



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**PETROLOGIA DE LAS IGNIMBRITAS LICAN Y PUCON
(VOLCAN VILLARRICA) Y CURACAUTIN (VOLCAN LLAIMA)
EN LOS ANDES DEL SUR DE CHILE**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN
CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGIA**

EN COTUTELA CON LA UNIVERSIDAD BLAISE PASCAL – CLERMONT-FERRAND II

SILKE LOHMAR

**PROFESORES GUIA:
MIGUEL ANGEL PARADA REYES
CLAUDE ROBIN**

**MIEMBROS DE LA COMISION:
TIMOTHY DRUITT
MARIE-CHRISTINE GERBE
ALFREDO LAHSEN AZAR
DIEGO MORATA CESPEDES
GERARD HERAIL
LEOPOLDO LOPEZ ESCOBAR**

**SANTIAGO DE CHILE
SEPTIEMBRE 2008**

Resumen

Las ignimbritas Curacautín del volcán Llaima (~ 24 km³ de volumen no-DRE) y Licán (~ 10 km³ de volumen no-DRE) y Pucón (~ 3 km³ de volumen no-DRE) del volcán Villarrica corresponden a secuencias de corrientes piroclásticas de densidad. Una composición promedia andesítico-basáltica muestra el bajo grado de diferenciación de estos productos.

El conjunto de flujos y oleadas piroclásticas que forman la ignimbrita Curacautín está constituido por dos unidades de ~ 13,2 ka A.P. y ~ 12,6 ka A.P. La más reciente rellena drenajes formados por la erosión de la más antigua. En tanto, la ignimbrita Licán sería el resultado de un único evento eruptivo ocurrido hace unos 13,8 ka A.P. Ambas ignimbritas forman depósitos voluminosos producto de erupciones ocurridas varios siglos después del comienzo del Tardiglacial en la región (~ 14,6 ka A.P.). En tanto, la ignimbrita Pucón es de menor envergadura y más reciente (~ 3,6 ka A.P.) y en ella se han distinguido dos fases eruptivas (P1 y P2), muy cercanas entre sí en el tiempo.

Basado en estos datos de terreno, cuya adquisición fue la primera parte de este trabajo, se investigó la petrología de estas rocas, estudiando las ignimbritas en el contexto de cada centro volcánico. El material juvenil de las tres ignimbritas es escoriáceo, con escaso contenido de fenocristales (1-14% de fenocristales; ignimbrita Curacautín ≈ ignimbrita Licán < ignimbrita Pucón) y de mineralogía anhidra. La presencia de inclusiones de granitoides, en ocasiones parcialmente fundidas, en las escorias es una característica de la unidad superior (P2) de la ignimbrita Pucón. Estas inclusiones no han sido observadas en la unidad inferior (P1), pero sí en el material juvenil de las ignimbritas Licán y Curacautín. Las dos unidades que forman la ignimbrita Curacautín tienen similar rango composicional (51-58% SiO₂). En cada unidad, los productos menos diferenciados (51-54% SiO₂; *grupo básico*) registran una evolución por fraccionamiento convectivo, mientras que la mineralogía y geoquímica de rocas más diferenciadas (56-58% SiO₂; *grupo ácido*) revelan dos procesos: cristalización fraccionada y mezcla de magmas, en la cual habría participado un componente riodacítico. La ignimbrita Licán, de rango composicional más restringido (55-58% SiO₂), es, principalmente, el producto de un proceso de mezcla. Plagioclasas cálcicas y olivinos magnesianos (con inclusiones de espinelas cromíferas) corresponden a minerales del componente básico. En cambio, plagioclasas sódicas en asociación con piroxenos de Mg# relativamente bajo, además de apatito, evidencian el componente magmático diferenciado. Fenocristales euhedrales de plagioclasa, de composición intermedia, de piroxenos relativamente ricos en Mg y de olivino más ferroso son el resultado de cristalización del magma resultante de la mezcla. La erupción se habría desencadenado por la recarga de una cámara magmática diferenciada con magma basáltico.

La ignimbrita Pucón es de composición más restringida aún y menos diferenciada (54-56% SiO₂). Los magmas habrían evolucionado principalmente por fraccionamiento convectivo en una cámara magmática levemente zonada.

Las condiciones de temperatura del material juvenil de las ignimbritas Curacautín y Pucón indican valores típicos de magmas andesítico-basálticos (~1050-1150°C), mientras que en el depósito de la Licán se han reconocido, además, poblaciones de minerales de menor temperatura (~950°C), provenientes de magmas diferenciados. Todos los magmas ignimbriticos parecen haber cristalizado a poca profundidad (≤7 km) y bajo condiciones de fugacidad de O características de magmas en ambientes de subducción. En el volcán Llaima, la fO₂ disminuye al aumentar el grado de diferenciación de las rocas.

En el plano de geoquímica isotópica, algunas bajas razones de O (<5,5‰) en las ignimbritas sugieren asimilación de roca caja plutónica hidrotermalmente alterada y empobrecida en δ¹⁸O, o la digestión selectiva de sus minerales hidratados, ya sea a nivel de la cámara magmática o a mayor profundidad. La leve correlación negativa entre ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd en el volcán Villarrica también indicaría la importancia de procesos en sistema abierto.

Abundantes fragmentos poco vesiculares con disyunción prismática (PVDP), presentes en ambas unidades de la ignimbrita Pucón, corresponden a pedazos de lavas andesítico-basálticas a dacíticas, relacionadas genéticamente con el magma Pucón, emitidas, probablemente, previas a los eventos P1 y P2. La ignimbrita Licán también conforma un "trend" composicional común con el resto de los productos del volcán Villarrica, mientras que la ignimbrita Curacautín del volcán Llaima presenta una evolución independiente de las unidades previas y posteriores, lo cual sugeriría diferencias en la fuente magmática.

Al comparar globalmente las ignimbritas estudiadas se destaca el hecho que aquellas de mayor volumen (Licán y Curacautín) presentan evidencias de mezcla de magmas y que todas contienen fragmentos graníticos, alguno de los cuales están parcialmente fundidos. No se puede excluir que el retiro y erosión de los hielos luego de la última glaciación en la región haya jugado un rol en el desencadenamiento de las erupciones Licán y Curacautín. Por el otro lado, existen evidencias de freatomagmatismo en todos los depósitos ignimbriticos estudiados.

Resumé

Les formations ignimbritiques connues sous le nom Curacautín (de volume non DRE ~ 24 km³) dans le volcan Llaima d'une part, et Licán (~ 10 km³) et Pucón (~ 3 km³) dans le volcan Villarrica d'autre part, sont constituées par des dépôts de coulées pyroclastiques à scories et de déferlantes. Une composition moyenne d'andésite basique montre le faible degré de différenciation de ces produits.

L'ignimbrite Curacautín est constituée par deux unités mises en place vers 13,2 et 12,6 ka BP. Malgré cette séparation de plusieurs siècles, montrée par des datations ¹⁴C et l'emboîtement des écoulements les plus jeunes dans les dépôts de la première phase, l'âge de l'ensemble de la formation Curacautín est tardiglaciaire, compte tenu du retrait des glaces dans la région, vers 14,6 ka BP. Cet âge est proche de celui de l'ignimbrite Licán, résultat d'un événement éruptif majeur du volcan Villarrica il y a environ 13,8 ka BP. Quant à elle, l'ignimbrite Pucón, beaucoup plus récente et d'une envergure plus petite, a été émise vers 3,6 ka BP, au cours de deux phases éruptives rapprochées dans le temps.

Basées sur ces données de terrain, dont l'acquisition a constitué la première partie des recherches, des études ont été entreprises pour déterminer la pétrogenèse des roches et situer ces ignimbrites dans l'évolution pétrologique de chaque volcan. Le matériel juvénile des trois ignimbrites, scoriacé, est peu porphyrique (1-14% phénocristaux; ignimbrite Curacautín ≈ ignimbrite Licán < ignimbrite Pucón), et ne présente pas de minéraux hydroxylés. La présence d'enclave de granitoides, partiellement fondues ou libres, est une caractéristique de l'unité supérieure (P2) des dépôts Pucón. Ces inclusions n'ont pas été rencontrées dans l'unité inférieure (P1) mais on été observées dans le matériel juvénile des ignimbrites Licán et Curacautín. Les deux unités constituant l'ignimbrite Curacautín sont des compositions comparables recouvrant l'intervalle 51-58 % SiO₂. Dans chaque unité, les produits les moins différenciés des deux unités (51-54 % SiO₂; *groupe basique*) reflètent une évolution par cristallisation fractionnée, tandis que la minéralogie et la géochimie des roches présentant entre 56 et 58 % SiO₂ (*groupe acide*) révèlent deux processus: la cristallisation fractionnée et le mélange entre un magma basique et un magma de composition rhyodacitique. L'ignimbrite Licán, de compositions plus restreintes (55-58 % SiO₂), est essentiellement due au processus de mélange magmatique. Des plagioclases calciques et des olivines magnésiens (avec inclusions de spinelles chromifères) représentent les résidus du composant basique dans la chambre magmatique, alors que des plagioclases sodiques, associés à des pyroxènes pauvres en Mg et des apatites, sont les témoins du pôle différencié. Des plagioclases automorphes de compositions intermédiaires, des pyroxènes relativement riches en Mg et des olivines (Fo₇₀) sont le résultat de la cristallisation du mélange. La recharge d'une chambre magmatique différenciée par un magma basaltique semble bien le premier responsable du déclenchement de l'éruption Licán. L'ignimbrite Pucón est plus basique et de composition encore plus limitée (54-56% SiO₂). Les magmas auraient principalement évolué par cristallisation fractionnée dans une chambre magmatique zonée animée de mouvements convectifs.

Les conditions pré-éruptives des magmas des ignimbrites Curacautín et Pucón sont caractérisées par des températures typiques de magmas andésito-basaltiques (~1050-1150°C), tandis que l'étude minéralogique de l'ignimbrite Licán indique en outre des températures plus basses (~950°C), en accord avec un mélange de magmas. Les indicateurs de pression suggèrent des profondeurs de cristallisation inférieures à 7 km pour les trois formations, sous des conditions de fugacité d'O caractéristiques des zones de subduction. Au Llaima, fO₂ diminue avec la différenciation des roches.

Sur le plan de la géochimie isotopique, de faibles rapports d'O (<5,5 ‰) existent dans tous les magmas ignimbritiques, suggérant une assimilation de roches plutoniques, hydrothermalement altérées et appauvries en δ¹⁸O, ou des minéraux hydratés de ces roches. Cette assimilation peut avoir eu lieu au niveau de la chambre magmatique ou à une plus grande profondeur. La légère augmentation de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, associée à une diminution de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd au volcan Villarrica indiquerait aussi l'importance de processus dans un système ouvert.

Dans les deux unités de l'ignimbrite Pucón, des fragments de roches à fracturation prismatique, peu vésiculés et de composition allant des andésites basiques aux dacites, définissent avec l'ignimbrite des lignées co-génétiques. Ils correspondraient à des laves émises avant les événements P1 et P2. L'ignimbrite Licán s'intègre aussi aux autres lignées du volcan Villarrica. En revanche, l'ignimbrite Curacautín présente une évolution indépendante des unités antérieures et postérieures du volcan Llaima ce qui suggère des différences dans la source.

Globalement, c'est important de noter que les ignimbrites les plus volumineuses (Licán et Curacautín) présentent des évidences de mélange de magmas et que toutes contiennent des fragments granitiques, en occasion partiellement fondus. Toutefois, le retrait des glaces et l'érosion des glaciers ont pu jouer un rôle décisif dans le déclenchement des ignimbrites Licán et Curacautín. Par ailleurs, un rôle non négligeable du phréatomagmatisme est suggéré au cours des éruptions.

Abstract

Curacautín (Llaima volcano; ~ 24 km³ non-DRE), Licán (~ 10 km³ non-DRE) and Pucón (~ 3 km³ non-DRE) (both of Villarrica volcano) ignimbrites are deposits of pyroclastic density currents with poorly differentiated (basaltic andesite) compositions.

The sequence of pyroclastic flow and surge deposits that form the Curacautín ignimbrite is composed of two units of different ages: ~ 13.2 ka B.P. and ~ 12.6 ka B.P., the latter filling drainages carved into the former. The Licán ignimbrite seems to be the result of a unique eruptive event that occurred 13.8 ka B.P. Both ignimbrites result from eruptions that occurred several centuries after the beginning of the Late Glacial Period in the region (~ 14.6 ka B.P.). On the other hand, the Pucón ignimbrite is smaller and more recent (~ 3.6 ka B.P.) and two eruptive phases - which are very close in time to each other - have been distinguished (P1 and P2).

Based on those fieldwork data, the petrology of the ignimbrites has been studied in the context of each volcanic centre. The juvenile material of each of the three ignimbrites is scoriaceous, with low phenocryst contents (1-14% phenocrysts; Curacautín ignimbrite ≈ Licán ignimbrite < Pucón ignimbrite) and anhydrous mineralogies. The presence of basement granitoids as free clasts and as inclusions in scoria (vesicle-bearing and partially-melted granitoid inclusions and angular, non-melted ones) is common in the upper unit (P2) of Pucón ignimbrite while no granitoid inclusions have been found in the lower one. Granitoid inclusions have also been observed in juvenile material of the Licán and Curacautín ignimbrites.

The two units that form the Curacautín ignimbrite show similar compositional ranges (51-58 % SiO₂).

In each unit, the less differentiated products (*basic group*; 51-54 % SiO₂) reflect an evolution by convective fractionation, whereas rocks of higher silica content (*acid group*; 56-58 % SiO₂) have mineralogical and geochemical evidence of both fractional crystallization and mixing with rhyodacitic magma. The Licán ignimbrite, of more restricted composition (55-58 % SiO₂) is mainly a product of magma mixing. Calcic plagioclase and magnesian olivine (with Cr-spinel inclusions) represent a basic component in the magma chamber. Sodic plagioclase in association with pyroxenes of relatively low Mg# and apatite is witness of a differentiated magmatic component. Euhedral plagioclase, intermediate in composition, relatively Mg-rich pyroxenes and more ferrous olivine are the results of crystallization in a new magma, the mixing product. The Licán eruption could have been triggered by recharge of a differentiated magma reservoir by basaltic magma. The Pucón deposits are even less differentiated and of restricted compositional range (54-56% SiO₂). Magmas could have evolved principally by convective fractionation in a zoned magmatic chamber.

Regarding the pre-eruptive conditions, juvenile material of the Curacautín and Pucón ignimbrites has typical temperatures of basaltic andesite magmas (~1050-1150°C), whereas in the Licán deposit, additional lower-temperature mineral populations have been recognized (~950°C), consistent with more differentiated magmas. All the ignimbrite magmas seem to have crystallized at shallow depth (≤7 km) and under oxygen fugacity conditions typical of magmas in subduction zones. At Llaima volcano, oxygen fugacity diminishes with increasing differentiation degree.

Low O isotopic ratios (<5.5 ‰) exist in all ignimbrite juvenile material and are explained by assimilation of hydrothermally altered and δ¹⁸O-depleted plutonic wall rock (or selective assimilation of hydrated minerals in those rocks) at depth. The small increase of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr associated with a decrease of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd at Villarrica volcano would also indicate the importance of open system processes.

Abundant poorly-vesicular fragments with prismatic jointing, present in both units of Pucón ignimbrite, are fragments of basaltic andesite to dacitic lavas, related genetically to the Pucón magma, emitted, probably, before P1 and P2 events. The Licán ignimbrite follows the same trend as the rest of the products of Villarrica volcano, whereas Curacautín ignimbrite of Llaima volcano presents a completely independent evolution from previous - and later deposited units. This might suggest different mantle sources.

It is important to note that the most voluminous ignimbrites (Licán and Curacautín) have evidence for magma mixing, and that all ignimbrites show granitoid inclusions, some of them partially melted. It is not possible to exclude that the retreat and erosion of ice after the last glaciation in the region are another factor in the triggering of the Licán and Curacautín eruptions. On the other hand, evidence of phreatomagmatism exists in all three ignimbrites.

Agradecimientos

En esta tesis estuvo mucha gente involucrada, tanto científicamente como humanamente. Espero no olvidar a nadie (y si lo hago, perdónenme!). El orden no tiene importancia, cada uno fue importante.

Sin el apoyo de Leopoldo López Escobar yo jamás habría hecho una tesis de doctorado. Gracias, tío Leo, por siempre haber creído en mí y por haber ideado con Claude Robin el proyecto Ecos-Conicyt C01U03, en el cual se enmarcó mi trabajo.

Agradezco a Claude por haber sido mi director de tesis francés; a pesar de las diferencias (ambos somos cabeza dura), estuvo ahí cuando yo lo necesitaba, corrigió capítulos cuando aún estaban en estado bastante terrible y muchas veces encontró los medios económicos para financiar mi trabajo. Además, sin su presión al final jamás habría terminado.

Quiero expresar mi gratitud a Miguel Angel Parada, director de tesis chileno, pilar fundamental en mis momentos críticos y por la dedicación en los tiempos de redacción y corrección de este trabajo.

Agradezco a todos los miembros de la comisión (Tim Druitt, Marie-Christine Gerbe, Gérard Hérail, Alfredo Lahsen, Leopoldo López Escobar y Diego Morata) por haber evaluado y juzgado este trabajo. Especialmente quiero expresar un gran MERCI a Marie quien guió los análisis de isótopos estables y luego me acogió, en repetidas oportunidades, en el Laboratoire de Transferts Lithosphériques (Département de Géologie, Université Jean Monnet) de Saint Etienne, durante el largo período de redacción de mi tesis. Gracias Marie por tu ayuda, las conversaciones científicas y tu dedicación. Agradezco también a Diego Morata del Departamento de Geología de la Universidad de Chile por las conversaciones geoquímicas de roca total.

Durante las campañas de terreno compartí mucho tiempo con Carolina Silva. Mi gratitud por su compañerismo. Por ratos, fuimos acompañadas por Jorge Clavero, Bernard Déruelle, Tim Druitt, Oscar Figueroa, Alain Gourgaud, Ármann Höskuldsson, Hugo Moreno, José Antonio Naranjo y Claude Robin, a quienes agradezco su dedicación en el trabajo al aire libre.

Nelda Leiva y Sergio Villagrán del IRD (Oficina Santiago) se preocuparon siempre de asuntos logísticos (salidas a terreno y pasajes a Francia) y agradezco sobre todo su buena onda y gran corazón.

Jo Cotten del Laboratoire de Pétrologie, Université de Brest Occidental (Brest, Francia) realizó los análisis de roca total por ICP-AES y contestó preguntas posteriores. Gracias!

Los análisis de isótopos radiogénicos fueron guiados por Catherine Deniel del Laboratoire Magmas et Volcans de la Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, a quien agradezco también la discusión sobre mi capítulo de geoquímica. Gracias a la intervención de André Poirier y la buena disposición de Jean-Louis Paquette y Régis Doucelance se pudieron realizar los análisis de isótopos radiogénicos en el Triton. Mi gratitud también a Alain Gourgaud, quien se preocupó, sobre todo, de la parte administrativa de mis estadías en Clermont-Ferrand.

Las horas pasadas en la microsonda de Clermont-Ferrand fueron muy provechosas gracias a la asesoría profesional de Jean-Luc Devidal, a quien agradezco especialmente haberme perdonado la vez que no fui muy simpática. Con la ayuda de Jean-Marc Hénot en el microscopio electrónico de barrido me di cuenta que era imposible separar cuarzo de feldespatos potásico y plagioclasa. Gracias por su paciencia durante los conteos estadísticos.

Siguiendo en Clermont-Ferrand, agradezco a los compañeros cuyo tiempo de (post-) doctorando se traslapó con el mío, entre ellos, especialmente a Silvana Hidalgo, Bergrún Óladottir, Stéphanie Barde-Cabusson, Javier Rodríguez, Yo Fukushima, Pierre Tinard, Géraldine Hoffer, Daniel Andrade, Benjamin Bernard, Guillaume Bertrand, Audrey Martin, Muriel Laubier, Perrine Paquereau-Lebti, Séverine Jannot, Erwan Martin, Nicolas Cluzel, Laurence Girolami, Mathieu Gouhier, Sébastien Loock y Marc-Alban Millet por su buena onda, amistad y ayuda, tanto científica como humana. También deseo agradecer a Giselle (aún tengo la tarjeta de entrada al labo), Christophe Constantin (por los mil y un cortes transparentes), Mireille Besaire (por su ayuda en la separación de minerales), Cécile Sergère (por su simpatía constante) y Sylvaine Jouhannel (por ser bibliotecaria incluso a larga distancia). A Ken Koga por tratar de enseñarme MELTS, a Christian Pin, Delphine Auclair-Aubièrge, Chantal Bosq, Karine David, Eric Brut y Jean-Louis Fruquiere por su buena disposición durante mis días de "manips" de isótopos radiogénicos y a Thierry Souriout por confeccionarme una bella imagen de la Zona Volcánica Sur de los Andes.

Un especial MERCI a Pierre Boivin quien me guió en el camino a través de la selva geotermobarométrica y a Etienne Médard quien ayudó a la distancia.

También agradezco la hospitalidad de Susanne Ettinger y Jean-Philippe Eissen[†].

Durante el tiempo pasado en Saint Etienne me encariñé con la gente del Département de Géologie. Quiero expresar mi gratitud a Valérie Cayol (por su amistad y por compartir su oficina conmigo), Christophe Renac (su incansable buen humor y ayuda), André Sampaio Mexias (sólo de visita, pero con

energía positiva de gran impacto y larga duración), René-Pierre Ménot (por levantarme el ánimo; gracias también a su señora!), Marie-Paul Gay, Viviane Berthon (y Bruno Lemallier), Chantal Perrache, Colette Alboussiére (y familia), Guillaume Duclaux, Mohamed Ismail, Jean-Yves Cottin, Jérôme Bascou (y señora), Bertrand Moine, Anne Fonfrère, Maud Boyet, Celine Dantas y Soulemana Yessoufou (también de visita).

El Departamento de Geología de la Universidad de Chile fue “mi casa” durante los últimos años y quiero expresar mi gratitud a todos los profesores y funcionarios que ahí trabajan. En especial agradezco a Cristina Maureira, María Rosa Rocco, Verónica Carrasco, Alida González, Katja Deckart, Carlos Alvarado, Carlos Palacios, Francisco Hervé, Julio Díaz, Juan Vargas, Quilo (Arnoldo Quilodrán), Rosita (Rosa Flores), Don Manuel (Matamala) y Don Carlos (Gómez). Alvaro Amigo fue mi “biblioteca a distancia” cuando yo estaba en Francia con restringido acceso a artículos y agradezco enormemente su buena disposición para mandarme todos los “papers” que necesitaba.

Muchas gracias también a mis compañeros de post-grado de la Universidad de Chile por la ayuda y los buenos momentos vividos juntos. Entre ellos están Christian Creixell, Ernesto Ramírez, Mauricio Calderón, Felipe Espinoza, Angelo Castruccio, Rodrigo Luca, Fernando Sepúlveda, Cristina Ortega, Alejandro Sánchez, Francisco Gutiérrez, Fabián Sepúlveda, Manuel Schilling, Víctor Faúndez, Cecilia Herrera, Tania Villaseñor, Jocelyn Tapia, Valentina Flores, Marcelo Solari, Katherine Hasler, Ariel Vidal, Marcelo Farias, Patricio Montecinos, Rodrigo Rauld y Marcia Muñoz.

Nada de este trabajo se habría hecho si no hubiera podido preparar mis muestras en el laboratorio del Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago de Chile. Agradezco a José Antonio Naranjo quien hizo la gestión y en especial a Waldo Vivillo, Eugenia Fonseca, Silvia Moraga, Damary Moreno, Patricia Castillo y Eugenio Pizarro por permitirme trabajar en su institución y ayudarme en la preparación de mis muestras.

Gracias también por la ayuda y confianza de Jorge Clavero (Antofagasta Minerals) y los intercambios científicos con Claudio Bravo (Dirección General de Aguas).

Sin las amistades y mi familia jamás habría llegado al final. Muchas veces Millarca Valenzuela, Natalia Astudillo, Sandra Henschel, Silke Gawlick, Luisa Pinto, Marcia Vargas, Oscar Figueroa, Griselda Rodríguez y Javier Gorostegui me escucharon y me levantaron el ánimo. Agradezco sinceramente su amistad y apoyo en todo momento.

Mis padres pasaron por más de un mal momento por mi culpa en estos años. Espero que me hayan perdonado y que ahora estén más contentos que yo (lo cual es difícil en todo caso). Mi tía Ute me prestó los medios para terminar la tesis cuando ya no tenía más beca, y el aliento que me dieron ella, mi prima Heike, mi tía Inge y el resto de nuestra pequeña familia fueron fundamentales para mí.

Aunque una vez cuasi-finalizada la redacción de mi tesis, me cambié a otra área de la geología, mi fascinación por los volcanes sigue tal cual (ahora los admiro incluso más porque la distancia a veces hace bien). Estoy muy feliz en mi nuevo trabajo y quiero agradecer en especial a Kurt Schlöpfer y Olivier Loyer quienes me apoyaron para que mi doctorado llegara a feliz término.

Alguien dijo que no se agradece a instituciones sino sólo a personas, pero sin la beca del Programa MECE EDUCACION SUPERIOR del Departamento de Geología de la Universidad de Chile esta tesis no existiría. En el proyecto Ecos-Conicyt C01U03, mencionado al principio, estuvieron involucradas las instituciones IRD (Institut de Recherche pour le Développement, Francia; unidades de investigación 031 “Processus et Aléas Volcaniques” y 163 “Magmas et Volcans”), GEA (Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción, Chile), SERNAGEOMIN (Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile) y el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Aportes del IRD financiaron los trabajos de terreno, los análisis, los numerosos viajes a Francia y meses de vida.

MUCHAS GRACIAS!

Für Ute, zum Dank für ihre Hilfe
und ihren verständnisvollen Zuspruch.

Y a los volcanes chilenos que han sido especialmente activos este año.

Llaima



Chaitén



INDICE DE CONTENIDO

Capítulo 1: INTRODUCCION Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	1
1.1 <u>Terminología</u>	1
1.2. <u>Planteamiento del problema a estudiar</u>	4
1.2.1 Un fenómeno poco común.....	4
1.2.2 Las ignimbritas “básicas” de los volcanes Villarrica y Llaima (Zona Volcánica Sur de los Andes).....	7
1.3 <u>Objetivos de la tesis</u>	9
1.3.1 Objetivo general.....	9
1.3.2 Objetivos específicos.....	9
1.4 <u>Hipótesis de trabajo</u>	10
1.5 <u>Metodologías</u>	11
Capítulo 2: GEOLOGIA Y ESTRATIGRAFIA.....	12
2.1 <u>Marco geodinámico de la Zona Volcánica Sur de los Andes</u>	12
2.2 <u>Antecedentes de los volcanes Villarrica y Llaima</u>	16
2.2.1 Volcán Villarrica.....	16
2.2.2 Volcán Llaima.....	23
2.3 <u>Las ignimbritas Licán, Pucón y Curacautín: Nuevos aportes</u>	28
2.3.1 Determinación de las edades.....	28
2.3.2 Resultados generales de las observaciones de terreno: las litofacies.....	29
2.3.3 Estratigrafía de la ignimbrita Licán y depósitos asociados.....	31
2.3.4 Estratigrafía de la ignimbrita Pucón y depósitos asociados.....	39
2.3.5 Estratigrafía de la ignimbrita Curacautín y depósitos asociados.....	46
Capítulo 3: PETROGRAFIA, MINERALOGIA Y GEOTERMOBAROMETRIA DE LAS IGNIMBRITAS LICAN, PUCON Y CURACAUTIN Y DEPOSITOS ASOCIADOS	55
3.1. <u>Metodología</u>	55
3.2 <u>Ignimbrita Licán y depósitos asociados</u>	59
3.2.1 Depósitos pre-ignimbrita.....	59
3.2.2 Ignimbrita Licán.....	66
3.2.3 Lavas post-ignimbrita.....	69
3.2.4 Condiciones pre-eruptivas.....	70
3.2.5 Discusión petrogenética.....	80

3.3 <u>Ignimbrita Pucón y depósitos asociados</u>	81
3.3.1 Unidades anteriores a la ignimbrita.....	86
3.3.2 Ignimbrita Pucón.....	93
3.3.3 Unidades posteriores a la ignimbrita.....	97
3.3.4 Condiciones pre-eruptivas.....	99
3.3.5 Discusión petrogenética.....	111
3.4 <u>Ignimbrita Curacautín y depósitos asociados</u>	113
3.4.1 Lavas pre-ignimbrita.....	113
3.4.2 Ignimbrita Curacautín.....	121
3.4.3 Depósitos post-ignimbrita.....	125
3.4.4 Condiciones pre-eruptivas.....	128
3.4.5 Discusión petrogenética.....	135
3.5 <u>Análisis comparativo de las condiciones pre-eruptivas en las ignimbritas estudiadas e importancia de la asimilación de rocas plutónicas</u>	138
3.5.1 Condiciones pre-eruptivas.....	138
3.5.2 Asimilación de rocas plutónicas.....	143
Capítulo 4: GEOQUIMICA.....	145
4.1 <u>Preparación de muestras y técnicas analíticas</u>	145
4.2 <u>Volcán Villarrica</u>	149
4.2.1 Elementos mayores.....	149
4.2.2 Elementos trazas.....	155
4.2.3 Isótopos.....	162
4.2.4 Interpretación.....	170
4.3 <u>Volcán Llaima</u>	177
4.3.1 Elementos mayores.....	177
4.3.2 Elementos trazas.....	180
4.3.3 Isótopos.....	185
4.3.4 Discusión.....	189
Capítulo 5: PETROGENESIS Y EVOLUCION DE LOS MAGMAS IGNIMBRITICOS EN EL CONTEXTO DE SUS RESPECTIVOS VOLCANES.....	192
5.1 <u>Fuente de los magmas</u>	192
5.2 <u>Cristalización fraccionada</u>	195
5.2.1 Volcán Villarrica.....	195
5.2.2 Volcán Llaima.....	203
5.3 <u>Asimilación-Cristalización Fraccionada y mezcla de magmas</u>	215
5.3.1 Asimilación-Cristalización Fraccionada.....	215
5.3.2 Mezcla de magmas.....	222
5.4 <u>Discusión</u>	228

Capítulo 6: CONCLUSIONES.....	235
--------------------------------------	------------

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	241
--	------------

ANEXOS

A) Lohmar, S.; Robin, C.; Gourgaud, A.; Clavero, J.; Parada, M.A.; Moreno, H.; Ersoy, O.; López-Escobar, L.; Naranjo, J.A. (2007). Evidence of magma-water interaction during the 13,800 years BP explosive cycle of the Licán ignimbrite, Villarrica volcano (Southern Chile). Revista Geológica de Chile, 34, 2, 233-247.....	256
B) Abreviaciones utilizadas en texto, tablas y figuras.....	272
C) Tablas de análisis de química mineral y de vidrio.....	275
D) Antecedentes teóricos de los métodos utilizados para estimar condiciones pre-eruptivas de las rocas.....	301
E) Tablas de análisis químicos de roca total (con norma CIPW).....	314
F) Protocolos de separación de Sr y Nd para su análisis isotópico.....	325

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Diagrama esquemático que muestra la estructura y los depósitos idealizados de un flujo piroclástico (tomado de Cas y Wright, 1987).....	2
Figura 1.2: Tipos de clastos, relaciones estratigráficas y gradación de clastos en depósitos de flujos de bloque y ceniza (a), depósitos de flujos de escoria (b) y depósitos de flujo de pómez (c) (Cas y Wright, 1987).....	3
Figura 1.3: Ejemplos de volcanes con ignimbritas poco diferenciadas (composición basáltica a andesítica).....	3
Figura 2.1: Ubicación de los volcanes Llaima y Villarrica en la Zona Volcánica Sur de los Andes (SVZ). Las imágenes de origen son modelos sombreados de elevación digital (SRTM) y Etopo 2 (batimetría). En el cuadro superior izquierdo se muestra la posición de la SVZ con respecto a las zonas volcánicas Norte (NVZ), Central (CVZ) y Austral (AVZ) de los Andes. Los nombres de las zonas de fractura en la placa oceánica de Nazca y de la dorsal de Chile son según Herron (1981) y Tebbens y Cande (1997). La SVZ se subdivide en cuatro zonas: Norte (NSVZ), Transicional (TSVZ), Central (CSVZ) y Sur (SSVZ) (López-Escobar y Moreno, 1994b).....	13
Figura 2.2: Diferentes esquemas de segmentación de la SVZ. La columna sombreada corresponde a la subdivisión seguida en este trabajo. Mismas abreviaciones que en Figura 2.1, además de TMS = segmento Tupungato-Maipo, PTS = segmento Palomo-Tatara, LOS = segmento Longaví-Osorno. Figura modificada de Sellés <i>et al.</i> (2004).....	14
Figura 2.3: Imagen de elevación digital que muestra la cadena volcánica Villarrica – Quetrupillán - Lanín, de rumbo N60°W, oblicua al arco volcánico cuaternario de orientación principal N10°E, asociado a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ).....	16
Figura 2.4: Mapa geológico del Volcán Villarrica (Clavero y Moreno, 2004).....	19
Figura 2.5: Diagrama esquemático de la evolución del volcán Villarrica (Clavero y Moreno, 2004).....	20
Figura 2.6: Columnas estratigráficas de las unidades Villarrica 2 (A) y 3 (B) (Clavero y Moreno, 2004).....	20
Figura 2.7: Imagen de elevación digital que muestra la cadena volcánica Llaima-Sierra Nevada, de rumbo N50°E, oblicua al arco volcánico cuaternario de orientación principal N10°E, asociado a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ).....	23
Figura 2.8: Diagrama esquemático de la evolución del volcán Llaima (según Naranjo y Moreno, 2005).....	25
Figura 2.9: Mapa geológico del volcán Llaima (simplificado de Naranjo y Moreno, 2005).....	26
Figura 2.10: A) Domo dacítico, de dimensiones ~200x70 m, con dique alimentador en su base. B) Zoom del lado derecho, con columnas radiales en flor. Persona (en el círculo amarillo) para escala.....	31
Figura 2.11: Localización de los afloramientos pre- y post-ignimbritas Licán y Pucón estudiados, en el mapa geológico del volcán Villarrica.....	32
Figura 2.12: Distribución de la ignimbrita Licán alrededor del volcán Villarrica (área cubierta en blanco, tomada de Clavero, 1996), con localización de los afloramientos estudiados.....	33
Figura 2.13: Columnas estratigráficas de la ignimbrita Licán y de unidades previa- y posteriormente depositadas.....	34
Figura 2.14: Facies de la ignimbrita Licán. A) depósito de caída inicial, en la ladera NW del volcán, constituido, principalmente, por lapilli escoriáceo. B) depósito macizo de flujo en el flanco NNE (aquí de 25 m de espesor) debajo de depósitos de flujo de la ignimbrita Pucón. C) bomba con xenolitos plutónicos (flecha) y disyunción prismática en los bordes. D) depósitos de oleadas piroclásticas superiores.....	35
Figura 2.15: Edades calibradas de la ignimbrita Licán. Las barras corresponden a 1σ y 2σ	36
Figura 2.16: Columnas estratigráficas de la ignimbrita Pucón y de depósitos pre- y post- ignimbrita (modificado de Silva, 2008). Ubicación de afloramientos en Figura 2.17. La columna central representa la estructura interna simplificada propuesta por Silva (2008). A=depósito de caída inicial, P1=unidad inferior (sin granitoides), P2=unidad superior (con granitoides).....	40
Figura 2.17: Distribución de la ignimbrita Pucón (área en blanco, tomada de Clavero, 1996) y localización de los afloramientos estudiados.....	41
Figura 2.18: Depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Pucón. A) flujo piroclástico Afunahue (afloramiento 80). B) y C) bombas típicas de P2, con abundantes inclusiones de granitoides, tanto como fragmentos angulares (B) como parcialmente fundidos (C). D) sección en un valle del flanco NW del volcán (afloramiento 73). E) estratigrafía de P2 en el SE (sitio 85). F) dunas en el techo de P2 en contacto con depósitos piroclásticos de caída post-Pucón (Ia= lapilli acrecionario). G) Depósito de oleada piroclástica con pómez bajo el depósito de caída precursor de la ignimbrita (D-G de Silva, 2008).....	43
Figura 2.19: Localización de los afloramientos pre- y post-ignimbrita Curacautín estudiados en el mapa geológico del volcán Llaima.....	47
Figura 2.20: Distribución de la ignimbrita Curacautín alrededor del volcán Llaima (área cubierta en blanco; tomada de Naranjo y Moreno, 1991). También se muestra la localización de los afloramientos estudiados. Los números indican los sitios de muestreo.....	48

Figura 2.21: Columnas estratigráficas de la ignimbrita Curacautín, al N (afloramiento 25 en Figura 2.20), SW (afloramientos 9 y 35), W (lago Quepe, afloramiento 29) y E (valle del río Trifultriful, afloramiento 17) del volcán.....	49
Figura 2.22: Características de terreno de los depósitos syn- y post-ignimbrita Curacautín. A) depósito macizo de Curacautín 1 (río Trifultriful, al este del volcán), de unos 20 m de espesor, bajo una secuencia de material retrabajado de la misma ignimbrita, tefras de caída alternadas con paleosuelos (1), un depósito de pómez pliniana (2) y oleadas piroclásticas (3). B) Curacautín 1 en el sector del lago Quepe (al oeste del volcán), con pipas de desgasificación hacia el techo (C) y bajo Curacautín 2. D) depósitos de flujos que gradan a niveles con estratificación difusa (Curacautín 2). E) detalle del depósito de pómez pliniana, de 4 m de espesor (río Trifultriful). F) otros depósitos post-ignimbríticos, datados en 10.210±50 y 2160±40 años A.P.....	50
Figura 2.23: Dataciones ¹⁴ C (años A.P. ± 1σ) disponibles para la ignimbrita Curacautín (4 datos de la literatura y 5 datos nuevos).....	51
Figura 2.24: Edades calibradas de la ignimbrita Curacautín. a) unidad inferior, b) unidad superior. Las barras corresponden a 1σ y 2σ.....	52
Figura 2.25: Columna estratigráfica de la ignimbrita Curacautín en el contexto geológico del Volcán Llaima. La secuencia que abarca desde la ignimbrita y hasta las oleadas piroclásticas corresponde a la del río Trifultriful (Figura 2.22A). Además, se muestra la variación de algunos elementos mayores (en % peso).....	54
Figura 3.1: Nomenclatura de a) piroxenos en el triángulo de Wollastonita-Enstatita-Ferrosilita, b) minerales del grupo de la espinela en el prisma de Johnston.....	58
Figura 3.2: Características petrográficas de productos pre-, syn- y post- ignimbrita Licán. A) domo dacítico, con textura glomeroporfirica de ortopiroxeno, plagioclasa y apatito. B) aglomerado pre-ignimbrita, con fenocristales de olivino (parcialmente embahiado) y plagioclasa, además de abundantes microxenocristales de cuarzo. C) bomba escoriácea de la ignimbrita con xenocristal de biotita. D) lava post-ignimbrita con plagioclasa y clinopiroxeno en textura glomeroporfirica. Nótese el interior desestabilizado (con oquedades) en la plagioclasa.....	62
Figura 3.3: Diagramas triangulares de Ab-An-Or. Los fenocristales incluyen centro y borde.....	63
Figura 3.4: Zonación de los fenocristales de plagioclasa. a) depósitos pre- y post- ignimbrita Licán, b) ignimbrita Licán.....	63
Figura 3.5: %Fo en el olivino de depósitos pre-, syn- y post- ignimbrita Licán. a) fenocristales y microlitos en función de la edad relativa de la unidad. Se indica el rango de sílice de roca total. b) zonación de los fenocristales.....	64
Figura 3.6: Clasificación de los piroxenos en el triángulo Wo-En-Fs. a) depósitos pre- y post- ignimbrita Licán, b) ignimbrita Licán. Se muestran campos de fenocristales de a) en b).....	64
Figura 3.7: Variación del número magnesiano de los fenocristales de piroxeno en función de la edad relativa de los depósitos pre-, syn- y post- ignimbrita Licán estudiados. Además, se indica el rango de sílice de la roca total.....	64
Figura 3.8: Zonación de los fenocristales de piroxenos. a) cpx, b) opx.....	65
Figura 3.9: Diagramas triangulares de FeO-TiO ₂ -Fe ₂ O ₃ (% molar) para los óxidos de Fe-Ti de los depósitos pre-, syn- y post- ignimbrita Licán.....	65
Figura 3.10: Imágenes de electrones retrodispersados de bombas escoriáceas de la ignimbrita Licán. En A)-D) distintos tipos de plagioclasas: fragmentos de cristales límpidos, no reabsorbidos (A); fenocristales con bordes reabsorbidos, parcialmente fracturados (B); plagioclasa de superficie irregular y bordes reabsorbidos (C); fenocristales límpidos prácticamente automorfos (D). E) fenocristales de piroxeno con centros de bajo Mg# (limitados por líneas segmentadas negras), sobrecrecidos por piroxeno de alto Mg# (bordes limitados por líneas segmentadas blancas). F) xenolito plutónico, compuesto por cuarzo, plagioclasa y apatito.....	68
Figura 3.11: Perfiles a través de fenocristales del material juvenil de la ignimbrita Licán. a) plagioclasa, b) olivino, c) ortopiroxeno.....	69
Figura 3.12: K _d (Fe ²⁺ /Mg) de minerales ferromagnesianos en la ignimbrita Licán y depósitos asociados (Fe ²⁺ es Fe total). a) (Fe ²⁺ /Mg) _{ol} versus (Fe ²⁺ /Mg) _{roca} ; b) (Fe ²⁺ /Mg) _{opx} versus (Fe ²⁺ /Mg) _{roca} ; c) (Fe ²⁺ /Mg) _{cpx} versus (Fe ²⁺ /Mg) _{roca} . Los campos sombreados corresponden a K _d de la literatura.....	72
Figura 3.13: Composiciones de fenocristales de piroxenos en depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Licán (IL), graficadas en el cuadrilátero con contornos isotérmicos de Lindsley (1983) (P = 1 atm).....	74
Figura 3.14: Mg/Mn (razón atómica) para parejas de magnetita-ilmenita en el domo dacítico. La línea gris corresponde a la ecuación de regresión log (Mg/Mn) _{mag} = 0,9317 x log(Mg/Mn) _{ilm} - 0,0909 de Bacon y Hirschmann (1988).....	74
Figura 3.15: a) Estimaciones de T y fO ₂ (en escala logarítmica) para el domo dacítico (mediante el método de óxidos de Fe-Ti) y la ignimbrita Licán (rango de temperatura dado por termómetros de olivino-augita y de dos piroxenos, fO ₂ obtenida a través del equilibrio espinela-líquido). Las curvas de los "buffers" son calculadas según las ecuaciones de Frost (1991), asumiendo una presión de 2 kbar. b) Composiciones de las magnetitas del domo en comparación con magnetitas experimentales de Martel <i>et al.</i> (1999). MH = magnetita-hematita; NNO = níquel-óxido de níquel; FMQ = fayalita-magnetita-cuarzo; WM = magnetita-wüstita.....	76

Figura 3.16: Lava post-ignimbrita Licán (andesita basáltica) proyectada en el diagrama pseudoternario de olivino-clinopiroxeno-cuarzo de Sisson y Grove (1993a y referencias incluidas). Se muestran campos definidos por rocas calcoalcalinas de alto Al del arco de las Aleutianas y del volcán Fuego en Guatemala (β_{AA} = basalto de alto Al; $\alpha\beta$ = andesita basáltica y α = andesita).....	77
Figura 3.17: a) Temperaturas calculadas a través de distintos geotermómetros versus el contenido de sílice en la roca total de los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Licán. Las barras verticales indican el rango total de temperaturas en muestras individuales. b) Contenidos de agua pre-eruptivos para los depósitos pre- y syn-ignimbrita Licán, calculados según el método de Housh y Luhr (1991) y utilizando los rangos de temperaturas de a).....	79
Figura 3.18: Fenocristales de clinopiroxeno. a) Variaciones de Al/Ti en función del Mg#. b) Ti versus Al. Misma simbología que en a). No se distinguen centros y bordes de fenocristales ya que no forman poblaciones discretas. Los campos de presión se basan en datos experimentales en rocas basálticas a andesíticas de Grove y Juster (1989), Baker <i>et al.</i> (1994), Sisson y Grove (1993a y b) y Bartels <i>et al.</i> (1991).....	80
Figura 3.19: Microfotografías de productos pre- y syn-ignimbrita Pucón. A) lava pre-ignimbrita, con fenocristales de olivino con borde de reacción de clinopiroxeno. B) bomba escoriácea de la unidad inferior de la ignimbrita, con fenocristales relativamente grandes de plagioclasa con bordes reabsorbidos. C)-F) de la unidad superior de la ignimbrita. C) cristales de plagioclasa parcial- o pervasivamente desestabilizados. Nótese también la ocurrencia de un xenolito volcánico (xv al medio). D) clinopiroxeno euhedral. E) xenolito volcánico. F) xenolito plutónico y fenocristal de plagioclasa. Fotomicrografías tomadas con luz polarizada plana, a excepción de B).....	87
Figura 3.20: Diagramas triangulares de Ab-An-Or. a y b) depósitos pre-ignimbrita (FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica), c) unidad inferior de la ignimbrita (fragmentos PVDP= fragmentos poco vesiculares con disyunción prismática), d) unidad superior, e)-h) productos posteriores a la ignimbrita, e) y f) de cono principal, g) y h) de centros eruptivos adventicios.....	88
Figura 3.21: Zonación de los fenocristales de plagioclasa. a) Depósitos que preceden la ignimbrita Pucón (IP; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica); b y c) productos posteriores a la ignimbrita: b) cono principal y c) centros eruptivos adventicios Los Nevados y Chaillupén.....	89
Figura 3.22: %Fo en el olivino en los distintos depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Pucón estudiados (en orden decreciente de edad). Se indica el rango de sílice de roca total.....	89
Figura 3.23: Zonación de los fenocristales de olivino. a) Productos previos y posteriores a la ignimbrita; b) ignimbrita Pucón. FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP= poco vesicular con disyunción prismática.....	90
Figura 3.24: Clasificación de los piroxenos. Área achurada en a) corresponde a parte del diagrama reproducido en b)-g). b) depósitos pre-ignimbrita; c) unidad inferior de la ignimbrita Pucón (IP); y d) unidad superior; e)-g) depósitos post-ignimbrita: e) cono principal; f) centros eruptivos adventicios Chaillupén; g) centros eruptivos adventicios Los Nevados. Mismas abreviaciones que en Figura 3.23.....	90
Figura 3.25: Mg# de los fenocristales de clinopiroxeno versus la edad relativa de la ignimbrita Pucón y depósitos asociados. Además, se indica el rango de sílice de la roca total.....	91
Figura 3.26: Zonación de los fenocristales de clinopiroxeno. a) Depósitos pre- y post-ignimbrita (de cono principal); b) ignimbrita Pucón; c) productos de centros eruptivos adventicios. FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP= poco vesicular con disyunción prismática.....	91
Figura 3.27: Diagramas triangulares de FeO-TiO ₂ -Fe ₂ O ₃ (% molar). a) material juvenil de depósitos anteriores y posteriores a la ignimbrita; b) material juvenil de la ignimbrita Pucón (IP). PVDP= poco vesicular con disyunción prismática.....	92
Figura 3.28: Imágenes de electrones retrodispersados de material juvenil de la ignimbrita Pucón y depósitos asociados. A) oleada piroclástica con pómez (pre-ignimbrita) con fenocristales de clinopiroxeno, magnetita y apatito. B) y C) de ignimbrita Pucón. B) cristales euhedrales, límpidos y relativamente pequeños de plagioclasa, asociados con olivino en P1. C) fenocristal de olivino con bordes parcialmente embahados (P2)...	93
Figura 3.29: Composición de los fenocristales de plagioclasa en la ignimbrita Pucón. a) unidad inferior (P1), b) unidad superior (P2). Líneas segmentadas unen centro y borde de un mismo fenocristal.....	94
Figura 3.30: Microfotografías de los constituyentes minerales en los clastos plutónicos que forman fragmentos líticos dispersos en la matriz de la unidad superior de la ignimbrita Pucón. A) granito y B) tonalita. Luz polarizada plana.....	97
Figura 3.31: K _d (Fe ²⁺ /Mg) entre mineral y roca total para minerales ferromagnesianos de la ignimbrita Pucón (IP) y depósitos asociados. Fe ²⁺ corresponde a Fe total. P1 y P2 son los campos composicionales de los fenocristales de la unidad inferior y superior de la ignimbrita Pucón (IP), respectivamente.....	100
Figura 3.32: Composiciones de piroxenos en el depósito de oleada piroclástica con pómez, graficadas en el cuadrilátero con contornos isotérmicos de Lindsley (1983) (P = 1 atm).....	102
Figura 3.33: Composiciones de las magnetitas de la oleada piroclástica (OP) con pómez, en comparación con magnetitas experimentales de Martels <i>et al.</i> (1999) en andesitas silíceas a 2 kbar.....	103
Figura 3.34: Depósitos andesítico-basálticos proyectados en el diagrama pseudoternario de olivino-clinopiroxeno-cuarzo de Sisson y Grove (1993a) y referencias incluidas. Para fines comparativos, se muestran campos definidos por rocas calcoalcalinas de alto Al del arco de las Aleutianas y del volcán Fuego en Guatemala (β_{AA} = basalto de alto Al; $\alpha\beta$ = andesita basáltica y α = andesita).....	104

Figura 3.35: Contenido de An (plagioclasa) versus contenido de Fo (olivino) en depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Pucón (IP). Campos hidratado y anhidro son del arco de las Antillas según Arculus y Wills (1980). Diagrama adaptado de Morrice y Gill (1986) y tomado de Stewart <i>et al.</i> (1996). A la derecha se muestran las tendencias originadas por cristalización fraccionada y cambio en la pH ₂ O.....	104
Figura 3.36: a) y b) Temperaturas calculadas a través de distintos geotermómetros versus el contenido de sílice en la roca total. Las barras verticales indican el rango total de temperaturas en muestras individuales. c) y d) contenidos de agua pre-eruptivos, calculados según el método de Housh y Luhr (1991) utilizando los rangos de temperaturas de a) y b), respectivamente. Gráficos de la izquierda son de depósitos del cono principal, los de la derecha de centros eruptivos adventicios. Rango total de temperaturas en conos adventicios está incluido en tamaño de simbología. FP = flujo piroclástico; OP = oleada piroclástica; IP = ignimbrita Pucón; P1 = unidad inferior de la ignimbrita; P2 = unidad superior.....	105
Figura 3.37: Variación de Al/Ti en función del Mg# en los fenocristales de clinopiroxeno. No se diferencian centros y bordes de fenocristales ya que no forman poblaciones discretas. a) depósitos pre- y post-ignimbrita, b) ignimbrita Pucón (IP), c) depósitos provenientes de centros eruptivos adventicios.....	108
Figura 3.38: Ti versus Al en los clinopiroxenos. No se distinguen centros y bordes de fenocristales ya que no forman poblaciones discretas. Los campos de presión se basan en datos experimentales de Grove y Juster (1989), Baker <i>et al.</i> (1994), Sisson y Grove (1993a y b) y Bartels <i>et al.</i> (1991). a) Depósitos pre- y post-ignimbrita, b) ignimbrita Pucón (IP), c) Depósitos provenientes de centros eruptivos adventicios.....	108
Figura 3.39: Minerales del grupo de la espinela en todos los depósitos estudiados. a) diagrama triangular de Cr-Al-Fe ³⁺ , b) TiO ₂ (en % en peso) versus Fe ³⁺ /(Cr+Al+Fe ³⁺), c) Fe ³⁺ /(Cr+Al+Fe ³⁺) versus Mg/(Mg+Fe ²⁺), d) Cr/(Cr+Al) versus Mg/(Mg+Fe ²⁺). Líneas segmentadas unen centro y borde de un mismo cristal. Los contornos rojos encierran los campos de espinelas pertenecientes a la solución sólida magnetita-ulvoespinela determinadas en todos los depósitos. Al lado de inclusiones de espinelas cromíferas en olivino, se indica el contenido de Fo en este último. Además, se muestran las tendencias observadas por Barnes y Roeder (2001) (ver análisis comparativo 3.5). En e) tendencias que siguen las composiciones de espinelas cromíferas durante procesos de fusión parcial de peridotita y cristalización fraccionada de olivino y/o plagioclasa. Las isópletas señalan el contenido de Fo en el olivino coexistiendo con espinela cromífera a temperatura constante (tratamiento termodinámico de Irvine, 1965 y datos de Jackson, 1969; figura tomada de Dick y Bullen, 1984). En f) se indican las composiciones de las espinelas cromíferas en el diagrama de Cr/(Cr+Al) versus Mg/(Mg+Fe ²⁺), junto con los campos de espinelas cromíferas en basaltos abisales, boninitas y algunas lavas de arcos volcánicos actuales (tomados de Dick y Bullen, 1984). IC=ignimbrita Curacautín; IL=ignimbrita Licán; IP=ignimbrita Pucón.....	110
Figura 3.40: Contenido de Fe ₂ O ₃ (total) en función del %An de los fenocristales de plagioclasa en a) depósitos pre-ignimbrita Pucón (IP; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica); b) unidad inferior de la ignimbrita; c) unidad superior; d) y e) productos post-ignimbrita: d) del cono principal y e) depósitos provenientes de los centros eruptivos adventicios Los Nevados y Chaillupén.....	111
Figura 3.41: Características petrográficas de rocas pre- y syn-ignimbrita Curacautín. A) lava pre-ignimbrita (nótese vidrio café). Fotomicrografías B)-E) material juvenil de la ignimbrita. B) fenocristales límpidos de plagioclasa, con bordes reabsorbidos del grupo básico. C) fenocristales de plagioclasa del grupo ácido, presentando zonas límpidas internas y zonas vítreas externas. D) plagioclasa enteramente desestabilizada. E) xenolito volcánico, con fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Microfotografías tomadas con luz polarizada plana.....	117
Figura 3.42: Composiciones de las plagioclasas en en diagrama Ab-An-Or. a) lavas pre- y post- ignimbrita Curacautín (IC), b) grupo básico de la ignimbrita, c) grupo ácido, d) depósito pliniano post- ignimbrita.....	118
Figura 3.43: Zonación de los fenocristales de plagioclasa. a) Depósitos pre- y post- ignimbrita, b) ignimbrita Curacautín (IC).....	118
Figura 3.44: %Fo en fenocristales y microlitos de olivino en los depósitos pre-, syn- y post- ignimbrita Curacautín (en orden decreciente de edad). Se indica el rango de sílice de roca total para cada unidad.....	118
Figura 3.45: Zonación de los fenocristales de olivino. a) Depósitos pre- y syn- ignimbrita Curacautín, b) depósitos post- ignimbrita.....	119
Figura 3.46: Clasificación de los piroxenos. a) lavas pre- y post-ignimbrita Curacautín (IC), b) depósito pliniano post-ignimbrita c) grupo básico de la ignimbrita, d) grupo ácido.....	119
Figura 3.47: Variación del número magnesiano de los fenocristales de piroxeno en función de la edad relativa de los depósitos pre-, syn- y post- ignimbrita Curacautín. a) clinopiroxeno, b) ortopiroxeno. Además, se indica el rango de sílice de la roca total.....	120
Figura 3.48: Zonación de los fenocristales de piroxeno. a) depósitos pre- y post- ignimbrita Curacautín, b) ignimbrita.....	120
Figura 3.49: Diagramas triangulares de FeO-TiO ₂ -Fe ₂ O ₃ (% molar). a) óxidos de Fe-Ti de depósitos anteriores y posteriores a la ignimbrita Curacautín (IC), b) óxidos de Fe-Ti de la-ignimbrita y de xenolitos plutónicos. Además, se indica el rango de sílice de la roca total.....	120
Figura 3.50: Rocas de la ignimbrita Curacautín en el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976).....	121

Figura 3.51: Imágenes de electrones retrodispersados de bombas escoriáceas de la ignimbrita Curacautín. A) fenocristal de clinopiroxeno con bordes parcialmente reabsorbidos (grupo básico). B) olivino de aspecto fragmentario (grupo básico). C) olivino parcialmente embahiado y ortopiroxeno casi euهدral (grupo ácido). D) glomero-cristal compuesto por clinopiroxeno, plagioclasa e ilmenita (grupo básico), de origen extraño. E) xenolito plutónico, con bordes redondeados, constituido por cuarzo, feldespatos potásico y titanita.....	125
Figura 3.52: Imágenes de electrones retrodispersados de depósitos post-ignimbrita Curacautín. A y B del depósito de caída pliniano. A) pómez riódacítica vesicular, con glomero-cristal de clinopiroxeno, magnetita y apatito en masa fundamental holohialina. B) escoria andesítica, con fenocristal de plagioclasa y xenolito y xenocristal plutónicos. C y D lavas post-ignimbrita; C) fenocristal de plagioclasa desestabilizada y D) olivino, rodeado por clinopiroxeno y con inclusión de espinela cromífera. Xenocristal de cuarzo en masa fundamental...	126
Figura 3.53: Correlaciones entre Fe^{2+}/Mg de olivinos (a) y piroxenos (opx en b; cpx en c y d) y la roca total (Fe^{2+} es Fe total). En gris, campos de K_d de la literatura.....	128
Figura 3.54: Composiciones de fenocristales de piroxenos en la ignimbrita Curacautín y unidades posteriores, graficadas en el cuadrilátero con contornos isotérmicos de Lindsley (1983) ($P = 1$ atm).....	131
Figura 3.55: Estimaciones de fO_2 (en escala logarítmica) con promedios de composiciones de magnetita y de temperaturas para los distintos depósitos del volcán Llaïma. Lava previa a la ignimbrita y grupo básico de la ignimbrita Curacautín: Usp_{35} , 1100°C; grupo ácido de la ignimbrita: Usp_{50} , 1050°C; riódacita pliniana posterior: Usp_{60} , 950°C. Las curvas de los "buffers" son calculadas según las ecuaciones de Frost (1991), asumiendo una presión de 2 kbar. MH = magnetita-hematita; NNO = níquel-óxido de níquel; FMQ = fayalita-magnetita-cuarzo; WM = magnetita-wüstita. Las curvas composicionales de la magnetita en el espacio fO_2 -T son tomadas de Spencer y Lindsley (1981).....	132
Figura 3.56: Depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Curacautín (andesitas basálticas y andesitas) proyectados en el diagrama de Sisson y Grove (1993a y referencias incluidas). Se muestran campos definidos por rocas calcoalcalinas de alto Al del arco de las Aleutianas y del volcán Fuego en Guatemala ($\beta AA =$ basalto de alto Al; $\alpha\beta =$ andesita basáltica y $\alpha =$ andesita).....	133
Figura 3.57: Variaciones de la Al/Ti versus Mg# en los fenocristales de clinopiroxeno. No se distinguen centros y bordes de fenocristales ya que no forman poblaciones discretas. a) depósitos pre- y post-ignimbrita Curacautín (IC), b) ignimbrita Curacautín.....	135
Figura 3.58: Ti versus Al en los fenocristales de clinopiroxeno. No se distinguen centros y bordes de fenocristales ya que no forman poblaciones discretas. a) depósitos pre- y post-ignimbrita Curacautín, b) ignimbrita Curacautín. Los campos de presión se basan en datos experimentales en rocas basálticas a andesíticas de Grove y Juster (1989), Baker <i>et al.</i> (1994), Sisson y Grove (1993a y b) y Bartels <i>et al.</i> (1991).....	135
Figura 3.59: Variación del número magnesiano en función del contenido de cationes de Al de los fenocristales de clinopiroxeno. a) depósitos pre- y post-ignimbrita, b) ignimbrita Curacautín.....	137
Figura 3.60: Mg# versus Al en los ortopiroxenos de la ignimbrita Curacautín y depósitos posteriores.....	137
Figura 3.61: a) Comparación entre composiciones de óxidos de Fe-Ti en inclusiones plutónicas en el material juvenil de la unidad superior de la ignimbrita Pucón (P2) y en fragmentos líticos de rocas plutónicas dispersas en la matriz de la misma unidad (se indican campos), b) comparación entre composiciones de feldespatos en inclusiones plutónicas en el material juvenil de la ignimbrita Licán (IL) y P2 y en fragmentos líticos de rocas plutónicas dispersas en P2 (se indican campos).....	144
Figura 4.1: Esquema de la línea de extracción y conversión de oxígeno del Laboratorio de Transferencias Litosféricas de la Universidad Jean Monnet.....	147
Figura 4.2: Diagrama AFM para los depósitos del volcán Villarrica ($A = Na_2O+K_2O$; $F = FeO_{total}$; $M = MgO$). El límite entre los campos toleítico y calcoalcalino es el propuesto por Kuno (1968). FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.....	149
Figura 4.3: Diagramas de Harker para los depósitos del volcán Villarrica (álcalis, $Fe_2O_3^*$, TiO_2 y MgO). Columna de la izquierda con ignimbrita Licán y depósitos asociados, además de conos adventicios (posteriores a la ignimbrita Pucón). Columna de la derecha: ignimbrita Pucón, unidades anteriores y posteriores. Límites en K_2O versus SiO_2 según Gill (1981). IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente las unidades inferior y superior de la IP; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.....	150
Figura 4.4: Diagramas de Harker: CaO y Al_2O_3 . IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la IP; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.....	151
Figura 4.5: Razones de elementos mayores en función de sílice. Mismas abreviaciones que en Figura 4.4.....	151
Figura 4.6: Diagramas de variación para vidrios de la ignimbrita Licán. Contenidos recalculados a 100%, base anhidra. Además se muestra la composición de la roca total. En f) se presenta el contenido total de volátiles (estimado a partir de $100-\sum$ óxidos de los análisis del vidrio) en función del contenido de SiO_2 del vidrio. Todos los valores en porcentajes en peso. Entre paréntesis de cada muestra se indica el grado de cristalinidad de la masa fundamental.....	152
Figura 4.7: Diagramas de Harker para vidrios de la ignimbrita Pucón y depósitos asociados. También se muestra la composición de la roca total, además de la composición de granitoides, dispersos en la matriz de la unidad superior de la ignimbrita (en amarillo, columna derecha). Todos los valores en porcentaje en peso.....	154

Figura 4.8: Contenidos de elementos LILE y tierras raras (en ppm) en función de SiO ₂ (% peso) para el volcán Villarrica. IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la IP; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.....	156
Figura 4.9: Contenidos de elementos de transición y de HFSE (en ppm) en función de SiO ₂ (% peso) para el volcán Villarrica. IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la IP; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.....	157
Figura 4.10: Razones de elementos trazas incompatibles <i>versus</i> SiO ₂ (% peso) para el volcán Villarrica. IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la IP; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.....	159
Figura 4.11: Razones de Sr/Nd y Zr/Sm en función de SiO ₂ (% peso) para el volcán Villarrica. IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la IP; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.....	160
Figura 4.12: Razones de elementos incompatibles para productos con SiO ₂ <60% del volcán Villarrica. Además se muestran composiciones de rocas plutónicas del basamento de la zona. Mismas abreviaciones que en Figura 4.11.....	160
Figura 4.13: Diagramas multielementales (normalizados con respecto al manto primitivo de Sun y McDonough, 1989) y de tierras raras (normalizados con respecto al condrito C1 de Sun y McDonough, 1989) para el volcán Villarrica. IL=ignimbrita Licán; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la ignimbrita Pucón; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.....	161
Figura 4.14: Anomalía de Eu <i>versus</i> sílice. Simbología y abreviaciones iguales que en Figura 4.11.....	162
Figura 4.15: a) Pérdida por calcinación (PPC) <i>versus</i> contenido de H ₂ O (ambos en porcentaje en peso) y b) δ ¹⁸ O _{RT} en función de PPC.....	164
Figura 4.16: Diagramas δ-δ para las parejas clinopiroxeno-plagioclasa del volcán Villarrica a) Plagioclasa con composición An ₈₀ , b) plagioclasa con composición An ₆₅ . IL=ignimbrita Licán; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.....	165
Figura 4.17: δ ¹⁸ O de roca total y minerales <i>versus</i> sílice de roca total. Color de acuerdo a unidad. IL=ignimbrita Licán; IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la IP; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.....	166
Figura 4.18: δ ¹⁸ O _{RT} (b), ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (c) y ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (d) en función de la estratigrafía del volcán Villarrica. Para comparación se muestra el contenido de SiO ₂ de la roca total en a). Simbología de a) válida para todos los diagramas. Resultados de fragmentos plutónicos se encuentran en la base de cada esquema. En b) se muestran también resultados isotópicos de O en biotita, anfíbol y mezcla de minerales blancos (m=qtz+pl+kfs); roca total y concentrados minerales de la misma muestra unidos por línea punteada. PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.....	167
Figura 4.19: Diagramas de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr- ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd-SiO ₂ para el volcán Villarrica y fragmentos plutónicos del basamento. IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la IP; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.....	169
Figura 4.20: δ ¹⁸ O <i>versus</i> ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr y sílice de roca total para el volcán Villarrica y fragmentos plutónicos del basamento. IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la IP; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.....	170
Figura 4.21: δD en función del contenido de agua y δ ¹⁸ O para el volcán Villarrica y fragmentos plutónicos del basamento. Minerales analizados en los clastos intrusivos unidos por línea segmentada con la roca total de la que provienen. Mismas abreviaciones que en Figura 4.20.....	170
Figura 4.22: Composiciones de isótopos de H <i>versus</i> isótopos de O. Rangos de aguas magmáticas en equilibrio con peridotita son de la literatura, al igual que la línea de aguas meteóricas (MWL; Craig, 1961) y las composiciones de aguas locales (ver texto). Para fragmentos plutónicos color de simbología de minerales de acuerdo al tipo litológico. G=granito. Resto de abreviaciones igual que en Figura 4.20.....	176
Figura 4.23: Diagrama AFM para los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Curacautín (A = Na ₂ O+K ₂ O; F = FeO*; M = MgO). El límite entre los campos toleítico y calcoalcalino es el propuesto por Kuno (1968).....	177
Figura 4.24: Diagramas de variación de los elementos mayores para depósitos del volcán Llaima. Óxidos en porcentaje en peso.....	178
Figura 4.25: Razones de elementos mayores <i>versus</i> sílice.....	179
Figura 4.26: Diagramas de variación para vidrios de la masa fundamental y roca total de depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Curacautín. Contenidos recalculados a 100%, base anhidra. También se presenta el contenido total de volátiles (estimado a partir de 100-Σóxidos de los análisis del vidrio) en función del contenido de SiO ₂ del vidrio. Valores en porcentaje en peso.....	180
Figura 4.27: Diagramas de variación para elementos trazas (en ppm) para depósitos del volcán Llaima. Sílice en porcentaje en peso.....	181
Figura 4.28: Razones de elementos trazas en función del contenido de SiO ₂	182
Figura 4.29: Razones de elementos incompatibles para materiales del volcán Llaima con SiO ₂ <60% en comparación con granitoides del área.....	183
Figura 4.30: Diagrama multielemental para los productos del volcán Llaima, normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).....	184
Figura 4.31: Tierras raras. a) Patrones normalizados con respecto al condrito C1 (Sun y McDonough, 1989). b) Anomalía de Eu <i>versus</i> sílice (%peso).....	184

Figura 4.32: a) Pérdida por calcinación (PPC) en función del contenido de H ₂ O (ambos en porcentaje en peso). b) δ ¹⁸ O en roca total <i>versus</i> PPC.....	185
Figura 4.33: SiO ₂ y δ ¹⁸ O en roca total <i>versus</i> el nivel estratigráfico.....	187
Figura 4.34: Gráficos de ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd- ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr-SiO ₂ para la ignimbrita Curacautín.....	188
Figura 4.35: δ ¹⁸ O en función de SiO ₂ y ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr para el volcán Llaima.....	188
Figura 4.36: δD <i>versus</i> H ₂ O y δ ¹⁸ O para la ignimbrita Curacautín (IC) y una lava previa.....	189
Figura 4.37: δD en función de δ ¹⁸ O para la ignimbrita Curacautín (IC) y una lava previa. Línea de aguas meteóricas (MWL) según Craig (1961) y características isotópicas de agua meteórica local de Pérez (1999). Campos de aguas magmáticas en equilibrio con peridotita mantélica al igual que en Figura 4.22.....	191
Figura 5.1: Razones de elementos trazas en función de Mg# para rocas básicas (MgO≥5% peso) de los volcanes Villarrica y Llaima. Datos de la literatura son de Hickey-Vargas <i>et al.</i> (1986), Hickey-Vargas <i>et al.</i> (1989) y Tormey <i>et al.</i> (1991). a) elementos que se comportan de forma similar durante un proceso de fusión. b) Ba es móvil en fluidos, mientras que La es inmóvil.....	192
Figura 5.2: Diagramas multielementales, normalizados con respecto al manto MORB fértil (FMM de Pearce y Parkinson, 1993). a) y b) son rocas básicas de los volcanes Villarrica (Hickey-Vargas <i>et al.</i> , 1986) y Llaima (Hickey-Vargas <i>et al.</i> , 1989). c) y d) son patrones para diferentes modelos de fusión fraccionada de Pearce y Parkinson (1993). En c) funde una columna rectangular de lherzolita de espinela mientras que en d) funden 5% de lherzolita de granate y luego la fusión continúa en facies de lherzolita de espinela. Porcentajes corresponden a fundidos ponderados.....	193
Figura 5.3: Diagramas de identificación de procesos de cristalización fraccionada (FC) y fusión parcial (PM). Los vectores son ilustrativos, siendo lo importante las pendientes distintas de cada uno. PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.....	195
Figura 5.4: Diagramas multielementales normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) con las rocas padres e hijos de los tres modelos de la serie Pucón: reproducción de a) el material juvenil de P1 a partir de Chaimilla 1, b) un fragmento PVDP (poco vesicular con disyunción prismática) de P1, a partir del material juvenil de la misma unidad y c) un fragmento PVDP de P2 a partir del material juvenil de la misma unidad.....	201
Figura 5.5: Resumen de modelos de cristalización en la serie Pucón. Por balance de masa de elementos mayores se determinó la tasa de cristalización (1-f) y proporciones minerales fraccionados en cada etapa. Se indica si balance es consistente con modelamiento de elementos trazas mediante la ecuación de Rayleigh.....	202
Figura 5.6: Curvas de evolución de Cr <i>versus</i> Ba y Co en función de Rb durante los modelos de cristalización para la serie Pucón. Los números en las curvas marcan incrementos de 10% en las tasas de cristalización.....	202
Figura 5.7: Diagramas de δ ¹⁸ O <i>versus</i> contenido de sílice para el volcán Villarrica. También se muestra la composición promedio de basaltos de arco continental (CAB; 6,2±0,7‰) y la proyección de la diferenciación magmática a través de cristalización fraccionada en sistema cerrado (FC) (Harmon y Hoefs, 1995).....	203
Figura 5.8: Diagrama de identificación de procesos de cristalización fraccionada (FC) y fusión parcial (PM). Los vectores son ilustrativos, siendo lo importante las distintas pendientes de cada uno.....	204
Figura 5.9: Trayectoria de modelamiento en la serie Curacautín. Letras a-c de acuerdo a modelos en tablas 5.4-5.6. Porcentajes indican tasa de fraccionamiento en cada paso.....	204
Figura 5.10: Diagramas multielementales normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) con las rocas padres e hijos de los tres modelos de cristalización fraccionada en la ignimbrita Curacautín: el grado de diferenciación aumenta de a-c y modelos corresponden a las etapas de las tablas 5.4-5.6.....	207
Figura 5.11: Trayectoria de modelamiento seguida en depósitos previos y posteriores a la ignimbrita Curacautín. Letras i, ii y iii de acuerdo a modelos en tablas 5.7 – 5.9. Porcentajes indican grado de fraccionamiento en cada modelo.....	208
Figura 5.12: Diagramas multielementales. i) y iii) normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) mostrando el modelo de generación de la escoria andesítica (LL17I) (i) y la lava ancestral (LL32) (iii), ambas a partir de una lava del cono principal (LL30-1). ii) Depósito pliniano: riodacita (LL17H) normalizada con respecto a andesita (LL17I). Línea segmentada corresponde al máximo enriquecimiento por diferenciación en sistema cerrado. Modelos i-iii de acuerdo a tablas 5.7-5.9.....	211
Figura 5.13: Resumen de modelos de cristalización en el volcán Llaima.....	213
Figura 5.14: Curvas de cristalización de Cr <i>versus</i> Ba para los modelos de fraccionamiento del volcán Llaima. Incrementos de 10% en las tasas de cristalización marcados en las curvas.....	214
Figura 5.15: δ ¹⁸ O de roca total en función del contenido de SiO ₂ para el volcán Llaima. Además, se indica la composición promedio de basaltos de arco continental (CAB; 6,2±0,7‰) y el “trend” por cristalización fraccionada en sistema cerrado (CF) (Harmon y Hoefs, 1995).....	214
Figura 5.16: Diagrama de correlación ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd <i>versus</i> ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr, mostrando los campos de los volcanes Villarrica y Llaima, junto con los principales reservorios mantélicos oceánicos de Zindler y Hart (1986). DM = manto deprimido; BSE = “bulk silicate Earth” (manto primitivo homogéneo); EMI = manto enriquecido; HIMU = manto con alto U/Pb; PREMA = composición mantélica prevalente. El “mantle array” está definido por basaltos oceánicos.....	216
Figura 5.17: ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd <i>versus</i> ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (razones medidas) para los volcanes Villarrica y Llaima, mostrando campo de rocas intrusivas terciarias del basamento de la zona (en gris; Lucassen <i>et al.</i> , 2004). Granito, tonalita y diorita son fragmentos plutónicos de este estudio. FP=flujo piroclástico.....	217

Figura 5.18: Variación de $\delta^{18}\text{O}$ durante los procesos de cristalización fraccionada (FC) y asimilación-cristalización fraccionada (AFC). Fase asimilada corresponde a biotita con $\delta^{18}\text{O}=1,7\text{‰}$. R es la razón entre la masa cristalizada y la masa asimilada. Porcentajes en curvas corresponden a tasas de asimilación para el respectivo grado de cristalización. a) Generación de material juvenil de la ignimbrita Pucón (55-56% SiO_2) a partir de Chaimilla 1 (53% SiO_2) y fraccionamiento de 81% plagioclasa, 9% olivino, 8% clinopiroxeno y 2% magnetita. b) Modelo de (A)FC para la ignimbrita Curacautín (51-59% SiO_2). Fraccionan plagioclasa (58%), clinopiroxeno (20%), olivino (11%) y magnetita (11%). El campo gris en cada diagrama encierra composiciones dadas por FC de un magma de $\delta^{18}\text{O}=6,9\text{‰}$ (límite superior) y AFC de un magma de $\delta^{18}\text{O}=5,5\text{‰}$ y $R=3$ (límite inferior).....	219
Figura 5.19: K/Rb en función de Rb (ppm) y modelos de cristalización fraccionada (línea continua, FC de plagioclasa+olivino+piroxeno+magnetita) y mezcla (líneas segmentadas). a) volcán Villarrica (magma parental = VR63B) y b) volcán Llaima (magma parental = LL31). Procesos de AFC con granitoides producirían curvas entre la recta de FC y de BMG (“bulk mixing with granitoides”) generando “trends” similares a los de mezcla simple entre materiales volcánicos (e.g., VR63B+riolita en a); grupo básico de IC + riolita en b)). P1 y P2 son, respectivamente las unidades inferior y superior de la ignimbrita Pucón; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.....	221
Figura 5.20: $(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{ol}}$ versus $(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{RT}}$ para olivinos magnesianos de la ignimbrita Licán (Fe^{2+} es Fe total). El campo sombreado corresponde a coeficientes de distribución de la literatura. Los olivinos estarían en equilibrio en un magma con una razón $(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})$ entre 0,6 y 0,7 (flechas rojas).....	222
Figura 5.21: Tests de mezcla simple, según Fourcade y Allègre (1981), para generar la composición promedio de la ignimbrita Licán. a) Mezcla entre basalto (VR63B) y domo dacítico (G2A) y b) mezcla entre mismo basalto y una riolita (VR26ob). C_m =composición real de la mezcla; C_A =composición de polo básico; C_B =composición del polo ácido. Áreas en gris corresponden a dominios donde la mezcla no se cumple.....	223
Figura 5.22: Diagramas de variación para la ignimbrita Curacautín (incluyendo vidrios) y la riolita pliniana. También se muestran – sombra gris – campos de mezclas entre el grupo básico de la ignimbrita y la pómez riolítica.....	225
Figura 5.23: Tests de mezcla simple (Fourcade y Allègre, 1981) entre el grupo básico de la ignimbrita Curacautín (LL17-4) y la pómez riolítica (LL17H) para generar la composición del grupo ácido de la ignimbrita (LL35-1). a) todos los elementos analizados b) zoom del área marcada en a). C_m =LL35-1; C_A =LL17-4; C_B =LL17H. Áreas en gris corresponden a dominios donde la mezcla no se cumple.....	225
Figura 5.24: Diagramas de variación que muestran composiciones de rocas totales, vidrios y asociaciones minerales (estas últimas determinadas de acuerdo a información en la Tabla 5.12).....	227
Figura 5.25: Diagramas de variación comparativos entre los volcanes Villarrica y Llaima.....	231
Figura 5.26: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en función de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Datos de este estudio en comparación con campos que engloban antecedentes de la literatura (Villarrica: 6 datos de Hickey <i>et al.</i> , 1989; Llaima: 1 análisis de Tormey <i>et al.</i> , 1991; 2 datos de Hickey <i>et al.</i> , 1986).....	232
Figura D.1: Tetraedro de Yoder y Tilley (1962) para la clasificación de rocas basálticas. Los minerales normativos (en cursiva) definen el grado de saturación. Fases minerales reales se dan entre paréntesis. En este estudio se utiliza la proyección desde el polo de la plagioclasa hacia el plano clinopiroxeno-olivino-cuarzo (ver Figura D.2).....	308
Figura D.2: Proyecciones pseudos-ternarias de límites de saturación múltiple, a lo largo de los cuales coexisten olivino, piroxeno y plagioclasa. Además, se muestran los cambios provocados por el aumento de la presión parcial de agua. El límite a 2 kbar (saturado en agua) es de Sisson y Grove (1993a), mientras que el con $p\text{H}_2\text{O}=0,7\text{p}$ es de Spulber y Rutherford (1983). Los cotéticos de ol+aug+pl y opx+aug+pl a 1 bar para magmas de alto Al_2O_3 provienen de Baker <i>et al.</i> (1994). Figura modificada de Sisson y Grove (1993a).....	309

INDICE DE TABLAS

Tabla 2.1: Dataciones ^{14}C de la ignimbrita Licán.....	37
Tabla 2.2: Dataciones ^{14}C de la ignimbrita Pucón. La fila sombreada corresponde a una muestra no considerada ni en la calibración ni en el promedio de la edad.....	44
Tabla 2.3: Dataciones ^{14}C de la ignimbrita Curacautín y secuencias de depósitos posteriores (hasta ~ 7 ka). La muestra LL24A (en gris) no fue considerada ni en la calibración ni en el promedio de la edad de la ignimbrita.....	51
Tabla 3.1: Condiciones analíticas para las mediciones de minerales y vidrio por microsonda electrónica. El tiempo de conteo para cada elemento se indica como subíndice (en segundos). Además, se entregan los estándares naturales o artificiales utilizados para la calibración de cada elemento (entre paréntesis). ATHO y VG2 son estándares de vidrio.....	55
Tabla 3.2: Errores relativos (en %) del análisis de las principales fases minerales y vidrios.....	56
Tabla 3.3: Límites de detección (en ppm) en la microsonda electrónica bajo las condiciones analíticas dadas en la Tabla 3.1.....	56
Tabla 3.4: Principales características petrográficas de los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Licán (IL) estudiados. F=fenocristales; Pf=porfírico; Mf=masa fundamental.....	60
Tabla 3.5: Principales características mineralógicas de los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Licán (IL) estudiados. Pf=porfírico; F=fenocristales; M=microlitos; Mf=masa fundamental; s.z.=sin zonación observada; z.n.=zonación normal; z.i.=zonación inversa; z.os.=zonación oscilatoria; n.o. = no observado.....	61
Tabla 3.6: Temperaturas calculadas en depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Licán.....	73
Tabla 3.7: Temperaturas y fugacidades de O_2 calculadas con parejas de magnetita e ilmenita del domo dacítico.....	75
Tabla 3.8: Composición de una inclusión de cromita en olivino en la ignimbrita Licán y de líquidos y espinelas cromíferas experimentales de Maurel y Maurel (1982).....	76
Tabla 3.9: Contenidos de agua en los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Licán. PI-RT se refiere a cálculos realizados entre centros de fenocristales de plagioclasa y la roca total.....	78
Tabla 3.10: Principales características petrográficas de los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Pucón (IP) estudiados. FP=flujo piroclástico, OP=oleada piroclástica, Pf=porfírico, Mf=masa fundamental, fragmentos PVDP=fragmentos poco vesiculares con disyunción prismática.....	82
Tabla 3.11: Principales características mineralógicas de los depósitos a) pre-, b) syn- y c) post-ignimbrita Pucón estudiados. Pf=porfírico; F=fenocristales; M=microlitos; Mf=masa fundamental; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; s.z.=sin zonación observada; z.n.=zonación normal; z.i.=zonación inversa; z.os.=zonación oscilatoria; n.o.= no observado; n.d.=no determinado.....	83- 85
Tabla 3.12: Principales características petrográficas de clastos plutónicos dispersos en unidad superior de la ignimbrita Pucón.....	96
Tabla 3.13: Temperaturas calculadas en los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Pucón.....	101
Tabla 3.14: Contenidos de agua en los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Pucón. PI-RT se refiere a cálculos realizados entre centros de fenocristales de plagioclasa y la roca total, pl-Mf corresponde al equilibrio entre microfenocristales o bordes de fenocristales y el vidrio de la masa fundamental. T = temperatura.....	106
Tabla 3.15: Principales características petrográficas de los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Curacautín (IC). Pf = porfírico, Mf = masa fundamental.....	114
Tabla 3.16: Principales características mineralógicas de los depósitos pre-, syn- y post- ignimbrita Curacautín (IC). Pf=porfírico; F=fenocristales; M=microlitos; s.z.=sin zonación observada; z.n.=zonación normal; z.i.=zonación inversa; z.os.=zonación oscilatoria; n.o.=no observado.....	115- 116
Tabla 3.17: Temperaturas calculadas en los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Curacautín (IC).....	130
Tabla 3.18: Contenidos de agua. PI-Mf se refiere a cálculos realizados entre microfenocristales o bordes de fenocristales de plagioclasa y vidrio, mientras que pl-RT corresponde al equilibrio entre centros de fenocristales y la roca total.....	134
Tabla 4.1: Estándares de isótopos de hidrógeno.....	148
Tabla 4.2: Razones isotópicas de Sr, Nd, O y H de muestras de la región del volcán Villarrica.....	163
Tabla 4.3: Razones isotópicas de Sr, Nd, O y H de muestras del volcán Llaima.....	186
Tabla 5.1: Rangos de coeficientes de distribución utilizados en el modelamiento geoquímico, extraídos de http://earthref.org/GERM/ para composiciones básicas a intermedias. Valores en cursiva son de Hidalgo (2006) y los valores entre paréntesis son los utilizados en el cálculo de trayectorias de cristalización.....	197
Tabla 5.2: Balance de masa de elementos mayores para la serie Pucón. f=fracción de líquido residual.....	199

Tabla 5.3: Composiciones de elementos trazas para la generación de a) el material juvenil de P1 a partir de Chaimilla 1, b) uno de los fragmentos PVDP (poco vesicular con disyunción prismática) de P1, a partir del material juvenil de la misma unidad y c) uno de los fragmentos PVDP de P2 a partir del material juvenil de la misma unidad. También se entregan las composiciones teóricas calculadas con coeficientes globales mínimos y máximos, empleando los resultados del balance de masa de los elementos mayores de la Tabla 5.2.....	200
Tabla 5.4: Composiciones de rocas padres e hijos y de minerales fraccionados utilizadas en el modelo de cristalización fraccionada de la serie Curacautín.....	205
Tabla 5.5: Resultados de los balances de masa en la serie Curacautín.....	205
Tabla 5.6: Composiciones de elementos trazas para la generación del material juvenil de la ignimbrita Curacautín. Letras a-c de acuerdo a empleados en tablas 5.4 y 5.5. Se entregan las composiciones líquidas teóricas calculadas con coeficientes globales mínimos y máximos, empleando los resultados del balance de masa de los elementos mayores de la Tabla 5.5.....	206
Tabla 5.7: Composiciones de rocas padres e hijos y de minerales fraccionados utilizadas en el modelo de cristalización fraccionada del volcán Llaima.....	209
Tabla 5.8: Resultados de los balances de masa en el volcán Llaima.....	209
Tabla 5.9: Composiciones de elementos trazas: i) generación de la escoria andesítica (LL171), perteneciente al depósito pliniano, a partir de una colada de lava del cono principal (LL30-1); ii) reproducción de la pómez riodacítica (LL171) a partir de la andesita anterior, iii) generación de la lava ancestral a partir de LL30-1. Letras i-iii de acuerdo a empleados en tablas 5.7 y 5.8. Se entregan composiciones reales y composiciones de líquidos, calculadas con coeficientes globales mínimos y máximos, empleando los resultados del balance de masa de los elementos mayores de la Tabla 5.7.....	210
Tabla 5.10: Razones isotópicas actuales de Sr, Nd y O de rocas plutónicas del basamento en la región de los volcanes Villarrica y Llaima.....	218
Tabla 5.11: Generación de la composición promedio del vidrio del grupo básico a partir de la roca total LL17-4. Fraccionan minerales presentes en la roca.....	226
Tabla 5.12: Proporciones mineralógicas (porcentaje en volumen) utilizadas para determinar la composición de los cristales de la Figura 5.24. Entre paréntesis se indican características composicionales de cada fase mineral.....	227
Tabla 5.13: Test de mezcla (algoritmo de Stormer y Nicholls, 1978) entre líquidos (vidrio) y cristales (Tabla 5.12) para generar rocas totales.....	227
Tabla D.1: Coeficientes de regresión para la estimación de la razón Fe_2O_3/FeO según Kilinc <i>et al.</i> (1983).....	306

Capítulo 1

INTRODUCCION Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.1 Terminología

Corrientes piroclásticas de densidad (“*pyroclastic density currents*”, **PDC**) son mezclas de partículas volcánicas calientes y gas (con o sin agua libre) que se mueven a lo largo del piso bajo la influencia de la gravedad (e.g., Carey, 1991; Druitt, 1998). Se reconocen dos tipos de depósitos que corresponden a dinamismos eruptivos extremos:

a) **Flujos piroclásticos**: son dispersiones de alta concentración que se mueven por una combinación de mecanismos, entre ellos, contacto de partículas, soporte por fluidización (proceso a través del cual una capa de partículas sólidas puede adquirir las propiedades reológicas de un fluido y moverse bajo la influencia de la gravedad), soporte por la matriz, presión dispersiva y flotabilidad (Wilson y Houghton, 2000). La turbulencia puede o no estar presente, pero no es el mecanismo predominante de soporte de partículas. Un fuerte control topográfico y, por consecuencia, una concentración en los valles es una característica esencial de los flujos cuyos depósitos son pobremente seleccionados y macizos (e.g., Carey, 1991). La mayoría de éstos comprenden varias unidades, emplazadas durante el transcurso de una misma erupción (Sparks *et al.*, 1973; Sparks, 1976), correspondiendo cada una de ellas a un único flujo (Figura 1.1) Los flujos piroclásticos se pueden formar por el colapso gravitacional de domos de lava (originando *flujos de bloque y ceniza*, Monte Pelée en 1929; Figura 1.2) o de columnas eruptivas (Soufrière en 1902). Estos últimos comprenden los *flujos de ceniza, de pómez y de escoria* (Figura 1.2). Columnas eruptivas de baja altura pueden rebalsar (“boiling over”) y también generar flujos piroclásticos.

b) **Oleadas piroclásticas**: son dispersiones de baja concentración que se mueven de forma turbulenta; generando depósitos con estratificación planar, ondulada y cruzada y dunas. Las partículas más gruesas se mueven por saltación y rotación en un nivel basal de tracción (e.g., Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Carey, 1991). Las oleadas piroclásticas se originan comúnmente durante erupciones freatomagmáticas (“base surge”), por explosiones (“blasts”) laterales o acompañando erupciones de ignimbritas (“ground surge” y “ash-cloud surges”, Figura 1.1; ver definición de *ignimbrita* más adelante). Debido a su carácter expandido, los depósitos de oleada cubren la topografía como un manto y se distribuyen en forma radial alrededor del centro de emisión.

Existe, probablemente, una transición completa entre los miembros extremos de PDC (e.g., Druitt, 1998).

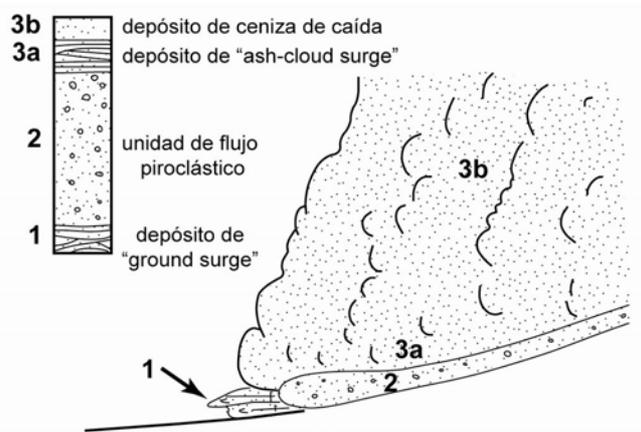


Figura 1.1: Diagrama esquemático que muestra la estructura y los depósitos idealizados de un flujo piroclástico (tomado de Cas y Wright, 1987).

El término *ignimbrita* se ha definido de distintas maneras, pero la mayoría de las definiciones más recientes coinciden en que corresponde a grandes depósitos de PDC pumíceos y ricos en ceniza, soldados o no soldados (e.g., Freundt *et al.*, 2000). Generalmente, ignimbritas contienen material juvenil de composición relativamente silíceo (dacítica a riolítica), pero el término también ha sido empleado para describir depósitos andesíticos a basálticos. Ejemplos de estos últimos existen en el volcán Colli Albani en Italia (e.g., Giordano *et al.*, 2006), volcán Masaya en Nicaragua (e.g., Williams, 1983), volcán Tambora en Indonesia (e.g., Sigurdsson y Carey, 1989), volcanes Tanna, Ambrym y Santa Maria en el arco de Nuevas Hébridias (Robin *et al.*, 1993, 1994, 1995), caldera Tejedá de Gran Canaria (Freundt y Schmincke, 1995) y volcanes Villarrica y Llaima en Chile (Moreno, 1993; Clavero y Moreno, 1994; Naranjo y Moreno, 1991) (Figura 1.3). Dado que los depósitos de las erupciones Curacautín (volcán Llaima), Licán y Pucón (volcán Villarrica) son el objetivo de este trabajo, se mantiene su denominación de *ignimbritas*, introducida por los autores que las definieron (Naranjo y Moreno, 1991; Moreno, 1993). Por lo tanto, en este trabajo se hablará de *ignimbrita* refiriéndose a PDCs de gran volumen ($\geq 1 \text{ km}^3$), independiente de la composición de su material juvenil. Los volúmenes de flujos piroclásticos se expresan tanto en equivalente de roca densa ("Dense Rock Equivalent", DRE) como no-DRE.

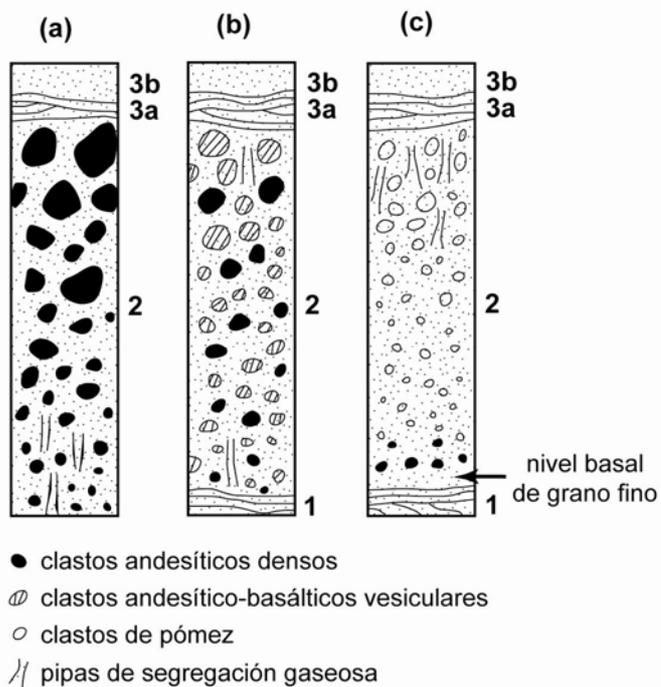


Figura 1.2: Tipos de clastos, relaciones estratigráficas y gradación de clastos en depósitos de flujos de bloque y ceniza (a), depósitos de flujos de escoria (b) y depósitos de flujo de pómez (c) (Cas y Wright, 1987).

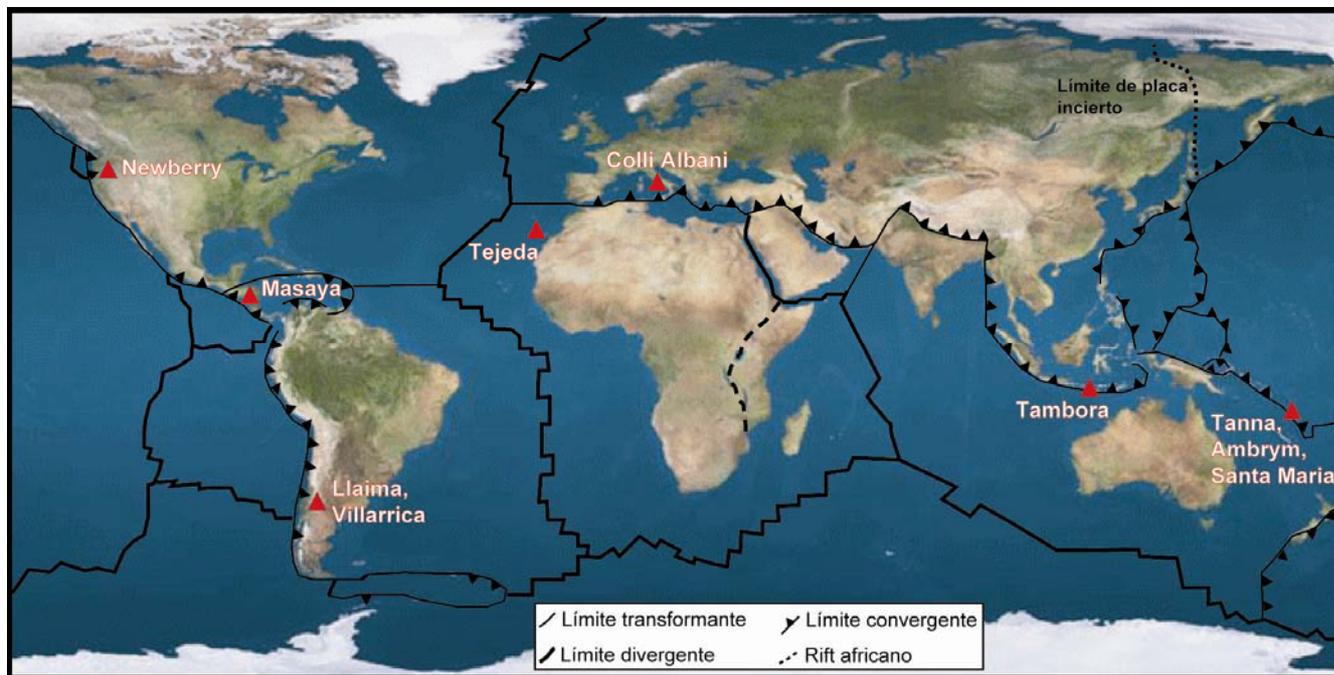


Figura 1.3: Ejemplos de volcanes con ignimbritas poco diferenciadas (composición basáltica a andesítica).

1.2 Planteamiento del problema a estudiar

1.2.1 Un fenómeno poco común

Generalmente, se asocia una actividad volcánica explosiva importante con magmas diferenciados, ricos en volátiles. Ignimbritas voluminosas, relacionadas con magmas dacíticos o riolíticos, almacenados en reservorios de poca profundidad, pueden generar grandes calderas continentales (e.g., La Pacana, Chile, hace 4-5 Ma; Lindsay *et al.*, 2001) o calderas en volcanes explosivos (e.g., Krakatoa, Indonesia en 1883; Sigurdsson *et al.*, 1991).

Flujos piroclásticos menos diferenciados (andesíticos) ocurren en volcanes andesíticos (e.g., Benzymianny, Kamchatka, Rusia en 1997), pero involucran, generalmente, menores volúmenes de magma. Flujos piroclásticos basálticos y andesítico-basálticos de dimensiones relativamente pequeñas son poco comunes; por ejemplo, durante los últimos 50 años, algunos han sido observados durante erupciones de tipo vulcaniano (Williams y Curtis, 1964; Moore y Nelson, 1969; Corpuz, 1985; Cruz *et al.*, 1985; Johnson *et al.*, 1972; Davies *et al.*, 1978; Nairn y Self, 1978; Cole *et al.*, 2005). Recientemente, el término de *depósitos de flujo de bombas y ceniza* ha sido introducido para describir depósitos de volumen relativamente pequeño de flujos piroclásticos basálticos en distintos volcanes basálticos a andesítico-basálticos de Japón (e.g., Miyabuchi *et al.*, 2006). La interacción magma-agua explicaría la explosividad de esas erupciones.

Erupciones de gran magnitud, generadoras de ignimbritas máficas, asociadas, en la mayoría de los casos, a la formación de estructuras caldéricas, existen también en volcanes de composición basáltica y andesítico-basáltica. Sin embargo, estos últimos eventos son escasos en comparación con el número de erupciones explosivas de magmas ricos en SiO₂ (Figura 1.3):

a) Taylor (1969, 1981) describe un depósito de flujo de ceniza soldado, de composición andesítico-basáltica y edad pliocena, en la cadena de las Cascadias occidentales (EE.UU.), de hasta 15 m de espesor y 12 km de extensión.

b) Hace 2.500 años, el volcán Masaya (Nicaragua) generó una ignimbrita basáltica de 8 km³ de volumen, con formación de una caldera (Williams, 1983).

c) La erupción del volcán Newberry (Oregon, EE.UU.) hace unos 0,3 a 0,5 Ma habría originado un flujo piroclástico andesítico-basáltico macizo, no soldado y de hasta 35 m de espesor

(MacLeod y Sherrod, 1988).

d) La erupción del Tambora (Indonesia) en 1815, la mayor de nuestra era, involucró ~ 33 km³ de magma de composición traquiandesítica (54-57% SiO₂; Foden, 1986; Sigurdsson y Carey, 1989; Thomas *et al.*, 2006), generando numerosos flujos piroclásticos y secuencias de caída voluminosas. Previo a este evento, el volcán había estado sin actividad durante 5.000 años. Foden (1986) sugiere que esta erupción fue el resultado del enfriamiento gradual de un magma hidratado en una cámara magmática cerrada, a profundidades entre 1,5 y 4,5 km. El enfriamiento y la cristalización del magma produjeron la exsolución de una fase fluida acuosa (proceso de segunda ebullición; Burnham, 1979a, b), generando una sobrepresión de 4-5 kbar. Esto habría provocado el debilitamiento del techo de la cámara y del tapón que cerraba el conducto del volcán, gatillando la erupción. Este modelo fue criticado duramente por Self y Wolff (1987), por lo que Foden (1987) admite un error en la estimación de la profundidad de la cámara magmática. Esta debe encontrarse a 15 km o más de profundidad, de tal manera que la presión de agua (5 kbar) corresponde, principalmente, a la presión litostática.

Por otro lado, Sigurdsson y Carey (1989) destacan la ocurrencia de un evento freatomagmático precursor de la gran erupción catastrófica, por lo que también podría haber un componente de agua externa en el gatillo de la erupción.

Recientemente, Thomas *et al.* (2006) sugieren que magmas basálticos, parentales del magma traquiandesítico, se habrían originado por pequeños grados de fusión parcial de un manto tipo MORB, enriquecido en elementos móviles, provenientes de la corteza oceánica y de sedimentos subducidos. Los magmas primarios, inyectados en la corteza inferior del arco, evolucionaron por cristalización para generar un magma de composición traquiandesítica que ascendió rápidamente hacia niveles corticales menos profundos, acumulándose en reservorios a ~3-4 km bajo la superficie.

e) Diversos depósitos ignimbríticos de composición poco diferenciada se han descrito en el arco de Nuevas Hébrides (Oceanía), entre ellos los volcanes de Tanna, Ambrym y Santa Maria (Robin *et al.*, 1993, 1994, 1995). Los trabajos indican la existencia de cámaras magmáticas zonadas, de composición basáltica a andesítica, que son vaciadas gracias a la explosividad provocada por el fenómeno de hidromagmatismo.

f) Ignimbritas máficas asociadas a otras más diferenciadas, descritas en la caldera Tejada (14,1 Ma; Gran Canaria), han sido explicadas por la mezcla de magmas riolítico, traquítico y basáltico en una cámara vertical- y lateralmente zonada (Freundt y Schmincke, 1992). Una unidad basal de composición riolítica-traquítica (16 km³ en volumen no-DRE) precede a otra central de

composición mixta (riolítica y basáltica; 4 km³), sobre la cual se dispone una ignimbrita superior de composición basáltica (con leve contaminación riolítica; 26 km³). La unidad superior ha sido subdividida, a su vez, en tres unidades estructurales por Freundt y Schmincke (1995):

- I) una ignimbrita basáltica soldada que forma 95% en volumen de la unidad superior
- II) niveles ricos en bombas y bloques, macizos y poco consolidados que han sido interpretados como depósitos de flujos piroclásticos freatomagmáticos por los autores mencionados y
- III) depósitos de material piroclástico basáltico retrabajado.

El gran volumen de la unidad superior basáltica (26 km³ en comparación con los 16 km³ de la secuencia más diferenciada) y tasas de descarga magmática extremadamente altas son características poco comunes para erupciones basálticas y sólo pueden explicarse si el emplazamiento y la erupción del magma basáltico son similares a los de magmas más diferenciados.

g) El volcán Colli Albani forma parte del arco volcánico peri-Tyrrheniano de Italia. Se trata de un complejo caldérico, de edad pleistocena media y de afinidad alcalina de alto K. El estilo eruptivo en este centro volcánico es explosivo, a pesar de la composición máfica de sus magmas (< 50% en peso de SiO₂). Diversas unidades de ignimbritas han sido descritas y relacionadas con estructuras caldéricas (Giordano *et al.*, 2006). Los depósitos ignimbríticos presentan, en general, abundante lapilli acrecionario, alta proporción de ceniza fina y ceolitización de la matriz de ceniza, características macroscópicas que son interpretadas como evidencias de freatomagmatismo. Además, observaciones al microscopio electrónico de barrido muestran que la alta explosividad de las erupciones no se debe a la exsolución de volátiles, dado que ésta habría sido frenada por la interacción con agua.

En síntesis, las principales hipótesis que explican la ocurrencia de ignimbritas relativamente básicas son:

- La interacción entre magma y agua meteórica es un proceso clave para explicar grandes erupciones explosivas de magmas básicos, con generación de ignimbritas.
- Previo o sobreimpuesto a este fenómeno puede actuar el proceso de diferenciación, produciendo volúmenes relativamente pequeños de magma evolucionado en comparación con la mayor proporción de magma más básico.
- Ignimbritas máficas pueden representar la fase final en la evolución de una cámara magmática zonada, de composición intermedia a félsica, que es recargada con magma basáltico caliente.
- El proceso de segunda ebullición, consecuencia del enfriamiento y cristalización de fases anhidras en una cámara magmática poco diferenciada, produce la exsolución de una fase fluida acuosa que genera una sobrepresión importante.

1.2.2 Las ignimbritas “básicas” de los volcanes Villarrica y Llaima (Zona Volcánica Sur de los Andes)

En Chile, los volcanes Llaima (38°45'S, 71°40'W) y Villarrica (39°25'S, 71°50'W) (Figura 1.3) muestran una actividad piroclástica importante, a pesar de la composición poco diferenciada de sus magmas. Ambos volcanes presentan una historia tardi- y postglacial con actividad explosiva recurrente, alternada con eventos menos violentos, siendo las ignimbritas Licán y Pucón las de mayor envergadura del Villarrica (Moreno, 1993; Clavero y Moreno, 1994) y la ignimbrita Curacautín la más importante del Llaima (Naranjo y Moreno, 1991). A continuación se resume el estado de conocimiento previo a este estudio para cada una de ellas.

a) Ignimbrita Licán (volcán Villarrica)

Se trata de una serie de extensos depósitos piroclásticos de flujo, oleada y caída que sería el producto de una erupción catastrófica ocurrida hace unos 13.850 años A.P.* (Moreno y Clavero, 2006), edad que coincide con el comienzo del período Tardiglacial en la región (14.600-10.200 años A.P.; Denton *et al.*, 1999). El volumen del depósito ha sido estimado en 10 km³ (no-DRE), cubriendo una superficie de más de 1.000 km² y llegando a más de 40 km del volcán. La composición de sus componentes juveniles varía entre andesítico-basáltica a andesítica (55-58% SiO₂). No hay evidencia de estos depósitos a altitudes menores de 850 m s.n.m., coincidiendo con un cambio en la pendiente de los flancos del volcán, disminuyendo así la energía del flujo y permitiendo el comienzo de su depositación (Clavero, 1996).

La ignimbrita Licán está constituida por un nivel basal de depósitos escoriáceos de caída, seguido por, al menos, tres unidades de flujo. Depósitos de oleada piroclástica ocurren tanto en la parte inferior (“ground surge”) como superior (“ash-cloud surges”) de la secuencia. Hacia el techo de la ignimbrita se observa el desarrollo de depósitos de retrabajo. Un mecanismo eruptivo que involucra tanto una componente magmática como la participación de agua (ya sea contenida originalmente en el magma o proveniente del deshielo de los glaciares) ha sido propuesto por Clavero (1996). El agua externa habría jugado un rol importante en el gatillo del evento. Al comienzo de la erupción se habría formado una columna eruptiva subpliniana, cuyo colapso originó voluminosos flujos piroclásticos. La evacuación de la cámara magmática indujo el colapso de parte del edificio volcánico, dejando una caldera de 4 x 6 km de dimensiones.

* edad no calibrada, en años antes del presente (A.P.), con el año 1950 d.C. como presente (ver 2.3.1).

b) Ignimbrita Pucón (volcán Villarrica)

Está formada por una serie de depósitos piroclásticos de flujo, oleada y caída que son el producto de un gran evento ocurrido ~3.700 años A.P. (Moreno, 1993; Moreno *et al.*, 1994a). Su volumen no-DRE ha sido estimado en 3 y 5 km³, cubriendo una superficie de más de 500 km² (Clavero, 1996; Silva *et al.*, 2005). El material juvenil es de composición andesítico-basáltica. Según Clavero (1996), el depósito está constituido por un delgado nivel basal de caída inicial y, al menos, cuatro unidades de flujo, las cuales, dependiendo de sus características principales, han sido denominadas unidad juvenil, lítica, maciza y de oleada piroclástica. Cada unidad está compuesta por subunidades de flujo individuales.

Estudios más recientes (Silva *et al.*, 2004, 2005) distinguen dos unidades (P1 y P2) en la ignimbrita Pucón, de acuerdo a la presencia o no de granitoides del basamento. P1 (unidad inferior) es de distribución relativamente restringida, representando un 20% del volumen total de la ignimbrita. P2 tiene una distribución radial alrededor del volcán y contiene granitoides del basamento, tanto como fragmentos líticos como inclusiones en las escorias. A su vez, cada unidad está formada por depósitos de PDC con variaciones texturales y composicionales significativas en la vertical y ha sido subdividida en varias subunidades, consistiendo cada una en una o más capas. Silva *et al.* (2004, 2005) sugieren, además, que la presencia de fragmentos de granitoides coincidiría con el posible colapso de la estructura caldérica asociada a esta erupción (de 2,2 km de diámetro y localizado 450 m bajo la cumbre actual).

Con respecto a las causas de la erupción, Clavero (1996) propone que una cámara, con magma de composición andesítico-basáltica, habría sido intruida por magma basáltico, lo que habría provocado el sobrecalentamiento del magma de menor temperatura, desestabilizando el sistema. En superficie, fluidos provenientes de la fusión del casquete glaciar habrían interferido con el material eyectado, formándose una columna eruptiva de altura relativamente baja, tipo “boil over”. La evacuación de un volumen considerable de magma desde la cámara magmática habría producido el colapso de parte del edificio, generando la pequeña caldera.

En base a estudios isotópicos de O, McCurry y Schmidt (2001) y McCurry *et al.* (2004) proponen que las composiciones bimodales de plagioclasa, que Clavero (1996) utilizó como uno de los argumentos para la mezcla de magmas, son más bien el producto de contenidos variables de agua en los magmas de fuente. Además, dudan del origen meteórico del agua involucrada en el desencadenamiento de la erupción, argumentando que si fuera así, el contenido de material xenolítico debería ser mayor en las secuencias basales de la ignimbrita. Ellos sugieren que el agua, cuyo contenido alcanzaría hasta 6% en peso en la parte superior de la cámara, provendría de la deshidratación de fragmentos de roca caja plutónica por “stopping” (incluyendo agua connata y posiblemente también meteórica) y la transferencia difusiva de agua desde un magma más profundo en convección. En este modelo, la erupción de la ignimbrita

Pucón habría ocurrido cuando la presión hidrostática superó la presión litostática o cuando el magma principal (máfico) entró en contacto con un magma dacítico (encontrado como enclaves magmáticos en el material máfico).

c) Ignimbrita Curacautín (volcán Llaima)

Corresponde a depósitos de flujo de ceniza y escoria (51-59% SiO₂) que cubren un área de 2.200 km², alcanzando distancias de unos 100 km desde el volcán. Su volumen ha sido estimado en 24 km³ (no-DRE) y, al igual que la ignimbrita Licán, se habría emplazado durante el Tardiglacial, entre 12.760±130 y 13.460±400 años A.P., mediante erupciones catastróficas que dejaron una caldera de 6 x 8 km de diámetro, estructura que estaría cubierta en la actualidad por productos más recientes, provenientes del cono principal del volcán Llaima (Naranjo y Moreno, 1991).

1.3 Objetivos de la tesis

1.3.1 Objetivo general

Determinar las condicionantes magmáticas y exógenas de las erupciones explosivas, de composición basáltica a andesítica, que generaron las ignimbritas Licán, Pucón y Curacautín.

Se intentará dar respuestas a las siguientes interrogantes:

- ¿Qué procesos magmáticos (e.g., mezcla de magmas, fraccionamiento convectivo, recarga magmática) favorecieron estas erupciones violentas?
- ¿Cuál es el significado de la presencia de xenolitos graníticos en los depósitos?

1.3.2 Objetivos específicos

1. Precisar la estratigrafía de los flujos ignimbríticos.
2. Caracterizar su litología, mineralogía y composición química.
3. Establecer variaciones temporales en la litología, composición química y mineralogía de los productos precursores e inmediatamente posteriores a las ignimbritas estudiadas.
4. Determinar la naturaleza de los fluidos que intervinieron en la formación de las ignimbritas estudiadas.
5. Determinar el rol jugado, en las erupciones de las ignimbritas estudiadas, por:

- a) los procesos magmáticos como el fraccionamiento convectivo, mezcla de magmas y asimilación de material extraño,
- b) los fluidos de distinta naturaleza que habrían participado,
- c) la desgasificación de los magmas.

1.4 Hipótesis de trabajo

Generalmente, magmas derivados del manto evolucionan, durante su ascenso y almacenamiento en cámaras magmáticas, a través de procesos como cristalización fraccionada y mezcla de magmas, además de la asimilación de material cortical extraño. La mezcla de magmas entre un componente magmático diferenciado y otro más primitivo es un mecanismo que podría explicar la alta explosividad de las erupciones ignimbríticas. El contacto entre un magma máfico caliente y un magma félsico relativamente frío produce la transferencia de calor desde el magma menos diferenciado al más diferenciado, induciendo la cristalización en el magma básico. Esto puede provocar la exsolución de volátiles en el magma básico residual, aumentando la presión de fluidos en la cámara magmática. Por otro lado, el sobrecalentamiento del magma ácido también puede causar la exsolución de sus volátiles (a mayor temperatura, menor solubilidad de agua en el magma). Ambos procesos pueden llevar a erupciones explosivas. El contacto entre magma máfico y félsico se puede producir ya sea por auto-mezcla en una cámara magmática en convección o a través de la recarga del reservorio, que contiene magma relativamente diferenciado, con uno más primitivo.

Fluidos de distinta naturaleza podrían aumentar el grado de explosividad de las erupciones.

Estos fluidos podrían provenir de:

1. la corteza oceánica que subducta.
2. la asimilación de fases hidratadas y ricas en volátiles (biotitas, anfíboles, apatito) que ocurren en rocas plutónicas pertenecientes al basamento de los volcanes.
3. la infiltración de agua meteórica (durante el retiro de los casquetes glaciares de la última glaciación).
4. su exsolución durante el fraccionamiento convectivo.

1.5 Metodologías

Varias campañas de terreno, sumando en total dos meses de trabajo aproximadamente, permitieron precisar la estratigrafía de los flujos ignimbríticos y estudiar los productos precursores e inmediatamente posteriores a ellos. El trabajo incluyó el muestreo de los distintos depósitos y la recolección de restos vegetales carbonizados para datación de niveles claves por ^{14}C . Para evitar la contaminación, el carbón se recolectó utilizando herramientas metálicas y papel de aluminio. La preparación, tratamiento y datación de los restos vegetales carbonizados fueron efectuados por el “Centrum voor Isotopen Onderzoek, Rijksuniversiteit Groningen”, de los Países Bajos.

Con el fin de caracterizar la litología, mineralogía y composición química de los materiales eruptados durante las tres erupciones ignimbríticas y de los productos precursores e inmediatamente posteriores, se confeccionaron cortes transparentes de las muestras tomadas, las cuales se estudiaron bajo microscopio polarizante. La química mineral de una selección de muestras fue analizada por microsonda electrónica (CAMECA SX 100, Laboratorio “Magmas et Volcans”, Universidad Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Francia). Además, se prepararon polvos para análisis de roca total (elementos mayores y trazas, con Tierras Raras) que fueron analizados por ICP-AES en el Laboratorio de Petrología de la Universidad de Bretaña Occidental, Brest, Francia.

Los estudios isotópicos de O y H son claves para determinar la naturaleza y el rol que juegan los fluidos en la generación y evolución de los magmas ignimbríticos. Los análisis, tanto en roca total como en separados de minerales, se realizaron en el Departamento de Geología-Petrología-Geoquímica, Universidad Jean Monnet, Saint Etienne, Francia. El acoplamiento de estos dos métodos permite una evaluación de las interacciones fluido-roca y la determinación de los orígenes de los fluidos (agua meteórica y/o connata adicionadas al magma, o magmas primarios ricos en volátiles).

La caracterización de las fuentes magmáticas y la evaluación del rol de procesos tales como la cristalización fraccionada, mezcla de magmas y asimilación de material de la corteza continental se efectuó mediante la caracterización petrográfica, los análisis químicos de roca total, estudios de química mineral, análisis de isótopos radiogénicos de Sr y Nd (Laboratorio “Magmas et Volcans”, Universidad Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Francia) y de isótopos estables de O (Departamento de Geología-Petrología-Geoquímica, Universidad Jean Monnet, Saint Etienne, Francia).

Capítulo 2

GEOLOGIA Y ESTRATIGRAFIA

2.1. Marco geodinámico de la Zona Volcánica Sur de los Andes

El volcanismo andino es uno de los resultados de la subducción de la placa oceánica de Nazca (y la placa Antártica en el extremo sur) bajo la placa continental Sudamericana (Figura 2.1). La cadena volcánica está compuesta por cuatro segmentos - cada uno de 600 a 1.200 km de longitud – con volcanismo activo (Thorpe, 1984). Entre estos segmentos, las zonas sin actividad volcánica han sido relacionadas a variaciones en la geometría de la subducción de la placa de Nazca (Barazangi y Isacks, 1976) y los límites de estas zonas corresponden a la subducción de dorsales asísmicas y activas (Pilger, 1981, 1984; von Huene *et al.*, 1997; Yañez *et al.*, 2001, 2002). Las cuatro zonas de volcanismo activo en los Andes son (Figura 2.1):

1. La Zona Volcánica Norte (NVZ = “Northern Volcanic Zone”) que comprende los volcanes activos de Colombia y Ecuador, entre las latitudes 5°N y 2°S.
2. La Zona Volcánica Central (CVZ = “Central Volcanic Zone”) que incluye los Andes del sur del Perú, Bolivia y Norte de Chile, desde los 16°S hasta los 28°S.
3. La Zona Volcánica Sur (SVZ = “Southern Volcanic Zone”) que corresponde a los volcanes de Chile central y sur, entre los 33°S y los 46°S.
4. La Zona Volcánica Austral (AVZ = “Austral Volcanic Zone”) que se extiende entre los 48°S y 54°S. Está relacionada con la subducción de la placa Antártica bajo la placa Sudamericana. La placa Antártica está separada de la placa de Nazca por la dorsal de Chile.

La SVZ incluye, por lo menos, 60 edificios volcánicos con actividad histórica y potencialmente activos en Chile y Argentina (Stern, 2004). Su límite norte coincide con la subducción de la dorsal asísmica de Juan Fernández y su extremo sur con la de la dorsal activa de Chile (Figura 2.1). La edad de la placa de Nazca varía entre reciente (justo al norte de la Dorsal de Chile) y 50-60 Ma bajo la parte central de la CVZ. La tasa de convergencia entre las placas Sudamericana y de Nazca ha sido estimada en 7-9 cm/año (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Norambuena *et al.*, 1998; Angermann *et al.*, 1999) con una dirección de convergencia levemente oblicua (~ 22-30° NE) (Jarrard, 1986; Dewey y Lamb, 1992). El ángulo de subducción aumenta desde el norte (~ 20°) hacia el sur (> 25°). Por consecuencia, la distancia entre la fosa y el frente volcánico disminuye desde más de 290 km en el extremo

septentrional hasta menos de 270 km en el extremo meridional. El espesor de la corteza continental se reduce hacia el sur, desde más de 50 km hasta 30-35 km (Stern, 2004 y referencias incluidas).

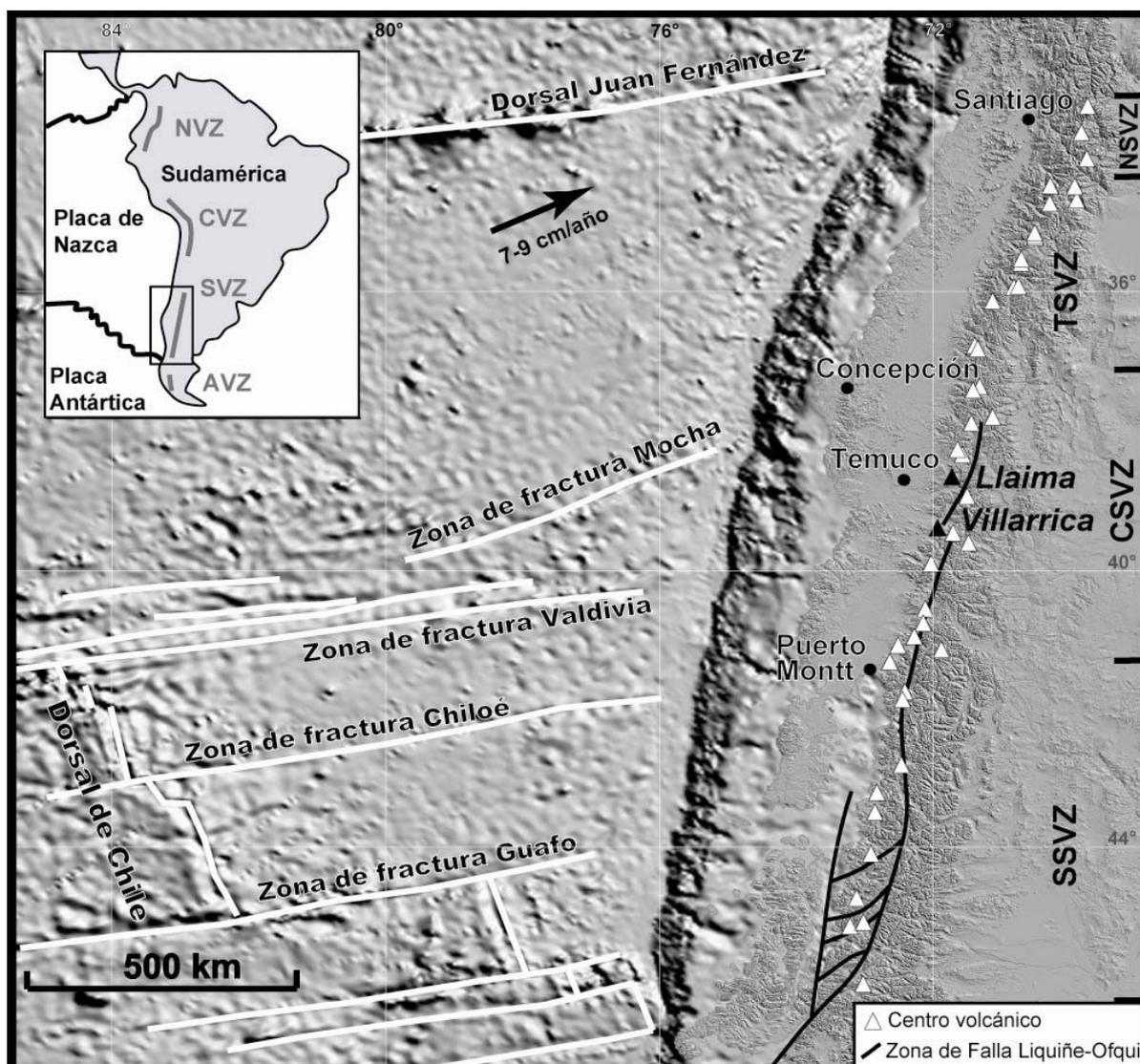


Figura 2.1: Ubicación de los volcanes Llaima y Villarrica en la Zona Volcánica Sur de los Andes (SVZ). Las imágenes de origen son modelos sombreados de elevación digital (SRTM) y Etopo 2 (batimetría). En el cuadro superior izquierdo se muestra la posición de la SVZ con respecto a las zonas volcánicas Norte (NVZ), Central (CVZ) y Austral (AVZ) de los Andes. Los nombres de las zonas de fractura en la placa oceánica de Nazca y de la dorsal de Chile son según Herron (1981) y Tebbens y Cande (1997). La SVZ se subdivide en cuatro zonas: Norte (NSVZ), Transicional (TSVZ), Central (CSVZ) y Sur (SSVZ) (López-Escobar y Moreno, 1994b).

Diferentes esquemas han sido propuestos para agrupar los volcanes de la SVZ en segmentos (Figura 2.2). En este trabajo se sigue la segmentación propuesta por López-Escobar y Moreno

(1994b), quienes, en base a diferencias petrográficas y geoquímicas, han distinguido 4 provincias en la SVZ (figuras 2.1 y 2).

latitud (°S)	López-Escobar (1984)	Futa y Stern (1988)	Tormey et al. (1991)	López-Escobar et al. (1993)	López-Escobar y Moreno (1994b)	Dungan et al. (2001)	latitud (°S)
33	Provincia I	NSVZ	NSVZ	NSVZ	NSVZ	TMS	33
34,5			TSVZ	TSVZ	TSVZ	PTS	34,5
37	Provincia II	SSVZ	SSVZ	SSVZ	CSVZ	LOS	36
42			SSVZ	SSVZ	SSVZ		42
46							46

Figura 2.2: Diferentes esquemas de segmentación de la SVZ. La columna sombreada corresponde a la subdivisión seguida en este trabajo. Mismas abreviaciones que en Figura 2.1, además de TMS = segmento Tupungato-Maipo, PTS = segmento Palomo-Tatara, LOS = segmento Longaví-Osorno. Figura modificada de Sellés *et al.* (2004).

Los volcanes Llaima (38°45'S) y Villarrica (39°25'S) se encuentran en la parte central de la SVZ (CSVZ), la cual se extiende por 550 km, tiene un ancho promedio de 80 km y cuyo eje se encuentra a 270 km de la fosa, aproximadamente. El espesor de la corteza continental en esta zona es de unos 35 km y el ángulo de subducción de ~25° (López-Escobar *et al.*, 1995 y referencias incluidas).

El límite norte de la CSVZ correspondería a la extensión hacia el este de la zona de fractura Mocha, perteneciente a la placa de Nazca que subduce (Herron, 1981; López-Escobar y Moreno, 1994b; Figura 2.1). La parte norte de la CSVZ corresponde a un arco ancho (hasta 120 km), con cuencas intra-arco y volcanes de arco tanto en Chile como Argentina, formando dos lineamientos volcánicos. Sin embargo, al sur de los 39°S el arco se estrecha formando una sola cadena (de 80 km de ancho y sin cuencas de intra-arco). Esa latitud coincide con la proyección hacia el este de la zona de fractura Valdivia (que intersecta el arco en la zona del volcán Villarrica; Figura 2.1) y con el cambio en la edad de la placa de Nazca que subduce (menos de 18 Ma al norte y 26 Ma al sur de ella). El frente volcánico en la CSVZ ocurre en Chile al oeste de la divisoria del continente. En la parte sur de la CSVZ, los volcanes se ubican en el límite entre la Depresión Intermedia y el borde occidental de la Cordillera Principal (Stern, 2004). Durante Plioceno y Pleistoceno temprano, hubo actividad volcánica en la parte oriental del arco (Muñoz y Stern, 1988, 1989; Mella *et al.*, 2005). Por lo tanto, o la actividad volcánica de la CSVZ

migró hacia el oeste en el Pleistoceno tardío (Stern, 1989) o fue de mayor importancia en ese tiempo, ocupando un mayor ancho (Lara *et al.*, 2001).

Al sur de los 37°S (CSVZ y SSVZ), la tectónica está controlada por el lineamiento de rumbo NNE-SSW de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ; Hervé *et al.*, 1979; Cembrano *et al.*, 1996; Figura 2.1), de régimen dextral transpresivo durante el Cuaternario (Lavenu y Cembrano, 1999). La LOFZ, junto con lineamientos oblicuos a ella, de rumbo NW-SE y NE-SW, controla la localización de algunos de los principales estratovolcanes y de cientos de centros eruptivos menores monogenéticos de edad holocena. Así, los estratovolcanes Tolhuaca-Lonquimay, **Villarrica**-Quetrupillán-Lanín y Puyehue-Cordón Caulle forman lineamientos de dirección N50-60°W; en cambio, los estratovolcanes Antuco-Sierra Velluda, **Llaima**-Sierra Nevada y Osorno-Puntiagudo-Cordón Cenizos constituyen lineamientos N50-70°E, mientras que la distribución de los centros eruptivos menores puede ser paralela al rumbo NNE del arco volcánico en general o formar grupos cuyos ejes están orientados en dirección N50-70°E (López-Escobar *et al.*, 1995). Los lineamientos de rumbo NW corresponderían a fracturas mayores, heredadas de la evolución preandina, expuestas en el antearco e interpretadas como el límite paleogeográfico del margen austral de Gondwana (Dalla Salda *et al.*, 1991; Franzese, 1995; Martin *et al.*, 1999). Mientras tanto, las estructuras de dirección NE se originaron durante el ciclo Andino.

2.2 Antecedentes de los volcanes Villarrica y Llaima

2.2.1 Volcán Villarrica

Marco geodinámico local. El volcán Villarrica (2.847 m s.n.m.) está localizado en el extremo occidental de un lineamiento oblicuo al arco ($\sim N60^{\circ}W$), a lo largo del cual se ubican también los volcanes Cordillera El Mocho (1.774 m s.n.m.), Quetrupillán (2.360 m s.n.m.), Quinquilil (2.200 m s.n.m.) y Lanín (3.774 m s.n.m.; Figura 2.3). De ellos, sólo los volcanes Villarrica, Lanín y Quetrupillán han tenido erupciones durante el Holoceno, siendo el Villarrica el único activo en la actualidad. El lineamiento $N60^{\circ}W$ desplaza sinistralmente en unos 15-18 km al arco volcánico cuaternario, asociado a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (Figura 2.3). Debido a lo anterior, la ocurrencia de un movimiento transcurrente de tipo sinistral en el Cuaternario ha sido sugerido por Moreno *et al.* (1994b). Por otra parte, Lavenu y Cembrano (1999), basados en estudios microestructurales, concluyeron que el arco volcánico, en su conjunto, habría estado sometido a un régimen transpresivo dextral. Lara (2004) sugiere entonces que el lineamiento NW-SE puede corresponder ya sea a una falla inversa pura o a una falla inversa-sinistral.

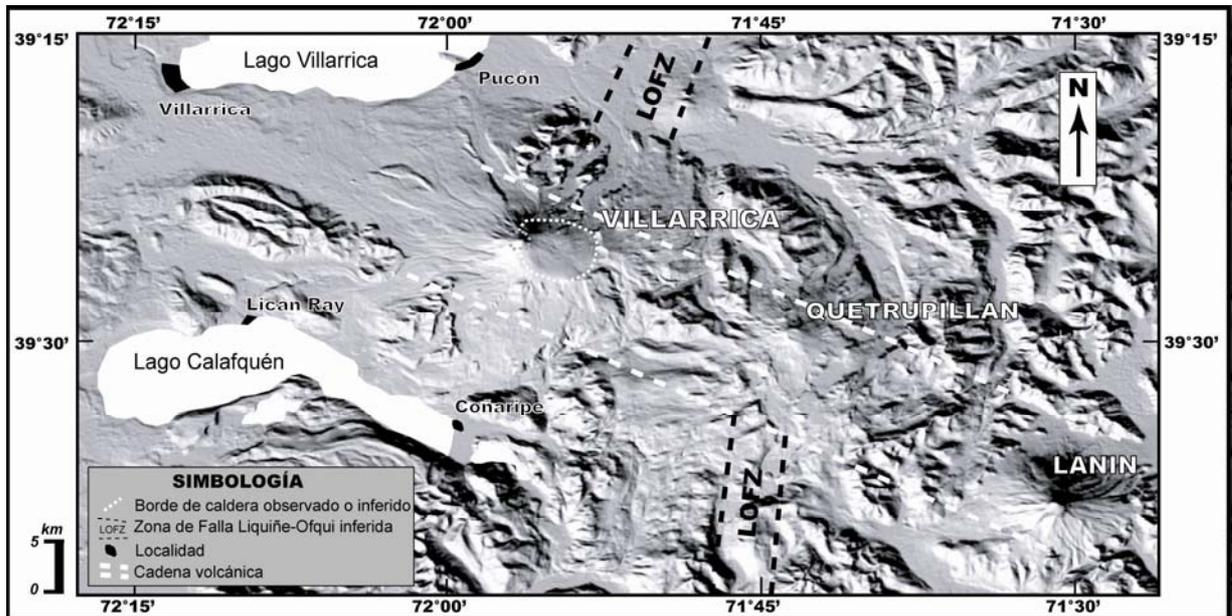


Figura 2.3: Imagen de elevación digital que muestra la cadena volcánica Villarrica – Quetrupillán - Lanín, de rumbo $N60^{\circ}W$, oblicua al arco volcánico cuaternario de orientación principal $N10^{\circ}E$, asociado a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ).

Generalidades y etapas evolutivas. El Volcán Villarrica es un estratovolcán, de edad pleistocena media – reciente. Cubre una superficie de $\sim 400 \text{ km}^2$, su volumen ha sido estimado en $\sim 250 \text{ km}^3$ y el edificio más reciente tiene una forma de cono casi perfecto. El volcán alcanza

una altura de ~2.450 m sobre su base. El cráter de la cima está abierto y activo, con actividad fumarólica permanente.

El volcán Villarrica está formado, principalmente, por lavas y piroclastos de composición basáltica y andesítico-basáltica. De acuerdo a criterios estratigráficos, geomorfológicos, estructurales y geocronológicos, Moreno (1993), Clavero y Moreno (2004) y Moreno y Clavero (2006) distinguieron tres etapas evolutivas, llamadas unidades Villarrica 1, 2 y 3 (figuras 2.4 y 5):

- *Unidad Villarrica 1 (Pleistoceno Medio a Superior, Pleistoceno Medio – 13.850 A.P.)*

Ha sido subdivida en dos subunidades, separadas por un evento eruptivo mayor que produjo el colapso parcial del edificio construido en la primera etapa.

La primera etapa de construcción del edificio ancestral está caracterizada por la emisión de coladas de lavas, brechas piroclásticas y depósitos laháricos. La composición de estos productos es basáltica a andesítico-basáltica. Estos materiales han sido fuertemente afectados por erosión glacial y están truncados por un colapso que generó una caldera de unos 6 por 4 km de diámetro (caldera 1; figuras 2.4 y 5). Dataciones radiométricas indican que la actividad se habría desarrollado entre unos 600 ka y 170 ka, produciéndose el colapso entre los 170 y 100 ka A.P.

El inicio de la segunda etapa de construcción de este edificio ancestral, post-caldera 1, está marcado por la extrusión de domos dacíticos, emplazados en las cercanías de fracturas anulares generadas por la formación de la caldera 1 (Figura 2.5). Uno de ellos ha sido datado en 95 ± 15 ka. Depósitos piroclásticos de flujo y caída intra-última glaciación (90-14 ka) fueron primero descritos por Moreno (1993) y analizados con mayor detalles por Gaytán *et al.* (2005, 2006). Dataciones radiométricas indican la continuidad de erupciones volcánicas desde 100 ka hasta 13,8 ka A.P., es decir, durante la última glaciación (Llanquihue) que afectó a toda la zona (Clayton *et al.*, 1997).

- *Unidad Villarrica 2 (Pleistoceno Superior – Holoceno, 13.850 – 3.700 A.P.)*

El edificio volcánico construido a partir de los 100 ka A.P. fue truncado durante el período Tardiglacial, por la emisión de la ignimbrita Licán (~ 10 km³ de volumen no-DRE; Clavero, 1996) (55-58% SiO₂) hace unos 13.800 años. Esta erupción habría generado otra caldera, anidada en la caldera 1. Luego de esta erupción catastrófica se edificó un nuevo edificio volcánico, a través de la emisión de lavas andesítico-basálticas, depósitos piroclásticos de flujo, oleada y caída - cuyas composiciones varían entre andesítico-basáltica y dacítica - y material lahárico. Los depósitos se distribuyen hacia todos los flancos del volcán y forman el cono construido en el borde noroccidental de la caldera 1 (Figura 2.5). Este cono fue parcialmente truncado en su

parte alta por la erupción de la ignimbrita Pucón (3 km^3 de volumen no-DRE; Silva *et al.*, 2004) ($54\text{-}56\% \text{ SiO}_2$) hace unos 3,7 ka, dejando una depresión de 2,2 km de diámetro (caldera 2 en la figuras 2.4 y 5).

- *Unidad Villarrica 3 (Holoceno tardío, < 3.700 años A.P.)*

Corresponde a una secuencia de lavas de composición basáltica a andesítico-basáltica, depósitos piroclásticos de caída, flujo y oleada de la misma composición, emitidos entre los 3.700 años A.P. y el presente. Esta secuencia incluye los productos de erupciones históricas (desde 1558 hasta 1984) y forma la parte más alta del cono activo actual de unos 450 m de altura, construida dentro de la depresión dejada por la erupción de la ignimbrita Pucón. En total, más de 10 unidades de flujos y oleadas piroclásticos han sido reconocidas desde la erupción de la ignimbrita Licán (unidades 2 y 3; Figura 2.6).

En los flancos del edificio volcánico Villarrica se ubican unos 30 centros adventicios, que corresponden a conos de piroclastos generados a partir de fisuras menores. Ellos se concentran en el sector de Los Nevados (al NE del volcán) y Chaillupén (flanco SW) (Figura 2.4; Moreno, 1993).

- *Centros eruptivos Los Nevados:* Su ubicación está controlada, principalmente, por una fisura de rumbo $N60^\circ E$. Corresponden a una serie de conos de piroclastos y lavas de composición andesítico-basáltica. En base a criterios estratigráficos, morfológicos y radiométricos, Moreno (1993) reconoce dos unidades: Una más antigua, cuyos productos se habrían generado entre 5.500 y 4.200 años A.P., y una más joven, de edad menor a 1.620 años A.P.

- *Centros eruptivos Chaillupén:* Estos centros están controlados por fracturas de orientación $N20^\circ W$, NS y $N35^\circ E$ y están constituidos por una serie de conos de piroclastos y lavas andesítico-basálticas. Dos subunidades de edades similares a las de los centros eruptivos Los Nevados han sido reconocidas en estos centros eruptivos.

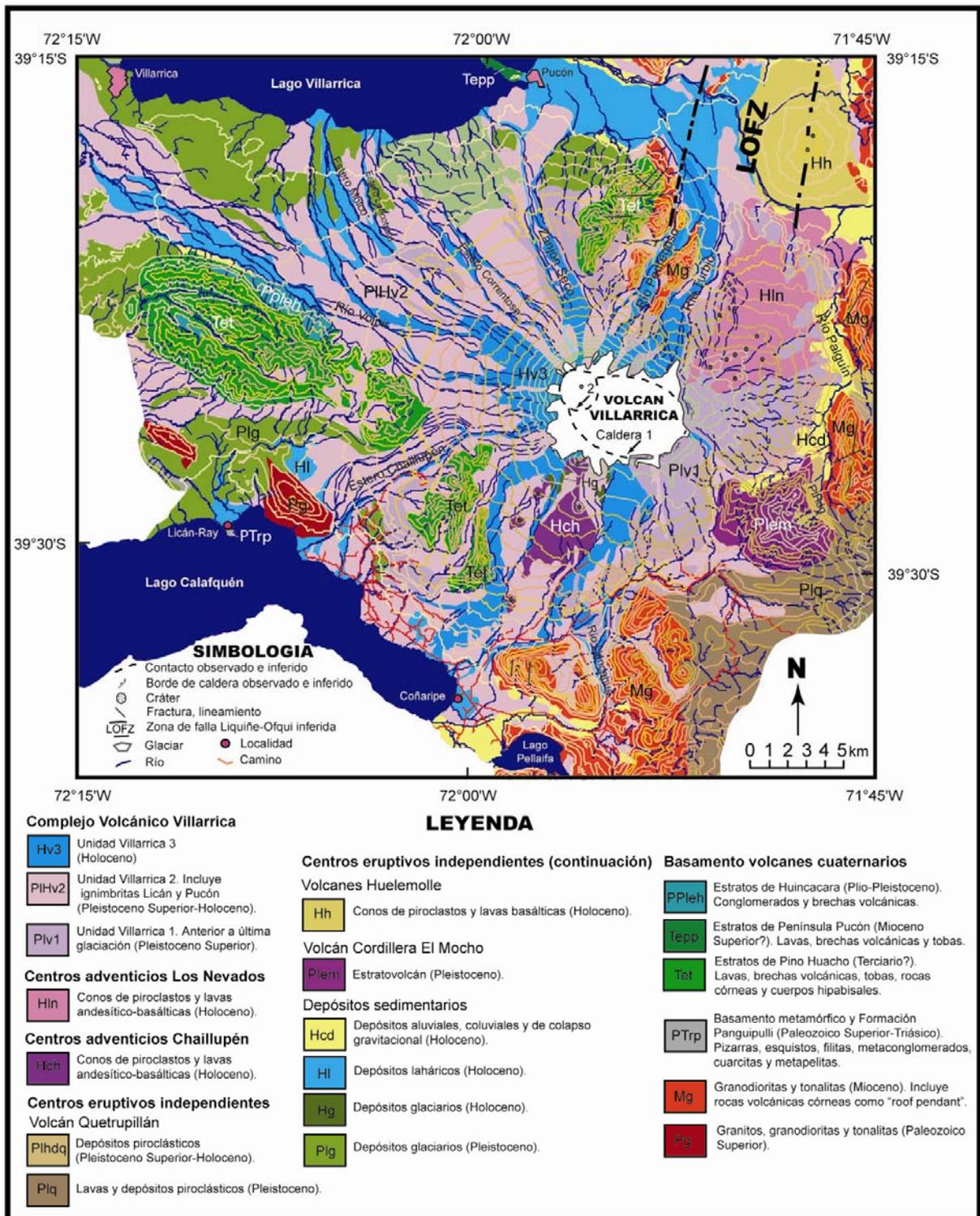


Figura 2.4: Mapa geológico del Volcán Villarrica (Clavero y Moreno, 2004).

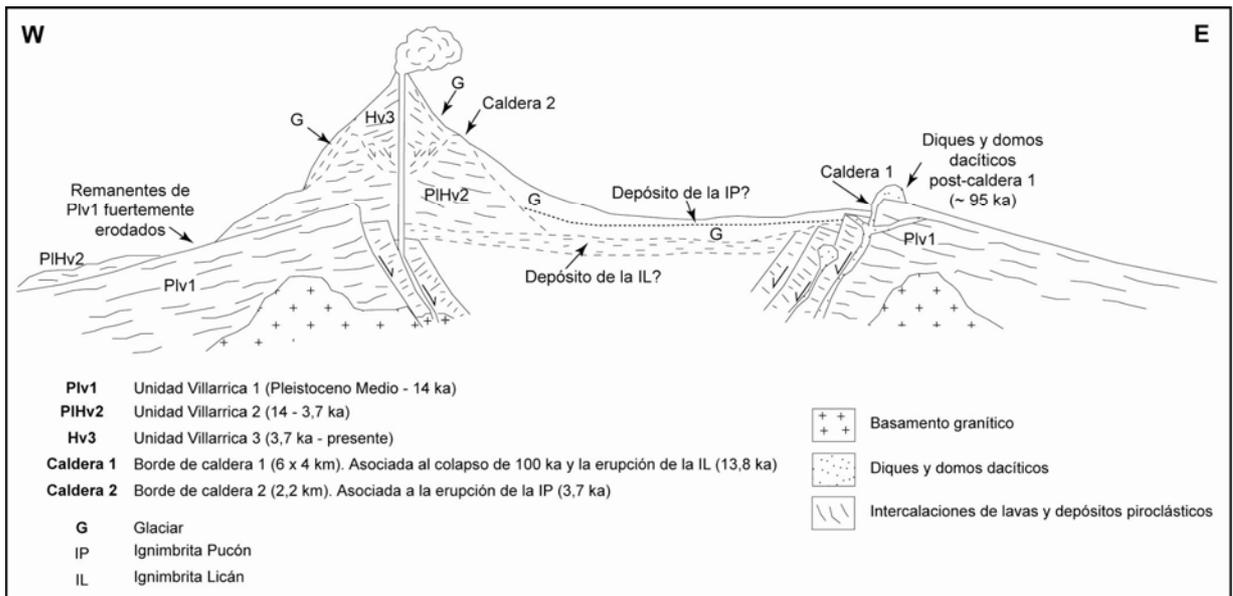


Figura 2.5: Diagrama esquemático de la evolución del volcán Villarrica (Clavero y Moreno, 2004).



Figura 2.6: Columnas estratigráficas de las unidades Villarrica 2 (A) y 3 (B) (Clavero y Moreno, 2004).

Antecedentes petrológicos. Dentro de la Zona Volcánica Sur, el Villarrica es uno de los volcanes mejor estudiados desde el punto de vista petrológico. A parte de los trabajos que tratan de la evolución magmática de toda o parte de la historia del volcán (López-Escobar y Moreno, 1994a; Moreno *et al.*, 1994a; Clavero, 1996; McCurry y Schmidt, 2001; Clavero y Moreno, 2004; Hickey-Vargas *et al.*, 2004; Gaytán *et al.*, 2005; Lohmar *et al.*, 2006), la composición de los magmas del Villarrica ha sido investigada tanto en comparación con productos emitidos por centros eruptivos menores cercanos y por otros volcanes pertenecientes al lineamiento, de rumbo N60°W, Villarrica-Quetrupillán-Lanín (Hickey-Vargas *et al.*, 1989, 2002; Moreno *et al.*, 1994b; Sun, 2001) como también ha sido estudiado en el contexto de la Zona Volcánica Sur (Sigmarsson *et al.*, 1990, 2002; López-Escobar *et al.*, 1995). Estos trabajos muestran, en primer lugar, que las tres unidades del volcán Villarrica tienen variaciones químicas similares, con algunas diferencias menores. En todas existen materiales cuyas composiciones varían entre basalto y andesita (50-58% SiO₂), con predominancia de productos de composición andesítico-basáltica. Un fragmentos de riolita (70% SiO₂) fue asignado a la unidad 2 por Hickey-Vargas *et al.* (2004). Cabe señalar que rocas de esa composición nunca han sido reconocidas *in situ*. Domos dacíticos pertenecientes a la unidad 1 fueron descritos por Clavero y Moreno (2004). La importancia de procesos de mezcla de magma ha sido indicada por la existencia de material de composición bimodal en las unidades 1 y 2 (Moreno *et al.*, 1994a; Clavero, 1996; Gaytán *et al.*, 2005).

En general, los elementos mayores y trazas indican un considerable fraccionamiento de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y magnetita durante la diferenciación de los magmas del Villarrica. Los magmas habrían evolucionado a través de cristalización polibárica de olivino y plagioclasa, a partir de un magma parental basáltico relativamente rico en agua. En base a estudios isotópicos de O, Sr, Nd y Pb, Hickey-Vargas *et al.* (1989) excluyeron la asimilación de corteza continental como un proceso importante en la génesis de estos magmas. El aumento de razones de elementos incompatibles (Rb/Ba, Rb/La, entre otras) con el grado de diferenciación se debería al cambio en los coeficientes globales de distribución en el rango de basalto a riolita. El aumento de dichas razones ha sido utilizado como indicador de asimilación cortical en otros centros volcánicos (*e.g.*, McMillan *et al.*, 1989). Estudios isotópicos de U-Th-Ra realizados en muestras seleccionadas del Villarrica por Sun (2001) y Hickey-Vargas *et al.* (2004) indican que andesitas basálticas podrían ser el resultado ya sea de asimilación de rocas de caja volcánicas y plutónicas relacionadas químicamente con los magmas del volcán o de mezcla entre magma basáltico y más silíceo.

Rocas del basamento. El volcán Villarrica se edificó sobre un basamento constituido por unidades estratificadas, metamórficas y plutónicas, cuya edad varía entre Paleozoico y Plioceno. Secuencias volcánicas y volcanoclásticas, junto con rocas intrusivas, son las de mayor extensión, mientras que rocas metamórficas y sedimentarias son de menor importancia (Moreno y Clavero, 2006; Figura 2.4).

De más antiguo a más reciente, las rocas estratificadas y metamórficas pertenecen a las siguientes unidades:

1. *Basamento metamórfico (Paleozoico pre-Carbonífero).* Constituido por metapelitas de mediano a alto grado metamórfico: filitas, cuarcitas, gneisses y abundantes bandas de cuarzo.
2. *Formación Panguipulli (Triásico Superior).* Corresponde a una secuencia plegada, formada por alternancia de lutitas, areniscas y conglomerados cuarcíferos que contiene, localmente, abundante flora fósil.
3. *Estratos de Pino Huacho (Oligoceno-Mioceno).* Es una sucesión plegada de lavas andesíticas con intercalaciones de rocas sedimentarias epiclásticas, además de cuerpos subvolcánicos andesíticos y microdioríticos.
4. *Estratos de la Península de Pucón (Mioceno).* Compuestos por una serie plegada de lavas andesíticas amigdaloidales, conglomerados y brechas epiclásticas, tobas y filones andesíticos.
5. *Estratos de Huincacara (Plioceno Superior-Pleistoceno).* Corresponde a una secuencia epiclástica subhorizontal, con conglomerados, areniscas y brechas.

De acuerdo a su edad, las rocas plutónicas forman parte de los siguientes intrusivos:

1. *Intrusivos del Paleozoico.* Afloran en las cercanías de Licán-Ray. Son de composición granítica, granodiorítica y tonalítica. Dataciones radiométricas de K-Ar realizadas por Munizaga *et al.* (1988) permiten asignarlas al Pérmico. Sin embargo, Moreno (1993) indica que los intrusivos producen un leve metamorfismo en las rocas de la Formación Panguipulli, por lo que podrían correlacionarse con el Batolito Panguipulli, de edad jurásica (Parada, 1975), o ser, incluso, más jóvenes.
2. *Intrusivos del Mioceno.* Afloran al norte, este y sur del volcán (Figura 2.4). Según Munizaga *et al.* (1988), se trata esencialmente de dioritas, tonalitas y granodioritas.
3. *Cuerpos plutónicos del Cretácico.* Se encuentran al sureste del volcán y, corresponden, principalmente, a tonalitas, con menor presencia de granodioritas y dioritas. Lara y Moreno (2004) dataron por el método K-Ar en anfíbolos uno de estos cuerpos, ubicado en una zona inmediatamente al sur del área, asignándolos así al Cretácico.

principalmente, en su costado occidental y nororiental y alineados según una estructura en arco de rumbo NE. Otros se ubican en el flanco sur y suroccidental (Figura 2.7).

El contenido de sílice de los productos emitidos por el volcán Llaima varía entre basaltos y riodacitas, siendo la composición andesítico-basáltica la más abundante.

El momento del inicio de la actividad volcánica es incierto. Sin embargo, las secuencias más antiguas exhiben efectos erosivos de la última glaciación, por lo que se habrían generado con posterioridad a la penúltima glaciación. Esto permite estimar una edad máxima de unos 250.000 años (Pleistoceno Medio a Tardío) para este centro volcánico. Naranjo y Moreno (2005) han distinguido las siguientes unidades evolutivas (Figura 2.8):

a) Un primer edificio (Llaima Ancestral) está constituido por secuencias de lavas de composición andesítico-basáltica, principalmente, y basaltos y andesitas, en menor proporción. Este edificio, erodado durante la última glaciación, habría alcanzado una altura sobre su base similar a la del volcán actual. Sus restos se pueden observar, principalmente, en las laderas este y sur del volcán (Figura 2.9). Se han diferenciado dos unidades morfológicas: La primera es más elevada y potente, con un espesor máximo de unos 600 m (Llaima Ancestral 1) y a la cual se adosa un nivel topográficamente más bajo y joven (Llaima Ancestral 2), de hasta 300 m de espesor. Dos dataciones K-Ar en lavas de la unidad antigua dieron edades de 68 ± 12 ka y 60 ± 100 ka. La evolución del volcán ancestral habría terminado hace unos 13 ka con el colapso del cono y la formación de una caldera, generándose la ignimbrita Curacautín.

b) La ignimbrita Curacautín ($\sim 24 \text{ km}^3$ de volumen no-DRE), de composición poco diferenciada (51-59% SiO_2), marca el inicio de una etapa dominada por actividad explosiva (incluyendo depósitos de caída, de flujo y de oleada), la cual duró unos 6.000 años (hasta hace unos 7 ka A.P.). La composición de la serie magmática correspondiente a estos depósitos varía entre andesita basáltica y riodacita (Capítulo 4). Sobre los depósitos de ~ 7 ka se depositó una sucesión de tefras de caída, de composición andesítico-basáltica, en la que se distinguen hasta 40 niveles cuyos espesores varían entre 5 y 55 cm. Los niveles de caída más jóvenes han sido correlacionados con lavas históricas emitidas durante erupciones estrombolianas a subplinianas desde el cono principal (Naranjo y Moreno, 2005). En su totalidad, esta secuencia de depósitos piroclásticos, limitada en su base por el depósito de la ignimbrita Curacautín y en su techo por el suelo actual, ha sido denominada Secuencia Trifultrful por Naranjo y Moreno (1991) y abarca el período de tiempo desde unos 10.500 años A.P. hasta el actual (Figura 2.9).

c) Paralelamente a la actividad explosiva, durante los últimos 3.500 años se desarrolló una etapa principalmente efusiva en numerosos centros eruptivos adventicios, ubicados en los flancos occidental y norte del antiguo volcán (Llaima fisural; Figura 2.9). La composición de los productos emitidos es andesítico-basáltica a andesítica.

d) El cono volcánico principal es de tipo estratovolcán y se comenzó a construir hace unos 3 ka, a través de erupciones predominantemente efusivas y, en menor grado, explosivas, generando lavas y piroclastos de composición andesítico-basáltica y basáltica. Estos productos han sido emitidos desde los cráteres de la cima, así como también desde fisuras radiales en los flancos altos del volcán (cono principal; figuras 2.8 y 9).

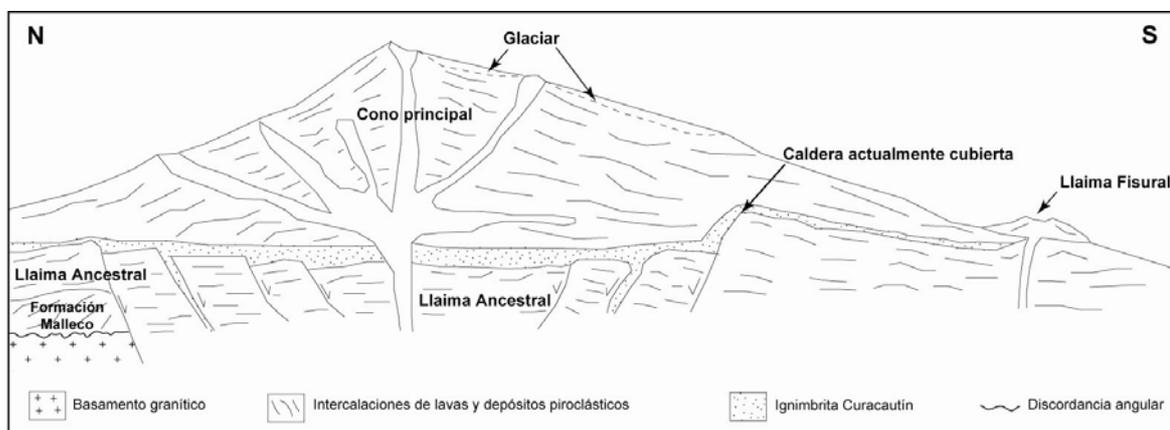


Figura 2.8: Diagrama esquemático de la evolución del volcán Llaima (según Naranjo y Moreno, 2005).

Antecedentes petrológicos. Los estudios más completos del volcán Llaima corresponden al trabajo de López-Escobar *et al.* (2005): Las rocas en su conjunto son relativamente empobrecidas en K_2O , siendo algunas muestras de afinidad toleítica. La fuente de los magmas sería una lherzolita de granate, la que habría sufrido un grado de fusión relativamente alto a juzgar por los contenidos relativamente altos de Al_2O_3 (granate) y CaO (clinopiroxeno) y las razones relativamente bajas de La/Yb . Altas razones de Ba/La serían consistentes con tal alto grado de fusión y sugieren, además, que la fusión fue gatillada por fluidos acuosos enriquecidos en Ba que provienen de la deshidratación del “slab”. Sin embargo, la contribución de sedimentos a la fuente de estas rocas no es tan clara: mientras razones de Rb/Cs relativamente bajas y razones isotópicas de Pb argumentan a favor de la importancia de sedimentos pelágicos depositados en la placa oceánica de Nazca, las razones isotópicas de O caen dentro del rango de rocas derivadas del manto. Por el contrario, el aumento de razones como Rb/La , Cs/La y Th/La con el grado de diferenciación reflejarían la asimilación de material proveniente de la corteza continental superior (rocas plutónicas mesozoicas). Por otro lado, el fraccionamiento de

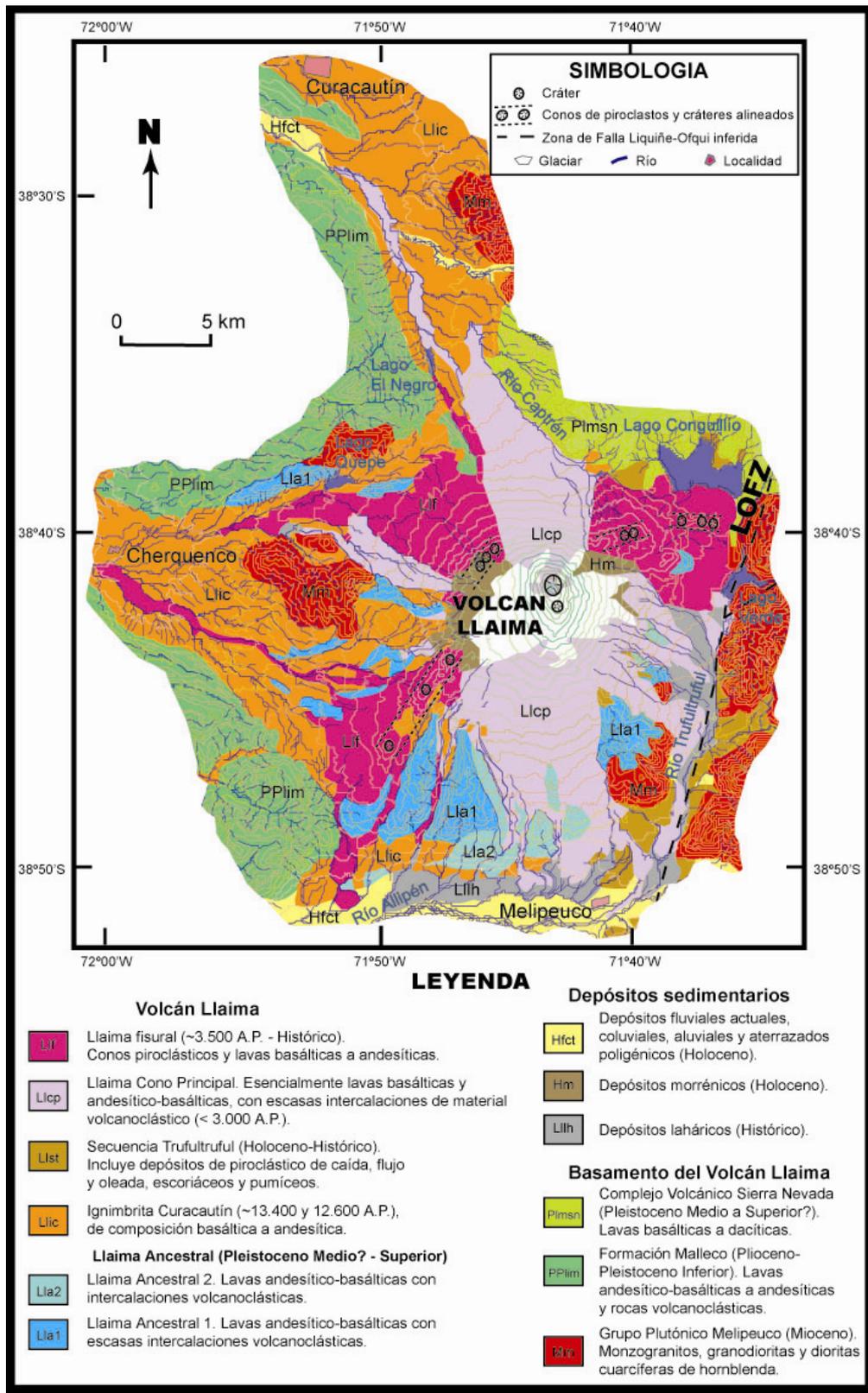


Figura 2.9: Mapa geológico del volcán Llaima (simplificado de Naranjo y Moreno, 2005).

olivino, clinopiroxeno y plagioclasa a niveles de la corteza superior es evidenciado por la disminución en los contenidos de Al, Ca, Mg, Sr, Sc y Ni con el aumento de sílice, lo que explicaría también la afinidad toleíítica. Finalmente, no se han encontrado evidencias químicas de mezcla de magmas.

Rocas del basamento. El volcán Llaima se ha edificado sobre un basamento formado, principalmente, por tres unidades (Suárez y Emparán, 1997). De más antigua (Mioceno) a más joven (Pleistoceno), estas son:

1. *Grupo Plutónico Melipeuco (Mioceno Medio)*

Definido por Suárez y Emparán (1997), corresponde a rocas graníticas que, en el área de estudio, afloran principalmente al este del volcán Llaima y, en menor grado, al norte y este de él (Figura 2.9). Los autores mencionados han reconocido monzogranitos, granodioritas y, subordinadamente, dioritas cuarcíferas de hornblenda entre los tipos petrográficos que afloran y, en base a dataciones radiométricas, han establecido una edad miocena media para este grupo plutónico.

2. *Formación Malleco (Plioceno-Pleistoceno Inferior)*

Fue definida por Suárez y Emparán (1997) y corresponde a una secuencia volcánica continental de edad pliocena a pleistocena inferior. Sobreyace con discordancia de erosión al grupo plutónico Melipeuco y está cubierta por los volcanes de la Cordillera Principal (Figura 2.8).

3. *Complejo volcánico Sierra Nevada (Plioceno Medio a Superior?)*

Corresponde a un estratovolcán extinto y un cordón volcánico fisural de rumbo N65°E que se encuentran al NNE del volcán Llaima. Está profundamente erosionado por glaciaciones pleistocenas y tiene una altura de 2.554 m. Lo constituyen coladas de lavas macizas y brechosas, de tipo basaltos de olivino y andesitas (Suárez y Emparán, 1997; Figura 2.9).

2.3 Las ignimbritas Licán, Pucón y Curacautín: Nuevos aportes

Para entender el significado de las ignimbritas Curacautín (IC), Licán (IL) y Pucón (IP) dentro del contexto de cada uno de los centros volcánicos y detectar eventuales cambios precursores y subsecuentes a las erupciones ignimbríticas, se han analizado las unidades previa- y posteriormente depositadas, además del análisis de la estratigrafía interna de cada depósito ignimbrítico.

2.3.1 Determinación de las edades

La datación por ^{14}C es una herramienta poderosa para determinar edades de depósitos volcánicos recientes (<40.000 años) en climas cálidos. Una de las suposiciones fundamentales, en las cuales se basa este método, es que el reloj geocronológico se pone en marcha con la muerte de la planta. Por lo tanto, para obtener una edad válida, el depósito debe ser primario y la madera debe haber sido carbonizada por el PDC (corriente piroclástica de densidad) que lo incorporó. Lo anterior puede ser difícil de asegurar por la existencia de niveles de material retrabajado, que pueden no distinguirse de depósitos primarios. Sin embargo, se puede suponer que la removilización de los depósitos primarios ocurre rápidamente después de su depositación, debido a la presencia de niveles de retrabajo dentro de los depósitos de PDC primarios. Otra dificultad de este método es el “old wood problem” (problema de madera antigua). Según Bowman (1990), la datación de los corazones de los árboles da edades mayores que la de su albura (capa blanda de la madera de los árboles, de color blanquecino, situada entre la corteza y el duramen), lo cual puede ser un problema en la zona debido a la longevidad de algunas especies arbóreas del bosque nativo chileno.

Los resultados de dataciones por ^{14}C se expresan en años antes del presente (A.P., con 0 años A.P. = 1950 d.C.), que son edades no calibradas. Como la tasa de producción de ^{14}C varía con el tiempo, es recomendable que las edades sean calibradas, es decir, convertidas en edades de calendario real. Esto se puede realizar a través de la determinación de la concentración de ^{14}C en la atmósfera durante el pasado, la cual es conocida gracias al estudio de los anillos de crecimiento de los árboles. Para el hemisferio norte, la curva de calibración IntCal04 (Reimer *et al.*, 2004) abarca edades <24.000 años. Para el hemisferio sur existe sólo una calibración hasta los 11.000 años (McCormac *et al.*, 2004). La calibración de las edades se realizó mediante el programa CALIB 5.0 (Stuiver *et al.*, 2005). Los análisis presentados en este trabajo fueron

realizados por el “Centrum voor Isotopen Onderzoek, Rijksuniversiteit Groningen”, de los Países Bajos.

2.3.2 Resultados generales de las observaciones de terreno: las litofacies

Se entiende por litofacies las características distintivas de un depósito, concerniente a su estratigrafía, tamaño y forma de grano, selección, fábrica y composición (Branney y Kookelaar, 2002). Las tres ignimbritas corresponden a secuencias de depósitos de PDC. Se pueden definir tres litofacies primarias y una secundaria en los depósitos:

Depósitos macizos de flujo de ceniza y escoria. Corresponden a niveles mal seleccionados y sin estratificación interna, con lapilli y bombas escoriáceos inmersos en una matriz de ceniza. Son los más importantes en volumen y están, generalmente, confinados a los valles. Comúnmente contienen lentes con clastos de mayor tamaño. Su origen estaría relacionado con PDCs de alta concentración de partículas, es decir, con un contenido de decenas de por cientos de sólidos y con importantes interacciones entre las partículas. Estos PDC se depositarían por agradación progresiva, desde la base hacia el techo. Las tasas de sedimentación deben haber sido lo suficientemente altas para impedir la tracción de las partículas a lo largo de la interfase depositacional (Druitt, 1998). Existe una gradación entre esta facies y los depósitos con estratificación difusa.

Depósitos de flujo de escoria y ceniza con estratificación difusa. Niveles macizos de lapilli y ceniza con estratificación difusa son de importancia subordinada, pero ocurren también en capas que pueden alcanzar decenas de metros de espesor. La estratificación interna está definida por variaciones en el tamaño de grano y se produce a escala decimétrica a métrica. Generalmente, los límites entre capas son gradacionales y solo se pueden seguir a lo largo de algunos metros o decenas de metros. La estratificación difusa puede deberse, en parte, a la fluctuación en corrientes que se mueven a alta velocidad. Localmente, se observa la ocurrencia de estratificación cruzada y dunas, producto de la tracción de las partículas a lo largo de la interfase depositacional. Por lo tanto, las tasas de sedimentación deben haber sido lo suficientemente altas para generar los niveles macizos, pero menores a las que originan los depósitos macizos de flujo de ceniza y escoria.

