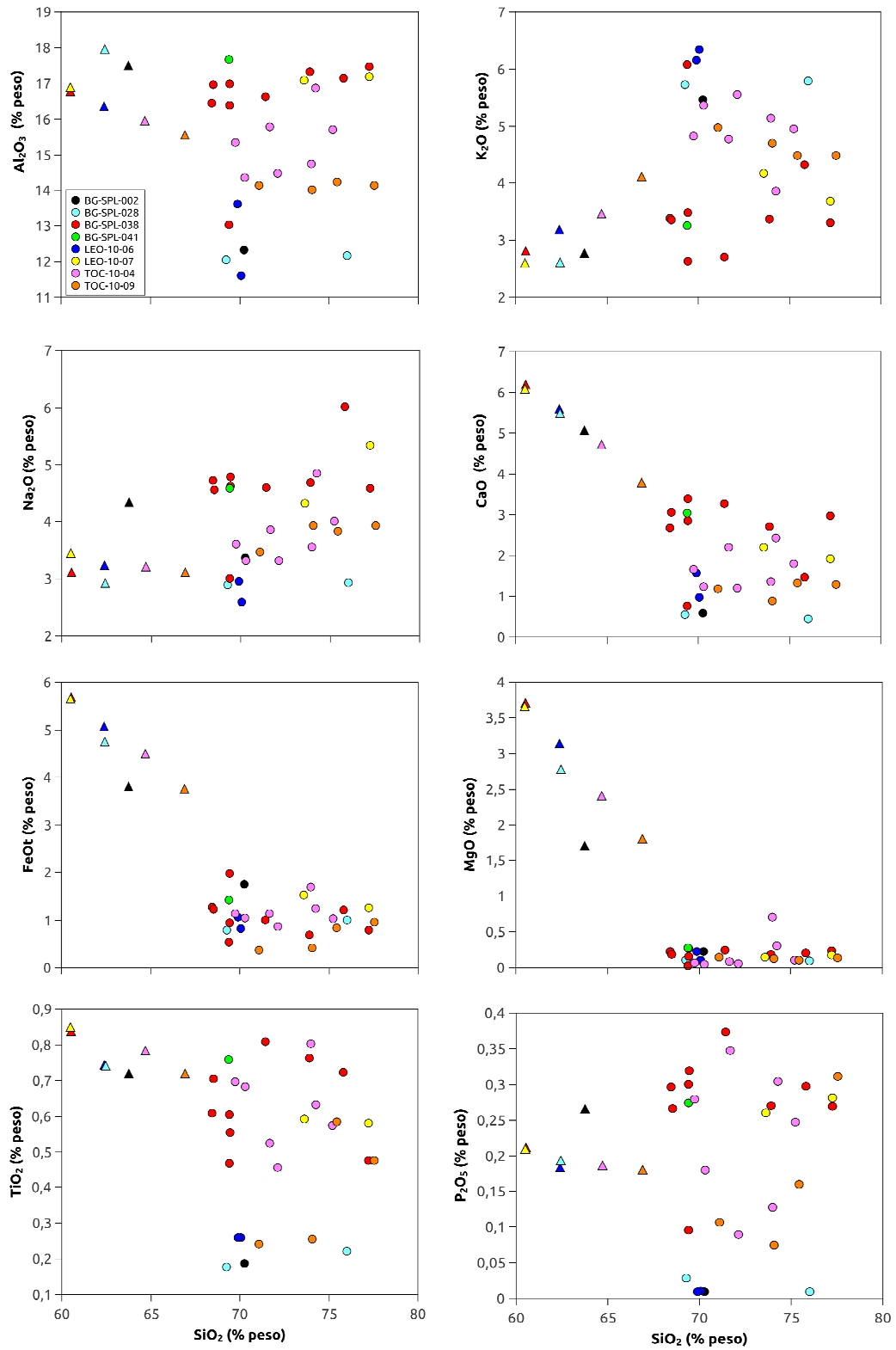


Figura 30. Diagrama de Alkali Total vs. Sílice (tomado y modificado de Le Maitre, 1984) para lavas que contienen inclusiones fundidas y las inclusiones fundidas analizadas. Se aprecia la alta composición de sílice para las inclusiones fundidas. Polígono representa composición de lavas de los Andes Centrales (tomado y modificado de Mamani *et al.*, 2010). Línea segmentada indica subdivisión de rocas alcalinas y subalcalinas, de acuerdo a Irvine y Baragar (1971).

Los principales minerales que contienen estas inclusiones fundidas corresponden a ortopiroxenos con formas que varían de anhedrales a euhedrales, y tamaños menores a 4 mm. Los ortopiroxenos presentan concentraciones de SiO_2 que varían entre 52,97 a 54,74% peso, Al_2O_3 entre 0,52 y 3,15% peso, CaO entre 1,04-1,85 % peso, Na_2O < 0,06% peso, K_2O <0,02 % peso, FeO entre 12,28 y 22,46% peso y MgO entre 21,78 y 29,28 % peso, (Anexo V). Escasas inclusiones fundidas encontradas en clinopiroxenos y plagioclasas han sido analizadas (Anexo V). Respecto a estos minerales, los clinopiroxenos varían de formas anhedrales a euhedrales, con tamaños de hasta 4 mm, mientras que las plagioclasas analizadas se presentan de formas subhedrales a euhedrales, de hasta 8 mm, algunas de las cuales presentan textura Sieve.

Figura 31 (siguiente página). Diagramas de óxidos mayores para las inclusiones fundidas analizadas. En estos diagramas se muestran, además, la composición de las lavas que contienen estas inclusiones (triángulos).



CAPITULO 5. DISCUSION

Los resultados obtenidos a través de los diferentes análisis geoquímicos de muestras de lavas obtenidas en la cadena volcánica San Pedro - Linzor son discutidos a continuación. Estos resultados presentan características distintivas respecto a otros volcanes eruptados en los Andes Centrales. Así, las concentraciones de óxidos mayores y elementos traza de roca total, y las concentraciones de óxidos mayores de inclusiones fundidas se relacionan con la evolución de los magmas eruptados, a bajas presiones corticales, en la cadena volcánica. Esto se ve reflejado en la composición petrográfica de las muestras, donde la plagioclasa es la fase mineralógica dominante. Por otra parte, las razones de isótopos de Sr y O sugieren que estos magmas han sufrido una contaminación importante con material cortical, probablemente en zonas medias de la corteza.

5.1. Fraccionamiento de magmas a bajas presiones corticales

La composición de óxidos mayores de esta cadena volcánica presenta un rango calcoalcalino rico en K (Fig. 23), común del magmatismo en zona de subducción. Esto también se refleja en las características de los elementos traza de las lavas de la cadena volcánica San Pedro - Linzor donde se presentan bajas razones de elementos litófilos móviles *vs.* elementos de alto campo electrónico (LILE/HFSE) relativas a valores condríticos, observándose concentraciones de Nb y Ta empobrecidas, y concentraciones de U y Th enriquecidas, respecto a valores del manto primitivo (Fig. 25a).

Además, debido a que la composición de la mayoría de las muestras obtenidas se comporta de manera similar para la cadena San Pedro Linzor (Figs. 24 y 25a), el alto contenido de Pb y Ba de la muestra del volcán Linzor podría estar relacionado a procesos posteriores (p.ej. alteración hidrotermal) y no a aquéllos ocurridos durante la subducción. Considerando esto, el comportamiento de los elementos traza de esta cadena volcánica prueban que las lavas eruptadas a lo largo de ella son consistentes con el magmatismo relacionado a la subducción de los Andes Centrales y de otros arcos volcánicos (p.ej. Münker *et al.*, 2004; Goss y Kay, 2009).

Por otra parte, de acuerdo a los resultados de análisis de óxidos mayores, se reconoce una tendencia bien definida de bajar las concentraciones de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ al disminuir el contenido de MgO de las muestras (Fig. 32). Esta tendencia sugiere un proceso de fraccionamiento de clinopiroxeno \pm plagioclasa presente durante la evolución de las lavas de esta cadena (Fig. 32).

Además, los resultados de análisis de elementos traza muestras patrones de tierras raras, donde se reconoce una anomalía de Eu, y relativamente bajas razones de tierras raras livianas/ tierras raras pesadas (TRL/TRP) (Fig. 25b). Comparando los resultados de tierras raras, los patrones de la cadena volcánica San Pedro - Linzor son menos abruptos y distintivos respecto a los de otras lavas eruptadas en los Andes Centrales (Figs. 25b y 33). El empobrecimiento en TRP, y la ausencia de una anomalía negativa de Eu observados abundantemente en lavas de los Andes Centrales, han sido

vinculados a una evolución a altas presiones, con una mineralogía residual asociada a la presencia de granate (Davidson et al., 1990; Feeley y Davidson, 1994; Mamani *et al.*, 2010, y referencias ahí encontradas).

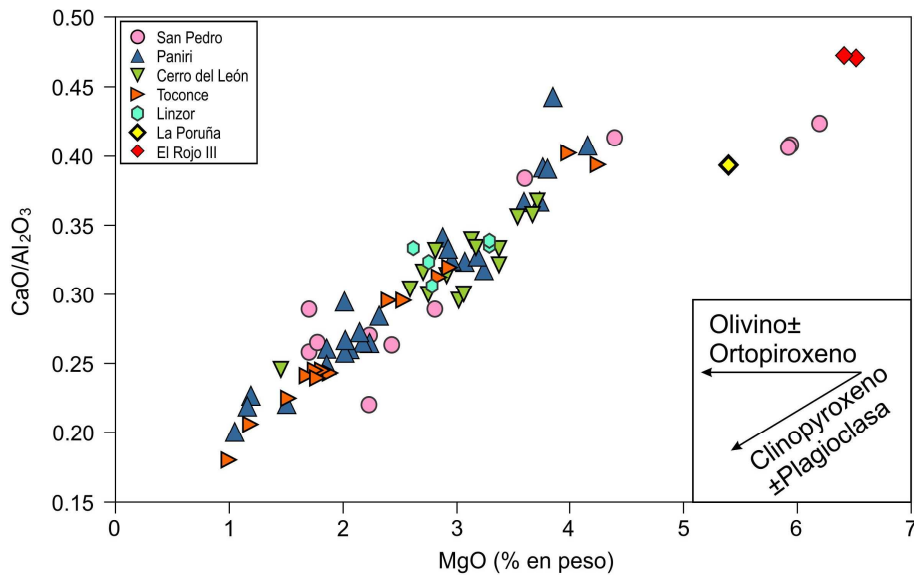


Figura 32. Diagrama de CaO/Al₂O₃ vs. MgO para lavas de la cadena volcánica. En este se observa una tendencia de la razón CaO/Al₂O₃ a disminuir en conjunto con el contenido de MgO de las muestras. Esto estaría asociado al fraccionamiento de clinopiroxenos y plagioclasas durante la diferenciación magmática.

Así, aun cuando la corteza continental alcanza espesores ~70 km (Beck *et al.*, 1996), se ha enfatizado que no todas las lavas modernas (<5 Ma) eruptadas en los Andes Centrales están caracterizadas por un empobrecimiento en TRP (Mamani *et al.*, 2010). Esto limita el uso de patrones geoquímicos simples, tales como Sm/Yb, como una medida del espesor cortical, y los datos aquí presentados son un excelente ejemplo.

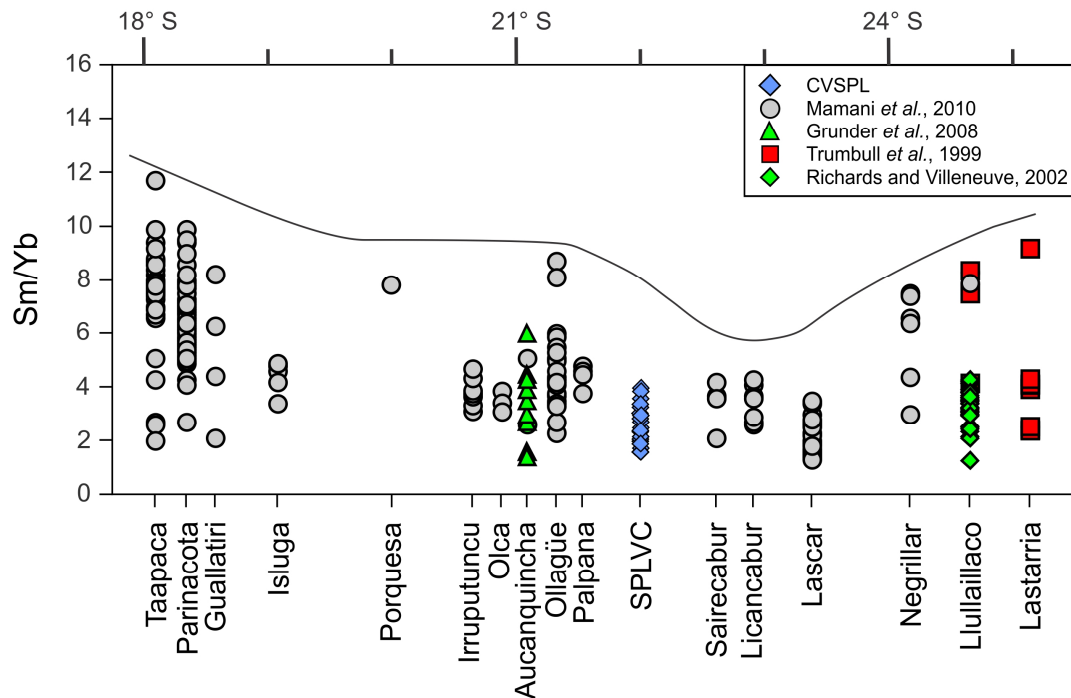


Figura 33. Variación de razón Sm/Yb en volcanes seleccionados localizados en los Andes Centrales. Se puede apreciar que en la zona localizada entre los volcanes Palpana y Láscar la razón Sm/Yb es baja. Esto refleja una zona de evolución a bajas presiones entre los 21°30' y los 24°S.

Así, dos explicaciones posibles pueden ser concebidas: (1) magmas máficos derivados del manto pueden atravesar la corteza inferior (asociada a granate), ocurriendo la diferenciación magmática (diferenciación y/o asimilación) a niveles someros de la corteza, o (2) si las composiciones totales de la corteza continental son fundamentalmente diferentes (máfica vs. félsica), la estabilidad y abundancia del granate en litologías corticales también será diferente durante los procesos de asimilación. En el primer caso, la evolución a bajas y altas presiones podría estar distribuida de

acuerdo a debilidades estructurales en la corteza, relacionadas con la erupción de diferentes centros en el volcanismo de los Andes Centrales (p.ej. Trumbull *et al.*, 2006). En el segundo caso, la diferencia de los patrones de las TR estaría vinculada con variaciones en la composición y/o espesor de los diferentes dominios corticales (p.ej. Aitcheson *et al.*, 1995; Mamani *et al.*, 2008, 2010).

De esta manera, las relativas bajas razones TRL/TRP de la cadena San Pedro - Linzor, respecto a otros volcanes distribuidos a lo largo de los Andes Centrales (Figs. 25b y 33) sugieren que los magmas que han dado origen a esta cadena no han evolucionado bajo condiciones de altas presiones, donde el granate es una fase mineralógica estable, como se ha señalado para otros volcanes de esta zona (p.ej. Parinacota, Davidson *et al.*, 1990; Ollagüe, Feeley y Davidson, 1994). Además, las lavas analizadas de la cadena volcánica presentan una anomalía negativa de Eu, observándose razones Eu/Eu* más bajas que en otras lavas eruptadas en los Andes Centrales (Fig. 33). Esto implica el fraccionamiento de plagioclasa durante la evolución de todas las lavas de la cadena volcánica, diferente a lo que ocurre con otros volcanes de los Andes Centrales, donde este fraccionamiento es más pronunciado en las etapas finales de diferenciación (Fig. 34).

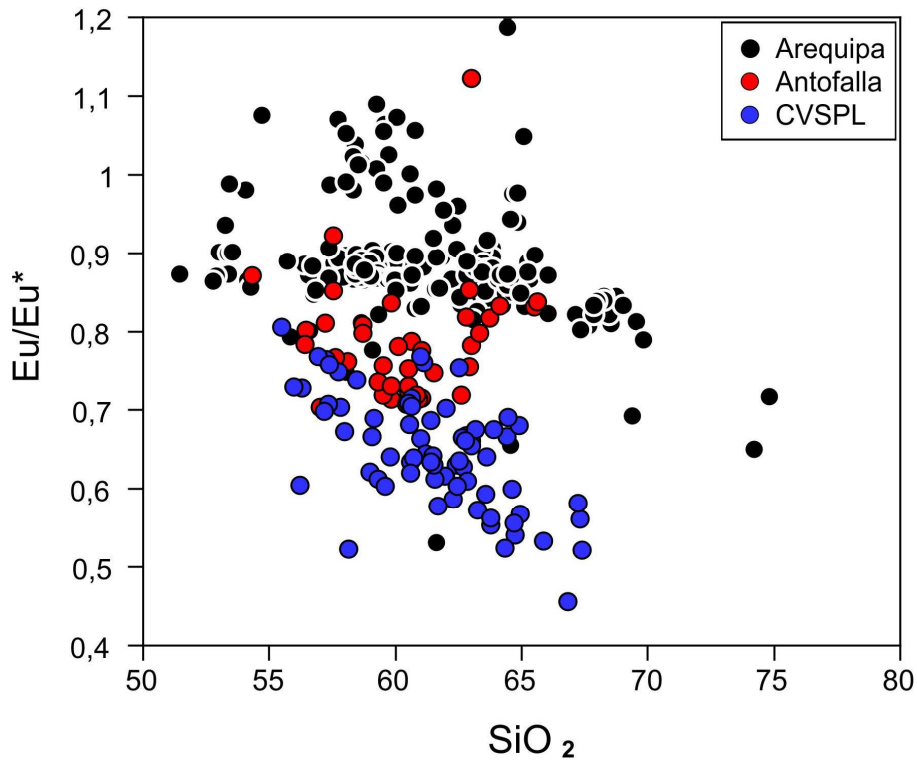


Figura 34. Diagrama Eu/Eu^* vs SiO_2 . La razón Eu/Eu^* ha sido calculada considerando la media aritmética de Sm y Gd ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = (2 \cdot \text{Eu}/\text{Eu}_N) / ((\text{Sm}/\text{Sm}_N) + (\text{Gd}/\text{Gd}_N))$) y normalizados con valores de condrito C1 (Sun y McDonough, 1989). Se observa que las razones Eu/Eu^* de las lavas de la cadena volcánica San Pedro - Linzor son más bajas que las observadas en las lavas documentadas para los dominios de Arequipa y de Antofalla (datos de Mamani *et al.*, 2010). Esto implicaría un mayor fraccionamiento de plagioclasas en esta cadena volcánica.

Adicionalmente, la razón Dy/Yb se encuentra relacionada con el fraccionamiento de anfíbol en la corteza (Davidson *et al.*, 2007). De acuerdo a esto, se ha asociado la disminución en esta razón con la diferenciación es debida al fraccionamiento de anfíbol en zonas medias a inferiores de la corteza (Davidson *et al.*, 2007). Las lavas analizadas de la

cadena volcánica muestran bajas razones Dy/Yb, con valores [1.6 – 2,5], los que son casi constantes con la diferenciación (Fig. 35). Esto indica que el anfíbol no es una fase significativa en la diferenciación de los magmas que ha dado origen a la cadena volcánica, diferente a lo que ocurre con otros arcos volcánicos (Davidson *et al.*, 2007).

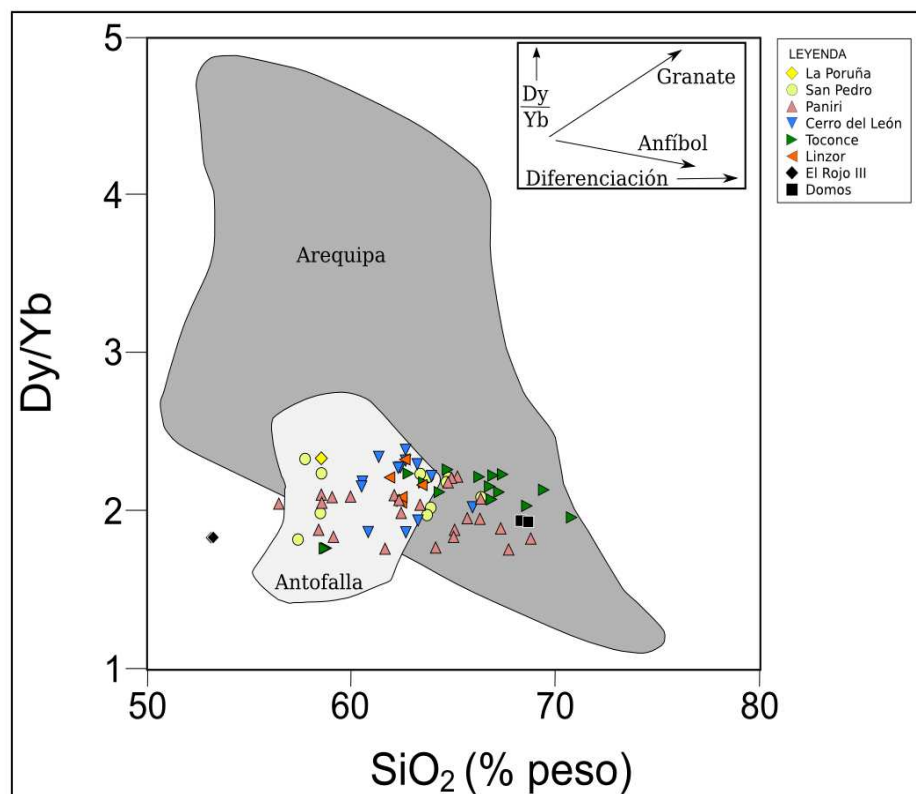


Figura 35: Gráfico Dy/Yb vs. SiO₂ (tomado y modificado de Davidson *et al.*, 2007): En esta figura se muestran las razones Dy/Yb obtenidas para la cadena volcánica y para lavas eruptadas en los dominios de Arequipa (campo gris oscuro) y Antofalla (campo gris claro) (datos de Mamani *et al.*, 2010). Se puede observar que la razón Dy/Yb de la cadena es baja (1,5 – 2,5) y constante con la diferenciación. Esto sugiere que el anfíbol no es una fase mineral importante durante la evolución de las lavas de esta cadena volcánica. Datos de domos de acuerdo a de Silva *et al.* (1994).