Depósitos de oleada piroclástica con estratificación paralela y cruzada. Están constituidos por lapilli y ceniza que forman capas con estratificación planar, ondulosa y cruzada. El espesor de los niveles individuales varía entre decenas de centímetros y algunos metros y sus colores son pardos, grises o negros. Localmente se observa la presencia de dunas. Estos depósitos pueden ser interpretados como originados a partir de PDC de concentración de sólidos relativamente baja (solo algunos por ciento o menos) a intermedia, con tasas de sedimentación lo suficientemente bajas que permiten la tracción a lo largo de la interfase depositacional.

Depósitos de retrabajo. Estos depósitos, de origen secundario, son bastante frecuentes aunque de distribución aleatoria. Su composición es similar a la de los depósitos de PDC que les subyacen. Existen variedades tanto consolidadas como no consolidadas y, generalmente, corresponden a niveles con estratificación paralela y/o cruzada, por lo que muchas veces es difícil distinguirlos de depósitos de oleada piroclástica. Las secuencias pueden formar lentes y canales y están constituidas, en general, por fragmentos juveniles escoriáceos de tamaño variable entre limo y grava, presentando localmente lentes de bloques líticos o bombas escoriáceas, clastos con mantos de barro e imbricación de los clastos.

2.3.3 Estratigrafía de la ignimbrita Licán y depósitos asociados

Depósitos pre-ignimbrita Licán. Los domos dacíticos (95 ± 15 ka), post-caldera 1, representan los productos más diferenciados hasta ahora encontrados *in situ* en el volcán ($65\% \text{ SiO}_2$). Aunque estén separados de la erupción de la ignimbrita Licán por unos 80 ka y aunque una historia compleja pueda haber ocurrido entre su extrusión y la emisión de la ignimbrita, hemos decidido incluir uno de estos domos en nuestro estudio; esto principalmente debido a las características mineralógicas de mezcla de magmas en la ignimbrita Licán (Capítulo 3) donde el polo ácido podría corresponder a un magma de composición dacítica. La base del domo es de unos 200 m de diámetro y su altura de unos 70 m (Figura 2.10 A, B) y está ubicado en el borde de la caldera (sitio G2A en Figura 2.11). En él se distingue un dique alimentador central basal y columnas radiales en flor.

En general, la base de la ignimbrita Licán no aflora o ésta yace sobre depósitos morrénicos de la última glaciación. Sólo en un lugar (afloramiento 62 en Figura 2.12, a ~8 km al NW desde la cumbre) se observó una secuencia pre-ignimbrita constituida, desde abajo hacia arriba, por un depósito de aglomerado, macizo, rico en bombas de gran dimensión (> 1 m, hasta 50% del volumen total) de hasta 3,5 m de espesor, y un nivel de ceniza fina y alterada, de color amarillo-pardo, de hasta 2,5 m de espesor. Estos depósitos (en columna generalizada de la Figura 2.13) corresponden, probablemente, a flujos piroclásticos emitidos durante la última glaciación. Depósitos de características similares han sido descritos por Gaytán *et al.* (2005).

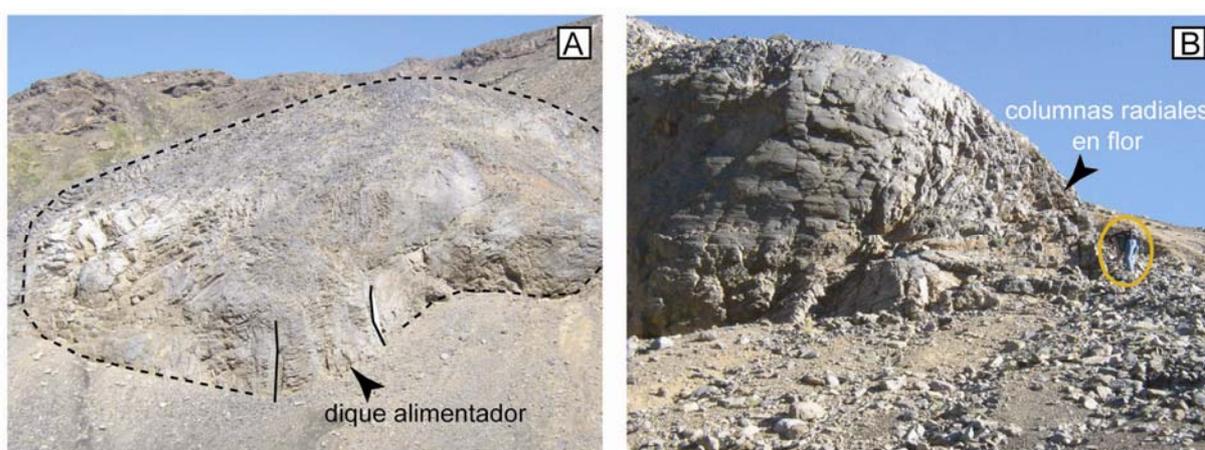


Figura 2.10: A) Domo dacítico, de dimensiones ~200x70 m, con dique alimentador en su base. B) Zoom del lado derecho, con columnas radiales en flor. Persona (en el círculo amarillo) para escala.

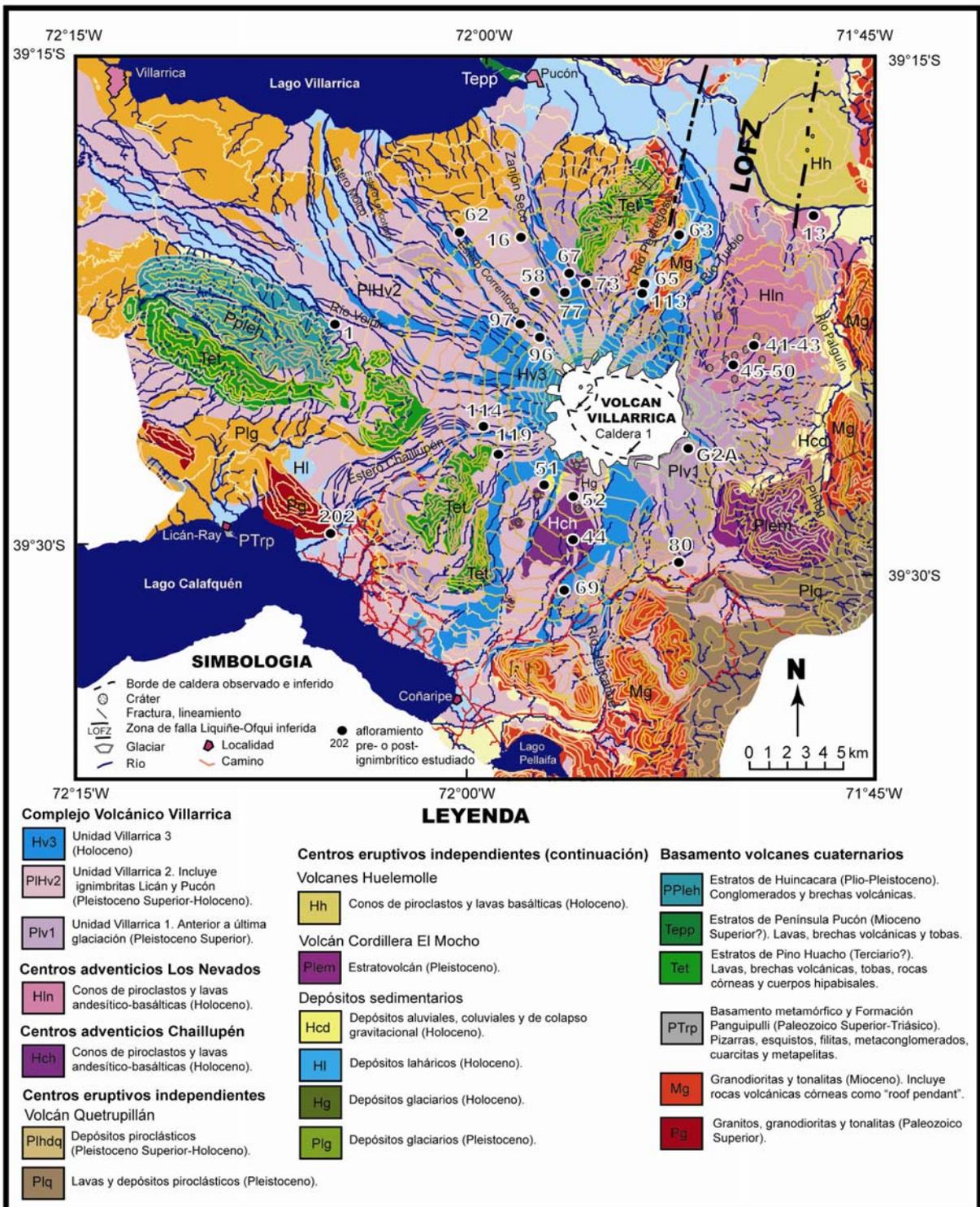


Figura 2.11: Localización de los afloramientos pre- y post-ignimbritas Licán y Pucón estudiados, en el mapa geológico del volcán Villarrica.

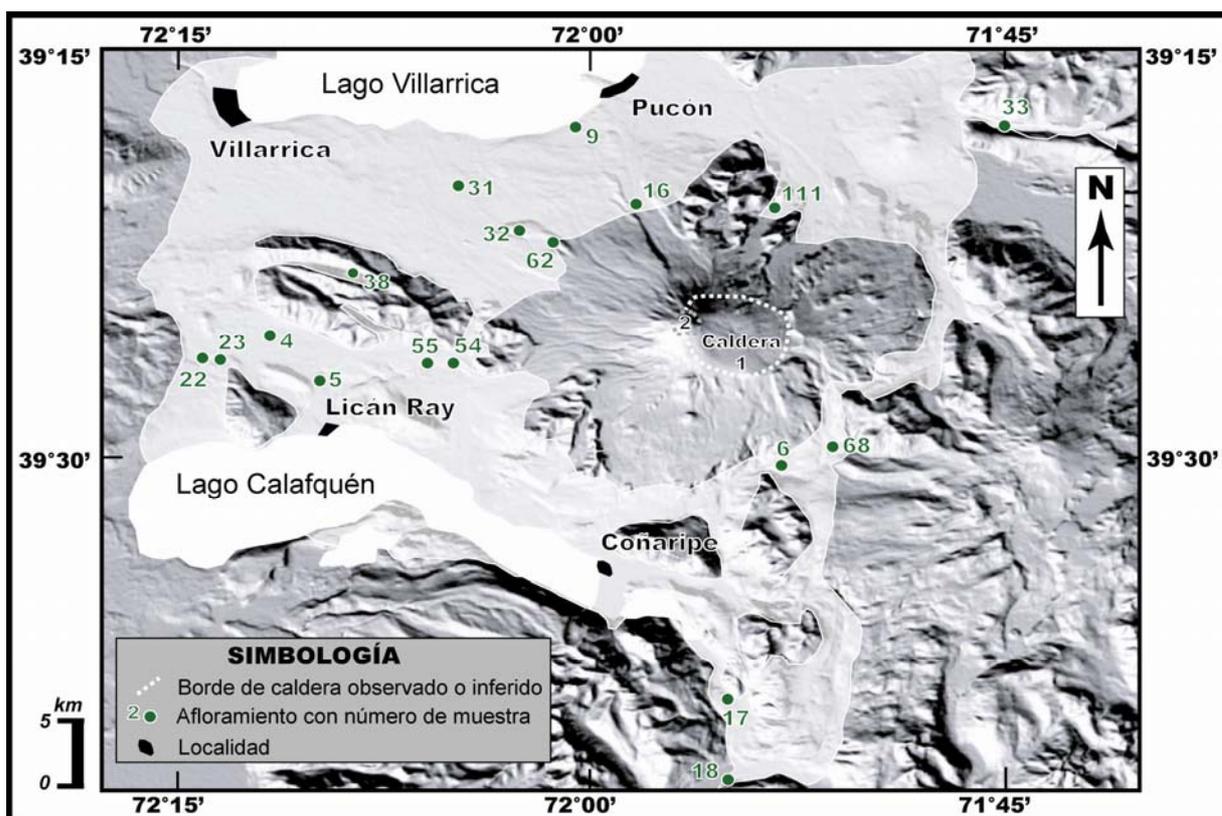


Figura 2.12: Distribución de la ignimbrita Licán alrededor del volcán Villarica (área cubierta en blanco, tomada de Clavero, 1996), con localización de los afloramientos estudiados.

Ignimbrita Licán. La secuencia de la ignimbrita comienza con un nivel de lapilli escoriáceo de caída, de hasta 40 cm de espesor, reconocido en la ladera noroccidental del volcán (afloramiento 62, Figura 2.12; en columna generalizada de Figura 2.13; Figura 2.14A). Es de color negro, con 10% de matriz de ceniza y 90% de clastos tamaño lapilli, de los cuales 85% es material juvenil y 5% son líticos accidentales alterados, principalmente de origen volcánico y composición andesítico-basáltica. Un contacto concordante entre el nivel de caída, producto de una fase estromboliana, y los depósitos de flujos piroclásticos sobreyacentes indica un intervalo de tiempo probablemente corto. Los flujos son de escoria y ceniza y alcanzan espesores máximos de unos 25 m en el valle del río Correntoso, en la ladera NE del volcán (afloramiento 111 en Figura 2.12; Figura 2.14B). Se han reconocido al menos 3 unidades de flujo (en columna generalizada de Figura 2.13). En todos los niveles, las bombas muestran disyunción prismática, superficies de coliflor y contienen xenolitos volcánicos y plutónicos (Figura 2.14C).

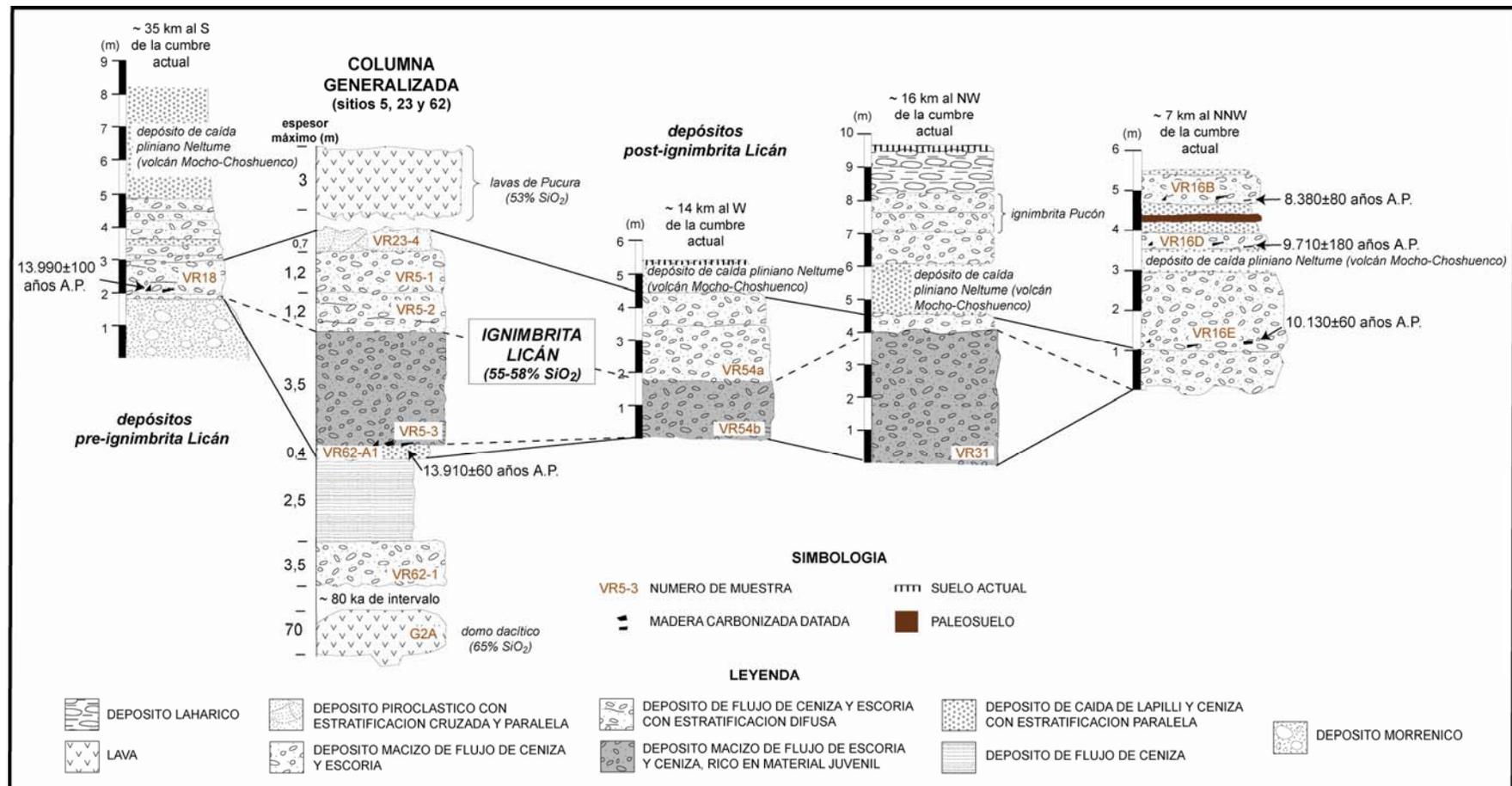


Figura 2.13: Columnas estratigráficas de la ignimbrite Licán y de unidades previa- y posteriormente depositadas.

Se observa un aumento de partículas finas y de clastos líticos, una disminución de material juvenil y una transición en color, desde negro a pardo, hacia el techo. La unidad inferior contiene hasta 30% de bombas escoriáceas (35 cm de tamaño máximo), es maciza y tiene 3,5 m de espesor. Presenta restos vegetales carbonizados en su base. El nivel medio tiene 1,2 m de espesor, contiene ~5% de clastos y 95% de matriz y en él se observa una leve estratificación paralela difusa. Los clastos líticos alcanzan un tamaño máximo de 10 cm. El nivel superior no presenta estratificación y contiene 2% de bombas (de unos 5% total de los clastos de mayor tamaño).

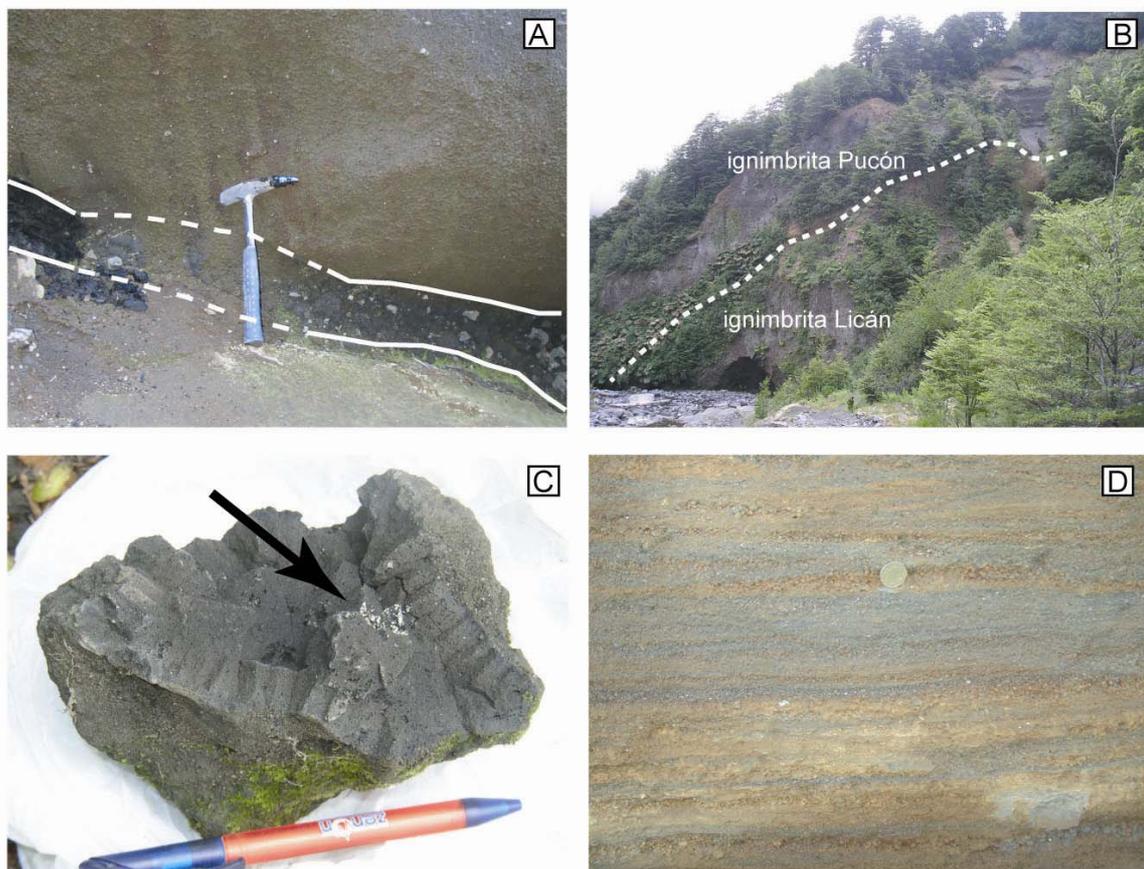


Figura 2.14: Facies de la ignimbrita Licán. A) depósito de caída inicial, en la ladera NW del volcán, constituido, principalmente, por lapilli escoriáceo. B) depósito macizo de flujo en el flanco NNE (aquí de 25 m de espesor) debajo de depósitos de flujo de la ignimbrita Pucón. C) bomba con xenolitos plutónicos (flecha) y disyunción prismática en los bordes. D) depósitos de oleadas piroclásticas superiores.

Depósitos de oleadas piroclásticas afloran tanto en la base como en el techo de la ignimbrita. Los depósitos de la base se producen debido a efectos topográficos y ya han sido descritos por Clavero (1996). Oleadas piroclásticas en la parte superior han sido observadas hacia el oeste

del volcán, cercanos a la localidad de Licán-Ray (afloramientos 5 y 23 en Figura 2.12). Consisten en capas de ceniza y lapilli fino, de color pardo claro, con estratificación cruzada (Figura 14D). Pueden alcanzar espesores máximos de varios metros en los valles, siendo de menor espesor en los altos topográficos.

Los depósitos primarios de la ignimbrita Licán están cubiertos por material retrabajado de la misma ignimbrita, que localmente, alcanza espesores de hasta 2 m.

Dos nuevas dataciones radiométricas ^{14}C son similares a once dataciones disponibles en la literatura (Tabla 2.1). Este importante “set” de datos permite deducir que el evento eruptivo principal que originó la ignimbrita Licán ocurrió hace unos 13.830 ± 20 años A.P. (Tabla 2.1), lo que se traduce en una edad calibrada probable de 16.470 ± 190 años (Figura 2.15).

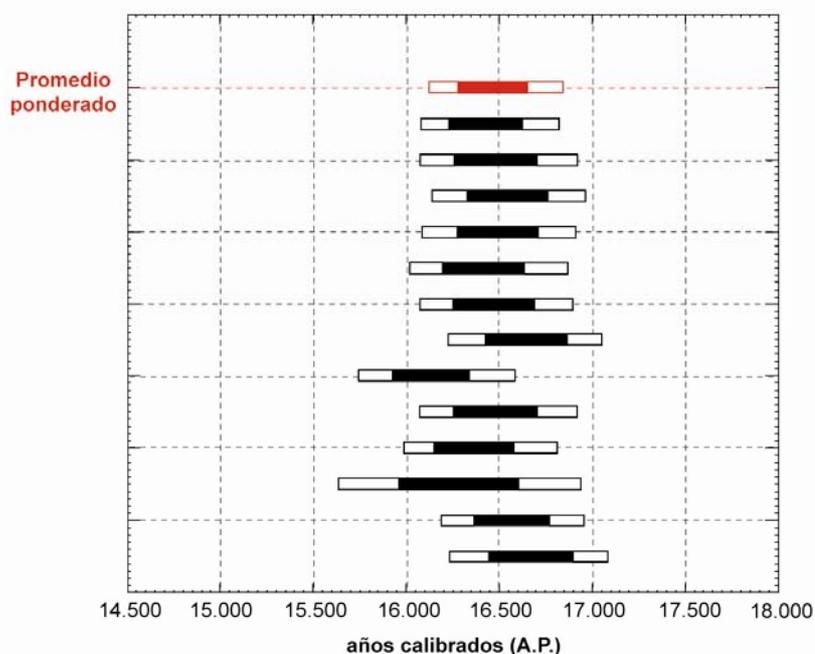


Figura 2.15: Edades calibradas de la ignimbrita Licán. Las barras corresponden a 1σ y 2σ .

Tabla 2.1: Dataciones ^{14}C de la ignimbrita Licán.

N° de muestra	Coordenadas UTM		Edad ^{14}C (A.P. $\pm 1\sigma$)	Rango de edad calibrada (A.P.) *	Referencia
	N	E			
280492-3	5630,6	737,8	13.570 \pm 80	15.740-16.580	(1)
240992-1	5646,0	780,2	13.690 \pm 210	15.640-16.940	(2)
s/i	5630,4	736,6	13.750 \pm 90	15.980-16.810	(3)
s/i	5627,2	743,8	13.790 \pm 100	16.020-16.870	(4)
s/i	5633,5	741,0	13.800 \pm 50	16.080-16.820	(4)
s/i	5627,2	743,8	13.830 \pm 90	16.080-16.900	(4)
s/i	5646,0	780,2	13.840 \pm 100	16.070-16.920	(3)
s/i	5633,5	741,0	13.840 \pm 100	16.070-16.920	(4)
s/i	5633,5	741,0	13.845 \pm 90	16.090-16.910	(4)
s/i	5633,5	741,0	13.890 \pm 90	16.140-16.960	(4)
VR62A1	5640,3	757,7	13.910 \pm 60	16.190-16.950	este estudio
s/i	5627,2	743,8	13.970 \pm 90	16.230-17.050	(4)
VR18	5596,8	248,3	13.990 \pm 100	16.230-17.090	este estudio
Promedio ponderado			13.830\pm20	16.120-16.840	

s/i: sin información

(*) Las edades calibradas se entregan con un rango de confianza de 95,4% (2σ).

(1) Clavero (1996)

(2) Moreno (1993)

(3) Moreno *et al.* (1994a)

(4) Denton, Clapperton (comunicación escrita en Moreno y Clavero, 2006)

Depósitos post-ignimbrita. Las coladas de lava andesítico-basálticas de Pucura que afloran en el río Voipir (al W del volcán) corresponden, según Clavero y Moreno (2004), a los primeros productos efusivos luego del evento de la ignimbrita Licán.

En el flanco norte del volcán, la ignimbrita está cubierta por una secuencia de depósitos de caída y de flujos piroclásticos intercalados. Por ejemplo, en el afloramiento 16 (Figura 2.12) se distingue, desde abajo hacia arriba (columna derecha en Figura 2.13):

- un depósito de flujo piroclástico, rico en ceniza, argilizado, de 2 m de espesor y con madera carbonizada cuya datación dio 10.130 \pm 60 años A.P.
- un nivel de pómez de caída, correspondiente al depósito Neltume del volcán Mocho Choshuenco que, debido a su color claro, constituye un excelente nivel guía en la zona.
- un pequeño depósito de flujo piroclástico, de 37 cm de espesor, constituido por ceniza argilizada, con carbón datado en 9.710 \pm 180 años A.P.
- 26 cm de escorias de caída, de tamaño lapilli (1 cm, en promedio), con gradación normal.

- un paleosuelo, de 17 cm de espesor.
- cinco niveles de depósitos de caída de escoria y ceniza, cuyo espesor total alcanza 33 cm. El espesor de los niveles individuales varía entre 1 y 16 cm y la unidad de mayor potencia muestra alternancia entre cenizas finas y gruesas.
- un depósito de flujo piroclástico arcilloso, de 70 cm de espesor, con escorias negras y madera carbonizada cuya datación arrojó una edad de 8.380 ± 80 años A.P.
- 11 cm de lapilli escoriáceo de caída.
- un nivel de ceniza fina argilizada, de 12 cm de espesor.

2.3.4 Estratigrafía de la ignimbrita Pucón y depósitos asociados

Depósitos previos a la ignimbrita. Los productos que pueden considerarse anteriores al evento Pucón son (Figura 2.16):

- coladas de lava. Dentro de ellas, se pueden distinguir dos grupos. Andesitas basálticas relativamente silíceas (56% SiO₂; sitios 96, 114 y 119 en Figura 2.11), de aspecto vítreo, con bandas de distinta vesicularidad y con disyunción prismática local se interpretan como genéticamente relacionadas con la ignimbrita Pucón (ver más abajo) mientras que las más básicas (53-54% SiO₂) (afloramientos 58, 73) son más antiguas. Todas tienen entre 1,5 y 5 m de espesor, son de aspecto brechoso en su base y techo y presentan textura porfírica.

- un depósito de flujo piroclástico, de hasta 1,1 m de espesor, que está ampliamente distribuido alrededor del edificio volcánico. Tiene un color amarillento característico (Figura 2.18A), producto de la argilización de la matriz, y su material juvenil corresponde a bombas finamente vesiculadas de color gris y de composición andesítica (57% SiO₂). Correspondería al flujo piroclástico Afunahue que fue datado en 4.090 años A.P. por Moreno *et al.* (1994a).

- un depósito de oleada piroclástica con pómez, de color pardo claro. Este nivel alcanza hasta 30 cm en el flanco N del volcán (afloramientos 73 y 113). Las pómez, de aspecto fibroso y cuyo tamaño máximo alcanza unos 3 cm, muestran bandas de material más oscuro y más claro, evidenciando, probablemente, mezcla de magmas. Las bandas más claras son de composición dacítica (63% SiO₂). Este depósito yace directamente bajo el horizonte piroclástico de caída, precursor de la ignimbrita Pucón (Figura 2.18G).

- además de los productos anteriores, un tipo particular de clastos en la ignimbrita corresponden a fragmentos poco vesiculares con disyunción prismática (fragmentos PVDP, *cf.* ignimbrita Pucón). Argumentos petrológicos (ver Capítulo 4) demostrarán que estos clastos forman dos series magmáticas, una relacionada con los magmas juveniles de la unidad inferior de la ignimbrita (P1), emitidos durante la primera fase eruptiva de Pucón, mientras que la otra está asociada a la segunda gran fase explosiva (P2). Estos argumentos petrológicos indican, además, que la serie de PVDP en los productos piroclásticos de P2 fue emitida entre P1 y P2 y, por lo tanto, representaría rocas inmediatamente previas a la segunda fase de la erupción de Pucón. Por otro lado, los fragmentos PVDP en P1 (y ausentes en P2) tienen características texturales y geoquímicas similares a las lavas genéticamente relacionadas con la ignimbrita, descritas más arriba y, por lo tanto, son productos que preceden la fase 1 de Pucón.

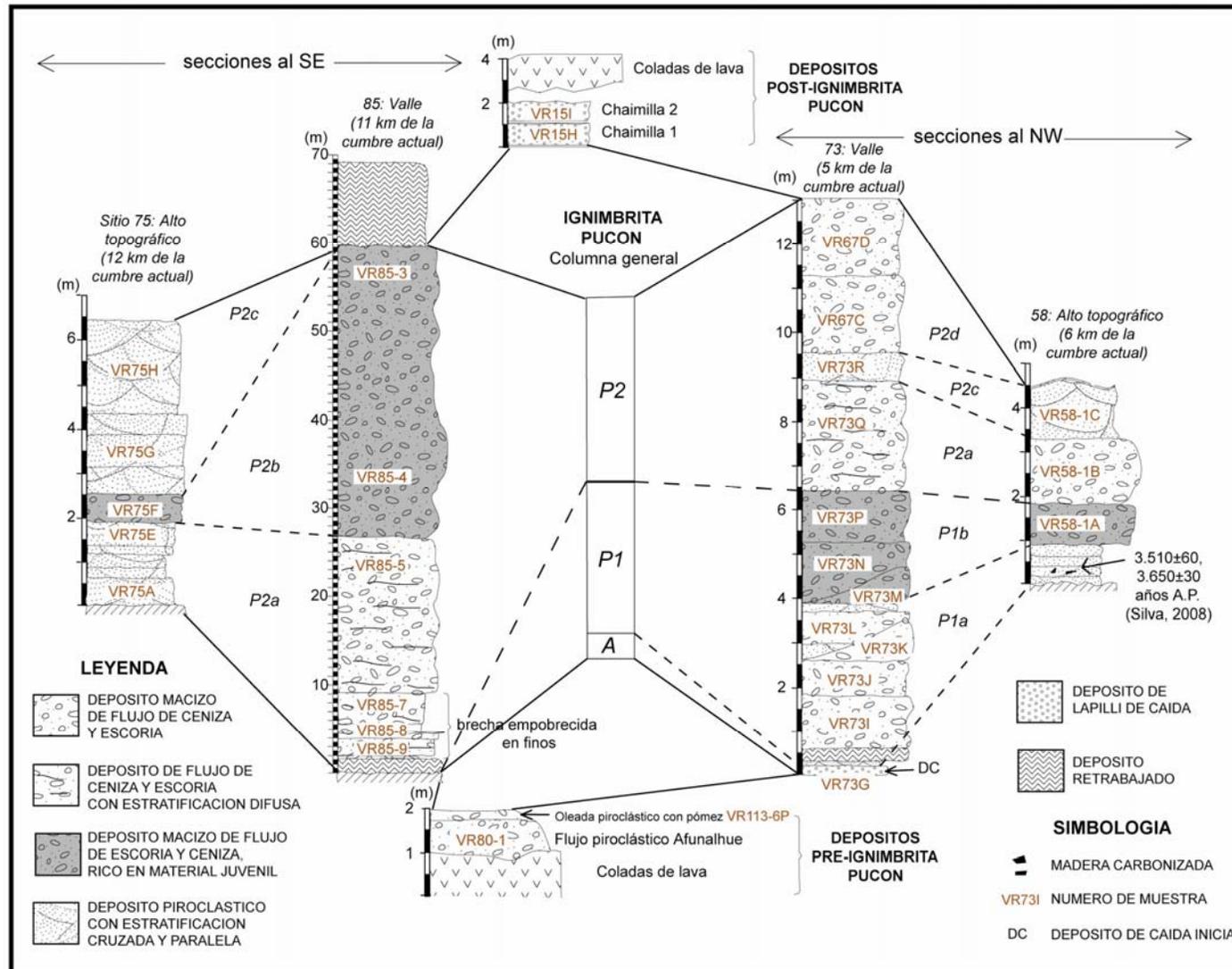


Figura 2.16: Columnas estratigráficas de la ignimbrita Pucón y de depósitos pre- y post- ignimbrita (modificado de Silva, 2008). Ubicación de afloramientos en Figura 2.17. La columna central representa la estructura interna simplificada propuesta por Silva (2008). A=depósito de caída inicial, P1=unidad inferior (sin granitoides), P2=unidad superior (con granitoides).

Ignimbrita Pucón. Según Silva (2008), se distinguen dos secuencias (P1 y P2) de depósitos de PDC, de distribución radial, que alcanzaron distancias de hasta 16 km desde el centro de emisión (Figura 2.17), con espesores máximos de 70 m en los valles. Las secuencias se diferencian por la presencia o no de granitoides del basamento, tanto como fragmentos líticos como inclusiones en las escorias. El volumen total de la ignimbrita Pucón es del orden de 3 km³. El material juvenil tiene composición andesítico-basáltica (54-56% SiO₂). Las proporciones de escorias y fragmentos líticos varían ampliamente, originando niveles más oscuros (grises a negros, ricos en material juvenil) y más claros (de color pardo, enriquecidos en componentes accidentales).

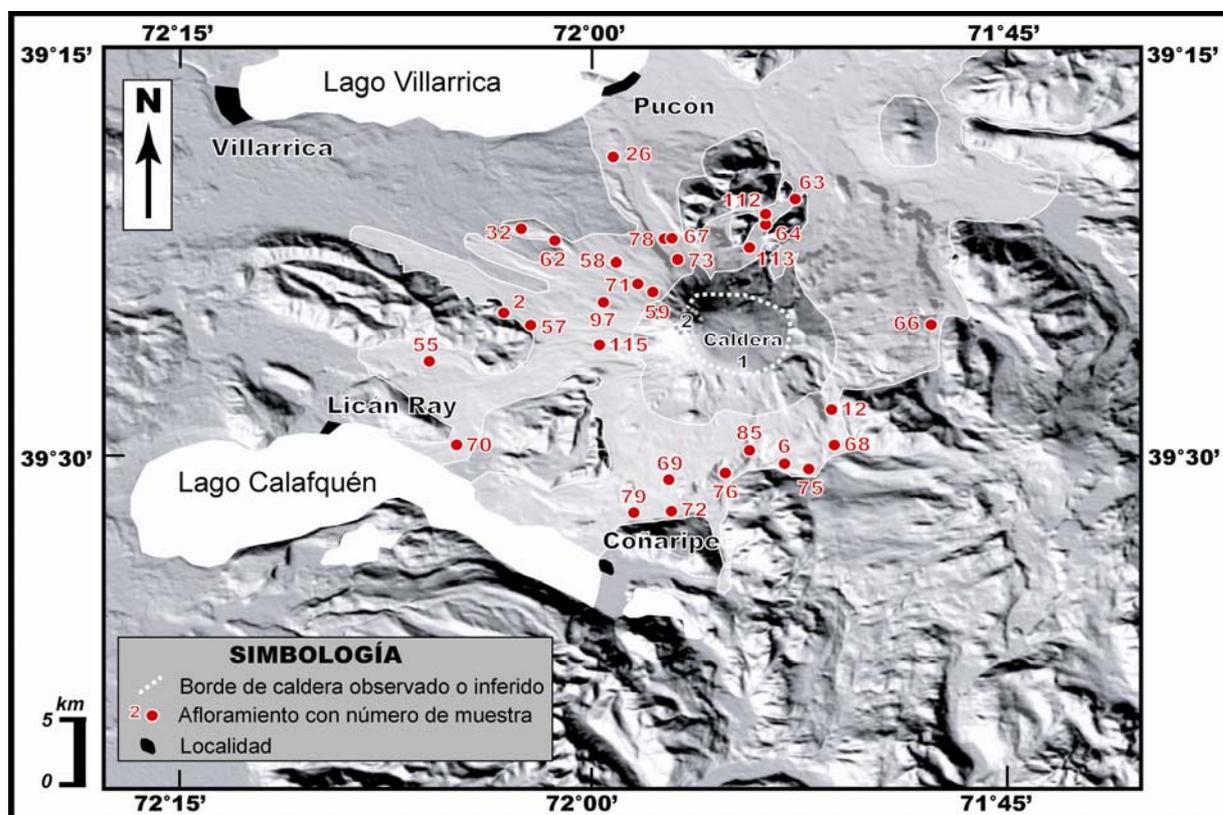


Figura 2.17: Distribución de la ignimbrita Pucón (área en blanco, tomada de Clavero, 1996) y localización de los afloramientos estudiados.

En la base de la ignimbrita Pucón se observa un depósito estromboliano de caída que aflora sólo en los flancos norte y este. Su espesor varía entre 10 y 20 cm (14 a 5 km del volcán). Está compuesto por material escoriáceo de tamaño ceniza a lapilli grueso. El contacto concordante con los primeros flujos de P1 indica un intervalo de tiempo muy corto entre la fase estromboliana y el colapso de la columna eruptiva. P1 ocurre sólo en los flancos oeste y norte del volcán, cubriendo una superficie de unos 180 km² con un volumen de 0,6 km³ que

representa un 20% del volumen total. Alcanza hasta 13 m de espesor en los valles, reduciéndose drásticamente sobre los altos topográficos (Figura 2.16). El límite entre P1 y P2 es tajante. En comparación con P1, P2 se caracteriza por la presencia de granitoides del basamento, tanto como fragmentos líticos como inclusiones en las escorias (Figura 2.18B, C). Los diferentes flujos tienen una distribución radial alrededor del volcán, cubriendo un área de unos 530 km². El volumen ha sido estimado en 2,5 km³. P2 alcanza un espesor de hasta 70 m en los valles y hasta 6 m en los altos topográficos.

De acuerdo a criterios texturales y composicionales, Silva (2008) distinguió varias subunidades en P1 y P2, y sus principales características son:

P1: La base está formada por una subunidad de color café (P1a), rica en componentes líticos, la cual ha sido subdividida en P1aI a P1aIV. P1aI corresponde a un depósito de oleada piroclástica de poco espesor (15-40 cm), mientras que P1aII a P1aIV son depósitos macizos de flujos piroclásticos, de color café y sin continuidad lateral, los cuales, en conjunto, pueden alcanzar un espesor mayor a 15 m.

La subunidad P1b está compuesta por flujos más ricos en componentes juveniles que P1a, otorgándole un color negro característico. En los valles alcanza espesores mayores a 10 m. P1 termina con uno a tres depósitos de flujos piroclásticos cuyo espesor varía entre 0,5 y 10 m (P1c).

P2: La subunidad P2a es la litofacies más voluminosa de P2 y se encuentra alrededor de todo el volcán. Está constituida por depósitos de flujos piroclásticos de color pardo, macizos o con estratificación difusa (Figura 2.18D). Alcanza su espesor máximo en el sur (más de 20 m; Figura 2.18E). Sobre P2a se disponen depósitos de flujos piroclásticos ricos en material juvenil (P2b), los cuales son de extensión lateral limitada, con hasta 30 m de espesor. Yacen bajo la subunidad P2c, la cual consiste en un depósito de oleada piroclástica, distribuido alrededor de todo el volcán. Tiene un espesor promedio de 0,5 a 1 m. El depósito es de color pardo, rico en líticos. La subunidad P2d forma el techo de la secuencia y está formada por uno a tres depósitos de flujo piroclástico, concentrados en los valles, de carácter macizo y de color pardo.



Figura 2.18: Depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Pucón. A) flujo piroclástico Afunalhue (afloramiento 80). B) y C) bombas típicas de P2, con abundantes inclusiones de granitoides, tanto como fragmentos angulares (B) como parcialmente fundidos (C). D) sección en un valle del flanco NW del volcán (afloramiento 73). E) estratigrafía de P2 en el SE (sitio 85). F) dunas en el techo de P2 en contacto con depósitos piroclásticos de caída post-Pucón (la= lapilli acrecionario). G) Depósito de oleada piroclástica con pómez bajo el depósito de caída precursor de la ignimbrita (D-G de Silva, 2008).

El límite entre las unidades P1 y P2 se caracteriza por la interrupción abrupta de pipas de desgasificación en el techo de P1, la presencia de depósitos de retrabajo local en el techo de P1 y la aparición repentina de granitoides del basamento.

Los componentes de la ignimbrita Pucón han sido subdivididos en tres grupos: escorias juveniles, fragmentos poco vesiculares con disyunción prismática (fragmentos PVDP) y clastos accidentales. Los fragmentos PVDP son de color azul a negro, con superficies lisas a levemente ásperas y se cree que han sido formados por fracturamiento prismático. Son abundantes en la base de P1 y P2, decreciendo abruptamente hacia el techo de cada unidad. Su origen ha sido tema de discusión (juvenil o no; Silva, 2008). Los clastos accidentales incluyen fragmentos volcánicos frescos, fragmentos alterados y granitoides.

Clavero (1996) estimó una edad de 3.700 años A.P. para la ignimbrita Pucón, basándose en 3 (de 4) dataciones existentes en la literatura. La más antigua fue discutida y excluida por este autor. Cuatro nuevas dataciones fueron realizadas. El promedio ponderado de todas las edades disponibles es de 3.655 ± 20 años A.P., correspondiendo a un rango de edades calibradas entre 3.900 y 4.000 años, de acuerdo a la curva de Stuiver *et al.* (1998) para el hemisferio norte (Silva, 2008). En este trabajo se calibraron las edades con el programa CALIB para el hemisferio sur, obteniendo un rango promedio ponderado de 3.840-3.980 años (Tabla 2.2).

Tabla 2.2: Dataciones ^{14}C de la ignimbrita Pucón. La fila sombreada corresponde a una muestra no considerada ni en la calibración ni en el promedio de la edad.

N° de muestra	Subunidad de la ignimbrita Pucón	Coordenadas UTM		Edad ^{14}C (años A.P. $\pm 1\sigma$)	Rango de edad calibrada (*)	Referencia
		N	E			
VR2	P2(S)a	5633,6	753,7	3.710 \pm 50	3.840-4.150	(1)
VR12	P2(S)b	5629,3	258,3	3.670 \pm 60	3.720-4.140	(1)
VR15D	P1a (superior)	5637,5	244,3	3.650 \pm 30	3.730-4.060	(1)
VR15F	P1a (superior)	5637,5	244,3	3.510 \pm 60	3.560-3.890	(1)
271191-1	P1b	5643,2	243,6	3.580 \pm 70	3.620-4.060	(2)
240492-2	P2 retrabajado	5629,5	238,0	3.740 \pm 70	3.830-4.240	(3)
021191-1	P2(S)b	5623	254,3	3.770 \pm 80	3.840-4.380	(3)
021191-2	P2	5623,7	255,6	3.950 \pm 70	-	(3)
Promedio ponderado				3.655\pm20	3.840-3.980	

(*) Las edades calibradas se entregan con un rango de confianza de 95,4% (2σ).

(1) Silva (2008)

(2) Moreno (1993)

(3) Moreno *et al.* (1994a)

Depósitos post-ignimbrita Pucón

Depósitos piroclásticos de caída. En los flancos norte y este del volcán se observa una secuencia de niveles de caída. Su espesor máximo es de unos 3 m a unos 4 km del cono, disminuyendo hasta unos 60 cm a 12 km. La secuencia está constituida por una alternancia de niveles de lapilli escoriáceo, no consolidados, de color negro, bien seleccionados, con estratificación paralela (Chaimilla 1 y 2, Figura 2.18F), producidos, probablemente durante erupciones estrombolianas vigorosas a subplinianas (Moreno, 1993), y horizontes consolidados de lapilli acrecionario y ceniza, de color anaranjado y poco espesos (hasta 10 cm) que serían producto de erupciones freáticas o hidrotermales (Silva, 2008). El contacto entre la ignimbrita y el primer nivel de lapilli acrecionario es concordante, conservándose estructuras intrínsecas de la ignimbrita en su techo (Figura 2.18F), lo cual, junto con la ausencia de bioturbación y retrabajo importante, indica un intervalo corto de tiempo entre la erupción de la ignimbrita Pucón y las erupciones generadoras de las caídas.

Coladas de lava provenientes del cono principal. Forman el techo de secciones donde aflora la ignimbrita Pucón y los depósitos de caída descritos anteriormente o rellenan valles labrados en los depósitos de ésta. Para este estudio se tomaron muestras en distintos valles alrededor del volcán (sitio 69 lado sur del volcán; 65 y 63 en el río Pedregoso al NNE; 67, 73 y 77 en el Zanjón Seco al N; 62 y 97 en el río Correntoso al NW y 114 y 202 en el río Chaillupén al SSW; Figura 2.11). Las lavas son producto de erupciones ocurridas entre 3.700 años A.P. (la edad de la ignimbrita Pucón) y 1971 d.C. En un sitio se encontró material carbonizado cuya datación arrojó 1.120 ± 15 años A.P. (afloramiento 62, Figura 2.11), mientras que en otro (afloramiento 73) una colada fue datada en 720 ± 35 años A.P. Ambas lavas son ricas en fenocristales relativamente grandes mientras que coladas emitidas durante erupciones históricas (1787 y 1971) también son porfíricas, pero con un promedio menor del tamaño de fenocristales.

Coladas de lava provenientes de centros eruptivos adventicios. En muchos volcanes, los productos emitidos a partir de centros eruptivos adventicios son menos diferenciados que los materiales que hacen erupción a través del cono principal y, por lo tanto, su estudio permitiría obtener valiosa información acerca de los magmas parentales. Por este motivo, se muestrearon lavas y material piroclástico proveniente de las unidades jóvenes (<1.620 años A.P.) de los centros adventicios Chaillupén y Los Nevados.

2.3.5 Estratigrafía de la ignimbrita Curacautín y depósitos asociados

Depósitos pre-ignimbrita. En el sector sur y este del edificio existen afloramientos asignados a la unidad Llama Ancestral 1 por Naranjo y Moreno (2005). El afloramiento estudiado (afloramiento 32 en Figura 2.19) está constituido por coladas de lavas de gran espesor (hasta 20 m) y con fracturamiento denso, producto de contacto entre lava y hielo. Las características anteriores, junto con abundante vidrio en la masa fundamental (ver sección 3.4.1), indicarían que estas lavas, de composición andesítico-basáltica (55% SiO₂), habrían hecho erupción durante la última glaciación ocupando paleocanales labrados por el hielo.

Ignimbrita Curacautín. La ignimbrita Curacautín marca el inicio de la etapa explosiva que duró hasta hace unos 7 ka A.P. El depósito cubre más de 2.200 km², alcanzando un espesor máximo de 52 m (Naranjo y Moreno, 2005). En la Figura 2.20 se muestra su distribución, incluyendo los afloramientos estudiados. En base a observaciones de terreno y dataciones de ¹⁴C, se han distinguido dos unidades principales (Figura 2.21): Curacautín 1 (unidad inferior) y 2 (unidad superior). La unidad inferior se encuentra ampliamente distribuida alrededor del volcán. El depósito, generalmente macizo y sin estructuras sedimentarias (con capas hasta de 10 m de espesor), está constituido por bombas escoriáceas (tamaño máximo de 20 cm; 51-58% SiO₂), principalmente, y fragmentos líticos, en menor proporción, inmersos en abundante matriz (Figura 2.22A, B). Entre los fragmentos líticos destacan rocas volcánicas andesítico-basálticas y granitoides.

Sobre este nivel macizo se disponen depósitos de oleadas piroclásticas que pertenecen a la unidad superior. Pipas de desgasificación observadas en la parte maciza terminan abruptamente en el contacto con estas oleadas (Figura 2.22C). Existen cambios en el color del depósito desde la base hacia el techo (de gris oscuro a pardo claro), al mismo tiempo que las capas macizas pasan transicionalmente a más difusamente estratificadas junto con la repentina aparición de lapilli vítreo “congelado” (“quenched”). La unidad superior es discordante con la inferior y rellena drenajes formados por la erosión de la Curacautín 1. Depósitos de oleadas marcan su inicio. Son de color gris oscuro, muestran estratificación cruzada y tienen lentes de material fino que alterna con otros de granos más gruesos. Los lentes están bien seleccionados y formados, principalmente, por lapilli y ceniza. Los depósitos están cubiertos por niveles de flujos de ceniza y escoria, cuyo espesor varía entre 2 y 5 m y en los cuales se han distinguido hasta siete unidades de flujo sucesivas. Hacia el techo, la secuencia presenta estratificación difusa (Figura 2.22D) y grada transicionalmente a un último depósito de oleada piroclástica que puede alcanzar hasta 4 m de espesor.

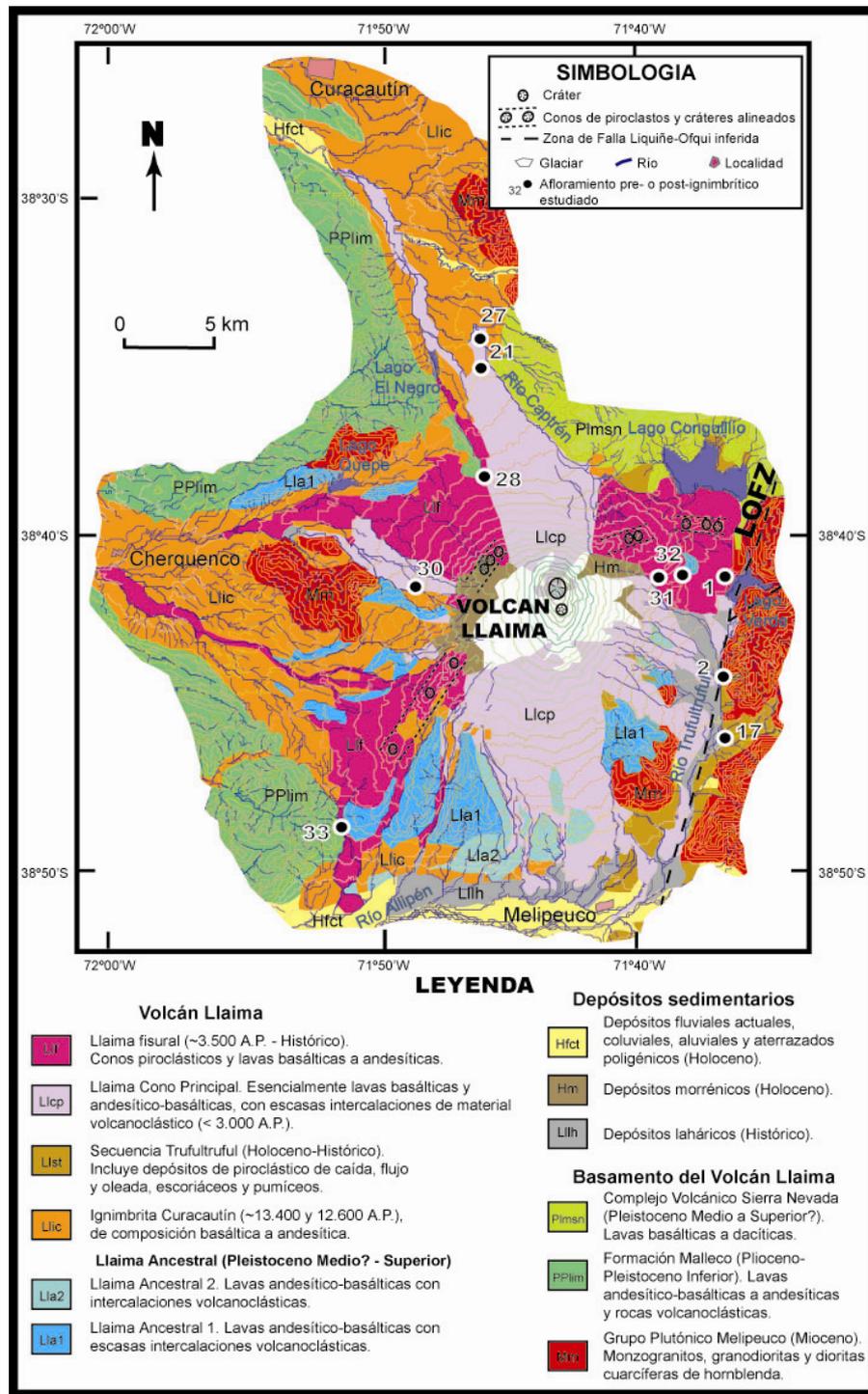


Figura 2.19: Localización de los afloramientos pre- y post-ignimbrita Curacautín estudiados en el mapa geológico del volcán Llaima.

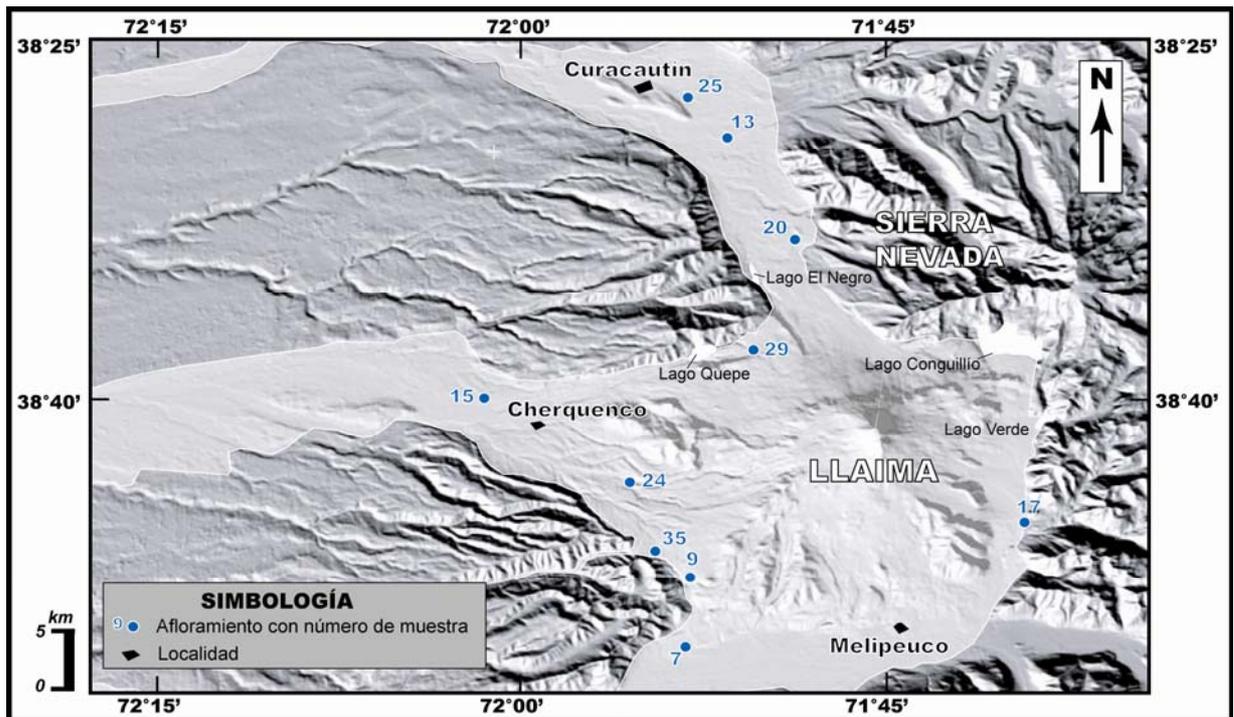


Figura 2.20: Distribución de la ignimbrita Curacautín alrededor del volcán Llaima (área cubierta en blanco; tomada de Naranjo y Moreno, 1991). También se muestra la localización de los afloramientos estudiados. Los números indican los sitios de muestreo.

La existencia de depósitos de retrabajo y de la discordancia indica un intervalo de tiempo significativo entre la erupción de las unidades 1 y 2. En el río Captrén (sitio 20 en Figura 2.20), los depósitos de retrabajo alcanzan 4 m de espesor, presentan estratificación paralela y los clastos de tamaño lapilli y ceniza presentan formas redondeadas características.

Existen nueve dataciones por ^{14}C de la ignimbrita Curacautín (Figura 2.23; Tabla 2.3) que varían entre ~12.500 y 13.850 años A.P. La más antigua (LL24A: 13.850±150) podría sufrir un “old wood problem” y no es incluida en el cálculo de la edad calibrada. El gráfico de los datos no calibrados sugiere dos poblaciones: una de ~13.200 años A.P. (4 dataciones) y otra de ~12.600 años A.P. (4 dataciones provenientes del techo). Lo anterior podría indicar que la ignimbrita Curacautín se generó en dos eventos, lo cual concuerda con las distinciones de diferentes unidades (Curacautín 1 y 2) en terreno.

Las edades calibradas sugieren que la unidad inferior corresponde a un evento que ocurrió unos 15.700 años A.P. mientras que la erupción de los flujos superiores se produjo hace unos 14.800 años (Figura 2.24).

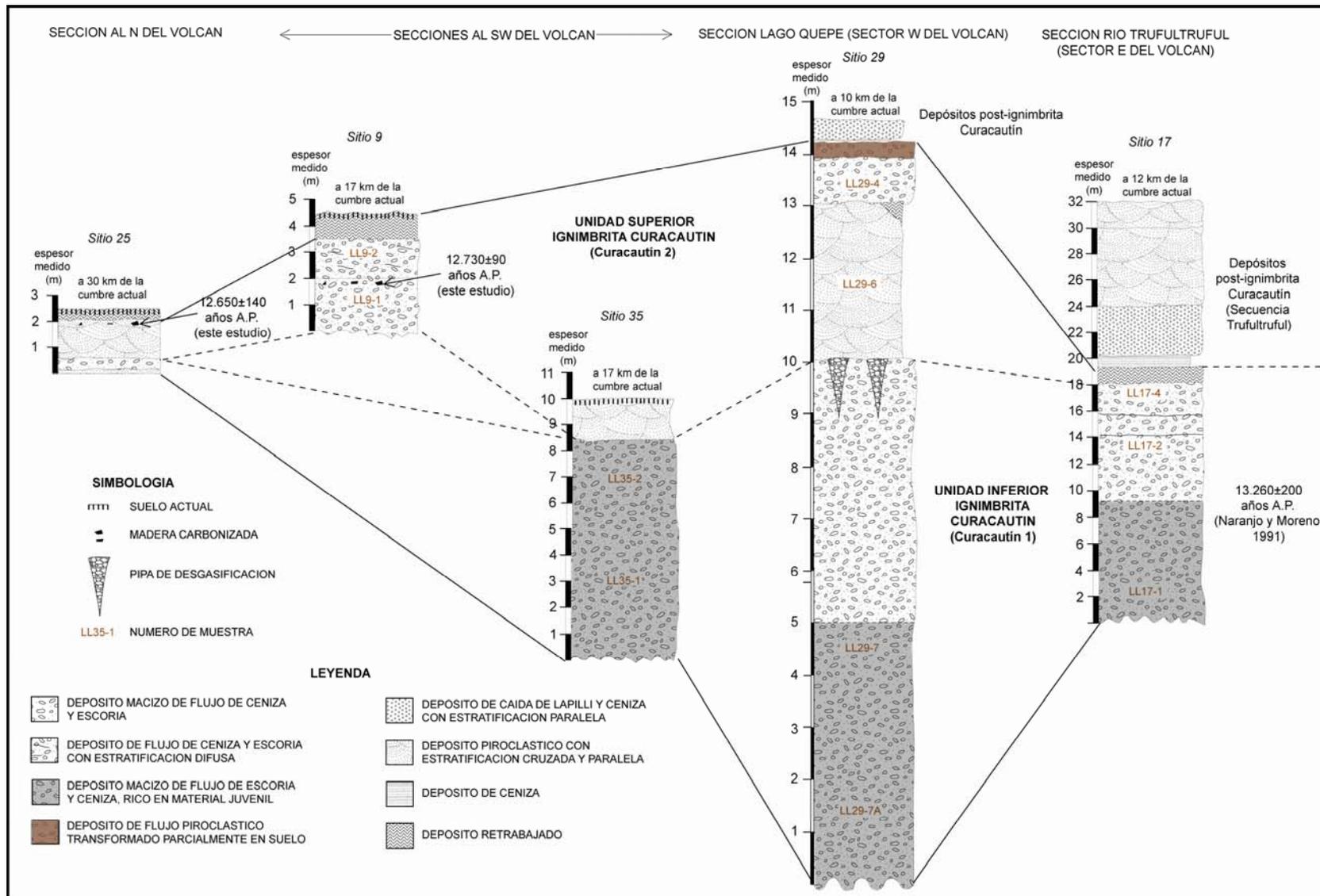


Figura 2.21: Columnas estratigráficas de la ignimbrita Curacautín, al N (afloramiento 25 en Figura 2.20), SW (afloramientos 9 y 35), W (lago Quepe, afloramiento 29) y E (valle del río Trufultruful, afloramiento 17) del volcán.

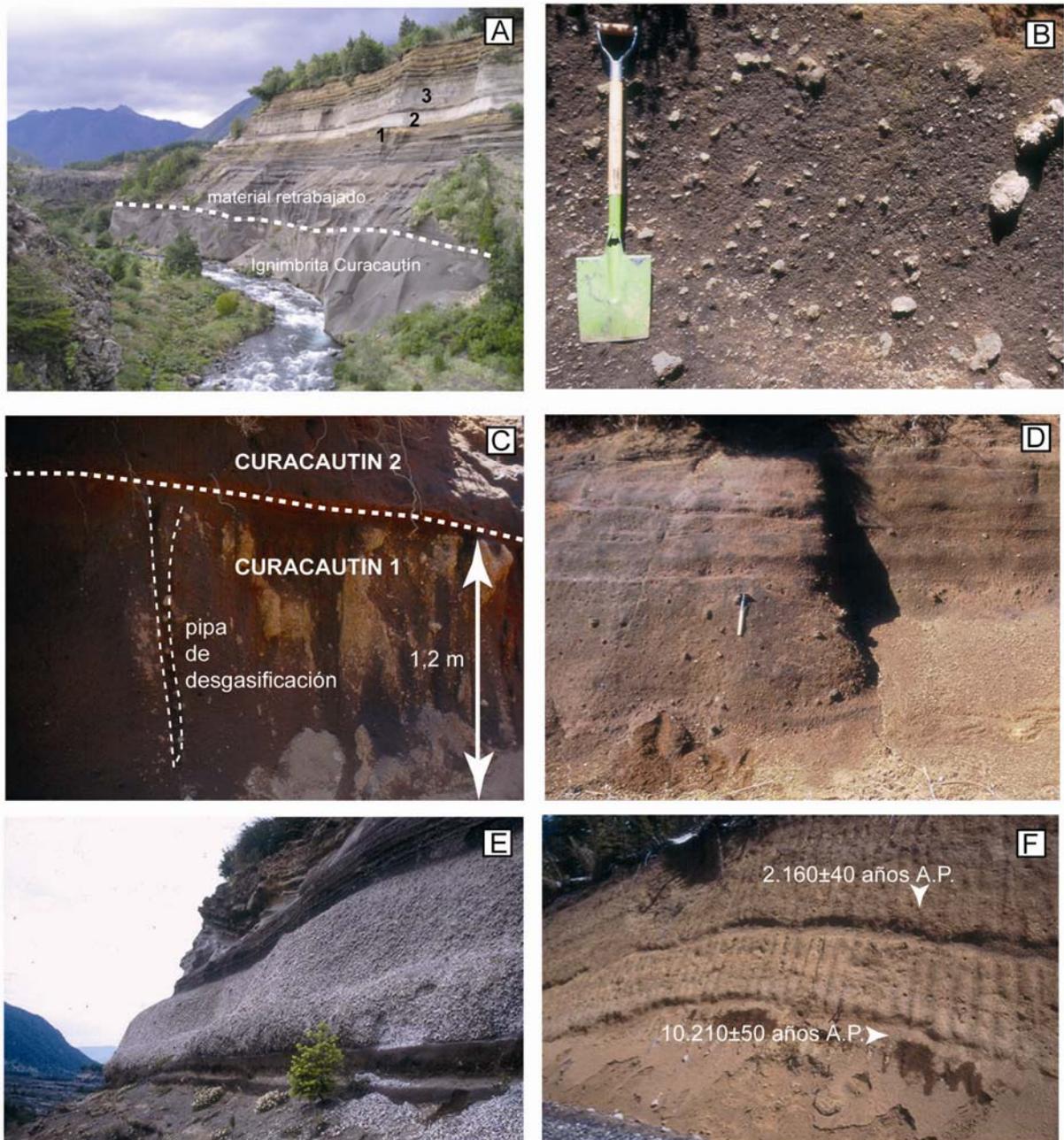


Figura 2.22: Características de terreno de los depósitos syn- y post-ignimbrita Curacautín. A) depósito macizo de Curacautín 1 (río Trifultruful, al este del volcán), de unos 20 m de espesor, bajo una secuencia de material reabajado de la misma ignimbrita, tefras de caída alternadas con paleosuelos (1), un depósito de pómez pliniana (2) y oleadas piroclásticas (3). B) Curacautín 1 en el sector del lago Quepe (al oeste del volcán), con pipas de desgasificación hacia el techo (C) y bajo Curacautín 2. D) depósitos de flujos que gradan a niveles con estratificación difusa (Curacautín 2). E) detalle del depósito de pómez pliniana, de 4 m de espesor (río Trifultruful). F) otros depósitos post-ignimbriticos, datados en 10.210±50 y 2.160±40 años A.P.

Tabla 2.3: Dataciones ^{14}C de la ignimbrita Curacautín y secuencias de depósitos posteriores (hasta ~ 7 ka). La muestra LL24A (en gris) no fue considerada ni en la calibración ni en el promedio de la edad de la ignimbrita.

N° de muestra	Depósito	Coordenadas UTM		Datación ^{14}C (años A.P. $\pm 1\sigma$)	Rango de edad calibrada (A.P.) *	Referencia
		N	E			
LL28-6D	post-IC	5719,5	258,3	2.160 \pm 40	-	este estudio
070487-1A	post-IC	5711,4	272,0	7.420 \pm 180	-	(1)
LL17F	post-IC	5705,5	271,9	9.930 \pm 70	-	este estudio
LL28-2	post-IC	5719,5	258,3	10.210 \pm 50	-	este estudio
230191-1B	post-IC	5728,0	257,2	10.270 \pm 230	-	(2)
010200-1B	post-IC	5708,4	272,2	10.530 \pm 100	-	(2)
LL17B	post-IC	5705,5	271,9	10.610 \pm 180	-	este estudio
LL24B	C2	5709,2	246,4	12.510 \pm 40	14.270-14.960	este estudio
LL25	C2	5739,9	249,9	12.650 \pm 140	14.220-15.280	este estudio
LL9	C2	5702,1	250,9	12.730 \pm 90	14.660-15.360	este estudio
261089-2A	C2	5725,2	258,8	12.760 \pm 130	14.470-15.510	(1)
Promedio ponderado unidad superior				12.570\pm30	14.570-15.060	
040487-7	C1	5701,9	251,0	13.200 \pm 150	15.150-16.170	(1)
LL13	C1	5736,2	253,4	13.230 \pm 330	14.710-16.680	este estudio
190190-1BC	C1	5705,8	272,0	13.260 \pm 200	15.130-16.350	(1)
041189-1A	C1	5736,2	253,4	13.460 \pm 400	14.850-17.180	(1)
LL24A	C1	5709,2	246,4	13.850 \pm 150	-	este estudio
Promedio ponderado unidad inferior				13.240\pm110	15.260-16.150	

(*) Las edades calibradas se entregan con un rango de confianza de 95,4% (2σ)

(1) Naranjo y Moreno (1991)

(2) Naranjo y Moreno (2005)

C1 = unidad inferior de la ignimbrita; C2 = unidad superior; - no determinado

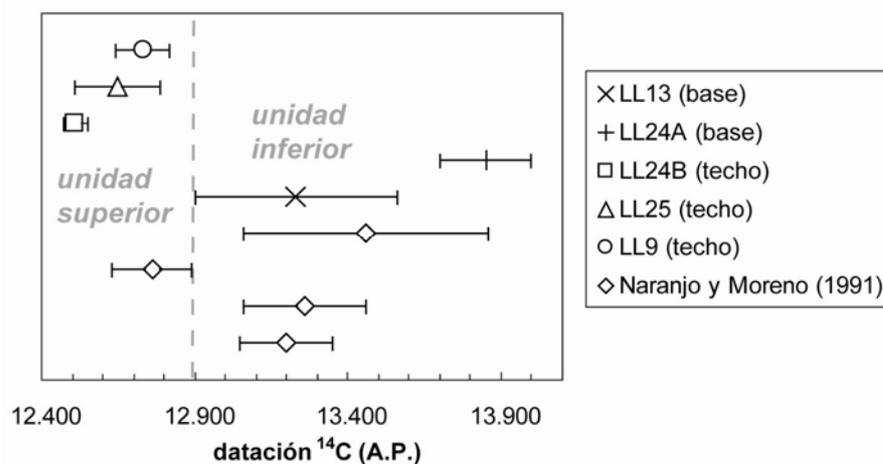


Figura 2.23: Dataciones ^{14}C (años A.P. $\pm 1\sigma$) disponibles para la ignimbrita Curacautín (4 datos de la literatura y 5 datos nuevos).

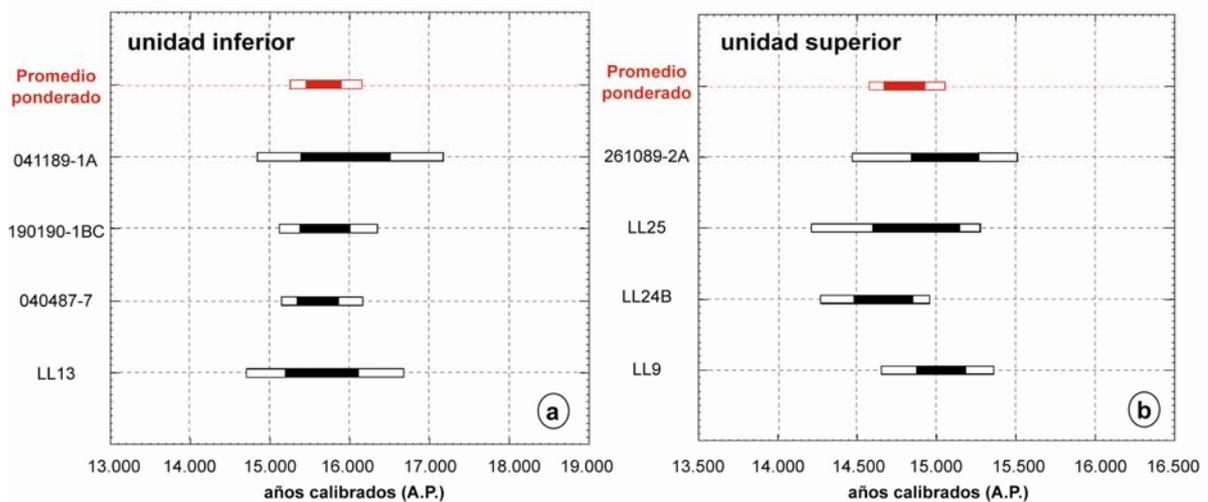


Figura 2.24: Edades calibradas de la ignimbrita Curacautín. a) unidad inferior, b) unidad superior. Las barras corresponden a 1σ y 2σ .

Depósitos post-ignimbrita Curacautín. La ignimbrita Curacautín está cubierta por depósitos, de espesor variable, de material volcanoclástico retrabajado, producto de la erosión de la misma ignimbrita (figuras 2.22A y 25). Le sucede una secuencia estratificada constituida por depósitos piroclásticos de flujo, caída y oleada, que abarca el período de tiempo desde unos 10.500 años A.P. hasta el actual (17 dataciones por ^{14}C de Naranjo y Moreno, 2005). Se consideran sólo los depósitos inferiores de esta secuencia ya que son los que están más cerca en el tiempo a la ignimbrita. La sección estudiada incluye, de base a techo (figuras 2.22A y 25):

1. Tefras de caída, producto de erupciones subplinianas, alternadas con paleosuelos. Se distinguen, por lo menos, cuatro niveles de tefras, las cuales están formadas, principalmente, por escorias andesítico-basálticas, aunque en un depósito hacia el techo se observaron pómez de composición dacítica. Dataciones de restos carbonizados en dos de los seis paleosuelos reconocidos dieron edades de 10.610 ± 180 años A.P. y 9.930 ± 70 años A.P., proviniendo el primero de la parte central y el último del techo de la secuencia. La edad de 10.610 ± 180 años A.P. se traslapa con las edades de 10.530 ± 100 y 10.270 ± 230 años A.P. entregadas por Naranjo y Moreno (2005) (Tabla 2.3).

2. Sobre la secuencia anterior yace un importante depósito pliniano de caída, de hasta 4 m de espesor (Figura 2.22E). En su base, un delgado nivel de líticos de tamaño ceniza a lapilli fino, de 6 cm de espesor, pasa gradualmente a la parte maciza del depósito, la cual está compuesta por lapilli y bombas de pómez fibrosa, de 69% de SiO_2 y color gris claro rosáceo presentando, localmente, bandas de color más oscuro. Los últimos 70 cm del depósito se caracterizan por un

progresivo cambio de color (a gris azulado), marcado por un aumento del porcentaje de clastos oscuros. Estos clastos juveniles, de tamaño lapilli y 61% SiO₂, predominan en los últimos 30 cm bajo el techo del depósito.

3. Dos depósitos de oleada piroclástica cubren la pómez anterior. El material de la oleada inferior es de composición andesítica. La oleada superior ha sido datada en 7.420±180 A.P. por Naranjo y Moreno (1991) (Tabla 2.3).

Al oeste del volcán (afloramiento 28 en Figura 2.19, a unos 1.200 m s.n.m.; Figura 2.22F), la sección está compuesta por seis depósitos volcanoclásticos, con espesores que varían entre 30 cm y 3,5 m, y que siguen la topografía ondulada formada subyacente. Estos, compuestos por lapilli escoriáceos andesítico-basálticos, corresponderían a niveles de caída y depósitos de “ash-cloud surges” que acompañaron a flujos piroclásticos que se desplazaron por el fondo del valle (a una diferencia de cota de unos 300 m). Estos últimos se caracterizan por contener lapilli fino, de composición andesítica, sumergido en una matriz ocre, rica en ceniza. Restos de madera carbonizada encontrados en el depósito más antiguo dieron una edad de 10.210±50 años A.P., mientras que el horizonte superior arrojó una edad de 2.160±40 años A.P. (Figura 2.22F).

Con el fin de comparar materiales piroclásticos con materiales efusivos, se muestrearon lavas provenientes tanto del cono principal como de las distintas unidades fisurales (ver sección 2.2.2). En su conjunto, estas rocas son < 3.500 años A.P. y de composición andesítico-basáltica, con un contenido de sílice restringido (52-55% SiO₂).

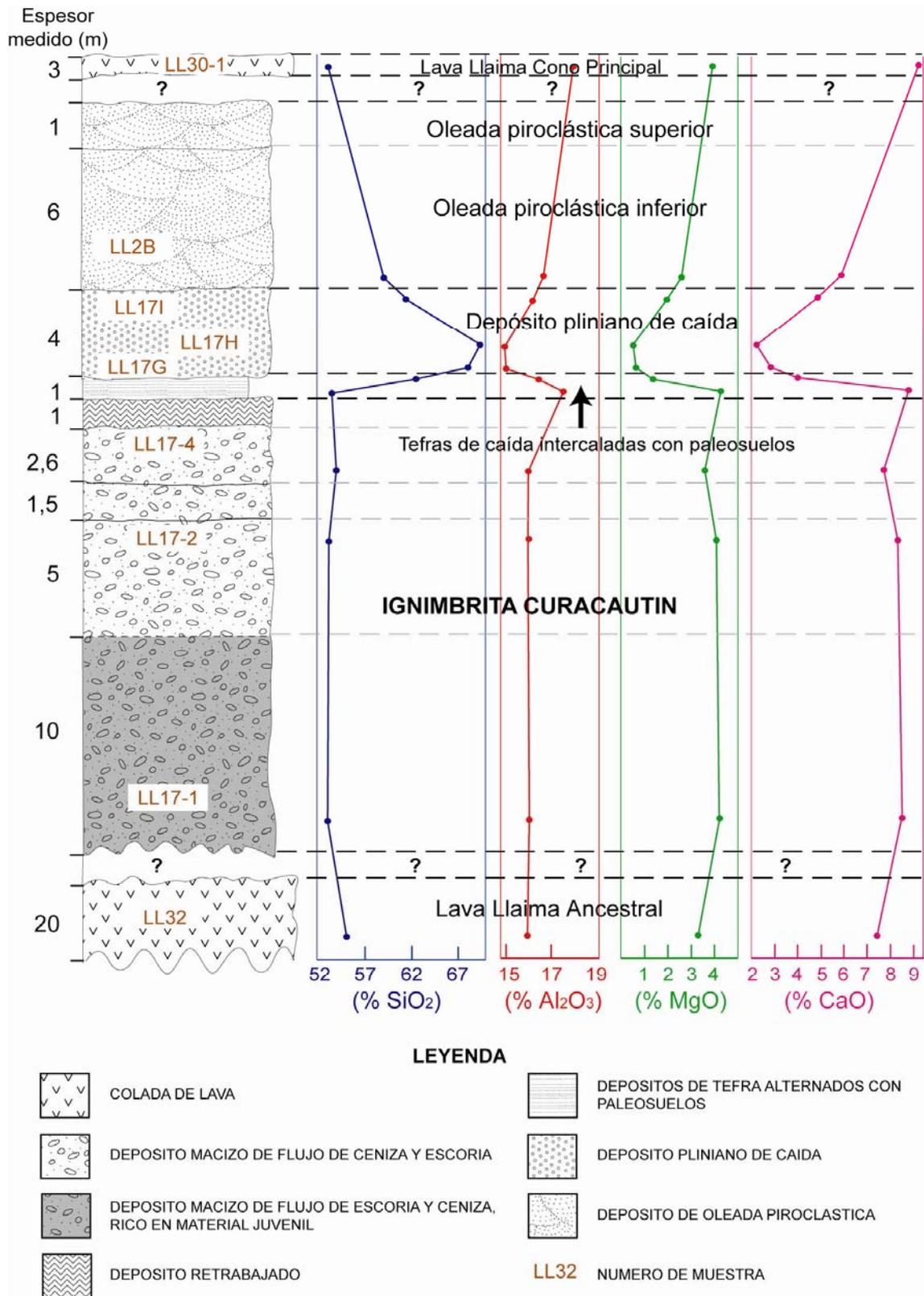


Figura 2.25: Columna estratigráfica de la ignimbrita Curacautín en el contexto geológico del Volcán Llaima. La secuencia que abarca desde la ignimbrita y hasta las oleadas piroclásticas corresponde a la del río Trufultruful (Figura 2.22A). Además, se muestra la variación de algunos elementos mayores (en % peso).

Capítulo 3

PETROGRAFIA, MINERALOGIA Y GEOTERMobarOMETRIA DE LAS IGNIMBRITAS LICAN, PUCON Y CURACAUTIN Y DEPOSITOS ASOCIADOS

3.1. Metodología

La petrografía y mineralogía se basan en el estudio de 120 cortes transparentes al microscopio, de los cuales se seleccionaron 46 para microsonda electrónica, realizándose más de 2.000 análisis de minerales y vidrio. Las abreviaciones de minerales utilizadas son las propuestas por Kretz (1983) (Anexo B). Se trabajó en la microsonda CAMECA-Camebax SX-100 del Laboratorio Magmas y Volcanes de la Universidad Blaise Pascal, Francia, con un haz de electrones de 15 kV de tensión de aceleración. La Tabla 3.1 entrega información acerca de las intensidades de corriente, los tiempos de conteo y los estándares utilizados.

Tabla 3.1: Condiciones analíticas para las mediciones de minerales y vidrio por microsonda electrónica. El tiempo de conteo para cada elemento se indica como subíndice (en segundos). Además, se entregan los estándares naturales o artificiales utilizados para la calibración de cada elemento (entre paréntesis). ATHO y VG2 son estándares de vidrio.

Material analizado	Intensidad de corriente	Tipo de cristal de difracción				
		TAP	PET	LPET	LLIF	TAP
Mineral	15 nA	Na _{10s} (albita) Mg _{10s} (MgO)	K _{10s} (ortoclasa) Ca _{10s} (wollastonita) Ti _{10s} (MnTiO ₃) P _{10s} (apatito)		Fe _{10s} (Fe ₂ O ₃) Mn _{20s} (MnTiO ₃) Cr _{10s} (Cr ₂ O ₃) Ni _{20s} (olivino)	Si _{10s} (albita) Al _{10s} (Al ₂ O ₃)
Vidrio	8 nA	Na _{10s} (albita) Mg _{20s} (MgO)	K _{10s} (ortoclasa) Ca _{10s} (wollastonita) Ti _{10s} (MnTiO ₃) P _{10s} (apatito)		Fe _{10s} (Fe ₂ O ₃) Mn _{30s} (MnTiO ₃)	Si _{10s} (ATHO) Al _{20s} (VG2)

El error asociado al análisis de cada elemento es estimado con métodos estadísticos (Ancy et al., 1978). Se obtiene un intervalo de confianza que depende del conteo de golpes correspondiendo al “peak” y al ruido de fondo, tanto en la muestra como en el estándar. Considerando que muchos minerales están zonados, el error en un elemento varía en función de su contenido. Así, el error asociado a la medición del Ca en una plagioclasa cálcica es menor que en una plagioclasa sódica. La Tabla 3.2 entrega el rango del error relativo (en %) para composiciones extremas de los principales minerales y vidrio.

Tabla 3.2: Errores relativos (en %) del análisis de las principales fases minerales y vidrios.

	Pl	OI	Cpx	Opx	Mag	Vidrio
Si	0,8-0,9	0,9-1,0	0,8	0,8		1,0
Ti			12,7-19,6	25,6-41,9	2,0-2,2	9,3-14,6
Al	0,9-1,1		2,9-6,9	7-11	3,7-4,5	1,6-1,8
Mn						21,3-36,9
Fe	18,3-22,2	1,5-2,3	2,0-2,9	1,5-2,0	1,0	3,0-4,6
Mg		0,9-1,2	1,5-1,8	1,2-1,6	4,1-4,3	3,9-4,6
Ca	1,9-3,0	15,5-18,5	1,9	6,1-6,3		4,4-5,5
Na	2,8-8,3					5,4-7,9
K	19,0-279,5					7,2-11,2
P						40,0-98,1

Los límites de detección dependen de: la concentración del elemento en el estándar, el número de golpes por segundos (tanto en el estándar como el ruido de fondo) y el tiempo de conteo (en la muestra y el ruido de fondo). En la Tabla 3.3 se resumen los límites de detección determinados según el método de Ancy et al. (1978).

Tabla 3.3: Límites de detección (en ppm) en la microsonda electrónica bajo las condiciones analíticas dadas en la Tabla 3.1.

	Si	Ti	Al	Mn	Fe	Mg	Ca	Na	K	P	Cr	Ni
a) Minerales	355	576	322	750	839	295	550	534	515	609	785	576
b) Vidrio	511	922	500	738	1388	408	710	663	680	975	-	-

- = no analizado

Los minerales son analizados con un haz puntual de electrones, mientras que para el vidrio, el haz es levemente desfocalizado, para evitar el daño por irradiación y la pérdida de álcalis (Na, principalmente). Dicho efecto es mayor en vidrios ácidos que en vidrios básicos. Sin embargo, Moune (2005), trabajando bajo condiciones analíticas similares a las de este estudio y con un haz de electrones de 5 μm , determinó subestimaciones de Na en vidrios de composición andesítico-basáltica. En vidrios riolíticos, un diámetro de 15 μm es necesario para obtener valores exactos (Hunt y Hill, 2001). El haz utilizado en este estudio es de 2 μm , impuesto por la abundancia de microlitos y el tamaño del vidrio en la masa fundamental. Por lo tanto, los análisis de vidrio sólo representan una aproximación a la composición real. En los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Curacautín se eliminaron alrededor del 50% de los datos de vidrio a causa de la contaminación por otras fases. Los datos de química mineral y de vidrio se encuentran en el Anexo C. La composición de los vidrios es tratada junto con los elementos mayores de roca total en el Capítulo 4.

La fórmula estructural del olivino ha sido calculada sobre la base de 4 oxígenos. La de las plagioclasas se calculó con 8 oxígenos. La de los piroxenos se obtuvo con 6 oxígenos y, mediante la ecuación general de Droop (1987), que considera criterios estequiométricos, se estimaron las concentraciones de Fe^{3+} . En su totalidad, los piroxenos estudiados pertenecen al grupo de los piroxenos de Ca-Mg-Fe (Quad), según la nomenclatura propuesta por la "International Mineralogical Association" (Morimoto *et al.*, 1988). A parte de indicar su composición de acuerdo a los componentes wollastonita, enstatita y ferrosilita (Figura 3.1a), los piroxenos se caracterizan por su número magnesiano $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$. Algunos análisis de clinopiroxeno caen en el campo de inmiscibilidad, los que, según Morimoto *et al.* (1988), pueden corresponder a mezclas de augita y pigeonita. En cuanto a los óxidos de Fe-Ti, la fórmula estructural de la solución sólida magnetita-ulvoespinela se calculó con 4 oxígenos y la de hematita-ilmenita con 3 oxígenos. Las fracciones molares de magnetita e ilmenita se calcularon a través del método de Stormer (1983). Las formulas estructurales de otras fases del grupo de la espinela (a parte de la magnetita) se determinaron también con 4 oxígenos. Al igual que para los piroxenos, la distinción entre Fe^{2+} y Fe^{3+} en los minerales opacos se realizó según el método de Droop (1987).

Se utilizó el prisma de Johnston para la clasificación de los minerales del grupo de la espinela (Figura 3.1b).

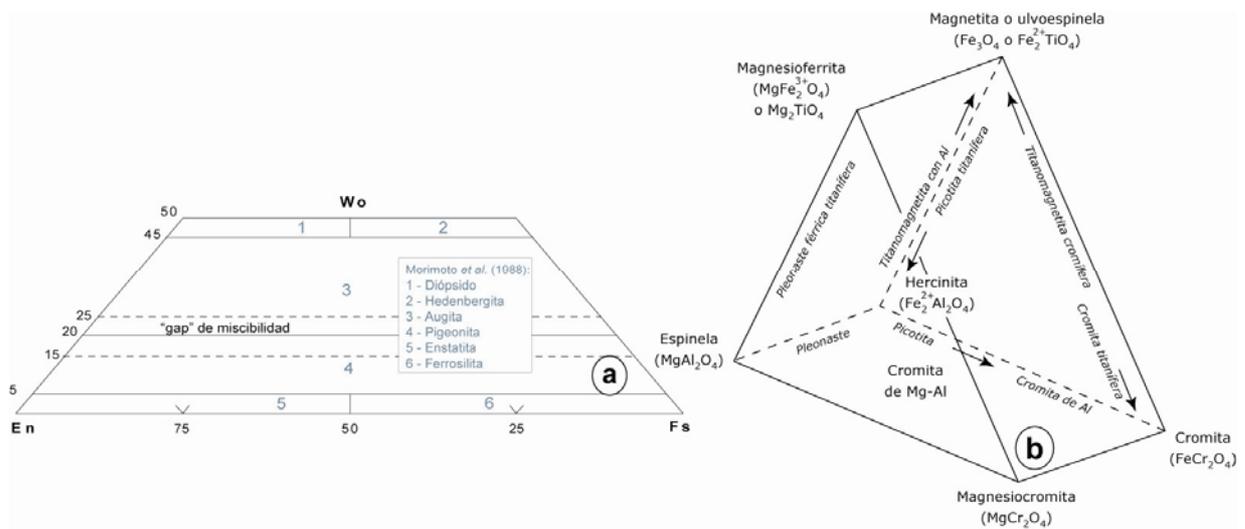


Figura 3.1: Nomenclatura de a) piroxenos en el triángulo de Wollastonita-Enstatita-Ferrosilita, b) minerales del grupo de la espinela en el prisma de Johnston.

Con los datos mineralógicos se estimaron las condiciones P, T, f_{O_2} , p_{H_2O} y composición del sistema. Los cálculos geotermobarométricos se basan en la aplicación de la condición de equilibrio:

$$0 = \Delta G^0 + RT \ln K$$

donde G es la energía libre de Gibbs, R la constante universal de los gases (8,31441 Joules/(°K*mol)), T (°K) la temperatura y K la constante de equilibrio. ΔG es función de la presión y la temperatura y K es función de la composición y actividad de los minerales involucrados. Por lo tanto, el estado de equilibrio depende de todas estas variables. Geotermómetros corresponden a equilibrios independientes o levemente dependientes de la presión y geobarómetros dependen levemente de la temperatura.

La pregunta crucial en todo estudio geotermobarométrico es si los minerales (o el mineral y el líquido) considerados en el cálculo geotermobarométrico estaban en equilibrio en el momento de su formación. La respuesta a esta pregunta es compleja, sobre todo para las rocas volcánicas y volcanoclásticas estudiadas aquí, donde se observaron texturas de disequilibrio. Por lo tanto, se buscarán evidencias texturales y composicionales que permitan asumir, razonablemente, condiciones de equilibrio local y se evaluará si los métodos utilizados llevan a resultados coherentes. En el Anexo D se entregan los antecedentes teóricos de los métodos empleados en este estudio.

3.2 Ignimbrita Licán y depósitos asociados

Las principales características petrográficas y mineralógicas de los productos pre-, syn- y post-ignimbrita Licán estudiados están resumidas en las tablas 3.4 y 3.5. Para permitir la comparación entre materiales efusivos y explosivos, los porcentajes de fenocristales y microlitos han sido recalculados, libres de vesículas.

3.2.1 Depósitos pre-ignimbrita

Domo dacítico. La roca del domo dacítico es porfírica, con plagioclasa, principalmente, y piroxeno ($opx > cpx$), olivino y óxidos de Fe-Ti (magnetita e ilmenita) (Tabla 3.4, Figura 3.2A), además de apatito como accesorio. Las plagioclasas (tamaños máximos de 2000 μm), de hábito sub- a euhedral, son de aspecto límpido. El olivino está localmente rodeado por piroxeno. Apatito forma microfenocristales e inclusiones en magnetita. La masa fundamental, de textura intergranular, localmente pilotaxítica, está compuesta por plagioclasa, piroxenos ($opx > cpx$), óxidos de Fe-Ti, apatito y vidrio.

Se han reconocido dos poblaciones de plagioclasa (figuras 3.3 y 3.4): cristales pequeños (<200 μm), que forman, a veces, inclusiones en fenocristales de olivino, son bytownitas (An_{73-91}), de composición homogénea o con zonación normal. Fenocristales más grandes (>950 μm) corresponden a andesina (An_{44-51}) y presentan leve zonación oscilatoria ($An_{51-44-50}$; $An_{47-44-50}$) o inversa (An_{45-48}). Los microlitos son andesinas (An_{31-36}).

El olivino (Tabla 3.5, Figura 3.5) tiene un amplio rango composicional (Fo_{58-76}), con zonación normal (Fo_{72-64} , $Fo_{73-75-58}$) o inversa (Fo_{72-76}). La composición de los granos de la masa fundamental es similar a la de los bordes menos forsteríticos de los fenocristales (Fo_{51-59}). Los fenocristales de augita (figuras 3.6, 3.7 y 3.8), por el contrario, son de composición restringida ($En_{41-42}Fs_{17-19}Wo_{39-42}$; Mg# 0,71-0,76), con leve zonación inversa o nula (Mg# 0,71-0,76, 0,76-0,75). También se observa augita en la masa fundamental y alrededor del ortopiroxeno ($En_{38-40}Fs_{18-22}Wo_{40-42}$; Mg# 0,68-0,74). Pigeonitas rodean a algunos de los fenocristales de olivino y son de número magnésico bastante menor que los otros clinopiroxenos ($En_{49}Fs_{45}Wo_6$; Mg# 0,53). El ortopiroxeno (figuras 3.6, 3.7 y 3.8) forma feno- y microfenocristales, de hábito eu- a subhedral, de composición enstatítica ($En_{58-64}Fs_{33-39}Wo_{3-4}$; Mg# 0,61-0,68), con zonación inversa (Mg# 0,64-0,67, 0,61-66) y normal (Mg# 0,67-0,64). Localmente, ortopiroxeno (Mg# 0,64-0,67) está sobrecrecido por clinopiroxeno (Mg# 0,74).

Tabla 3.4: Principales características petrográficas de los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Licán (IL) estudiados. F=fenocristales; Pf=porfírico; Mf=masa fundamental.

Unidad	Tipo	Composición	Texturas	% vesículas	Mineralogía (% en volumen, recalculado % libre de vesículas)											Observaciones
					Feno- y microfenocristales					Masa fundamental						
					PI	OI	Px	Op	Total	PI	OI	Px	Op	Vidrio	Total	
Pre-IL	Domo (95±15 ka)	Dacítica (65% SiO ₂)	Pf, localmente glomeropf. Mf intergranular, localmente pilotaxítica	0	5	1	1 (opx>cpx)	<1 (mag e ilm)	7	70	0	3 (cpx y opx)	10 (mag)	10	93	Microfenocristales y microlitos de ap; inclusiones de ap en op. Ocurrencia local de xenolitos plutónicos y volcánicos.
Pre-IL	Aglomerado	Andesítico – basáltica (56% SiO ₂)	Pf, localmente glomeropf. Mf intergranular	0	5	1,5	0,5 (cpx)	-	7	47	0	14 (cpx)	5 (mag)	28	93	Concentraciones de microxenocristales de qtz en mf. F de ol localmente rodeados por px.
Ignimbrita Licán	Bombas y lapilli escoriáceos	Andesítico – basáltica (55-58% SiO ₂)	Vesicular, levemente pf, localmente glomeropf. Mf intergranular a intersertal	45-53%	2-4	≤1,5	≤1,5 (cpx y opx)	<1 (mag)	3,5-6	33-48	<1	8-29 (cpx)	0-8 (mag)	17-48	94-96,5	Abundantes xenolitos plutónicos, volcánicos y metamórficos. Xenocristal de bt.
Post-IL	Lava Pucura	Andesítico – basáltica (53% SiO ₂)	Levemente vesicular, pf, localmente glomeropf. Mf intergranular	3	14	4	3 (cpx y opx)	0	21	42	5	15 (cpx)	12 (mag)	5	79	F de ol localmente rodeados por px.

Tabla 3.5: Principales características mineralógicas de los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Licán (IL) estudiados.
 Pf=porfirico; F=fenocristales; M=microlitos; Mf=masa fundamental; s.z.=sin zonación observada; z.n.=zonación normal; z.i.=zonación inversa;
 z.os.=zonación oscilatoria; n.o. = no observado.

Unidad	PI	OI	Cpx	Opx	Op	Observaciones
Domo dacítico pre-IL (65% SiO₂)	An ₄₄₋₈₇ (F) en dos poblaciones de tamaño: 1. An ₄₄₋₅₁ (>550 x 950 μm) z.i., z.os. 2. An ₇₃₋₉₁ (<200 x 200 μm) z.n., s.z. An ₃₁₋₃₆ (M)	Fo ₅₈₋₇₆ (F) z.n., z.i., z.os. Fo ₅₁₋₅₉ (M)	Augita (F): En ₄₁₋₄₂ Fs ₁₇₋₁₉ Wo ₃₈₋₄₂ Mg# 0,71-0,76; z.i., z.n.ob. Augita (M y formando borde de opx): En ₃₈₋₄₀ Fs ₁₈₋₂₂ Wo ₄₀₋₄₂ Mg# 0,68-0,74 Pigeonita (en borde de ol): En ₄₉ Fs ₄₅ Wo ₆ Mg# 0,53	Enstatita (F): En ₅₈₋₆₄ Fs ₃₃₋₃₉ Wo ₃₋₄ Mg# 0,61-0,68 z.i., z.n.	Mag ₅₃₋₅₆ (F) Mag ₄₆ (M) Ilm ₈₇₋₈₈ (F)	Microfenocristales y microlitos de ap; inclusiones de ap en op. Xenolito plutónico con pl (An ₅₃) y qtz. Xenolito volcánico con pl (An ₈₂₊₅₂) + di
Aglomerado pre-IL (56% SiO₂)	An ₆₆₋₈₇ (F) z.n. An ₄₇₋₅₄ (M)	Fo ₆₈₋₇₄ (F) z.n. Fo ₆₄ (M)	Augita (F): En ₄₂₋₄₅ Fs ₁₃₋₂₀ Wo ₃₈₋₄₁ Mg# 0,73-0,80; z.i. Augita (M): En ₄₄ Fs ₂₅ Wo ₃₂ Mg# 0,70 Pigeonita (M): En ₆₁₋₆₃ Fs ₃₀₋₃₂ Wo ₇₋₈ Mg# 0,67-0,69 Pigeonita formando borde de ol: En ₅₄₋₅₅ Fs ₃₂₋₃₃ Wo ₁₁₋₁₄ Mg# 0,65-0,67	n.o.	n.o.	Concentraciones de xenocristales de qtz en la mf
Ignimbrita Licán (55-58% SiO₂)	An ₃₅₋₉₂ (F) en 3 grupos composicionales: 1. An ₇₃₋₉₂ z.n. 2. An ₃₅₋₄₄ z.i., z.n. 3. An ₄₈₋₆₃ z.n., z.i. An ₄₇₋₅₆ (M)	Fo ₆₉₋₈₆ (F) z.n., s.z. Fo ₆₂₋₆₇ (M)	Augita (F) en dos grupos composicionales: 1. En ₃₉₋₅₁ Fs ₁₆₋₂₇ Wo ₂₂₋₄₃ Mg# 0,70-0,82; z.n., z.i. 2. En ₃₂₋₃₉ Fs ₂₂₋₂₉ Wo ₃₄₋₄₁ Mg# 0,57-0,68; z.i., z.n. Pigeonita (microfenocristal con borde de aug Mg# 0,69): En ₆₈ Fo ₂₅ Wo ₆ , Mg# 0,75 Augita (M): En ₃₉₋₅₀ Fs ₂₁₋₃₅ Wo ₂₄₋₃₉ Mg# 0,54-0,72 Pigeonita (M): En ₆₄₋₆₅ Fs ₂₅₋₃₂ Wo ₅₋₁₇ Mg# 0,65-0,74	F en dos grupos composicionales: 1. En ₆₁₋₇₀ Fs ₂₇₋₃₅ Wo ₃₋₅ Mg# 0,64-0,75; z.n. 2. En ₄₄₋₅₆ Fs ₄₁₋₅₂ Wo ₂₋₄ Mg# 0,47-0,59; s.z.	Mag ₄₆₋₆₈ (F) Mag ₅₃₋₆₈ (M) Chr magnesiana	Xenocristal de bt Xenolitos: -plutónicos, con qtz±kfs±pl (An ₁₄₋₅₅) - volcánicos - metamórficos de facies granulita, con pl (An ₂₃₊₅₄) + qtz + aug (En ₄₃ Fs ₂₀ Wo ₃₆) + mag
Lava post-IL (53% SiO₂)	An ₆₀₋₈₀ (F) z.i., z.os. An ₅₆ (M)	Fo ₇₀₋₈₁ (F) z.n. Fo ₆₄ (M)	Augita (F): En ₄₈₋₅₀ Fs ₁₁₋₁₂ Wo ₃₈₋₄₁ Mg# 0,82-0,86; z.n., z.i. Augita (M): En ₄₆ Fs ₁₇ Wo ₃₆ Mg# 0,75 Pigeonita (M): En ₆₃₋₆₄ Fs ₂₅₋₂₆ Wo ₁₁ Mg# 0,72-0,73	Enstatita (F): En ₇₁₋₇₈ Fs ₁₈₋₂₄ Wo ₄₋₅ Mg# 0,76-0,84; z.n.	Mag ₅₀ (M) Ti-mag cromífera (M)	OI localmente rodeado por px.

El óxido de Fe-Ti más común es la Ti-magnetita (Mag_{53-56}). Sin embargo, ocurren además, fenocristales de ilmenita (Ilm_{87-88}). En la masa fundamental, el óxido de Fe-Ti predominante es Mag_{46} (Figura 3.9).

Localmente, se ha reconocido la ocurrencia de xenolitos plutónicos, constituidos por cuarzo y plagioclasa, y volcánicos, con plagioclasa y clinopiroxeno (diópsido).

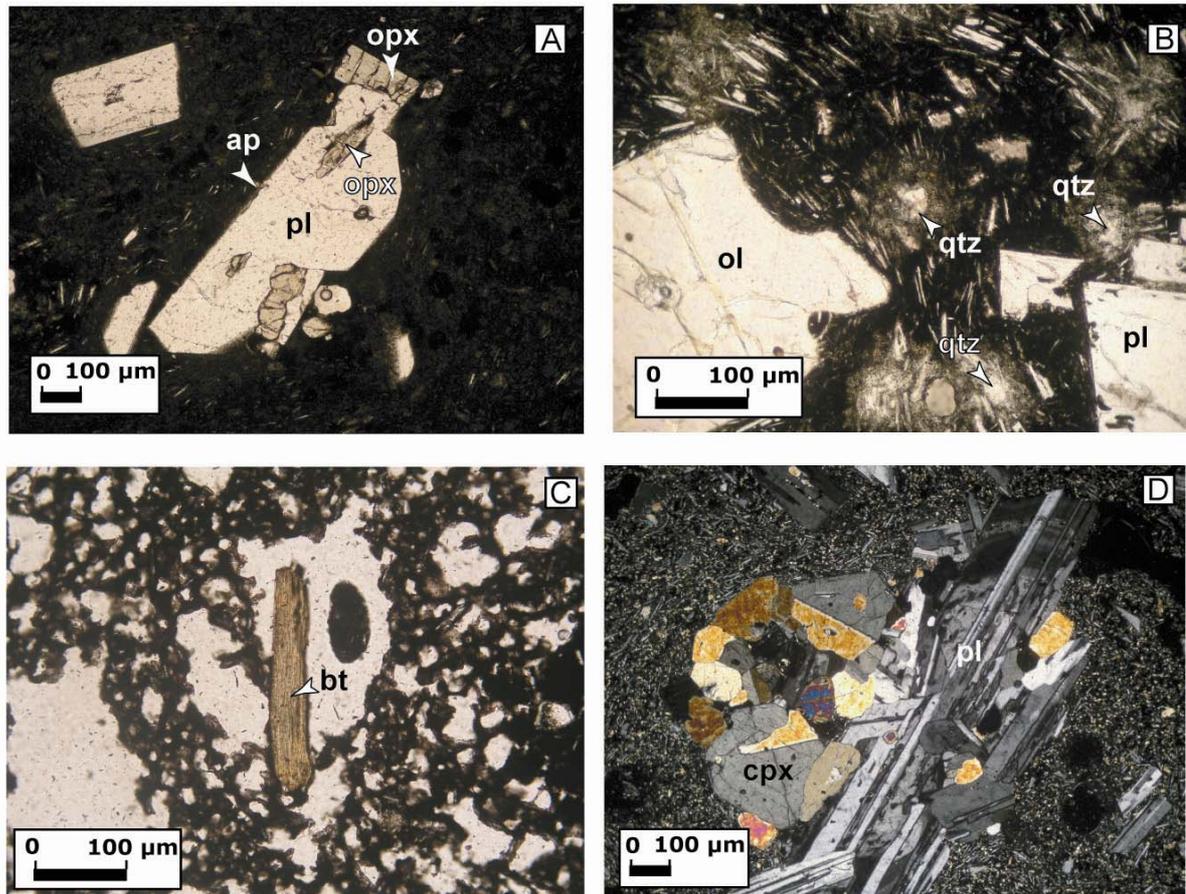


Figura 3.2: Características petrográficas de productos pre-, syn- y post- ignimbrita Licán. A) domo dacítico, con textura glomeroporfírica de ortopiroxeno, plagioclasa y apatito. B) aglomerado pre-ignimbrita, con fenocristales de olivino (parcialmente embahiado) y plagioclasa, además de abundantes microxenocristales de cuarzo. C) bomba escoriácea de la ignimbrita con xenocristal de biotita. D) lava post-ignimbrita con plagioclasa y clinopiroxeno en textura glomeroporfírica. Nótese el interior desestabilizado (con oquedades) en la plagioclasa.

Aglomerado andesítico-basáltico. Este depósito ($56\% \text{SiO}_2$) está constituido por bombas monolíticas no vesiculares o pobremente vesiculares de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, inmersos en una masa fundamental intergranular, en la que resaltan microxenocristales de cuarzo (Tabla 3.4, Figura 3.2B). El cuarzo se presenta en agregados microcristalinos recristalizados, lo que, tomando en cuenta la ausencia de otras

fases minerales extrañas, sugiere que proviene de cuarcitas o bandas de cuarzo pertenecientes al basamento metamórfico (ver 2.2.1).

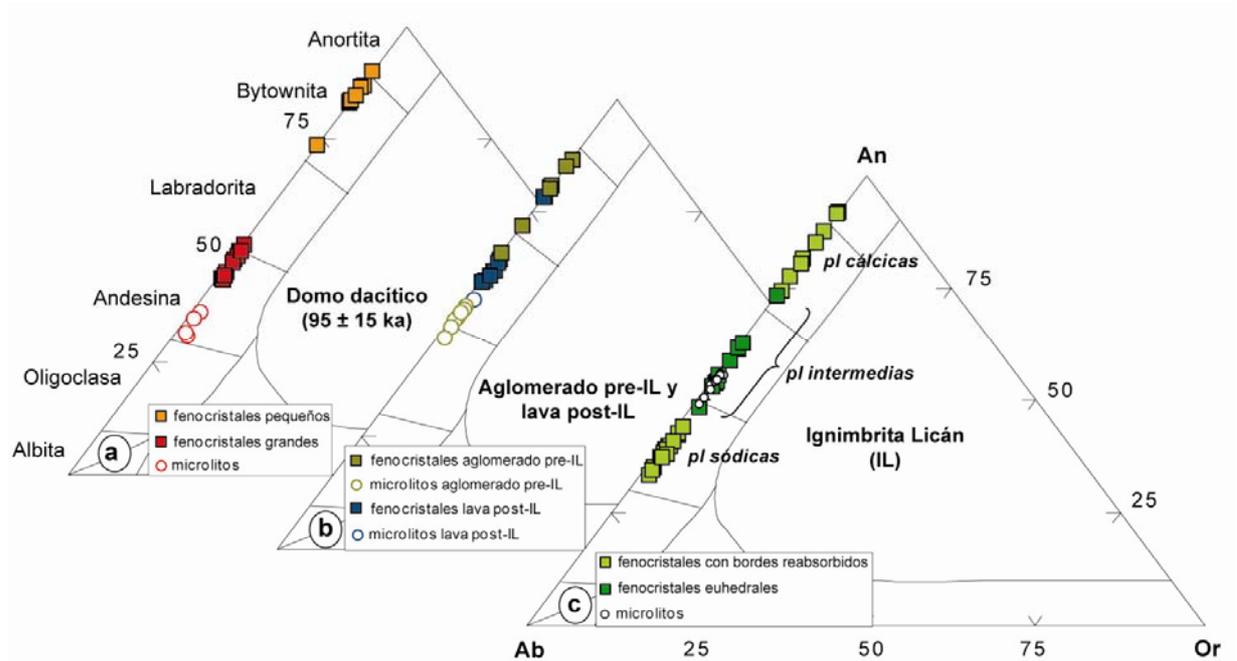


Figura 3.3: Diagramas triangulares de Ab-An-Or. Los fenocristales incluyen centro y borde.

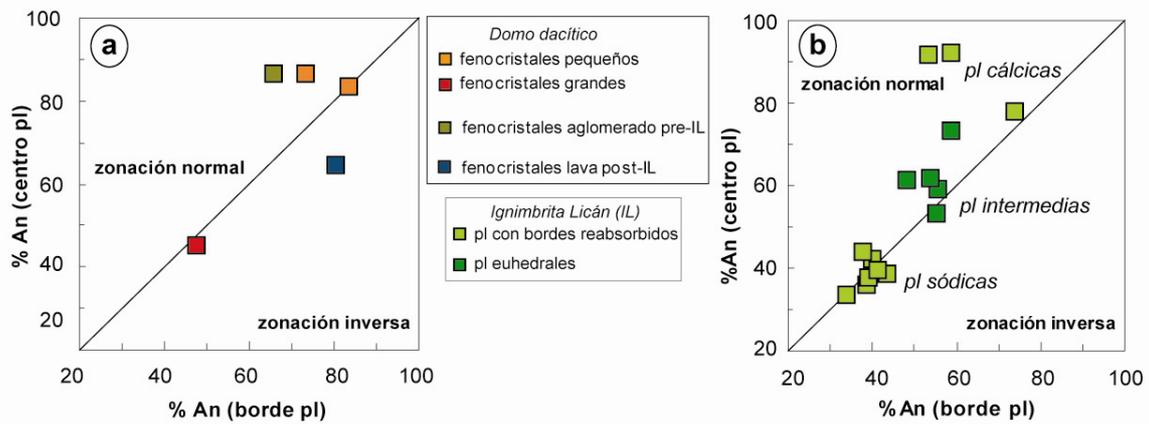


Figura 3.4: Zonación de los fenocristales de plagioclasa. a) depósitos pre- y post- ignimbrita Licán, b) ignimbrita Licán.

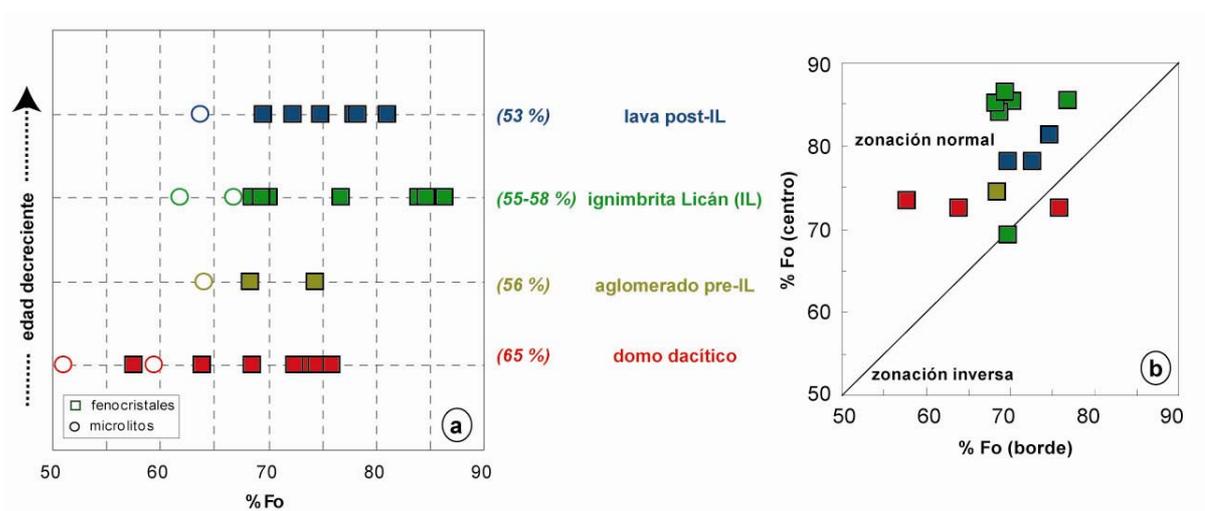


Figura 3.5: %Fo en el olivino de depósitos pre-, syn- y post- ignimbrita Licán. a) fenocristales y microlitos en función de la edad relativa de la unidad. Se indica el rango de sílice de roca total. b) zonación de los fenocristales.

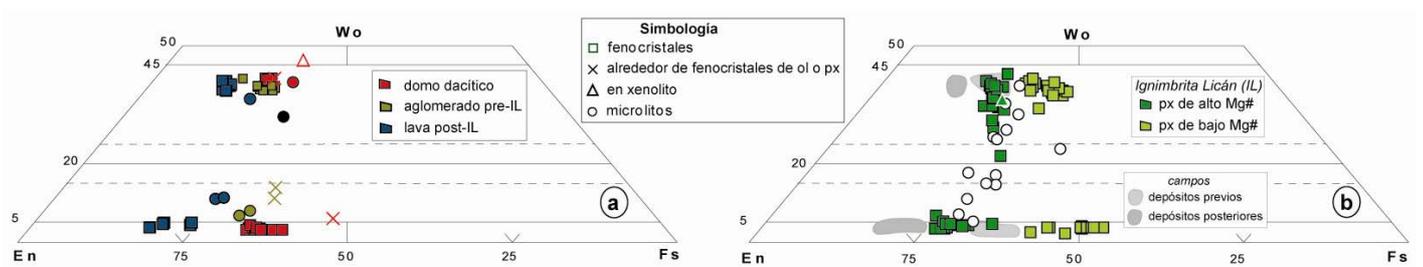


Figura 3.6: Clasificación de los piroxenos en el triángulo Wo-En-Fs. a) depósitos pre- y post- ignimbrita Licán, b) ignimbrita Licán. Se muestran campos de fenocristales de a) en b).

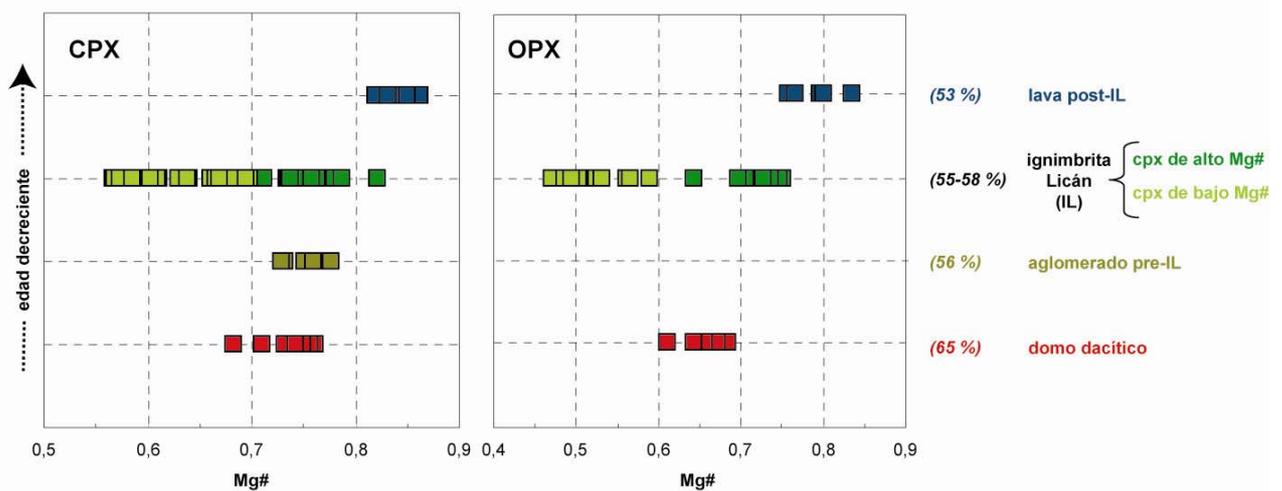


Figura 3.7: Variación del número magnesiano de los fenocristales de piroxeno en función de la edad relativa de los depósitos pre-, syn- y post- ignimbrita Licán estudiados. Además, se indica el rango de sílice de la roca total.

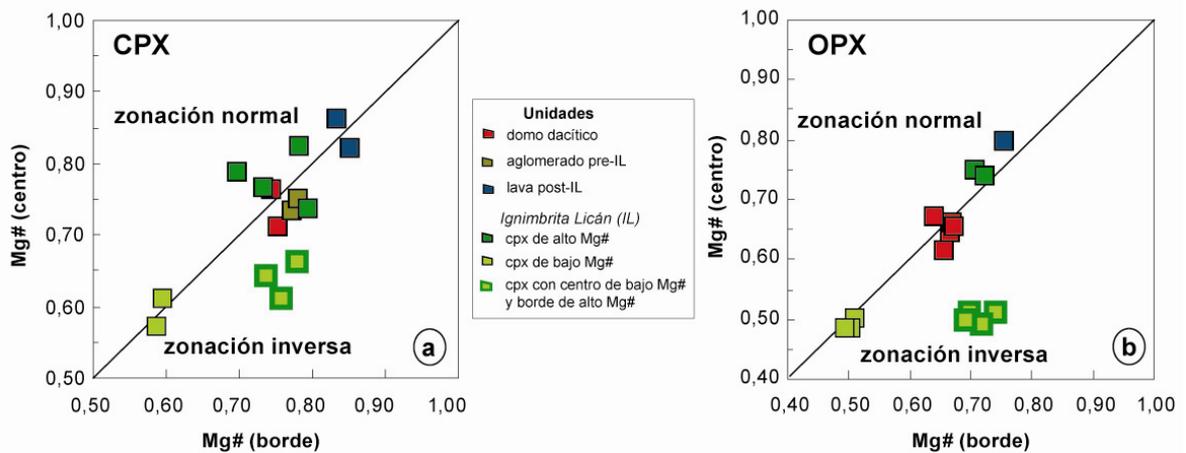


Figura 3.8: Zonación de los fenocristales de piroxenos. a) cpx, b) opx.

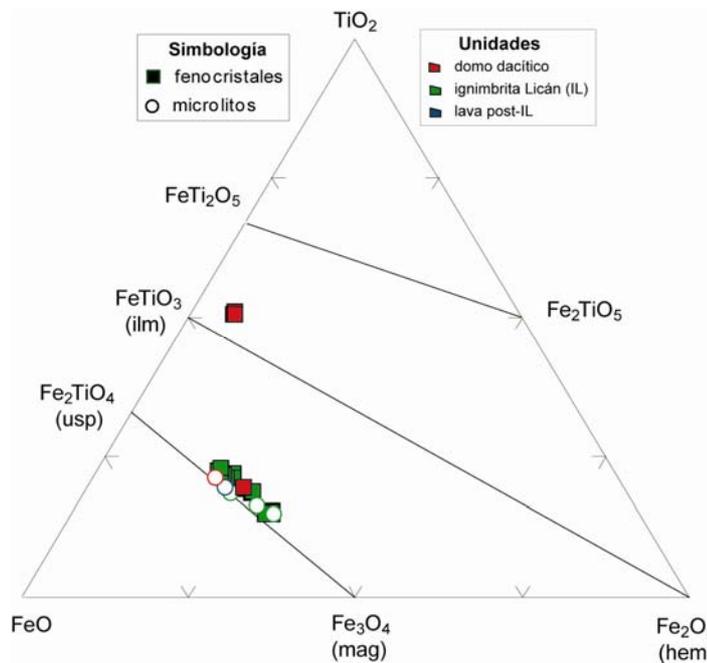


Figura 3.9: Diagramas triangulares de FeO-TiO₂-Fe₂O₃ (% molar) para los óxidos de Fe-Ti de los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Licán.

Los fenocristales de plagioclasa corresponden a labradoritas y bytownitas con zonación normal (An₈₇₋₆₆), mientras que en la masa fundamental la plagioclasa es más sódica (An₄₇₋₅₄). Los fenocristales de olivino presentan centros y partes intermedias de composición homogénea (Fo₇₄) y delgados bordes más ricos en Fe (Fo₆₈), similar a los granos de la masa fundamental (Fo₆₄). La augita en fenocristales (En₄₂₋₄₅Fs₁₃₋₂₀Wo₃₈₋₄₁, Mg# 0,73-0,80; Figura 3.6a) muestra zonación inversa (Mg# 0,73-0,77; 0,75-78; Figura 3.8a), mientras que en la masa fundamental tiene un Mg# menor (En₄₄Fs₂₅Wo₃₂; Mg# 0,70). Microlitos de pigeonita (En₆₁₋₆₃Fs₃₀₋₃₂Wo₇₋₈; Mg# 0,67-0,69) tienen una composición levemente diferente a las pigeonitas que rodean a los

fenocristales de olivino ($\text{En}_{54-55}\text{Fs}_{32-33}\text{Wo}_{11-14}$; Mg# 0,65-0,67). No se ha observado ortopiroxeno en este depósito.

3.2.2 Ignimbrita Licán

En general, las bombas y lapilli escoriáceos son de textura vesicular (45-53% en volumen), levemente porfírica (3,5-6% en volumen), con fenocristales de plagioclasa (hasta 1,2 mm), principalmente, y clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino y magnetita, en menor cantidad. Forman, localmente, textura glomeroporfírica. La masa fundamental está compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno y vidrio, principalmente, además de olivino y magnetita, presentando textura intersertal o intergranular.

Plagioclasa. Existe en fragmentos de cristales límpidos con o sin bordes reabsorbidos (Figura 3.10A y B), cristales con superficie irregular y bordes reabsorbidos (Figura 3.10C) y fenocristales automorfos, relativamente pequeños y límpidos (Figura 3.10D). En base al hábito y la composición se distinguen tres grupos (Figura 3.3c): 1) plagioclasas cálcicas (An_{74-92}) con bordes reabsorbidos y, localmente, asociados a fenocristales de olivino rico en Mg (Fo_{85}). 2) plagioclasa con bordes reabsorbidos, pero relativamente sódicas (An_{35-44}). Éstas se observan en cristales aislados o formando textura glomeroporfírica con ortopiroxeno, clinopiroxeno (ambos de bajo Mg#; ver más abajo) y apatito. 3) cristales de composición intermedia (An_{48-63} ; un centro de cristal de An_{73}), hábito euhedral y también asociados, localmente, a clinopiroxeno y ortopiroxeno, pero relativamente ricos en Mg.

Las plagioclasas cálcicas presentan, comúnmente, una zonación abrupta hacia delgados bordes de composición cercana a la de las plagioclasas intermedias (bordes de hasta 5 μm de espesor; An_{91-54} , An_{92-59}). En tanto, las plagioclasas sódicas muestran leve zonación inversa, normal o ausente y los piroxenos asociados con estas plagioclasa están sobrecrecidos por bordes más magnesianos (ver abajo). Las plagioclasas de composición intermedia exhiben, generalmente, zonación normal. La composición de los microlitos del material juvenil de la ignimbrita Licán varía entre An_{47} y An_{56} (figuras 3.3, 3.4 y 3.11).

Olivino (Tabla 3.5; figuras 3.5 y 3.11). La composición de los fenocristales, asociados a las plagioclasas cálcicas, varía entre Fo_{69} y Fo_{86} . Tienen centros y partes intermedias ricos en Mg (Fo_{84-86}), con inclusiones de cromita magnésiana (ver abajo), y delgados bordes de menor contenido de Mg (Fo_{69-76}). Se ha encontrado sólo un fenocristal de olivino con centro y borde de composición homogénea (Fo_{69-70}), similar a la de los granos de la masa fundamental (Fo_{62-67}).

Clinopiroxeno (figuras 3.6, 3.7 y 3.8). Los fenocristales de augita cubren un amplio rango composicional ($\text{En}_{32-51}\text{Fs}_{16-29}\text{Wo}_{22-43}$; Mg\# 0,57-0,82). En el triángulo Wo-En-Fs se distinguen dos grupos composicionales: $\text{En}_{39-51}\text{Fs}_{16-27}\text{Wo}_{22-43}$, con Mg\# = 0,70 - 0,82 y $\text{En}_{32-39}\text{Fs}_{22-29}\text{Wo}_{34-41}$, con Mg\# = 0,57 - 0,68. Ambos grupos forman cristales individuales, pero, además, las augitas de alto Mg\# forman frecuentemente los bordes (3 a 10 μm de espesor, en promedio) alrededor de centros reabsorbidos de composiciones menos magnesianas (Figura 3.10E), produciendo cambios abruptos de composición. Cristales aislados de cada grupo pueden estar inversa- o normalmente zonados (Mg\# 0,73-0,79; 0,78-0,70; 0,82-78 y Mg\# 0,57-0,59; 0,61-0,59). Microlitos de augita y pigeonita son de rango composicional relativamente amplio ($\text{En}_{39-50}\text{Fs}_{21-35}\text{Wo}_{24-39}$; Mg\# 0,54-0,72 y $\text{En}_{54-65}\text{Fs}_{25-32}\text{Wo}_{5-17}$; Mg\# 0,65-0,74).

Ortopiroxeno (figuras 3.6, 3.7 y 3.8). Los fenocristales abarcan un amplio rango composicional ($\text{En}_{44-70}\text{Fs}_{27-52}\text{Wo}_{2-5}$; Mg\# 0,47-0,75), con también dos grupos: $\text{En}_{61-70}\text{Fs}_{27-35}\text{Wo}_{3-5}$, con Mg\# 0,64-0,75 y $\text{En}_{44-56}\text{Fs}_{41-52}\text{Wo}_{2-4}$, con Mg\# 0,47-0,59. El grupo de mayor Mg\# constituye fenocristales enteros o forma espesos bordes (hasta 100 μm) del ortopiroxeno de bajo Mg\# . Este sobrecrecimiento genera un salto muy abrupto en la composición del ortopiroxeno (Figura 3.11c). El ortopiroxeno de bajo Mg\# puede ocurrir, además, en cristales de composición homogénea (Mg\# 0,49; 0,50-0,49; 0,50-0,51). Los ortopiroxenos de alto Mg\# pueden presentar leve zonación normal (Mg\# 0,75-0,71; 0,74-0,73).

Cromitas. Cromitas magnesianas forman inclusiones en olivino y también se sitúan en los bordes de este mineral, siendo las primeras más ricas en Cr ($\text{Cr\#}=50$ versus $\text{Cr\#}=39$).

Óxidos de Fe-Ti. Los fenocristales de magnetita cubren un amplio rango composicional (Mag_{46-68}), traslapándose con la composición de los granos de la masa fundamental (Mag_{53-68}) (Figura 3.9).

Vidrio. En rocas que contienen entre 55,5 y 57,4% SiO_2 , la composición del vidrio varía entre 58,9 y 65,3% SiO_2 .

Xenolitos y xenocristales. Su ocurrencia es muy común. En orden decreciente de importancia, los xenolitos son:

- plutónicos, de textura equigranular, con $\text{qtz}\pm\text{kfs}\pm\text{pl}$ (Figura 3.10F).
- volcánicos de textura porfírica, conteniendo plagioclasa, olivino y piroxeno, inmersos en una masa fundamental de textura intergranular a intersertal.

- metamórfico de textura equigranular, con $qtz+pl+aug+mag$, paragénesis mineralógica anhidra consistente con facies de alto grado.

Localmente, se observan xenocristales aislados de biotita (Figura 3.2C), que provienen probablemente de rocas plutónicas del basamento.

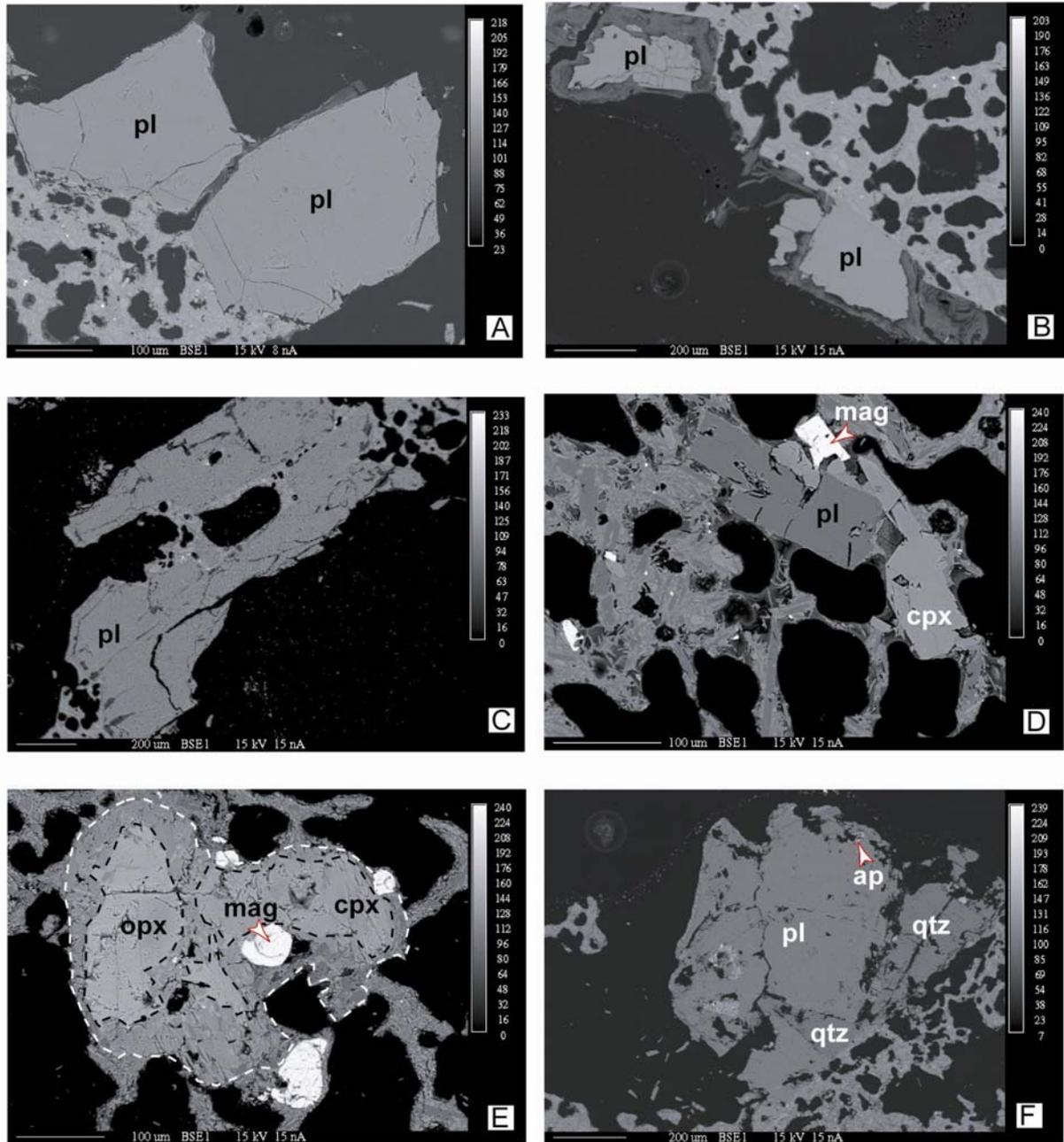


Figura 3.10: Imágenes de electrones retrodispersados de bombas escoriáceas de la ignimbrita Licán. En A)-D) distintos tipos de plagioclasas: fragmentos de cristales límpidos, no reabsorbidos (A); fenocristales con bordes reabsorbidos, parcialmente fracturados (B); plagioclase de superficie irregular y bordes reabsorbidos (C); fenocristales límpidos prácticamente automorfos (D). E) fenocristales de piroxeno con centros de bajo Mg# (limitados por líneas segmentadas negras), sobrecrecidos por piroxeno de alto Mg# (bordes limitados por líneas segmentadas blancas). F) xenolito plutónico, compuesto por cuarzo, plagioclase y apatito.

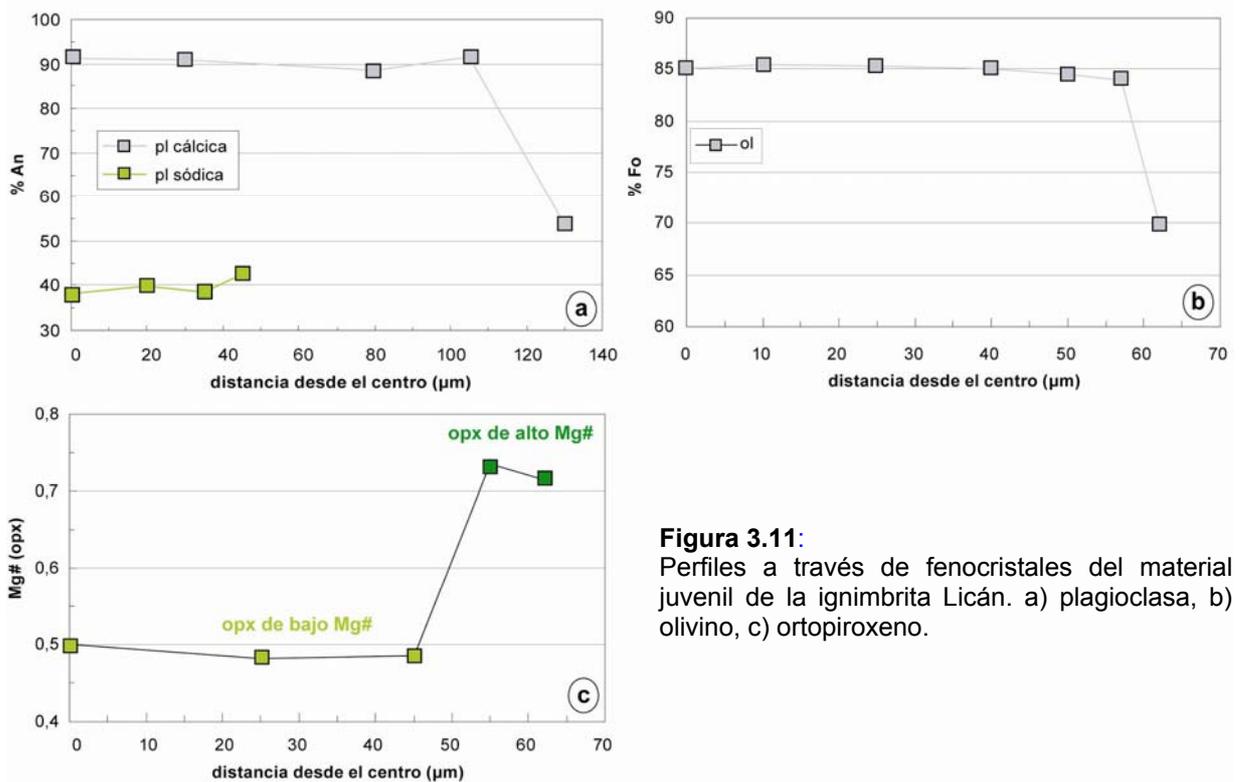


Figura 3.11: Perfiles a través de fenocristales del material juvenil de la ignimbrita Licán. a) plagioclasa, b) olivino, c) ortopiroxeno.

3.2.3 Lavas post-ignimbrita

Las coladas de lava andesítico-basálticas (53% SiO₂) de Pucura son porfíricas, con 21% de fenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno (opx y cpx) (Tabla 3.4), que forman, localmente, textura glomeroporfírica (Figura 3.2D). Los fenocristales de plagioclasa, de tamaños máximos de 1,1 mm, son, generalmente, euhedrales y algunos presentan zonas internas desestabilizadas (Figura 3.2D). Tanto feno- como microfenocristales de olivino están parcialmente rodeados por cristales de clinopiroxeno. La masa fundamental es de textura intergranular, compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, magnetita y vidrio (Tabla 3.4).

Los fenocristales de plagioclasa son de tipo labradorita y andesina (An₆₀₋₈₀), presentando zonación inversa (An₆₄₋₈₀) y oscilatoria (An₆₄₋₇₈₋₅₉₋₆₁), mientras que los microlitos corresponden a An₅₆. La composición del olivino varía entre Fo₇₀ y Fo₈₁ (Tabla 3.5) y está normalmente zonado. Microfenocristales son levemente más pobres en Mg (Fo₆₄). La composición de la augita es restringida y magnesiana (En₄₈₋₅₀Fs₁₁₋₁₂Wo₃₈₋₄₁; Mg# 0,82-0,86), con zonación normal e inversa leves (Mg# 0,82-0,85; 0,86-0,83). En la masa fundamental se observan augita y pigeonita (En₄₆Fs₁₇Wo₃₆ y En₆₃₋₆₄Fs₂₅₋₂₆Wo₁₁), de Mg# menores (Mg#_{aug} 0,75; Mg#_{pgt} 0,72-0,73). El

ortopiroxeno es una enstatita ($\text{En}_{71-78}\text{Fs}_{18-24}\text{Wo}_{4-5}$; Mg# 0,76-0,84), con leve zonación normal (Mg# 0,80-0,76) (figuras 3.6, 3.7 y 3.8). Los granos opacos de la masa fundamental corresponden, principalmente, a Mag_{50} (Figura 3.9). Localmente se ha determinado Ti-magnetita cromífera (9% Cr_2O_3).

3.2.4 Condiciones pre-eruptivas

Previo a las determinaciones de las variables intensivas y su adecuada interpretación, es útil saber si las asociaciones de minerales cumplen con el requisito de equilibrio con el líquido que los contiene. A continuación se hace una evaluación de esta condición asumiendo que la composición de la roca refleja la composición del líquido magmático.

a) Equilibrio entre minerales ferromagnesianos y líquido

Los coeficientes de distribución (K_d) para Mg y Fe^{2+} entre silicatos máficos y el líquido (magma en que cristalizan) son conocidos. Esto permite evaluar las condiciones de equilibrio entre los minerales ferromagnesianos y la roca en la cual están contenidos.

Según la literatura, el K_d para el olivino es del orden de 0,30 (0,26-0,35) en líquidos de composiciones basálticas a andesíticas (Roeder y Emslie, 1970; Grove *et al.*, 1997; Straub y Martin-Del Pozzo, 2001). Según estos trabajos, junto con el de Gaetano y Grove (1998), el K_d sería independiente de la temperatura, no estaría afectado por el contenido de agua en el magma y solo aumentaría levemente con la presión.

Los K_d de los piroxenos son menos conocidos. Valores de $0,25 \pm 0,09$ para el clinopiroxeno y de $0,29 \pm 0,16$ para el ortopiroxeno han sido determinados por Grove *et al.* (1997) en magmas de composiciones andesítico-basálticas a andesítica, saturados en agua, a diferentes presiones. Por analogía con el olivino, Straub y Martin-Del Pozzo (2001) sugieren que la presión, temperatura y agua producirían solo efectos menores en el intercambio piroxeno-magma.

Tomando como ejemplo el olivino, si se asume que la razón Fe^{2+}/Mg de la roca es cercana a la del magma y que la cristalización de otros minerales tiene poca incidencia en el equilibrio magma-olivino, los datos deberían ubicarse en una recta en un gráfico de $(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{ol}}$ versus $(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{roca}}$, siempre cuando el olivino haya cristalizado bajo condiciones de equilibrio. La recta correspondería al K_d . Si el olivino no está en equilibrio, el punto se situará fuera de ella. Lo mismo es válido para los piroxenos, considerando los respectivos K_d .

Para minerales zonados, los bordes de fenocristales y granos de la masa fundamental estarían mejor representados si se graficaran sus Fe^{2+}/Mg con respecto al vidrio de la masa

fundamental. Sin embargo, en algunos depósitos no se observó vidrio o no se logró medirlo por su diminuto tamaño y, en otros, la composición del vidrio es muy heterogénea, por lo que se limita la evaluación del equilibrio a gráficos usando el (Fe^{2+}/Mg) de la roca, distinguiéndose los bordes de centros de fenocristales y sin considerar los granos de la masa fundamental (Figura 3.14). Tratándose de rocas más bien áfricas, se justifica la suposición que la roca total represente la composición del líquido.

Con respecto a la ignimbrita Licán y rocas asociadas se deduce que:

Los piroxenos del domo dacítico están en equilibrio con la roca total, mientras que los olivinos son demasiado ricos en Mg (Figura 3.12).

En la ignimbrita Licán, tanto los clino- como los ortopiroxenos de bajo Mg# son demasiado ricos en Fe para estar en equilibrio con la roca total (Figura 3.12b y c). Estos piroxenos están asociados a plagioclasa sódica y apatito, lo que sugiere su cristalización en un magma más diferenciado. La mayoría de los centros de fenocristales de olivino tampoco están en equilibrio con la roca, pero, a diferencia de los piroxenos, esto se debe a su enriquecimiento en Mg (Figura 3.12a). El olivino ocurre junto con plagioclasa cálcica y cromita magnesiánica, indicando un componente magmático poco diferenciado. La interacción entre el componente básico y ácido dio origen a los piroxenos de alto Mg#, que están en equilibrio con la roca (Figura 3.12b y c), al igual que un centro de fenocristal y numerosos bordes de olivino (Figura 3.12a). Además, los piroxenos de alto Mg# están asociados a plagioclasa de composición intermedia y euhedral. Por lo tanto, esta asociación de minerales en equilibrio habría cristalizado contemporáneamente en un magma híbrido (representado por la roca total), producto de la mezcla entre un magma ácido y un magma básico.

La mayoría de los minerales ferromagnesianos tanto del aglomerado pre-ignimbrita como lava post-ignimbrita están en equilibrio con la roca que los contiene. Bordes de olivino con (Fe^{2+}/Mg) relativamente altos indican que éstos cristalizaron en líquidos más evolucionados que la roca total, es decir, a temperatura sub-liquidus.

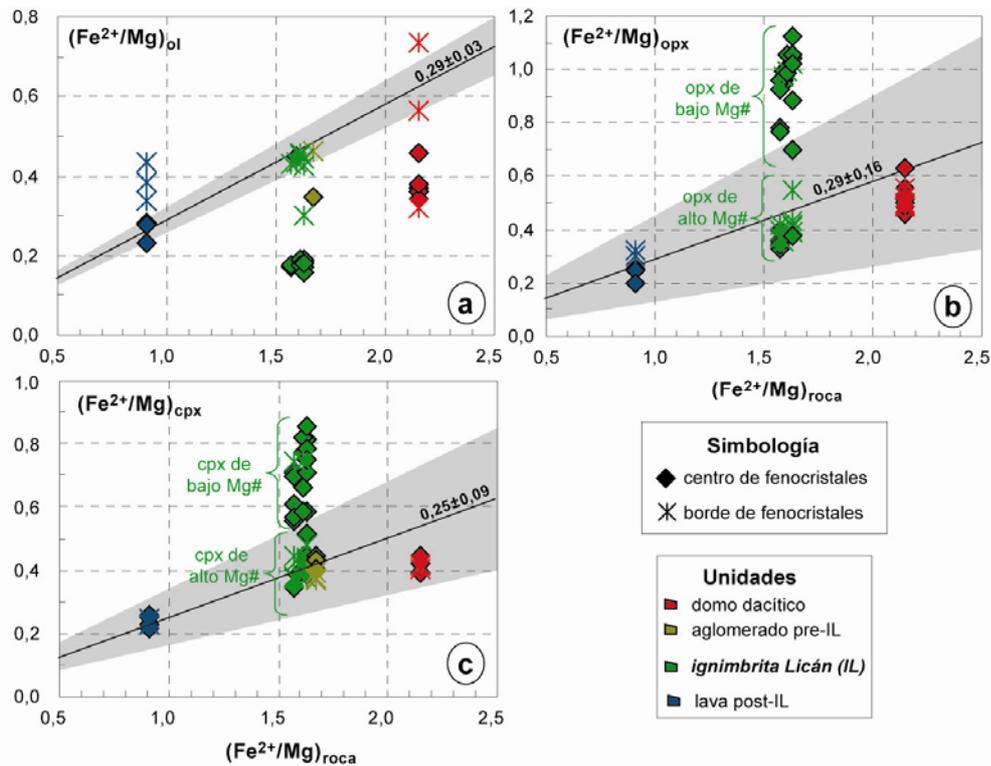


Figura 3.12: K_d (Fe^{2+}/Mg) de minerales ferromagnesianos en la ignimbrita Licán y depósitos asociados (Fe^{2+} es Fe total). a) $(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{ol}}$ versus $(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{roca}}$; b) $(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{opx}}$ versus $(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{roca}}$; c) $(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{cpx}}$ versus $(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{roca}}$. Los campos sombreados corresponden a K_d de la literatura.

b) Geotermómetros y estimación de la fugacidad de O_2

Geotermómetros de olivino-líquido y de olivino-augita. Los resultados con ambos métodos indican una disminución de la temperatura de cristalización del olivino con el aumento de sílice en la roca total, pero los valores de Leeman (1978) se consideran demasiado bajos, por lo que son desechados (Tabla 3.6).

Para el cálculo de la temperatura en la ignimbrita se han considerado sólo olivinos en equilibrio con la roca total. Por consiguiente, se utilizará el centro de un fenocristal y numerosos bordes de otros cuyos núcleos no son aptos debido a sus altos contenidos forsterfícos (Figura 3.12a). Las composiciones de olivino en equilibrio cristalizaron contemporáneamente con los piroxenos de alto Mg# a temperaturas de $\sim 1100\text{-}1160^\circ\text{C}$ (Tabla 3.6).

Tabla 3.6: Temperaturas calculadas en depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Licán.

<u>Unidad</u> (% SiO ₂ roca total)		<u>Olivino-líquido</u> Leeman (1978) (±50°C)	<u>Olivino-augita</u> Loucks (1996) (±6°C)	<u>Dos piroxenos:</u> Lindsley (1983) Wells (1977) (±70 °C) Andersen <i>et al.</i> (1993)
Domo dacítico (65% SiO ₂)				~1000 986-1027 906-916 (±53)
Ignimbrita Licán (IL) (56-57% SiO ₂)	px de alto Mg#	1009	1098-1162	~1100-1200 1065-1136 1139-1152 (±87)
	px de bajo Mg#			~900-1050 968-971 834-864 (±57)
Lava post-IL (53% SiO ₂)		1103	1161-1181	~1100-1200 1111 1161 (±50)

Geotermómetro de dos piroxenos. La coexistencia de fenocristales de clino- y ortopiroxeno en la ignimbrita Licán, el domo dacítico y la lava post-ignimbrita permite estimar temperaturas de cristalización en el diagrama de Lindsley (1983). Los piroxenos del domo se sitúan cerca de la isoterma de 1000°C. A su vez, la mayoría de los piroxenos de la colada de lava post-ignimbrita habría cristalizado entre 1100 y 1200 °C. Las diferencias de temperatura están relacionadas con diferencias composicionales (dacita *versus* andesita basáltica). Por el otro lado, en la ignimbrita, la mayoría de los piroxenos de alto Mg# se habrían formado entre 1100 °C y 1200 °C, es decir, a temperaturas similares a las de la colada post-ignimbrita. Mientras tanto, gran parte de los piroxenos de bajo Mg# cristalizó entre 900 y 1050 °C, rango parecido al de los piroxenos del domo dacítico.

Con respecto a los métodos de Wells (1977) y Andersen *et al.* (1993), los resultados se traslapan con la estimación visual de Lindsley (Tabla 3.6). Sin embargo, al comparar los cálculos entre sí, QUILF tiende a dar menores temperaturas en el domo dacítico y en los piroxenos de bajo Mg# de la ignimbrita que Wells (1977). No obstante, se repite la tendencia de mayor temperatura de formación de los piroxenos de alto Mg# en comparación con los de bajo Mg#, independientemente de la calibración utilizada.

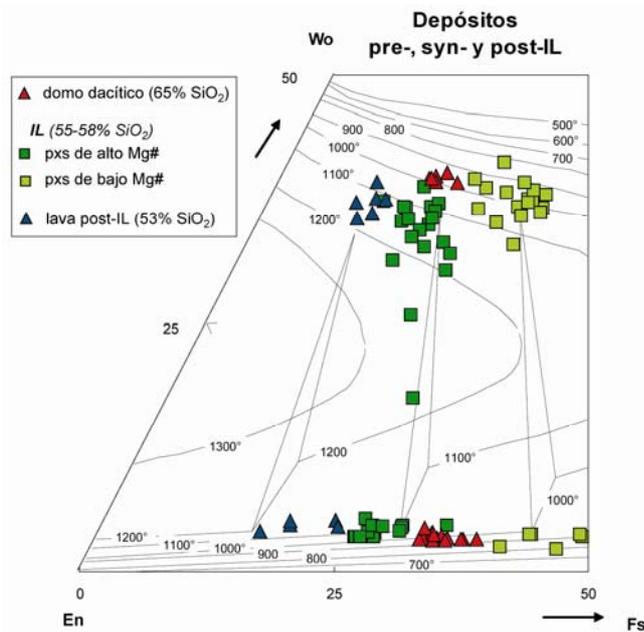


Figura 3.13: Composiciones de fenocristales de piroxenos en depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Licán (IL), graficadas en el cuadrilátero con contornos isotérmicos de Lindsley (1983) ($P = 1 \text{ atm}$).

Geotermómetro y estimación de la fugacidad de O_2 con óxidos de Fe-Ti. El domo dacítico es el único depósito estudiado con cristales tanto de magnetita-ulvoespinela como de hematita-ilmenita. Estos no están en contacto entre sí, por lo que es importante evaluar las condiciones de equilibrio previo al cálculo de T y f_{O_2} . Para tal efecto, se aplica el test de equilibrio de Bacon y Hirschmann (1988) que indica que cuatro parejas de centros de fenocristales están en aparente equilibrio (Figura 3.14).

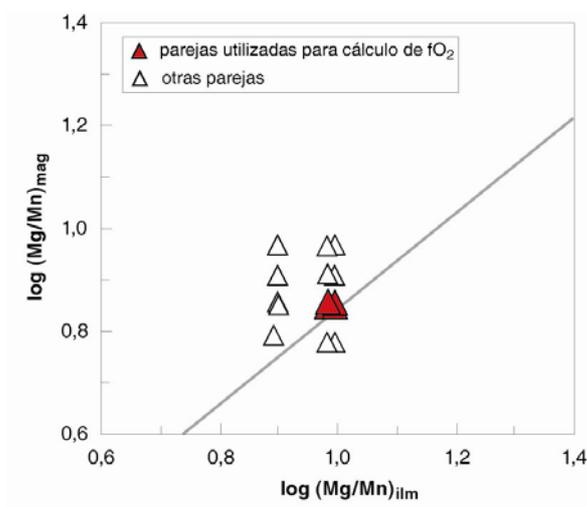


Figura 3.14: Mg/Mn (razón atómica) para parejas de magnetita-ilmenita en el domo dacítico. La línea gris corresponde a la ecuación de regresión $\log (Mg/Mn)_{mag} = 0,9317 \times \log (Mg/Mn)_{ilm} - 0,0909$ de Bacon y Hirschmann (1988).

Las temperaturas calculadas con QUILF son menores a las obtenidas con Lepage (2003) (Tabla 3.7). Probablemente esto se deba a que ILMAT (Lepage, 2003) ignora el intercambio de Mg^{2+} y Fe^{2+} entre cuarzo, ulvoespinela, ilmenita y fayalita que QUILF considera. Tomando en cuenta que la cristalización de los piroxenos ocurrió alrededor de los 1000°C en el domo dacítico y que los óxidos de Fe-Ti se formaron probablemente poco después, el rango de Andersen y Lindsley (1985), entre 899 y 916°C, calculado con las fracciones molares de Stormer (1983), sería el más realista. Este intervalo es cercano a temperaturas calculadas para otros magmas dacíticos de mineralogía similar a la del domo en otros volcanes del mundo. Por ejemplo, Venezky y Rutherford (1997) calcularon temperaturas de $930 \pm 10^\circ C$ en óxidos de Fe-Ti del Monte Rainier. Con respecto a la fugacidad de O_2 , todos los resultados del domo indican condiciones entre los “buffers” sólidos de FMQ y NNO (Figura 3.15a). La comparación de las composiciones de magnetitas del domo con aquellas obtenidas experimentalmente por Martels *et al.* (1999) en andesitas silíceas a 2 kbar indica fugacidades cercanas al “buffer” NNO (Figura 3.15b).

Tabla 3.7: Temperaturas y fugacidades de O_2 calculadas con parejas de magnetita e ilmenita del domo dacítico.

Unidad	Andersen <i>et al.</i> (1993) QUILF	Lepage (2003)		
		ILMAT		
		Geotermómetro de Andersen y Lindsley (1985)		
		Cálculo de X_{usp} y X_{ilm} según:		
		Anderson (1968)	Lindsley y Spencer (1982)	Stormer (1983)
Domo dacítico (95±15 ka)	831-853°C f_{O_2} : $10^{-12,91}$ - $10^{-13,46}$ Δ QFM: +0,290-0,431	876-893°C f_{O_2} : $10^{-11,96}$ - $10^{-12,25}$ Δ QFM: +0,614-0,697 ≈ NNO	884-898°C f_{O_2} : $10^{-12,11}$ - $10^{-12,39}$ Δ QFM: +0,345-0,420	899-916°C f_{O_2} : $10^{-11,75}$ - $10^{-12,05}$ Δ QFM: +0,389-0,482

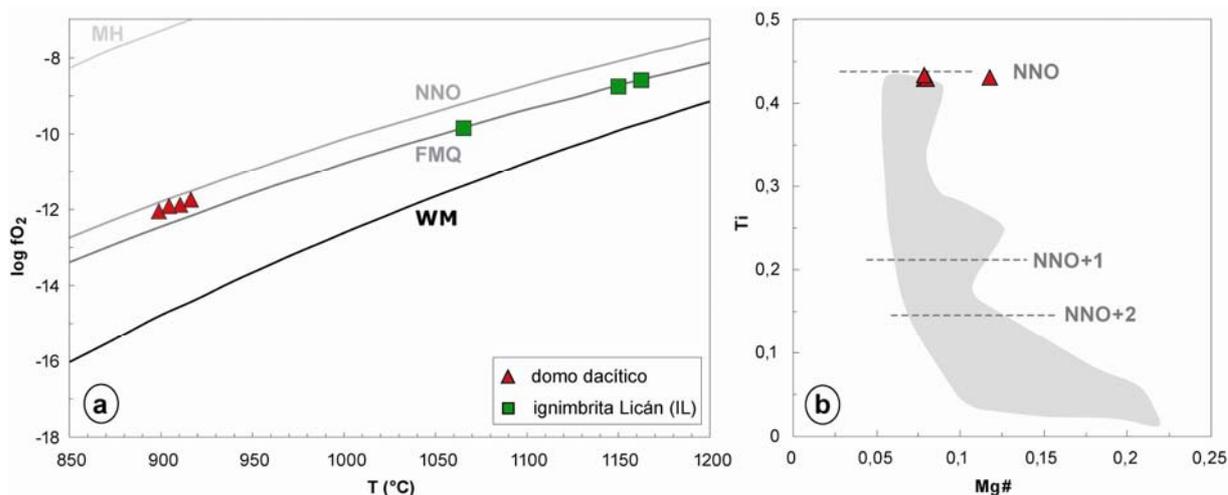


Figura 3.15: a) Estimaciones de T y fO_2 (en escala logarítmica) para el domo dacítico (mediante el método de óxidos de Fe-Ti) y la ignimbrita Licán (rango de temperatura dado por termómetros de olivino-augita y de dos piroxenos, fO_2 obtenida a través del equilibrio espinela-líquido). Las curvas de los “buffers” son calculadas según las ecuaciones de Frost (1991), asumiendo una presión de 2 kbar. b) Composiciones de las magnetitas del domo en comparación con magnetitas experimentales de Martel *et al.* (1999). MH = magnetita-hematita; NNO = níquel-óxido de níquel; FMQ = fayalita-magnetita-cuarzo; WM = magnetita-wüstita.

Estimación de la fugacidad de O_2 con el equilibrio espinela cromífera-líquido. Maurel y Maurel (1982) investigan experimentalmente el equilibrio de Fe^{2+} - Fe^{3+} entre espinelas cromíferas y líquidos basálticos a 1 atm. Una inclusión de cromita en olivino ($Fe_{0.6}$; representante del componente básico) en la ignimbrita Licán es de composición similar a la de esos estudios (Tabla 3.8).

Tabla 3.8: Composición de una inclusión de cromita en olivino en la ignimbrita Licán y de líquidos y espinelas cromíferas experimentales de Maurel y Maurel (1982).

		Si ₂ O	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{total}	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
Cromita en ol (ignimbrita Licán)				23,8	23,8	12,9				35,8
Maurel y Maurel (1982)	espinela			4,7- 20,7	13,6- 61,7	11,6- 19,1				8,1- 56,8
	líquido	50,3- 55,6	1,3- 2,3	7,9- 14,9	3,8-11,6	6,6- 13,3	9,5- 12,8	1,6- 3,4	0,3- 0,7	<0,2

Considerando un rango de temperatura entre 1065 y 1162°C (dado por los geotermómetros de olivino-augina y de dos piroxenos) y aplicando la ecuación de regresión de Kilinc *et al.* (1983; ver Anexo D), se obtiene una fugacidad de O_2 de $10^{-9,9}$ - $10^{-8,6}$ para la ignimbrita, lo que coincide con el “buffer” FMQ (Figura 3.15a).

Aunque se observa un leve aumento de la fugacidad de O_2 con el incremento del grado de diferenciación (desde el domo hasta la ignimbrita), este puede explicarse porque los cálculos efectuados no son exactos. Por lo tanto, se concluye que los magmas cristalizaron bajo condiciones $FMQ \leq fO_2 \leq NNO$ (Figura 3.15).

c) Presión parcial de H_2O

Sisson y Grove (1993a y b) efectuaron experimentos de fusión en basaltos de alto Al y sus equivalentes intrusivos a 2 kbar de presión, saturados en H_2O y en condiciones de “buffer” de NNO. Los líquidos generados son de composición basáltica o andesítica basáltica de alto Al y bajo Mg y la mayoría de ellos están saturados en olivino, plagioclasa cálcica y piroxeno de alto Ca o hornblenda (\pm espinela). Estos minerales son los de las rocas estudiadas (con la excepción del anfíbol, el cual, en los experimentos sólo aparece en equilibrio con líquidos de composición andesítica si los contenidos totales de NaO_2 y H_2O son suficientemente altos). Sisson y Grove (1993a y b) utilizan proyecciones pseudo-ternarias de olivino-clinopiroxeno-cuarzo para presentar las composiciones de líquidos obtenidos en sus experimentos. Debido a las evidencias de mezcla en la ignimbrita Licán, no se puede comparar su composición global con los líquidos experimentales de los trabajos de Sisson y Grove (1993a y b). En tanto, la lava post-ignimbrita correspondió, en algún momento, a un magma subsaturado en agua a unos 2 kbar (Figura 3.16).

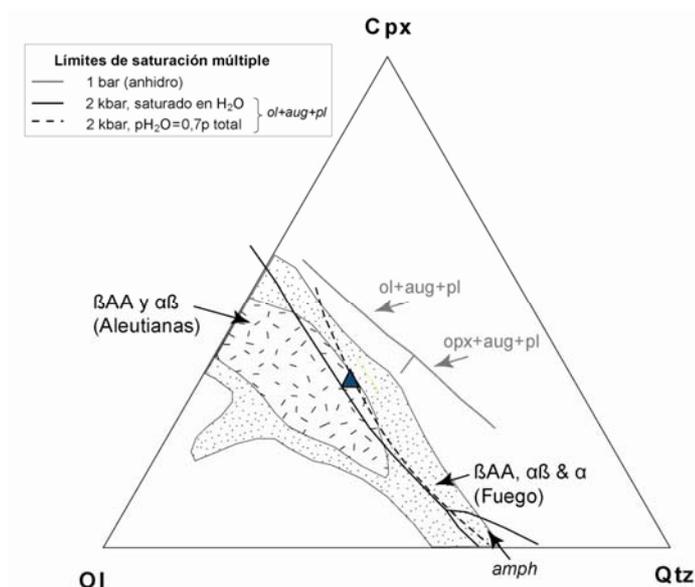


Figura 3.16: Lava post-ignimbrita Licán (andesita basáltica) proyectada en el diagrama pseudoternario de olivino-clinopiroxeno-cuarzo de Sisson y Grove (1993a y referencias incluidas). Se muestran campos definidos por rocas calcoalcalinas de alto Al del arco de las Aleutianas y del volcán Fuego en Guatemala (βAA = basalto de alto Al; $\alpha\beta$ = andesita basáltica y α = andesita).

d) Contenido de agua

A partir de las temperaturas obtenidas con distintos geotermómetros, se calcularon los contenidos pre-eruptivos de agua en el domo dacítico y la ignimbrita, empleando el equilibrio de plagioclasa-líquido (Housh y Luhr, 1991) (Tabla 3.9, Figura 3.17). Los intentos de cálculos en los fenocristales de la lava post-ignimbrita no dieron resultados coherentes. Para la determinación en la ignimbrita Licán se consideró la población de fenocristales de plagioclasas euhedrales (de composición intermedia) ya que es ésta la que estaría en equilibrio con la composición global, resultado de la mezcla.

El magma que dio origen al domo dacítico tiene una leve tendencia de haber sido más rico en agua que el magma de la ignimbrita (1,8-6,4% *versus* 1,3-4,6% de H₂O, según el equilibrio plagioclasa-líquido, Tabla 3.9, Figura 3.17b), a pesar del amplio traslape debido a los errores.

Los contenidos de agua obtenidos durante los análisis de isótopos de H son siempre inferiores a los estimados con el equilibrio plagioclasa-líquido en todos los depósitos (Tabla 3.9).

Tabla 3.9: Contenidos de agua en los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Licán. PI-RT se refiere a cálculos realizados entre centros de fenocristales de plagioclasa y la roca total.

Unidad (% SiO ₂ roca total)	Temperatura (°C) utilizada para cálculo de Housh y Luhr (1991)	H ₂ O (%peso)	
		Equilibrio plagioclasa- líquido (Housh y Luhr, 1991)	Roca total (isótopos de H)
Domo dacítico (65% SiO ₂)	853-969 (QUILF)	6,4-3,7	0,5
	916-1097 (Wells)	4,8-1,8	
	899-916 (mag-ilm)	5,2-4,8 (pl-RT)	
Ignimbrita Licán (IL) (56-57% SiO ₂)	1052-1239 (QUILF)	3,6-1,3	0,9
	995-1206 (Wells)	4,6-1,6	
	1092-1168 (Loucks)	3,0-2,1 (pl-RT)	
Lava post-IL (53% SiO ₂)	-	-	0,5

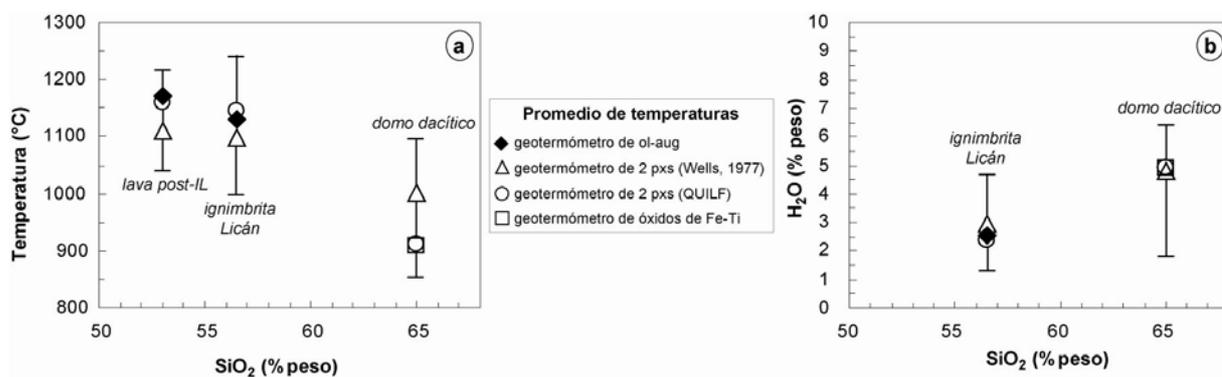


Figura 3.17: a) Temperaturas calculadas a través de distintos geotermómetros versus el contenido de sílice en la roca total de los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Licán. Las barras verticales indican el rango total de temperaturas en muestras individuales. b) Contenidos de agua pre-eruptivos para los depósitos pre- y syn-ignimbrita Licán, calculados según el método de Housh y Luhr (1991) y utilizando los rangos de temperaturas de a).

e) Presión total

Dado que la solubilidad del Ti en el clinopiroxeno disminuye con el incremento de la presión y la del Al presenta el comportamiento inverso, la razón Al/Ti puede utilizarse como un geobarómetro cualitativo (e.g., Boivin, 1982). Sin embargo, la sustitución del Al y Ti en el piroxeno depende fuertemente de la actividad de sílice del magma. Gupta *et al.* (1973) han demostrado experimentalmente que existe una relación inversa entre la actividad de la sílice en el magma y el contenido de Ti en el piroxeno que precipita. Lo mismo es válido para el Al (Campbell y Borley, 1974). Por lo anterior, las variaciones de la razón Al/Ti en la ignimbrita Licán y depósitos asociados serían más bien el reflejo de la actividad de sílice en el respectivo magma y no de la presión de cristalización, dado que el rango composicional varía entre 53 y 65% SiO₂ (Figura 3.18a).