Por otra parte, el estudio de inclusiones fundidas analizadas ayudaría a establecer la evolución de los magmas que han dado origen a la cadena volcánica San Pedro - Linzor. Esto, debido a que la composición de estas inclusiones representaría la composición original de los magmas que las han generado, de no ocurrir ningún proceso posterior a su entrapamiento que haya modificado esta composición (p.ej. Frezzotti, 2001; Lowerstern 2003; Schiano, 2003). Como no se observan fases inmiscibles ni fracturas en las inclusiones analizadas (Fig. 29), estos procesos han sido descartados como modificadores de la composición de estas inclusiones. No obstante, la presencia de fases minerales y/o un re-equilibrio de elementos entre las inclusiones fundidas y el mineral huésped modificarían la composición de las inclusiones fundidas y/o de su mineral huésped. Esto enriquece o empobrece alguna de las fases (mineral o inclusión) en elementos respecto a su composición original (Qin *et al.*, 1992; Frezzotti, 2001; Schiano, 2003; Baker, 2008).

El proceso de re-equilibrio depende, principalmente, de los coeficientes de difusión y de partición de los elementos (Qin *et al.*, 1992; Baker, 2008). Elementos con coeficientes de difusión más bajos (difusividad lenta) serán enriquecidos en la inclusión (p.ej. P y Zr), mientras que elementos con mayores coeficientes de difusión (difusividad rápida) no sufrirán un enriquecimiento importante en las inclusiones, presentando éstas concentraciones similares a las del magma original (p.ej. Na y K) (Baker, 2008). Por otra parte, elementos incompatibles toman mayores tiempos de re-equilibrio con la fase cristalina respecto a elementos compatibles (Qin *et*

al., 1992). Así, las concentraciones originales de elementos altamente incompatibles son mejor preservadas que aquéllas de los moderadamente incompatibles y de los elementos compatibles (Qin *et al.*, 1992).

El re-equilibrio entre olivinos ricos en magnesio y las inclusiones entrampadas por ellos resulta en cambios en las concentraciones de FeO* y MgO (Sobolev, 1996; Danyushevsky *et al.*, 2000; Gaetani y Watson, 2000). Esto implica una pérdida de FeO y una baja en la concentración inicial de MgO en la inclusión debido a la alta difusión y la compatibilidad de estos elementos con el mineral huésped (Danyushevsky *et al.*, 2000). Considerando la similar composición entre olivinos ((Mg,Fe)₂SiO₄) y ortopiroxenos ((Mg,Fe)_x(SiO₃)_x con x =1 ó 2), es probable que esto también ocurra en estos últimos minerales. De esta manera, los bajos valores de MgO y FeO_t obtenidos para las inclusiones fundidas entrampadas en ortopiroxenos de la cadena volcánica (Fig. 30) no representarían las concentraciones originales de estos elementos respecto a los magmas que generaron estas inclusiones. Esto es similar a lo que ocurre con las inclusiones entrampadas en olivinos (Danyushevsky *et al.*, 2000; Gaetani y Watson, 2000; Frezzotti 2001; Schiano, 2003).

De otra manera, los análisis de inclusiones fundidas en olivinos y ortopiroxenos pueden entregar información confiable acerca de las concentraciones de Al₂O₃, K₂O, Na₂O y CaO (Danyushevsky *et al.*, 2002), debido a la incompatibilidad de estos compuestos en estos minerales. En el caso de las concentraciones de CaO, Al₂O₃ y Na₂O de las inclusiones

presentes en las muestras analizadas, se observan correlaciones negativas con las concentraciones de SiO_2 y K_2O de las mismas (Fig. 36). Estas concentraciones muestran una tendencia asociada, principalmente, al fraccionamiento de plagioclasa (Fig. 36). Esto sugiere que esta fase mineralógica ha sido estable durante la generación de estas inclusiones.

Así, considerando el análisis de óxidos mayores y elementos traza de las lavas de la cadena volcánica San Pedro - Linzor, así como también estudios de inclusiones fundidas presentes en éstas, se propone que el almacenamiento y evolución de los magmas que han dado origen a estas lavas ha ocurrido en condiciones de presión, o hidratación, donde la plagioclasa es una fase mineralógica estable, y el granate no se fracciona (Alonso-Perez *et al.*, 2009, y referencias ahí encontradas). Además, el fraccionamiento de anfíbol no es significativo en la evolución de estos magmas, como ocurre en otros arcos volcánicos (Davidson *et al.*, 2007). De esta manera, el fraccionamiento de plagioclasas, en conjunto con clinopiroxeno y ortopiroxeno, es el principal control mineralógico en la evolución de los magmas que han generado las lavas eruptadas en la cadena volcánica. Este fraccionamiento habría ocurrido en zonas corticales someras, con profundidades < 30 km.

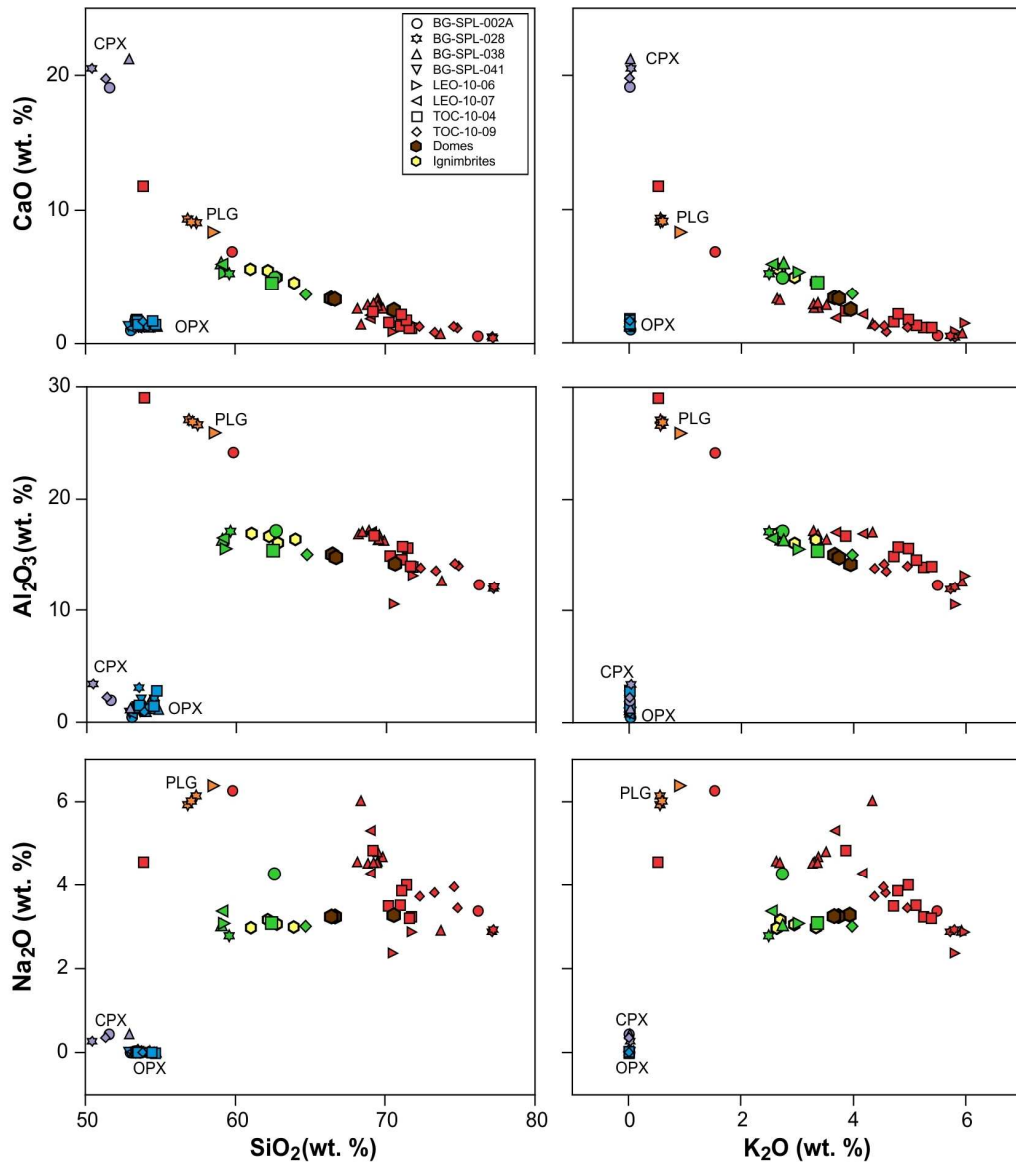


Figura 36. Gráficos de CaO, Al₂O₃ y Na₂O vs. SiO₂, y K₂O para composiciones de inclusiones fundidas (rojo) y roca total (verde) de lavas perteneciente a la cadena volcánica San Pedro - Linzor. Se muestra, además, al composición de minerales huéspedes de estas inclusiones - plagioclasas (PLG), ortopiroxenos (OPX) y clinopiroxenos (CPX) -, y de ignimbritas y domos (de Silva *et al.*, 1994) cercanos a la cadena. Los símbolos de la leyenda están dados para las diferentes muestras de lavas analizadas.

5.2. Contaminación cortical

De acuerdo a datos geoquímicos publicados para las lavas más máficas eruptadas en los Andes Centrales, las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son – con pocas excepciones – mayores a 0,705 (Davidson y de Silva, 1992, 1995; Kay *et al.*, 1994, 1996; Murray, 2010; Mamani *et al.*, 2010). De esta manera, estas lavas presentan valores de razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ “enriquecidos” relativos a los valores típicos del manto (*ca.* 0,703). Esta “línea de base” estaría relacionada con la presencia de un manto enriquecido (Rogers y Hawkesworth, 1989; Kay *et al.*, 1996; Murray, 2010) o con la contaminación de magmas generados en el manto astenosférico, durante su ascenso a través de la gruesa corteza continental presente en este arco volcánico (p.ej. Hildreth y Moorbath, 1988; Wörner *et al.*, 1988, 1992; Davidson y de Silva, 1992,1995; Davidson, 1996; Mamani *et al.*, 2010).

Las lavas de la cadena volcánica San Pedro – Linzor exhiben valores isotópicos de razones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ similares a los que presentan otros centros volcánicos eruptados en los Andes Centrales [0,5118 – 0,5124], pero un rango mayor de valores de razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [0,7063 – 0,7094] (Fig. 26b). El incremento de las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con el SiO_2 observado para las lavas de la cadena volcánica, así como también para otros volcanes de los Andes Centrales (Figs. 26b y 37), sugiere que existen procesos donde la contaminación de los magmas primarios ocurre en conjunto con la diferenciación de éstos. Este tipo de proceso, denominado asimilación y cristalización fraccionada (AFC; DePaolo, 1981) no son raros en los Andes

Centrales (p.ej. Davidson *et al.*, 1990; Matthews *et al.*, 1994; Feeley y Sharp, 1995; Caffè *et al.*, 2002) e indican un vínculo directo entre diferenciación y asimilación donde la cristalización y la pérdida de calor pueden balancear la cantidad de asimilación. Esto demanda condiciones termales críticas que son probables que ocurran dentro de la corteza continental superior (Springer y Förster, 1998; Schilling *et al.*, 2006).

De acuerdo a estos valores isotópicos, se observa un máximo de razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bien definido para las lavas de la CVSPL, respecto a lavas de similares concentraciones de SiO_2 eruptadas otros volcanes localizados en los Andes Centrales (Figs. 37 y 38). Este aumento máximo coincide localmente con la distribución del CMAP (*sensu* Chmielowsky *et al.*, 1999)(Figs 6 y 38a). Se ha inferido que este cuerpo corresponde a una zona de fusión cortical activa (Schilling *et al.*, 1997; Chmielowsky *et al.*, 1999; Schilling y Partzsch, 2001; Brasse *et al.*, 2002; Zandt *et al.*, 2003; Mai, 2005; Schilling *et al.*, 2006) y se encuentra relacionada con la génesis de los largos volúmenes de magmas silíceos que eruptaron material en el CVAP, de los cuáles los domos dacíticos distribuidos en el centro y el límite SE de la cadena volcánica San Pedro - Linzor serían parte de los últimos productos de actividad volcánica presentes en esta zona (de Silva, 1989a; de Silva *et al.*, 1994; 2006; Zandt *et al.*, 2003; Tierney *et al.*, 2010).

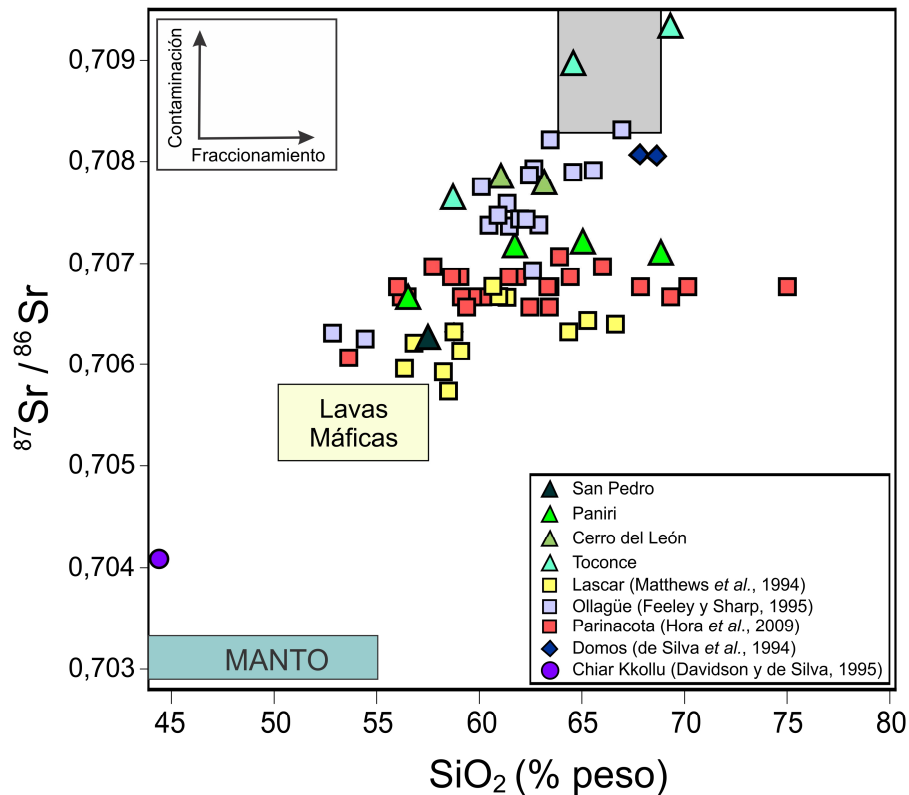


Figura 37. Gráfico de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs SiO_2 . En este gráfico se muestra la tendencia de la evolución de la CVSPL y otros volcanes presentes en los Andes Centrales. Se observa que la contaminación ocurre en conjunto con el fraccionamiento de los magmas que han generado las lavas de estos volcanes. Además, se puede observar que, para la CVSPL, magmas de diferentes volcanes, a similares concentraciones de SiO_2 , presentan diferencias en la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Datos de ignimbritas (rectángulo gris, de Silva *et al.*, 1994) y domos representan material eruptado a través del CVAP. El campo Lavas Máficas corresponde a los valores más bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para centros máficos cenozoicos en los Andes Centrales (datos de Davidson y de Silva, 1992, 1995; Kay *et al.*, 1994, 1996; Murray, 2010).

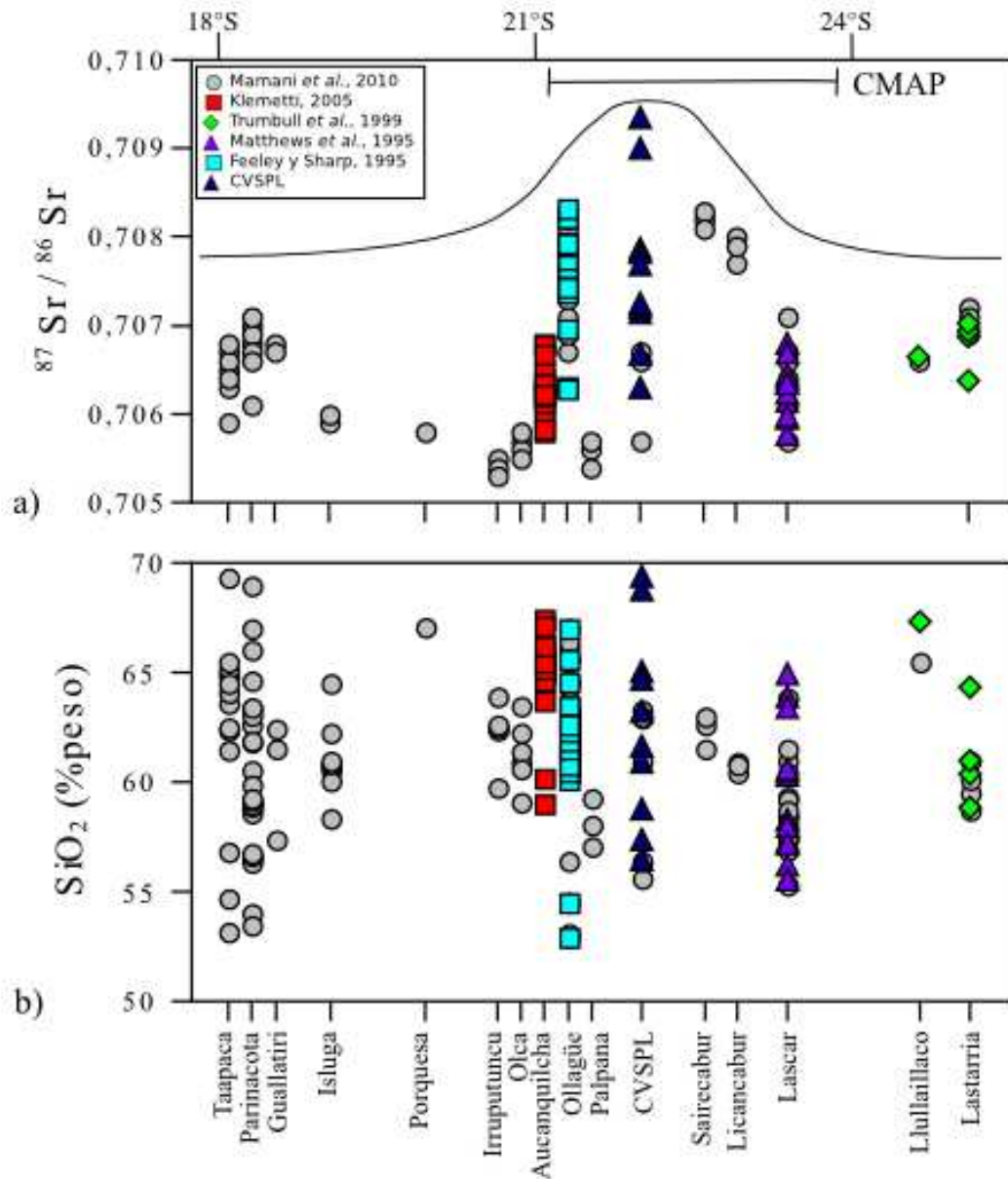


Figura 38.- Composición $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (a) y SiO_2 (b) para diferentes volcanes de los Andes Centrales. Se observa un aumento en la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (a) de la cadena volcánica San Pedro - Linzor respecto a lavas de la misma composición en los Andes Centrales (b). Este incremento estaría asociado a la localización del CMAP. La distribución de este cuerpo magmático se encuentra representada por una barra en (a).