Clinopiroxenos producidos en experimentos con rocas basálticas a andesítico-basálticas de alto Al a distintas presiones (1 atm - 15 kbar) ocupan campos discretos en un espacio Ti *versus* Al (Figura 3.18b). El conjunto de fenocristales habría cristalizado a presiones ≤ 2 kbar (≤ 7 km considerando un gradiente de presión de 0,28 kbar/km; Hall, 1987) (Figura 3.18b). Los clinopiroxenos del domo dacítico y de bajo Mg# de la ignimbrita no están representados, debido a que provienen de magmas de mayor contenido de sílice que los experimentales.

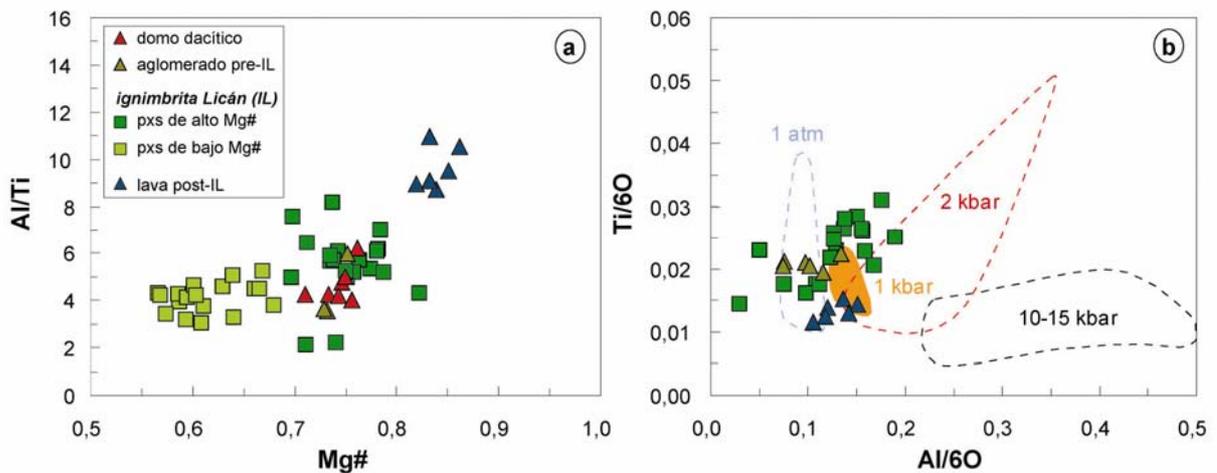


Figura 3.18: Fenocristales de clinopiroxeno. a) Variaciones de Al/Ti en función del Mg#. b) Ti versus Al. Misma simbología que en a). No se distinguen centros y bordes de fenocristales ya que no forman poblaciones discretas. Los campos de presión se basan en datos experimentales en rocas basálticas a andesíticas de Grove y Juster (1989), Baker *et al.* (1994), Sisson y Grove (1993a y b) y Bartels *et al.* (1991).

3.2.5 Discusión petrogenética

A pesar del amplio rango composicional de las rocas estudiadas (53-65% SiO₂), existe un gran traslape en la química mineral de las plagioclasas (Figura 3.3). Algo similar se observa en los olivinos donde sólo los olivinos forsteríticos de la ignimbrita Licán son distintos a los demás (Figura 3.5). Los depósitos previos tienen piroxenos cuya composición es similar a los de alto Mg# de la ignimbrita (figuras 3.6b y 3.7). Únicamente la lava posterior tiene piroxenos más magnesianos que el resto, sugiriendo que se trata de un pulso de magma más básico.

La disminución del máximo Mg#, tanto en clino- como ortopiroxenos, con el aumento del grado de diferenciación (Figura 3.7) evidencia la importancia de la cristalización fraccionada. Además, en la lava post-ignimbrita, la disminución del contenido de Ca en la plagioclasa y de Mg en tanto olivino como clinopiroxeno, desde los fenocristales hasta los microlitos, sugiere que el magma evolucionó mediante dicho proceso. Esta lava presenta fenocristales de olivino rodeados por pequeños cristales de clinopiroxeno de bajo Ca, lo que evidencia la reacción entre el olivino y el líquido cada vez más diferenciado. Fenocristales de plagioclasa con oquedades e inclusiones vítreas pueden ser el producto de descompresión (*e.g.*, Nelson y Montana, 1992) o contenidos variables de agua en el magma (*e.g.*, Johannes *et al.*, 1994).

Los estudios texturales y mineralógicos muestran que los procesos de mezcla son importantes en la génesis de las unidades. En el domo dacítico existen poblaciones de plagioclasas de composiciones muy distintas (An_{73-91} y An_{44-51}), además de olivino relativamente rico en Mg. En la ignimbrita Licán, las diferentes poblaciones tanto de plagioclasa como de piroxenos y olivino sugieren que:

- 1) plagioclasas cálcicas y olivinos magnesianos (con inclusiones de espinelas cromíferas) representan un componente básico en la cámara magmática.
- 2) plagioclasas sódicas en asociación con clino- y ortopiroxeno de Mg# relativamente bajo, además de apatito, evidencian un componente magmático diferenciado.
- 3) fenocristales euhedrales de plagioclasa, de composición intermedia, de clino- y ortopiroxenos relativamente ricos en Mg y de olivino más ferroso son el resultado de cristalización en un magma nuevo, producto de mezcla de los componentes mencionados. Los minerales están en equilibrio con ese nuevo magma, representado por la roca total. Los piroxenos forman los bordes de los piroxenos de bajo Mg#. Las diferencias composicionales entre las asociaciones mineralógicas de 2) y 3) pueden explicarse tanto por automezcla en una cámara magmática en convección (Couch *et al.*, 2001) como producto de la recarga de la misma (*e.g.*, Gerbe y Thouret, 2004). El alto contenido de Mg de la espinela cromífera en el olivino indica la importancia del segundo proceso (ver 3.5.1) y, por consecuencia, la recarga podría ser uno de los factores que gatillaron la erupción de la ignimbrita.

3.3 Ignimbrita Pucón y depósitos asociados

Las tablas 3.10 y 3.11 resumen las principales características petrográficas y mineralógicas de este grupo.

Tabla 3.10: Principales características petrográficas de los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Pucón (IP) estudiados. FP=flujo piroclástico, OP=oleada piroclástica, Pf=porfirico, Mf=masa fundamental, fragmentos PVDP=fragmentos poco vesiculares con disyunción prismática.

Unidad	Tipo	Composición	Texturas	% vesículas	Mineralogía (% en volumen, recalculado libre de vesículas)												Observaciones
					Feno- y microfenocristales					Masa fundamental							
					PI	OI	Px	Mag	Total	PI	OI	Px	Mag	Vidrio	Total		
Pre-IP	Lavas	Andesítico - basáltica (53-54% SiO ₂)	Pf, localmente glomeropf. Mf intergranular a intersertal.	10	14	6	≤1 (cpx)	0	20	42	5	10 (cpx)	18	5	80	Fenocristales de ol localmente rodeados por px.	
Pre-IP: FP Afunalhue	Bomba	Andesítica (57% SiO ₂)	Vesicular, levemente pf. Mf intergranular a intersertal	40	1,6	<0,5	<0,5 (cpx)	0	2	42	5	12 (cpx)	9	30	98		
Pre-IP: OP con pómez	Lapilli pumíceo	Dacítica (63% SiO ₂)	Vesicular, levemente pf. Mf vitrofírica.	35	≤0,6	0-0,3	≤0,6 (cpx y opx)	≤0,1	≤1,6	0,6-9,8	0	1-3 (cpx)	0,4-1	84,6-98	98,4-100	Ap. Sulfuros de Fe en mag y px.	
Ignimbrita Pucón (IP)	Unidad inferior (P1)	Bombas y lapilli escoriáceos	Andesítico - basáltica (55-56% SiO ₂)	Vesicular, pf. Mf intergranular a intersertal.	45-50	4-11	1-2	1-4 (cpx)	<1	6-14	26-43	0-4	7-13 (cpx)	3-14	17-45	86-94	Escaso material xenolítico.
		Fragmentos PVDP	Andesítico - basáltica (56% SiO ₂)	Pf intergranular	0-25	10	1	4 (cpx>opx)	<1	15	60	0	17 (cpx)	9	0	85	Fenocristales de ol localmente rodeados por px.
	Unidad superior (P2)	Bombas y lapilli escoriáceos	Andesítico - basáltica (55-56% SiO ₂)	Vesicular, pf. Mf intergranular a intersertal.	20-50	5-7	1-2	1-2 (cpx)	<1	8-10	22-44	3-5	4-9 (cpx)	4-17	25-54	90-92	Abundantes xenolitos plutónicos y volcánicos. Xenocristales de qtz.
		Fragmentos PVDP	Andesítico - basáltica (57% SiO ₂)	Intersertal a vitrofírica	0	7	2	1 (cpx>opx)	<1	10	29	8	12 (cpx)	3	39	90	Abundantes xenolitos plutónicos. Microxenocristales de kfs+qtz.
Post-IP (depósito de caída, Chaimilla 1)	Lapilli escoriáceo	Andesítico - basáltica (53% SiO ₂)	Vesicular, pf, localmente glomeropf. Mf intersertal.	20	12	3	2 (cpx)	0	19	45	4	0	4	28	81		
Post-IP (proveniente de cono principal)	Lavas	Andesítico - basáltica (52-53% SiO ₂)	Pf. Mf intergranular.	0-5	11-15	3-5	0-2 (cpx)	0	16-20	45-49	4-5	11-15 (cpx)	15-19	3	80-84	Fenocristales de ol rodeados por px. Microxenocristales de ilm y ap muy localmente.	
Post-IP: Centros adventicios Chaillupén	Lava	Andesítico - basáltica (54% SiO ₂)	Pf, localmente glomeropf. Mf intergranular.	3	14	3	3 (cpx)	0	20	52	4	16 (cpx)	4	4	80		
Post-IP: Centros adventicios Los Nevados	Lava y bomba escoriácea proveniente de un mismo cono	Andesítico - basáltica (53% SiO ₂)	Pf, localmente glomeropf. Mf intergranular.	0 (lava) 50 (bomba)	17-18	1	1-5 (cpx)	0	20-25	40-49	8	15-16 (cpx)	4	0 (lava) 12 (bomba)	75-80		

Tabla 3.11: Principales características mineralógicas de los depósitos a) pre-, b) syn- y c) post-ignimbrita Pucón estudiados. Pf=porfírico; F=fenocristales; M=microlitos; Mf=masa fundamental; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; s.z.=sin zonación observada; z.n.=zonación normal; z.i.=zonación inversa; z.os.=zonación oscilatoria; n.o.= no observado; n.d.=no determinado.

a)	Unidad	Pl	Ol	Cpx	Opx	Op	Observaciones
PRE-IGNIMBRITA PUCÓN	Lava (53,3% SiO ₂)	An ₆₃₋₈₆ (F) z.n., z.i. An ₅₉₋₇₇ (M)	Fo ₇₆₋₇₉ (F) z.os. Fo ₅₆₋₇₃ (M)	Augita (F): En ₄₆₋₄₇ Fs ₁₁₋₁₂ Wo ₄₁₋₄₂ Mg# 0,84-0,89; z.os. Microfenocristal de pigeonita con borde de augita: En ₅₅ Fs ₃₆ Wo ₉ , Mg# 0,62 En ₅₁ Fs ₁₈ Wo ₃₀ , Mg# 0,76 z.i. Augita (M): En ₄₁₋₄₉ Fs ₁₇₋₂₅ Wo ₃₃₋₃₄ Mg# 0,68-0,78	n.o.	Chr de Al-Mg en F de ol	
	Flujo piroclástico Afunalhue (4.100 años A.P.; 56,9% SiO ₂)	An ₅₅₋₉₂ (F) en dos poblaciones de tamaño: 1. An ₇₄₋₉₁ (>1600x230 μm); z.n. 2. An ₅₅₋₅₉ (<400x300 μm); z.i. An ₆₀₋₆₃ (M)	Fo ₆₁₋₆₉ (F) z.n. Fo ₆₀ (M)	Augita (F): En ₃₂₋₆₉ Fs ₁₄₋₃₂ Wo ₃₅₋₄₂ Mg# 0,58-0,81 z.i., s.z. Augita (M): En ₄₄₋₄₈ Fs ₂₃₋₂₆ Wo ₂₆₋₃₃ Mg# 0,65-0,72 Pigeonita (M): En ₆₆ Fs ₂₈ Wo ₆ Mg# 0,72	n.o.	Mag ₆₀₋₆₈ (M)	
	Oleada piroclástica con pómez (63,4% SiO ₂ en bandas claras)	- en bandas oscuras: An ₅₂₋₅₇ (F) z.i. An ₄₅ (M) - en bandas claras: An ₅₂₋₅₅ (F) z.n. An ₄₁ (M)	sólo en bandas oscuras: Fo ₆₆₋₇₅ (F) z.n.	- en bandas oscuras: Augita (F): En ₄₁₋₄₄ Fs ₁₅₋₂₁ Wo ₃₈₋₄₁ Mg# 0,72-0,77; z.i., s.z. Augita (M): En ₄₃ Fs ₂₃ Wo ₃₅ Mg# 0,68 Pigeonita (microfenocristal): En ₅₅ Fs ₂₉ Wo ₁₆ Mg# 0,66 - en bandas claras: Augita (F): En ₄₁₋₄₃ Fs ₁₇₋₁₈ Wo ₄₀₋₄₁ Mg# 0,73-0,78; z.i. Augita (M): En ₄₅₋₄₆ Fs ₂₃₋₂₇ Wo ₂₉₋₃₁ Mg# 0,64-0,67	- en bandas oscuras: Enstatita (F): En ₆₅₋₆₇ Fs ₃₀₋₃₂ Wo ₃₋₄ Mg# 0,70-0,71 z.i. leve - en bandas claras: Enstatita (F): En ₆₃₋₆₄ Fs ₃₀₋₃₄ Wo ₃₋₅ Mg# 0,66-0,69 z.i.	en ambas bandas: Mag ₆₀₋₆₁ (F)	apatito en ambas bandas; sulfuro de Fe sólo en bandas claras Mag ₉₂ (xenocristal plutónico)

b)		<i>Unidad</i>	<i>Pl</i>	<i>Oi</i>	<i>Cpx</i>	<i>Opx</i>	<i>Op</i>	<i>Observaciones</i>
IGNIMBRITA PUCÓN	unidad inferior (P1)	Material juvenil (55-56% SiO₂)	An ₅₈₋₉₃ (F) z.n., z.os. An ₅₆₋₆₃ (M)	FO ₆₉₋₇₄ (F) z.n., s.z. FO ₇₂ (M)	Augita (F): En ₄₀₋₄₈ Fs ₁₂₋₁₈ Wo ₃₆₋₄₅ Mg# 0,71-0,85 z.n., z.os., s.z. Augita (M): En ₄₆₋₄₈ Fs ₁₅₋₂₄ Wo ₂₇₋₃₈ Mg# 0,67-0,80 Pigeonita (M): En ₅₈ Fs ₂₆ Wo ₁₆ Mg# 0,70	n.o.	Mag ₆₄ (M) Chr de Mg-Al sobrecrecidas por Ti- mag cromifera	
		Fragmentos poco vesiculares con disyunción prismática (56% SiO₂)	An ₅₂₋₉₂ (F) z.i., z.os. An ₅₇ (M)	FO ₆₄₋₆₇ (F) z.n.	Augita (F): En ₃₈₋₄₄ Fs ₁₅₋₂₃ Wo ₃₅₋₄₃ Mg# 0,66-0,85 z.os., z.i. Augita (M): En ₄₃₋₅₄ Fs ₁₉₋₂₄ Wo ₂₂₋₃₈ Mg# 0,71-0,75 Pigeonita (M) formando borde de F de ol: En ₅₉ Fs ₃₃ Wo ₈ Mg# 0,65-0,66	Enstatita (F con borde de aug): En ₆₂ Fs ₃₄ Wo ₅ Mg# 0,66	Mag ₅₉ (F) Mag ₅₆ (M)	
	Unidad superior (P2)	Material juvenil (55-56% SiO₂)	An ₄₉₋₉₂ (F) z.n., z.i., z.os. An ₄₆₋₆₁ (M) en dos grupos composicionales: 1. An ₄₆ 2. An ₅₈₋₆₁	FO ₆₈₋₈₈ (F) z.n., s.z. FO ₆₂₋₆₉ (M)	Augita (F): En ₄₂₋₄₉ Fs ₁₀₋₂₁ Wo ₃₅₋₄₅ Mg# 0,74-0,87 z.n., z.i., z.os. Diópsido (centro de F con bordes de aug): En ₄₆ Fs ₈₋₉ Wo ₄₅₋₄₆ Mg# 0,91-0,92 z.n. con aug Augita (M): En ₃₈₋₅₀ Fs ₁₇₋₃₂ Wo ₂₉₋₃₉ Mg# 0,55-0,79	n.o.	Mag ₆₃ (F) Mag ₅₃₋₆₂ (M)	Xenolitos plutónicos con: - pl (An ₂₇)+qtz+Ilm ₉₃ - kfs+qtz+Mag ₉₉ +ap - pl (An ₄₄)+qtz+grt -pl (An ₅₁₊₂₃)+ap+qtz Xenolitos volcánicos con F de pl, en, aug, mag y pgt.
		Fragmentos poco vesiculares con disyunción prismática (57% SiO₂)	An ₉₂₋₉₃ (F) An ₆₀ (M)	FO ₇₂₋₇₄ (F) z.n. FO ₆₉ (M)	Augita (F): En ₄₃₋₄₄ Fs ₁₃₋₁₇ Wo ₄₁₋₄₃ Mg# 0,78-0,81 Forma borde de opx Augita (M): En ₄₃₋₄₅ Fs ₁₈₋₂₂ Wo ₃₆₋₃₇ Mg# 0,70-0,73	Enstatita (F con borde de aug): En ₅₉ Fs ₃₇ Wo ₃ Mg# 0,63 z.os. de en a aug (0,63-0,81-0,78)	Mag ₅₄ (M)	Microxenocristales plutónicos de pl (An ₂₇)+ kfs

c)	Unidad	PI	OI	Cpx	Opx	Op	Observaciones
POST-IGNIMBRITA PUCÓN	Depósito de caída Chaimilla 1 (53% SiO ₂)	An ₇₉₋₉₂ (F) z.i., z.n. An ₅₆₊₇₃ (M)	Fo ₇₆ (F) s.z. Fo ₆₃₊₇₃ (M)	Augita (F): En ₄₄₋₄₆ Fs ₁₀₋₁₆ Wo ₃₉₋₄₅ Mg# 0,79-0,88 z.i., z.n.	n.o.	n.d.	
	Lavas de cono principal (52-53% SiO ₂)	An ₄₆₋₈₆ (F) z.n., z.i. An ₅₄₋₅₇ (M)	Fo ₆₃₋₈₇ (F) Fo ₆₇₋₇₀ (Mf) z.n.	Augita (F): En ₄₈₋₄₉ Fs ₁₄ Wo ₃₇₋₃₈ Mg# 0,82-0,84 z.os. Augita (M): En ₄₃ Fs ₂₃ Wo ₃₄ Mg# 0,70 Augita (borde de F de ol e inclusiones en pl): En ₄₈₋₅₀ Fs ₁₉₋₂₁ Wo ₃₁₋₃₂ Mg# 0,76-0,78 Pigeonita (M y formando borde de F de ol): En ₅₈₋₆₃ Fs ₂₄₋₃₂ Wo ₇₋₁₆ Mg# 0,65-0,76	n.o.	Mag ₄₉₋₅₇ (M) Chr de Al-Mg en F de ol Ti-mag cromíferas en cristales solitarios	Microxenocristales de Ilm ₉₈ y ap muy localmente
	Lava de centros adventicios Chaillupén (<1.600 años A.P.) (54% SiO ₂)	An ₅₉₋₉₀ (F) z.n. An ₄₇₋₆₅ (M)	Fo ₆₂₋₇₈ (F) z.n., z.os.	Augita (F): En ₄₃₋₅₀ Fs ₁₁₋₂₂ Wo ₂₈₋₄₄ Mg# 0,73-0,86 z.n., z.i. Augita (M): En ₄₂ Fs ₂₆ Wo ₃₂ Mg# 0,63 Pigeonita (M): En ₅₃ Fs ₃₄ Wo ₁₄ Mg# 0,62	n.o.	Mag ₆₉ en cpx	
	Lava y bomba escoriácea de centros adventicios Los Nevados (<1.600 años A.P.) (53% SiO ₂)	An ₅₂₋₉₀ (F) z.n., z.os. An ₄₀₋₅₈ (M)	Fo ₅₇₋₈₄ (F) z.n., z.os. Fo ₅₄₋₅₆ (Mf)	Augita (F): En ₄₀₋₄₉ Fs ₁₀₋₂₈ Wo ₂₈₋₄₄ Mg# 0,63-0,87 z.n., z.i. Augita (M): En ₄₀₋₅₅ Fs ₁₇₋₂₄ Wo ₂₅₋₃₇ Mg# 0,67-0,76	-	Mag ₄₀ (M) Chr de Al-Mg con zonación hacia Ti-mag en bordes	

3.3.1 Unidades anteriores a la ignimbrita

a) Coladas de lavas

Son andesitas basálticas (53-54% SiO₂) de olivino, porfíricas, con 20% de fenocristales. Sus características petrográficas son similares a las de las lavas de Pucura (Figura 3.19A). En general, las partes internas de las plagioclasas (An₆₃₋₈₆) están constituidas por bytownita, formando labradorita delgados bordes (An₈₅₋₆₈, An₈₂₋₆₃). Localmente, se observan cristales de bytownita con leve zonación inversa (An₈₀₋₈₆). La composición de los microlitos varía entre An₇₇ y An₅₉ (figuras 3.20 y 3.21).

Los fenocristales de olivino son de rango composicional restringido (Fo₇₆₋₇₉). Los olivinos más ricos en Mg contienen cromita de Mg-Al (inclusiones de 40 μm de tamaño; Cr#=58, Mg#=32, 4,5% peso de TiO₂). Los granos de olivino en la masa fundamental son de menor contenido forsterítico (Fo₅₆₋₇₃) (Figura 3.22). Los fenocristales de augita también son de composición homogénea y magnesianas (En₄₆₋₄₇Fs₁₁₋₁₂Wo₄₁₋₄₂; Mg# 0,84-0,89) (figuras 3.24b y 3.25), con leve zonación oscilatoria (Mg# 0,87-0,84-0,85-0,89). Existen algunos microfenocristales de pigeonita (En₅₅Fs₃₆Wo₉, Mg# 0,62) con bordes augíticos más ricos en Mg (En₅₁Fs₁₈Wo₃₀, Mg#; 0,76). En la masa fundamental, el Mg# de la augita (En₄₁₋₄₉Fs₁₇₋₂₅Wo₃₃₋₃₄) varía entre 0,68 y 0,78.

b) Depósitos piroclásticos

Flujo piroclástico Afunalhue (4.100 años A.P.). Sus bombas finamente vesiculadas, levemente porfíricas (2%), son de composición andesítica (57% SiO₂). Exponen grandes plagioclasas (>1,5 mm) con bordes reabsorbidos que poseen centros anortíticos (An₉₁) y delgados bordes de bytownita (An₇₄). Otros cristales más pequeños (<0,5 mm) corresponden a labradorita, con leve zonación inversa (An₅₅₋₅₉) (Figura 3.20a).

El olivino (Fo₆₁₋₆₉) está normalmente zonado (Figura 3.23a), pero exhibe bordes embahados, al contrario de los fenocristales de augita (En₃₂₋₆₉Fs₁₄₋₃₂Wo₃₅₋₄₂; Mg# 0,58-0,81) que presentan, localmente, centros reabsorbidos de bajo Mg# (0,58), sobrecrecidos por zonas automorfas magnesianas (Mg#0,73-0,77) (figuras 3.24b, 3.25 y 3.26a). Estas últimas composiciones son similares a la de la mayoría de fenocristales de mayor tamaño (Mg#0,75-0,81). En la masa fundamental, granos de augita (En₄₄₋₄₈Fs₂₃₋₂₆Wo₂₆₋₃₃) y pigeonita (En₆₆Fs₂₈Wo₆) presentan Mg# intermedios (Mg# 0,65-0,72). Minerales opacos en la masa fundamental corresponden a Ti-magnetitas (Mag₆₀₋₆₈; Figura 3.27a).

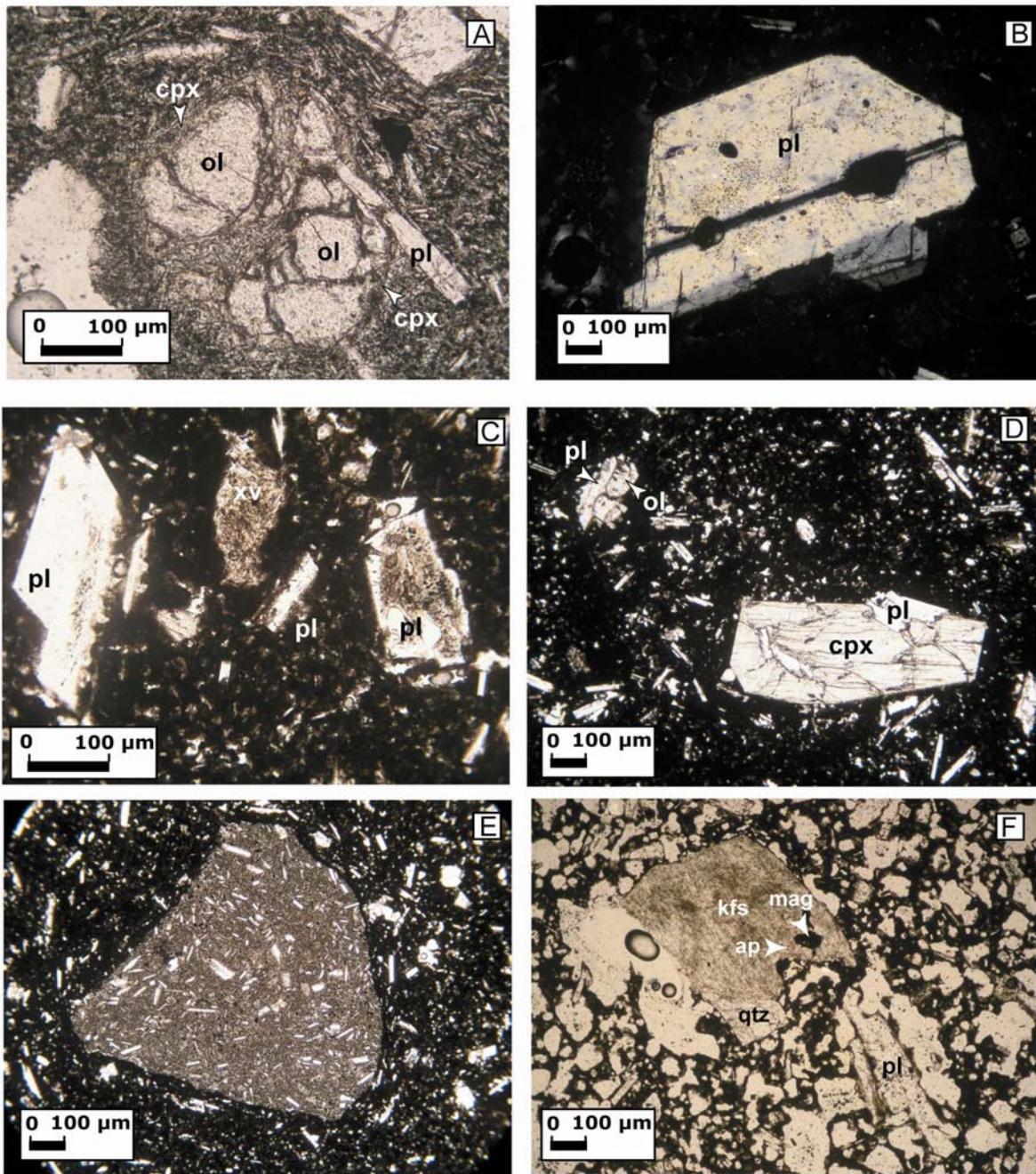


Figura 3.19: Microfotografías de productos pre- y syn-ignimbrita Pucón. A) lava pre-ignimbrita, con fenocristales de olivino con borde de reacción de clinopiroxeno. B) bomba escoriácea de la unidad inferior de la ignimbrita, con fenocristales relativamente grandes de plagioclasa con bordes reabsorbidos. C)-F) de la unidad superior de la ignimbrita. C) cristales de plagioclasa parcial- o pervasivamente destabilizados. Nótese también la ocurrencia de un xenolito volcánico (xv al medio). D) clinopiroxeno euhedral. E) xenolito volcánico. F) xenolito plutónico y fenocristal de plagioclasa. Fotomicrografías tomadas con luz polarizada plana, a excepción de B).

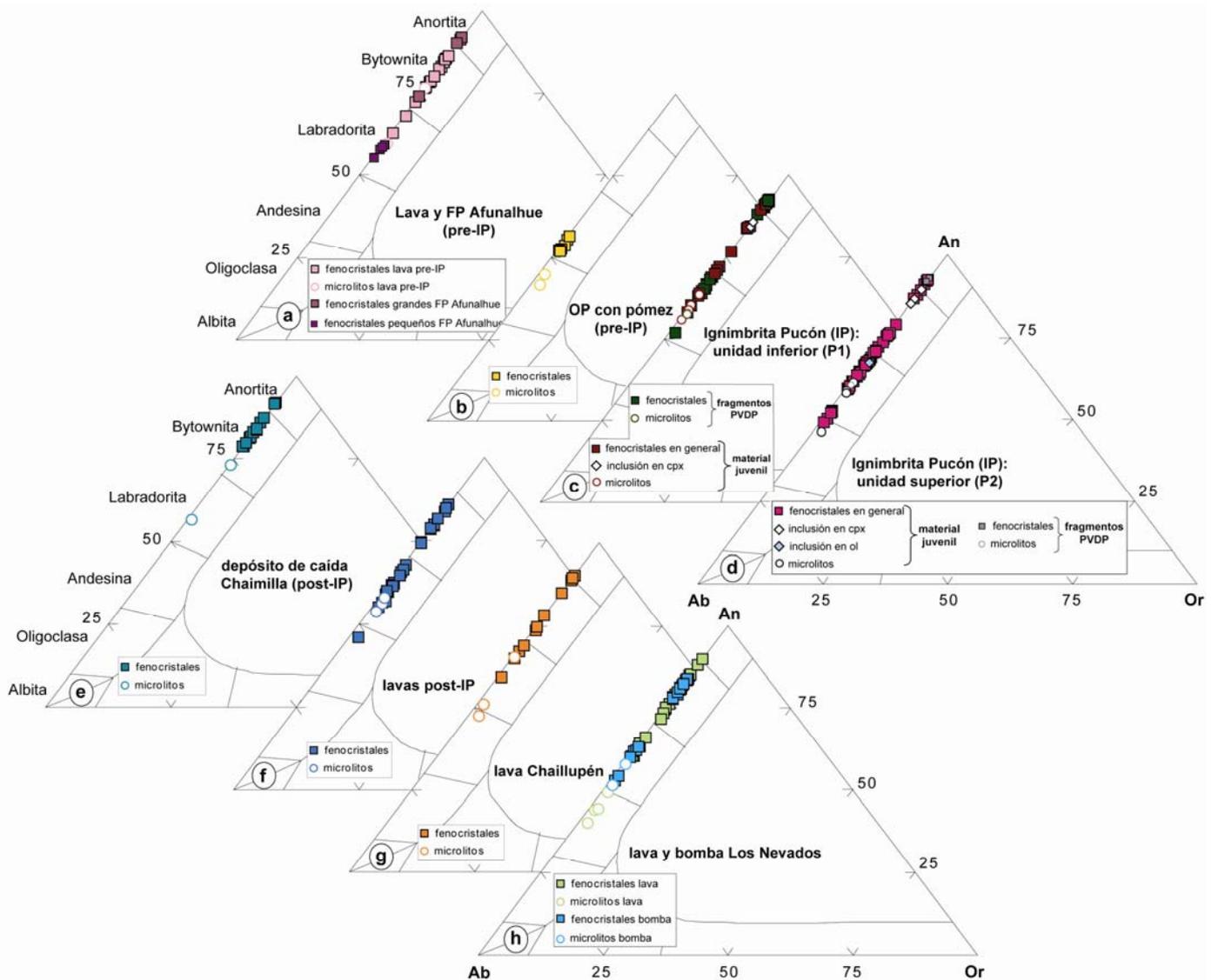


Figura 3.20: Diagramas triangulares de Ab-An-Or. a y b) depósitos pre-ignimbrita (FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica), c) unidad inferior de la ignimbrita (fragmentos PVDP= fragmentos poco vesiculares con disyunción prismática), d) unidad superior, e)-h) productos posteriores a la ignimbrita, e) y f) de cono principal, g) y h) de centros eruptivos adventicios.

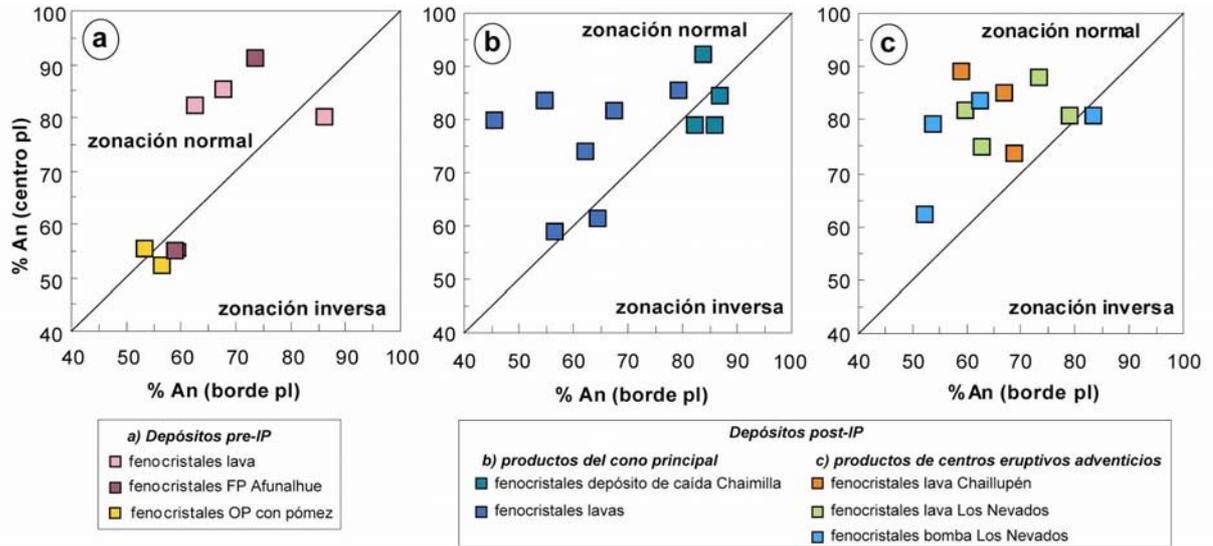


Figura 3.21: Zonación de los fenocristales de plagioclasa. a) Depósitos que preceden la ignimbrita Pucón (IP; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica); b y c) productos posteriores a la ignimbrita: b) cono principal y c) centros eruptivos adventivos Los Nevados y Chaillupén.

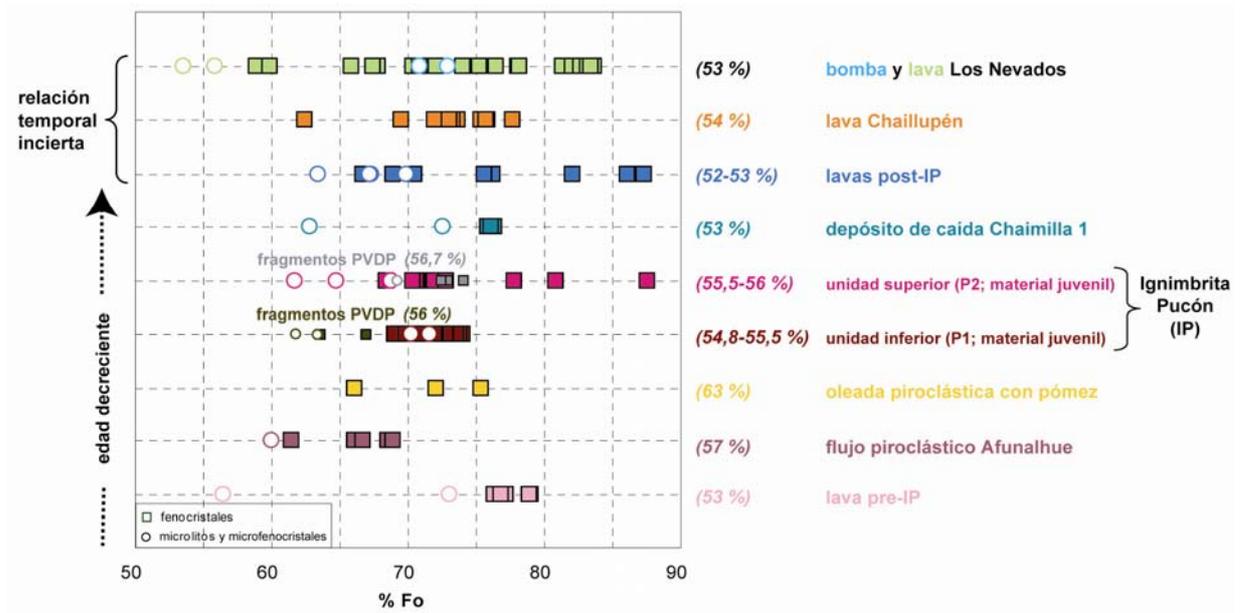


Figura 3.22: %Fo en el olivino en los distintos depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Pucón estudiados (en orden decreciente de edad). Se indica el rango de sílice de roca total.

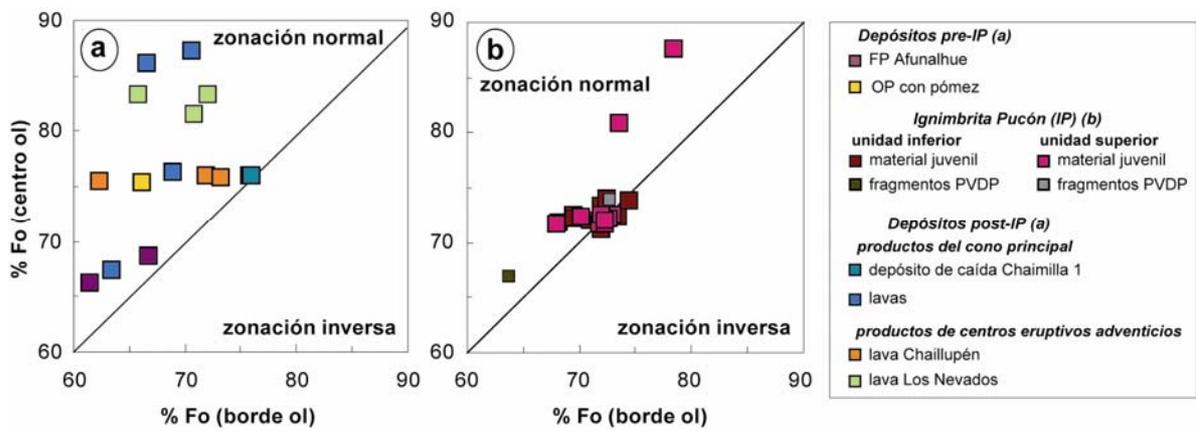


Figura 3.23: Zonación de los fenocristales de olivino. a) Productos previos y posteriores a la ignimbrita; b) ignimbrita Pucón. FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP= poco vesicular con disyunción prismática.

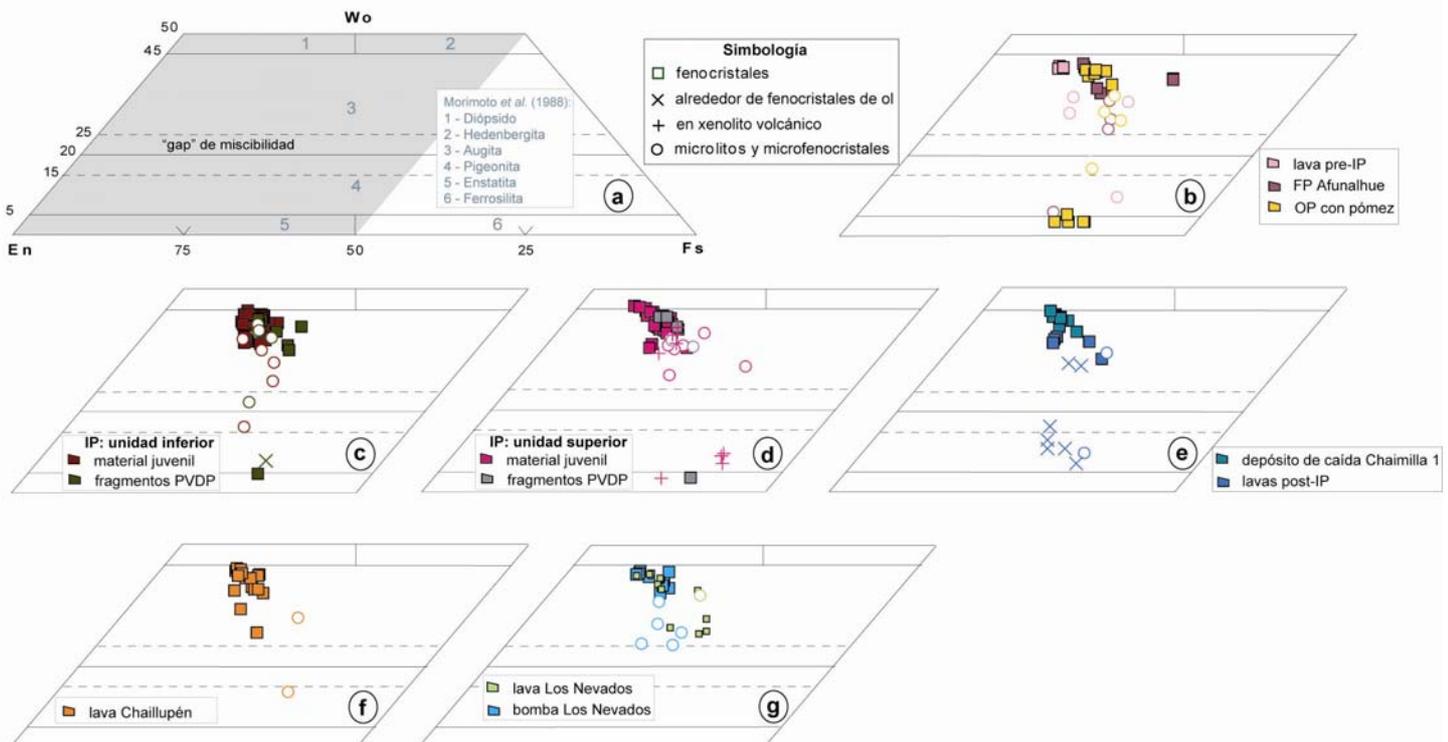


Figura 3.24: Clasificación de los piroxenos. Área achurada en a) corresponde a parte del diagrama reproducido en b)-g). b) depósitos pre-ignimbrita; c) unidad inferior de la ignimbrita Pucón (IP); y d) unidad superior; e)-g) depósitos post-ignimbrita: e) cono principal; f) centros eruptivos adventicios Chaillupén; g) centros eruptivos adventicios Los Nevados. Mismas abreviaciones que en Figura 3.23.

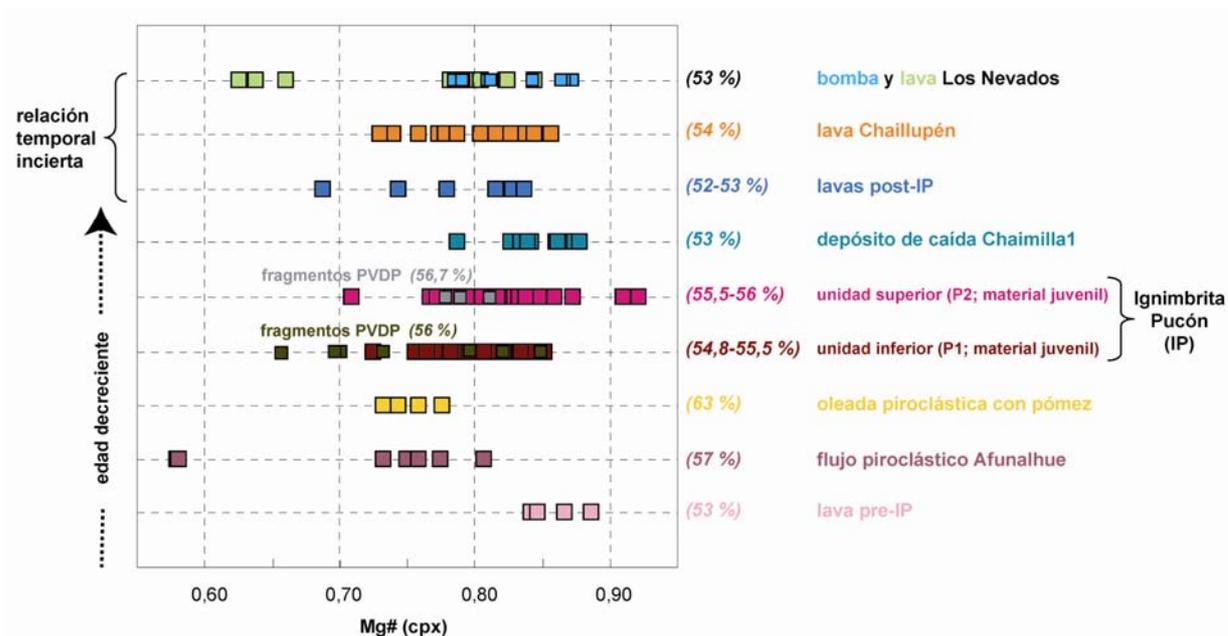


Figura 3.25: Mg# de los fenocristales de clinopiroxeno versus la edad relativa de la ignimbrita Pucón y depósitos asociados. Además, se indica el rango de sílice de la roca total.

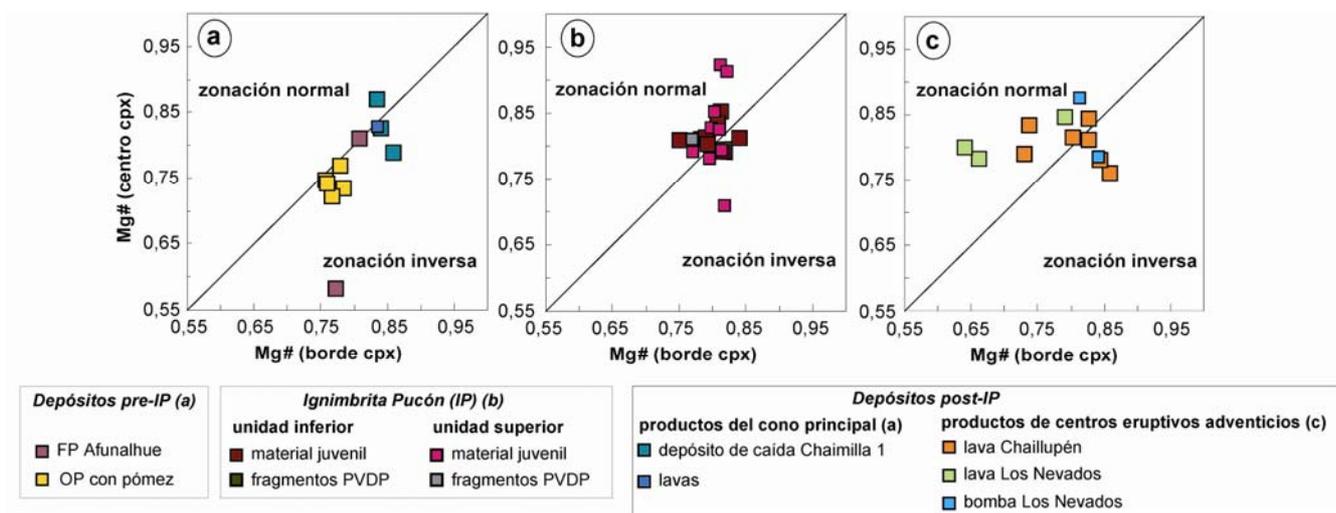


Figura 3.26: Zonación de los fenocristales de clinopiroxeno. a) Depósitos pre- y post-ignimbrita (de cono principal); b) ignimbrita Pucón; c) productos de centros eruptivos adventivos. FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP= poco vesicular con disyunción prismática.

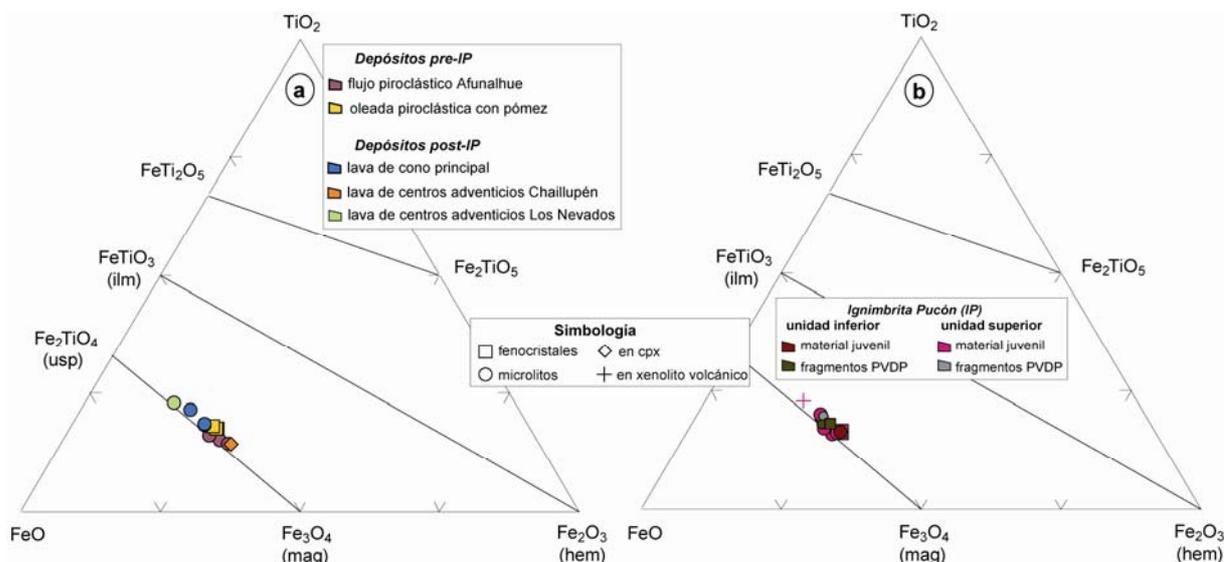


Figura 3.27: Diagramas triangulares de FeO-TiO₂-Fe₂O₃ (% molar). a) material juvenil de depósitos anteriores y posteriores a la ignimbrita; b) material juvenil de la ignimbrita Pucón (IP). PVDP= poco vesicular con disyunción prismática.

Oleada piroclástica con pómez. Bandas claras (63% SiO₂) y oscuras en la pómez contienen escasos fenocristales de plagioclasa, clino-, ortopiroxeno, magnetita y apatito (Figura 3.28A). La única diferencia entre ambas bandas es la presencia de olivino en las bandas oscuras y la de sulfuros de Fe en las claras. Los fenocristales de plagioclasa son de composición labradorítica (An₅₂₋₅₇), no zonados o con zonación inversa débil. Los microlitos son más sódicos (An₄₁₋₄₅) (figuras 3.20 y 3.21).

La composición del olivino varía entre Fo₆₆ y Fo₇₅, estando normalmente zonado (figuras 3.22 y 23a). Los fenocristales de augita (En₄₁₋₄₄Fs₁₅₋₂₁Wo₃₈₋₄₁; Mg# 0,72-0,78) presentan zonación inversa (Mg# 0,72-0,76; 0,73-0,78) o ninguna (Mg# 0,77) y exhiben inclusiones de sulfuros de Fe y apatito. Localmente existen microfenocristales de pigeonita (En₅₅Fs₂₉Wo₁₆; Mg# 0,66). Los microlitos son augíticos (En₄₃₋₄₆Fs₂₃₋₂₇Wo₂₉₋₃₅; Mg# 0,64-0,68). Los fenocristales de ortopiroxeno corresponden a enstatita (En₆₃₋₆₇Fs₃₀₋₃₄Wo₃₋₅; Mg# 0,66-0,71), con leve zonación inversa (Mg# 0,66-0,69) (figuras 3.24b, 3.25 y 3.26). Los cristales de Ti-magnetita son de composición homogénea (Mag₆₀₋₆₁) (Figura 3.27a). Algunos presentan inclusiones diminutas de sulfuro de Fe. El vidrio intersticial es de composición restringida, entre 66 y 67% SiO₂.

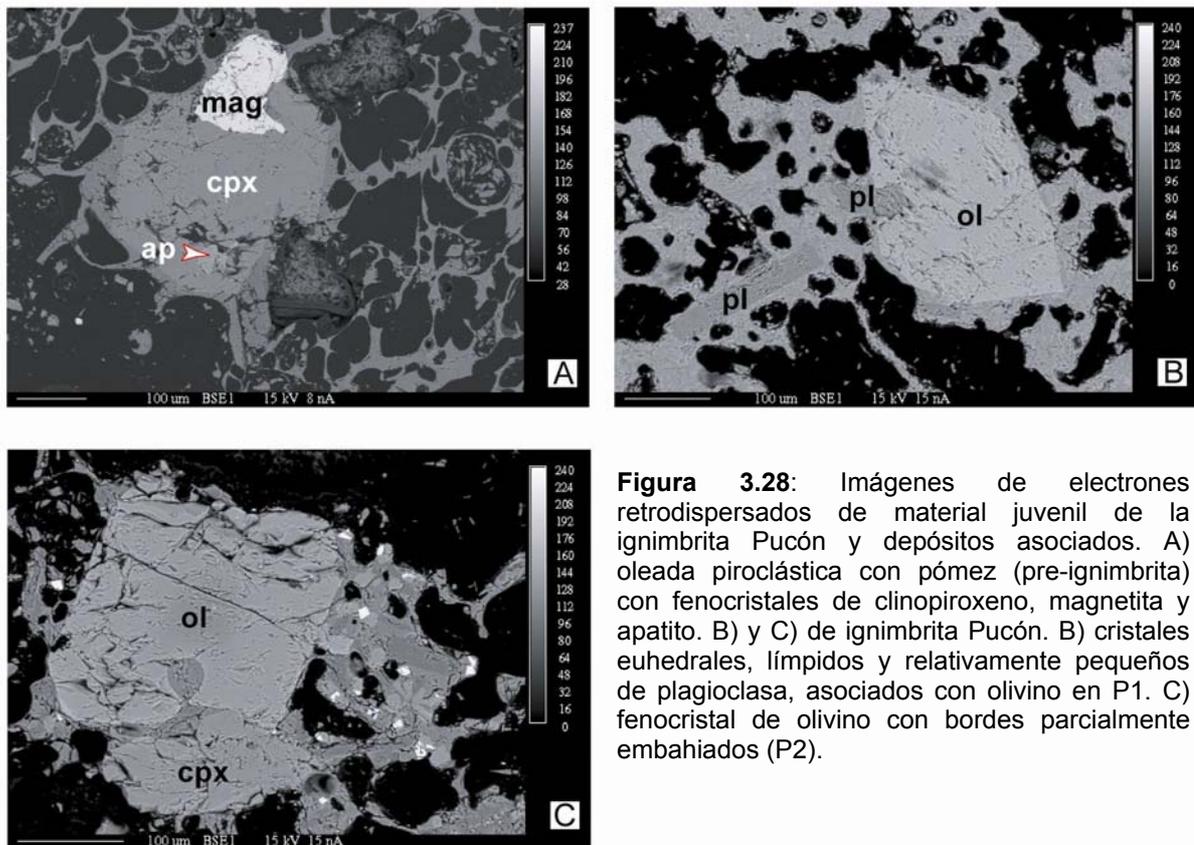


Figura 3.28: Imágenes de electrones retrodispersados de material juvenil de la ignimbrita Pucón y depósitos asociados. A) oleada piroclástica con pómez (pre-ignimbrita) con fenocristales de clinopiroxeno, magnetita y apatito. B) y C) de ignimbrita Pucón. B) cristales euhedrales, límpidos y relativamente pequeños de plagioclasa, asociados con olivino en P1. C) fenocristal de olivino con bordes parcialmente embahados (P2).

3.3.2 Ignimbrita Pucón

Los componentes de la ignimbrita Pucón – tanto de la unidad inferior (P1) como superior (P2) - han sido subdivididos en escorias juveniles, fragmentos poco vesiculares con disyunción prismática (PVDP) y clastos accidentales, de tipo volcánico y plutónico.

Material juvenil. Las bombas y lapilli de P1 son vesiculares (45-50% en volumen) y contienen fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y magnetita, minerales también presentes en la masa fundamental, además de vidrio. Con respecto a la plagioclasa, por un lado, existen grandes cristales límpidos con bordes reabsorbidos (>1 mm, Figura 3.19B) cuyos centros son cálcicos (An_{84-91}) y, por el otro, se observan cristales euhedrales límpidos más pequeños (<450 μm , Figura 3.28B) con núcleos de amplia variedad composicional (An_{93-65}). Todos los cristales están normalmente zonados. La mayoría de los pequeños cristales euhedrales tienen una composición similar a la de los bordes de los grandes fenocristales, a diferencia de las inclusiones en clinopiroxeno que tienen la misma composición que los centros de cristales

reabsorbidos. Los microlitos son de tipo labradorita (An_{56-63}), composición que es cercana a la de los bordes de los cristales reabsorbidos y a la de los fenocristales euhedrales (figuras 3.20c y 3.29a).

Los cristales de olivino y de clinopiroxeno son subhedrales (Figura 3.28B). El olivino es de composición bastante limitada (Fo_{69-74}), con leve zonación normal o no zonado. Los granos de la masa fundamental corresponden a Fo_{72} (figuras 3.22 y 3.23b). Los fenocristales de augita también son de composición relativamente homogénea ($En_{40-48}Fs_{12-18}Wo_{36-45}$; $Mg\# 0,71-0,85$), predominando la zonación normal, pero cristales con zonación oscilatoria ($Mg\# 0,78-0,73-0,82-0,77$; $0,79-0,84-0,81$) o no zonados también se han determinado. Los microlitos corresponden a augita ($En_{46-48}Fs_{15-24}Wo_{27-38}$; $Mg\# 0,67-0,80$) y pigeonita ($En_{58}Fs_{26}Wo_{16}$; $Mg\# 0,70$) (figuras 3.24c y 3.26b).

Con respecto a los minerales opacos, existen centros de microfenocristales ($100\ \mu m$) con composiciones de cromita de Al-Mg ($Cr\#=49$; 1% de TiO_2), sobrecrecidos por bordes de Ti-magnetita cromífera, acompañado por una disminución en los contenidos de Mg, Cr y Al y un aumento en los de Fe (férrico, principalmente y ferroso, en menor proporción). La magnetita forma microlitos de composición Mag_{64} (Figura 3.27b).

El vidrio es de composición andesítica-basáltica a andesítica ($56-60\% SiO_2$).

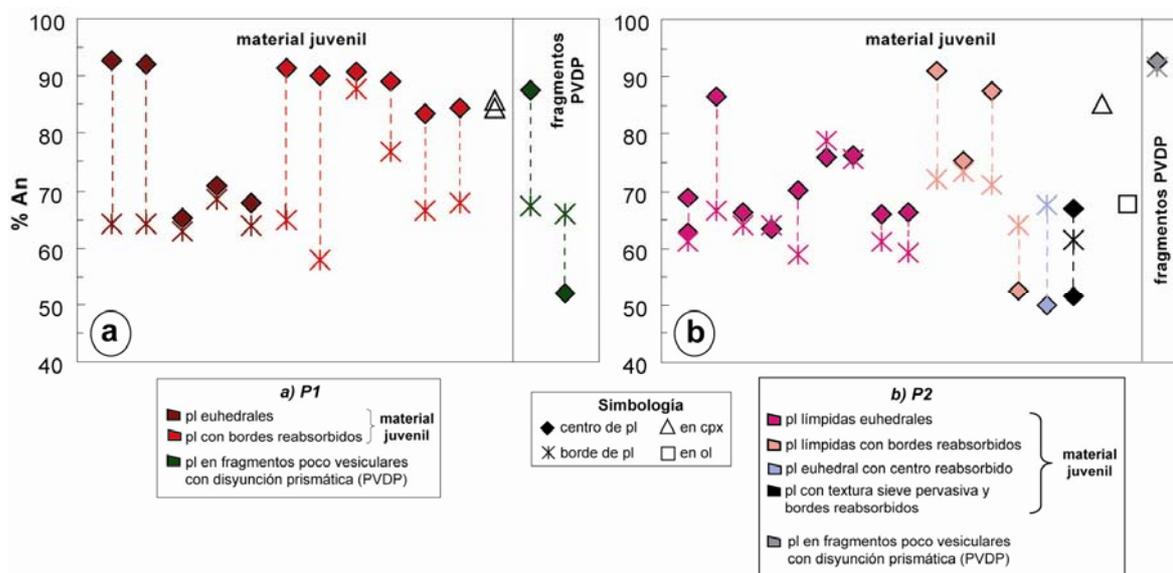


Figura 3.29: Composición de los fenocristales de plagioclasa en la ignimbrita Pucón. a) unidad inferior (P1), b) unidad superior (P2). Líneas segmentadas unen centro y borde de un mismo fenocrystal.

En el material juvenil de P2 aparecen los mismos minerales en proporciones comparables que en P1, siendo la característica principal de esta unidad la abundancia de material xenolítico (descrito al final). También ocurren los mismos grupos de plagioclasa (cristales reabsorbidos límpidos y cristales euhedrales límpidos), pero sin diferencia clara por tamaño. Además, existen fenocristales de plagioclasa con zonas internas parcialmente fundidas o plagioclasa pervasivamente desestabilizada (Figura 3.19C). Considerando las composiciones, los datos forman tres grupos: An_{85-92} , An_{58-79} y An_{49-52} (Figura 3.29b). Las plagioclasas límpidas de hábito euhedral tienen, mayoritariamente, composición intermedia (An_{63-75}), mientras que cristales límpidos con bordes reabsorbidos presentan núcleos tanto cálcicos como más sódicos (An_{52-91}). Plagioclasas con núcleos reabsorbidos, sobrecrecidos por bordes euhedrales, o plagioclasas pervasivamente desestabilizadas pueden tener centros relativamente sódicos (An_{50-52}). Independiente del hábito de la plagioclasa, todos los bordes son de composición intermedia (An_{59-79}). Los microlitos corresponden mayoritariamente a labradorita (An_{58-61}) y, en menor grado, a andesina (An_{46}) (figuras 3.20d y 3.29b).

Los fenocristales de olivino son de aspecto subhedral, pudiendo presentar bordes embahados (Figura 3.28C). Presentan un rango composicional bastante amplio (Fe_{68-88}). Los máximos forsteríticos corresponden a centros de fenocristales con formas anhedrales. En general, los fenocristales están normalmente zonados. Los granos de la masa fundamental son de composición similar o de menor contenido de Mg que los bordes de fenocristales (Fe_{62-69}) (figuras 3.22 y 3.23b). La augita presenta aspecto subhedral, pero también forma cristales prácticamente euhedrales (Figura 3.19D). Es de composición similar a la de la unidad inferior ($En_{42-49}Fs_{10-21}Wo_{35-45}$; Mg# 0,74-0,87). La zonación, además de normal y oscilatoria, puede ser inversa (Mg# 0,71-0,82). Otro clinopiroxeno reconocido corresponde a diópsido rico en Mg ($En_{46}Fs_{8-9}Wo_{45-46}$; Mg# 0,91-0,92) que forma los centros de algunos fenocristales de augita. Microlitos de augita abarcan mayor rango composicional que los de la unidad inferior, con menor número magnésiano ($En_{38-50}Fs_{17-32}Wo_{29-39}$; Mg# 0,55-0,79) (figuras 3.24d y 3.26b). Fenocristales de minerales opacos son de composición constante (Mag_{63}), presentando los granos dispersos en la masa fundamental un rango composicional relativamente amplio (Mag_{53-62}). Se observan dos poblaciones de vidrio en esta unidad (56,4-57,7% SiO_2 y 62,0-64,4% SiO_2) y, a diferencia con la unidad inferior, el vidrio alcanza composición dacítica. Ambos grupos composicionales se dan en un mismo corte transparente.

Fragmentos poco vesiculares con disyunción prismática (PVDP). Su composición varía entre andesita basáltica y dacita (ver Capítulo 4). Los clastos estudiados por microsonda electrónica corresponden a andesitas basálticas. Estos contienen las mismas fases minerales y en proporciones similares que los componentes juveniles, además de ortopiroxeno. En P1, los

fenocristales de plagioclasa (An_{52-92}) muestran zonación oscilatoria ($An_{87-91-67}$) o inversa (figuras 3.20c y 3.29a). El olivino corresponde a Fo_{64-67} y presenta zonación normal (Fo_{67-64}) (figuras 3.22 y 3.23b). Las composiciones de los fenocristales de augita se traslapan con las de los presentes en el material juvenil, llegando a menores números magnesianos ($En_{38-44}Fs_{15-23}Wo_{35-43}$; Mg# 0,66-0,85). Exhiben zonación oscilatoria (Mg# 0,69-0,82-0,80-0,66; 0,73-0,85-0,70). Enstatita constituye centros de fenocristales cuyos bordes son de composición augítica mientras que pigeonita ($En_{59}Fs_{33}Wo_8$; Mg# 0,65-0,66) engloba a los fenocristales de olivino (figuras 3.24c y 3.25). Magnetita forma fenocristales (Mag_{59}) y microlitos (Mag_{59}) (Figura 3.27b).

En P2, los fenocristales de plagioclasa son muy cálcicos (An_{92-93}). Sin embargo, hay que tomar en cuenta que sólo se analizó un fenocristal. Los microlitos de plagioclasa son de tipo labradorita (An_{60}) (Figura 3.20d). Los fenocristales de olivino corresponden a Fo_{72-74} con zonación normal leve, siendo los microlitos levemente más ricos en Fe (Fe_{69}) (figuras 3.22 y 3.23b). Los fenocristales de augita son de composiciones similares a las augitas juveniles (figuras 3.24d y 3.25). Al igual que en los PVDP de la unidad inferior, la enstatita forma centros de fenocristales sobrecrecidos por augita. Microlitos opacos son Mag_{54} (Figura 3.27b).

Xenolitos y xenocristales. Ocurren en el material juvenil y en los fragmentos PVDP de P2. Los xenolitos son tanto de tipo volcánico, de textura porfírica, con pl+aug+pgt+mag±opx, como de origen plutónico. Estos últimos presentan, generalmente, textura holocristalina, con qtz+kfs±pl±mag±ilm±ap (Figura 3.19C, E y F).

Además, se han reconocido xenocristales de qtz, también de origen plutónico, probablemente. De acuerdo a su mineralogía y contenido de sílice en roca total, clastos de rocas plutónicas intactas que forman fragmentos líticos libres en los depósitos de la ignimbrita corresponden a (Tabla 3.12):

- a) granitos, constituidos por kfs+qtz+pl+bt+mag ± ilm, principalmente (Figura 3.30A).
- b) tonalita, compuesta por pl+qtz+kfs+bt+amph+mag+ilm como fases principales (Figura 3.30B).

Tabla 3.12: Principales características petrográficas de clastos plutónicos dispersos en unidad superior de la ignimbrita Pucón.

Roca (Nº muestra)	% SiO ₂ (roca total)	Mineralogía (% en volumen)						Accesorios y de alteración
		Kfs	Qtz	Pl	Bt	Amph	Óxidos Fe-Ti	
Granito (VR57-4M)	75	40	30	25	4	-	1 (mag e ilm)	Ap, zrn. Cloritización de bt.
Granito (VR57-4g)	75	45	30	20	4	-	1 (mag)	Ap. Cloritización de bt, seritización de kfs.
Tonalita (VR12d)	58	4	30	40	8	13	5 (mag e ilm)	Ap.

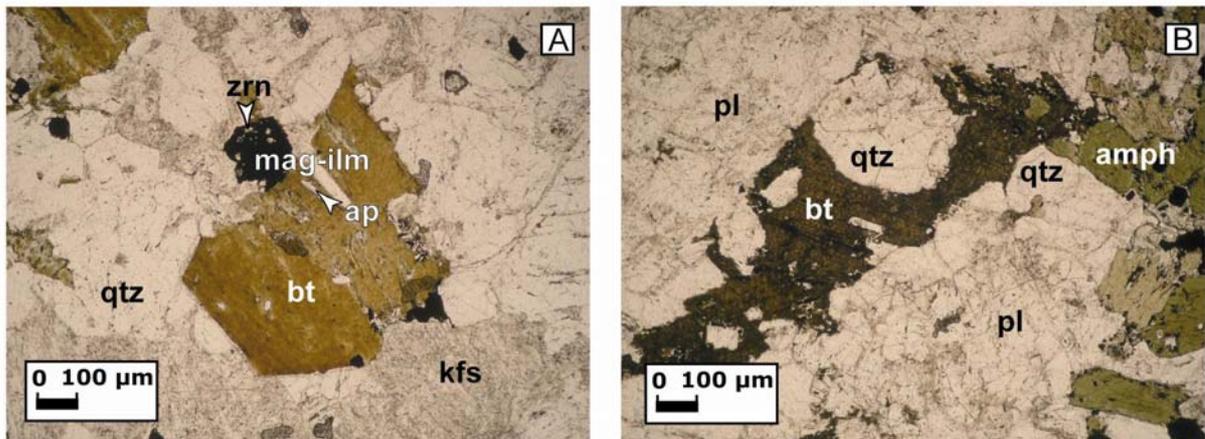


Figura 3.30: Microfotografías de los constituyentes minerales en los clastos plutónicos que forman fragmentos líticos dispersos en la matriz de la unidad superior de la ignimbrita Pucón. A) granito y B) tonalita. Luz polarizada plana.

Existe una marcada diferencia entre las inclusiones de rocas plutónicas en el material juvenil, a nivel microscópico, y los clastos líticos dispersos en los afloramientos. Las primeras carecen de fases minerales hidratadas (Figura 3.19F), mientras que la biotita está presente en los clastos libres de granito, y biotita y anfíbol caracterizan a las tonalitas (Figura 3.30, Tabla 3.12).

3.3.3 Unidades posteriores a la ignimbrita

a) Productos del cono principal

Depósito de caída Chaimilla 1. Los lapilli escoriáceos, de composición andesítico-basáltica (53% SiO₂), que constituyen la mayor parte de este depósito, son de textura porfírica vesicular, con abundantes fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, en una masa fundamental de textura intersertal (Tabla 3.10). La plagioclasa es muy cálcica (An₇₉₋₉₂), sin zonación importante. Los microlitos corresponden a bytownita (An₇₃) y labradorita (An₅₆) (figuras 3.20e y 3.21b). El olivino es de composición homogénea (Fo₇₆) y granos en la masa fundamental varían entre Fo₆₃ y Fo₇₃ (figuras 3.22 y 3.23a). Fenocristales de augita (En₄₄₋₄₆Fs₁₀₋₁₆Wo₃₉₋₄₅; Mg# 0,79-0,88) están inversa (Mg# 0,79-0,86) y normalmente zonados (0,87-0,83) (figuras 3.24e y 3.25). El vidrio es escaso y de composición restringida en los 57% SiO₂.

Coladas de lavas. Son andesitas basálticas de olivino, con textura porfírica y fenocristales de plagioclasa (> 900 µm), olivino y trazas de clinopiroxeno (Tabla 3.10). La masa fundamental es

de textura intergranular. Aparte de ser generalmente límpidos, de hábitos sub- a euhedrales, los fenocristales de plagioclasa pueden presentar bordes redondeados e interiores parcialmente fundidos, generando oquedades y textura "sieve". El olivino exhibe frecuentemente bordes reabsorbidos, rodeados por coronas de piroxeno y óxidos de Fe-Ti. Estas rocas están comúnmente libres de material extraño, pero localmente se han reconocido microxenocristales de ilmenita y apatito.

La plagioclasa presenta un amplio rango composicional, desde andesina a bytownita (An_{46-86}). No existe relación entre los grupos texturales distinguidos y el contenido de An. En general, los fenocristales están normalmente zonados, aunque zonación inversa también ha sido determinada (An_{60-66}). Microlitos son de tipo labradorita (An_{54-57}) (figuras 3.20f y 3.21).

Los fenocristales y microfenocristales de olivino corresponden a Fo_{63-87} , con zonación normal (Figura 3.23a) entre centros y partes intermedias de composición homogénea y delgados bordes más fayalíticos, rodeados frecuentemente por pequeños cristales de augita y pigeonita. La composición de los granos de olivino en la masa fundamental se traslapa con la de los microfenocristales y bordes de fenocristales (Fo_{67-70}). Fenocristales de clinopiroxenos son augitas ($En_{48-49}Fs_{14}Wo_{37-38}$; Mg# 0,82-0,84). Granos de augita y pigeonita están presentes en la masa fundamental (Figura 3.24e). Se han reconocido cromitas de Al-Mg en los bordes de fenocristales de olivino. Las cromitas están zonadas, con centros enriquecidos en Cr (y Al y Mg, en menor grado) y empobrecidos en Ti y Fe (sobre todo trivalente) en comparación con los bordes. Microfenocristales de Ti-magnetitas cromíferas se presentan en cristales solitarios. Abundante Ti-magnetita (Mg_{49-57}) (19% en volumen) en una masa fundamental altamente cristalizada puede explicar el carácter diferenciado del vidrio (74,5-77,4% SiO_2).

b) Productos de centros eruptivos adventicios

Centros adventicios Chaillupén. Las lavas de estos conos son andesitas basálticas (54% SiO_2), de textura porfírica poco vesicular, con plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, que forman localmente textura glomeroporfírica, inmersos en una masa fundamental de textura intergranular (Tabla 3.10). Los fenocristales de plagioclasa cubren un intervalo composicional relativamente amplio (An_{59-90}). Tanto fenocristales límpidos como los que tienen centros desestabilizados presentan centros relativamente cálcicos (An_{74-90}) con finos bordes (hasta 20 μm) límpidos más sódicos (An_{59-69}) (figuras 3.20g y 3.21c). Los fenocristales de olivino (Fo_{62-78}) exhiben zonación normal y levemente oscilatoria ($Fo_{75-78-74-62}$) (Figura 3.22). La augita ($En_{43-50}Fs_{11-22}Wo_{28-44}$; Mg# 0,73-0,86) está inversa- o normalmente zonada. Microlitos de augita ($En_{42}Fs_{26}Wo_{32}$) tienen un Mg# de 0,63. Pigeonita forma granos en la masa fundamental ($En_{53}Fs_{34}Wo_{14}$; Mg# 0,62) (Figura

3.24f). En esta roca, la Ti-magnetita aparece en inclusiones de los clinopiroxenos (Mag_{69}) y en la masa fundamental.

Centros adventicios Los Nevados. Las únicas diferencias entre una bomba escoriácea y una colada de lava, ambas provenientes del mismo cono, son el grado de vesicularidad y la cantidad de vidrio en la masa fundamental. La asociación mineralógica pl+ol+cpx+mag es la misma que se ha distinguido en los centros eruptivos adventicios de Chaillupén y similar a la de otros productos andesítico-basálticos provenientes del cono principal (a excepción de la aparición esporádica de ortopiroxeno en estos últimos). Los fenocristales de plagioclasa abarcan una gran gama de composiciones (An_{60-90} y An_{52-83} , respectivamente). Fenocristales límpidos, total o parcialmente desestabilizados presentan centros de bytownita (An_{75-88}) con bordes siempre límpidos más sódicos (An_{60-73}) (figuras 3.20h y 21c). En la lava, el olivino tiene un rango composicional relativamente amplio (Fo_{57-84}), con centros magnesianos (Fo_{74-84}) y delgados bordes más ricos en Fe (Fo_{57-72}), de composición similar a la de los microlitos (Fo_{54-56}). En tanto, en la bomba piroclástica se han determinado microfenocristales restringidos composicionalmente (Fo_{73-71}) (figuras 3.22 y 3.23a). La lava contiene fenocristales de augita con mayor variedad composicional que los de la bomba ($\text{En}_{40-49}\text{Fs}_{10-28}\text{Wo}_{28-43}$; Mg# 0,63-0,86 versus $\text{En}_{42-47}\text{Fs}_{10-17}\text{Wo}_{38-44}$; Mg# 0,78-0,87). Mientras que en la lava los fenocristales presentan zonación normal, en la bomba se observa zonación normal e inversa. Microlitos de augita son de composición más variada en la bomba que en la lava ($\text{En}_{47-55}\text{Fs}_{17-24}\text{Wo}_{25-36}$; Mg# 0,67-0,76 versus $\text{En}_{40}\text{Fs}_{22}\text{Wo}_{37}$; Mg# 0,68) (figuras 3.24g y 3.26c).

3.3.4 Condiciones pre-eruptivas

a) Equilibrio entre minerales ferromagnesianos y líquido

La comparación entre razones de $(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{mineral}}/(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{roca}}$ y valores de K_d de la literatura permite evaluar las condiciones de equilibrio del olivino y los piroxenos (Figura 3.31).

- la mayoría de las rocas contienen olivino en equilibrio con la roca total. En la unidad superior de la igimbrita y en algunas lavas posteriores, el Fe^{2+}/Mg de este mineral tiende a disminuir. En el flujo piroclástico Afunalhue y en gran parte de las unidades post-ignimbrita el olivino presenta un contenido de Fe demasiado alto para estar en equilibrio.

- el ortopiroxeno de la oleada piroclástica con pómez está en equilibrio con la roca hospedante (no mostrado).

- el clinopiroxeno está, generalmente, en equilibrio, pero algunos cristales en rocas de la unidad superior de la ignimbrita tienen contenidos altos de Mg y tanto en el flujo piroclástico Afunalhue como lavas post-ignimbrita (ya sea del cono principal o de centros adventicios) se observan clinopiroxenos con razones Fe^{2+}/Mg demasiado altas para estar en equilibrio con la roca total.

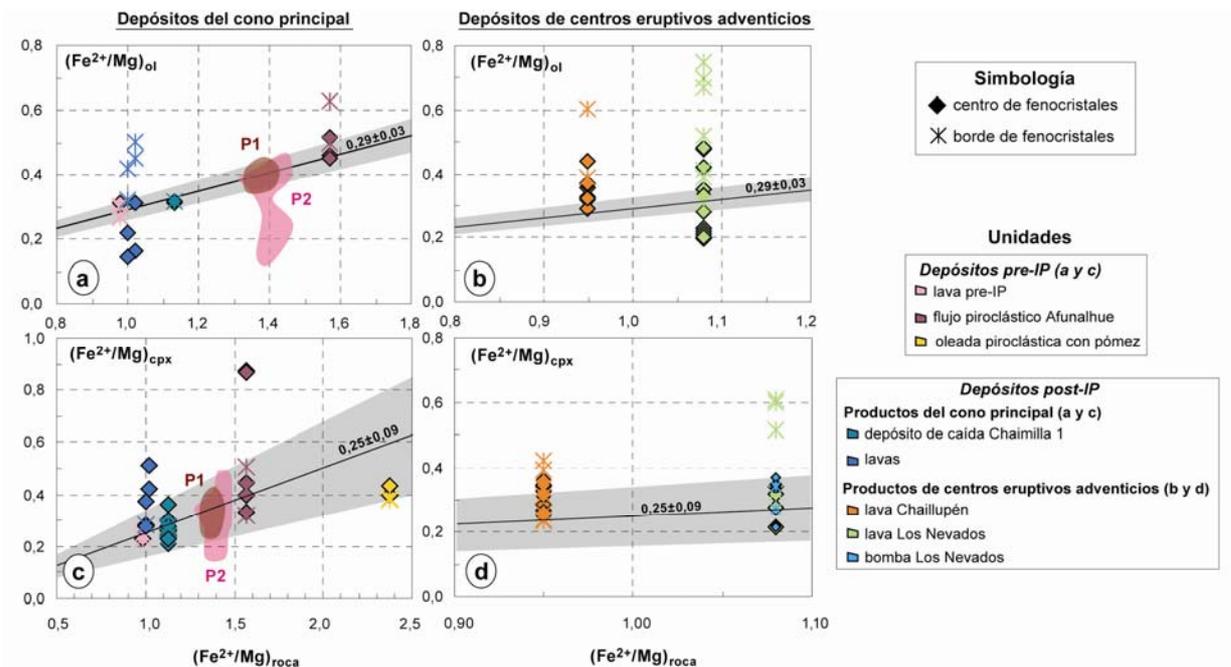


Figura 3.31: K_d (Fe^{2+}/Mg) entre mineral y roca total para minerales ferromagnesianos de la ignimbrita Pucón (IP) y depósitos asociados. Fe^{2+} corresponde a Fe total. P1 y P2 son los campos composicionales de los fenocristales de la unidad inferior y superior de la ignimbrita Pucón (IP), respectivamente.

b) Geotermómetros

Geotermómetros de olivino-líquido y de olivino-augita. Se estimó la temperatura de cristalización del olivino con los geotermómetros de olivino-líquido (Leeman, 1978) y olivino-augita (Loucks, 1996) (Tabla 3.13). Tomando en cuenta el error asociado a cada calibración, se observa un traslape entre los resultados de ambos métodos, dando el termómetro de Leeman valores más bajos que el de Loucks. Por razones ya mencionadas (ver 3.2.4b), estas últimas se consideran más confiables.

Tabla 3.13: Temperaturas calculadas en los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Pucón.

Unidad (% SiO ₂ roca total)		Olivino-líquido Leeman (1978) (± 50 °C)	Olivino-augita Loucks (1996) (± 6 °C)	Dos piroxenos: Lindsley (1983) Wells (1977) (±70 °C) Andersen <i>et al.</i> (1993)
Pre-ignimbrita	Lava (53% SiO ₂)	1075	1047-1092	
	Flujo piroclástico Afunalhue (57% SiO ₂)	1016	1059-1098	
	Oleada piroclástica con pómez (63% SiO ₂)			~950-1100 998-1043 913-948 (±53)
Ignimbrita Pucón	Unidad inferior (Material juvenil; 55-56% SiO ₂)	1029-1039	1083-1129	
	Unidad superior (Material juvenil; 55-56% SiO ₂)	1025-1035	1062-1162	
Post-ignimbrita	Depósito piroclástico de caída (Chaimilla1) (53% SiO ₂)	1032	1095-1116	
	Lavas cono principal (52-53% SiO ₂)	1091	1109	
	Lava centros adventicios Chaillupén (54% SiO ₂)	1079	1086	
	Lava centros adventicios Los Nevados (53% SiO ₂)	1047	1115	

Geotermómetro de dos piroxenos. El ortopiroxeno sólo existe en cantidades importantes en la oleada piroclástica con pómez y los fragmentos PVDP de la ignimbrita Pucón. Sin embargo, en estos últimos, los centros reabsorbidos de ortopiroxeno (Mg# ~0,65) están sobrecrecidos por clinopiroxeno (Mg# ~0,80), lo que es una clara evidencia de desequilibrio y, por lo tanto, no son aptos para la aplicación del geotermómetro.

La mayoría de los piroxenos de la oleada piroclástica con pómez parecen haber cristalizado entre 950 y 1100 °C (Figura 3.32). Los resultados de los cálculos obtenidos según los métodos de Wells (1977) y Andersen *et al.* (1993) concuerdan con los rangos estimados visualmente (Tabla 3.13). Sin embargo, QUILF tiende a dar menores temperaturas que Wells (1977).

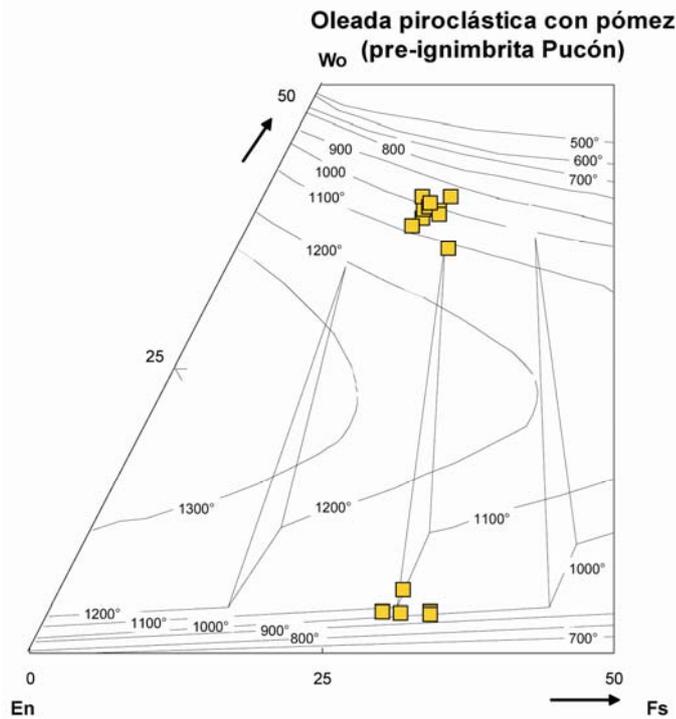


Figura 3.32: Composiciones de piroxenos en el depósito de oleada piroclástica con pómez, graficadas en el cuadrilátero con contornos isotérmicos de Lindsley (1983) ($P = 1 \text{ atm}$).

c) Fugacidad de O_2

Los fenocristales de olivino de las lavas post-ignimbrita del cono principal presentan frecuentemente bordes sobrecrecidos por augita y pigeonita. Además, estas rocas no contienen ortopiroxeno. En líquidos andesítico-basálticos de alto Al y a bajas presiones, la pigeonita cristaliza bajo condiciones de “buffer” \leq NNO (Grove y Juster, 1989). Esto se traduce en fugacidades $\leq 10^{-8,7}$ para nuestras lavas. La comparación entre las composiciones de las magnetitas de la oleada piroclástica con magnetitas de los trabajos experimentales de Martels *et al.* (1999) también permite estimar condiciones cercanas al “buffer” NNO (Figura 3.33).

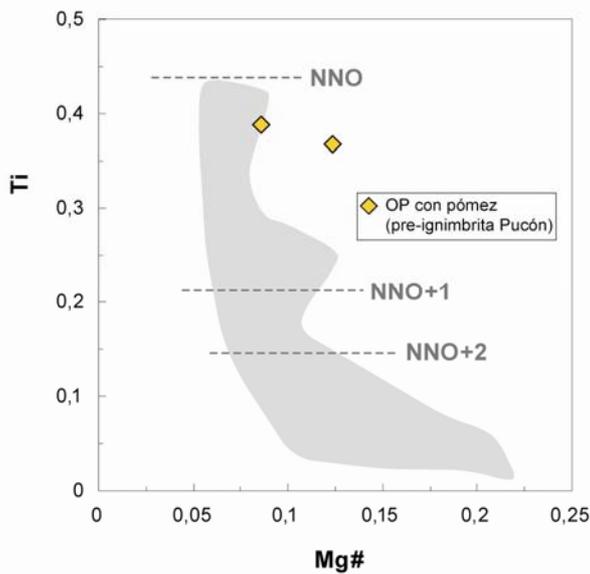


Figura 3.33: Composiciones de las magnetitas de la oleada piroclástica (OP) con pómez, en comparación con magnetitas experimentales de Martels *et al.* (1999) en andesitas silíceas a 2 kbar.

d) Presión parcial de H₂O

Las muestras de la ignimbrita Pucón y depósitos asociados se ubican entre los límites de saturación múltiple de 2 kbar (subsaturado en agua) y 1 atm (anhidro) en el diagrama pseudoternario de Sisson y Grove (1993a y b) (Figura 3.34). Además, coinciden con el campo de las muestras más empobrecidas en olivino del volcán Fuego en Guatemala. En general, se observa un incremento en el componente cuarzo (alejamiento del lado olivino-clinopiroxeno) con el aumento en el contenido de sílice de la roca total.

Arculus y Wills (1980) estudiaron las co-variaciones del contenido de An en la plagioclasa y de Fo en el olivino. Altos contenidos de An indican altas presiones de agua. En el diagrama de la Figura 3.35, la mayoría de los centros de fenocristales ricos en An de la ignimbrita Pucón y depósitos asociados se ubican en el campo hidratado o entre los campos hidratados y anhidros, mientras que bordes y microfenocristales pertenecen principalmente al campo anhidro de Arculus y Wills (1980). Además, con respecto a la ignimbrita Pucón, se observa que la unidad superior es anhidra y la inferior predominantemente hidratada.

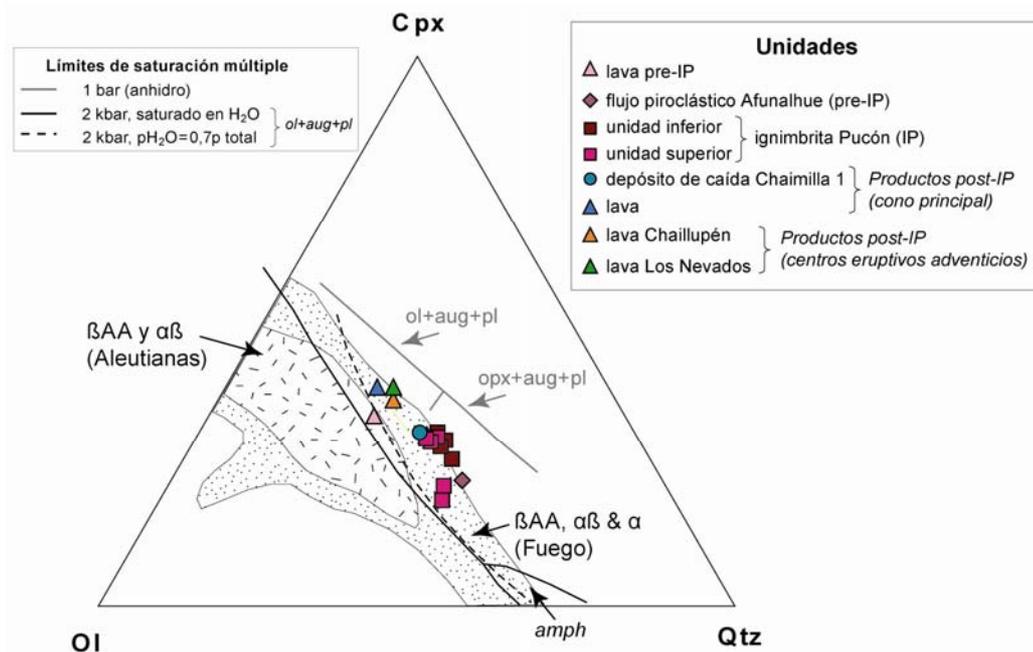


Figura 3.34: Depósitos andesítico-basálticos proyectados en el diagrama pseudoternario de olivino-clinopiroxeno-cuarzo de Sisson y Grove (1993a) y referencias incluidas. Para fines comparativos, se muestran campos definidos por rocas calcoalcalinas de alto Al del arco de las Aleutianas y del volcán Fuego en Guatemala (β AA = basalto de alto Al; $\alpha\beta$ = andesita basáltica y α = andesita).

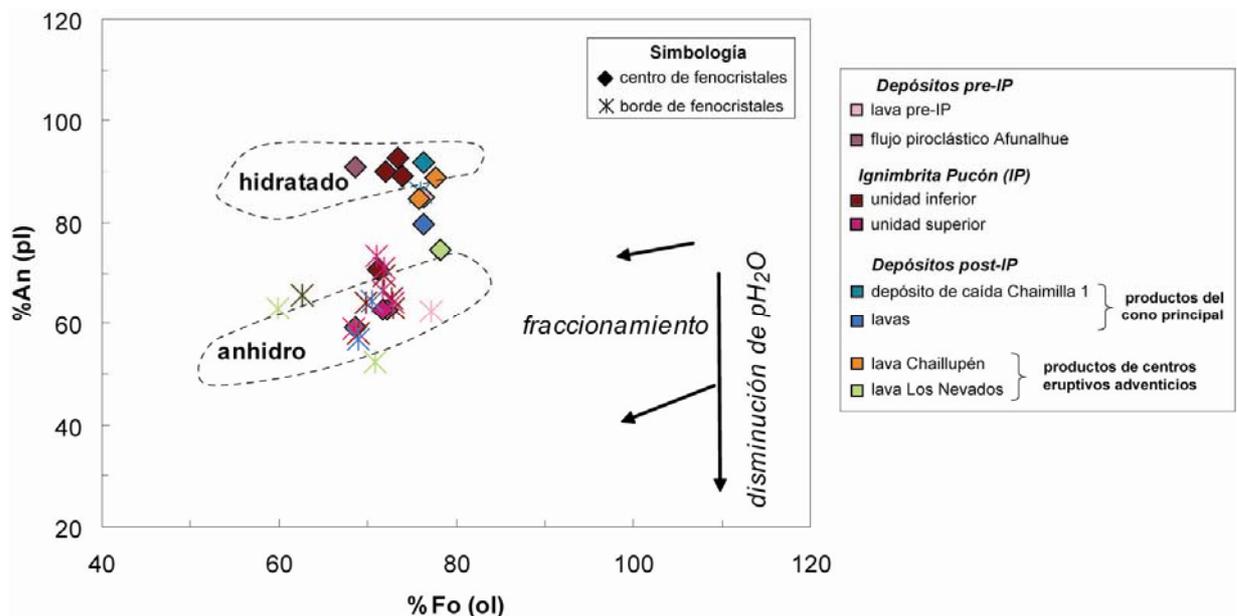


Figura 3.35: Contenido de An (plagioclasa) versus contenido de Fo (olivino) en depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Pucón (IP). Campos hidratado y anhidro son del arco de las Antillas según Arculus y Wills (1980). Diagrama adaptado de Morrice y Gill (1986) y tomado de Stewart *et al.* (1996). A la derecha se muestran las tendencias originadas por cristalización fraccionada y cambio en la pH₂O.

e) Contenido de agua

El estrecho rango de temperatura en la mayoría de los depósitos (Figura 3.36a y c) puede ser un artefacto, debido a que las rocas no contienen ortopiroxeno, por lo que el geotermómetro de los dos piroxenos no puede ser aplicado. El único depósito con clino- y ortopiroxeno (oleada piroclástica con pómez) presenta también el mayor intervalo de temperatura (Figura 3.36a). Estos diferentes rangos de temperatura influyen en los contenidos de agua, calculados mediante el equilibrio plagioclasa-líquido de Housh y Luhr (1991), siendo más variables en la oleada piroclástica (1,7-6,3% peso) que en los otros depósitos (3,0-5,0% peso) (Figura 3.36b, d y Tabla 3.14).

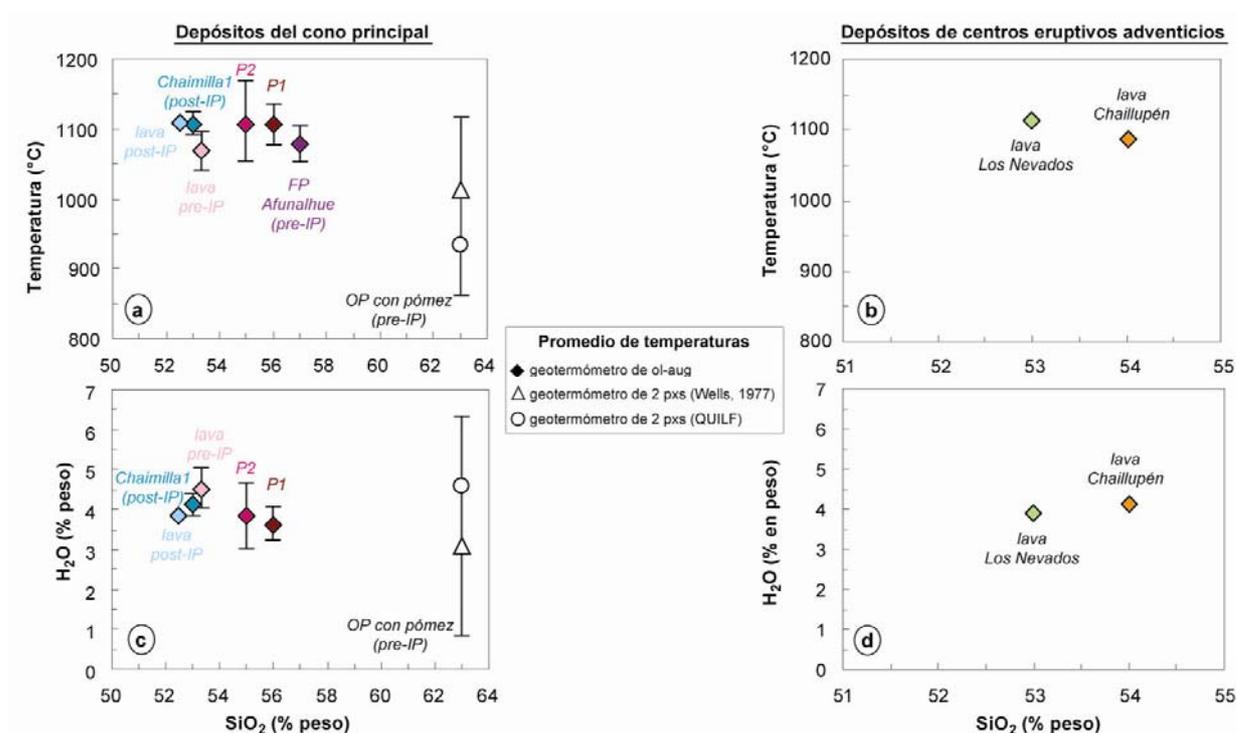


Figura 3.36: a) y b) Temperaturas calculadas a través de distintos geotermómetros *versus* el contenido de sílice en la roca total. Las barras verticales indican el rango total de temperaturas en muestras individuales. c) y d) contenidos de agua pre-eruptivos, calculados según el método de Housh y Luhr (1991) utilizando los rangos de temperaturas de a) y b), respectivamente. Gráficos de la izquierda son de depósitos del cono principal, los de la derecha de centros eruptivos adventicios. Rango total de temperaturas en conos adventicios está incluido en tamaño de simbología. FP = flujo piroclástico; OP = oleada piroclástica; IP = ignimbrita Pucón; P1 = unidad inferior de la ignimbrita; P2 = unidad superior.

Tabla 3.14: Contenidos de agua en los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Pucón. PI-RT se refiere a cálculos realizados entre centros de fenocristales de plagioclasa y la roca total, pl-Mf corresponde al equilibrio entre microfenocristales o bordes de fenocristales y el vidrio de la masa fundamental. T = temperatura.

	Unidad (% SiO ₂ roca total)	Temperatura (°C) utilizada para cálculo de Housh y Luhr (1991)	H ₂ O (%peso)	
			Equilibrio plagioclasa-líquido (Housh y Luhr, 1991)	Roca total (isótopos de H)
Pre-ignimbrita	Lava (53% SiO ₂)	1041-1098 (Loucks)	5,0-4,0 (pl-RT)	0,5
	Oleada piroclástica con pómez (63% SiO ₂)	860-1001 (QUILF) 928-1113 (Wells)	6,3-3,3 (T de QUILF) 4,7-1,7 (T de Wells) (pl-RT) 4,8-2,1 (T de QUILF) 3,4-0,8 (T de Wells) (pl-Mf)	-
Ignimbrita Pucón	Unidad inferior (Material juvenil; 55-56% SiO ₂)	1077-1135 (Loucks)	4,0-3,2 (pl-RT)	0,3
	Unidad superior (Material juvenil; 55-56% SiO ₂)	1056-1168 (Loucks)	4,6-3,0 (pl-RT)	0,4 1,2
Post-ignimbrita	Depósito piroclástico de caída (Chaimilla1) (53% SiO ₂)	1089-1122 (Loucks)	4,4-3,8 (pl-RT)	-
	Lavas cono principal (52-53% SiO ₂)	1103-1115 (Loucks)	3,9-3,8 (pl-RT) 0,4 (pl-Mf)	0,4
	Lava centros adventicios Chaillupén (54% SiO ₂)	1080-1092 (Loucks)	4,3-4,0 (pl-RT)	-
	Lava centros adventicios Los Nevados (53% SiO ₂)	1109-1121 (Loucks)	4,0-3,8 (pl-RT)	-

- = no determinado

En las lavas de los centros adventicios, el incremento del contenido de agua con el aumento de la sílice en la roca total podría deberse a la disminución de la temperatura (a menor temperatura, mayor solubilidad de agua en el magma) o ser un artefacto debido al restringido rango de temperatura (Figura 3.36c y d).

Dentro de un mismo depósito, los contenidos de agua calculados, asumiendo equilibrio entre centros de fenocristales de plagioclasa y la composición de la roca total (pl-RT en Tabla 3.14), son mayores a los resultados obtenidos utilizando microfenocristales (o bordes de fenocristales) y la composición del vidrio (pl-Mf en Tabla 3.14) o a las concentraciones de H₂O determinadas durante los análisis isotópicos de H.

f) Presión total

Contenidos de Al-Ti en los clinopiroxenos. Existe una relación directa entre las razones Al/Ti y el Mg# de los clinopiroxenos en todos los depósitos estudiados (Figura 3.37), lo que sugiere una disminución de la presión con la evolución del piroxeno hacia el polo de ferrosilita. Con respecto a la ignimbrita, sólo la unidad superior contiene clinopiroxeno de alto Al/Ti y Mg#, los que corresponden a centros de fenocristales.

Sin embargo, al comparar las composiciones con datos experimentales, se observa que, en general, las presiones de cristalización no son muy altas, sino, en general, ≤ 2 kbar (≤ 7 km) para la mayoría de los depósitos (Figura 3.38).

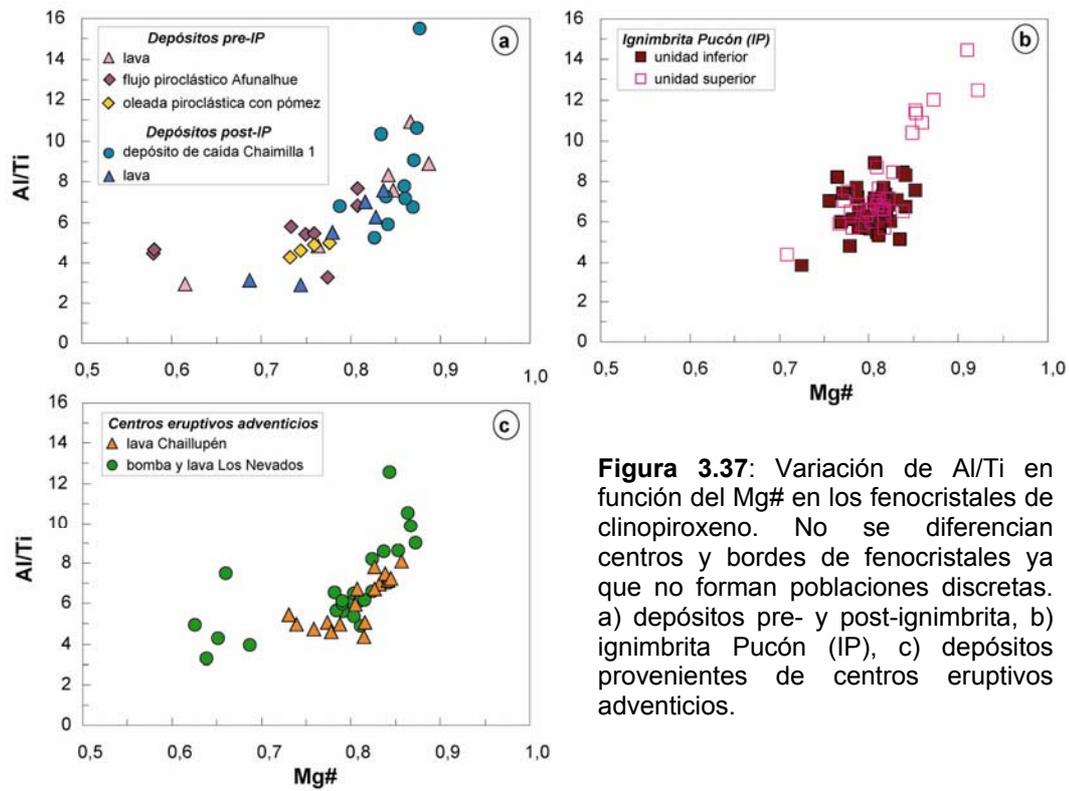


Figura 3.37: Variación de Al/Ti en función del Mg# en los fenocristales de clinopiroxeno. No se diferencian centros y bordes de fenocristales ya que no forman poblaciones discretas. a) depósitos pre- y post-ignimbrita, b) ignimbrita Pucón (IP), c) depósitos provenientes de centros eruptivos adventivos.

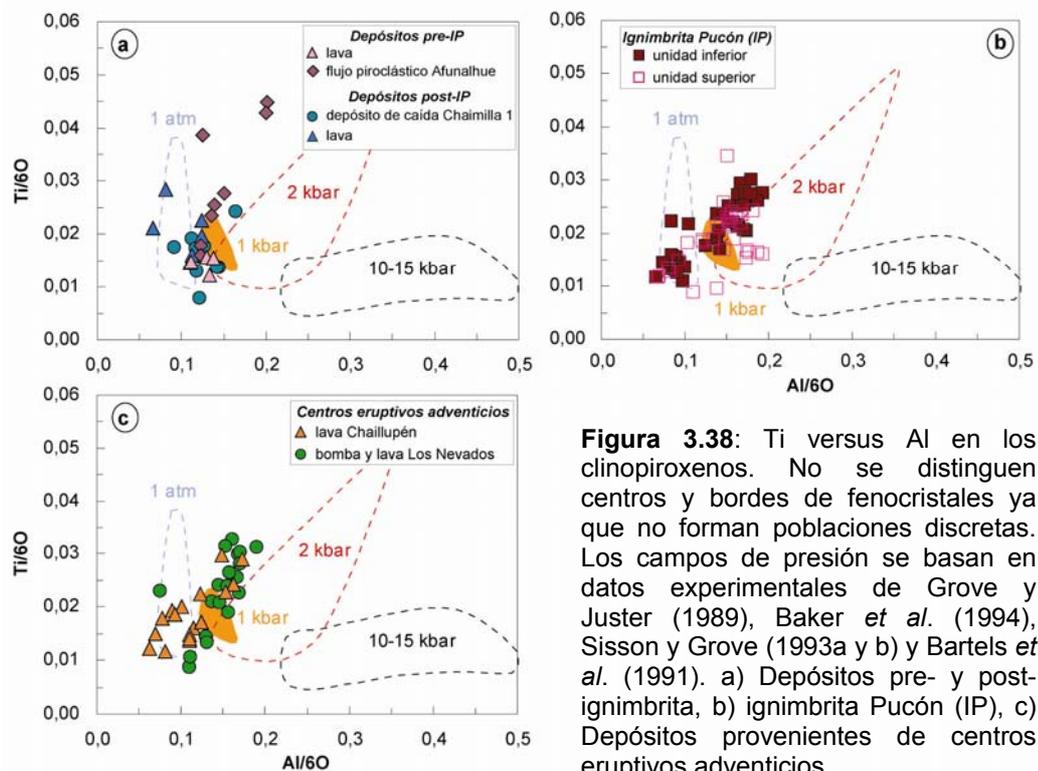


Figura 3.38: Ti versus Al en los clinopiroxenos. No se distinguen centros y bordes de fenocristales ya que no forman poblaciones discretas. Los campos de presión se basan en datos experimentales de Grove y Juster (1989), Baker *et al.* (1994), Sisson y Grove (1993a y b) y Bartels *et al.* (1991). a) Depósitos pre- y post-ignimbrita, b) ignimbrita Pucón (IP), c) Depósitos provenientes de centros eruptivos adventivos.

Zonaciones en espinelas y titanomagnetitas cromíferas. Son pocos los minerales del grupo de las espinelas encontrados en las ignimbritas Licán y Curacautín y depósitos asociados (ver 3.2 y 3.4, respectivamente), siendo más abundantes en los productos relacionados con la ignimbrita Pucón. En esta sección se presentan ilustraciones gráficas de todos los datos en conjunto, manteniendo en mente que provienen de ciclos de edades distintas de un mismo volcán (Villarrica) o que pertenecen a otro centro volcánico (Llaima).

La composición de las espinelas y titanomagnetitas se ha planteado en proyecciones del prisma de Johnston (Figura 3.1b). En este prisma, el triángulo de Cr-Al-Fe³⁺ (Figura 3.39a) corresponde a la proyección de la cara derecha posterior. El diagrama de Cr/(Cr+Al) versus Mg/(Mg+Fe²⁺) es la base (Figura 3.55d) y Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺) versus Mg/(Mg+Fe²⁺) corresponde al lado izquierdo del prisma si se considera solo los cationes de valencia +3 (Figura 3.39c). Además, se presenta el gráfico TiO₂ (en % en peso) versus Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺) (Figura 3.39b) que permite la distinción entre cromitas y titanomagnetitas.

Las cromitas de la ignimbrita Licán (componente básico) son las más enriquecidas en Mg y, al mismo tiempo, el olivino, en el cual aparecen, es muy magnesiano (Fo₈₆ en Figura 3.39d). Aunque provenientes de depósitos distintos, se observa también que este contenido de Fo disminuye al mismo tiempo que las inclusiones de cromita se enriquecen en TiO₂ y Fe³⁺ y se empobrecen en Mg (Figura 3.39a-c). Ahora bien, si se concentra la atención en las espinelas solitarias de un mismo depósito, se constata que los bordes de los cristales tienen menores contenidos de Mg y mayores contenidos de Fe²⁺, Fe³⁺ y TiO₂ que los centros (centros y bordes de un mismo cristal están unidos por líneas segmentadas en Figura 3.39a-c). Además, las titanomagnetitas de la masa fundamental constituyen las composiciones extremas de esa tendencia. Esto ocurre en la unidad inferior de la ignimbrita Pucón, lavas posteriores y de centros adventicios Los Nevados. Se distingue una evolución similar si se comparan inclusiones de cromita en olivino y espinelas situadas en los bordes de los mismos fenocristales de olivino (lava post-ignimbrita Curacautín; Figura 3.39a-c).

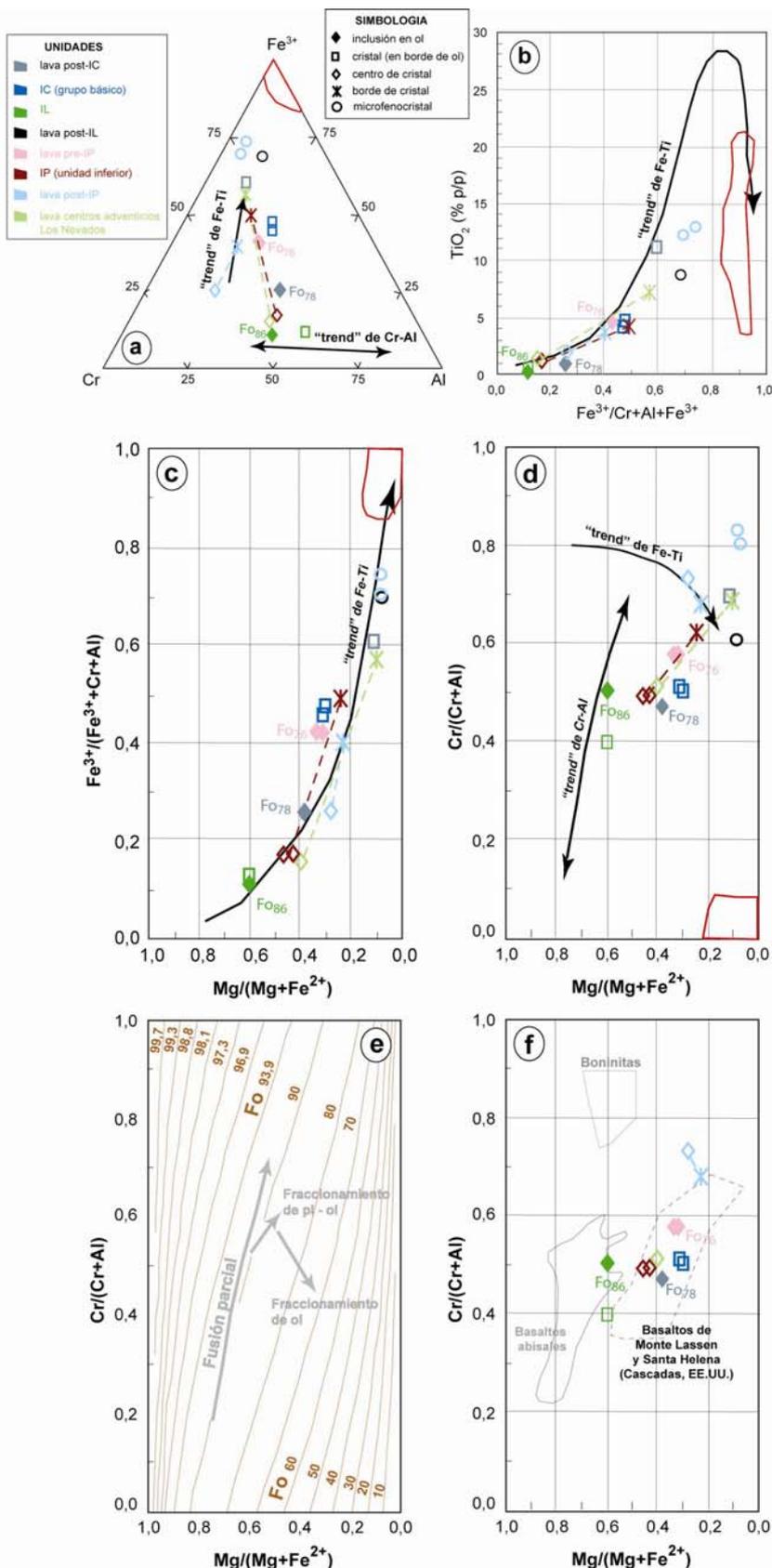


Figura 3.39: Minerales del grupo de la espinela en todos los depósitos estudiados. a) diagrama triangular de Cr-Al-Fe³⁺; b) TiO₂ (en % en peso) versus Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺); c) Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺) versus Mg/(Mg+Fe²⁺); d) Cr/(Cr+Al) versus Mg/(Mg+Fe²⁺). Líneas segmentadas unen centro y borde de un mismo cristal. Los contornos rojos encierran los campos de espinelas pertenecientes a la solución sólida magnetita-ulvoespinela determinadas en todos los depósitos. Al lado de inclusiones de espinelas cromíferas en olivino, se indica el contenido de Fo en este último. Además, se muestran las tendencias observadas por Barnes y Roeder (2001) (ver Análisis comparativo 3.5). En e) tendencias que siguen las composiciones de espinelas cromíferas durante procesos de fusión parcial de peridotita y cristalización fraccionada de olivino y/o plagioclasa. Las isópletas señalan el contenido de Fo en el olivino coexistiendo con espinela cromífera a temperatura constante (tratamiento termodinámico de Irvine, 1965 y datos de Jackson, 1969; figura tomada de Dick y Bullen, 1984). En f) se indican las composiciones de las espinelas cromíferas en el diagrama de Cr/(Cr+Al) versus Mg/(Mg+Fe²⁺), junto con los campos de espinelas cromíferas en basaltos abisales, boninitas y algunas lavas de arcos volcánicos actuales (tomados de Dick y Bullen, 1984). IC=ignimbrita Curacautín; IL=ignimbrita Licán; IP=ignimbrita Pucón.

3.3.5 Discusión petrogenética

Considerando las composiciones mineralógicas de los depósitos estudiados, se observa un amplio traslape en prácticamente todas las fases (figuras 3.20, 3.22, 3.25 y 3.27).

La diferenciación magmática parece estar controlada, principalmente, por el proceso de cristalización fraccionada. Así lo evidencia la zonación predominantemente normal en todas las fases minerales estudiadas (figuras 3.21, 3.23 y 3.26). A pesar del traslape composicional, las plagioclasas de la oleada piroclástica con pómez posee los fenocristales más empobrecidos en An, siendo el producto más diferenciado estudiado de la secuencia. Correlaciones negativas entre el contenido de Fe_2O_3 (total) y el porcentaje de An en la plagioclasa han sido interpretadas como producto de diferenciación magmática (Tegner, 1997 en Karsli *et al.*, 2004). Plagioclasas de prácticamente todos los depósitos estudiados siguen esa tendencia, con escasas excepciones (Figura 3.40).

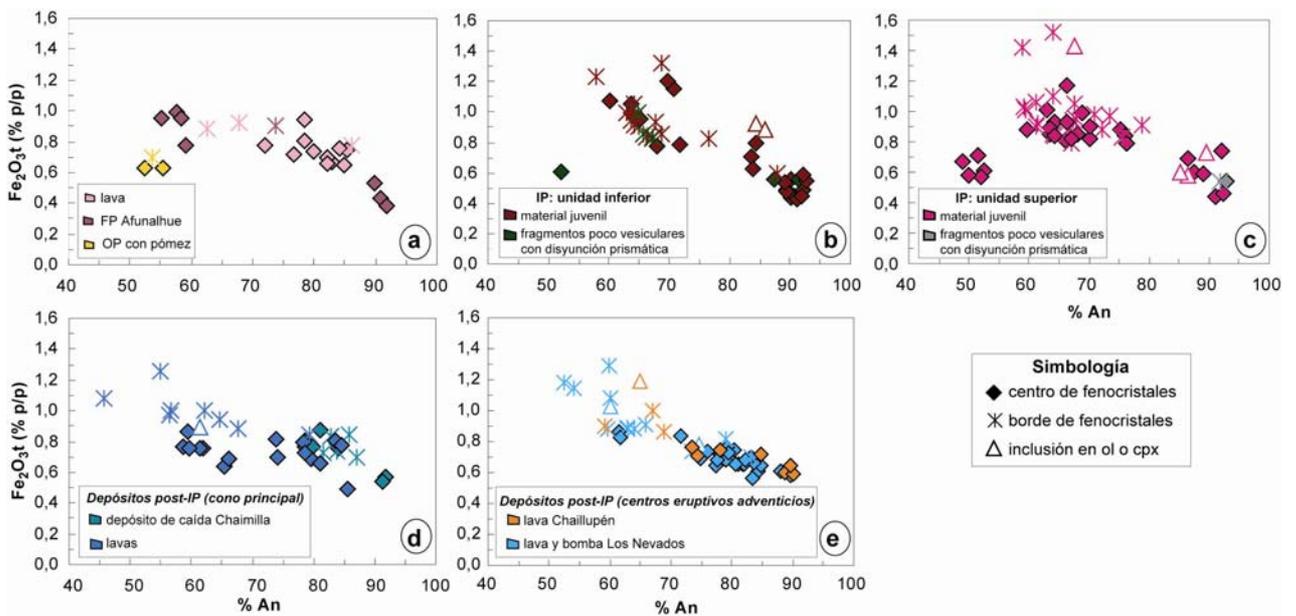


Figura 3.40: Contenido de Fe_2O_3 (total) en función del %An de los fenocristales de plagioclasa en a) depósitos pre-ignimbrita Pucón (IP; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica); b) unidad inferior de la ignimbrita; c) unidad superior; d) y e) productos post-ignimbrita: d) del cono principal y e) depósitos provenientes de los centros eruptivos adventicios Los Nevados y Chaillupén.

En cuanto a los clinopiroxenos, rocas relativamente ácidas (57-63% SiO_2 , depósitos piroclásticos previos a la ignimbrita) contienen clinopiroxeno con $\text{Mg}\# < 0,80$, principalmente, mientras que rocas básicas (52-53% SiO_2) tienen importantes poblaciones de fenocristales con $\text{Mg}\# > 0,80$ (lavas pre- y post-ignimbrita, además del depósito de caída Chaimilla1) (Figura 3.25).

Con respecto a la ignimbrita, los clinopiroxenos y olivinos más ricos en Mg se observan en la unidad superior (figuras 3.22 y 25), lo que sugiere que este magma viene de partes más profundas de la cámara magmática que la unidad inferior. Esto es consistente con el trabajo de Silva (2008) quien propone que la erupción de la ignimbrita produce el vaciamiento de una cámara magmática levemente zonada.

En la mayoría de las lavas, los fenocristales de olivino tienen bordes de piroxeno, evidenciando la reacción entre el olivino y el líquido silíceo que lo rodea. Además, frecuentemente las plagioclasas presentan textura “sieve”, la que puede resultar de la descompresión durante el ascenso o contenidos variables de agua en el magma.

Localmente, se observan texturas y zonaciones mineralógicas que podrían indicar mezcla de magmas, pero debido a su presencia sólo local, deben ser de importancia subordinada. Tales rasgos son:

- la mayor variedad textural y composicional de las plagioclasas de la unidad superior de la ignimbrita con respecto a la inferior. Centros sódicos ($\sim An_{50}$) pueden estar sobrecrecidos por bordes cálcicos ($\sim An_{65}$) (Figura 3.29b)
- zonaciones inversas y oscilatorias en piroxenos que implican variaciones en el Mg# de hasta 0,20. Ocurren, localmente, en las lavas previas a las ignimbrita, el flujo piroclástico Afunahue y en los fragmentos PVDP de la ignimbrita.

El origen de los fragmentos poco vesiculares con disyunción prismática (PVDP) en la ignimbrita Pucón ha sido tema de controversia (juvenil o no; Silva, 2008). Este estudio mostró que sólo los fragmentos PVDP presentan ortopiroxenos y que pigeonita engloba localmente los fenocristales de olivino (Figura 3.24c y d). Estos bordes de reacción sólo se han visto en coladas de lavas y nunca en material de origen piroclástico. Esto sugiere que los fragmentos PVDP corresponden a lavas que fueron emitidas poco antes de la generación de los flujos de P1 y P2 de la ignimbrita y es consistente con la propuesta de Silva (2008).

Magmas de la misma composición química que han hecho erupción efusiva- y explosivamente no presentan grandes diferencias a nivel del contenido y tipo de fases que forman los fenocristales (e.g., lava y bomba escoriácea provenientes del mismo cono de los centros adventicios Los Nevados, Tabla 3.11). Solo hay diferencias en la abundancia de vesículas y vidrio, lo cual está relacionado directamente con el mecanismo eruptivo.

3.4 Ignimbrita Curacautín y depósitos asociados

Las tablas 3.15 y 3.16 resumen las principales características petrográficas y mineralógicas de la ignimbrita Curacautín, junto con las unidades previa- y posteriormente depositadas.

3.4.1 Lavas pre-ignimbrita

Son lavas porfíricas, de composición andesítico-basáltica (55% SiO₂) y textura porfírica, con 25% de fenocristales (plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y magnetita) que forman, localmente, textura glomeroporfírica (Tabla 3.15). Tanto los fenocristales de plagioclasa como los de clinopiroxeno son de aspecto euhedral a subhedral y límpidos, alcanzando tamaños máximos de ~700 μm y ~300 μm, respectivamente. Por el contrario, el olivino (tamaño máximo de 500 μm) presenta frecuentemente coronas de reacción de clinopiroxeno. La masa fundamental, de textura intersertal a fluidal, está compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno, magnetita y vidrio; este último ocupa áreas de hasta 100 μm (Figura 3.41A).

Los fenocristales de plagioclasa de mayor tamaño tienen núcleos de bytownita (An₇₃), mientras que sus bordes y la totalidad de cristales más pequeños tienen composición de labradorita (An₅₃₋₅₇). Los microlitos son andesinas (An₄₆) (figuras 3.42a y 3.43a).

Los fenocristales de olivino, frecuentemente embahados, son de composición bastante homogénea (Fo₆₈₋₇₀; figuras 3.44 y 3.45). Los fenocristales de piroxeno corresponden a augita (En₃₉₋₄₅Fs₁₇₋₂₃Wo₃₃₋₄₂; Mg# 0,70-0,79), con zonación normal (Mg# 0,77-0,70) u oscilatoria (Mg# 0,74-0,79-0,72). Pigeonitas (En₅₄₋₆₁Fs₂₉₋₃₅Wo₇₋₁₅, Mg# 0,64-0,71) forman granos en la masa fundamental y alrededor de los fenocristales de olivino (figuras 3.46, 3.47 y 3.48). No se ha observado ortopiroxeno. Los fenocristales de magnetita son de composición restringida (Mag₆₂₋₆₃), mientras que los granos de la masa fundamental corresponden a Mag₆₇ (Figura 3.49a). La masa fundamental, de grado de cristalinidad relativamente alto (~70%), contiene vidrio de composición riolítica (73-74% SiO₂).

Tabla 3.15: Principales características petrográficas de los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Curacautín (IC). Pf = porfírico, Mf = masa fundamental.

Unidad	Tipo	Composición	Texturas	% vesículas	Mineralogía (% en volumen, recalculado libre de vesículas)											Observaciones
					Feno- y microfenocristales					Masa fundamental						
					PI	OI	Px	Mag	Total	PI	OI	Px	Mag	Vidrio	Total	
Pre-IC	Lava	Andesítico - basáltica (55% SiO ₂)	Pf, intersertal, localmente glomeropf	0	20	4	1 (cpx)	<1	25	32	0	13 (cpx)	6	24	75	Fenocristales de ol rodeados por cpx y mag.
Ignimbrita Curacautín	Grupo básico	Basáltica a andesítico-basáltica (51,4-54,0 % SiO ₂)	Vesicular, levemente pf, localmente glomeropf. Mf intergranular a intersertal	45-60	<1-4	<<1-1	<<1-1 (cpx>opx)	<<1	1-6	42-54	0-6	9-20 (cpx)	2-5	15-35	94-99	Abundantes xenolitos plutónicos y volcánicos. Xenocristales de qtz.
	Grupo ácido	Andesítico - basáltica a andesítica (56,2-58,5% SiO ₂)	Vesicular, levemente pf, localmente glomeropf. Mf intergranular a intersertal	30-58	3-7	<<1-1	<<1-1 (cpx>opx)	<<1	4-7	42-53	3-8	7-16 (cpx)	2-5	18-37	93-96	Abundantes xenolitos plutónicos y volcánicos. Xenocristales de qtz.
Post-IC (depósito pliniano)	Lapilli pumíceo de parte central	Riodacítica (69% SiO ₂)	Vesicular, levemente pf. Mf vitrofírica	70	<2	0	<<1 (cpx>opx)	<<1	2	0	0	0	0	98	98	Microfenocristales de ap.
	Lapilli escoriáceo del techo	Andesítica (62% SiO ₂)	Vesicular, pf. Mf intergranular a intersertal	50	6	1	3 (cpx)	<<1	10	45	2	14 (cpx)	3	27	90	Inclusiones de pómez y abundantes xenolitos plutónicos.
Post-IC	Lavas	Andesítico - basáltica (52-55% SiO ₂)	Pf, localmente glomeropf. Mf intergranular	3-5	17-22	2-7	<1-2 (cpx y opx)	<1	21-31	48-57	2-4	18-20 (cpx)	4	0-4	80-82	Fenocristales de ol rodeados por cpx y mag. Xenocristales de qtz y mag+ilm+opx muy localmente.

Tabla 3.16: Principales características mineralógicas de los depósitos pre-, syn- y post- ignimbrita Curacautín (IC). Pf=porfírico; F=fenocristales; M=microlitos; s.z.=sin zonación observada; z.n.=zonación normal; z.i.=zonación inversa; z.os.=zonación oscilatoria; n.o.=no observado.

Unidad		PI	OI	Cpx	Opx	Op	Observaciones
Lava pre-IC (55% SiO ₂)		An ₅₃₋₇₃ (F) s.z., z.n. An ₄₆ (M)	Fo ₆₈₋₇₀ (F) s.z.	Augita (F): En ₃₉₋₄₅ Fs ₁₇₋₂₃ Wo ₃₃₋₄₂ Mg# 0,70-0,79 z.os., z.n. Pigeonita (M y formando borde de ol): En ₅₄₋₆₁ Fs ₂₉₋₃₅ Wo ₇₋₁₅ Mg# 0,64-0,71	n.o.	Mag ₆₂₋₆₃ (F) Mag ₆₇ (M)	
Ignimbrita Curacautín	Grupo ácido (56,2-58,5% SiO ₂)	An ₄₂₋₆₄ (F) s.z., z.n., z.i., z.os. An ₄₄₋₆₀ (M) en dos grupos composicionales: 1. An ₆₀ 2. An ₄₄₋₄₉	Fo ₅₃₋₇₄ (F) en dos grupos: 1. Fo ₇₀₋₇₄ 2. Fo ₅₇₋₆₀ s.z., z.n.	Augita (F): En ₃₆₋₄₅ Fs ₁₀₋₂₆ Wo ₃₂₋₄₅ Mg# 0,60-0,86 z.i., z.n., z.os., s.z. Augita (M): En ₃₉₋₅₀ Fs ₂₁₋₂₉ Wo ₂₁₋₃₉ Mg# 0,64-0,69 Pigeonita (Microfenocristal): En ₄₉ Fs ₃₁ Wo ₂₀ Mg# 0,62	Enstatita (F): En ₆₁₋₆₄ Fs ₃₁₋₃₄ Wo ₄₋₅ Mg# 0,65-0,68 z.i.	Mag ₄₁₋₅₅ (F) en dos grupos: 1. Mag ₅₂₋₅₅ (mayoritario) 2. Mag ₄₁₋₄₂ Mag ₅₀₋₅₄ (M)	Xenocristales: - centro reabsorbido de F de pl sódica (An ₂₈₋₃₀) - centro de F de pl (An ₃₁) con inclusión de ap y sulfuro de Fe - centro de augita rica en Fe (Mg# 0,15-0,34) - Microxenocristal de Qtz Xenolitos: - plutónicos de textura equigranular con pl (An ₄₋₄₇)±qtz±mag ₉₁₋₁₀₀ - de textura pf a equigranular con pl (An ₅₂)±aug-di+Qtz+ttn+mag ₄₂₋₉₃
	Grupo básico (51,4-54,0% SiO ₂)	An ₅₈₋₉₁ (F) z.n., z.i., z.os., s.z. An ₅₄₋₆₀ (M)	Fo ₅₈₋₇₉ (F) z.n., s.z. Fo ₅₅₋₆₉ (M)	Augita (F): En ₃₇₋₄₈ Fs ₁₄₋₂₂ Wo ₃₇₋₄₂ Mg# 0,64-0,80 z.n., s.z. Augita (M): En ₄₁₋₄₆ Fs ₂₀₋₂₇ Wo ₂₇₋₃₉ Mg# 0,64-0,73 Pigeonita (M): En ₅₃ Fs ₂₉ Wo ₁₉ Mg# 0,65	Enstatita (F): En ₆₁₋₆₇ Fs ₃₀₋₃₆ Wo ₃ Mg# 0,65-0,72 z.n.	Mag ₅₄₋₇₀ (F) en dos grupos: 1. Mag ₅₄₋₅₆ (mayoritario) 2. Mag ₆₈₋₇₀ Mag ₆₆₋₇₁ (M) Chr de Mg-Al asociada a ol	Xenocristales: - qtz en masa fundamental - glomerocristal de ilm ₇₆₋₇₈ +pl (An ₃₁₋₄₁)±di-aug (En ₄₁₋₄₈ Fs ₁₀₋₁₉ Wo ₃₈₋₄₆ ; Mg# 0,86-0,72) Xenolitos: - plutónicos de textura equigranular con Qtz+pl (An ₃₋₈₉)±kfs±ttn±mag ₈₀₋₉₃ ±ilm ₍₈₈₋₉₀₎ - de textura equigranular con pl (An ₂₋₅₃)±pgt - volcánicos de textura pf con pl (An ₆₅), aug y mag ₅₃ - de textura pf con qtz+ pl (An ₂₈₋₃₉)±op

Unidad		Pl	OI	Cpx	Opx	Op	Observaciones
Depósito pliniano post-IC	Pómez riodacítica (parte central de depósito; 69% SiO₂)	An ₂₈₋₄₂ (F) z.n.; z.i.	n.o.	Augita (F): En ₂₉₋₃₅ Fs ₂₆₋₃₃ Wo ₃₇₋₄₀ Mg# 0,48-0,63 z.n.; s.z. Pigeonita (Microfenocrystal): En ₄₆ Fs ₄₅ Wo ₉ Mg# 0,52	Enstatita (centro de F): En ₅₀ Fs ₄₆ Wo ₄ Mg# 0,54 Ferrosilita (borde de F): En ₃₅ Fs ₆₁ Wo ₃ Mg# 0,38	Mag ₃₈₋₄₀ (F)	Microfenocristales de ap
	Escoria andesítica (techo de depósito; 62% SiO₂)	An ₅₄₋₇₈ (F) z.OS., z.i. An ₄₇₋₅₃ (M)	Fo ₆₈₋₆₉ (F) z.n.ob.	Augita (F): En ₄₂₋₄₃ Fs ₁₄₋₁₈ Wo ₄₀₋₄₃ Mg# 0,75-0,82 z.i. Augita (M): En ₄₇₋₅₁ Fs ₂₅ Wo ₂₄₋₂₈ Mg# 0,68-0,71	n.o.	Mag ₅₄₋₆₇ (F)	Xenolitos: -plutónicos de textura equigranular con qtz+pl (An ₂₅)+kfs -plutónicos de textura radial con pl (An ₇)+kfs+ap+ttn±mt
	Lavas post-IC (52-55% SiO₂)	An ₅₂₋₈₈ (F) z.n., z.OS. An ₅₆₋₄₉ (M)	Fo ₆₀₋₇₈ (F) z.n., s.Z., z.i. Fo ₅₅ (M)	Augita (F): En ₄₀₋₄₈ Fs ₁₂₋₂₀ Wo ₃₃₋₄₃ Mg# 0,70-0,84 z.n., z.i. Augita y pigeonita (M y formando borde de ol y opx): En ₄₈₋₆₀ Fs ₂₇₋₃₄ Wo ₁₀₋₂₆ Mg# 0,61-0,70	Enstatita (F): En ₆₆₋₇₅ Fs ₂₁₋₃₁ Wo ₃₋₅ Mg# 0,70-0,79 s.z., z.OS.	Mag ₅₈₋₅₉ (F) Mag ₅₀ (M) Chr de Mg-Al, Ti-mag cromífera	Xenocristales: - glomerocristal de mag ₄₄ +ilm ₈₃₋₈₄ + opx (centro En ₄₃ Fs ₅₃ Wo ₄ , Mg# 0,47; parte intermedia y borde En ₆₆₋₆₇ Fs ₂₉ Wo ₄₋₅ , Mg# 0,71-0,72) - qtz en oquedad de pl y microxenocristal de qtz con feldespatos tipo oligoclasa-anortoclasa

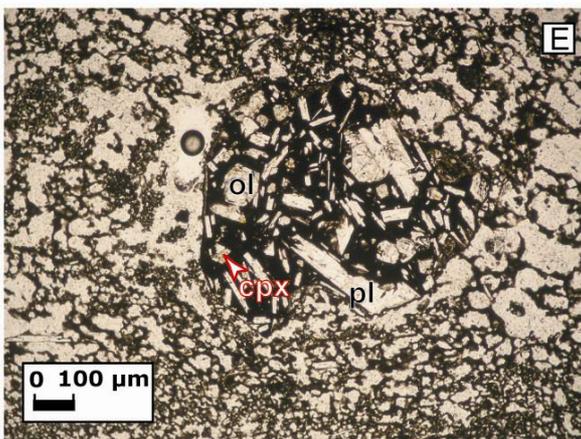
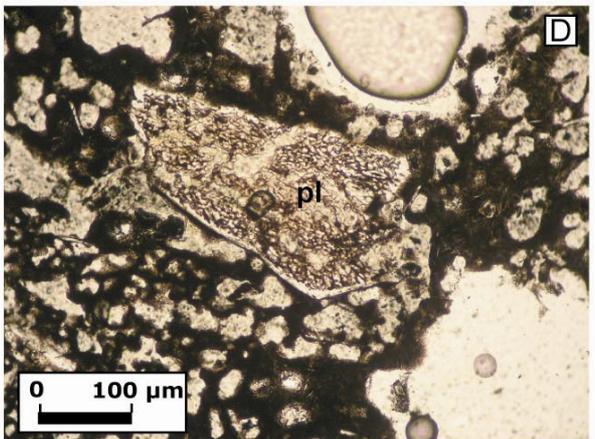
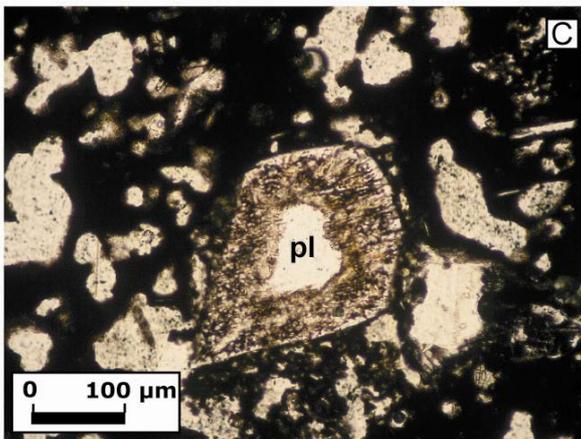
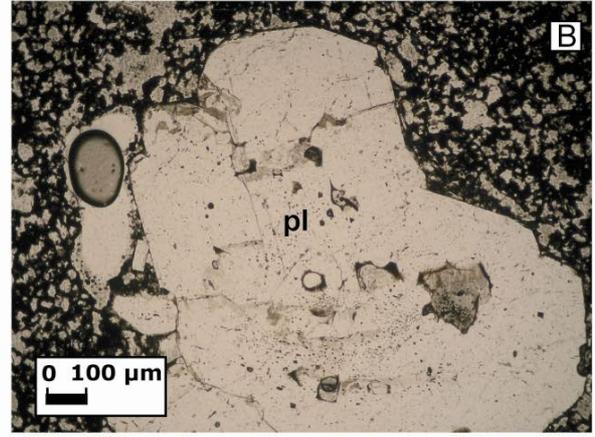
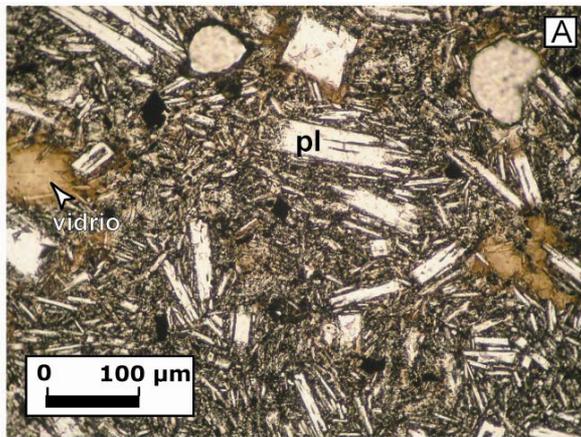


Figura 3.41: Características petrográficas de rocas pre- y syn-ignimbrita Curacautín. A) lava pre-ignimbrita (nótese vidrio café). Fotomicrografías B)-E) material juvenil de la ignimbrita. B) fenocristales límpidos de plagioclasa, con bordes reabsorbidos del grupo básico. C) fenocristales de plagioclasa del grupo ácido, presentando zonas lípidas internas y zonas vítreas externas. D) plagioclasa enteramente desestabilizada. E) xenolito volcánico, con fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Microfotografías tomadas con luz polarizada plana.

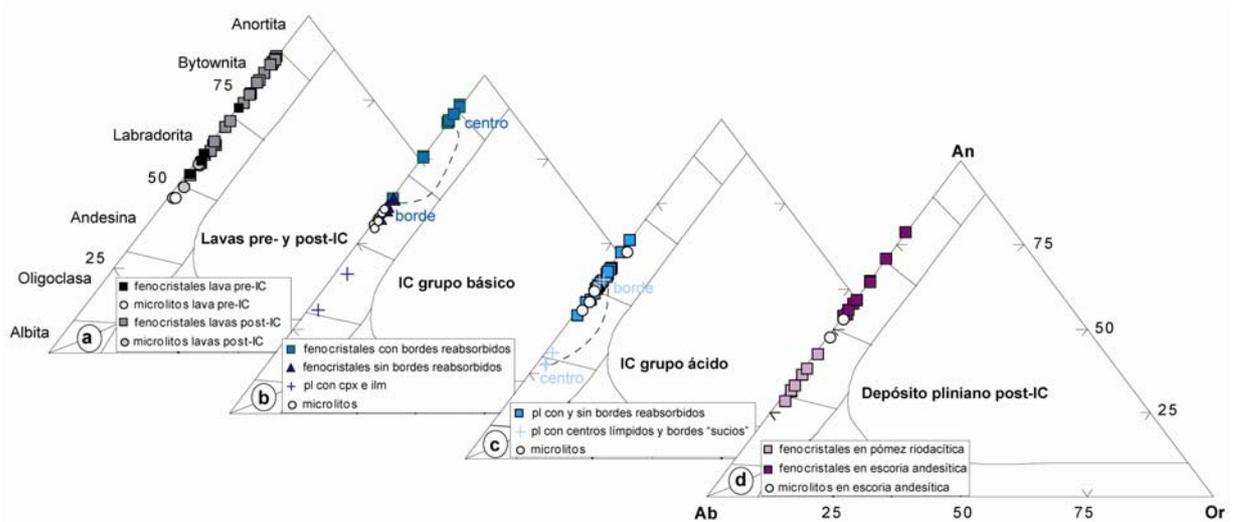


Figura 3.42: Composiciones de las plagioclasas en un diagrama Ab-An-Or. a) lavas pre- y post-ignimbrita Curacaufín (IC), b) grupo básico de la ignimbrita, c) grupo ácido, d) depósito pliniano post-ignimbrita.

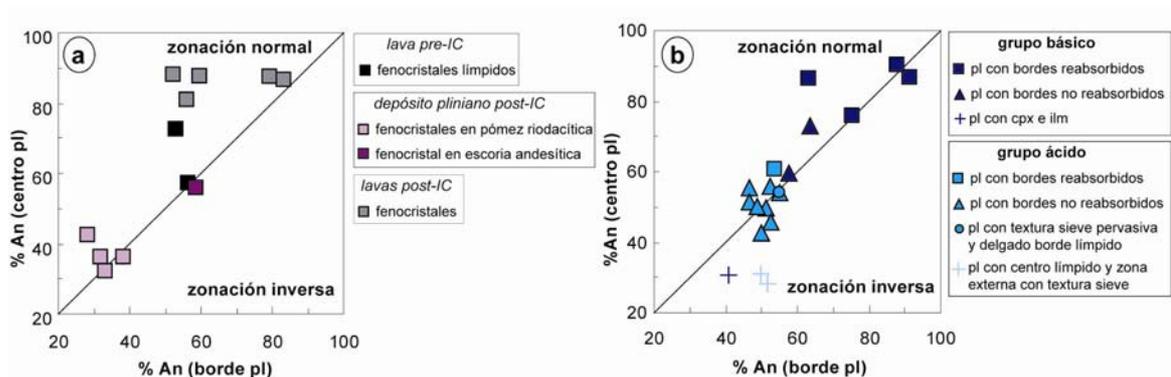


Figura 3.43: Zonación de los fenocristales de plagioclasa. a) Depósitos pre- y post-ignimbrita, b) ignimbrita Curacaufín (IC).

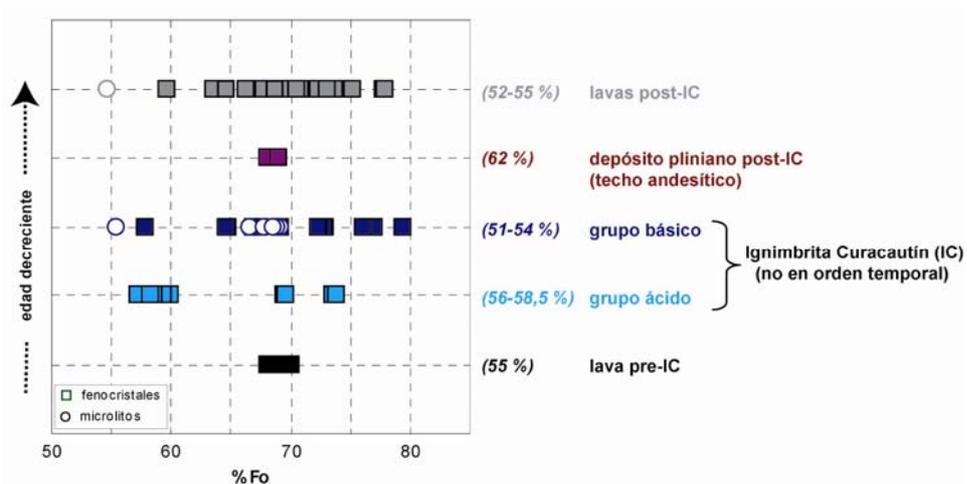


Figura 3.44: %Fo en fenocristales y microlitos de olivino en los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Curacaufín (en orden decreciente de edad). Se indica el rango de sílice de roca total para cada unidad.

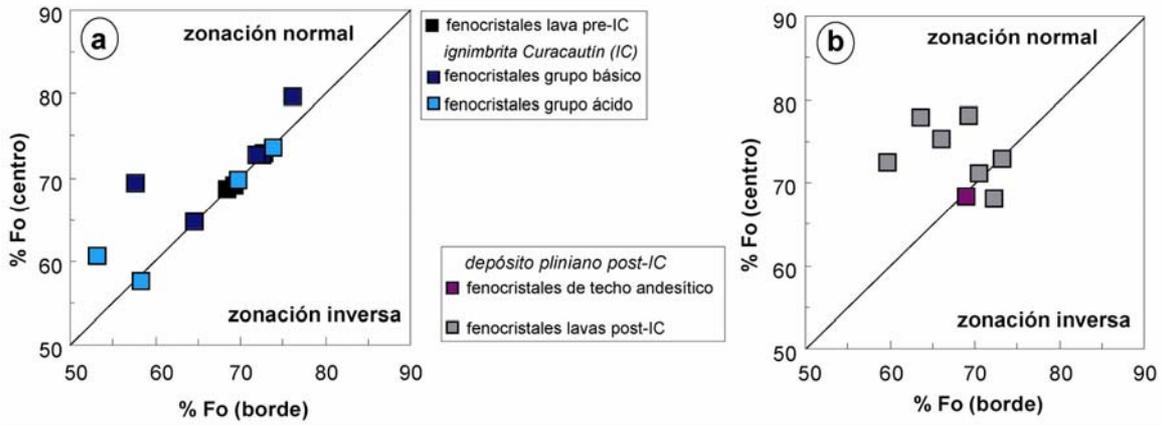


Figura 3.45: Zonación de los fenocristales de olivino. a) Depósitos pre- y syn- ignimbrita Curacautín, b) depósitos post- ignimbrita.

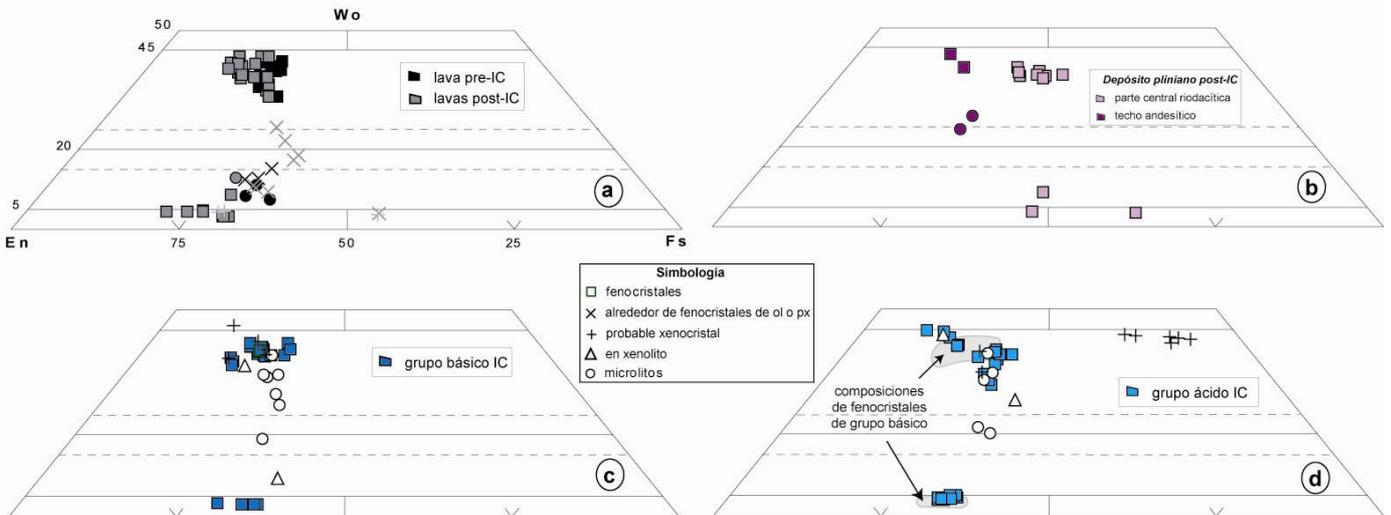


Figura 3.46: Clasificación de los piroxenos. a) lavas pre- y post-ignimbrita Curacautín (IC), b) depósito pliniano post-ignimbrita c) grupo básico de la ignimbrita, d) grupo ácido.

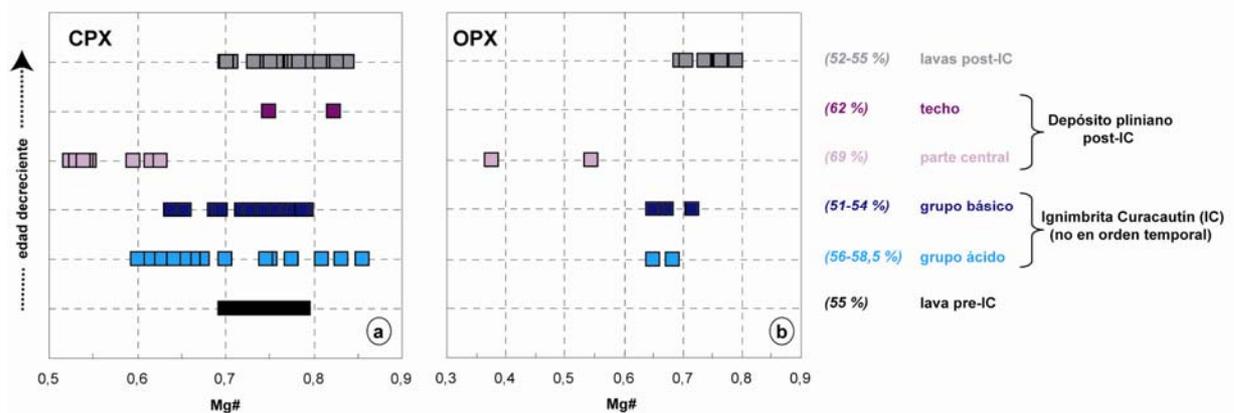


Figura 3.47: Variación del número magnesiano de los fenocristales de piroxeno en función de la edad relativa de los depósitos pre-, syn- y post- ignimbrita Curacautín. a) clinopiroxeno, b) ortopiroxeno. Además, se indica el rango de sílice de la roca total.

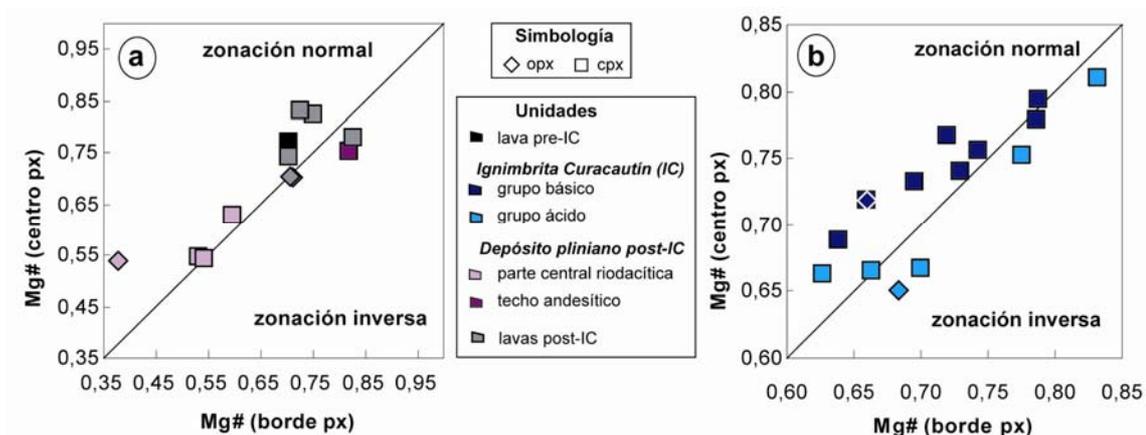


Figura 3.48: Zonación de los fenocristales de piroxeno. a) depósitos pre- y post- ignimbrita Curacautín, b) ignimbrita.

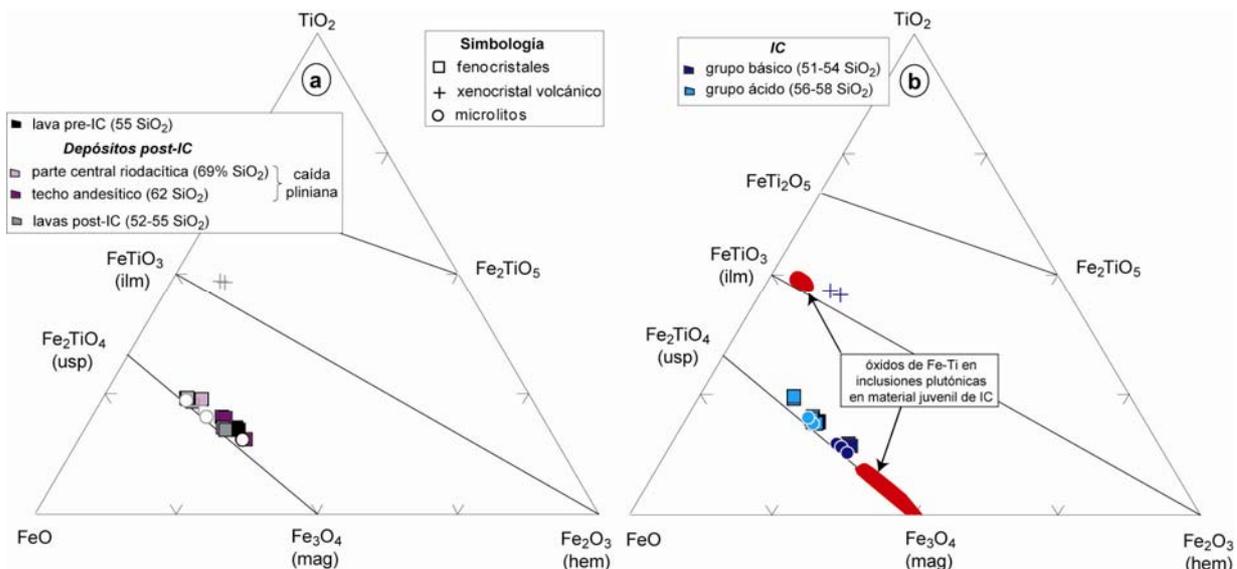


Figura 3.49: Diagramas triangulares de FeO-TiO₂-Fe₂O₃ (% molar). a) óxidos de Fe-Ti de depósitos anteriores y posteriores a la ignimbrita Curacautín (IC), b) óxidos de Fe-Ti de la-ignimbrita y de xenolitos plutónicos. Además, se indica el rango de sílice de la roca total.

3.4.2 Ignimbrita Curacautín

El material escoriáceo (bombas y lapilli), de composición basáltica a andesítica, se caracteriza por una vesicularidad relativamente alta (30-60% en volumen), un bajo contenido en fenocristales (1-7%) y una gran cantidad de xenolitos y xenocristales plutónicos y volcánicos. Los fenocristales están constituidos por plagioclasa, principalmente, y piroxenos (clinopiroxeno>ortopiroxeno) y olivino, en menor proporción. Ellos forman, localmente, textura glomeroporfírica. Los microlitos son de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, magnetita y vidrio, de textura intergranular a intersertal.

Las dos unidades de la ignimbrita Curacautín (inferior y superior) abarcan un rango composicional desde ~51 hasta 58% SiO₂, con un “gap” entre 54 y 56% (Figura 3.50) que divide la serie en un *grupo básico* y un *grupo ácido* (Tabla 3.16).

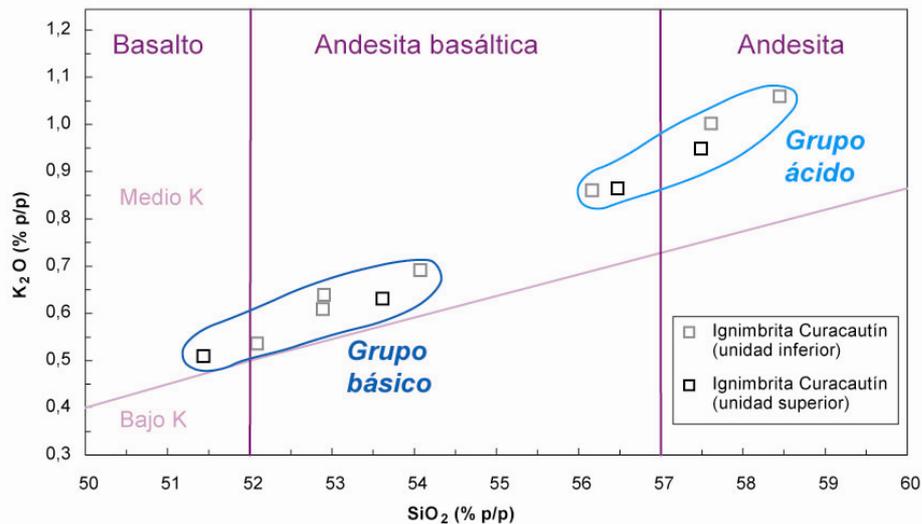


Figura 3.50: Rocas de la ignimbrita Curacautín en el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976).

Plagioclasa (figuras 3.42 y 3.43). El grupo básico presenta dos poblaciones de fenocristales:

- plagioclasas relativamente grandes (>500 μm), límpidas, con diminutas inclusiones de vidrio y bordes reabsorbidos (Figura 3.41B). Estos fenocristales corresponden a anortita y bytownita (An_{91-75}); algunos presentan delgados bordes (hasta 5 μm de espesor) de labradorita (An_{63}) (unido por línea segmentada en Figura 3.42b).
- plagioclasas de menor tamaño con formas euédricas. Estas son, generalmente, del tipo labradorita, con zonación normal y sus partes externas son de composición similar a la de los microlitos (An_{54-60}).

En el grupo ácido, los fenocristales de plagioclasa son, en general, más abundantes y de tamaños menores (<400 μm , en promedio). Se han distinguido:

- plagioclasas de formas euhedrales y aspecto límpido. Son las predominantes y corresponden a andesina-labradorita (An_{46-56}), sin zonación o con zonación normal o inversa.
- plagioclasas con centros levemente más cálcicos (An_{61}) y bordes reabsorbidos.
- Otros fenocristales (An_{54-55}) están totalmente desestabilizados (Figura 3.41D)
- Localmente, ocurren plagioclasas con zonas centrales sódicas (An_{28-31}), de aspecto límpido, que contienen inclusiones de apatito y sulfuro de Fe. Las zonas externas, de composición similar a la mayoría de los fenocristales, presentan textura “sieve” (Figura 3.41C). Los centros sódicos se interpretan como provenientes de magmas más diferenciados (ver más abajo).

Entre los microlitos se han reconocido dos poblaciones composicionales: labradorita (An_{60}) y andesina (An_{44-49}).

Olivino (figuras 3.44 y 3.45). Los fenocristales tienen, comúnmente, formas subhedrales con bordes más o menos reabsorbidos (grupo básico) o ocurren en fragmento de cristales y en cristales fuertemente embahados (grupo ácido) (Figura 3.51B y C). Tanto en el grupo básico como ácido, este mineral presenta rangos composicionales bastante amplios, mostrando el último un leve empobrecimiento en Mg en comparación con el primero (Fo_{53-74} y Fo_{58-79}). Los fenocristales de olivino del grupo básico no presentan zonación o ésta es normal y contienen más Mg que los granos en la masa fundamental. Sin embargo, en una muestra se determinaron microlitos más forsteríticos que los fenocristales (Fo_{69} y Fo_{65} , respectivamente). En el grupo ácido, el olivino forma dos conjuntos de composiciones bastante distintas y homogéneas: Fo_{70-74} y Fo_{57-60} . Esta diferencia no está relacionada con el tamaño de los cristales y la mayoría de los olivinos no presentan zonación.

Clinopiroxeno (figuras 3.46, 3.47 y 3.48). Los fenocristales presentan, comúnmente, formas subhedrales con bordes más o menos reabsorbidos (Figura 3.51A). Augitas ($En_{37-48}Fs_{14-22}Wo_{37-42}$, Mg# 0,64-0,80) son comunes en el grupo básico. En general, presentan zonación normal (máximos rangos de Mg# 0,77-0,72 y 0,69-0,64), aunque cristales sin zonación también han sido observados. La masa fundamental contiene augitas ($En_{41-46}Fs_{20-27}Wo_{27-39}$; Mg# 0,64-0,73) y pigeonitas ($En_{53}Fs_{29}Wo_{19}$; Mg# 0,65). En las rocas “ácidas”, los clinopiroxenos también son augitas ($En_{36-45}Fs_{10-26}Wo_{32-45}$; Mg# 0,60-0,86), con zonaciones levemente inversas (Mg# 0,81-0,83, 0,67-0,70, 0,75-0,78), normal y oscilatoria (Mg# 0,67-0,60-0,64). Augitas ($En_{39-50}Fs_{21-29}Wo_{21-39}$; Mg# 0,64-0,69) y pigeonitas ($En_{49}Fs_{31}Wo_{20}$; Mg# 0,62) están presentes en la masa fundamental.

Ortopiroxeno (figuras 3.46, 3.47 y 3.48). En el material juvenil básico, fenocristales subhedrales de enstatita ($\text{En}_{61-67}\text{Fs}_{30-36}\text{Wo}_3$) presentan zonación normal (Mg# 0,72-0,65). Los fenocristales automorfos del grupo ácido (Figura 3.51C) son de composición similar ($\text{En}_{61-64}\text{Fs}_{31-34}\text{Wo}_{4-5}$), pero con leve zonación inversa (Mg# 0,65-0,68).

Óxidos de Fe-Ti (Figura 3.49). El grupo básico presenta dos conjuntos composicionales de fenocristales de Ti-magnetita: uno de composición Mag_{54-56} (mayoritario) y otro de composición Mag_{68-70} . Los fenocristales del primero son de tamaño levemente mayor que los del segundo (>190 μm versus <120 μm). Los granos de la masa fundamental, en tanto, corresponden a Mag_{66-71} . Las magnetitas del grupo ácido se dividen también en dos conjuntos: uno, que predomina y forma cristales pequeños (<60 μm), es de composición Mag_{52-55} , mientras que el otro, representado por pocos cristales más grandes (>250 μm) y con bordes embahados, es enriquecido en Ti (Mag_{41-42}). Mag_{50-54} constituyen los granos de la masa fundamental.

Cromitas. En el grupo básico se encontraron diminutos cristales (~10x20 μm) de cromitas de Al-Mg (Cr#=50, Mg#=30; 4% TiO_2) en los bordes de los fenocristales de olivino más ricos en Mg (Fo_{79}).

Vidrio. La composición del vidrio del grupo básico varía entre 62,6 y 65,3% de sílice, siendo más diferenciado que el del grupo ácido (58,8-60,5% SiO_2).

Enclaves, xenolitos y xenocristales. Son frecuentes en todo el material juvenil de la ignimbrita Curacautín.

Por un lado, se observan glomero-cristales y minerales sólos, cuyo origen es, probablemente, extraño:

- clinopiroxeno (augita-diópsido) + ilmenita+ plagioclasa (An_{31-41}) (figuras 3.46c, 3.42b, c y 3.49b).
- centros sódicos de plagioclasa (An_{28-31}), que contienen apatito y sulfuros de Fe. Sus bordes presentan abundantes inclusiones de vidrio y son de composición similar a la mayoría de los fenocristales del grupo ácido (figuras 3.41C y 3.42c).
- cristales de augita ricos en Fe (Mg# 0,15-0,34) (Figura 3.46d), sobrecrecidos por bordes de composiciones comparables con la de los fenocristales de augitas del grupo ácido (Mg# 0,67-0,73).

Las características de estas asociaciones y minerales libres sugieren un origen en magmas más diferenciados. Cabe señalar que el conjunto de minerales aparece sólo en bombas cuyo contenido de sílice en roca total es mayor a 54%.