Considerando datos sobre la composición de magmas primarios y contaminantes usados para establecer la evolución de diferentes centros volcánicos eruptados en los Andes Centrales, (p.ej. James, 1982; Davidson *et al.*, 1990; Davidson y de Silva, 1992; Feeley y Sharp, 1995; Ort *et al.*, 1996), se han generado modelos petrológicos de tipo AFC para las lavas eruptadas en la CVSPL (Tabla 1, Fig. 39). Así, los valores de líquidos iniciales mostrados en la tabla 1 han sido establecidos tomando en cuenta i) la composición de magmas primitivos, de composiciones mantélicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,703; Sr = 320 ppm), similares a los utilizados en otros trabajos de los Andes Centrales (p. ej. Davidson *et al.*, 1990) y ii) la composición del flujo de lava de Chiar Kkollu ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ~0,704; Sr ~930 ppm; Davidson y de Silva, 1995). La elección de este basalto como representante inicial recae en que éste representa la mejor aproximación de material derivado del manto eruptado en los Andes Centrales (Davidson y de Silva, 1993, 1995). Por otra parte, se han estimado como contaminantes a i) líquidos anatéticos, de composiciones similares a las ignimbritas y domos presente en el CVAP ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ~ 0,715; Sr = 320 ppm; de Silva *et al.*, 1994), y ii) material cortical composicionalmente similar a la corteza superior, para la cual Lucassen *et al.* (2001) ha estimado una razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ~ 0,738 y una concentración Sr = 120 ppm. También, reparando en lo establecido anteriormente referente a la evolución de los magmas que han originado la CVSPL en una zona de bajas presiones corticales, se propone un $D_{\text{Sr}} = 1,21$ debido a la ausencia de granate y un fraccionamiento de hasta un 60% vol. de plagioclasa y un 40% vol. de piroxenos. También se ha establecido un modelo considerando un $D_{\text{Sr}} = 0,11$ en donde existe fraccionamiento de

hasta un 15% de granate, 15 de anfíbol y 70% piroxenos. El valor de r (razón entre la tasa de asimilación y la tasa de cristalización; De Paolo, 1981) de 0,4 (Tabla 1) es el que proporciona modelos que mejor se ajustan a los valores obtenidos por los análisis químicos.

Tabla 1. Parámetros de composiciones utilizadas para los modelos de asimilación y cristalización fraccionada (AFC).

	r	D_{Sr}	Sr_o	$^{87}Sr/^{86}Sr_o$	Sr_c	$^{87}Sr/^{86}Sr_c$
Modelo 1	0,4	1,21	320	0,703	120	0,738
Modelo 2	0,4	1,21	936	0,704	350	0,715
Modelo 3	0,4	1,21	936	0,704	120	0,738
Modelo 4	0,4	0,11	320	0,703	350	0,715

r = razón entre la tasa de asimilación y la tasa de cristalización (De Paolo, 1981); D_{Sr} = Coeficiente de distribución total para Sr. $Sr=1,21$ corresponde al fraccionamiento de un magma con 60% plagioclasa y 40% piroxenos, mientras que $Sr=0,11$ corresponde al fraccionamiento de 15% granate, 15% anfíbol y 70% piroxenos (coeficientes de partición de acuerdo a los datos de Rollinson, 1993). Sr_o y Sr_c corresponden a la concentración de Sr (en ppm) en el magma primario y el contaminante, respectivamente. $^{87}Sr/^{86}Sr_o$ y $^{87}Sr/^{86}Sr_c$ son la composición de isótopos de Sr de los magmas primitivos y contaminante, respectivamente.

La figura 39 muestra los resultados de los modelos generados, en un diagrama $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. Sr y de acuerdo a los datos de la tabla 1, que mejor se ajustan a los valores de resultados de los análisis obtenidos para la CVSPL. De acuerdo a lo observado en esta figura, se puede establecer que las lavas de esta cadena volcánica podrían haber evolucionado de acuerdo a las líneas de evolución de MASH (1) y AFC (2). Esto generaría magmas de manera similar a lo establecido por Davidson *et al.* (1990) para la evolución del

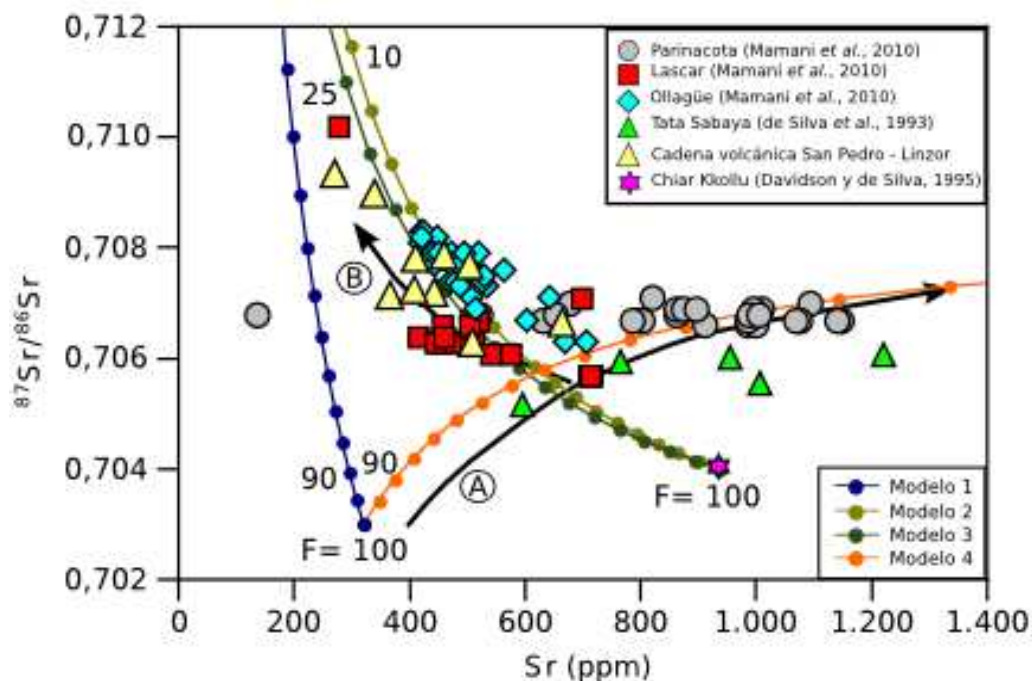


Figura 39. Modelos de AFC propuestos para las lavas de la CVSPL. Los datos utilizados para generar estos modelos se encuentran en la tabla 1. La línea A representa la evolución tipo MASH y la línea B, la evolución de tipo AFC establecida para el volcán Parinacota (Davidson *et al.*, 1990). En la figura, F representa la fracción de líquido sin cristalizar (en %). De esta manera, se puede observar que los modelos que mejor representan la evolución de los magmas de la cadena volcánica son aquellos asociados a tipos AFC con donde un magma de composición inicial similar a la del basalto de Chiar Kkollu (Davidson y de Silva, 1995) es contaminado con fundidos anatéticos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,711$, modelo 2), o material cortical ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,738$, modelo 3).

volcán Parinacota (Fig. 39), implicando el fraccionamiento de líquidos de composición mantélica en presencia de granate (modelo 4) para luego evolucionar, de acuerdo a un modelo de tipo AFC, en zonas más someras de la corteza. No obstante, las bajas razones Sm/Yb observadas para las lavas de la cadena volcánica (Fig. 33) sugieren la ausencia de granate durante la

evolución de estos magmas. De esta manera, una evolución de tipo MASH (*sensu* Hildreth y Moorbath, 1988), en niveles someros de la corteza, no explica la evolución de los magmas eruptados a lo largo de la CVSPL. Además, se puede observar en esta figura que la evolución de esta cadena tampoco está asociada al fraccionamiento de líquidos de composiciones mantélicas en ausencia de granate y anfíbol (modelo 1). Considerando los otros modelos que se muestran en la figura 39, se puede establecer que la evolución de las lavas de esta cadena estaría relacionada con modelos de tipo AFC donde líquidos primarios de composiciones similares al basalto de Chiar Kkollu, son contaminados con i) con líquidos anatéticos cuyas composiciones son similares a las de las ignimbritas eruptadas a lo largo del CVAP (modelo 2), o ii) una corteza de composición félsica, en niveles superiores (modelo 3). Esto último también ha sido sugerido para la evolución de otros volcanes (p.ej. James, 1982; Feeley y Sharp, 1995) y de ignimbritas presentes en los Andes Centrales (p.ej. Ort *et al.*, 1996). Considerando este tipo de evolución, se han utilizado las fórmulas que establecieron Aitcheson y Forrest (1993) para estimar que entre un 20% y un 30% de material cortical, similar al basamento gneíssico, y ~35% de material anatético, similar a las ignimbritas eruptadas en el CVAP, son necesarios para generar los valores obtenidos en las lavas de la CVSPL. Además, se debe considerar que, para el caso de una contaminación con material cortical, es necesario que permanezca como fundido (F en Fig. 39) hasta un 30% de material inicial, mientras que, en caso de asimilar material anatético, este valor alcanza hasta un 15%.

La tendencia de las lavas de aumentar su composición de $\delta^{18}\text{O}$ con la diferenciación (Fig. 28), también es sugerente para una contaminación debida a asimilación de material cortical durante el ascenso y fraccionamiento de los magmas (e.g. James, 1981). Debido a esto, se han generado modelos de tipo AFC (Fig. 40) para explicar las variaciones en las composiciones de isótopos de oxígeno obtenidas en cristales de olivinos presentes en las lavas de esta cadena volcánica. Para estos modelos, se ha tomado en cuenta una composición inicial de Sr y de razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ similares a las del basalto de Chiar Kkollu (Davidson y de Silva, 1995), y material contaminante con composición de Sr y de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ similar a aquélla de la corteza superior (Lucassen *et al.*, 2001). Además, para la generación de estos modelos se han utilizado contenidos iniciales de $\delta^{18}\text{O}$ de 5,2‰, considerando valores isotópicos de olivinos mantélicos para zonas de arcos volcánicos (Mattey *et al.*, 1994) y un contaminante cortical con concentración $\delta^{18}\text{O}$ de 10‰, similar a los valores utilizados para establecer la evolución de los magmas en otras zonas de los Andes Centrales (p.ej. James, 1982; Feeley y Sharp, 1995).

Los diferentes modelos presentados en la figura 40 están relacionados con variaciones en la razón entre las tasas de asimilación y diferenciación (r). En esta figura se puede observar que los valores de isótopos de oxígeno más bajos se encuentran relacionados con modelos que presentan menores valores de r , mientras que aquellos modelos con valores de r más altos explicarían la evolución de muestras con valores de $\delta^{18}\text{O}$ más altos. De esta manera, se puede sugerir que las variaciones en los valores de isótopos de

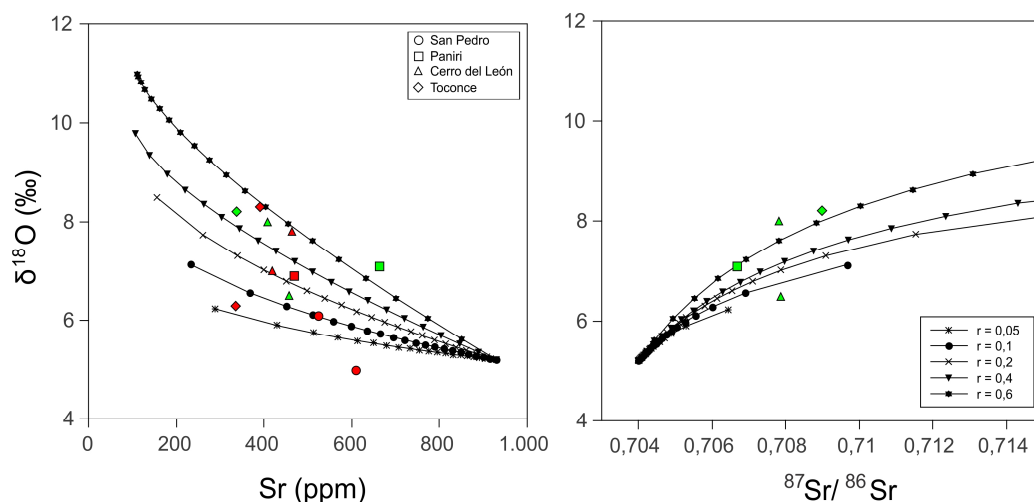


Figura 40.- Gráficos de $\delta^{18}\text{O}$ vs Sr (a), y vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b). En estos gráficos se presentan modelos de evolución de tipo AFC para las lavas de la cadena volcánica. Para cada modelo se muestra la variación en los valores de r (razón entre las tasas de asimilación y de cristalización). Las razones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7038) y Sr (930 ppm) corresponden a la del basalto Chiar Kkollu (Davidson y de Silva, 1995) y la composición inicial de $\delta^{18}\text{O}$ (5,2‰) corresponde a la de olivinos mantélicos (Mattey *et al.*, 1994). Los valores de razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7038) y Sr (930 ppm) de contaminante corresponden a los del basamento gneíssico (Lucassen *et al.*, 2001) y con $\delta^{18}\text{O}$ para este material de 10‰ (James, 1982; Feeley y Sharp, 1995).

oxígeno estarían relacionadas con diferencias en la cantidad de material asimilado por los magmas. Así, los modelos AFC cuyos con miembros extremos se encuentran representados por composiciones similares al basalto de Chiar Kkollu ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ~0,704, Sr ~930 ppm) (Davidson y de Silva, 1995) y composiciones de $\delta^{18}\text{O}$ en olivinos similares a las propuestas para la corteza (~5,2‰; Mattey *et al.*, 1994); y la composición de una corteza continental superior félsica ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,74; Sr ~150 ppm; $\delta^{18}\text{O}$

10‰) son los más adecuados para establecer la evolución de la CVSPL.

Por otra parte, se observa un aumento, de NW a SE, en razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en la cadena volcánica (Figs. 37 y 41). Además, se observa un aumento en estas razones en lavas de similares concentraciones de SiO_2 eruptadas en los diferentes volcanes de la cadena (Fig. 36). Esto mismo se observa en relación a los isotopos de oxígeno, donde los mayores valores de $\delta^{18}\text{O}$ son observados para las lavas eruptadas en el volcán Toconce, situado al este de la cadena, siendo los valores de las lavas del volcán San Pedro los más bajos (Figs. 28 y 40). Considerando que los valores de isotopos de Pb se encuentran acordes a aquéllos estimados para el Dominio de Antofalla (Mamani *et al.*, 2008, 2010), las variaciones observadas en las razones de isotopos de Sr y O no estarían atribuidas a cambios en la composición de la corteza continental por la cual atraviesan los magmas que dan origen a esta cadena volcánica. Así, se sugiere que estas variaciones estarían relacionadas con diferencias ocurridas durante la evolución de los magmas que han dado origen a esta cadena volcánica. Esto implica que la contaminación sería mayor hacia el volcán Toconce, y disminuiría hacia el oeste, siendo menor en el volcán San Pedro.

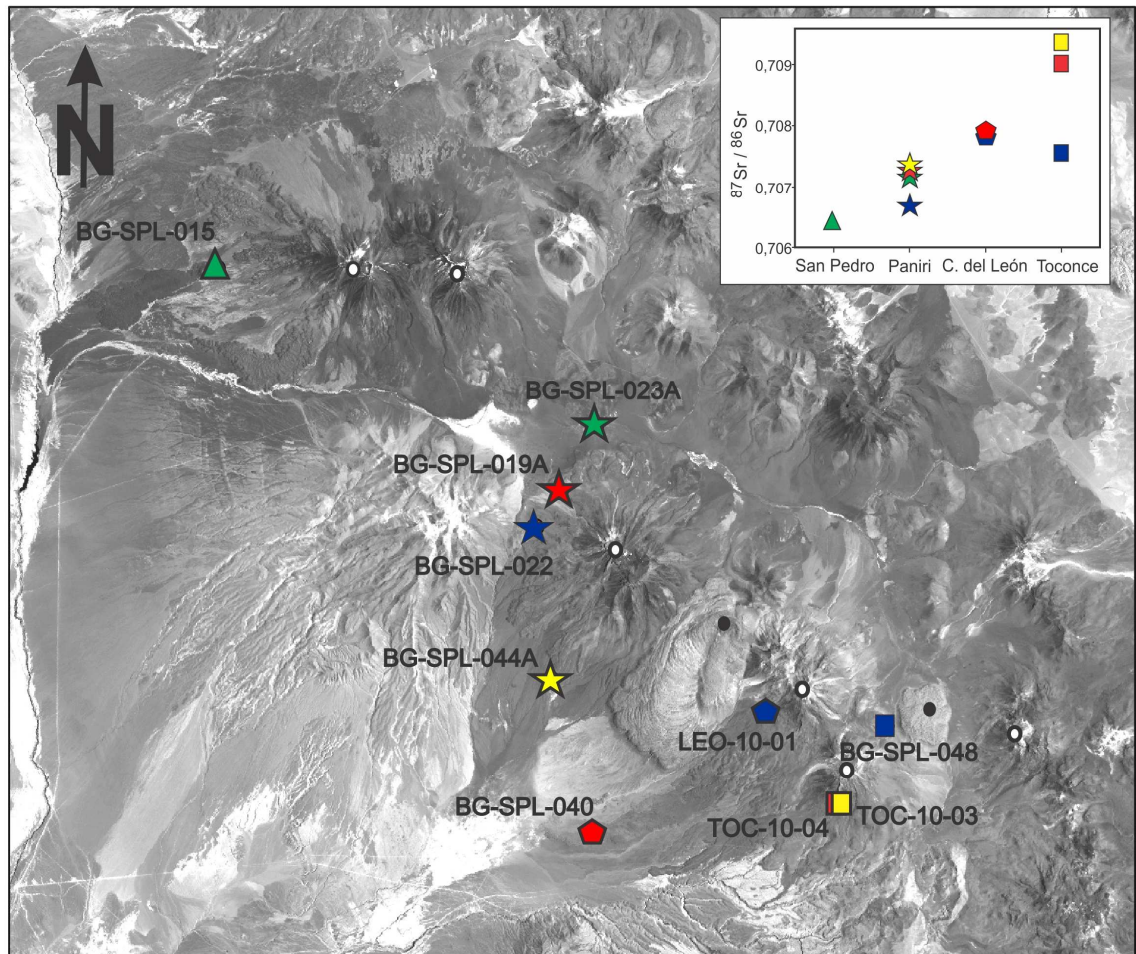


Figura 41. Imagen satelital del área de estudio. En ésta se muestra la distribución de muestras con análisis de isótopos radiogénicos. El recuadro superior muestra un gráfico de la variación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con la ubicación de los volcanes. Así, se observa un incremento de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ hacia el SE. Puntos blancos representan volcanes mientras que los puntos negros indican domos dacíticos distribuidos dentro de la cadena.

5.3. S-MASH y evolución magmática de la CVSPL

Las características geoquímicas de las lavas de la CVSPL son distintivas comparadas otras andesitas eruptadas en los Andes Centrales en los últimos 2 Ma (Figs. 33, 34, 35, 37 y 38). Primero, una evolución a niveles corticales someros, donde la plagioclasa es una fase mineralógica importante, puede ser observada en esta cadena volcánica. Esto, considerando las bajas razones de Eu, normalizadas con valores condriticos (Fig. 34), y de razones de TRL/TRP (Fig. 33) observadas en las lavas de la cadena. Evoluciones similares también se observan en otros volcanes al N y S de la cadena, distribuidos entre la cadena Palpana – Inacaliri y el volcán Lascar (Fig. 33). Esto sugiere una posible diferenciación controlada por la composición, edad y estructuras presentes en los distintos dominios corticales, localizados al N y S de los 21°30'S (p.ej. Wörner *et al.*, 1992, 1994; Mamani *et al.*, 2010). Hacia el Sur de los 21°30'S una zona de bajas abundancias de Eu y TRP (Figs. 33 y 34) indican una fuerte tendencia de evolución a bajas presiones, tal como se observa en la CVSPL, así como también en volcán Lascar (Matthews *et al.*, 1994, 1997). Más aún, volcanes de esta región muestra mayores tasas de erupción (p.ej. Láscar -0,9; Gardeweg *et al.*, 1998) respecto a la región localizada hacia el norte de los 21°30' (p.ej. Taapaca 0,026; Kiebala *et al.*, 2005), encontrándose también en esta zona una mayor abundancia de actividad volcánica histórica (p.ej. San Pedro, O'Callaghan y Francis, 1986; Lascar, Matthews *et al.*, 1994; Gardeweg *et al.*, 1998). Además, hacia el sur de los 21°30' se localizan los campos geotérmicos de El Tatio, Sol de Mañana y Apacheta. Estos campos geotérmicos presentan

temperaturas $>250^{\circ}\text{C}$ (Lahsen, 1988; Tassi *et al.*, 2010). Se sugiere que el campo geotérmico de Apacheta está asociado a un sistema magmático activo (Tassi *et al.*, 2010). Esto, indica una actividad termal y magmática de alta temperatura en esta zona particular de los Andes Centrales, la cual estaría relacionada con la presencia del CMAP (Schilling *et al.*, 1997, 2006; Springer y Förster, 1998; Chmielowsky *et al.*, 1999; Schilling y Partzsch, 2001; Brasse *et al.*, 2002; Zandt *et al.*, 2003).