Por el otro lado, existen xenolitos que forman inclusiones con bordes redondeados. Se han distinguido tres tipos:

1. xenolitos plutónicos a subvolcánicos, de textura holocristalina equigranular a levemente porfírica, compuestos por $pl \pm qtz \pm kfs \pm ttn \pm mag \pm ilm$ (Figura 3.51E). Las plagioclasas son de amplia variedad composicional (An_{3-89}). La composición de los minerales opacos es distinta a los de origen volcánico: las magnetitas plutónicas son más pobres en Ti mientras que las ilmenitas están más enriquecidas en Ti con respecto a las volcánicas (Figura 3.49b). Xenocristales de cuarzo han sido observados localmente en la masa fundamental y también serían de origen plutónico.

2. xenolitos volcánicos: presentan textura porfírica y contienen fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno (de composición similar a las augitas de la ignimbrita Curacautín), inmersos en masas fundamentales de texturas intergranulares, intersertales y vítreas (Figura 3.41E).

3. xenolitos de origen incierto, de textura porfírica a equigranular con una asociación mineralógica de $pl + cpx \pm qtz \pm ttn \pm mag$. Los clinopiroxenos son de composición similar a las augitas de la ignimbrita Curacautín (Figura 3.46c y d). Estas rocas podrían provenir tanto del basamento volcánico del volcán Llaima como representar facies metamórficas anhidras de origen más profundo.

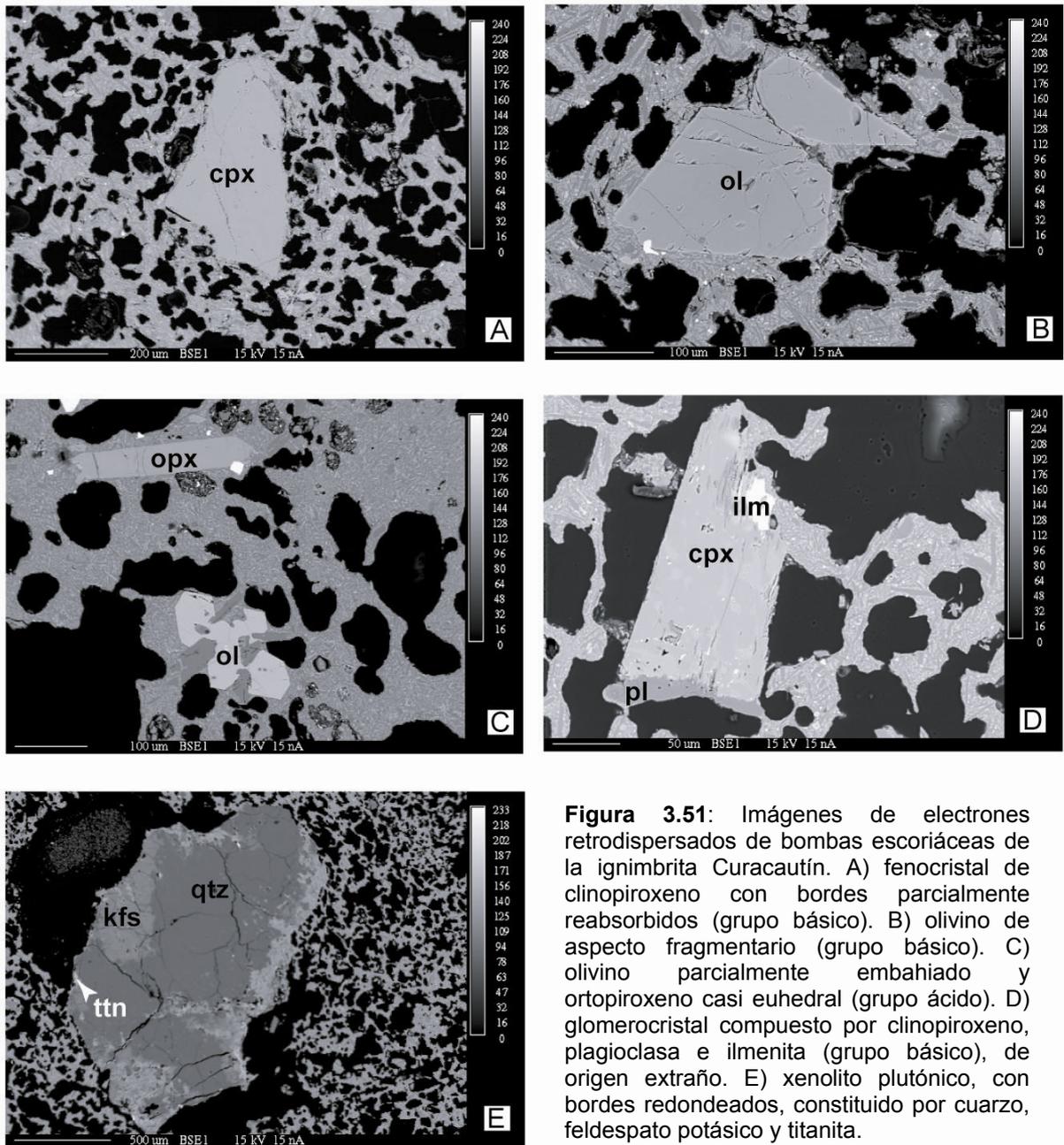


Figura 3.51: Imágenes de electrones retrodispersados de bombas escoriáceas de la ignimbrita Curacautín. A) fenocristal de clinopiroxeno con bordes parcialmente reabsorbidos (grupo básico). B) olivino de aspecto fragmentario (grupo básico). C) olivino parcialmente embahiado y ortopiroxeno casi euhedral (grupo ácido). D) glomerocristal compuesto por clinopiroxeno, plagioclasa e ilmenita (grupo básico), de origen extraño. E) xenolito plutónico, con bordes redondeados, constituido por cuarzo, feldespato potásico y titanita.

3.4.3 Depósitos post-ignimbrita

Depósitos piroclásticos. La pómez de la parte central del depósito pliniano de la Secuencia Trifultruful es de composición riodácica. Los lapilli presentan una textura altamente vesicular, levemente porfírica (Tabla 3.15), con escasos fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita y microfenocristales de apatito que forman, generalmente, textura glomeroporfírica

(Figura 3.52A). La mayoría de los cristales poseen hábito subhedral, se encuentran parcialmente embahiados y fracturados. La masa fundamental es vitrofirica. Hacia el techo del depósito, el material se vuelve gradualmente más oscuro y adquiere una composición andesítica (Tabla 3.15), desapareciendo el apatito y el ortopiroxeno y, apareciendo, a su vez, el olivino (con bordes embahiados). La masa fundamental del componente andesítico está altamente cristalizada, con granos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, magnetita y vidrio, de textura intergranular a intersertal.

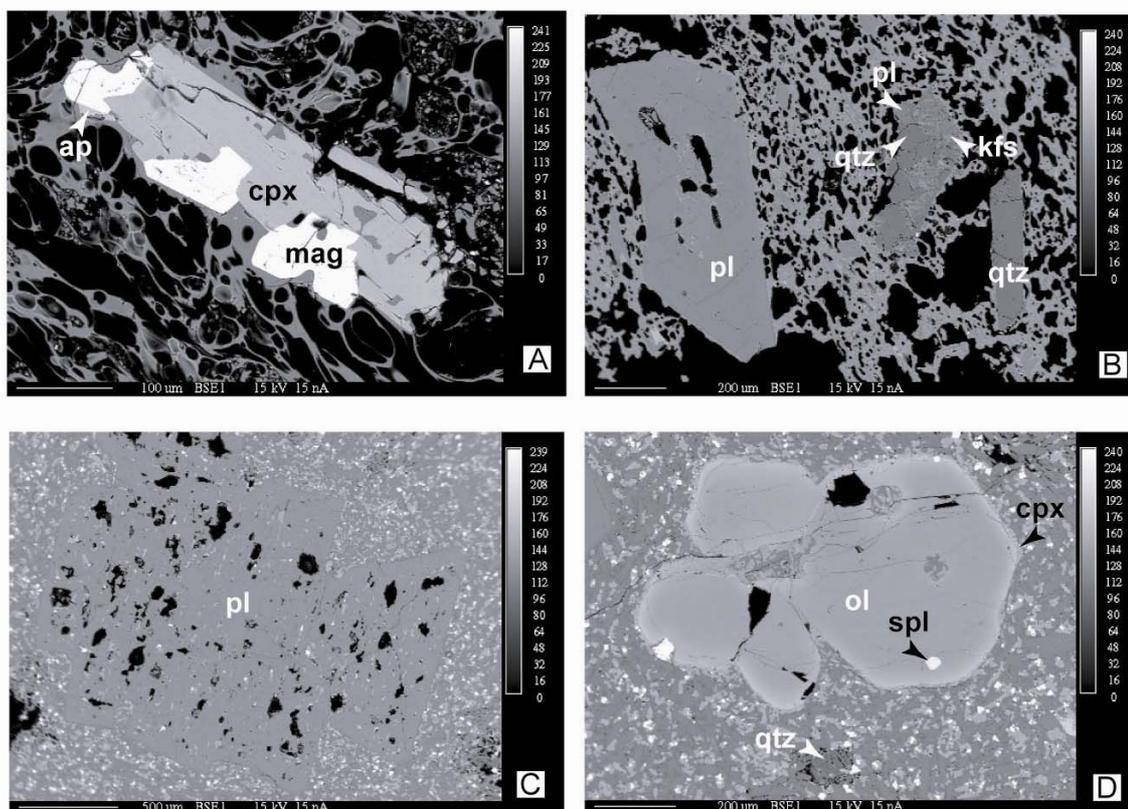


Figura 3.52: Imágenes de electrones retrodispersados de depósitos post-ignimbrita Curacautín. A y B del depósito de caída pliniano. A) pómez riódacítica vesicular, con glomerocristal de clinopiroxeno, magnetita y apatito en masa fundamental holohialina. B) escoria andesítica, con fenocristal de plagioclasa y xenolito y xenocristal plutónicos. C y D lavas post-ignimbrita; C) fenocristal de plagioclasa desestabilizada y D) olivino, rodeado por clinopiroxeno y con inclusión de espinela cromífera. Xenocristal de cuarzo en masa fundamental.

La pómez riódacítica contiene plagioclasas de tipo oligoclasa-andesina (An_{28-42}), con zonación normal o sin zonación (figuras 3.42d y 3.43a). Los piroxenos corresponden, principalmente, a fenocristales de augita ($En_{29-35}Fs_{26-33}Wo_{37-40}$, Mg# 0,48-0,63), con zonación normal o no zonados, y microfenocristales de pigeonita ($En_{46}Fs_{45}Wo_9$, Mg# 0,52). El ortopiroxeno se presenta en centros de fenocristales de composición enstatítica ($En_{50}Fs_{46}Wo_4$) y bordes ferrosilícicos ($En_{35}Fs_{61}Wo_3$) (figuras 3.46b y 3.48a). Las Ti-magnetitas son de composición

restringida (Mag_{38-40}) (Figura 3.49a). El vidrio es de composición homogénea y ácido (73-74% SiO_2).

En los clastos de escoria andesítica, plagioclasas más cálcicas (An_{54-78}) presentan, frecuentemente, zonación oscilatoria ($\text{An}_{71-78-54, 64-54-64-57}$). Los microlitos son de tipo An_{47-53} (figuras 3.42d y 3.43a). El olivino es de composición uniforme (Fo_{68} , figuras 3.44 y 3.45b). Los fenocristales de augita ($\text{En}_{42-43}\text{Fs}_{14-18}\text{Wo}_{40-43}$) tienen mayor contenido de Mg ($\text{Mg}\#$ 0,75-0,82) que los de la riodacita y exhiben leve zonación inversa, siendo los granos en la masa fundamental de composición homogénea ($\text{En}_{47-51}\text{Fs}_{25}\text{Wo}_{24-28}$) y menor $\text{Mg}\#$ (figuras 3.46b y 3.48a). Las Ti-magnetitas son relativamente férricas (Mag_{54-67}) (Figura 3.49a). La escoria andesítica presenta inclusiones de la pómez riodacítica. Además, se observan xenocristales de cuarzo y xenolitos plutónicos, compuestos por $\text{qtz}+\text{pl}+\text{fks}$ (Figura 3.52B).

Coladas de lava. Son de composición andesítico-basáltica (52-55% SiO_2), con contenidos relativamente altos de fenocristales (21-31%), principalmente plagioclasa (cristales sub- a euhedrales, $>1000 \mu\text{m}$) y, en orden decreciente de abundancia, olivino, clino- y ortopiroxeno (Tabla 3.15). Desde el punto de vista textural, existen plagioclasa límpidas, plagioclasas con zonas localizadas de disolución en el cristal y plagioclasas pervasivamente desestabilizadas, con numerosas oquedades (Figura 3.52C). El olivino está frecuentemente rodeado por microlitos de clinopiroxeno y puede contener espinelas cromíferas (Figura 3.52D). Los fenocristales de piroxeno presentan hábito subhedral. La masa fundamental está compuesta por plagioclasa, piroxeno, magnetita y escaso vidrio, presentando textura intergranular. Microfenocristales de olivino están siempre rodeados por piroxeno.

Composicionalmente, la mayoría de las plagioclasas están zonadas normal y oscilatoriamente ($\text{An}_{86-73-83, 59-86-61}$), mostrando un amplio rango en el contenido de An, variable entre bytownita (An_{88}) y labradorita (An_{52}). Los microlitos corresponden a An_{49-56} (figuras 3.42a y 3.43a). El rango composicional del olivino es relativamente amplio (Fo_{60-78}), reflejando centros o partes intermedias de cristales de composición homogénea, rica en Mg, y delgados bordes más fayalíticos. Localmente ocurren fenocristales no zonados o con leve zonación inversa (Fo_{68-72}) (figuras 3.44 y 3.45b). Los olivinos ricos en Mg presentan inclusiones de cromita de Mg-Al ($\text{Cr}\#=47, \text{Mg}\#=38$), mientras que en sus bordes ocurren Ti-magnetitas cromíferas (11% TiO_2). La augita ($\text{En}_{40-48}\text{Fs}_{12-20}\text{Wo}_{33-43}$; $\text{Mg}\#$ 0,70-0,84) presenta zonación normal ($\text{Mg}\#$ 0,74-0,70; 0,82-0,71; 0,83-0,70), principalmente, pero también inversa ($\text{Mg}\#$ 0,78-0,83). Pigeonitas y augitas, de menor $\text{Mg}\#$, están presentes en la masa fundamental y, además, forman parcialmente bordes de olivino y ortopiroxeno. El ortopiroxeno, de tipo enstatita ($\text{En}_{66-75}\text{Fs}_{21-31}\text{Wo}_{3-5}$) y rico en Mg ($\text{Mg}\#$ 0,70-0,79), es de composición homogénea ($\text{Mg}\#$ 0,70-0,71) o presenta zonación

oscilatoria entre Mg# 0,74 y 0,79 (figuras 3.46a, 3.47 y 3.48a). Fenocristales de magnetita corresponden a Mag_{58-59} , mientras que granos en la masa fundamental son Mag_{38-50} .

No es común la ocurrencia de material extraño, pero se han encontrado xenocristales de cuarzo (Figura 3.52D) en estas lavas. Además, asociaciones mineralógicas de mag+ilm+opx y centros de ortopiroxenos enriquecidos en Fe ($\text{En}_{43}\text{Fs}_{53}\text{Wo}_4$, Mg# 0,47) sobrecrecidos por partes externas de composición similar al resto de los fenocristales (Figura 3.46d) sugieren que estas fases podrían provenir de magmas más diferenciados del sistema.

3.4.4 Condiciones pre-eruptivas

a) Equilibrio entre minerales ferromagnesianos y líquido

Razones de $(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{mineral}}$ en función $(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{roca}}$ para el olivino y los piroxenos reportados en la Figura 3.53, juntos con diversos campos de K_d de la literatura, muestran lo siguiente:

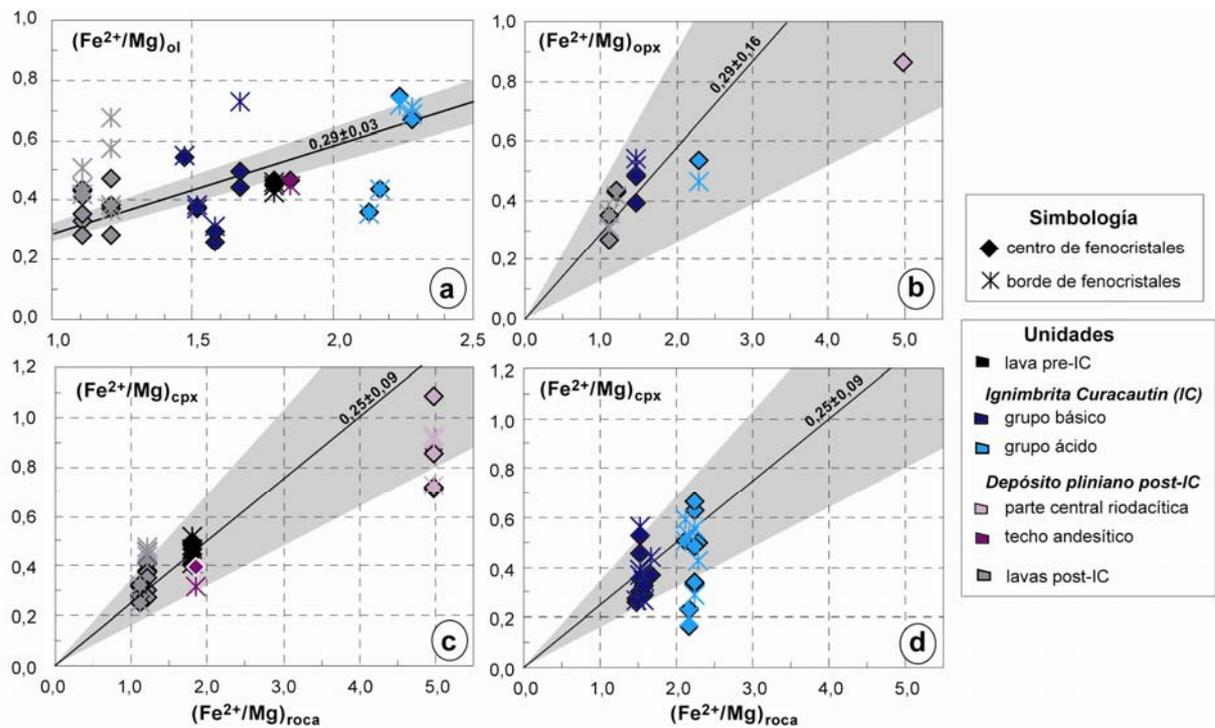


Figura 3.53: Correlaciones entre Fe^{2+}/Mg de olivinos (a) y piroxenos (opx en b; cpx en c y d) y la roca total (Fe^{2+} es Fe total). En gris, campos de K_d de la literatura.

- Los fenocristales de olivino (Figura 3.53a), tanto de la lava pre-ignimbrita como del techo andesítico de la pómez pliniana, aparecen en equilibrio con la roca hospedante. Los olivinos de la ignimbrita (grupo ácido y básico) presentan una población de olivino que está en equilibrio y otra que tiene una composición demasiado magnesiana, evidenciando desequilibrio. Un fenómeno similar existe en las lavas post-ignimbrita. En ambos casos, son esos olivinos magnesianos los que contienen espinelas cromíferas. Fenocristales en desequilibrio debido a altas razones de (Fe^{2+}/Mg) pueden explicarse por cristalización a temperaturas sub-liquidus.
- Los ortopiroxenos están en equilibrio con la roca que los contiene (Figura 3.53b).
- Los K_d de los clinopiroxenos de las lavas, tanto previas como posteriores a la ignimbrita Curacautín, están de acuerdo con los valores de la literatura (Figura 3.53c). En el depósito de pómez pliniana, la mayoría de los cristales están en equilibrio con la roca hospedante mientras que un grupo pequeño está enriquecido en Mg (Figura 3.53c). Los clinopiroxenos del grupo básico de la ignimbrita también están en equilibrio, al igual que la mayoría de los del grupo ácido, a pesar de algunos con Fe^{2+}/Mg bajos (Figura 3.53d).

b) Geotermómetros

Geotermómetros de olivino-líquido y olivino-augita. La temperatura de cristalización del olivino fue estimada con los geotermómetros de olivino-líquido (Leeman, 1978) y olivino-augita (Loucks, 1996) (Tabla 3.17). Para ambos métodos se consideraron sólo centros de fenocristales en equilibrio con su roca albergante, determinados en el punto anterior. En ambos casos, se observa una disminución de la temperatura con el aumento de sílice en la roca total. Las temperaturas calculadas según Leeman (1978) son siempre menores a las obtenidas con el geotermómetro de olivino-augita, a pesar de utilizar los mismos centros de fenocristales de olivino en ambos cálculos. Además, las temperaturas olivino-líquido son, muchas veces, inferiores a las de los dos piroxenos de Wells (1977) y Lindsley (1983). Esto es contradictorio, debido a que las evidencias petrográficas indican que el olivino empieza a cristalizar antes que el clinopiroxeno. Probablemente, la roca total no representa el líquido en equilibrio con los centros de fenocristales de olivino y, por lo tanto, los resultados de este geotermómetro se consideran poco confiables.

Tabla 3.17: Temperaturas calculadas en los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Curacautín (IC).

Unidad (% SiO ₂ roca total)		Olivino-líquido Leeman (1978) (±50°C)	Olivino-augita Loucks (1996) (±6°C)	Dos piroxenos: Lindsley (1983) Wells (1977) (±70 °C) Andersen <i>et al.</i> (1993)
Lava pre-IC (55% SiO ₂)		1024	1099-1150	
Ignimbrita Curacautín	Grupo básico (53-54% SiO ₂)	1042-1053	1162-1167	~1000-1100 1116 943 (±71)
	Grupo ácido (58% SiO ₂)	988*	1147**	~1000-1100 1043 928 (±27)
Depósito pliniano post-IC (69% SiO ₂)				~900-1000 962 864 (±77)
Lava post-IC (53% SiO ₂)		1051	1134-1195	~900-1000 950-1005 924-931 (±24)

*Dato calculado en el límite de calibración del método y, por lo tanto, considerado poco confiable.

** Temperatura algo alta considerando el contenido de sílice de la roca.

Geotermómetro de dos piroxenos. Las composiciones de clino- y ortopiroxenos graficadas en el cuadrilátero de Lindsley (1983) (Figura 3.54) permiten estimar temperaturas de cristalización. Considerando sólo los depósitos piroclásticos, la temperatura de cristalización de los clinopiroxenos tiende a ser mayor en el grupo básico de la ignimbrita (~1100-1150°C), que en el grupo ácido (~1000-1050°C), siendo ambas más altas que las del depósito de pómez pliniana post-IC (900-1000°C), de composición aun más silíceo (Figura 3.54). Por el otro lado, los clinopiroxenos de la lava se habrían formado en un amplio rango de temperatura (900-1200°C) (Figura 3.54). La disminución de temperatura con el aumento del grado de diferenciación de la roca total no se observa en los ortopiroxenos, lo que puede deberse, en parte, al estrechamiento de las isotermas en esa parte del diagrama. Los ortopiroxenos cristalizaron entre 900 y 1200°C.

Las temperaturas de Lindsley (1983) se comparan con las obtenidas por los métodos de Wells (1977) y Andersen *et al.* (1997) en la Tabla 3.17. Los cálculos según Wells (1977) y QUILF, con análisis de centros de fenocristales, indican también la disminución de la temperatura con el incremento en sílice. Las temperaturas calculadas con QUILF son inferiores a las de Wells (1977) y, además, se sitúan en el rango inferior de las estimaciones realizadas con Lindsley

(1983). El programa QUILF reconoce el intercambio de cationes con otras fases minerales, mientras que los geotermómetros simples solo consideran las fases involucradas en la calibración del método. Esto puede explicar la diferencia.

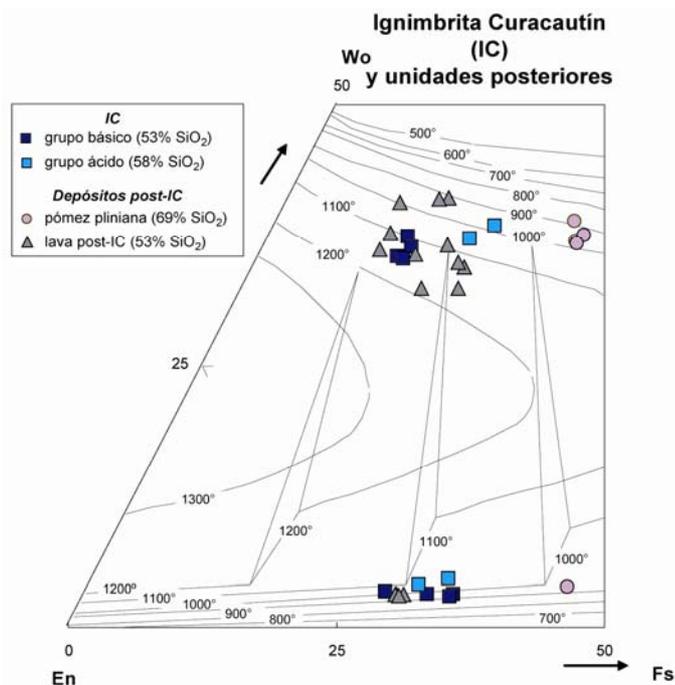


Figura 3.54: Composiciones de fenocristales de piroxenos en la ignimbrita Curacautín y unidades posteriores, graficadas en el cuadrilátero con contornos isotérmicos de Lindsley (1983) (P = 1 atm).

c) Fugacidad de O₂

En las lavas post-ignimbrita se han observado bordes de fenocristales corroídos de olivino, sobrecrecidos tanto por augita como pigeonita. Localmente, pequeños cristales de pigeonita rodean al ortopiroxeno mientras que otros fenocristales de ortopiroxeno tienen bordes netos y limpios. En líquidos andesítico-basálticos de alto Al a 1 atm de presión, la fugacidad de O₂ controla el tipo de piroxeno de bajo contenido de Ca que cristaliza y la transformación de ortopiroxeno a pigeonita se produce cercano al “buffer” NNO (Grove y Juster, 1989). Las lavas post-ignimbrita son de composiciones similares a las de los estudios experimentales y el carácter microlítico del piroxeno de bajo Ca sugiere que cristalizaron a baja presión. Por lo tanto, se pueden asumir condiciones cercanas al “buffer” NNO para las lavas posteriores a la ignimbrita Curacautín, es decir, entre 10^{-8,3} y 10^{-7,6} (rango de temperatura de 1134-1195°C, olivino-augita) y 10^{-10,9} y 10^{-10,1} (950-1005°C, dos piroxenos de Wells).

Por el otro lado, el incremento del componente de ulvoespinela en la magnetita con el aumento del contenido de sílice (Figura 3.49) sugiere una disminución de la fugacidad con la diferenciación magmática. Esto está ilustrado en la Figura 3.55, donde se observa que la fugacidad disminuye desde condiciones mayores al “buffer” NNO hasta condiciones menores a FMQ, al variar la composición de la roca total entre basalto y riolacita.

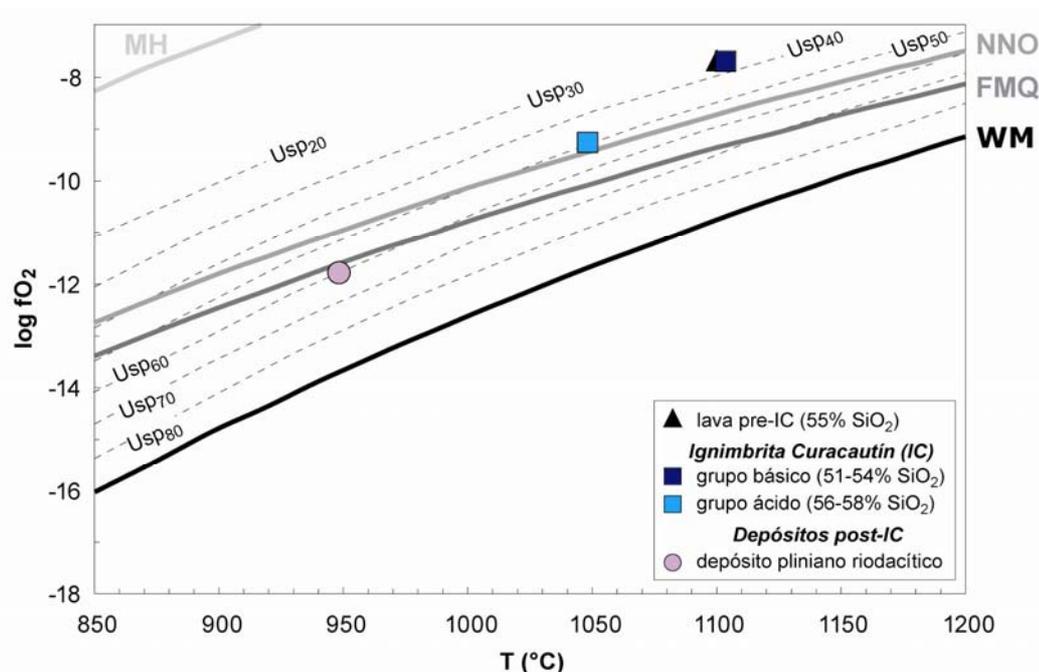


Figura 3.55: Estimaciones de fO_2 (en escala logarítmica) con promedios de composiciones de magnetita y de temperaturas para los distintos depósitos del volcán Llaima. Lava previa a la ignimbrita y grupo básico de la ignimbrita Curacautín: Usp₃₅, 1100°C; grupo ácido de la ignimbrita: Usp₅₀, 1050°C; riolacita pliniana posterior: Usp₆₀, 950°C. Las curvas de los “buffers” son calculadas según las ecuaciones de Frost (1991), asumiendo una presión de 2 kbar. MH = magnetita-hematita; NNO = níquel-óxido de níquel; FMQ = fayalita-magnetita-cuarzo; WM = magnetita-wüstita. Las curvas composicionales de la magnetita en el espacio fO_2 -T son tomadas de Spencer y Lindsley (1981).

d) Presión parcial de H₂O

Las rocas andesítico-basálticas del volcán Llaima se ubican cercanas al límite de saturación múltiple de 2 kbar, subsaturado en agua, de Sisson y Grove (1993a y b) (Figura 3.56). Además, las muestras se alejan del lado olivino-clinopiroxeno del triángulo al aumentar el contenido de sílice en la roca total.

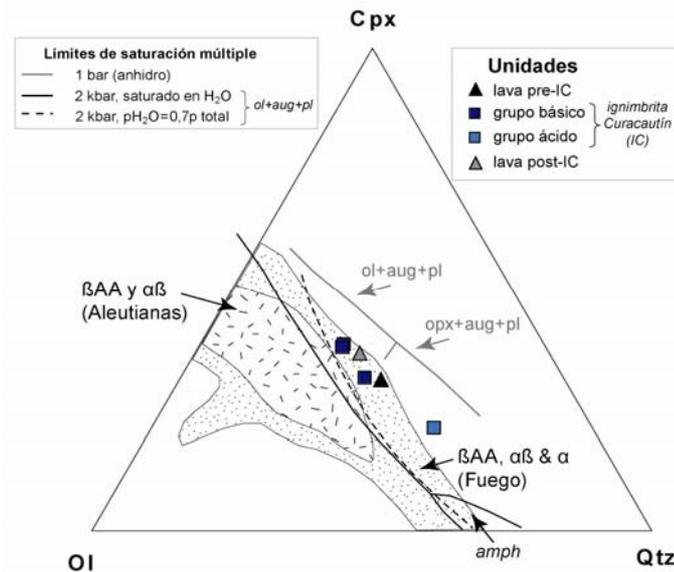


Figura 3.56: Depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Curacautín (andesitas basálticas y andesitas) proyectados en el diagrama de Sisson y Grove (1993a y referencias incluidas). Se muestran campos definidos por rocas calcoalcalinas de alto Al del arco de las Aleutianas y del volcán Fuego en Guatemala (β AA = basalto de alto Al; $\alpha\beta$ = andesita basáltica y α = andesita).

e) Contenido de agua

Los contenidos de agua han sido calculados con el equilibrio plagioclasa-líquido de Housh y Luhr (1991), utilizando las temperaturas estimadas mediante los geotermómetros de olivino-augita y de los dos piroxenos (Tabla 3.18). En la tabla se muestran también los contenidos de agua de la roca total, obtenidos durante los análisis de isótopos de H.

La textura y composición de algunos centros de fenocristales de plagioclasa del grupo básico de la ignimbrita y las lavas posteriores a ella, sugieren el equilibrio con la roca total. Dado el amplio rango de temperatura calculado (~875-1190°C, lo que incluye los errores asociados a los diferentes geotermómetros), los contenidos de agua son igualmente amplios: ~3-9% en peso (Tabla 3.18).

El vidrio intersticial de la lava precediendo a la ignimbrita es de composición homogénea. Asumiendo que éste está en equilibrio con los microlitos de plagioclasa y que la temperatura es de 1000°C (algo menor a la estimada a través del geotermómetro de olivino-augita), se ha calculado un contenido de agua de 1,5%. Los contenidos de agua obtenidos durante los análisis de isótopos de H son aun más bajos.

Tabla 3.18: Contenidos de agua. Pl-Mf se refiere a cálculos realizados entre microfenocristales o bordes de fenocristales de plagioclasa y vidrio, mientras que pl-RT corresponde al equilibrio entre centros de fenocristales y la roca total.

Unidad (% SiO ₂ roca total)		Temperatura (°C) utilizada para cálculo de Housh y Luhr (1991)	H ₂ O (%peso)	
			Equilibrio plagioclasa- líquido (Housh y Luhr, 1991)	Roca total (isótopos de H)
Lava pre-IC (55% SiO ₂)		1000	1,5 (pl-Mf)	0,6
Ignimbrita Curacautín (IC)	Grupo básico (53-54% SiO ₂)	872-1014 (QUILF) 1046-1186 (Wells)	8,8-5,5 4,9-2,9 (pl-RT)	0,3
	Grupo ácido (58% SiO ₂)			0,4
Lavvas post-IC (53% SiO ₂)		900-955 (QUILF) 880-1075 (Wells) 1128-1201 (Loucks)	8,4-7,0 8,9-4,6 3,8-2,8 (pl-RT)	-

- = no determinado

f) Presión total

Tanto en los clinopiroxenos de las lavas pre- y post-ignimbrita como en la misma ignimbrita, Al/Ti decrece con el Mg#, lo que sugiere una disminución de la presión durante la cristalización (Figura 3.57). La razón Al/Ti depende también de la actividad de la sílice en el magma, por lo que la baja razón en los clinopiroxenos de la pómez riódacítica refleja más bien la actividad de sílice en el magma y no la presión de cristalización.

Al comparar los contenidos de Al y Ti de los clinopiroxenos con datos experimentales, se observa que el conjunto de fenocristales habría cristalizado a presiones ≤ 2 kbar (≤ 7 km; Figura 3.58). No se han presentado los datos de clinopiroxenos del depósito pliniano posterior a la ignimbrita dada su composición de roca total demasiado ácida (62-69% SiO₂) en comparación con la de las rocas de los trabajos experimentales (48-58% SiO₂).

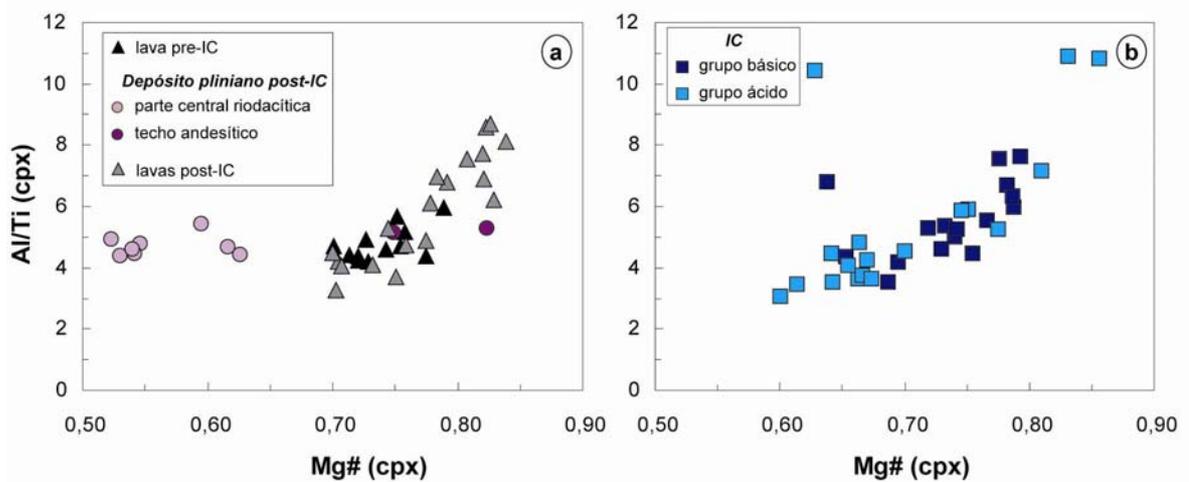


Figura 3.57: Variaciones de la Al/Ti versus Mg# en los fenocristales de clinopiroxeno. No se distinguen centros y bordes de fenocristales ya que no forman poblaciones discretas. a) depósitos pre- y post-ignimbrita Curacautín (IC), b) ignimbrita Curacautín.

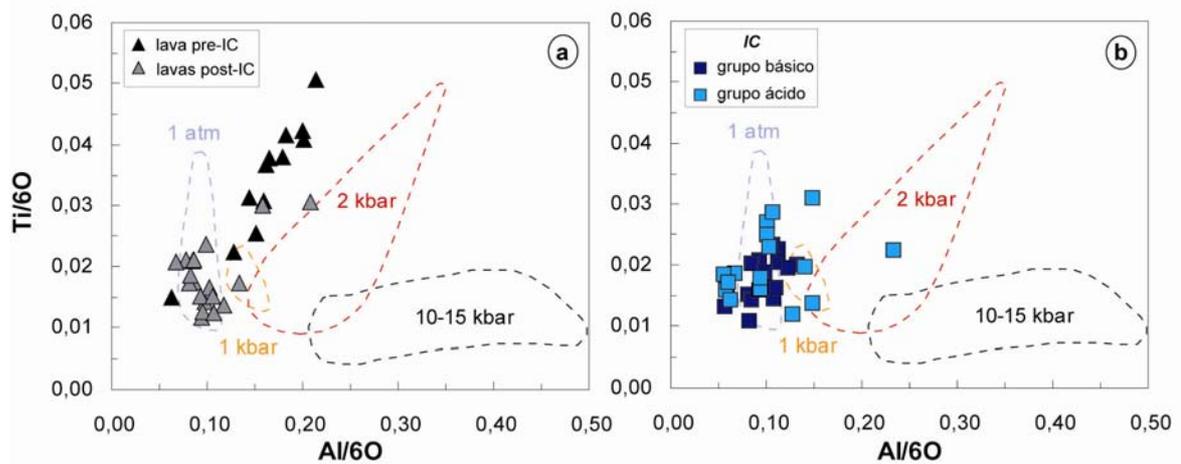


Figura 3.58: Ti versus Al en los fenocristales de clinopiroxeno. No se distinguen centros y bordes de fenocristales ya que no forman poblaciones discretas. a) depósitos pre- y post-ignimbrita Curacautín, b) ignimbrita Curacautín. Los campos de presión se basan en datos experimentales en rocas basálticas a andesíticas de Grove y Juster (1989), Baker *et al.* (1994), Sisson y Grove (1993a y b) y Bartels *et al.* (1991).

3.4.5 Discusión petrogenética

Desde el punto de vista de química mineral, la comparación entre los distintos depósitos estudiados muestra que las composiciones minerales se traslapan en unidades andesítico-basálticas a andesíticas (53-62% SiO₂) (figuras 3.42, 3.44, 3.46 y 3.47).

Aspectos texturales permiten señalar que el fraccionamiento convectivo parece ser el principal proceso que controla la diferenciación magmática del volcán Llaima. En las rocas de composición andesítico-basáltica, la espinela cromífera cristaliza primero. Su englobamiento por el olivino sugiere que la cristalización de éste comienza poco después. A su vez, el olivino forma inclusiones en plagioclasa y piroxenos, minerales que aparecen simultáneamente como lo indican inclusiones de plagioclasa en fenocristales de clinopiroxeno y viceversa. Con el aumento del grado de diferenciación, el olivino se hace inestable hasta desaparecer en las riodacitas. A su vez, aparece apatito. Las riodacitas (representadas por la parte central del depósito pliniano) son las únicas con composiciones mineralógicas distintas y más diferenciadas en comparación con las unidades de menor contenido de sílice (figuras 3.42, 3.44, 3.46 y 3.47). Plagioclasas más sódicas, piroxenos más ricos en Fe y la ausencia de olivino, todo con respecto al techo andesítico de la misma unidad, permiten deducir que la erupción hace unos 7 ka evacuó una cámara estratificada, con sílice decreciente hacia abajo. Las inclusiones de pómez dacítica en el nivel andesítico indicarían el proceso de automezcla por convección en el reservorio.

Otras características mineralógicas que apoyan la importancia del proceso de cristalización fraccionada en el volcán Llaima son las siguientes: En la ignimbrita Curacautín, sólo el grupo básico presenta plagioclasas cálcicas (An_{75-91}), mientras que en el grupo ácido se han determinado únicamente plagioclasas con $An_{\leq 61}$ (Figura 3.42b y c). Los clinopiroxenos de todos los depósitos muestran tanto una disminución como un aumento de Al con el incremento del grado de diferenciación (Figura 3.59). El primer comportamiento puede ser explicado por el fraccionamiento simultáneo de clinopiroxeno, plagioclasa y Ti-magnetita, mientras que el fraccionamiento de clinopiroxeno ocurrió primero en la segunda tendencia. En general, la composición de los fenocristales de ortopiroxeno se va alejando del polo enstatítico desde las andesitas basálticas hasta la riodacita del depósito pliniano (Figura 3.46). Los máximos números magnesianos del ortopiroxeno son inferiores a los Mg# máximos de los clinopiroxenos (Figura 3.47) debido a que empezaron a cristalizar después. Además, el contenido de Al de los ortopiroxenos disminuye con el aumento del grado de diferenciación (Figura 3.60), lo que indica el fraccionamiento simultáneo de ortopiroxeno y plagioclasa. Tanto los fenocristales de clinopiroxeno como ortopiroxeno del depósito de pómez pliniana riodacítica son los de menor Mg# (figuras 3.59 y 3.60), en concordancia con el mayor grado de diferenciación de esta unidad.

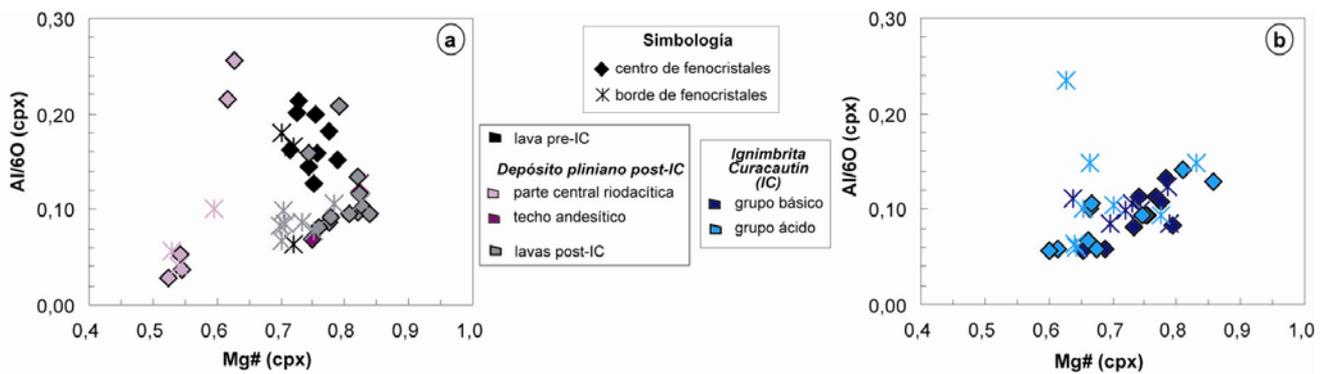


Figura 3.59: Variación del número magnesiano en función del contenido de cationes de Al de los fenocristales de clinopiroxeno. a) depósitos pre- y post-ignimbrita, b) ignimbrita Curacautín.

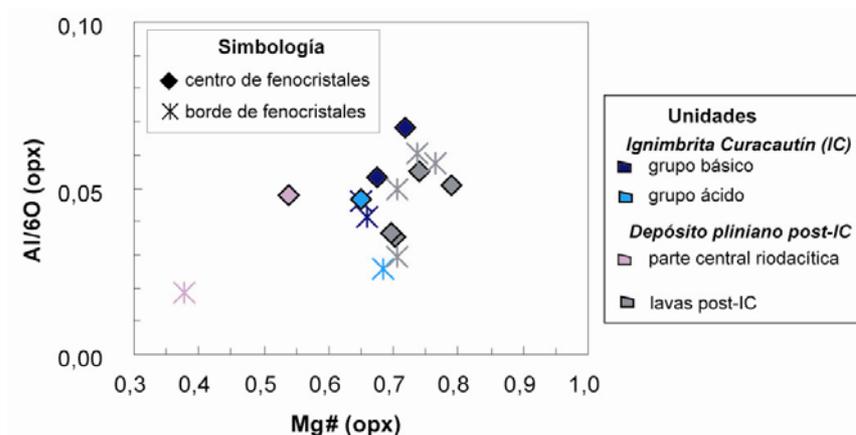


Figura 3.60: Mg# versus Al en los ortopiroxenos de la ignimbrita Curacautín y depósitos posteriores.

En el depósito de la ignimbrita existen ciertas evidencias que su evolución no ocurrió en un sistema completamente cerrado. Fenocristales de olivino en desequilibrio (por su alto contenido de Mg; Figura 3.53) en ambos grupos y augitas con $Mg\# > 0,80$ únicamente en el grupo ácido (figuras 3.46 y 3.47) no son compatibles con un proceso de cristalización fraccionada. Tampoco lo son los xenocristales de plagioclasa sódica + apatito + sulfuro de Fe \pm augita férrica \pm ilmenita (figuras 3.42 y 3.46), provenientes de magmas más diferenciados, indicando que sobreimpuesto al proceso de cristalización fraccionada, puede haber un fenómeno de mezcla de magmas.

Algunas características petrográficas demuestran desequilibrio entre minerales y el líquido que los contiene. Estas son:

- el embahiamiento de olivino, principalmente, y de magnetita, en menor grado, además de bordes reabsorbidos en fenocristales de plagioclasa y piroxenos.
- la reacción del olivino: la mayoría de los cristales en las lavas están rodeados por piroxeno de bajo Ca, producto de la diferenciación del líquido durante el proceso de cristalización fraccionada.

- plagioclasas con oquedades e inclusiones vítreas en su interior, resultado de disoluciones. Esta textura puede ser el resultado de la disminución del punto de fusión del mineral, debido a la descompresión durante el ascenso del magma, de mezcla de magma (contacto con un magma más caliente) o del enriquecimiento del magma en agua, el cual produce un incremento en el contenido de An en la plagioclasa y provoca la desestabilización de las zonas más sódicas (e.g., Nelson y Montana, 1992; Johannes *et al.*, 1994; Sisson y Grove, 1993a).

En resumen, mientras que en la ignimbrita Curacutín hay evidencias que el magma evolucionó mediante fraccionamiento convectivo combinado, probablemente, con un proceso de mezcla de magmas, los depósitos más antiguos y más recientes parecen ser resultado de cristalización fraccionada en sistema cerrado. Específicamente, el depósito pliniano post-ignimbrita evidencia el vaciamiento de una cámara magmática zonada.

3.5 Análisis comparativo de las condiciones pre-eruptivas en las ignimbritas estudiadas e importancia de la asimilación de rocas plutónicas

En esta discusión final del Capítulo 3 se comparan las variables intensivas (además del contenido de agua) de las ignimbritas y depósitos asociados. Por otra parte, se considera la importancia de la asimilación de rocas plutónicas desde el punto de vista petrográfico.

3.5.1 Condiciones pre-eruptivas

a) Temperatura

Magmas de composiciones globales similares tienen temperaturas comparables. Así, tanto el domo dacítico y oleada piroclástica del Villarrica como la riocita del Llaima indican temperaturas entre ~900 y 1000°C (tablas 3.6, 3.13 y 3.17). Magmas de composiciones andesítico-basáltica y andesítica, incluyendo los magmas ignimbríticos, son más calientes (~1000-1200°C) (tablas 3.6, 3.13 y 3.17). En la ignimbrita Licán, los piroxenos de alto Mg# cristalizaron en un rango de temperatura comparable a los últimos, mientras que los de bajo

Mg# se formaron a temperaturas menores y compatibles con magmas diferenciados (Tabla 3.6). Esto es consistente con la mezcla de magmas en dicho depósito.

b) Fugacidad de O₂

Todas las fugacidades determinadas indican condiciones entre los “buffers” FMQ y NNO y caen dentro del rango de estimaciones para magmas relacionados a la subducción de Gill (1981) (desde FMQ hasta una unidad logarítmica más oxidante que NNO). En el volcán Llaima se ha determinado una disminución de la fugacidad con el aumento del grado de diferenciación, desde condiciones mayores al “buffer” NNO hasta condiciones levemente menores a FMQ al variar la composición de la roca total entre basalto y riolacita (Figura 3.55).

c) Presión parcial de H₂O

Las rocas andesítico-basálticas y andesíticas de este estudio tienen asociaciones mineralógicas y características de química mineral similares a líquidos generados en experimentos de fusión, saturados a subsaturados en agua y entre 1 atm y 2 kbar de presión. Por lo tanto, estas rocas pueden haber existido como líquidos, saturados en múltiples fases minerales y ricos en agua, en la corteza.

d) Contenido de agua

Las estimaciones del contenido pre-eruptivo de H₂O mediante el equilibrio plagioclasa-líquido no son precisas ni exactas, pero oscilarían entre 1 y 6% en rocas de composición dacítica y riolacítica y entre 3 y 9% en andesitas basálticas (53-56% SiO₂), con excepción de la ignimbrita Licán (1-5% peso H₂O). A pesar de esos amplios rangos, se han identificado tendencias de aumento del contenido de H₂O con el grado de diferenciación del magma (Figura 3.17b). Esto se puede deber simplemente a la fuerte influencia de la temperatura, puesto que la temperatura de magmas básicos es mayor a la de magmas ácidos (Figura 3.17a). A mayor temperatura, menor solubilidad del agua en el magma.

Independiente de su modo eruptivo (efusivo o explosivo), magmas con similares grados de diferenciación presentan contenidos de agua comparables (por ejemplo, 4,0-4,3% de H₂O en la

lava Chaillupén y 3,0-4,6% en la unidad superior de la ignimbrita Pucón; Tabla 3.14, Figura 3.36c y d).

Dentro de un mismo depósito, los contenidos de agua calculados, asumiendo equilibrio entre centros de fenocristales y la composición de la roca total (e.g., pl-RT en Tabla 3.14), tienden a ser mayores a los resultados obtenidos utilizando microfenocristales o bordes de fenocristales de plagioclasa en conjunto con la composición del vidrio de la masa fundamental (e.g., pl-Mf en Tabla 3.14) y estos últimos pueden ser mayores a las concentraciones de H₂O determinadas durante los análisis isotópicos de H (e.g., Tabla 3.18). Esto es consistente con la exsolución y separación de la fase vapor del magma durante la disminución de la presión e indica que al final del proceso de solidificación de la roca, el magma ha perdido la mayor parte del agua inicial.

Lo anterior concuerda con las observaciones hechas en las plagioclasas y olivinos de los magmas pre-, syn- y post-ignimbrita Pucón, donde la mayoría de los centros de fenocristales se ubican en el campo hidratado, mientras que bordes y microfenocristales caen en el campo anhidro de Arculus y Wills (1980) (Figura 3.35), indicando que la presión parcial de H₂O disminuyó durante el transcurso de la cristalización. Además, la unidad superior de la ignimbrita Pucón parece ser mayoritariamente anhidra mientras que la inferior es predominantemente hidratada, lo que se podría interpretar como producto de la desgasificación del magma después de la erupción de la inferior. Sin embargo, equilibrios de plagioclasa-líquido indican contenidos de agua similares en la unidad inferior y superior del depósito (3-5% peso; Figura 3.36c y Tabla 3.14).

e) Presión total

Contenidos de Al-Ti en los clinopiroxenos. La variación de la razón Al/Ti en función del Mg# en los clinopiroxenos de todos los depósitos indica bajas profundidades de cristalización, en general, ≤ 2 kbar (≤ 7 km) (figuras 3.18b, 3.38 y 3.58).

Zonaciones de espinelas y titanomagnetitas cromíferas. Aunque la composición de los minerales del grupo de la espinela depende de numerosos factores (ver más abajo), el aporte fundamental para este estudio es la presión, variable de la cual se posee poca información por otros métodos. Para entender las zonaciones descritas (ver 3.3.4f) es importante entregar primero ciertos antecedentes bibliográficos experimentales. Los minerales del grupo de la espinela son, en general, importantes indicadores petrogenéticos ya que cristalizan en un amplio intervalo de presión y temperatura en magmas máficos y ultramáficos. En el caso específico de las cromitas, éstas forman parte, muchas veces, de las primeras fases que

cristalizan (e.g., Barnes y Roeder, 2001). La composición de las espinelas es función tanto de la composición del magma en el que cristalizan (y la peridotita fuente) (e.g., Irvine, 1967), como de la fugacidad de O_2 (e.g., Hill y Roeder, 1974), la temperatura de cristalización (e.g., Dick y Bullen, 1984), tasa de enfriamiento (e.g., Kamenetsky *et al.*, 2001) y de la presión (e.g., Fisk y Bence, 1980). En consecuencia, la composición de equilibrio de la espinela puede sufrir importantes variaciones durante procesos de cristalización, fusión o reequilibrio, produciendo sólo cambios modestos en la composición de las fases silicatadas principales (Dick y Bullen, 1984).

Estudios experimentales en basaltos a 1 atm de presión han mostrado que el aumento de la fugacidad de oxígeno produce un incremento en los contenidos de Fe_2O_3 y FeO de la espinela mientras que MgO y $Cr\#$ disminuyen (Hill y Roeder, 1974). Sin embargo, a fugacidad de O_2 constante, los contenidos de Fe férrico y ferroso aumentarán al mismo tiempo que el Fe total (Irvine, 1965). De acuerdo a Hill y Roeder (1974), la disminución de la temperatura provoca el aumento de FeO , Fe_2O_3 y TiO_2 y la reducción de Al_2O_3 , Cr_2O_3 , MgO y $Cr\#$. Irvine (1976) mostró que, durante el proceso de cristalización, el $Cr\#$ de la espinela aumenta con el aumento de sílice en el magma.

En magmas mantélicos, la espinela cristaliza tempranamente junto con olivino, lo que produce la rápida disminución de Mg tanto en el líquido como en las fases que cristalizan en el liquidus. El empobrecimiento en $Cr\#$ está relacionado con el agotamiento de este elemento en el líquido a medida que cristaliza espinela rica en Cr (Fisk y Bence, 1980). Los mismos autores muestran que espinelas ricas en Al ($Cr\# < 0,35$) cristalizan a altas presiones.

Con el propósito de interpretar las tendencias observadas en este estudio, al diagrama $Cr/(Cr+Al)$ versus $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ se han sobreimpuesto isópletas que dan la composición de espinelas cromíferas en equilibrio con olivino de composición fija a temperatura constante (Figura 3.39e; diagrama tomado de Dick y Bullen, 1984). Además, se muestra la evolución en las composiciones de espinelas cromíferas durante procesos de fusión parcial de peridotita y cristalización fraccionada de olivino y/o plagioclasa. Aunque cuantitativamente poco exactas, las isópletas son lo suficientemente precisas para permitir un análisis cualitativo (Dick y Bullen, 1984, y referencias incluidas). La tendencia producida por la fusión parcial coincide con lo que se ha denominado “trend” de $Cr-Al$ en los otros diagramas, de acuerdo al trabajo de Barnes y Roeder (2001). Este “trend” se expresa mediante rangos variables en la razón $Cr/(Cr+Al)$ a altas razones de $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (Figura 3.39d) y a bajas concentraciones de Fe^{3+} y TiO_2 , siendo la tendencia general el incremento de $Cr/(Cr+Al)$ con la disminución de $Mg/(Mg+Fe^{2+})$. Este “trend” se observa frecuentemente en MORBs y toleitas de arco de islas y está controlado, principalmente, por la composición del líquido, la cual, a su vez, depende del grado de fusión parcial, del grado de empobrecimiento de la fuente mantélica y del fraccionamiento de fases

como cromita, olivino, plagioclasa y piroxeno (Roeder y Reynolds, 1991). Por lo tanto, esta tendencia refleja, en parte, el equilibrio en el manto, pero puede haber una importante superposición producto del fraccionamiento de plagioclasa a baja presión y del rápido crecimiento de espinelas cromíferas en algunas lavas (Roeder *et al.*, 2000). Otra tendencia distinguida en los diagramas de la Figura 3.39a-d es el "trend" de Fe-Ti de Barnes y Roeder (2001), el cual se refiere al aumento de Fe^{3+} y $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$, curvándose hacia el polo de la magnetita. Está acompañado, generalmente, por un incremento en el contenido de TiO_2 (Figura 3.39b). Esta tendencia puede ser atribuida a la evolución en las composiciones de espinelas durante la cristalización fraccionada de olivino o piroxeno (con o sin plagioclasa), lo cual produce un aumento de la razón Fe/Mg y del contenido de Ti en el líquido. Según Barnes y Roeder (2001), esta tendencia se debe principalmente al proceso de cristalización fraccionada a baja presión.

El conjunto de espinelas cromíferas analizadas en este estudio es relativamente pobre en Al ($Cr\# \geq 0,40$) y, por lo tanto, habría cristalizado a presiones relativamente bajas (Fisk y Bence, 1980). La alineación de los datos según el "trend" de Fe-Ti (Figura 3.39a-c) también indica condiciones de cristalización a presiones relativamente bajas (Barnes y Roeder, 2001). Las espinelas cromíferas de la ignimbrita Licán son las de mayor Mg# (Figura 3.39d) y se disponen de forma paralela al "trend" de Cr-Al. Sin embargo, debido a su bajo contenido de Al, no se trata de cromitas en equilibrio con líquidos mantélicos. Además, el olivino que los contiene tiene contenidos de Ni relativamente bajos ($<0,15\%$) que indican que el magma en equilibrio con él ya ha experimentado un importante fraccionamiento (*e.g.*, Defant *et al.*, 1991).

En todas las otras espinelas cromíferas, la variación química entre centros y bordes de cristales y microfenocristales (aumento de TiO_2 , Fe_2O_3 y FeO; disminución de Cr_2O_3 y MgO) podría deberse a una combinación entre los efectos de la disminución de la temperatura (aumento de FeO, Fe_2O_3 , TiO_2 y disminución de Al_2O_3 , Cr_2O_3 y MgO), el aumento de la fugacidad de O_2 (aumento de Fe_2O_3 , FeO y disminución de MgO) y el cambio de la composición del magma relacionado con el fraccionamiento de distintos minerales (dependiendo de la fase que cristaliza). Por ejemplo, el fraccionamiento de olivino produce el empobrecimiento de Cr# y Mg# en la espinela cromífera, mientras que la aparición de la plagioclasa en el liquidus provoca el aumento de Cr# en ella (Figura 3.39e). La primera tendencia se refleja en la zonación de la espinela cromífera en la lava posterior a la ignimbrita Pucón, mientras que los cristales de la unidad inferior de la ignimbrita, en la lava Los Nevados y la mayoría de cristales solitarios se alinean según el último comportamiento (Figura 3.39d). El aumento progresivo del contenido de Fe de las espinelas sugiere que los líquidos en equilibrio con ellas son cada vez más diferenciados. La disminución del contenido de Fo en el olivino junto con la reducción del Mg#

en las espinelas cromíferas que éste contiene, es producto de la co-precipitación de ambas fases minerales en magmas con rangos composicionales relativamente amplios.

En resumen, la zonación mineral en las espinelas reflejaría un proceso de fraccionamiento a baja presión e indicaría un tiempo de residencia relativamente importante de la mayoría de las espinelas en los líquidos magmáticos. La excepción a la regla son las cromitas en la ignimbrita Licán, las cuales, aunque también de baja presión, conservan características de equilibrio entre la inclusión de espinela cromífera y el olivino hospedante. Esto sugiere que el ascenso del componente básico del magma se produjo relativamente rápido y poco antes de hacer erupción. El fraccionamiento a baja presión indicado por el conjunto de espinelas cromíferas es consistente con la información barométrica obtenida mediante el análisis de los contenidos de Al y Ti en los clinopiroxenos de todos los depósitos.

La mayoría de las espinelas cromíferas estudiadas son similares a las de los volcanes Santa Helena y Lassen, caracterizadas por bajos contenidos de Al_2O_3 , altos contenidos de Fe_2O_3 y Cr# intermedios (Figura 3.39f). Esto sugiere que cristalizaron bajo condiciones relativamente oxidantes (Dick y Bullen, 1984).

3.5.2 Asimilación de rocas plutónicas

La importancia de inclusiones plutónicas en el material juvenil de todas las ignimbritas ha sido demostrada tanto a nivel macro- como microscópico. Con el fin de determinar el origen (granito y/o tonalita) de estas inclusiones, se han comparado las composiciones de sus óxidos de Fe-Ti y de feldespatos con aquellas de las rocas intactas (Figura 3.61). La composición de las ilmenitas sugiere que los xenolitos y xenocristales provienen de rocas plutónicas tipo tonalita ya que los granitos contienen ilmenita de mayor contenido de TiO_2 (Figura 3.61a).

Las composiciones de las plagioclasas en el granito y la tonalita son contrastantes: mientras que los granitos contienen plagioclasa con $\text{An}_{\leq 36}$, la tonalita solo posee plagioclasa con $\text{An}_{\geq 38}$. Las inclusiones de rocas intrusivas en las bombas juveniles pueden provenir tanto de granitos como de tonalitas (Figura 3.61b).

La ausencia de minerales hidratados en las inclusiones de rocas plutónicas contenidas en el material juvenil sugiere que biotita y anfíbol habrían sido asimilados por los magmas ignimbríticos, enriqueciéndolos en volátiles, aumentando la explosividad de las erupciones. Esta hipótesis será evaluada desde el punto de vista geoquímico en el Capítulo 4.

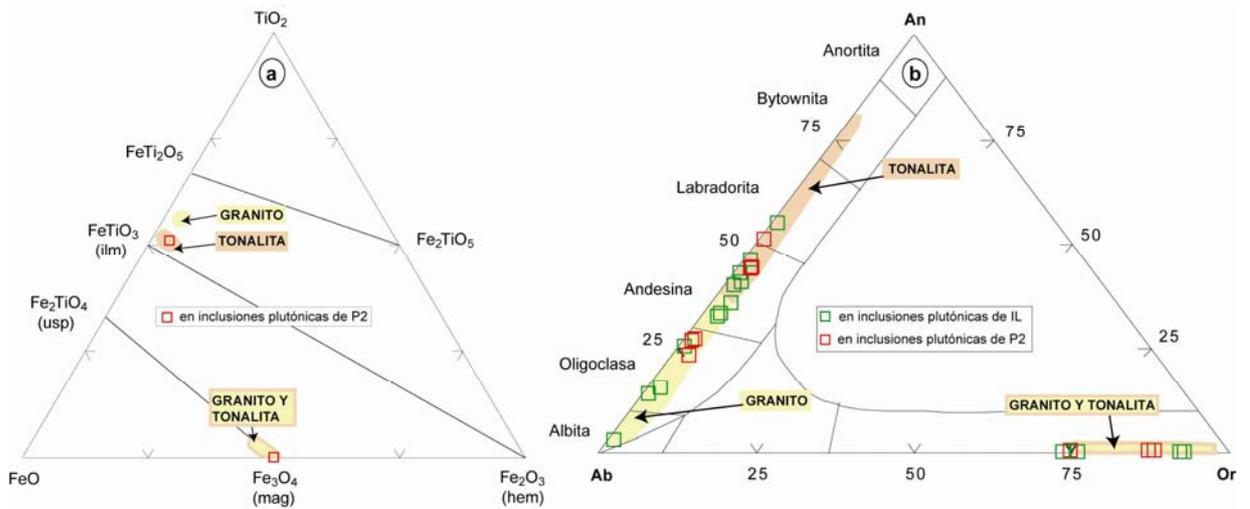


Figura 3.61: a) Comparación entre composiciones de óxidos de Fe-Ti en inclusiones plutónicas en el material juvenil de la unidad superior de la ignimbrita Pucón (P2) y en fragmentos líticos de rocas plutónicas dispersas en la matriz de la misma unidad (se indican campos), b) comparación entre composiciones de feldspatos en inclusiones plutónicas en el material juvenil de la ignimbrita Licán (IL) y P2 y en fragmentos líticos de rocas plutónicas dispersas en P2 (se indican campos).

Capítulo 4

GEOQUIMICA

4.1. Preparación de muestras y técnicas analíticas

Las muestras no tienen evidencias petrográficas de alteración y poseen bajo contenido de pérdida por calcinación ($PPC \leq 0,2\%$ y, excepcionalmente, hasta $4,9\%$). No existen correlaciones entre los contenidos de metales alcalinos y la PPC, por lo que se estima que la alteración post-magmática ha sido insignificante.

Se lavaron, cortaron con sierra y molieron (chancador de mandíbula y mortero de agata) unas 180 muestras en el Laboratorio del Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago de Chile. Se tuvo especial cuidado con el material juvenil piroclástico debido a su carácter vesicular y abundancia de xenolitos. Estos últimos se eliminaron luego de cada etapa de preparación. Posteriormente al chancado, se recuperó la fracción comprendida entre 2 y 4 mm, la cual, previo a la molienda fina, fue lavada en ultrasonido, con el fin de eliminar las impurezas contenidas en las vesículas.

Los análisis químicos de roca total fueron realizados por Joseph Cotten de la Universidad de Bretaña Occidental, Brest, Francia. Todos los elementos fueron analizados por ICP-AES, con excepción del Rb, el cual fue determinado por espectrometría de emisión. La precisión de los elementos mayores es ca. 1% para SiO_2 y de unos 2% para los otros elementos, con excepción de concentraciones bajas ($\leq 0,50\%$), las cuales tienen una desviación estándar absoluta de $\pm 0,01\%$. Para los elementos trazas, la precisión es de unos 5% , con excepción de Rb y Sr (ca. 2%). Para información acerca del procedimiento de disolución y análisis se recomienda consultar Cotten *et al.* (1995). La norma CIPW representa una mineralogía anhidra idealizada, la cual es producto de la cristalización de un magma bajo condiciones de enfriamiento lento y uniforme. Todos los análisis de roca total, junto con la norma CIPW, se encuentran en el Anexo E. Los contenidos de elementos mayores han sido recalculados a 100% en base anhidra y todo el hierro es expresado como $Fe_2O_3^*$.

Se realizaron 23 análisis isotópicos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y $^{143}Nd/^{144}Nd$ en el Laboratorio Magmas y Volcanes de Clermont-Ferrand. Para aislar los elementos de interés, unos 100 g de polvo o grava de cada muestra de roca fueron atacadas en 0,5 ml HNO_3 16M + 3 ml HF 50% en recipientes de teflón con tapa, a $80^\circ C$ durante tres días. Posteriormente las muestras fueron

digeridas en 200 μl HClO_4 y 3 ml HNO_3 7N y sometidas a evaporación. Luego se agregaron 5 ml HCl 6N y se volvieron a secar. Los residuos de muestras graníticas fueron disueltos en 25 μl de HNO_3 16M y 100 μl HF 50% y sometidos a bombas PTFE de alta presión a 200°C durante 17 horas, con el fin de disolver minerales refractarios (e.g., circón, apatito) que pueden contener importantes proporciones de tierras raras. Todos los residuos se disolvieron en 2 ml de HCl 1,25N, se centrifugaron y Sr y Nd se separaron por cromatografía de extracción, utilizando resinas AG 50x4 (para eliminar el Fe en rocas básicas), Sr.Spec (para aislar el Sr), TRU.Spec (“TRansUranic”, para separar las tierras raras) y Ln.Spec (para aislar el Nd) en columnas de vidrio. Los procedimientos en cada paso se entregan en el Anexo F y se basan en los trabajos de Pin *et al.* (1994) y Pin y Santos Zalduegui (1997). Las fracciones de Sr recuperadas se disolvieron en unos pocos μl de HNO_3 0,05M y ca. 1 μg de Sr, junto con una gota de H_3PO_4 3M, se cargaron en filamentos desgasificados de tungsteno. El Nd también se disolvió en HNO_3 0,05M, colocándose alrededor de 1 μg de Nd en un filamento de tungsteno, acondicionado con una gota de H_3PO_4 1M. Las mediciones se efectuaron en un espectrómetro de masa de ionización térmica (TIMS) TRITON de Finnigan, equipado con 8 colectores. Debido a la interferencia que produce el ^{87}Rb , las razones isotópicas de Sr fueron corregidas con la razón $^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb} = 0,386$. Además, los valores han sido normalizados con respecto a la razón de fraccionamiento $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. El valor del estándar NBS SRM987 durante nuestras series de análisis correspondió a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710251 \pm 1 \times 10^{-5}$ (2σ ; n=5). De manera similar, el fraccionamiento de masa en las razones isotópicas de Nd se corrigió mediante la razón $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ y el promedio de 8 análisis del estándar Ames resultó en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511959 \pm 1 \times 10^{-5}$ (2σ ; n=8).

Los análisis isotópicos de O (64 en roca total y 16 fracciones de minerales separados) y H (19 en roca total y 2 en minerales) se realizaron en el Laboratorio de Isótopos Estables del Laboratorio de Transferencias Litosféricas en la Universidad Jean Monnet de Saint Etienne. El O se libera gracias a la reacción de las muestras con BrF_5 a 550°C y es convertido a CO_2 mediante su paso por carbono caliente (Figura 4.1; Clayton y Mayeda, 1963). En cada serie de análisis se incluyeron dos estándares internos de cuarzo (MQ, “Murchison Quartz” del laboratorio de la Universidad de Capetown, Africa del Sur) cuyo valor recomendado y calibrado con respecto al estándar internacional de cuarzo NBS 28 es $10,1 \pm 0,2$ (Vennemann y Smith, 1990). El promedio de 43 MQ analizados durante nuestro estudio es de $10,20 \pm 0,21$, lo que es consistente con el valor recomendado. Se estima que la precisión de los análisis obtenidos en la línea de extracción de O para los silicatos es de 0,3‰ (2σ). Las razones isotópicas de O se midieron en un espectrómetro de masa Micromass IsoPrime de “dual-inlet” en el Laboratorio de

Transferencias Litosféricas. Las muestras de gas se analizan con respecto a un gas de referencia. Los valores obtenidos se normalizan a la escala V-SMOW (Coplen, 1993) y los resultados se expresan en $\delta^{\circ}\text{‰}$, siendo $\delta^{18}\text{O} = [(R_{\text{muestra}}/R_{\text{estándar}})-1] * 10^3$, con $R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$. Para análisis en roca total, se utilizaron unos 7 mg de los mismos polvos empleados en el análisis de elementos mayores y traza. En el caso de minerales, las muestras fueron molidas, tamizadas y las fases de interés se aislaron con ayuda del separador magnético Frantz y, finalmente, bajo lupa binocular, lavándose la fracción pura (5-7 mg) con agua destilada. Así se concentraron clinopiroxeno y plagioclasa de las rocas volcánicas y volcanoclásticas, y biotita y anfíbol de fragmentos plutónicos del basamento. En estos últimos también se trató de separar cuarzo de feldespato potásico y plagioclasa, pero conteos estadísticos bajo el microscopio electrónico de barrido evidenciaron que las tres fases estaban mezcladas en los concentrados finales.

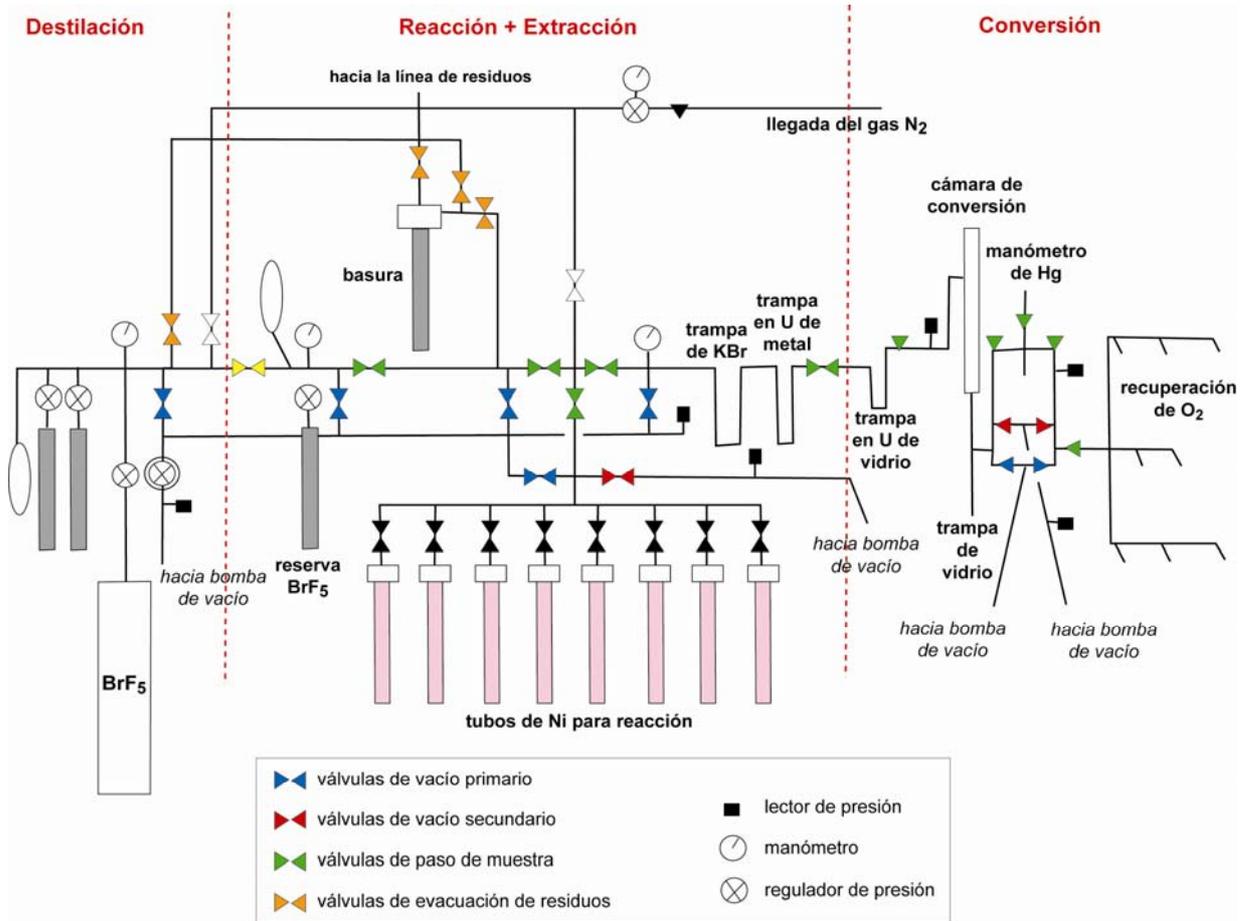


Figura 4.1: Esquema de la línea de extracción y conversión de oxígeno del Laboratorio de Transferencias Litosféricas de la Universidad Jean Monnet.

Con el fin de determinar la reproducibilidad de nuestros análisis de isótopos de O, se realizaron duplicados de 4 muestras de minerales y 16 de roca total, determinándose precisiones $\leq 0,30\%$ y $\leq 0,33\%$, respectivamente (1σ).

Sean x e y dos fases minerales. La distribución de ^{18}O entre x e y está dada por α , factor de fraccionamiento que depende de la temperatura, y que se define como

$$\alpha_{x-y} = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_x / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_y$$

Puesto que $\alpha \approx 1$ en sistemas magmáticos de alta temperatura, el enriquecimiento relativo de dos fases en ^{18}O está dado por la relación: $\delta^{18}\text{O}_x - \delta^{18}\text{O}_y = \Delta^{18}\text{O}_{x-y} \approx 10^3 \ln \alpha_{x-y}$

En el caso del volcán Villarrica se realiza una estimación de las temperaturas de equilibrio de plagioclasa y clinopiroxeno. Chiba *et al.* (1989), mediante calibraciones experimentales, proponen que el fraccionamiento isotópico de O entre minerales anhidros a alta temperatura ($> 600^\circ\text{C}$) está dado por la ecuación $10^3 \ln \alpha_{x-y} = A \cdot 10^6 T^{-2}$, con α = coeficiente de fraccionamiento mineral-mineral, A = coeficiente para cada pareja de minerales, obtenido de forma experimental ($A_{\text{An-di}} = 0,76$; $A_{\text{Ab-di}} = 1,81$), T = temperatura en $^\circ\text{K}$, x, y = minerales.

La determinación de las razones D/H se realiza en gas H_2 . El hidrógeno se extrae mediante la deshidratación a $T > 1500^\circ\text{C}$, se convierte en agua por reacción con óxido de Cu y se reduce utilizando uranio caliente a 800°C ($\text{H}_2\text{O} + \text{U} = \text{H}_2 + \text{UO}$), de acuerdo al método de Bigeleisen *et al.* (1952). Los resultados se expresan normalizados con respecto al V-SMOW y, junto con cada serie de muestras, se analizan diferentes estándares (de agua y de caolinita; Tabla 4.1). Éstos sirven para construir una curva de calibración, con la cual se corrigen nuestros análisis. Se estima que la precisión de los datos varía entre 3 y 5‰ (1σ).

Tabla 4.1: Estándares de isótopos de hidrógeno.

<u>Estándar</u>	<u>Descripción</u>	<u>Valor δD (‰)</u>
V-SMOW	“Vienna Standard Mean Ocean Water”	0
GISP	“Greenland Ice Sheet Precipitation”	-189,5
SLAP	“Standard Light Antarctic Precipitation”	-428
OMER	estándar interno (agua)	7
Botella A	estándar interno (agua)	-59
KG	caolinita	-59

4.2 Volcán Villarrica

4.2.1 Elementos mayores

Generalidades. Globalmente, las rocas son de carácter calcoalcalino (Figura 4.2), de alto Al (Kuno, 1966) y contenido medio de K (Figura 4.3). Las composiciones varían entre basáltica y riolítica (51,6-71,2% SiO₂), siendo las andesitas basálticas las más abundantes. Todas presentan hiperstena y cuarzo normativos. En general, los contenidos de Al₂O₃, MgO y CaO disminuyen con el grado de diferenciación, mientras que los álcalis aumentan. A ~55% SiO₂, el comportamiento de MgO presenta un cambio de pendiente fuerte a suave. Fe₂O₃* y TiO₂ crecen levemente o se mantienen constantes hasta unos 56% SiO₂, para luego decrecer. Mientras tanto, P₂O₅ se incrementa hasta unos 64% SiO₂, disminuyendo su contenido en rocas más diferenciadas (figuras 4.3 y 4.4). Na₂O/K₂O y CaO/Al₂O₃ decrecen en todo el rango composicional, mientras que FeO*/MgO aumenta (Figura 4.5).

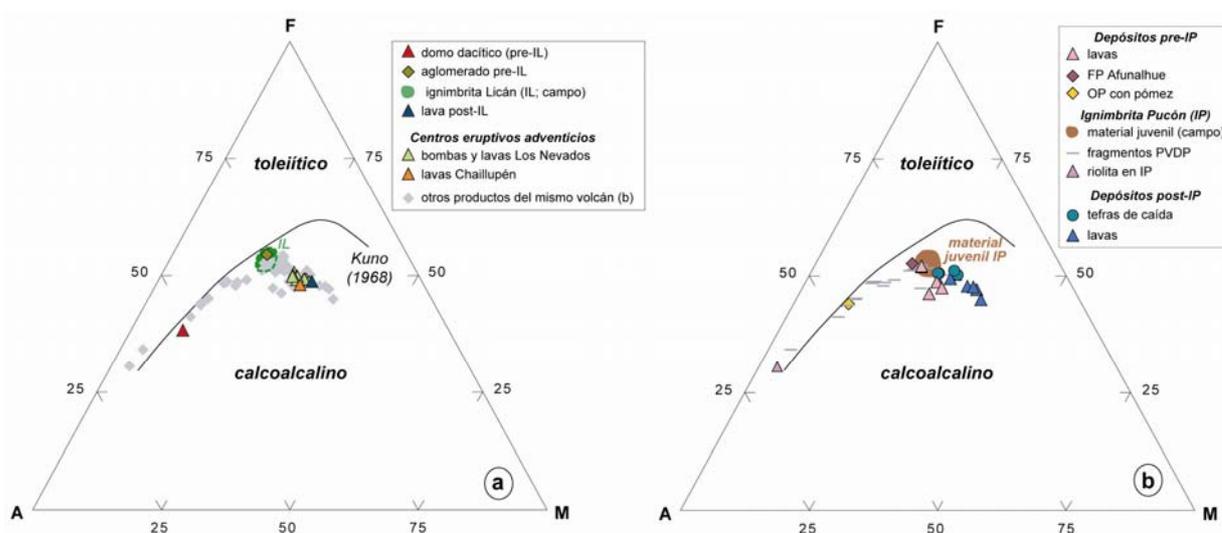


Figura 4.2: Diagrama AFM para los depósitos del volcán Villarrica (A = Na₂O+K₂O; F = FeO_{total}; M = MgO). El límite entre los campos toleítico y calcoalcalino es el propuesto por Kuno (1968). FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.

Ignimbrita Licán y depósitos asociados. En la ignimbrita (55-58% SiO₂), TiO₂, Al₂O₃ y Fe₂O₃* disminuyen, MgO, CaO, Na₂O y P₂O₅ se mantienen constantes y K₂O aumenta levemente con el grado de diferenciación. La composición de la caída inicial es una de las más diferenciadas (57,4% SiO₂). La lava que sucede a la ignimbrita es más básica (53% SiO₂) y similar a otras andesitas basálticas, pero está empobrecida en Al₂O₃ y CaO. El aglomerado que precede a la ignimbrita sigue la tendencia de otras rocas de composición similar. El domo es la dacita menos enriquecida en K₂O del volcán (figuras 4.3 y 4.4).

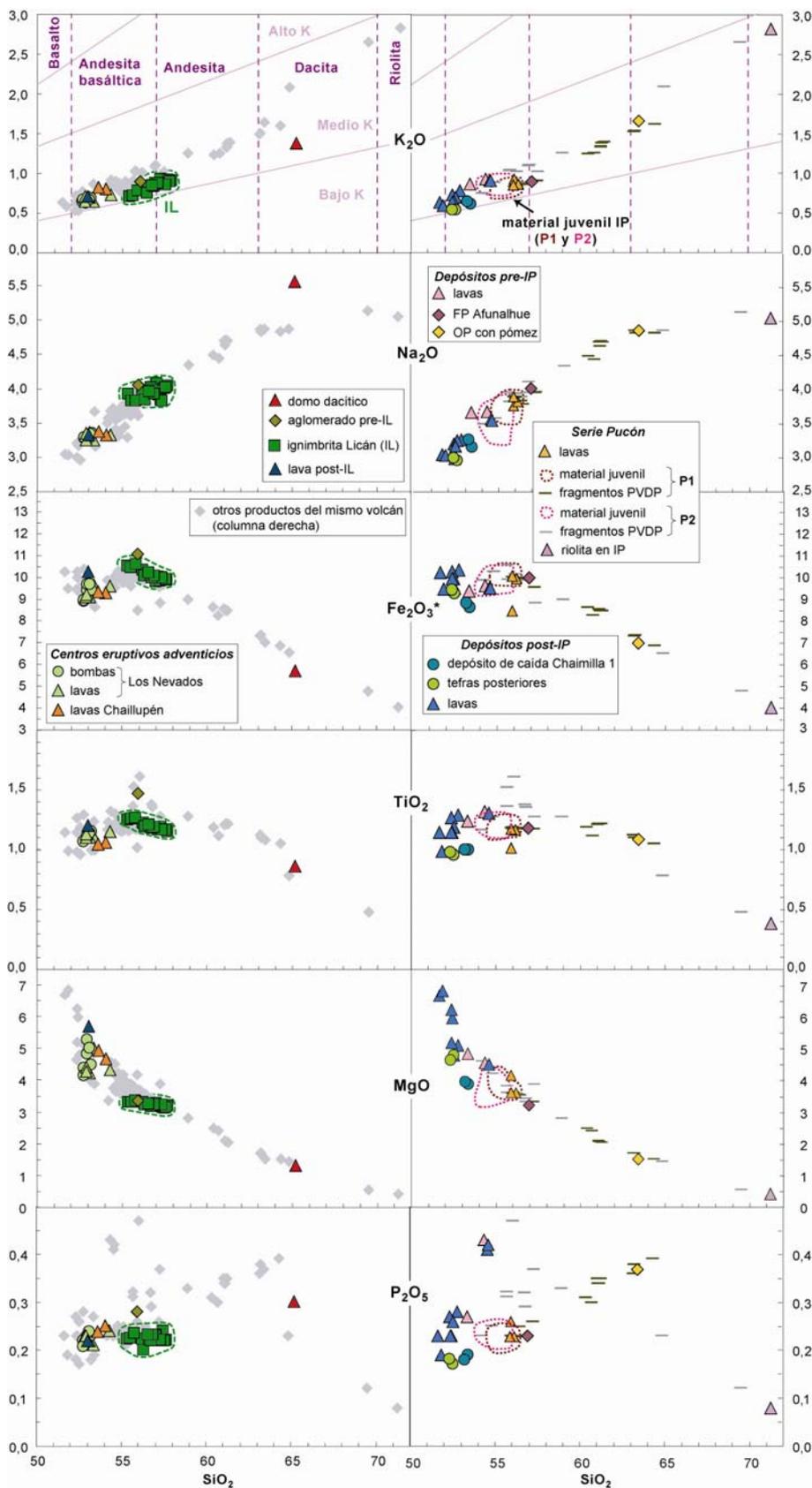


Figura 4.3: Diagramas de Harker para los depósitos del volcán Villarrica (álcalis, Fe_2O_3^* , TiO_2 y MgO). Columna de la izquierda con ignimbrita Licán y depósitos asociados, además de conos adventicios (posteriores a la ignimbrita Pucón). Columna de la derecha: ignimbrita Pucón, unidades anteriores y posteriores. Límites en K_2O versus SiO_2 según Gill (1981). IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente las unidades inferior y superior de la IP; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.

Figura 4.4: Diagramas de Harker: CaO y Al₂O₃. IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la IP; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.

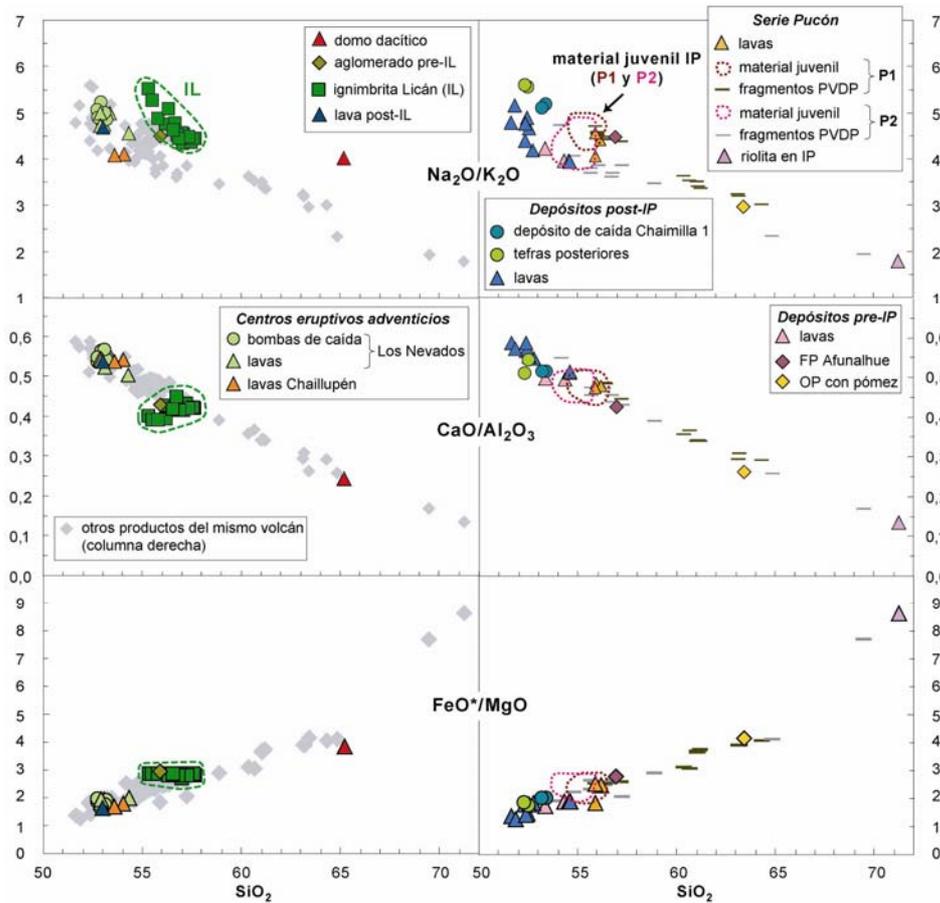
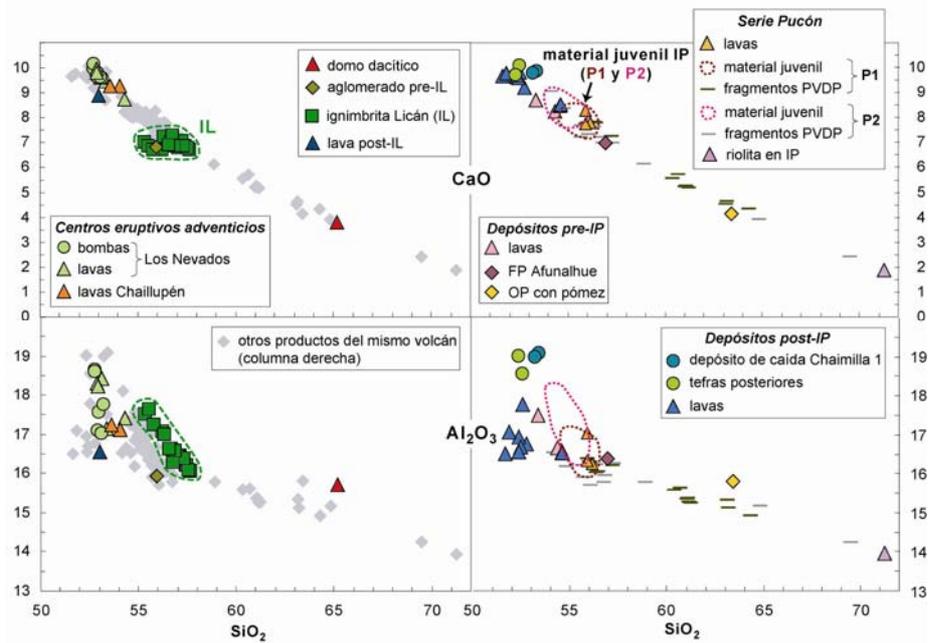


Figura 4.5: Razones de elementos mayores en función de sílice. Mismas abreviaturas que en Figura 4.4.

El vidrio de la ignimbrita Licán muestra correlaciones negativas entre sílice (58,9-65,3%) y MgO (3,0-1,3%) y CaO (6,7-4,2%), y positivas con K₂O (0,9 a 2,4%). El grado de cristalización de la masa fundamental no está directamente relacionado con el nivel de diferenciación del vidrio. Así, una muestra con baja cristalinidad (55%) contiene el vidrio más ácido (64-65% SiO₂), mientras que otra relativamente cristalizada (70%) presenta vidrio de composición más básica (59%) y cercana a la de la roca total (57%) (Figura 4.6).

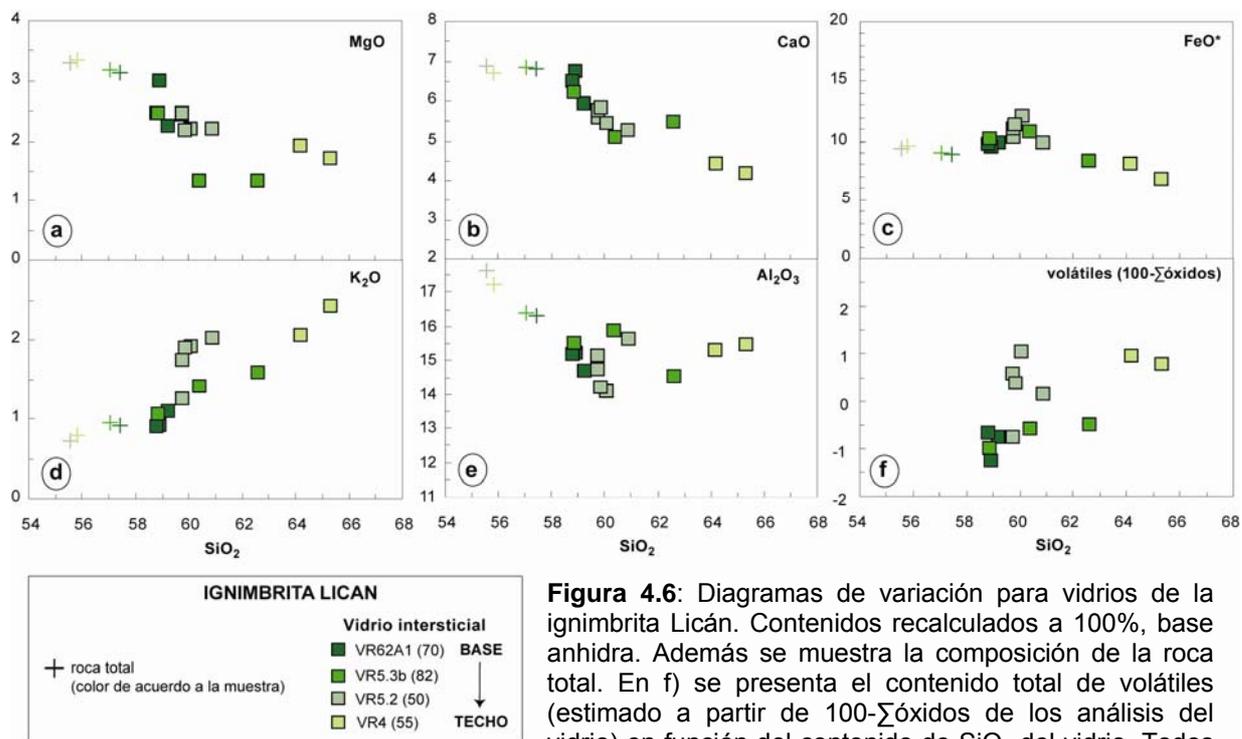


Figura 4.6: Diagramas de variación para vidrios de la ignimbrita Licán. Contenidos recalculados a 100%, base anhidra. Además se muestra la composición de la roca total. En f) se presenta el contenido total de volátiles (estimado a partir de 100- Σ óxidos de los análisis del vidrio) en función del contenido de SiO₂ del vidrio. Todos los valores en porcentajes en peso. Entre paréntesis de cada muestra se indica el grado de cristalinidad de la masa fundamental.

Ignimbrita Pucón y depósitos asociados. El material juvenil, tanto de la unidad inferior como superior de la ignimbrita Pucón, es de composición relativamente homogénea (54,2-56,0% SiO₂). A pesar del rango estrecho, Al₂O₃, MgO y CaO disminuyen y Na₂O se incrementa con el aumento de SiO₂ (figuras 4.3 y 4.4). Existen diferencias geoquímicas leves entre ambas unidades: En promedio, P2 (27 análisis) está empobrecido en SiO₂ (54,97 *versus* 55,55%) y Na₂O (3,62 *versus* 3,74%) y enriquecido en Al₂O₃ (16,99 *versus* 16,53%) y CaO (8,15 *versus* 7,93%) con respecto a P1 (29 análisis).

Los fragmentos PVDP, que corresponden, probablemente, a pedazos de lavas relacionadas genéticamente con la ignimbrita Pucón, muestran un amplio rango composicional, mayor en los

fragmentos de P2 (54,1-69,5% SiO₂) que los de P1 (55,9-64,3% SiO₂). Globalmente e independiente de la unidad, los fragmentos se alinean según el mismo “trend” en las figuras 4.3 y 4.4. Sin embargo, los de la unidad superior están enriquecidos en K₂O para contenidos de sílice >64% SiO₂, y en TiO₂ (acompañado por Fe₂O₃, en menor grado) para 55<SiO₂<57%. Además, P₂O₅ aumenta en todo el rango composicional de los fragmentos PVDP de P1, mientras que en P2 disminuye a partir de SiO₂>57%.

De acuerdo a criterios estratigráficos y geoquímicos, lavas que preceden a la ignimbrita Pucón son: 1) coladas con 56% de SiO₂ (es decir, de composición similar al material juvenil de la ignimbrita), de aspecto vítreo, con bandas de distinta vesicularidad y con disyunción prismática local, que se interpretan como genéticamente relacionadas con la ignimbrita (*serie Pucón*) y 2) lavas más básicas (53-54% SiO₂), dispuestas bajo la oleada piroclástica (OP) con pómez, de composición diferenciada (63% SiO₂); éstas son más antiguas (*lavas pre-Pucón*).

El depósito Chaimilla 1 (53% SiO₂), que se dispone directamente sobre Pucón, está empobrecido en sílice con respecto a la ignimbrita. Caídas posteriores son aún menos diferenciadas (52% SiO₂). Coladas de lavas que suceden a la ignimbrita son andesitas basálticas (51,6-54,6% SiO₂), siendo las más recientes las más básicas. Están enriquecidas en TiO₂, Fe₂O₃^{*}, MgO y P₂O₅ y empobrecidas en Al₂O₃ con respecto a depósitos piroclásticos de grado de diferenciación similar (figuras 4.3 y 4.4).

El vidrio de la ignimbrita Pucón y depósitos asociados sigue los “trends” observados en la roca total, esto es, Ca y Mg se comportan como elementos compatibles, mientras que K es incompatible. La inflexión en los comportamientos de FeO* y TiO₂ se produce a unos 60% de SiO₂. En la unidad inferior de la ignimbrita, la composición del vidrio varía entre 55,9 y 60,0% SiO₂. El rango es más amplio en P2 y se subdivide en dos subgrupos: 56,4-57,7 y 62,0-64,4% SiO₂ (Figura 4.7). En comparación con la ignimbrita Licán, existe menor diferencia composicional entre la roca total y el vidrio y también menos dispersión en las composiciones de los vidrios de una misma muestra.

Centros eruptivos adventicios. Tanto los materiales de Los Nevados como Chaillupén son de composición andesítico-basáltica y posteriores a la ignimbrita Pucón, presentando características similares a depósitos del cono principal con grado de diferenciación comparable. No se observan diferencias composicionales entre productos piroclásticos y lavas emitidos de los centros adventicios Los Nevados (figuras 4.3-4.5).

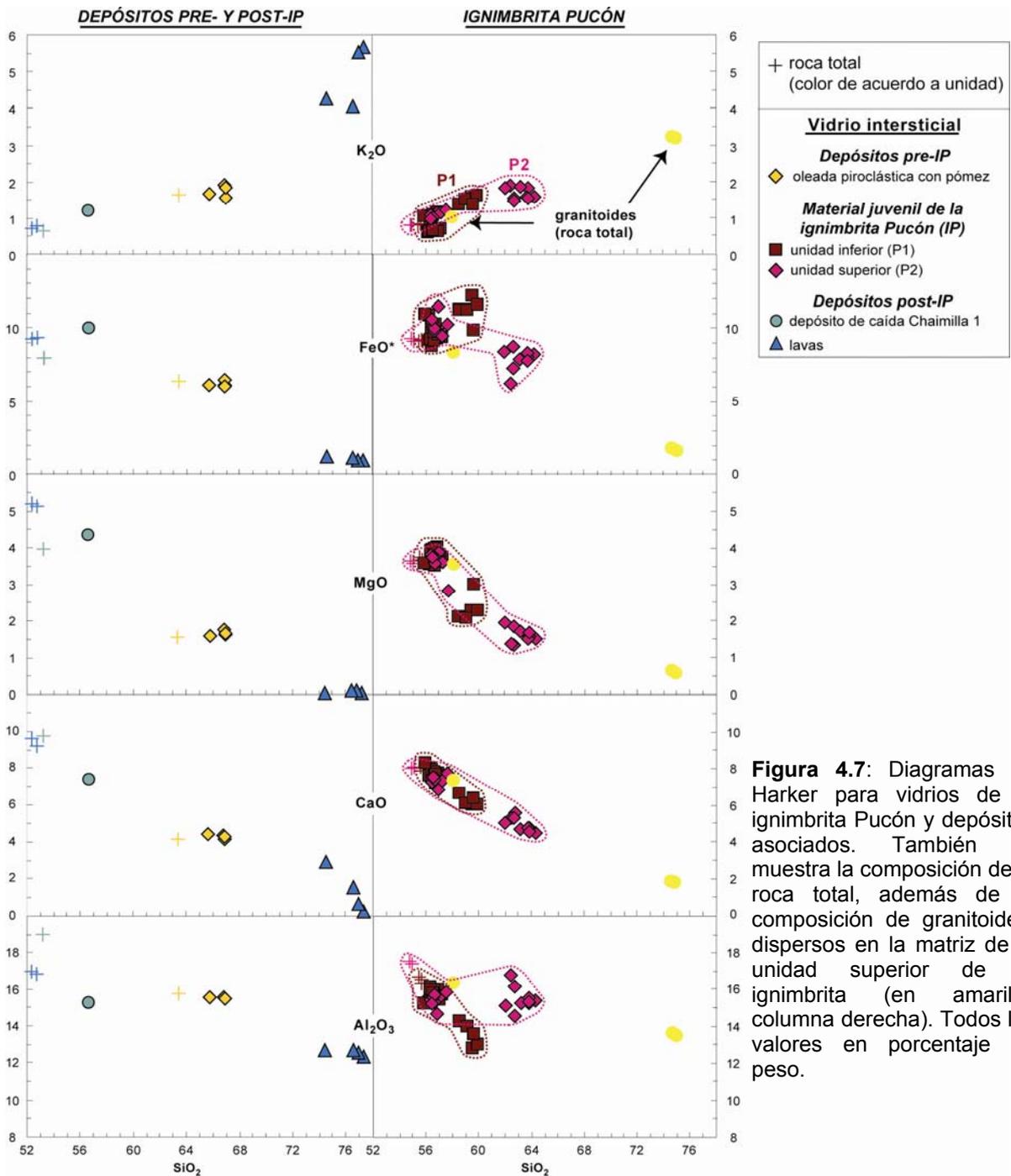


Figura 4.7: Diagramas de Harker para vidrios de la ignimbrita Pucón y depósitos asociados. También se muestra la composición de la roca total, además de la composición de granitoides, dispersos en la matriz de la unidad superior de la ignimbrita (en amarillo, columna derecha). Todos los valores en porcentaje en peso.

4.2.2 Elementos trazas

a) Diagramas de variación

Generalidades. Los magmas del Villarrica se caracterizan por un incremento en LILE (elementos litófilos de radio iónico grande; e.g., Th, Rb y Ba, con excepción de Sr que disminuye a partir de unos 57% SiO₂), HFSE (elementos de alta densidad de carga; Zr, Nb e Y), tierras raras (a excepción de Eu) y Li con el aumento del grado de diferenciación. La concentración de Eu es variable, pero con tendencia al aumento hasta unos 63% de SiO₂ para luego decrecer. Los elementos de transición (V, Co, Sc, Cr y Ni) presentan un comportamiento compatible, reduciéndose las concentraciones de Cr y Ni drásticamente hasta unos 57% de SiO₂ (figuras 4.8 y 4.9).

Ignimbrita Licán y depósitos asociados. En la ignimbrita Licán, la mayoría de los elementos trazas tienen contenidos constantes, con excepción del Rb que tiende a aumentar, y del Co y Sc, que decrecen suavemente. Sólo el Ba tiene un carácter algo disperso (no mostrado). De acuerdo a su carácter menos diferenciado, la lava Pucura (post-Licán) está empobrecida en LILE, HFSE y tierras raras y enriquecida en elementos de transición con respecto a la ignimbrita. El domo corresponde a la roca dacítica de menores contenidos de Th, Rb, Ba, Zr, Nb y tierras raras (figuras 4.8 y 4.9).

Ignimbrita Pucón y depósitos asociados. En el material juvenil de la ignimbrita, gran parte de los elementos permanece invariable; sin embargo, los contenidos de Co y Ni caen abruptamente, mientras que el Rb tiende a aumentar y el Sc muestra dispersión en la vertical, sobre todo en P2. En cuanto a los promedios del material juvenil, las principales diferencias están en los contenidos de Sr y Ba, siendo ambos mayores en P2 (426 y 253 ppm, respectivamente) que en P1 (420 y 244 ppm). Además, los fragmentos PVDP de la unidad superior de la ignimbrita están enriquecidos en elementos incompatibles, tales como Th, Rb, Ba, Zr, Nb y tierras raras con respecto a los de similar contenido de sílice, provenientes de la unidad inferior. Los depósitos anteriores a la ignimbrita siguen el mismo "trend" que el resto del volcán. Sin embargo, una lava previa destaca por su alto contenido de Sr, y Th en menor grado. Lavas y depósitos piroclásticos posteriores a la ignimbrita tienen contenidos de elementos trazas de acuerdo con su carácter menos diferenciado (figuras 4.8 y 4.9).

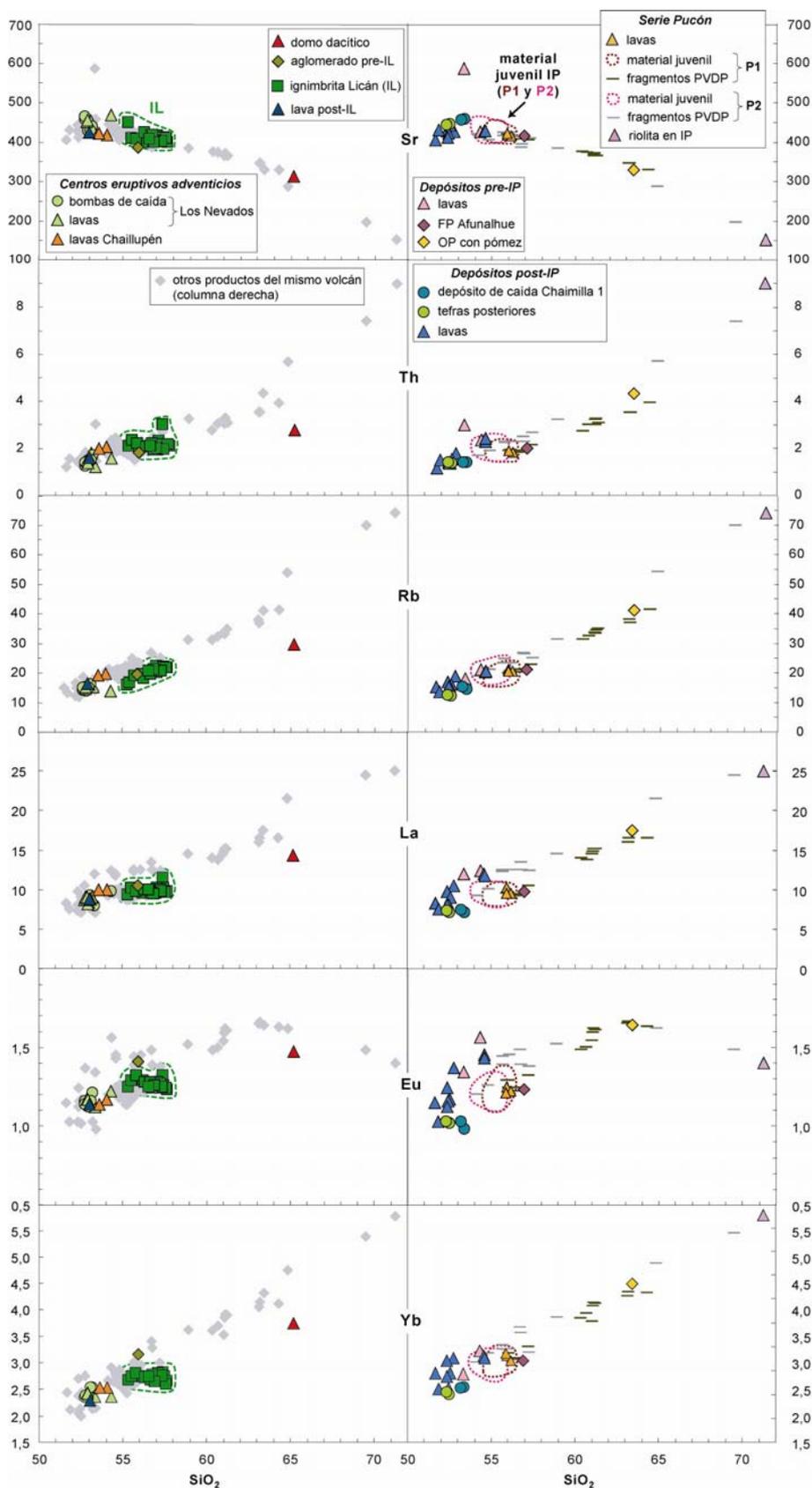


Figura 4.8: Contenidos de elementos LILE y tierras raras (en ppm) en función de SiO₂ (% peso) para el volcán Villarrica.

IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la IP; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.

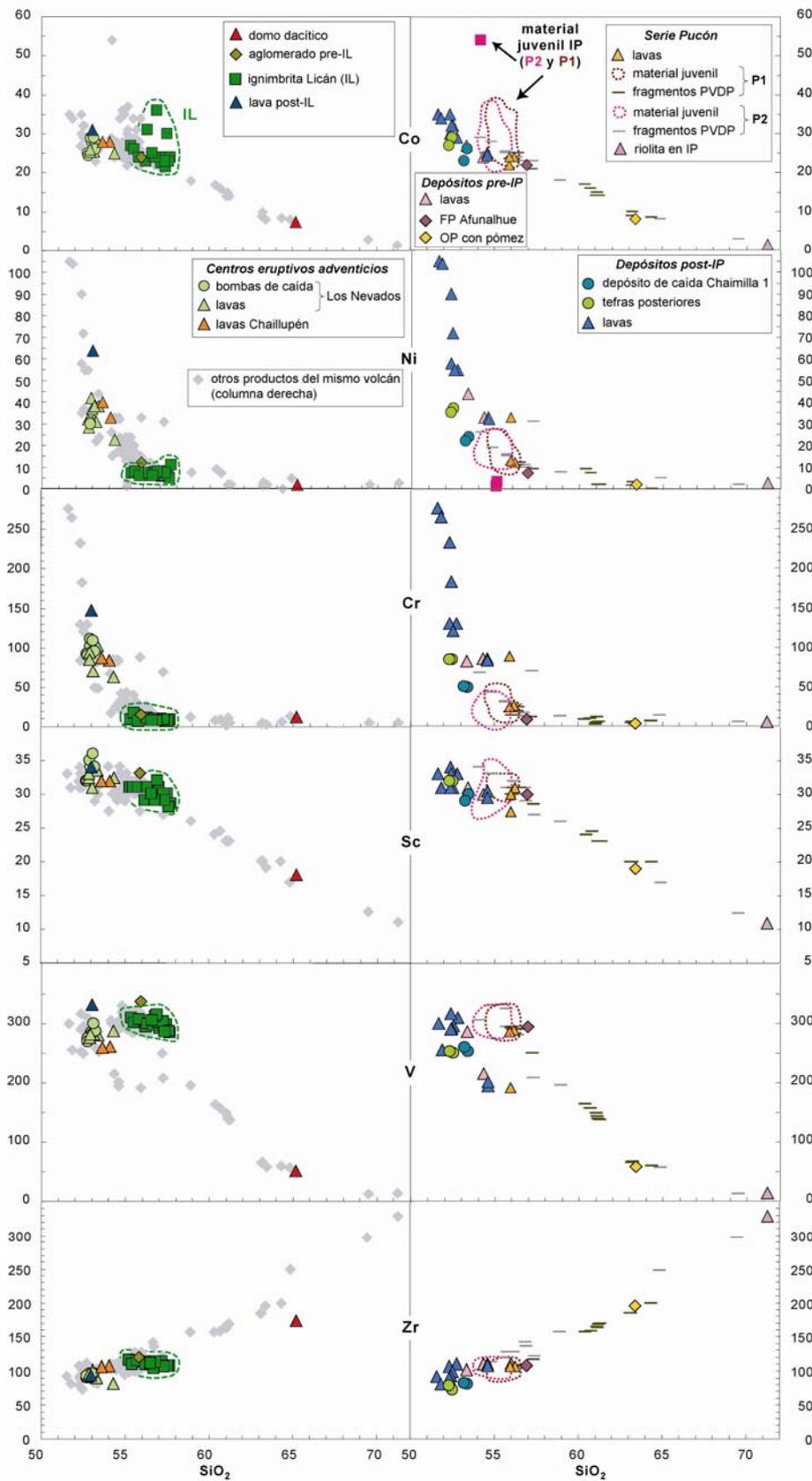


Figura 4.9: Contenidos de elementos de transición y de HFSE (en ppm) en función de SiO₂ (% peso) para el volcán Villarrica. IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la IP; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.

b) Razones de elementos incompatibles

En general, las razones de elementos incompatibles varían moderadamente. Las razones Ba/La y Ba/Nb son relativamente altas (21,8-31,7 y 67,7-114,8, respectivamente, con excepción de una muestra de la ignimbrita Licán que tiene un contenido de Ba relativamente alto). Por el otro lado, la razón La/Yb es baja (3,3-4,5; sólo una lava previa a la ignimbrita Pucón tiene 4,9). Ninguna de las razones mencionadas varía en función del grado de diferenciación de la roca. Zr/Nb y La/Nb tampoco muestran correlación con el contenido de sílice (Figura 4.10). Sr/Nd decrece en todo el rango composicional mientras que Zr/Sm se incrementa (Figura 4.11).

El aumento de Rb/Ba, K/Ba, Rb/La y K/La ha sido utilizado como evidencia de asimilación de rocas plutónicas y modelado por McMillan *et al.* (1989) en el volcán Mocho-Choshuenco, mientras que para el volcán Villarrica, Hickey-Vargas *et al.* (1989) argumentaron que las variaciones de estas razones pueden deberse al cambio e incremento de los coeficientes globales de distribución con el aumento de SiO₂. Con el fin de evitar esta disyuntiva, en la Figura 4.12 se han graficado las razones de materiales cuyo contenido de sílice está comprendido entre 52 y 60%, considerando que los coeficientes de distribución no varían significativamente en ese rango composicional. Durante el fraccionamiento de minerales anhidros, Rb y Zr son igualmente incompatibles. Si ocurre asimilación de rocas plutónicas, el Rb se concentrará en líquidos de bajo grado de fusión, debido a la desintegración de la biotita y la fusión eutéctica del feldespato alcalino, mientras que el Zr permanece en el circón que es refractario. De forma similar, el Ba es más móvil que el Nb. En la unidad superior de la ignimbrita Pucón y los fragmentos PVDP asociados se observa que algunas muestras presentan razones de Rb/Zr más altas que la unidad inferior (Figura 4.12).

c) Espectros multielementales y tierras raras

Patrones multielementales para el Villarrica, normalizados con respecto al manto primitivo, muestran un enriquecimiento en LILE (Rb, Ba, Th, K) y un marcado empobrecimiento en Nb (Figura 4.13). Anomalías positivas de Sr existen en rocas con SiO₂<59% mientras que en materiales de mayor grado de diferenciación la anomalía se hace negativa. Productos con SiO₂>63% presentan anomalías negativas en P, las que son más marcadas al aumentar el contenido de sílice. Anomalías negativas de Ti están presentes en todos los depósitos, siendo mayor en los materiales más silíceos. Todas estas características son típicas de rocas de arco.

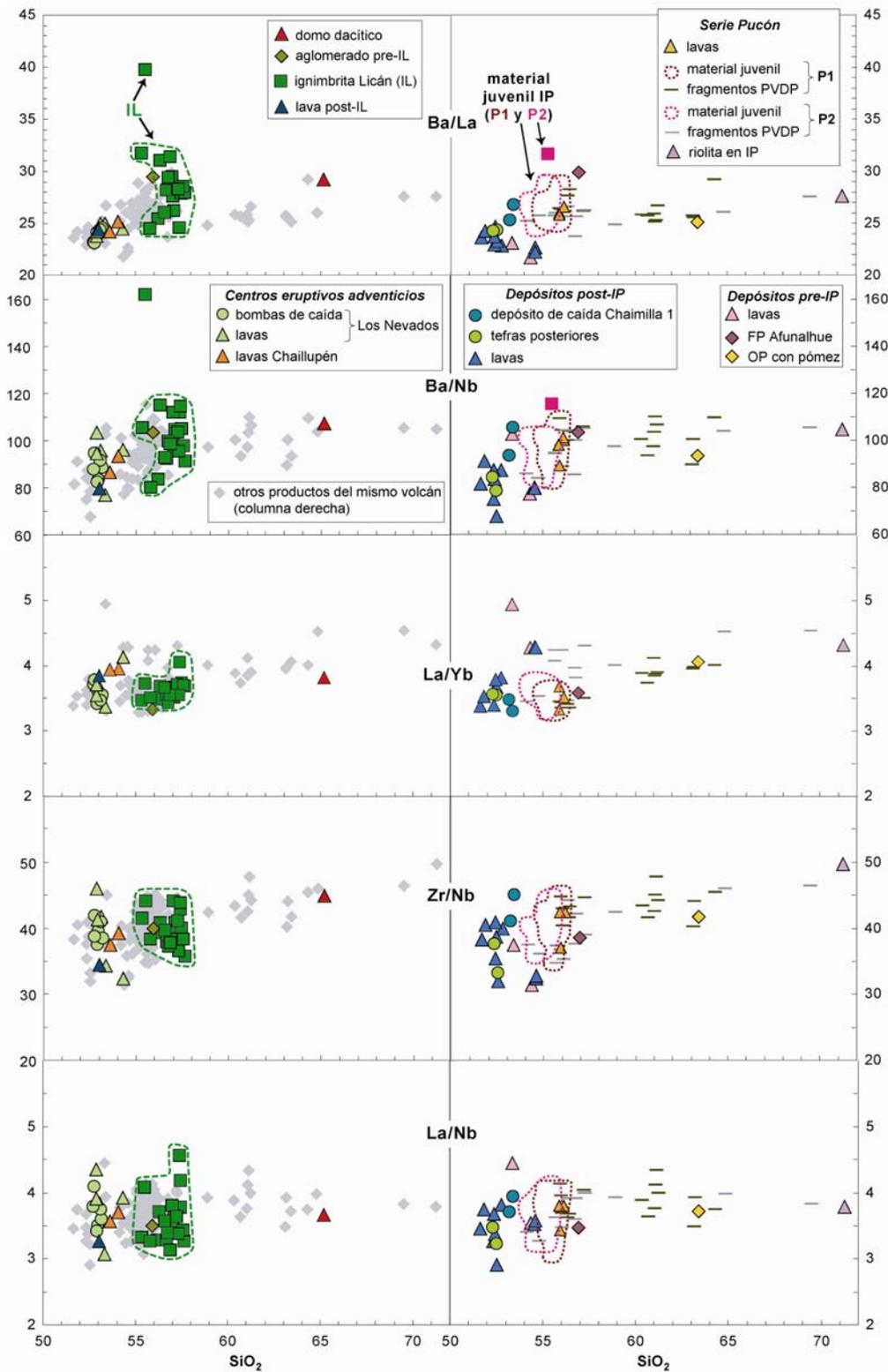


Figura 4.10: Razones de elementos trazas incompatibles *versus* SiO₂ (% peso) para el volcán Villarrica. IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la IP; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.

Figura 4.11: Razones de Sr/Nd y Zr/Sm en función de SiO₂ (% peso) para el volcán Villarrica. IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la IP; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.

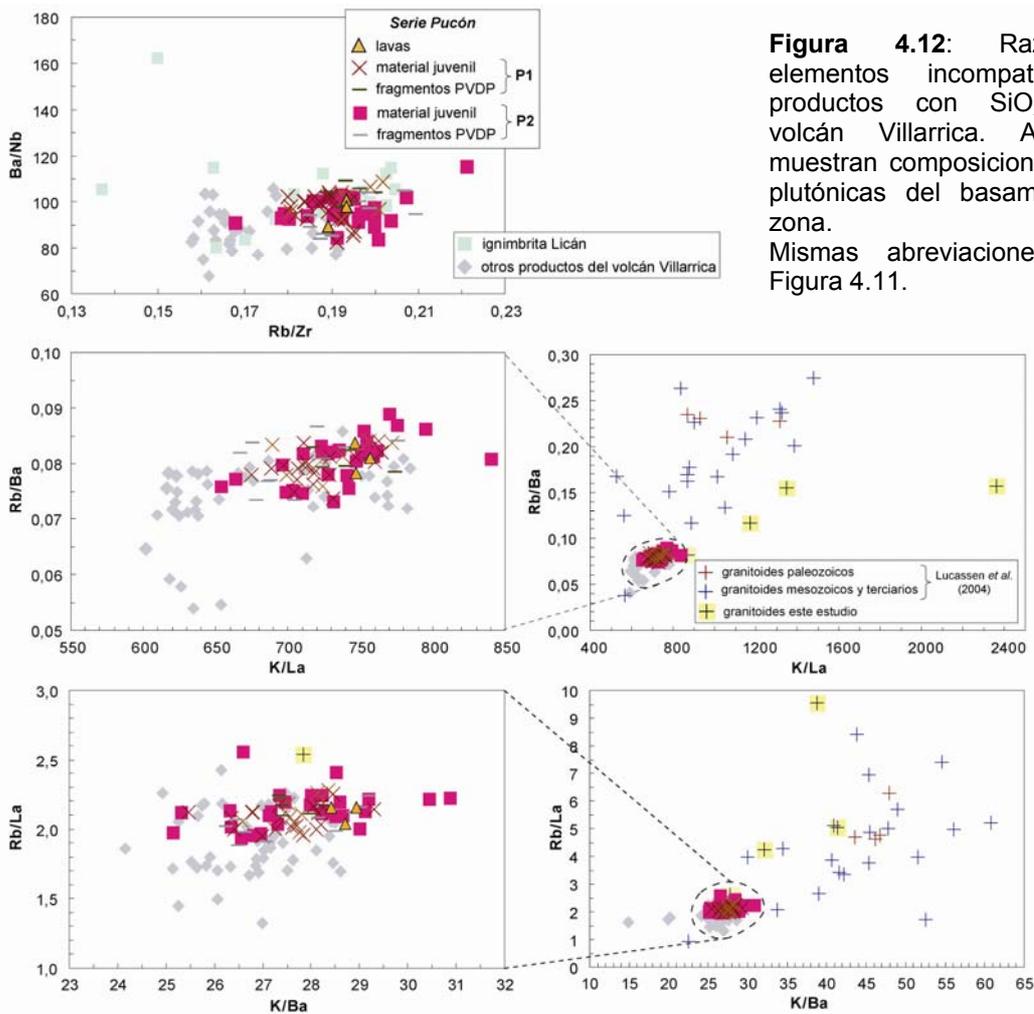
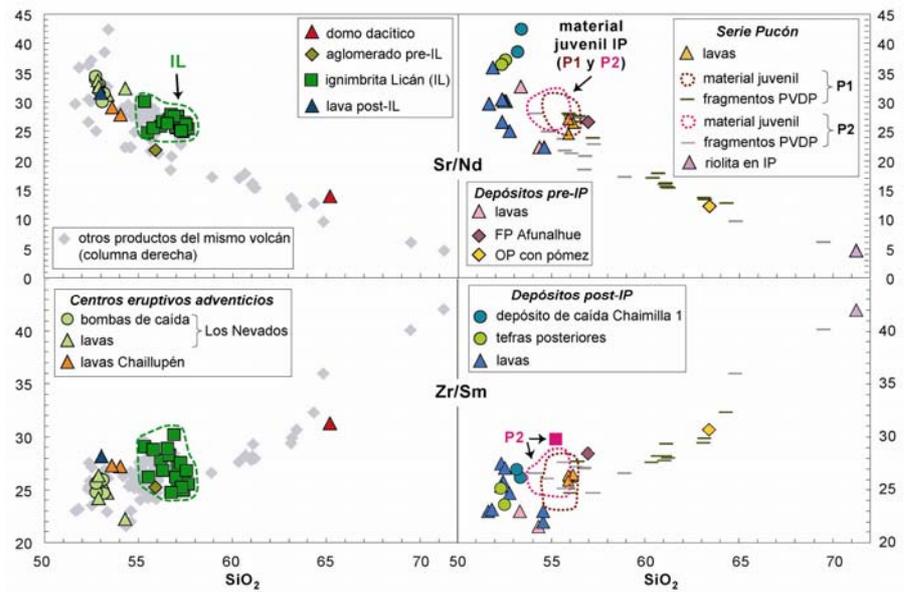


Figura 4.12: Razones de elementos incompatibles para productos con SiO₂<60% del volcán Villarrica. Además se muestran composiciones de rocas plutónicas del basamento de la zona. Mismas abreviaciones que en Figura 4.11.

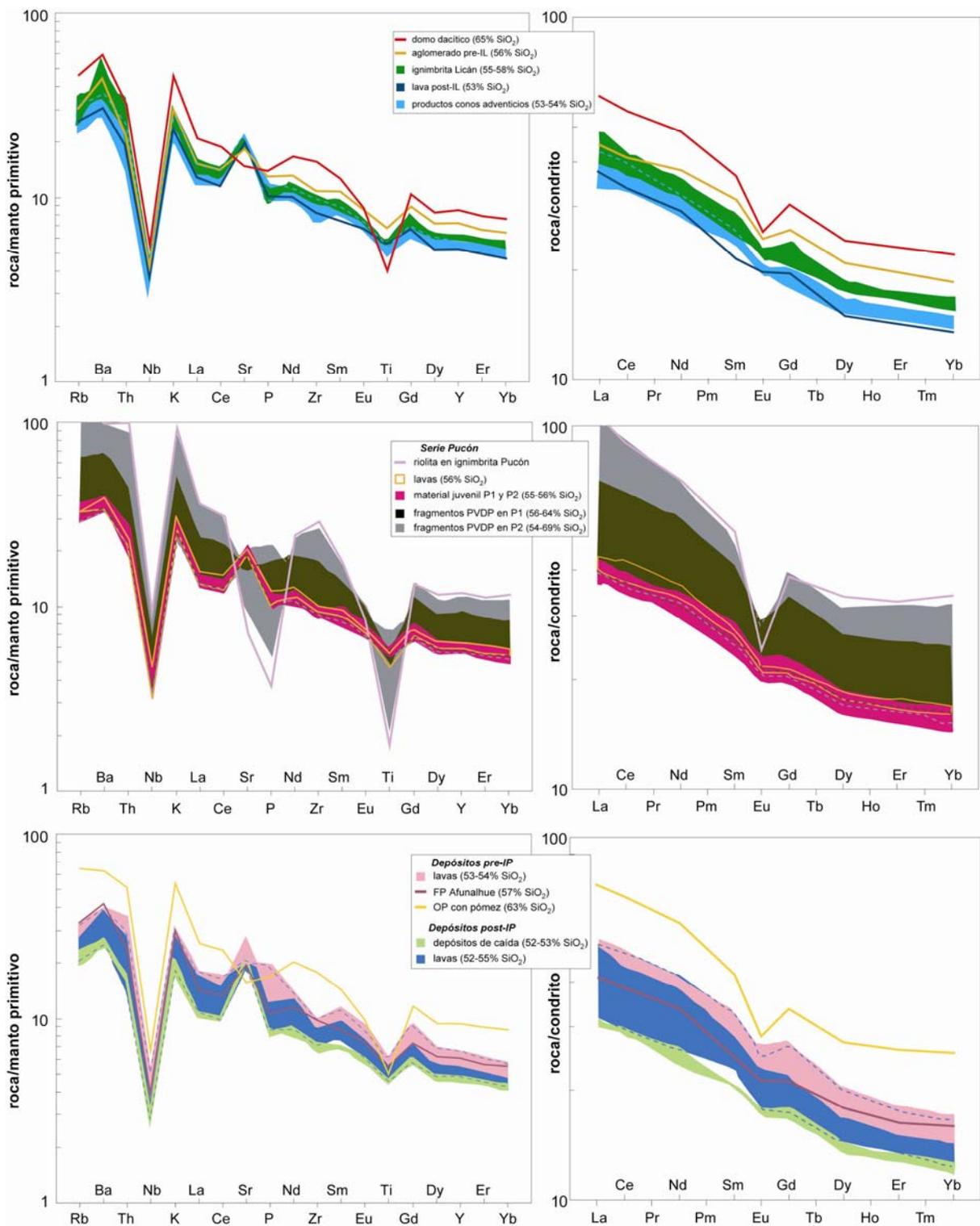


Figura 4.13: Diagramas multielementales (normalizados con respecto al manto primitivo de Sun y McDonough, 1989) y de tierras raras (normalizados con respecto al condrito C1 de Sun y McDonough, 1989) para el volcán Villarrica.

IL=ignimbrita Licán; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la ignimbrita Pucón; FP=flujo piroclástico; OP=oleada piroclástica; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.

En general, los espectros de tierras raras son subparalelos entre sí, con un enriquecimiento de tierras raras livianas (La a Sm) con respecto a pesadas (Gd a Lu) y siendo las muestras más diferenciadas las de mayor contenido de tierras raras (Figura 4.13). Las razones $(La/Yb)_N$ varían entre 2,36 y 3,25, con los valores máximos en las rocas más diferenciadas. Sólo el domo dacítico presenta una razón relativamente baja (2,74). Lavas anteriores a la ignimbrita Pucón presentan razones relativamente altas (3,07-3,54), a pesar de su carácter poco diferenciado (53-54% SiO_2). Otras características especiales se observan en el aglomerado (56% SiO_2) previo a la ignimbrita Licán ya que éste está relativamente enriquecido en tierras raras con respecto a la ignimbrita (55-58% SiO_2). En la ignimbrita Licán no se observa un aumento en el contenido de tierras raras con el incremento en sílice.

Prácticamente todos los depósitos presentan anomalías negativas de Eu, pero existe una gran dispersión de los datos hasta unos 57% de SiO_2 . A mayor contenido de sílice, $(Eu/Eu^*)_N$ disminuye (Figura 4.14).

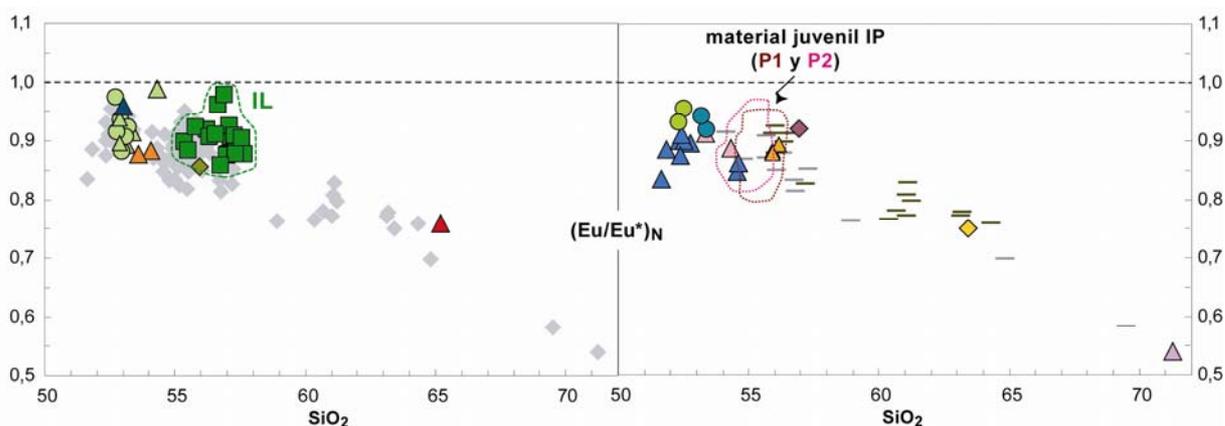


Figura 4.14: Anomalía de Eu *versus* sílice. Simbología y abreviaciones iguales que en Figura 4.11.

4.2.3 Isótopos

En la Tabla 4.2 se encuentran los resultados de los análisis isotópicos efectuados en el volcán Villarrica y fragmentos plutónicos del basamento. Es importante evaluar, en primer lugar, si nuestras rocas volcánicas y volcanoclásticas reflejan equilibrio a temperaturas magmáticas o si han sido afectadas por reacciones subsolidus. Esto se realiza gracias a los isótopos estables de O. En segundo lugar se presentarán los resultados isotópicos obtenidos en fragmentos plutónicos del basamento para luego concentrarnos en los datos de las rocas de origen volcánico.

Tabla 4.2: Razones isotópicas de Sr, Nd, O y H de muestras de la región del volcán Villarrica.

Unidad	Nº muestra	Tipo	SiO ₂ ^a (% en peso)	PPC (% en peso)	H ₂ O ^b _{RT/amph/bt} (% en peso)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (±5x10 ⁻⁶)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (±5x10 ⁻⁶)	δ ¹⁸ O _{RT} (‰ V-SMOW) (±0,15)	δ ¹⁸ O _{pl/m} (‰ V-SMOW) (±0,15)	δ ¹⁸ O _{cp/amph/bt} (‰ V-SMOW) (±0,15)	δD (‰ V-SMOW) (±5)		
Fragmentos plutónicos	VR57-4M	G	75,0	0,29	0,3 _{RT} 5,7 _{bt}	0,704121	0,512848	6,6	7,3 _m	1,74 _{bt}	-72 _{RT} -76 _{bt}		
	VR57-4g	G	74,6	0,45				5,0					
	VR45g	DI	59,1	0,58	1,0 _{RT}	0,703933	0,512864	5,5			-100 _{RT}		
	VR12d	T	58,2	0,34	0,8 _{RT} 2,0 _{amph}	0,703935	0,512883	3,1	6,1 _m	3,9 _{amph}	-98 _{RT} -95 _{amph}		
Domo (95±15ka)	G2A	DA	65,2	0,11	0,5 _{RT}			6,2			-84 _{RT}		
Aglomerado pre-IL	VR62-1	AB	55,9	-0,01		0,704020	0,512876	4,9					
Ignimbrita Licán (IL)	VR62A1	A	57,4	-0,12		0,704063	0,512866	5,2					
	VR5-3b	AB	57,0	-0,21		0,704077	0,512860	5,7					
	VR5-3a	AB	55,4	0,99		0,704075		6,5					
	VR5-2	AB	55,5	1,72				6,4					
	VR5-1	AB	56,2	1,10	0,9 _{RT}	0,704083	0,512865	5,9			-63 _{RT}		
	VR4	AB	55,8	1,59				6,1					
Lava post-IL	VR1	AB	53,0	-0,07	0,5 _{RT}	0,704033		5,9	6,3 _{pl}	5,7 _{cp}	-87 _{RT}		
Pre-IP	Lava	VR15A	AB	53,3	-0,16	0,5 _{RT}	0,703902	0,512861	5,0	5,9 _{pl}		-83 _{RT}	
	FP Afunalhue	VR80-1	AB	56,9	-0,01		0,704085	0,512861	4,9				
	OP con pómez	VR113-6P	DA	63,4	1,26				6,6				
Ignimbrita Pucón (IP)	P1	Bombas y lapilli escoriáceos	VR73G	AB	55,7	-0,12		0,704020	0,512880	6,0			
			VR73lb	AB	55,7	-0,39	0,3 _{RT}	0,704025	0,512877	6,0		-74 _{RT}	
			VR73KI	AB	55,9	0,16				5,8			
			VR73M	AB	55,4	-0,23				5,2			
			VR73P	AB	55,5	-0,34		0,704028	0,512870	6,0			
		Fragmentos PVDP	VR73lc	DA	63,1	-0,23	0,3 _{RT}			5,7		-69 _{RT}	
	CR1	AB	56,0	-0,46		0,704024	0,512874	6,0	6,0 _{pl}	5,5 _{cp}			
	P2	Bombas y lapilli escoriáceos	VR73Q2l	AB	54,8	1,51	1,2 _{RT}	0,704020	0,512873	5,9		-77 _{RT}	
			VR75E	AB	55,2	0,18				5,8			
			VR6-2	AB	55,1	-0,26	0,4 _{RT}	0,704021	0,512881	4,2		-83 _{RT}	
			VR12	AB	55,1	-0,36	0,3 _{RT}	0,704027	0,512874	4,9		5,0 _{cp}	-84 _{RT}
			VR75H	AB	55,0	1,22				6,3			
		Fragmentos PVDP	VR73Q2	A	58,9	-0,31				6,4			
		VR75ER	AB	55,7	0,11	0,6 _{RT}			5,4			-76 _{RT}	
VR75EP		A	57,3	-0,15				5,7					
Depósitos de cono principal (post-IP)	Chaimilla 1 (depósito de caída)	VR15H	AB	53,2	-0,15		0,704022	0,512882	5,9				
		Lavas	VR62E	AB	52,8	0,27	0,4 _{RT}	0,704012	0,512873	6,4	6,2 _{pl}	-74 _{RT}	
	CR2	AB	52,4	-0,29				6,0					
Centros adventicios Chaillupén	Lava	VR44	AB	53,6	-0,25		0,704031	0,512871	6,3	5,8 _{pl}	5,6 _{cp}		
Centros adventicios Los Nevados	Lava	VR13	AB	53,3	-0,22		0,704018	0,512873	6,3	6,1 _{pl}	5,6 _{cp}		

G=granito, DI=diorita, T=tonalita, DA=dacita, AB=andesita basáltica, A=andesita, IL=ignimbrita Licán, IP=ignimbrita Pucón, FP=flujo piroclástico, OP=oleada piroclástica, PVDP=poco vesicular con disyunción prismática, P1=unidad inferior de ignimbrita Pucón, P2=unidad superior de ignimbrita Pucón. Subíndices se refieren a roca total (RT) y distintas fases minerales, con excepción de "m" que corresponde a concentrados con cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico que están mezclados en la fracción de minerales blancos. Números entre paréntesis corresponden a 1σ.

^a Contenidos de SiO₂ recalculados a 100% en base anhidra, con todo el Fe expresado como Fe₂O₃.
^b Contenidos de H₂O medidos durante los análisis isotópicos de H y liberados a temperaturas >150°C.

Test de equilibrio de los isótopos de oxígeno en rocas de origen volcánico

En una roca volcánica joven y no alterada, los $\delta^{18}\text{O}$ de los fenocristales representan la distribución de los isótopos de O entre el fundido y los cristales en el momento de la cristalización. Sin embargo, reacciones subsolidus con fluidos externos tardíos pueden modificar los valores isotópicos, siendo los constituyentes más afectados la plagioclasa y el vidrio de la masa fundamental (Gregory y Criss, 1986). Si se considera que la pérdida por calcinación (PPC) es una aproximación al contenido de agua de la muestra, la hidratación a baja temperatura (<400°C) se traduciría en una correlación positiva entre $\delta^{18}\text{O}$ y PPC. Sin embargo, la PPC puede ser modificada por la oxidación del Fe durante los análisis de roca total (e.g., Lechler y Desilets, 1987). La relación directa entre la PPC y el contenido de agua determinado durante los análisis isotópicos de H evidencia que la oxidación del Fe no parece ser importante y que los volátiles corresponden principalmente a agua (Figura 4.15a). Amplios rangos de $\delta^{18}\text{O}$ para distintas PPC en las muestras de la región del volcán Villarrica (Figura 4.15b) sugieren que la hidratación a baja temperatura es un proceso insignificante.

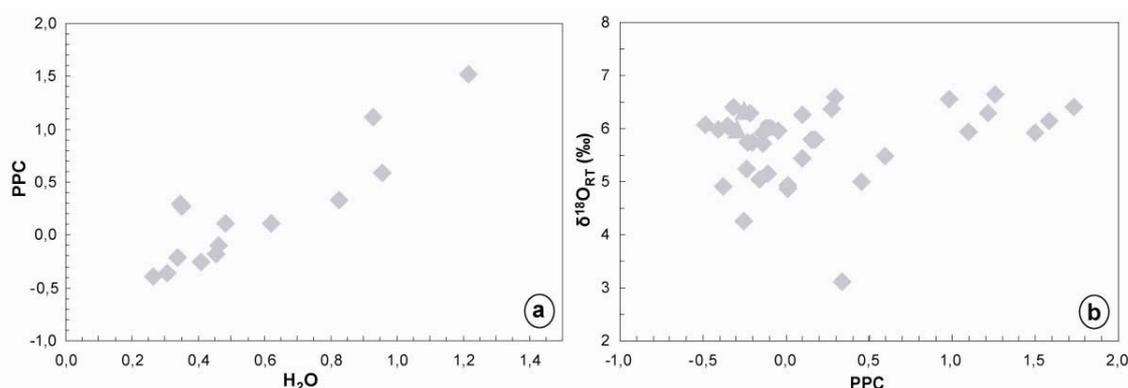


Figura 4.15: a) Pérdida por calcinación (PPC) *versus* contenido de H₂O (ambos en porcentaje en peso) y b) $\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}$ en función de PPC.

Otra prueba de equilibrio isotópico de O son los llamados “diagramas δ - δ ” (Gregory y Criss, 1986). Cuatro parejas de plagioclasa y clinopiroxeno, provenientes de la lava posterior a la ignimbrita Licán, un fragmento poco vesicular con disyunción prismática de la unidad inferior de la ignimbrita Pucón, coladas de lava de los conos Chaillupén y Los Nevados, han sido analizadas. En el primer depósito se determinaron centros de plagioclasa composicionalmente distintos (An₋₈₀ y An₆₅) mientras que en los otros los núcleos son bastante homogéneos (An₋₈₀). Por lo tanto, las ecuaciones de fraccionamiento de plagioclasa-dióxido son (Chiba *et al.*, 1989):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{An80}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{di}} = 0,97 \cdot 10^6 T^{-2}$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{An65}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{di}} = 1,13 \cdot 10^6 T^{-2}$$

De esta manera se pueden calcular rectas de temperatura para distintas composiciones isotópicas. Las parejas minerales muestran equilibrios a temperaturas magmáticas (>900°C), por lo que se puede considerar que los $\delta^{18}\text{O}$ de rocas totales reflejarían también las características magmáticas originales. Sin embargo, la temperatura obtenida en la lava de los conos de Chaillupén es demasiado alta (>1300°C) (Figura 4.16).

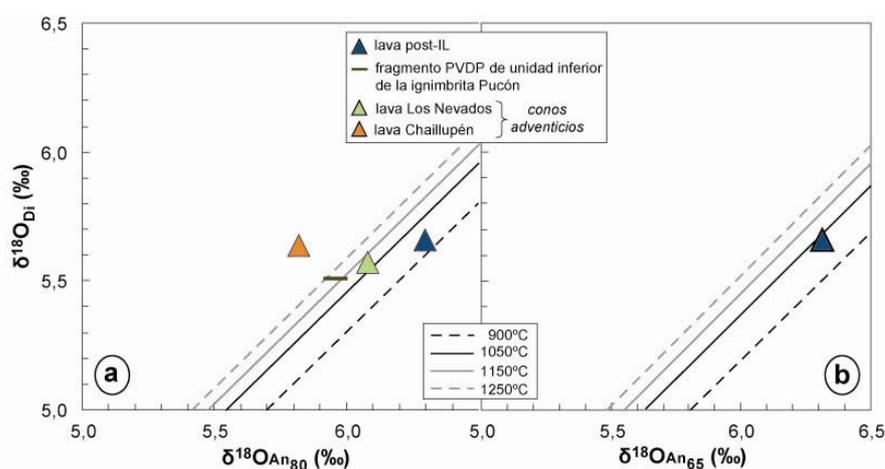


Figura 4.16: Diagramas δ - δ para las parejas clinopiroxeno-plagioclasa del volcán Villarrica a) Plagioclasa con composición An_{80} , b) plagioclasa con composición An_{65} . IL=ignimbrita Licán; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.

Aunque el fraccionamiento isotópico sea bajo a muy altas temperaturas, la plagioclasa tiende a concentrar más $\delta^{18}\text{O}$ que el clinopiroxeno porque intercambia los isótopos de forma más rápida. Esto se debe, principalmente, al tipo de enlace en la estructura cristalina de diferentes minerales (Garlick, 1966). Anderson *et al.* (1971) determinaron un coeficiente de fraccionamiento de unos 0,7‰ entre plagioclasa y clinopiroxeno a 1000°C, siendo el $\delta^{18}\text{O}$ de la plagioclasa en general cercano al valor de la roca total en rocas de composición basáltica y andesítica. Esto es cierto para las lavas posteriores a las ignimbritas Licán y Pucón, la lava proveniente de Los Nevados y el fragmento poco vesicular con disyunción prismática de la unidad inferior de la ignimbrita Pucón, evidenciando equilibrio a temperaturas magmáticas (Figura 4.17). Sin embargo, la plagioclasa de la lava Chaillupén tiene un valor isotópico cercano al del clinopiroxeno y bajo con respecto a la roca total, lo que sugiere que ha sufrido algún tipo de re-equilibrio y explica la alta temperatura indicada anteriormente. La lava previa a la ignimbrita Pucón tiene una razón isotópica de O en roca total baja (5‰), mientras que la de la plagioclasa es similar a otras, indicando que la masa fundamental ha sido afectada por re-equilibrio. El clinopiroxeno y roca total de la muestra de la unidad superior de la ignimbrita Pucón también tienen $\delta^{18}\text{O}$ bajos (Figura 4.17).

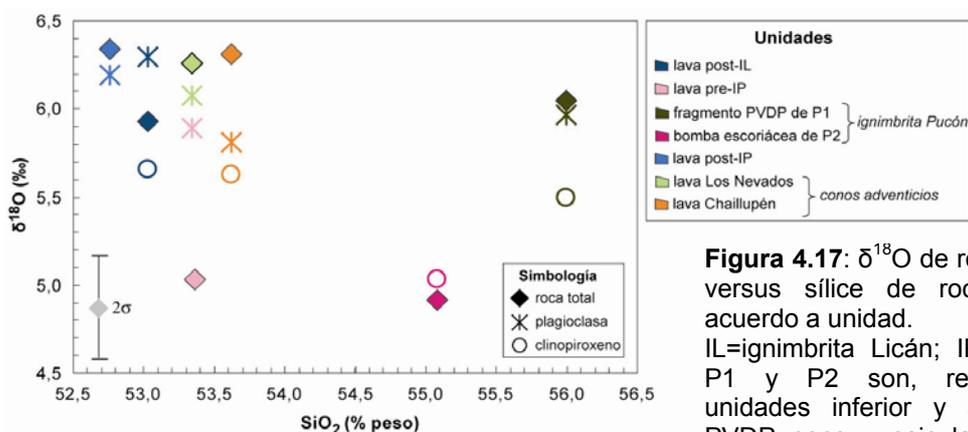


Figura 4.17: $\delta^{18}\text{O}$ de roca total y minerales versus sílice de roca total. Color de acuerdo a unidad. IL=ignimbrita Licán; IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la IP; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.

Fragmentos plutónicos del basamento

Tres tipos litológicos de fragmentos plutónicos han sido analizados isotópicamente: granito (VR57-4M y VR57-4g) y tonalita (VR12d), que ocurren como clastos sueltos en la unidad superior de la ignimbrita Pucón, y una diorita (VR45g), recogida de un depósito morrénico del volcán Villarrica (Tabla 4.2).

Desde el punto de vista radiogénico, el granito está más enriquecido en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,704121) que los fragmentos menos diferenciados (0,703933-0,703934). En cuanto al Nd, la razón aumenta desde el granito ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512848$) hasta la tonalita ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512883$).

Con respecto a los isótopos estables, las razones $\delta^{18}\text{O}$ en roca total son altamente variables y se extienden entre 5,0‰ y 6,6‰ para el granito, 5,5‰ para la diorita y 3,1‰ para la tonalita. Separados de anfíbol (VR12d) y de biotita (VR57-4M) dan $\delta^{18}\text{O}$ muy bajos (3,9‰ y 1,7‰, respectivamente) (parte inferior de los diagramas de la Figura 4.18). Análisis realizados en fracciones minerales que contienen cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico mezclados resultaron en valores relativamente altos: 7,3‰ en el granito (VR57-4M) y 6,1‰ en tonalita. El granito está relativamente enriquecido en isótopos de H (-72‰), mientras que la tonalita y la diorita están empobrecidas (-98 a -100‰), tendencia reflejada en los minerales hidratados que contienen ($\delta\text{D}_{\text{bt}}=-76‰$ en granito versus $\delta\text{D}_{\text{amph}}=-95‰$ en tonalita) (Tabla 4.2).

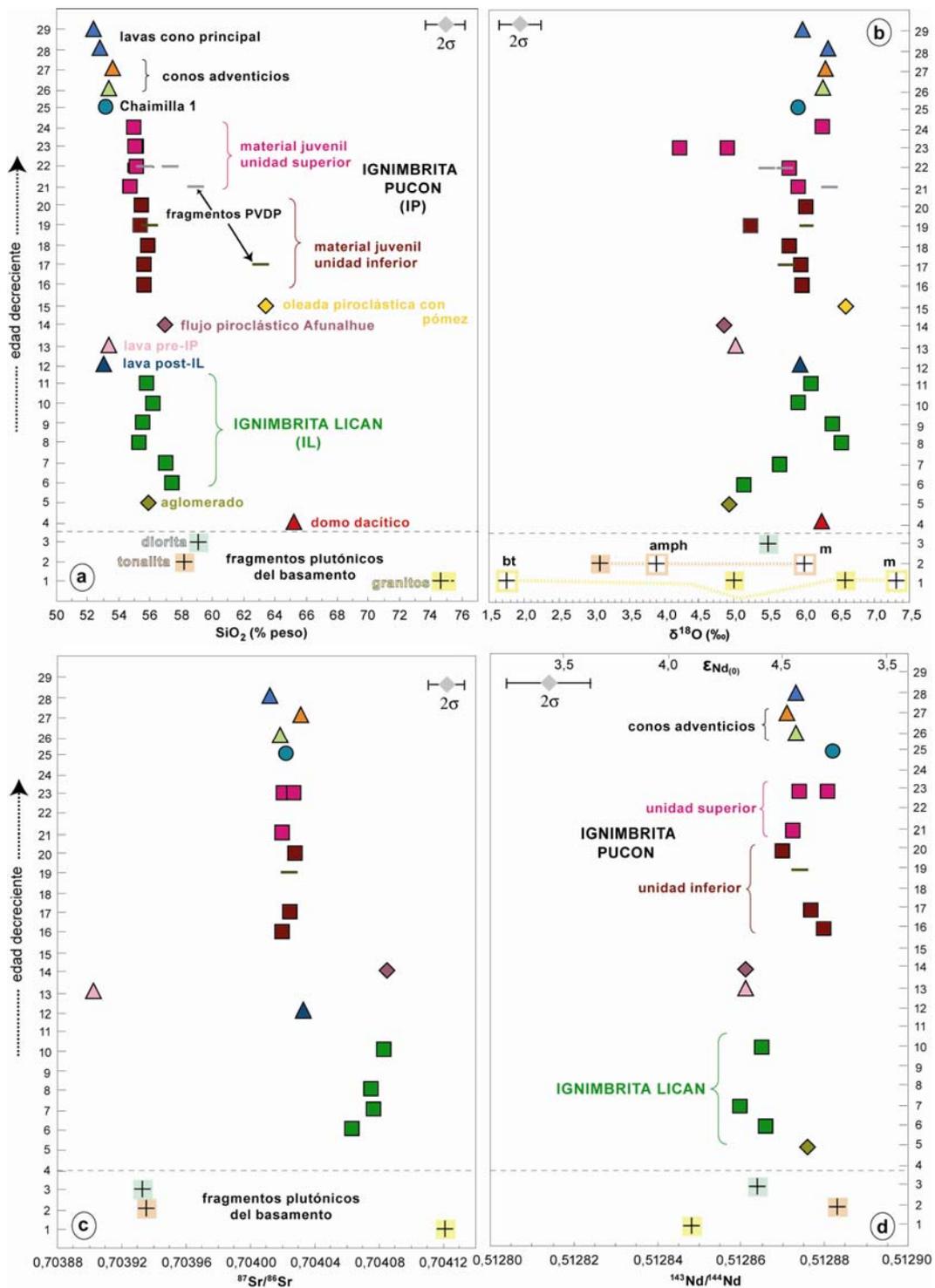


Figura 4.18: $\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}$ (b), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (c) y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (d) en función de la estratigrafía del volcán Villarrica. Para comparación se muestra el contenido de SiO_2 de la roca total en a). Simbología de a) válida para todos los diagramas. Resultados de fragmentos plutónicos se encuentran en la base de cada esquema. En b) se muestran también resultados isotópicos de O en biotita, anfíbol y mezcla de minerales blancos ($m=\text{qtz}+\text{pl}+\text{kfs}$); roca total y concentrados minerales de la misma muestra unidos por línea punteada. PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.

Rocas piroclásticas y lavas

Nuestros análisis isotópicos de Nd arrojaron resultados bastante homogéneos ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0,512848 – 0,512883); sin embargo, el depósito de Licán, la lava y flujo piroclástico previos a la ignimbrita Pucón tienden a menores razones isotópicas que el resto de las unidades (Figura 4.18d). Los resultados isotópicos de Sr son un poco más variables ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,704012-0,704085), presentando la ignimbrita Licán y el flujo Afunalhue los enriquecimientos máximos (Figura 4.18c). Una razón de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ anormalmente baja (0,703902) se midió en lava VR15A (previa a la ignimbrita Pucón), que tiene un contenido de Sr anormalmente alto (587 ppm; Figura 4.8).

Los $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en roca total cubren un amplio espectro (4,2-6,6‰ VSMOW), pero la mayoría se concentra en el rango de 5,5-6,6‰. Las de $\delta^{18}\text{O} < 5,5\text{‰}$ corresponden al aglomerado previo a la ignimbrita Licán, caída inicial de la misma ignimbrita, la lava VR15A, el flujo Afunalhue y algunas muestras juveniles de la ignimbrita Pucón (Figura 4.18b). Con respecto a los isótopos de H, los valores medidos se sitúan entre -63 y -87‰ (Tabla 4.2).

Correlaciones isotópicas y variaciones en función del grado de diferenciación

A pesar del rango restringido de los datos isotópicos radiogénicos, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ están negativamente correlacionados (Figura 4.19). Las razones isotópicas de Sr se mantienen constantes hasta unos 55% SiO_2 (~0,70402), mientras que a mayor grado de diferenciación, se agrega una segunda población levemente más enriquecida en Sr radiogénico (~0,70408), formada por la ignimbrita Licán y el flujo Afunalhue. Los mayores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ están también asociados a enriquecimientos en Na, Zr y Ba. La tendencia inversa, pero menos marcada por el traslape de los errores, se observa entre $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y el contenido de sílice (Figura 4.19).

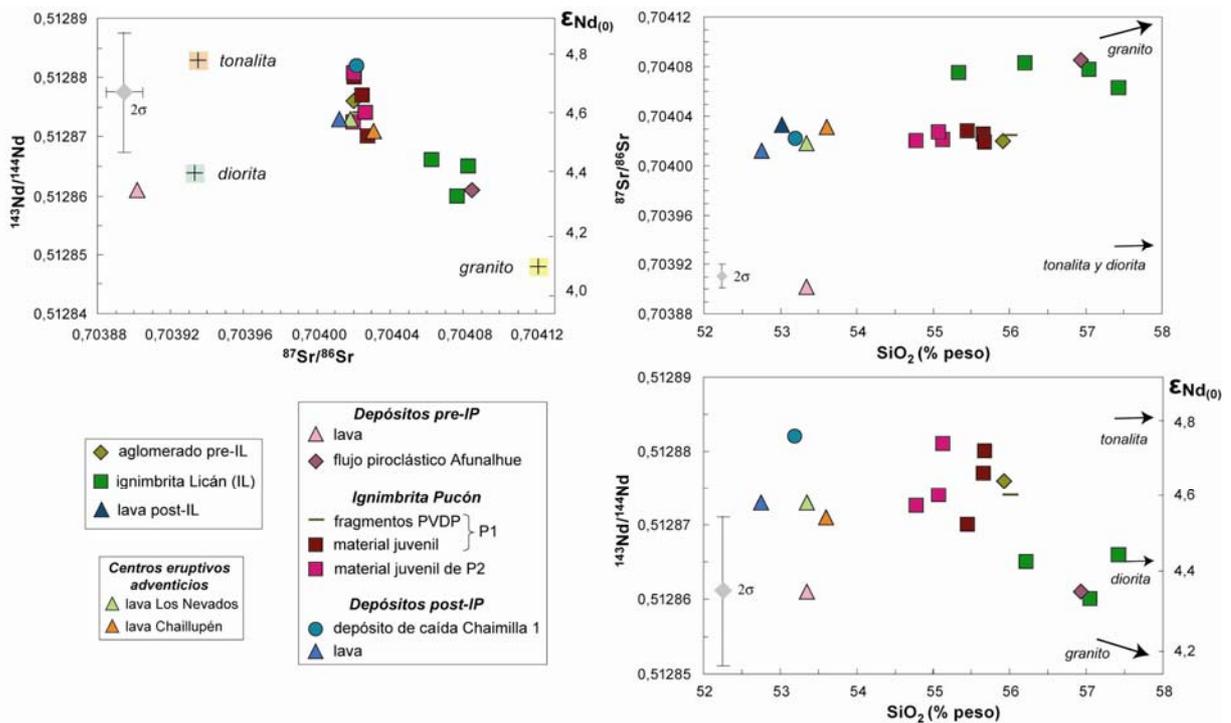


Figura 4.19: Diagramas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - SiO_2 para el volcán Villarrica y fragmentos plutónicos del basamento. IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la IP; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.

En general, no existe correlación entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}$ y el grado de diferenciación en el volcán. La mayor variabilidad isotópica se produce entre los 53 y 57% SiO_2 , alcanzándose el mínimo de 4,2‰ en la unidad superior de la ignimbrita Pucón. Sin embargo, en el depósito de Licán se observa una disminución de $\delta^{18}\text{O}$ con el aumento del contenido de sílice, K_2O , Rb y Li (Figura 4.20). Por el otro lado, en los fragmentos PVDP de la unidad superior de la ignimbrita Pucón, el enriquecimiento en sílice está ligado a un aumento en $\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}$ (desde 55,7% SiO_2 y 5,4‰ hasta 58,9% SiO_2 y 6,4‰) mientras que los $\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}$ de los fragmentos PVDP de P1 permanecen prácticamente constantes, considerando el error analítico de 0,3‰ (2σ) (entre 56,0% SiO_2 y 6,0‰ hasta 63,1% SiO_2 y 5,7‰). No existe correlación clara entre las pequeñas variaciones mencionadas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y el alto rango de $\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}}$. La mayoría de las muestras tienen $\delta^{18}\text{O}_{\text{RT}} > 5,5\text{‰}$, mientras que algunas presentan razones inferiores (Figura 4.20).

Las lavas analizadas por isótopos de H presentan, en general, bajos contenidos de agua ($\leq 0,6\%$ peso), mientras que el rango en las ignimbritas es más amplio (0,3-1,2%). δD aumenta levemente con el contenido de H_2O y $\delta^{18}\text{O}$ en la unidad superior de la ignimbrita Pucón (Figura 4.21).

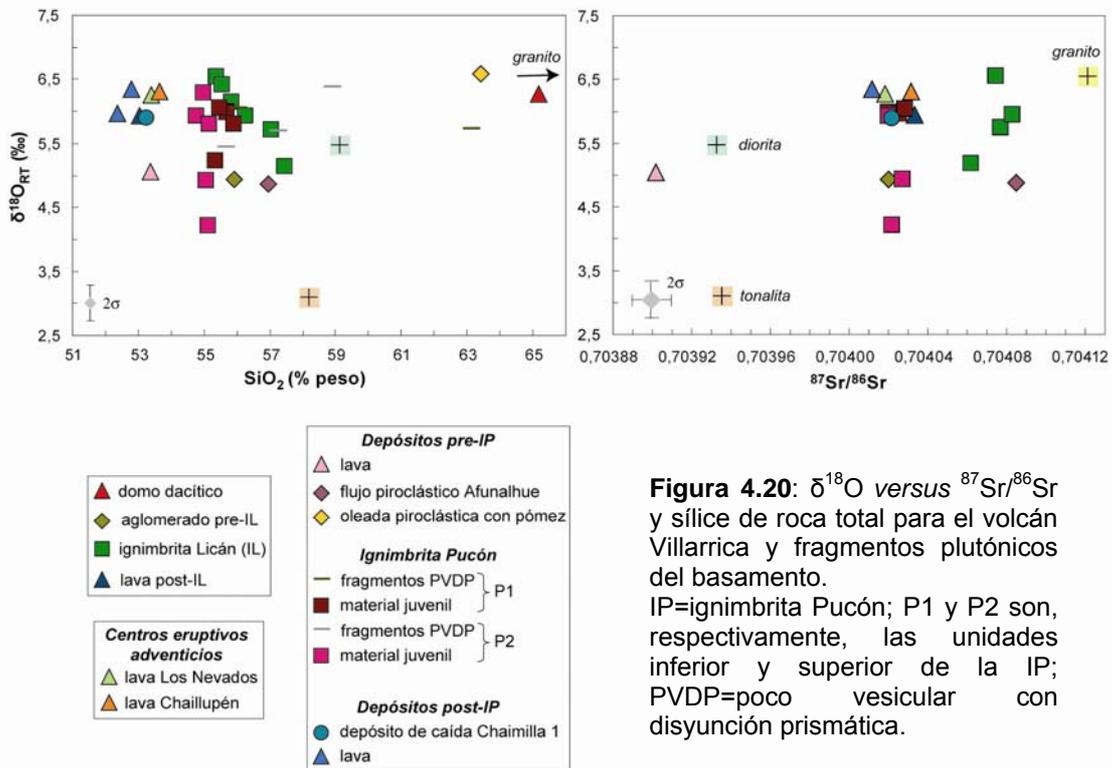


Figura 4.20: $\delta^{18}\text{O}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y sílice de roca total para el volcán Villarrica y fragmentos plutónicos del basamento. IP=ignimbrita Pucón; P1 y P2 son, respectivamente, las unidades inferior y superior de la IP; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.

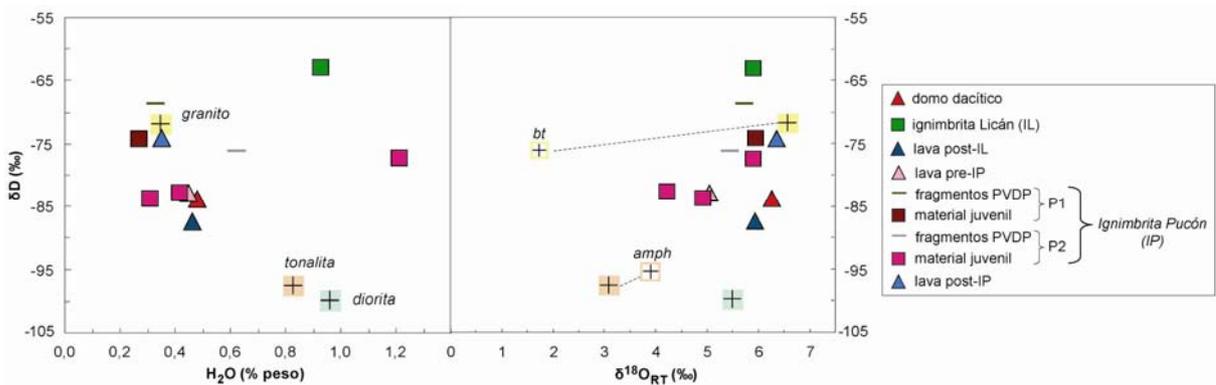


Figura 4.21: δD en función del contenido de agua y $\delta^{18}\text{O}$ para el volcán Villarrica y fragmentos plutónicos del basamento. Minerales analizados en los clastos intrusivos unidos por línea segmentada con la roca total de la que provienen. Mismas abreviaciones que en Figura 4.20.