Las razones inusualmente altas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las lavas eruptadas en la CVSPL (Figs. 37 y 38), y la ausencia de señales geoquímicas vinculadas a evolución a altas presiones (razones de Eu y TR), están posiblemente relacionadas con a) el ascenso de magmas máficos primarios hacia zonas corticales someras, atravesando la corteza inferior sin sufrir modificaciones importantes, y b) la interacción de estos magmas con líquidos anatéticos o la asimilación de material cortical. Esto explicaría la diferencia entre zonas que presentan una evolución tipo MASH a altas presiones (p.ej. Wörner *et al.*, 1988; Davidson *et al.*, 1990; Matteini *et al.*, 2002a, b), con señales de arco andino normales [$\text{Sm}/\text{Yb} > 5$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.706 – 0.708], y volcanes tipo CVSPL, los cuales muestran una tendencia de bajas presiones y altos grados de contaminación (p.ej. Trumbull *et al.*, 1999).

El ascenso de los magmas hacia la corteza superior, sin que ocurra una interacción significativa con la corteza inferior, de composición máfica (Yuan *et al.*, 2002; Prezzi *et al.*, 2009), podría estar ligado a i) que la corteza inferior sea delgada, limitando o disminuyendo la interacción entre los

magmas primitivos generados en el manto con ella, ó ii) un régimen tectónico que facilite el ascenso de éstos magmas a través de estructuras corticales. Una sección relativamente delgada de corteza continental inferior ha sido inferida para los Andes Centrales en la zona donde se localiza la CVSPL (Prezzi *et al.*, 2009) (Fig. 42). Esto puede ser un factor importante en la evolución de estas lavas, debido a que se limita la abundancia de una corteza continental inferior rica en granate, lo que disminuye el rol potencial de este mineral en la asimilación/diferenciación de los magmas. Por otra parte, un régimen tectónico extensional ha sido propuesto en los Andes Centrales a partir del Mioceno (Fig. 4) (Marrett y Emerman, 1992; Abels, 1999; Riller *et al.*, 2001; Zandt *et al.*, 2003; Tibaldi *et al.*, 2009). Este régimen afectaría la zona del Altiplano-Puna, con un eje de compresión máxima sub-vertical y un eje de extensión máxima localizado de manera sub-horizontal. Esto haría reactivado estructuras orientadas en dirección NW-SE de manera normal a partir del Mioceno tardío (Salfity, 1985; Marrett *et al.*, 1994; Riller *et al.*, 2001; Tibaldi *et al.*, 2009). De esta manera, lineamientos orientados en dirección NW-SE habrían servido como conductos permeables para el ascenso de magmas derivados de zonas profundas durante su ascenso hacia la litósfera (Salfity, 1985; Schreiber y Schwab, 1991; Richards y Villeneuve, 2002). Esto controlaría el emplazamiento de los magmas, lo que habría orientado las estructuras volcánicas presentes en esta zona en esta dirección.

En los Andes Centrales, específicamente en la zona del CVAP, se observa un alto flujo calórico, y zonas extensas asociadas a fusiones parciales en la

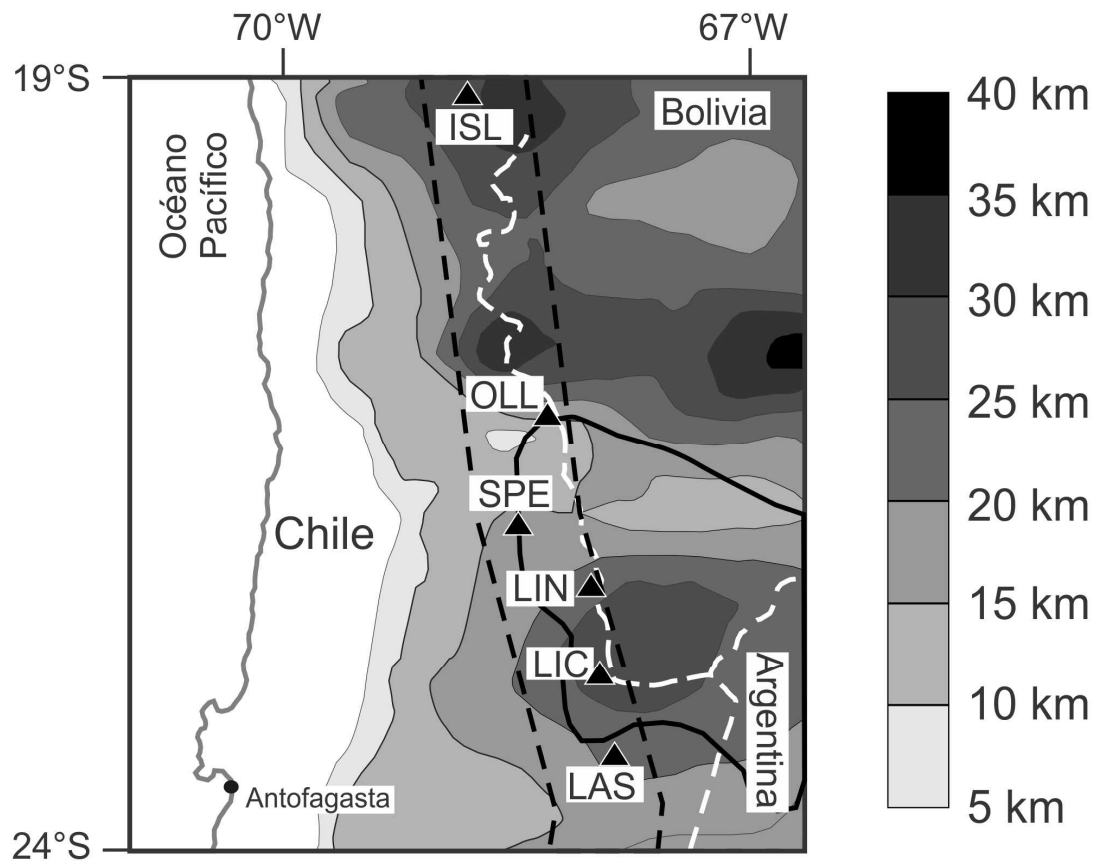


Figura 42. Variaciones del espesor de la corteza continental inferior para los Andes Centrales entre los 19° y 24°S (tomado y modificado de Prezzi *et al.*, 2009). Para el arco volcánico actual (línea segmentada negra) esta corteza es <30 km, siendo <25 km en la CVSPL. La línea negra indica la extensión del CMAP y la línea segmentada blanca indica límites internacionales. Triángulos blancos indican centro volcánicos: ISL: Isluga; OLL: Ollagüe; SPE: San Pedro; LIN: Linzor; LIC: Licancabur; LAS: Lascar.

corteza media (Schilling *et al.*, 1997, 2006; Chmielowsky *et al.*, 1999; Schilling y Partzsch, 2001; Brasse *et al.*, 2002; Zandt *et al.*, 2003; Mai, 2005; Prezzi *et al.*, 2009). Esto se debería a un incremento en el flujo calórico del manto, causado por un influjo de volátiles hacia la cuña del

manto. Esto se combina con la advección de calor hacia la corteza media, debido a la convección de material de la corteza inferior parcialmente fundido e incrementado por la intrusión de un fundido segregado (de Silva, 1989a; Babeyko *et al.*, 2002; de Silva *et al.*, 2006). De esta manera, el almacenamiento de material caliente e hidratado proveniente del manto, a 35 – 55 km debajo de la superficie, al sur de los 21°30', podría realzar la fusión parcial de la zona media de la corteza continental de los Andes Centrales, donde el CMAP está localizado.

Así, los magmas generados en el manto, debajo de la cadena volcánica San Pedro – Linzor, han evolucionado de una manera particular dentro de los Andes Centrales. Estos magmas habrían ascendido a través de una corteza inferior máfica, sufriendo modificaciones durante su ascenso, sin ser almacenados en el límite corteza-manto. Esto se debería a a) el delgado espesor de esta corteza (<25 km) observado en esta zona (Prezzi *et al.*, 2009), o b) la presencia de estructuras corticales importantes, de orientación NW-SE (Salfity, 1985; Riller *et al.*, 2001; Tibaldi *et al.*, 2009). Una vez atravesada la corteza inferior, los magmas primarios han sido almacenados en la corteza cortical superior (Fig. 42). Este almacenamiento generaría procesos de tipo MASH (*Melting, Assimilation, Storage and Homogeneization*; Hildreth y Moor bath, 1988), en zonas corticales someras (S-MASH) (Fig. 43), donde ocurre el fraccionamiento de plagioclasa. Estos procesos incluyen una asimilación de material cortical, de composiciones félsicas y edad paleozoica (Lucassen *et al.*, 2001; Yuan *et al.*, 2002; Mamani *et al.*, 2008, 2010) similares a aquéllos que han originado

ignimbritas que comprenden el CVAP (de Silva, 1989a; Ort *et al.*, 1996; Lindsay *et al.*, 2001). Todo esto se refleja en los modelos de tipo AFC propuestos para establecer la evolución geoquímica de esta cadena volcánica (Figs 39 y 40).

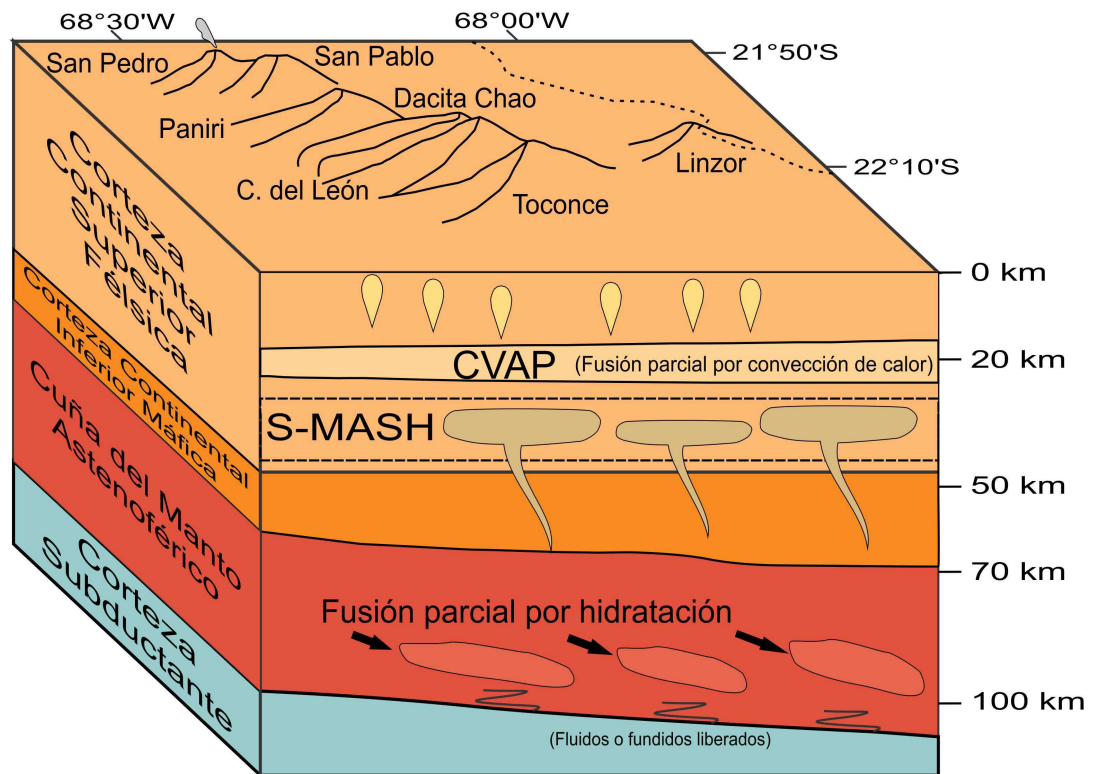


Figura 43. Modelo esquemático para la evolución de los magmas en la CVSPL. Los magmas primitivos habrían ascendido desde el manto hasta zonas corticales superiores, en donde han evolucionado mediante un proceso de tipo MASH. Esta zona de S-MASH (MASH-Somero) se localiza en niveles corticales donde la plagioclasa se fracciona como fase mineralógica estable, asimilando material cortical con altas razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\sim 0,74$) y $\delta^{18}\text{O}$ (10‰).

Además, considerando este modelo de evolución y las características geoquímicas obtenidas para cada uno de los volcanes de la cadena se sugiere que la variación en las composiciones isotópicas de las lavas de la cadena estaría relacionada con diferencias en el grado de asimilación de material cortical que afecta a cada uno de estos volcanes. Así, las lavas eruptadas en los volcanes localizados hacia el SE presentan mayores razones isotópicas respecto a aquéllos localizados hacia el NW de la cadena volcánica (Figs. 28, 37 y 40). Esto se podría deberse a que la presencia del CMAP se hace más pronunciada hacia el este afectando más a los volcanes localizados hacia esta zona (p.ej.: Toconce y Linzor), respecto a aquéllos que se localizan hacia el borde nor-occidental de la cadena (ej. San Pedro y Paniri).

CAPITULO 6. CONCLUSIONES

La cadena Volcánica San Pedro – Linzor (CVSPL) presenta características particulares respecto al volcanismo observado en los Andes Centrales. Por una parte, las lavas eruptadas a lo largo de la CVSPL han evolucionado a bajas presiones corticales. Esto se sugiere por las características geoquímicas (TR) y la composición de las inclusiones fundidas presentes en los minerales de estas lavas. Esta evolución a bajas presiones ha ocurrido en zonas de la corteza superior en donde se genera el fraccionamiento de plagioclasas (<30 km). Esto estaría relacionado con el ascenso de los magmas a través de la corteza inferior máfica, ya sea por el bajo espesor de esta corteza en esta zona (<25 km) o la presencia de estructuras corticales, lo que facilitaría este ascenso. Así, la diferenciación magmática de las lavas que han generado la CVSPL ha ocurrido en niveles someros de la corteza.

Por otra parte, la composición isotópica de la cadena refleja un mayor grado de contaminación con material cortical respecto a otras lavas eruptadas a lo largo de los Andes Centrales. Este grado de contaminación (hasta aprox. un 30%) es muy parecido al que ha originado las ignimbritas eruptadas a lo largo del CVAP. De esta manera, la contaminación de los magmas eruptados a lo largo de la cadena volcánica San Pedro - Linzor estaría relacionada con la asimilación de material cortical presente en la corteza superior ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,738$; $\delta^{18}\text{O} = 10\text{‰}$).

Considerando las características petrológicas de los magmas erupcionados en la CVSPL y en otros volcanes de los Andes Centrales se pueden definir dos regímenes diferentes, hacia el N y S de los 21°30', en la evolución de los magmas en esta zona. El primero, localizado hacia el norte de los 21°30', se generaría en un régimen con una corteza inferior relativamente fría y predominantemente máfica, lo que favorece bajas tasas de erupción de magmas andesíticos con una señal fuerte de evolución a altas presiones (granate) en un escenario de tipo MASH. Para este régimen, los procesos de AFC en corteza superior están limitados debido a que la mayor parte de la diferenciación ocurre en zonas de la corteza inferior caliente y los magmas diferenciados ascienden con mayor facilidad a través de la corteza superior, interactuando menos con ella. A diferencia de esto, un régimen de mayor producción magmática ocurre hacia el sur de los 21°30'S. En esta zona se generaría el almacenamiento, fraccionamiento y contaminación de magmas derivados del manto en zonas someras de la corteza, las cuales sobreyacen una delgada capa (<20 km) de corteza continental inferior. De esta manera, zonas tipo MASH en niveles corticales superiores (S-MASH), ocurren a profundidades <30 km. En estas zonas ocurren procesos de tipo AFC con fraccionamiento de plagioclasa, como fase mineralógica principal, y asimilación de material cortical con altas razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Este es el caso de los magmas que han originado los volcanes de la CVSPL, en donde líquidos derivados del manto se almacenarían en niveles someros de la corteza. En estos niveles se produciría el fraccionamiento de las fases mineralógicas principales (plagioclasa, piroxenos y olivinos), a la vez que

estos magmas asimilarían líquidos anatéticos asociados al CMAP. En este caso, la asimilación ocurre de manera diferente para los magmas eruptados en esta cadena volcánica. Estas diferencias estarían relacionadas con el aumento de las razones isotópicas de Sr hacia el NE, donde el CMAP es más pronunciado respecto a las lavas eruptadas hacia el SW. Esto también se reflejaría en las variaciones en las composiciones de $\delta^{18}\text{O}$, observándose menores valores en las lavas de los volcanes San Pedro y Paniri, y mayores valores en el volcán Toconce. Por otra parte, existiría una relación entre la edad de las lavas eruptadas en la cadena volcánica (más jóvenes hacia el W) y la composición isotópica de las mismas. Estas, perderían su capacidad de asimilar material se deberían a cambios en el estado termal dentro de esta cadena volcánica. Esto mismo ha sido propuesto para otros centros eruptivos dentro del CVAP (p.ej. Complejo Volcánico Purico, Burns *et al.*, 2010), lo que podría ser una característica general de este complejo volcánico. Además, se ha determinado que la evolución de magmas en zonas donde el granate es estable es influyente para establecer la ausencia de yacimientos económicos en los Andes Centrales (Mpodozis y Kay, 2001, y referencias ahí encontradas). De esta manera, la evolución de magmas en zonas de la corteza donde la plagioclasa es estable supondría nuevas condiciones de hidratación, presión y temperatura. Esto propone esta zona como un nuevo foco de estudio para determinar condiciones para la génesis de nuevos yacimientos en los Andes Centrales.

Referencias

- Abels, A., 1999. On the significance of transversal wrench-fault tectonics for the structuring of the southern Central Andes. –*In* IV International Symposium on Andean Geodynamics, extended abstract, Göttingen, p. 1-5.
- Acocella, V., Vezzoli, L., Omarini, R., Matteini, M., y Mazzuoli, R., 2007. Kinematic variations across Eastern Cordillera at 24°S (Central Andes): Tectonic and magmatic implications. *Tectonophysics*, v. 434, p. 81–92.
- Aitcheson, S.J., y Forrest, A.H., 1993. Quantification of crustal contamination in open magmatic systems. *Journal of Petrology*, v. 35. n°2. p. 461-488.
- Aitcheson, S.J., Harmon, R.S., Moorbath, S., Schneider, A., Soler, P., Soria-Escalante, E., Steele, G., Swainbank, I., y Wörner, G., 1995. Pb isotopes define basement domains of the Altiplano, central Andes. *Geology*, v. 23, p. 555-558.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., y Isacks, B., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Review Earth Planetary Sciences*, v. 25, p. 139-174.
- Alonso-Pérez, R., Müntener, O., y Ulmer, P., 2009. Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: Experimental constraints on andesitic liquids, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 157, p. 541-558.
- Arculus, R.J., 1994. Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos*, v. 33, p. 189-208.
- Aron, F., 2008. Arquitectura y estilo de la deformación compresiva neógena del borde sur-oriental del Salar de Atacama, norte de Chile (23°30'S): Su relación con el volcanismo Plio-Cuaternario de los Andes Centrales. *Memoria para optar al Título de Geólogo*. Universidad Católica del Norte. Antofagasta, Chile, 138 pp. *Inédito*.
- Babeyko, A.Y., Sobolev, S.V., Trumbull, R.B., Oncken, O., y Lavier, L.L., 2002. Numerical models of crustal scale convection and partial melting beneath the Altiplano-Puna plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 199, p. 373-388.
- Baker, D.R., 2008. The fidelity of melt inclusions as records of melt composition. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 156, p. 377–395.
- Baker, M.C.W., y Francis, P.W., 1978. Upper Cenozoic volcanism in the Central Andes – Ages and volumes. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 41, p. 175-187.

- Beck, S.L., Zandt, G., Myers, S.C., Wallace, T.C., Silver, P.G. y Drake, L., 1996. Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, v. 24, n° 5, p. 407-410.
- Bindeman, I.N., Eilerb, J.M., Yogodzinskic, G.M., Tatsumid, Y., Sterne, C.R., Grovef, T.L., Portnyaging, M., Hoernleg, K., y Danyushevsky, L.V., 2005. Oxygen isotope evidence for slab melting in modern and ancient subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 235, p. 480– 496.
- Blatter, D.L., y Carmichael, I.S.E., 1998. Plagioclase-free andesites from Zitácuaro (Michoacán), Mexico: Petrology and experimental constraints. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 132, p. 121-138.
- Brasse, H., Lezaeta, P., Rath, V., Schwalenberg, K., Soyer, W., y Haak, V., 2002. The Bolivian Anltilplano conductivity anomaly. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, B5, 2096.
- Burns, D.H., Tepley, F.J., y de Silva, S.L., 2010. Lengthscales and timescales of homogenization in a large continental magma system: A case study of the Purico Complex, northern Chile. Abstract V43C-2385, AGU Fall Meeting, San Francisco, California, E.E.U.U., 13-17 Diciembre.
- Caffe, P.L., Trumbull, R.B., Coira, B.L. y Romer, R.L., 2002. Petrogenesis of Early Neogene magmatism in the Northern Puna: Implications for magma genesis and crustal processes in the Central Andean plateau. *Journal of Petrology*, v. 43, n° 5, p. 907-942.
- Cervantes, P., y Wallace, P.J., 2003. Role of H₂O in subduction-zone magmatism: New insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central Mexico. *Geology*, v. 31, n° 3, p. 235-238.
- Chernicoff, C.J., Richards, J.P., Zappetini, E.O., 2002. Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern Argentina: Geological, geophysical, and remote sensing evidence. *Ore Geology Reviews*, v. 21, p. 127-155.
- Chmielowsky, J., Zandt, G., y Haberland, C., 1999. The Central Andean Altiplano-Puna Magma Body. *Geophysical Research Letters*, v. 26, n°6, p. 783-786.
- Cladouhos, T.T., Allmendinger, R.W., Coira, B., y Farrar, E., 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: Fault kinematics from the northern Puna, northwestern Argentina and southwestern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 7, p. 209–228.