4.2.4 Interpretación

Los datos geoquímicos permiten discutir el rol de los procesos de cristalización fraccionada, asimilación de rocas plutónicas y la importancia de los fluidos. Sin embargo, antes de entrar en detalle hay que estar seguro de considerar sólo composiciones magmáticas y no tener características modificadas debido a problemas de acumulación de cristales. Existe una muestra (VR15A; 53,3% SiO_2) con una razón de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ baja (Figura 4.18c), completamente fuera del rango de otras rocas analizadas de origen volcánico, y un contenido de Sr

anormalmente alto (587 ppm) (Figura 4.8). Además, esta roca tiene una razón $(La/Yb)_N$ más elevada (3,54) que todas las demás de composición similar (2,37-3,07). Una acumulación de plagioclasa produciría un aumento del contenido de Sr, una baja de la razón isotópica de Sr (la plagioclasa no contiene mucho Rb) y una mayor $(La/Yb)_N$ (la plagioclasa tiene más afinidad por tierras raras livianas que pesadas), es decir, las características observadas. Por lo tanto, esta muestra es eliminada de la discusión que sigue.

a) Cristalización fraccionada

Generalidades. Bajos contenidos de MgO (<7%), Cr (<300 ppm) y Ni (<60 ppm) indican que las rocas más básicas (lavas y piroclastos de caída previos y posteriores a los eventos ignimbríticos) no son primarias, sino que han sufrido un importante fraccionamiento de fases ferromagnesianas (e.g., Green, 1980) (figuras 4.3 y 4.9). Razones de La/Yb relativamente homogéneas en las rocas menos diferenciadas indican fuentes comunes, y la ausencia de correlaciones entre razones de elementos tales como Zr/Nb, Ba/Nb, Ba/La y el contenido de sílice argumentan a favor de una evolución por cristalización fraccionada sin contaminación importante (Figura 4.10). La disminución drástica de los contenidos de MgO y Ni en los estadios tempranos de diferenciación es consistente con el fraccionamiento de olivino, mientras que la del Cr sugiere segregación de cromita y/o clinopiroxeno (figuras 4.3 y 4.9). El fraccionamiento de clinopiroxeno en todo el rango composicional es evidenciado por la disminución de CaO/Al_2O_3 , Sc y Co y el incremento de FeO^*/Mg (figuras 4.5 y 4.9). El decrecimiento de TiO_2 , $Fe_2O_3^*$ y V a partir de 56% SiO_2 sugiere la separación de óxidos de Fe-Ti (figuras 4.3 y 4.9). La segregación de plagioclasa es indicada por la reducción de Al_2O_3 y Na_2O/K_2O en todo el rango composicional (figuras 4.4 y 4.5). Sr y $(Eu/Eu^*)_N$, índices del fraccionamiento del mismo mineral, sólo disminuyen a $SiO_2 > 57\%$ (figuras 4.8 y 4.14). Esto se podría deber a que ambos elementos tienen mayor compatibilidad con plagioclasa más sódica (e.g., Davidson *et al.*, 1988) o a que el fraccionamiento de plagioclasa se hace más efectivo a mayor grado de diferenciación, dado el limitado contraste de densidad entre este mineral y magmas relativamente básicos. Las características del vidrio de la ignimbrita Pucón y depósitos asociados (comportamiento compatible de CaO y Mg, incompatible de K_2O , cambios de pendientes en FeO^* y TiO_2 (Figura 4.7) también indican control por cristalización fraccionada.

Con respecto a los depósitos relacionados a la ignimbrita Pucón (previos, posteriores y de la misma ignimbrita) se observa que mientras más diferenciadas son las rocas, más antiguas son (Figura 4.18a). Esto sería consistente con una cámara magmática estratificada donde aumenta el contenido de sílice hacia el techo y hablaría en favor del fraccionamiento convectivo.

Las lavas emitidas luego de las erupciones Licán y Pucón son más básicas que sus respectivas ignimbritas (Figura 4.18a). Esto podría indicar que en ambos casos se evacuó un layer completo y homogéneo de las respectivas cámaras durante las erupciones de las ignimbritas o que las cámaras fueron, posteriormente, recargadas con magma más básico.

Ignimbrita Licán. La disminución de los contenidos de MgO y CaO y el aumento de K₂O en el vidrio de la ignimbrita podrían indicar la ocurrencia del fenómeno de cristalización fraccionada. Sin embargo, la ausencia de correlación entre el grado de cristalinidad de la masa fundamental y el grado de diferenciación del vidrio argumentan en contra de la importancia del proceso de cristalización fraccionada (ver b) Mezcla de magmas).

Ignimbrita Pucón. A pesar del estrecho rango composicional de la ignimbrita (54-56% SiO₂), Al₂O₃, MgO, CaO, Co y Ni disminuyen y Na₂O y Rb aumentan, indicando la importancia de la cristalización fraccionada (figuras 4.3, 4.4, 4.8 y 4.9). Aunque dentro del error analítico, las diferencias composicionales entre las unidades inferior y superior de la ignimbrita Pucón permiten deducir que se vació una cámara magmática levemente zonada.

Las tendencias de las series definidas por los fragmentos PVDP en los diagramas de variación también son indicios del mismo proceso. El comportamiento compatible de P₂O₅ a partir de 57% SiO₂ en los fragmentos de P2 sugiere el fraccionamiento de apatito, el cual no ocurre en P1. Esto, junto con el enriquecimiento de los fragmentos de la unidad superior en K₂O, Th, Rb, Ba, Zr, Nb y tierras raras con respecto a los de la inferior indica que cada grupo forma una serie de evolución magmática distintiva.

b) Mezcla de magmas

Ignimbrita Licán. La constancia de la mayoría de los óxidos y elementos trazas en roca total, a pesar de la diferencia de 3% en SiO₂, no es compatible con una evolución por cristalización fraccionada del magma que originó la ignimbrita (figuras 4.3-4.5; 4.8 y 4.9). Además, durante el mismo proceso, masas fundamentales de mayor grado de cristalinidad deberían contener el vidrio más diferenciado. Esto no es el caso de la ignimbrita (Figura 4.6). El estudio mineralógico ha demostrado que el depósito Licán corresponde a un híbrido entre un magma básico y un magma ácido y las heterogeneidades del vidrio también podrían ser consecuencia de la mezcla, es decir, evidenciar la emulsión o “mingling” entre líquidos distintos. Sin embargo, no se puede descartar el rol de la asimilación cortical como responsable de las características geoquímicas del vidrio de esta unidad (ver más abajo).

Ignimbrita Pucón. En oposición a la ignimbrita Licán, las diferencias composicionales entre la roca total y el vidrio son menores en la ignimbrita Pucón y hay menos dispersión entre las composiciones de los vidrios en una misma muestra. Esto, en concordancia también con el estudio mineralógico (Capítulo 3), indica que no hay emulsión o “mingling” significativo en la ignimbrita Pucón. La bimodalidad de la composición de los vidrios en la unidad superior de la ignimbrita Pucón podría deberse a la contaminación por granitoides (ver c) Asimilación de granitoides).

c) Asimilación de rocas plutónicas

Generalidades. A pesar de que la variación de los elementos mayores y trazas indica, principalmente, una diferenciación por cristalización fraccionada en la mayoría de los depósitos, el gran rango de valores $\delta^{18}\text{O}$ y la leve variación de razones isotópicas radiogénicas no puede ligarse a tal proceso. La cristalización fraccionada en sistema cerrado produce un enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ de unos 0,4‰ por cada 10% de SiO_2 (Hoefs, 1997) y no genera variaciones en razones de isótopos radiogénicos. Considerando un promedio de $6,2 \pm 0,7\text{‰}$ de $\delta^{18}\text{O}$ en líquidos basálticos derivados del manto en zonas de subducción (Harmon y Hoefs, 1995), no se pueden explicar los valores isotópicos menores a 5,5‰ determinados en algunos depósitos del volcán Villarrica. Cabe señalar que depósitos con evidencia óptica de contaminación (unidad superior de la ignimbrita Pucón) y aquellos que carecen de ella (lavas, depósito Chaillupén y unidad inferior de la ignimbrita Pucón) pueden tener similares características isotópicas de Sr y Nd (Figura 4.19). Esto puede significar que todos han sufrido el mismo proceso de contaminación, pero sólo es visible en algunos, o que los sistemas isotópicos radiogénicos utilizados no proporcionan el contraste necesario para detectarlo. De hecho, los sistemas isotópicos empleados no son buenos trazadores de la contaminación dada la superposición parcial con los productos volcánicos.

El rango de isótopos de O determinados en xenolitos plutónicos de corteza superior se traslapa con el de los materiales volcánicos. Las razones de los fragmentos varían entre 3,1‰ para tonalita y 5,0-6,6‰ en granito, lo cual también es bajo y, a la vez, muy variable. Las razones de los minerales hidratados contenidas en las rocas anteriores - 3,9‰ en anfíbol (tonalita) y 1,7‰ en biotita (granito) - reflejan la anomalía baja en las rocas totales, pero evidencian que el anfíbol tiende a concentrar más $\delta^{18}\text{O}$ que la biotita (e.g., Taylor, 1967). El conjunto de datos plutónicos sugiere que las rocas habrían sufrido equilibración isotópica subsolidus por interacción variable con fluidos hidrotermales.

Las mezclas de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico analizadas en rocas plutónicas tienen valores de $\delta^{18}\text{O}$ relativamente altos (6,3-7,1‰), de acuerdo a su preferencia por el isótopo pesado de O. El estudio petrográfico (Capítulo 3) mostró que las inclusiones plutónicas en las bombas escoriáceas corresponden, principalmente, a esas fases minerales. Por lo tanto, si nuestros análisis de roca total estuvieran contaminados por tales xenolitos (aunque las muestras hayan sido limpiadas antes de ser molidas), éstos producirían un aumento del valor isotópico y no una disminución.

En consecuencia, las razones de $\delta^{18}\text{O} < 5,5\%$ medidas en algunos niveles volcanoclásticos podrían deberse a la asimilación global de rocas plutónicas deprimidas. Biotita y/o anfíbol contenidos en estas rocas son los más empobrecidas en $\delta^{18}\text{O}$ y están, además, prácticamente ausentes a nivel de inclusiones en el material juvenil de la ignimbrita, por lo que su digestión selectiva también puede originar magmas con bajas razones isotópicas de O.

El sistema isotópico de Sr de las rocas plutónicas hidrotermalmente alteradas también debe haber sido modificado ya que el Rb es un elemento móvil. Sin embargo, considerando que la biotita es una fase mineral rica en Rb y, por ende, en Sr radiogénico, su asimilación podría provocar el aumento de la razón isotópica en el magma.

Ignimbrita Licán. La disminución de $\delta^{18}\text{O}$ con el aumento del contenido de SiO_2 , K_2O , Rb y Li podría indicar que el magma de Licán ha asimilado preferencialmente biotita, sugerido también por el carácter más radiogénico de esta ignimbrita en comparación con la de Pucón (mayor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y menor $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$).

Ignimbrita Pucón. El estudio petrográfico y mineralógico ha mostrado que la única diferencia mayor entre la unidad inferior y superior (P1 y P2, respectivamente) es la existencia de xenolitos plutónicos en la última. El vidrio del material juvenil de P2 presenta composiciones bimodales, ausente en P1. Esto podría explicarse por una contaminación, a escala microscópica, con granitoides. Estudios experimentales de fusión de granito (e.g., Knesel y Davidson, 1996) han mostrado que la composición química e isotópica de líquidos anatéticos, generados en respuesta a interacciones corteza-magma, no es igual a la de la roca global fuente, produciéndose dos miembros extremos de líquidos: uno básico (mugearita), originado por la descomposición de biotita y/o anfíbol, y otro félsico (traquita), formado por la fusión de feldespatos. Por lo tanto, el vidrio ácido en P2 podría indicar la importancia de la fusión de feldespatos, pero la asimilación de minerales hidratados originaría líquidos de composiciones similares a los vidrios menos diferenciados, indistinguibles de líquidos en equilibrio con el magma ignimbrítico.

Por el otro lado, razones de Rb/Zr más altas en la unidad inferior de Pucón con respecto a la unidad inferior podrían deberse a la asimilación de granitoides. A pesar de lo anterior, el incremento es leve considerando la variedad composicional de las rocas plutónicas del basamento de la zona (Figura 4.12). Además, el rango de Rb/Zr es bajo y similar al del volcán Puyehue (0,09-0,25), el cual es citado clásicamente como un ejemplo de evolución en sistema cerrado (Gerlach *et al.*, 1988).

Sin embargo, los isótopos muestran que la ignimbrita Pucón no es producto exclusivamente de cristalización fraccionada. En su unidad superior, la roca total y el clinopiroxeno tienen razones isotópicas bajas de O (4,9-5,0‰; Figura 4.17), evidenciando que el clinopiroxeno cristalizó a partir de un magma ya deprimido en $\delta^{18}\text{O}$, es decir, un magma contaminado. Por el otro lado, el aumento de $\delta^{18}\text{O}$ con el grado de diferenciación en los fragmentos PVDP de la unidad superior de la ignimbrita Pucón indica la importancia de un contaminante enriquecido en isótopos de O, el cual podría explicar también por qué los fragmentos PVDP de la unidad superior de la ignimbrita están enriquecidos en elementos incompatibles, tales como Th, Rb, Ba, Zr, Nb y tierras raras con respecto a los de similar contenido de sílice, provenientes de la unidad inferior.

d) Importancia de fluidos

Los valores isotópicos de H de aguas magmáticas en equilibrio con rocas mantélicas han sido estimados entre -50 y -80‰ (Sheppard y Epstein, 1970). Considerando que el promedio de $\delta^{18}\text{O}$ en basaltos derivados del manto en zonas de subducción es $6,2 \pm 0,7\text{‰}$ (Harmon y Hoefs, 1995) y tomando un factor de fraccionamiento entre peridotita y agua de -1,5‰ a 1200°C (Zhao y Zheng, 2003), esto se traduce en valores isotópicos de O entre 7 y 8,4‰ en aguas en equilibrio con el manto. Con las estimaciones anteriores se han representado los campos de agua magmática y de roca sólida del manto en el diagrama de la Figura 4.22. Además, se ha trazado la línea de agua meteórica (“meteoric water line”=MWL) que describe la correlación entre isótopos de H y O en dichas aguas y la cual está dada por $\delta\text{D}=8*\delta^{18}\text{O} + 10$ (Craig, 1961). El estudio de Pérez (1999) mostró que las características isotópicas de las fuentes de aguas termales Palguín y Cajón Negro/Geométricas (ambas situadas, respectivamente, en la ladera E y SE del volcán Villarrica) corresponden a aguas de origen meteórico. Dada la ausencia de información isotópica sobre lluvia, nieve o aguas superficiales del área, se considera que las mencionadas fuentes termales son representativas de las aguas meteóricas.

La mayoría de las rocas volcánicas del Villarrica pertenecen al campo de rocas del manto en equilibrio con aguas magmáticas, mientras que otras se caracterizan por empobrecimientos en δD y/o $\delta^{18}\text{O}$. Los volátiles contenidos en los magmas corresponden principalmente a agua

(evidenciado por la relación directa entre la pérdida por calcinación y los contenidos de H₂O). Así, durante el proceso de desgasificación, δD y H₂O disminuyen progresivamente en un magma, lo que podría explicar la tendencia observada en la unidad superior de la ignimbrita Pucón y el carácter empobrecido de la mayoría de las lavas. Sin embargo, la asimilación de rocas plutónicas poco diferenciadas (tonalita y diorita) también podría empobrecer el magma en δD y, al mismo tiempo, disminuir el $\delta^{18}O$ del magma. Por el otro lado, la asimilación de granito no sería detectable dado su carácter isotópico “mantélico”. La muestra de la ignimbrita Licán también pertenece al campo de las rocas del manto; sin embargo, los isótopos radiogénicos han mostrado que el magma ha sido contaminado.

La intervención de aguas meteóricas a alta temperatura sería otro mecanismo capaz de empobrecer los magmas en $\delta^{18}O$. Sin embargo, se cree que este mecanismo es de menor importancia dado que se esperarían mayores empobrecimientos en los isótopos de O, es decir, un alineamiento de los datos en sentido de líneas de mezcla con la composición de las aguas locales. El hecho que las razones isotópicas estables de las unidades volcánicas y volcanoclásticas estén englobadas por las rocas y minerales plutónicos es un fuerte indicio que sus composiciones sean influenciadas por ellos.

En conclusión, aunque las características geoquímicas de elementos mayores y trazas indiquen la cristalización fraccionada como principal proceso evolutivo de los magmas, los isótopos (sobre todo, estables y, en menor grado, radiogénicos) argumentan a favor de la apertura del sistema. Específicamente, magmas empobrecidos en $\delta^{18}O$ y enriquecidos en Sr radiogénico (efecto menor debido a falta de contraste isotópico) podrían explicarse por la asimilación por fusión parcial de la roca caja plutónica hidrotermalmente alterada y empobrecida en ^{18}O que envuelve la cámara magmática.

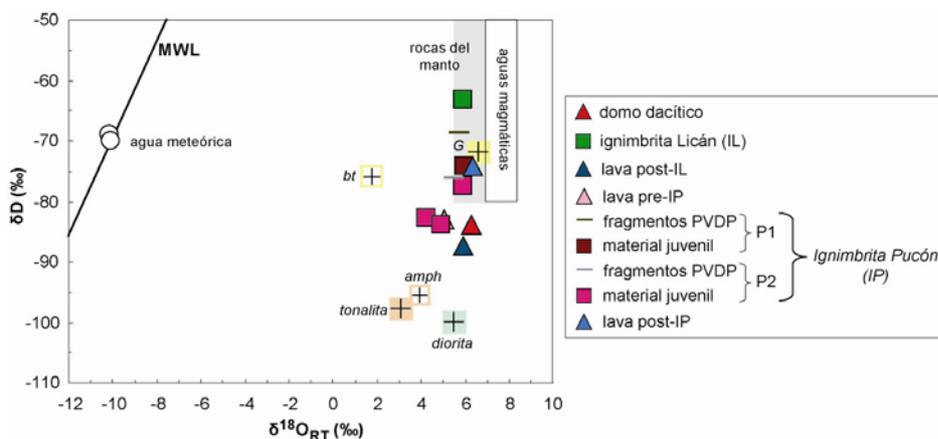


Figura 4.22: Composiciones de isótopos de H versus isótopos de O. Rangos de aguas magmáticas en equilibrio con peridotita son de la literatura, al igual que la línea de aguas meteóricas (MWL; Craig, 1961) y las composiciones de aguas locales (ver texto). Para fragmentos plutónicos color de simbología de minerales de acuerdo al tipo litológico. G=granito. Resto de abreviaciones igual que en Figura 4.20.

4.3 Volcán Llaima

4.3.1 Elementos mayores

Las rocas son de carácter tanto calcoalcalino como levemente toleítico, siendo el último más frecuente en depósitos con $\text{SiO}_2 > 56\%$ (Figura 4.23). Las composiciones varían entre basaltos y riolacitas que presentan contenido medio de K ($51,4-69,4\% \text{SiO}_2$, $0,5-1,7\% \text{K}_2\text{O}$; Figura 4.24) y alto Al (Kuno, 1966). Los Mg# están comprendidos entre 0,17 y 0,53. Las rocas están saturadas en sílice, con hiperstena y cuarzo normativos. Rocas con $\text{SiO}_2 > 56\%$ son piroclastitas. Toda la suite magmática define correlaciones típicas de arco, caracterizadas por un aumento de Na_2O y K_2O y una disminución de TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^* , MgO y CaO con el incremento del contenido de SiO_2 . P_2O_5 aumenta hasta unos $63\% \text{SiO}_2$ para luego decrecer. Además, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ y $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ descienden y FeO^*/MgO crece (Figura 4.25). Sin embargo, la ignimbrita Curacautín forma una tendencia diferente al resto de las unidades y define, localmente, “trends” lineales. La ignimbrita tiene mayores concentraciones de TiO_2 y Fe_2O_3^* y menores contenidos de Al_2O_3 en comparación con otros depósitos de similar grado de diferenciación. Además, el grupo básico de la ignimbrita está enriquecido en Na_2O y empobrecido en CaO y MgO con respecto a lavas posteriores con $\text{SiO}_2 < 53\%$ y muestra una correlación levemente positiva entre CaO y SiO_2 . Pequeños cambios de pendientes en la ignimbrita se observan en los diagramas de CaO y MgO a unos $54\% \text{SiO}_2$ (Figura 4.24).

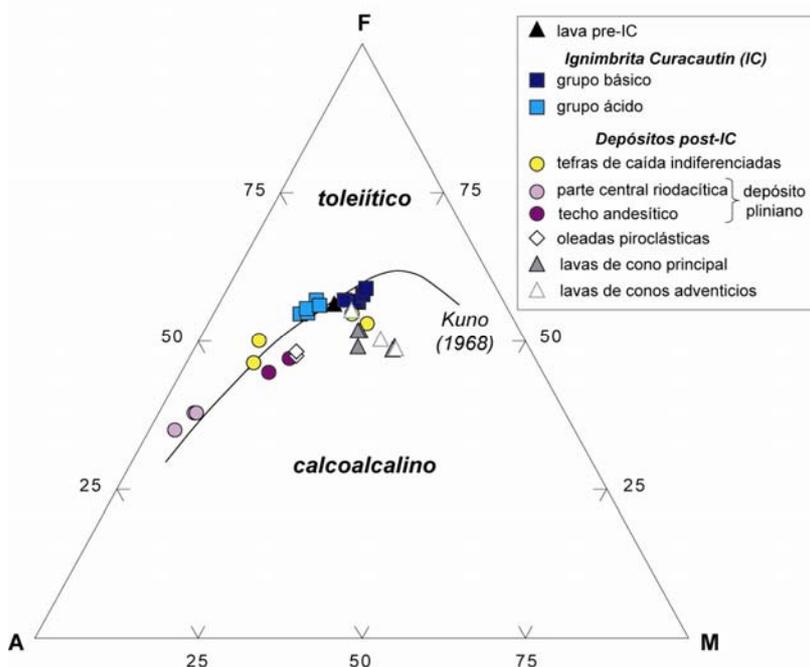


Figura 4.23: Diagrama AFM para los depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Curacautín (A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F = FeO^* ; M = MgO). El límite entre los campos toleítico y calcoalcalino es el propuesto por Kuno (1968).

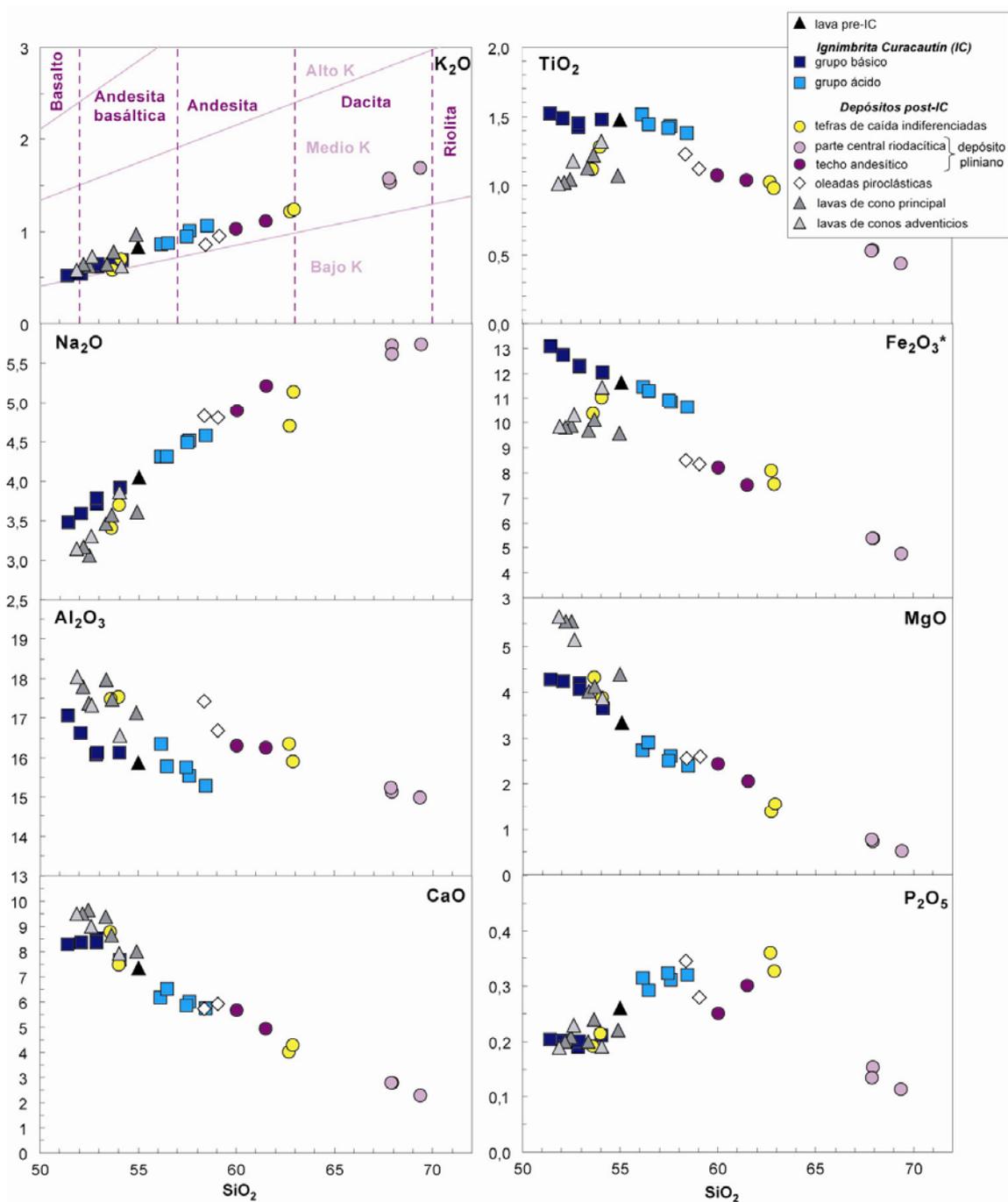


Figura 4.24: Diagramas de variación de los elementos mayores para depósitos del volcán Llaima. Óxidos en porcentaje en peso.

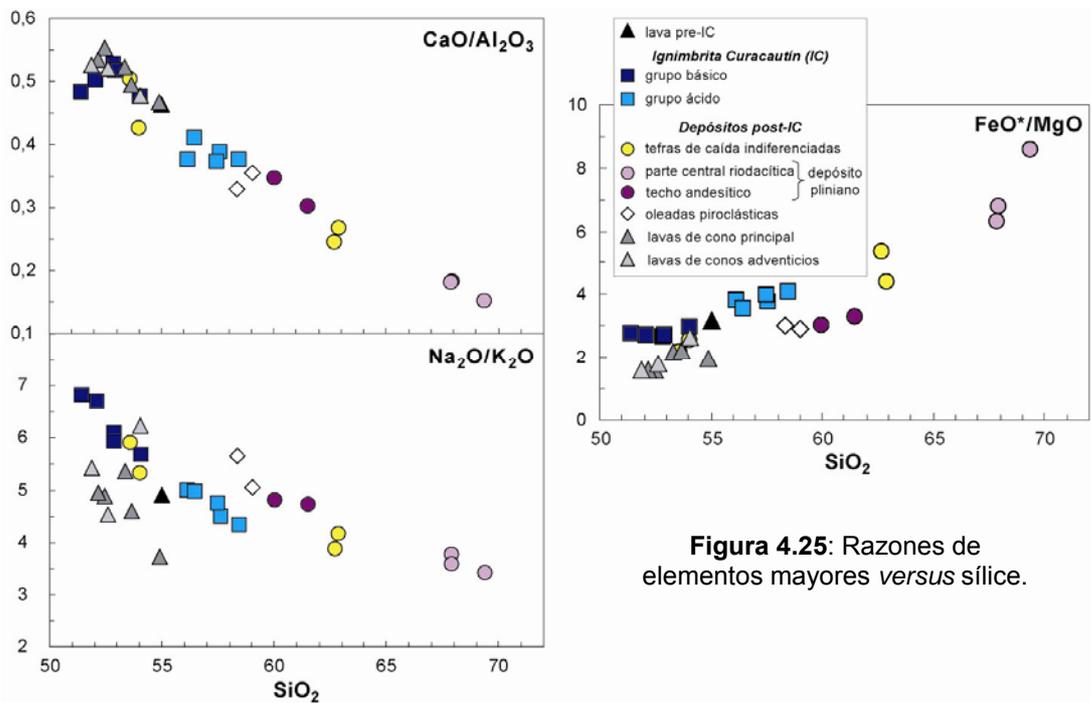


Figura 4.25: Razones de elementos mayores *versus* sílice.

En términos generales, las composiciones de vidrio siguen las mismas tendencias de las rocas totales, con disminución de los contenidos de FeO^* , TiO_2 , CaO , Al_2O_3 y MgO al aumentar el grado de diferenciación (Figura 4.26). Sin embargo, el vidrio del grupo básico de la ignimbrita es más diferenciado que el del grupo ácido. Considerando que en ambas unidades los constituyentes minerales son los mismos (plagioclasa, olivino, piroxeno y titanomagnetita) y la masa fundamental presenta grados de cristalización similares, se esperaría la misma diferencia de contenido de sílice entre roca total y vidrio. Sin embargo, la diferencia en el grupo ácido es menor a la del grupo básico.

En general, el contenido total de volátiles aumenta con el contenido de sílice. Aunque esto pueda ser interpretado como un aumento del contenido de gases al progresar la diferenciación magmática, también puede reflejar la mayor solubilidad del agua al disminuir la temperatura.

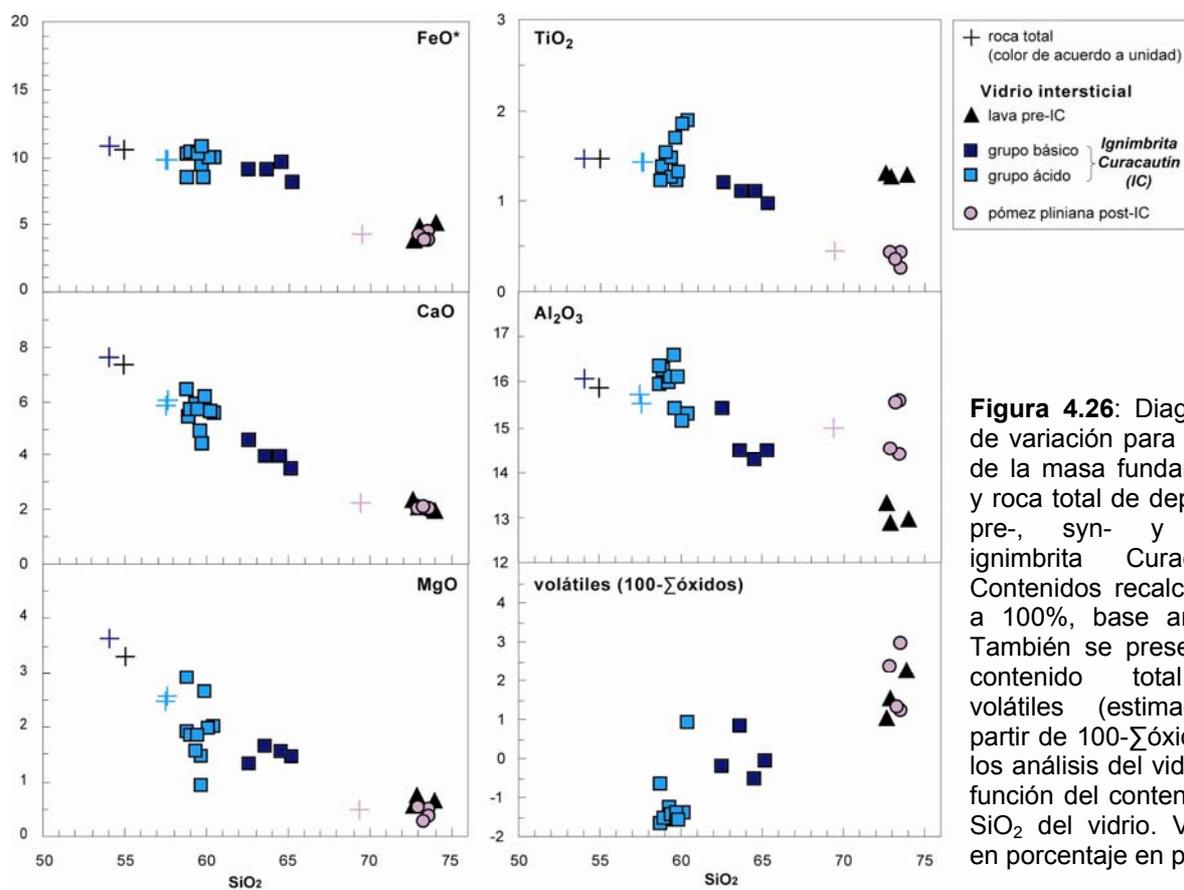


Figura 4.26: Diagramas de variación para vidrios de la masa fundamental y roca total de depósitos pre-, syn- y post-ignimbrita Curacautín. Contenidos recalculados a 100%, base anhidra. También se presenta el contenido total de volátiles (estimado a partir de $100-\Sigma$ óxidos de los análisis del vidrio) en función del contenido de SiO_2 del vidrio. Valores en porcentaje en peso.

4.3.2 Elementos trazas

En general, los elementos de transición (Sc, V, Cr, Co y Ni) son compatibles, mientras que los contenidos de los LILE (e.g., Th, Rb y Ba) aumentan con el grado de diferenciación, con excepción del Sr. Tanto los HFSE (Zr, Nb e Y) como las tierras raras y el Li presentan un comportamiento levemente incompatible. Sólo el Eu disminuye sutilmente a $\text{SiO}_2 > 58\%$. La ignimbrita muestra correlaciones de pendientes distintas a las de otros depósitos del volcán. Esto se debe a que, por un lado, muestras del grupo básico están enriquecidas en V y Sc y empobrecidas en Cr, Ni y Sr y, por el otro, a que el grupo ácido tiene mayores contenidos de tierras raras con respecto a unidades posteriores, de similar grado de diferenciación. A pesar de la linealidad de los datos de la ignimbrita, se observan cambios de pendientes a unos $54\% \text{SiO}_2$. Por ejemplo, el Sr presenta un comportamiento incompatible en el grupo básico mientras que disminuye en el resto de la serie (Figura 4.27).

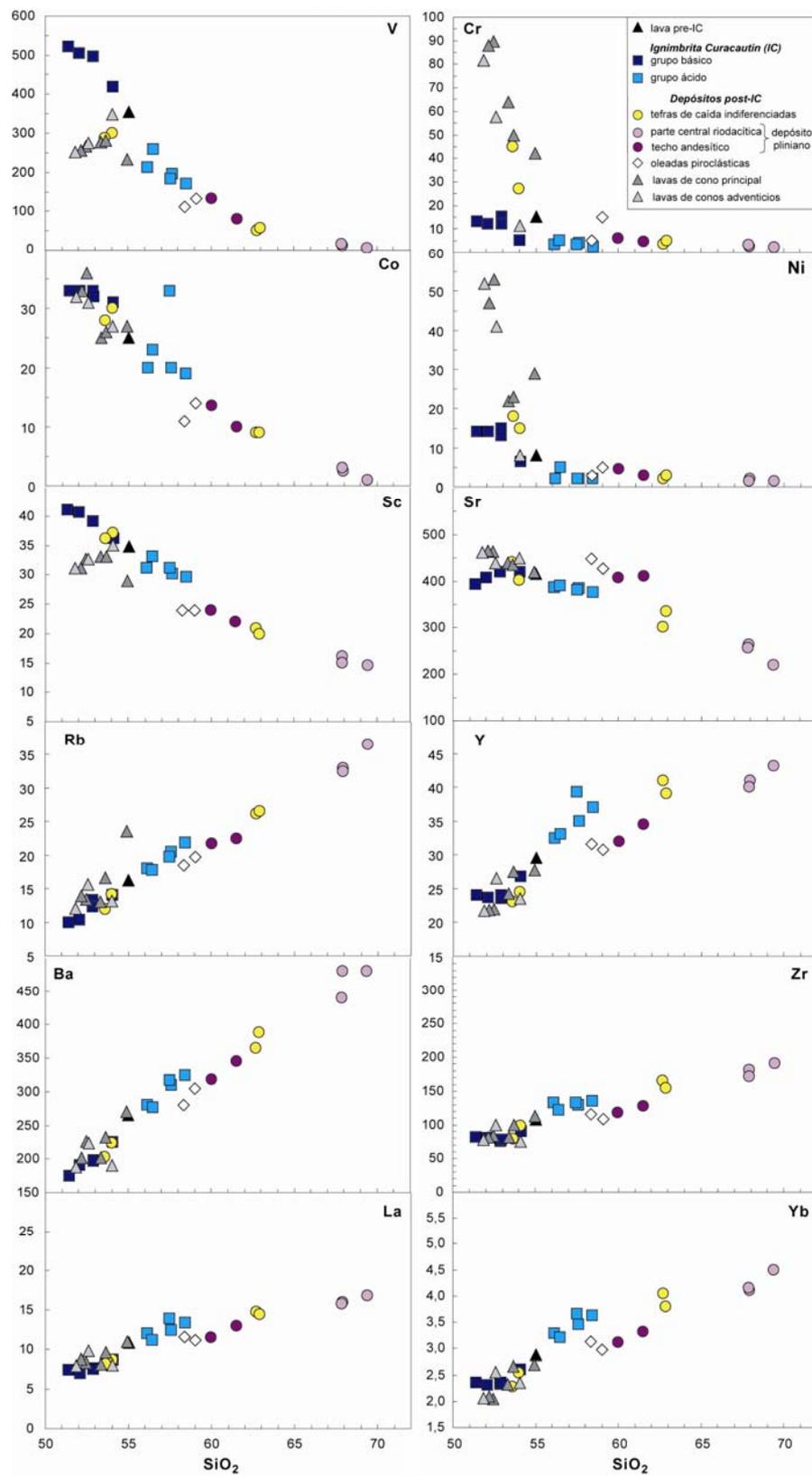


Figura 4.27: Diagramas de variación para elementos trazas (en ppm) para depósitos del volcán Llama. Sílice en porcentaje en peso.

La/Yb es bajo (3,0-4,2) y menor en el grupo básico de la ignimbrita que en el resto del volcán. Además, la razón se incrementa en la ignimbrita al aumentar el grado de diferenciación mientras que en los otros productos permanece constante. Razones de elementos incompatibles, tales como Zr/Nb y Ba/Nb (70-109) son constantes en los depósitos posteriores a la ignimbrita hasta unos 60%, mientras que aumentan en Curacautín. La razón Ba/La (23-30) es poco variable en todas las unidades (Figura 4.28).

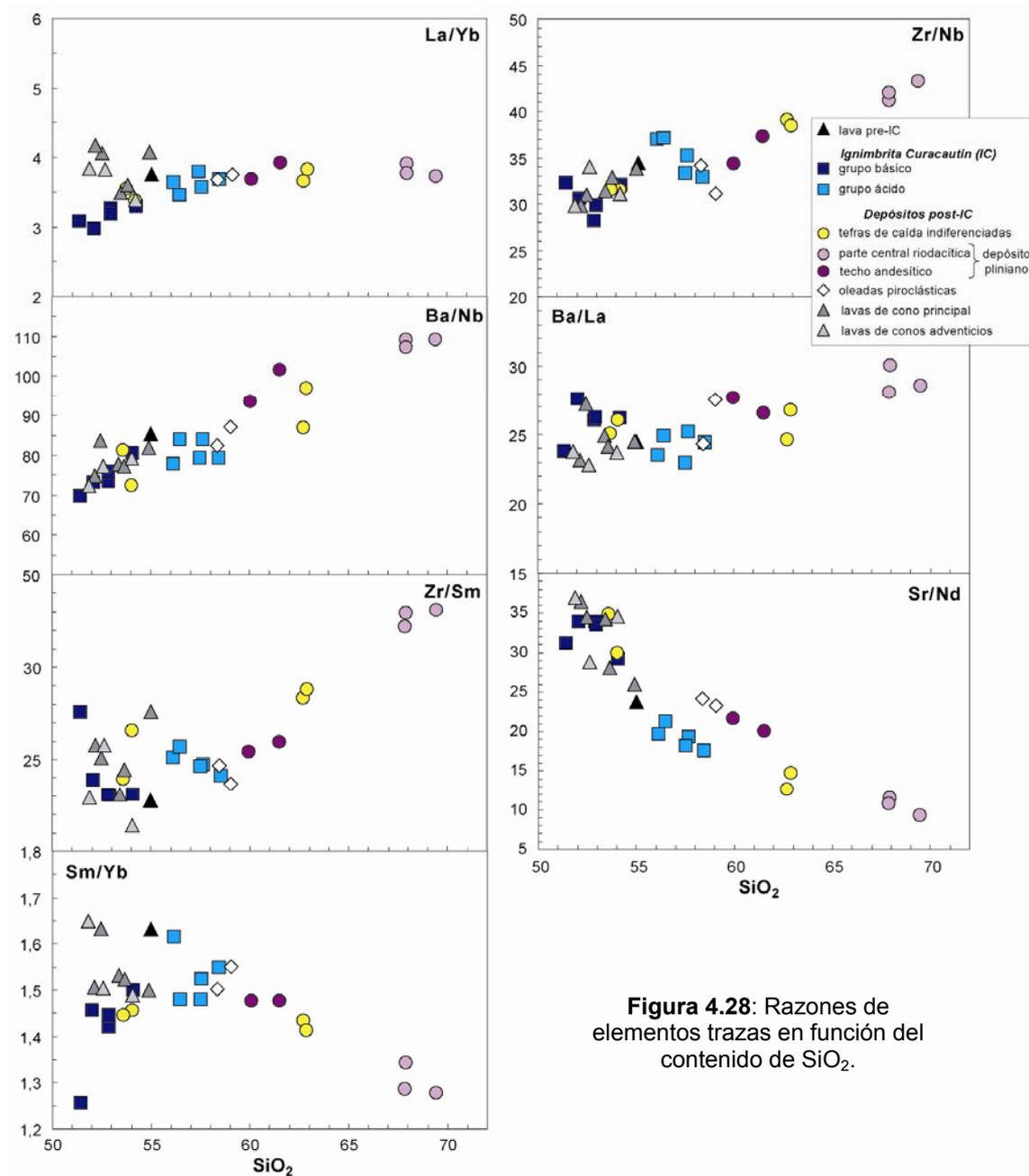


Figura 4.28: Razones de elementos trazas en función del contenido de SiO_2 .

En la Figura 4.29 se han planteado los materiales cuyas composiciones son básicas e intermedias ($\text{SiO}_2 < 60\%$), considerando que los coeficientes de distribución de elementos tales como Rb, K, Ba y La no varían significativamente en ese rango. No existe diferencia en razones de Rb/Ba, K/Ba, Rb/La y K/La entre depósitos que contienen xenolitos plutónicos (ignimbrita) y los que carecen de ellos (lavas). No se observa tampoco un enriquecimiento en Rb y Ba (elementos móviles) con respecto a Zr y Nb (elementos inmóviles) en la ignimbrita, por lo que la asimilación parece ser insignificante desde este punto de vista.

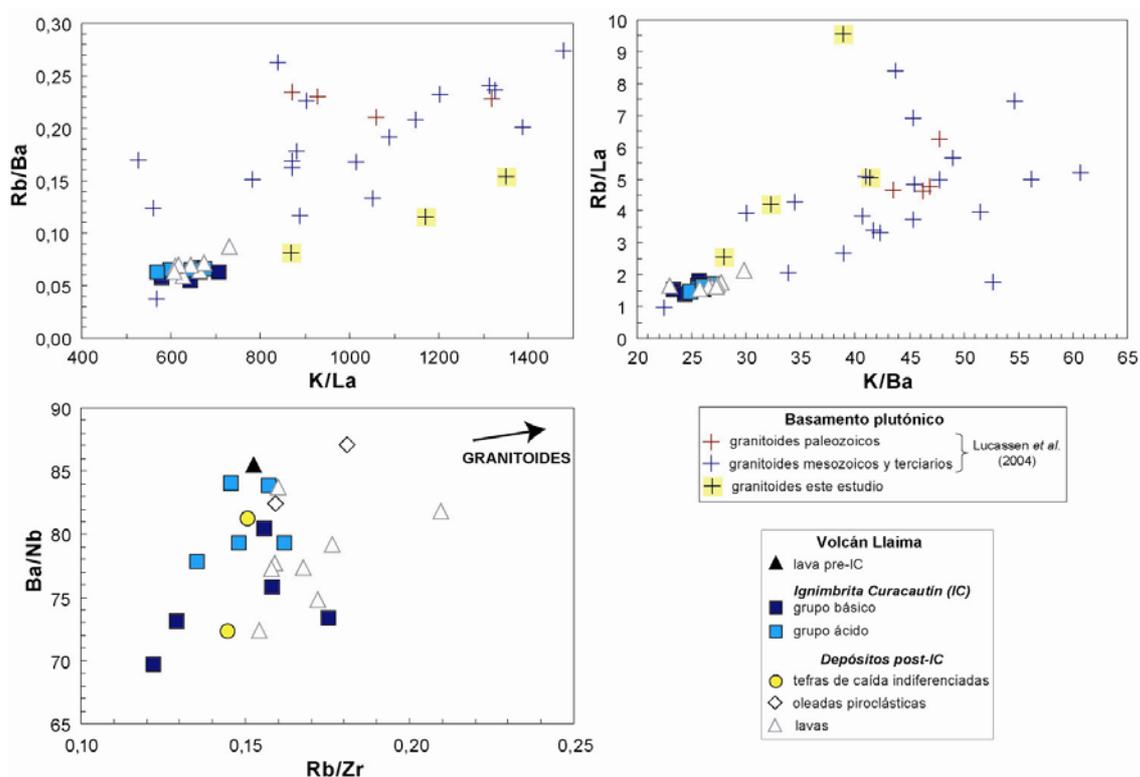


Figura 4.29: Razones de elementos incompatibles para materiales del volcán Llaima con $\text{SiO}_2 < 60\%$ en comparación con granitoides del área.

Sr/Nd disminuye con el grado de diferenciación, mientras que Zr/Sm aumenta para rocas con $\text{SiO}_2 > 63\%$, decreciendo la razón Sm/Yb a partir del mismo grado de diferenciación (Figura 4.28).

En diagramas multielementales, los productos del Llaima muestran un enriquecimiento en elementos alcalinos (Rb) y alcalino-térreos (Ba), los cuales se hacen más marcados con el aumento del grado de diferenciación, y un empobrecimiento en HFSE (Nb) (Figura 4.30). Se observan anomalías negativas de P en rocas con contenidos de sílice $\geq 60\%$ y de Ti en prácticamente todas las muestras, con excepción del grupo básico de la ignimbrita. Las tierras raras muestran patrones fraccionados, con un mayor enriquecimiento en tierras raras livianas

que pesadas, con respecto al condrito. La razón $(La/Yb)_N$ varía entre 2,15 y 2,99 y es menor en el grupo básico de la ignimbrita (2,15-2,40) que en las lavas y piroclastos relativamente básicos (2,44-2,90), posteriores a la misma (Figura 4.31a). La lava antecesor (pre-Curacautín) tiene una razón similar a la de estos últimos.

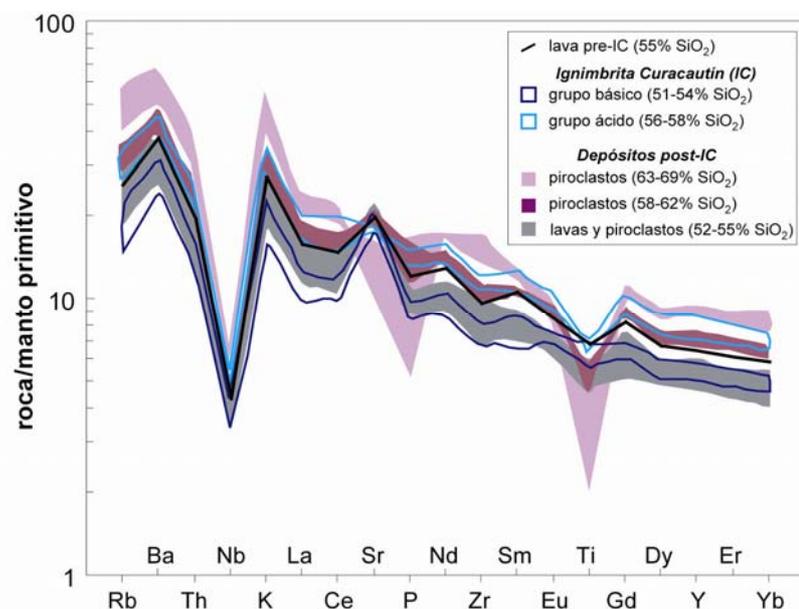


Figura 4.30: Diagrama multielemental para los productos del volcán Llaima, normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

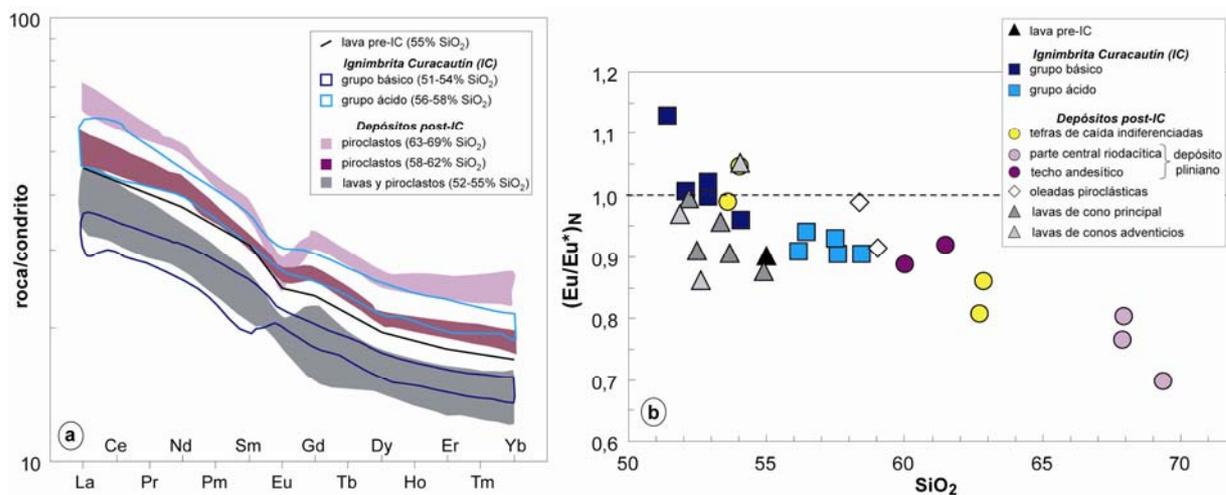


Figura 4.31: Tierras raras. a) Patrones normalizados con respecto al condrito C1 (Sun y McDonough, 1989). b) Anomalía de Eu versus sílice (% peso).

Los grupos básico y ácido muestran patrones subparalelos y un enriquecimiento con el grado de diferenciación. El mismo paralelismo es observado en depósitos posteriores básicos y más diferenciados. Sin embargo, el grupo ácido de la ignimbrita presenta contenidos mayores de

tierras raras (sobre todo, medianas y pesadas) en relación a productos posteriores de similar grado de diferenciación (Figura 4.31a). La mayoría de las muestras del grupo básico de la ignimbrita (51-54% SiO₂) no tienen anomalías negativas de Eu, mientras que son comunes en lavas de similar contenido de sílice y omnipresentes en todos los productos más diferenciados, llegando a extremos de 0,70 en el depósito pliniano riódacítico (Figura 4.31b).

4.3.3 Isótopos

Los resultados de los análisis isotópicos realizados se entregan en la Tabla 4.3.

Test de equilibrio de los isótopos de oxígeno

La relación directa entre la pérdida por calcinación y el contenido de agua determinado durante los análisis isotópicos de H indica que la mayor parte de los volátiles corresponde a H₂O. Por lo tanto, la ausencia de correlación entre la PPC y la razón isotópica de O evidencia que la hidratación a baja temperatura es insignificante. Sin embargo, un depósito de caída posterior a la ignimbrita Curacautín tiene 4,9% PPC y 8,5‰ δ¹⁸O_{RT}. Además, una muestra del grupo ácido de la ignimbrita tiene un valor isotópico de O y contenido de H₂O (1,2% peso; PPC=1,1% peso) relativamente altos, totalmente distintos al resto del depósito. Ambas muestras son excluidas de discusiones posteriores por reflejar alteración del material juvenil y re-equilibrio a baja temperatura (Figura 4.32).

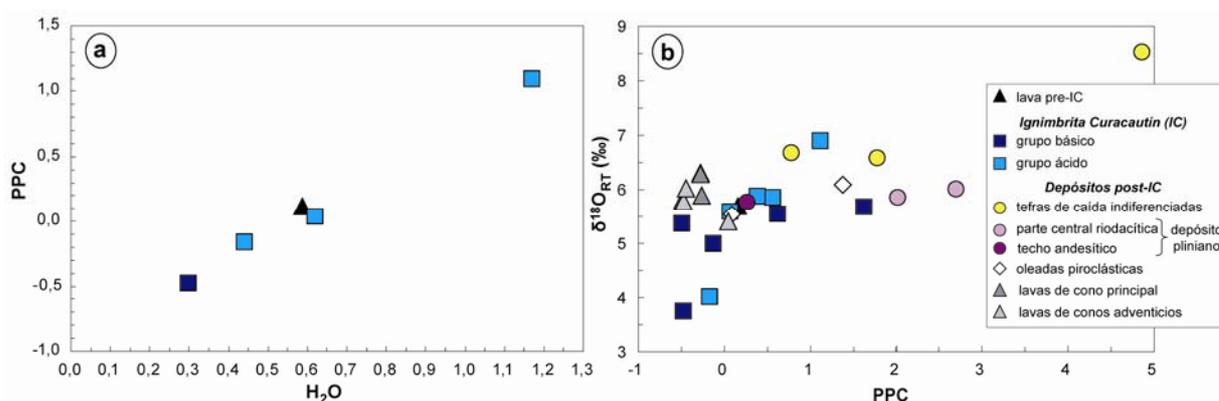


Figura 4.32: a) Pérdida por calcinación (PPC) en función del contenido de H₂O (ambos en porcentaje en peso). b) δ¹⁸O en roca total *versus* PPC.

Tabla 4.3: Razones isotópicas de Sr, Nd, O y H de muestras del volcán Llaima.

Unidad			Nº muestra	Tipo	SiO ₂ ^a (% en peso)	PPC (% en peso)	H ₂ O ^b (% en peso)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (±5x10 ⁻⁶)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (±5x10 ⁻⁶)	δ ¹⁸ O (‰ V-SMOW) (±0,15)	δD (‰ V-SMOW) (±5)
Lava pre-IC			LL32	AB	55,0	0,12	0,6			5,7	-86
Ignimbrita Curacautín (IC)	Grupo básico	Bombas y lapilli escoriáceos	LL17-1	AB	52,9	-0,48	0,3	0,703982	0,512881	3,7	-85
			LL17-2	AB	52,9	-0,46				5,4	
			LL17-4	AB	54,1	-0,13				5,0	-72
			LL29-7	AB	52,1	0,61				5,6	
			LL29-4	B	51,4	1,65		0,703997	0,512875	5,7	
			LL29-6	BA	53,6	0,18				5,5	
	Grupo ácido	Bombas y lapilli escoriáceos	LL29-7A	A	58,4	-0,17	0,4	0,703976	0,512868	4,0	-80
			LL35-1	A	57,6	0,04	0,6	0,7039885	0,512877	5,6	-68
			LL35-2 ^c	AB	56,2	1,10	1,2	0,704001	0,512880	6,9	-62
			LL9-1	A	57,5	0,57				5,8	
		LL9-2	AB	56,5	0,38				5,9		
Post-IC	Depósitos de caída indiferenciados		LL17-6	AB	53,6	0,80				6,7	
			LL17C ^c	A	62,7	4,88				8,5	
			LL28.5	AB	54,0	1,79				6,6	
	Pómez pliniana	base	LL17G	RD	67,9	2,00				5,8	
		parte central	LL17H	RD	69,4	2,70				6,0	
		techo	LL17I	A	61,5	0,22				5,8	
	Depósitos de oleada		LL2B	A	59,0	0,05				5,5	
			LL28.4	A	58,4	1,38				6,1	
	Lavas de cono principal		LL30-1	AB	53,3	-0,46				5,8	
			LL30-2	AB	53,6	-0,27				6,3	
			LL27	AB	54,9	-0,26				5,9	
			LL21B	AB	52,2	-0,27				6,3	
	Lavas de conos fisurales		LL33	AB	54,0	0,01				5,4	
		LL1	AB	52,6	-0,45				5,8		
		LL31	B	51,9	-0,43				6,0		

B=basalto, AB=andesita basáltica, A=andesita, RD=riodacita, IC=ignimbrita Curacautín.

Números entre paréntesis corresponden a 1σ.

^a Contenidos de SiO₂ recalculados a 100% en base anhidra, con todo el Fe expresado como Fe₂O₃.

^b Contenidos de H₂O medido durante los análisis isotópicos de H y liberado a temperaturas >150°C.

^c Muestras con alto PPC y δ¹⁸O, por lo que se consideran afectadas por hidratación a baja temperatura y excluidas de discusión.

Variación en función del nivel estratigráfico

Nuestros datos isotópicos de Sr y Nd de la ignimbrita Curacautín cubren un rango restringido ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,703976-0,704001 y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0,512868 – 0,512881). Los menores valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se observan en los niveles basales, tanto en el grupo básico como ácido del depósito. En contraste a los isótopos radiogénicos, los estables muestran una mayor variación. Los $\delta^{18}\text{O}$ se extienden entre 3,7 y 6,9‰, con la mayor concentración de datos entre 5,0 y 6,9‰. El depósito de la ignimbrita es el de mayor rango isotópico (3,7-5,9‰) y diferencias de hasta 1,9‰ pueden producirse en un mismo nivel estratigráfico (Figura 4.33). En cuanto a los isótopos de H, δD en la lava previa a la ignimbrita corresponde a -86,1‰, mientras que en Curacautín varía entre -84,7 y -61,9‰.

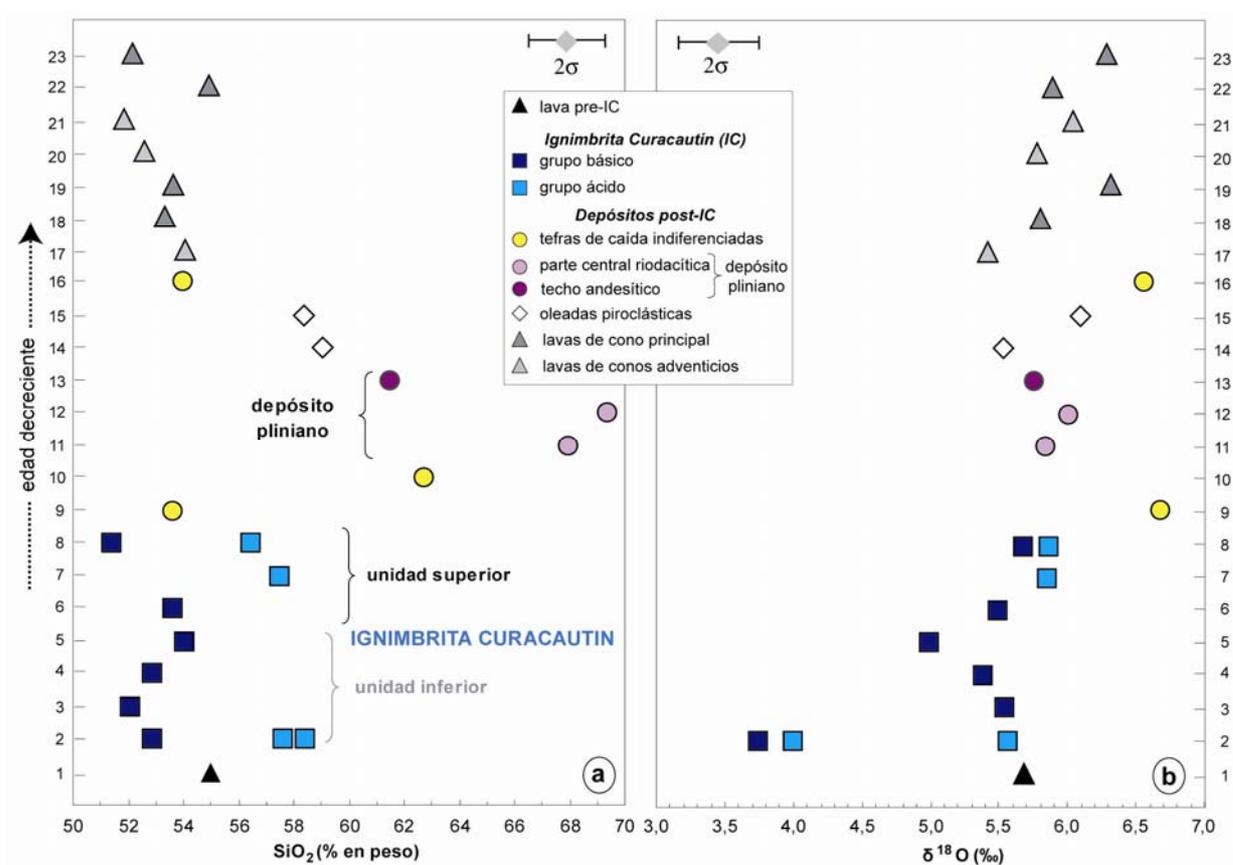


Figura 4.33: SiO₂ y δ¹⁸O en roca total versus el nivel estratigráfico.

Correlaciones isotópicas y variaciones en función del grado de diferenciación

Los restringidos rangos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en la ignimbrita Curacautín no permiten determinar ninguna correlación. En el rango composicional de prácticamente todo el depósito (51 a 59% SiO₂), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se mantienen constantes (Figura 4.34).

En general, los isótopos de O no muestran correlación con el contenido de sílice de los depósitos del volcán; sin embargo, en el grupo básico de la ignimbrita Curacautín se observa que $\delta^{18}\text{O}$ disminuye con el aumento de SiO_2 y otros elementos incompatibles tales como Na, K, Rb y Ba (Figura 4.35). A pesar de la homogeneidad isotópica de Sr, los valores isotópicos de O de la ignimbrita pueden dividirse en dos grupos: uno con $3,7 \leq \delta^{18}\text{O} \leq 4,0\text{‰}$ y el otro con $5,6 \leq \delta^{18}\text{O} \leq 6,9\text{‰}$ (Figura 4.35).

δD disminuye con el decrecimiento del contenido de agua y al descender $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 4.36).

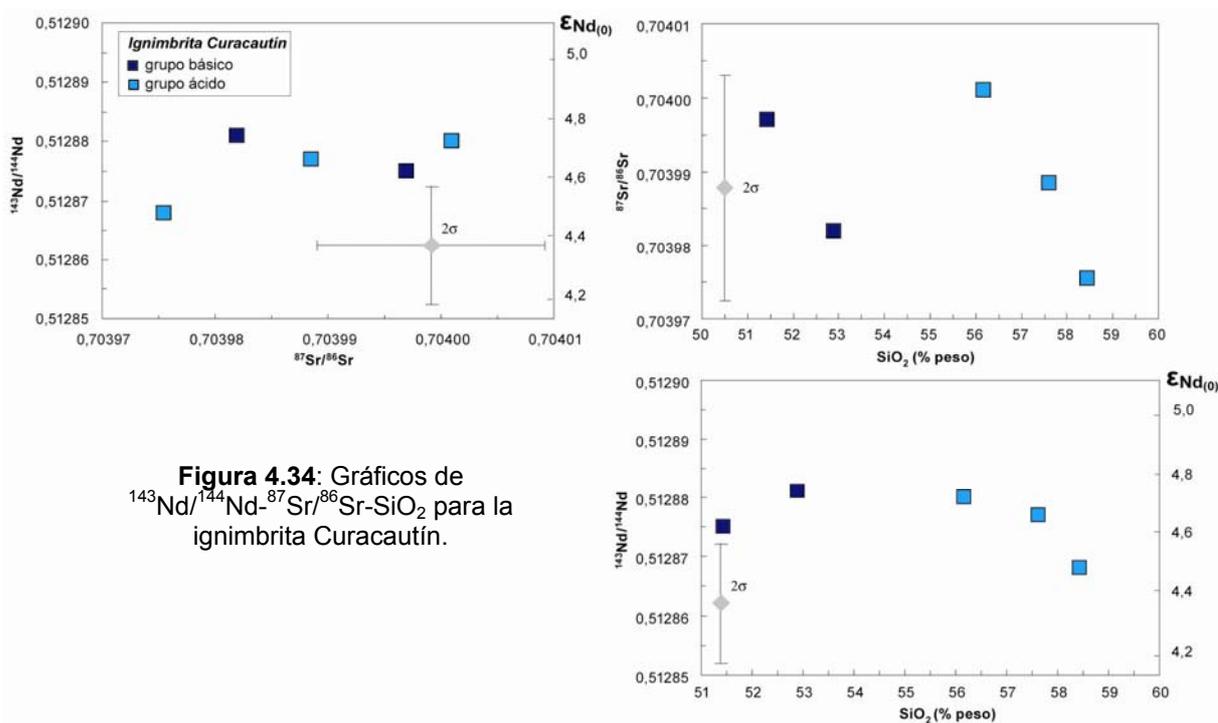


Figura 4.34: Gráficos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - SiO_2 para la ignimbrita Curacautín.

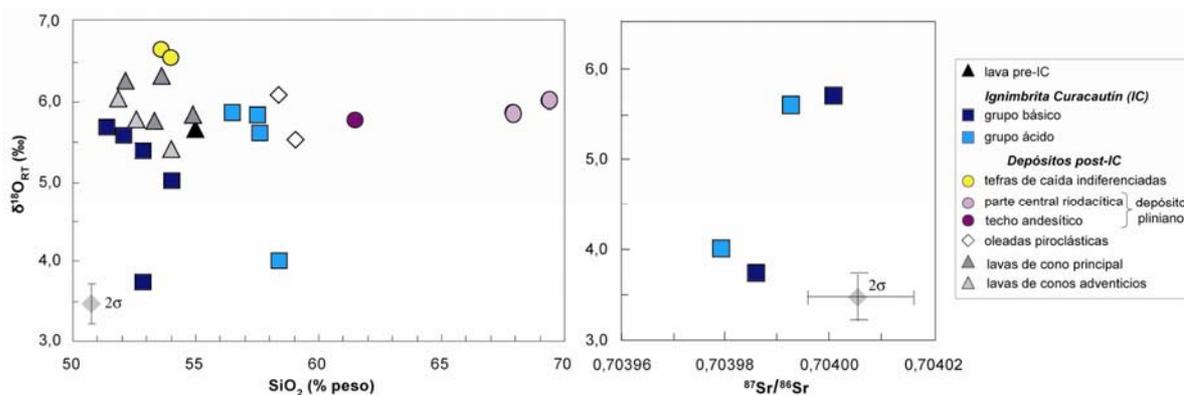


Figura 4.35: $\delta^{18}\text{O}$ en función de SiO_2 y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para el volcán Llaima.

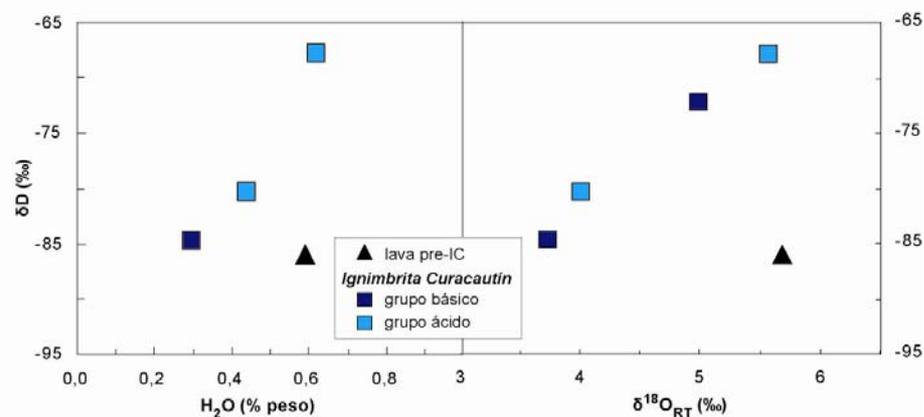


Figura 4.36: δD versus H_2O y $\delta^{18}O$ para la ignimbrita Curacautín (IC) y una lava previa.

4.3.4 Discusión

Los contenidos de Ni y Cr de las rocas más menos diferenciadas del volcán Llaima son bajos (90 y 53 ppm, respectivamente), lo que indica que los magmas parentales ya habrían sufrido un importante fraccionamiento de cromita, olivino y clinopiroxeno. La disminución de CaO/Al_2O_3 , Sc y Co y el aumento de FeO^*/Mg son evidencia de fraccionamiento de piroxeno. La reducción en Na_2O/K_2O , $(Eu/Eu^*)_N$, Al_2O_3 , Sr y Sr/Nd indica fraccionamiento de plagioclasa y el empobrecimiento en TiO_2 y V está ligado a la separación de magnetita. La segregación de apatito es sugerida por la disminución de P_2O_5 en rocas con $SiO_2 > 63\%$, acompañado por incrementos en Zr/Sm y decrecimiento de Sm/Yb. La ignimbrita y otras unidades (ya sea anteriores o posteriores en el tiempo) muestran “trends” evolutivos distintos entre sí, formando dos series (figuras 4.24, 27, 28 y 30). El leve aumento de Ca y Sr, además de anomalías positivas o inexistentes de Eu y el incremento de La/Yb, en el grupo básico de la ignimbrita indicaría acumulación de plagioclasa. En ese caso, el contenido de Al también debería aumentar, pero disminuye. Además, las bombas de este grupo son casi afíricas (1-6%, ver Tabla 3.15). El enriquecimiento relativo de la misma unidad en $Fe_2O_3^*$ y V (y TiO_2 y Sc, en menor grado) podría indicar una acumulación de magnetita; sin embargo, el estudio petrográfico y mineralógico (Capítulo 3) no apoya esta hipótesis (ver Tabla 3.15). Lo que sí se vio es que las magnetitas del grupo básico son las más empobrecidas en el componente ulvoespinela (ver Tabla 3.16 y Figura 3.49). Esto sugiere que el magma parental de la serie Curacautín se formó bajo condiciones de fugacidad relativamente altas, estando inicialmente enriquecido en $Fe_2O_3^*$ y V (y TiO_2 y Sc, en menor proporción). Sin embargo, la variación en la razón La/Yb también podría sugerir fuentes distintas. El empobrecimiento en MgO, Cr y Ni indica que cromita y/o

olivino podrían ser fases residuales en la fuente de la ignimbrita. Por lo tanto, Curacutín constituye una excepción en el volcán Llaima, tanto desde el punto de vista petrológico como volcanológico. Las características de elementos mayores y trazas mencionadas arriba, además del paralelismo de los patrones en diagramas multielementales y de tierras raras, indican que cada serie por si sola evolucionó, principalmente, por un proceso de cristalización fraccionada. Sin embargo, en la ignimbrita Curacautín se observan ciertos “trends” lineales, los cuales son más marcados a $\text{SiO}_2 > 54\%$ (a $54\% \text{ SiO}_2$ existen quiebres en algunas tendencias, e.g. CaO, MgO y Sr; figuras 4.24 y 4.27). Los alineamientos rectos de los datos, junto con el vidrio poco diferenciado en las bombas del grupo ácido, sugieren que este grupo, a parte de evolucionar por cristalización fraccionada, podría ser producto de una mezcla. Si hubo mezcla de magma, ésta tuvo que ocurrir entre magmas afíricos, dada la escasez de evidencias de desequilibrio en los cristales (salvo excepciones). Es decir, la mezcla habría ocurrido con anterioridad al comienzo de la cristalización.

Razones isotópicas de Sr y Nd bajas y homogéneas argumentan a favor de una evolución en sistema cerrado, pero la existencia de $\delta^{18}\text{O} < 5,5\text{‰}$ en los depósitos de la ignimbrita no se puede explicar por tal proceso.

La correlación positiva entre H_2O y δD en la ignimbrita Curacautín reflejaría el proceso de desgasificación del magma. El máximo valor de δD es también el de mayor $\delta^{18}\text{O}$ y pertenece al campo de rocas del manto en equilibrio con aguas magmáticas (Figura 4.37). La disminución de $\delta^{18}\text{O}$ con el decrecimiento de δD podría deberse a la asimilación de granitoides poco diferenciados e hidrotermalmente alterados o a la interacción del magma con fluidos hidrotermales. La lava ancestral (previa a la ignimbrita), sin evidencias petrográficas de asimilación de material extraño, tiene propiedades isotópicas de O de rocas mantélicas y bajo valor de δD , evidenciando su carácter desgasificado.

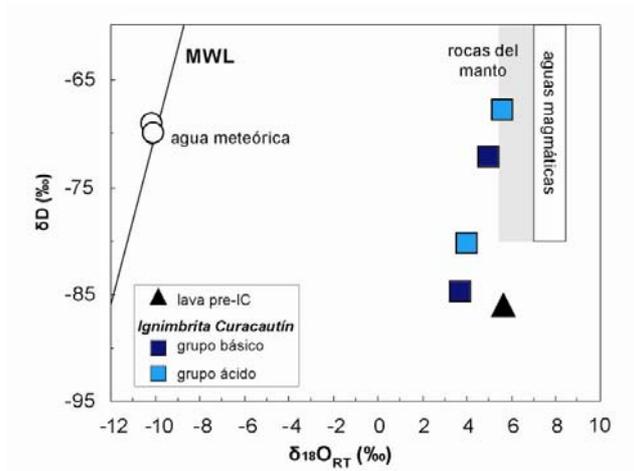


Figura 4.37: δD en función de $\delta^{18}O$ para la ignimbrita Curacautín (IC) y una lava previa. Línea de aguas meteóricas (MWL) según Craig (1961) y características isotópicas de agua meteórica local de Pérez (1999). Campos de aguas magmáticas en equilibrio con peridotita mantélica al igual que en Figura 4.22.

Capítulo 5

PETROGENESIS Y EVOLUCION DE LOS MAGMAS IGNIMBRITICOS EN EL CONTEXTO DE SUS RESPECTIVOS VOLCANES

5.1. Fuente de los magmas

Para investigar las características de la fuente mantélica, se focaliza el estudio en depósitos cuyo contenido de MgO es mayor a 5% peso. Dado que en ambos volcanes las lavas que cumplen esa condición son relativamente pocas, se han incorporado análisis existentes en la literatura a nuestra base de datos (Hickey-Vargas *et al.*, 1986; Hickey-Vargas *et al.*, 1989; Tormey *et al.*, 1991). Razones de elementos incompatibles, que se comportan de forma similar durante un proceso de fusión, presentan rangos semejantes en los volcanes Llaima y Villarrica (e.g., Nb/Zr; Figura 5.1a). Esto indica una fuente común para ambos centros volcánicos, por lo que la evaluación se realiza en conjunto. Esta evaluación se basa en los modelos de elementos trazas para la fusión del manto y su aplicación a la petrogenesis de arcos volcánicos de Pearce y Parkinson (1993). Según estos autores y referencias incluidas, las fuentes de magmas en arcos continentales corresponden a mantos MORB fértiles o mantos aún más enriquecidos que éstos.

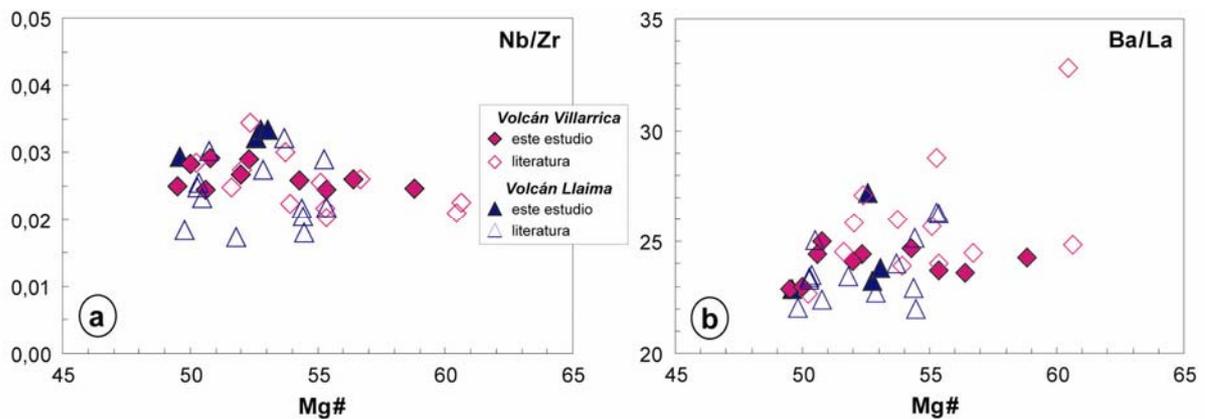


Figura 5.1: Razones de elementos trazas en función de Mg# para rocas básicas (MgO ≥ 5% peso) de los volcanes Villarrica y Llaima. Datos de la literatura son de Hickey-Vargas *et al.* (1986), Hickey-Vargas *et al.* (1989) y Tormey *et al.* (1991). a) elementos que se comportan de forma similar durante un proceso de fusión. b) Ba es móvil en fluidos, mientras que La es inmóvil.

Es sabido que los elementos incompatibles que se utilizan para estudiar la génesis en ambientes MORB e intraplaca son también introducidos a la cuña del manto a partir de la

litósfera oceánica subducida. Por eso, para entender el comportamiento de la fusión en la cuña de manto, hay que focalizar el estudio en aquellos elementos cuya contribución desde la zona de subducción es insignificante con respecto a la proveniente de la cuña. Estos elementos, en orden decreciente de incompatibilidad, son: Nb, Zr, Ti, Y, Yb, Ca, Al, Ga, V, Sc, Mn, Fe, Co, Mg, Cr y Ni. El efecto de fases minerales residuales (a parte de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno en la lherzolita) durante la fusión de la peridotita mantélica puede evaluarse en diagramas multielementales (Figura 5.2a y b). Anfíbol residual produciría el fraccionamiento de Ti con respecto a Zr e Y, mientras que el empobrecimiento de Y e Yb con respecto a Ti, junto con contenidos similares de Sc y Mn, son indicio de granate residual.

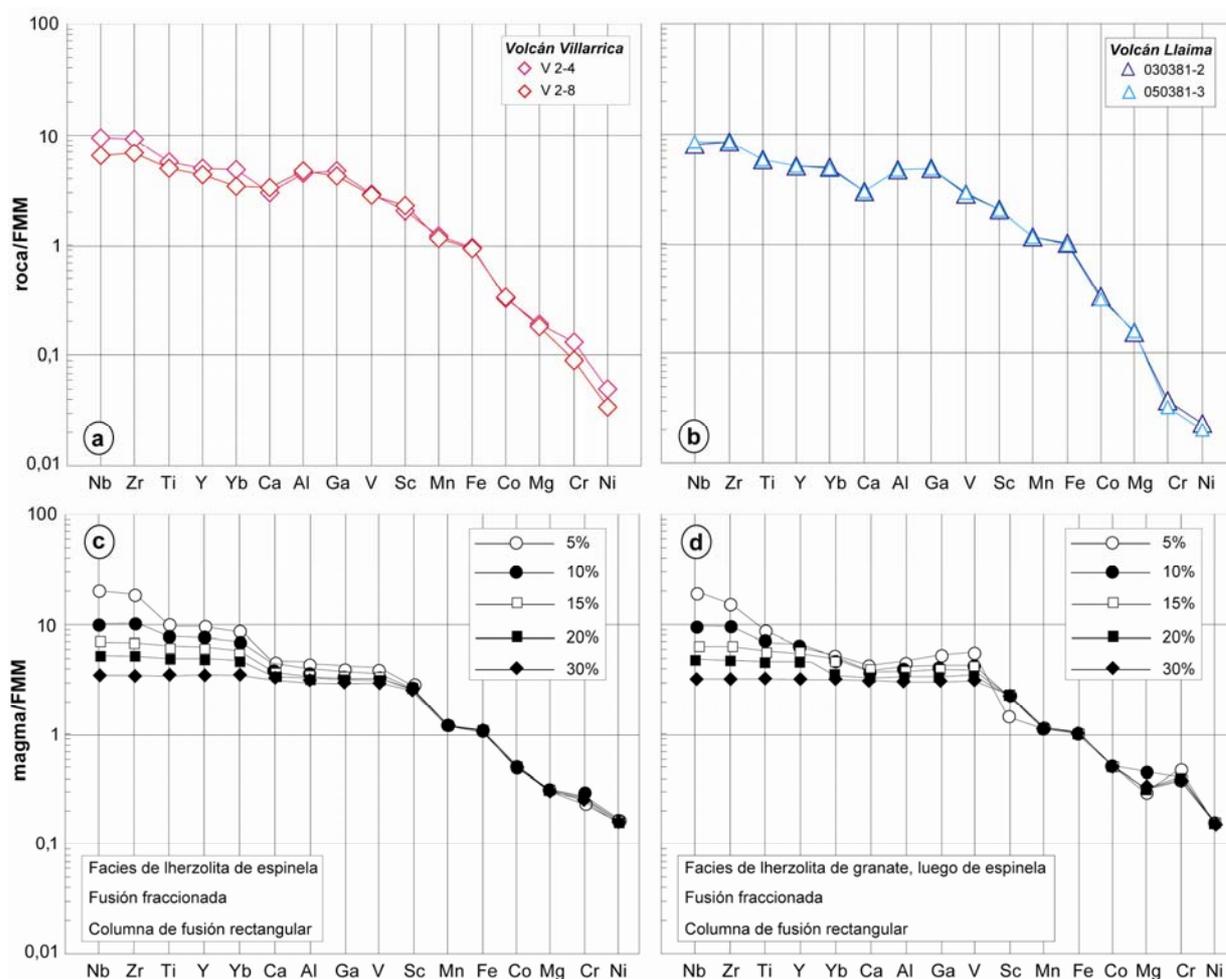


Figura 5.2: Diagramas multielementales, normalizados con respecto al manto MORB fértil (FMM de Pearce y Parkinson, 1993). a) y b) son rocas básicas de los volcanes Villarrica (Hickey-Vargas *et al.*, 1986) y Llaima (Hickey-Vargas *et al.*, 1989). c) y d) son patrones para diferentes modelos de fusión fraccionada de Pearce y Parkinson (1993). En c) funde una columna rectangular de lherzolita de espinela mientras que en d) funden 5% de lherzolita de granate y luego la fusión continúa en facies de lherzolita de espinela. Porcentajes corresponden a fundidos ponderados.

Ninguna de estas fases parece haber jugado un rol en la fuente de los basaltos de los volcanes Villarrica y Llaima o, alternativamente, ambas fases se fundieron completamente debido al gran aporte de fluidos provenientes de la corteza oceánica subducida (ver más abajo). En el caso del anfíbol, otra explicación podría ser que la fusión comienza a una temperatura superior a la temperatura de estabilidad del anfíbol. La fusión del manto podría comenzar en facies de lherzolita de granate, pero seguir en facies de lherzolita de espinela (límite granate-espinela \approx 1,5 GPa \approx 55 km; e.g., Herzberg, 1978; Klemme, 2004), enmascarando la signatura del granate. Esto es lo que observa al comparar la Figura 5.2c con 5.2d. Ambas muestran composiciones de magmas teóricos, generados por fusión fraccionada, normalizados con respecto al manto MORB fértil (FMM de Pearce y Parkinson, 1993). En c) funde una lherzolita de espinela, mientras que en d) funden 5% de lherzolita de granate, continuando la fusión luego en facies de lherzolita de espinela. Bajos grados de fusión en presencia de granate disminuyen los contenidos de Yb y Sc. Al aumentar el grado de fusión y producirse el paso hacia facies con espinela, esas anomalías desaparecen rápidamente. La composición de los basaltos de los volcanes Villarrica y Llaima indica que se habrían producido por 10-15% de fusión (comparar Figura 5.2a-b con Figura 5.2c-d) de una fuente de lherzolita, ya sea de espinela o de granate que pasa a espinela. El empobrecimiento de los basaltos en Co, Mg, Cr y Ni indica el fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno, dado que no se trata de magmas primarios.

La fusión en la cuña del manto es inducida por fluidos liberados de la placa oceánica que subducta. Siendo el Ba un elemento móvil en fluidos y el La un elemento inmóvil, las altas razones de Ba/La (22-29) en las rocas básicas sugieren la importancia de este proceso (Figura 5.1b).

Las escorias del grupo básico de la ignimbrita Curacautín podrían indicar fuentes distintas a las anteriores. Esto debido a la menor razón de La/Yb que aumenta con el grado de diferenciación (en oposición a los depósitos previos y posteriores donde la razón permanece constante; Figura 4.23). Los empobrecimientos de MgO, Cr y Ni apuntan a la existencia de cromita y/o olivino en el residuo de la fusión, fases minerales que retienen dichos elementos.

5.2. Cristalización fraccionada

5.2.1 Volcán Villarrica

La cristalización fraccionada parece ser el principal mecanismo a través del cual han evolucionado los magmas holocenos del volcán Villarrica. Tanto la zonación de los fenocristales (Capítulo 3) como el comportamiento de los elementos mayores y trazas (Capítulo 4) evidencian la importancia de este proceso. La mineralogía de las rocas y el contenido de los elementos compatibles sugieren que el fraccionamiento de plagioclasa ± olivino ± clinopiroxeno ± ortopiroxeno ± magnetita es importante en la evolución desde las composiciones basálticas hasta las andesíticas, haciéndose el olivino inestable en los productos más diferenciados y agregándose apatito.

El diagrama *La/Sm versus La* permite distinguir entre el proceso de fusión parcial y de cristalización fraccionada (Figura 5.3; Treuil y Joron, 1975). Bajos grados de fusión parcial enriquecen el líquido en La con respecto a Sm, mientras que altas tasas producen razones más pequeñas. Por el contrario, la cristalización fraccionada no genera grandes variaciones en *La/Sm*, a lo menos en líquidos poco evolucionados. Los datos del Villarrica están controlados por tal proceso y se observa el aumento de la razón en composiciones ácidas.

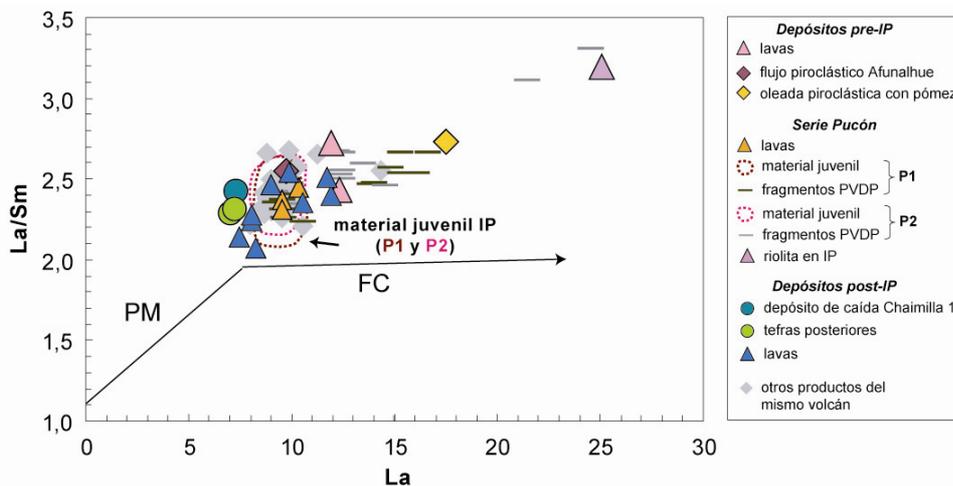


Figura 5.3: Diagramas de identificación de procesos de cristalización fraccionada (FC) y fusión parcial (PM). Los vectores son ilustrativos, siendo lo importante las pendientes distintas de cada uno. PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.

El modelamiento geoquímico de la cristalización fraccionada ha sido efectuado en dos etapas. Primero se realizó un balance de masa de elementos mayores, utilizando el programa

Petrograph 1.0.5 (Petrelli *et al.*, 2005) que se basa en el algoritmo de Stormer y Nicholls (1978). El cálculo asume que los análisis químicos de roca total representan composiciones magmáticas y que las composiciones químicas de los minerales corresponden a las fases sustraídas de un magma (padre y menos diferenciado) para originar otro (hijo y más diferenciado). El balance entrega la proporción de minerales que fraccionan y la validez del modelo se controla mediante la suma de los cuadrados de los residuos ($\sum r^2$). Aunque estos modelos son seguramente simplificaciones de sistemas mucho más complejos, donde las proporciones minerales y composiciones cambian continuamente, constituyen una aproximación a la diferenciación magmática.

En segundo lugar, se calcularon los contenidos de los elementos trazas en los magmas hijos, empleando las tasas de cristalización y proporciones minerales determinadas mediante el balance de masa. La ecuación para los elementos trazas durante la cristalización fraccionada es (Rayleigh, 1896):

$$C_i = C_o * f^{(D-1)}$$

donde C_i = composición de líquido final (roca hijo)

C_o = composición de líquido inicial (roca padre)

f = fracción de líquido residual ($0 \leq f \leq 1$)

D = coeficiente global de distribución, definido por:

$$D = \sum (X_i * K_{d,i})$$

con

X_i = fracción del mineral i en el cumulado ($\sum X_i = 1$)

$K_{d,i}$ = coeficiente de distribución mineral/líquido.

Los coeficientes de distribución mineral/líquido dependen de la composición del magma. Para una misma composición de roca, los $K_{d \text{ mineral/líquido}}$ pueden variar ampliamente. Dado que la autora de esta tesis no es partidaria de elegir un “set” de coeficientes para hacer cuadrar las composiciones calculadas con las rocas reales y buscar infructuosamente explicaciones para explicar desviaciones, se extrajeron de una amplia base de datos en GERM (“Geochemical Earth Reference Model”; <http://earthref.org/GERM/>) coeficientes obtenidos experimentalmente en rocas naturales o determinados entre fenocristales y masa fundamental, siempre en materiales cuya afinidad geoquímica y composición son similares a las de este estudio. Vacíos en los datos publicados fueron completados con valores utilizados por Hidalgo (2006). Los rangos resultantes para magmas básicos a intermedios se resumen en la Tabla 5.1. Para Rb,

Ba, Cr y Co se entregan, entre paréntesis, los K_d más comunes en magmas de composición intermedia (Keskin, 2002) y se utilizan en este trabajo para evaluar trayectorias de cristalización de forma muy general, por lo que se considera que esta simplificación en los coeficientes no introduce un error importante.

Con el fin de cuantificar el proceso de cristalización fraccionada, se modelarán las siguientes líneas evolutivas:

- Generación del material juvenil de la unidad inferior de la ignimbrita Pucón (P1) a partir de unidades más básicas.
- Reproducción de los fragmentos poco vesiculares con disyunción prismática (PVDP) de P1 a partir del material juvenil de la misma unidad.
- Generación del “trend” evolutivo de los fragmentos PVDP de P2 a partir del magma de P2.

Tabla 5.1: Rangos de coeficientes de distribución utilizados en el modelamiento geoquímico, extraídos de <http://earthref.org/GERM/> para composiciones básicas a intermedias. Valores en cursiva son de Hidalgo (2006) y los valores entre paréntesis son los utilizados en el cálculo de trayectorias de cristalización.

K_d	ol	pl	cpx	opx	Ti-mag	ap
La	0,0000037-0,346	0,069-0,3017	0,002-0,695	0,0003-0,3	0,015-0,45	4,4-25
Ce	0,0001-0,01	0,023-0,3	0,017-0,715	0,0008-0,33	0,016-0,42	11,2-35
Nd	0,0003-0,352	0,023-0,24	0,06-0,86	0,0029-0,382	0,026-0,55	21-58
Sm	0,00014-0,362	0,017-0,203	0,09-1,6	0,0023-1,36	0,024-0,55	9,8-64
Eu	0,0006-0,03	0,055-1,326	0,09-1,2	0,0033-0,89	0,025-0,42	14,5-30
Gd	0,00144-0,366	0,014-0,214	0,095-1,35	0,0042-0,875	0,018	21,7-64
Dy	0,002-0,1	0,01-0,314	0,256-1,9	0,03-0,98	0,44-0,58	8,1-58
Er	0,0025-0,385	0,005-0,242	0,107-1,33	0,05-0,932	0,22	14,1-40
Yb	0,0087-0,0469	0,004-0,3	0,09-2	0,0202-1,51	0,018-0,47	9,4-22
Rb	0,000179-0,062 (0,035)	0,008-0,3 (0,13)	0,00031-0,1 (0,06)	0,01-0,062 (0,025)	0,15-0,18 (0,18)	16 (16)
Ba	0,0000013-0,365 (0,01)	0,03-1,45 (0,5)	0,00011-0,68 (0,15)	0,0000013-0,23 (0,01)	0,00001-0,4 (0,028)	0,05-2 (2)
K	0,000177-0,00809	0,06-0,361	0,00134-0,0271	0,0003-0,056	0,045	0,00001
Sr	0,0000154-0,349	1,18-5,28	0,00187-0,5	0,000511-0,21	0,077-0,11	0,00001-1,4
Zr	0,0035-0,025	0,0009-0,2	0,001-0,786	0,02-0,13	0,38	0,01-0,636
Y	0,0036-0,045	0,01-0,066	0,245-2,4	0,19-0,54	0,64	0,00001
V	0,02-0,09	0,022-0,47	0,22-18	0,47-7,2	8,7-54	0,00001
Cr	0,58-34 (17)	0,01-0,25 (0,01)	1,66-245 (8,4)	0,95-143 (10)	8-340 (10)	0,00001 (0,00001)
Co	1,1-6,6 (3)	0,026-0,58 (0,07)	1-5,5 (3,5)	1,12-14,9 (5)	3,4-24,7 (15)	0,00001-0,03 (0,00001)
Ni	1,35-58	0,06-0,61	1,2-10	0,79-24	9,6-29	0,2
Sc	0,12-0,38	0,008-0,033	0,808-17	0,213-9,71	0,73-3,3	0,22

a) Generación del material juvenil de P1 a partir de Chaimilla 1

En el capítulo anterior se vio que las lavas anteriores a la ignimbrita, aunque de menor contenido de sílice que el material juvenil de Pucón, están comparativamente enriquecidas en tierras raras, por lo que no pueden ser los padres del modelo. Aunque posterior en el tiempo, el depósito de caída Chaimilla 1 podría corresponder a un magma relacionado genéticamente con la ignimbrita, dado que fue emitido poco tiempo después de la erupción de Pucón. Por lo tanto, tomando Chaimilla 1 como roca padre (VR15H; 53,2% SiO₂), el lapilli escoriáceo del depósito de caída inicial de Pucón como roca hijo (VR73G; 55,7% SiO₂) y considerando que las composiciones de minerales probables de fraccionar corresponden a promedios de centros de fenocristales provenientes de Chaimilla 1, la sustracción de plagioclasa, principalmente, seguido por olivino, clinopiroxeno, y menor cantidad de Ti-magnetita puede generar el material juvenil de P1 ($\sum r^2=0,003$) (Tabla 5.2a).

Con respecto a los elementos trazas, el rango calculado tanto de los compatibles como incompatibles está de acuerdo con el hijo real (Tabla 5.3a; Figura 5.4a).

b) Reproducción de la serie magmática representada por los fragmentos PVDP de P1 a partir del material juvenil de P1

La sustracción, con una tasa total de cristalización de unos 37%, de plagioclasa, en primer lugar, seguido por clinopiroxeno, Ti-magnetita y olivino puede reproducir uno de los fragmentos PVDP más diferenciados (VR73lc; 63,1% SiO₂), a partir del material juvenil de P1 (VR73G; 55,7% SiO₂) (Tabla 5.2b). Las tasas de cristalización relativamente altas de magnetita y clinopiroxeno se reflejan en el empobrecimiento de elementos trazas tales como V, Cr, Co, Ni y Sc de padre a hijo (Tabla 5.3b). El fraccionamiento de plagioclasa es indicado por la disminución de Sr. Aunque el contenido de Ti disminuye de padre a hijo, no es lo suficiente con respecto a la concentración pronosticada por el modelo. La roca hijo real está enriquecida en Rb, Ba, K, tierras raras livianas y Zr con respecto al rango de contenidos calculado con el modelo (Figura 5.4b).

Tabla 5.2: Balance de masa de elementos mayores para la serie Pucón. f=fracción de líquido residual.

DATOS							RESULTADOS					
	Padre	Hijo	Fases minerales sustraídas				Proporciones minerales fraccionadas (% peso)				1-f (% peso)	Σr^2
	VR15H	VR73G	ol	pl	cpx	Ti-mag	ol	pl	cpx	Ti-mag		
SiO ₂	53,02	55,68	38,10	47,84	51,57	0,13	8,84	81,23	7,69	2,24	25,37	0,004
TiO ₂	1,20	1,18	0	0,02	0,54	18,76						
Al ₂ O ₃	16,55	16,50	0,03	32,42	2,74	1,25						
FeO*	9,23	9,07	22,05	0,72	7,30	77,11						
MnO	0,16	0,17	0,35	0,02	0,20	0,43						
MgO	5,68	3,66	39,19	0,13	16,12	2,07						
CaO	8,88	7,98	0,20	16,59	21,22	0,25						
Na ₂ O	3,32	3,69	0,02	2,20	0,28	0						
K ₂ O	0,71	0,82	0	0,05	0,02	0						
P ₂ O ₅	0,22	0,23	0,05	0,01	0,02	0						

a) generación del material juvenil de P1 a partir del depósito de caída Chaimilla 1.

DATOS							RESULTADOS					
	Padre	Hijo	Fases minerales sustraídas				Proporciones minerales fraccionadas (% peso)				1-f (% peso)	Σr^2
	VR73G	VR73lc	ol	pl	cpx	Ti-mag	ol	pl	cpx	Ti-mag		
SiO ₂	55,68	63,13	37,68	48,94	51,19	0,59	7,78	56,17	25,78	10,28	37,12	0,04
TiO ₂	1,18	1,12	0,04	0,04	0,79	12,95						
Al ₂ O ₃	16,50	15,33	0,02	31,67	2,15	3,14						
FeO*	9,07	6,58	25,17	0,74	10,76	79,28						
MnO	0,17	0,17	0,41	0,01	0,44	0,36						
MgO	3,66	1,69	36,35	0,13	14,68	3,35						
CaO	7,98	4,51	0,23	15,70	19,64	0,24						
Na ₂ O	3,69	4,87	0	2,69	0,33	0						
K ₂ O	0,82	1,50	0	0,05	0,01	0,04						
P ₂ O ₅	0,23	0,36	0,11	0,01	0,01	0,03						

b) generación de los fragmentos PVDP (poco vesicular con disyunción prismática) de P1 a partir del material juvenil de la misma unidad.

DATOS								RESULTADOS						
	Padre	Hijo	Fases minerales sustraídas					Proporciones minerales fraccionadas (% peso)					1-f (% peso)	Σr^2
	VR6-2	VR113-11P	pl	cpx	opx	Ti-mag	ap	pl	cpx	opx	mag	ap		
SiO ₂	55,13	64,82	52,90	50,53	52,36	0,28	0,24	61,31	17,33	12,44	8,40	0,52	54,44	0,05
TiO ₂	1,22	0,78	0,01	0,86	0,39	12,75	0,04							
Al ₂ O ₃	16,96	15,18	28,77	3,74	0,77	3,94	0,01							
FeO*	9,00	5,88	1,20	8,95	22,84	80,08	0,72							
MnO	0,16	0,15	0	0,23	0,86	0,31	0,11							
MgO	3,64	1,43	0,15	15,08	20,97	2,43	0,28							
CaO	8,00	3,91	12,41	20,29	1,72	0,14	55,04							
Na ₂ O	3,75	4,87	4,44	0,30	0,07	0,02	0,01							
K ₂ O	0,90	2,09	0,12	0	0,02	0,03	0,02							
P ₂ O ₅	0,23	0,23	0	0,03	0	0,02	43,53							

c) generación de los fragmentos PVDP de P2 a partir del material juvenil de la misma unidad.

Tabla 5.3: Composiciones de elementos trazas para la generación de a) el material juvenil de P1 a partir de Chaimilla 1, b) uno de los fragmentos PVDP (poco vesicular con disyunción prismática) de P1, a partir del material juvenil de la misma unidad y c) uno de los fragmentos PVDP de P2 a partir del material juvenil de la misma unidad. También se entregan las composiciones teóricas calculadas con coeficientes globales mínimos y máximos, empleando los resultados del balance de masa de los elementos mayores de la Tabla 5.2.

a)					b)				c)			
	C _o	C _{l real}	C _{l calculado}		C _o	C _{l real}	C _{l calculado}		C _o	C _{l real}	C _{l calculado}	
	VR15H	VR73G	(D _{min})	(D _{max})			VR73G	VR73lc			(D _{min})	(D _{max})
La	7,40	9,10	9,75	8,98	9,10	16,00	14,20	11,90	9,70	21,50	20,20	14,25
Ce	17,20	21,50	22,91	21,05	21,50	38,50	33,89	28,44	23,50	49,50	48,56	33,05
Nd	11,80	14,50	15,70	14,46	14,50	25,50	22,73	18,80	15,40	30,00	30,37	19,63
Sm	3,05	4,10	4,06	3,71	4,10	6,30	6,41	4,91	4,00	6,90	8,25	4,16
Eu	1,03	1,21	1,36	0,98	1,21	1,65	1,87	1,16	1,23	1,62	2,44	0,95
Gd	3,65	4,30	4,86	4,47	4,30	6,70	6,73	5,43	4,50	7,20	8,85	5,23
Dy	3,60	4,40	4,77	4,26	4,40	6,70	6,63	4,98	4,40	7,25	8,70	4,42
Er	2,15	2,70	2,87	2,61	2,70	4,15	4,19	3,36	2,70	4,70	5,39	3,36
Yb	2,13	2,60	2,84	2,53	2,60	4,05	4,08	2,94	2,66	4,75	5,52	2,94
Rb	15,20	19,40	20,31	18,87	19,40	37,90	30,57	27,93	21,50	54,00	43,55	37,14
Ba	187,00	239,00	248,74	172,73	239,00	412,00	376,62	232,52	242,00	560,00	522,46	227,35
K	5312,95	6829,07	7015,93	6526,37	6829,07	12477,18	10667,29	9829,38	7475,07	17383,13	15888,76	13620,53
Nb	2,00	2,60	2,66	1,86	2,60	4,60	3,99	2,21	2,90	5,40	6,05	2,26
Sr	455,00	422,00	460,31	170,18	422,00	346,00	491,54	156,86	425,00	287,00	525,37	66,14
Zr	82,00	100,00	109,57	102,61	100,00	185,00	156,10	134,82	107,00	248,00	228,45	184,03
Ti	5994,99	7096,80	7125,52	6902,26	7096,80	6727,84	5028,93	4498,01	7317,55	4684,99	4989,64	4241,61
Y	21,40	27,00	28,33	26,60	27,00	42,00	40,33	30,67	27,00	46,00	53,67	37,64
V	260,00	290,00	325,57	145,51	290,00	65,00	294,75	3,60	300,00	57,00	339,97	0,63
Cr	50,00	14,00	52,11	0,01	14,00	4,00	4,26	0,00	21,00	13,00	4,60	0,00
Co	23,00	23,00	28,47	17,01	23,00	9,00	26,34	3,95	28,00	8,00	37,92	1,00
Ni	22,00	11,00	25,65	3,76	11,00	1,50	8,99	0,14	13,00	5,00	11,55	0,08
Sc	29,00	30,00	37,79	25,48	30,00	20,00	41,57	5,22	29,00	17,00	52,96	1,92

c) Generación del “trend” evolutivo de los fragmentos PVDP de P2 a partir del magma de P2

Se modeló uno de los fragmentos PVDP de mayor contenido de sílice (VR113-11P; 64,8% SiO₂) a partir del material juvenil de P2 (VR6-2; 55,1%SiO₂). La sustracción de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, magnetita y apatito, con una tasa de cristalización de unos 54%, reproduce las composiciones mayores satisfactoriamente ($\sum r^2=0,05$) (Tabla 5.2c). En cuanto a los elementos de transición, las composiciones obtenidas mediante el modelo están de acuerdo con las reales, a excepción del Cr, debido a que la roca hijo presenta similar contenido de este último que el padre. Por el otro lado, elementos incompatibles tales como Rb, Ba, K, tierras raras livianas y Zr están más enriquecidos en la roca real que en el rango de líquido calculado (Figura 5.4c).

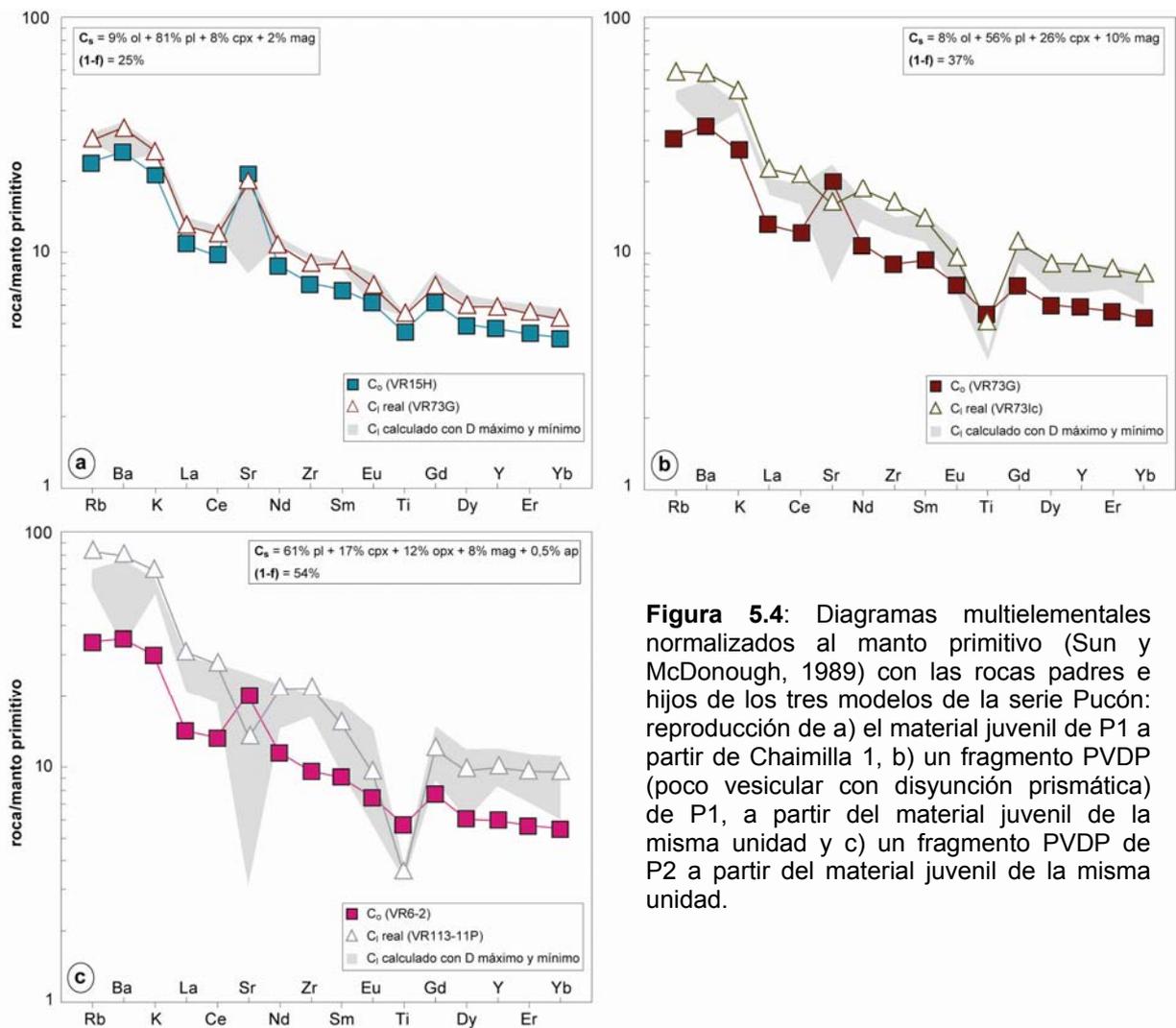
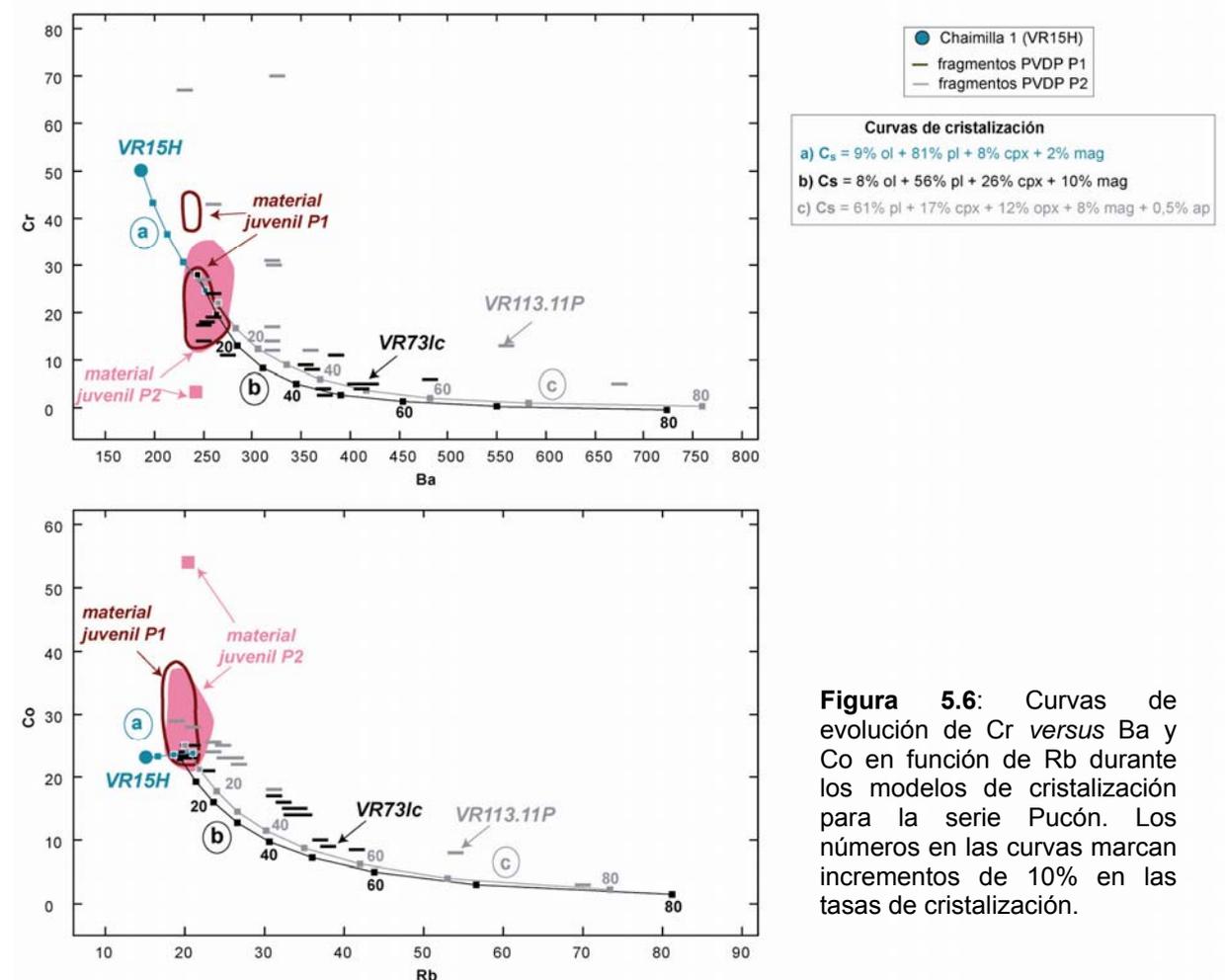
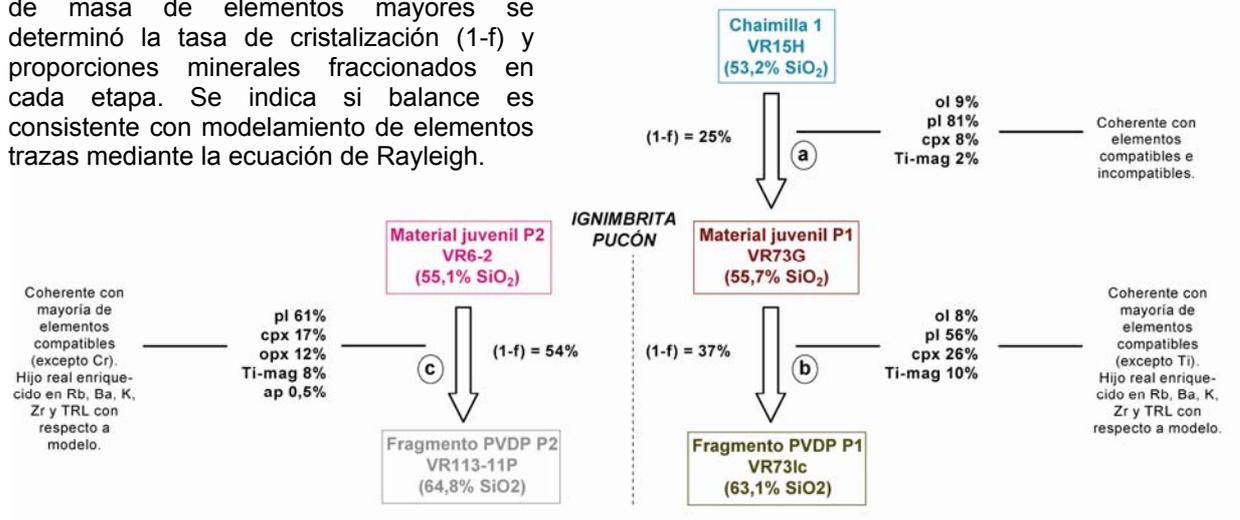


Figura 5.4: Diagramas multielementales normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) con las rocas padres e hijos de los tres modelos de la serie Pucón: reproducción de a) el material juvenil de P1 a partir de Chaimilla 1, b) un fragmento PVDP (poco vesicular con disyunción prismática) de P1, a partir del material juvenil de la misma unidad y c) un fragmento PVDP de P2 a partir del material juvenil de la misma unidad.

En síntesis, la cristalización fraccionada juega un rol importante en la evolución de los magmas del volcán Villarrica ya que la mayoría de las composiciones cumple los modelos de Rayleigh empleados. Esto es válido, sobre todo para magmas relativamente básicos a intermedios (53-55% SiO₂) (Figura 5.5). Los fragmentos PVDP de la ignimbrita Pucón parecen resultar de fraccionamiento de distintas asociaciones minerales: mientras que las composiciones de elementos mayores de la unidad inferior se pueden deber a la separación de olivino, plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita, los de la unidad superior reflejan la cristalización de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, magnetita y apatito. Sin embargo, los enriquecimientos en elementos incompatibles tales como Rb, Ba, K, Zr y tierras raras livianas no pueden explicarse por tal proceso. Por ejemplo, para alcanzar los contenidos de Ba y Rb de VR-73lc (fragmento PVDP de P1), más del 50% del magma inicial debería haber cristalizado, mientras que el modelo predice 37% de tasa de fraccionamiento (Figura 5.6).

Figura 5.5: Resumen de modelos de cristalización en la serie Pucón. Por balance de masa de elementos mayores se determinó la tasa de cristalización (1-f) y proporciones minerales fraccionados en cada etapa. Se indica si balance es consistente con modelamiento de elementos trazas mediante la ecuación de Rayleigh.



Algo similar ocurre para los fragmentos PVDP de P2. A 50% de cristalización (tasa calculada con los elementos mayores), VR113-11P tienen mayores contenidos de Ba y Rb que lo pronosticado por el model. La mayoría de los fragmentos PVDP forman “trends” lineales en el diagrama Co versus Rb (Figura 5.6), lo que podría indicar la importancia de procesos de mezcla. Por el otro lado, la cristalización fraccionada en sistema cerrado no produce una variación importante en los valores isotópicos de O ($\delta^{18}\text{O}$ crece unos 0,4‰ por cada 10% de SiO_2). Considerando un promedio de $6,2\pm 0,7\text{‰}$ de $\delta^{18}\text{O}$ en líquidos basálticos derivados del manto en zonas de subducción (Harmon y Hoefs, 1995), valores isotópicos inferiores a 5,5‰ (Figura 5.7) sugieren intervención de un agente externo, el cual podría aportar también los elementos incompatibles enriquecidos.

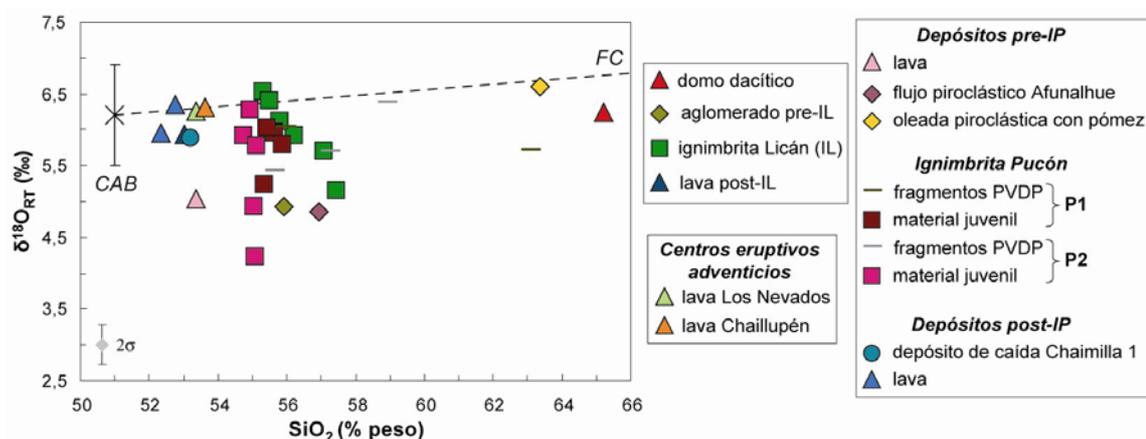


Figura 5.7: Diagramas de $\delta^{18}\text{O}$ versus contenido de sílice para el volcán Villarrica. También se muestra la composición promedio de basaltos de arco continental (CAB; $6,2\pm 0,7\text{‰}$) y la proyección de la diferenciación magmática a través de cristalización fraccionada en sistema cerrado (FC) (Harmon y Hoefs, 1995).

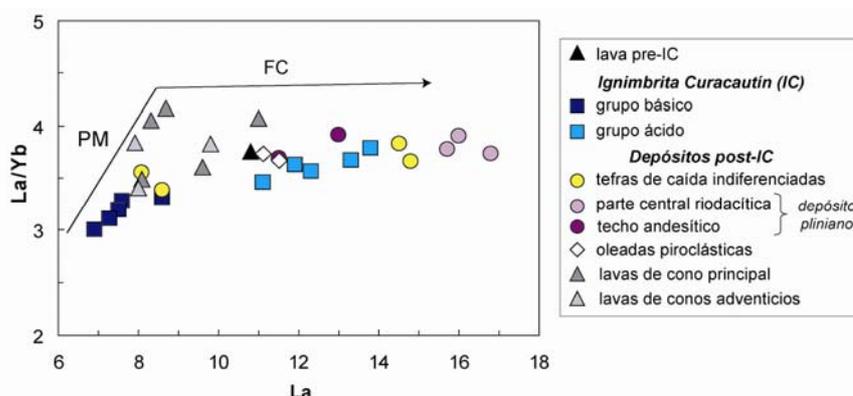
Desde el punto de vista mineralógico, la ignimbrita Licán es un ejemplo espectacular de mezcla. Esto, junto a la ausencia de correlación entre contenido de elementos incompatibles y el grado de diferenciación a nivel geoquímico, muestra que el proceso de fraccionamiento convectivo juega un rol insignificante en este depósito. Un test de mezcla simple es efectuado más adelante (ver sección 5.3.2) para investigar los polos involucrados.

5.2.2 Volcán Llaima

La cristalización fraccionada parece ser el proceso predominante, responsable de la evolución de los productos del volcán Llaima, evidenciado a través del estudio mineralógico y geoquímico.

El fraccionamiento de plagioclasa ± olivino ± clinopiroxeno ± ortopiroxeno ± magnetita es importante en las rocas menos diferenciadas, haciéndose inestable el olivino y apareciendo el apatito a mayor grado de diferenciación. La poca variación de la razón La/Yb al aumentar el grado de diferenciación (representado por el contenido de La en la Figura 5.8) confirma lo anterior. Como ya indicado, en el extremo menos diferenciado se observa que La/Yb es menor en la ignimbrita que en el resto de los depósitos, sugiriendo distintos grados de fusión de una misma fuente (mayor en el caso de la ignimbrita) o fuentes diferentes, por lo que se reproducirá cada serie separadamente.

Figura 5.8: Diagrama de identificación de procesos de cristalización fraccionada (FC) y fusión parcial (PM). Los vectores son ilustrativos, siendo lo importante las distintas pendientes de cada uno.



Ignimbrita Curacautín

Gracias a la detallada caracterización mineralógica de los depósitos, el modelamiento se efectúa abarcando prácticamente el rango composicional completo de la ignimbrita (desde LL29-7 con 52,1% SiO₂ hasta LL29-7A con 58,4% SiO₂) y por etapas (considerando composiciones intermedias de LL17-4 con 54,1% SiO₂ y LL9-2 con 56,5% SiO₂).

La trayectoria del balance de masa realizado se resume esquemáticamente en la Figura 5.9, las composiciones de las rocas parentales e hijos se encuentran en la Tabla 5.4 y los resultados están en la Tabla 5.5. Para composiciones con SiO₂ < 56%, fraccionan plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y Ti-magnetita, mientras que a mayor grado de diferenciación el olivino es reemplazado por ortopiroxeno.

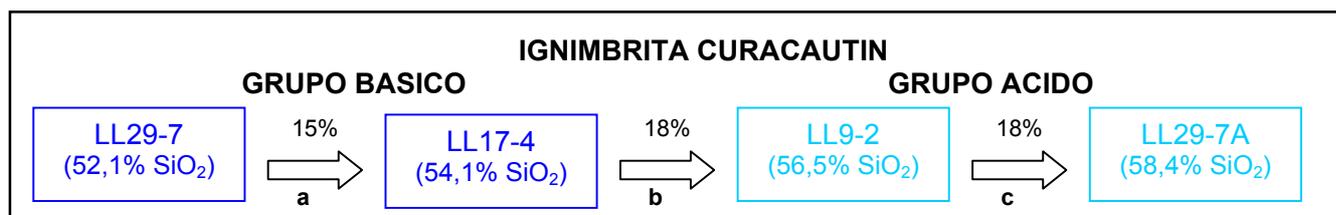


Figura 5.9: Trayectoria de modelamiento en la serie Curacautín. Letras a-c de acuerdo a modelos en tablas 5.4-5.6. Porcentajes indican tasa de fraccionamiento en cada paso.

Tabla 5.4: Composiciones de rocas padres e hijos y de minerales fraccionados utilizadas en el modelo de cristalización fraccionada de la serie Curacautín.

a) LL17-4 (54,1% SiO₂) a partir de LL29-7 (52,1% SiO₂) b) LL9-2 (56,5% SiO₂) a partir de LL17-4 (54,1% SiO₂)

DATOS	Padre	Hijo	Fases minerales sustraídas				Padre	Hijo	Fases minerales sustraídas			
	LL29-7	LL17-4	ol	pl	cpx	Ti-mag	LL17-4	LL9-2	ol	pl	cpx	Ti-mag
SiO ₂	52,09	54,08	39,18	49,21	51,64	0,13	54,08	56,48	37,46	49,71	51,61	0,07
TiO ₂	1,49	1,47	0,04	0	0,63	9,61	1,47	1,44	0,03	0,07	0,54	11,05
Al ₂ O ₃	16,62	16,12	0,06	31,70	2,30	5,66	16,12	15,78	0,04	31,17	1,86	4,89
FeO*	11,44	10,81	18,98	0,71	9,95	81,08	10,81	10,17	27,32	0,61	11,53	79,42
MnO	0,20	0,19	0,37	0,05	0,31	0,4	0,19	0,20	0,41	0	0,35	0,34
MgO	4,22	3,64	41,25	0,09	15,06	2,82	3,64	2,86	34,46	0,08	14,92	4,14
CaO	8,34	7,67	0,12	15,5	19,75	0,27	7,67	6,48	0,23	15,23	18,91	0,01
Na ₂ O	3,59	3,92	0	2,71	0,33	0	3,92	4,30	0,02	3,05	0,29	0,08
K ₂ O	0,54	0,69	0	0,04	0,03	0,03	0,69	0,86	0	0,05	0	0
P ₂ O ₅	0,20	0,21	0	0	0	0	0,21	0,29	0,02	0,02	0,01	0

c) LL29-7A (58,4% SiO₂) a partir de LL9-2 (56,5% SiO₂)

DATOS	Padre	Hijo	Fases minerales sustraídas			
	LL9-2	LL29-7A	pl	cpx	opx	Ti-mag
SiO ₂	56,48	58,45	54,61	50,85	53,04	0,19
TiO ₂	1,44	1,38	0,07	0,87	0,37	15,69
Al ₂ O ₃	15,78	15,29	27,76	2,27	0,83	3,37
FeO*	10,17	9,57	0,98	13,96	20,47	77,71
MnO	0,20	0,20	0	0,55	0,58	0,56
MgO	2,86	2,36	0,14	13,63	22,59	2,23
CaO	6,48	5,73	11,29	17,56	2,07	0,22
Na ₂ O	4,30	4,58	5,01	0,30	0,04	0,01
K ₂ O	0,86	1,06	0,14	0,01	0	0,02
P ₂ O ₅	0,29	0,32	0	0	0	0

Tabla 5.5: Resultados de los balances de masa en la serie Curacautín.

RESULTADOS	Roca padre	Roca hijo	Proporciones minerales fraccionados (% peso)					Tasa de cristalización (% peso)	Σr ²
			ol	pl	cpx	opx	Ti-mag		
a	LL29-7	LL17-4	11,76	58,84	15,79	-	13,61	15,10	0,005
b	LL17-4	LL9-2	8,28	54,73	26,32	-	10,67	17,88	0,01
c	LL9-2	LL29-7A	-	62,74	14,48	12,87	9,91	18,44	0,002

Con respecto a los elementos de transición, en el extremo básico de la ignimbrita (modelo a), todos están de acuerdo con las proporciones fraccionadas de minerales ferromagnesianos pronosticados por el modelo, a excepción del Ti. La mayoría de los elementos incompatibles en la roca hijo también están contenidos en el rango calculado, a excepción de Rb, K y La que están levemente aumentados (Figura 5.10a). El escenario es similar al pasar del grupo básico al ácido (modelo b), donde, además de los elementos anteriores, algunas tierras raras y Zr están más enriquecidos en la roca hijo que lo permitido por los intervalos calculados (Figura 5.10b). Debido a la igualdad del contenido de Cr en la roca padre e hijo, este elemento de transición es el único, junto al Ti, cuyo rango calculado es más bajo que el real. La reproducción de los contenidos de elementos trazas en el grupo ácido (modelo c) es perfecta. Sólo el rango de Ti calculado es menor al verdadero (Figura 5.10c; Tabla 5.6).

Tabla 5.6: Composiciones de elementos trazas para la generación del material juvenil de la ignimbrita Curacautín. Letras a-c de acuerdo a empleados en tablas 5.4 y 5.5. Se entregan las composiciones líquidas teóricas calculadas con coeficientes globales mínimos y máximos, empleando los resultados del balance de masa de los elementos mayores de la Tabla 5.5.

	a)				b)				c)			
	C _o	C _{i real}	C _{i calculado}		C _o	C _{i real}	C _{i calculado}		C _o	C _{i real}	C _{i calculado}	
	LL29-7	LL17-4	(D _{min})	(D _{max})	LL17-4	LL9-2	(D _{min})	(D _{max})	LL9-2	LL29-7A	(D _{min})	(D _{max})
La	6,90	8,60	8,07	7,63	8,60	11,10	10,39	9,63	11,10	13,30	13,49	12,61
Ce	18,60	21,00	21,84	20,70	21,00	26,50	25,48	23,64	26,50	32,50	32,37	30,10
Nd	12,00	14,30	14,07	13,25	14,30	18,40	17,31	15,95	18,40	21,40	22,44	20,88
Sm	3,35	3,90	3,93	3,64	3,90	4,75	4,72	4,20	4,75	5,60	5,79	5,17
Eu	1,17	1,27	1,37	1,16	1,27	1,55	1,53	1,25	1,55	1,72	1,88	1,50
Gd	3,75	4,15	4,40	4,15	4,15	5,30	5,02	4,58	5,30	5,95	6,47	5,94
Dy	3,90	4,45	4,51	4,18	4,45	5,45	5,29	4,68	5,45	6,20	6,56	5,85
Er	2,35	2,65	2,75	2,58	2,65	3,40	3,19	2,90	3,40	3,70	4,13	3,78
Yb	2,30	2,60	2,70	2,47	2,60	3,21	3,15	2,73	3,21	3,62	3,92	3,40
Rb	10,30	14,00	12,08	11,70	14,00	17,80	16,98	16,35	17,80	21,80	21,73	20,84
Ba	190,00	225,00	223,01	188,21	225,00	277,00	272,94	222,99	277,00	325,00	338,13	272,66
K	4446,03	5736,06	5201,19	5048,43	5736,06	7174,43	6932,87	6701,67	7174,43	8791,66	8720,93	8372,99
Nb	2,60	2,80	3,01	2,51	2,80	3,30	3,36	2,61	3,30	4,10	3,98	3,11
Sr	406,00	418,00	426,08	281,29	418,00	390,00	447,44	278,47	390,00	376,00	410,53	238,00
Zr	80,00	90,00	93,42	89,77	90,00	122,00	108,70	102,11	122,00	135,00	148,34	140,89
Ti	8905,25	8824,99	7216,85	7021,31	8824,99	8615,05	7528,34	7173,80	8615,05	8265,65	7414,38	7138,55
Y	23,60	26,80	27,20	25,57	26,80	33,00	31,76	28,21	33,00	37,00	39,41	36,38
V	504,00	416,00	485,05	106,80	416,00	260,00	416,01	60,78	260,00	170,00	261,68	49,08
Cr	12,00	5,00	6,86	0,00	5,00	5,00	2,94	0,00	5,00	2,00	3,10	0,00
Co	33,00	31,00	34,29	16,20	31,00	23,00	32,69	14,25	23,00	19,00	24,74	9,14
Ni	14,00	6,50	12,50	2,06	6,50	5,00	5,91	0,93	5,00	2,00	4,74	1,25
Sc	40,50	36,00	45,82	28,26	36,00	33,00	41,28	16,78	33,00	29,50	38,67	17,69

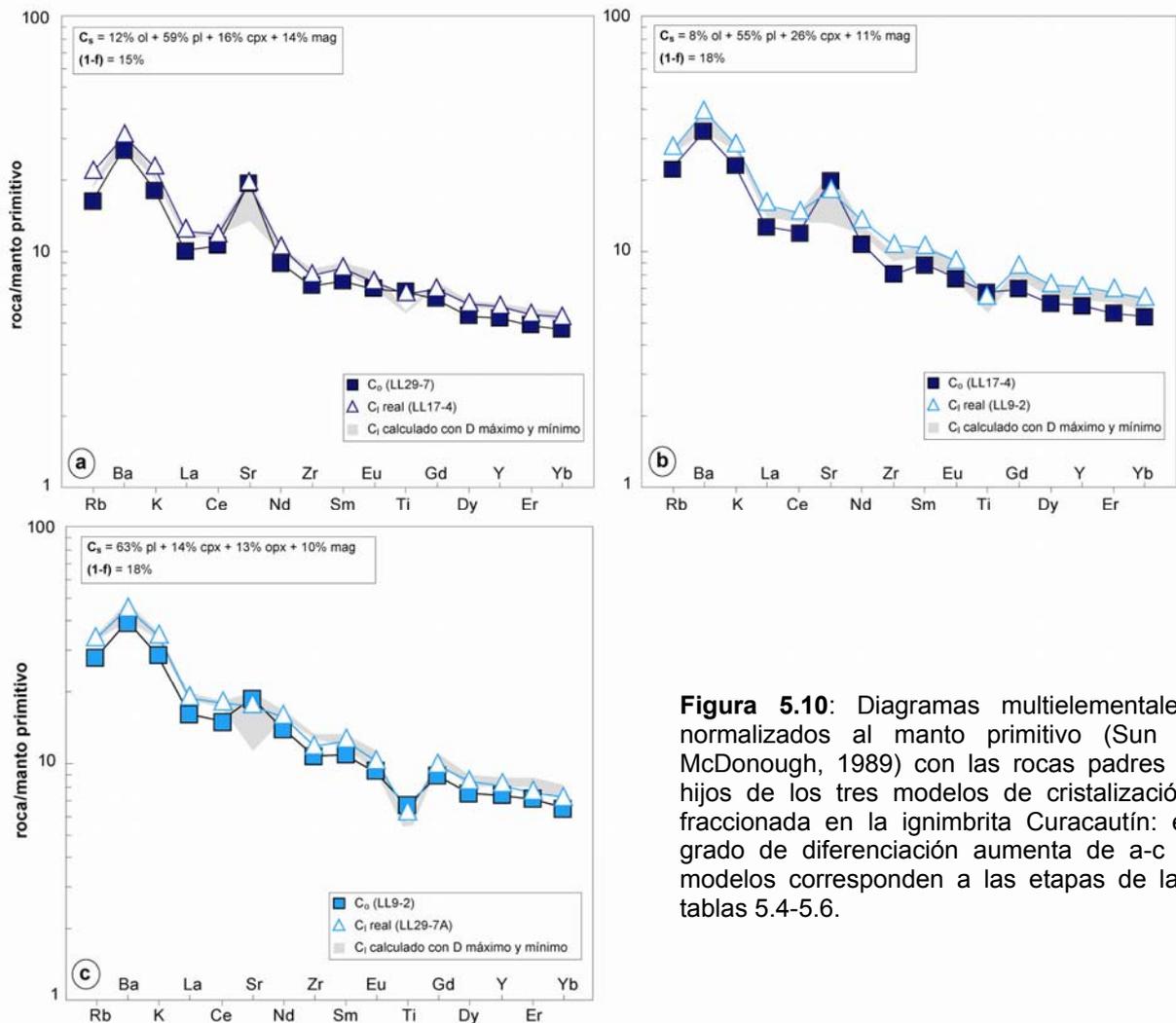
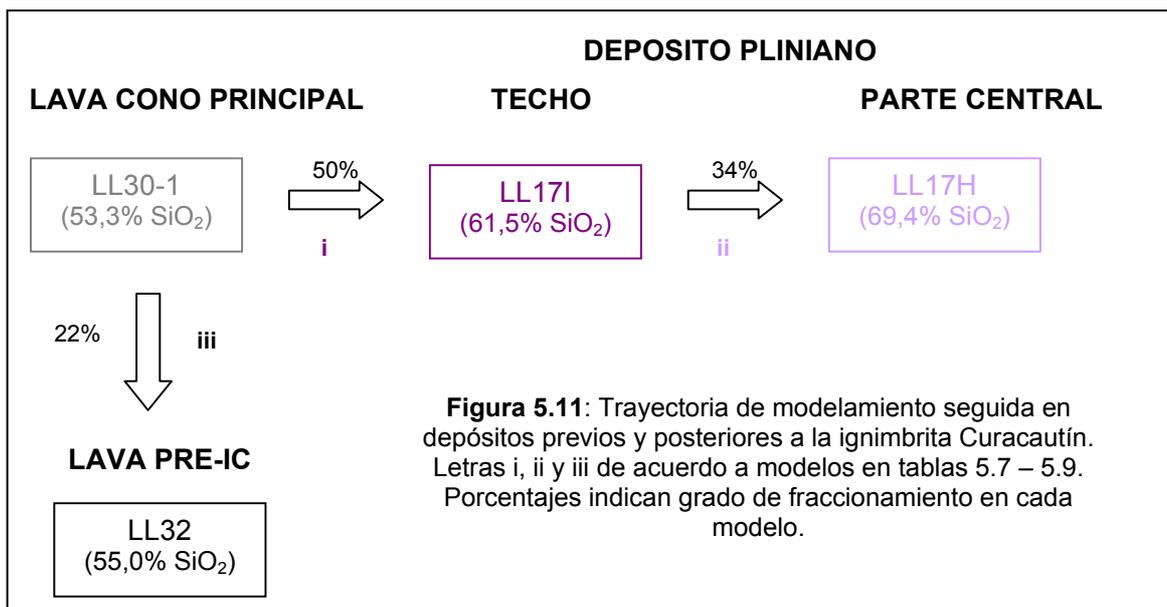


Figura 5.10: Diagramas multielementales normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) con las rocas padres e hijos de los tres modelos de cristalización fraccionada en la ignimbrita Curacautín: el grado de diferenciación aumenta de a-c y modelos corresponden a las etapas de las tablas 5.4-5.6.

Depósitos previos y posteriores a la ignimbrita Curacautín

El cálculo consiste en reproducir la serie desde una lava andesítico-basáltica del cono principal (LL30-1) hasta la riodacita (LL17H) que forma la parte central del depósito pliniano (depósitos posteriores a la ignimbrita). La andesita (LL17I) que constituye el techo de esta última unidad es considerada un producto intermedio (Figura 5.11). También se generará la lava del edificio ancestral (LL32) a partir de LL30-1; aunque más antigua en el tiempo, se puede suponer que el volcán ha emitido coladas similares a lo largo de toda su historia.



La sustracción de plagioclasa, principalmente, y clinopiroxeno, titanomagnetita y ortopiroxeno, en decreciente orden de importancia, además de trazas de apatito, de la lava reproduce la composición de elementos mayores del magma andesítico ($\sum r^2=0,03$) (Tabla 5.7). Prácticamente todos los contenidos de elementos trazas son también satisfactoriamente generados, con excepción del Ti, el cual, aunque elemento mayor, es incluido en el modelamiento para determinar si cumple la ecuación de Rayleigh (Figura 5.12a; Tabla 5.9).

El fraccionamiento de las mismas fases sólidas anteriores, pero con mayor proporción de orto- que clinopiroxeno y variando las composiciones mineralógicas de acuerdo al grado de diferenciación, permite generar la riodacita (tablas 5.7 y 5.8). Dado que los K_d empleados en los modelos son para composiciones intermedias (es decir, en *sensu stricto*, 52-66% SiO₂), se propone una evaluación algo distinta para determinar el grado de enriquecimiento de los elementos trazas en la riodacita (69% SiO₂) con respecto a la andesita: En la Figura 5.12b se ha normalizado la composición de la pómez riodacítica con respecto a la escoria andesítica. En un sistema cerrado, el factor máximo de enriquecimiento está dado por $1/f$ si el elemento es muy incompatible ($D \approx 0$), siendo f la fracción de líquido residual. Cualquier valor superior a este máximo indica que el sistema está abierto y valores inferiores son consecuencia de la incorporación del elemento en alguna fase sólida. Con excepción del Rb, todos los elementos trazas de la riodacita están en o por debajo del máximo, indicando que la diferenciación del depósito pliniano se produjo en un sistema prácticamente cerrado. Las tierras raras tienen valores inferiores al máximo, lo que es consecuencia del fraccionamiento de apatito, mientras que el empobrecimiento en Sr y Eu refleja la separación de plagioclasa y la disminución de Ti es producto de sustracción de magnetita.

Tabla 5.7: Composiciones de rocas padres e hijos y de minerales fraccionados utilizadas en el modelo de cristalización fraccionada del volcán Llaima.

i) LL171 (61,5% SiO₂) a partir de LL30-1 (53,3% SiO₂) ii) LL17H (61,5% SiO₂) a partir de LL171 (69,4% SiO₂)

DATOS	Padre	Hijo	Fases minerales sustraídas					Padre	Hijo	Fases minerales sustraídas				
	LL30-1	LL171	pl	cpx	opx	Ti-mag	ap	LL171	LL17H	pl	cpx	opx	Ti-mag	ap
SiO ₂	53,34	61,52	49,56	51,78	54,85	0,12	0,23	61,52	69,40	54,10	52,07	53,45	0,06	0,23
TiO ₂	1,12	1,03	0,05	0,53	0,12	14,73	0,11	1,03	0,43	0,04	0,47	0,29	16,27	0,11
Al ₂ O ₃	17,96	16,23	31,39	2,44	1,21	2,88	0,02	16,23	14,97	28,45	1,56	0,82	3,60	0,02
FeO*	8,73	6,73	0,75	8,34	13,62	79,72	0,94	6,73	4,26	0,50	10,48	19,15	75,55	0,94
MnO	0,16	0,18	0,01	0,27	0,31	0,36	0,19	0,18	0,15	0,01	0,58	0,59	0,54	0,19
MgO	4,03	2,04	0,13	16,03	27,67	2,18	0,10	2,04	0,50	0,07	14,94	24,11	3,89	0,10
CaO	9,37	4,91	15,19	20,28	2,19	0,01	54,30	4,91	2,28	11,67	19,58	1,56	0,04	54,30
Na ₂ O	3,46	5,21	2,83	0,30	0,03	0,01	0,01	5,21	5,73	5,09	0,32	0,01	0	0,01
K ₂ O	0,65	1,10	0,06	0,02	0	0	0,02	1,10	1,68	0,06	0	0,01	0	0,02
P ₂ O ₅	0,20	0,30	0,03	0	0	0	44,08	0,30	0,11	0,01	0	0,02	0,04	44,08

iii) LL32 (55,0% SiO₂) a partir de LL29-7 (52,1% SiO₂)

DATOS	Padre	Hijo	Fases minerales sustraídas		
	LL30-1	LL32	ol	pl	cpx
SiO ₂	53,34	55,01	38,44	46,78	51,78
TiO ₂	1,12	1,48	0,03	0,01	0,53
Al ₂ O ₃	17,96	15,87	0,04	33,40	2,44
FeO*	8,73	10,49	20,48	0,56	8,34
MnO	0,16	0,19	0,30	0,01	0,27
MgO	4,03	3,30	40,43	0,08	16,03
CaO	9,37	7,36	0,14	17,60	20,28
Na ₂ O	3,46	4,05	0,05	1,52	0,30
K ₂ O	0,65	0,82	0,01	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,20	0,26	0,08	0,01	0

Tabla 5.8: Resultados de los balances de masa en el volcán Llaima.

RESULTADOS	Roca padre	Roca hijo	Proporciones minerales fraccionados (% peso)						Tasa de cristalización (% peso)	Σr ²
			ol	pl	cpx	opx	Ti-mag	ap		
i	LL30-1	LL171	-	60,49	21,88	8,23	9,23	0,17	50,34	0,03
ii	LL171	LL17H	-	65,32	7,00	14,82	10,78	2,08	33,56	0,15
iii	LL30-1	LL32	7,70	74,12	18,19	-	-	-	22,46	0,08

Tabla 5.9: Composiciones de elementos trazas: i) generación de la escoria andesítica (LL17I), perteneciente al depósito pliniano, a partir de una colada de lava del cono principal (LL30-1); ii) reproducción de la pómez riódacítica (LL17I) a partir de la andesita anterior, iii) generación de la lava ancestral a partir de LL30-1. Letras i-iii de acuerdo a empleados en tablas 5.7 y 5.8. Se entregan composiciones reales y composiciones de líquidos, calculadas con coeficientes globales mínimos y máximos, empleando los resultados del balance de masa de los elementos mayores de la Tabla 5.7.

i)					ii)				iii)			
	C _o	C _{i real}	C _{i calculado}		C _o	C _{i real}	C _{i calculado}		C _o	C _{i real}	C _{i calculado}	
	LL30-1	LL17I	(D _{min})	(D _{max})			LL17I	LL17H			(D _{min})	(D _{max})
La	8,10	13,00	15,74	11,96	13,00	16,80	18,09	13,60	8,10	10,80	10,31	9,49
Ce	20,00	31,00	39,21	29,12	31,00	39,00	41,40	29,95	20,00	26,00	25,66	23,58
Nd	12,80	20,50	24,62	17,98	20,50	23,50	25,28	16,14	12,80	17,40	16,39	15,06
Sm	3,55	4,90	6,91	4,25	4,90	5,75	6,69	3,48	3,55	4,70	4,54	4,06
Eu	1,15	1,58	2,19	0,98	1,58	1,39	2,06	0,78	1,15	1,42	1,46	1,09
Gd	3,75	5,60	7,20	4,94	5,60	6,40	6,94	4,21	3,75	4,85	4,80	4,33
Dy	4,05	5,50	7,50	4,53	5,50	6,70	7,52	3,90	4,05	4,95	5,15	4,50
Er	2,40	3,40	4,59	3,17	3,40	4,30	4,46	2,96	2,40	2,95	3,08	2,76
Yb	2,32	3,32	4,54	2,62	3,32	4,50	4,55	3,23	2,32	2,88	2,98	2,58
Rb	13,00	22,50	25,33	21,98	22,50	36,50	29,28	26,92	13,00	16,30	16,74	15,75
Ba	202,00	345,00	400,88	190,31	345,00	480,00	513,95	334,38	202,00	265,00	259,04	190,69
K	5369,65	9149,58	10508,66	9185,25	9149,58	13974,41	13589,86	12758,35	5369,65	6839,36	6846,67	6460,22
Nb	2,60	3,40	4,98	2,00	3,40	4,40	4,87	2,29	2,60	3,10	3,35	2,38
Sr	438,00	410,00	532,33	85,55	410,00	221,00	448,64	33,90	438,00	415,00	452,16	202,58
Zr	82,00	127,00	160,84	130,17	127,00	190,00	187,46	135,85	82,00	107,00	105,72	98,15
Ti	6741,31	6186,60	4407,27	3756,74	6186,60	2600,33	4310,48	4080,34	6741,31	8854,25	8591,61	8191,09
Y	24,30	34,50	44,54	30,65	34,50	43,20	49,42	39,81	24,30	29,50	30,92	27,67
V	280,00	79,00	299,64	0,59	79,00	4,00	76,31	3,75	280,00	358,00	355,83	143,44
Cr	64,00	4,50	13,56	0,00	4,50	2,00	1,66	0,00	64,00	15,00	75,43	0,00
Co	25,00	10,00	32,15	1,46	10,00	1,00	9,63	1,69	25,00	25,00	29,98	19,69
Ni	22,00	3,00	18,46	0,29	3,00	1,50	2,47	0,15	22,00	8,00	25,85	5,11
Sc	33,00	22,00	55,13	2,24	22,00	14,50	26,16	9,67	33,00	35,00	40,84	19,12

El líquido generado por fraccionamiento de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno a partir de la lava del cono principal tiene un rango composicional que engloba las concentraciones de elementos trazas en la lava ancestral (Figura 5.12c).

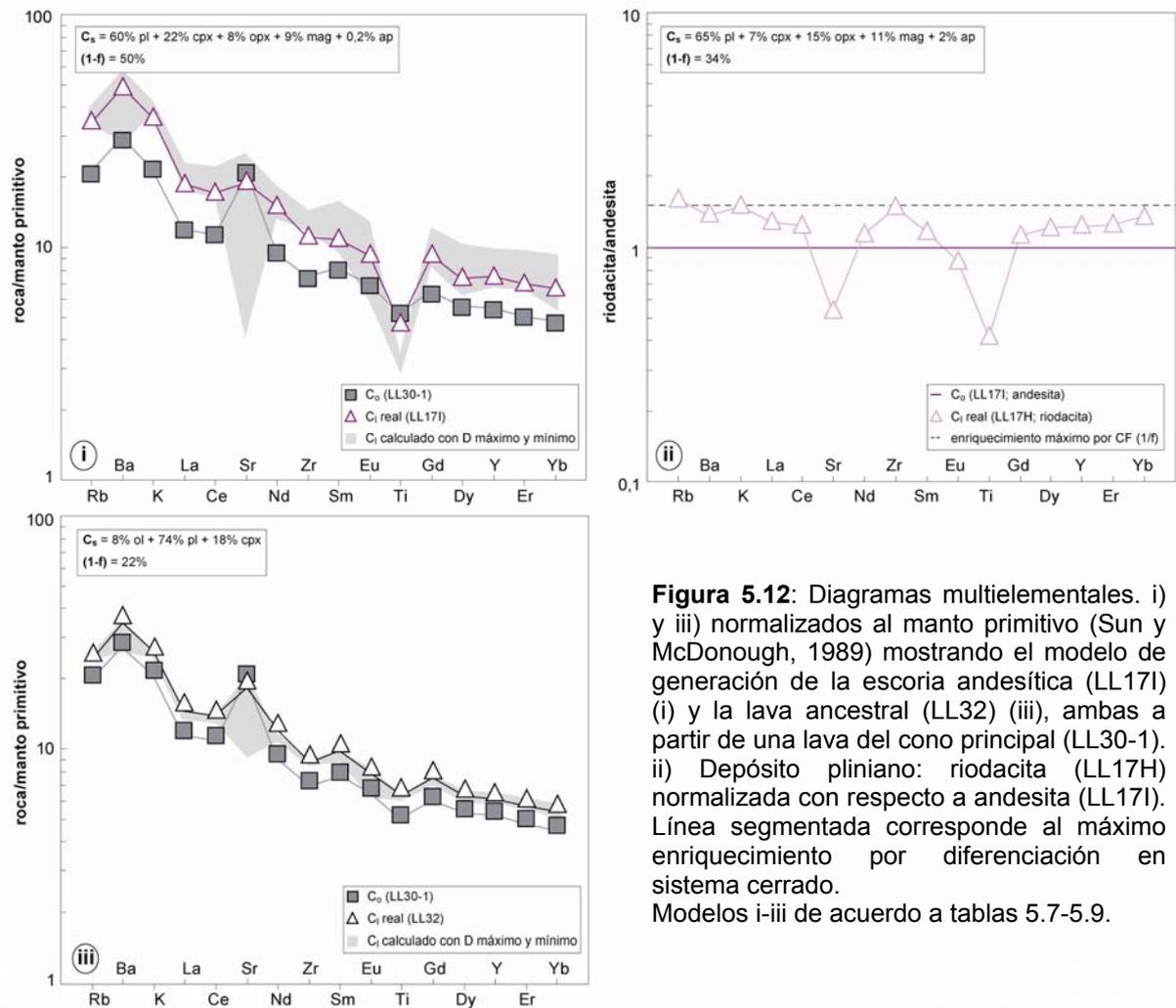


Figura 5.12: Diagramas multielementales. i) y iii) normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) mostrando el modelo de generación de la escoria andesítica (LL171) (i) y la lava ancestral (LL32) (iii), ambas a partir de una lava del cono principal (LL30-1). ii) Depósito pliniano: riodacita (LL17H) normalizada con respecto a andesita (LL171). Línea segmentada corresponde al máximo enriquecimiento por diferenciación en sistema cerrado. Modelos i-iii de acuerdo a tablas 5.7-5.9.

Existe una relación entre las lavas menos diferenciadas y el grupo básico de la ignimbrita Curacautín del volcán Llaima?

Las diferencias geoquímicas entre ambas unidades son evidentes (figuras 4.24 y 4.27). El grupo básico de la ignimbrita está empobrecido en MgO, Al₂O₃, CaO, Cr, Ni y Sr y enriquecido en Na₂O, Fe₂O₃^{*}, TiO₂, V y Sc con respecto a las lavas posteriores, de similar grado de diferenciación. Podrían explicarse estas diferencias por cristalización de fases minerales determinadas? Los mayores contenidos de Sc, V, Fe y Ti en el grupo básico excluyen que la cristalización de piroxeno sea el responsable del empobrecimiento en MgO, Cr y Ni, dados los altos K_d de los primeros cuatro elementos por este mineral (Tabla 5.1). Aunque existen pocos K_d en sistemas naturales para la espinela en la literatura, el fraccionamiento de este mineral también está excluido. Las espinelas determinadas en la ignimbrita son ricas en Fe y Ti (Figura 3.39); por lo tanto, también tienen afinidad por el V y su cristalización empobrecería el líquido en

tales elementos, lo que es contrario a la tendencia observada. No se puede excluir que a mayor profundidad cristalice una espinela sin Fe ni Ti, pero, de todas maneras, el fraccionamiento de este óxido produciría el aumento del contenido de sílice en el líquido residual, siendo esto también opuesto a las diferencias que se producen a un mismo grado de diferenciación. Por lo tanto, los únicos candidatos para explicar las divergencias entre el grupo básico y las lavas menos diferenciadas son el olivino magnesiano (disminución de MgO, Cr y Ni) y la plagioclasa cálcica (CaO, Al₂O₃, Sr). El balance de los elementos mayores es relativamente satisfactorio si no se consideran Fe₂O₃* ni TiO₂ ($\sum r^2=0,05$), pero a nivel de elementos trazas (+Fe y Ti), el líquido calculado está enriquecido en todas las tierras raras (con excepción del Eu), además de K, Rb, Zr, Y, Cr y empobrecido en Ti, Fe, V con respecto al líquido real (no mostrado). Esta incompatibilidad en la mayoría de los elementos permite concluir que no se puede explicar la divergencia composicional entre el grupo básico de Curacautín y las lavas menos diferenciadas del volcán Llaima por cristalización fraccionada y refuerza la hipótesis que la diferencia está en la fuente. Específicamente en el sólido residual de la fusión de la fuente que origina el líquido de la ignimbrita podría haber cromita y/o olivino que retienen elementos tales como Mg, Cr y Ni.

Importancia del proceso de cristalización fraccionada

En conclusión, la cristalización fraccionada parece ser el proceso de mayor importancia en la evolución de cada serie del volcán Llaima (ignimbrita Curacautín, por un lado, y depósitos previos y posteriores, por el otro), pero no puede explicar las diferencias entre ambas en su extremo básico. Las principales unidades de cada serie se pueden reproducir con el fraccionamiento de distintas fases minerales (Figura 5.13). Para el cálculo de las curvas de cristalización en la Figura 5.14 se han utilizado los K_d de magmas intermedios de Keskin (2002). Las evoluciones del líquido en el diagrama de Cr en función de Ba describen perfectamente los depósitos y se distingue claramente que la ignimbrita Curacautín tiene una evolución independiente al resto del volcán.

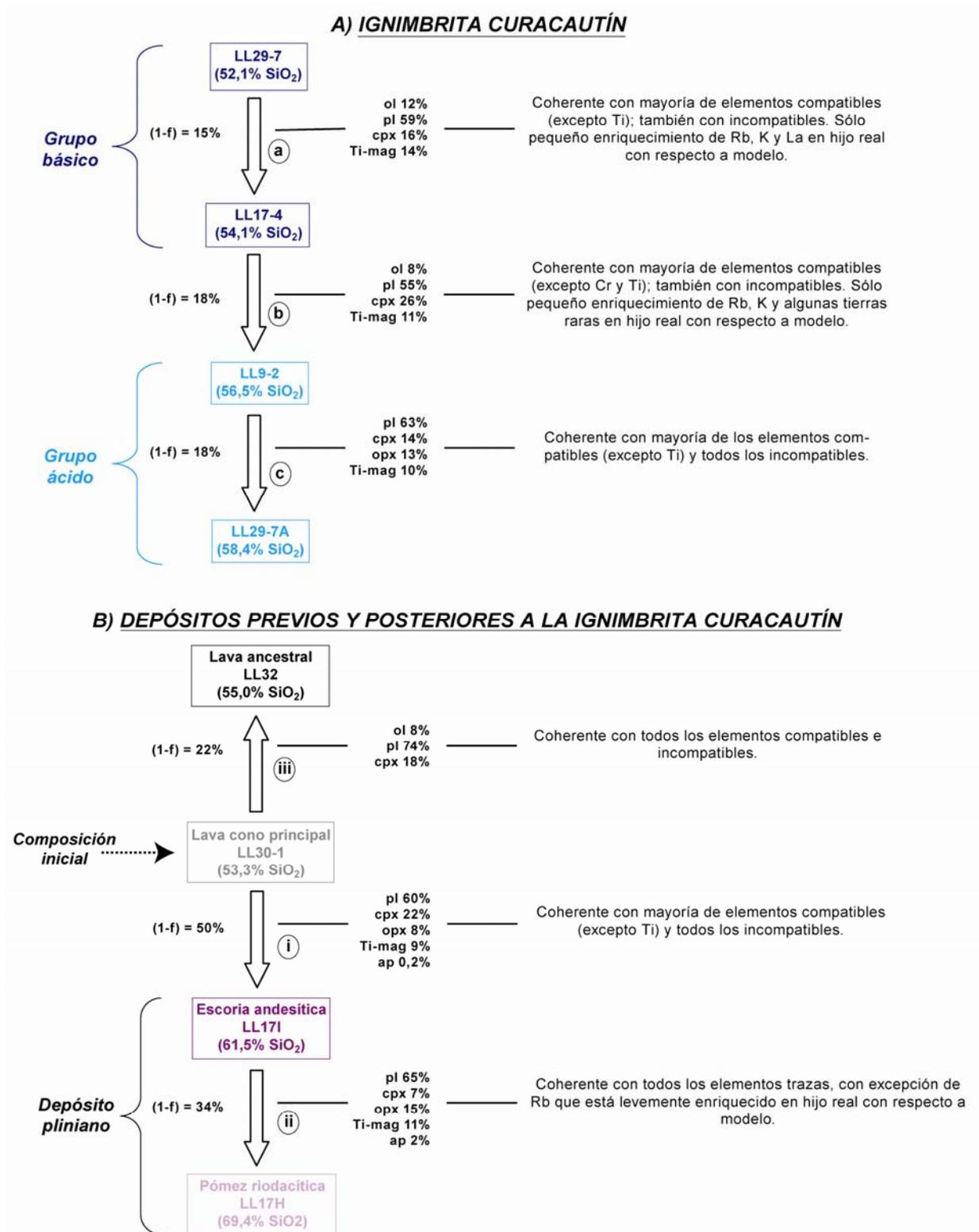


Figura 5.13: Resumen de modelos de cristalización en el volcán Llaima.

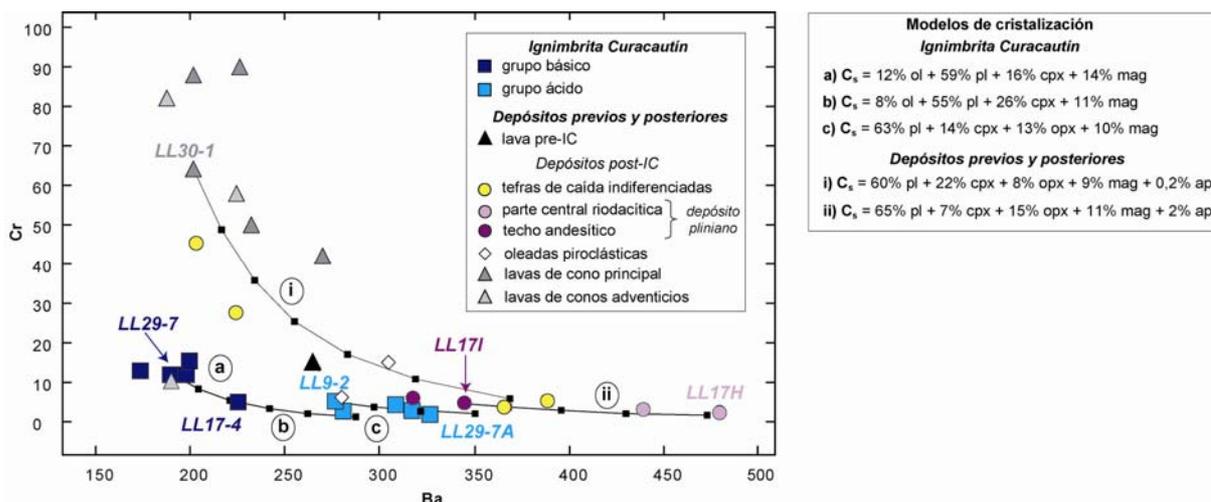


Figura 5.14: Curvas de cristalización de Cr versus Ba para los modelos de fraccionamiento del volcán Llama. Incrementos de 10% en las tasas de cristalización marcados en las curvas.

Con respecto a los elementos incompatibles, la ignimbrita presenta un pequeño enriquecimiento en elementos tales como Rb, K y algunas tierras raras y también valores isotópicos de O bajos ($\delta^{18}\text{O} < 5,5\text{‰}$) (Figura 5.15). Estos antecedentes permiten deducir que el sistema está abierto y que la asimilación cortical puede haber jugado un rol menor en la evolución de esta serie. Además, la linealidad de la ignimbrita Curacautín en algunos diagramas de variación, junto con la ocurrencia de xenocristales y las características del vidrio, pueden indicar la importancia de mezcla de magmas. Por el otro lado, los depósitos más antiguos y más nuevos que la ignimbrita parecen ser producto de un proceso de cristalización fraccionada en sistema cerrado.

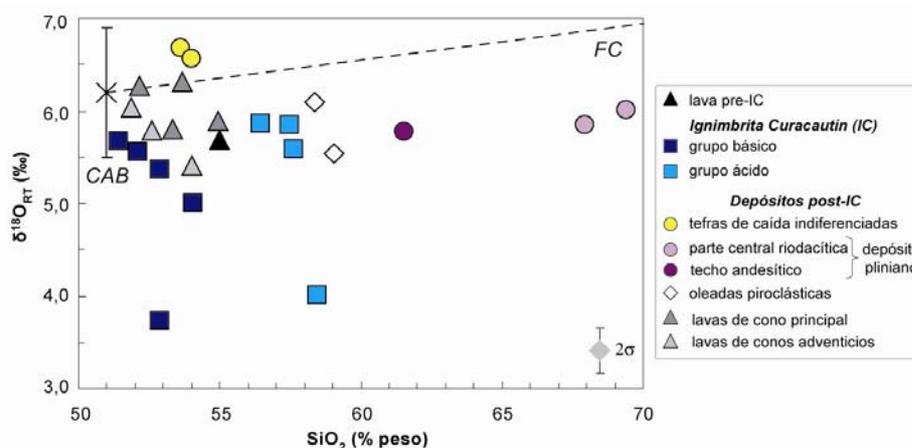


Figura 5.15: $\delta^{18}\text{O}$ de roca total en función del contenido de SiO_2 para el volcán Llama. Además, se indica la composición promedio de basaltos de arco continental (CAB; $6,2 \pm 0,7\text{‰}$) y el "trend" por cristalización fraccionada en sistema cerrado (CF) (Harmon y Hoefs, 1995).

5.3 Asimilación-Cristalización Fraccionada y mezcla de magmas

Asimilación-Cristalización fraccionada (AFC) y mezcla de magmas son fenómenos comunes en las evoluciones de sistemas magmáticos y no son la excepción en los volcanes Villarrica y Llaima tampoco. El estudio petrográfico y mineralógico así lo ha mostrado: Testimonios de fragmentos plutónicos parcialmente digeridos existen en todas las ignimbritas y la mezcla de magma es evidente en el depósito Licán; fenómenos de mezcla también parecen probable en los fragmentos PVDP (poco vesiculares con disyunción prismática) de la ignimbrita Pucón y quizás hayan jugado un rol en el grupo ácido de la ignimbrita Curacautín. Debido a la cercanía entre los volcanes Villarrica y Llaima (unos 70 km), los potenciales contaminantes (rocas plutónicas del basamento) son los mismos, por lo que se tratarán los datos de ambos centros volcánicos en conjunto. Dado que existen diferentes causas, tanto técnicas como químicas, que dificultan el modelamiento (ver a continuación), se hace sólo una evaluación muy somera del fenómeno de AFC. De forma similar, la mezcla de magmas es tratada de forma cualitativa.

5.3.1 Asimilación-Cristalización Fraccionada

Modelos clásicos, y ampliamente utilizados, de AFC (DePaolo, 1981) suponen una razón r (masa asimilada/masa cristalizada) constante y no consideran balance de energía. Trabajos más recientes (*e.g.*, Reiners *et al.*, 1995) han mostrado que esas simplificaciones no son correctas. Algoritmos tales como MELTS (Ghiorso *et al.* 1995) permiten conocer la cantidad y composición de todas las fases durante un proceso de cristalización fraccionada en función de la temperatura. Sin embargo, en este estudio, el olivino, mineral común en todas las rocas andesítico-basálticas, nunca cristalizó durante modelamientos de FC realizados con MELTS, habiendo seleccionado cuidadosamente las condiciones iniciales de temperatura, presión y fugacidad de oxígeno (Gutiérrez, comunicación escrita). El modelo EC-AFC (EC="energy-constrained") de Spera y Bohron (2001), otro candidato para modelar AFC, requiere conocer parámetros composicionales que dependen de la temperatura, como por ejemplo, la entalpía de reacción de la distribución de elementos trazas (es decir, cómo varía el coeficiente de distribución global con la temperatura). Sin conocer la historia exacta de cristalización en función de la temperatura, es imposible fijar ese número. Además, se ha visto que los K_d pueden ser altamente variables en un líquido de composición determinada (Tabla 5.1), por lo que fijar un valor para que cuadren los datos tampoco se considera correcto.

Por el otro lado, las razones isotópicas radiogénicas de los volcanes Villarrica y Llaima son muy homogéneas y de signatura mantélica (Figura 5.16). Por lo tanto, los magmas parentales de ambos centros volcánicos se habrían generado por fusión del manto y no habrían interactuado con la corteza continental, ya sea inferior o superior, durante su ascenso. Sin embargo, estudios geofísicos y geoquímicos realizados en este segmento de la SVZ, sugieren que la corteza inferior está compuesta, principalmente, por rocas ígneas y metaígneas de composición global basáltica y relativamente jóvenes (jurásicas-cuaternarias) (e.g., Tassara y Yañez, 2003; Hildreth y Moorbath, 1988). A 35 km de profundidad, tales materiales cristalizarían formando gabros ricos en hornblenda, cumulos ultramáficos y diferenciados tonalíticos a dioríticos. Dependiendo del contenido local de agua, éstas rocas recrystalizarían originando anfibolitas y granulitas de dos piroxenos y plagioclasa (\pm hornblenda), sin o con algo de granate. La asimilación de tal material en zonas de MASH (fusión, asimilación, almacenamiento y homogenización), ubicadas en la corteza inferior o en el límite manto-corteza, sería prácticamente indetectable, dado el limitado contraste isotópico y de razones de elementos trazas entre la corteza inferior y pulsos de basaltos provenientes del manto (e.g., Hildreth y Moorbath, 1988). En este sentido, los sistemas isotópicos de Sr y Nd no sirven para determinar el rol de la corteza inferior y estudios de Re-Os (e.g., Hart *et al.*, 2003) o U-Th (e.g., Jicha *et al.*, 2007) habrían sido más útiles.