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

Danyushevsky, L.V., Della-Pasqua, F.N., y Sokolov, S., 2000. Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian-olivine phenocrysts from subduction-related magmas: Petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 138, p. 68-83.

Danyushevsky, L.V., McNeil, A.W., y Sobolev, A.V., 2002. Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: An overview of techniques, advantages and complications. *Chemical Geology*, v. 183, p. 5 – 24.

Davidson, J.P., 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism. In Bebout, G.E., Scholl, D., Kirby, S., y Platt, J.P. (Eds.), *Subduction Top to Bottom, American Geophysical Union Monograph*, v. 96, 384 pp.

Davidson, J.P., y de Silva, S.L., 1992. Volcanic rocks from the Bolivian Altiplano: Insights into crustal structure, contamination, and magma genesis in the central Andes. *Geology*, v. 20, p. 1127-1130.

Davidson, J.P., y de Silva, S.L., 1993. Reply to comments on “Volcanic rocks from the Bolivian Altiplano: insights into crustal structure, contamination, and magma genesis” by Hoke et al. *Geology*, v. 21, p. 1148-1149.

Davidson, J.P., y de Silva, S.L., 1995. Late Cenozoic magmatism of the Bolivian Altiplano. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 119, p. 387-408.

Davidson, J.P., McMillan, N.J., Moor bath, S., Wörner, G., Harmon, R.S., y López-Escobar, L., 1990. The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 105, p. 412-432.

Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., y Dosseto, A., 2007. Amphibole “sponge” in arc crust? *Geology*, v. 35; n° 9; p. 787–790.

De Paolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 53, p. 189-202.

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

- de Silva, S.L., 1989b. Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from 21°30'S to 23°30'S portion of the Central Andes of northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 37, p. 93-131.
- de Silva, S.L., Self, S., Francis, P.W., Drake, R.E., and Ramírez, C., 1994. Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, nº B9, p. 17805-17825.
- de Silva, S.L., Zandt, G., Trumbull, R., y Viramonte, J., 2006. Large scale silicic volcanism - The result of thermal maturation of the crust. *In* Chen, Y.-T. (Ed.), *Advances in Geosciences*. *World Scientific Press*, p. 215-230.
- Defant M., y Drummond M., 1993: Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, v. 21, pp. 547-550.
- DePaolo, D., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 53, p. 189-202.
- Feeley, T.C., y Davidson, J.P., 1994. Petrology of calc-alkaline lavas at Volcán Ollagüe and the origin of compositional diversity at Central Andean stratovolcanoes. *Journal of Petrology*, v. 35(5), p. 1295-1340.
- Feeley, T.C., y Sharp, Z.D., 1995. 18O/16O isotope geochemistry of silicic lava flows erupted from Volcán Ollagüe, Andean Central Volcanic Zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 239-254.
- Figuroa, O., Déruelle, B., y Demaiffe, D., 2009. Genesis of Adakite-like lavas of Licancabur volcano (Chile-Bolivia, Central Andes). *C. R. Geoscience*, v. 341, p. 310–318.
- Fornieris, J.F., y Holloway, J.R., 2003. Phase equilibria in subducting basaltic crust: Implications for H₂O release from the slab. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 214, p. 187-201.
- Francis, P.W., Roobol, M.J., Walker, G.P.L., Cobbold, P.R., y Coward, M., 1974. The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits. *Geologische Rundschau*, v. 63 (1), p.357-388.
- Frezzotti, M.-L., 2001. Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: Applications to petrology. *Lithos*, v. 55, p. 273–299.

- Gaetani, G.A., and Watson, E.B., 2000. Open system behavior of olivine-hosted melt inclusions. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 183, p. 27-41.
- Gardeweg, M.C., Sparks, R.J.S., y Matthews, S.J., 1998. Evolution of Lascar Volcano, Northern Chile. *Journal of the Geological Society, London*, v. 155, p. 89-104.
- Giese, P., Scheuber, E., Schilling, F., Schmitz, M., y Wigger, P., 1999. Crustal thickening processes in the Central Andes and the different natures of the Moho-discontinuity. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 201-220.
- Godoy, B., Wörner, G., and Kojima, S., 2011. The San Pedro – Linzor volcanic chain at 22° to 22°30' S: Low pressure evolution of Central Andean magmas on thick crust. *In 22nd International Colloquium on Latin American Earth Sciences*, 30 Marzo – April 1st, Heidelberg, Germany. 1pp.
- Gómez-Tuena, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, S.M., y Ortega-Gutiérrez, F., 2007. Geochemical evidence for slab melting in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, v. 48, n° 3, p. 537-562.
- González-Ferran, O., 1995. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile. 640pp.
- Goss, A.R., y Kay, S.M., 2009. Extreme high field strength element (HFSE) depletion and near-chondritic Nb/Ta ratios in Central Andean adakite-like lavas (~28°S, ~68°W). *Earth and Planetary Science Letters*, v. 279, p. 97-109.
- Grove, T.L., Elkins-Tanton, L.T., Parman, S.W., Chatterjee, N., Müntener, O., y Gaetani, G.A., 2003. Fractional Crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 145, p. 515-433.
- Grove, T.L., Chatterjee, N., Parman, S.W., y Médard, E., 2006. The influence of H₂O on mantle wedge melting. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 249, p. 74–89.
- Grunder, A.L., Klemetti, E.K., McKee, C.M., y Feeley, T.C., 2008. Eleven million years of arc volcanism at the Aucanquilcha Volcanic Cluster, Northern Chilean Andes: Implications for the lifespan and emplacement of batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v. 97, p. 415-436.
- Guest, J.E., y Sanchez, J., 1969. A large dacitic lava flow in Northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, v. 33, p. 778-790.

Hartley, A.J., Sempere, T., Wörner, G., 2007. A comment on “Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere” by Garzzone C.N. et al. [Earth Planet. Sci Lett. 241 (2006) 543-556]. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 259, p. 625-629.

Haschke, M.R., 2002. Evolutionary geochemical patterns of Late Cretaceous to Eocene arc magmatic rocks in North Chile: implications for Archean crustal growth. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 2, 207-218.

Haschke, M.R., Günther, A., Melnick, D., Echtler, H., Reutter, K.-J., Scheuber, E., y Oncken, O., 2006. Central and Southern Andean tectonic evolution inferred from arc magmatism. In Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., y Wigger, P. (Eds.). *The Andes active subduction orogeny. Frontiers in Earth Sciences*, vol. 1. Springer, Heidelberg, Berlin, Germany. 337-353.

Hermann, J., y Spandler, A.C., 2008. Sediment melts at sub-arc depths: An experimental study. *Journal of Petrology*, v. 49, n° 4, p. 717-740.

Hildreth, W., y Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455-489.

Hora, J.M., Singer, B.S., Wörner, G., Beard, B.L., Jicha, B.R., y Johnson, C.M., 2009. Shallow and deep crustal control on differentiation of calc-alkaline and tholeiitic magma. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 285, p. 75-86.

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

Iwamori, H., 1998. Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 160, p. 65-80.

James, D.E., 1981. The combined use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 9, p. 311-344.

James, D.E., 1982. A combined O, Sr, Nd and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas, I. Local geochemical variations. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 57, p. 47-62.

Karátson, D., Telbisz, T., y Wörner, G., 2011. Erosion rates and erosion patterns of Neogene to Quaternary stratovolcanoes in the Western Cordillera of the Central Andes: An SRTM DEM based analysis. *Geomorphology*, v. 139-140, p. 122-135.

Kawamoto, T., 1996. Experimental constraints on differentiation and H₂O abundance of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 144, p. 577-589.

- Kay, R.W.; y Kay, S.M., 1991. Creation and destruction of lower continental crust. *Geologische Rundschau*, v. 80 (2), p. 259-278.
- Kay, S.M., y Mpodozis, C., 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, 11 (3), 4-9.
- Kay, S.M., Coira, B., y Viramonte, J., 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, B12, 24323.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., y Coira, B., 1996. Central Andean mantle-derived basalts and Neogene mantle enrichment beneath the Puna plateau. *In Third Symposium on Andean Geodynamics*, Saint Malo, France, p. 583-586.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., y Coira, B., 1999. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22° to 33°S Latitude) *In Skinner, B.J. (Ed.), Geology and ore deposits of the Central Andes. Society of Economic Geology, Special Publication v. 7*, p. 27-59.
- Kay, S.M., Godoy, E., y Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, p. 67-88.
- Kessel, R., Schmidt, M.W., Ulmer, P., y Pettke, T., 2005. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120-180 km depth. *Nature*, v.437, p. 724-727.
- Kiebała, A., Heumann, A., y Wörner, G., 2005. Taapaca Volcanic Complex (North Chile) versus El Misti volcano (South Peru) distinct evolution of two CVZ volcanoes and a comparison based on U-series isotopes. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, 09923, 3 pp.
- Klemetti, E.W., 2005. Constraining the magmatic evolution of the Andean arc at 21°S using the volcanic and petrologic history of Volcán Aucanquilcha, Central Volcanic Zone, northern Chile. Unpublished Ph. D Thesis, Oregon State University, Oregon.
- Kosigo, T., Tatsumi, Y., y Nakano, S., 1997. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 148. p. 193-205.
- Lahsen, A., 1982. Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of northern Chile. *Earth-Science Reviews*, v. 18, p. 285-302.
- Lahsen, A., 1988. Chilean geothermal resources and their possible utilization. *Geothermics*, v. 17 (2/3), p. 401-410.

Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L., y Dewey, J., 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. *In* Burg, J.-P., y Ford, M. (Eds.), *Orogeny Through Time*, Geological Society Special Publication n° 121, p. 237 – 264.

Lazcano, J., Godoy, B., Aguilera, F., y Wilke, H.G., 2012. Volcanological evolution of Paniri volcano, Central Andes, northern Chile. Abstract V21A-2759, AGU Fall Meeting, San Francisco, California, 3-7 Diciembre.

Le Maitre, R.W., 1984. A proposal by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 31, n° 2, p. 243-255.

Lindsay, J.M., Schmitt, A.K., Trumbull, R.B., de Silva, S.L., Siebel, W., y Emmermann, R., 2001. Magmatic evolution of the La Pacana caldera system, Central Andes, Chile: Compositional variations of two cogenetic large-volume felsic ignimbrites. *Journal of Petrology*, v. 42 (3), p. 459-486.

Liu, X., O'Neill, H. St. C., & Berry, A.J., 2006. The Effects of Small Amounts of H₂O, CO₂ and Na₂O on the Partial Melting of Spinel Lherzolite in the System CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂±H₂O ±CO₂ ±Na₂O at 1.1 GPa. *Journal of Petrology*, v. 47, n°2, p. 409–434.

López, C., Aguilera, F., Godoy, B., Wörner, G., y Kojima, S., 2012. Evolución del sistema volcánico Toconce (Región de Antofagasta, Chile) mediante interpretación fotogeológica, petrográfica y geoquímica. *In* XII Congreso Geológico Chileno, T4, p.594-596, Antofagasta, Chile, 5-9 Agosto.

Lowenstern, J.B., 2003, Melt inclusions come of age: volatiles, volcanoes, and Sorby's legacy, *In* De Vivo, B., y Bodnar R.J., (Eds.). *Melt inclusions in volcanic systems: Methods, applications and problems*. *Developments in Volcanology 5*, Elsevier Press, Amsterdam, p. 1-22.

Lucassen F., Bechio R., Harmon R., Kasemann S., Franz G., Trumbull R., Wilke H.-G., Romer R., and Dulski P., 2001: Composition and density model of the continental crust at an active continental margin - the Central Andes between 21° and 27°S. *Tectonophysics*, v. 341, p. 195 – 223.

Mai, K., 2005. The Altiplano (Central Andes) high conductivity zone: Interpretation and modelling of magnetotelluric data. Unpublished Diploma Thesis, Technical University Berlin, Berlin, Alemania, 96 pp.

Mamani, M., Tassara, A., y Wörner, G., 2008. Composition and structural control of crustal domains in the Central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. v. 9, n° 3, Q03006, 13 pp.

Mamani, M., Wörner, G., y Sempere, T., 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracking crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin*, v. 122, n° 1/2, p. 162-182.

Marinovic, N., y Lahsen, A., 1984. Carta geológica de Chile, Hoja Calama, Escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta n° 58, Santiago, Chile.

Marrett, R., y Emerman, S.H., 1992. The relations between faulting and mafic magmatism in the Altiplano-Puna plateau (Central Andes). *Earth and Planetary Science Letters*, v. 112, p. 53-59.

Marret, R.A., y Strecker, M.R., 2000. Response of intracontinental deformation in the central Andes to late Cenozoic reorganization of South American Plate motions. *Tectonics*, v. 19, n° 3, p. 452-467.

Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N., y Drake, R.E., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 7, n°2, pp. 179-207.

Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R., Cas, R., y Maas, R. 2002a. Geodynamical evolution of Central Andes at 24°S as inferred by magma composition along the Calama-Olacapato-El Toro transversal volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 118, p 205-228.

Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R., Cas, R., y Maas, R., 2002b. The geochemical variations of the upper cenozoic volcanism along the Calama-Olacapato-El Toro transversal fault system in central Andes (~24°S): petrogenetic and geodynamic implications. *Tectonophysics*, v. 345, p. 211-227.

Mattey, D., Lowry, D., y Macpherson, C., 1994. Oxygen isotope composition of mantle peridotite. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 128, p. 231-241.

Matthews, S.J., Jones, A.P., y Gardeweg, M.C., 1994. Lascar volcano, northern Chile: Evidence for steady-state disequilibrium. *Journal of Petrology*, v. 35 (2), p. 401-432.

Matthews, S.J., Gardeweg, M.C., y Sparks, R.S.J., 1997. The 1984 to 1996 cyclic activity of Lascar Volcano, northern Chile: Cycles of dome growth, dome subsidence, degassing and explosive eruptions. *Bulletin of Volcanology*, v. 59, p. 72-82.

Mattioli, M., Renzulli, A., Menna, M., y Holm, P.M., 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*, v. 158, p. 87-105.

McInnes, B.I.A., Gregoire, M., Binns, R.A., Herzig, P.M., y Hannington, M.D., 2001. Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea: Petrology and geochemistry of fluid-metasomatised mantle wedge xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters*, v.188, p. 169-183.

Münker, C., Wörner, G., Yogodzinski, G., y Churikova, T., 2004. Behaviour of high field strength elements in subduction zones: Constraints from Kamchatka-Auletian arc lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 224, p. 275-293.

Murray, K.E., 2010. Mafic lavas of the Puna Plateau sample the diverse lithospheric architecture of the long-lived Andean Orogen. Unpublished Master Thesis, University of Arizona, Arizona.

Nakajima, J., y Hasegawa, A., 2007. Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 254, p. 90–105.

Nakamura, H., Iwamori, H., y Kimura, J.-I., 2008. Geochemical evidence for enhanced fluid flux due to overlapping subducting plates. *Nature Geoscience*, v. 1, p. 380-384.

O’Callaghan, L.J., y Francis, P.W., 1986. Volcanological and petrological evolution of San Pedro volcano, Provincia El Loa, North Chile. *Journal of the Geological Society, London*, v. 143, p. 275-286.

Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., y Schemmann, K., 2006. Deformation of the Central Andean Upper Plate System – Facts, Fiction, and Constraints for Plateau Models In Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., y Wigger, P. (Eds.). *The Andes Active Subduction Orogeny. Frontiers in Earth Sciences*, vol. 1. Springer, Heidelberg, Berlin, Germany. p. 3-27.

Ort, M.H., Coira, B.L., y Mazzoni, M.M., 1996. Generation of a crust-mantle magma mixture: Magma sources and contamination at Cerros Panizos, central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 123, p. 308-322.

Pack, A., Toulouse, C., y Przybilla, R., 2007. Determination of oxygen triple isotope ratios of silicates without cryogenic separation of NF₃-technique with application to analyzes of technical O₂ gas and meteorite classification: *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, v. 21, p. 3721-3728.

Peacock, S. M., 1996. Thermal and petrologic structure of subduction zones. In Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H., y Platt, J. P. (Eds.) *Subduction: Top to bottom. Geophysical monograph*, v 96, 384 pp.

- Peacock, S.M., Rushmer, T y Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 121, p. 227-244.
- Polanco, E., Clavero, J., y Giaveli, A., 2012. Geología de la cadena volcánica Paniri-Toconce, Zona Volcánica Central, Altiplano de la Región de Antofagasta, Chile. *In XII Congreso Geológico Chileno*, T4, p.462-464, Antofagasta, Chile, 5-9 Agosto.
- Prezzi, C.B., Götze, H.-J., and Schmidt, S., 2009. 3D density model of the Central Andes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 177, p. 217-234.
- Qin, Z., Lu, F., y Anderson Jr., A.T., 1992. Diffusive reequilibration of melt and fluid inclusions. *American Mineralogist*, v. 77, p. 565-576.
- Ramelow, J., Riller, U., Romer, R.L., y Oncken, O., 2006. Kinematic link between episodic trapdoor collapse of the Negra Muerta Caldera and motion on the Olacapato-El Toro Fault Zone, southern central Andes. *International Journal of Earth Sciences*, v. 95, p. 529-541.
- Ramírez, C., y Huete, C., 1981. Carta geológica de Chile, Hoja Ollagüe. Escala 1:250.000. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta n° 40, Santiago, Chile.
- Ramos, V.A., 2008. The basement of the Central Andes: The Arequipa and related terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 36, p. 289-324.
- Richards, J.P., 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, v. 98, p. 1515-1533.
- Richards, J.P., y Villeneuve, M., 2002. Characteristics of late Cenozoic volcanism along the Archibarca lineament from Cerro Llullaillaco to Corrida de Cori, northwest Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 116, p. 161-200.
- Richards, J.P., Boyce, A.J., y Pringle, M.S., 2001. Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology*, v. 96, p. 271-305.
- Richards, J.P., Ullrich, T., y Kerrich, R., 2006. The Late Miocene-Quaternary Antofalla volcanic complex, southern Puna, NW Argentina: Protracted history, diverse petrology, and economic potential. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 152. p. 197-239.
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M., y Oncken, O., 2001. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 188, p. 299-311.

Rogers, G., y Hawkesworth, C. J., 1989. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: Evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 91, p. 271-285.

Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, 352 p.

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

Salisbury, M.J., Jicha, B.R., de Silva, S.L., Singer, B.S., Jiménez, N.C., y Ort, M.H., 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. *Geological Society American Bulletin*, v.123, n° 5-6, p. 821-840.

Scheuber, E., y Giese, P., 1999. Architecture of the Central Andes - a compilation of geoscientific data along a transect at 21°S. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 103-107.

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

Schiano, P., 2003. Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals. *Earth-Science Reviews*, v. 63, p. 121-144.

Schilling, F.R., y Partzsch, G.M., 2001. Quantifying partial melt fraction in the crust beneath the Central Andes and the Tibetan Plateau. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, v. 26, n° 4-5, p. 239-246.

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

Schilling, F.R., Trumbull, R.B., Brasse, H., Haberland, C., Asch, G., Bruhn, D., Mai, K., Haak, V., Giese, P., Muñoz, M., Ramelow, J., Rietbrock, A., Ricaldi, E., y Vietor, T., 2006. Partial melting in the Central Andean crust: A review of geophysical, petrophysical, and petrologic evidence. *In Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., y Wigger, P. (Eds.). The Andes: Active Subduction Orogeny*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Germany, 570 pp.

Schreiber, U., y Schwab, K., 1991. Geochemistry of Quaternary shoshonitic lavas related to the Calama-Olacapato-El Toro Lineament, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 4, n° 1/2, p. 73-85.

- Seelenfreund, A., Fonseca, E., Llona, F., Lera, L., Sinclair, C., y Rees, C., 2009. Geochemical analysis of vitreous rocks exploited during the Formative period in the Atacama region, northern Chile. *Archaeometry*, v. 51, n° 1, p. 1-25.
- Sharp, Z.D., 1990. A laser-based microanalytical method for the *in situ* determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 1353-1357.
- Silva, F., Aguilera, F., Godoy, B., Wörner, G., y Kojima, S., 2012. Evolución del sistema volcánico Cerro del León (Región de Antofagasta, Chile) mediante interpretación fotogeológica, petrográfica y geoquímica. In XII Congreso Geológico Chileno, T4, p.597-599, Antofagasta, Chile, 5-9 Agosto.
- Sisson, T.W., y Bronto, S., 1998. Evidence for pressure-release melting beneath magmatic arcs from basalt at Galunggung, Indonesia. *Nature*, v. 391, n°26, p. 883-886.
- Sobolev, A.V., 1996. Melt inclusions in minerals as a source of principle petrological information. *Petrology*, v. 4, n° 3, p. 209-220.
- Sobolev, S.V., y Babeyko, A.Y., 2005. What drives orogeny in the Andes? *Geology*, v. 33, n° 8, p. 617-620.
- Springer, M., y Förster, A., 1998. Heat-flow density across the Central Andean subduction zone. *Tectonophysics*, v. 291, p. 123-139.
- Stern, C.R., 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*, v. 19, p. 78-81.
- Sun, S.-S. y McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A. D. y Norry, M. J. (Eds.) *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications* v. 42, p. 313-345.
- Tassi, F., Aguilera, F., Darrah, T., Vaselli, O., Capaccioni, B., Poreda, R.J., y Delgado Huertas, A., 2010. Fluid geochemistry of hydrothermal systems in the Arica-Parinacota, Tarapacá and Antofagasta regions (northern Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 192, p. 1-15.
- Tatsumi, Y., 2003. Some constraints on arc magma genesis. In Eiler, J. (Ed.) *Inside the subduction factory. Geophysical Monograph Series*, v. 138, p. 277-292.

Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., y Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rock. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 29, p. 293-309.

Tibaldi, A., Corazzato, C., y Rovida, A., 2009. Miocene–Quaternary structural evolution of the Uyuni–Atacama region, Andes of Chile and Bolivia. *Tectonophysics*, v. 471, p. 114-135.

Tierney, C., de Silva, S., Schmitt, A.K., Jicha, B., y Singer, B., 2010. U-series in zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology reveal the most recent stage of a supervolcanic cycle in the Altiplano-Puna Volcanic Complex, Central Andes. *In Abstract V41B-2277, AGU Fall Meeting*. San Francisco, California, 13-17 de Diciembre.

Trumbull, R.B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Büsch, W., Gerstenberger, H., y Siebel, W., 1999. Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25-26°S) and its geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 135-155.

Trumbull, R., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K., y Hongn, F., 2006. The time-space distribution of Cenozoic volcanism in the South-Central Andes: A new data compilation and some tectonic implications. *In Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., y Wigger, P. (Eds). The Andes Active Subduction Orogeny. Frontiers in Earth Sciences, vol. 1. Springer, Heidelberg, Berlin, Germany. p. 29-43.*

Ulmer, P., 2001. Partial melting in the mantle wedge—the role of H₂O in the genesis of mantle-derived ‘arc-related’ magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 127, p. 215–232.

Victor, P., 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics*, v. 23, TC4004, 24 pp.

Viramonte, J.G., y Arnosio, M., 2008. Evolucion geodinámica y magmática de los Andes Centrales del sur. *In IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Foz do Iguaçu, Brasil, 8 – 11 de abril, 6 pp.*

Viramonte, J.G., y Petrinovic, I.A., 1990. Cryptic and partially buried calderas along a strike-slip fault system in the Central Andes. *In Ist International Symposium on Andean Geodynamics, extended abstract, Grenoble, Francia, v 1, p. 317–320.*

Watts, R.B., de Silva, S.L., Jimenez de Rios, G., y Croudace, I., 1999. Effusive eruption of viscous silicic magma triggered and driven by recharge: A case study of the Cerro Chascon-Runtu Jarita Dome Complex in Southwest Bolivia. *Bulletin of Volcanology*, v. 60, p. 241-264.

Wörner, G., Harmon, R.S., Davidson, J., Moorbath, S., Turner, D.L., McMillan, N., Nye, C., Lopez-Escobar, L., y Moreno, H., 1988. The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile). *Bulletin of Volcanology*, v. 50, p. 287-303.

Wörner, G., Moorbath, S., y Harmon, R.S., 1992. Andean Cenozoic volcanic centers reflect basement isotopic domains. *Geology*, v. 20, p. 1103-1106.

Wörner, G., Moorbath, S., Horn, S., Entemann, J., Harmon, R.S., Davidson, J.P., y López-Escobar, L., 1994. Large- and fine-scale geochemical variations along the Andean arc of northern Chile (17.5° – 22°S). In *Tectonics of the Southern Central Andes. Structure and evolution of an active continental margin*. Reutter, K.J., Scheuber, E., y Wigger, P.J. (Eds.), Springer, Berlin, p. 77-92.

Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., y Wilke, H.G., 2000. Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar and He-exposure 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*, v. 27, n°2, p. 205-240.

Yuan, X., Sobolev, S.V., y Kind, R., 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 199, p. 389-402.

Zandt, G., Beck, S.L., Ruppert, S.R., Ammon, C.J., Rock, D., Minaya, E., Wallace, T.C., y Silver, P.G., 1996. Anomalous crust of the Bolivian Altiplano, Central Andes: Constraints from broadband regional seismic waveforms. *Geophysical Research Letters*, v. 23, n°10, p. 1159-1162.

Zandt, G., Leidig, M., Chmielowski, J., Baumont, D., y Yuan, X., 2003. Seismic detection and characterization of the Altiplano-Puna Magma Body, Central Andes. *Pure and Applied Geophysics*, v. 160, p. 789–807.

ANEXO I

Ubicación de muestras.

<u>Volcán</u>	<u>Muestra</u>	<u>Coordenadas Geográficas</u>		<u>Coordenadas UTM (WGS 84, 19S)</u>		
		<u>Latitud (S)</u>	<u>Longitud (W)</u>	<u>Este</u>	<u>Norte</u>	
San Pedro	BG SPL 002A	21° 56' 5"	68° 30' 38"	550535	7574318	
	BG SPL 002B	21° 56' 5"	68° 30' 38"	550535	7574318	
	BG SPL 003	21° 54' 34"	68° 30' 15"	551219	7577107	
	BG SPL 004	21° 54' 22"	68° 30' 3"	551547	7577458	
	BG SPL 006	21° 53' 34"	68° 29' 43"	550860	7578417	
	BG SPL 007	21° 53' 1"	68° 28' 55"	553506	7579958	
	BG SPL 008	21° 52' 22"	68° 30'	551650	7581176	
	BG SPL 009	21° 52' 12"	68° 30' 0"	551642	7581461	
	BG SPL 010	21° 50' 1"	68° 30' 1"	551606	7581772	
	BG SPL 011	21° 50' 27"	68° 30' 20"	551083	7584703	
	BG SPL 012	21° 49' 55"	68° 28' 50"	553687	7585676	
	BG SPL 014	21° 48' 1"	68° 25' 10"	560023	7589159	
	BG SPL 015	21° 53' 25"	68° 29' 33"	552429	7579231	
	BG SPL 016	21° 54' 2"	68° 28' 5"	554960	7578086	
	SPSP 10 01	21° 49' 5"	68° 28' 0"	555127	7587197	
	SPSP 10 02	21° 49' 52"	68° 29' 47"	552044	7585760	
	SPSP 10 03	21° 50' 9"	68° 30' 6"	551501	7585222	
	SPSP 10 04	21° 52' 21"	68° 29' 59"	551667	7581174	
	Paniri	BG SPL 017	22° 1' 32"	68° 17' 27"	573190	7564179
		BG SPL 018	22° 1' 28"	68° 17' 17"	573479	7564283
BG SPL 019A		22° 1' 28"	68° 16' 6"	575488	7564267	
BG SPL 019B		22° 1' 28"	68° 16' 6"	575488	7564267	
BG SPL 020		22° 1' 37"	68° 15' 56"	575804	7563987	
BG SPL 021		22° 3' 8"	68° 16' 52"	574178	7561209	
BG SPL 022		22° 2' 48"	68° 17' 04"	573830	7561828	
BG SPL 023A		21° 59' 5"	68° 14' 45"	577863	7568666	
BG SPL 023B		21° 59' 5"	68° 14' 45"	577863	7568666	
BG SPL 024		21° 59' 44"	68° 13' 32"	579934	7567448	
BG SPL 025		22° 0' 19"	68° 11' 4"	584183	7566363	
BG SPL 043		22° 3' 58"	68° 17' 45"	572642	7559693	
BG SPL 044A		22° 8' 24"	68° 16' 26"	574891	7551496	
BG SPL 044B		22° 8' 24"	68° 16' 26"	574891	7551496	
PANI 10 01		22° 4' 3"	68° 15' 24"	576687	7559524	
PANI 10 02		22° 3' 57"	68° 15' 20"	576806	7559712	
PANI 10 03		22° 3' 50"	68° 15' 13"	577014	7559909	
PANI 10 04		22° 3' 50"	68° 15' 13"	577014	7559909	
PANI 10 05		22° 3' 50"	68° 15' 13"	577014	7559909	
PANI 10 06		22° 3' 50"	68° 15' 13"	577014	7559909	

<u>Volcán</u>	<u>Muestra</u>	<u>Coordenadas Geográficas</u>		<u>Coordenadas UTM (WGS 84, 19S)</u>		
		<u>Latitud (S)</u>	<u>Longitud (W)</u>	<u>Este</u>	<u>Norte</u>	
Paniri	PANI 10 07	22° 3' 10"	68° 15' 42"	576172	7561144	
	PANI 10 08	22° 3' 2"	68° 15' 40"	576238	7561421	
	PANI 10 09	22° 2' 26"	68° 15' 47"	576048	7562474	
	PANI 10 10	22° 8' 22"	68° 16' 21"	575204	7551148	
	PANI 10 11	22° 8' 36"	68° 16' 14"	575204	7551148	
	PANI 10 12	22° 8' 35"	68° 16' 15"	575204	7551148	
	PANI 10 13	22° 8' 36"	68° 16' 14"	575204	7551148	
	PANI 10 14	22° 8' 36"	68° 16' 14"	575204	7551148	
	PANI 10 15	22° 8' 36"	68° 16' 14"	575204	7551148	
	PANI 10 16	22° 4' 2"	68° 18' 4"	572096	7559556	
	PANI 10 17	22° 4' 2"	68° 18' 4"	572096	7559556	
	Cerro del León	BG SPL 035	22° 11' 37"	68° 10' 58"	584251	7545506
		BG SPL 036A	22° 11' 37"	68° 10' 58"	584251	7545506
		BG SPL 036B	22° 11' 37"	68° 10' 58"	584251	7545506
		BG SPL 037	22° 12' 31"	68° 12' 33"	581508	7543860
		BG SPL 038	22° 12' 45"	68° 13' 38"	579659	7543446
		BG SPL 039	22° 12' 34"	68° 14' 7"	578823	7543800
BG SPL 040		22° 13' 59"	68° 14' 45"	577712	7541192	
BG SPL 041		22° 14' 8"	68° 16' 34"	574599	7540928	
BG SPL 049		22° 8' 34"	68° 4' 6"	596070	7551083	
BG SPL 050		22° 6' 48"	68° 3' 56"	596376	7554334	
BG SPL 051		22° 6' 51"	68° 4' 36"	595233	7554235	
LEO 10 01		22° 9' 30"	68° 8' 1"	589343	7549395	
LEO 10 02		22° 9' 32"	68° 8' 1"	589337	7549339	
LEO 10 03		22° 10' 5"	68° 8' 39"	588231	7548323	
LEO 10 04		22° 10' 22"	68° 8' 49"	587955	7547800	
LEO 10 05		22° 10' 33"	68° 9' 46"	586301	7547478	
LEO 10 06		22° 10' 35"	68° 9' 49"	586225	7547415	
LEO 10 07		22° 13' 46"	68° 16' 52"	574077	7541592	
Toconce		BG SPL 032	22° 15' 9"	68° 6' 9"	592483	7538938
	BG SPL 033	22° 15' 7"	68° 7' 3"	590920	7539035	
	BG SPL 034	22° 14' 38"	68° 8' 56"	587707	7539937	
	BG SPL 046	22° 8' 52"	68° 3' 9"	597708	7550504	
	BG SPL 047	22° 10' 7"	68° 3' 15"	597514	7548214	
	BG SPL 048	22° 10' 1"	68° 3' 20"	597365	7548393	
	TOC 10 01	22° 14' 18"	68° 5' 50"	593032	7540524	
	TOC 10 02	22° 13' 17"	68° 5' 42"	593285	7542414	
	TOC 10 03	22° 12' 49"	68° 5' 14"	594082	7543234	

<u>Volcán</u>	<u>Muestra</u>	<u>Coordenadas Geográficas</u>		<u>Coordenadas UTM (WGS 84, 19S)</u>	
		<u>Latitud (S)</u>	<u>Longitud (W)</u>	<u>Este</u>	<u>Norte</u>
Toconce	TOC 10 04	22° 12' 49"	68° 5' 6"	594308	7543257
	TOC 10 05	22° 12' 52"	68° 5' 4"	594352	7543141
	TOC 10 06	22° 12' 52"	68° 5' 4"	594352	7543141
	TOC 10 07	22° 13' 38"	68° 5' 17"	593970	7541730
	TOC 10 08	22° 14' 15"	68° 5' 24"	593771	7540591
	TOC 10 09	22° 14' 55"	68° 5' 51"	593000	7539386
	Linzor	BG SPL 028	22° 8' 49"	68° 1' 2"	601335
BG SPL 029		22° 9' 9"	68° 0' 27"	602341	7549969
BG SPL 030		22° 8' 59"	68° 0' 0"	603105	7550265
LIN 10 01		22° 9' 10"	67° 59' 21"	604227	7549917
LIN 10 02		22° 9' 10"	67° 59' 21"	604227	7549917
LIN 10 03		22° 9' 0"	68° 0' 16"	602647	7550233
LIN 10 04		22° 8' 54"	68° 0' 27"	602341	7550418
La Poruña	BG SPL 005	21° 53' 29"	68° 29' 59"	551686	7579100
	POR 10 01	21° 53' 33"	68° 29' 42"	552150	7578943
El Rojo III	ELR 10 01	22° 0' 34"	68° 18' 44"	570977	7565957
	ELR 10 02	22° 0' 34"	68° 18' 44"	570977	7565957

ANEXO II

Resultados análisis de óxidos mayores y
elementos traza.

Volcán	SAN PEDRO												PANIRI					
Muestra	BG SPL 002A	BG SPL 004	BG SPL 009	BG SPL 010	BG SPL 012	BG SPL 015	BG SPL 016	SPSP 10 01	SPSP 10 02	SPSP 10 03	SPSP 10 04	BG SPL 019A	BG SPL 020	BG SPL 022	BG SPL 023A	BG SPL 023B	BG SPL 044A	PANI 10 01
XRF																		
Major oxides																		
(wt. %)																		
SiO ₂	62,61	57,79	60,99	56,29	63,57	55,94	58,97	63,15	62	57,22	62,39	67,31	56,19	55,45	60,59	62,25	63,23	63,84
TiO ₂	0,71	0,77	0,67	0,95	0,68	0,75	0,72	0,68	0,69	0,96	0,68	0,44	0,85	0,74	0,71	0,69	0,62	0,61
Al ₂ O ₃	17,18	15,75	16,52	16,9	15,82	15,83	15,26	16,12	16,84	17,39	15,81	15,7	16,62	18,97	16,79	16,01	15,82	15,57
FeO*	3,74	6,38	4,18	6,54	4,18	6,6	4,41	4,00	4,34	6,13	4,14	2,55	6,07	5,65	5,21	4,35	4,11	4
MnO	0,06	0,111	0,08	0,1	0,07	0,11	0,07	0,07	0,09	0,1	0,06	0,06	0,1	0,1	0,09	0,07	0,07	0,07
MgO	1,67	5,87	1,62	4,28	2,39	6,03	2,61	2,14	1,72	3,51	2,09	1,04	4	3,78	3,13	2,25	2,17	2
CaO	4,97	6,44	4,27	7	4,17	6,72	4,42	4,36	4,47	6,68	3,49	3,13	6,73	8,45	5,5	4,52	4,18	4,04
Na ₂ O	4,27	3,63	4,26	3,57	4,26	3,6	3,83	4,15	4,36	3,76	2,35	3,78	3,4	3,41	3,44	3,59	3,35	3,51
K ₂ O	2,73	1,89	2,69	1,63	3,04	1,73	2,6	2,78	2,62	1,77	2,86	3,76	2,03	1,49	2,66	3,18	3,51	3,46
P ₂ O ₅	0,26	0,196	0,22	0,23	0,19	0,17	0,2	0,17	0,22	0,25	0,18	0,13	0,21	0,17	0,17	0,18	0,16	0,15
Total	98,2	98,82	95,5	97,5	98,36	97,48	93,08	97,56	97,34	97,76	94,06	97,9	96,21	98,21	98,29	97,09	97,22	97,22
Trace elements																		
(ppm)																		
Rb	84	51	75	37	98	46	79	90	75	44	93	148	58	41	121	147	159	166
Ba	871	634	804	610	861	536	766	829	804	641	769	930	594	539	643	664	692	667
Sr	567	523	523	610	498	508	533	541	538	638	433	365	540	663	441	395	407	398
Ni	18	90	4	32	22	70	21	14	5	24	15	6	27	30	43	16	14	11
Co	9	26	10	21	12	26	13	11	9	18	11	5	21	20	16	12	10	10
V	115	162	93	183	109	172	115	102	99	174	110	44	163	160	148	120	103	101
Cr	77	326	5	84	79	349	81	45	7	47	43	16	59	83	76	45	47	35
Sc	12	22	12	19	11	24	11	10	12	16	10	5	21	20	15	12	10	11
Zr	209	146	198	137	216	129	185	181	196	158	179	259	144	111	180	199	185	175
Nb	8,7	6,3	10,8	8,4	10,6	6,6	10,3	9,1	10,3	8,8	10	13,4	9,1	5,2	10,3	13,1	11,2	12,7
Ga	22	19	19	19	19	18	18	19	19	20	19	19	19	21	20	19	20	19
Cu	74	81	14	45	27	39	29	30	17	40	22	60	33	65	33	22	43	30
S	31	122	8	356	8	18	19	15	5	604	1575	227	2	32	80	12	31	13

Volcán	SAN PEDRO											PANIRI					PANI 10 01	
	BG SPL 002A	BG SPL 004	BG SPL 009	BG SPL 010	BG SPL 012	BG SPL 015	BG SPL 016	SPSP 10 01	SPSP 10 02	SPSP 10 03	SPSP 10 04	BG SPL 019A	BG SPL 020	BG SPL 022	BG SPL 023A	BG SPL 023B		BG SPL 044A
ICP-MS																		
<i>La</i>	32,97	21,99	29,48	20,89	28,33	18,26	27,9	26,75	29,78	23,44	27,87	42,19	36,67	20,49	34,11	35,44	39,28	-
<i>Ce</i>	56,17	38,17	49,2	36,4	48,42	31,78	48,13	45,08	50,06	41,44	46,57	68,64	60,45	35,13	57,42	58,8	66,29	-
<i>Pr</i>	6,76	4,62	5,84	4,64	5,74	3,94	5,78	5,3	5,94	5,1	5,5	7,76	6,95	4,19	6,52	6,75	7,35	-
<i>Nd</i>	27,46	19,54	22,95	19,88	22,73	16,58	23,43	20,89	23,53	21,47	21,55	29,13	26,17	17,46	25,35	25,78	27,63	-
<i>Sm</i>	5,29	3,97	4,24	4,13	4,2	3,46	4,43	3,8	4,29	4,31	3,91	5,14	4,57	3,51	4,67	4,68	5,03	-
<i>Eu</i>	1,11	0,91	0,89	1,01	0,8	0,84	0,88	0,79	0,94	1,05	0,77	0,9	0,86	0,92	0,95	0,87	0,89	-
<i>Gd</i>	4,7	3,83	3,82	4,28	3,92	3,46	4,08	3,22	3,71	3,95	3,43	4,45	3,96	3,38	4,32	4,21	4,25	-
<i>Tb</i>	0,58	0,49	0,45	0,53	0,45	0,45	0,48	0,41	0,46	0,52	0,4	0,56	0,51	0,44	0,57	0,54	0,55	-
<i>Dy</i>	3,37	2,96	2,81	3,24	2,79	2,91	2,83	2,48	2,86	3,07	2,45	3,43	3,03	2,68	3,54	3,49	3,29	-
<i>Ho</i>	0,62	0,58	0,52	0,59	0,5	0,57	0,51	0,45	0,54	0,56	0,45	0,65	0,57	0,51	0,7	0,68	0,62	-
<i>Er</i>	1,86	1,73	1,59	1,71	1,5	1,74	1,52	1,35	1,63	1,66	1,35	2,03	1,77	1,51	2,17	2,11	1,91	-
<i>Tm</i>	0,23	0,22	0,21	0,22	0,19	0,24	0,19	0,17	0,21	0,2	0,17	0,27	0,22	0,19	0,29	0,28	0,25	-
<i>Yb</i>	1,52	1,49	1,39	1,39	1,28	1,6	1,27	1,12	1,45	1,37	1,17	1,88	1,61	1,31	2,01	1,97	1,75	-
<i>Lu</i>	0,22	0,22	0,2	0,2	0,18	0,23	0,18	0,16	0,21	0,19	0,17	0,28	0,23	0,19	0,3	0,28	0,25	-
<i>Hf</i>	4,97	4,19	5,19	3,59	4,84	3,42	4,57	3,31	5,27	4,19	4,86	5,39	4,89	3,21	5,47	5,72	5,12	-
<i>Ta</i>	0,59	0,4	0,56	0,42	0,57	0,34	0,56	0,54	0,54	0,42	0,58	1,08	1,01	0,4	0,85	0,9	1,01	-
<i>Y</i>	16,65	14,92	14,81	16,33	14,57	15,09	14,11	12,88	15,36	15,25	13	18,11	17,13	13,14	18,38	19,91	16,65	-
<i>Th</i>	7,75	4,06	6,97	3	8,38	4,35	7,29	8,17	3,71	3,98	9,26	19,8	24,82	4,3	15,53	18,52	22,78	-
<i>U</i>	1,87	0,99	1,65	0,66	2,06	0,89	1,79	1,99	1,64	0,72	2,31	6,02	7,4	1,05	4,24	5,45	6,68	-
<i>Pb</i>	22,73	12,19	14,62	9,32	15,11	8,86	14,98	14,91	14,38	10,53	15,86	20,48	18,38	38,24	15,07	15,93	20,05	-
<i>Cs</i>	2,33	1,32	1,74	0,81	2,54	1,24	2,17	2,59	1,72	0,79	2,72	6,62	7,92	1,66	5,52	6,44	8,94	-
<i>Zn</i>	69,08	94,99	86,5	105,04	73,87	84,09	89,44	70,78	84,03	92,05	80,6	59,69	72,61	78,22	75,2	73	82,67	-
<i>Mo</i>	2,33	1,63	2,15	1,36	2,39	1,53	2,29	2,15	2,14	1,47	2,49	3,32	4,11	1,45	2,74	3,41	3,95	-
<i>Cd</i>	0,15	0,12	0,09	0,17	0,07	0,11	0,09	0,08	0,08	0,12	0,07	0,1	0,09	0,12	0,09	0,09	0,12	-
<i>Sn</i>	3,3	3,8	1,57	1,32	1,47	1,13	1,57	1,31	1,51	1,44	1,45	3,22	1,56	2,55	2,07	1,72	4,02	-
<i>Sb</i>	0,39	0,2	0,27	0,12	0,31	0,15	0,28	0,32	0,26	0,12	0,43	0,69	0,79	0,26	0,58	0,68	0,87	-