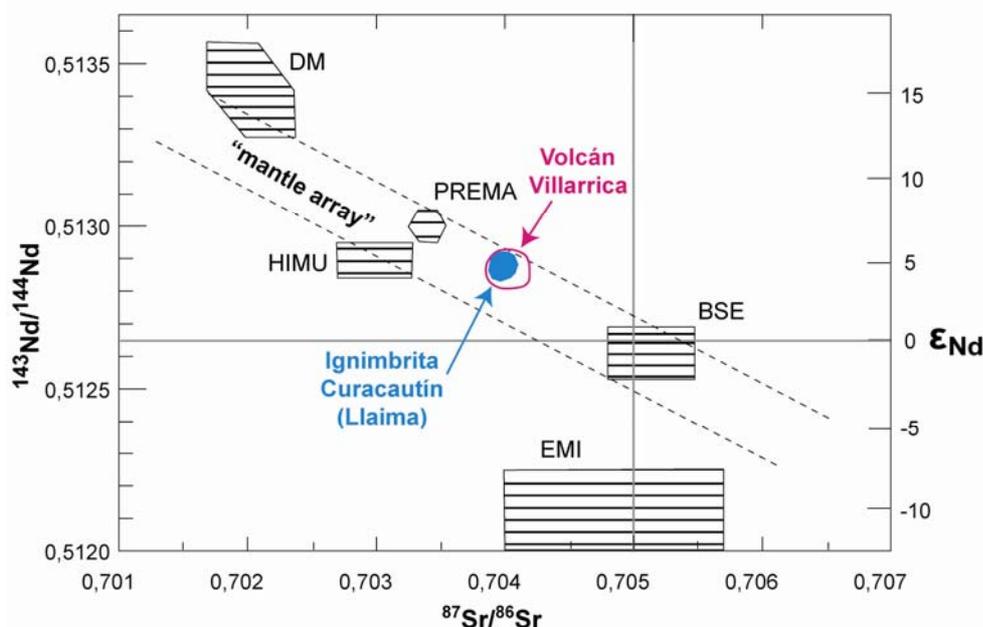


Figura 5.16: Diagrama de correlación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, mostrando los campos de los volcanes Villarrica y Llaima, junto con los principales reservorios mantélicos oceánicos de Zindler y Hart (1986). DM = manto deprimido; BSE = "bulk silicate Earth" (manto primitivo homogéneo); EMI = manto enriquecido; HIMU = manto con alto U/Pb; PREMA = composición mantélica prevalente. El "mantle array" está definido por basaltos oceánicos.

A nivel de la corteza media y superior, siendo los granitoides relativamente jóvenes y raramente muy evolucionados, su asimilación tampoco se vería debido al limitado contraste isotópico (e.g., Davidson *et al.*, 1987; Hildreth y Moorbath, 1988). Esto se observa en la Figura 5.17, donde los escasos datos disponibles de rocas intrusivas terciarias del basamento de la zona tienen características isotópicas de Sr y Nd similares a las de nuestras rocas volcánicas.

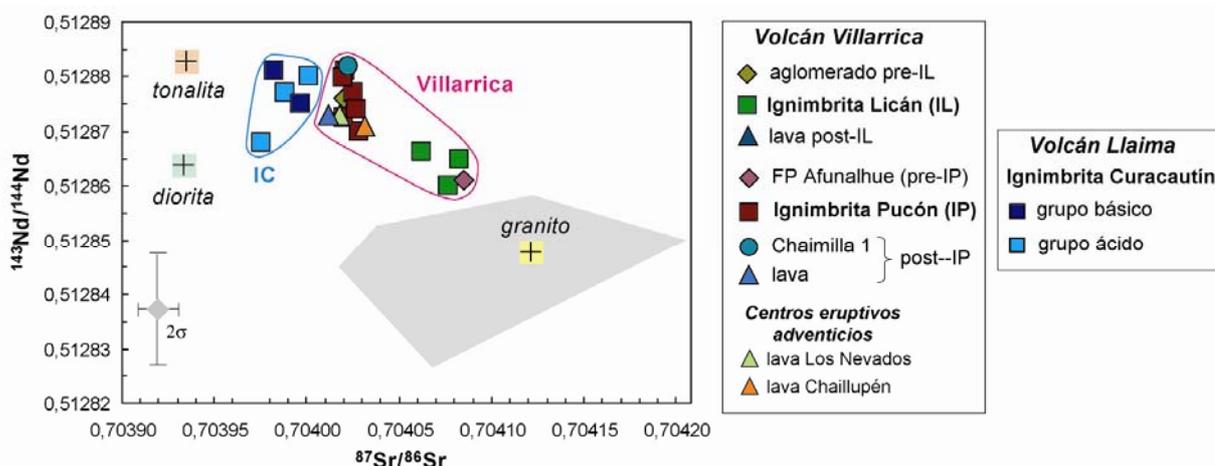


Figura 5.17: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (razones medidas) para los volcanes Villarrica y Llaima, mostrando campo de rocas intrusivas terciarias del basamento de la zona (en gris; Lucassen *et al.*, 2004). Granito, tonalita y diorita son fragmentos plutónicos de este estudio. FP=flujo piroclástico.

Cabe señalar que el fragmento plutónico de granito de este estudio pertenece al campo de granitoides terciarios de la literatura, mientras que la tonalita y diorita tienen razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ considerablemente menores y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ algo mayores. El hidrotermalismo en estas rocas (indicado por $\delta^{18}\text{O}$ bajos) sería el responsable de los valores anómalos. Sobre todo el sistema Rb-Sr es muy sensible y puede estar fuertemente perturbado. Suponiendo que magmas, que llegan desde el manto a la corteza inferior, tienen razones isotópicas de Sr y Nd tipo MORB ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5130$) y que los procesos MASH en corteza máfica y joven no generan razones más “corticales” que 0,7037 y 0,5129 (Hildreth y Moorbath, 1988), la asimilación de rocas plutónicas básicas (tonalita y diorita) no sería detectable con nuestras herramientas isotópicas, dado sus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente bajos y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ similares a las de las rocas volcánicas. Por el otro lado, la contaminación por el granito no alteraría significativamente la razón isotópica de Sr de los materiales de los volcanes Villarrica y Llaima, dada la baja concentración de Sr (77 ppm) en él con respecto al contenido en las andesitas basálticas (~450 ppm). Aún así, si se considera un contaminante único, rico en Sr radiogénico y con alta concentración de Sr (una diorita no alterada paleozoica, por ejemplo), la ignimbrita Licán y el flujo piroclástico Afunalhue serían los depósitos más contaminados. Esta suposición

puede ser demasiado simplista, dada la amplia variedad composicional e isotópica de rocas plutónicas existentes en el basamento de la región (Tabla 5.10).

Tabla 5.10: Razones isotópicas actuales de Sr, Nd y O de rocas plutónicas del basamento en la región de los volcanes Villarrica y Llaima.

Edad	Tipo	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\delta^{18}\text{O}$	Referencia
terciaria	G-T-GD	0,704018-0,704207	0,512827-0,512858	-	1
mesozoica	G-GD-DI	0,704140-0,706515	0,512174-0,512777	-	1
paleozoica	G-DI	0,707109-0,712418	0,512362-0,512447	-	1
paleozoica tardía-jurásica	Batolito Panguipulli	0,70729-0,70992	-	3,5-6,8	2

G=granito, T=tonalita, GD=granodiorita, DI=diorita

¹ Lucassen *et al.* (2004); incluye dato de Trumbull (comunicación escrita). 2σ errores son: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=\pm 0,00001$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,000004$.

² McMillan *et al.* (1989). 2σ error para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=\pm 0,00005$

Los isótopos de O en nuestras rocas volcánicas muestran una importante variabilidad y, especialmente, valores bajos (<5,5‰) en las ignimbritas Pucón y Curacautín no se pueden explicar por cristalización fraccionada. Los procesos responsables podrían ser la asimilación de rocas plutónicas hidrotermalmente alteradas o la interacción con un fluido hidrotermal (siempre a alta temperatura). El primer fenómeno es favorecido y la ausencia de minerales hidratados en las inclusiones plutónicas en los depósitos ignimbríticos sugiere su digestión preferencial. Biotita ($\delta^{18}\text{O} = 1,7\text{‰}$) y anfíbol ($\delta^{18}\text{O} = 3,9\text{‰}$) son los contaminantes potenciales. Estando el anfíbol únicamente presente en rocas plutónicas relativamente básicas y teniendo, además, una razón más alta que la biotita, se examina sólo la variación de $\delta^{18}\text{O}$ durante un proceso de (A)FC con biotita como asimilante (Figura 5.18). Así se obtendrán tasas de asimilación mínima.

Durante un proceso de cristalización fraccionada, la razón isotópica de O del magma cambia de acuerdo a:

$$\delta_f = \delta_0 + \Delta * \ln(f)$$

con δ_f = composición isotópica del líquido final

δ_0 = composición isotópica del líquido inicial

f = fracción de líquido residual

Δ = coeficiente de fraccionamiento global mineral-magma

$$\Delta = \sum X_i * \Delta_i$$

X_i = fracción del mineral en el cumulado ($\sum X_i = 1$)

Δ_i = coeficiente de fraccionamiento de cada fase mineral

Los coeficientes de fraccionamiento varían en función de la temperatura y los utilizados en el modelo corresponden a coeficientes determinados a 1100°C por Zhao y Zheng (2003):

$$\Delta_{ol} = -0,9$$

$$\Delta_{pl} = -0,15$$

$$\Delta_{cpx} = -0,35$$

$$\Delta_{mag} = -2$$

El cambio de ^{18}O de un magma que sufre el proceso de AFC está dado por:

$$\delta_m - \delta_0 = ((\delta_a - \delta_0) + \Delta * R) * (1 - f^{\frac{1}{R-1}})$$

donde R = razón entre masa cristalizada y masa asimilada

Δ = coeficiente de fraccionamiento global magma-mineral

(es decir, igual que arriba, pero coeficientes de cada mineral de signo opuesto)

δ_m = $\delta^{18}\text{O}$ del magma

δ_a = $\delta^{18}\text{O}$ del material asimilado

Para esta evaluación muy general, se supone que R es constante. Además, se asume que la concentración de O es la misma en cristales, magma y asimilante, lo cual es razonable.

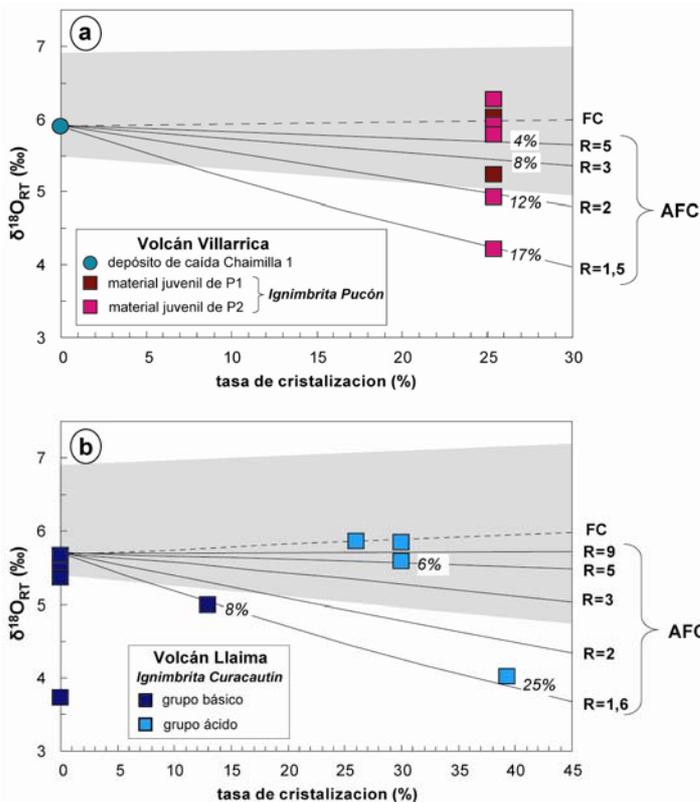


Figura 5.18: Variación de $\delta^{18}\text{O}$ durante los procesos de cristalización fraccionada (FC) y asimilación-cristalización fraccionada (AFC). Fase asimilada corresponde a biotita con $\delta^{18}\text{O}=1,7\text{‰}$. R es la razón entre la masa cristalizada y la masa asimilada. Porcentajes en curvas corresponden a tasas de asimilación para el respectivo grado de cristalización. a) Generación de material juvenil de la ignimbrita Pucón (55-56% SiO_2) a partir de Chaimilla 1 (53% SiO_2) y fraccionamiento de 81% plagioclasa, 9% olivino, 8% clinopiroxeno y 2% magnetita. b) Modelo de (A)FC para la ignimbrita Curacautín (51-59% SiO_2). Fraccionan plagioclasa (58%), clinopiroxeno (20%), olivino (11%) y magnetita (11%). El campo gris en cada diagrama encierra composiciones dadas por FC de un magma de $\delta^{18}\text{O}=6,9\text{‰}$ (límite superior) y AFC de un magma de $\delta^{18}\text{O}=5,5\text{‰}$ y $R=3$ (límite inferior).

Para la ignimbrita Pucón, el modelo de cristalización mostrado en la Figura 5.18a corresponde al mismo presentado previamente, es decir, el material juvenil (55-56% SiO₂) es generado a partir del depósito de Chaimilla 1 (53% SiO₂) mediante el fraccionamiento de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y magnetita. Para generar el rango de sílice completo de la ignimbrita Curacautín (51-58% SiO₂), los tres modelos previos de cristalización se han resumido en uno: El fraccionamiento (39%) de plagioclasa (58%), clinopiroxeno (20%), olivino (11%) y magnetita (11%) reproduce satisfactoriamente la serie ($\sum r^2=0,04$) y facilita el modelamiento de la AFC de los isótopos de O. Durante el proceso de cristalización fraccionada, $\delta^{18}\text{O}$ aumenta levemente. La asimilación progresiva de biotita produce la disminución de $\delta^{18}\text{O}$ en el magma, siendo el efecto lógicamente mayor al disminuir R. Una tasa de asimilación hasta 8% de biotita parece viable desde el punto de vista de no afectar mayormente la composición global del magma, pero tasas mayores serían exageradas. Por lo tanto, no se pueden reproducir valores inferiores a 5‰ ni el magma básico de la ignimbrita Curacautín que tiene una razón isotópica de O de 3,7‰ a 0‰ de cristalización. Si se considera que el manto, fuente de los magmas, es de composición heterogénea con respecto a los isótopos de O ($6,2\pm 0,7\%$; Harmon y Hoefs, 1995), la cristalización fraccionada, con o sin asimilación de biotita (R=3), tampoco puede explicar los valores isotópicos mínimos (campo gris en Figura 5.18). En conclusión, los isótopos de O sugieren que los magmas llegaron contaminados a la corteza superior, habiéndose producido la asimilación de material empobrecido en isótopos de O a niveles corticales más profundos.

Davidson *et al.* (1987) destacaron la importancia de utilizar razones de elementos incompatibles para evaluar procesos de asimilación, debido a la falta de contraste isotópico entre magmas y potenciales contaminantes. K y Rb sirven para determinar interacciones corteza-magma puesto que la razón entre ambos no varía durante cristalización fraccionada de plagioclasa, piroxeno, olivino y magnetita, debido al comportamiento similar de ambos elementos. Sin embargo, siendo ambos elementos de tipo LILE, los dos son móviles y susceptibles a la redistribución durante la alteración. De todas maneras, nuestras muestras de origen volcánico son frescas. En el diagrama K/Rb *versus* Rb (Figura 5.19) se muestran curvas de cristalización fraccionada y mezcla simple. En ambos centros volcánicos, la muestra de mayor Mg# ha sido seleccionada como magma parental (VR63B y LL31, respectivamente).

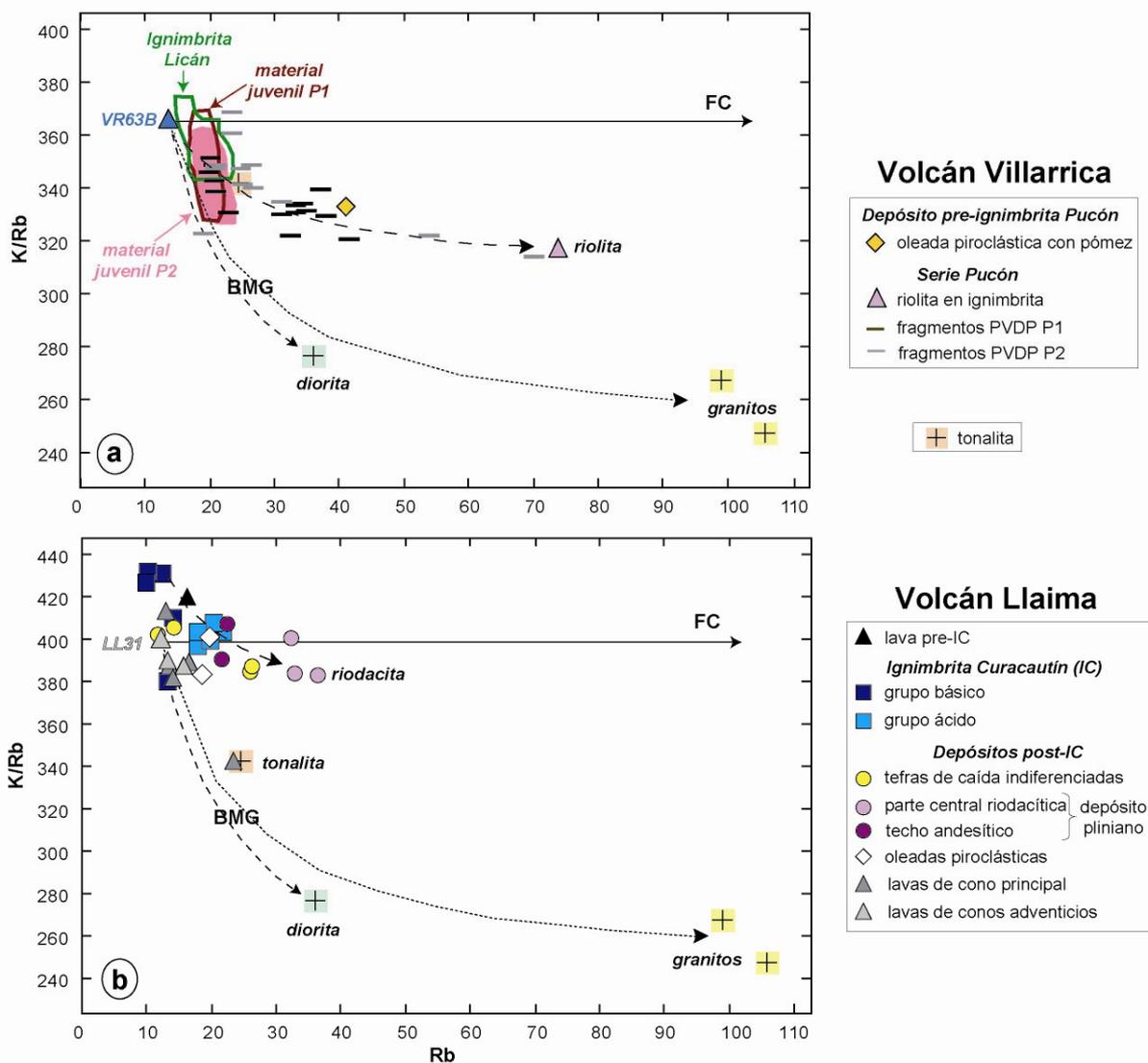


Figura 5.19: K/Rb en función de Rb (ppm) y modelos de cristalización fraccionada (línea continua, FC de plagioclasa+olivino+piroxeno+magnetita) y mezcla (líneas segmentadas). a) volcán Villarrica (magma parental = VR63B) y b) volcán Llaima (magma parental = LL31). Procesos de AFC con granitoides producirían curvas entre la recta de FC y de BMG (“bulk mixing with granitoides”) generando “trends” similares a los de mezcla simple entre materiales volcánicos (e.g., VR63B+riolita en a); grupo básico de IC + riodacita en b)). P1 y P2 son, respectivamente las unidades inferior y superior de la ignimbrita Pucón; PVDP=poco vesicular con disyunción prismática.

En el caso del volcán Villarrica (Figura 5.19a), la razón K/Rb en las ignimbritas Pucón y Licán disminuye con el grado de diferenciación, inconsistente con la cristalización fraccionada, lo que podría indicar la interacción con rocas plutónicas, ya sea ácidas o básicas, cuyo K/Rb es considerablemente menor. El “trend” de los fragmentos PVDP de la ignimbrita Pucón podría ser explicado por procesos de AFC con diorita o granito como asimilante, pero mezcla entre magmas basálticos y riolíticos resultarían en el mismo tipo de curva. Con respecto al volcán Llaima (Figura 5.19b), la tendencia horizontal de la mayoría de las muestras indica que la

evolución magmática ha sido controlada, principalmente, por el proceso de cristalización fraccionada. Sin embargo, la disminución de K/Rb y aumento de Rb desde el grupo básico al ácido de la ignimbrita Curacautín podría deberse a la asimilación de granitoides. A pesar de lo anterior, la mezcla entre un magma tipo grupo básico y la riolacita también podría explicar las características del grupo ácido.

5.3.2 Mezcla de magmas

Ignimbrita Licán. Este depósito es bastante homogéneo desde el punto de vista químico de roca total (55-58% SiO₂), pero los estudios texturales y mineralógicos han mostrado que los procesos de mezcla son importantes. Plagioclasas cálcicas y olivinos magnesianos (con inclusiones de espinelas cromíferas) representan un componente básico en la cámara magmática mientras que plagioclasas sódicas en asociación con clino- y ortopiroxeno de Mg# relativamente bajo, además de apatito, evidencian un componente magmático diferenciado. Producto de la mezcla cristalizaron fenocristales euhedrales de plagioclasa, de composición intermedia, de clino- y ortopiroxenos relativamente ricos en Mg y de olivino más ferroso. No se conoce la composición global ni del componente básico ni del ácido. Dadas las propiedades composicionales y térmicas de los piroxenos de menor Mg, se puede suponer que el polo ácido correspondería a un magma dacítico a riolítico (Figura 3.13). Una aproximación al componente básico se puede realizar gracias a la composición de los olivinos magnesianos. Estos estarían en equilibrio en un magma con una razón (Fe²⁺/Mg) entre 0,6 y 0,7 (Figura 5.20). La roca más magnesiana estudiada tiene una razón de 0,7 (Mg# = 0,59; lava basáltica VR63B) y es considerada el polo básico de la mezcla. El polo ácido podría estar representado por el domo dacítico (G2A) o la riolita (VR26ob; fragmento de obsidiana encontrado en la ignimbrita Pucón).

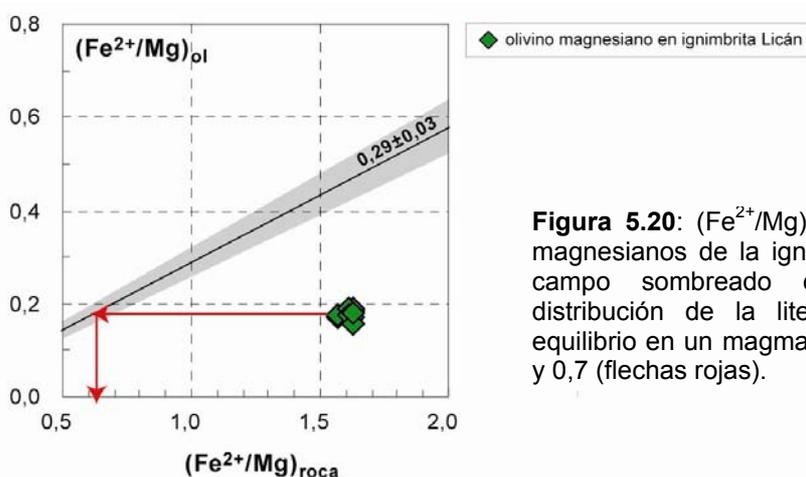


Figura 5.20: (Fe²⁺/Mg)_{ol} versus (Fe²⁺/Mg)_{RT} para olivinos magnesianos de la ignimbrita Licán (Fe²⁺ es Fe total). El campo sombreado corresponde a coeficientes de distribución de la literatura. Los olivinos estarían en equilibrio en un magma con una razón (Fe²⁺/Mg) entre 0,6 y 0,7 (flechas rojas).

Sin embargo, las tendencias horizontales en muchos diagramas de variación (figuras 4.3-4.4; figuras 4.8-4.9) muestran que no se trata de una mezcla simple. Un test de mezcla (Fourcade y Allègre, 1981) permite ilustrar lo anterior (Figura 5.21).

En una mezcla, se cumple la siguiente relación para cada elemento:

$$C_m^i - C_B^i = x (C_A^i - C_B^i)$$

donde los subíndices m, A y B se refieren a la mezcla, el componente A y B, respectivamente, siendo x la proporción en peso del componente A.

En un diagrama $C_m^i - C_B^i$ versus $C_A^i - C_B^i$ (Figura 5.21), la mezcla resultaría en una línea recta con un buen coeficiente de correlación (lo más cercano a 1). La pendiente de la recta daría las proporciones de masa de la mezcla. Existen dos dominios “prohibidos” en el diagrama, limitados por rectas con pendientes 0 y 1. La composición real del magma mezclado corresponde al promedio de la ignimbrita Licán. Tomando VR63B como polo básico y la dacita o la riolita como polo ácido, se observa que, en ambos casos, elementos tales como V, Ni y Cr no cumplen el modelo (Figura 5.21); el primero porque es demasiado alto en la ignimbrita y los otros dos porque sus contenidos son demasiado bajos en el mismo depósito.

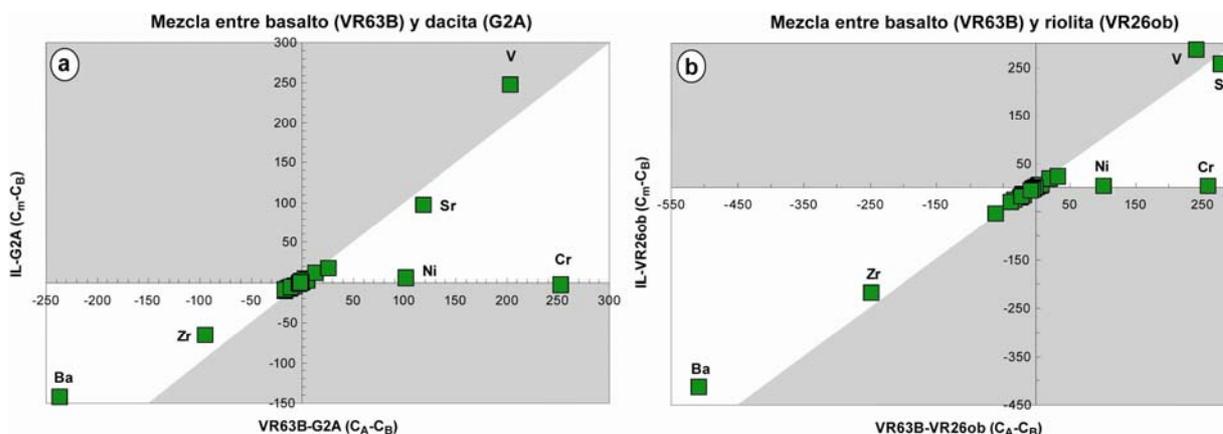


Figura 5.21: Tests de mezcla simple, según Fourcade y Allègre (1981), para generar la composición promedio de la ignimbrita Licán. a) Mezcla entre basalto (VR63B) y domo dacítico (G2A) y b) mezcla entre mismo basalto y una riolita (VR26ob). C_m =composición real de la mezcla; C_A =composición de polo básico; C_B =composición del polo ácido. Áreas en gris corresponden a dominios donde la mezcla no se cumple.

Los polos disponibles para probar la mezcla podrían no funcionar porque los componentes que hubiesen participado en la mezcla no fueron muestreados. Sin embargo, la mineralogía demostró que la mezcla es real (Capítulo 3). Además, considerando que las poblaciones de minerales euhedrales en la ignimbrita son testigos de un proceso de cristalización a partir del

magma mezclado y que $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente altos, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ relativamente bajos y $\delta^{18}\text{O}$ variables indican la intervención de un contaminante (o el polo ácido ya estaba contaminado?), el modelamiento de la ignimbrita Licán podría ser demasiado complejo. Sin embargo, lo importante es haber identificado todos estos procesos, y no su modelamiento.

Serie Pucón. No existen evidencias que indiquen que el proceso de mezcla de magmas haya jugado un rol importante en el material juvenil de la ignimbrita. Sin embargo, tendencias lineales en diagramas de variación (e.g., Co-Rb en Figura 5.6) de los fragmentos poco vesiculares con disyunción prismática, sugieren que este proceso podría ser significativo. No obstante, se carece de datos de microsonda electrónica para verificar su importancia a nivel mineralógico. Aún así, los fragmentos podrían ser el producto de mezcla entre magmas basálticos y riolíticos (Figura 5.19a). Por el otro lado, nuestros datos isotópicos O han mostrado que la asimilación de material enriquecido en $\delta^{18}\text{O}$ podría intervenir en los fragmentos de la unidad superior que son aquellos que presentan inclusiones de granitoides. Por lo tanto, una vez más, sobreimpuesto al proceso de mezcla de magmas, podría actuar la contaminación.

Ignimbrita Curacautín. Aunque el rango composicional de la ignimbrita haya podido ser modelado por cristalización fraccionada, existen ciertos indicios que el grupo ácido pueda ser producto de una mezcla de magma: Sobre todo para bombas con $\text{SiO}_2 > 54\%$ peso, se observan “trends” lineales en los diagramas de variación (figuras 4.24, 4.27 y 5.22), la composición del vidrio es demasiado básica con respecto a la roca total (Figura 4.26) y aparecen asociaciones mineralógicas provenientes de magmas más diferenciados (plagioclasa sódica, augita férrica, ilmenita, apatito, sulfuro de Fe; Capítulo 3). La composición de la plagioclasa (An_{28-41}) coincide con aquella de la pómez riodacítica (An_{28-42}), por lo que ésta es, posiblemente, el polo ácido de la mezcla. El polo máfico se encuentra probablemente entre los materiales del grupo básico. Dados los quiebres en algunos diagramas de variación a unos 54% SiO_2 (cambios en las pendientes de, e.g., CaO, MgO y Sr), para el test de mezcla según Fourcade y Allègre (1981) se decide que el polo máfico está representado por la muestra LL17-4 (54,1% SiO_2). El resultado de la mezcla correspondería a la muestra LL35-1 (57,6% SiO_2) del grupo ácido. Tests de mezclas efectuados con polos y productos de mezcla distintos a los anteriores dieron resultados menos satisfactorios, por lo que se considera que el intento presentado aquí es el óptimo. Al incluir todos los elementos químicos en el test, se constata que Sr, V y Ba se alejan bastante de la recta que describe todos los puntos ($R^2=0,94$ y 43% de riodacita en la mezcla; Figura 5.23a).

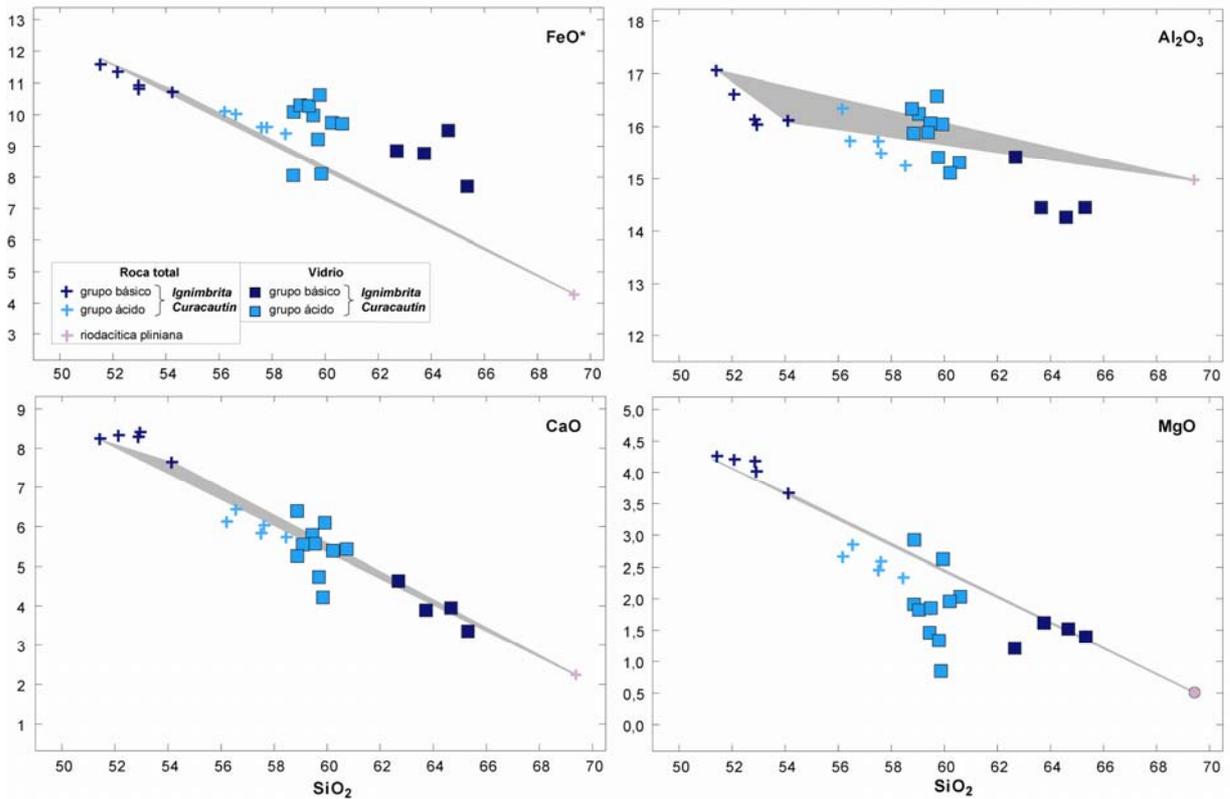


Figura 5.22: Diagramas de variación para la ignimbrita Curacautín (incluyendo vidrios) y la riodacita pliniana. También se muestran – sombra gris – campos de mezclas entre el grupo básico de la ignimbrita y la pómez riodacítica.

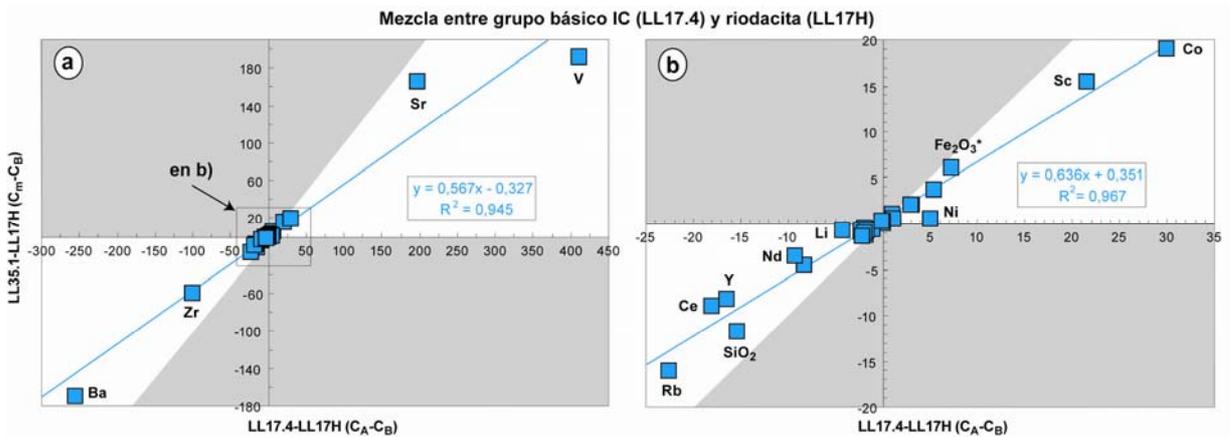


Figura 5.23: Tests de mezcla simple (Fourcade y Allègre, 1981) entre el grupo básico de la ignimbrita Curacautín (LL17-4) y la pómez riodacítica (LL17H) para generar la composición del grupo ácido de la ignimbrita (LL35-1). a) todos los elementos analizados b) zoom del área marcada en a). C_m =LL35-1; C_A =LL17-4; C_B =LL17H. Áreas en gris corresponden a dominios donde la mezcla no se cumple.

Puesto que los altos contenidos de Ba, Zr, Sr y V pueden enmascarar las correlaciones entre otros elementos menos abundantes, estos cuatro elementos han sido excluidos de la Figura 5.23b. Así aumenta el coeficiente de correlación y disminuye la proporción de riodacita en la mezcla ($R^2=0,97$ y 36% de riodacita). Siendo la mezcla insignificante en el grupo básico, la composición del vidrio mas diferenciado (del grupo básico) podría explicarse por el fraccionamiento de minerales presentes como fenocristales. Esto es mostrado por un simple balance de masa que, tomando la roca total LL17-4 como padre y sustrayendo plagioclasa, clinopiroxeno, magnetita y olivino, permite obtener la composición del vidrio del grupo básico ($\Sigma r^2=0,12$) (Tabla 5.11). Mientras tanto, la composición del vidrio del grupo ácido (vidrio poco diferenciado) no se puede explicar por el mismo mecanismo, dado su carácter poco diferenciado (cercano a la roca total), pero podría explicarse por la mezcla (Figura 5.22).

Tabla 5.11: Generación de la composición promedio del vidrio del grupo básico a partir de la roca total LL17-4. Fraccionan minerales presentes en la roca.

DATOS							RESULTADOS					
Grupo básico	Padre	Hijo	Fases minerales sustraídas				Proporciones minerales fraccionadas (% peso)				1-f (% peso)	Σr^2
	LL17-4	Vidrio LL17-4	ol	pl	cpx	Ti-mag	ol	pl	cpx	Ti-mag		
SiO ₂	54,08	64,0	37,61	49,75	51,29	0,06						
TiO ₂	1,47	1,1	0,03	0,08	0,54	10,21						
Al ₂ O ₃	16,12	14,5	0,04	31,19	1,84	4,51						
FeO*	10,81	9,0	27,42	0,61	11,46	73,36						
MgO	3,64	1,3	34,59	0,08	14,83	3,83						
CaO	7,67	4,0	0,23	15,24	18,79	0,01						
							9,38	57,68	21,99	10,95	44,25	0,12

Otra posibilidad sería que las rocas totales de la ignimbrita Curacautín son producto de la mezcla entre líquidos (vidrio) y cristales (en desequilibrio). Esto está ilustrado en la Figura 5.24 donde se han graficado, además de las composiciones de vidrio y de la roca total, la composición representativa de los cristales presentes (en cada muestra). La composición representativa ha sido determinada con los porcentajes y mineralogías entregadas en la Tabla 5.12. Un simple balance de masa muestra que las rocas totales del grupo ácido podrían ser el resultado de mezcla entre líquido y cristales ($\Sigma r^2=0,43$ y 0,08), mientras que para el grupo básico este proceso es improbable ($\Sigma r^2=73,49$) (Tabla 5.13).

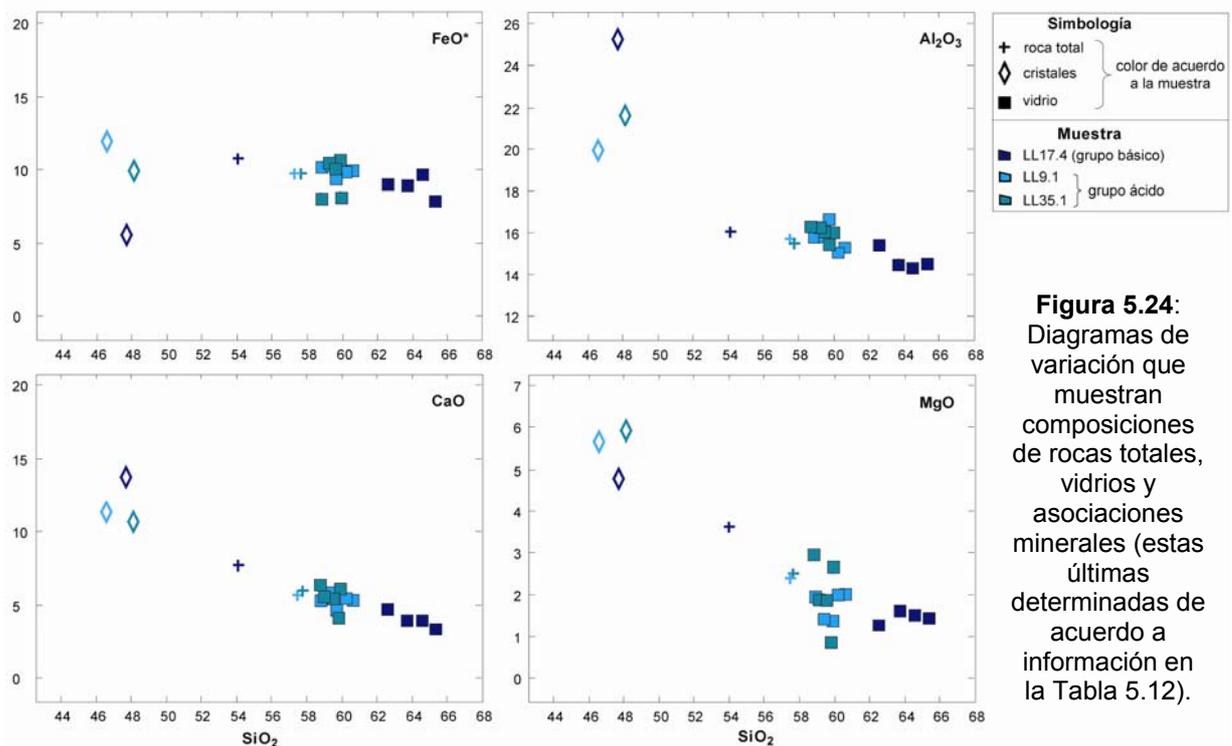


Tabla 5.12: Proporciones mineralógicas (porcentaje en volumen) utilizadas para determinar la composición de los cristales de la Figura 5.24. Entre paréntesis se indican características composicionales de cada fase mineral.

Muestra	pl	ol	cpx	Ti-mag
LL17-4	80% (An ₇₃)	10% (Fo ₆₉)	8% (Mg# 0,73)	2% (Mag ₆₈)
LL9-1	67% (An ₆₄)	13% (Fo ₅₈)	13% (Mg# 0,67)	7% (Mag ₄₁)
LL35-1	73% (An ₆₄)	17% (Fo ₅₈)	7% (Mg# 0,64)	3% (Mag ₅₂)

Tabla 5.13: Test de mezcla (algoritmo de Stormer y Nicholls, 1978) entre líquidos (vidrio) y cristales (Tabla 5.12) para generar rocas totales.

Ignimbrita Curacautín	Muestra	Cristales agregados (% peso)	$\sum r^2$
grupo ácido	LL9-1	12,09	0,43
grupo ácido	LL35-1	13,25	0,08
grupo básico	LL17-4	54,27	73,49

En resumen, la mezcla de un magma tipo grupo básico con un magma riodacítico podría explicar, en parte, las características químicas del grupo ácido de la ignimbrita Curacautín. El vidrio del grupo básico sería el producto de cristalización fraccionada mientras que el vidrio del grupo ácido resultaría del fenómeno de mezcla. La mezcla no es perfecta puesto que hay procesos de cristalización fraccionada y, probablemente, de contaminación por asimilación sobreimpuestos.

5.4 Discusión

Volcán Villarrica

Diferentes procesos participan en la petrogénesis y evolución de los magmas de este centro volcánico. Los basaltos menos evolucionados – a pesar de haber experimentado el fraccionamiento de minerales ferromagnesianos - podrían ser producto de la fusión de una fuente de lherzolita de espinela o una columna de fusión que comienza en facies con granate, continuando en facies con espinela. La fusión es inducida por fluidos provenientes de la corteza oceánica que subduce. La diferenciación subsecuente se produce, principalmente, por cristalización fraccionada. Sin embargo, existen fuertes evidencias químicas, tanto en lavas (representados por los fragmentos PVDP de la ignimbrita Pucón) como en las ignimbritas, que este proceso no se desarrolló en sistema cerrado. Los enriquecimientos excesivos de elementos incompatibles tales como Rb, Ba, K, Zr y tierras raras livianas en los modelamientos de rocas con $\text{SiO}_2 > 55\%$ son inexplicables por cristalización fraccionada, al igual que los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ inferiores a 5,5‰ y las leves variaciones en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Los isótopos radiogénicos no pueden utilizarse para el modelamiento geoquímico debido a la falta de contraste isotópico entre magmas provenientes del manto y la corteza continental. Sin embargo, el modelamiento tanto de razones de elementos incompatibles como de los isótopos de O sugiere que parte de las características geoquímicas puede haber sido adquirida por contaminación con rocas plutónicas de corteza superior. No obstante, se requerirían altas tasas de asimilación de material empobrecido en $\delta^{18}\text{O}$ para explicar los mínimos isotópicos en la ignimbrita Pucón, lo que indica que los magmas ya habrían sufrido contaminación a niveles más profundos.

La mezcla de magmas es importante en el volcán Villarrica y, desde el punto de vista mineralógico, la ignimbrita Licán es un ejemplo espectacular de este proceso. Sin embargo, químicamente el fenómeno no se puede modelar como una mezcla simple. Esto se debería a que, sobreimpuesto a la mezcla, actúan la cristalización fraccionada y la asimilación de material

extraño. Indicios químicos de mezcla existen también en los fragmentos de lavas relacionadas con la ignimbrita Pucón (fragmentos PVDP). Hickey-Vargas *et al.* (1989) señalaron que las características geoquímicas de andesitas del volcán Villarrica se explican mejor por mezcla entre magma basáltico y riolítico, lo que es consistente con nuestro trabajo, considerando que la mayoría de los fragmentos PVDP son de esa composición.

Volcán Llaima

Con excepción de la ignimbrita Curacautín, la fuente de los magmas basálticos del volcán Llaima parece ser similar a la del volcán Villarrica, es decir, la fusión del manto se produce en facies de lherzolita de espinela o de granate, seguido por lherzolita de espinela. Estos magmas habrían evolucionado en un sistema prácticamente cerrado hasta composiciones riodacíticas, fraccionándose distintas proporciones de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, Ti-magnetita y apatito.

La ignimbrita Curacautín es un caso especial ya que tiene una evolución totalmente independiente del resto del volcán. Las composiciones de menor contenido de sílice están empobrecidas en Mg, Cr y Ni y enriquecidas en Fe y Ti con respecto a lavas posteriores de igual grado de diferenciación. Estas diferencias entre ambas series no se han podido explicar por cristalización fraccionada y podrían reflejar divergencias en el origen y, sobre todo, la importancia de olivino y/o cromita residual en la fuente de la ignimbrita. La diferenciación interna de Curacautín podría ser producto de un proceso dominado por cristalización fraccionada; sin embargo, a diferencia del resto del volcán, el sistema habría estado abierto. Pequeños enriquecimientos durante la cristalización en elementos tales como Rb, K y algunas tierras raras, asociado a valores isotópicos de O bajos ($\delta^{18}\text{O} < 5,5\text{‰}$) sugieren contaminación por rocas plutónicas del basamento. De forma similar que en la ignimbrita Pucón, solo altas tasas de asimilación podrían explicar los valores isotópicos mínimos, lo que hace pensar que los magmas ya habrían sufrido contaminación antes de llegar a la corteza superior. Por el otro lado, el grupo ácido de la ignimbrita Curacautín podría ser el producto de mezcla entre un polo máfico tipo grupo básico y un polo ácido representado por la riodacita pliniana. Aunque el test de mezcla simple no dé un coeficiente de correlación del todo satisfactorio, “trends” lineales en diagramas de variación, apariciones de asociaciones mineralógicas provenientes de magmas diferenciados, además de composiciones de vidrio anormalmente básicas en el grupo ácido, indican la importancia de este proceso.

Comparación entre las características geoquímicas de los volcanes Villarrica y Llaima, con énfasis en las ignimbritas

La discusión precedente invita a comparar las características geoquímicas entre ambos centros volcánicos estudiados. En términos generales, para rocas totales con contenidos de $\text{SiO}_2 > 60-63\%$ peso, los materiales del volcán Villarrica están enriquecidos en elementos incompatibles, tales como K, Th, Rb, Ba, Y, Zr, Nb y todas las tierras raras (excepto Eu) en comparación con las unidades del volcán Llaima, de similar grado de diferenciación (Figura 5.25).

Con respecto a las ignimbritas, en general, los depósitos de Licán y Pucón siguen el “trend” del volcán Villarrica, mientras que Curacautín presenta una evolución independiente del volcán Llaima. Esto es especialmente evidente si se consideran los elementos compatibles del grupo básico. Por el otro lado, es interesante notar que el grupo ácido de la ignimbrita Curacautín tiene contenidos de elementos incompatibles (Ba, Y, Zr, Nb y tierras raras, con excepción del Eu) mayores a los del resto del volcán Llaima, pero similares a los del volcán Villarrica (Figura 5.25).

En cuanto a los isótopos, la ignimbrita Curacautín tiene las menores razones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. No se sabe si éstos son representativos de otros episodios del volcán Llaima o propios de la ignimbrita, dado que no se realizaron análisis en depósitos previos o posteriores. La incorporación de datos isotópicos radiogénicos de lavas de trabajos anteriores produce el traslape en el espacio $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre los campos de los dos volcanes (Figura 5.26). Sin embargo, hay que considerar que, debido a su antigüedad (Hickey *et al.*, 1989; Tormey *et al.*, 1991; Hickey *et al.*, 1986), los análisis de la literatura son más imprecisos que los de este estudio. Nuestros datos de isótopos estables de O permiten deducir que la evolución por fraccionamiento convectivo en ambos centros volcánicos no puede explicar valores inferiores a 5,5‰. La interacción con rocas plutónicas del basamento es apoyada por evidencias petrográficas y por algunas razones de elementos incompatibles en los depósitos ignimbriticos.

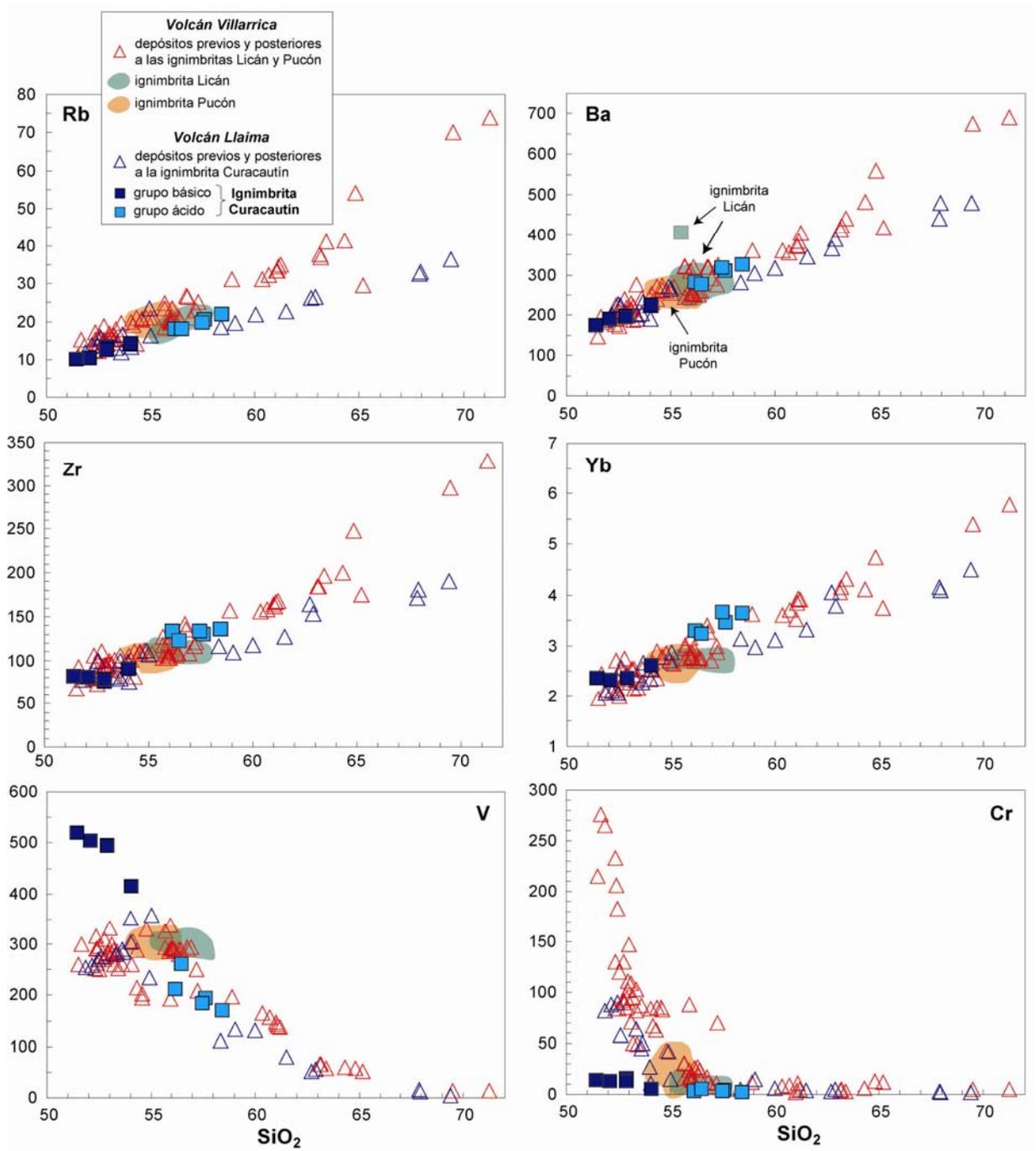


Figura 5.25: Diagramas de variación comparativos entre los volcanes Villarrica y Llaima.

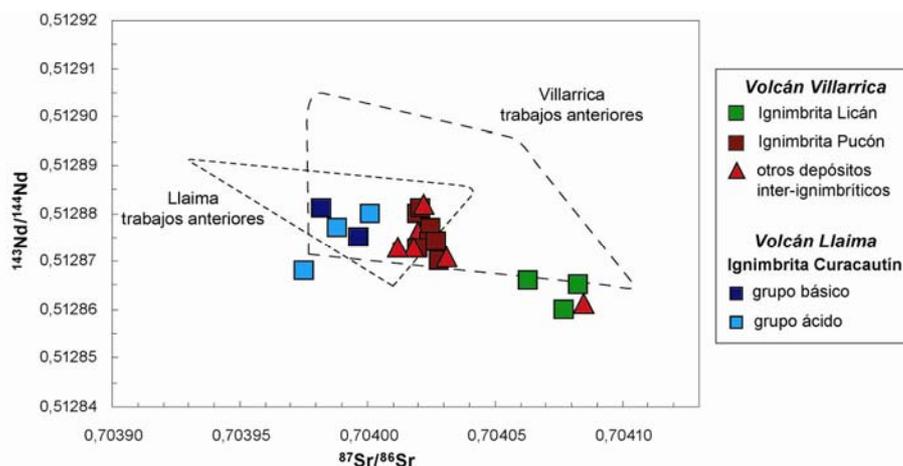


Figura 5.26: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en función de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Datos de este estudio en comparación con campos que engloban antecedentes de la literatura (Villarrica: 6 datos de Hickey *et al.*, 1989; Llaima: 1 análisis de Tormey *et al.*, 1991; 2 datos de Hickey *et al.*, 1986).

En resumen, las características químicas del volcán Villarrica en comparación con las del Llaima (enriquecimiento en elementos incompatibles, mayor abundancia de $\delta^{18}\text{O} < 5,5\%$, aumento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ asociado a una disminución de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, además del modelamiento realizado) permiten concluir que los magmas del primero han asimilado más material extraño que los del segundo. Una excepción constituye la ignimbrita Curacautín, la cual, a parte de seguir una evolución independiente del volcán Llaima, presenta contenidos de elementos incompatibles relativamente altos en su extremo más diferenciado, efecto, probablemente, de procesos de contaminación.

López-Escobar *et al.* (1995) explicaron divergencias en el grado de diferenciación de los volcanes de este segmento de los Andes por causas tectónicas. Centros volcánicos alineados según estructuras de rumbo N50-60°W (caso de Villarrica-Quetrupillán-Lanín) estarían sometidos a compresión, mientras que lineamientos de dirección N50-70°E (Llaima-Sierra Nevada) estarían afectados por extensión, debido a un régimen global transpresivo dextral representado por la Zona de Falla Liquiñe-Ofique (de rumbo NNE-SSW). Aunque López-Escobar *et al.* (1995) utilizaron los argumentos estructurales para explicar la predominancia de rocas basálticas en los volcanes en estructuras de rumbos NE y la presencia de basaltos, además de rocas volcánicas más diferenciadas, en los lineamientos NW, nosotros creemos que esta teoría puede explicar, además, el por qué los magmas del Villarrica han tenido más tiempo para interactuar con la corteza continental que los del Llaima.

Discusión petrogenética de ambos centros volcánicos en el contexto de la Zona Volcánica Sur de los Andes (segmentos central y sur, 37-46°S)

Numerosos estudios han sido realizados durante más de 30 años en esta zona de los Andes del Sur, por lo que es importante integrar nuestro estudio al estado del arte. Esta discusión se basa, principalmente, en antecedentes entregados en el “review paper” de Stern (2004) y el capítulo de “Chilean Volcanoes” de Stern *et al.* (2007) en el libro “Geology of Chile” (Moreno y Gibbon; editores). Las rocas predominantes en este segmento de los Andes son basaltos y andesitas basálticas. Todos los basaltos han sufrido fraccionamiento mineral, dado sus contenidos relativamente bajos de MgO, Ni y Cr. Estudios isotópicos de Sr, Nd, Pb y O en estos basaltos han concluido que la asimilación de material proveniente de la corteza continental es insignificante. Los basaltos se habrían formado por la fusión del manto, el cual habría interactuado con fluidos derivados de la deshidratación de la litósfera oceánica subducida y con sedimentos. Estas conclusiones se basan en: 1) Datos isotópicos de Be que indican un componente de sedimentos subducidos (Sigmarsson *et al.*, 1990; Hickey-Vargas *et al.*, 2002). 2) Un enriquecimiento en ^{226}Ra con respecto a ^{230}Th y de ^{238}U con respecto a ^{230}Th que también sugerirían la adición de fluidos derivados del “slab” a la fuente mantélica (Sigmarsson *et al.*, 1990, Sigmarsson *et al.*, 2002; Chemleff, 2005). Cabe destacar que los enriquecimientos son máximos en lavas históricas de los volcanes Llaima y Villarrica, indicando máximos en el aporte a la fuente mantélica de fluidos provenientes de la placa subducida. Este gran aporte estaría favorecido por la posición de ambos volcanes en la prolongación de la zona de fractura oceánica Valdivia (Figura 2.1), la cual permitiría el almacenamiento de una gran cantidad de agua y sedimentos (Chemleff, 2005). 3) Razones isotópicas de Pb consistentes con una mezcla entre manto y sedimentos subducidos en la placa de Nazca (Barreiro, 1984; Hickey-Vargas *et al.*, 1989). 4) Altas razones de LILE/tierras raras, tierras raras/HFSE y muy altas razones de LILE/HFSE, todas en comparación con las de basaltos de islas oceánicas (OIB). Esto refleja que los LILE son más solubles que las tierras raras y que estas últimas son más solubles que los HFSE y, por lo tanto, estarían enriquecidos en los fluidos derivados del “slab” (Hickey-Vargas *et al.*, 1984, 1986, 1989). 5) Datos isotópicos de Sr, Nd y $\delta^{18}\text{O}$ de los basaltos de estas zonas son similares a los de basaltos OIB, lo que implicaría que la masa de componentes derivados del “slab” debe ser pequeña con respecto a la masa de la fuente mantélica de estos basaltos (Hickey-Vargas *et al.*, 1984, 1986, 1989; Stern *et al.*, 1990). Adicionalmente, Déruelle *et al.* (1983), Harmon *et al.* (1984), Hickey-Vargas *et al.* (1989), Gerlach *et al.* (1988) y López-Escobar *et al.* (2005), en base a razones isotópicas de Sr, Nd y $\delta^{18}\text{O}$ en rocas de amplio rango composicional deducen un origen común en el manto para rocas de composición basáltica a riolítica. La diferenciación estaría controlada, principalmente, por un proceso de cristalización fraccionada en sistema cerrado. Sin embargo, McMillan *et al.* (1989) señalan que las razones

isotópicas pueden permanecer constantes si el material asimilado corresponde a corteza joven e isotópicamente similar al magma básico (e.g., rocas plutónicas miocenas), lo que está de acuerdo con el modelo MASH de Hildreth y Moorbath (1988) en regiones de corteza máfica y de poca antigüedad. Por lo tanto, estos últimos dos trabajos son los únicos que “permiten” una asimilación de corteza continental. Nuestro estudio, aunque lejos de contradecir los procesos que ocurran a nivel de la fuente mantélica y la corteza oceánica subducida, muestra evidencias petrográficas de contaminación por rocas plutónicas del basamento, contaminación que es especialmente importante en las ignimbritas poco diferenciadas de los volcanes Villarrica y Llaima. Además, en estos depósitos se han determinado los mínimos isotópicos de O (3,7-4,2‰) de la Zona Volcánica Sur de los Andes (rango en estudios previos varía entre 5 y 9,6‰), lo que junto con la ausencia de correlación entre SiO₂ y δ¹⁸O, las características de algunas razones de elementos incompatibles y pequeñas variaciones en ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, indica la importancia de la asimilación de rocas intrusivas, previamente empobrecidas en δ¹⁸O a través del intercambio isotópico en un sistema hidrotermal. Grunder (1987) y Hildreth y Drake (1992) llegaron a conclusiones similares estudiando depósitos andesíticos a riolíticos, de origen explosivo, en el segmento transicional de la SVZ (~35,5°S).

Capítulo 6

CONCLUSIONES

El presente trabajo hace un aporte a las características de terreno y la petrología (evolución mineralógica en reservorios corticales y geoquímica de los magmas desde su origen en el manto) de tres ignimbritas de composición poco diferenciada en los Andes del Sur. Estas son la ignimbrita Curacautín del volcán Llaima (~ 24 km³ de volumen no-DRE) y las ignimbritas Licán (~ 10 km³ de volumen no-DRE) y Pucón (~ 3 km³ de volumen no-DRE) del volcán Villarrica (Naranjo y Moreno, 1991; Clavero, 1996; Silva *et al.*, 2004). Mientras que las ignimbritas Curacautín y Licán corresponden a depósitos voluminosos producto de erupciones ocurridas varios siglos después del comienzo del Tardiglacial en la región (~ 14,6 ka A.P.; McCulloch *et al.*, 2002), la ignimbrita Pucón es de menor envergadura y más reciente (~ 3,6 ka A.P.).

a) Características generales

El conjunto de flujos y oleadas piroclásticas que forman la ignimbrita Curacautín está constituido por dos unidades de edades diferentes: ~ 13,2 ka A.P. y ~ 12,6 ka A.P., rellenando la más reciente drenajes formados por la erosión de la más antigua. En tanto, la ignimbrita Licán parece ser el resultado de un único evento eruptivo ocurrido hace unos 13,8 ka A.P. En la ignimbrita Pucón se han distinguido dos fases eruptivas (P1 y P2); éstas son muy cercanas entre sí en el tiempo (de hecho, inseparables con dataciones radiométricas de ¹⁴C), siendo el contacto entre ellas tajante. Sólo la unidad superior (P2) presenta granitoides del basamento, tanto como fragmentos líticos como inclusiones (angulares o parcialmente fundidos) en las escorias. En tanto, inclusiones plutónicas en material juvenil son también frecuentes en las ignimbritas Licán y Curacautín.

Las dos unidades que forman la ignimbrita Curacautín son de similar rango composicional (51-58% SiO₂). Por el otro lado, la ignimbrita Licán presenta material juvenil con un rango composicional más restringido (55-58% SiO₂), una característica aun más acentuada en los depósitos de la Pucón (54-56% SiO₂). Generalmente, estas composiciones no van de la mano con una fuerte explosividad. Aunque esta tesis no trató directamente el tema de la interacción magma-agua meteórica durante las erupciones generadoras de las ignimbritas, este punto fue el objetivo de un artículo publicado en la Revista Geológica de Chile (Lohmar *et al.*, 2007; Anexo A). Evidencias de fragmentación freatomagmática en los productos piroclásticos de Licán

se basan en análisis 3D cuantitativo, observaciones texturales de superficies de ceniza, conteos litológicos y tamaños de granos. Procesos de fracturamiento frágil relacionado al fenómeno físico de “Molten Fuel Coolant Interaction” (MFCI) (Wohletz, 1983; Zimanowski *et al.*, 1997a, b; Zimanowski, 1998) resultan de la interacción entre un fluido caliente (magma) y un fluido frío (agua) cuya temperatura de evaporación es menor a la del primero. La fuente de la energía explosiva es la rápida transferencia de calor desde el magma hacia el agua, produciendo evaporación explosiva y abundantes partículas finas. Este resultado, junto con el alto contenido de xenolitos y la disminución del tamaño de grano hacia los niveles superiores, enfatizan el creciente rol del freatomagmatismo durante la evolución del ciclo eruptivo Licán. Además, el enriquecimiento en material xenolítico hacia el techo sugiere una mayor abrasión mecánica del conducto. Por lo tanto, el aumento del aporte de agua estaría ligado a un ensanchamiento del “vent” y la formación de la caldera. Estudios físicos en la ignimbrita Pucón, realizados en el marco del mismo proyecto de investigación que esta tesis, también indican la importancia de la interacción agua-magma en este depósito (Vennat, 2003). Las morfologías de las partículas, las propiedades litológicas y de tamaño de grano son similares a las descritas para la ignimbrita Licán. Sin embargo, en la ignimbrita Pucón, las características freatomagmáticas son de mayor importancia al principio y final de la erupción. Los niveles intermedios tienen propiedades que reflejan fragmentación magmática. Lo anterior podría indicar que la interacción entre magma y agua meteórica es un proceso clave para explicar el inicio de la erupción Pucón. Características de freatomagmatismo han sido observadas también en la ignimbrita Curacautín (trabajo en curso).

b) Condiciones pre-eruptivas de los magmas

El material juvenil de las tres ignimbritas es escoriáceo, con escaso contenido de fenocristales (ignimbrita Curacautín \approx ignimbrita Licán < ignimbrita Pucón) y de mineralogía anhidra. Mientras que el material juvenil de las ignimbritas Curacautín y Pucón tiene temperaturas típicas de magmas andesítico-basálticos ($\sim 1050-1150^{\circ}\text{C}$), en el depósito de la Licán se han reconocido, además, poblaciones minerales de menor temperatura ($\sim 950^{\circ}\text{C}$), consistente con la mezcla de magma en este depósito (ver más abajo).

Todos los magmas ignimbríticos parecen haber cristalizado a poca profundidad (≤ 7 km) y bajo condiciones de fugacidad típicas de magmas en ambientes de subducción (Gill, 1981; desde FMQ hasta una unidad logarítmica más oxidante que NNO). En el volcán Llama, la fugacidad disminuye al aumentar el grado de diferenciación. El magma Curacautín podría haber

correspondido a un líquido subsaturado en agua, con un contenido de agua que varía entre 3 y 9% peso. De forma similar, tanto la unidad inferior como superior de la ignimbrita Pucón tienen características de líquidos subsaturados en agua y ambas son ricas en agua (3-5% peso).

c) Procesos petrogenéticos en la corteza

La ignimbrita Licán es producto de un proceso de mezcla de magmas. Plagioclasas cálcicas y olivinos magnesianos (con inclusiones de espinelas cromíferas) representan un componente básico en la cámara magmática. Plagioclasas sódicas en asociación con clino- y ortopiroxeno de Mg# relativamente bajo, además de apatito, evidencian un componente magmático diferenciado. Las heterogeneidades del vidrio pueden interpretarse como evidencia de emulsión o mingling entre líquidos distintos. Fenocristales euhedrales de plagioclasa, de composición intermedia, de clino- y ortopiroxenos relativamente ricos en Mg y de olivino más ferroso son el resultado de cristalización en un magma nuevo, producto de mezcla de los componentes mencionados. Los piroxenos forman los bordes de los piroxenos de bajo Mg#. La mezcla tendría su origen en la recarga de una cámara magmática diferenciada con magma basáltico, la cual podría haber gatillado la erupción Licán.

Aunque separadas en el tiempo por unos 600 años, las unidades inferior y superior de la ignimbrita Curacautín parecen ser resultado de procesos similares entre sí. Los productos menos diferenciados de ambas unidades (51-54% SiO₂; *grupo básico*) reflejan evolución por fraccionamiento convectivo, mientras que rocas de mayor contenido de sílice (56-58% SiO₂; *grupo ácido*) tienen evidencias mineralógicas y geoquímicas tanto de cristalización fraccionada como de mezcla con un magma de composición riodacítica.

Finalmente, el magma de la ignimbrita Pucón habría evolucionado principalmente por fraccionamiento convectivo en una cámara magmática levemente zonada. Los fragmentos poco vesiculares con disyunción prismática (PVDP), presentes en ambas unidades de la misma ignimbrita, corresponden a pedazos de lavas relacionadas genéticamente con el magma Pucón, emitidas, probablemente, previos a los eventos P1 y P2. Magma juvenil y fragmentos PVDP de cada unidad (P1 y P2) forman una serie de evolución magmática distintiva. El fraccionamiento convectivo por sí sólo no puede explicar todas las características geoquímicas de cada serie, y fenómenos de mezcla y contaminación podrían haber jugado un rol.

d) Las ignimbritas en el contexto de sus respectivos centros volcánicos

En el volcán Llaima, depósitos previos y posteriores a la ignimbrita Curacautín varían en composición entre basaltos y riolitas y pueden ser modelados por un proceso de cristalización fraccionada en un sistema prácticamente cerrado. La ignimbrita Curacautín constituye una excepción del volcán Llaima ya que presenta una evolución totalmente independiente del resto de este centro eruptivo. El grupo básico de dicho depósito está empobrecido en Mg, Cr y Ni y enriquecido en Fe y Ti con respecto a lavas posteriores de igual grado de diferenciación. Además, La/Yb aumenta con el grado de diferenciación de la ignimbrita, mientras que permanece constante en unidades más antiguas y más recientes. Lo anterior sugiere diferencias en las fuentes (ver más abajo).

En tanto, las ignimbritas Licán y Pucón siguen el “trend” del volcán Villarrica. Los depósitos emitidos con posterioridad a estos dos eventos son más básicos que sus respectivas ignimbritas, lo que podría indicar que en ambos casos se evacuó un “layer” completo de las respectivas cámaras magmáticas.

e) Contaminación cortical

Procesos de contaminación por rocas plutónicas del basamento son importantes en todas las ignimbritas. Por ejemplo, en la unidad superior de la ignimbrita Pucón, composiciones bimodales de vidrio indican que la población ácida es producto de asimilación, a escala microscópica, de xenolitos de granitoides. Además, valores $\delta^{18}\text{O}$ bajos en clinopiroxeno (5,0‰) evidencian que este mineral cristalizó a partir de un magma ya deprimido en $\delta^{18}\text{O}$, es decir, un magma contaminado. En cuanto a la roca total, bajas razones isotópicas de O (<5,5‰) existen en todos los magmas ignimbríticos y se explicarían por asimilación de roca caja plutónica hidrotermalmente alterada y empobrecida en $\delta^{18}\text{O}$ (o digestión selectiva de minerales hidratados provenientes de estas rocas), ya sea a nivel de la cámara magmática o a mayor profundidad. Aunque el leve aumento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ asociado a una disminución de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en el volcán Villarrica indicaría la importancia de procesos en sistema abierto, estos sistemas de isótopos radiogénicos empleados no han sido muy útiles debido a la falta de contraste isotópico entre magmas provenientes del manto y rocas intrusivas del basamento. El enriquecimiento excesivo en elementos incompatibles mostrado en el modelamiento del volcán Villarrica también indica que el fraccionamiento convectivo por sí sólo no puede explicar todas las características geoquímicas de depósitos con $\text{SiO}_2 > 55\%$ peso.

Cabe destacar que las inclusiones microscópicas de rocas plutónicas en el material juvenil de las ignimbritas están compuestas, principalmente, por minerales anhidros, sugiriendo que minerales hidratados (biotita y/o anfíbol) podrían haber aportado sus componentes gaseosos a los magmas ignimbríticos, aumentando la explosividad de los mismos (Lohmar *et al.*, 2006).

f) Origen de los magmas más primitivos

Las lavas basálticas menos evolucionadas de los volcanes Llaima y Villarrica – a pesar de haber experimentado el fraccionamiento de minerales ferromagnesianos - podrían ser producto de la fusión de una fuente de lherzolita de espinela o una columna de fusión que comienza en facies con granate, continuando en facies de espinela. Como es clásico en ambientes de subducción, la fusión en la cuña de manto es inducida por fluidos de la corteza oceánica que subduce.

Tal como señalado anteriormente, las ignimbritas Licán y Pucón siguen el mismo “trend” que el resto de los productos del volcán Villarrica, mientras que la ignimbrita Curacautín del volcán Llaima presenta una evolución totalmente independiente de unidades previa- y posteriormente depositadas. El empobrecimiento de Mg, Cr y Ni en el grupo básico de este depósito sugiere la importancia de olivino y/o cromita residual en la fuente de la ignimbrita.

g) Posible relación con el retiro de los hielos al término de la última glaciación

El freatomagmatismo no parece ser la causa de la erupción Licán sino su importancia crece con el transcurso de la erupción. El factor gatillante habría sido la mezcla de magmas. Esta también puede haber jugado un rol en el comienzo de la erupción de Curacautín (ver arriba). Sin embargo, ¿podría el retiro y la erosión de los hielos luego de la última glaciación haber sido otro factor desencadenante de los dos eventos ignimbríticos de mayor envergadura?

Numerosos estudios, principalmente en Islandia, han documentado un aumento en las tasas de erupciones volcánicas durante períodos de retiro de hielo o posterior a ellos (*e.g.*, Sigvaldason *et al.*, 1992; Slater *et al.*, 1998; MacLennan *et al.*, 2002; Licciardi *et al.*, 2007). Sin embargo, existe discusión con respecto a los mecanismos que causan tal incremento en la actividad volcánica. Algunos autores argumentan que la deglaciación produce cambios en estreses tectónicos y presiones magmáticas, favoreciendo la evacuación de cámaras magmáticas poco

profundas (e.g., Sigvaldason *et al.*, 1992). Otros proponen que el rebote y la descompresión postglaciales estimulan una mayor producción de magma en el manto superior (fusión por descompresión), generando mayores aportes de magma (e.g., Jull y McKenzie, 1996; Slater *et al.*, 1998; MacLennan *et al.*, 2002). Aunque en los volcanes Villarrica y Llaima se carecen de estudios para determinar si existe una relación entre tasa eruptiva y la descarga glacial (en el primero, Gaytán *et al.* (2005) indican que la actividad eruptiva explosiva ha sido continua desde hace unos 40 ka), la ocurrencia de dos eventos generadoras de ignimbritas pocos siglos después del comienzo del Tardiglacial en la región parece no ser casual. En el caso del Villarrica, Bravo (2008) calculó un espesor promedio de hielo de 290 m durante el último máximo glacial (~29 ka – 14,6 ka A.P.), cubriendo una superficie de ~600 km². Esta habría estado reducida a la mitad 8 siglos después (13,8 ka A.P.), evidenciando un rápido retiro glacial que habría favorecido la erupción de la ignimbrita Licán (Bravo, 2008). Aunque no existan estimaciones de este tipo para el volcán Llaima, se pueden suponer condiciones similares, dado su cercanía al Villarrica. Por lo tanto, el retiro de los hielos puede haber sido otro factor clave para la generación de las dos ignimbritas poco diferenciadas, más voluminosas de los Andes del Sur (Licán y Curacautín), independiente del mecanismo responsable del fenómeno (cambio en el régimen de estrés, permitiendo la evacuación de cámaras magmáticas poco profundas, o mayor grado de fusión en el manto). Estudios más específicos son necesarios para investigar esta relación entre deshielo y erupciones catastróficas.

En resumen, la conjunción de procesos tales como fraccionamiento convectivo, mezcla de magma, asimilación de rocas empobrecidas en $\delta^{18}\text{O}$ y descompresión debido al retiro de los hielos de la última glaciación pueden explicar el origen de las ignimbritas Curacautín y Licán. En el caso de la ignimbrita Pucón, de menor volumen y más reciente, además de la importancia de fenómenos tales como cristalización fraccionada y contaminación por materiales plutónicos, el freatomagmatismo puede haber jugado un rol en el inicio de la erupción.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Ancey, M.; Bastenaire, F.; Tixier, R. 1978. Applications des méthodes statistiques en microanalyse. *En Microanalyse microscopie electronique à balayage* (Maurice, F.; Meny, L.; Tixier, R.; editores). Les éditions de Physique, 323-339.
- Andersen, D.J. 1988. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides. Tesis de Doctorado, State University New York at Stony Brook, EE.UU., 202 p.
- Andersen, D.J.; Lindsley, D.H. 1985. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. Abstract AGU, Eos Transactions, American Geophysical Union, 66, 18, 416.
- Andersen, D.J.; Bishop, F. C.; Lindsley, D. H. 1991. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn Ti oxides: Part II. Fe-Mg-Ti oxides and olivine. *American Mineralogist*, 76, 3-4, 427-444.
- Andersen, D.J.; Lindsley, D.H.; Davidson, P.M. 1993. Quilf: A Pascal Program to assess Equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti Oxides, Pyroxenes, Olivine, and Quartz. *Computers & Geosciences*, 19, 9, 1333-1350.
- Anderson, A.T. 1968. Oxidation of the La Blanche Lake titaniferous magnetite deposit, Québec. *Journal of Geology*, 76, 4, 528-547.
- Anderson, A.T.; Clayton, R.N.; Mayeda, T.K. 1971. Oxygen isotope thermometry of mafic igneous rocks. *Journal of Geology*, 79, 715-729.
- Angermann, D.; Klotz, J.; Reigber, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 329-334.
- Arculus, R.J.; Wills, K.J.A. 1980. The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles island arc. *Journal of Petrology*, 21, 105-122.
- Ariskin, A.A. 1999. Phase equilibria modelling in igneous petrology: use of CO-MAGMAT model for simulation fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 90, 115-162.
- Ariskin, A.A.; Barmina, G.S. 1990. Equilibria thermometry between plagioclases and basalt or andesite magmas. *Geochemistry International*, 27, 129-134.
- Bacon, C.; Hirschmann, M. 1988. Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73, 57-61.
- Baker, D.; Egger, D. 1987. Compositions of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite, and olivine or low-Ca pyroxene from 1 atm to 8 kbar: Application to the Aleutian volcanic center of Atka. *American Mineralogist*, 72, 12-28.
- Baker, M.B.; Grove, T.L.; Price, R. 1994. Primitive basalts and andesites from the Mt. Shasta region, N. California: products of varying melt fraction and water content. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118, 111-129.
- Barazangi, M.; Isacks, B.L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4, 686-692.
- Barnes, S.J.; Roeder, P.L. 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2279-2302.
- Barreiro, B.A. 1984. Lead isotopes and Andean magmagenesis. *En Andean magmatism: Chemical and Isotopic Constraints* (Harmon, R.S.; Barreiro, B.A., editores). Shiva Geology Series, Shiva Publishing Limited, 21-30. Natwich, Reino Unido.
- Bartels, K.S.; Kinzler, R.J.; Grove, T.L. 1991. High pressure phase relations of primitive high-alumina basalts from Medicine Lake, northern California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108, 253-270.
- Bertrand, P.; Mercier, J.C.C. 1985. The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth and Planetary Science Letters*, 76, 109-122.

- Bigeleisen, J.; Perlman, M.L.; Prosser, H.C. 1952. Conversion of hydrogenic materials to hydrogen for isotopic analysis. *Analytical Chemistry*, 24, 1356-1357.
- Boivin, P. 1982. Interactions entre magma basaltique et manteau supérieur. Arguments apportés par les enclaves basiques et basaltes alcalins. Exemple du Devez (Massif-Central français) et du volcanisme quaternaire de la région de Carthagène (Espagne). Tesis de Doctorado, Université de Clermont-Ferrand, 344 p.
- Bowen, N. L. 1913. The melting phenomena of the plagioclase feldspars. *American Journal of Science*, 35, 577-599.
- Bowman, S., 1990. Radiocarbon dating. Interpreting the past. British Museum Publications, 64 p.
- Branney, M.J.; Kokelaar, B.P. 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, 54, 504-520.
- Bravo, C. 2008. Reconstrucción de sistemas glaciares en el volcán Villarrica, Región de los Lagos, Chile. Tesis de Magister en Geografía, Universidad de Chile.
- Brey, G.P.; Köhler, T. 1990. Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites II. New Thermobarometers, and Practical Assessment of Existing Thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31, 6, 1353-1378.
- Buddington, A.F.; Lindsley, D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology* 5, 2, 310-357.
- Burnham, C.W. 1979a. The importance of volatile constituents. *En The evolution of igneous rocks: Fiftieth Anniversary Perspectives* (Joder, H.S. Jr.; editor). Princeton University Press, Princeton, 439-482.
- Burnham, C.W. 1979b. Magmas and hydrothermal fluids. *En Geochemistry of Hydrothermal Flow Deposits* (Barnes, H.L.; editor). Segunda edición. Wiley, Nueva York, 71-136.
- Campbell, I.H.; Borley, G.D. 1974 The geochemistry of pyroxenes from the lower layered series of the Jimberlana intrusion, western Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 47, 281-297.
- Carey, S.N. 1991. Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges. *En Sedimentation in volcanic settings* (Fisher, R.V.; Smith, G.A.; editores). Society for Sedimentary Geology, Special Publications, 45, 39-57.
- Carmichael, I.S.E. 1991. The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106, 129-141.
- Cas, R.A.F.; Wright, J.V. 1987. *Volcanic Successions. Modern and Ancient*. 528 p. Allen & Unwin, Londres.
- Cembrano, J.; Hervé, F.; Lavenu, A. 1996. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259, 55-66.
- Chemleff, J. 2005. Les déséquilibres radioactifs de ^{238}U , ^{230}Th , ^{226}Ra : discussions sur les sources et processus responsables du volcanisme de la Cordillère des Andes et sur la déglaciation en Islande. Tesis de doctorado, Université Blaise Pascal. 209 p. Clermont-Ferrand, Francia.
- Chiba, H.; Chacko, T.; Clayton, R.N.; Goldsmith, J.R. 1989. Oxygen isotope fractionations involving diopside, forsterite, magnetite and calcite: Application to geothermometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 2985-2995.
- Clavero, J. 1996. Ignimbritas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del sur, (39°25' S). Tesis de título y Magister en Ciencias, mención Geología, Universidad de Chile, 112 p. Santiago de Chile.
- Clavero, J.; Moreno, H. 1994. Ignimbritas Licán y Pucón: Evidencias de erupciones explosivas andesítico-basálticas postglaciales del Volcán Villarrica, Andes del Sur, 39°25'S. *En 7º Congreso Geológico Chileno, Actas*, 1, 250-254. Concepción.
- Clavero, J.; Moreno, H. 2004. Evolution of Villarrica Volcano. *En Villarrica Volcano (39.5°S), Southern Andes, Chile* (Lara, L.; Clavero, J.; editores). Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, 61, 17-27.
- Clayton, R.N.; Mayeda, T. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27: 43-52.

- Clayton, J.D.; Clapperton, C.M.; Antinao, J.L. 1997. Las glaciaciones pleistocenas en la cuenca del Lago Villarrica, Andes del sur. *En* 8º Congreso Geológico Chileno, 1, 307-311. Antofagasta, Chile.
- Cole, P.D.; Fernandez, E.; Duarte, E.; Duncan, A.M. 2005. Explosive activity and generation mechanisms of pyroclastic flows at Arenal volcano, Costa Rica between 1987 and 2001. *Bulletin of Volcanology*, 67, 695-716.
- Coplen, T.B. 1993. The rate and temperature of reaction of ClF₃ with silicate minerals, and their relevance to oxygen isotope analysis. *En* Alley, W.M.; Van Nostrand, R. (editores), 227-254, Nueva York.
- Corpuz, E.G. 1985. Chronology of the September-October 1984 eruption of Mayon volcano, Philippines. *Philippine Journal of Volcanology*, 2, 36-51.
- Cotten, J.; Le Dez, A.; Bau, M.; Caroff, M.; Maury, R.C.; Dulski, P.; Fourcade, S.; Bohn, M.; Brousse, R. 1995. Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, 119, 115-138.
- Couch, S.; Sparks, S.; Carroll, M. 2001. Mineral disequilibrium in lavas explained by self-mixing in open magma chambers. *Nature*, 411, 1037-1039.
- Craig, H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- Cruz, J.B., Solidum, R.U. Jr.; Corpuz, E.G. 1985. Transport, emplacement and textural characteristics of the Bonga pyroclastic flows of the 1984 eruption of Mayon volcano. *Philippine Journal of Volcanology*, 2, 68-93.
- Dalla Salda, L.; Cingolani, C.; Varela, R. 1991. El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquen. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46, 3-4, 223-234.
- Danyushevsky, L.V.; Sobolev, A.V. 1996. Ferric-ferrous ratio and oxygen fugacity calculations for primitive mantle-derived melts: calibration of an empirical technique. *Mineralogy and Petrology*, 57:229-241.
- Danyushevsky, L.V.; Carroll, M.R.; Falloon, T.J. 1997. Origin of high-An plagioclase in Tongan high-Ca boninites: implications for plagioclase - melt equilibria at low P(H₂O). *Canadian Mineralogist*, 35, 313-326.
- Davidson, P.M.; Lindsley, D.H. 1985. Thermodynamic analysis of quadrilateral pyroxenes, Part II. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 390-404.
- Davidson, P. M.; Lindsley, D. H. 1989. Thermodynamic analysis of pyroxene-olivine-quartz equilibria in the system CaO-MgO-FeO-SiO₂: *American Mineralogist*, 74, 1-2, 18-30.
- Davidson, J.; Ferguson, K.; Colucci, M.; Dungan, M. 1988. The origin and evolution of magmas from the San Pedro-Pellado Volcanic Complex, S. Chile: multicomponent sources and open system evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100, 429-445.
- Davidson, J.; Dungan, M.; Ferguson, K.; Colucci, M. 1987. Crust-magma interactions and the evolution of arc magmas: The San Pedro-Pellado volcanic complex, southern Chilean Andes. *Geology*, 15, 443-446.
- Davies, D.K.; Quearry, M.W.; Bonis, S.B. 1978. Glowing avalanches from the 1974 eruption of the Fuego volcano, Guatemala. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 369-384.
- Davis, B.T.C.; Boyd, F.R. 1966. The join Mg₂Si₂O₆-CaMgSi₂O₆ at 30 kbar pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. *Journal of Geophysical Research*, 71, 3567-3576.
- Defant, M.J.; Maury, R.C.; Ripley, E.M.; Feigenson, M.D.; Jaques, D. 1991. An example of island arc petrogenesis: geochemistry and petrology of the southern Luzon Arc, Philippines. *Journal of Petrology*, 32, 455-500.
- Denton, G.H.; Heusser, C.J.; Lowell, T.V.; Moreno, P.I.; Andersen, B.G.; Heusser, L.E.; Schlüchter, C.; Marchant, D.R. 1999. Interhemispheric linkage of paleoclimate during the last glaciation. *Geografiska Annaler* 81A, 2, 107-153.
- DePaolo, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202.
- Déruelle, B.; Harmon, R.S.; Moorbath, S. 1983. Combined Sr-O isotope relationships and petrogenesis of Andean Volcanics of South America. *Nature*, 302, 814-816.
- Dewey, J.; Lamb, S. 1992. Active tectonics in the Andes. *Tectonophysics*, 205, 79-95.

- Dick, H.J.B.; Bullen, T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 54-76.
- Dorais, M.J. 1990. Compositional variations in pyroxenes and amphiboles of the Belknap Mountain complex, New Hampshire: Evidence for the origin of silica-saturated alkaline rocks. *American Mineralogist*, 75, 1092-1105.
- Drake, M.I. 1976. Plagioclase-melt equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 457-465.
- Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435.
- Druitt, T.H. 1998. Pyroclastic density currents. *En The Physics of Explosive Volcanic Eruptions*. Geological Society, Londres, Special Publications, 145, 145-182.
- Dungan, M.; Wulff, A.; Thompson, R. 2001. Eruptive stratigraphy of the Tatara-San Pedro complex, 36°S, Southern Volcanic Zone, Chilean Andes: Reconstruction method and implications for magma evolution at long-lived arc volcanic centers. *Journal of Petrology*, 42, 3, 555-626.
- Edgar, A.D.; Condliffe, E.; Barnett, R.L.; Shirran, R.I. 1980. An experimental study of an olivine ugandite magma and mechanisms for the formation of its K-enriched derivatives. *Journal of Petrology*, 21, 475-497.
- Feeley, T.; Dungan, M. 1996. Compositional and dynamic controls on mafic-silicic interactions at continental arc volcanoes: Evidence from Cordón El Guadal, Tatara-San Pedro Complex, Chile. *Journal of Petrology*, 37, 6, 1547-1577.
- Fisher, R.V.; Schmincke, H.-U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. 472 p. Springer Verlag.
- Fisk, M.R.; Bence, A.E. 1980. Experimental crystallization of chrome spinel in FAMOUS basalt 527-1-1. *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 111-123.
- Foden, J. 1986. The petrology of Tambora volcano, Indonesia: A model for the 1815 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 27, 1-41.
- Foden, J. 1987. Reply to comments by S. Self and J.A. Wolff on "The petrology of Tambora volcano, Indonesia: a model for the 1815 eruption". *Discussion, Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31, 167-170.
- Fourcade, S.; Allègre, C.J. 1981. Trace element behaviour in granite genesis: a case study - the calc-alkaline plutonic association from Quérigut complex (Pyrénées, France). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 76, 177-195.
- Franzese, J.R. 1995. El complejo Piedra Santa, Neuquén, Argentina: parte de un cinturón Neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Revista Geologica de Chile*, 22, 193-202.
- Freundt, A.; Schmincke, H.-U. 1992. Mixing of rhyolite, trachyte and basalt magma erupted from a vertically and laterally zoned reservoir, composite flow P1, Gran Canaria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112, 1-19.
- Freundt, A.; Schmincke, H.-U. 1995. Eruption and emplacement of a basaltic welded ignimbrite during caldera formation on Gran Canaria. *Bulletin of Volcanology*, 56, 640-659.
- Freundt, A.; Wilson, C.J.N; Carey, S.N. 2000. Ignimbrites and block-and-ash deposits. *En Enciclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H.; editor jefe), 581-599. Academia Press.
- Frost, B.R. 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. *En Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance* (Lindsley, D.H.; editor). *Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America*, 25, 1-9.
- Frost, B. R.; Lindsley, D. H.; Andersen, D. J. 1988. Fe-Ti oxide-silicate equilibria: assemblages with fayalitic olivine. *American Mineralogist*, 73, 7-8, 727-740.
- Fuhrman, M.I.; Lindsley, D.H. 1988. Ternary-feldspar modelling and thermometry. *American Mineralogist*, 73, 201-215.
- Futa, K.; Stern, C.R. 1988. Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centers of the Southern Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 88, 253-262.
- Gaetani, G.A.; Grove, T.L. 1998. The influence of water on melting of mantle peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131, 323-346.

- Gamble, R.P.; Taylor, L.A. 1980. Crystal/liquid partitioning in augites: Effects of cooling rate. *Earth and Planetary Science Letters*, 47, 21-33.
- Garlick, G.D. 1966. Oxygen isotope fractionation in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 1, 361-368.
- Gaytán, D.; Clavero, J.; Rivera, A. 2005. Actividad eruptiva explosiva del Volcán Villarrica, Andes del Sur (39.5°S), durante la glaciación Llanquihue. *En 16° Congreso Geológico Argentino*. La Plata, Argentina.
- Gaytán, D.; Clavero, J.; Rivera, A. 2006. Volcanismo explosivo intra glaciación Llanquihue en el volcán Villarrica, Andes del Sur. *En 11° Congreso Geológico Chileno*, 2, 463-466. Antofagasta, Chile.
- Gerbe, M.C.; Thouret, J.C. 2004. Role of magma mixing in the petrogenesis of tephra erupted during the 1990–98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 66, 541–561.
- Gerlach, D.; Frey, F.; Moreno, H.; López-Escobar, L. 1988. Recent volcanism in the Puyehue-Cordon Caulle Region, Southern Andes, Chile (40,5°S): Petrogenesis of Evolved Lavas. *Journal of Petrology*, 2, 333-382.
- Ghiorso, M.S.; Sack, R.O. 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 197-212.
- Ghiorso, M.S.; Carmichael, I.S.E.; Rivers, M.L.; Sack, R.O. 1983. The Gibbs free energy of mixing of natural silicate liquids; an expanded regular solution approximation for the calculation of magmatic intensive variables. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84, 107-145.
- Ghiorso, M.S.; Hirschmann, M.M.; Reiners, P.W.; Kress, V.C.III 2002. The pMELTS: a revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3, 1-36, DOI 10.1029/2001GC000217.
- Gill, J.G. 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer Verlag. 390 p.
- Giordano, G.; De Benedetti, A.A.; Diana, A.; Diano, G.; Gaudio, F.; Marasco, F.; Miceli, M.; Mollo, S.; Cas, R.A.F.; Funicello, R. 2006. The Colli Albani mafia caldera (Roma, Italy): Stratigraphy, structure and petrology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155, 49-80.
- Glazner, A.F. 1984. Activities of olivine and plagioclase components in silicate melts and their application to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88, 260-268.
- González-Ferrán, O. 1995. *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar, 640 p. Santiago de Chile.
- Green, T.H. 1980. Island arc and continent-building magmatism: A review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, 63, 367-385.
- Gregory, R.T.; Criss, R.E. 1986. Isotopic exchange in open and closed systems. *En Stable Isotopes in high temperature geological processes* (Valley, J.W.; Taylor, H.P.; O'Neil, J.R.; editores). *Reviews in Mineralogy*, 16, 445-489.
- Grove, T. L.; Bence, A. E. 1979. Crystallization kinetics in a multiply saturated basalt magma: An experimental study of Luna 24 ferrobasalt. *Proceedings of the 10th Lunar and Planetary Science Conference*, 439-478.
- Grove, T.L.; Juster, T.C. 1989. Experimental investigations of low-Ca pyroxene stability and olivine-pyroxene-liquid equilibria at 1-atm in natural basaltic and andesitic liquids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103, 287-305.
- Grove, T.L.; Kinzler, R.J.; Bryan, W.B. 1992. Fractionation of Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB). *En Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges* (Phipps Morgan, J.; Blackman, D.K.; Sinton, J.M.; editores). *American Geophysical Union Monograph*, 71, 281-310.
- Grove, T.L.; Donnelly-Nolan, J.M.; Housh, T. 1997. Magmatic processes that generated the rhyolite of Glass Mountain, Medicine Lake volcano, N. California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127, 205-223.
- Grunder, A. 1987. Low $\delta^{18}\text{O}$ silicic volcanic rocks at the Calabozos Caldera Complex, Southern Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 71-81.
- Gupta, A.K.; Onuma, K.; Yagi, K.; Lidiak, E.G. 1973. Effects of silica concentration on the diopsidic pyroxenes in the system diopside-CaTiAl₂O₆SiO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 41, 333-344.

- Hall, A. 1987. *Igneous Petrology*. Longman Scientific & Technical. 573 p.
- Harmon, R.S.; Hoefs, J. 1995. Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global systematics of basalts from different geotectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120, 95-114.
- Harmon, R.; Barreiro, B.; Moorbath, S.; Hoefs, J.; Francis, P.; Thorpe, R.; Déruelle, B.; McHugh, J.; Viglino, J. 1984. Regional O-, Sr- and Pb-isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera. *Journal of the Geological Society of London*, 141, 803-822.
- Hart, G.; Johnson, C.; Hildreth, W.; Shirey, S. 2003. New osmium isotope evidence for intracrustal recycling of crustal domains with discrete ages. *Geology*, 31, 5, 427-430.
- Herron, E.M. 1981. Chile margin near latitude 38°S; evidence for a genetic relation between continental and marine geologic features or a case of curious coincidence. *Geological Society of America, Memoir*, 154, 755-760.
- Hervé, F.; Araya, E.; Fuenzalida, J.; Solano, A. 1979. Edades radiométricas y tectónica neógena en el sector costero de Chiloé continental, X Región. *En 2º Congreso Geológico Chileno*, 1, F1-F18. Santiago de Chile.
- Herzberg, C.T. 1978. Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 7, 945-957.
- Hickey-Vargas, R.; Gerlach, D.; Frey, F. 1984. Geochemical variations in volcanic rocks from central-south Chile (33°-42°S): implications for their petrogenesis. *En Andean magmatism: Chemical and Isotopic Constraints* (Harmon, R.S.; Barreiro, B.A., editores). Shiva Publishing Limited, 72-95. Natwich, Reino Unido.
- Hickey-Vargas, R.; Frey, F.; Gerlach, D.; López-Escobar, L. 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34°-41°S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 91, 5963-5983.
- Hickey-Vargas, R.; Moreno, H.; López-Escobar, L.; Frey, F. 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica- Lanín volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 103, 361-386.
- Hickey-Vargas, R.; Sun, M.; López-Escobar, L.; Moreno, M.; Reagan, M.; Morris, J.; Ryan, J. 2002. Multiple subduction components in the mantle wedge: Evidence from eruptive centres in the Central Southern volcanic zone, Chile. *Geology*, 30,3, 199-202.
- Hickey-Vargas, R.; López-Escobar, L.; Moreno, M.; Clavero, J.; Lara, L.E.; Sun, M. 2004. Magmatic evolution of the Villarrica Volcano. *En Villarrica Volcano (39.5°S), Southern Andes, Chile* (Lara, L.; Clavero, J.; editores). Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, 61, 39-45.
- Hidalgo, S. 2006. Les inter-actions entre magmas calco-alkalins «classique » et adakites. Exemple du complexe volcanique Atacazo-Ninahuilca (Equateur). Tesis de doctorado, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand, Francia. 250 p.
- Hildreth, W.; Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489.
- Hildreth, W.; Drake, R. 1992. Volcán Quizapu, Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology*, 54, 93-125.
- Hill, R.; Roeder, P. 1974. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. *Journal of Geology*, 82, 709-729.
- Hoefs, J. 1997. *Stable Isotope Geochemistry* (4ta edición). Springer Verlag, 201 p.
- Housh, T.B.; Luhr, J.F. 1991. Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. *American Mineralogist*, 76, 477-492.
- Hunt, J. B.; Hill, P.G. 2001. Tephrological implications of beam size-sample-size effects in electron microprobe analysis of glass shards. *Journal of Quaternary Science*, 16, 2, 105-117.
- Irvine, T.N. 1965. Chromian spinel as a petrogenetic indicator, part 1. Theory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2, 648-672.

- Irvine, T.N. 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator, part 2. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4, 71-103.
- Irvine, T.N. 1976. Chromite crystallization in the join Mg_2SiO_4 - $CaMgSi_2O_6$ - $CaAl_2Si_2O_8$ - $MgCr_2O_4$ - SiO_2 . *Carnegie Institution of Washington Year Book.*, 76, 465-472.
- Jackson, E.D. 1969. Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromitite zones of the Stillwater Complex. *En Magmatic Ore Deposits* (Wilson, H.D.B.; editor). *Economic Geology Monograph*, 4, 41-47.
- Jarrard, R.D. 1986. Relations among subduction zone parameters. *Reviews in Geophysics*, 24, 217-284.
- Jicha, B.R.; Singer, B.S.; Beard, B.L.; Johnson, C.M.; Moreno, H.; Naranjo, J.A. 2007. Rapid magma ascent and generation of ^{230}Th excesses in the lower crust at Puyehue-Cordón Caulle, Southern Volcanic Zone, Chile. *Earth and Planetary Science Letters* 255, 229-242.
- Johannes, W.; Koepke, J.; Behrens, H. 1994. Partial melting reactions of plagioclases and plagioclase-bearing systems. *En Feldspars and their Reactions* (Parsons, I.E.; editor). *NATO ASI Series C, Mathematical and Physical Sciences*, 421, Dordrecht: D. Reidel, 161-194.
- Johnson, M.C.; Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.
- Johnson, R.W.; Davies, R.A.; White, A.J.R. 1972. Ulawun volcano, New Britain. *Bureau of Mineral Resources of Australia Bulletin*, 142, 1-42.
- Jull, M.; McKenzie, D. 1996. The effect of deglaciation on mantle melting beneath Iceland. *Journal of Geophysical Research*, 101, B10, 21815-21828.
- Kamenetsky, V.S.; Crawford, A.J.; Meffre, S. 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42, 4, 655-671.
- Karsli, O.; Aydin, F.; Sadiklar, M.B. 2004. Magma Interaction Recorded in Plagioclase Zoning in Granitoid Systems, Zigana Granitoid, Eastern Pontides, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 287-305.
- Keskin, M. 2002. FC-modeler: a Microsofts Excel spreadsheet program for modeling Rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems. *Computers & Geosciences*, 28, 919-928.
- Kilinc, A.; Carmichael, I.S.E.; Rivers, M.L.; Sack, R.O. 1983. The Ferric-Ferrous Ratio of Natural Silicate Liquids Equilibrated in Air. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 83, 136-140.
- Klemme, S. 2004. The influence of Cr on the garnet-spinel transition in the Earth's mantle: experiments in the system MgO - Cr_2O_3 - SiO_2 and thermodynamic modelling. *Lithos*, 77, 1-4, 639-646.
- Knesel, K.M.; Davidson, J.P. 1996. Isotopic disequilibrium during melting of granite and implications for crustal contamination of magmas. *Geology*, 24, 3, 243-246.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- Kudo, A.M.; Weill, D.F. 1970. An igneous plagioclase thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 25, 52-65.
- Kuno, H. 1966. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bulletin of Volcanology*, 29, 195-222.
- Kuno, H. 1968. Differentiation of basalt magmas. *En Hess, H.; Poldervaart, A. (editores): Basalts*, 2, 623-688. Interscience, John Wiley. Nueva York.
- Kushiro, I. 1969. The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. *American Journal of Science*, 267A, 269-294.
- Lara, L.E. 2004. Villarrica-Lanín chain: tectonic constraints for volcanism in a transversal alignment. *En Villarrica Volcano (39.5°S), Southern Andes, Chile* (Lara, L.; Clavero, J.; editores). *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín*, 61, 13-16.

- Lara, L.E.; Moreno, H. 2004. Geología del área Liquiñe-Neltume, regiones de los Lagos y de la Araucanía. Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 83, 19 p. Santiago de Chile.
- Lara, L.E.; Rodríguez, C.; Moreno, H.; Pérez de Arce, C. 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo Plioceno superior-Pleistoceno de los Andes del Sur (39-42°S). *Revista Geológica de Chile*, 28, 1, 67-90.
- Lavenu, A.; Cembrano, J. 1999. Compressional and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21, 1669-1691.
- Lechler, P.; Desilets, M. 1987. A review of the use of loss on ignition as a measurement of total volatiles in whole-rock analysis. *Chemical Geology*, 63, 341-344.
- Leeman, W.P. 1978. Distribution of Mg²⁺ between olivine and silicate melt, and its implications regarding melt structure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 789-800.
- Lepage, L.D. 2003. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers & Geosciences*, 29, 673-678.
- Licciardi, J.M.; Kurz, M.D.; Curtice, J.M. 2007. Glacial and volcanic history of Icelandic table mountains from cosmogenic ³He exposure ages. *Quaternary Science Reviews*, 26, 1529-1546.
- Lindsay, J.M.; de Silva, S.; Trumbull, R.; Emmermann, R.; Wemmer, K. 2001. La Pacana caldera, N. Chile: a re-evaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world's largest resurgent calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106, 145-173.
- Lindsley, D.H. 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68, 477-493.
- Lindsley, D.H.; Nekvasil, H. 1989. A ternary feldspar model for all reasons. *Eos*, 70, 506.
- Lindsley, D.H.; Spencer, K.J. 1982. Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm). Abstract AGU, *Eos Transactions, American Geophysical Union*, 63, 18, 471.
- Lohmar, S.; Parada, M.A.; Robin, C.; Gerbe, M.C.; Deniel, C.; Gourgaud, A.; López-Escobar, L.; Moreno, H.; Naranjo, J.A. 2006. Origin of postglacial mafic ignimbrites at Llaima and Villarrica volcanoes (Southern Andes, Chile): Assimilation of plutonic rocks as one of the triggering factors? *En V Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (SSAGI)*. Punta del Este, Uruguay.
- Lohmar, S.; Robin, C.; Gourgaud, A.; Clavero, J.; Parada, M.A.; Moreno, H.; Ersoy, O.; López-Escobar, L.; Naranjo, J.A. 2007. Evidence of magma-water interaction during the 13,800 years BP explosive cycle of the Licán ignimbrite, Villarrica volcano (Southern Chile). *Revista Geológica de Chile*, 34, 2, 233-247.
- Loomis, T.P. 1979. An empirical model for plagioclase equilibrium in hydrous melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1753-1759.
- López-Escobar, L. 1984. Petrology and chemistry of volcanic rocks of the southern Andes. *En Andean magmatism, chemical and isotopic constraints* (Harmon, R.S.; Barreiro, B.A.; editores). Shiva Publishing, 47-71.
- López-Escobar, L.; Moreno, H. 1994a. Contribution to the knowledge of the postglacial geochemical evolution of the Villarrica volcano (Southern Andes, 39°25'S). *En 7° Congreso Geológico Chileno*, 2, 1091-1094.
- López-Escobar, L.; Moreno, H. 1994b. Geochemical characteristics of the southern Andes basaltic volcanism associated with the Liquiñe-Ofqui fault zone between 39° and 46°S. *En 7° Congreso Geológico Chileno*, 2, 1388-1393.
- López-Escobar, L.; Cembrano, J.; Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*, 22, 2, 219-234.
- López-Escobar, L.; Moreno, H.; Naranjo, J.A. 2005. Llaima volcano, Southern Andes Volcanic zone, 38.7°S: Geology, Geochemistry and Petrogenesis. *En Actas 16° Congreso Geológico Argentino*, 1, 717-722. La Plata, Argentina.
- López-Escobar, L.; Kilian, R.; Kempton, P.; Tagiri, M. 1993. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30' and 46°00'S, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 20, 1, 33-55.

- Loucks, R. 1996. A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 125, 140-150.
- Lucassen, F.; Trumbull, R.; Franz, G.; Creixell, C.; Vásquez, P.; Figueroa, O. 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36–41°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 17, 103–119.
- MacLennan, J.; Jull, M.; McKenzie, D.; Slater, L.; Grönvold, K. 2002. The link between volcanism and deglaciation in Iceland. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3, 11, 1062, DOI 10.1029/2001GC00282.
- MacLeod, N.S.; Sherrod, D.R. 1988. Geologic evidence for a magma chamber beneath Newberry volcano, Oregon. *Journal of Geophysical Research*, 93, 10067-10079.
- Martels, C.; Pichavant, M.; Holtz, F.; Scaillet, B. 1999. Effects of fO₂ and H₂O on andesite phase relations between 2 and 4 kbar. *Journal of Geophysical Research*, 104, B12, 29453-29470.
- Martin, M.W.; Kato, T.; Rodríguez, C.; Godoy, E.; Duhart, P.; McDonough, M.; Campos, A. 1999. Evolution of the Palaeozoic accretionary complex and overlying forearc–magmatic arc, south central Chile (38°–41°S): constraints for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. *Tectonics*, 18, 4, 582–605.
- Mathez, E.A. 1973. Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its application to basaltic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 41, 61-72.
- Maurel, C.; Maurel, P. 1982. Etude expérimentale de l'équilibre Fe²⁺-Fe³⁺ dans les spinelles chromifères et les liquides silicatés basiques coexistants, à 1 atm. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II*, 295, 209-212.
- McCormac F.G.; Hogg, A.G.; Blackwell, P.G.; Buck C.E.; Higham, T.F.G.; Reimer, P.J. 2004 SHCal04 Southern Hemisphere Calibration 0 – 11.0 Cal Ky BP. *Radiocarbon* 46, 3, 1087-1092.
- McCulloch, R. D.; Bentley, M. J.; Purves, R. S.; Hulton, N. R. J.; Sugden, D. E.; Clapperton, C. M. 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science*, 15, 4, 409-417.
- McCurry, M.; Schmidt, K. 2001. Petrology and Oxygen Isotope Geochemistry of the Pucón Ignimbrite – Southern Andean Volcanic Zone, Chile: Implications for Genesis of Mafic Ignimbrites. *En III Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*. Pucón, Chile.
- McCurry, M.; Chadwick, J.; Wright, K.E.; Smith, R.W.; Ford, M.T. 2004. Preliminary LA/ICP-MS and EPMA examination of dacite enclaves and melt inclusions in phenocrysts from basaltic andesite pyroclasts from the Pucón Ignimbrite, Volcán Villarrica, Southern Andean Volcanic Zone: Implications for mafic ignimbrite volcanism. *En International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) General Assembly*, Pucón, Chile.
- McMillan, N.; Harmon, R.; Moorbath, S.; López-Escobar, L.; Strong, D. 1989. Crustal sources involved in continental arc magmatism: A case study of volcan Mocho-Choshuenco, southern Chile. *Geology*, 17, 1152-1156.
- Mella, M.; Muñoz, J.; Vergara, M. 2005. Petrogenesis of the Pleistocene Tronador Volcanic Group, Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*, 32, 1, 131-154.
- Miyabuchi, Y.; Watanabe, K.; Egawa, Y. 2006. Bomb-rich basaltic pyroclastic flow deposits from Nakadake, Aso Volcano, southwestern Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155, 90-103.
- Moore, J.G.; Nelson, W.G. 1969. Nuées ardentes of the 1968 eruption of Mayon volcano, Philippines. *Bulletin of Volcanology*, 33, 600-620.
- Moreno, H. 1993. Volcán Villarrica: Geología y evaluación del riesgo, regiones IX-X, 39°25'S. Informe Final Proyecto Fondecyt 1247 (Inédito), 112 p.
- Moreno, H.; Fuentealba, G. 1994. The May 17-19 1994 Llaima volcano eruption, southern Andes (38°42'S-71°44'W). *Revista Geológica de Chile*, 21, 1, 167-171.
- Moreno, H.; Naranjo, J.A. 2003. Mapa de peligros del volcán Llaima, Región de la Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental, escala 1:75.000.

- Moreno, H.; Clavero, J. 2006. Geología del área del Volcán Villarrica. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica. Escala 1:50.000. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Moreno, H.; Clavero, J.; Lara, L. 1994a. Actividad explosiva Postglacial del volcán Villarrica, Andes del Sur (39° 25' S). *En Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, 1, 329-333. Concepción, Chile.
- Moreno, H.; López, L.; Cembrano, J. 1994b. The Villarrica-Lanín volcanic Chain: A review and probable significance in the Southern Andes, 39.4° S. *En Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, 1, 339-341. Concepción, Chile.
- Morimoto, N.; Fabries, J.; Ferguson, A.K.; Ginzburg, I.V.; Ross, M.; Seifert, F.A.; Zussman, J.; Aoki, K.; Gottardi, G. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.
- Morrice, M.G.; Gill, J.B. 1986. Spatial patterns in the mineralogy of island arc magma series: Sangihe Arc. Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 311-353.
- Moune, S. 2005. Volatils mineurs (S, Cl, F) et éléments traces dans les magmas pré-éruptifs et les gaz volcaniques. Etude des processus de dégazage magmatique sur les volcans Hekla (Islande) et Masaya (Nicaragua). Tesis de Doctorado, Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Francia. 274 p.
- Munizaga, F.; Hervé, F.; Drake, R.; Pankhurst, R.; Brook, M.; Snelling, N. 1988. Geochronology of the lake region of south-central Chile (39°-42°S): Preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 3, 309-316.
- Muñoz, J.; Stern, C. 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 2, 147-161.
- Muñoz, J.; Stern, C. 1989. Alkaline magmatism within the segment 38°-39° S of the Plio-Quaternary volcanic belt of the southern South American margin. *Journal of Geophysical Research*, 794, B4, 4545-4560.
- Nairn, I.A.; Self, S. 1978. Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1975. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3, 39-60.
- Naranjo, J.A.; Moreno, H. 1991. Actividad explosiva postglacial en el Volcán Llaima, Andes del Sur (38°45'S). *Revista Geológica de Chile*, 18, 1, 69-80.
- Naranjo, J.A.; Moreno, H. 2005. Geología del volcán Llaima, Región de la Araucanía, Escala 1:50.000. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 88, Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago de Chile.
- Nelson, S. T.; Montana, A. 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77, 1242-1249.
- Nimis, P. 1995. A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystalstructure modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121, 115-125.
- Nimis, P. 1999. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 62-74.
- Nimis, P.; Ulmer, P. 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133, 122-135.
- Norambuena, E.; Leffer-Griffin, L.; Mao, A.; Dixon, T.; Stein, S.; Sacks, S.; Ocola, L.; Ellis, M. 1998. Space geodesic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes. *Science*, 279, 358-362.
- Panjasawatwong, Y.; Danyushevskiy, L.V.; Crawford A.J.; Harris K.L. 1995. An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase - melt equilibria at 5 and 10 kbar - implications for the origin of magmatic high-An plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118, 4, 420-432.
- Parada, M. 1975. Geología de la región de los Lagos Calafquén, Panguipulli y Riñihue. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Pardo-Casas, F.; Molnar, F. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates from Cretaceous time. *Tectonics*, 6, 3, 233-248.

- Pearce, J.; Parkinson, I.J. 1993. Trace element models for mantle melting : application to volcanic arc petrogenesis. *En Magmatic processes and Plate Tectonics* (Prichard, H.M.; Alabaster, T.; Harris, N.B.W.; Neary, C.R., editores). Special Publication, Geological Society of London, 76, 373-403.
- Peccerillo, R.; Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65, 63-81.
- Pérez, Y. 1999. Fuentes de aguas termales de la Cordillera Andina del centro-sur de Chile (39-42°S). *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín*, 54, 65 p.
- Petit-Breuilh, M.E. 1993. Cronología eruptiva del volcán Llaima (1640-1990). Programa Riesgo Volcánico de Chile (Informe Inédito). *Servicio Nacional de Geología y Minería*, 35 p.
- Petrelli, M.; Poli, G.; Perugini, D.; Peccerillo, A. 2005. Petrograph: a New Software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 6, Q07011, DOI 10.1029/2005GC000932.
- Pichavant, M.; Mysen, B.O.; Macdonald, R. 2002. Source and H₂O content of high-MgO magmas in island arc settings: An experimental study of a primitive calc-alkaline basalt from St. Vincent, Lesser Antilles arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 12, 2193-2209.
- Pilger, Jr R.H. 1981. Plate reconstruction, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geological Society of London*, 141, 793-802.
- Pilger, Jr R.H. 1984. Cenozoic plate kinematics subduction and magmatism, South American Andes. *Journal of the Geological Society of America Bulletin*, 92, 448-456.
- Pin, C.; Santos Zalduegui, J.F. 1997. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta*, 339, 79-89.
- Pin, C.; Briot, D.; Bassin, C.; Poitrasson, F. 1994. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta*, 298, 209-217.
- Putirka, K. 1999. Clinopyroxene + liquid equilibria to 100 kbar and 240 K. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 151-163.
- Putirka, K. 2005. Igneous thermometers and barometers on plagioclase + liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90, 336-346.
- Putirka, K.; Mikaelian, H.; Ryerson, F.; Shaw, H. 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88, 1542-1554.
- Putirka, K.; Johnson, M.; Kinzler, R.; Longhi, J.; Walker, D. 1996. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 92-108.
- Rao, D.R.; Choubey, V.M.; Rao, T.V.S. 1991. IThERM: a basic program for magnetite-ilmenite thermometry. *Computers & Geosciences*, 17, 2, 307-314.
- Rayleigh, J.W.S. 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philosophical Magazine*, 42, 493-498.
- Reimer, P.J.; Baillie, M.G.L.; Bard, E.; Bayliss, A.; Beck, J.W.; Bertrand, C.J.H.; Blackwell, P.G.; Buck, C.E.; Burr, G.S.; Cutler, K.B.; Damon, P.E.; Edwards, R.L.; Fairbanks, R.G.; Friedrich, M.; Guilderson, T.P.; Hogg, A.G.; Hughen, K.A.; Kromer, B.; McCormac, F.G.; Manning, S.W.; Ramsey, C.B.; Reimer, R.W.; Remmele, S.; Southon, J.R.; Stuiver, M.; Talamo, S.; Taylor, F.W.; van der Plicht, J.; Weyhenmeyer, C.E. 2004. IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26-0 ka BP. *Radiocarbon*, 46, 1029-1058.
- Reiners, P.W.; Nelson, B.K.; Ghiorso, M.S. 1995. Assimilation of felsic crust by basaltic magma: thermal limits and extents of crustal contamination of mantle-derived magmas. *Geology*, 23, 563-566.
- Robin, C.; Eissen J.P.; Monzier M. 1993. Giant tuff cone and 12 km-wide associated caldera at Ambrym (New Hebrides Arc). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55, 225-238.

- Robin, C.; Eissen J.P.; Monzier M. 1994. Ignimbrites of basaltic andesite and andesite compositions from Tanna, New Hebrides Arc, *Bulletin of Volcanology*, 56, 10-22.
- Robin, C.; Eissen J.P.; Monzier, M. 1995. Mafic pyroclastic flows at Santa Maria (Gaua) Volcano, Vanuatu: The caldera formation problem in mainly mafic island arc volcanoes. *Terra Nova*, 7, 4, 436-443.
- Roeder, P.L.; Emslie, R.F. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29, 275-289.
- Roeder, P.L.; Reynolds, I. 1991. Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts. *Journal of Petrology*, 32, 909-934.
- Roeder, P.L.; Poustovetov, A.A.; Oskarsson, N. 2000. Growth forms and composition of chromian spinel in MORB magma: diffusion-controlled crystallization of chromian spinel. *Canadian Mineralogist*, 39, 397-416.
- Self, S.; Wolff, J. 1987. Comments on "The petrology of Tambora volcano, Indonesia: a model for the 1815 eruption" by J. Foden. Discussion, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31, 163-166.
- Sellés, D.; Rodríguez, A.C.; Dungan, M.A. 2004. Geochemistry of Nevado de Longaví Volcano (36.2°S): a compositionally atypical arc volcano in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Revista Geológica de Chile*, 31, 2, 293-315.
- Sheppard, S.M.F.; Epstein, S. 1970. D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of minerals of possible mantle or lower crustal origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 9, 232-239.
- Sigmarsson, O.; Condomines, M.; Morris, J.; Harmon, R. 1990. Uranium and ^{10}Be enrichments by fluids in Andean arc magmas. *Nature*, 346, 163-165.
- Sigmarsson, O.; Chmeleff, J.; Morris, J.; López-Escobar, L. 2002. Origin of ^{226}Ra - ^{230}Th disequilibria in arc lavas from southern Chile and implications for magma transfer time. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 189-196.
- Sigurdsson, H.; Carey, S. 1989. Plinian and co-ignimbrite tephra fall from the 1815 eruption of Tambora volcano, *Bulletin of Volcanology*, 51, 243-270.
- Sigurdsson, H.; Carey, S.; Mandeville, C. 1991. Submarine pyroclastic flows of the 1883 eruption of Krakatau volcano. *National Geographic Research and Exploration*, 7, 3, 310-327.
- Sigvaldason, G.; Annertz, K.; Nilsson, M. 1992. Effect of glacier loading/deloading on volcanism: postglacial volcanic production rate of the Dyngjufjöll area, central Iceland. *Bulletin of Volcanology*, 54, 385 – 392.
- Silva, C. 2008. Evolution and dynamics of the 3.6 ka BP Pucón eruption of Villarrica volcano, Chile. Tesis de doctorado (inédito). Cotutela entre Universidad de Chile (Santiago, Chile) y Université Blaise Pascal (Clermont-Ferrand, Francia). 263 p.
- Silva, C.; Robin, C.; Druitt, T. 2005. Architectural characteristics and deposition of the 3635±50 yr BP Pucón Ignimbrite of the Villarrica volcano, Southern Andes, Chile. *En 6º International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, 666-669. Barcelona, España.
- Silva, C.; Druitt, T.; Robin, C.; Lohmar, S.; Clavero, J.; Moreno, H.; Naranjo, J.A. 2004. The 3700-yr Pucón eruption of Villarrica volcano, 39°S Southern Andes, Chile. *En International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) General Assembly*, Pucón, Chile.
- Sisson, T. W.; Grove, T. L. 1993a. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 143–166.
- Sisson, T. W.; Grove, T. L. 1993b. Temperatures and H₂O contents of low-MgO high-alumina basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 167–184.
- Slater, L.; Jull, M.; McKenzie, D.; Gronvöld, K. 1998. Deglaciation effects on mantle melting under Iceland: results from the northern volcanic zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 164, 151-164.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallón)-South American relative motions during the last 40 My: implications for the mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Science*, 11, 3, 211-215.
- Sparks, S. 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 23, 147-188.

- Sparks, S.; Self, S.; Walker, G. 1973. Products of Ignimbrite Eruptions. *Geology*, 1, 115-118.
- Spencer, K.J.; Lindsley, D.H. 1981. A solution model for co-existing iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 66, 1189-1201.
- Spera, F.J.; Bohron, W.A. 2001. Energy-constrained open-system magmatic processes I: General model and energy-constrained assimilation and fractional crystallization (EC-AFC) formulation. *Journal of Petrology*, 42, 5, 999-1018.
- Spulber, S.D.; Rutherford, M.J. 1983. The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: an experimental study. *Journal of Petrology*, 24, 1-25.
- Stern, C.R. 1989. Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*, 16, 2, 145-162.
- Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Review paper, *Revista Geológica de Chile*, 31, 2, 161-206.
- Stern C.R.; Frey, F.A.; Futa, K.; Zartman, R.E.; Peng, Z.; Kyser, T.K. 1990. Trace element and Sr, Nd, Pb and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau Lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 3, 294-308.
- Stern, C.R.; Moreno, H.; López-Escobar, L.; Clavero, J.E.; Lara, L.E.; Naranjo, J.A.; Parada, M.A.; Skewes, M.A. 2007. Chilean volcanoes. *En The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W., editores), The Geological Society, 147-178.
- Stewart, R.B.; Price, R.C.; Smith, I.E.M 1996. Evolution of high-K arc magma, Egmont volcano, Taranaki, New Zealand: evidence from mineral chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74, 275-295.
- Stormer, Jr J.C., 1983. The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 68, 5-6, 586-594.
- Stormer, J.C.; Nicholls, J. 1978. XLFAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers & Geosciences*, 4, 143-159.
- Straub, S.M.; Martin-del Pozzo, A.L. 2001. The significance of phenocryst diversity in tephra from recent eruptions at Popocatepetl volcano (central Mexico). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 487-510.
- Stuiver, M.; Reimer, P.J.; Reimer, R.W. 2005. CALIB 5.0. ¹⁴C calibration program (<http://calib.qub.ac.uk/>).
- Stuiver, M.; Reimer, P.J.; Bard, E.; Beck, J.W.; Burr, G.S.; Hughen, K.A.; Kromer, B.; McCormac, G.; van der Plicht, J.; Spurk, M. 1998. IntCal98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40, 3, 1041-83.
- Suarez, M.; Emparán, C. 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. Escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 71, 105 p.
- Sugawara, T. 2001. Ferric iron partitioning between plagioclase and silicate liquid: thermodynamics and petrological applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141, 659-686.
- Sun, M. 2001. Geochemical variation among small eruptive centres in the Central SVZ of the Andes: an evaluation of subduction, mantle and crustal influences. Tesis de doctorado (inédito). International University, 292 p. Miami, Florida.
- Sun, S.-s.; McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *En Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A. D.; Norry, M. J., editores). Geological Society Special Publication, 42, 313-345.
- Tassara, A.; Yañez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*, 30, 2, 159-186.
- Taylor, H.P. 1967. Oxygen isotope studies of hydrothermal mineral deposits. *En: Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Rinehart y Winston, Nueva York.
- Taylor, E.M. 1969. A basalt welded tuff in the Cascade Range of Oregon. *Geological Society of America, Abstracts with Program*, 3, 68-69.

- Taylor, E.M. 1981. Central High Cascade roadside geology, Bend, Sisters, McKenzie Pass, and Santiam Pass, Oregon. *En* Guides to some volcanic terranes in Washington, Idaho, Oregon, and Northern California (Johnston, D.A.; Donnelly-Nolan, J.M.; editors). USGS Circular, 838, 55-83.
- Tebbens, S.F.; Cande, S.C. 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present. *Journal of Geophysical Research*, 102, 12061-12084.
- Thomas, L.E.; Gertisser, R.; Self, S.; Handley, H.K. 2006. Magma generation processes and timescales leading to the great 1815 eruption of Tambora volcano, Sumbawa, Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement*, 70, 18, 648.
- Thorpe, R.S. 1984. The tectonic setting of active Andean volcanism. *Andean Magmatism. Chemical and Isotopic constraints*. Shiva Publishing; 4-20.
- Tormey, D.; Hickey-Vargas, R.; Frey, F.; López-Escobar, L. 1991. Recent lavas from the Andean volcanic front (33 to 42°S); Interpretations of along-arc compositional variations. *En* *Andean magmatism and its tectonic settings* (Harmon, R.; Rapela, C.; editores). Geological Society of America Special Paper, 265, 57-77.
- Treuil, M.; Joron, J.M. 1975. Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la dorsade médioatlantique. *Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 31, 125.
- Venezky D.Y.; Rutherford, M.J. 1997. Preeruption conditions and timing of dacite-andesite magma mixing in the 2.2 ka eruption at Mount Rainier. *Journal of Geophysical Research*, 102, 20069-20086.
- Vennat, J. 2003. Caractérisation physique des pyroclastites post-glaciaires du volcan Villarrica. Travail d'Etude et de Recherche (inérito), Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, 32 p.
- Vennemann, T.W.; Smith, H.S. 1990. The rate and temperature of reaction of CIF₃ with silicate minerals, and their relevance to oxygen isotope analysis. *Chemical Geology*, 86, 83-88.
- von Huene, R.; Corvalán, J.; Flueh, E.R.; Hinz, K.; Korstgard, J.; Ranero, C.R.; Weinrebe, W.; Condor Scientists 1997. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaíso, Chile. *Tectonics*, 16, 474-488.
- Wells, P.R.A. 1977. Pyroxene Thermometry in Simple and Complex Systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62, 129-139.
- Williams, S. 1983. Geology and eruptive mechanisms of Masaya caldera complex, Nicaragua. Tesis de Doctorado, Dartmouth College Hanover, New Hampshire, EE.UU. 169 p.
- Williams, C.E.; Curtis, R. 1964. The eruption of Lopevi, New Hebrides, July 1960. *Bulletin of Volcanology*, 27, 423-433.
- Wilson, C.J.N.; Houghton, B.F. 2000. Pyroclast transport and deposition. *En* *Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H.; Houghton, B.F.; McNutt, S.R.; Rymer, H.; Stix, J.; editores). Academic Press, 545-554.
- Wohletz, K. 1983. Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: Grain-size, scanning electron microscopy and experimental studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 31-63.
- Wood, B.J.; Banno, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42, 109-124.
- Yagi, K.; Onuma, K. 1967. The join CaMgSi₂O₆-CaTiAl₂O₆ and its bearing on the titanagites. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University*, 13, 117-138.
- Yañez, G.; Ranero, C.; von Huene, R.; Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern Central Andes (32°-33.5°S): the role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, 106, 6325-6345.
- Yañez, G.; Cembrano, J.; Pardo, M.; Ranero, C.; Sellés, D. J. 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33°-34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Science*, 15, 23-38.

- Yoder, H.S. Jr.; Tilley, C.E. 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, 3, 342-532.
- Yoder, R.S.; Stewart, D.B.; Smith, I.R. 1957. Ternary feldspars. *Carnegie Institution of Washington Year Book*, 56, 206-214.
- Zhao, Z.F.; Zeng, Y.F. 2003. Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks. *Chemical Geology*, 193, 59-80.
- Zimanowski, B. 1998. Phreatomagmatic explosions. *En From magma to tephra* (Freundt, A.; Rosi, M.; editores). Elsevier, 25-54.
- Zimanowski, B.; Buettner, R.; Lorenz, V.; Haefele, H. 1997a. Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 102, B1, 803-814.
- Zimanowski, B.; Buettner, R.; Lorenz, V. 1997b. Premixing of magma and water in MFCI experiments. *Bulletin of Volcanology*, 58, 491-495.
- Zindler, A.; Hart, S.R. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review Earth and Planetary Science Letters*, 14, 493-571.

Anexo A:

Lohmar, S.; Robin, C.; Gourgaud, A.; Clavero, J.; Parada, M.A.; Moreno, H.; Ersoy, O.; López-Escobar, L.; Naranjo, J.A. (2007). Evidence of magma-water interaction during the 13,800 years BP explosive cycle of the Licán ignimbrite, Villarrica volcano (Southern Chile). Revista Geológica de Chile, 34, 2, 233-247.

Evidence of magma-water interaction during the 13,800 years BP explosive cycle of the Licán Ignimbrite, Villarrica volcano (southern Chile)

- Silke Lohmar** Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile
Université Blaise Pascal, Observatoire de Physique du Globe, Laboratoire CNRS
Magmas et Volcans, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France
slohmar@cec.uchile.cl
- Claude Robin** Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile
IRD, Unité Mixte 163, Laboratoire CNRS Magmas et Volcans,
5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France
Claude.Robin@ird.fr
- Alain Gourgaud** Université Blaise Pascal, Observatoire de Physique du Globe, Laboratoire CNRS
Magmas et Volcans, 5 rue Kessler, 63038, Clermont-Ferrand, France
A.Gourgaud@opgc.univ-bpclermont.fr
- Jorge Clavero** Servicio Nacional de Geología y Minería, Avenida Santa María 0104, Santiago, Chile
jclavero@sernageomin.cl
- Miguel Ángel Parada** Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile
maparada@cec.uchile.cl
- Hugo Moreno** Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, Servicio Nacional de Geología y Minería,
Cerro Nielol s/n, Casilla 23-D, Temuco, Chile
hmoreno@sernageomin.cl
- Orkun Ersoy** Hacettepe University, Department of Geological Engineering, 06532 Beytepe, Ankara, Turkey
Université Blaise Pascal, Observatoire de Physique du Globe, Laboratoire CNRS
Magmas et Volcans, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France
ersoy@hacettepe.edu.tr
- Leopoldo López-Escobar** Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción,
Casilla 160-C, Concepción, Chile
llopez@udec.cl
- José Antonio Naranjo** Servicio Nacional de Geología y Minería, Avenida Santa María 0104, Santiago, Chile
jnaranjo@sernageomin.cl

ABSTRACT

Villarrica is an active stratovolcano located in the Southern Andean Volcanic Zone. About 13,800 years BP (conventional radiocarbon ages), this volcano experienced major explosive eruptions which resulted in the emission of a sequence of pyroclastic flows, known as the 'Licán Ignimbrite', the bulk volume of which is estimated in ~10 km³ (non-DRE, Dense Rock Equivalent). The deposits mainly consist of massive pyroclastic flows and stratified pyroclastic surges. Typical flow facies show scoriaceous bombs, dense juvenile blocks, lithics and scoria lapilli immersed in a dark-grey to brownish matrix, whereas surges expose lapilli-sized scoria in a fine, light-brown or yellow-green matrix. Juvenile clasts range from 55 to 58 wt% SiO₂ in composition. This paper describes the general architecture of the Licán Ignimbrite deposits and, based on SEM (Scanning Electron Microscope) observations and lithologic data, emphasizes the role of fragmentation due to magma-water interaction during the eruption. The results indicate that gas expansion was an important process. However, field characteristics, surface textures of ashes, enrichment of lithics towards the top of the sequence and variable palagonitization of matrix glass show the intervention of water since the initial stages of the eruption and its increasing influence during the later phases.

Key words: Explosive volcanism, Mafic pyroclastic flows, Phreatomagmatism, Southern Andean Volcanic Zone, Villarrica volcano, Chile.

RESUMEN

Evidencias de interacción magma-agua durante el ciclo eruptivo explosivo de la Ignimbrita Licán (13.800 años AP), volcán Villarrica (sur de Chile). El Villarrica es un estratovolcán activo, situado en la Zona Volcánica de los Andes del Sur. Hace aproximadamente 13.800 años AP (edades ^{14}C no calibradas), este volcán sufrió un evento explosivo importante que dio lugar a la emisión de una secuencia de flujos piroclásticos, conocida como la 'Ignimbrita Licán', cuyo volumen ha sido estimado en $\sim 10 \text{ km}^3$ (no-ERD, Equivalente de Roca Densa). Los depósitos consisten, principalmente, en flujos piroclásticos macizos y oleadas piroclásticas estratificadas. Las facies típicas que resultan de los flujos presentan bombas escoriáceas, bloques juveniles densos, fragmentos líticos y lapilli escoriáceo, inmersos en una matriz cuyo color varía entre gris oscuro y pardo. Por otro lado, los depósitos de oleadas están constituidos por escorias de tamaño lapilli, contenidas en una matriz fina, de color pardo claro o amarillo verdusco. La composición de los clastos juveniles es andesítico-basáltica a andesítica (55 a 58% en peso de SiO_2). Este artículo presenta la estructura interna general de estos depósitos, observaciones realizadas en el MEB (Microscopio Electrónico de Barrido) y datos litológicos y granulométricos, con el propósito de determinar el papel que jugó la fragmentación debido a la interacción magma-agua durante la erupción. Los resultados indican que la expansión de gases pudo ser un proceso importante. Sin embargo, características de terreno, texturas superficiales de cenizas, el enriquecimiento en fragmentos líticos hacia el techo de las secuencias y la palagonitización variable del vidrio de la matriz sugieren un incremento de la intervención del agua durante el transcurso de la erupción.

Palabras claves: Volcanismo explosivo, Flujos piroclásticos máficos, Freatomagmatismo, Zona Volcánica de los Andes del Sur, Volcán Villarrica, Chile.

INTRODUCTION

Villarrica volcano, located at $39^{\circ}25'S$, $71^{\circ}57'W$ and 2,847 m a.s.l. (Fig. 1), is currently the most active volcano of the Southern Andean Volcanic Zone (Petit-Breuilh and Lobato, 1994; González-Ferrán, 1995). It is located at the western end of a N50-60°W volcanic alignment formed by Villarrica, Quetripillán and Lanín volcanoes (López-Escobar *et al.*, 1995; Lara, 2004; Fig. 2). This alignment is oblique to the major structural feature of the Southern Andean region, the NNE trending Liquiñe-Ofqui Fault Zone, which extends over 1,000 km between latitudes 38° and $47^{\circ}S$ (Cembrano *et al.*, 1996; Fig. 1). The Villarrica edifice has a volume of about 250 km^3 and its products cover more than 700 km^2 of the surrounding area (Moreno, 1993)¹. The volcano lies on a basement comprising volcanic, volcanoclastic and plutonic rocks, and scarce metamorphic and sedimentary rocks of Palaeozoic to Pliocene age (Moreno and Clavero, 2006).

Since the end of the last glaciation ($\sim 14 \text{ ka}$, see Regional Late Glacial History, next page), eruptive activity at Villarrica includes mainly basalts and basaltic andesite lava flows and pyroclastic deposits. About thirty parasitic cones, the majority of which are basic to intermediate in composition and of Holocene age, are located on the flanks of the

volcano. In spite of being an overall mafic composition, generally characterised by effusive or slightly explosive volcanism, Villarrica has generated several large explosive eruptions. Two of these, the Licán and Pucón ignimbrites, produced large-volume pyroclastic flow deposits (Clavero and Moreno, 1994; 2004) with juvenile material of basaltic andesite to andesite compositions. In order to investigate the causes of such relatively uncommon eruptive products, a study has been undertaken in an IRD (Institut de Recherche pour le Développement, France)-GEA (Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción, Chile)-SERNAGEOMIN (Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile)-Universidad de Chile collaborative project (ECOS-CONICYT C01U03). In this paper, we present the stratigraphy and lithological characteristics of the deposits from the largest explosive eruption, which occurred in the Late Glacial Period and resulted in the Licán Ignimbrite. Lithological countings, grain-size analyses, coupled with SEM and field observations, led to a better understanding of the role of phreatomagmatism in the generation of these voluminous and relatively basic pyroclastic flow deposits.

¹ Moreno, H. 1993. Volcán Villarrica: Geología y evaluación del riesgo volcánico, regiones IX y X, $39^{\circ}25'S$. Informe final (Unpublished), Proyecto Fondecyt, No. 1247:112p.

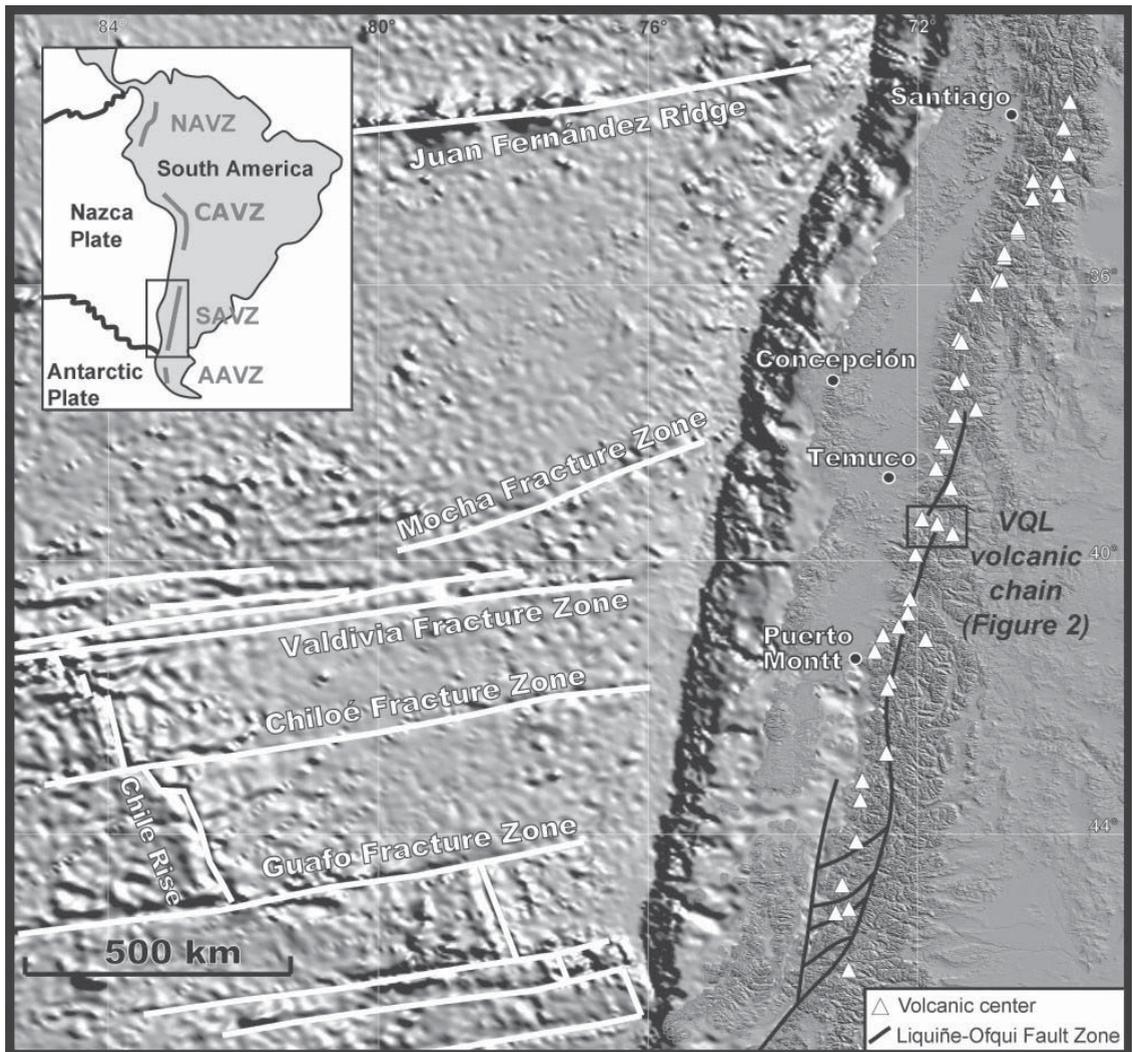


FIG. 1. Location of Villarrica, Quetrupillán and Lanín (VQL) volcanic chain in the Southern Andean Volcanic Zone (SAVZ). Detail of area of interest is shown in figure 2. Base images are shaded DEM (SRTM) and bathymetry (Etopo 2). On the left, the inset shows the position of the SAVZ relative to the Northern, Central and Austral Andean volcanic zones (NAVZ, CAVZ and AAVZ, respectively). Names of fracture zones on the oceanic Nazca plate are taken from Herron *et al.* (1981) while the position of the Liqueñe-Ofqui Fault Zone is taken from Cembrano *et al.* (1996).

VOLCANOLOGIC CONTEXT AND AGE OF THE LICÁN IGIMBRITE

REGIONAL LATE GLACIAL HISTORY

Villarrica volcano is situated at the northern end of the Chilean Lake District (40-43°S). In this region, the Llanquihue glaciation (equivalent to the Würm glaciation in the Alps or the Wisconsin glaciation in North America) extended between 75 and 14 ka,

approximately (Clapperton, 1993), building up extensive icefields. Denton *et al.* (1999) have identified the last glacial advance at 14,805-14,550 years BP (conventional radiocarbon ages, with present=1950) as the last of a series of four in the last 30,000 years. The end of the last glacial period was a world-wide event (*e.g.*, Lowell *et al.*, 1995). In the

Chilean Lake District, there was a marked warming beginning at 14,600-14,300 years BP followed by either a gradual transition or a stepped increase in temperature that culminated at *ca.* 13,000-12,700 years BP (McCulloch *et al.*, 2000).

VOLCANOLOGIC CONTEXT OF THE LICÁN IGIMBRITE

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of basal volcanic rocks from Villarrica suggests a first construction phase between *ca.* 600 and 100 ka, which consisted in the emission of lava flows and volcanic breccias of laharic and pyroclastic origin, basaltic to andesitic in composition (Moreno and Clavero, 2006). Approximately 100 ka years ago, the collapse of a 6.5 x 4.2 km-wide caldera occurred (caldera 1 in Fig. 2) and was followed by the extrusion of dacitic domes (Clavero and Moreno, 2004). Volcanic activity continued probably until the generation of the Licán Ignimbrite during the Late Glacial Period.

^{14}C dating of charcoal in two pyroclastic flow deposits belonging to the Licán Ignimbrite resulted in ages of $13,990 \pm 100$ and $13,910 \pm 60$ years BP (conventional radiocarbon ages, corrected using ^{13}C and calculated with the Libby half-life of 5,568

years; Center for Isotope Research, Groningen, Netherlands). These ages are close to the average age of 13,800-13,850 years BP, obtained from thirteen ^{14}C datings by Moreno and Clavero (2006 and references therein) and confirms that the Licán Ignimbrite was emitted several centuries after the warming event which started 14,600 ^{14}C years BP. The Licán Ignimbrite would be related to a collapse which affected the upper part of the cone and would have rejuvenated the older caldera structure (caldera 1 in Fig. 2; Clavero and Moreno, 1994).

Subsequently, a new cone grew on the north-western edge of the nested caldera, which was truncated by the eruption of the Pucón Ignimbrite, generating caldera 2 (Fig. 2). This eruption has been dated at 3,700 years BP (Clavero and Moreno, 1994) and has a bulk volume of $\sim 3 \text{ km}^3$ (Silva *et al.*, 2004). Since four millenia, the eruptive activity, mainly effusive, has also comprised pyroclastic episodes of lower explosivity than those that generated the Licán and Pucón ignimbrites. As a whole, the emission of lava flows has dominated the activity of Villarrica volcano during the last 14 ka. Nevertheless, at least 16 pyroclastic flow/surge deposits have been recognized, including the Licán and Pucón deposits (Moreno, 1993)¹.

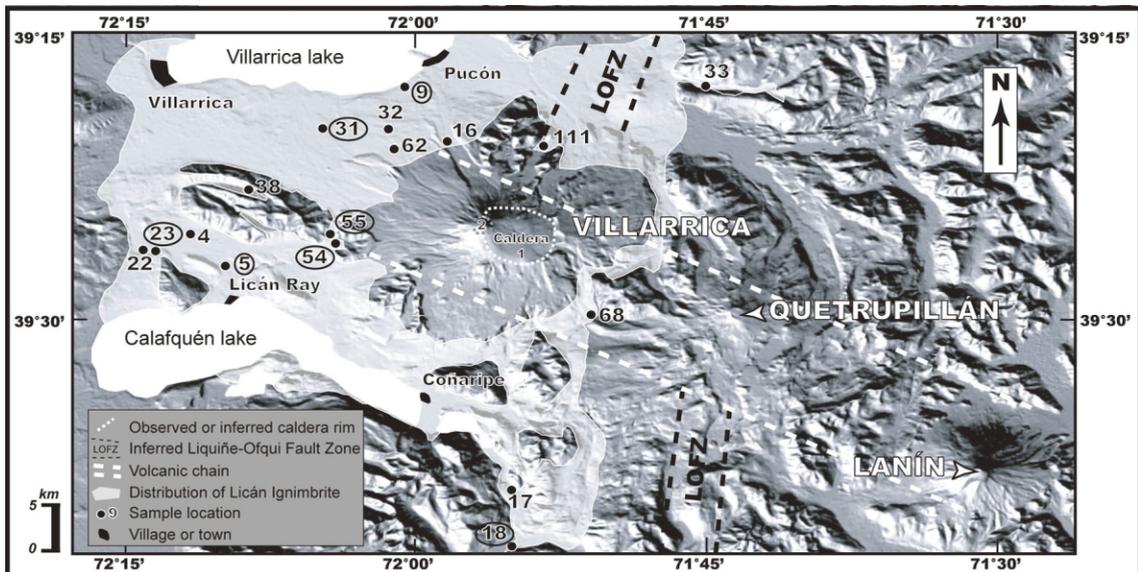


FIG. 2. DEM image showing the VQL volcanic chain and extension of the Licán Ignimbrite from Villarrica volcano (the latter according to Clavero, 1996). Sample locations, where grain size studies, lithological analyses and surface texture observations have been made, are circled.

CHARACTERISTICS OF THE LICÁN DEPOSITS

FIELD CHARACTERISTICS

The extent, volume estimation (10 km³, non-DRE) and detailed outcrop descriptions of the Licán Ignimbrite have been given by Clavero (1996). The deposits are radially distributed around the volcanic edifice, covering an area of about 1,000 km² (Fig. 2). Two main facies are recognized:

Massive scoria flow deposits. To the north and northwest of the volcano, the deposits consist mainly of massive metric to decametric-thick beds of ash and scoria emplaced as pyroclastic density currents strongly controlled by the topography (Fig. 3A, B), whereas to the southwest and south, massive beds mantle the pre-existing topography. No evidence of pyroclastic flow deposits are observed at altitudes higher than 850 m a.s.l., probably due to the 'ice effect' (Clavero, 1996). The maximum thickness observed for a single bed is ~25 m on the northeast side of the volcano, in the Río Pedregoso valley at 620 m a.s.l. (site 111, Figs. 2, 3A). Scoria blocks and bombs represent 15 to 20% of the volume of the deposit; the bombs commonly show prismatic fracturing and cauliform surfaces, and commonly contain volcanic and granitoid xenoliths (Fig. 3C). The matrix, sometimes indurated, is dark-grey, brown or brown-orange in colour. Fieldwork shows composite sequences and differences in the architecture of the deposits, related to facies changes with direction and distance from the vent. For example, at the foot of the cone (~8 km from the summit), in a north westward direction (Río Correntoso valley, site 62, Fig. 2), the sequence consists of a basal fallout lapilli layer (Fig. 3D) followed by ash and scoria flow deposits with carbonized wood at their base (¹⁴C age: 13,910±60 years BP). This sequence is underlain directly by an undated sequence, up to 6 m thick, of a massive agglomerate (3.5 m thick, lower part) and a fine, clay-rich and weathered ash flow deposit (2.5 m thick, upper part) (Fig. 4). These basal deposits represent either the lower unit of the observed Licán Ignimbrite or, more probably, previous explosive eruptions, as suggested by the occur-

rence of similar pyroclastic events during the Llanquihue glaciation (Gaytán *et al.*, 2005). To the southwest of the volcano (for example, site 5, location on Fig. 2), a characteristic log of the Licán deposits exposes at least three flow units (Fig. 4).

Cross-bedded deposits. Surge deposits have been observed in the upper part of the sequences, as at sites 5 and 23, near Licán Ray (Fig. 2). They consist of light brown to yellow-green, cross-bedded layers of ash and small lapilli, whose total thickness can reach up to several meters, although it is usually one meter or less. Abundant pieces of charcoal are present in these surge deposits widespread to the west and southwest, even on top of the hills. The transition from ash and scoria flow deposits to the surge sequence, which marks the end of the eruption, is characterised by a drastic change in colour, from dark-grey to light-brown, and by an increase in lithic contents. Due to topography effects, a basal surge is also observed in some places, as already reported by Clavero (1996).

GRAIN SIZE

Grain-size analyses were carried out on 10 samples using the phi scale between -5 and 4 (32 mm to 63 microns; Vennat, 2003)². The weights were measured with a 0.001 g precision. Histograms show bimodal or even polymodal distributions (Fig. 5A). Samples from the upper parts of the sequences (including upper surge deposits) show lower mean values of grain size (higher on phi scale) than those from the lower and central horizons (Fig. 5B), indicating an enrichment in finer particles to the top of the sections. In a diagram of median diameter versus sorting index (not shown), the points of the analyzed samples plot mainly in the field of pyroclastic flows (Walker, 1971) and surges (Fisher and Schmincke, 1984 and references therein). The sorting index for Licán pyroclastic flow samples ranges from 1.72 to 2.79. Considering that 90% of Walker's (1971) data have sorting indices between 2.0 and 4.5, these values indicate a relatively good sorting.

² Vennat, J. 2003. Caractérisation physique des pyroclastites post-glaciaires du volcan Villarrica. Travail d'Etude et de Recherche (Unpublished), Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans: 32 p.

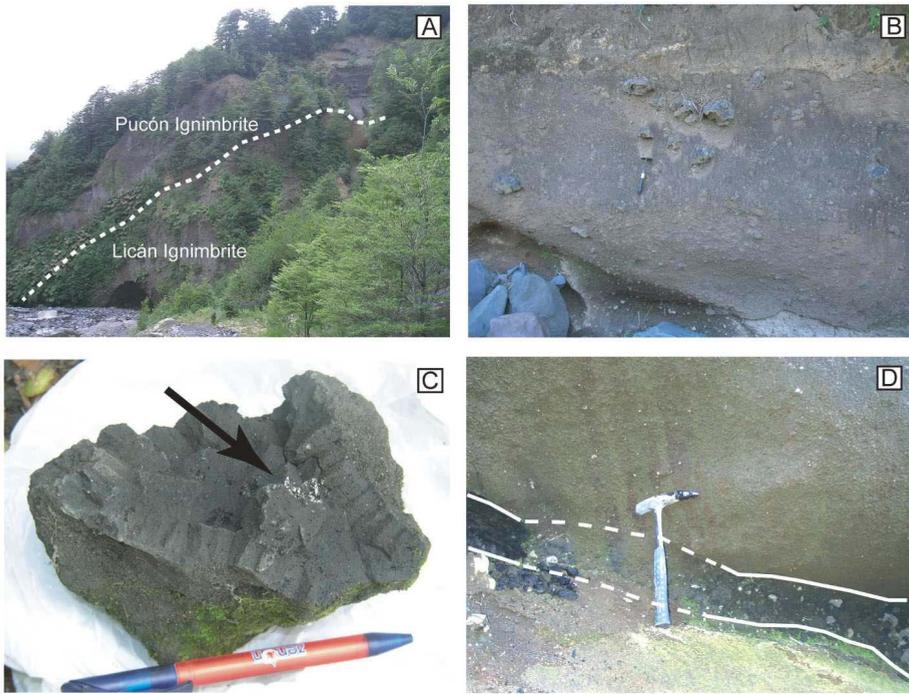


FIG. 3. Conspicuous field features of the Licán Ignimbrite.

Picture A: comes from a section to the NNE of Villarrica volcano (sample location 111, Fig. 2), showing the massive 25 m-thick Licán Ignimbrite below Pucón Ignimbrite.

Picture B: shows the detail of a massive Licán unit to the northwest of Villarrica volcano (sample site 62).

Picture C: shows typical bombs from the Licán Ignimbrite, with prismatic joints and granitoid inclusions (arrow).

Picture D: exhibits the initial fallout deposit at the base of a massive ignimbrite facies at site 62.

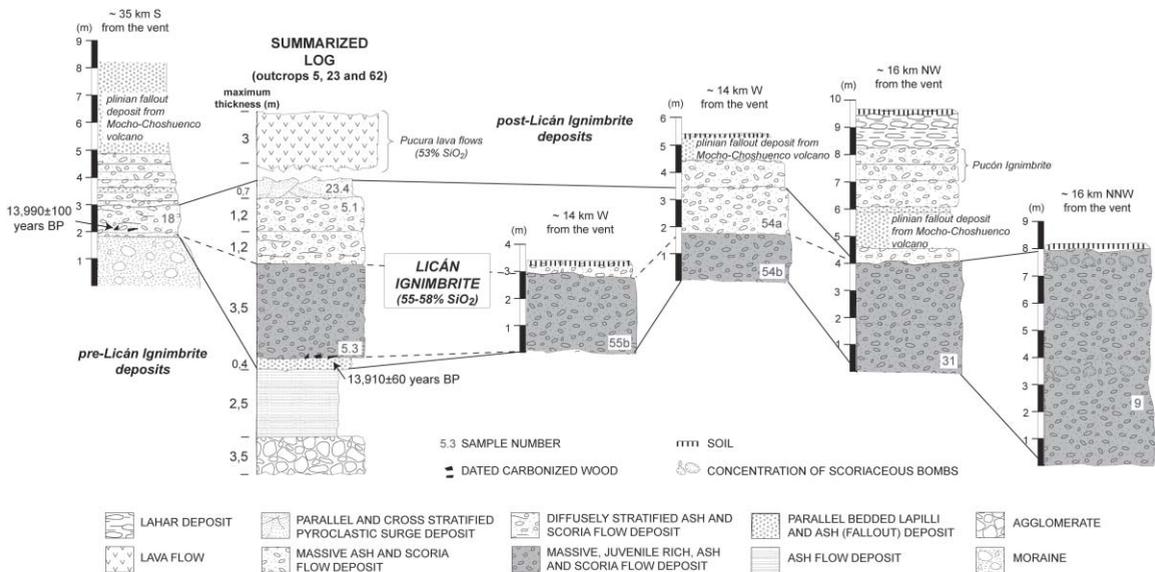


FIG. 4. Summarized log for the Licán Ignimbrite showing lithological facies, relationships with previous and further deposited units and correlation with different outcrops studied around the volcano.

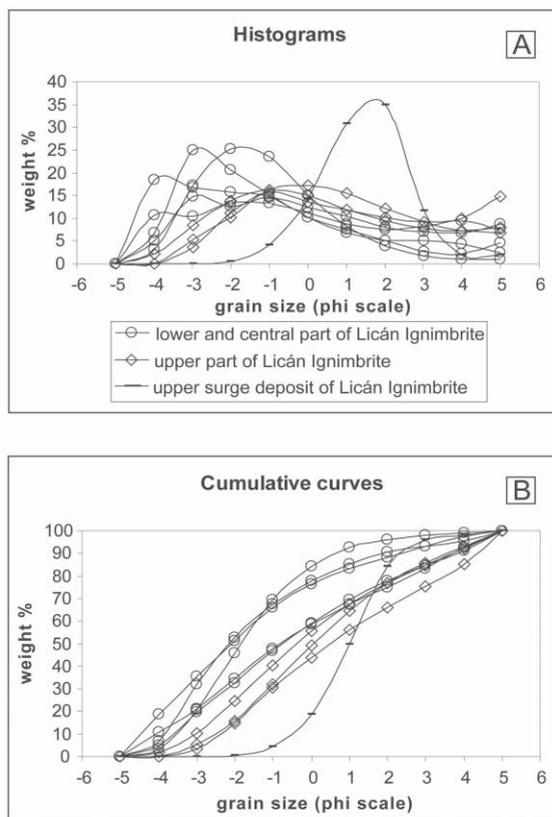


FIG. 5. Grain size analyses. **5A**: Histograms; **5B**: Cumulative curves (same symbols as in A). To limit the fragmentation of the material during sieving, the amplitude was regulated on 1.7 mm during 5 minutes.

LITHOLOGY

COMPONENTS

The 1 mm-fraction of the matrix from nine samples has been washed and counted by groups of 500 grains under binocular lenses. Five classes of fragments are recognized, three of them correspond to juvenile clasts; the other two are represented by free minerals and accidental lithic fragments (Table 1).

Class 1: are highly vesicular glassy juvenile grains, with irregular shapes. The grain morphology is characterised by the abundance and shape of the vesicles. A few grains show elongation of vesicles. Densities, measured on ten vesicular, lapillized samples by determining weights in air and in water, range from 0.58 to 1.0 g/cm³, confirming that mafic pumices (defined as juvenile material with density < 1 g/cm³) are present in Licán deposits.

The vesicularity index, calculated assuming a solid density of 2.59 g/cm³ (andesitic composition; Hall, 1996) and using the method of Houghton and Wilson (1989), is comprised between 61 and 77%.

Class 2: are moderately vesicular juvenile grains. Grain morphology is independent of the shape of the vesicles. Regular shapes are sometimes bounded by more or less planar fractures.

Class 3: are non-vesicular or poorly vesicular grains. They are blocky, regular in shape with near planar faces forming 90°-angles between them.

Class 4: are fragments formed by single crystals, mainly of feldspars, sometimes covered with glass, and some honey coloured clinopyroxene crystals.

Class 5: are oxidized xenoliths of altered andesites and granitoids. Xenoliths of andesite are lighter-coloured than the juvenile material. Surfaces altered to manganese oxide are frequently observed.

VERTICAL VARIATIONS

The mean xenolith content of Licán deposits is high: 31% of grains (Table 1). Individual samples range from 16 to 60% (Table 1). The highest values (41 to 60%) are found at the summit of the sequences, presenting the upper surge deposit the maximum xenolith content (Table 1). Such a xenolith-enrichment towards the top is clearly seen at sites 5 and 54 (samples 5.1 and 54a, both at the top of sections *versus* samples 5.3 and 54b, both at the base, Table 1; Figs. 2 and 4). Vitreous ash is palagonitized in xenolith-rich samples and the upper parts of the deposits have generally a yellow, pale green or orange colour. To better consider the real proportions of juvenile ash types, percentages of classes 1 to 3 were recalculated without xenoliths and xenocrysts (Table 2). Xenolith enrichment in the upper levels is accompanied by a decrease in the proportion of highly vesicular grains and an increase in the class 3/class 1+2 ratio.

SURFACE TEXTURES

SEM images of Licán juvenile and accidental particles have been performed on the fine fraction (32 to 63 μm in size), separated without mechanical sieving. To preserve the original fragmentation, they were only washed with acetone and underwent 30 seconds in an ultrasound bath.

TABLE 1. LITHOLOGIC COUNTING RESULTS IN % OF GRAINS. SEE TEXT FOR EXPLANATION.

Distance to the vent Position in the section Sample No.	Pyroclastic flow deposits								Surge deposit	
	~ 14 km W			~ 16 km NW	~ 16 km NNW	~ 22 km W		~ 35 km S	~ 27 km W	
	top	base	base	base	base	top	base	top	top	
	54a	54b	55b	31	9	5.1	5.3	18	23.4	
								Mean		
Class 1 (highly vesicular juvenile grains)	19.0	38.4	37.0	28.0	17.4	2.8	19.2	24.8	23.3	10.2
Class 2 (moderately vesicular juvenile grains)	25.8	34.4	33.6	31.8	44.2	23.6	30.6	29.0	31.6	16.8
Class 3 (non-vesicular or poorly vesicular grains)	12.4	10.0	7.2	11.8	15.6	11.8	25.8	6.4	12.6	11.4
Class 4 (crystal fragments)	1.4	0.8	0.8	1.4	2.0	2.6	2.4	0.8	1.5	2.0
Class 5 (xenoliths)	41.4	16.4	21.4	27.0	20.8	59.2	22.0	39.0	30.9	59.6
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

TABLE 2. LITHOLOGIC COUNTING RESULTS IN % OF GRAINS, RECALCULATED WITHOUT FREE MINERALS AND XENOLITHS.

Distance to the vent Position in the section Sample No.	Pyroclastic flow deposits								Surge deposit	
	~ 14 km W			~ 16 km NW	~ 16 km NNW	~ 22 km W		~ 35 km S	~ 27 km W	
	top	base	base	base	base	top	base	top	top	
	54a	54b	55b	31	9	5.1	5.3	18	23.4	
								Mean		
Class 1 (highly vesicular juvenile grains)	33.2	46.4	47.6	39.1	22.5	7.3	25.4	41.2	32.8	26.6
Class 2 (moderately vesicular juvenile grains)	45.1	41.5	43.2	44.4	57.3	61.8	40.5	48.2	47.7	43.8
Class 3 (non-vesicular or poorly vesicular grains)	21.7	12.1	9.3	16.5	20.2	30.9	34.1	10.6	19.4	29.7
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

- The vesicular grains, equivalent to juvenile classes 1 and 2, are abundant with variable size of vesicles (most representative size: 0.01 mm). They have regular forms with plane or curved-planar fractures that cut the vesicles (Fig. 6A, B).

- Blocky, angular clasts (class 3; Fig. 6C) with no vesicles, occasionally exhibit stepped fractures (Fig. 6D).

- Aggregated grains. Adhesive particles are present on almost all grain surfaces, regardless of their morphology, but grains entirely formed by aggregated particles also occur (Fig. 6E). Secondary crystallization, of probably zeolites, is observed in cavities between the particles.

- Another type of grains has irregular shapes defined by vesicles. Curved-planar smooth surfaces corresponding to bubble walls (Fisher, 1963) give them either flat or angular shapes, or typical Y-shape (Fig. 6F).

QUANTITATIVE 3D ASH SURFACE ANALYSIS

Multiple images corresponding to different object planes were taken in order to overcome limited depth-of-field on conventional light microscope, with the aim to estimate the elevation surface and thus to obtain 3D reconstruction. Detailed sample preparation, image analysis procedures

and algorithms for 3D reconstruction can be found in Ersoy *et al.* (2006 and in press). Here, we calculated seven roughness descriptors (Ra, Rq, Rsk, Rku, Rp, Rv, Rt), greylevel standard deviations (sGL) and fractal dimensions on reconstructed 3D surface images (depth-maps) of ash particles from two samples, 5.1 and 5.3, respectively from the top and bottom of the deposits at site 5 (Figs. 2 and 4).

The average roughness (Ra) and the root-mean-square roughness (Rq) are 'roughness amplitude descriptors', which give an average measurement of the surface height. 'Statistical descriptors' are skewness (Rsk) and kurtosis (Rku) of the amplitude distribution function (ADF) which give the probability of a profile of the surface having a certain height, z , at any position x . 'Extreme value descriptors' depend on isolated events, *e.g.* the maximum peak height (Rp), the maximum valley depth (Rv) and the maximum peak to valley height (Rt).

Furthermore, gradient analysis on images yielded polar plots giving the preferred orientations of the structures on volcanic ash surfaces (for detailed applications on volcanic ash, see Ersoy *et al.*, 2006). Different shape descriptors like the aspect ratio, compactness, roundness and form factor were calculated on the polar plots according to Russ (1999). All parameters were subjected to correlation analysis. Calculation of Pearson correlation coef-

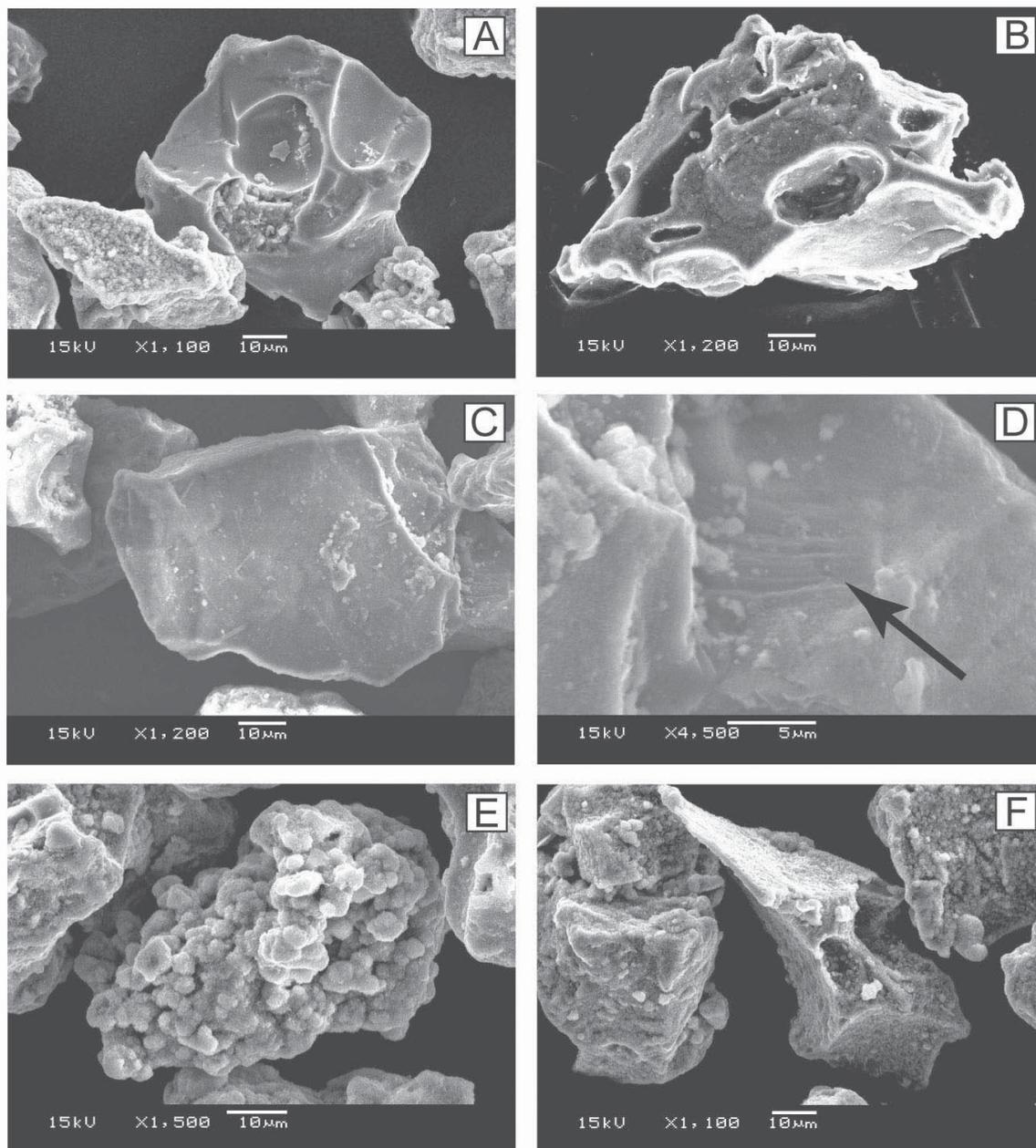


FIG. 6. SEM images of the Licán Ignimbrite, obtained with a JEOL-5910 scanning microscope operating at secondary electron mode with 15 keV, at Laboratoire Magmas et Volcans (Clermont-Ferrand, France).