Volcán	PANIRI																CERRO DEL LEON	
Muestra	PANI 10 02	PANI 10 03	PANI 10 04	PANI 10 05	PANI 10 06	PANI 10 07	PANI 10 08	PANI 10 09	PANI 10 10	PANI 10 11	PANI 10 12	PANI 10 13	PANI 10 14	PANI 10 15	PANI 10 16	PANI 10 17	BG SPL 035	BG SPL 036A
XRF																		
Major oxides																		
(wt. %)																		
SiO ₂	63,76	64,4	64,87	61,11	62,51	63,58	64,61	56,93	63,89	58,44	62,67	60,49	63	60,62	58,13	57,72	61,52	61,68
TiO ₂	0,61	0,51	0,6	0,65	0,53	0,6	0,58	0,88	0,64	0,78	0,62	0,74	0,64	0,697	0,86	0,85	0,72	0,75
Al ₂ O ₃	15,44	14,72	15,5	15,54	15,53	16,14	15,46	17,11	15,83	17,28	16,09	17,15	16,06	16,52	17,2	17,29	16,77	16,38
FeO*	3,87	3,26	3,8	4,62	3,46	4,09	3,37	6,07	4,09	5,8	4,03	4,91	4,09	4,89	5,94	5,89	4,66	4,66
MnO	0,07	0,06	0,07	0,08	0,08	0,08	0,06	0,1	0,07	0,1	0,07	0,08	0,07	0,08	0,1	0,1	0,08	0,08
MgO	1,97	1,44	1,83	3,14	1,12	1,98	1,11	3,64	2,13	2,8	1,8	1,95	2,09	3,02	3,67	3,52	2,96	2,52
CaO	3,99	3,23	3,88	4,92	3,48	4,32	3,35	6,68	4,2	5,9	4,2	5,05	4,38	5,33	6,31	6,32	5	5
Na ₂ O	3,78	3,67	3,58	3,41	4,39	3,81	3,96	3,65	3,61	3,59	3,49	3,85	3,4	3,34	3,89	3,59	3,37	3,33
K ₂ O	3,47	3,76	3,55	2,83	3,05	3,08	3,35	1,98	3,4	2,54	3,44	2,45	3,42	2,93	2,01	2,24	2,95	2,94
P ₂ O ₅	0,15	0,12	0,15	0,15	0,18	0,16	0,17	0,21	0,16	0,22	0,18	0,21	0,18	0,19	0,22	0,22	0,18	0,18
Total	97,1	95,17	97,82	96,46	94,32	97,83	96,01	97,26	98,03	97,46	96,59	96,89	97,34	97,62	98,32	97,74	98,2	97,52
Trace elements																		
(ppm)																		
Rb	168	199	179	132	118	124	148	58	157	74	137	86	140	106	61	66	95	111
Ba	677	653	670	590	755	734	781	599	690	644	702	720	665	642	642	633	711	754
Sr	395	331	380	423	429	427	420	552	410	576	439	543	434	467	571	574	443	418
Ni	11	7	11	23	0	8	2	25	14	14	8	2	13	25	27	22	25	14
Co	10	8	9	14	4	10	6	21	10	18	9	12	11	15	18	18	14	12
V	97	77	93	122	62	96	77	168	102	144	91	123	104	123	159	159	101	106
Cr	41	22	32	102	7	17	5	41	46	23	18	6	41	82	52	43	101	64
Sc	10	8	9	13	9	12	7	20	8	17	9	13	11	15	17	19	14	15
Zr	176	170	174	153	169	177	183	147	177	148	189	168	180	169	148	147	201	199
Nb	12,5	13,7	13	11,1	11,4	11,2	12,4	9,2	12,8	9,2	12,3	10,3	11,7	10,1	9,4	9,3	11,8	12,7
Ga	19	17	19	18	18	19	19	19	19	20	19	20	19	19	19	20	21	20
Cu	22	24	26	21	12	17	9	38	17	30	12	16	17	17	37	32	21	15
S	14	5	12	4	6	18	16	9	15	290	5	12	17	5	164	70	19	16

Volcán	<u>PANIRI</u>																<u>CERRO DEL LEON</u>	
Muestra	PANI 10 02	PANI 10 03	PANI 10 04	PANI 10 05	PANI 10 06	PANI 10 07	PANI 10 08	PANI 10 09	PANI 10 10	PANI 10 11	PANI 10 12	PANI 10 13	PANI 10 14	PANI 10 15	PANI 10 16	PANI 10 17	BG SPL 035	BG SPL 036A
ICP-MS																		
<i>La</i>	38,38	29,55	32,39	23,12	19,32	29,7	36,83	23,86	34,32	27,83	37,26	28,94	36,29	32,51	39,38	24,93	38,37	36,69
<i>Ce</i>	63,34	49,29	52,5	39,42	33,69	49,04	60,25	40,63	56,35	44,72	58,57	48,38	58,42	52,9	64,12	41,69	63,22	59,77
<i>Pr</i>	7,24	5,68	6,26	4,86	4,15	5,68	6,93	4,94	6,56	5,39	6,63	5,68	6,61	6,09	7,17	5,12	7,47	6,84
<i>Nd</i>	27,1	22,04	24,14	19,78	17,26	21,77	25,35	20,52	25,4	21,72	24,6	22,65	25,08	23,69	26,2	20,84	28,44	25,67
<i>Sm</i>	4,79	3,89	4,42	3,85	3,45	3,93	4,44	4,016	4,49	4,05	4,32	4,17	4,41	4,23	4,52	4,04	5,11	4,53
<i>Eu</i>	0,82	0,8	0,96	0,96	0,84	0,79	0,83	1	0,94	0,96	0,84	0,92	0,89	0,94	0,73	0,97	0,99	0,81
<i>Gd</i>	4,12	3,3	4,08	3,72	3,25	3,38	3,87	3,78	3,83	3,78	3,7	3,64	3,71	3,66	3,76	3,76	4,28	3,81
<i>Tb</i>	0,5	0,45	0,55	0,5	0,43	0,45	0,52	0,5	0,51	0,5	0,43	0,49	0,48	0,48	0,5	0,5	0,54	0,5
<i>Dy</i>	3,13	2,71	3,18	3	2,64	2,8	2,98	3,05	2,94	3,09	2,64	2,9	2,83	2,92	2,96	2,96	3,19	2,99
<i>Ho</i>	0,58	0,53	0,6	0,57	0,5	0,54	0,57	0,58	0,54	0,59	0,48	0,55	0,52	0,53	0,56	0,56	0,56	0,56
<i>Er</i>	1,8	1,65	1,85	1,71	1,53	1,66	1,79	1,72	1,63	1,76	1,47	1,68	1,56	1,63	1,76	1,66	1,68	1,72
<i>Tm</i>	0,23	0,22	0,22	0,21	0,2	0,22	0,22	0,22	0,19	0,23	0,18	0,21	0,2	0,21	0,23	0,21	0,2	0,22
<i>Yb</i>	1,6	1,54	1,53	1,47	1,35	1,53	1,58	1,45	1,32	1,48	1,2	1,46	1,3	1,39	1,61	1,42	1,34	1,54
<i>Lu</i>	0,23	0,22	0,22	0,21	0,19	0,23	0,22	0,21	0,18	0,21	0,17	0,21	0,19	0,2	0,23	0,2	0,19	0,22
<i>Hf</i>	4,61	4,3	3,19	3,93	3,61	4,4	4,29	3,91	4,08	3,92	5,05	4,65	4,99	4,55	3,92	3,98	5,15	4,46
<i>Ta</i>	1,01	0,76	0,76	0,52	0,37	0,78	1,09	0,51	0,8	0,54	0,92	0,65	0,89	0,7	1,22	0,55	0,89	1,04
<i>Y</i>	16,46	16,59	17,73	16,42	14,43	15,92	17,28	16,18	16,04	16,53	13,82	15,81	14,8	14,8	17,33	15,87	15,39	17,39
<i>Th</i>	25,67	13,33	13,74	6,52	4,31	15,35	26,88	6,31	17,61	8,28	18,17	10,74	18,85	13,25	31,72	7,31	20,87	25,93
<i>U</i>	7,59	4,48	3,76	1,61	0,88	4,82	8,28	1,5	4,86	1,57	3,32	2,57	3,7	2,57	9,83	1,69	4,03	7,82
<i>Pb</i>	18,33	15,33	17,36	10,66	9,47	14,53	18,91	10,46	17,78	12,23	16,94	12,52	16,29	14,09	20,16	11,45	16,56	18,31
<i>Cs</i>	9,46	3,93	4,85	2,15	1,02	5,48	9,62	2,15	6,62	2,77	6,06	3,19	6,28	4,27	11,83	2,61	3,61	8,94
<i>Zn</i>	74	68,12	85,4	79,2	78,82	72,67	66,67	80,9	79,75	81,14	75,38	78,11	72,65	77,84	63,75	85,15	84,99	71,69
<i>Mo</i>	4,32	2,5	2,23	1,64	1,76	2,83	4,89	1,61	2,82	1,61	2,8	1,94	2,78	2,21	5,37	1,79	1,28	4,37
<i>Cd</i>	0,09	0,06	0,2	0,1	0,11	0,1	0,09	0,11	0,12	0,1	0,08	0,1	0,09	0,11	0,08	0,11	0,12	0,09
<i>Sn</i>	1,68	1,44	1,79	1,25	1,21	1,45	1,66	1,31	1,66	1,54	1,82	1,33	1,74	1,52	1,72	1,36	1,11	1,67
<i>Sb</i>	0,92	0,39	0,49	0,16	0,16	0,48	0,94	0,18	0,69	0,18	0,34	0,24	0,43	0,32	1,19	0,19	0,6	0,89

Volcán	CERRO DEL LEON													TOCONCE					
Muestra	BG SPL 036B	BG SPL 038	BG SPL 040	BG SPL 049	BG SPL 050	BG SPL 051	LEO 10 01	LEO 10 02	LEO 10 03	LEO 10 04	LEO 10 05	LEO 10 06	LEO 10 07	BG SPL 032	BG SPL 034	BG SPL 046	BG SPL 047	BG SPL 048	
XRF																			
Major oxides (wt. %)																			
SiO ₂	64,42	59,06	59,23	61,47	61,96	57,96	61,53	61,18	60,96	59,79	60,69	59,29	59,12	63,76	62,81	60,56	67,22	57,15	
TiO ₂	0,67	0,82	0,85	0,72	0,71	0,69	0,74	0,74	0,72	0,78	0,73	0,71	0,83	0,72	0,7	0,71	0,49	0,83	
Al ₂ O ₃	16,38	16,37	16,17	16,35	15,95	16,7	15,84	15,93	16,83	17,32	16,05	15,55	16,5	15,56	15,99	16,38	15,11	17,09	
FeO*	3,68	5,55	5,48	4,93	4,57	5,4	4,76	4,92	4,77	4,98	4,97	4,82	5,52	3,74	4,33	4,64	3,1	5,97	
MnO	0,06	0,09	0,09	0,09	0,07	0,1	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,06	0,07	0,08	0,06	0,11	
MgO	1,42	3,62	3,44	2,76	2,67	3,21	2,82	3,29	2,65	2,97	3,08	2,98	3,58	1,8	2,46	2,73	1,48	4,12	
CaO	4,07	6,05	5,78	5,47	4,78	5,62	5,01	5,16	5,37	5,22	5,4	5,32	5,95	3,8	4,74	5,11	3,38	6,73	
Na ₂ O	3,57	3,04	3,07	3,32	3,05	2,95	3,3	3,31	3,51	3,11	3,13	3,08	3,38	3	3,14	3,08	3,25	2,94	
K ₂ O	3,3	2,75	2,94	2,81	3,01	2,51	3,09	2,88	2,9	3,04	3,12	3,03	2,54	3,64	3,29	2,99	3,83	2,26	
P ₂ O ₅	0,17	0,21	0,23	0,18	0,17	0,16	0,17	0,18	0,17	0,19	0,18	0,17	0,21	0,17	0,17	0,19	0,12	0,18	
Total	97,74	97,56	97,27	98,1	96,95	95,29	97,33	97,66	97,96	97,48	97,43	95,03	97,71	96,25	97,69	96,47	98,04	97,38	
Trace elements (ppm)																			
Rb	105	83	86	116	125	98	138	126	123	111	128	128	86	163	148	115	180	74	
Ba	873	686	676	595	687	566	656	660	656	757	646	615	655	788	691	723	602	539	
Sr	415	474	458	418	413	400	408	419	449	449	423	413	464	333	390	441	297	476	
Ni	4	27	26	19	22	19	21	27	17	22	24	24	28	10	17	19	7	14	
Co	7	17	17	16	13	15	13	15	14	13	15	14	15	8	11	13	6	18	
V	79	152	152	123	121	137	125	127	125	127	132	130	151	105	115	122	76	168	
Cr	15	80	74	40	68	63	63	116	48	74	68	66	85	43	72	66	30	78	
Sc	8	18	18	17	14	16	13	15	14	14	16	16	18	11	13	10	10	24	
Zr	221	158	168	146	179	143	176	174	174	199	174	161	165	251	210	188	110	153	
Nb	13,7	9,2	10,5	10,9	10,1	10,2	11,5	11,1	11,1	12,7	11,2	11,1	10,4	15,7	12,5	10,8	13,2	10,3	
Ga	20	20	20	19	21	20	19	20	20	21	19	18	19	19	21	21	19	19	
Cu	17	89	22	27	33	104	18	21	22	33	18	24	17	22	136	35	17	16	
S	5	105	52	12	40	20	6	6	13	18	5	6	23	8	186	213	6	7	

Volcán	CERRO DEL LEON													TOCONCE				
	BG SPL 036B	BG SPL 038	BG SPL 040	BG SPL 049	BG SPL 050	BG SPL 051	LEO 10 01	LEO 10 02	LEO 10 03	LEO 10 04	LEO 10 05	LEO 10 06	LEO 10 07	BG SPL 032	BG SPL 034	BG SPL 046	BG SPL 047	BG SPL 048
ICP-MS																		
<i>La</i>	30,96	30,27	-	30,59	38,07	33,99	37,76	36,8	23,97	39,42	34,52	33,54	30,9	43,48	38,26	38,11	41,6	29,75
<i>Ce</i>	51,55	50,36	-	50,62	64,26	55,89	61,95	60,61	40,79	64,12	56,68	54,95	52,06	72,92	61,8	64,36	65,17	49,93
<i>Pr</i>	5,96	6,06	-	5,84	7,44	6,59	7,33	7,18	4,99	7,63	6,72	6,42	6,33	8,49	7,1	7,34	7,01	5,98
<i>Nd</i>	22,86	24,49	-	22,17	28,5	25,3	28,09	27,59	20,17	29,4	25,61	25,24	25,22	32,05	27,43	28,01	25,33	23,99
<i>Sm</i>	4,21	4,84	-	4,01	5,19	4,81	5,13	5,1	3,9	5,19	4,73	4,59	4,93	5,79	5,06	5,13	4,3	4,56
<i>Eu</i>	0,93	1,03	-	0,82	1,01	1,04	1	1,04	0,96	1,02	0,95	0,9	1,12	0,99	0,97	0,99	0,77	1,04
<i>Gd</i>	3,83	4,45	-	3,61	4,64	4,49	4,69	4,56	3,59	4,29	4,15	4,19	4,87	4,63	4,46	4,4	3,64	4,45
<i>Tb</i>	0,53	0,59	-	0,49	0,59	0,64	0,58	0,56	0,48	0,55	0,52	0,5	0,6	0,6	0,58	0,56	0,46	0,61
<i>Dy</i>	3,1	3,43	-	2,9	3,42	3,92	3,38	3,29	2,86	3,25	3,13	3,02	3,68	3,48	3,37	3,22	2,76	3,96
<i>Ho</i>	0,59	0,64	-	0,55	0,63	0,75	0,6	0,58	0,54	0,57	0,56	0,55	0,67	0,62	0,62	0,59	0,49	0,79
<i>Er</i>	1,78	1,9	-	1,73	1,85	2,25	1,77	1,71	1,62	1,71	1,67	1,61	1,96	1,89	1,84	1,71	1,52	2,47
<i>Tm</i>	0,22	0,24	-	0,22	0,23	0,3	0,22	0,22	0,2	0,21	0,21	0,2	0,25	0,24	0,23	0,21	0,2	0,33
<i>Yb</i>	1,54	1,57	-	1,56	1,54	2,1	1,47	1,42	1,39	1,37	1,38	1,33	1,71	1,57	1,59	1,44	1,36	2,25
<i>Lu</i>	0,22	0,23	-	0,22	0,21	0,29	0,21	0,2	0,19	0,19	0,19	0,19	0,24	0,22	0,23	0,2	0,2	0,32
<i>Hf</i>	3,11	4,62	-	4,02	4,5	3,68	4,41	4,58	3,93	4,43	3,89	3,74	4,79	7,15	6,13	4,39	2,9	3,66
<i>Ta</i>	0,9	0,6	-	0,88	0,84	0,9	0,88	0,84	0,54	0,89	0,8	0,78	0,62	1,12	1,04	0,85	1,46	0,67
<i>Y</i>	16,85	16,64	-	16,77	16,86	19,16	16,12	15,4	16,2	16,21	15,38	15,21	17,06	17,34	16,64	15,37	14,71	21,7
<i>Th</i>	17,59	8,47	-	19,11	16,61	16,35	18,61	17,5	6,47	19,13	17,11	16,21	10,1	22,42	18,15	16,14	37,5	11,32
<i>U</i>	5,46	2,11	-	5,77	4,64	5,07	5,34	4,93	1,63	4,7	4,85	4,69	2,59	6,22	5,28	4,49	12,99	2,94
<i>Pb</i>	17,32	14,86	-	15,54	18,66	18,18	17,97	17,77	10,9	19,09	16,88	16,03	14,13	23,27	49,18	21,29	26,15	14,58
<i>Cs</i>	5,93	3,51	-	6,79	7,63	6,58	8	7,34	2,18	6,25	7,61	7,87	4,79	11,44	10,51	7,05	16,26	3,79
<i>Zn</i>	78,02	92,21	-	76,78	86,28	86,39	85,82	87,52	85,72	88,97	82,38	82,16	93,16	82,15	87,95	86,68	70,16	86,01
<i>Mo</i>	2,42	1,85	-	3,48	2,97	2,8	3,38	3,15	1,74	2,58	3,06	3,07	2,08	3	3,04	3,15	3,65	2,06
<i>Cd</i>	0,16	0,13	-	0,08	0,17	0,15	0,12	0,13	0,11	0,16	0,11	0,1	0,17	0,13	0,77	0,15	0,12	0,14
<i>Sn</i>	1,63	5	-	1,41	2,55	11,59	1,97	1,7	1,33	1,95	1,72	1,68	1,37	2,41	8,42	2,29	2,47	1,54
<i>Sb</i>	0,8	0,38	-	0,58	0,8	0,78	0,83	0,76	0,18	0,69	0,83	0,82	0,36	1,33	1,44	0,76	2,32	0,43