Photos A and B: Vesicular regular grains with planar surfaces cutting the vesicles (scale 10 μm).

Photo C: Dense grain with surface of planar and stepped fractures (see photo D) (scale 10 μm).

Photo D: Detail of photo C showing the stepped fractures (arrow) (scale 5 μm).

Photo E: Aggregate of spherical particles (scale 10 μm).

Photo F: Bubble walls (scale 10 μm).

ficients was carried out in SPSS (SPSS Inc, Release 9.0). Pearson's correlation coefficient is a measure

of linear association. We performed bivariate correlation procedures.

Fractal dimension (-0.92), the maximum valley depth (Rv) (-0.86) and skewness (Rsk) (0.80) are strongly correlated in each sample allowing discrimination between them (Fig. 7). Surface fractal dimension is between two for a smooth, regular surface and three for an infinitely porous medium. Thus, it is textural fractal dimension that represents surface irregularity/roughness and textural complexity (Huang *et al.*, 2001 and references therein). Although we expect lower complexity of the surfaces from sample 5.1 due to water interaction and limited vesiculation, they have higher fractal dimensions which were attributed to fine textures as a result of alteration and/or fine particle abundance on its surface. 'Extreme value descriptors' are also sensitive to adhering dust and alteration on surfaces. The 'statistical descriptor', Rsk, is sensitive to vesicles on ash surfaces and may be suitable for describing the vesicularity of the particles. Furthermore, 'statistical roughness descriptors' distinguish different pyroclast types, which results from different fragmentation mechanisms (Ersoy *et al.*, in press; Ersoy *et al.*, 2007).

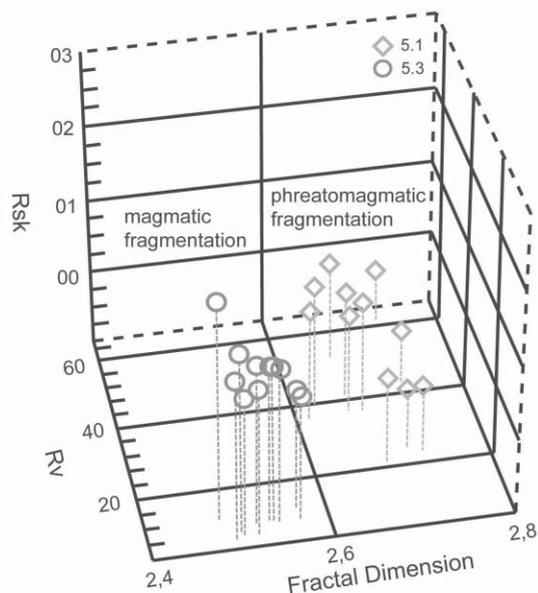


FIG. 7. 3D scatter plot of fractal dimension, Rsk (skewness) and Rv (maximum valley depth) values of surfaces from different types of volcanic ashes (samples 5.1 and 5.3; top and bottom of the Licán Ignimbrite, respectively).

SUMMARY OF PETROLOGY

Juvenile clasts from Licán Ignimbrite are generally sub-aphyric (only 3.5-6 vol% phenocrysts, recalculated to vesicle-free percentage) scoria and lapilli, with plagioclase (pl) as the main phenocryst-phase, followed by clinopyroxene (cpx), orthopyroxene (opx), olivine (ol) and titanomagnetite (Ti-mag). Groundmass is composed of pl, cpx, Ti-mag and variable amounts of glass (58-70% SiO₂), exhibiting intersertal or intergranular texture. Granitoid inclusions are common. Our ongoing mineralogical and textural studies are providing evidence that mixing is also an important petrological feature of the Licán Ignimbrite. As this is not the aim of this paper, only a brief summary will be given. Plagioclase phenocrysts belong to three compositional and textural groups: An₇₄₋₉₁ (crystals with resorbed rims), An₄₈₋₆₃ (euhedral-shaped crystals) and An₃₅₋₄₄ (resorbed crystals). An-rich plagioclase is associated to Mg-rich olivine (Fo₈₅) which locally bears Cr-spinel inclusions. Euhedral-shaped plagioclase occurs with pyroxene of relatively high Mg number (Mg#_{cpx}: 0.70-0.82;

Mg#_{opx}: 0.64-0.75) while sodic plagioclase is associated to Mg-poorer pyroxene (Mg#_{cpx}: 0.57-0.68; Mg#_{opx}: 0.47-0.59) ± apatite. Frequently, the less Mg-rich pyroxenes form resorbed cores, which are overgrown by Mg-rich rims (Fig. 8).

Twenty-six whole rock analyses have been carried out on juvenile material of the Licán deposits. They show a narrow silica content interval (55-58% SiO₂), similar to that reported in previous studies (Clavero, 1996), which clearly separates this series from overlying basaltic andesite Pucura lavas (53% SiO₂; Fig. 4). As a whole, volcanic rocks from Villarrica fit with the medium K calc-alkaline suites from continental arcs (Peccerillo and Taylor, 1976; Fig. 9A). On Harker diagrams (only MgO and Al₂O₃ are shown on Figs. 9B and C) a decreasing content in TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Sc, V, Cr and Ni indicates that fractionation of olivine, pyroxene, plagioclase and Fe-Ti oxides is the major process responsible for the evolution of this magmatic suite, as has been suggested by previous studies (*e.g.*, Hickey-Vargas *et al.*, 2004).

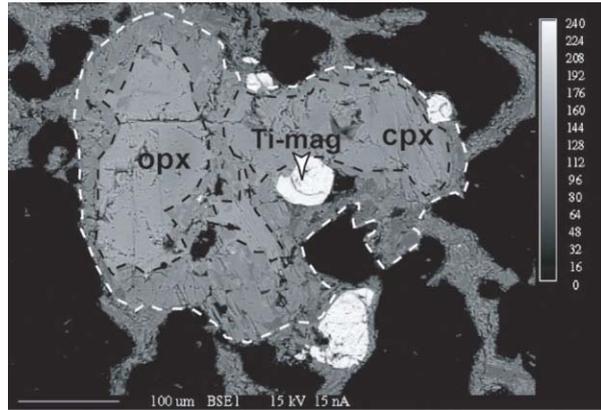


FIG. 8. Backscattered electron image of Licán Ignimbrite juvenile material. Resorbed cores of Mg-poor pyroxenes (limited by black stippled lines) overgrown by Mg-rich mantles (limited by white stippled lines). **Opx**: orthopyroxene; **cpx**: clinopyroxene; **Ti-mag**: titanomagnetite.

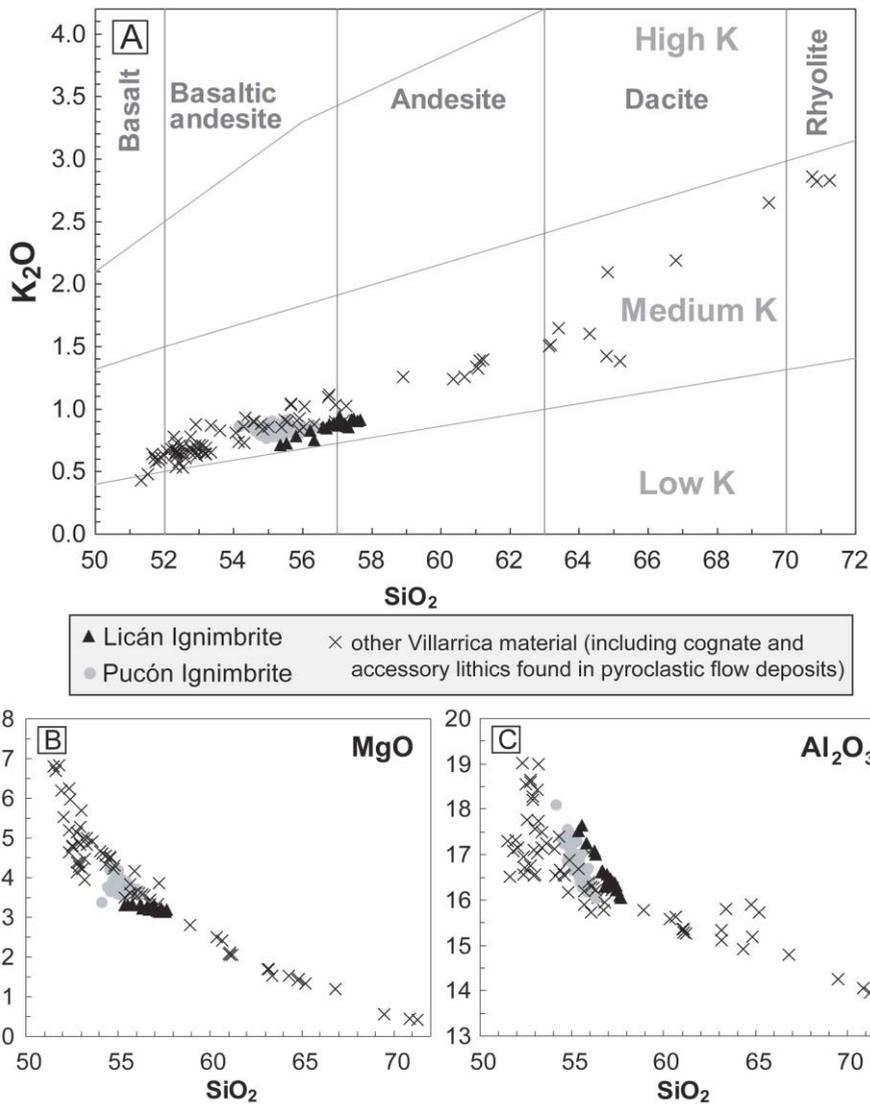


FIG. 9. Selected major element variations as a function of silica content (values in weight %). Limits in A according to Peccerillo and Taylor (1976).

DISCUSSION: INFLUENCE OF WATER DURING THE ERUPTION

In andesitic volcanoes, mafic pyroclastic flows generally involve small volumes of magma in the course of volcanic and magmatic cycles associated with periodic supply to the chamber (*e.g.*, Robin *et al.*, 1991). Large volume pyroclastic flow deposits of basaltic or basaltic andesite composition are scarce. However, few published studies document large magnitude pyroclastic eruptions involving mafic pyroclastic deposits. For example, Masaya volcano in Nicaragua generated a basaltic ignimbrite (8 km³) during a caldera-forming eruption 2,500 years ago (Williams, 1983). At Tanna, Ambrym and Santa María (Vanuatu, New Hebrides arc), basaltic ash flows are related to eruptions which led to caldera collapse (Robin *et al.*, 1993, 1995). In Italy, De Rita *et al.* (2002) described large volume mafic ignimbrites of Middle Pleistocene age at Colli Albani volcano. In all these eruptions implying large volumes of mafic pyroclastic flows, the crucial role of phreatomagmatism has been either demonstrated or suggested. In Chile, in addition to Villarrica, Llaima volcano has experienced such large magnitude explosive eruptions related to basaltic andesite magma (Naranjo and Moreno, 1991).

Vesiculation indices as high as 77% show that at least part of the Licán magma was vesiculating to a point where it could have fragmented simply by bursting of bubbles (magmatic fragmentation is predicted at vesicle volumes of the order of 75–83%; Sparks, 1978). Many arc basalts have relatively high H₂O contents (2–6 wt%), as shown by experimental (*e.g.*, Sisson and Grove, 1993; Pichavant *et al.*, 2002) and phenocryst-hosted melt inclusion-studies (*e.g.*, Cervantes and Wallace, 2003; Gurenko *et al.*, 2005). Furthermore, the crystallization of anhydrous minerals (like pl, cpx, opx, ol, Ti-mag) produces volatile enrichment in the coexisting melt, provided that the pressure is high enough for the volatiles to remain in solution (*e.g.*, Burnham, 1979). This means that there would be no need of additional volatile enrichment to explain explosive basaltic volcanism. At Villarrica, however, Lohmar *et al.* (2006) pointed out that assimilation of hydrated and volatile-rich phases from basement plutonic rocks could additionally enrich the magma in volatiles, a hypothesis proposed by McCurry and

Schmidt (2001) to explain the origin of Pucón Ignimbrite from Villarrica volcano. Additionally, our ongoing mineralogical studies show evidence for mixing in the Licán magma chamber. However, in this paper, field studies, together with grain size analyses, lithological counting and surface texture observations indicate that the high explosivity degree could be essentially due to (1) the presence of a high content of magmatic gas (whatever its origin, mantellitic or crustal) and (2) phreatomagmatism. Below, we try to specify the role of this second process.

Phreatomagmatism is clearly supported by SEM images. Vesicles cut by plane or curved-planar fractures in ashes from class 2 (Fig. 6A,B) demonstrate that vesiculation was not the only process responsible for the fragmentation of the material. Moreover, dense vitreous clasts and the presence of stepped fractures observed on some grains (Fig. 6C, D) further indicate that these particles clearly result from a brittle process, that is, the deformation rate acting on the magma was so high, that liquid relaxation of the stresses could not occur (Büttner *et al.*, 1999). This fragile fracturation process can be related to the 'Molten Fuel Coolant Interaction' (MFCI) phenomenon (Wohletz, 1983; Zimanowski *et al.*, 1997a, b; Zimanowski, 1998). MFCI explosions result from the interaction of a hot fluid (fuel) with a cold fluid (coolant) whose vaporization temperature is below that of the former. The source of explosive energy is the rapid heat transfer from the melt to the water which produces explosive vaporization and abundant fine-grained debris (Wohletz, 1983). Such features (plane or curved-planar fractures that cut the vesicles, dense vitreous clasts, stepped fractures) occur mostly towards the top of the Licán deposits sequence, indicating that magma-water interaction increased drastically during the course of the eruption. Other morphological characteristics, such as adhesive and aggregated particles, have also been attributed to magma-water interactions (Heiken and Wohletz, 1985). The resulting particles (fragments of bubble walls, fragments of glass, lithics and spheric particles) form irregular grains of moss-like aspect (Fig. 6E). Secondary crystallization observed in certain blisters is also interpreted as being specific of this type of dynamism (Cioni *et al.*, 1992).

The 3D analysis of ash surfaces shows that the two kinds of fragmentation mechanisms, magmatic and phreatomagmatic, can be distinguished. Once again, the upper Licán deposits show a greater influence of phreatomagmatic process than the former ones (samples 5.1 and 5.3, respectively from the top and bottom of the Licán deposits; Fig. 7).

Summit horizons of Licán Ignimbrite (including surge deposits) are enriched in xenoliths and show a lower grain-size mean, compared to the base of the deposit (Table 1; Fig. 5B). This indicates a higher degree of fragmentation which can also be explained by phreatomagmatism. Xenolith enrichment in the upper levels is accompanied by a decrease in the proportion of highly vesicular grains and an increase in non-vesicular or poorly vesicular grains, indicating a decrease of the influence of magmatic fragmentation with time

during the eruption. Experimentally, it was established that the strongest degree of explosiveness is obtained for a water-magma ratio between 0.3 and 0.4 (Wohletz and McQueen, 1984). Above and below these values, the explosiveness decreases quickly. The xenolith-rich samples from the upper part of the deposits suggest a greater contribution from the conduit, mainly by mechanical abrasion. Thus, lithologic characteristics suggest an increase in the amount of water supply in the conduit, possibly in relation with vent enlargement and caldera formation. Conversely, magmatic fragmentation decreased. The pattern of increasing phreatomagmatism with time, presented here for Licán Ignimbrite, has been described elsewhere and was first developed by Sheridan *et al.* (1981) for Vesuvius volcano (Italy).

CONCLUSION

Licán pyroclastic deposits represent a major explosive eruption of Villarrica volcano that occurred in the Late Glacial Period, about 13,800 years BP. The Licán eruption seems to have been a single event producing juvenile material with a moderate degree of differentiation (55-58% SiO₂).

Magma-water interaction was a key factor in the Licán Ignimbrite-eruption which can explain its increasing explosive behaviour. The eruptive dynamics is characterised by the coexistence of two types of fragmentation: (1) a magmatic one, which correspond to vesiculation and gas expansion and (2) a phreatomagmatic one due to magma-water interaction. The latter is clearly evidenced by the 3D quantitative analysis of ash surface and

textural observations: more or less vesicular ash showing faces that cut the vesicles, blocky shaped ashes with stepped fractures and adhesive and aggregated particles, all features that underline a brittle and intense fragmentation related to water-magma interaction. These characteristics are rather specific of the upper part of the Licán deposits sequence. Conversely, the occurrence of vesiculated clasts, including mafic pumices, is more abundant at the base of the Licán ignimbritic sequence. This, together with the high xenolith content in the upper part of deposits, the grain-size data and lithological countings, emphasizes the increasing role of phreatomagmatic fragmentation during the evolution of the eruptive cycle.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was funded through the collaborative ECOS-CONICYT Project No. C01U03 involving IRD (Institut de Recherche pour le Développement, France), GEA (Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción, Chile), SERNAGEOMIN (Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile) and

Universidad de Chile (Santiago de Chile). Funding has also been provided by the Institut de Recherche pour le Développement (UR 31 'Processus et Aléas Volcaniques' and M163 'Magmas et Volcans'). Julien Vennat is gratefully acknowledged for doing SEM and lithological analyses. SL acknowledges the support given by a MECESUP grant.

The authors are grateful for constructive remarks and English corrections by A. Demant (Université Paul Cézanne, Aix-Marseille 3, France), S. Sparks (University of Bristol, United Kingdom) and B.

Zimanowski (Universität Würzburg, Germany) which significantly improved the manuscript. The editor of the *Revista Geológica de Chile* (M. Suárez) is also acknowledged for helpful comments.

REFERENCES

- Burnham, C.W. 1979. The importance of volatile constituents. *In* The evolution of igneous rocks: Fiftieth Anniversary Perspectives (Joder, H.S. Jr.; editor). Princeton University Press: 439-482.
- Büttner, R.; Dellino, P.; Zimanowski, B. 1999. Identifying magma-water interaction from the surface features of ash particles. *Nature* 401: 688-690.
- Cembrano, J.; Hervé, F.; Lavenu, A. 1996. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259: 55-66.
- Cervantes, P.; Wallace, P.J. 2003. Role of H₂O in subduction-zone magmatism: new insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central Mexico. *Geology* 31: 235-238.
- Cioni, R.; Sbrana, A.; Vecchi, R. 1992. Morphologic features of juvenile pyroclasts from magmatic and phreatomagmatic deposits of Vesuvius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 51 (1-2): 61-78.
- Clapperton, C. 1993. Quaternary geology and geomorphology of South America. Elsevier Science Publishers: 779 p.
- Clavero, J. 1996. Ignimbritas andesítico-basálticas postglaciales del Volcán Villarrica, Andes del Sur (39°25'S). Tesis de Magister (Unpublished), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 112 p.
- Clavero, J.; Moreno, H. 1994. Ignimbritas Licán y Pucón: Evidencias de erupciones explosivas andesítico-basálticas postglaciales del Volcán Villarrica, Andes del Sur, 39°25'S. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas 1: 250-254. Concepción.
- Clavero, J.; Moreno, H. 2004. Evolution of Villarrica Volcano. *In* Villarrica Volcano (39.5°S), Southern Andes, Chile (Lara, L.; Clavero, J.; editors). Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 61: 17-27.
- Denton, G.H.; Heusser, C.J.; Lowell, T.V.; Moreno, P.I.; Andersen, B.G.; Heusser, L.E.; Schlüchter, C.; Marchant, D.R. 1999. Interhemispheric linkage of paleoclimate during the last glaciation. *Geografiska Annaler* 81A (2): 107-153.
- De Rita, D.; Giordano, G.; Esposito, A.; Fabbri, M.; Rodani, S. 2002. Large volume phreatomagmatic ignimbrites from the Colli Albani volcano (Middle Pleistocene, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118: 77-98.
- Ersoy, O.; Chinga, G.; Aydar, E.; Gourgaud, A.; Cubukcu, H.E.; Ulusoy, I. 2006. Texture discrimination of volcanic ashes from different fragmentation mechanisms: A case study, Mount Nemrut stratovolcano, eastern Turkey. *Computers and Geosciences* 32 (7): 936-946.
- Ersoy, O.; Aydar, E.; Gourgaud, A.; Bayhan, H. In press. Quantitative analysis on volcanic ash surfaces: Application of extended depth-of-field (focus) algorithm for light and scanning electron microscopy and 3D reconstruction. *Micron*.
- Ersoy, O.; Gourgaud, A.; Aydar, E.; Chinga, G.; Thouret, J.-C. 2007. Quantitative SEM analysis of volcanic ash surfaces: application to the 1982-83 Galunggung eruption (Indonesia). *Geological Society of America Bulletin* 119 (5): 743-752.
- Fisher, R.V. 1963. Bubble-wall texture and its significance. *Journal of Sedimentary Petrology* 33: 224-227.
- Fisher, R.V.; Schmincke, H.U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer Verlag: 472 p.
- Gaytán, D.; Clavero, J.; Rivera, A. 2005. Actividad eruptiva explosiva del Volcán Villarrica, Andes del Sur (39.5°S), durante la glaciación Llanquihue. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 16, CD-ROM. La Plata.
- González-Ferrán, O. 1995. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar: 640 p.
- Gurenko, A.A.; Belousov, A.B.; Trumbull, R.B.; Sobolev, A.V. 2005. Explosive basaltic volcanism of the Chikurachki Volcano (Kurile arc, Russia): Insights on pre-eruptive magmatic conditions and volatile budget revealed from phenocryst-hosted melt inclusions and groundmass glasses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 147: 203-232.
- Hall, A. 1996. *Igneous Petrology*, 2nd Edition. Longman Group Limited: 551 p.
- Heiken, G.; Wohletz, K. 1985. *Volcanic ash*. University of California press: 246 p.
- Herron, E.M.; Cande, S.C.; Hall, B.R. 1981. An active spreading center collides with a subduction zone: A geophysical survey of the Chile Margin triple junction. *Geological Society of America, Memoir* 154: 683-701.
- Hickey-Vargas, R.; López-Escobar, L.; Moreno, H.; Clavero, J.; Lara, L.; Sun, M. 2004. Magmatic evolution of the Villarrica Volcano. *In* Villarrica Volcano (39.5°S), Southern Andes, Chile (Lara, L.; Clavero, J.; editors). Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 61: 39-45.

- Houghton, B.F.; Wilson, C.J.N. 1989. A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology* 51: 451-462.
- Huang, W.L.; Shi, H.C.; Kai, M.L.; Shou, R.G. 2001. Influence of calcining temperature on the mesopore structures and surface fractal dimensions of MgO-Al₂O₃-SiO₂ xerogels. *Journal of Physics and Chemistry of Solids* 62 (7): 1205-1211.
- Lara, L. 2004. Villarrica-Lanín chain: Tectonic constraints for volcanism in a transversal alignment. *In Villarrica Volcano (39.5°S), Southern Andes, Chile (Lara, L.; Clavero, J.; editors). Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín* 61: 13-16.
- Lohmar, S.; Parada, M.A.; Robin, C.; Gerbe, M.C.; Deniel, C.; Gourgaud, A.; López-Escobar, L.; Moreno, H.; Naranjo, J.A. 2006. Origin of postglacial 'mafic' ignimbrites at Llaima and Villarrica volcanoes (Southern Andes, Chile): Assimilation of plutonic rocks as one of the triggering factors? *In Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (SSAGI), No. 5, CD-ROM. Punta del Este.*
- López-Escobar, L.; Cembrano, J.; Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile* 22 (2): 219-234.
- Lowell, T.V.; Heusser, C.J.; Andersen, B.G.; Moreno, P.I.; Hauser, A.; Heusser, L.E.; Schlüchter, C.; Marchant, D.R.; Denton, G.H. 1995. Interhemispheric correlation of Late Pleistocene glacial events. *Science* 269: 1541-1549.
- McCulloch, R.D.; Bentley, M.J.; Purves, R.S.; Hulton, N.R.J.; Sugden, D.E.; Clapperton, C.M. 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science* 15 (4): 409-417.
- McCurry, M.; Schmidt, K. 2001. Petrology and Oxygen Isotope Geochemistry of the Pucón Ignimbrite-Southern Andean Volcanic Zone, Chile: Implications for Genesis of Mafic Ignimbrites. *In Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (SSAGI), No. 3, CD-ROM. Pucón.*
- Moreno, H.; Clavero, J. 2006. Geología del área del Volcán Villarrica. Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geología Básica, Carta Geológica de Chile, No. 98, escala 1:50.000.
- Naranjo, J.A.; Moreno, H. 1991. Actividad explosiva postglacial en el Volcán Llaima, Andes del Sur (38°45'S). *Revista Geológica de Chile* 18 (1): 69-80.
- Peccherillo, R.; Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Petit-Breuilh, M.E.; Lobato, J. 1994. Análisis comparativo de la cronología eruptiva histórica de los volcanes Llaima y Villarrica (38°-39° L.S.). *In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas* 1: 366-370. Concepción.
- Pichavant, M.; Mysen, B.O.; Macdonald, R. 2002. Source and H₂O content of high-Mg magmas in island arc settings: an experimental study of a primitive calc-alkaline basalt from St. Vicent, Lesser Antilles arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66: 2193-2209.
- Robin, C.; Camus, G.; Gourgaud, A. 1991. Eruptive and magmatic cycles at Fuego de Colima volcano (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 45: 209-225.
- Robin, C.; Eissen, J.P.; Monzier, M. 1993. Giant tuff cone and 12 km-wide associated caldera at Ambrym (New Hebrides Arc). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 55: 225-238.
- Robin, C.; Eissen, J.P.; Monzier, M. 1995. Mafic pyroclastic flows at Santa María (Gaua) Volcano, Vanuatu: The caldera formation problem in mainly mafic island arc volcanoes. *Terra Nova* 7 (4): 436-443.
- Russ, J.C. 1999. *The image processing handbook. Third edition, CRC Press: 771 p.*
- Sheridan, M.F.; Barberi, F.; Rosi, M.; Santacroce, R. 1981. A model for Plinian eruptions of Vesuvius. *Nature* 289: 282-285.
- Silva, C.; Druitt, T.; Robin, C.; Lohmar, S.; Clavero, J.; Moreno, H.; Naranjo, J.A. 2004. The 3700-yr Pucón eruption of Villarrica volcano, 39°S Southern Andes, Chile. *In International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI), CD-ROM. Pucón.*
- Sisson, T.W.; Grove, T.L. 1993. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 143-166.
- Sparks, R.S.J. 1978. The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 3: 1-37.
- Walker, G.P.L. 1971. Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *Journal of Geology* 79: 696-714.
- Williams, S. 1983. *Geology and eruptive mechanisms of Masaya caldera complex, Nicaragua. Ph.D. Thesis (Unpublished), Dartmouth College Hanover: 169 p.*
- Wohletz, K.H. 1983. Mechanisms of hydrovolcanic pyroclasts formation: grain size, scanning electron microscopy, and experiments studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17: 31-64.
- Wohletz, K.H.; McQueen, R.G. 1984. Volcanic and stratospheric dustlike particles produced by experimental water-melt interactions. *Geology* 12: 591-594.
- Zimanowski, B. 1998. Phreatomagmatic explosions. *In From magma to tephra (Freundt, A.; Rosi, M.; editors). Elsevier: 25-54.*
- Zimanowski, B.; Büttner, R.; Lorentz, V. 1997a. Premixing of magma and water in MFCI experiments. *Bulletin of Volcanology* 58: 491-495.
- Zimanowski, B.; Büttner, R.; Lorenz, V.; Häfele, H.G. 1997b. Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism. *Journal of Geophysical Research* 102: 803-814.

Anexo B:

Abreviaciones utilizadas en texto, tablas y figuras.

amph: anfíbol
ap: apatito
aug: augita
AVZ: "Austral Volcanic Zone"
bt: biotita
chl: clorita
chr: cromita
cpx: clinopiroxeno
crn: corindón
CSVZ: "Central Southern Volcanic Zone"
CVZ: "Central Volcanic Zone"
di: diópsido
D: coeficiente de distribución global
DRE: "Dense Rock Equivalent"
en: enstatita
ep: epidota
F: fenocristales
fa: fayalita
FMQ: "fayalite-magnetite-quartz"
fo: forsterita
fO₂: fugacidad de oxígeno
FP: flujo piroclástico
fragmentos PVDP: fragmentos poco vesiculares con disyunción prismática
fs: ferrosilita
hem: hematita
HFSE: "high field strength elements"
IC: ignimbrita Curacautín
IL: ignimbrita Licán
ilm: ilmenita
IP: ignimbrita Pucón
IW: "Iron-Wüstita"
K_d: coeficiente de distribución mineral-líquido
kfs: feldespato potásico
LILE: "large ion lithophile elements"
LOFZ: "Liquiñe-Ofqui Fault Zone"
M: microlitos

mag: magnetita
mf: masa fundamental
ms: muscovita
NNO: Ni-NiO
n.o.: no observado
NSVZ: "Northern Southern Volcanic Zone"
NVZ: "Northern Volcanic Zone"
ol: olivino
op: opacos
OP: oleada piroclástica
opx: ortopiroxeno
P: presión
PPC: pérdida por calcinación
PDC: "Pyroclastic Density Currents"
pf: porfírico
pgt: pigeonita
pH₂O: presión parcial de H₂O
pl: plagioclase
PPC: pérdida por calcinación
qtz: cuarzo
spl: espinela
SSVZ: "Southern Southern Volcanic Zone"
SVZ: "Southern Volcanic Zone"
s.z.: sin zonación observada
T: temperatura
TSVZ: "Transitional Southern Volcanic Zone"
ttn: titanita
usp: ulvoespinela
wo: wollastonita
xv: xenolito volcánico
z.i.: zonación inversa
z.n.: zonación normal
z.os.: zonación oscilatoria
zrn: circón

Anexo C:

Tablas de análisis de química mineral y de vidrio.

VOLCAN VILLARRICA

FELDESPATOS

Unidad	domo																					
N° muestra	G2A																					
SiO ₂ roca total	64,64																					
	pl1b1	pl1i1	pl1i2	pl4.1	pl4.2	pl6c	pl6i1	pl6i2	pl6b1	pl2c1	pl2i1	pl2b1	pl5c1	pl5i1	pl5b1	pl5b2	pl7c1	pl7i1	pl7b1	pl3mf	pl8mf	pl9mf
SiO ₂	46,97	46,60	47,27	45,74	45,80	46,83	46,90	46,75	49,13	57,01	57,00	55,54	55,66	57,26	55,47	55,95	56,39	56,38	55,06	61,65	60,66	59,10
TiO ₂	0,07	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,06	0,01	0,03	0,06	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,07	0,03	0,09	0,09	0,09	0,07
Al ₂ O ₃	32,68	32,91	33,17	33,76	34,10	33,60	33,61	33,40	31,38	26,68	26,22	27,25	27,67	27,13	27,22	27,30	26,79	26,73	26,96	23,52	24,47	24,98
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
FeO*	0,68	0,64	0,69	1,12	1,03	0,54	0,64	0,69	0,69	0,40	0,42	0,55	0,53	0,45	0,50	0,58	0,46	0,44	0,45	0,82	0,60	0,65
MnO	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,06	0,03	0,00
MgO	0,08	0,08	0,08	0,09	0,11	0,07	0,08	0,07	0,11	0,03	0,04	0,05	0,02	0,07	0,08	0,03	0,04	0,03	0,06	0,05	0,05	0,07
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	17,35	17,29	17,34	18,02	18,25	17,59	16,90	17,38	15,29	9,35	9,08	10,00	10,65	9,14	10,51	10,48	9,99	9,34	10,49	6,37	6,61	7,33
Na ₂ O	1,89	1,94	1,93	1,48	1,13	1,52	1,81	1,71	3,04	6,18	6,38	5,93	5,58	6,42	5,80	5,97	6,05	6,35	5,73	7,69	7,69	6,98
K ₂ O	0,02	0,03	0,01	0,06	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02	0,13	0,14	0,13	0,08	0,19	0,11	0,14	0,10	0,17	0,12	0,40	0,28	0,26
P ₂ O ₅	0,00	0,06	0,03	0,02	0,07	0,06	0,01	0,04	0,05	0,01	0,00	0,03	0,04	0,04	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,05	0,06	0,04
Total	99,77	99,58	100,59	100,32	100,49	100,29	100,01	100,12	99,77	99,90	99,31	99,50	100,25	100,74	99,73	100,52	99,89	99,46	98,98	100,70	100,53	99,49

Unidad	domo	aglomerado pre-IL															IL (caída inicial)					
N° muestra	G2A	VR62-1															VR62A1					
SiO ₂ roca total	64,64	55,92															57,43					
	pl10mf	pl12 (xp)	pl13 (xv)	pl14 (xv)	pl5i1	pl5c	pl5i2	pl5i3	pl5b2	pl5b1	pl1 mf	pl2c	pl2b	pl3mf	pl4mf	pl6	pl7mf	pl1c	pl1b	pl2c	pl2b	pl3c
SiO ₂	58,74	53,85	46,98	53,87	47,43	46,35	49,71	46,19	47,80	51,41	54,78	55,12	55,01	55,93	53,96	55,15	56,39	57,60	58,58	59,98	57,49	52,74
TiO ₂	0,14	0,06	0,00	0,14	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,12	0,10	0,05	0,10	0,08	0,14	0,20	0,03	0,00	0,02	0,07	0,05
Al ₂ O ₃	24,98	27,71	32,98	27,35	32,69	33,69	30,91	33,32	32,69	30,39	27,62	27,22	27,20	26,79	27,50	27,29	26,35	26,11	25,85	25,17	25,47	29,37
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO*	0,55	0,66	0,53	0,94	0,67	0,62	0,80	0,60	0,94	0,82	0,97	0,93	0,97	1,01	1,08	1,08	1,25	0,34	0,49	0,37	0,52	0,87
MnO	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
MgO	0,03	0,10	0,08	0,11	0,06	0,05	0,12	0,06	0,08	0,15	0,11	0,17	0,12	0,09	0,13	0,12	0,13	0,02	0,05	0,03	0,01	0,11
NiO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02
CaO	7,42	11,16	17,09	10,85	16,57	17,78	14,85	17,28	16,38	13,47	11,38	10,60	10,75	10,31	11,04	10,78	9,73	8,73	8,34	7,40	8,17	12,56
Na ₂ O	7,57	5,31	2,10	5,39	2,13	1,48	3,16	1,65	2,20	3,83	5,29	5,38	5,67	5,71	5,21	5,28	5,97	6,50	6,90	7,46	7,07	4,34
K ₂ O	0,24	0,11	0,05	0,09	0,03	0,05	0,05	0,03	0,06	0,04	0,16	0,16	0,18	0,21	0,18	0,16	0,24	0,22	0,19	0,28	0,21	0,11
P ₂ O ₅	0,01	0,04	0,00	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,05	0,00	0,01	0,02	0,02	0,05	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03
Total	99,69	99,02	99,87	98,80	99,69	100,04	99,63	99,13	100,22	100,19	100,43	99,70	100,00	100,26	99,21	100,01	100,30	99,58	100,41	100,71	99,02	100,18

Unidad	IL (caída inicial)										IL											
N° muestra	VR62A1										VR5-3b											
SiO ₂ roca total	57,43										57,05											
	pl3b	pl4mf	pl5 (xp)	pl1c	pl5b	pl5c	pl6c	pl6i1	pl6i2	pl6b	pl8c	pl8b	pl9c	pl9b	pl12c	pl12b	pl1mf	pl4mf	pl7mf	pl10mf	pl2 (xp)	pl3 (xp)
SiO ₂	56,59	56,19	55,34	53,53	58,12	58,50	58,38	58,31	58,27	57,70	48,62	49,10	49,41	53,02	58,60	58,59	55,49	54,98	54,55	53,86	64,85	65,36
TiO ₂	0,18	0,08	0,08	0,08	0,00	0,04	-	-	-	-	0,04	0,03	0,02	0,08	-	-	0,12	0,13	0,10	0,12	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	25,54	27,06	26,28	28,10	25,65	25,30	25,50	25,55	25,57	25,81	32,12	31,50	31,36	28,70	25,47	25,66	27,40	26,33	27,48	28,02	22,14	21,71
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	-	-	-	-	0,01	0,00	0,02	0,00	-	-	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01
FeO*	1,27	1,03	0,95	0,64	0,50	0,39	0,36	0,39	0,37	0,46	0,74	0,70	0,73	0,88	0,30	0,65	1,21	1,20	0,93	1,06	0,03	0,08
MnO	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01
MgO	0,26	0,18	0,05	0,11	0,04	0,05	0,00	0,01	0,05	0,04	0,09	0,07	0,04	0,14	0,03	0,13	0,16	0,15	0,12	0,14	0,00	0,02
NiO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	0,00	0,00	0,02	0,02	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	9,76	10,31	9,72	11,55	8,20	7,81	7,86	8,13	7,98	8,78	16,17	15,22	15,21	12,11	8,12	8,44	10,98	10,76	11,19	11,66	3,29	2,93
Na ₂ O	5,64	5,80	6,16	5,04	7,01	7,18	6,91	6,64	6,95	6,45	2,55	2,85	3,04	4,63	6,88	6,64	5,43	5,70	5,02	5,01	9,80	9,99
K ₂ O	0,27	0,18	0,24	0,11	0,22	0,24	0,24	0,23	0,21	0,21	0,02	0,10	0,06	0,11	0,22	0,26	0,18	0,20	0,14	0,15	0,44	0,19
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,04	0,00	0,00	0,02	-	-	-	-	0,02	0,00	0,03	0,04	-	-	0,03	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00
Total	99,57	100,87	98,95	99,16	99,75	99,53	99,26	99,27	99,40	99,45	100,39	99,60	99,96	99,73	99,63	100,37	101,01	99,47	99,57	100,09	100,58	100,30

Unidad	IL																					
Nº muestra	VR5-3b			VR5-3a										VR5-2								
SiO ₂ roca total	57,05			55,35										55,53								
	pl11 (xp)	Kfs (xp)	pl4c	pl4b	pl6b	pl6c	pl2mf	pl4c	pl1c (xp)	pl2c (xp)	pl3c1 (xp)	pl3b (xp)	pl3c2 (xp)	pl3c	pl3b	pl5c	pl5i1	pl5i2	pl5b	pl1mf	pl2mf	pl4mf
SiO ₂	61,95	64,12	56,61	58,85	53,82	52,99	55,12	54,10	59,46	60,22	59,46	58,70	58,08	52,38	54,75	44,27	45,45	44,91	54,09	54,19	54,06	54,46
TiO ₂	0,00	0,02	0,05	0,04	0,11	0,03	0,08	0,11	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,08	-	-	-	-	0,12	0,12	0,27
Al ₂ O ₃	23,80	18,55	26,24	24,63	27,95	28,70	27,36	26,57	24,49	24,55	25,36	25,99	26,33	29,07	27,95	34,10	34,18	34,37	27,37	26,92	27,48	25,83
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	-	-	-	-	0,01	0,00	0,00
FeO*	0,03	0,10	0,37	0,58	0,78	0,72	0,92	1,02	0,15	0,22	0,13	0,18	0,14	0,79	0,98	0,42	0,49	0,37	0,93	1,18	1,07	2,28
MnO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,00	0,01	0,08
MgO	0,02	0,01	0,01	0,07	0,11	0,13	0,15	0,18	0,00	0,05	0,01	0,05	0,00	0,13	0,12	0,08	0,10	0,10	0,12	0,19	0,25	0,79
NiO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	-	-	-	-	0,00	0,03	0,00
CaO	5,34	0,04	9,35	7,93	11,70	12,37	11,44	11,16	6,85	7,10	7,59	8,49	8,69	12,86	11,11	18,97	18,39	18,66	11,24	11,06	11,09	11,00
Na ₂ O	8,57	2,95	6,46	6,97	5,13	4,79	5,22	5,35	7,57	7,56	7,20	6,83	6,71	4,41	5,10	0,98	1,30	0,94	5,23	5,13	5,09	4,75
K ₂ O	0,20	12,66	0,20	0,30	0,10	0,11	0,15	0,10	0,53	0,54	0,59	0,32	0,44	0,11	0,19	0,03	0,05	0,02	0,18	0,15	0,17	0,23
P ₂ O ₅	0,05	0,11	0,01	0,04	0,05	0,03	0,02	0,05	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	-	-	-	-	0,00	0,04	0,05
Total	99,96	98,56	99,32	99,48	99,77	99,89	100,50	98,77	99,07	100,28	100,37	100,57	100,40	99,81	100,31	98,89	99,98	99,41	99,20	98,95	99,41	99,75

Unidad	IL																					
Nº muestra	VR5-2		VR5-1										VR4									
SiO ₂ roca total	55,53		56,21										55,80									
	kfs (xp)	kfs (xp)	pl1c	pl1i	pl1b	pl2c	pl2b	pl3mf	pl4 (xp?)	pl5 (xp)	pl6 (xp)	kfs1 (xp)	pl7b (x)	pl7c (x)	pl2c	pl3c	pl4c	pl5i1	pl5i2	pl6c	pl6b	pl7c
SiO ₂	64,63	65,21	44,38	45,13	53,16	55,03	54,20	54,88	67,76	53,00	57,14	64,94	62,68	53,56	44,04	46,57	51,32	46,70	47,67	59,86	59,56	58,78
TiO ₂	0,00	0,02	0,00	0,02	0,10	0,09	0,04	0,09	0,04	0,00	0,02	0,04	0,10	0,09	0,00	0,04	0,02	0,03	0,05	0,04	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	18,73	18,77	34,39	33,47	28,30	27,54	28,23	27,17	20,42	29,33	26,17	18,32	22,46	27,65	34,03	33,30	29,08	32,18	32,10	24,53	24,80	25,26
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
FeO*	0,08	0,03	0,42	0,55	1,00	0,93	0,79	1,23	0,39	0,02	0,09	0,22	0,69	1,07	0,42	0,42	0,67	0,69	0,66	0,32	0,35	0,32
MnO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00
MgO	0,00	0,00	0,09	0,14	0,19	0,15	0,11	0,18	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,07	0,07	0,18	0,10	0,09	0,10	0,03	0,02	0,05
NiO	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
CaO	0,00	0,01	18,77	17,72	12,15	11,04	11,38	10,79	0,65	11,32	8,90	0,01	4,76	11,39	18,90	17,70	12,98	16,69	16,80	7,14	7,13	8,11
Na ₂ O	0,88	0,78	0,91	1,38	4,62	5,31	4,97	5,38	11,57	5,01	6,42	2,74	8,55	5,16	0,96	1,70	4,21	2,08	2,22	7,79	7,41	7,37
K ₂ O	16,08	16,06	0,00	0,01	0,14	0,14	0,11	0,19	0,21	0,18	0,23	13,32	0,77	0,19	0,01	0,04	0,09	0,00	0,03	0,27	0,28	0,26
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,00	0,06	0,02	0,01	0,03	0,08	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
Total	100,47	100,91	98,96	98,51	99,71	100,23	99,86	99,99	101,10	98,89	98,97	99,60	100,08	99,21	98,46	99,96	98,56	98,46	99,62	100,05	99,64	100,20

Unidad	IL		lava post-IL										lava pre-IP									
Nº muestra	VR4		VR1										VR15A									
SiO ₂ roca total	55,80		53,00										53,34									
	pl8 mf	pl1 mf	pl1c	pl3c	pl3i	pl3b	pl4	pl5	pl6c	pl6i1	pl6i2	pl6b	pl2mf	pl5c	pl5b	pl6c	pl7c	pl8c	pl9c	pl10c	pl10i	pl10b
SiO ₂	54,50	54,22	51,98	52,07	47,75	47,82	53,34	52,21	52,34	47,80	53,34	52,88	53,99	46,16	51,47	49,74	46,80	49,01	47,66	48,03	47,27	52,00
TiO ₂	0,08	0,09	0,09	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,10	0,11	0,09	0,07	0,03	0,05	0,10	0,00	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	27,67	27,23	28,67	29,17	31,79	31,99	28,39	28,63	29,25	32,05	28,42	28,82	27,65	33,21	30,55	30,61	32,68	31,54	33,27	32,85	32,24	29,04
Cr ₂ O ₃	0,06	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*	1,04	1,04	0,67	0,58	0,64	0,74	0,94	0,72	0,60	0,68	0,74	0,77	1,06	0,67	0,83	0,70	0,61	0,65	0,68	0,63	0,59	0,79
MnO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,05	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03
MgO	0,13	0,16	0,21	0,19	0,16	0,14	0,19	0,18	0,17	0,14	0,20	0,19	0,13	0,08	0,15	0,15	0,13	0,10	0,08	0,15	0,12	0,17
NiO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	11,42	11,26	12,82	13,34	15,73	15,86	12,16	12,55	13,06	15,73	12,18	12,68	11,42	17,47	14,06	14,57	16,89	15,49	16,77	16,81	16,62	12,68
Na ₂ O	5,00	5,14	4,24	4,00	2,35	2,12	4,43	4,12	4,02	2,38	4,55	4,39	4,90	1,64	3,61	3,06	1,88	2,55	1,73	1,99	1,98	4,11
K ₂ O	0,15	0,16	0,15	0,15	0,09	0,05	0,16	0,21	0,14	0,06	0,13	0,18	0,24	0,04	0,10	0,10	0,07	0,06	0,01	0,06	0,05	0,13
P ₂ O ₅	0,00	0,05	0,00	0,01	0,07	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,06	99,36	98,86	99,56	98,68	98,79	99,68	98,68	99,76	99,01	99,65	99,98	99,52	99,35	100,96	98,96	99,11	99,49	100,19	100,58	98,87	98,99

Unidad	lava pre-IP								FP Afunahue									OP pre-IP			
N° muestra	VR15A								VR80-1									VR113-6S			
SiO ₂ roca total	53,34								56,93									bandas oscuras			
	pl1c1	pl1c2	pl2c2	pl2c1	pl2b	pl3mf	pl4mf	pl1c1	pl1i1	pl1i2	pl2i1	pl3c	pl3i1	pl3b1	pl3b2	pl4mf	pl3mf	pl1	pl2c	pl2b	pl4mf
SiO ₂	47,84	48,26	48,13	46,35	46,07	52,95	48,43	54,41	53,45	53,12	53,72	44,92	43,96	45,05	49,43	53,08	52,07	55,16	55,10	54,36	56,92
TiO ₂	0,04	0,02	0,03	0,03	0,00	0,13	0,00	0,07	0,09	0,12	0,05	0,00	0,00	0,00	0,04	0,08	0,06	0,06	0,04	0,02	0,18
Al ₂ O ₃	31,38	32,49	32,44	32,57	33,43	28,15	31,31	28,32	28,79	28,63	28,93	34,54	34,51	34,09	30,82	29,05	29,53	26,99	27,59	28,64	25,27
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO*	0,85	0,73	0,66	0,59	0,70	0,87	0,77	0,85	0,70	0,89	0,86	0,39	0,34	0,48	0,81	0,92	1,05	0,95	0,75	0,81	1,09
MnO	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00
MgO	0,12	0,09	0,13	0,14	0,10	0,19	0,13	0,15	0,09	0,10	0,11	0,11	0,10	0,14	0,34	0,12	0,07	0,16	0,08	0,08	0,17
NiO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	16,05	15,79	16,33	16,89	17,75	12,00	15,59	11,48	12,43	11,97	12,08	18,44	18,76	18,69	15,30	12,58	13,10	10,69	10,78	11,72	9,01
Na ₂ O	2,42	2,34	2,22	1,64	1,55	4,43	2,62	5,10	4,69	4,83	4,71	1,00	0,93	1,15	2,98	4,50	4,18	5,35	5,40	4,90	6,02
K ₂ O	0,05	0,07	0,07	0,03	0,04	0,16	0,03	0,12	0,12	0,08	0,09	0,03	0,00	0,02	0,05	0,09	0,18	0,13	0,17	0,09	0,28
P ₂ O ₅	0,06	0,00	0,03	0,04	0,05	0,10	0,01	0,00	0,00	0,03	0,07	0,00	0,01	0,04	0,03	0,01	0,05	0,02	0,02	0,02	0,05
Total	98,86	99,80	100,06	98,28	99,69	99,02	98,89	100,54	100,36	99,77	100,62	99,44	98,65	99,70	99,83	100,45	100,34	99,51	99,94	100,67	98,99

Unidad	OP pre-IP				P1																	
N° muestra	VR113-6B				VR73G (caída inicial)									VR73lb					VR73K			
SiO ₂ roca total	63,40 (bandas claras)				55,68									55,66					55,87			
	pl1c	pl1b	pl3c	pl2mf	pl1c2	pl1c1	pl1i1	pl1b1	pl1b2	pl3c	pl3b	pl4c	pl2mf	pl1c1	pl1i1	pl1b1	pl1b2	pl3c1	pl3i1	pl3b1	pl1c	pl1i
SiO ₂	54,41	54,02	55,71	57,84	44,21	44,74	45,01	51,92	51,30	45,06	51,92	53,14	53,23	45,01	45,22	44,88	53,17	44,94	44,92	46,19	45,15	44,57
TiO ₂	0,00	0,05	0,06	0,17	0,01	0,03	0,01	0,05	0,12	0,00	0,11	0,07	0,06	0,00	0,03	0,01	0,09	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	28,17	28,27	27,83	24,53	34,76	34,75	34,53	29,40	29,39	34,48	29,33	28,66	28,23	33,85	33,78	34,03	28,10	34,00	33,73	34,05	33,63	34,26
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,07	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO*	0,56	0,63	0,57	1,11	0,49	0,39	0,40	0,76	0,95	0,53	0,82	0,96	1,09	0,39	0,44	0,50	1,11	0,40	0,43	0,54	0,48	0,43
MnO	0,05	0,03	0,05	0,03	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03
MgO	0,07	0,08	0,10	0,19	0,08	0,09	0,08	0,14	0,14	0,06	0,13	0,20	0,18	0,10	0,11	0,12	0,28	0,11	0,09	0,10	0,11	0,09
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00
CaO	11,41	11,25	10,85	8,44	18,86	18,58	18,57	13,59	13,32	18,80	13,22	12,54	12,05	18,52	18,36	18,71	12,26	18,88	18,27	18,25	17,95	18,68
Na ₂ O	5,01	5,23	5,32	6,37	0,82	0,99	0,87	3,77	4,03	0,88	4,00	4,53	4,57	1,10	1,21	1,10	4,82	1,07	1,20	1,39	1,19	0,90
K ₂ O	0,11	0,20	0,16	0,39	0,00	0,00	0,03	0,10	0,09	0,01	0,09	0,10	0,10	0,04	0,00	0,02	0,13	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,14	0,01	0,04	0,05	0,01	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00
Total	99,81	99,80	100,67	99,08	99,28	99,57	99,52	99,78	99,35	99,88	99,68	100,23	99,71	99,03	99,21	99,48	100,03	99,49	98,68	100,53	98,61	99,02

Unidad	P1																					
N° muestra	VR73K				VR73Lb								VR73P									
SiO ₂ roca total	55,87				55,88								55,46									
	pl1b	pl2	pl3c	pl3b	pl1c1	pl1b1	pl2c1	pl2i1	pl2b1	pl6c	pl6b	pl4mf	pl1c	pl3	pl4c	pl4b	pl6c1	pl6i1	pl6b1	pl6b2	pl6b3	pl7c
SiO ₂	48,96	52,19	50,96	51,91	49,66	51,11	46,64	49,06	51,32	50,58	50,87	54,82	46,08	46,20	46,47	50,91	44,05	44,19	47,51	50,17	50,75	50,08
TiO ₂	0,05	0,12	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,06	0,03	0,04	0,10	0,04	0,01	0,04	0,03	0,01	0,00	0,00	0,04	0,07	0,06
Al ₂ O ₃	31,23	29,52	29,30	29,08	30,38	30,34	33,07	31,14	29,87	30,27	29,26	27,71	33,11	33,09	32,91	29,97	34,45	34,07	32,90	29,86	29,56	30,84
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,02	0,03	0,00
FeO*	0,74	0,95	0,86	0,90	1,04	1,19	0,64	0,70	0,76	0,70	0,85	1,22	0,83	0,80	0,72	0,85	0,40	0,44	0,56	0,77	0,81	1,09
MnO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00
MgO	0,11	0,14	0,14	0,13	0,08	0,12	0,09	0,11	0,15	0,12	0,12	0,27	0,12	0,08	0,07	0,13	0,09	0,10	0,14	0,13	0,13	0,14
NiO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02
CaO	15,78	13,07	13,27	13,05	14,43	13,86	16,98	14,83	13,56	13,93	13,61	11,51	17,13	17,45	17,37	13,59	18,86	19,03	17,40	14,17	13,30	14,58
Na ₂ O	2,63	4,02	3,86	4,18	3,24	3,46	1,84	3,17	3,73	3,59	4,22	4,96	1,72	1,58	1,75	3,53	0,98	0,89	1,83	3,53	3,87	3,46
K ₂ O	0,05	0,12	0,09	0,10	0,07	0,06	0,01	0,07	0,09	0,09	0,08	0,14	0,04	0,02	0,05	0,07	0,01	0,01	0,03	0,08	0,14	0,07
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,02	0,05	0,00	0,02	0,01	0,02	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,10	0,04	0,00	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,58	100,21	98,54	99,47	98,93	100,27	99,32	99,12	99,62	99,40	99,10	100,76	99,08	99,35	99,42	99,07	98,91	98,91	100,40	98,77	98,69	100,33

Unidad	P1				P2																	
Nº muestra	VR73P				VR58-1B																	
SiO ₂ roca total	55,46				55,55																	
	pl9i	pl2mf	pl5mf	pl8mf	pl1b1	pl1c1	pl1b2	pl7	pl2i1	pl2b2	pl3b1	pl3c1	pl3b2	pl4	pl5b1	pl5b2	pl5i1	pl5c	pl5i2	pl5b3	pl6c1	pl6i1
SiO ₂	52,21	52,58	53,03	52,25	45,69	46,25	45,19	45,29	46,43	51,30	51,68	51,11	51,79	50,62	52,75	50,72	51,58	51,90	51,34	51,24	45,48	44,82
TiO ₂	0,04	0,09	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,06	0,09	0,01	0,06	0,02	0,06	0,01	0,00	0,05	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	29,47	28,52	28,28	29,42	33,56	33,65	34,30	33,91	33,55	30,23	29,38	29,84	29,92	30,51	29,16	30,54	29,37	29,38	29,57	30,24	34,70	33,93
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
FeO*	0,90	1,10	1,04	1,08	0,52	0,54	0,66	0,53	0,62	0,79	1,37	1,05	0,99	1,29	0,96	0,89	0,84	0,91	0,80	0,84	0,39	0,66
MnO	0,02	0,04	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,05	0,04	0,01	0,01	0,00	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,04	0,07	0,01	0,06
MgO	0,16	0,19	0,15	0,14	0,09	0,17	0,10	0,09	0,15	0,12	0,41	0,16	0,14	0,15	0,17	0,12	0,14	0,14	0,16	0,13	0,13	0,28
NiO	0,01	0,04	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01
CaO	13,12	12,34	12,23	13,19	17,85	17,40	18,32	18,40	17,57	13,79	13,10	13,85	13,19	13,67	12,74	14,29	13,05	12,94	13,37	14,13	18,75	18,58
Na ₂ O	4,10	4,49	4,70	4,19	1,52	1,66	1,19	1,22	1,51	3,76	4,03	3,82	4,03	3,57	4,39	3,51	3,95	4,18	4,19	3,76	1,02	0,89
K ₂ O	0,07	0,08	0,15	0,12	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01	0,10	0,08	0,08	0,09	0,11	0,08	0,09	0,07	0,08	0,09	0,07	0,00	0,01
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02
Total	100,09	99,48	99,61	100,50	99,29	99,69	99,81	99,62	99,90	100,10	100,06	100,01	100,29	99,99	100,33	100,21	99,10	99,57	99,60	100,56	100,54	99,26

Unidad	P2																					
Nº muestra	VR58-1B																					
SiO ₂ roca total	55,55																					
	pl6i2	pl6b1	pl7b1	pl7i1	pl7i2	pl7c	pl7i3	pl7i4	pl7b2	pl8b1	pl8b2	pl8i1	pl8i2	pl8c	pl8i3	pl8i4	pl8b3	pl8b4	pl8b5	pl9c1	pl9b	pl15
SiO ₂	44,79	49,80	51,03	51,29	55,31	55,62	56,17	51,38	50,74	52,62	51,17	55,13	51,93	51,05	50,09	52,98	51,49	50,11	51,49	51,46	52,45	50,74
TiO ₂	0,05	0,00	0,05	0,04	0,09	0,09	0,05	0,00	0,06	0,04	0,04	0,09	0,02	0,03	0,06	0,03	0,05	0,05	0,10	0,03	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	34,43	31,11	29,87	30,06	27,72	27,67	27,50	30,10	30,29	29,28	29,93	27,61	29,59	30,35	30,75	28,98	30,17	30,88	29,41	30,08	29,43	30,41
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
FeO*	0,41	0,80	0,86	0,80	0,51	0,53	0,60	0,71	0,94	0,83	0,84	0,64	0,76	0,74	0,81	0,79	0,78	0,79	1,03	0,77	0,76	0,80
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	0,04	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02
MgO	0,10	0,13	0,14	0,11	0,08	0,10	0,08	0,12	0,16	0,16	0,11	0,11	0,12	0,10	0,12	0,12	0,10	0,11	0,16	0,15	0,14	0,15
NiO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02
CaO	18,73	14,83	13,95	13,94	10,67	10,28	10,04	14,03	13,95	12,60	13,66	10,87	13,25	13,82	14,42	12,35	13,64	14,60	12,86	13,18	13,22	14,00
Na ₂ O	0,86	3,13	3,61	3,80	5,32	5,58	5,71	3,76	3,63	4,31	3,81	5,54	4,02	3,72	3,36	4,52	3,79	3,29	4,12	4,10	4,05	3,58
K ₂ O	0,01	0,05	0,07	0,07	0,18	0,20	0,15	0,05	0,09	0,11	0,06	0,16	0,10	0,06	0,07	0,13	0,08	0,09	0,10	0,13	0,07	0,08
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,02	0,05	0,05	0,00	0,10	0,00	0,08	0,00	0,04	0,05	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00
Total	99,39	99,89	99,62	100,16	99,98	100,05	100,49	100,16	99,98	99,95	99,66	100,25	99,82	99,91	99,69	99,99	100,11	99,97	99,30	99,92	100,12	99,79

Unidad	P2																					
Nº muestra	VR58-1B						VR73Q1						VR6-2						VR12			
SiO ₂ roca total	55,55						54,78						55,13						55,08			
	pl11c1 (xv)	pl11i (xv)	pl11b (xv)	pl12mf (xv)	pl13 (xv)	pl14 (xv)	pl1c	pl1b	pl2c	pl2b	pl3b	pl4mf	pl5c (xp)	pl1c	pl1b	pl4c	pl4b	pl2mf	kfs (xp)	pl6c		
SiO ₂	54,44	54,90	53,33	56,03	57,53	51,14	54,24	52,09	50,31	53,68	48,22	47,39	52,23	56,12	61,46	48,56	48,66	49,32	49,64	52,65	65,21	51,48
TiO ₂	0,04	0,04	0,07	0,04	0,10	0,10	0,08	0,04	0,02	0,09	0,00	0,05	0,11	0,05	0,00	0,05	0,05	0,00	0,01	0,15	0,05	0,11
Al ₂ O ₃	27,29	27,19	27,82	26,74	25,33	29,37	27,49	28,95	30,58	28,40	31,83	32,15	28,18	25,72	24,09	31,94	31,34	31,02	30,34	29,20	18,55	30,15
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
FeO*	0,58	0,50	0,73	0,90	0,84	0,88	1,06	0,96	0,77	0,93	0,74	0,82	1,28	1,17	0,19	0,76	0,75	0,79	0,87	1,03	0,09	0,71
MnO	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,06	0,04	0,04	0,09	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,06	0,00	0,05
MgO	0,08	0,08	0,06	0,14	0,10	0,14	0,10	0,09	0,11	0,14	0,08	0,10	0,16	0,18	0,00	0,10	0,10	0,10	0,14	0,14	0,00	0,15
NiO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03
CaO	10,98	10,57	11,29	10,03	8,84	13,59	11,15	12,82	14,42	12,11	15,61	15,93	12,25	9,34	5,74	15,71	15,71	15,52	14,87	12,56	0,05	13,87
Na ₂ O	5,47	5,51	4,95	5,54	6,33	4,13	4,86	4,20	3,36	4,59	2,70	2,33	4,66	5,85	8,33	2,66	2,79	2,79	2,93	4,44	2,86	3,88
K ₂ O	0,18	0,14	0,18	0,29	0,33	0,08	0,17	0,15	0,04	0,09	0,06	0,05	0,10	0,30	0,37	0,09	0,05	0,07	0,08	0,12	13,04	0,08
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,06	0,05	0,05	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,10	0,00	0,03	0,70	0,01	0,04	0,02	0,00	0,00
Total	99,08	98,99	98,49	99,75	99,48	99,48	99,26	99,33	99,67	100,17	99,33	98,84	99,06	98,88	100,20	99,92	100,21	99,62	98,92	100,41	99,84	100,51

Unidad	P2														fragmentos PVDP P1							
Nº muestra	VR12							VR75H							CR1							
SiO ₂ roca total	55,08							54,98							56,01							
	pl6b	pl7c	pl7b	pl2mf	pl1mf	pl3 (xp)	pl4 (xp)	pl1c	pl1b	pl2c	pl2b	pl3mf	pl4 (xp)	pl4 (xp)	pl1c	pl1i	pl1b	pl2c	pl2b	pl5b	pl4mf	
SiO ₂	51,89	45,62	49,73	53,67	52,94	56,79	56,98	54,41	52,20	51,47	53,29	52,42	55,18	62,50	45,75	44,86	51,48	55,64	52,29	52,36	53,65	
TiO ₂	0,07	0,03	0,03	0,08	0,09	0,07	0,06	0,10	0,05	0,03	0,04	0,11	0,00	0,01	0,13	0,02	0,07	0,06	0,07	0,04	0,11	
Al ₂ O ₃	28,66	33,68	30,47	28,37	28,57	26,85	27,06	27,66	29,38	29,88	28,48	28,67	27,83	23,42	33,58	35,13	30,37	27,84	29,75	29,95	28,51	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	
FeO*	0,81	0,54	0,89	1,09	1,00	0,19	0,21	0,55	0,76	0,73	0,91	0,97	0,32	0,32	0,50	0,50	0,74	0,54	0,77	0,89	1,17	
MnO	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	
MgO	0,13	0,16	0,22	0,13	0,16	0,02	0,00	0,07	0,12	0,13	0,13	0,16	0,00	0,00	0,13	0,12	0,12	0,09	0,15	0,10	0,13	
NiO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	
CaO	12,67	17,99	14,73	12,07	12,22	9,30	9,18	11,29	12,99	13,66	12,36	12,28	10,58	4,97	18,33	18,71	14,00	10,73	13,36	13,36	11,93	
Na ₂ O	4,39	1,39	3,28	4,65	4,85	6,32	6,13	5,55	3,95	3,77	4,61	4,26	5,52	8,70	1,45	0,95	3,73	5,35	3,79	3,99	4,80	
K ₂ O	0,08	0,03	0,07	0,11	0,18	0,45	0,42	0,16	0,09	0,06	0,13	0,16	0,15	0,51	0,03	0,01	0,09	0,19	0,07	0,07	0,18	
P ₂ O ₅	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,02	0,06	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,05	0,00	0,02	0,03	0,06	0,00	0,00	0,01	0,04	
Total	98,69	99,56	99,42	100,24	100,07	100,01	100,10	99,81	99,55	99,77	99,98	99,04	99,65	100,47	99,97	100,37	100,67	100,45	100,25	100,84	100,57	

Unidad	fragmentos PVDP P2						Chaimilla1 (depósito de caída post-Pucón)														lava post-IP	
Nº muestra	VR75HR						VR73S														VR62E	
SiO ₂ roca total	56,73						53,20														52,76	
	pl1c	pl1b	pl3mf	kfs (xp)	kfs (xp)	pl2 (xp)	pl9	pl1b	pl2c	pl2b	pl3c	pl3b	pl4c	pl4i	pl4b	pl5c	pl5b	pl6i	pl7mf	pl8mf	pl1c1	pl1b1
SiO ₂	44,89	44,79	52,62	64,88	65,14	61,54	47,31	47,84	48,19	46,27	48,13	47,15	44,78	45,07	46,77	46,80	46,70	48,16	50,54	54,39	45,51	47,40
TiO ₂	0,01	0,08	0,01	0,07	0,05	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00	0,04	0,05	0,00	0,07	0,00	0,11	0,12	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	34,71	34,33	28,62	18,13	18,09	23,57	32,44	32,18	31,86	33,06	32,26	32,94	34,36	34,67	33,13	33,11	33,58	32,02	30,18	27,16	33,74	31,66
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,04	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02
FeO*	0,48	0,49	1,20	0,38	0,30	0,27	0,79	0,65	0,73	0,76	0,69	0,76	0,52	0,49	0,66	0,68	0,63	0,69	1,05	1,86	0,44	0,76
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,05	0,00	0,05
MgO	0,10	0,10	0,15	0,00	0,00	0,02	0,12	0,13	0,16	0,11	0,12	0,10	0,07	0,07	0,12	0,11	0,08	0,13	0,29	0,33	0,08	0,08
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02
CaO	18,69	18,68	12,35	0,07	0,04	5,66	16,81	16,80	16,08	17,91	16,23	16,91	18,84	18,55	17,52	17,24	17,84	16,40	14,72	11,48	17,48	16,46
Na ₂ O	0,81	0,91	4,42	1,31	1,44	8,31	2,12	2,05	2,36	1,62	2,42	1,92	0,91	0,96	1,84	1,79	1,46	2,26	2,96	4,80	1,61	2,32
K ₂ O	0,01	0,02	0,12	15,15	15,12	0,30	0,06	0,08	0,07	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03	0,06	0,04	0,02	0,07	0,11	0,19	0,04	0,08
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,03	0,00	0,05	0,00	0,02	0,01	0,06	0,10
Total	99,69	99,40	99,48	99,99	100,22	99,68	99,80	99,81	99,48	99,81	99,94	99,88	99,58	99,89	100,20	99,81	100,45	99,76	100,03	100,39	98,99	98,96

Unidad	lava post-IP														CR2							
Nº muestra	VR62E														CR2							
SiO ₂ roca total	52,76														52,35							
	pl4c	pl4b	pl5c	pl5i	pl5b	pl6b1	pl6i1	pl6c	pl6i2	pl6b2	pl7b1	pl7i1	pl8i1	pl8i2	pl3mf	pl2mf	pl5	pl1b1	pl1i1	pl1c1	pl3	pl4c
SiO ₂	52,82	54,33	47,01	48,41	54,07	52,33	52,77	47,36	47,35	55,64	51,13	47,83	51,66	47,11	53,91	54,26	52,46	52,33	49,06	49,28	52,93	52,36
TiO ₂	0,10	0,11	0,00	0,12	0,11	0,06	0,06	0,06	0,01	0,11	0,00	0,01	0,03	0,00	0,16	0,11	0,03	0,08	0,00	0,00	0,05	0,11
Al ₂ O ₃	29,00	28,14	32,71	31,47	27,61	27,91	28,15	31,95	31,96	26,22	29,79	32,35	29,09	32,64	27,88	27,77	28,48	28,70	30,62	31,25	28,40	28,03
Cr ₂ O ₃	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,04	0,03	0,01	0,00	0,05	0,00	0,02	0,01	
FeO*	0,69	0,90	0,73	0,72	1,13	0,88	0,78	0,62	0,65	0,97	0,79	0,59	0,58	0,70	1,36	1,52	0,68	0,90	0,62	0,73	0,81	0,68
MnO	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,03	0,01	0,00	0,02
MgO	0,16	0,13	0,10	0,07	0,10	0,11	0,15	0,14	0,15	0,07	0,12	0,10	0,16	0,12	0,04	0,07	0,19	0,14	0,14	0,16	0,18	0,17
NiO	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00
CaO	12,53	11,62	17,13	16,04	11,30	11,99	12,29	16,40	16,36	9,62	14,13	16,73	13,72	17,39	11,66	11,28	12,84	13,00	15,50	15,45	12,73	12,80
Na ₂ O	4,73	4,65	1,81	2,41	4,95	4,93	4,50	2,27	2,43	6,05	3,65	2,11	3,92	1,74	4,85	5,19	4,25	4,23	2,91	2,94	4,31	4,31
K ₂ O	0,22	0,37	0,09	0,07	0,28	0,28	0,21	0,07	0,06	0,38	0,11	0,06	0,15	0,05	0,29	0,30	0,21	0,19	0,09	0,13	0,16	0,22
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,05	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,03	0,03	0,00	0,05	0,02	0,02	0,01	0,08	0,06	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01
Total	100,46	100,33	99,62	99,21	99,54	98,57	99,02	98,92	99,03	99,11	99,78	99,84	99,38	99,78	100,22	100,60	99,21	99,60	99,06	99,97	99,61	98,73

Unidad	lava post-IP				lava centros adventicios Los Nevados (<1.600 años A.P.)																	
N° muestra	CR2				VR43																	
SiO ₂ roca total	52,35				52,89																	
	pl4i1	pl4i2	pl4b	pl2mf	pl1b3	pl1b4	pl1b2	pl1c1	pl1i1	pl1b1	pl2b1	pl2i1	pl2c1	pl2i2	pl3c	pl5b2	pl5b1	pl5c1	pl6b	pl7c	pl7b	pl8c1
SiO ₂	53,05	51,52	51,65	52,86	52,90	52,31	46,56	48,84	46,67	46,80	47,40	46,90	47,80	48,13	49,45	52,31	51,66	48,49	52,83	47,23	52,86	45,19
TiO ₂	0,04	0,07	0,10	0,11	0,13	0,07	0,05	0,00	0,03	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,08	0,07	0,03	0,15	0,02	0,08	0,06
Al ₂ O ₃	28,35	29,85	29,28	28,25	28,46	29,12	32,38	31,60	33,47	32,47	32,26	32,68	32,18	32,68	31,43	29,48	29,83	31,50	29,02	32,51	28,79	33,96
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
FeO*	0,68	0,62	0,85	1,13	0,98	0,80	0,55	0,66	0,58	0,60	0,74	0,59	0,67	0,68	0,70	0,79	0,82	0,62	0,93	0,59	1,16	0,55
MnO	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00
MgO	0,17	0,15	0,17	0,17	0,17	0,16	0,10	0,18	0,10	0,10	0,13	0,10	0,12	0,14	0,13	0,15	0,15	0,15	0,14	0,12	0,18	0,10
NiO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00
CaO	12,45	13,72	13,41	12,08	12,39	13,27	17,37	15,84	17,62	17,29	16,16	16,83	16,50	16,30	15,35	13,10	13,51	15,67	12,80	16,96	12,72	18,18
Na ₂ O	4,52	3,77	3,95	4,74	4,46	4,07	1,75	2,71	1,72	1,82	2,36	2,16	2,18	2,31	2,85	4,16	3,77	2,86	4,56	2,08	4,58	1,36
K ₂ O	0,17	0,18	0,17	0,25	0,14	0,10	0,03	0,06	0,03	0,07	0,02	0,02	0,06	0,08	0,06	0,17	0,14	0,05	0,19	0,03	0,18	0,04
P ₂ O ₅	0,00	0,02	0,02	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,05	0,02	0,05	0,03	0,01
Total	99,45	99,93	99,62	99,65	99,73	99,91	98,81	99,93	100,22	99,21	99,13	99,40	99,57	100,33	100,05	100,32	100,02	99,44	100,70	99,59	100,59	99,48

Unidad	lavas centros adventicios Los Nevados (<1.600 años A.P.)																					
N° muestra	VR43										VR41											
SiO ₂ roca total	52,89										52,77											
	pl8i1	pl8b1	pl9	pl5	pl1b5	pl1c2	pl4mf	pl1b1	pl1c1	pl1b2	pl3b1	pl3b2	pl3i1	pl3c1	pl3i2	pl3i3	pl3b3	pl4b1	pl4i1	pl4c1	pl5b1	pl5c1
SiO ₂	45,37	49,51	48,54	55,06	56,99	57,08	58,00	52,84	53,06	55,18	54,65	46,79	47,88	47,55	48,37	48,12	53,08	47,17	47,79	47,65	46,34	46,90
TiO ₂	0,00	0,03	0,07	0,12	0,12	0,13	0,23	0,09	0,05	0,11	0,13	0,01	0,01	0,08	0,02	0,04	0,13	0,00	0,03	0,05	0,01	0,05
Al ₂ O ₃	33,64	31,17	31,02	26,66	25,59	26,52	24,66	29,16	29,35	27,47	27,45	32,55	31,92	32,52	32,06	32,03	29,01	33,40	32,90	32,95	33,06	33,32
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,03	0,04	0,04
FeO*	0,53	0,66	0,75	1,09	0,91	1,07	1,74	0,78	0,75	1,06	1,03	0,59	0,65	0,62	0,58	0,61	0,80	0,63	0,65	0,59	0,63	0,51
MnO	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,08	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
MgO	0,04	0,13	0,14	0,13	0,16	0,15	0,13	0,11	0,17	0,18	0,20	0,12	0,11	0,17	0,15	0,14	0,18	0,14	0,12	0,16	0,12	0,10
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	18,37	15,14	15,13	10,00	9,30	9,21	8,60	12,83	12,77	10,90	11,31	16,87	15,95	16,37	15,95	15,83	12,29	17,28	16,39	16,51	16,95	17,31
Na ₂ O	1,17	2,99	3,21	5,59	6,42	6,20	6,90	4,38	4,26	5,31	5,18	2,02	2,46	2,35	2,53	2,48	4,53	1,91	2,30	2,15	1,86	1,86
K ₂ O	0,02	0,07	0,18	0,28	0,29	0,39	0,38	0,12	0,15	0,23	0,23	0,05	0,03	0,10	0,07	0,05	0,13	0,02	0,05	0,09	0,06	0,05
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00	0,07	0,05	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00
Total	99,18	99,72	99,07	98,99	99,77	100,80	100,70	100,36	100,60	100,46	100,18	99,03	99,03	99,79	99,85	99,31	100,17	100,64	100,24	100,19	99,08	100,13

Unidad	lava centros adventicios Chaillupén (<1.600 años A.P.)																		
N° muestra	VR41									VR44									
SiO ₂ roca total	52,77									53,61									
	pl5i1	pl5b2	pl5b3	pl7mf	pl2mf	pl2c	pl3b1	pl3c1	pl10c1	pl10i1	pl10b1	pl10b2	pl11c1	pl11i1	pl11b1	pl5	pl9mf	pl6mf	pl8mf
SiO ₂	47,94	47,32	51,59	53,78	55,09	47,84	51,41	46,63	45,80	45,27	45,11	53,39	49,38	49,06	50,02	52,38	56,19	52,33	56,89
TiO ₂	0,03	0,06	0,05	0,03	0,17	0,05	0,04	0,00	0,02	0,00	0,04	0,09	0,01	0,04	0,02	0,15	0,10	0,08	0,11
Al ₂ O ₃	32,60	33,06	29,66	28,51	27,49	31,61	29,68	33,23	34,14	34,27	33,76	29,01	31,09	31,28	30,21	29,69	27,30	29,54	26,16
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00
FeO*	0,59	0,62	0,80	0,93	0,92	0,67	0,90	0,65	0,54	0,53	0,58	0,81	0,69	0,64	0,78	1,07	1,18	0,82	1,24
MnO	0,00	0,02	0,04	0,03	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02
MgO	0,13	0,14	0,20	0,21	0,22	0,16	0,15	0,10	0,13	0,13	0,12	0,20	0,14	0,15	0,17	0,20	0,14	0,17	0,20
NiO	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
CaO	16,46	16,71	13,04	11,81	10,62	16,37	13,78	17,52	18,23	18,76	18,55	12,60	15,36	15,50	14,38	13,28	10,79	13,76	9,92
Na ₂ O	2,16	1,99	4,18	4,73	5,44	2,52	3,68	1,73	1,27	1,11	1,18	4,71	2,98	2,90	3,51	3,87	5,54	3,99	5,85
K ₂ O	0,03	0,03	0,15	0,13	0,22	0,03	0,12	0,04	0,02	0,03	0,01	0,18	0,14	0,07	0,11	0,12	0,29	0,09	0,41
P ₂ O ₅	0,06	0,02	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,05	0,01	0,03	0,03	0,05	0,04
Total	100,03	99,98	99,77	100,18	100,21	99,41	99,79	99,96	100,20	100,11	99,35	101,01	99,79	99,68	99,28	100,79	101,57	100,85	100,83

CLINOPIROXENO

Unidad	domo										aglomerado pre-IL											
N° muestra	G2A										VR62-1											
SiO ₂ roca total	64,64										55,92											
	px1c	px1b	px4c1	px4c2	px4b1	px4b2	px3b	px2c	px8	px5 (xv)	px6	px7c	px7i	px7b1	px7b2	px9b2	px9c	px9b1	px3mf	px1	px8	px2mf
SiO ₂	51,66	51,68	51,34	52,38	51,99	51,64	51,18	51,88	51,02	46,95	51,75	51,20	51,33	51,00	50,84	51,22	50,76	51,76	49,76	51,48	50,27	52,42
TiO ₂	0,48	0,55	0,55	0,48	0,61	0,51	0,61	0,39	0,53	2,01	0,54	0,75	0,72	0,74	0,72	0,69	0,80	0,78	0,98	0,52	1,03	0,25
Al ₂ O ₃	1,88	1,67	1,50	1,30	1,56	1,62	1,62	1,00	1,04	5,16	2,55	1,70	1,68	2,21	2,31	2,64	3,03	2,55	2,43	1,25	1,52	0,93
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00
FeO*	10,22	10,69	10,58	11,48	10,55	10,42	10,36	12,79	25,82	11,79	8,14	11,78	11,25	10,24	10,63	10,18	10,88	10,17	14,76	20,31	19,77	19,24
MnO	0,40	0,50	0,50	0,53	0,50	0,49	0,51	0,68	1,14	0,39	0,25	0,48	0,38	0,33	0,26	0,31	0,31	0,17	0,47	0,59	0,60	0,56
MgO	14,63	14,48	14,15	14,56	14,64	14,50	13,97	13,31	16,66	11,29	15,73	14,82	14,56	15,33	15,26	15,49	15,07	15,27	15,22	19,46	19,07	21,39
NiO	0,02	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	20,32	20,03	19,96	19,24	20,36	20,10	20,32	19,71	2,83	21,65	20,10	18,78	19,25	19,16	18,73	19,16	18,58	19,30	15,30	5,41	6,77	3,78
Na ₂ O	0,31	0,33	0,29	0,31	0,34	0,32	0,36	0,36	0,17	0,49	0,32	0,27	0,31	0,29	0,31	0,35	0,33	0,33	0,31	0,14	0,16	0,09
K ₂ O	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,03	0,02
P ₂ O ₅	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,10	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,06
Total	99,94	99,98	98,98	100,28	100,60	99,60	98,95	100,16	99,29	99,83	99,76	99,81	99,52	99,31	99,10	100,13	99,77	100,41	99,25	99,24	99,26	98,73

Unidad	IL (caída inicial)					IL													IL			
N° muestra	VR62A1					VR5-3b													VR5-3a			
SiO ₂ roca total	57,43					57,05													55,35			
	px4	px8c	px8b	px4mf	px6mf	px4mf	px12mf	px5mf	px11mf	px13c	px13b	px9c	px9b	px6c	px3i1	px3b1	px3b2	px3i2	px3b3	px1c	px7c	px7b
SiO ₂	52,59	49,70	51,46	49,48	51,74	53,22	51,62	51,90	50,05	51,58	51,08	51,11	51,25	50,49	50,44	51,13	50,76	51,74	51,23	50,18	49,94	49,94
TiO ₂	0,31	0,81	0,90	1,14	0,69	0,36	0,52	1,40	0,97	0,63	0,63	0,41	0,47	0,33	0,45	0,47	0,57	0,39	0,62	1,01	0,81	0,94
Al ₂ O ₃	0,88	3,60	4,34	4,28	3,38	1,19	1,71	8,65	3,93	1,73	2,47	0,99	0,94	0,96	1,30	1,14	2,22	1,11	2,55	3,45	2,92	3,10
Cr ₂ O ₃	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,07	0,00	0,00
FeO*	18,72	10,41	11,26	12,75	18,63	17,55	17,46	16,38	14,14	9,63	10,28	15,38	16,05	15,02	13,67	13,02	11,22	13,17	12,29	10,48	13,55	10,01
MnO	0,53	0,24	0,32	0,30	0,39	0,49	0,52	0,39	0,37	0,39	0,28	0,76	0,79	0,78	0,69	0,67	0,36	0,70	0,42	0,26	0,45	0,31
MgO	22,49	15,12	14,60	14,88	21,46	23,10	22,37	10,89	16,94	15,74	15,42	12,21	12,17	12,08	12,61	13,20	16,55	13,03	15,44	15,28	16,84	15,03
NiO	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,00	0,02	0,00
CaO	3,37	18,69	16,28	16,71	2,43	3,44	5,45	8,75	12,69	20,51	19,36	18,73	18,19	19,03	19,34	19,44	16,91	19,94	16,33	18,95	14,13	19,36
Na ₂ O	0,07	0,33	0,80	0,37	0,38	0,04	0,13	1,82	0,27	0,31	0,31	0,24	0,20	0,29	0,27	0,30	0,29	0,23	0,32	0,26	0,24	0,31
K ₂ O	0,01	0,01	0,09	0,02	0,12	0,02	0,02	0,44	0,08	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,13	0,01	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,04	0,03	0,05	0,00	0,02	0,18	0,12	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00
Total	99,03	98,98	100,10	99,97	99,26	99,43	99,87	100,80	99,58	100,52	99,87	99,86	100,12	98,97	98,84	99,40	98,94	100,34	99,42	99,95	98,93	99,01

Unidad	IL																					
N° muestra	VR5-3a					VR5-2								VR5-1								
SiO ₂ roca total	55,35					55,53								56,21								
	px8i	px2mf	px3mf	px5mf	px1c	px1b	px2b	px4b	px7c	px7i	px7b	px5b	px4c	px3mf	px4c2	px4i	px4b2	px9b1	px9c1	px9c2	px9b2	px1mf
SiO ₂	49,76	50,53	51,63	51,88	48,95	50,89	50,20	51,59	51,98	51,42	52,00	51,83	53,83	51,57	50,86	51,13	51,28	50,65	51,25	50,91	50,51	50,30
TiO ₂	0,92	1,01	0,75	0,91	1,09	0,77	0,99	0,62	0,31	0,32	0,82	0,51	0,26	0,63	0,27	0,35	0,34	0,92	0,93	0,53	0,88	1,19
Al ₂ O ₃	3,55	6,59	3,05	2,60	3,98	2,81	3,12	2,36	0,64	0,89	1,15	0,68	0,88	2,61	0,73	0,89	0,93	2,88	1,79	1,75	2,90	5,66
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,02	0,05
FeO*	11,20	11,47	17,23	17,75	10,61	11,77	13,05	12,75	13,08	16,62	11,59	17,07	15,97	15,00	16,89	16,26	15,69	11,16	15,86	13,80	11,30	13,20
MnO	0,36	0,31	0,40	0,47	0,35	0,38	0,42	0,34	0,75	0,91	0,44	0,79	0,48	0,35	0,82	0,90	0,86	0,42	0,81	0,72	0,39	0,33
MgO	14,26	12,06	18,46	18,75	13,44	15,96	15,21	16,29	12,55	11,49	15,91	18,67	25,08	20,37	11,56	11,80	11,83	15,58	13,48	13,27	15,63	13,22
NiO	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
CaO	18,72	16,94	8,03	6,77	20,34	16,74	16,00	14,61	19,97	18,47	17,94	11,08	3,35	8,55	17,73	18,47	18,42	17,65	16,16	18,67	17,85	13,92
Na ₂ O	0,40	1,13	0,27	0,28	0,38	0,26	0,27	0,24	0,25	0,22	0,24	0,14	0,07	0,10	0,29	0,24	0,26	0,30	0,26	0,31	0,28	0,68
K ₂ O	0,00	0,06	0,07	0,21	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,22
P ₂ O ₅	0,04	0,09	0,05	0,01	0,02	0,01	0,06	0,04	-	-	-	-	-	0,02	0,04	0,01	0,02	0,00	0,01	0,06	0,07	0,07
Total	99,20	100,20	99,99	99,67	99,18	99,59	99,34	98,87	99,59	100,37	100,11	100,77	99,98	99,24	99,22	100,05	99,66	99,57	100,57	100,03	99,86	98,84

Unidad	IL											lava post-IL								lava pre-IP			
Nº muestra	VR5-1					VR4						VR1								VR15A			
SiO ₂ roca total	56,21											55,80								53,00		53,34	
	px3 mf	px7 (x)	px3	px4	px5c	px5b1	px5b2.1	px5b2.2	px8c	px1mf	px2mf	px1c	px1b	px6c1	px6c2	px6i	px6b	px2mf	px3mf	px4mf	px1c	px1b3	
SiO ₂	50,82	50,85	50,67	50,46	50,35	51,40	50,92	51,48	51,29	51,08	48,21	50,99	51,47	50,59	51,30	52,02	51,91	50,20	53,52	52,86	50,42	50,44	
TiO ₂	1,00	0,81	0,39	0,31	0,31	0,32	0,95	0,74	0,35	0,61	1,52	0,54	0,44	0,51	0,47	0,50	0,42	1,26	0,31	0,38	0,43	0,55	
Al ₂ O ₃	3,55	1,91	0,85	0,83	1,01	0,94	3,59	3,86	0,93	2,18	4,92	3,10	2,70	3,45	3,27	2,78	2,43	3,67	1,10	1,32	3,01	2,93	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,73	0,81	0,91	0,47	0,64	0,59	0,56	0,00	0,02	0,79	0,64	
FeO*	14,41	12,24	17,25	16,13	15,60	16,31	11,23	10,35	15,43	17,51	14,55	7,40	7,07	6,75	7,47	6,51	7,51	10,13	15,19	15,74	6,59	7,09	
MnO	0,42	0,36	0,98	0,84	0,82	0,87	0,20	0,29	0,84	0,54	0,42	0,16	0,22	0,16	0,20	0,17	0,23	0,27	0,43	0,40	0,19	0,23	
MgO	16,61	15,15	11,31	11,55	12,41	12,26	14,99	14,67	11,61	19,94	15,65	16,39	17,32	16,43	16,47	16,82	17,22	15,74	22,99	22,24	16,12	15,93	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,04	0,03	0,04	0,00	0,03	0,01	
CaO	12,22	17,64	18,45	18,75	18,65	18,13	18,75	18,82	19,73	7,27	13,20	18,91	18,82	19,53	19,15	19,80	18,75	17,17	5,47	5,50	20,12	19,60	
Na ₂ O	0,29	0,33	0,26	0,25	0,27	0,28	0,25	0,47	0,25	0,14	0,25	0,30	0,29	0,37	0,37	0,30	0,29	0,33	0,12	0,14	0,33	0,38	
K ₂ O	0,05	0,03	0,01	0,00	0,00	0,04	0,03	0,08	0,01	0,00	0,06	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,03	0,05	0,01	0,00	
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,00	0,03	0,06	0,06	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	
Total	99,42	99,37	100,16	99,17	99,49	100,65	100,92	100,75	100,46	99,30	98,80	98,53	99,14	98,75	99,23	99,58	99,43	99,37	99,22	98,65	98,04	97,80	

Unidad	FP Afunahue											OP pre-IP										
Nº muestra	VR15A						VR80-1								VR113-6S							
SiO ₂ roca total	53,34											56,93				bandas oscuras						
	px1b2	px1b1	px4b	px4c	px2mf	px3mf	px2i1	px2i2	px3c	px3b	px4c	px4i	px4b1	px4b2	px1mf	px1mf	px5mf	px6mf	px3c	px3b	px4c	px4b
SiO ₂	51,13	50,68	51,19	51,11	47,88	50,29	49,93	49,17	50,92	50,95	47,42	47,51	50,68	48,09	52,82	47,44	48,69	51,32	50,98	51,49	51,83	52,63
TiO ₂	0,53	0,56	0,71	0,36	1,69	0,85	0,98	0,90	0,64	0,57	1,55	1,49	0,84	1,36	0,43	1,71	1,40	1,10	0,63	0,74	0,61	0,46
Al ₂ O ₃	2,53	3,18	2,18	0,67	3,82	2,32	3,39	3,11	2,80	2,81	4,44	4,42	3,08	2,81	1,62	5,60	3,65	4,24	1,58	2,19	1,91	1,64
Cr ₂ O ₃	0,60	0,74	0,34	0,00	0,00	0,20	0,02	0,02	0,00	0,05	0,00	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
FeO*	6,64	7,20	10,95	21,46	14,93	9,96	10,26	12,15	8,95	8,56	16,58	16,45	11,47	13,62	17,49	13,18	14,86	14,45	12,32	9,86	10,18	9,36
MnO	0,18	0,17	0,40	0,53	0,37	0,37	0,29	0,45	0,25	0,32	0,70	0,71	0,37	0,41	0,52	0,35	0,44	0,41	0,67	0,38	0,43	0,39
MgO	16,31	16,43	17,72	18,92	14,01	16,68	14,41	15,38	15,25	15,13	10,63	10,64	15,29	15,17	23,73	14,83	15,69	15,39	14,58	15,36	14,98	15,44
NiO	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
CaO	19,87	20,53	14,57	4,55	15,63	16,36	19,12	17,00	20,37	20,64	17,96	17,74	17,52	17,40	2,97	15,67	13,60	11,84	18,27	19,28	20,04	20,19
Na ₂ O	0,33	0,35	0,32	0,06	0,35	0,30	0,34	0,27	0,30	0,28	0,39	0,47	0,29	0,25	0,04	0,29	0,23	0,29	0,29	0,30	0,33	0,30
K ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,23	0,00	0,00	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,00	0,01	0,04	0,02	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,06	0,08	0,01	0,03	0,00	0,16	0,05	0,03	0,04	0,02	0,00	0,00
Total	98,20	99,86	98,43	97,68	98,78	97,39	98,74	98,45	99,49	99,35	99,72	99,53	99,60	99,17	99,65	99,25	98,65	99,29	99,38	99,68	100,34	100,45

Unidad	OP pre-IP										P1											
Nº muestra	VR113-6S					VR113-6B					VR73G (caída inicial)								VR73Ib			
SiO ₂ roca total	bandas oscuras					63,40 (bandas claras)					55,68								55,66			
	px6c	px6b	px1mf	px2	px3c	px3b	px4c	px4b	px5mf	px1mf	px3c2	px3c1	px3i1	px3b1	px4b	px1mf	px2mf	px3mf	px1c1	px1i1	px1b1	px2c1
SiO ₂	51,42	51,84	49,49	52,02	51,68	50,85	50,59	51,89	50,67	49,63	50,71	51,10	49,75	50,00	49,57	49,91	51,68	52,71	50,93	50,15	49,65	51,15
TiO ₂	0,75	0,68	1,30	0,87	0,66	0,73	0,84	0,56	1,02	1,15	0,78	0,79	0,98	1,08	0,83	0,96	0,91	0,60	0,39	0,78	0,76	0,56
Al ₂ O ₃	2,20	2,06	3,51	3,18	1,81	2,32	2,47	1,76	2,66	3,68	2,37	1,90	3,73	4,09	6,79	3,52	4,59	3,34	2,23	3,59	3,71	1,94
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03	0,01	0,01	0,00	0,12	0,02	0,10	0,03	0,02	0,03	0,10	0,09	0,05	0,08
FeO*	10,85	10,25	13,21	16,26	10,39	10,20	10,91	10,21	13,45	15,00	10,69	10,72	9,09	9,60	10,03	11,57	13,77	14,93	9,64	8,76	9,23	9,48
MnO	0,48	0,38	0,45	0,54	0,45	0,42	0,44	0,40	0,62	0,68	0,46	0,41	0,23	0,26	0,25	0,35	0,41	0,36	0,36	0,23	0,17	0,30
MgO	14,44	14,90	14,43	18,10	14,55	15,00	14,19	14,84	15,57	14,73	15,20	14,01	14,99	14,64	13,92	16,23	15,70	19,30	16,58	14,51	14,27	16,64
NiO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,05	0,04	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,04	0,00
CaO	19,82	19,97	16,31	7,55	19,69	19,48	19,67	20,08	14,40	13,09	19,05	20,00	20,42	19,65	16,36	17,09	12,33	7,50	18,14	20,55	20,15	18,65
Na ₂ O	0,35	0,36	0,37	0,30	0,28	0,34	0,35	0,34	0,28	0,42	0,37	0,29	0,33	0,31	0,82	0,26	0,52	0,50	0,20	0,29	0,36	0,20
K ₂ O	0,03	0,03	0,01	0,15	0,00	0,03	0,00	0,00	0,08	0,06	0,00	0,02	0,00	0,06	0,01	0,04	0,16	0,15	0,03	0,00	0,03	0,00
P ₂ O ₅	0,13	0,00	0,15	0,08	0,00	0,01	0,01	0,00	0,36	0,91	0,01	0,01	0,00	0,13	0,09	0,09	0,05	0,08	0,00	0,03	0,02	0,06
Total	100,48	100,46	99,22	99,09	99,51	99,39	99,49	100,13	99,17	99,38	99,63	99,24	99,68	99,87	98,76	100,05	100,13	99,54	98,59	98,98	98,45	99,06

Unidad	P1																					
Nº muestra	VR73lb				VR73K					VR73Lb							VR73P					
SiO ₂ roca total	55,66				55,87					55,88							55,46					
	px2b1	px2c2	px2b2	px5	px1c	px1b	px2b	px2c	px3	px3c1	px3i1	px3b1	px5c	px5b1	px5b2	px6c	px6b	px1mf	px1b2	px1i2	px1c1	px1i1
SiO ₂	49,82	51,68	50,11	51,62	48,46	50,98	51,48	49,22	52,20	50,24	49,28	49,55	50,01	49,85	50,00	51,30	51,06	51,83	50,31	51,28	51,70	50,52
TiO ₂	0,98	0,42	0,67	0,68	0,76	0,55	0,57	1,04	0,48	0,90	0,73	0,94	0,85	0,89	0,89	0,52	0,47	0,85	0,79	0,64	0,49	0,62
Al ₂ O ₃	4,38	1,50	3,14	2,60	3,63	2,01	1,91	3,77	1,93	3,73	3,93	4,28	3,14	3,46	3,46	2,14	2,00	5,56	3,44	2,86	2,29	3,25
Cr ₂ O ₃	0,01	0,08	0,00	0,14	0,10	0,02	0,15	0,10	0,06	0,11	0,08	0,07	0,08	0,08	0,09	0,10	0,09	0,00	0,15	0,12	0,13	0,12
FeO*	9,85	9,55	10,82	8,60	8,77	8,19	7,66	9,83	8,38	9,56	8,73	8,99	9,08	9,82	8,97	8,45	8,15	12,21	8,03	7,40	7,27	7,67
MnO	0,20	0,29	0,31	0,31	0,26	0,21	0,24	0,26	0,27	0,31	0,22	0,24	0,24	0,30	0,18	0,24	0,25	0,35	0,18	0,15	0,17	0,21
MgO	14,02	16,96	15,78	15,45	14,64	15,58	15,92	15,01	16,26	14,74	14,45	14,25	14,85	14,79	14,33	15,83	15,90	14,55	14,86	15,21	15,45	15,24
NiO	0,00	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,03	0,02	0,01	0,00	0,04
CaO	19,44	18,22	17,59	20,32	20,63	20,09	20,39	19,12	19,98	20,12	21,07	20,80	20,55	19,52	20,87	19,98	20,50	14,10	20,91	21,89	21,29	21,27
Na ₂ O	0,45	0,17	0,27	0,31	0,28	0,28	0,18	0,27	0,22	0,34	0,36	0,41	0,27	0,30	0,31	0,25	0,27	0,89	0,25	0,26	0,26	0,26
K ₂ O	0,08	0,00	0,02	0,06	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,03	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,05	0,06	0,04	0,05	0,00	0,10	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,09	0,00	0,04	0,03	0,00
Total	99,25	98,90	98,81	100,11	97,54	97,93	98,55	98,69	99,82	100,14	98,85	99,64	99,10	99,02	99,16	98,84	98,75	100,53	98,94	99,83	99,09	99,19

Unidad	P1										P2											
Nº muestra	VR73P										VR58-1B											
SiO ₂ roca total	55,46										55,55											
	px1b1	px2c	px2b	px4c1	px5c1	px5b1	px6c	px7c	px8c	px3mf	px1c1	px1i1	px1i2	px1b1	px1b2	px1b3	px1b4	px1i3	px2b1	px2c1	px3c	px4c
SiO ₂	51,49	51,11	49,85	49,61	49,19	49,92	49,29	50,93	49,23	51,77	51,33	49,95	50,71	50,18	50,42	50,49	52,25	51,21	50,36	52,37	51,58	49,51
TiO ₂	0,45	0,52	0,73	0,76	0,98	0,83	0,98	0,75	0,90	0,49	0,56	0,58	0,59	0,78	0,77	0,59	0,48	0,61	0,83	0,42	0,65	0,87
Al ₂ O ₃	2,07	1,69	3,18	3,71	3,87	3,30	4,05	3,90	3,89	1,97	4,04	4,43	4,32	3,80	3,52	4,07	1,84	4,06	3,59	1,57	2,37	4,13
Cr ₂ O ₃	0,08	0,06	0,08	0,05	0,06	0,08	0,13	0,03	0,09	0,08	0,16	0,13	0,32	0,15	0,12	0,08	0,05	0,12	0,14	0,07	0,08	0,03
FeO*	7,91	9,10	8,80	8,88	8,94	9,10	8,94	9,23	9,19	9,14	6,42	6,96	6,05	8,39	8,50	6,75	8,60	6,79	9,21	9,32	7,99	10,39
MnO	0,23	0,28	0,26	0,27	0,27	0,27	0,21	0,23	0,25	0,27	0,13	0,19	0,15	0,23	0,20	0,21	0,25	0,22	0,25	0,36	0,24	0,28
MgO	15,99	16,73	14,75	14,59	14,36	15,00	14,60	14,82	14,78	16,78	15,83	15,39	15,42	14,88	15,25	15,90	16,26	15,64	15,07	17,22	15,92	14,71
NiO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00
CaO	20,23	18,95	20,11	20,55	20,45	19,79	20,61	19,83	20,30	18,53	21,69	21,45	21,59	20,64	20,58	20,90	20,05	21,50	20,37	17,94	20,44	19,09
Na ₂ O	0,19	0,27	0,35	0,34	0,29	0,27	0,36	0,31	0,31	0,20	0,21	0,24	0,24	0,28	0,19	0,21	0,21	0,23	0,30	0,20	0,26	0,39
K ₂ O	0,01	0,02	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,01	0,08	0,01	0,04	0,03	0,10	0,00	0,01	0,00	0,06	0,05	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,14
Total	98,64	98,74	98,25	98,76	98,45	98,59	99,26	100,02	98,94	99,27	100,47	99,44	99,40	99,37	99,59	99,25	99,98	100,41	100,15	99,48	99,61	99,51

Unidad	P2																					
Nº muestra	VR58-1B					VR73Q1					VR6-2											
SiO ₂ roca total	55,55					54,78					55,13											
	px4b	px5mf	px6mf	px1 (xv)	px4 (xv)	px5 (xv)	px6 (xv)	px7 (xv)	px8 (xv)	px9 (xv)	px1c	px1b	px2	px4mf	px2c	px3c	px2b	px3b	px4b	px5b	px6b	px1mf
SiO ₂	51,73	50,22	51,92	51,82	51,40	50,83	51,37	48,55	49,05	51,69	50,22	50,54	50,90	49,54	51,88	51,01	49,76	50,55	51,13	50,56	52,14	49,89
TiO ₂	0,53	1,17	1,39	0,37	0,50	0,39	0,64	1,21	1,08	0,65	0,67	0,76	0,69	1,08	0,32	0,35	0,78	0,68	0,66	0,67	0,46	0,89
Al ₂ O ₃	2,14	4,27	8,00	0,51	0,64	0,68	2,35	4,06	4,37	2,18	3,63	3,15	5,36	3,69	2,54	3,20	3,26	3,07	2,81	2,77	1,87	2,95
Cr ₂ O ₃	0,08	0,07	0,05	0,00	0,00	0,04	0,04	0,03	0,09	0,08	0,05	0,06	0,00	0,01	0,15	0,53	0,08	0,05	0,09	0,04	0,06	0,05
FeO*	9,00	11,49	14,75	24,48	23,51	23,06	10,29	10,13	11,03	10,62	8,14	9,38	8,87	11,52	5,11	5,46	9,89	9,42	8,80	8,85	8,28	10,61
MnO	0,25	0,34	0,36	0,93	0,85	0,87	0,37	0,23	0,37	0,34	0,20	0,24	0,36	0,30	0,16	0,16	0,30	0,27	0,17	0,27	0,24	0,27
MgO	16,03	14,56	10,07	18,82	18,24	17,66	15,42	14,72	15,46	17,09	14,99	15,42	14,29	15,65	16,57	16,09	15,51	15,85	15,49	15,56	16,34	15,72
NiO	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,02	0,04	0,01	0,03	0,02	0,05	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
CaO	19,62	16,57	11,44	3,44	4,24	4,54	18,72	19,43	17,60	16,73	20,89	19,66	18,30	16,68	22,76	22,30	19,24	19,51	20,66	20,34	20,26	18,50
Na ₂ O	0,25	0,45	1,37	0,11	0,06	0,10	0,29	0,34	0,26	0,24	0,28	0,29	0,61	0,26	0,19	0,23	0,28	0,28	0,31	0,36	0,21	0,22
K ₂ O	0,00	0,12	0,45	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,06	0,00	0,03	0,01	0,01	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,04	0,15	0,06	0,00	0,02	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,07	0,02	0,01	0,02
Total	99,61	99,32	99,94	100,56	99,42	98,19	99,51	98,72	99,38	99,66	99,12	99,49	99,50	98,75	99,79	99,40	99,10	99,72	100,19	99,44	99,88	99,11

Unidad	P2														fragmentos PVDP P1							
Nº muestra	VR12				VR75H										CR1							
SiO ₂ roca total	55,08				54,98										56,01							
	px1c	px1b	px3c	px4mf	px1c	px1i	px1b	px2	px4c	px5b	px5c	px6b	px3mf	px4mf	px2c	px2b	px3i1	px3i2	px3i3	px3b	px4b	px5
SiO ₂	50,24	50,35	51,05	50,80	50,64	50,21	49,97	50,30	52,95	50,47	50,96	50,29	48,70	51,86	50,58	50,18	49,35	49,68	50,42	51,29	49,93	49,77
TiO ₂	0,85	0,61	0,87	0,88	1,24	0,82	0,81	0,92	0,42	0,83	0,80	0,85	1,27	0,63	0,75	0,81	1,18	0,90	0,80	0,73	0,89	0,92
Al ₂ O ₃	3,89	3,34	3,61	3,08	3,46	3,45	3,51	3,34	1,59	3,70	3,49	3,76	3,88	2,05	3,75	3,81	3,07	3,49	3,44	1,78	3,92	4,18
Cr ₂ O ₃	0,12	0,02	0,03	0,11	0,06	0,09	0,11	0,07	0,09	0,06	0,00	0,10	0,00	0,02	0,13	0,09	0,01	0,07	0,02	0,03	0,08	0,10
FeO*	8,72	8,59	9,21	10,73	12,49	8,76	8,96	9,52	9,51	10,66	9,82	9,20	12,81	13,20	9,32	9,17	12,89	9,30	9,25	13,01	9,62	9,77
MnO	0,24	0,28	0,23	0,32	0,42	0,22	0,26	0,24	0,32	0,31	0,27	0,23	0,32	0,39	0,29	0,20	0,45	0,21	0,29	0,41	0,32	0,24
MgO	15,00	14,99	15,22	16,04	15,21	15,02	14,73	14,84	17,41	15,66	15,65	15,15	13,49	17,45	15,23	15,13	12,86	14,82	15,08	14,26	15,32	15,21
NiO	0,05	0,05	0,01	0,03	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,05	0,00	0,01	0,02
CaO	20,83	19,99	19,85	17,27	17,00	20,37	20,68	19,82	17,35	18,06	18,84	20,31	18,46	14,10	19,63	20,03	19,36	20,47	19,95	17,28	19,00	19,11
Na ₂ O	0,30	0,42	0,31	0,27	0,27	0,21	0,32	0,32	0,16	0,33	0,42	0,25	0,33	0,15	0,25	0,34	0,38	0,33	0,30	0,36	0,31	0,33
K ₂ O	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,07	0,04	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,11	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,05	0,02	0,04	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	1,24	1,98	0,03
Total	100,25	98,78	100,42	99,53	100,82	99,18	99,40	99,40	99,85	100,11	100,31	100,13	99,33	99,85	99,07	99,75	99,57	99,31	99,62	100,44	101,40	99,68

Unidad	fragmentos PVDP P1							fragmentos PVDP P2					Chaimilla1 (depósito de caída post-Pucón)									
Nº muestra	CR1							VR75HR					VR73S									
SiO ₂ roca total	56,01							56,73					53,20									
	px7c	px7i	px7b	px1c	px1b	px6	px1	px1i	px1b	px2b	px3mf	px4mf	px1c1	px1c2	px2c	px2b	px3c1	px3c2	px3b1	px4	px5c	px5b
SiO ₂	51,39	49,78	50,62	52,08	50,17	52,38	52,53	51,10	50,22	51,26	51,39	50,57	51,53	51,24	50,14	50,91	50,94	51,41	51,78	52,06	52,31	51,41
TiO ₂	0,65	0,91	0,85	0,68	0,90	0,43	0,45	0,67	0,99	0,76	0,82	0,73	0,69	0,57	0,87	0,63	0,63	0,50	0,50	0,48	0,64	0,64
Al ₂ O ₃	1,80	3,81	1,57	2,56	3,23	0,78	0,90	3,21	3,64	2,93	3,13	2,28	2,62	2,80	3,77	2,90	2,69	3,38	3,28	2,74	2,13	2,94
Cr ₂ O ₃	0,02	0,18	0,02	0,03	0,04	0,00	0,00	0,12	0,06	0,10	0,00	0,05	0,11	0,29	0,37	0,38	0,40	0,30	0,32	0,31	0,17	0,35
FeO*	11,25	8,94	13,70	14,32	11,18	20,12	20,36	7,95	10,15	8,72	10,54	12,85	8,52	7,52	9,79	7,80	7,34	6,82	6,80	6,76	8,11	7,45
MnO	0,48	0,19	0,48	0,42	0,38	0,63	0,56	0,22	0,26	0,19	0,34	0,50	0,21	0,15	0,28	0,25	0,17	0,24	0,12	0,24	0,24	0,21
MgO	14,57	15,02	14,70	19,11	14,92	20,73	21,08	15,30	14,85	15,00	15,39	14,68	15,91	15,91	15,33	15,95	15,94	16,07	15,93	16,46	16,48	15,84
NiO	0,00	0,04	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,14	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02
CaO	19,21	20,87	16,97	10,83	18,28	3,88	3,85	20,82	19,62	20,87	17,77	17,06	20,97	21,24	19,03	20,86	21,27	21,56	21,11	21,36	20,22	20,89
Na ₂ O	0,32	0,35	0,29	0,16	0,31	0,12	0,13	0,26	0,33	0,26	0,33	0,27	0,28	0,31	0,31	0,31	0,28	0,30	0,27	0,28	0,28	0,31
K ₂ O	0,00	0,04	0,06	0,03	0,01	0,04	0,00	0,02	0,02	0,01	0,05	0,03	0,02	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,01	0,03	0,05	0,01
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,04	0,01	0,06	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00
Total	99,69	100,14	99,31	100,26	99,50	99,09	99,86	99,67	100,18	100,11	99,78	99,08	100,99	100,05	99,97	100,04	99,69	100,66	100,19	100,71	100,63	100,06

Unidad	lavas post-IP														lava centros adventicios Los Nevados (<1.600 años A.P.)							
Nº muestra	VR73S		VR62E						CR2						VR43							
SiO ₂ roca total	53,20		52,76						52,35						52,89							
	px6c	px1	px6	px3mf	px2	px4mf	px5	px7c	px7i	px7b	px1	px2	px3	px4	px6	px1b1	px1c1	px1b2	px3c	px3b	px5b1	px5i1
SiO ₂	51,56	51,16	50,93	50,25	52,02	53,16	52,28	51,35	52,04	50,67	50,57	49,70	51,73	51,77	52,29	49,84	52,08	50,48	50,09	51,56	50,94	50,65
TiO ₂	0,29	0,75	1,01	1,03	0,30	0,48	0,86	0,72	0,58	0,52	0,81	1,00	0,72	0,46	0,54	1,06	0,32	0,75	0,91	0,80	0,81	1,14
Al ₂ O ₃	2,82	1,48	1,84	2,44	0,71	0,69	1,36	2,87	2,59	2,51	2,83	3,14	1,77	1,13	1,51	3,80	2,55	3,14	3,79	3,83	1,69	3,59
Cr ₂ O ₃	0,70	0,00	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,59	0,49	0,49	0,22	0,12	0,00	0,01	0,00	0,09	0,62	0,19	0,48	0,03	0,02	0,07
FeO*	6,01	14,15	11,56	14,08	20,31	19,82	15,72	8,55	8,52	8,63	11,45	12,69	14,92	18,03	16,53	8,71	6,40	8,87	8,45	11,93	16,57	14,57
MnO	0,17	0,43	0,41	0,41	0,68	0,60	0,47	0,24	0,20	0,24	0,31	0,35	0,49	0,55	0,49	0,20	0,14	0,21	0,22	0,36	0,46	0,38
MgO	16,06	15,44	15,29	14,93	22,12	20,58	22,19	16,84	17,14	17,20	17,31	16,80	21,59	21,81	22,90	15,11	16,54	15,44	14,95	13,01	15,23	13,68
NiO	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,07	0,01	0,09	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
CaO	21,97	15,93	17,99	16,65	3,49	4,59	6,35	18,82	18,43	17,86	15,39	15,10	8,08	5,42	5,34	19,51	20,63	20,21	19,57	17,31	13,65	14,16
Na ₂ O	0,24	0,25	0,37	0,29	0,07	0,09	0,09	0,32	0,32	0,29	0,36	0,31	0,18	0,09	0,06	0,28	0,27	0,33	0,31	0,78	0,26	0,43
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,23
P ₂ O ₅	0,08	0,13	0,00	0,02	0,01	0,00	0,06	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,10	0,02	0,00	0,10	0,00	0,04	0,00	0,05	0,06
Total	99,90	99,74	99,49	100,15	99,73	100,02	99,44	100,36	100,42	98,45	99,26	99,22	99,52	99,39	99,75	98,61	99,67	99,63	98,82	99,63	99,70	98,95

Unidad	lava centros adventicios Los Nevados (<1.600 años A.P.)																					
N° muestra	VR43									VR41												
SiO ₂ roca total	52,89									52,77												
	px5c1	px5c2	px6	px7	px8	px13	px16	px4mf	px1c1	px1b2	px1b1	px2	px5c	px10c1	px10i1	px10b2	px10b1	px3mf	px4b	px4c	px6mf	px7mf
SiO ₂	50,51	50,00	50,53	48,82	51,22	50,39	50,47	50,24	49,71	49,21	50,79	50,08	49,92	51,24	51,07	51,74	49,78	50,88	50,66	52,97	49,83	49,81
TiO ₂	0,86	0,85	0,68	1,09	0,98	1,41	0,72	0,89	1,08	1,11	0,75	0,94	1,00	0,52	0,48	0,38	1,11	0,79	1,03	0,43	1,50	1,19
Al ₂ O ₃	3,31	3,54	3,57	5,59	2,37	2,74	3,06	1,83	3,89	4,33	3,35	3,60	3,87	2,99	3,02	2,56	3,48	2,85	3,11	1,23	4,54	3,34
Cr ₂ O ₃	0,19	0,11	0,73	0,12	0,03	0,13	0,29	0,00	0,08	0,14	0,25	0,13	0,05	0,73	0,74	0,74	0,14	0,22	0,17	0,08	0,08	0,03
FeO*	8,88	9,50	7,58	7,01	15,61	13,04	7,40	13,25	10,07	9,01	7,70	9,68	8,82	6,31	6,38	6,29	9,34	10,26	11,64	12,09	13,92	14,41
MnO	0,24	0,29	0,23	0,13	0,46	0,33	0,22	0,33	0,31	0,28	0,23	0,25	0,22	0,18	0,19	0,21	0,21	0,29	0,40	0,44	0,38	0,35
MgO	15,68	15,70	15,50	15,34	15,20	16,76	15,40	13,84	15,21	15,08	15,94	15,86	14,39	16,08	16,14	16,40	15,40	16,26	17,30	19,67	15,83	17,13
NiO	0,03	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00
CaO	19,26	18,65	20,32	20,40	13,12	13,99	20,67	17,72	18,78	19,68	20,39	18,32	20,47	21,13	20,82	20,76	19,12	17,20	14,62	12,75	12,98	11,77
Na ₂ O	0,29	0,31	0,27	0,31	0,43	0,32	0,25	0,33	0,33	0,26	0,28	0,27	0,36	0,34	0,33	0,34	0,41	0,26	0,26	0,11	0,44	0,28
K ₂ O	0,00	0,03	0,02	0,00	0,06	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,01	0,04	0,01	0,06	0,03
P ₂ O ₅	0,04	0,00	0,03	0,00	0,03	0,06	0,03	0,06	0,02	0,01	0,05	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,11	0,01	0,01	0,09	0,16
Total	99,29	99,02	99,45	98,86	99,51	99,15	98,53	98,50	99,49	99,09	99,79	99,13	99,12	99,59	99,26	99,42	99,03	99,11	99,25	99,78	99,67	98,47

Unidad	lava centros adventicios Chillupén (<1.600 años A.P.)																		
N° muestra	VR44																		
SiO ₂ roca total	53,61																		
	px1c1	px1b1	px2c1	px2b1	px3c1	px4c1	px4b1	px5b1	px5c1	px6c2	px6c1	px6b1	px7c1	px7b1	px10c	px10i	px10b	px8mf	px9mf
SiO ₂	50,44	50,01	51,40	50,04	52,78	51,95	50,55	51,39	52,55	51,03	51,52	51,17	51,96	50,93	51,37	51,63	51,56	50,89	52,63
TiO ₂	0,87	0,81	0,64	1,04	0,44	0,42	1,06	0,49	0,53	0,69	0,72	0,61	0,67	0,80	0,57	0,53	0,51	1,03	0,42
Al ₂ O ₃	3,73	3,47	1,78	3,94	1,44	1,87	3,36	2,53	1,61	2,02	2,32	2,83	2,13	2,79	2,62	2,53	2,52	2,57	3,72
Cr ₂ O ₃	0,10	0,13	0,07	0,06	0,06	0,21	0,15	0,39	0,09	0,05	0,00	0,51	0,14	0,06	0,33	0,23	0,22	0,04	0,05
FeO*	9,02	8,55	9,40	8,87	10,30	8,28	10,64	6,71	9,87	10,00	8,06	6,66	8,64	13,08	7,02	7,43	7,32	15,30	19,17
MnO	0,27	0,19	0,36	0,27	0,30	0,26	0,21	0,17	0,28	0,37	0,27	0,14	0,22	0,41	0,24	0,19	0,21	0,40	0,50
MgO	14,90	15,41	16,15	14,88	17,73	17,27	15,18	16,00	15,91	15,62	15,79	15,66	15,56	17,48	15,70	15,89	16,01	14,35	17,39
NiO	0,02	0,04	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
CaO	20,54	20,09	19,55	20,32	16,81	19,11	18,00	21,13	18,98	18,87	20,19	21,22	20,23	13,65	21,33	21,07	20,44	14,94	6,22
Na ₂ O	0,36	0,31	0,29	0,30	0,16	0,13	0,31	0,29	0,29	0,31	0,35	0,29	0,30	0,21	0,26	0,27	0,26	0,31	0,83
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,05	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04	0,01	0,00	0,00	0,12	0,06
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,01	0,06	0,00	0,00	0,03	0,04	0,04	0,00	0,00	0,05	0,08
Total	100,28	99,04	99,63	99,77	100,07	99,55	99,53	99,16	100,11	99,03	99,22	99,11	99,90	99,51	99,47	99,76	99,06	100,00	101,08

ORTOPIROXENO

Unidad	domo															IL (caída inicial)						
N° muestra	G2A															VR62A1						
SiO ₂ roca total	64,64															57,43						
	px1c	px1b1	px1b2	px2c	px2b	px3c	px3b	px4	px5	px6c	px6b	px7c	px9c	px9i	px9b	px1c	px1i	px1b	px2c	px3c	px7c	px7b
SiO ₂	51,55	52,83	52,07	51,98	52,01	52,91	52,57	52,28	52,60	52,73	53,43	52,30	51,92	52,05	53,00	50,79	50,32	51,32	50,71	50,38	51,57	52,72
TiO ₂	0,29	0,33	0,36	0,34	0,30	0,30	0,35	0,31	0,23	0,25	0,34	0,38	0,35	0,37	0,26	0,28	0,28	0,29	0,24	0,27	0,24	0,44
Al ₂ O ₃	0,66	0,81	0,64	0,84	1,08	0,86	0,96	0,74	0,66	0,71	0,96	0,91	1,35	1,26	0,74	0,53	0,51	0,47	0,61	0,49	0,48	1,87
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00
FeO*	22,95	20,38	22,72	21,35	21,08	21,59	20,66	20,61	21,15	23,17	20,81	20,96	20,22	20,77	21,56	28,54	28,24	28,64	28,77	29,29	28,56	18,40
MnO	1,01	0,73	1,06	0,92	0,90	0,85	0,83	0,82	0,93	1,04	0,77	0,85	0,77	0,83	0,80	1,36	1,31	1,28	1,36	1,44	1,38	0,52
MgO	21,25	22,60	21,35	22,05	22,27	22,08	22,68	22,98	22,41	20,50	22,40	22,27	22,17	21,86	21,84	16,09	16,25	16,42	16,38	16,34	16,54	24,71
NiO	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00
CaO	1,54	1,55	1,53	1,57	1,79	1,71	1,63	1,58	1,50	1,54	1,80	1,87	2,07	1,72	1,50	1,76	1,83	1,78	1,70	1,69	1,69	2,25
Na ₂ O	0,00	0,04	0,03	0,04	0,00	0,05	0,00	0,03	0,04	0,12	0,02	0,03	0,03	0,05	0,07	0,04	0,09	0,05	0,00	0,05	0,00	0,05
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,02	0,04	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,05	0,04	0,00	0,08	0,05	0,08	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Total	99,30	99,29	99,80	99,19	99,45	100,35	99,79	99,35	99,53	100,08	100,62	99,61	98,91	99,02	99,85	99,49	98,86	100,31	99,81	99,97	100,56	100,98

Unidad	IL																					
N° muestra	VR5-3b											VR5-2								VR5-1		
SiO ₂ roca total	57,05											55,53								56,21		
	px3c1	px3c2	px1c	px1b	px2c	px4b	px4c	px7c	px7b	px8c	px10c	px2i	px6c	px5c	px5i1	px5b2	px5b3	px5b4	px5i2	px5b5	px4b1	px4c1
SiO ₂	51,40	51,58	53,45	53,85	54,15	53,73	53,73	50,86	52,48	50,46	52,87	53,01	51,03	50,74	50,57	53,72	53,86	52,94	51,66	53,68	50,76	50,44
TiO ₂	0,24	0,25	0,27	0,29	0,18	0,29	0,22	0,25	0,34	0,13	0,35	0,37	0,16	0,24	0,25	0,21	0,21	0,24	0,15	0,34	0,23	0,21
Al ₂ O ₃	0,38	0,44	0,88	0,75	0,64	0,98	0,99	0,43	1,29	0,36	1,31	1,76	0,42	0,49	0,49	1,04	0,45	0,41	0,45	0,22	0,48	0,47
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04
FeO*	25,93	26,06	17,15	17,74	17,49	17,58	16,90	28,58	19,62	28,46	17,61	16,98	27,34	29,68	29,95	17,42	17,79	21,19	24,48	19,46	28,63	29,10
MnO	1,19	1,14	0,50	0,53	0,53	0,57	0,43	1,36	0,56	1,35	0,40	0,43	1,30	1,43	1,38	0,51	0,53	0,82	1,27	0,72	1,48	1,37
MgO	18,29	18,53	25,82	24,75	24,70	25,06	25,56	16,43	23,50	16,48	25,43	24,48	17,41	15,67	14,96	24,60	24,29	21,56	19,54	24,04	16,01	15,44
NiO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00
CaO	1,73	1,74	1,73	1,87	1,74	1,92	1,69	1,62	2,21	1,71	1,69	2,51	1,03	1,69	1,70	2,27	2,24	2,21	1,17	2,21	1,75	1,70
Na ₂ O	0,05	0,02	0,04	0,00	0,01	0,02	0,02	0,05	0,07	0,04	0,03	0,01	0,01	0,04	0,03	0,02	0,04	0,05	0,00	0,03	0,05	0,04
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01
P ₂ O ₅		0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,02	0,01	0,10	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,01	0,00	0,00
Total	99,22	99,76	99,84	99,89	99,43	100,18	99,60	99,64	100,18	99,02	99,71	99,55	98,74	100,05	99,37	99,78	99,41	99,47	98,78	100,74	99,38	98,83

Unidad	IL					lava post-IL					OP pre-IP					P2	fragmentos PVDP P1		fragmentos PVDP P2	
N° muestra	VR5-1		VR4			VR1					VR113-6S		VR113-6B			VR58-1B	CR1	VR75HR		
SiO ₂ roca total	56,21		55,80			53,00					bandas oscuras		63,40 (bandas claras)			55,55	56,01	56,73		
	px5c	px10b	px10c	px9c	px9b	px5c	px5i	px5b1	px5b2	px7	px7c	px7b	px2c1	px2c2	px2b	px2 (xv)	px3c	px1c		
SiO ₂	49,80	50,72	49,89	50,76	53,66	54,10	54,74	53,83	53,22	53,74	53,02	54,05	52,64	52,50	54,02	52,79	52,36	52,52		
TiO ₂	0,26	0,26	0,17	0,16	0,14	0,31	0,25	0,29	0,31	0,29	0,34	0,34	0,43	0,40	0,42	0,43	0,00	0,39		
Al ₂ O ₃	0,56	0,44	0,44	0,41	0,58	1,71	1,27	0,81	1,07	2,07	0,85	0,74	0,83	0,83	2,03	0,81	1,15	0,78		
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,34	0,18	0,07	0,06	0,37	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03		
FeO*	29,18	30,35	30,23	29,62	19,16	12,70	12,78	15,34	15,23	11,73	19,91	18,73	20,71	20,89	18,29	20,29	20,31	22,90		
MnO	1,37	1,48	1,44	1,39	0,60	0,27	0,24	0,31	0,40	0,23	0,79	0,66	0,88	0,80	0,65	0,78	0,87	0,87		
MgO	15,80	15,78	15,20	15,84	23,81	27,43	28,00	26,01	25,86	28,81	23,90	24,53	22,38	22,53	22,46	22,63	21,90	21,03		
NiO	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,05	0,01	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02		
CaO	1,80	1,79	1,78	1,76	2,02	2,44	2,34	2,21	2,45	1,92	1,69	1,79	1,69	1,62	2,57	1,71	2,22	1,72		
Na ₂ O	0,02	0,06	0,06	0,02	0,04	0,02	0,05	0,06	0,07	0,08	0,04	0,04	0,03	0,02	0,16	0,06	0,03	0,07		
K ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,10	0,00	0,00	0,03		
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,00	0,05	0,00	0,03	0,01	0,03	0,05	0,02	0,01	0,00	0,00	0,08	0,02	0,02	0,00	0,00		
Total	98,80	100,89	99,23	100,05	100,05	99,42	99,88	98,98	98,77	99,27	100,62	100,89	99,60	99,69	100,72	99,52	98,76	100,33		

OLIVINO

Unidad	domo											aglomerado pre-IL				IL (caída inicial)		IL				
N° muestra	G2A											VR62-1				VR62A1		VR5-3b		VR5-3a		
SiO ₂ roca total	64,64											55,92				57,43		57,05		55,35		
	ol1c1	ol1i1	ol1b1	ol3	ol4c	ol4i	ol4b	ol5c	ol5b	ol6c	ol6b	ol1c	ol1i	ol1b	ol2mf	ol1c	ol1b	ol1c1	ol1c2	ol1b	ol1c	ol1i
SiO ₂	37,97	37,59	38,06	37,54	37,75	38,30	36,04	37,68	36,60	35,83	34,49	37,93	37,67	36,95	36,44	37,59	36,81	40,06	40,54	37,14	40,42	40,04
TiO ₂	0,02	0,01	0,03	0,01	0,06	0,00	0,00	0,05	0,01	0,03	0,05	0,06	0,00	0,05	0,03	0,01	0,00	0,03	0,05	0,00	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	0,05	0,02	0,05	0,02	0,03	0,00	0,05	0,02	0,00	0,02	0,04	0,04	0,05	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,08	0,04	0,02
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,04
FeO*	24,94	24,33	21,94	28,01	24,50	23,35	35,76	24,95	31,14	34,18	40,32	23,34	23,23	27,67	31,20	27,77	27,30	14,17	14,28	26,81	14,01	14,98
MnO	0,40	0,32	0,29	0,54	0,39	0,35	0,82	0,46	0,70	0,79	1,07	0,37	0,33	0,48	0,57	0,46	0,53	0,27	0,22	0,39	0,18	0,27
MgO	36,83	36,84	38,67	34,22	38,11	38,44	27,28	36,80	30,96	28,16	23,58	37,85	37,74	33,56	31,34	34,80	35,25	46,24	45,91	34,80	45,97	45,57
NiO	0,03	0,05	0,01	0,00	0,06	0,06	0,04	0,03	0,02	0,01	0,00	0,04	0,03	0,00	0,02	0,01	0,04	0,09	0,15	0,01	0,12	0,09
CaO	0,16	0,15	0,17	0,19	0,14	0,12	0,15	0,14	0,15	0,27	0,26	0,20	0,22	0,22	0,25	0,15	0,19	0,17	0,18	0,17	0,22	0,27
Na ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,04	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,00	0,06	0,01	0,13	0,01	0,00	0,00	0,13	0,00	0,24	0,24	0,00	0,01	0,07	0,25	0,07	0,05	0,06	0,03			0,00
Total	100,41	99,42	99,23	100,72	101,05	100,62	100,15	100,31	99,61	99,60	100,07	99,83	99,34	99,05	100,12	100,90	100,20	101,14	101,38	99,41	101,05	101,29

Unidad	IL															lava post-IL						
Nº muestra	VR5-3a	VR5-2				VR5-1						VR4				VR1						
SiO ₂ roca total	55,35	55,53				56,21						55,80				53,00						
	ol1b3	ol1c	ol1i	ol1b	ol3c	ol1c	ol1i	ol1b	ol2c	ol2b	ol3mf	ol1c	ol1i	ol1b	ol3mf	ol1	ol2c	ol2b	ol4c	ol4i	ol4b	ol5c
SiO ₂	38,23	39,94	39,66	37,09	39,75	39,42	39,75	36,27	39,43	37,08	36,75	40,00	39,75	37,18	35,51	38,33	38,69	37,57	38,90	38,52	37,04	39,31
TiO ₂	0,08	0,02	0,08	0,04	0,06	0,03	0,00	0,07	0,07	0,06	0,06	0,00	0,00	0,07	0,10	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03	0,03	0,00	0,03	0,00	0,04	0,74	0,05	0,01	0,09	0,55	0,02	0,01	0,06	0,03	0,04	0,04	0,02
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
FeO*	20,96	13,89	14,96	26,39	15,03	15,34	14,28	27,80	14,25	27,48	28,91	13,13	14,78	27,38	32,22	19,83	20,05	24,67	20,19	19,68	26,76	17,61
MnO	0,36	0,29	0,21	0,38	0,23	0,26	0,20	0,40	0,25	0,49	0,52	0,24	0,24	0,40	0,54	0,32	0,30	0,45	0,38	0,30	0,44	0,27
MgO	38,99	45,35	44,49	34,64	45,01	44,91	45,08	34,43	45,86	33,57	32,56	46,77	45,93	34,75	29,31	40,18	40,22	36,12	40,25	39,93	34,37	42,54
NiO	0,07	0,09	0,10	0,03	0,09	0,07	0,07	0,02	0,15	0,02	0,01	0,12	0,11	0,03	0,03	0,07	0,08	0,03	0,08	0,06	0,05	0,16
CaO	0,21	0,22	0,21	0,20	0,23	0,15	0,23	0,26	0,16	0,28	0,51	0,29	0,20	0,18	0,41	0,27	0,22	0,25	0,23	0,20	0,29	0,18
Na ₂ O	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04	0,04	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01
P ₂ O ₅	0,12	0,07	0,09	0,07	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,12	0,00	0,00	0,16	0,31	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,00
Total	99,12	99,93	99,83	98,86	100,50	100,23	99,63	99,32	100,26	99,14	100,25	100,62	101,06	100,30	99,03	99,07	99,62	99,18	100,12	98,75	99,04	100,14

Unidad	lava post-IL		lava pre-IP								FP Afunahue					OP pre-IP			P1			
Nº muestra	VR1		VR15A								VR80-1					VR113-6S			VR73G (caída inicial)			
SiO ₂ roca total	53,00		53,34								56,93					bandas oscuras			55,68			
	ol5b	ol3mf	ol1c1	ol1c2	ol1b3	ol1b1	ol1b2	ol2b	ol3mf	ol4mf	ol2c	ol2b	ol3c	ol3i	ol3b	ol1mf	ol1c	ol1i	ol1b2	ol1c1	ol1b1	ol2c1
SiO ₂	38,17	36,34	37,98	38,05	38,96	38,83	38,52	38,27	35,10	37,12	36,72	36,28	37,36	37,27	37,12	36,04	38,23	37,19	36,96	37,62	37,21	37,82
TiO ₂	0,01	0,03	0,02	0,02	0,00	0,06	0,06	0,06	0,13	0,09	0,03	0,05	0,00	0,01	0,09	0,09	0,03	0,05	0,25	0,02	0,08	0,04
Al ₂ O ₃	0,02	0,04	0,00	0,03	0,07	0,03	0,04	0,04	0,18	0,06	0,02	0,03	0,02	0,01	0,04	0,03	0,00	0,02	0,63	0,03	0,05	0,02
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,07	0,00	0,05	0,04	0,02	0,05	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00
FeO*	22,74	30,80	21,90	21,48	19,31	19,83	21,23	20,92	35,89	23,88	30,04	33,12	28,20	27,52	29,47	34,03	22,49	25,25	29,00	24,55	26,58	24,12
MnO	0,29	0,47	0,40	0,34	0,32	0,27	0,31	0,34	0,57	0,46	0,55	0,46	0,51	0,51	0,51	0,51	0,36	0,40	0,48	0,41	0,35	0,36
MgO	37,96	30,41	39,65	38,80	40,85	41,53	40,28	38,87	26,10	36,23	32,79	29,59	34,47	34,24	33,10	28,59	38,62	36,54	31,68	36,42	34,59	37,39
NiO	0,10	0,05	0,06	0,09	0,10	0,12	0,09	0,09	0,04	0,05	0,04	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,06	0,05	0,02	0,02	0,01	0,01
CaO	0,26	0,35	0,21	0,25	0,18	0,19	0,21	0,19	0,46	0,36	0,18	0,21	0,13	0,19	0,21	0,30	0,20	0,22	0,45	0,24	0,26	0,19
Na ₂ O	0,03	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,11	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,02	0,01	0,20	0,00	0,01	0,01
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,05	0,00	0,04	0,00	0,02	0,01
P ₂ O ₅	0,08	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,16	0,25	0,06	0,08	0,02	0,06	0,08	0,19	0,04	0,10	0,15	0,01	0,04	0,05
Total	99,68	98,59	100,31	99,05	99,85	100,89	100,80	98,93	98,86	98,55	100,45	99,86	100,72	99,82	100,68	99,83	100,12	99,86	99,86	99,35	99,19	100,02

Unidad	P1										P1											
Nº muestra	VR73G (caída inicial)			VR73Ib				VR73K			VR73Lb				VR73P							
SiO ₂ roca total	55,68			55,66				55,87			55,88				55,46							
	ol2i1	ol2b1	ol3c	ol1c	ol1b2	ol2c1	ol2b1	ol3c	ol1c	ol1i	ol1b2	ol2c	ol2b	ol1c1	ol1b1	ol2	ol3c	ol3b	ol1c1	ol1i1	ol1b1	ol1b2
SiO ₂	37,68	37,44	37,21	37,11	37,53	37,87	37,62	37,50	38,07	37,69	37,42	37,95	38,19	36,99	37,07	37,02	37,93	37,18	37,43	37,53	37,10	38,21
TiO ₂	0,05	0,02	0,07	0,05	0,09	0,03	0,05	0,09	0,02	0,07	0,00	0,00	0,04	0,02	0,03	0,02	0,00	0,02	0,02	0,03	0,01	0,04
Al ₂ O ₃	0,02	0,03	0,01	0,05	0,42	0,02	0,27	0,03	0,02	0,01	0,06	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,02	0,01
FeO*	24,36	25,41	26,56	25,16	26,88	24,98	25,35	25,48	23,47	24,23	23,96	24,88	24,01	25,56	25,49	25,74	24,80	26,79	23,38	24,31	23,86	24,58
MnO	0,40	0,37	0,44	0,41	0,41	0,46	0,40	0,42	0,38	0,32	0,35	0,39	0,37	0,38	0,49	0,44	0,38	0,36	0,31	0,41	0,36	0,40
MgO	36,94	36,16	34,86	36,04	33,55	35,98	34,82	34,96	37,34	36,98	37,46	36,56	36,10	35,52	36,44	34,10	36,10	34,90	37,49	36,36	37,59	35,63
NiO	0,03	0,04	0,00	0,05	0,00	0,02	0,05	0,02	0,03	0,10	0,07	0,05	0,02	0,04	0,03	0,01	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,02
CaO	0,15	0,19	0,24	0,27	0,36	0,14	0,37	0,27	0,23	0,27	0,17	0,21	0,25	0,21	0,24	0,27	0,17	0,30	0,19	0,25	0,19	0,19
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,03	0,08	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,05
K ₂ O	0,03	0,01	0,00	0,03	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03
P ₂ O ₅	0,02	0,07	0,25	0,19	0,30	0,00	0,13	0,22	0,01	0,00	0,02	0,03	0,01	0,05	0,01	0,00	0,04	0,10	0,02	0,01	0,00	0,00
Total	99,69	99,72	99,65	99,40	99,59	99,58	99,19	99,00	99,59	99,68	99,58	100,09	99,05	98,82	99,82	97,65	99,49	99,76	98,95	98,97	99,21	99,18

Unidad	P1						P2											VR73Q1			VR6-2	
Nº muestra	VR73P						VR58-1B											VR73Q1			VR6-2	
SiO ₂ roca total	55,46						55,55											54,78			55,13	
	ol2c	ol2b	ol5c	ol6c	ol4i	ol3mf	ol1c1	ol1b1	ol2c	ol3c1	ol3b	ol3c2	ol4c1	ol4b1	ol5c1	ol5b1	ol6	ol1c	ol1b	ol2mf	ol2b	ol3c
SiO ₂	37,80	37,33	37,73	38,29	37,46	37,25	37,75	37,82	38,04	37,86	37,97	37,81	37,96	37,24	37,90	37,62	37,32	37,47	36,58	36,79	37,91	40,07
TiO ₂	0,03	0,04	0,02	0,06	0,06	0,11	0,00	0,04	0,00	0,03	0,11	0,06	0,01	0,04	0,02	0,05	0,03	0,03	0,09	0,01	0,04	0,02
Al ₂ O ₃	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,04	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,02	0,06	0,00	0,00	0,01	0,25	0,01	0,00	0,03	0,02	0,06
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03
FeO*	25,10	25,05	24,32	24,76	24,28	25,25	25,19	25,24	25,22	24,98	24,75	24,89	25,23	24,93	25,10	24,95	25,07	25,35	27,31	30,40	25,84	12,13
MnO	0,37	0,40	0,43	0,41	0,37	0,48	0,45	0,41	0,41	0,41	0,35	0,45	0,52	0,42	0,48	0,37	0,46	0,50	0,46	0,49	0,43	0,15
MgO	36,03	36,11	36,31	35,68	36,54	35,63	35,86	35,85	35,89	36,90	36,66	36,79	35,71	36,01	36,48	36,44	35,86	35,90	33,18	31,37	35,59	47,68
NiO	0,02	0,03	0,04	0,07	0,00	0,03	0,06	0,03	0,05	0,07	0,05	0,05	0,04	0,03	0,01	0,08	0,01	0,02	0,02	0,01	0,04	0,19
CaO	0,15	0,24	0,21	0,21	0,29	0,31	0,20	0,23	0,27	0,20	0,24	0,20	0,24	0,22	0,16	0,28	0,27	0,21	0,26	0,36	0,28	0,15
Na ₂ O	0,00	0,00	0,05	0,05	0,02	0,04	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,00	0,01
K ₂ O	0,00	0,03	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
P ₂ O ₅	0,15	0,19	0,10	0,00	0,00	0,08	0,05	0,02	0,01	0,06	0,00	0,07	0,03	0,01	0,07	0,00	0,01	0,11	0,13	0,06	0,05	0,03
Total	99,68	99,43	99,24	99,53	99,13	99,24	99,56	99,72	99,91	100,53	100,14	100,34	99,85	98,91	100,21	99,82	99,34	99,64	98,06	99,53	100,19	100,49

Unidad	P2						fragmentos PVDP P1				fragmentos PVDP P2										
Nº muestra	VR6-2		VR12				VR75H				VR75HR										
SiO ₂ roca total	55,13		55,08				54,98				56,01				56,73						
	ol3b	ol4b	ol1 mf	ol1c	ol1b	ol2mf	ol1c	ol1b	ol3c	ol3b	ol4c	ol4b	ol2mf	ol1c	ol1b	ol2c	ol2b	ol1c	ol1b	ol2b	ol3mf
SiO ₂	38,13	38,12	35,98	37,94	37,60	37,75	37,54	37,67	37,55	37,43	39,10	38,06	36,24	37,03	36,70	36,59	36,21	37,85	37,66	37,78	37,39
TiO ₂	0,03	0,03	0,04	0,00	0,00	0,04	0,05	0,03	0,05	0,00	0,00	0,06	0,05	0,06	0,00	0,00	0,04	0,04	0,05	0,05	0,11
Al ₂ O ₃	0,03	0,04	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,01	0,04	0,02	0,00	0,01	0,02	0,04	0,04
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01
FeO*	20,72	25,24	28,04	24,93	25,19	27,38	24,84	24,98	25,13	26,24	17,92	24,34	32,69	31,26	31,97	29,17	31,45	23,45	24,52	24,97	27,32
MnO	0,34	0,43	0,41	0,50	0,43	0,47	0,42	0,41	0,44	0,56	0,24	0,41	0,50	0,56	0,63	0,52	0,67	0,36	0,39	0,41	0,40
MgO	40,65	35,93	34,53	36,88	35,96	33,84	35,78	35,97	37,04	35,01	42,41	36,58	29,57	30,83	30,08	33,03	31,06	37,62	36,95	36,71	34,20
NiO	0,08	0,01	0,02	0,06	0,05	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,13	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	0,03	0,07	0,04	0,04	0,03
CaO	0,26	0,29	0,35	0,24	0,25	0,33	0,22	0,28	0,20	0,23	0,17	0,22	0,30	0,26	0,30	0,21	0,27	0,17	0,19	0,20	0,24
Na ₂ O	0,04	0,00	0,00	0,01	0,03	0,08	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,06	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00
K ₂ O	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,13	0,05	0,02	0,05	0,03	0,00	0,04	0,07	0,08	0,03	0,14	0,00	0,11	0,05	0,06	0,04	0,00	0,01	0,06
Total	100,31	100,14	99,57	100,61	99,56	99,98	98,93	99,42	100,53	99,57	100,06	99,83	99,59	100,06	99,88	99,62	99,79	99,70	99,87	100,24	99,80

Unidad	Chaimilla1 (depósito de caída post-Pucón)								lavas post-IP											
Nº muestra	VR73S								VR62E					CR2						
SiO ₂ roca total	53,20								52,76					52,35						
	ol1c	ol1b	ol2	ol4b	ol4c	ol5c	ol6mf	ol3mf	ol3c	ol3b	ol1c	ol1b	ol2c	ol2b	ol2c	ol2i	ol2b1	ol2b2	ol1	ol3mf
SiO ₂	38,09	38,38	38,64	38,08	38,36	38,07	36,62	37,76	40,23	37,28	36,92	36,42	37,89	36,70	39,83	38,96	37,63	37,16	36,66	36,92
TiO ₂	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,01	0,04	0,08	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,00	0,04	0,03	0,00	0,03	0,04
Al ₂ O ₃	0,04	0,03	0,04	0,01	0,00	0,03	0,15	0,09	0,02	0,04	0,05	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,01	0,05	0,04
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,03	0,00	0,02	0,02	0,03	0,13	0,06	0,02	0,04	0,04	0,00
FeO*	22,33	22,18	21,72	21,91	22,28	22,31	32,12	24,38	13,24	29,37	28,79	31,88	21,77	27,73	12,33	16,99	22,30	26,54	29,04	27,10
MnO	0,36	0,23	0,30	0,37	0,39	0,35	0,51	0,43	0,19	0,54	0,47	0,64	0,35	0,56	0,17	0,21	0,36	0,55	0,46	0,50
MgO	39,35	39,23	39,28	39,02	39,47	39,43	30,39	36,26	46,25	32,93	33,18	31,00	39,27	34,58	47,50	43,81	38,75	35,59	33,28	35,21
NiO	0,06	0,04	0,08	0,07	0,09	0,05	0,00	0,05	0,32	0,08	0,07	0,04	0,10	0,08	0,20	0,21	0,13	0,08	0,05	0,07
CaO	0,19	0,19	0,22	0,25	0,19	0,21	0,41	0,37	0,18	0,23	0,27	0,20	0,25	0,24	0,25	0,18	0,23	0,28	0,35	0,29
Na ₂ O	0,00	0,05	0,05	0,02	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00
K ₂ O	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,08	0,02	0,07	0,03	0,15	0,17	0,00	0,01	0,01	0,00	0,06	0,00	0,03	0,02	0,00	0,03	0,06	0,00
Total	100,46	100,44	100,41	99,80	100,87	100,52	100,41	99,62	100,53	100,54	99,78	100,25	99,76	99,99	100,45	100,51	99,55	100,28	100,03	100,17

Unidad	lava centros adventicios Los Nevados (<1.600 años A.P.)																					
N° muestra	VR43																					
SiO ₂ roca total	52,89																					
	ol1c1	ol1i1	ol1b1	ol2b1	ol2i	ol2c1	ol3b1	ol3c1	ol5	ol6c1	ol6i2	ol6i1	ol6b1	ol8b1	ol8i1	ol8i2	ol8i3	ol8c1	ol9c1	ol9i1	ol9i2	ol9i3
SiO ₂	37,93	36,89	35,82	35,89	38,37	38,06	35,46	36,97	37,20	39,22	39,45	39,65	37,06	36,86	37,88	39,53	39,55	39,99	39,14	39,66	39,13	39,64
TiO ₂	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,09	0,00	0,06	0,01	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	0,02	0,04	0,05	0,01	0,04	0,00	0,01	0,03	0,05	0,03	0,01	0,02	0,04	0,04	0,01	0,02	0,00	0,03	0,05	0,05	0,02	0,03
Cr ₂ O ₃	0,05	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,05	0,08	0,00	0,00	0,01	0,05	0,04	0,03	0,01	0,02	0,05	0,06
FeO*	23,70	28,44	34,87	34,23	19,97	20,02	35,76	28,10	26,14	17,10	16,76	15,59	25,84	29,60	22,44	16,03	15,48	15,61	15,74	15,58	15,14	15,62
MnO	0,38	0,46	0,63	0,58	0,35	0,39	0,63	0,44	0,46	0,29	0,23	0,27	0,46	0,46	0,37	0,26	0,25	0,31	0,24	0,29	0,30	0,24
MgO	37,91	33,57	28,08	28,66	39,97	40,20	26,83	32,59	34,91	41,98	42,98	43,52	35,19	32,11	38,18	43,05	43,97	43,64	43,75	43,78	43,51	44,07
NiO	0,06	0,04	0,06	0,05	0,09	0,08	0,00	0,03	0,05	0,08	0,13	0,10	0,05	0,07	0,05	0,11	0,13	0,14	0,13	0,20	0,14	0,14
CaO	0,27	0,25	0,28	0,31	0,21	0,20	0,32	0,24	0,31	0,19	0,26	0,22	0,22	0,21	0,22	0,23	0,20	0,22	0,19	0,18	0,20	0,26
Na ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
P ₂ O ₅	0,10	0,06	0,00	0,00	0,01	0,04	0,06	0,07	0,12	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	100,43	99,78	99,86	99,81	99,00	99,06	99,11	98,51	99,28	98,98	99,92	99,54	98,87	99,45	99,22	99,38	99,65	100,01	99,26	99,74	98,51	100,09

Unidad	lavas Los Nevados (<1.600 años A.P.)				lava centros adventicios Chaillupén (<1.600 años A.P.)											
N° muestra	VR43				VR41				VR44							
SiO ₂ roca total	52,89				52,77				53,61							
	ol9b1	ol9b2	ol4mf	ol7mf	ol1c1	ol2c	ol1b1	ol1i1	ol2c1	ol2b3	ol2b1	ol2b2	ol3c	ol4c	ol5c1	ol5i1
SiO ₂	38,00	37,47	35,01	35,42	38,17	37,70	37,22	38,31	38,09	38,95	38,11	36,01	38,28	37,32	38,40	38,07
TiO ₂	0,00	0,00	0,07	0,04	0,04	0,15	0,02	0,06	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00
Al ₂ O ₃	0,01	0,03	0,04	0,01	0,02	0,06	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,01	0,04	0,05	0,01	0,05
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,05
FeO*	21,32	23,99	36,73	38,44	24,20	26,11	25,13	21,91	22,43	20,33	23,56	32,00	24,02	26,73	22,00	23,92
MnO	0,31	0,35	0,61	0,72	0,44	0,39	0,43	0,34	0,35	0,32	0,39	0,54	0,38	0,40	0,35	0,41
MgO	38,81	34,76	26,11	24,90	36,48	35,67	36,16	38,60	38,44	39,64	37,06	29,83	36,99	34,24	38,49	36,28
NiO	0,08	0,10	0,07	0,03	0,05	0,06	0,04	0,08	0,05	0,06	0,03	0,05	0,07	0,04	0,06	0,04
CaO	0,25	0,29	0,32	0,29	0,26	0,37	0,42	0,24	0,24	0,23	0,31	0,21	0,32	0,27	0,26	0,28
Na ₂ O	0,00	0,20	0,02	0,02	0,02	0,00	0,06	0,04	0,00	0,05	0,04	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,05	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00
P ₂ O ₅	0,04	0,01	0,01	0,06	0,10	0,31	0,00	0,04	0,02	0,06	0,06	0,09	0,03	0,10	0,24	0,12
Total	98,82	97,25	99,02	99,94	99,78	100,84	99,48	99,67	99,68	99,68	99,64	98,79	100,14	99,19	99,87	99,22

OXIDOS DE FE-TI

Unidad	domo									pre-IL	IL (caída inicial)		IL									
N° muestra	G2A									VR62-1	VR62A1		VR5-3b		VR5-3a				VR5-2			
SiO ₂ roca total	64,64									55,92	57,43		57,05		55,35				55,53			
	op1c	op1b	op2c	op3c	op4c	op8mf	op5c	op6c	op7c	op1mf	op1c	op2c	op1c	op1b	op1b	op2c	op2b	op1c	op1c	op1b	op2mf	op3
SiO ₂	0,06	0,09	0,05	0,09	0,06	0,25	0,02	0,00	0,05	0,19	0,11	0,02	0,10	0,06	0,10	0,08	0,14	0,07	0,13	0,11	0,20	0,09
TiO ₂	15,35	15,68	15,33	15,25	15,71	17,99	47,96	47,58	47,94	14,77	17,89	17,91	17,22	14,16	17,39	17,91	17,87	18,75	10,75	11,02	10,57	14,49
Al ₂ O ₃	2,61	2,48	2,69	2,58	2,59	1,16	0,27	0,33	0,30	2,02	2,43	1,68	2,06	2,85	2,19	1,77	2,14	1,77	3,97	3,89	3,84	2,39
Cr ₂ O ₃	0,04	0,04	0,02	0,10	0,06	0,04	0,03	0,00	0,00	0,08	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,06	0,06	0,02	0,02
FeO*	74,92	75,13	74,37	73,31	74,41	74,10	47,05	47,46	47,98	74,67	71,47	72,31	73,17	73,85	72,49	72,26	71,88	72,48	75,44	74,95	74,35	73,67
MnO	0,56	0,62	0,62	0,58	0,53	0,67	0,64	0,58	0,70	0,30	0,62	0,54	0,59	0,44	0,56	0,64	0,54	0,58	0,21	0,36	0,30	0,43
MgO	2,60	2,11	2,52	3,07	2,18	0,64	3,46	3,27	3,17	0,42	2,55	3,34	2,93	3,17	2,17	2,08	2,11	1,97	3,40	3,38	3,38	3,52
NiO	0,01	0,00	0,04	0,03	0,01	0,01	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,03	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,02	
CaO	0,04	0,02	0,01	0,12	0,00	0,05	0,02	0,01	0,25	0,18	0,13	0,00	0,02	0,07	0,12	0,10	0,12	0,01	0,09	0,19	0,24	0,06
Na ₂ O	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,05	0,00	0,04	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,06	0,05	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	96,22	96,23	95,67	95,16	95,55	94,95	99,55	99,25	100,43	92,74	95,20	95,89	96,11	94,64	95,11	94,87	94,82	95,66	94,09	94,02	92,89	94,69

Unidad	IL				post-IL	FP Afunahue			OP pre-IP				P1	P2								
N° muestra	VR5-1		VR4		VR1	VR80-1			VR113-6S		VR113-6B		VR73G	VR73Q1				VR6-2				VR12
SiO ₂ roca total	56,21		55,80		53,00	56,93			bandas oscuras		bandas claras		55,68	54,78				55,13				55,08
	op1c	op1b	op3mf	op4c	op2mf	op1mf	op2mf	op3	op3 (xc)	op1c	op2c	op4c	op1mf	op5 (xv)	op1c	op1b	op3mf	op4 (xp)	op1 (xp)	op2mf	op3mf	op2mf
SiO ₂	0,10	0,20	0,22	0,09	0,17	0,15	0,30	0,18	0,75	0,11	0,10	0,09	0,55	0,12	0,18	0,16	0,98	0,12	0,04	0,12	0,22	0,26
TiO ₂	10,75	10,89	11,96	19,20	15,50	11,07	12,32	10,32	3,16	13,23	13,22	13,83	12,02	19,48	11,82	12,18	14,44	49,47	0,17	11,75	12,99	11,80
Al ₂ O ₃	4,04	3,98	3,41	1,27	2,23	3,98	3,45	4,13	2,77	3,30	3,09	2,93	2,92	1,88	3,94	3,65	3,18	0,20	0,06	3,80	3,50	3,64
Cr ₂ O ₃	0,08	0,13	0,22	0,00	0,08	0,03	0,09	0,07	0,03	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,00	0,07	0,08	0,12	0,24	0,04
FeO*	73,19	75,69	73,09	72,22	72,34	75,57	75,48	75,37	79,13	74,76	74,27	73,99	73,56	71,93	73,76	74,02	70,19	45,41	90,78	74,60	73,68	74,11
MnO	0,29	0,26	0,34	0,88	0,43	0,27	0,27	0,32	0,57	0,50	0,45	0,48	0,33	0,66	0,40	0,35	0,40	2,03	0,11	0,35	0,31	0,29
MgO	3,27	2,39	2,35	2,47	0,70	1,94	1,34	2,50	4,01	3,14	3,04	2,92	3,11	2,33	3,06	3,23	2,94	1,77	0,00	1,49	1,16	2,25
NiO	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,05	0,02	0,00	0,04	0,01	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04
CaO	0,09	0,21	0,22	0,00	0,18	0,25	0,19	0,31	0,14	0,07	0,03	0,07	0,23	0,02	0,00	0,03	0,19	0,06	0,00	0,20	0,32	0,13
Na ₂ O	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02
K ₂ O	0,03	0,05	0,05	0,00	0,02	0,01	0,04	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,06	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,09	0,03	0,01
Total	91,86	93,81	91,89	96,16	91,66	93,26	93,48	93,22	90,70	95,16	94,25	94,34	92,84	96,48	93,23	93,67	92,47	99,21	91,30	92,57	92,48	92,62

Unidad	P2	fragmentos PVDP P1				fragmentos PVDP P2				lavas post-IP				lava Los Nevados (<1.600 años A.P.)				lava Chaillupén (<1.600 años A.P.)			
N° muestra	VR75H	CR1		VR75HR		VR62E		CR2		VR43				VR44							
SiO ₂ roca total	54,98	56,01		56,73		52,76		52,35		52,89				53,61							
	op1mf	op1 mf	op2c	op2b	op2mf	op1mf	op2	op2	op3 mf	op2 mf				op2							
SiO ₂	0,15	0,33	0,09	0,17	0,24	0,12	0,10	0,13	0,16	0,14				0,83							
TiO ₂	15,49	14,20	13,80	13,68	15,03	17,57	49,85	13,88	14,48	19,58				10,01							
Al ₂ O ₃	2,96	0,88	2,39	2,33	2,99	1,17	0,04	4,32	1,98	1,65				4,05							
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,08	0,07	0,16	0,03	0,07				0,43							
FeO*	71,89	74,59	75,09	74,59	71,32	72,23	41,92	72,21	74,77	71,67				72,50							
MnO	0,51	0,43	0,39	0,37	0,44	0,40	0,56	0,41	0,49	0,55				0,45							
MgO	2,38	0,42	2,22	2,22	2,81	1,94	2,08	2,44	1,62	0,93				3,39							
NiO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,05	0,06	0,00				0,02							
CaO	0,26	0,21	0,11	0,14	0,18	0,24	0,41	0,16	0,18	0,13				0,84							
Na ₂ O	0,04	0,06	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00				0,00							
K ₂ O	0,00	0,05	0,04	0,02	0,02	0,00	0,01	0,03	0,02	0,01				0,00							
P ₂ O ₅	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01				0,02							
Total	93,74	91,18	94,16	93,53	93,19	93,75	95,06	93,81	93,79	94,74				92,54							

ESPINELAS CON CROMO

Unidad	IL		post-IL	lava pre-IP		P1				lavas post-IP				lava Los Nevados	
N° muestra	VR4		VR1	VR15A		VR73lb				VR62E		CR2		VR43	
SiO ₂ roca total	55,80		53,00	53,34		55,66				52,76		52,35		52,89	
	op1	op2	op6mf	op1	op2	op1c1	op1c2	op1b1	op1b2	op3c1	op3c2	op1c	op1b	op1c	op1b2
SiO ₂	0,06	0,10	0,10	0,09	0,07	0,05	0,02	0,35	0,06	0,08	0,08	0,00	0,06	0,08	0,12
TiO ₂	0,35	0,51	8,52	4,61	4,54	1,03	1,03	6,37	4,23	12,12	12,86	2,01	3,71	1,18	7,21
Al ₂ O ₃	23,77	29,67	4,07	10,09	10,28	22,43	21,86	6,11	8,06	1,58	1,45	9,20	8,23	21,24	4,80
Cr ₂ O ₃	35,81	28,45	9,45	20,44	20,93	31,62	31,31	11,74	19,66	11,06	8,87	36,88	25,31	32,27	16,00
FeO*	23,80	25,57	67,96	50,13	51,02	33,17	34,32	64,79	56,52	68,30	69,96	42,09	51,54	33,81	63,80
MnO	0,26	0,24	0,30	0,31	0,32	0,31	0,28	0,29	0,31	0,34	0,33	0,41	0,37	0,35	0,37
MgO	12,88	13,38	1,80	6,90	6,71	9,74	8,94	4,29	4,91	1,87	1,80	5,43	4,53	8,23	2,14
NiO	0,10	0,07	0,03	0,11	0,02	0,09	0,05	0,04	0,03	0,06	0,01	0,10	0,09	0,08	0,01
CaO	0,02	0,13	0,08	0,04	0,10	0,08	0,04	0,13	0,09	0,06	0,00	0,00	0,05	0,06	0,09
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,00	0,05	0,05
K ₂ O	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Total	97,06	98,17	92,35	92,72	94,03	98,54	97,88	94,14	93,88	95,51	95,39	96,15	93,93	97,36	94,59

VIDRIO MASA FUNDAMENTAL

Unidad	IL (caída inicial)			IL					OP pre-IP				P1									
Nº muestra	VR62A1			VR5-3b			VR5-2			VR4		VR113-6B				VR73G (caída inicial)						
SiO ₂ roca total	57,43			57,05			55,53			55,80		63,40 (bandas claras)				55,68						
SiO ₂	59,06	59,06	58,58	60,05	62,35	58,81	59,56	58,68	60,17	58,71	58,90	64,35	63,03	65,60	64,95	65,36	66,40	57,56	58,24	57,70	59,00	58,57
TiO ₂	1,80	1,52	1,38	1,12	1,65	1,20	1,42	1,53	1,42	1,52	1,70	0,90	1,14	1,15	1,16	1,11	1,04	1,93	1,76	2,04	2,00	1,80
Al ₂ O ₃	14,64	15,25	15,13	15,77	14,45	15,48	14,69	13,73	15,42	14,87	13,98	15,23	15,01	15,27	15,03	15,51	15,40	14,01	12,49	13,61	12,76	13,29
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	-	-	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,01	0,00
FeO*	9,80	9,51	9,70	10,73	8,21	10,16	10,31	11,76	9,73	10,76	11,23	6,67	7,86	5,98	6,21	6,04	5,91	11,00	11,87	11,01	11,40	9,70
MnO	0,18	0,14	0,20	0,19	0,30	0,14	0,14	0,22	0,11	0,19	0,23	0,18	0,16	0,18	0,11	0,14	0,14	0,21	0,17	0,21	0,24	0,24
MgO	2,24	3,00	2,45	1,32	1,32	2,44	2,42	2,15	2,18	2,41	2,14	1,69	1,89	1,71	1,55	1,55	1,60	2,07	2,24	2,01	2,24	2,93
NiO	-	-	-	-	-	-	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	-	-	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
CaO	5,90	6,74	6,47	5,07	5,44	6,20	5,55	5,30	5,18	5,66	5,75	4,12	4,35	4,24	4,00	4,37	4,21	6,55	5,92	5,95	5,94	6,22
Na ₂ O	4,32	3,31	4,06	3,54	3,97	4,10	3,99	2,22	2,27	2,28	2,34	2,80	2,61	1,66	2,14	3,27	2,22	3,20	2,88	3,22	2,86	3,54
K ₂ O	1,09	0,91	0,88	1,39	1,56	1,04	1,25	1,87	2,00	1,70	1,87	2,38	2,01	1,89	1,54	1,67	1,83	1,34	1,54	1,48	1,60	1,36
P ₂ O ₅	0,68	0,79	0,75	0,25	0,36	0,31	0,30	0,20	0,29	0,16	0,25	0,17	0,13	0,38	0,36	0,53	0,41	0,48	0,67	0,36	0,27	0,49
Total	99,71	100,24	99,61	99,43	99,59	99,88	99,64	97,67	98,79	98,26	98,41	98,50	98,18	98,10	97,04	99,55	99,16	98,33	97,80	97,64	98,37	98,14

Unidad	P1										P2											
Nº muestra	VR73lb					VR73P					VR73Q1											
SiO ₂ roca total	55,66					55,46					54,78											
SiO ₂	56,19	56,96	56,91	56,85	56,23	56,84	55,97	56,69	56,93	56,28	54,96	55,44	55,91	55,75	56,35	55,53	55,24	55,28	55,03	55,21	61,95	61,52
TiO ₂	1,36	1,29	1,46	1,46	1,36	1,50	1,37	1,45	1,42	1,37	1,37	1,42	1,34	1,50	1,35	1,29	1,51	1,50	1,43	1,53	1,10	1,01
Al ₂ O ₃	15,25	15,68	15,59	15,58	15,43	15,36	15,93	16,07	15,83	15,78	14,97	15,53	14,37	15,03	15,34	15,19	15,15	15,19	15,21	14,85	15,94	16,57
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	10,82	9,31	9,29	10,24	9,81	9,32	8,71	9,22	9,12	9,43	10,71	9,49	11,23	9,61	9,25	10,20	9,80	9,80	9,64	10,31	7,21	6,18
MnO	0,22	0,17	0,17	0,19	0,20	0,13	0,21	0,23	0,17	0,17	0,22	0,21	0,22	0,09	0,17	0,20	0,12	0,16	0,12	0,16	0,16	0,10
MgO	3,56	4,02	3,73	3,54	3,95	3,79	3,81	3,96	4,00	3,59	3,52	3,68	3,80	3,70	3,56	3,77	2,70	3,63	3,50	3,67	1,34	1,36
NiO	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	7,57	7,75	7,47	7,19	7,54	7,55	7,95	7,98	7,81	7,46	8,11	7,52	6,69	7,30	7,20	7,14	7,41	7,24	7,16	7,33	5,47	5,21
Na ₂ O	4,12	4,13	3,93	4,29	4,04	4,18	4,29	4,23	4,24	3,29	3,34	3,29	3,30	4,07	3,73	3,71	2,45	3,75	3,79	3,57	3,73	4,41
K ₂ O	0,59	0,61	0,68	0,64	0,65	0,61	0,71	0,64	0,66	1,11	1,02	1,06	1,12	1,01	1,11	1,04	1,15	0,90	0,97	0,92	1,52	1,85
P ₂ O ₅	0,23	0,25	0,10	0,25	0,39	0,27	0,24	0,11	0,35	0,28	0,11	0,21	0,22	0,27	0,37	0,36	0,29	0,23	0,29	0,23	0,36	0,35
Total	99,91	100,17	99,35	100,23	99,63	99,56	99,18	100,59	100,53	98,78	98,32	97,85	98,20	98,34	98,44	98,43	95,82	97,67	97,12	97,78	98,78	98,55

Unidad	P2			Chaimilla1				lavas post-IP							
Nº muestra	VR73Q1			VR75H				VR73S				VR62E		CR2	
SiO ₂ roca total	54,78			54,98				53,20				52,76		52,35	
SiO ₂	61,93	61,41	63,39	62,04	62,10	62,02	62,47	55,85	76,47	75,83	75,79	72,46	74,63		
TiO ₂	1,33	1,55	1,18	1,21	1,24	1,47	1,34	1,53	1,02	0,87	0,76	0,96	0,77		
Al ₂ O ₃	14,43	14,99	15,14	14,81	14,99	15,14	15,02	15,01	11,57	12,05	12,33	12,26	12,29		
Cr ₂ O ₃	-	-	0,09	0,03	0,00	0,00	0,07	0,04	0,07	0,05	0,00	0,01	0,02		
FeO*	8,60	8,34	8,10	7,79	7,71	8,05	7,62	9,78	0,96	0,90	0,95	1,17	1,13		
MnO	0,12	0,20	0,23	0,19	0,15	0,10	0,16	0,12	0,02	0,03	0,02	0,00	0,07		
MgO	1,83	1,93	1,48	1,54	1,68	1,45	1,66	4,29	0,03	0,05	0,09	0,05	0,10		
NiO	-	-	0,06	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00		
CaO	5,23	4,95	4,42	4,62	4,60	4,62	4,45	7,24	0,27	0,30	0,65	2,85	1,50		
Na ₂ O	3,50	3,50	2,53	2,67	3,57	2,47	3,04	3,28	1,35	1,97	2,34	1,40	1,88		
K ₂ O	1,47	1,79	1,57	1,77	1,82	1,52	1,51	1,18	5,29	5,56	5,42	4,13	3,93		
P ₂ O ₅	0,36	0,44	0,33	0,48	0,40	0,40	0,53	0,21	0,05	0,42	0,07	1,98	1,14		
Total	98,80	99,09	98,50	97,16	98,27	97,24	97,86	98,55	97,13	98,01	98,42	97,30	97,45		