Volcán	TOCONCE											LINZOR				LA PORUÑA	EL ROJO III	
Muestra	TOC 10 01	TOC 10 02	TOC 10 03	TOC 10 04	TOC 10 05	TOC 10 06	TOC 10 07	TOC 10 08	TOC 10 09	BG SPL 028	BG SPL 030	LIN 10 01	LIN 10 02	LIN 10 03	LIN 10 04	POR 10 01	ELR 10 01	ELR 10 02
XRF																		
Major oxides																		
(wt. %)																		
SiO ₂	66,82	62,49	67,38	62,42	64,66	65,85	64,33	64,92	64,7	59,59	61,38	-	62,73	60,55	61,38	57,52	51,68	51,49
TiO ₂	0,42	0,71	0,52	0,76	0,59	0,6	0,61	0,61	0,7	0,71	0,76	-	0,71	0,71	0,71	0,78	1,09	1,09
Al ₂ O ₃	13,82	15,84	14,6	15,4	14,96	15,15	15,48	15,45	15,03	17,14	17,49	-	16,36	16,15	16,25	16,21	16,45	16,31
FeO*	2,29	4,77	2,84	4,34	3,46	3,46	3,55	3,64	3,63	4,54	4,95	-	4,8	4,89	4,97	6,24	8,36	8,35
MnO	0,04	0,08	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,09	0,09	-	0,08	0,08	0,09	0,11	0,14	0,14
MgO	0,93	2,9	1,14	2,32	1,68	1,65	1,7	1,83	1,74	2,65	2,62	-	2,71	3,19	3,22	5,29	6,33	6,2
CaO	2,49	5,05	3,01	4,55	3,65	3,65	3,71	3,78	3,67	5,24	5,84	-	5,3	5,42	5,49	6,39	7,74	7,71
Na ₂ O	2,83	3,3	3,14	3,1	3,23	3,29	3,07	2,97	3,01	2,79	3,5	-	3,34	2,98	3,02	3,75	3,73	3,69
K ₂ O	4,69	3,05	4,29	3,35	3,77	3,87	3,72	3,72	3,98	2,49	2,41	-	2,68	2,79	2,75	1,79	1,5	1,48
P ₂ O ₅	0,11	0,17	0,13	0,18	0,15	0,15	0,15	0,16	0,17	0,19	0,19	-	0,16	0,16	0,16	0,19	0,22	0,22
Total	94,44	98,36	97,1	96,48	96,21	97,73	96,38	97,13	96,68	95,42	99,22	-	98,88	96,92	98,03	98,27	97,24	96,68
Trace elements																		
(ppm)																		
Rb	292	134	224	158	189	193	175	159	184	95	86	-	105	100	103	46	27	27
Ba	661	682	690	693	670	694	716	705	722	1246	729	-	657	623	646	601	436	436
Sr	260	391	267	338	322	323	334	335	317	414	480	-	435	404	407	560	652	648
Ni	4	20	5	11	11	11	12	13	9	21	16	-	16	18	20	69	44	43
Co	4	13	5	10	6	8	8	8	8	13	12	-	13	13	15	25	24	26
V	68	128	67	115	90	90	92	91	103	116	127	-	127	124	128	157	230	228
Cr	21	107	21	49	46	41	43	47	41	88	56	-	66	106	109	289	167	168
Sc	8	14	8	13	10	10	8	9	11	12	16	-	15	17	18	21	28	26
Zr	202	188	209	215	200	207	208	206	244	161	190	-	144	144	150	137	130	133
Nb	15,6	11,5	15,5	13,5	14,2	14,4	14,9	14,6	15,1	9,6	9,2	-	10	10,2	10	7,2	9,1	8,8
Ga	17	20	19	19	18	19	19	19	19	21	22	-	19	19	19	19	18	19
Cu	28	30	27	17	22	24	21	32	21	155	51	-	15	12	18	31	45	47
S	16	7	14	5	8	18	13	4	15	319	40	-	5	14	5	12	1123	765

Volcán	<u>TOCONCE</u>											<u>LINZOR</u>				<u>LA PORUÑA</u>	<u>EL ROJO III</u>	
Muestra	TOC 10 01	TOC 10 02	TOC 10 03	TOC 10 04	TOC 10 05	TOC 10 06	TOC 10 07	TOC 10 08	TOC 10 09	BG SPL 028	BG SPL 030	LIN 10 01	LIN 10 02	LIN 10 03	LIN 10 04	POR 10 01	ELR 10 01	ELR 10 02
ICP-MS																		
<i>La</i>	40,66	35,73	40,34	41,17	38,36	39,35	40,48	41,48	41,33	42,2	36,77	30,18	31,45	32,44	38,21	37,11	22,38	20,87
<i>Ce</i>	70,88	59,16	65,93	67,7	63,1	65,01	65,7	67,49	67,99	67,03	62,33	49,68	50,91	54,28	61,02	58,14	38,48	36,5
<i>Pr</i>	7,48	7,04	7,5	8,04	7,26	7,55	7,73	7,93	7,97	7,58	7,23	5,81	6,06	6,29	7,43	7,11	4,92	4,62
<i>Nd</i>	27,45	27,42	28,05	30,84	27,37	28,81	29	29,74	30,11	29,05	28,24	22,65	23,83	24,52	28,28	27,5	21,15	20,05
<i>Sm</i>	4,87	5,18	5,04	5,68	4,99	5,12	5,3	5,48	5,55	5,04	5,23	4,22	4,41	4,47	5,09	5	4,57	4,21
<i>Eu</i>	0,68	1,06	0,8	1,09	0,86	0,86	0,87	0,99	0,93	0,97	1,05	0,92	0,92	0,96	1,07	1,02	1,27	1,14
<i>Gd</i>	4,01	4,87	4,14	5,15	4,2	4,5	4,56	4,95	4,7	4,6	4,69	3,74	3,9	3,94	4,23	4,3	5,33	4,52
<i>Tb</i>	0,48	0,59	0,5	0,62	0,51	0,53	0,55	0,6	0,56	0,58	0,61	0,49	0,52	0,52	0,54	0,56	0,76	0,68
<i>Dy</i>	2,97	3,49	3,01	3,7	3,12	3,21	3,33	3,53	3,4	3,45	3,54	2,87	3,03	3,13	2,99	3,19	5,24	4,69
<i>Ho</i>	0,54	0,63	0,54	0,65	0,56	0,56	0,6	0,64	0,61	0,66	0,66	0,53	0,56	0,58	0,52	0,57	1,06	0,95
<i>Er</i>	1,68	1,84	1,65	1,94	1,71	1,69	1,8	1,93	1,83	1,96	1,93	1,6	1,69	1,75	1,61	1,72	3,18	2,87
<i>Tm</i>	0,22	0,24	0,21	0,24	0,22	0,22	0,24	0,25	0,23	0,25	0,24	0,2	0,21	0,22	0,19	0,21	0,43	0,38
<i>Yb</i>	1,52	1,6	1,41	1,64	1,47	1,44	1,55	1,71	1,53	1,68	1,6	1,32	1,4	1,5	1,29	1,37	2,86	2,54
<i>Lu</i>	0,22	0,22	0,2	0,23	0,21	0,2	0,22	0,25	0,21	0,25	0,23	0,19	0,2	0,21	0,17	0,19	0,41	0,36
<i>Hf</i>	5,08	5,28	4,64	6,26	5,42	4,84	5,6	5,71	6,82	3,81	3,28	3,17	3,36	3,26	5,23	4,05	3,56	3,43
<i>Ta</i>	1,42	0,87	1,33	0,97	1,14	1,17	1,21	1,22	1,08	0,84	0,81	0,73	0,76	0,76	0,89	0,8	0,49	0,47
<i>Y</i>	16,16	16,15	15,48	17,7	15,69	15,94	17,83	17,61	17,23	18,57	17,14	15,14	17,16	16,13	15,06	16,89	25,64	25,21
<i>Th</i>	29,09	15,4	26,23	18,3	21,76	21,1	23,1	22,7	21,69	15,3	11,68	13,28	13,65	13,71	14,83	13,91	2,99	2,95
<i>U</i>	9,67	4,68	8,64	4,67	7,03	6,77	7,39	7,1	5,98	4,08	3,01	3,58	3,96	3,63	3,76	3,72	0,89	0,86
<i>Pb</i>	27,92	18,5	26,56	20,33	23,02	21,96	25,09	23,78	24,9	206,52	35,13	17,34	17,39	16,77	19,4	16,75	3,63	3,44
<i>Cs</i>	29,46	9,44	19,99	9,24	16,08	12,04	15,16	13,19	12,69	5,33	3,04	5,16	4,13	5,05	3,25	5,05	0,59	0,56
<i>Zn</i>	59,63	85,39	69,15	83,73	74,34	75,36	85,24	76,58	76,14	96,44	88,85	77,59	82,06	81,93	78,32	83,77	82,49	81,57
<i>Mo</i>	4,08	3,12	4,33	3,02	3,66	3,36	3,33	2,89	3,51	2,28	1,4	1,93	1,52	2,12	2,42	2,77	1,4	1,39
<i>Cd</i>	0,12	0,1	0,12	0,12	0,11	0,15	0,15	0,15	0,11	0,56	0,36	0,16	0,18	0,16	0,16	0,14	0,09	0,08
<i>Sn</i>	2,74	1,8	2,45	2,04	2,34	2,17	2,71	2,28	2,28	2,75	2,88	1,85	1,87	1,87	1,77	1,55	0,61	0,55
<i>Sb</i>	2,58	1,05	2,06	0,92	1,72	1,48	1,63	1,37	1,35	0,94	0,5	0,54	0,37	0,51	0,46	0,57	0,09	0,09

ANEXO III

Resultados análisis de isótopos
radiogénicos.

Volcán	Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
San Pedro	BG SPL 015	0,706306±9	0,512404±3	18,7025±5	15,6109±5	38,6140±9
Paniri	BG-SPL-022	0,706676±6	0,512279±60	18,7172±6	15,6330±5	38,6923±12
Paniri	BG-SPL-019A	0,707143±3	0,512347±5	18,8143±4	15,6603±3	38,8373±9
Paniri	BG-SPL-023A	0,707212±3	0,512338±3	18,7908±13	15,6079±11	38,6932±26
Paniri	BG-SPL-044A	0,707253±3	0,512268±40	18,7538±14	15,6151±12	38,6683±30
C. del León	BG-SPL-040	0,707875±3	0,512237±40	18,7936±6	15,6554±5	38,8206±12
C. del León	LEO-10-01	0,707821±3	0,512245±60	18,7858±6	15,6541±5	38,8073±13
Toconce	BG-SPL-048	0,707693±4	0,512296±10	18,7803±14	15,6299±12	38,7141±30
Toconce	TOC-10-04	0,708998±10	0,512242±9	18,8019±9	15,6465±8	38,7860±19
Toconce	TOC 10-03	0,709346±6	0,512269±20	-	-	-

ANEXO IV

Resultados análisis de isótopos de
oxígeno.

Volcán	Muestra	Mineral	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Error
San Pedro	BG-SPL-004	Olivino	6,1	0,2
San Pedro	BG-SPL-010	Olivino	5	0,2
Paniri	PANI-10-15	Olivino	6,9	0,2
Paniri	BG-SPL-022	Olivino	7,1	0,2
Cerro del León	BG-SPL-040	Olivino	6,5	0,2
Cerro del León	LEO-10-01	Olivino	8	0,2
Cerro del León	LEO-10-01	Piroxeno	6,5	0,2
Cerro del León	LEO-10-02	Olivino	7	0,2
Cerro del León	LEO-10-07	Olivino	7,8	0,2
Toconce	TOC-10-02	Olivino	8,3	0,2
Toconce	TOC-10-04	Piroxeno	8,7	0,2
Toconce	TOC-10-04	Olivino	8,2	0,2
Toconce	TOC-10-08	Olivino	6,3	0,2

ANEXO V

Resultados análisis de inclusiones fundidas
y minerales huéspedes.

Volcán	Muestra	Fase	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	BaO	Total
San Pedro	BG-SPL-002A	Roca Total	62,61	0,706	17,18	-	3,74	0,057	1,67	4,97	4,27	2,73	0,261	-	98,2
		Ortopiroxeno 1	52,97	0,121	0,52	-	22,46	1,166	21,78	1,04	0,03	0,01	-	-	100,1
		Inclusión	76,15	0,188	12,37	0,023	1,77	0,01	0,23	0,59	3,39	5,48	0,01	-	100,21
		Ortopiroxeno 2	53,26	0,37	1,38	0,027	18,63	0,458	24,11	1,81	0,06	-	-	0,021	100,12
		Clinopiroxeno	51,54	0,566	1,99	0,103	11,02	0,252	14,77	19,17	0,45	-	0,01	-	99,88
Cerro del León	BG-SPL-038	Roca total	59,06	0,818	16,37	-	5,55	0,093	3,62	6,05	3,04	2,75	0,206	-	97,56
		Ortopiroxeno 1	53,93	0,237	0,99	-	16,25	0,383	26,41	1,29	0,03	-	-	0,047	99,57
		Inclusión	69,82	0,605	16,36	-	1,27	0,06	0,23	2,66	4,7	3,37	0,295	0,04	99,41
		Ortopiroxeno 2	54,16	0,232	1,83	0,041	16,77	0,402	26,15	1,33	0,02	-	0,01	-	100,94
		Inclusión 1	69,46	0,551	16,85	0,042	0,94	0,043	0,27	3,38	4,59	2,62	0,317	0,105	99,17
		Inclusión 2	69,44	0,801	16,43	0,018	0,99	0,016	0,25	3,24	4,55	2,68	0,369	0,023	98,8
		Ortopiroxeno 3	54,59	0,184	1,41	0,094	15,22	0,256	27,09	1,35	0,02	-	-	-	100,21
		Inclusión 1	68,11	0,744	16,89	-	0,67	0,018	0,19	2,65	4,57	3,29	0,264	0,076	97,47
		Inclusión 2	68,81	0,47	17,25	0,01	0,79	0,052	0,24	2,95	4,53	3,27	0,266	0,054	98,69
		Ortopiroxeno 4	54,42	0,256	1,3	-	16,18	0,31	26,55	1,34	0,01	0,01	-	0,019	100,4
		Inclusión	69,49	0,607	16,46	-	1,99	0,063	0,16	2,87	4,81	3,51	0,302	0,103	100,37
		Ortopiroxeno 5	54,28	0,251	1,25	-	16,58	0,364	26,3	1,24	0,05	0,01	0,01	-	100,33
		Inclusión	68,36	0,722	17,14	-	1,21	0,035	0,21	1,48	6,02	4,33	0,297	0,105	99,91
		Ortopiroxeno 6	54,74	0,317	1,16	-	16,12	0,366	26,44	1,33	0,03	-	-	0,015	100,52
		Inclusión	69,17	0,703	16,92	-	1,23	0,064	0,19	3,06	4,55	3,35	0,266	0,166	99,67
		Clinopiroxeno	52,88	0,244	1,33	0,018	9,48	0,365	14,38	21,25	0,46	0,01	-	0,021	100,44
		Inclusión	73,68	0,455	12,68	-	0,52	0,022	0,03	0,75	2,93	5,92	0,094	0,135	97,22

Volcán	Muestra	Fase	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	BaO	Total
Cerro del León	BG-SPL-041	Roca total	N,A	N,A	N,A	N,A	N,A	N,A	N,A	N,A	N,A	N,A	N,A	N,A	N,A
		Ortopiroxeno	53,61	0,235	1,99	0,276	14,48	0,299	27,65	1,33	0,01	0,02	-	0,024	99,92
		Inclusión	67,77	0,751	17,5	0,021	1,42	0,019	0,28	3,02	4,54	3,23	0,272	0,122	98,95
	LEO-10-06	Roca total	59,29	0,707	15,55	-	4,82	0,079	2,98	5,32	3,08	3,03	0,174	-	95,03
		Plagioclasa	58,55	-	25,87	0,01	0,38	-	0,03	8,34	6,38	0,93	0,026	0,065	100,57
		Inclusión 1	70,48	0,238	10,61	-	0,75	0,01	0,1	0,9	2,38	5,8	0,01	-	91,27
	LEO-10-07	Inclusión 2	71,75	0,252	13,21	-	1,03	0,043	0,22	1,53	2,88	5,98	0,01	0,081	96,98
		Roca total	59,12	0,83	16,5	-	5,52	0,09	3,58	5,95	3,38	2,54	0,205	-	97,71
		Ortopiroxeno1	53,88	0,298	1,39	0,016	16,75	0,357	26,04	1,3	0,04	-	0,01	-	100,07
		Inclusión	69,01	0,579	17,11	0,014	1,25	0,01	0,18	1,92	5,32	3,67	0,28	0,131	99,47
		Ortopiroxeno 2	53,56	0,236	1,43	0,009	16,02	0,369	26,6	1,27	0,05	-	-	0,028	99,57
		Inclusión	68,98	0,59	16,99	0,02	1,52	0,087	0,15	2,19	4,3	4,16	0,259	0,126	99,38
Toconce	TOC-10-04	Roca total	62,42	0,757	15,4	-	4,34	0,067	2,32	4,55	3,1	3,35	0,18	-	96,48
		Ortopiroxeno 1	53,35	0,346	1,29	0,047	19,51	0,48	23,27	1,85	0,03	-	0,01	-	100,18
		Inclusión 1	71,72	0,666	14	-	1,03	-	0,05	1,21	3,25	5,24	0,176	0,123	97,47
		Inclusión 2	70,99	0,796	14,62	-	1,68	0,056	0,71	1,36	3,53	5,1	0,127	0,118	99,09
		Ortopiroxeno 2	53,31	0,331	1,44	0,083	19,02	0,315	23,91	1,74	0,03	-	0,024	-	100,2
		Inclusión	71,59	0,443	14,03	0,01	0,85	-	0,06	1,18	3,22	5,38	0,087	0,031	96,89
		Ortopiroxeno 3	53,43	0,437	1,34	0,16	16,79	0,317	25,67	1,73	0,05	-	-	0,009	99,93
		Inclusión	71,40	0,575	15,71	-	1,03	0,014	0,11	1,8	4,02	4,96	0,248	0,116	99,98
		Ortopiroxeno 4	53,45	0,243	1,55	0,087	18,23	0,366	24,85	1,49	0,03	-	0,01	-	100,3
		Inclusión 1	70,19	0,678	14,94	0,021	1,11	0,037	0,07	1,63	3,52	4,7	0,272	0,166	97,34
		Inclusión 2	71,06	0,525	15,79	-	1,14	0,008	0,09	2,21	3,87	4,78	0,348	0,178	100
		Ortopiroxeno 5	54,41	0,232	1,48	0,056	16,1	0,271	26,21	1,73	0,02	-	-	-	100,52
		Inclusión	69,14	0,631	16,82	-	1,24	0,016	0,31	2,43	4,84	3,85	0,304	0,089	99,68

Volcán	Muestra	Fase	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	BaO	Total
Toconce	TOC-10-09	Roca total	64,70	0,696	15,03	-	3,63	0,057	1,74	3,67	3,01	3,98	0,174	-	96,68
		Clinopiroxeno	51,31	0,673	2,25	0,194	10,25	0,207	14,87	19,82	0,37	-	-	0,037	99,98
		Inclusión 1	74,79	0,242	14,07	0,017	0,37	-	0,15	1,18	3,46	4,95	0,107	0,122	99,46
		Inclusión 2	73,27	0,249	13,63	-	0,41	-	0,13	0,87	3,83	4,57	0,073	0,109	97,14
		Ortopiroxeno	53,80	0,384	1,01	0,059	19,31	0,466	23,85	1,69	0,03	-	0,018	0,021	100,64
		Inclusión 1	72,28	0,57	13,88	0,024	0,82	0,03	0,11	1,29	3,74	4,37	0,156	0,09	97,35
		Inclusión 2	74,55	0,48	14,25	0,011	0,97	0,029	0,14	1,3	3,97	4,53	0,314	0,137	100,68
		Masa fundamental vítrea 1	70,95	0,516	12,8	0,01	1,95	0,061	0,26	1,03	3	5,76	0,1	0,08	96,52
		Masa fundamental vítrea 2	71,31	0,466	13,42	-	1,93	0,009	0,38	1,45	3,22	5,47	0,078	0,08	97,81
		Masa fundamental vítrea 3	70,85	0,523	12,99	0,016	1,91	-	0,29	1,14	3,06	5,79	0,059	0,11	96,74
Linzor	BG-SPL-028	Roca total	59,59	0,708	17,14	-	4,54	0,087	2,65	5,24	2,79	2,49	0,185	-	95,42
		Plagiocasa 1 borde	56,83	0,01	27,04	-	0,24	-	0,01	9,33	5,93	0,56	-	0,078	100,03
		Plagiocasa 2 núcleo	57,41	-	26,63	-	0,23	0,028	-	9,05	6,13	0,56	0,01	0,069	100,12
		Inclusión núcleo	77,12	0,178	12	0,029	0,79	0,039	0,11	0,55	2,89	5,71	0,029	0,028	99,48
		Plagiocasa	57,07	-	26,86	0,027	0,25	-	-	9,11	6,01	0,59	0,021	0,016	99,95
		Inclusión	77,17	0,223	12,18	0,016	1	-	0,1	0,45	2,94	5,79	0,01	0,063	99,94
		Clinopiroxeno	50,41	0,877	3,42	0,028	9,28	0,187	14,8	20,53	0,28	0,02	-	0,05	99,88
		Ortopiroxeno 1	54,48	0,173	2,23	0,324	12,28	0,275	29,28	1,26	0,02	-	-	-	100,32
		Ortopiroxeno 2	53,44	0,242	3,15	0,246	13,67	0,252	27,76	1,24	0,1	-	-	-	100,1

ANEXO VI

**Low-Pressure Evolution of Arc Magmas in
Thickened Crust: The San Pedro – Linzor
Volcanic Chain, Central Andes, Northern
Chile**