- Abreviaciones**
- IL ignimbrita Licán
 - FP flujo piroclástico
 - OP oleada piroclástica
 - IP ignimbrita Pucón
 - P1 unidad inferior de IP
 - P2 unidad superior de IP
 - xc xenocristal
 - x xenolito
 - xv xenolito volcánico
 - xp xenolito plutónico
 - PVDP poco vesicular con disyunción prismática
 - c centro
 - i intermedio
 - b borde
 - mf masa fundamental

VOLCAN LLAIMA

FELDESPATOS

Unidad	Llaima Ancestral								grupo básico IC														
N° muestra	LL32								LL29-4												LL17-1		
SiO ₂ roca total	55,01								51,44												52,89		
	pl1c	pl1b	pl3c	pl3i	pl3b	pl4mf	pl2mf		pl1	pl2c	pl2b	pl7c	pl7b	pl3 (xp)	pl4 (xp)	pl5 (xp)	pl6 (xp)	pl8c (xp)	pl8b (xp)	pl9mf	pl10 (xp)	pl1	pl5c
SiO ₂	53,52	53,60	49,64	53,19	55,07	56,36	56,18		53,46	48,92	49,09	53,56	54,71	63,64	66,53	55,33	67,99	60,14	58,66	61,73	59,62	48,98	45,82
TiO ₂	0,14	0,02	0,02	0,05	0,06	0,12	0,10		0,12	0,00	0,06	0,00	0,14	0,60	0,04	0,06	0,03	0,02	0,02	0,07	0,10	0,01	0,03
Al ₂ O ₃	28,31	28,43	31,29	28,62	27,63	25,69	26,26		28,21	31,51	31,26	29,05	28,37	21,65	20,75	27,19	20,25	25,02	25,64	23,68	24,93	32,05	33,23
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO _t	0,93	1,02	0,86	0,85	0,95	1,24	1,23		1,22	0,71	0,79	0,58	1,04	1,32	0,20	0,93	0,31	0,40	0,38	0,73	0,74	0,84	0,52
MnO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,02		0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
MgO	0,12	0,08	0,08	0,13	0,10	0,09	0,07		0,28	0,09	0,07	0,07	0,19	0,06	0,00	0,11	0,10	0,04	0,04	0,01	0,07	0,20	0,06
NiO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00		0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
CaO	11,58	11,70	14,94	12,31	10,69	9,35	9,51		11,82	15,40	15,37	12,31	11,98	4,55	1,59	10,86	0,53	7,33	8,06	5,86	7,68	15,82	17,81
Na ₂ O	4,72	4,76	3,07	4,66	5,18	5,96	6,07		4,51	2,69	2,71	4,49	4,77	8,80	10,84	5,21	11,40	7,57	6,83	8,42	7,35	2,73	1,56
K ₂ O	0,17	0,18	0,06	0,12	0,18	0,19	0,30		0,13	0,04	0,09	0,09	0,14	0,46	0,09	0,25	0,24	0,16	0,30	0,14	0,27	0,08	0,03
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,12	0,00		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,03
Total	99,51	99,81	99,97	99,95	99,92	99,16	99,74		99,79	99,41	99,44	100,17	101,35	101,11	100,07	100,03	100,88	100,67	99,94	100,66	100,80	100,71	99,09

Unidad	grupo básico IC																					
N° muestra	LL17-1									LL17-2												
SiO ₂ roca total	52,89									52,90												
	pl5i	pl5b	pl0mf	pl4mf	pl2c (xv)	pl2b(xv)	pl3mf(xv)	pl6(xp)	pl7 (xp)	kfs (xp)	kfs (xp)	kfs (xp)	pl6	pl2c	pl2b	pl8c	pl8b	pl4mf	pl1	pl3 (xp)	pl5 (xp)	pl10 (xp)
SiO ₂	46,63	44,97	53,52	53,46	52,74	51,61	53,79	45,85	52,55	64,83	65,49	65,79	52,73	45,78	51,85	45,57	46,18	53,70	53,30	59,30	57,60	67,91
TiO ₂	0,00	0,00	0,06	0,13	0,01	0,07	0,03	0,06	0,06	0,00	0,03	0,00	0,07	0,00	0,11	0,00	0,01	0,12	0,10	0,04	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	33,52	33,96	28,13	28,30	29,62	29,68	28,33	34,07	29,09	18,61	19,23	18,78	29,10	32,95	29,00	33,96	33,43	28,28	28,32	24,69	25,41	19,54
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00
FeO _t	0,56	0,52	1,28	1,15	0,76	1,01	0,97	0,51	0,76	0,05	0,18	0,52	0,68	0,57	1,04	0,59	0,77	1,18	1,39	0,51	0,28	0,08
MnO	0,04	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,04	0,01
MgO	0,08	0,08	0,19	0,20	0,17	0,18	0,13	0,06	0,08	0,01	0,06	0,26	0,08	0,13	0,15	0,05	0,07	0,16	0,21	0,43	0,04	0,00
NiO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	17,48	18,49	11,94	11,81	13,49	13,57	12,16	17,93	12,37	0,00	0,15	0,41	13,19	17,84	12,99	18,42	18,08	12,14	12,13	8,36	8,68	0,67
Na ₂ O	1,61	1,02	4,80	4,88	4,02	3,92	4,65	1,26	4,67	1,97	5,16	5,56	4,22	1,55	4,10	1,07	1,33	4,63	4,41	5,92	6,70	10,52
K ₂ O	0,03	0,00	0,10	0,11	0,17	0,11	0,21	0,04	0,10	14,44	9,53	8,49	0,08	0,01	0,09	0,03	0,03	0,09	0,10	0,65	0,39	1,24
P ₂ O ₅	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,06	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05	0,09
Total	99,98	99,12	100,06	100,12	101,04	100,21	100,26	99,88	99,73	99,98	99,85	99,84	100,17	98,87	99,37	99,75	99,95	100,36	99,95	99,90	99,22	100,05

Unidad	grupo básico IC												grupo ácido IC									
N° muestra	LL17-2												LL35-1									
SiO ₂ roca total	52,90												54,08									
	kfs (xp)	kfs (xp)	pl6c	pl6i	pl6b	pl7c	pl7b2	pl2mf	pl3mf	pl5mf	pl4 (xp)	kfs (xp)	kfs (xp)	pl1b	pl1c	pl2c	pl2b	pl0c	pl6mf	pl3 (x)	pl4 (x)	pl5 (xp)
SiO ₂	66,02	65,61	49,75	52,28	51,83	60,10	57,97	54,01	54,55	54,24	67,47	66,85	67,19	55,80	56,40	56,59	55,33	56,05	56,04	55,89	67,31	63,08
TiO ₂	0,00	0,00	0,08	0,05	0,03	0,03	0,02	0,10	0,13	0,08	0,02	0,03	0,00	0,05	0,12	0,08	0,06	0,08	0,13	0,07	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	17,79	18,34	31,19	28,95	29,48	24,01	24,91	26,73	26,96	28,43	20,02	19,09	18,93	26,96	26,88	26,55	27,33	26,80	26,66	26,80	20,18	22,15
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,07	0,00	0,03	0,00	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00
FeO _t	0,04	0,12	0,61	0,65	0,67	0,47	0,74	1,49	1,59	0,67	0,10	0,24	0,23	0,96	1,06	0,52	0,81	0,80	0,97	1,00	0,11	0,41
MnO	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,08	0,00	0,05	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,07
MgO	0,01	0,04	0,08	0,13	0,06	0,03	0,28	0,28	0,21	0,05	0,00	0,01	0,01	0,08	0,09	0,09	0,09	0,07	0,11	0,05	0,01	0,00
NiO	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
CaO	0,02	0,06	15,24	12,70	12,87	6,57	8,32	11,33	11,34	11,49	0,84	0,63	0,74	10,47	10,38	9,61	10,64	10,28	10,33	9,99	1,13	3,97
Na ₂ O	0,64	2,85	3,05	4,41	4,05	7,99	6,32	4,94	5,11	4,74	10,83	8,16	9,33	5,49	5,59	6,14	5,34	5,63	5,77	5,92	10,85	8,67
K ₂ O	15,92	12,74	0,06	0,08	0,10	0,41	0,44	0,11	0,25	0,17	0,67	4,56	2,76	0,15	0,12	0,16	0,13	0,13	0,12	0,20	0,47	1,23
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,05	0,01	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,08	0,00	0,07	0,05	0,06	0,09
Total	100,48	99,77	100,07	99,27	99,09	99,65	99,09	99,05	100,21	99,95	99,95	99,63	99,21	100,08	100,72	99,75	99,82	99,85	100,25	100,00	100,17	99,68

Unidad	grupo ácido IC																													
Nº muestra	LL35-1										LL35-2										LL29-7A									
SiO ₂ roca total	57,615										56,17										58,45									
	Kfs (xp)	pl0	pl1c	pl1b	pl2c	pl2b	pl3b	pl4mf	pl5 (xp)	kfs (xp)	kfs (xp)	pl6 (xp)	pl1c	pl1b	pl2c	pl2b	pl4	pl4	pl4	pl3c(xc)	pl3i	pl3b								
SiO ₂	65,78	54,88	54,35	57,39	55,09	54,23	55,74	56,45	68,26	66,00	65,99	68,47	55,05	55,45	54,92	54,52	55,02	55,68	56,12	62,73	55,32	55,72								
TiO ₂	0,00	0,09	0,09	0,26	0,05	0,09	0,10	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,10	0,06	0,05	-	-	-	0,02	0,04	0,10								
Al ₂ O ₃	18,14	27,34	27,65	25,62	27,99	27,54	27,51	24,91	20,18	18,43	18,38	20,00	28,21	27,72	27,62	27,85	27,96	26,89	24,79	23,55	27,44	27,50								
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	-	-	-	0,00	0,00	0,03								
FeO*	0,14	1,07	1,08	1,43	0,88	0,66	0,85	1,44	0,09	0,06	0,05	0,05	0,78	0,90	0,67	0,74	1,25	1,02	2,03	0,33	0,58	0,73								
MnO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00								
MgO	0,00	0,13	0,16	0,15	0,12	0,09	0,08	0,15	0,00	0,01	0,00	0,01	0,09	0,12	0,09	0,11	0,13	0,12	0,38	0,02	0,10	0,09								
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	-	-	-	0,00	0,00	0,00								
CaO	0,04	11,22	11,43	9,29	11,19	11,46	10,42	9,49	0,85	0,00	0,05	0,78	11,63	10,91	11,23	11,40	10,66	10,60	9,61	5,92	10,85	10,81								
Na ₂ O	3,32	5,17	4,90	5,72	5,14	5,16	5,48	5,96	10,79	1,58	1,99	10,54	5,03	5,35	5,17	5,13	5,44	5,62	5,90	8,22	5,31	5,55								
K ₂ O	12,34	0,17	0,13	0,23	0,16	0,14	0,13	0,22	0,42	14,82	14,26	0,95	0,10	0,15	0,13	0,11	0,13	0,17	0,21	0,34	0,11	0,13								
P ₂ O ₅	0,04	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-								
Total	99,80	100,10	99,84	100,09	100,62	99,37	100,32	98,81	100,58	100,90	100,76	100,79	101,01	100,74	99,92	99,97	100,62	100,09	99,04	101,14	99,77	100,66								

Unidad	grupo ácido IC															depósito pliniano post-IC (riodacita)						
Nº muestra	LL29-7A					LL9-1										LL17H						
SiO ₂ roca total	58,45					57,49										69,40						
	pl3 (xc)	pl5c	pl5m	pl5b	pl6mf	pl1c	pl1b	pl5	pl7c (xc)	pl7b	pl8c	pl8b	pl9mf	pl2 (x)	pl3 (x)	pl4 (x)	pl6 (xp)	pl1b2	pl2c	pl2b	pl3c	pl3b
SiO ₂	62,87	52,76	56,03	54,49	58,30	56,99	56,94	52,44	61,87	56,21	58,90	56,51	53,89	59,47	59,52	56,16	56,79	60,22	59,74	60,72	60,67	60,35
TiO ₂	0,00	0,09	0,07	0,06	0,15	0,07	0,10	0,06	0,07	0,08	0,04	0,06	0,11	0,00	0,06	0,09	0,11	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	23,70	29,40	27,51	28,11	25,63	27,22	27,20	29,22	24,58	27,62	26,14	27,39	29,09	24,98	25,06	27,08	27,06	23,99	25,32	24,37	24,68	24,44
Cr ₂ O ₃	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01
FeO*	0,39	0,69	0,53	0,62	1,21	0,80	0,85	0,95	0,36	0,78	0,33	0,50	1,08	0,33	0,87	1,17	0,95	0,37	0,22	0,30	0,26	0,29
MnO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,03	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01
MgO	0,02	0,12	0,06	0,08	0,14	0,11	0,13	0,12	0,03	0,11	0,05	0,04	0,08	0,03	0,06	0,22	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00
CaO	5,79	12,51	10,49	11,22	8,96	10,43	10,06	12,97	6,58	10,49	8,70	10,40	12,48	7,33	7,99	10,73	9,67	6,61	7,69	6,59	6,64	6,86
Na ₂ O	8,16	4,46	5,72	5,27	6,25	5,67	5,75	3,99	7,89	5,74	6,47	5,68	4,32	7,39	6,79	5,42	5,77	7,91	7,39	7,72	7,86	7,63
K ₂ O	0,34	0,05	0,13	0,16	0,18	0,17	0,19	0,07	0,26	0,14	0,16	0,13	0,28	0,22	0,31	0,13	0,22	0,19	0,18	0,17	0,19	0,18
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	101,32	100,16	100,54	100,01	100,84	101,49	101,22	99,85	101,63	101,19	100,78	100,73	101,33	99,77	100,66	101,03	100,64	99,37	100,59	99,93	100,34	99,80

Unidad	depósito pliniano post-IC (riodacita)				depósito pliniano post-IC (andesita)														lava post-IC			
Nº muestra	LL17H				LL17I														LL30-1			
SiO ₂ roca total	69,40				61,52														53,34			
	pl4c	pl4b	pl3c	pl3b	pl1c	pl1b1	pl1b2	pl4c	pl4b	pl6c	pl6i1	pl6i2	pl6b	pl0mf	pl5mf	pl2 (xp)	pl7 (xp)	kfs (xp)	kfs (xp)	pl3c	pl3i	pl3b
SiO ₂	59,31	58,75	57,51	61,39	50,04	48,18	54,55	54,25	52,88	51,67	55,15	51,54	53,16	56,12	54,53	66,98	62,00	64,14	65,22	46,34	46,44	54,31
TiO ₂	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,07	0,12	0,04	0,08	0,07	0,05	0,10	0,08	0,15	0,12	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,06
Al ₂ O ₃	25,11	25,38	26,19	23,97	30,37	31,89	27,47	28,53	28,96	29,87	28,06	29,66	28,39	26,02	27,11	20,53	23,57	18,15	18,09	33,59	32,81	26,89
Cr ₂ O ₃	0,00	0,05	0,04	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00
FeO*	0,24	0,35	0,29	0,25	0,69	0,81	0,90	0,50	0,61	0,58	0,41	0,56	0,81	1,11	0,92	0,36	0,34	0,90	0,22	0,55	0,58	0,87
MnO	0,00	0,04	0,00	0,03	0,02	0,04	0,05	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
MgO	0,03	0,03	0,01	0,00	0,09	0,08	0,14	0,07	0,09	0,07	0,07	0,08	0,13	0,21	0,14	0,02	0,03	0,10	0,00	0,07	0,08	0,12
NiO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
CaO	7,64	7,98	8,89	6,00	14,60	16,17	11,20	11,70	12,21	13,54	11,16	13,33	11,93	9,83	10,99	1,45	5,33	0,01	0,08	17,82	17,32	10,76
Na ₂ O	7,33	7,11	6,63	8,26	3,32	2,43	5,18	5,11	4,73	4,15	5,29	4,12	4,85	5,96	5,35	11,20	8,20	2,67	2,81	1,36	1,59	5,27
K ₂ O	0,16	0,15	0,18	0,25	0,02	0,03	0,12	0,06	0,09	0,06	0,07	0,06	0,06	0,13	0,12	0,15	0,70	13,09	13,20	0,00	0,05	0,21
P ₂ O ₅	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,02	0,09	0,03	0,03	0,08	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00
Total	99,85	99,91	99,82	100,20	99,18	99,71	99,78	100,31	99,68	100,08	100,34	99,47	99,47	99,53	99,30	100,69	100,18	99,11	99,72	99,76	98,89	98,47

Unidad	lava post-IC										lava post-IC											
N° muestra	LL30-1										LL27											
SiO ₂ roca total	53,34										54,92											
	pl4c1	pl4i	pl4b	pl5c	pl5i	pl5b	pl6	pl7 (xp)	pl2mf	pl3c	pl3i	pl3b	pl4b1	pl4i1	pl4c	pl4i2	pl4b2	pl5b	pl5i	pl5c	pl6b	pl1mf
SiO ₂	46,72	48,81	47,31	46,61	47,06	47,64	52,17	65,50	55,24	48,09	48,46	54,12	51,08	52,23	52,75	45,56	52,64	53,16	48,85	45,94	50,41	54,87
TiO ₂	0,00	0,01	0,05	0,00	0,04	0,01	0,08	0,09	0,07	0,00	0,04	0,10	0,06	0,12	0,07	0,03	0,04	0,07	0,03	0,08	0,06	0,08
Al ₂ O ₃	33,44	31,54	32,38	33,56	33,08	32,00	29,27	20,64	26,19	32,24	31,93	28,15	30,46	29,01	28,67	33,09	28,66	28,52	31,34	33,62	29,75	27,88
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,02	0,00	0,05	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
FeO*	0,56	0,68	0,77	0,58	0,53	0,68	0,94	0,63	1,17	0,69	0,56	0,82	0,67	0,68	0,72	0,65	0,72	0,72	0,66	0,52	0,82	1,04
MnO	0,05	0,01	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00
MgO	0,07	0,11	0,09	0,10	0,10	0,11	0,18	0,02	0,18	0,09	0,09	0,15	0,14	0,11	0,09	0,07	0,09	0,13	0,12	0,05	0,10	0,13
NiO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01
CaO	17,50	15,98	16,85	17,92	17,17	16,43	12,74	2,59	10,14	16,93	16,15	11,57	13,72	12,71	12,09	17,63	12,74	12,37	15,06	17,82	14,21	11,50
Na ₂ O	1,55	2,59	1,89	1,46	1,62	2,23	4,13	8,70	5,68	2,20	2,66	4,85	3,69	4,24	4,62	1,55	4,31	4,42	2,87	1,43	3,49	4,97
K ₂ O	0,03	0,09	0,03	0,02	0,01	0,03	0,10	1,96	0,28	0,04	0,09	0,23	0,11	0,26	0,17	0,04	0,18	0,27	0,13	0,04	0,14	0,26
P ₂ O ₅	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05	0,06	0,00
Total	99,99	99,85	99,43	100,27	99,65	99,25	99,67	100,17	98,99	100,30	100,01	100,04	99,93	99,38	99,26	98,63	99,46	99,68	99,07	99,57	99,07	100,73

Unidad	
N° muestra	LL27
SiO ₂ roca total	54,92
	pl2mf
SiO ₂	53,53
TiO ₂	0,07
Al ₂ O ₃	27,93
Cr ₂ O ₃	0,00
FeO*	1,17
MnO	0,00
MgO	0,13
NiO	0,01
CaO	11,58
Na ₂ O	4,96
K ₂ O	0,20
P ₂ O ₅	0,05
Total	99,63

CLINOPIROXENO

Unidad	Llaima Ancestral																	grupo básico IC				
N° muestra	LL32																	LL17-1				
SiO ₂ roca total	55,01																	52,89				
	px1c	px1i3	px1i1	px1i2	px1b	px2	px9c1	px9c2	px9i1	px9i2	px9i3	px9b	px3mf	px4mf	px5	px6	px7	px8mf	px1c	px1b1	px1b2	px5
SiO ₂	49,90	49,19	49,16	49,14	49,02	51,97	48,10	47,67	48,04	50,54	47,94	48,98	52,81	52,99	51,53	52,29	52,44	51,58	52,39	51,67	52,31	50,45
TiO ₂	1,11	1,09	0,89	1,29	1,32	0,53	1,47	1,48	1,43	0,80	1,78	1,34	0,44	0,28	0,65	0,59	0,50	0,39	0,39	0,51	0,51	0,71
Al ₂ O ₃	3,26	3,58	3,40	3,63	3,70	1,43	4,10	4,46	4,49	2,89	4,79	4,04	1,07	1,07	1,53	3,41	0,90	0,67	1,89	2,01	1,96	3,03
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,27	0,18	0,26	0,00
FeO*	11,10	11,06	10,28	11,58	11,50	11,55	11,50	11,67	11,87	10,81	11,27	13,67	18,62	18,85	18,48	18,02	17,53	21,28	8,52	9,09	9,17	10,49
MnO	0,34	0,20	0,31	0,34	0,37	0,41	0,30	0,32	0,37	0,28	0,33	0,43	0,83	0,80	0,64	0,73	0,82	0,66	0,28	0,23	0,34	0,36
MgO	14,08	14,04	14,16	13,41	13,79	15,70	13,90	13,25	13,45	15,11	12,95	14,84	20,22	21,72	19,94	18,10	21,30	20,30	16,72	16,78	17,05	15,03
NiO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03
CaO	19,58	19,42	20,11	19,16	18,66	17,32	19,36	19,24	18,66	18,53	19,55	15,67	5,35	4,06	6,34	7,08	6,23	3,59	18,74	18,40	17,92	19,10
Na ₂ O	0,32	0,37	0,35	0,34	0,31	0,25	0,39	0,45	0,31	0,29	0,38	0,34	0,26	0,22	0,20	0,50	0,15	0,13	0,24	0,22	0,25	0,41
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,07	0,03	0,00	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,03	0,04	0,01	0,03	0,00	0,04	0,01	0,00	0,06	0,00	0,02	0,06	0,01	0,07	0,03	0,01	0,02	0,00	0,06	0,03	0,01
Total	99,69	99,01	98,70	98,88	98,74	99,17	99,18	98,55	98,63	99,45	99,09	99,36	99,74	100,03	99,39	100,83	99,94	98,63	99,43	99,19	99,83	99,63

Unidad	grupo básico IC																								
Nº muestra	LL17-1												LL17-2						LL17-4						LL29-4
SiO ₂ roca total	52,89												52,90						54,08						51,44
	px2mf	px2(xv)	px1c	px1b	px2c	px2i	px2b	px6c	px6b	px3mf	px4mf	px5mf	px3c	px3b	px7c	px7i1	px7i2	px7i3	px7b2	px7b3	px1mf	px2c			
SiO ₂	49,57	51,01	50,92	51,82	51,51	52,17	52,20	51,31	51,28	50,42	52,69	49,60	51,29	51,06	53,14	51,56	51,43	51,10	54,39	51,99	51,57	52,02			
TiO ₂	1,12	0,87	0,73	0,66	0,59	0,46	0,57	0,81	0,83	1,25	0,79	0,95	0,54	0,71	0,14	0,22	0,52	0,59	0,14	0,48	0,89	0,52			
Al ₂ O ₃	3,45	2,88	2,57	2,23	1,33	1,28	2,48	2,57	2,42	5,44	6,16	2,69	1,84	1,89	0,74	0,93	1,45	1,62	0,75	1,13	3,26	2,50			
Cr ₂ O ₃	0,02	0,16	0,08	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,03	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,18			
FeO*	11,87	10,41	10,48	10,28	13,22	12,40	12,61	10,91	11,22	13,79	13,49	13,80	11,46	11,60	6,56	10,19	11,19	10,57	8,08	11,09	16,84	9,48			
MnO	0,32	0,18	0,34	0,32	0,48	0,49	0,41	0,28	0,32	0,27	0,35	0,46	0,34	0,39	0,15	0,30	0,40	0,45	0,31	0,47	0,42	0,22			
MgO	14,13	16,38	14,59	14,42	13,84	12,92	12,50	14,70	14,70	14,16	13,28	14,79	14,83	14,12	15,52	15,40	14,62	14,66	16,60	14,24	17,85	15,24			
NiO	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01			
CaO	18,51	17,92	20,05	19,70	19,08	20,19	18,60	19,37	18,81	12,84	10,78	16,54	18,79	18,63	23,21	21,91	19,02	19,63	18,55	19,48	8,92	20,07			
Na ₂ O	0,30	0,28	0,34	0,28	0,26	0,28	0,43	0,34	0,38	0,56	0,94	0,29	0,29	0,26	0,35	0,35	0,33	0,30	0,27	0,37	0,38	0,35			
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,02	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,18	0,24	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,08	0,02	0,10	0,04			
P ₂ O ₅	0,00	0,03	0,00	0,06	0,00	0,04	0,08	0,00	0,02	0,04	0,04	0,09	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,09	-			
Total	99,31	100,17	100,10	99,82	100,35	100,28	99,94	100,30	100,01	98,98	98,77	99,24	99,39	98,69	99,84	100,91	99,00	98,95	99,23	99,27	100,31	100,63			

Unidad	grupo básico IC										grupo ácido IC											
Nº muestra	LL29-4					LL35-1					LL35-2					LL29-7A						
SiO ₂ roca total	51,44					57,615					56,17					58,45						
	px2b	px3c	px3b	px1	px5 mf	px4(x)	px1c	px1b	px2c	px2b2	px3(x)	px1c	px1b	px1i	px2b	px4mf	px3mf	px2c(xc)	px2i(xc)	px2b	px6c	px6b
SiO ₂	51,23	51,86	52,01	50,95	50,23	53,18	49,67	50,67	50,73	51,15	51,40	50,71	50,96	52,13	50,53	50,39	51,88	49,04	49,86	51,28	50,85	51,25
TiO ₂	0,70	0,75	0,68	1,01	0,99	0,30	0,94	1,10	0,65	0,80	0,53	0,70	0,49	0,43	0,87	0,86	0,97	0,48	0,29	0,84	1,01	0,82
Al ₂ O ₃	2,82	2,13	2,27	3,61	3,43	0,67	2,24	3,36	1,50	5,30	3,43	3,21	3,41	2,96	2,26	2,18	2,64	0,72	0,39	2,28	2,41	2,36
Cr ₂ O ₃	0,13	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	0,09	0,03	0,26	0,53	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00
FeO*	9,19	10,54	10,63	12,90	12,57	21,58	15,24	13,36	14,83	13,04	16,57	8,53	7,34	5,84	13,87	12,58	18,26	26,37	23,02	13,33	13,02	12,30
MnO	0,28	0,40	0,41	0,38	0,39	0,72	0,47	0,51	0,54	0,36	0,96	0,14	0,18	0,13	0,55	0,47	0,66	0,98	0,82	0,48	0,48	0,39
MgO	15,04	15,06	14,89	15,17	15,48	19,49	14,60	14,23	14,71	12,35	12,96	14,99	14,99	15,97	13,54	13,50	16,39	3,61	5,36	14,57	13,36	14,33
NiO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	20,31	19,66	19,60	15,91	16,55	4,65	15,08	16,01	15,80	16,76	12,49	20,82	21,56	21,95	17,45	18,64	9,40	19,11	20,39	16,60	18,76	18,49
Na ₂ O	0,33	0,32	0,31	0,24	0,32	0,12	0,27	0,47	0,18	0,59	0,37	0,30	0,29	0,26	0,30	0,28	0,36	0,30	0,33	0,32	0,31	0,32
K ₂ O	0,00	0,01	0,02	0,04	0,04	0,01	0,00	0,05	0,02	0,03	0,42	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,08	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100,03	100,74	100,83	100,21	100,03	100,76	98,52	99,79	98,95	100,46	99,24	99,47	99,50	100,21	99,38	98,97	100,64	100,66	100,47	99,73	100,21	100,26

Unidad	grupo ácido IC												depósito pliniano post-IC (riodacita)									
Nº muestra	LL29-7A						LL9-1						LL17H									
SiO ₂ roca total	58,45						57,49						69,40									
	px4mf	px5mf	px2b1	px2i1	px2c	px2i2	px2b2	px3c1	px3c2	px3b	px4.2mf	px1(x)	px1c	px1b	px2c	px2b2	px5b	px5i	px5c	px4	px3c	
SiO ₂	50,78	50,76	51,49	51,45	51,41	51,66	51,99	51,48	52,28	51,45	52,00	51,18	50,95	49,78	51,05	50,75	50,34	47,23	46,54	51,06	50,98	
TiO ₂	0,93	0,77	0,60	0,60	0,56	0,65	0,50	0,56	0,57	0,64	0,73	0,61	0,27	0,44	0,41	0,31	0,64	1,58	2,01	0,39	0,19	
Al ₂ O ₃	2,09	1,89	1,35	1,32	1,30	1,26	1,42	2,11	2,14	2,14	2,25	3,09	0,81	1,22	1,16	0,91	2,22	4,72	5,65	1,16	0,61	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,38	0,02	0,04	0,05	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,04	
FeO*	14,50	14,34	13,90	14,92	13,64	14,92	13,15	9,56	9,70	9,72	17,20	7,50	16,85	17,31	16,74	17,72	15,29	14,19	14,52	25,58	18,60	
MnO	0,57	0,62	0,47	0,53	0,36	0,55	0,52	0,29	0,29	0,25	0,55	0,24	1,00	1,05	0,98	1,01	0,91	0,62	0,72	1,40	1,24	
MgO	14,19	15,11	13,03	12,51	13,27	12,33	13,11	14,82	15,01	15,05	17,18	15,29	10,80	10,44	10,99	10,91	11,88	11,17	11,37	15,62	9,63	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
CaO	16,66	16,00	18,77	18,75	19,75	18,58	19,00	19,85	19,99	20,04	10,20	21,38	18,44	17,50	17,87	17,56	17,60	18,01	17,45	4,05	17,71	
Na ₂ O	0,31	0,26	0,30	0,23	0,27	0,30	0,28	0,25	0,27	0,33	0,21	0,32	0,28	0,28	0,30	0,31	0,35	0,48	0,51	0,34	0,30	
K ₂ O	0,01	0,05	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,05	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,03	0,03	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,17	0,17	0,03	0,02	
Total	100,05	99,84	99,92	100,35	100,55	100,24	99,99	98,99	100,28	99,63	100,37	100,02	99,44	98,10	99,56	99,54	99,28	98,21	98,94	99,66	99,33	

Unidad	depósito pliniano post-IC (andesita)				lava post-IC																	
N° muestra	LL171				LL30-1																	
SiO ₂ roca total	61,52				53,34																	
	px1c	px1b	px2mf	px5mf	px1	px3i	px4c	px4b	px5c	px6c	px15c	px15b1	px15b2	px17b1	px17c	px17i	px17b2	px8	px11	px12	px16	px18
SiO ₂	51,56	50,77	50,30	49,47	51,26	48,85	50,09	51,68	51,63	51,94	51,35	50,83	49,84	51,58	51,80	51,65	51,03	51,27	51,03	52,33	51,52	52,19
TiO ₂	0,47	0,86	1,02	1,51	0,84	1,09	1,07	0,66	0,63	0,62	0,51	0,74	0,74	0,73	0,60	0,49	0,75	0,60	0,51	0,33	0,35	0,51
Al ₂ O ₃	1,55	2,92	2,79	3,96	2,24	4,73	3,59	1,88	1,96	1,86	2,24	1,91	1,75	1,53	2,37	2,69	1,95	1,08	1,05	0,91	0,82	0,92
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,04	0,04	0,02	0,03	0,00	0,07	0,01	0,00	0,36	0,07	0,06	0,02	0,25	0,37	0,10	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
FeO*	10,37	8,37	14,67	14,54	12,58	9,42	10,01	12,49	10,58	9,45	8,59	12,19	12,33	13,21	8,79	7,57	11,56	19,96	20,16	19,26	20,45	18,84
MnO	0,57	0,29	0,50	0,55	0,30	0,23	0,28	0,34	0,33	0,31	0,26	0,31	0,40	0,39	0,30	0,23	0,31	0,64	0,65	0,58	0,51	0,59
MgO	14,80	14,93	17,53	16,09	15,27	14,01	13,64	15,44	15,90	14,91	15,86	15,06	15,14	15,69	16,53	15,53	14,82	16,99	16,73	20,87	20,05	20,84
NiO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04	0,03	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03
CaO	19,38	20,96	11,74	13,18	16,78	20,55	20,49	16,71	18,73	20,09	20,04	17,22	17,59	16,15	19,48	21,12	18,42	8,33	8,97	5,23	4,68	5,45
Na ₂ O	0,31	0,41	0,27	0,27	0,36	0,31	0,39	0,28	0,30	0,36	0,30	0,28	0,32	0,29	0,34	0,27	0,36	0,12	0,18	0,11	0,08	0,12
K ₂ O	0,00	0,03	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	0,04	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,05	0,09	0,05	0,07	0,06	0,01	0,00	0,09	0,00	0,08	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Total	99,01	99,57	98,98	99,70	99,74	99,29	99,62	99,58	100,07	99,65	99,53	98,68	98,32	99,64	100,52	99,95	99,31	99,05	99,32	99,64	98,49	99,53

Unidad	lava post-IC									
N° muestra	LL27									
SiO ₂ roca total	54,92									
	px7c	px7b	px8c	px9c	px10b	px11c	px1	px2	px3mf	px6
SiO ₂	52,19	51,94	50,86	51,84	51,38	51,72	51,21	50,68	52,70	52,46
TiO ₂	0,54	0,45	0,62	0,42	0,54	0,46	0,79	1,02	0,45	0,27
Al ₂ O ₃	2,12	2,47	3,05	2,18	2,40	2,20	2,13	1,87	1,58	1,37
Cr ₂ O ₃	0,18	0,51	0,28	0,47	0,32	0,23	0,00	0,02	0,18	0,06
FeO*	9,34	7,33	7,94	7,57	9,16	9,31	18,40	16,48	16,56	17,85
MnO	0,27	0,18	0,19	0,23	0,25	0,25	0,46	0,39	0,52	0,49
MgO	16,41	16,21	15,74	16,83	15,93	16,34	17,12	16,80	21,25	22,59
NiO	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00	0,02
CaO	18,47	20,31	20,10	19,72	18,70	19,03	10,98	12,54	6,25	4,32
Na ₂ O	0,31	0,29	0,28	0,22	0,33	0,33	0,20	0,27	0,14	0,14
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00
P ₂ O ₅	0,04	0,01	0,07	0,00	0,01	0,01	0,03	0,04	0,02	0,00
Total	99,89	99,72	99,15	99,53	99,02	99,91	101,36	100,16	99,67	99,57

ORTOPIROXENO

Unidad	grupo básico IC				grupo ácido IC		pómez post-IC		lavas post-IC													
N° muestra	LL17-1				LL29-7A		LL17H		LL30-1							LL27						
SiO ₂ roca total	52,89				58,45		69,40		53,34							54,92						
	px4b1	px4c1	px4b2	px6i	px1c	px1b	px3c	px3b2	px7c	px7b	px9c	px9b	px10	px4c(xc)	px4i(xc)	px4b(xc)	px5b1	px5c1	px5i1	px5b2		
SiO ₂	52,10	53,10	52,58	52,65	52,72	53,37	50,71	49,23	52,99	53,05	53,64	53,75	50,34	49,86	53,12	53,60	53,45	53,48	54,91	53,85		
TiO ₂	0,25	0,36	0,32	0,32	0,42	0,32	0,28	0,16	0,29	0,35	0,28	0,29	0,30	0,41	0,25	0,34	0,32	0,43	0,12	0,41		
Al ₂ O ₃	0,94	1,59	1,05	1,22	1,06	0,59	1,06	0,39	0,81	1,15	0,84	0,69	0,27	0,87	1,11	0,91	1,35	1,29	1,21	1,42		
Cr ₂ O ₃	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,03	0,08	0,05	0,08	0,09	0,08		
FeO*	22,14	18,66	21,61	20,64	21,06	19,89	26,80	34,15	19,47	19,02	18,74	19,30	31,10	31,02	18,04	18,71	15,44	16,75	13,63	16,93		
MnO	0,75	0,63	0,76	0,74	0,61	0,56	1,31	1,79	0,60	0,49	0,57	0,51	0,73	1,06	0,56	0,51	0,37	0,37	0,31	0,44		
MgO	22,02	24,52	21,97	22,89	21,82	23,36	17,29	11,54	24,00	24,24	24,09	24,48	14,67	14,82	24,41	24,14	26,15	25,20	27,70	25,35		
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,03	0,00	0,02	0,06	0,03	0,01		
CaO	1,52	1,62	1,40	1,53	2,18	1,97	1,74	1,56	1,55	1,51	1,56	1,53	1,87	1,74	2,22	2,31	2,15	2,33	2,19	2,21		
Na ₂ O	0,05	0,03	0,06	0,01	0,06	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,03	0,07	0,05	0,05	0,05	0,02	0,04	0,03	0,05		
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00		
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01		
Total	99,82	100,56	99,76	100,00	99,94	100,10	99,29	98,87	99,80	99,87	99,74	100,63	99,44	99,85	99,85	100,69	99,32	100,06	100,25	100,76		

OLIVINO

Unidad	Llaima Ancestral						grupo básico IC															
N° muestra	LL32						LL17-1				LL17-2						LL17-4			LL29-4		
SiO ₂ roca total	55,01						52,89				52,90						54,08			51,44		
	ol1c	ol1b	ol2c	ol3c	ol3b	ol4b	ol1c	ol1b	ol2mf	ol3mf	ol1c	ol1b	ol2c	ol2b	ol3mf	ol4mf	ol5c	ol5b	ol1c	ol1i	ol1b	ol4c
SiO ₂	36,80	36,85	36,74	36,58	36,82	37,11	36,33	36,83	36,88	36,80	37,72	37,61	37,90	37,59	36,71	36,17	37,83	38,12	37,61	37,15	35,71	39,46
TiO ₂	0,00	0,03	0,10	0,03	0,00	0,12	0,00	0,04	0,08	0,11	0,04	0,04	0,05	0,06	0,10	0,06	0,03	0,07	0,03	0,02	0,10	0,05
Al ₂ O ₃	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,10	0,11	0,01	0,02	0,05	0,05	0,25	0,53	0,06	0,02	0,04	0,04	0,22	0,06
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,02
FeO*	28,25	27,94	27,25	27,80	27,50	26,53	30,94	30,86	26,99	27,13	24,70	24,38	24,75	24,44	29,04	36,33	24,91	24,86	27,42	29,03	34,58	19,12
MnO	0,48	0,66	0,83	0,76	0,79	0,69	0,44	0,58	0,37	0,40	0,30	0,33	0,36	0,35	0,41	0,49	0,36	0,34	0,41	0,46	0,57	0,37
MgO	33,90	34,01	33,92	34,42	34,52	34,75	31,92	31,63	34,03	33,71	36,96	36,94	36,71	36,68	32,42	25,38	36,74	36,37	34,59	32,82	26,60	41,55
NiO	0,04	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,06	0,00	0,03	0,08	0,04	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,04	0,05	0,03	0,04	0,06	0,14
CaO	0,19	0,23	0,26	0,18	0,20	0,22	0,20	0,19	0,37	0,39	0,26	0,24	0,18	0,23	0,42	0,62	0,30	0,22	0,23	0,38	0,45	0,12
Na ₂ O	0,04	0,05	0,04	0,02	0,04	0,12	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,12	0,00	0,00	0,02	0,00	0,09	0,00
K ₂ O	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,03	0,00	0,01	0,06	0,00
P ₂ O ₅	0,07	0,03	0,12	0,07	0,02	0,00	0,00	0,03	0,12	0,14	0,00	0,04	0,00	0,00	0,20	0,26	0,01	0,07	0,03	0,00	0,08	0,00
Total	99,81	99,85	99,31	99,89	99,94	99,58	99,99	100,21	98,99	98,90	100,07	99,67	100,03	99,40	99,62	100,06	100,28	100,17	100,41	99,92	98,54	100,90

Unidad	grupo básico IC						grupo ácido IC										escoria post-IC	
N° muestra	LL29-4						LL35-1		LL35-2		LL29-7A				LL9-1		LL17I	
SiO ₂ roca total	51,44						57,62		56,17		58,45				57,49		61,52	
	ol4i	ol4b	ol2mf	ol1mf	ol3mf	ol5 mf	ol1c	ol1b	ol1c	ol1b	ol1c	ol1i	ol1b	ol2b	ol1c	ol1b	ol1c	ol1b
SiO ₂	38,54	38,66	36,94	37,38	37,80	38,41	38,29	38,25	36,94	37,65	36,02	35,92	34,89	35,93	36,26	35,99	36,75	36,86
TiO ₂	0,02	0,07	0,08	0,07	0,05	0,18	0,04	0,04	0,00	0,00	0,08	0,02	0,02	0,03	0,01	0,05	0,01	0,09
Al ₂ O ₃	0,06	0,04	0,06	0,02	0,07	0,58	0,03	0,03	0,00	0,05	0,01	0,02	0,27	0,06	0,04	0,03	0,03	0,02
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,02	0,01	0,05	0,04	0,02	0,00	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,00	0,06	0,00	0,01	0,06
FeO*	21,17	21,84	28,29	27,70	28,17	26,86	23,94	23,82	27,24	26,91	34,14	34,53	38,41	35,02	36,46	35,24	28,35	27,47
MnO	0,35	0,35	0,41	0,48	0,51	0,43	0,42	0,42	0,51	0,41	0,67	0,60	0,68	0,69	0,70	0,70	0,68	0,69
MgO	39,79	39,14	33,63	33,89	33,29	32,97	37,31	37,80	34,69	34,49	28,77	28,32	24,58	27,79	27,40	27,63	33,89	34,33
NiO	0,09	0,07	0,03	0,01	0,01	0,05	0,02	0,04	0,02	0,02	0,00	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03
CaO	0,25	0,26	0,37	0,34	0,30	0,80	0,29	0,27	0,24	0,23	0,19	0,29	0,32	0,22	0,24	0,28	0,17	0,14
Na ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	0,08	0,00	0,02	0,00	0,01	0,05	0,02	0,07	0,06	0,04	0,01	0,02	0,02
K ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,12	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08	0,07
Total	100,29	100,46	99,87	99,96	100,26	100,54	100,34	100,69	99,67	99,79	99,96	99,80	99,29	99,84	101,22	99,94	100,00	99,78

Unidad	lava post-IC												lava post-IC									
N° muestra	LL30-1												LL27									
SiO ₂ roca total	53,34												54,92									
	ol1c	ol1b	ol2c	ol2b	ol3c	ol3i	ol3b	ol4c	ol4b	ol5	ol7	ol6	ol1c	ol1i	ol1b	ol2c	ol2b	ol3	ol4	ol5	ol6c	ol6b
SiO ₂	36,96	37,65	37,80	37,85	38,51	38,52	36,48	37,44	35,05	36,75	36,29	35,23	38,12	37,47	36,14	38,48	36,91	37,19	37,34	37,41	37,37	37,29
TiO ₂	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,04	0,04	0,01	0,05	0,00	0,05	0,04	0,00	0,03	0,06	0,00	0,07	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,05	0,00	0,02	0,00	0,04	0,02	0,00	0,02	0,05	0,00	0,02	0,01
Cr ₂ O ₃	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,08	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03
FeO*	28,67	24,88	24,35	24,14	20,51	20,50	31,57	24,86	34,16	27,42	30,53	37,70	22,96	23,89	29,73	20,45	27,18	26,92	27,20	27,33	26,27	26,46
MnO	0,49	0,45	0,41	0,41	0,30	0,25	0,54	0,41	0,62	0,33	0,54	0,62	0,36	0,44	0,47	0,33	0,46	0,43	0,43	0,39	0,44	0,48
MgO	33,95	36,43	36,71	36,74	40,51	40,09	30,99	36,44	28,42	33,68	31,27	25,47	39,16	37,66	32,73	40,50	34,40	34,92	34,83	34,94	35,81	35,60
NiO	0,04	0,08	0,05	0,04	0,11	0,08	0,08	0,03	0,07	0,06	0,05	0,05	0,07	0,05	0,01	0,09	0,05	0,03	0,06	0,09	0,10	0,08
CaO	0,17	0,22	0,23	0,38	0,14	0,19	0,26	0,17	0,29	0,40	0,23	0,39	0,21	0,20	0,24	0,18	0,31	0,19	0,30	0,36	0,20	0,30
Na ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,05	0,05	0,04	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,04	0,00	0,04	0,03	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,03	0,06	0,07	0,08	0,06	0,02	0,07	0,00	0,17	0,00	0,01	0,03	0,01	0,02	0,00	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,01
Total	100,35	99,78	99,66	99,69	100,32	99,77	100,04	99,52	98,73	98,87	98,99	99,61	100,97	99,80	99,48	100,10	99,36	99,87	100,31	100,65	100,27	100,28

OXIDOS DE FE-TI

Unidad	Llaima Ancestral			grupo básico IC																	
N° muestra	LL32			LL29-4				LL17-1				LL17-2				LL17-4					
SiO ₂ roca total	55,01			51,44				52,89				52,90				54,08					
	op1c	op2mf	op3	op2c	op2b	op3mf	op1 (xv)	op3c	op3b	op4 mf	op2c	op2b	op4mf	op1c	op1b	op4(xp)	op5(xp)	op2(xp)	op3(xp)	op7c1(xc)	op7c2(xc)
SiO ₂	0,12	0,23	0,12	0,11	0,12	0,12	0,48	0,05	0,11	0,20	0,08	0,09	0,17	0,06	0,12	0,09	0,24	0,01	0,02	0,22	0,03
TiO ₂	12,84	11,34	13,28	15,17	14,79	8,83	15,09	15,21	15,20	10,62	14,97	14,87	10,31	10,21	9,81	2,48	6,68	46,68	45,89	39,87	40,85
Al ₂ O ₃	1,98	2,04	1,95	3,39	3,10	5,20	1,77	2,79	2,54	4,42	3,68	3,51	1,32	4,51	4,60	0,46	0,32	0,05	0,01	0,21	0,12
Cr ₂ O ₃	0,07	0,01	0,09	0,15	0,06	0,31	0,04	0,03	0,04	0,09	0,13	0,07	0,03	0,68	0,11	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00
FeO*	73,48	75,61	73,42	73,70	73,39	74,46	73,56	74,26	74,49	74,49	72,01	71,85	77,69	73,36	73,42	87,68	84,06	48,13	49,71	53,15	51,70
MnO	0,59	0,63	0,60	0,47	0,46	0,37	0,50	0,50	0,56	0,37	0,46	0,36	0,19	0,31	0,32	0,36	0,42	1,56	1,49	1,51	1,68
MgO	2,99	2,17	3,20	2,96	2,82	2,59	1,09	1,92	1,88	2,42	3,16	3,51	1,40	3,83	3,82	0,22	0,24	0,56	0,61	1,51	1,17
NiO	0,03	0,03	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00
CaO	0,17	0,19	0,06	0,00	0,07	0,25	0,19	0,05	0,03	0,18	0,02	0,01	0,19	0,01	0,05	0,10	0,04	0,04	0,02	0,19	0,27
Na ₂ O	0,08	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,04	0,06	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02
K ₂ O	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,06	0,01	0,01	0,03	0,00
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,00	-	-	-	0,00	0,00	0,07	0,04	0,03	0,09	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,04	0,02
Total	92,38	92,32	92,73	95,98	94,84	92,17	92,75	94,88	94,93	92,92	94,59	94,37	91,38	93,04	92,30	91,39	92,13	97,13	97,77	96,78	95,85

Unidad	grupo ácido IC												depósito pliniano post-IC (riodacita)								
N° muestra	LL35-1				LL35-2			LL29-7A			LL9-1		LL17H								
SiO ₂ roca total	57,6152				56,17			58,45			57,49		69,40								
	op1c	op2c	op3 (x)	op4 (xp)	op1c	op2mf	op3(xp)	op1	op3c	op4mf	op1 (x)	op2 (x)	op3c	op4c	op1b	op2c	op2b	op3c	op4c	op5c	op6c
SiO ₂	0,12	0,09	0,58	0,81	0,22	0,14	0,23	0,16	0,18	0,15	0,13	0,12	0,10	0,07	0,13	0,02	0,08	0,06	0,10	0,11	0,08
TiO ₂	15,75	15,98	2,28	3,08	14,57	14,78	0,02	15,53	15,43	16,07	17,78	19,27	20,29	20,68	19,80	20,43	20,24	20,58	20,69	20,56	20,91
Al ₂ O ₃	3,13	3,07	0,37	0,17	3,17	3,14	0,18	3,16	3,16	3,04	1,91	2,00	2,27	2,18	1,72	1,83	1,70	1,71	1,70	1,86	1,75
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,02	0,01	0,08	0,05	0,03	0,09	0,05	0,06	0,04	0,11	0,09	0,05	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01
FeO*	71,77	72,43	87,36	86,47	72,58	72,75	90,72	72,47	71,51	72,46	71,72	71,66	70,31	70,32	70,95	71,29	71,64	71,08	71,05	71,32	71,15
MnO	0,43	0,37	0,55	0,78	0,54	0,51	0,04	0,49	0,59	0,45	3,07	3,37	0,55	0,47	1,00	1,06	0,89	0,97	0,98	0,96	0,95
MgO	3,08	2,96	0,27	0,74	2,27	1,90	0,06	2,42	2,27	2,14	0,08	0,12	3,36	3,49	1,11	1,06	0,99	1,09	1,04	1,28	1,25
NiO	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,03	0,05	0,00
CaO	0,07	0,08	0,17	0,15	0,23	0,18	0,05	0,11	0,40	0,19	0,04	0,06	0,00	0,00	0,16	0,04	0,08	0,00	0,02	0,05	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,01	0,04	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,70	0,00	0,00	0,06	0,00
K ₂ O	0,00	0,02	0,02	0,04	0,02	0,01	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
P ₂ O ₅	0,07	0,00	0,06	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,07	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02
Total	94,45	95,03	91,70	92,32	93,70	93,47	91,39	94,51	93,60	94,59	94,77	96,74	96,98	97,28	94,99	95,84	96,33	95,53	95,61	96,34	96,15

Unidad	depósito pliniano post-IC (andesita)			lavas post-IC						
N° muestra	LL171			LL30-1			LL27			
SiO ₂ roca total	61,52			53,34			54,92			
	op1c	op3c	op3b	op2mf	op2c	op2b	op3mf	op1c1 (xc)	op1c2 (xc)	op1c3 (cx)
SiO ₂	0,11	0,06	0,07	0,07	0,11	0,12	0,14	0,02	0,16	0,03
TiO ₂	11,15	15,33	14,96	20,24	13,82	13,50	16,51	44,91	18,75	43,73
Al ₂ O ₃	3,91	3,39	3,28	0,87	2,70	2,71	1,83	0,43	1,92	0,43
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,00	0,11	0,06	0,16	0,03	0,12	0,17	0,12
FeO*	73,97	71,19	70,25	71,35	74,82	75,50	74,22	50,07	71,30	50,15
MnO	0,43	0,51	0,53	0,25	0,34	0,47	0,46	0,41	0,49	0,42
MgO	3,53	3,66	3,88	0,17	2,04	1,89	0,99	2,33	1,93	2,39
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,04	0,00	0,05	0,01
CaO	0,06	0,04	0,10	0,12	0,01	0,00	0,08	0,06	0,09	0,03
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,07	0,01	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00
K ₂ O	0,02	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03
P ₂ O ₅	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00
Total	93,21	94,26	93,09	93,30	93,95	94,38	94,36	98,39	94,94	97,35

ESPINELAS CON CROMO

Unidad	grupo básico IC		lavas post-IC	
N° muestra	LL29-4		LL30-1	
SiO ₂ roca total	51,44		53,34	
	op1.1	op1.2	op3	op4
SiO ₂	0,18	0,10	0,03	0,08
TiO ₂	4,00	4,21	1,04	11,08
Al ₂ O ₃	11,29	11,66	19,51	3,82
Cr ₂ O ₃	17,02	17,67	26,12	12,96
FeO*	54,32	53,93	40,61	63,70
MnO	0,32	0,29	0,28	0,37
MgO	6,20	6,46	7,78	2,54
NiO	0,08	0,07	0,07	0,00
CaO	0,16	0,07	0,03	0,02
Na ₂ O	0,02	0,03	0,10	0,05
K ₂ O	0,02	0,02	0,00	0,00
P ₂ O ₅	-	-	0,03	0,00
Total	93,60	94,51	95,60	94,62

VIDRIO MASA FUNDAMENTAL

Unidad	Llaima Ancestral			grupo básico IC				grupo ácido IC						pómez post-IC							
N° muestra	LL32			LL17-4				LL35-1			LL9-1			LL17H							
SiO ₂ roca total	55,01			54,08				57,62			57,49			69,40							
SiO ₂	71,88	71,35	71,59	64,76	64,25	62,12	62,48	59,27	59,65	59,87	58,64	60,29	59,17	60,04	59,28	60,36	59,44	71,01	70,94	72,40	72,02
TiO ₂	1,26	1,26	1,30	0,94	1,08	1,20	1,08	1,56	1,25	1,73	1,19	1,31	1,38	1,19	1,90	1,92	1,49	0,42	0,42	0,23	0,34
Al ₂ O ₃	12,61	12,60	13,16	14,35	14,21	15,32	14,22	16,33	16,13	15,46	16,31	16,17	15,97	16,70	15,01	15,18	15,96	13,89	14,14	15,31	15,23
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,00	0,00	0,05
FeO*	4,98	4,81	3,68	7,81	9,59	8,90	8,81	10,44	10,22	10,80	8,18	8,31	10,32	9,43	9,70	9,92	10,45	4,20	4,08	3,53	3,64
MnO	0,10	0,15	0,05	0,21	0,16	0,15	0,16	0,23	0,32	0,24	0,20	0,29	0,24	0,25	0,20	0,21	0,25	0,12	0,13	0,16	0,22
MgO	0,67	0,79	0,57	1,43	1,55	1,27	1,63	1,88	1,88	0,87	2,94	2,68	1,96	1,41	2,02	2,01	1,50	0,47	0,50	0,33	0,23
NiO	0,02	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	0,03	0,00	0,04
CaO	1,89	2,02	2,37	3,38	3,97	4,64	3,86	5,58	5,61	4,26	6,42	6,19	5,34	4,80	5,32	5,50	5,84	1,84	2,00	1,99	2,02
Na ₂ O	1,12	2,23	3,83	2,96	1,81	3,50	3,25	3,78	3,91	5,67	4,52	4,03	4,75	5,11	2,72	3,21	3,73	2,63	2,96	2,38	2,50
K ₂ O	2,45	2,40	1,63	2,97	2,57	1,76	2,17	0,91	1,14	0,94	0,94	1,13	1,08	1,30	1,03	1,07	1,25	1,87	1,94	1,95	1,85
P ₂ O ₅	0,25	0,25	0,40	0,43	0,36	0,40	0,51	0,44	0,25	0,40	0,45	0,33	0,41	0,37	0,85	0,94	0,24	0,07	0,13	0,12	0,12
Total	97,22	97,89	98,58	99,23	99,55	99,26	98,17	100,43	100,35	100,22	99,78	100,72	100,62	100,60	98,01	100,33	100,14	96,52	97,26	98,41	98,26

Abreviaciones

IC	ignimbrita Curacautín
xc	xenocrystal
x	xenolito
xv	xenolito volcánico
xp	xenolito plutónico
c	centro
i	intermedio
b	borde
mf	masa fundamental

Anexo D:

**Antecedentes teóricos de los métodos utilizados para
estimar condiciones pre-eruptivas de las rocas.**

GEOTERMOMETROS

Se pueden estudiar dos tipos de equilibrio en geotermometría: equilibrio sólido-líquido y equilibrio sólido-sólido.

El primero obliga a conocer la composición del líquido en equilibrio con los cristales. En este estudio se asume que la composición de la roca total corresponde a ese líquido que estaría en equilibrio con los centros de fenocristales. No obstante, evidencias de desequilibrio existen en todas las ignimbritas (zonaciones minerales, mezcla, abundancia de material xenolítico). Sin embargo, el bajo contenido de fenocristales (Capítulo 3) y una minuciosa eliminación de todo material xenolítico visible previo a los análisis de roca total reducen la posibilidad de errores. Previo a los cálculos de variables intensivas, se efectuó una evaluación del equilibrio entre las distintas fases minerales y su roca total, aplicándose los métodos sólo a fenocristales en aparente equilibrio con la roca que los contiene.

En el caso del equilibrio sólido-sólido se escogieron cristales en contacto, parejas de inclusiones y su mineral hospedante, y centros de fenocristales.

Los geotermómetros utilizados en este estudio son los siguientes:

a) Geotermómetro de olivino-líquido

El geotermómetro de Roeder y Emslie (1970) utiliza la distribución de Fe^{2+} y Mg^{2+} entre olivino y líquidos basálticos. Este método es ampliamente utilizado en la literatura; sin embargo, en este estudio no llevó a resultados coherentes, lo que se puede deber a dos razones, principalmente: desconocimiento del estado de oxidación del líquido (roca total en este caso, con todo el hierro como Fe_2O_3) o al hecho que el geotermómetro fue definido en basaltos alcalinos.

El geotermómetro, definido por Leeman (1978) y basado en la distribución del Mg^{2+} entre el olivino y el líquido, evita el problema de la fugacidad de O_2 en el estado de oxidación del Fe. Fue calibrado en basaltos toleíuticos y lunares según la ecuación:

$$\ln K_1 = \ln \frac{(MgO_{Ol})}{(MgO_{Liq})} = \frac{7920}{T} - 3,78$$

donde K_1 es el coeficiente de distribución y los paréntesis denotan cationes por unidad de fórmula. El error asociado a la temperatura calculada puede estimarse en unos $50^\circ C$.

La aplicación de este geotermómetro dio mejores resultados, aunque no del todo satisfactorio ya que las temperaturas calculadas son menores a las estimadas a través del geotermómetro de dos piroxenos (ver más abajo). Para investigar si esta diferencia de temperatura es real, se

aplicó el geotermómetro de olivino-augita (Loucks, 1996; a continuación). Las temperaturas determinadas son, comúnmente, mayores a las obtenidas con el geotermómetro de olivino-líquido, por lo que se considera que este último es poco confiable.

b) Geotermómetro de olivino-augita

Está basado en el intercambio catiónico de Fe^{2+} y Mg entre olivino y augita mediante el siguiente coeficiente de distribución: $K_D = (Fe/Mg)_{ol} / (Fe^{2+}/Mg)_{aug}$

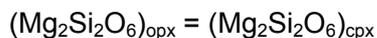
Loucks (1996) calibra este termómetro en el intervalo de 1080-1175°C y a 1 bar en basaltos y andesitas (con una precisión de $\pm 6^\circ C$), pero argumenta que es válido entre 800 y 1250 °C y hasta 10 kbar de presión. La temperatura se calcula, despejando T en la ecuación:

$$\ln K_D - 78,025 = (-5945,96/T) - 10,1327 \ln T$$

c) Geotermómetro de dos piroxenos

Es uno de los más utilizados en la literatura y se basa, principalmente, en la distribución de Ca, Mg y Fe entre el orto- y clinopiroxeno. Existen numerosas variantes, calibradas para un amplio rango de temperatura (700-1500°C) y composiciones (e.g., Davis y Boyd, 1966; Wood y Banno, 1973; Wells, 1977; Lindsley, 1983; Davidson y Lindsley, 1985; Bertrand y Mercier, 1985; Brey y Köhler, 1990). El método presenta una leve dependencia de la presión ($< 8^\circ C/kbar$). En este trabajo se aplicaron los métodos de Wells (1977), Lindsley (1983) y el algoritmo QUILF de Andersen *et al.* (1993).

El geotermómetro de Wells (1977) es una actualización de los trabajos de Davis y Boyd (1966) y Wood y Banno (1973) quienes estudiaron el “gap” de miscibilidad existente entre diópsido y enstatita, dado por la siguiente reacción:



Wells (1977) obtuvo una relación que permite calcular temperaturas en el rango de 800-1700°C, con una precisión de 70°C. El geotermómetro está expresado mediante la siguiente ecuación:

$$T = \frac{7341}{3,355 + 2,44 X_{Fe}^{opx} - \ln K} \quad \text{donde} \quad K = \frac{a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx}}{a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx}}$$

con a = actividad y

$$a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6} = \left(\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}^{2+} + \text{Na}^{2+}} \right)_{\text{M2}} * \left(\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Al}^{3+} + \text{Ti}^{4+} + \text{Cr}^{3+} + \text{Mg}^{2+}} \right)_{\text{M1}}$$

Siendo M1 y M2 sitios estructurales en el piroxeno.

Además, se asume que

$$\left(\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}} \right)_{\text{M1}} = \left(\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}} \right)_{\text{M2}} = \left(\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}} \right)_{\text{Mineral}}$$

para la distribución de $\text{Fe}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$:

$$X_{\text{Fe}} = \left(\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}} \right)$$

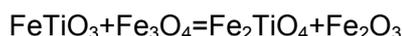
Lindsley (1983), en base a estudios experimentales en piroxenos del cuadrilátero Fs-En-Di-Hd, propuso una solución gráfica para la temperatura. El método se basa en la distribución del Ca ya que el contenido de Ca en piroxenos de alto Ca (augita) disminuye con el aumento de la temperatura, mientras que el contenido de Ca en piroxenos de bajo Ca (ortopiroxeno y pigeonita) aumenta. Así, este geotermómetro permite una estimación visual y se utiliza en este trabajo como uno de los criterios para elegir parejas, a las cuales se aplican los métodos de Wells (1977) y Andersen *et al.* (1993). El error máximo del método de Lindsley (1983) es de $\pm 50^\circ\text{C}$.

La reacción entre óxidos de Fe-Ti (soluciones sólidas de Ti-magnetita e ilmenita) y silicatos ferromagnesianos puede expresarse mediante el siguiente equilibrio:

$\text{SiO}_2 + 2\text{Fe}_2\text{TiO}_4 = 2\text{FeTiO}_3 + \text{Fe}_2\text{SiO}_4$, el cual ha sido abreviado QUILF por Frost *et al.* (1988) (“**Q**uartz, **U**lvöspinel, **I**lmenite, **F**ayalite”). La incorporación del Mg a la reacción produce la formación de ortopiroxeno y la de Ca hace aparecer clinopiroxeno. El programa QUILF combina modelos termodinámicos de soluciones para ilmenitas ($\text{FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-MgTiO}_3\text{-MnTiO}_3$), espinelas ($\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{TiO}_4\text{-MgFe}_2\text{O}_4\text{-Mg}_2\text{TiO}_4\text{-MnFe}_2\text{O}_3\text{-MnTiO}_4$), clino- y ortopiroxenos ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{-Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{-CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-CaFeSi}_2\text{O}_6$) y olivino ($\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4\text{-CaMgSiO}_4\text{-CaFeSiO}_4$) de Frost *et al.* (1988), Andersen (1988), Andersen *et al.* (1991) y Davidson y Lindsley (1989), y puede ser utilizado considerando el equilibrio entre todas las fases existentes en un sistema o solo un subconjunto de ellas. Los resultados se entregan con un valor llamado “incertidumbre”, el cual no corresponde a un error estadístico sino a una estimación de cuanto habría que modificar la composición de las fases para obtener una solución exacta, es decir, una solución que satisface todos los equilibrios. En otras palabras, mientras menor la “incertidumbre”, más cerca está el sistema del equilibrio.

d) Geotermómetro de óxidos de Fe-Ti

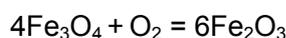
Permite el cálculo de temperaturas de cristalización de Fe-Ti óxidos en el magma como también una estimación de la fugacidad de O₂. (Buddington y Lindsley, 1964) Se basa en la coexistencia de las soluciones sólidas (ss) de hematita – ilmenita y magnetita – ulvoespinela. El equilibrio químico entre magnetita_{ss}-ilmenita_{ss} se expresa mediante la siguiente reacción de intercambio de Fe-Ti:



donde

$$\Delta G_{\text{FeTi}}^0 = -RT \ln(a_{\text{usp}} a_{\text{hem}}) / (a_{\text{mag}} a_{\text{ilm}}) \quad (1)$$

y la reacción de oxidación:



donde

$$\Delta G_{\text{oxidación}}^0 = -RT \ln(a_{\text{hem}}^6 / (a_{\text{mag}}^4 f_{\text{O}_2})) \quad (2)$$

Con (1) se puede calcular la temperatura para luego determinar la fugacidad de O₂ en (2).

Este método está calibrado para equilibrios a temperaturas sobre 600° C.

Bacon y Hirschmann (1988) proponen un test de equilibrio que se basa en la repartición de Mg y Mn entre ilmenita y magnetita. La distribución cumple la siguiente ecuación de regresión:

$$\log(\text{Mg/Mn})_{\text{mag}} = 0,9317 * \log(\text{Mg/Mn})_{\text{ilm}} - 0,0909$$

En este trabajo se calcularon temperaturas y fugacidades de O₂ en parejas de magnetita-ilmenita, que cumplen el test de Bacon y Hirschmann (1988), con la ayuda de QUILF (Andersen, 1993) y con el archivo excel ILMAT de Lepage (2003) que corresponde a una modificación del programa IHERM de Rao *et al.* (1991).

FUGACIDAD DE O₂

La determinación de la fugacidad de O₂ a través de los óxidos de Fe-Ti (ver arriba) sólo se puede aplicar al domo dacítico del volcán Villarrica ya que rocas menos diferenciadas no contienen magnetita junto con ilmenita. Por lo tanto, es importante explorar otros métodos, aplicables a productos básicos.

a) Equilibrio entre espinelas cromíferas y líquidos basálticos

Maurel y Maurel (1982) determinan experimentalmente la variación de la razón de $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ en espinelas cromíferas en equilibrio con líquidos silicatados a 1 atm de presión, proponiendo la siguiente relación

$$\log(\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+})_{\text{spl}} = 0,764 * \log(\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+})_{\text{liq}} - 0,343$$

donde los subíndices spl y liq se refieren a espinela cromífera y líquido, respectivamente. Conocida la relación $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ en la cromita (por estequiometría), se calcula la misma razón en el líquido. Mediante la ecuación de regresión de Kilinc *et al.* (1983) se puede obtener la fugacidad, despejando $f\text{O}_2$ en la siguiente relación:

$$\ln(X_{\text{Fe}_2\text{O}_3}^{\text{liq}}/X_{\text{FeO}}^{\text{liq}}) = a \ln f\text{O}_2 + \frac{b}{T} + c + \sum_i d_i X_i$$

donde a , b , c y d_i son constantes (Tabla D.1), X_i son fracciones molares de diferentes óxidos ligados al coeficiente d y T es la temperatura en °K. Las fracciones molares de los óxidos Al_2O_3 , $\text{FeO}_{\text{total}}$, CaO , Na_2O y K_2O se estiman a partir de los líquidos experimentales de Maurel y Maurel (1982) y la temperatura se conoce gracias a otros geotermómetros utilizados (dos piroxenos u olivino-augita, por ejemplo).

Tabla D.1: Coeficientes de regresión para la estimación de la razón $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ según Kilinc *et al.* (1983).

Coeficiente	Valor	Desviación estándar
a	0,2185	0,0044
b	12.670	900
c	-7,54	0,55
$d_{\text{Al}_2\text{O}_3}$	-2,24	1,03
d_{FeO}	1,55	1,03
d_{CaO}	2,96	0,53
$d_{\text{Na}_2\text{O}}$	8,42	1,41
$d_{\text{K}_2\text{O}}$	9,59	1,45

Dado que el análisis por microsonda entrega solo el contenido de Fe total, el cálculo supone estequiometría perfecta en la espinela. Algunos estudios indican que esta suposición no es

correcta (e.g., Word y Virgo, 1989 en Carmichael, 1991), mientras que otros sugieren que sí lo es (Mattioli *et al.*, 1989 en Carmichael, 1991). Esto último, junto al hecho que el método de Maurel y Maurel (1982), asumiendo estequiometría perfecta en la espinela, ha sido aplicado en trabajos recientes (e.g., Straub y Martin-Del Pozzo, 2001; Pichavant *et al.*, 2002) dando resultados razonables, ha motivado a la autora de esta tesis de utilizar dicha herramienta.

Las calibraciones de Maurel y Maurel (1982) se basan en experimentos que involucran líquidos basálticos anhidros a 1 atm. Aunque los magmas de los volcanes Villarrica y Llaima se hayan formado a mayores presiones y en condiciones hidratadas, se puede asumir que el equilibrio del estado redox del hierro en el líquido no es afectado por la presencia de H₂O (Carmichael, 1991) y que el rol de la presión también es insignificante (Danyushevsky y Sobolev, 1996).

b) Piroxeno de bajo contenido de Ca

Estudios experimentales en andesitas basálticas de alto Al, similares en composición a las de este estudio, han demostrado que la fugacidad de O₂ controla el tipo de piroxeno de bajo contenido de Ca (ortopiroxeno o pigeonita) que cristaliza a 1 atm de presión (Grove y Juster, 1989). En líquidos calco-alcalinos de contenido bajo a medio de K, el cambio de pigeonita a ortopiroxeno se produce en o cercano al “buffer” NNO, siendo el ortopiroxeno estable a mayor y la pigeonita a menor fugacidad de O₂.

En las lavas estudiadas de los volcanes Llaima y Villarrica se ha observado frecuentemente el sobrecrecimiento de fenocristales de olivino por pequeños cristales de piroxeno de bajo contenido de Ca. Lo anterior es producto de la reacción: olivino + sílice = piroxeno de bajo Ca. Debido al carácter microlítico de los productos de la reacción, se puede suponer que ésta ocurrió a baja presión.

PRESION PARCIAL DE H₂O

Diferentes estudios experimentales han sido realizados en rocas calcoalcalinas de arco para determinar el rol del agua en el magmatismo de zonas de subducción. Los experimentos de fusión de basaltos de Sisson y Grove (1993a y b), a 2 kbar de presión, saturados en H₂O y en condiciones de “buffer” de NNO, generan líquidos de composición basáltica a andesítica basáltica de alto Al y bajo Mg. La mayoría de ellos están saturados en olivino, plagioclasa cálcica y piroxeno de alto Ca o hornblenda (± espinela), es decir, composiciones y fases

minerales similares a las de este estudio (con la excepción del anfíbol, el cual, en los experimentos sólo aparece en equilibrio con líquidos de composición andesítica si los contenidos totales de NaO₂ y H₂O son suficientemente altos).

Con el fin de presentar las composiciones de líquidos obtenidos, Sisson y Grove (1993a y b) utilizan proyecciones pseudos-ternarias del tetraedro de Yoder y Tilley (1962) (Figura D.1). La proyección se basa en el método de Grove *et al.* (1992). En este trabajo se emplea la proyección desde el polo de la plagioclasa hacia el plano de olivino, clinopiroxeno y cuarzo. Para eso, se efectúa primero una estimación de la razón Fe₂O₃/FeO del líquido o lava siguiendo la ecuación de regresión de Kilinc *et al.* (1983).

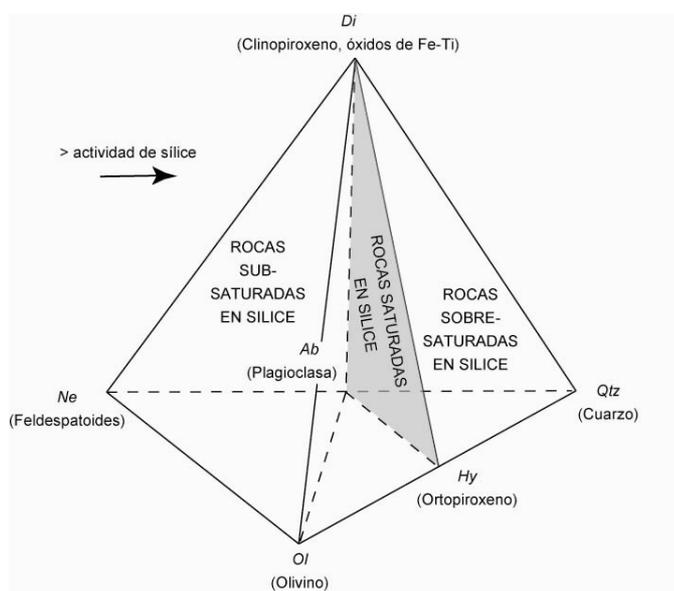


Figura D.1: Tetraedro de Yoder y Tilley (1962) para la clasificación de rocas basálticas. Los minerales normativos (en cursiva) definen el grado de saturación. Fases minerales reales se dan entre paréntesis. En este estudio se utiliza la proyección desde el polo de la plagioclasa hacia el plano clinopiroxeno-olivino-cuarzo (ver Figura D.2).

Posteriormente, se transforman los % en peso del líquido o lava en % mol y se convierten Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, Na₂O y P₂O₅ en AlO_{1,5}, Fe³⁺O_{1,5}, K_{0,5}O, Na_{0,5}O y PO_{2,5} (fracciones catiónicas).

Además, MgO+FeO=FMO y K_{0,5}O, Na_{0,5}O=Alk

Los componentes minerales se obtienen utilizando las siguientes expresiones:

$$\text{Suma} = \text{SiO}_2 - \text{CaO} - 2 \cdot \text{Alk} + \text{TiO}_2 + 2 \cdot \text{PO}_{2,5} + \text{FeO}_{1,5}$$

$$\text{Qtz} = \{ \text{SiO}_2 - 0,5 \cdot \text{FMO} - 1,5 \cdot \text{CaO} - 0,25 \cdot \text{AlO}_{1,5} - 2,75 \cdot \text{Alk} + 0,5 \cdot \text{TiO}_2 + 2,5 \cdot \text{PO}_{2,5} \} / \text{suma}$$

$$\text{Ol} = \{ \text{FMO} + 0,5 \cdot (\text{AlO}_{1,5} - \text{Alk}) - \text{CaO} - \text{TiO}_2 + 1,667 \cdot \text{PO}_{2,5} \} / \{ 2 \cdot \text{suma} \}$$

$$\text{Cpx} = \{ \text{CaO} - 0,5 \cdot \text{AlO}_{1,5} + 0,5 \cdot \text{Alk} - 1,667 \cdot \text{PO}_{2,5} \} / \text{suma}$$

Luego, estos componentes molares se transforman en unidades de oxígeno, multiplicando el valor molar por el número de O en el componente mineral y renormalizando a 1. Respecto a los 2 O en el cuarzo, los valores se convierten así en:

$$\text{Qtz}_{\text{oxígeno}} = \text{Qtz}_{\text{mol}}$$

$$\text{Ol}_{\text{oxígeno}} = 2 * \text{Ol}_{\text{mol}}$$

$$\text{Cpx}_{\text{oxígeno}} = 3 * \text{Cpx}_{\text{mol}}$$

Estas son las coordenadas de la proyección utilizada en este estudio.

Los líquidos producidos en los experimentos de Sisson y Grove (1993a y b) definen trayectorias de cristalización similares a aquellos que caracterizan muchas “suites” calcoalcalinas naturales. Esto es, la cristalización de silicatos ferromagnesianos y plagioclasa cálcica enriquece el líquido en sílice y álcalis. Además, en comparación con magmas anhidros (típicos de la serie toleítica), los silicatos ferromagnesianos cristalizan en mayor proporción que la plagioclasa, evitando así el enriquecimiento en hierro. La cristalización de magnetita también reduce el contenido de Fe en el líquido. La Figura D.2 muestra las líneas de descenso de líquidos de los experimentos de Sisson y Grove (1993a). Líquidos saturados con olivino, plagioclasa cálcica y clinopiroxeno definen un límite de saturación múltiple que se extiende desde el plano olivino-clinopiroxeno-plagioclasa (el plano crítico de subsaturación en sílice) hacia la unión cuarzo-plagioclasa. La hornblenda aparece al evolucionar el líquido, siendo el producto del consumo de olivino y piroxeno, por lo que se trata de una reacción distributaria. Existen dos límites saturados con hornblenda: uno saturado con olivino y otro saturado con clinopiroxeno (Figura D.2).

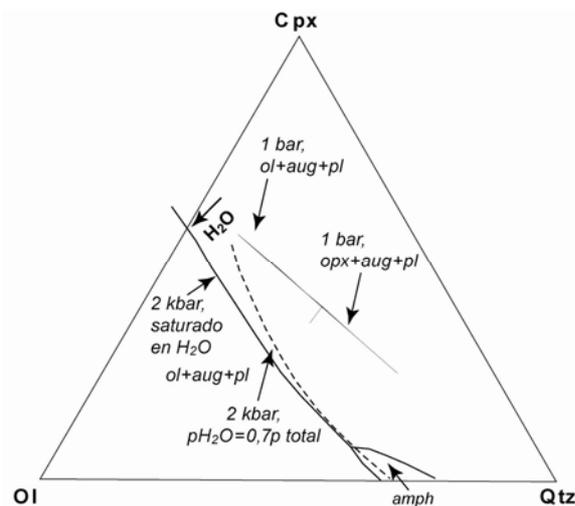


Figura D.2: Proyecciones pseudoternarias de límites de saturación múltiple, a lo largo de los cuales coexisten olivino, piroxeno y plagioclasa. Además, se muestran los cambios provocados por el aumento de la presión parcial de agua. El límite a 2 kbar (saturado en agua) es de Sisson y Grove (1993a), mientras que el con $p\text{H}_2\text{O}=0,7p$ es de Spulber y Rutherford (1983). Los cotectivos de $\text{ol}+\text{aug}+\text{pl}$ y $\text{opx}+\text{aug}+\text{pl}$ a 1 bar para magmas de alto Al_2O_3 provienen de Baker *et al.* (1994). Figura modificada de Sisson y Grove (1993a).

Kushiro (1969) mostró que el agua impide la cristalización de piroxeno pobre en Ca y esto es confirmado por los experimentos realizados por Sisson y Grove (1993a) en basaltos de alto Al a 2 kbar y saturados en agua. Mientras tanto, piroxeno pobre en Ca se forma en experimentos a 1 atm (Grove y Juster, 1989).

El aumento de la presión parcial del agua mueve el límite de saturación múltiple olivino-piroxeno-plagioclasa hacia el polo del olivino, desapareciendo el campo de estabilidad del piroxeno de bajo Ca (Figura D.2).

CONTENIDO DE AGUA

El aumento de la presión de agua en un sistema magmático disminuye la posición de la curva del liquidus y solidus en el sistema binario An-Ab (Yoder *et al.*, 1957). Por lo tanto, en una roca volcánica se pueden utilizar las composiciones de plagioclasa y líquido (vidrio o roca total) coexistentes para determinar la temperatura de equilibrio y el contenido de H₂O del líquido. Las primeras calibraciones se basan en experimentos realizados a 1 atm (Bowen, 1913; Kudo y Weill, 1970; Mathez, 1973; Drake, 1976). Con el aumento de las condiciones de presión y temperatura y la extensión del espectro composicional de los experimentos, se desarrollaron calibraciones que hacen énfasis o en la determinación de la temperatura (Loomis, 1979; Glazner, 1984; Ariskin y Barmina, 1990) o en la predicción de los componentes de la plagioclasa, dada la composición del líquido, la temperatura y/o la presión (Housh y Luhr, 1991; Panjasawatwong *et al.*, 1995; Danyushevsky *et al.*, 1997). Recientemente, Putirka (2005) presenta nuevos termobarómetros de plagioclasa-líquido.

En este trabajo se testearon las calibraciones de Housh y Luhr (1991) y Putirka (2005) para determinar contenidos de agua.

El trabajo de Housh y Luhr (1991) se basa en un set de datos de parejas de plagioclasa-líquido producidos en experimentos saturados en agua usando andesitas y basaltos naturales en un rango de presión de 1 a 4 kbar. Los autores combinaron estos datos con otros de la literatura y, empleando el modelo de solución regular de Ghiorso *et al.* (1983) para líquidos silicatados y el modelo de actividad de plagioclasa de Lindsley y Nekvasil (1989) y Fuhrman y Lindsley (1988), presentan dos expresiones que relacionan la temperatura del sistema con el contenido de agua en el líquido: una para el intercambio del componente albita y otra para el intercambio de anortita en la plagioclasa. En este trabajo se utiliza un programa Basic, proporcionado por los autores, para el cálculo del contenido de agua de un líquido en equilibrio con plagioclasa, dado que la temperatura y la presión total hayan sido obtenidas independientemente. Se tiene una

buena estimación de temperatura gracias a otros métodos geotermométricos empleados (dos piroxenos, olivino-augita), mientras que la determinación de la presión es más difícil (ver más adelante). Sin embargo, este último parámetro tiene poca incidencia en el resultado final. Por ejemplo, la variación de la presión entre 1 bar y 2 kbar, cambia el contenido de agua en la tercera decimal. Por el otro lado, el contenido de Fe en el líquido debe separarse en Fe^{2+} y Fe^{3+} para su introducción en el programa Basic. Siguiendo las recomendaciones de Housh (comunicación escrita), para tal fin se empleó el algoritmo de Kilinc *et al.* (1983), suponiendo que la fugacidad es cercana al “buffer” NNO.

Según Housh y Luhr (1991), el error asociado al porcentaje en peso de agua calculada es de 0,54% y de 0,33% para los equilibrios albita y anortita, respectivamente.

Putirka (2005) testea modelos existentes (Housh y Luhr, 1991; Ariskin, 1999; Sugawara, 2001; Ghiorso y Sack, 1995; Ghiorso *et al.*, 2002) y presenta nuevas calibraciones para la determinación de la presión, la temperatura y contenidos de agua en equilibrios de plagioclasa-líquido. Sin embargo, en este estudio, la aplicación de su geohigrómetro resulta siempre en mayores contenidos de agua que los calculados con Housh y Luhr (1991). Siendo el último trabajo el más testado en la literatura (*e.g.*, Feeley y Dungan, 1996), se presentan aquí solo los resultados de los cálculos a través del método de Housh y Luhr (1991). Además, éstos son más razonables que los de Putirka (2005).

Conocer la composición de la plagioclasa y del líquido en equilibrio es problemático. En este estudio se asume que la roca total representaría el líquido en equilibrio con los centros de fenocristales. Sin embargo, los núcleos de plagioclasas de este estudio presentan una gran variedad composicional. El método se aplica sólo a fenocristales de formas euhedrales. Los cálculos según Housh y Luhr (1991) permiten obtener dos estimaciones del contenido de agua, una a través del equilibrio albita-líquido y otra a través del equilibrio anortita-líquido. Diferencias pequeñas (es decir, dentro del error del método) entre las concentraciones de agua calculadas por ambas expresiones serían evidencia de equilibrio (*e.g.*, Feeley y Dungan, 1996).

Putirka (2005) señala que tanto su modelo como los testados (lo que incluye Housh y Luhr, 1991) no son efectivos para predecir contenidos de agua en muestras que no forman parte de la base de datos de las calibraciones, por lo que los resultados de Housh y Luhr (1991) tampoco deben tomarse como valores absolutos y exactos.

Los análisis de isótopos de H permiten estimar de forma independiente el contenido de agua en la roca total. Así se tiene una medida de la cantidad final de agua en las muestras estudiadas, lo que refleja el grado de desgasificación del magma.

PRESION TOTAL

La estimación de la presión, a la cual se formaron los minerales presentes en una roca, es importante ya que permite estimar las profundidades de emplazamiento de los magmas que originaron los depósitos. Sin embargo, no es tarea fácil puesto que una de las fases minerales principales utilizadas en la determinación de la presión – la hornblenda (geobarómetro de Al en hornblenda; *e.g.*, Johnson y Rutherford, 1989) - no está presente en las rocas estudiadas.

Durante los últimos años, numerosos métodos han sido publicados para estimar las presiones bajo las cuales cristalizan clinopiroxenos. Estos se basan en la modelización de la estructura de dicho mineral (*e.g.*, Nimis, 1995; Nimis y Ulmer, 1998; Nimis, 1999) o en el equilibrio entre el clinopiroxeno y el líquido magmático (*e.g.*, Putirka *et al.*, 1996; Putirka, 1999; Putirka *et al.*, 2003). No obstante, las calibraciones funcionan bien en rocas de composición toleítica o alcalina, pero no son aptas para rocas calcoalcalinas de alto Al, por lo que no pueden ser utilizadas en este estudio.

Sin embargo, una evaluación cualitativa de la presión puede realizarse mediante el estudio de la razón Al/Ti del clinopiroxeno ya que ésta aumenta con la presión (*e.g.*, Boivin, 1982). Esto se debe a que la solubilidad del Ti en el clinopiroxeno disminuye con el incremento de la presión (Yagi y Onumuna, 1967; Edgar *et al.*, 1980; Dorais, 1990) y la del Al presenta el comportamiento inverso. Sin embargo, hay que considerar también otros factores que influyen en la distribución de estos elementos en el clinopiroxeno:

- el enfriamiento rápido produce un incremento en las concentraciones de Ti y Al en el clinopiroxeno (Grove y Bence, 1979; Gamble y Taylor, 1980), por lo que los microlitos no han sido considerados en la evaluación de la presión.
- la sustitución del Al y Ti en el piroxeno depende fuertemente de la actividad de sílice del magma. Gupta *et al.* (1973) han demostrado experimentalmente que existe una relación inversa entre la actividad de la sílice en el magma y el contenido de Ti en el piroxeno que precipita. Lo mismo es válido para el Al (Campbell y Borley, 1974). Por lo tanto, solo se pueden realizar comparaciones de presión entre rocas de composiciones similares.

La comparación de los contenidos de Ti y Al de los clinopiroxenos estudiados con los de estudios experimentales en rocas de composiciones similares a las nuestras permitiría una estimación cuantitativa de la presión. (*e.g.*, Stewart *et al.*, 1996). Para tal efecto se construyeron campos de presión considerando composiciones de clinopiroxenos experimentales extraídas de los siguientes trabajos:

- Grove y Juster (1989): relaciones de fases determinadas mediante la fusión de andesitas basálticas de alto Al a 1atm y bajo condiciones de buffer FMQ.

- Baker *et al.* (1994): experimentos en andesitas basálticas de alto Al a 1 atm de presión, bajo un “buffer” FMQ.
- Sisson y Grove (1993b): experimentos en basaltos de alto Al a 1 kbar, saturados en agua y bajo un “buffer” NNO.
- Sisson y Grove (1993a): experimentos en basaltos de alto Al a 2 kbar, saturados en agua y bajo un “buffer” NNO.
- Bartels *et al.* (1991): experimentos en basaltos de alto Al entre 10 y 15 kbar, anhidros y bajo condiciones de “buffer” entre IW y FMQ.

Baker y Eggler (1987) determinan relaciones de fases y composiciones de líquidos en una “suite” de basaltos y andesitas basálticas de alto Al bajo condiciones anhidras (a 1 atm y 8 kbar) e hidratadas (a 2 y 5 kbar), cercanas al “buffer” NNO. Sin embargo, los mismos autores informan de 14-83% pérdida de Fe (promedio=44%) durante sus experimentos, por lo que la autora de esta tesis considera que sus resultados son poco confiables y, por lo tanto, no son incluidos en la construcción de los campos de presión.

Anexo E:

Tablas de análisis químicos de roca total (con norma CIPW).

VOLCAN VILLARRICA

Unidad	fragmentos granitoides del basamento				domo	aglomerado pre-IL	IL														
Nº muestra	VR57-4M	VR57-4g	VR45g	VR12d	G2A	VR62-1	VR62A1	VR 62A	VR 62A2	VR5-3b	VR5-3a	VR5-2	VR5-1	VR-4	VR54-1	VR54-2	VR33-9-1	VR33-9-2	VR31A	VR31D	VR6A
<i>elementos mayores</i>																					
SiO ₂	74,30	74,00	58,70	57,85	65,10	55,80	57,40	57,20	57,70	57,10	54,50	54,30	55,50	54,70	57,30	56,60	56,00	56,40	57,00	57,00	57,50
TiO ₂	0,25	0,28	0,85	0,85	0,86	1,47	1,16	1,17	1,17	1,18	1,23	1,23	1,21	1,24	1,16	1,18	1,19	1,18	1,18	1,18	1,15
Al ₂ O ₃	13,35	13,50	17,80	16,20	15,70	15,90	16,30	16,48	16,30	16,40	17,24	17,25	16,85	16,90	16,16	16,30	16,90	16,55	16,45	16,28	16,00
Fe ₂ O ₃ *	1,88	2,07	6,80	9,22	5,70	11,05	9,87	9,93	9,95	9,95	10,38	10,20	10,20	10,40	9,86	9,95	10,00	10,00	9,80	9,80	9,85
MnO	0,04	0,03	0,12	0,18	0,14	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18	0,17	0,18	0,17	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17
MgO	0,55	0,63	2,93	3,52	1,34	3,35	3,14	3,18	3,17	3,19	3,26	3,23	3,25	3,28	3,12	3,14	3,21	3,17	3,27	3,19	3,18
CaO	1,76	1,81	6,52	7,25	3,80	6,80	6,82	6,97	6,88	6,85	6,90	6,72	6,62	6,58	6,77	6,74	7,20	6,97	7,05	7,02	6,70
Na ₂ O	3,80	3,65	4,18	3,20	5,55	4,05	3,96	3,92	4,04	4,08	3,86	3,74	3,89	3,75	4,00	3,95	3,81	4,00	3,97	3,82	4,03
K ₂ O	3,13	3,16	1,19	1,00	1,38	0,90	0,91	0,89	0,92	0,94	0,70	0,71	0,82	0,77	0,92	0,87	0,75	0,84	0,87	0,86	0,91
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,21	0,15	0,30	0,28	0,22	0,23	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,23	0,24	0,23	0,20	0,22	0,23	0,22	0,22
PPC	0,29	0,45	0,58	0,34	0,11	-0,01	-0,12	-0,05	-0,27	-0,21	0,99	1,72	1,10	1,59	-0,32	0,17	0,41	0,30	-0,08	0,10	-0,23
Total	99,39	99,66	99,88	99,76	99,98	99,77	99,83	100,09	100,25	99,87	99,46	99,50	99,83	99,62	99,38	99,31	99,84	99,80	99,91	99,64	99,48
<i>norma CIPW</i>																					
Qtz	34,78	34,96	9,53	11,77	16,03	6,36	8,86	8,57	8,53	7,63	5,97	6,70	7,09	7,05	8,73	8,29	7,73	7,41	8,07	9,07	8,82
Pl	40,71	39,62	62,05	54,41	61,12	57,36	57,99	58,38	58,32	58,69	60,87	60,36	59,55	59,26	57,74	58,07	59,53	59,11	58,56	57,53	57,49
Alb	32,24	30,97	35,62	27,33	47,22	34,61	33,76	33,42	34,52	34,86	33,00	31,90	33,25	31,99	34,10	33,68	32,49	34,19	33,85	32,58	34,44
An	8,47	8,65	26,43	27,08	13,90	22,75	24,23	24,96	23,80	23,83	27,87	28,46	26,29	27,28	23,64	24,39	27,04	24,92	24,71	24,95	23,05
Or	18,56	18,73	7,09	5,97	8,21	5,38	5,44	5,32	5,50	5,61	4,20	4,25	4,90	4,61	5,50	5,20	4,49	5,02	5,20	5,14	5,44
Crn	0,60	0,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	0,00	0,00	3,94	6,85	2,61	7,98	7,10	7,05	7,71	7,55	4,38	3,14	4,53	3,49	7,27	6,57	6,43	7,14	7,58	7,32	7,58
Hy	3,53	3,91	13,30	16,70	8,50	17,14	15,96	16,15	15,83	15,94	18,22	18,53	17,89	18,73	15,82	16,32	16,60	16,16	15,93	15,85	15,81
Ilm	0,47	0,53	1,63	1,63	1,63	2,81	2,22	2,24	2,24	2,26	2,36	2,36	2,32	2,37	2,22	2,26	2,28	2,26	2,26	2,26	2,20
Mag	0,35	0,39	1,29	1,75	1,07	2,10	1,87	1,88	1,88	1,88	1,97	1,94	1,94	1,97	1,87	1,88	1,90	1,90	1,86	1,87	1,87
Ap	0,09	0,12	0,49	0,35	0,70	0,65	0,51	0,53	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,53	0,56	0,53	0,46	0,51	0,53	0,51	0,51
Total	99,09	99,16	99,32	99,43	99,87	99,78	99,95	100,12	100,52	100,07	98,48	97,79	98,73	98,01	99,71	99,12	99,42	99,51	99,99	99,55	99,72
<i>elementos trazas</i>																					
Sc	3,4	4	15	29,5	18	33	29	29	29	29	31	31	29	31	30	29,5	31	30	31	30	28,5
V	26	30	160	235	51	338	292	296	294	292	310	301	295	307	298	300	300	297	301	304	285
Cr	7	7	22	3,5	12	16	9	9	7	8	9	18	8	7	9	10	11	10	10,5	9	9,5
Co	4	3,5	16	22	7,5	24	23,5	22,5	21,5	24	27	26	23	24	30	24	31	24	24	24	24
Ni	4	4	16	3	2	12	7	5,5	6	6	7	8	6	6	8	6,5	7	7,5	7	6	11
Rb	106	99	36	24,4	29,5	19,5	21,4	20,9	21,7	22,3	15,9	16,5	19,4	18,8	22,1	20,1	17,9	19,5	20,7	20,5	21,8
Sr	193	198	530	284	312	387	410	412	410	415	450	409	400	408	411	409	425	418	411	403	400
Y	10,9	14,4	15,1	22,2	38,5	33	27	27	28,2	27,6	26,8	28	27	28	27,6	28	28,5	27	28	28,5	27,2
Zr	4	5	11	13	17,5	120	105	106	107	110	116	110	114	115	108	107	110	110	110	113	107
Nb	3,5	3,7	2,1	2,7	3,9	3	2,4	2,6	2,5	2,8	2,8	2,5	2,9	3	2,7	2,8	2,7	2,9	2,5	2,75	3
Ba	675	640	310	300	418	310	275	272	280	276	295	405	242	240	284	267	310	268	280	284	274
Th	11,8	15,2	1,7	1,55	2,75	1,8	2,05	1,95	3	2,3	2,1	2,35	2,05	2,2	2,1	2,1	2,05	2,2	1,9	2,15	2,1
Li	21,8	7,7	18	7,3	20,5	12,3	13,5	13,5	13,4	13,1	11,3	12,3	12,9	12,4	13,2	12,6	12,2	12,2	13,1	12,8	
La	11,1	19,6	8,5	9,6	14,3	10,5	10	9,6	11,4	10	9,3	10,2	9,5	9,8	10,2	10,2	10	9,5	9,5	10	9,8
Ce	21	39	19,5	22	33,5	25	24	23	25,5	24	23	25	24	24,5	24,5	24	24	25	23	24	23,6
Nd	8,5	16,4	12,3	12,5	22,5	17,7	15,5	15	16,5	15,6	15	16,5	15,5	16	15,5	16	16	15,5	16	16	15,8
Sm	1,7	3,2	2,9	3,1	5,6	4,75	4,2	4,2	4,3	4,2	4	4,2	4,1	4	4,2	3,95	4,1	3,9	4,2	4,1	4,2
Eu	0,47	0,58	0,95	1,03	1,47	1,41	1,33	1,27	1,32	1,25	1,25	1,29	1,29	1,32	1,26	1,28	1,28	1,28	1,24	1,27	1,23
Gd	1,95	2,9	3,05	3,7	6,2	5,3	4,65	4,3	4,85	4,45	4,5	4,7	4,45	4,75	4,5	4,5	4,5	4,2	4,4	4,4	4,3
Dy	1,6	2,2	2,55	3,55	6,1	5,3	4,5	4,4	4,55	4,5	4,5	4,7	4,5	4,5	4,4	4,5	4,55	4,4	4,5	4,5	4,5
Er	1,05	1,35	1,5	2,2	3,8	3,2	2,75	2,7	2,85	2,7	2,7	2,8	2,7	2,8	2,75	2,8	2,8	2,7	2,7	2,75	2,7
Yb	0,98	1,35	1,37	2,26	3,75	3,15	2,74	2,74	2,82	2,73	2,68	2,74	2,73	2,8	2,73	2,8	2,72	2,68	2,69	2,7	2,66

Unidad	IL					lava post-IL	obsidiana en IP	lavas pre-IP		FP Afunalhue	OP pre-IP	lavas IP			caída inicial IP		P1			
Nº muestra	VR9	VR16F	VR68B	VR55b	VR200-1	VR1	VR26ob	VR 73A	VR-15A	VR80-1	VR113-6P	VR96	VR114	VR119	VR73G	VR113-7a	VR73Ib	VR73II	VR73Kb	VR73Kl
<i>elementos mayores</i>																				
SiO ₂	57,80	56,90	56,80	56,50	56,20	53,00	71,00	54,30	53,35	57,00	62,00	56,10	56,40	56,30	55,50	55,60	55,90	55,00	56,00	55,80
TiO ₂	1,17	1,16	1,18	1,18	1,20	1,20	0,38	1,32	1,24	1,18	1,06	1,02	1,17	1,18	1,18	1,20	1,21	1,20	1,21	1,22
Al ₂ O ₃	16,15	16,25	16,30	16,45	16,50	16,55	13,90	16,65	17,50	16,40	15,45	17,10	16,33	16,45	16,45	16,55	16,40	16,40	16,20	16,35
Fe ₂ O ₃ *	9,95	9,90	10,00	10,00	10,14	10,25	4,04	9,65	9,42	10,02	6,85	8,50	10,00	10,15	10,05	10,08	10,20	10,05	10,33	10,20
MnO	0,17	0,17	0,17	0,17	0,19	0,16	0,10	0,17	0,15	0,17	0,16	0,16	0,17	0,19	0,17	0,17	0,18	0,16	0,17	0,17
MgO	3,16	3,20	3,23	3,20	3,22	5,68	0,42	4,56	4,84	3,22	1,49	4,19	3,63	3,65	3,65	3,65	3,71	3,55	3,70	3,70
CaO	6,80	6,80	7,30	6,80	6,86	8,88	1,87	8,25	8,70	6,98	4,05	8,30	7,80	7,80	7,95	7,70	7,90	7,40	7,75	7,80
Na ₂ O	4,04	3,80	3,98	3,90	3,93	3,32	5,04	3,68	3,67	4,02	4,76	3,78	3,84	3,92	3,68	3,65	3,86	3,55	3,83	3,62
K ₂ O	0,91	0,85	0,88	0,88	0,85	0,71	2,82	0,93	0,87	0,90	1,61	0,93	0,87	0,86	0,82	0,82	0,84	0,80	0,83	0,79
P ₂ O ₅	0,22	0,22	0,22	0,23	0,23	0,22	0,08	0,43	0,27	0,23	0,36	0,26	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,22	0,23	0,23
PPC	-0,38	0,20	-0,15	0,33	0,55	-0,07	0,08	0,02	-0,16	-0,01	1,26	-0,35	-0,32	-0,42	-0,12	-0,06	-0,39	1,06	-0,47	0,16
Total	99,99	99,45	100,01	99,64	99,87	99,90	99,73	99,96	99,85	100,11	99,05	99,99	100,12	100,31	99,56	99,59	100,04	99,39	99,78	100,04
<i>norma CIPW</i>																				
Qtz	8,85	9,26	7,54	8,13	7,52	1,78	24,70	3,68	1,42	7,74	15,24	5,47	6,69	6,03	6,43	6,88	5,82	7,40	6,33	7,21
Pl	57,94	57,40	58,16	58,28	58,66	56,75	49,81	57,78	60,23	58,57	56,65	59,37	57,72	58,42	57,58	57,74	58,10	56,99	57,47	57,16
Alb	34,52	32,41	33,93	33,25	33,59	28,35	42,82	31,39	31,31	34,35	40,53	32,24	32,75	33,42	31,39	31,14	32,92	30,29	32,66	30,89
An	23,42	24,99	24,23	25,02	25,07	28,40	6,99	26,38	28,92	24,22	16,12	27,13	24,97	24,99	26,19	26,60	25,19	26,70	24,80	26,27
Or	5,44	5,08	5,26	5,26	5,08	4,25	16,72	5,56	5,20	5,38	9,57	5,56	5,20	5,14	4,90	4,90	5,02	4,79	4,96	4,73
Crn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	7,69	6,37	9,09	6,29	6,50	12,02	1,57	9,99	10,57	7,71	1,46	10,44	10,49	10,48	10,09	8,72	10,72	7,46	10,43	9,40
Hy	15,81	16,52	15,34	16,66	16,80	20,42	5,17	17,58	17,80	16,02	10,70	15,33	15,67	15,95	15,96	16,65	15,97	16,98	16,24	16,57
Ilm	2,24	2,22	2,26	2,26	2,30	2,30	0,72	2,53	2,37	2,26	2,03	1,96	2,24	2,26	2,26	2,30	2,32	2,30	2,32	2,34
Mag	1,88	1,88	1,90	1,90	1,93	1,94	0,77	1,84	1,78	1,90	1,30	1,61	1,90	1,93	1,91	1,91	1,94	1,91	1,97	1,94
Ap	0,51	0,51	0,51	0,53	0,53	0,51	0,19	1,00	0,63	0,53	0,83	0,60	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,51	0,53	0,53
Total	100,36	99,24	100,06	99,31	99,32	99,97	99,65	99,96	100,00	100,11	97,78	100,34	100,44	100,74	99,66	99,63	100,42	98,34	100,25	99,88
<i>elementos trazas</i>																				
Sc	28	29	29	32	30	34	11	30	31	30	19	27,5	31	30	30	31	31,5	31	31	32
V	288	286	312	315	305	332	14	215	286	295	58	192	289	286	290	292	310	289	315	306
Cr	7	9	8	8	8	147	5	85	82	8	3	88	26	24	14	14,5	14	19	15	17
Co	23	23	24	36	25	31	1,5	24	27	22	8	22	24	24	23	24	31	24	28	26
Ni	5	7	7	8	6	64	2,5	33	44	7	2	33	12	13	11	11	11	14	11,5	13
Rb	21,7	20,5	20,7	21,2	20,5	16,7	74	21	17,9	21	41	21	20,5	20,5	19,40	19,40	20,50	20,10	19,90	19,50
Sr	410	402	417	400	408	425	153	427	587	415	330	418	415	422	422	422	419	415	416	415
Y	27	28	28	27,5	28	23,5	54	30,5	25,6	27,5	42,5	28,5	27	28,5	27	27	27	28	27,5	28
Zr	107	106	104	113	111	93	328	110	101	108	196	111	106	106	100	104	105	105	102	108
Nb	2,8	2,9	2,8	3	2,8	2,7	6,6	3,5	2,7	2,8	4,7	3	2,5	2,5	2,6	2,4	2,8	2,6	2,4	2,5
Ba	274	277	279	295	260	215	690	270	277	290	440	268	253	245	239	250	244	240	245	245
Th	2,15	1,95	1,9	2	2,1	1,6	9	2,35	3,05	2	4,35	1,9	1,85	1,9	1,5	1,7	1,9	2	2	2,05
Li			12,6	13	13,7	9,8	33	11,1	10,8	14,1					12,6		12,8	12,4	12,3	11,5
La	9,6	9,8	9,5	9,4	10	8,8	25	12,4	12	9,7	17,5	10,3	9,5	9,5	9,1	9,4	9,1	9,5	9,2	9,2
Ce	22,7	25,5	22,5	22,3	24,5	20,5	55	30	27	23,5	42	26	23	22,5	21,5	22,5	22,5	23	23	22
Nd	15,7	16	15	14,5	15,5	13,5	33	19,2	18	15,6	27	17	15,7	15,6	14,5	15,5	15,1	16	14,5	15
Sm	4	4,2	4,2	3,75	3,85	3,3	7,8	5,1	4,4	3,8	6,4	4,2	4	4,1	4,1	3,9	3,8	4,35	4	3,95
Eu	1,24	1,25	1,24	1,26	1,25	1,14	1,4	1,56	1,34	1,23	1,64	1,25	1,22	1,21	1,21	1,21	1,2	1,26	1,27	1,22
Gd	4,35	4,45	4,6	4,1	4,55	4	7,9	5,6	4,5	4,35	6,9	4,4	4,3	4,25	4,3	4,4	4,5	4,6	4,5	4,5
Dy	4,4	4,5	4,6	4,4	4,6	3,8	8,6	5,2	4,3	4,55	6,9	4,65	4,45	4,45	4,4	4,4	4,5	4,65	4,45	4,55
Er	2,7	2,8	2,8	2,7	2,8	2,35	5,4	3	2,5	2,7	4,3	2,85	2,7	2,9	2,7	2,7	2,7	2,85	2,75	2,8
Yb	2,6	2,76	2,77	2,65	2,74	2,29	5,78	2,9	2,43	2,7	4,31	2,8	2,7	2,85	2,6	2,74	2,67	2,8	2,64	2,75

Unidad	P1																				
Nº muestra	VR73Lb	VR73LI	VR112cS	VR73J	VR73Kc	VR97-3BD	VR112aD	VR73JN	VR73Mb	VR73Mj	VR73N1	VR73N2b	VR73N3	VR73P	VR78-2b	VR58-0	VR58-1A	VR64Ab	VR26-1	VR64Ac	
<i>elementos mayores</i>																					
SiO ₂	56,00	55,30	55,20	55,20	56,20	56,20	56,10	55,00	55,80	55,50	55,30	55,80	55,60	55,60	55,80	55,30	54,70	55,50	55,20	56,00	
TiO ₂	1,20	1,23	1,19	1,17	1,17	1,18	1,18	1,18	1,19	1,17	1,22	1,20	1,18	1,19	1,19	1,18	1,15	1,17	1,19	1,19	
Al ₂ O ₃	16,30	16,45	16,65	16,30	16,30	16,36	16,33	16,55	16,70	16,90	16,70	16,45	16,65	16,70	16,50	16,75	16,90	16,75	16,68	16,50	
Fe ₂ O ₃ *	10,20	10,30	10,15	9,95	10,05	10,00	10,12	9,95	10,00	10,04	10,28	10,20	10,15	10,10	10,00	10,16	9,95	10,10	10,00	10,10	
MnO	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,17	0,17	0,17	
MgO	3,64	3,68	3,76	3,64	3,70	3,67	3,68	3,85	3,76	3,70	3,70	3,78	3,76	3,75	3,76	3,84	4,00	3,86	3,96	3,63	
CaO	7,85	7,75	8,10	7,85	7,80	7,78	8,00	7,84	8,20	8,10	7,95	8,15	8,00	8,06	8,12	8,17	8,05	8,07	8,20	7,85	
Na ₂ O	3,79	3,70	3,74	3,84	3,86	3,90	3,87	3,58	3,72	3,65	3,64	3,76	3,75	3,67	3,72	3,68	3,62	3,71	3,69	3,91	
K ₂ O	0,83	0,81	0,79	0,83	0,84	0,85	0,84	0,79	0,82	0,79	0,79	0,82	0,82	0,80	0,85	0,78	0,76	0,78	0,79	0,82	
P ₂ O ₅	0,23	0,24	0,21	0,23	0,23	0,22	0,23	0,22	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,22	0,23	0,23	0,23	0,22	0,22	0,24	
PPC	-0,42	0,16	-0,32	0,41	-0,43	-0,44	-0,43	0,34	-0,42	-0,23	0,11	-0,49	-0,48	-0,34	-0,35	-0,21	0,19	-0,45	-0,38	-0,43	
Total	99,79	99,79	99,64	99,59	99,89	99,89	100,09	99,47	100,17	100,02	100,09	100,07	99,83	99,92	99,99	100,05	99,73	99,88	99,72	99,98	
<i>norma CIPW</i>																					
Qtz	6,51	6,24	5,41	5,59	6,38	6,20	6,00	6,32	6,00	6,17	6,20	5,87	5,79	6,19	6,11	5,60	5,22	5,74	5,33	5,92	
Pl	57,58	57,69	58,46	57,75	57,80	58,10	57,92	57,55	58,42	58,78	58,19	57,90	58,41	58,28	57,76	58,52	58,75	58,64	58,34	58,63	
Alb	32,32	31,56	31,90	32,75	32,92	33,25	33,00	30,55	31,73	31,14	31,05	32,07	31,99	31,31	31,73	31,39	30,89	31,65	31,48	33,34	
An	25,26	26,13	26,55	25,01	24,89	24,84	24,92	27,00	26,69	27,64	27,14	25,83	26,42	26,98	26,03	27,13	27,86	26,99	26,86	25,29	
Or	4,96	4,85	4,73	4,96	5,02	5,08	5,02	4,73	4,90	4,73	4,73	4,90	4,90	4,79	5,08	4,67	4,55	4,67	4,73	4,90	
Crn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Di	10,46	9,27	10,51	10,67	10,56	10,57	11,36	9,00	10,70	9,50	9,30	11,21	10,10	9,94	10,92	10,21	9,08	9,96	10,59	10,38	
Hy	15,92	16,71	16,15	15,54	15,87	15,71	15,49	16,89	15,86	16,38	16,72	15,90	16,37	16,35	15,75	16,52	17,32	16,65	16,42	15,83	
Ilm	2,30	2,36	2,28	2,24	2,24	2,26	2,26	2,26	2,24	2,34	2,30	2,26	2,26	2,28	2,28	2,26	2,20	2,24	2,28	2,28	
Mag	1,94	1,96	1,93	1,88	1,91	1,90	1,93	1,88	1,90	1,91	1,96	1,94	1,93	1,91	1,90	1,93	1,88	1,91	1,90	1,91	
Ap	0,53	0,56	0,49	0,53	0,53	0,51	0,53	0,51	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53	0,51	0,53	0,53	0,53	0,51	0,51	0,56	
Total	100,20	99,64	99,96	99,16	100,31	100,33	100,51	99,14	100,59	100,24	99,97	100,55	100,29	100,25	100,33	100,24	99,53	100,32	100,10	100,41	
<i>elementos trazas</i>																					
Sc	32	31	31	30,5	31	31	31,5	31	31	32	31	31,5	31,5	30	32	32	31	32	31	31	
V	320	300	306	295	300	287	298	285	300	300	302	312	310	302	296	315	304	307	300	300	
Cr	17	16	20	15	21	20	23	41	22	22	19	20	23	26	22	28	39	25	22	18	
Co	34	25	26	24	23	23	25	27	34	25	25	28	26	25	25	26	35	29	37	24	
Ni	15	13	13	10	13	12	12	20	14	14	12	14	15	15	16	15	24	18	19	11,5	
Rb	19,90	19,50	19,5	20,50	20,2	21,00	20,50	20,00	19,30	19,00	19,10	19,30	19,40	19,10	19,70	18,70	18,00	18,70	18,80	19,9	
Sr	416	418	423	416	414	420	417	416	422	418	419	419	422	416	420	424	420	424	424	422	
Y	27,5	28,5	26	27,5	28	27,8	27	27,5	26,5	27	27,5	27	27	27,5	26,5	27	26	26,2	26,2	27,5	
Zr	105	106	101	103	105	104	102	104	101	100	104	102	102	102	101	103	100	100	102	103	
Nb	2,6	2,5	2,6	2,3	2,4	2,3	2,6	2,6	2,9	2,4	2,45	2,5	2,4	2,4	2,8	2,6	2,35	2,4	2,55	2,5	
Ba	270	250	240	245	250	250	252	240	240	240	245	240	245	240	240	245	240	236	237	255	
Th	1,95	2,1	1,75	1,85	1,85	1,8	1,75	1,9	2	1,95	1,95	1,8	1,85	1,75	1,8	1,85	1,9	1,75	2	1,75	
Li	12,4	12,1		12,7	12,9			11,3	12,2	12,5	12,4	11,9	11,7	12,1	12	12,2	11,4	12,2	12,1	12,5	
La	9,4	10	9	9	9,6	9,3	9,4	9,6	8,9	9,5	9	9,5	9,6	9,5	9,2	9	9	9	9,2	9,7	
Ce	23,5	23,5	21,5	22	23	23,3	22,4	23	22	22,5	22	23	23	23,5	21,5	21,5	21,5	22	22	23	
Nd	14,5	15,5	15	14,5	15	15,5	15,5	15,5	14,5	14,5	14,8	14,5	14,5	14,5	14,7	14,5	14,5	14,5	15	15,5	
Sm	4,05	4,35	3,7	4,1	3,95	3,8	3,7	4,3	3,85	3,85	4,1	4,05	4	3,9	3,8	4,1	3,9	4	4	4,2	
Eu	1,25	1,25	1,18	1,26	1,27	1,23	1,22	1,21	1,2	1,22	1,22	1,23	1,25	1,28	1,18	1,14	1,19	1,27	1,18	1,33	
Gd	4,35	4,6	4	4,5	4,5	4,4	4,3	4,7	4,4	4,4	4,45	4,4	4,5	4,5	4,2	4,3	4,2	4,3	4,4	4,7	
Dy	4,5	4,7	4,25	4,5	4,5	4,5	4,3	4,65	4,4	4,5	4,6	4,3	4,5	4,5	4,3	4,35	4,25	4,35	4,35	4,6	
Er	2,75	2,85	2,7	2,8	2,8	2,75	2,7	2,8	2,6	2,75	2,8	2,7	2,8	2,75	2,6	2,7	2,6	2,65	2,6	2,8	
Yb	2,7	2,85	2,6	2,73	2,7	2,75	2,65	2,75	2,6	2,75	2,74	2,6	2,66	2,65	2,64	2,56	2,53	2,63	2,6	2,76	

Unidad	P1			P2																
N° muestra	VR57-1B	VR57-2A	VR57-2C	VR26-4	VR57-4A	VR57-4B	VR57-4C	VR63A	VR78-3AS	VR73Q2I	VR79-1b	VR79-3b	VR69	VR85-5S	VR85-8S	VR75A	VR75E	VR85-9S	VR58-1B	
<i>elementos mayores</i>																				
SiO ₂	55,00	55,20	55,70	55,50	55,20	54,90	54,60	55,80	55,60	54,00	54,20	54,50	54,50	55,00	55,50	54,75	55,20	55,40	55,50	
TiO ₂	1,16	1,20	1,19	1,18	1,17	1,18	1,16	1,21	1,16	1,22	1,23	1,22	1,20	1,21	1,21	1,24	1,23	1,20	1,21	
Al ₂ O ₃	16,60	16,45	16,45	17,00	16,70	16,60	16,80	16,50	16,65	17,30	18,10	17,25	17,35	16,75	16,75	17,10	16,90	16,88	16,40	
Fe ₂ O ₃ *	10,00	10,16	10,10	9,60	9,97	10,10	10,08	10,20	9,98	10,10	9,50	9,90	9,85	10,04	10,05	10,00	10,15	9,91	10,20	
MnO	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17	0,17	0,24	0,17	0,17	0,16	0,15	0,16	0,16	0,16	0,17	0,16	0,17	0,16	0,17	
MgO	4,16	3,80	3,72	3,65	3,93	3,82	3,90	3,64	3,85	3,60	3,35	3,64	3,75	3,75	3,70	3,65	3,90	3,58	3,68	
CaO	8,00	7,83	7,82	8,05	7,95	8,05	8,16	8,00	8,27	7,90	8,84	8,40	8,42	8,03	8,18	7,80	8,00	8,12	7,87	
Na ₂ O	3,74	3,80	3,86	3,64	3,67	3,72	3,68	3,85	3,67	3,27	3,57	3,60	3,72	3,76	3,71	3,25	3,45	3,66	3,80	
K ₂ O	0,79	0,81	0,82	0,91	0,88	0,79	0,81	0,85	0,82	0,78	0,86	0,82	0,86	0,86	0,86	0,78	0,84	0,85	0,84	
P ₂ O ₅	0,22	0,23	0,23	0,23	0,24	0,23	0,23	0,22	0,22	0,24	0,24	0,24	0,23	0,22	0,23	0,23	0,25	0,22	0,24	
PPC	-0,32	-0,28	-0,39	-0,17	-0,10	0,34	-0,17	-0,35	-0,45	1,51	-0,17	0,16	-0,32	-0,26	-0,17	0,90	0,18	-0,01	-0,42	
Total	100,44	99,37	99,67	99,75	99,78	99,90	99,49	100,09	99,94	100,08	99,87	99,89	99,72	99,52	100,19	99,86	100,27	99,97	99,49	
<i>norma CIPW</i>																				
Qtz	4,81	5,44	5,77	6,18	5,47	5,25	4,67	5,67	5,84	6,69	4,43	5,02	4,05	5,03	5,68	7,75	6,49	6,08	5,81	
Pl	58,32	58,09	58,30	58,63	58,05	58,24	58,57	58,31	58,09	58,42	61,53	59,45	60,08	58,60	58,40	57,77	57,84	58,59	57,86	
Alb	31,90	32,41	32,92	31,05	31,31	31,73	31,39	32,83	31,31	27,92	30,46	30,72	31,73	32,07	31,65	27,75	29,45	31,22	32,41	
An	26,42	25,68	25,38	27,58	26,74	26,51	27,17	25,47	26,78	30,49	31,07	28,73	28,35	26,53	26,76	30,01	28,39	27,36	25,46	
Or	4,73	4,85	4,90	5,44	5,26	4,73	4,85	5,08	4,90	4,67	5,14	4,90	5,14	5,14	5,14	4,67	5,02	5,08	5,02	
Crn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Di	10,12	10,01	10,23	9,33	9,55	10,23	10,13	10,96	10,96	6,24	9,66	9,77	10,22	10,18	10,57	6,28	8,34	9,87	10,32	
Hy	17,24	16,49	16,13	15,72	16,84	16,40	16,78	15,66	15,97	17,75	14,56	15,81	15,84	16,09	15,80	17,69	17,53	15,66	16,08	
Ilm	2,22	2,30	2,28	2,26	2,24	2,26	2,22	2,32	2,22	2,34	2,36	2,34	2,30	2,32	2,32	2,37	2,36	2,30	2,32	
Mag	1,90	1,93	1,91	1,83	1,90	1,91	1,91	1,94	1,90	1,91	1,81	1,88	1,87	1,91	1,91	1,90	1,93	1,88	1,94	
Ap	0,51	0,53	0,53	0,53	0,56	0,53	0,53	0,51	0,51	0,56	0,56	0,56	0,53	0,51	0,53	0,53	0,58	0,51	0,56	
Total	99,85	99,64	100,05	99,92	99,87	99,55	99,66	100,45	100,39	98,58	100,05	99,73	100,03	99,78	100,35	98,96	100,09	99,97	99,91	
<i>elementos trazas</i>																				
Sc	31	31	31	30	31	33	34	30,5	31	30	27,5	29	30	31	31	32	32	30,5	32	
V	293	300	295	297	310	320	320	308	302	295	300	305	300	303	310	288	300	302	320	
Cr	44	19	16	22	29	21	34	13,5	27	25	18	24	26	32	20	24	28	20	16	
Co	30	26	25	29	28	31	36	27	25,5	24	54	34	28	24	26	24	26	25	25	
Ni	22	14,5	13	17	24	18	21	12	19	16	15	17	17	16	16	18	24	15	12	
Rb	18,20	18,80	18,60	22,8	22,2	19	19,1	19,7	19,5	18,30	20,5	19	19,9	21	21	19,7	20,3	21	20	
Sr	437	424	424	424	422	428	424	421	421	414	445	424	443	425	424	428	420	435	420	
Y	25,2	26,7	26,8	26,5	26	27,5	28	27	26	27,5	26,5	26,8	27	27,3	27,5	28,5	27,8	27	28	
Zr	96	101	103	103	107	106	107	103	99	109	105	103	104	105	105	106	107	105	107	
Nb	2,3	2,35	2,55	2,3	2,7	2,75	2,75	2,5	2,5	2,7	2,6	2,7	2,9	2,75	2,7	2,6	2,5	2,65	2,65	
Ba	236	240	245	265	275	260	256	245	237	245	263	253	245	245	254	260	255	258	265	
Th	1,85	1,8	1,75	2,1	2,3	1,85	2,25	1,9	1,75	1,9	2,1	2,05	2,05	1,95	1,9	2	2,15	2,25	1,9	
Li	11,5	11,4	12,4	12,1	11,7	11,9	12,2	12,2		11,4	11,8	12,4	12			13,2	12,7		12,4	
La	9,3	9,4	9,4	9,5	8,7	9	9,5	9,4	8,9	9,4	9,8	9,7	9,4	9,5	9,4	10	10	9,4	9,4	
Ce	23	22,5	23	23,5	22	22,5	24	22,5	21	22	24	22,5	23	22	22,5	23	23	22,5	22,5	
Nd	14,5	15	15	15,2	13,7	15	14,7	15	14,2	14,5	15,4	15,4	15	16	15,6	14,5	15	15,4	15	
Sm	4	4	4,05	3,9	3,6	3,9	4,25	4,1	3,55	4,15	4	4	4,1	3,9	3,8	4,2	3,9	3,75	4,1	
Eu	1,18	1,25	1,28	1,18	1,14	1,22	1,2	1,23	1,19	1,18	1,2	1,2	1,22	1,2	1,23	1,29	1,26	1,19	1,22	
Gd	4,1	4,3	4,4	4,4	4	4,6	4,5	4,6	4,1	4,45	4,4	4,45	4,4	4,5	4,4	4,8	4,5	4,4	4,6	
Dy	4,2	4,4	4,5	4,35	4,05	4,65	4,65	4,65	4,2	4,4	4,5	4,5	4,5	4,45	4,45	4,5	4,4	4,35	4,6	
Er	2,55	2,65	2,7	2,6	2,5	2,8	2,8	2,8	2,6	2,7	2,6	2,6	2,75	2,7	2,75	2,8	2,75	2,7	2,8	
Yb	2,57	2,66	2,75	2,6	2,43	2,74	2,7	2,76	2,6	2,6	2,65	2,62	2,65	2,67	2,74	2,77	2,7	2,65	2,73	

Unidad	P2											fragmentos PVDP P1									
Nº muestra	VR6-2	VR6-3	VR12	VR85-3S	VR75F	VR85-4D	VR85-3D	VR75H	VR78-5AS	VR78-5BS	VR67C	VR73le	VR115-9P	VR97-3AP	VR113-9P	VR73JP	VR73lc	VR73JR	VR73JV	VR115-9D	
<i>elementos mayores</i>																					
SiO ₂	55,10	55,20	55,00	55,00	54,20	54,90	55,00	54,30	55,20	54,80	55,25	61,00	56,30	61,20	61,30	64,20	63,00	60,40	60,80	63,50	
TiO ₂	1,22	1,20	1,21	1,22	1,18	1,21	1,22	1,20	1,22	1,22	1,21	1,21	1,18	1,22	1,22	1,05	1,12	1,19	1,12	1,11	
Al ₂ O ₃	16,95	17,20	16,95	16,90	17,10	16,90	17,10	17,20	17,10	17,10	17,10	15,35	16,38	15,30	15,28	14,90	15,30	15,60	15,65	15,20	
Fe ₂ O ₃ *	10,00	9,84	10,00	9,90	10,00	9,85	9,90	10,00	9,94	9,94	9,80	8,54	10,02	8,50	8,49	6,85	7,30	8,63	8,28	7,38	
MnO	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	
MgO	3,64	3,68	3,76	3,54	4,15	3,65	3,63	3,55	3,66	3,68	3,80	2,09	3,65	2,07	2,05	1,53	1,69	2,49	2,43	1,71	
CaO	8,00	8,40	8,05	8,23	8,00	8,15	8,28	7,95	8,30	8,25	8,30	5,21	7,82	5,23	5,17	4,33	4,50	5,55	5,74	4,68	
Na ₂ O	3,75	3,64	3,77	3,65	3,39	3,61	3,62	3,37	3,65	3,60	3,65	4,70	3,90	4,72	4,70	4,82	4,86	4,50	4,45	4,86	
K ₂ O	0,90	0,84	0,89	0,86	0,85	0,88	0,86	0,79	0,85	0,84	0,84	1,34	0,86	1,39	1,40	1,60	1,50	1,24	1,26	1,52	
P ₂ O ₅	0,23	0,24	0,23	0,24	0,23	0,23	0,23	0,24	0,23	0,23	0,23	0,35	0,23	0,34	0,35	0,39	0,36	0,31	0,30	0,38	
PPC	-0,26	-0,35	-0,36	-0,21	0,41	0,05	-0,26	1,22	-0,26	-0,10	-0,24	-0,31	-0,40	-0,37	-0,08	0,04	-0,23	-0,33	-0,26	-0,41	
Total	99,69	100,05	99,86	99,49	99,67	99,60	99,74	99,98	100,05	99,72	100,10	99,65	100,11	99,77	100,05	99,87	99,57	99,75	99,95	100,10	
<i>norma CIPW</i>																					
Qtz	5,16	5,45	4,96	5,68	5,27	5,63	5,51	6,59	5,50	5,40	5,44	12,34	6,24	12,35	12,69	17,19	15,18	11,85	12,42	15,44	
Pl	58,99	59,41	59,10	58,57	58,12	58,36	59,00	58,49	59,15	58,98	59,18	57,06	58,12	56,82	56,62	55,41	56,99	57,20	57,05	56,66	
Alb	31,99	31,05	32,15	31,14	28,94	30,80	30,89	28,77	31,14	30,72	31,14	40,11	33,25	40,28	40,02	41,04	41,38	38,33	37,91	41,38	
An	27,00	28,36	26,94	27,43	29,18	27,55	28,11	29,72	28,01	28,26	28,04	16,95	24,87	16,55	16,60	14,38	15,61	18,87	19,14	15,28	
Or	5,38	5,02	5,32	5,14	5,08	5,26	5,14	4,73	5,08	5,02	5,02	7,98	5,14	8,27	8,33	9,51	8,92	7,39	7,51	9,04	
Crn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Di	9,62	10,08	9,87	10,16	7,77	9,77	9,85	7,10	10,02	9,60	9,97	5,75	10,66	6,23	5,88	3,99	3,82	5,75	6,36	4,74	
Hy	16,03	15,71	16,22	15,37	18,33	15,81	15,75	17,09	15,80	16,06	16,01	12,10	15,63	11,73	11,85	9,52	10,52	13,27	12,45	10,22	
Ilm	2,34	2,30	2,32	2,34	2,26	2,32	2,34	2,30	2,34	2,34	2,32	2,32	2,26	2,34	2,34	2,01	2,15	2,28	2,15	2,13	
Mag	1,90	1,87	1,90	1,88	1,90	1,87	1,88	1,90	1,88	1,88	1,86	1,62	1,90	1,61	1,61	1,30	1,39	1,64	1,57	1,41	
Ap	0,53	0,56	0,53	0,56	0,53	0,53	0,53	0,56	0,53	0,53	0,53	0,81	0,53	0,79	0,81	0,90	0,83	0,72	0,70	0,88	
Total	99,95	100,40	100,22	99,70	99,26	99,55	100,00	98,76	100,30	99,81	100,33	99,98	100,48	100,14	100,13	99,83	99,80	100,10	100,21	100,52	
<i>elementos trazas</i>																					
Sc	29	30	29,5	30	30	30,5	30	31	29	30	29	23	31	23	23	20	20	24	24,5	20	
V	300	305	300	310	290	306	302	297	292	300	301	148	290	139	138	60	65	164	157	66	
Cr	21	25	3,5	18	30	22	24	22	20	22	29	2,5	18	11	5	6	4	8	9	5	
Co	28	28	22	25	26	25	24	25	25	24	26	14	24	15	14	8,5	9	17	16	10	
Ni	13	18	3	14	24	16	15	13	17	16	1	2	12	2	2	0	1,5	9	7	3	
Rb	21,5	20,6	21	21	20	21	21	19,3	21	20	20,2	33,4	20,2	34,5	35	41,5	37,9	31,2	32,4	37	
Sr	425	430	425	425	418	425	428	420	427	427	426	366	418	371	366	330	346	375	374	347	
Y	27	27	27	27,3	27	27,2	27	28,5	27	27	27	38	28,5	39,5	39	43	42	36,5	37	42	
Zr	107	107	107	106	104	108	107	107	103	105	105	164	105	167	168	200	185	156	158	185	
Nb	2,9	2,65	2,6	2,65	2,6	2,65	2,8	2,7	2,8	2,6	2,4	3,85	2,6	3,5	3,8	4,4	4,6	3,6	3,8	4,2	
Ba	242	246	242	253	245	270	255	250	256	245	246	375	254	385	405	482	412	362	355	422	
Th	2,05	2	2	1,9	1,85	2,1	1,85	2,05	1,85	1,95	2	3,25	1,8	3,3	3,1	3,95	3,55	2,75	3,05	3,55	
Li	11,5	11,8	12,5		12,5			11,4			11,8	19,2					21,5	17,3	17,5		
La	9,7	9,2	9,5	9,9	10	9,9	9,7	10	9,6	9,6	9,6	14,5	9,6	15,2	15,2	16,5	16	14	13,8	16,5	
Ce	23,5	22,5	23	23,4	23	23,8	23,4	23	23,5	23	22,5	34	23	35,5	36	40	38,5	33	32,5	38,5	
Nd	15,4	15	15,5	15,4	15	15,6	15,6	15	15,2	15,5	15	23	15,4	24	24	26	25,5	22	21	26	
Sm	4	4,1	3,9	3,9	3,9	4	4	4,25	3,85	4	3,8	5,9	4,25	5,7	6	6,2	6,3	5,65	5,6	6,2	
Eu	1,23	1,18	1,22	1,23	1,25	1,21	1,22	1,24	1,22	1,2	1,2	1,54	1,24	1,62	1,61	1,63	1,65	1,48	1,5	1,66	
Gd	4,5	4,5	4,5	4,4	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,2	4,4	6,2	4,3	6,2	6,25	6,9	6,7	6,1	6,1	6,8	
Dy	4,4	4,5	4,45	4,4	4,35	4,35	4,3	4,6	4,35	4,35	4,5	6,3	4,45	6,2	6,3	6,7	6,7	5,95	6	6,7	
Er	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,8	2,7	2,7	2,6	3,7	2,9	4	3,9	4,2	41,5	3,7	3,7	4,2	
Yb	2,66	2,62	2,66	2,68	2,65	2,65	2,66	2,79	2,69	2,67	2,6	3,52	2,86	3,92	3,9	4,12	4,05	3,6	3,7	4,15	

Unidad	fragmentos PVDP P1					fragmentos PVDP P2													
	N° muestra	CR1	VR73N1R	VR73NP	VR57-2D	VR57-1	VR78-3AP	VR73Q2	VR113-11P	VR85-7P	VR75Ev	VR75ER	VR85-5P	VR75EP	VR78-3AD	VR12P	VR85-4P	VR85-3P	VR 75HR
<i>elementos mayores</i>																			
SiO ₂	56,00	57,35	56,60	56,00	61,20	56,40	59,00	64,70	54,20	56,60	55,50	69,25	57,40	56,60	56,00	54,70	55,50	56,80	56,80
TiO ₂	1,19	1,18	1,18	1,18	1,22	1,18	1,28	0,78	1,17	1,35	1,36	0,48	1,28	1,18	1,61	1,27	1,52	1,38	1,38
Al ₂ O ₃	16,30	16,25	16,10	16,42	15,40	16,25	15,80	15,15	16,55	15,90	16,15	14,20	16,30	16,10	15,70	16,15	15,85	15,80	15,80
Fe ₂ O ₃ *	10,00	9,60	10,00	10,05	8,55	9,90	9,00	6,52	9,88	9,90	9,90	4,77	8,85	10,05	10,15	10,28	10,55	9,95	9,95
MnO	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,15	0,16	0,17	0,17	0,12	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17
MgO	3,60	3,33	3,56	3,61	2,11	3,58	2,82	1,43	4,63	3,32	3,83	0,56	3,88	3,56	3,53	4,22	3,61	3,44	3,44
CaO	7,75	7,25	7,80	7,77	5,25	7,65	6,16	3,90	9,06	6,95	7,65	2,39	7,00	7,84	7,31	8,34	7,19	7,20	7,20
Na ₂ O	3,90	3,97	3,80	3,90	4,65	3,90	4,35	4,86	3,50	4,10	3,81	5,12	3,98	3,85	3,94	3,58	3,95	3,96	3,96
K ₂ O	0,85	0,91	0,86	0,83	1,33	0,88	1,26	2,09	0,74	1,11	1,03	2,64	1,03	0,86	1,02	0,88	1,04	1,10	1,10
P ₂ O ₅	0,23	0,26	0,25	0,23	0,34	0,23	0,33	0,23	0,23	0,29	0,31	0,12	0,37	0,23	0,47	0,25	0,32	0,32	0,32
PPC	-0,46	-0,35	-0,45	-0,46	-0,44	-0,38	-0,31	-0,16	-0,15	-0,19	0,11	-0,03	-0,15	-0,44	0,06	-0,06	0,01	-0,29	-0,29
Total	99,53	99,92	99,87	99,70	99,78	99,76	99,86	99,65	99,97	99,50	99,82	99,62	100,10	100,02	99,96	99,78	99,71	99,83	99,83
<i>norma CIPW</i>																			
Qtz	6,19	8,26	7,40	6,11	12,76	6,72	9,72	16,16	3,62	6,73	5,70	21,89	7,99	7,05	6,91	4,77	5,70	7,34	7,34
Pl	57,93	57,90	56,96	58,32	56,98	57,71	57,09	54,81	57,35	56,91	56,63	51,50	57,69	57,16	55,99	56,19	56,41	56,07	56,07
Alb	33,25	33,85	32,41	33,25	39,60	33,25	37,06	41,38	29,87	35,03	32,49	43,49	33,93	32,83	33,68	30,55	33,76	33,76	33,76
An	24,68	24,05	24,55	25,06	17,38	24,45	20,03	13,43	27,48	21,87	24,14	8,01	23,76	24,33	22,31	25,64	22,65	22,30	22,30
Or	5,08	5,44	5,14	4,96	7,92	5,26	7,51	12,41	4,43	6,62	6,15	15,66	6,15	5,14	6,09	5,26	6,21	6,56	6,56
Crn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	10,53	8,79	10,74	10,29	5,61	10,30	7,23	3,83	13,54	9,20	10,10	2,69	7,29	11,20	9,37	12,04	9,42	9,71	9,71
Hy	15,54	15,20	15,35	15,76	12,21	15,48	13,70	9,35	16,53	15,09	15,93	5,81	16,15	15,18	15,46	16,62	16,32	15,17	15,17
Ilm	2,28	2,26	2,26	2,26	2,34	2,26	2,45	1,48	2,24	2,58	2,60	0,91	2,45	2,26	3,08	2,43	2,91	2,64	2,64
Mag	1,90	1,83	1,90	1,91	1,62	1,88	1,71	1,23	1,88	1,88	1,88	0,90	1,68	1,91	1,93	1,96	2,00	1,88	1,88
Ap	0,53	0,60	0,58	0,53	0,79	0,53	0,76	0,53	0,53	0,67	0,72	0,28	0,86	0,53	1,09	0,58	0,74	0,74	0,74
Total	99,98	100,28	100,33	100,14	100,23	100,14	100,17	99,80	100,12	99,68	99,71	99,64	100,26	100,43	99,92	99,85	99,71	100,11	100,11
<i>elementos trazas</i>																			
Sc	30	28,5	31	30	23	30	26	17	34	29	31	12,5	27	31	32	33	31	31	31
V	295	250	290	293	143	280	196	57	305	290	295	13	208	290	290	330	325	295	295
Cr	14	11	24	17,5	4	27	12	13	67	12	30	5	70	19	14	43	31	17	17
Co	23	21	25	23,5	15	24	18	8	29	23	25	3	23	25	24	28	25,5	22	22
Ni	11	9	12	11	2	11	7,5	5	26	10	15	2	31	11	10	19	16	11	11
Rb	20,6	22,8	20,4	19,9	33,3	21	31,2	54	19	26,5	24,7	70	25	21	23,5	21	23,5	26,8	26,8
Sr	415	406	407	419	370	414	385	287	419	394	425	197	410	408	424	406	415	387	387
Y	28	30	27,7	27,2	38	27	37	46	27	33	30,5	52	30,5	27,7	31	29,5	31,2	34,5	34,5
Zr	103	116	108	103	162	106	157	248	101	135	118	297	121	108	127	112	127	141	141
Nb	2,4	2,6	2,5	2,3	3,6	2,4	3,7	5,4	2,7	3,2	3,4	6,4	3,1	2,6	3,6	3,1	3,4	3,75	3,75
Ba	250	275	260	251	372	250	360	560	232	320	322	675	325	260	320	260	320	320	320
Th	1,95	2,15	1,85	1,9	3,05	1,9	3,25	5,7	1,7	2,3	2,3	7,4	2,7	1,9	2,3	1,9	2,25	2,5	2,5
Li	12,8	11,2		13	19,3		16,8			13,9	11		11,7					15	15
La	9,5	10,5	9,2	9,5	14,8	9,4	14,5	21,5	9,2	12,5	12,5	24,5	12,4	9,4	12,5	10,1	12,3	13,5	13,5
Ce	23	25	22,5	23,5	36	22,5	34,5	49,5	22	31	30	56	28,5	22,5	29	24	30	31	31
Nd	15	17	14,8	15	23	15,2	22,5	30	15	19	18	33	18	15,3	20	16,3	19,2	21	21
Sm	4	4,7	3,9	4,1	5,75	3,9	5,9	6,9	3,8	5	4,7	7,4	4,9	3,9	4,9	4,3	4,6	5,2	5,2
Eu	1,29	1,32	1,24	1,29	1,59	1,22	1,52	1,62	1,2	1,39	1,39	1,48	1,38	1,22	1,45	1,26	1,44	1,48	1,48
Gd	4,5	5	4,4	4,5	6,25	4,6	6,2	7,2	4,2	5,4	5	8,1	4,9	4,4	5,5	4,5	5,05	5,6	5,6
Dy	4,5	5,05	4,45	4,5	6,25	4,45	6,1	7,25	4,35	5,25	5	8	4,9	4,45	5,15	4,65	5,05	5,65	5,65
Er	2,8	3,05	2,75	2,75	3,8	2,7	3,7	4,7	2,7	3,3	3	5,3	2,9	2,75	3	2,9	3,1	3,4	3,4
Yb	2,76	3	2,74	2,75	3,85	2,71	3,62	4,75	2,67	3,28	2,95	5,4	2,88	2,76	2,95	2,86	3,02	3,4	3,4

Unidad	Chaimilla1		caídas post-IP		lavas post-IP								centros adventicios Los Nevados												
N° muestra	VR73S	VR15H	VR 15I	VR 15J	VR62E	CR2	VR67E	VR202	VR 65	VR63B	VR77A	VR77B	VR77C	VR13	VR47	VR45	VR46	VR50b	VR50c	VR50d	VR48	VR49	VR43	VR41	
<i>elementos mayores</i>																									
SiO ₂	53,40	53,20	52,10	51,75	52,70	52,50	52,60	52,60	51,80	51,90	54,50	54,50	52,50	53,20	53,30	54,30	53,20	53,10	53,20	53,20	52,75	52,90	53,00	53,20	53,20
TiO ₂	1,00	1,00	0,95	0,97	1,29	1,27	1,19	1,15	1,15	0,99	1,30	1,30	1,15	1,11	1,11	1,15	1,10	1,11	1,15	1,14	1,07	1,10	1,13	1,08	1,08
Al ₂ O ₃	19,10	19,00	18,40	18,80	16,75	17,00	17,80	16,75	16,55	17,10	16,55	16,50	16,60	17,10	18,50	17,40	17,65	17,15	17,75	17,05	18,65	18,30	18,25	18,75	18,75
Fe ₂ O ₃ *	8,65	8,86	9,20	9,35	10,35	10,30	9,54	10,00	10,29	9,50	9,50	9,50	10,00	9,60	9,15	9,60	9,45	9,70	9,40	9,71	8,90	9,10	9,23	9,00	9,00
MnO	0,16	0,15	0,16	0,15	0,16	0,16	0,15	0,16	0,16	0,16	0,17	0,17	0,16	0,16	0,15	0,16	0,15	0,16	0,15	0,16	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15
MgO	3,88	3,95	4,75	4,60	5,12	5,20	4,81	6,00	6,72	6,85	4,51	4,50	6,26	5,00	4,23	4,33	4,86	5,30	4,48	5,02	4,38	4,40	4,29	4,17	4,17
CaO	9,85	9,76	10,00	9,60	9,20	9,65	9,83	9,60	9,70	9,80	8,46	8,50	9,74	9,45	9,65	8,74	9,86	9,65	9,60	9,63	9,95	9,96	9,85	10,25	10,25
Na ₂ O	3,16	3,26	2,94	2,96	3,26	3,21	3,26	3,18	3,06	3,04	3,57	3,54	3,00	3,25	3,37	3,33	3,27	3,29	3,35	3,35	3,28	3,25	3,36	3,32	3,32
K ₂ O	0,61	0,64	0,53	0,53	0,78	0,73	0,70	0,65	0,64	0,59	0,90	0,90	0,63	0,65	0,71	0,73	0,68	0,63	0,69	0,67	0,65	0,65	0,71	0,68	0,68
P ₂ O ₅	0,19	0,18	0,17	0,18	0,28	0,27	0,26	0,23	0,23	0,19	0,41	0,42	0,23	0,21	0,22	0,24	0,23	0,22	0,23	0,24	0,22	0,23	0,23	0,21	0,21
PPC	0,16	-0,15	0,84	0,89	0,27	-0,29	-0,30	-0,41	-0,36	-0,27	-0,11	0,05	-0,33	-0,22	-0,31	0,05	-0,40	-0,34	-0,33	-0,39	-0,27	-0,23	-0,21	-0,39	-0,39
Total	100,16	99,82	100,04	99,78	99,88	100,00	99,84	99,91	99,94	99,85	99,76	99,88	99,94	99,51	100,08	100,03	100,05	99,97	99,67	99,78	99,72	99,81	99,99	99,74	99,74
<i>norma CIPW</i>																									
Qtz	4,26	3,34	2,82	2,74	2,01	1,45	1,72	0,99	0,00	0,00	4,47	4,63	1,37	2,90	2,63	5,03	2,26	1,91	2,69	2,15	2,19	2,54	2,20	2,21	2,21
Pl	63,36	63,43	60,81	62,01	56,85	57,48	59,95	56,92	55,92	57,49	57,15	56,90	55,85	58,12	62,27	59,05	59,64	58,50	60,20	58,35	62,50	61,42	61,55	62,84	62,84
Alb	26,91	27,84	25,05	25,22	27,84	27,42	27,84	27,16	26,15	25,98	30,46	30,21	25,64	27,75	28,77	28,43	27,92	28,09	28,60	28,01	27,75	28,69	28,35	28,35	28,35
An	36,45	35,59	35,76	36,79	29,01	30,07	32,11	29,75	29,78	31,52	26,69	26,69	30,21	30,37	33,50	30,62	31,72	30,41	31,60	29,75	34,49	33,67	32,86	34,49	34,49
Or	3,60	3,78	3,13	3,13	4,67	4,37	4,20	3,90	3,84	3,49	5,38	5,38	3,78	3,90	4,25	4,37	4,08	3,78	4,14	4,02	3,90	3,90	4,25	4,08	4,08
Crn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	9,55	9,99	10,84	8,31	12,55	13,61	12,67	13,76	14,15	13,27	10,70	10,81	13,98	12,81	11,03	9,54	13,27	13,52	12,33	13,90	11,42	12,09	12,33	12,73	12,73
Hy	15,22	15,45	17,62	18,64	18,73	18,37	16,92	20,12	20,49	20,65	16,93	16,85	20,67	17,56	15,84	17,41	16,77	18,13	16,13	17,18	15,74	15,72	15,42	14,70	14,70
Ilm	1,92	1,92	1,82	1,86	2,47	2,43	2,28	2,20	2,20	1,90	2,49	2,49	2,20	2,13	2,13	2,20	2,11	2,13	2,20	2,18	2,05	2,11	2,17	2,07	2,07
Mag	1,64	1,68	1,75	1,78	1,97	1,96	1,81	1,90	1,96	1,81	1,81	1,81	1,90	1,83	1,74	1,83	1,80	1,84	1,78	1,84	1,70	1,73	1,75	1,71	1,71
Ap	0,44	0,42	0,39	0,42	0,65	0,63	0,60	0,53	0,53	0,44	0,95	0,97	0,53	0,49	0,51	0,56	0,53	0,51	0,53	0,56	0,51	0,53	0,53	0,49	0,49
Total	99,99	100,01	99,18	98,89	99,90	100,30	100,15	100,32	100,31	100,12	99,88	99,84	100,28	99,74	100,40	99,99	100,46	100,32	100,00	100,18	100,01	100,04	100,20	100,83	100,83
<i>elementos trazas</i>																									
Sc	30	29	32	32	33	34	31	33	33	31	30,5	29,5	31	33,5	31	32,5	34	35	34	36	32	32,5	33	32	32
V	253	260	250	253	310	316	296	292	300	255	195	202	290	280	282	288	285	280	288	300	275	277	282	270	270
Cr	49	50	84	84	130	130	120	183	276	265	85	83	233	103	71	63	102	111	95	109	92	94	85	90	90
Co	26	23	29	27	29	30	32	32	35	34	25	24,5	35	28	25,5	25	28	29	26	29	25	25,5	26	24,5	24,5
Ni	24	22	37	35	55	58	55	72	105	104	33	32	90	38	32	22,5	37	42	31	38	32	30,5	30	28,5	28,5
Rb	14,3	15,2	12,2	12,5	18,8	17	16	15,5	15,3	13,4	20,4	20,7	15,1	15,4	16,2	14,2	15,5	14,2	16,2	15,3	14,5	14,8	15,6	15,2	15,2
Sr	458	455	446	444	427	429	444	422	406	431	429	429	412	427	454	469	434	428	440	428	458	451	456	464	464
Y	22	21,4	20,3	21	28	27,8	26	25,2	25,5	22	30,5	30	24	24,7	25,2	24,2	24,5	24,4	26	25	23,5	24,5	25	24,5	24,5
Zr	81	82	73	79	110	106	99	93	92	81	110	108	90	89	100	81	95	90	96	96	89	92	95	92	92
Nb	1,8	2	2,2	2,1	2,75	3	3,1	2,4	2,4	2	3,4	3,3	2,2	2,6	2,4	2,5	2,4	2,4	2,5	2,35	2,3	2	2,3	2,2	
Ba	190	187	173	177	240	225	210	200	196	182	272	263	192	200	230	240	200	198	221	215	202	207	218	208	208
Th	1,45	1,45	1,4	1,45	1,85	1,45	1,6	1,4	1,2	1,55	2,3	2,45	1,4	1,2	1,8	1,55	1,5	1,4	1,7	1,5	1,25	1,5	1,4	1,4	
Li	9,4	9,5			11,3	10,6	11	11	9	8,9	11,1	11,1	9,1		10,6	5,3	9,6	9,5	9,5	10,1	9,8	9,8	8,4	10,2	10,2
La	7,1	7,4	7,1	7,3	10,5	9,8	9	8,1	8,3	7,5	12	11,8	8,1	8	9,2	9,8	8,4	8,2	9	8,8	8,7	8,7	9	9	9
Ce	17,5	17,2	18	18,2	25	24	22	20	20,5	17,8	29	28	19	20,2	23	24	21	20,5	22,5	21	21	21,5	22	21	21
Nd	10,8	11,8	12	12,2	17	16,1	14,7	14	13,7	12	19,3	19,2	13,5	13,7	14,2	14,5	13,6	13	14	14,3	13,5	13,4	14	13,5	
Sm	3,1	3,05	3,1	3,15	4,45	3,85	3,65	3,6	4	3,5	5	4,7	3,55	3,6	3,9	3,65	3,65	3,6	3,9	3,7	3,6	3,8	3,6	3,6	
Eu	0,98	1,03	1,02	1,03	1,37	1,24	1,17	1,16	1,15	1,03	1,45	1,43	1,12	1,12	1,16	1,22	1,12	1,16	1,21	1,16	1,16	1,17	1,17	1,14	
Gd	3,4	3,65	3,4	3,6	4,85	4,6	4,3	4,2	4,4	3,55	5,4	5,45	4,3	3,85	3,95	3,85	4,1	3,95	4,05	4,1	3,6	4,15	4	4	
Dy	3,5	3,6	3,4	3,6	4,7	4,65	4,45	4,15	4,3	3,65	5,1	5,05	4,15	4	4,15	4	4,1	4	4,2	4,15	3,85	4	4,05	4	
Er	2,2	2,15	2,1	2,1	2,85	2,85	2,5	2,5	2,6	2,2	2,8	2,9	2,4	2,4	2,5	2,45	2,5	2,45	2,6	2,55	2,4	2,5	2,5	2,45	
Yb	2,15	2,13	2	2,05	2,75	2,7	2,45	2,14	2,45	2,12	2,8	2,76	2,38	2,37	2,52	2,37	2,34	2,4	2,54	2,54	2,35	2,45	2,43	2,38	

Unidad	Chailupén	
N° muestra	VR52	VR44
<i>elementos mayores</i>		
SiO ₂	54,00	53,80
TiO ₂	1,06	1,05
Al ₂ O ₃	17,10	17,30
Fe ₂ O ₃ *	9,28	9,35
MnO	0,15	0,16
MgO	4,66	4,94
CaO	9,26	9,30
Na ₂ O	3,32	3,39
K ₂ O	0,81	0,83
P ₂ O ₅	0,25	0,24
PPC	-0,26	-0,25
Total	99,63	100,11
<i>norma CIPW</i>		
Qtz	3,78	2,52
Pl	57,93	58,69
Alb	28,35	28,94
An	29,58	29,75
Or	4,85	4,96
Crn	0,00	0,00
Di	12,48	12,54
Hy	16,48	17,30
Ilm	2,03	2,01
Mag	1,77	1,78
Ap	0,58	0,56
Total	99,90	100,36
<i>elementos trazas</i>		
Sc	32	32
V	261	260
Cr	84	87
Co	28	28
Ni	33	40
Rb	20	19,5
Sr	418	422
Y	26	26
Zr	106	105
Nb	2,7	2,8
Ba	252	242
Th	2,05	2
Li	11,1	10,2
La	10	10
Ce	23	24
Nd	15	14,5
Sm	3,9	3,85
Eu	1,17	1,14
Gd	4,15	4,05
Dy	4,25	4,15
Er	2,6	2,6
Yb	2,53	2,54

Abreviaciones

IL	ignimbrita Licán
FP	flujo piroclástico
OP	oleada piroclástica
IP	ignimbrita Pucón
P1	unidad inferior de IP
P2	unidad superior de IP
PVDP	poco vesicular con disyunción prismática

VOLCAN LLAIMA

Unidad	Llaima Ancestral	grupo básico IC					grupo ácido IC					depósitos de caída post-IC					depósito pliniano (riodacita)			depósito pliniano (andesita)	
N° muestra	LL32	LL17-1	LL17-2	LL17-4	LL29-7	LL29-4	LL29-7A	LL35-1	LL35-2	LL9-1	LL9-2	LL28-4	LL28-5	LL17-6	LL17C	LL17E	LL17G	LL17H	LL2Ac	LL17I	LL2As
<i>elementos mayores</i>																					
SiO ₂	54,75	53,00	53,00	54,00	51,55	50,50	58,50	57,50	55,50	57,00	56,20	57,40	53,00	53,10	59,45	61,70	66,50	67,20	65,90	61,40	60,00
TiO ₂	1,47	1,42	1,45	1,47	1,47	1,49	1,38	1,42	1,49	1,40	1,43	1,21	1,25	1,10	0,97	0,96	0,52	0,42	0,51	1,03	1,07
Al ₂ O ₃	15,80	16,10	16,15	16,10	16,45	16,75	15,30	15,50	16,15	15,60	15,70	17,15	17,20	17,30	15,50	15,60	14,80	14,50	14,78	16,20	16,28
Fe ₂ O ₃ *	11,60	12,28	12,33	12,00	12,58	12,85	10,65	10,80	11,32	10,80	11,25	8,35	10,80	10,25	7,67	7,40	5,25	4,58	5,19	7,46	8,20
MnO	0,19	0,19	0,19	0,19	0,20	0,19	0,20	0,20	0,20	0,39	0,20	0,19	0,21	0,19	0,18	0,19	0,17	0,15	0,16	0,18	0,18
MgO	3,28	4,20	4,08	3,63	4,18	4,19	2,36	2,57	2,66	2,45	2,85	2,48	3,81	4,28	1,29	1,51	0,70	0,48	0,74	2,04	2,43
CaO	7,33	8,50	8,35	7,66	8,25	8,10	5,74	6,00	6,08	5,80	6,45	5,65	7,33	8,70	3,80	4,18	2,70	2,21	2,68	4,90	5,65
Na ₂ O	4,03	3,72	3,79	3,91	3,55	3,41	4,58	4,50	4,25	4,45	4,28	4,75	3,62	3,37	4,45	5,04	5,60	5,55	5,44	5,20	4,89
K ₂ O	0,82	0,61	0,64	0,69	0,53	0,50	1,06	1,00	0,85	0,94	0,86	0,84	0,68	0,57	1,15	1,21	1,49	1,63	1,52	1,10	1,02
P ₂ O ₅	0,26	0,19	0,20	0,21	0,20	0,20	0,32	0,31	0,31	0,32	0,29	0,34	0,21	0,19	0,34	0,32	0,15	0,11	0,13	0,30	0,25
PPC	0,12	-0,48	-0,46	-0,13	0,61	1,65	-0,17	0,04	1,10	0,57	0,38	1,38	1,79	0,80	4,88	1,62	2,00	2,70	2,73	0,22	-0,20
Total	99,65	99,73	99,72	99,73	99,57	99,83	99,92	99,84	99,91	99,72	99,89	99,74	99,90	99,85	99,68	99,73	99,88	99,53	99,78	100,03	99,77
<i>norma CIPW</i>																					
Qtz	4,89	1,91	1,80	3,75	1,49	1,03	9,21	7,98	6,80	8,09	6,88	8,03	4,12	3,79	16,09	14,12	19,29	21,14	19,36	11,46	9,84
Pl	57,27	57,50	57,85	58,02	58,04	58,42	57,32	57,76	59,01	58,01	57,87	63,67	59,90	59,44	54,69	59,38	58,51	57,01	57,73	62,00	61,29
Alb	34,44	31,82	32,41	33,42	30,38	29,19	39,09	38,42	36,30	37,99	36,55	40,53	30,97	28,77	37,91	42,90	47,64	47,13	46,29	44,25	41,72
An	22,83	25,68	25,45	24,60	27,67	29,23	18,23	19,34	22,71	20,01	21,31	23,14	28,93	30,67	16,78	16,48	10,87	9,88	11,45	17,75	19,58
Or	4,90	3,66	3,84	4,14	3,19	3,01	6,32	5,97	5,08	5,61	5,14	5,02	4,08	3,43	6,86	7,21	8,86	9,69	9,04	6,56	6,09
Crn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	10,29	13,12	12,66	10,43	10,38	8,45	7,13	7,36	4,85	5,91	7,67	2,41	5,36	9,68	0,00	1,97	1,37	0,36	0,90	4,00	5,90
Hy	16,54	18,51	18,43	17,91	20,17	21,48	14,69	15,24	17,33	16,06	16,39	14,56	19,73	18,23	12,24	11,44	7,51	6,71	7,76	11,69	12,69
Ilm	2,83	2,73	2,79	2,83	2,83	2,87	2,64	2,72	2,87	2,68	2,73	2,32	2,39	2,11	1,86	1,84	0,99	0,80	0,97	1,98	2,05
Mag	2,20	2,33	2,35	2,29	2,39	2,45	2,03	2,06	2,16	2,06	2,15	1,58	2,06	1,94	1,45	1,41	1,00	0,87	0,99	1,42	1,55
Ap	0,60	0,44	0,46	0,49	0,46	0,46	0,74	0,72	0,72	0,74	0,67	0,79	0,49	0,44	0,79	0,74	0,35	0,25	0,30	0,70	0,58
Total	99,52	100,20	100,18	99,86	98,95	98,17	100,08	99,81	98,82	99,16	99,50	98,38	98,13	99,06	94,81	98,11	97,88	96,83	97,05	99,81	99,99
<i>elementos trazas</i>																					
Sc	35	39	39	36	40,5	41	29,5	30	31	31	33	24	37	36	21	20	16	14,5	15	22	24
V	358	495	495	416	504	520	170	195	212	184	260	111	304	290	51	56	11	4	15	79	132
Cr	15	15	12	5	12	13	2	4	3	3	5	5	27	45	3,5	5	2,5	2	3	4,5	6
Co	25	33	32	31	33	33	19	20	20	33	23	11	30	28	9	9	2,5	1	3	10	13,5
Ni	8	15	13	6,5	14	14	2	2	2	2	5	3	15	18	2	3	2	1,5	1,5	3	4,5
Rb	16,3	13,3	12,3	14	10,3	9,9	21,8	20,4	18	19,7	17,8	18,5	14,2	11,9	26,2	26,5	33	36,5	32,5	22,5	21,7
Sr	415	419	418	418	406	392	376	386	387	382	390	449	401	439	300	335	265	221	258	410	407
Y	29,5	23,5	24	26,8	23,6	24	37	35	32,4	39,3	33	31,6	24,5	23	41	39	41	43,2	40	34,5	32
Zr	107	76	78	90	80	81	135	130	133	133	122	116	98	79	164	154	181	190	172	127	117
Nb	3,1	2,7	2,6	2,8	2,6	2,5	4,1	3,7	3,6	4	3,3	3,4	3,1	2,5	4,2	4	4,4	4,4	4,1	3,4	3,4
Ba	265	198	197	225	190	174	325	310	280	317	277	280	224	203	365	388	480	480	440	345	318
Th	1,65	1,2	1,2	1,3	1,1	1,2	2,15	2,05	2,15	2,1	2	1,95	1,45	1,25	2,9	2,65	3,2	3,5	3,3	2,3	2,25
Li	13,5	9,9	9,9	10,4	10,5	10,1	14,3	13,8	13,1	14,7	13,7	13,6	10,7	9,7				14,6			
La	10,8	7,6	7,5	8,6	6,9	7,3	13,3	12,3	11,9	13,8	11,1	11,5	8,6	8,1	14,8	14,5	16	16,8	15,7	13	11,5
Ce	26	18	18	21	18,6	18,5	32,5	30	35,5	35,5	26,5	28	27	20	36	34	38	39	37	31	28
Nd	17,4	12,4	12,5	14,3	12	12,6	21,4	20	19,7	21	18,4	18,5	13,4	12,6	23,7	22,8	23	23,5	23,9	20,5	18,9
Sm	4,7	3,3	3,4	3,9	3,35	2,95	5,6	5,25	5,3	5,4	4,75	4,7	3,7	3,3	5,8	5,35	5,5	5,75	5,35	4,9	4,6
Eu	1,42	1,18	1,19	1,27	1,17	1,22	1,72	1,6	1,58	1,75	1,55	1,6	1,28	1,12	1,66	1,63	1,55	1,39	1,44	1,58	1,45
Gd	4,85	3,95	3,7	4,15	3,75	3,7	5,95	5,5	5,2	6,1	5,3	5,15	3,7	3,6	6,8	6,25	6,3	6,4	6,15	5,6	5,4
Dy	4,95	4	4,1	4,45	3,9	4,05	6,2	5,9	5,55	6,4	5,45	5,3	4,15	3,8	6,8	6,2	6,3	6,7	6,25	5,5	5,2
Er	2,95	2,4	2,4	2,65	2,35	2,4	3,7	3,55	3,25	3,8	3,4	3,2	2,5	2,3	4,05	3,8	4,05	4,3	4,1	3,4	3,2
Yb	2,88	2,32	2,35	2,6	2,3	2,35	3,62	3,45	3,28	3,65	3,21	3,13	2,54	2,28	4,05	3,79	4,1	4,5	4,16	3,32	3,12

Unidad	oleada piroclástica	lavas cono principal (post-IC)					lavas conos fisurales (post-IC)		
N° muestra	LL2B	LL30-1	LL30-2	LL27	LL3	LL21B	LL33	LL1	LL31
<i>elementos mayores</i>									
SiO ₂	59,00	53,60	53,75	55,00	52,80	52,20	54,00	52,70	52,00
TiO ₂	1,12	1,13	1,22	1,07	1,05	1,02	1,32	1,18	1,02
Al ₂ O ₃	16,68	18,05	17,50	17,15	17,50	17,80	16,55	17,35	18,10
Fe ₂ O ₃ *	8,35	9,75	10,15	9,60	9,95	9,82	11,45	10,35	9,90
MnO	0,27	0,16	0,17	0,16	0,16	0,16	0,18	0,17	0,16
MgO	2,57	4,05	4,14	4,36	5,57	5,54	3,87	5,14	5,65
CaO	5,92	9,42	8,66	8,00	9,70	9,50	7,90	9,03	9,52
Na ₂ O	4,80	3,48	3,58	3,62	3,08	3,17	3,86	3,31	3,15
K ₂ O	0,95	0,65	0,78	0,97	0,63	0,64	0,62	0,73	0,58
P ₂ O ₅	0,28	0,20	0,24	0,22	0,21	0,20	0,19	0,23	0,19
PPC	0,05	-0,46	-0,27	-0,26	-0,47	-0,27	0,01	-0,45	-0,43
Total	99,99	100,03	99,92	99,89	100,18	99,78	99,95	99,74	99,84
<i>norma CIPW</i>									
Qtz	8,68	3,00	3,12	4,37	1,76	0,82	3,51	1,56	0,47
Pl	62,23	61,66	60,20	58,78	58,62	59,77	59,26	58,86	60,72
Alb	40,95	29,70	30,55	30,89	26,32	27,08	33,00	28,26	26,91
An	21,28	31,96	29,65	27,90	32,31	32,69	26,25	30,60	33,81
Or	5,67	3,90	4,67	5,79	3,78	3,84	3,72	4,37	3,49
Crn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	5,42	11,52	10,09	8,86	12,21	11,13	10,12	10,81	10,34
Hy	13,55	15,93	17,30	17,96	19,89	20,21	18,19	19,83	20,99
Ilm	2,15	2,17	2,34	2,05	2,01	1,96	2,53	2,26	1,96
Mag	1,58	1,86	1,93	1,83	1,88	1,87	2,17	1,97	1,88
Ap	0,65	0,46	0,56	0,51	0,49	0,46	0,44	0,53	0,44
Total	99,93	100,50	100,21	100,15	100,64	100,06	99,94	100,19	100,29
<i>elementos trazas</i>									
Sc	24	33	33	29	32,5	31	35	32,5	31
V	133	280	285	235	270	258	352	277	255
Cr	15	64	50	42	90	88	11	58	82
Co	14	25	26	27	36	33	27	31	32
Ni	5	22	23	29	53	47	8	41	52
Rb	19,7	13	16,6	23,5	13,4	13,9	13,2	15,6	12
Sr	427	438	434	418	462	465	449	438	461
Y	30,7	24,3	27,5	27,8	22	21,8	23,5	26,5	21,7
Zr	109	82	99	112	84	81	75	99	78
Nb	3,5	2,6	3	3,3	2,7	2,7	2,4	2,9	2,6
Ba	305	202	232	270	226	202	190	224	188
Th	1,9	1,05	1,5	2,2	1,5	1,4	1,2	1,6	1,25
Li		9,9	11	12,5		9,3		10,6	8
La	11,1	8,1	9,6	11	8,3	8,7	8	9,8	7,9
Ce	26,5	20	24	26	19,7	20	20	23,5	19
Nd	18,2	12,8	15,4	16	13,4	12,8	13	15,2	12,5
Sm	4,6	3,55	4,05	4,05	3,35	3,15	3,5	3,85	3,4
Eu	1,47	1,15	1,24	1,2	1,08	1,1	1,24	1,19	1,05
Gd	5,2	3,75	4,25	4,25	3,9	3,6	3,65	4,6	3,1
Dy	5,1	4,05	4,5	4,5	3,6	3,6	3,9	4,4	3,65
Er	3,1	2,4	2,7	2,7	2,1	2,15	2,4	2,65	2,2
Yb	2,97	2,32	2,66	2,7	2,05	2,09	2,35	2,56	2,06

Abreviación
IC ignimbrita Curacautín

Anexo F:

Protocolos de separación de Sr y Nd para su análisis isotópico.

1. Columnas AG 50x4

Prelavado: 2x2 ml de solución HNO₃ 5M/HF 0,1M

Enjuague con agua Mili-Q

Resedimentación

Pre-acondicionamiento: 2x2 ml HCl 1,25N

Carga de muestras: disueltas en 2 ml HCl 1,25N

Enjuague: a) 0,5 ml HCl 1,25N; b) 5 ml de HCl 1,25N. Se botan.

Tierras raras y Sr: 2x2,5 ml HNO₃ 5M/ HF 0,1M

Enjuague con agua Mili-Q

Lavado de columnas: 20 ml HCl 6N.

2. Columnas Sr.Spec sobre TRU.Spec

Sr.Spec	TRU.Spec
<u>Resedimentación y lavado</u> con HNO ₃ 0,05N (columnas separadas)	
<u>Pre-acondicionamiento</u> : 2x0,5 ml HNO ₃ 2N (columnas separadas)	
Se montan columnas Sr.Spec sobre TRU.Spec.	
<u>Carga de muestras</u> : disueltas en 1,5 ml HNO ₃ 2N, carga en 3x0,5 ml	
<u>Enjuague</u> : 2x0,5 ml HNO ₃ 2N	
<u>Separación de columnas</u>	
3 ml HNO ₃ 7N (se botan)	3 ml HNO ₃ 2N (se botan)
0,5 ml HNO ₃ 2N (se botan)	
<u>Recuperación de Sr</u> : 2ml HNO ₃ 0,05N	<u>Recuperación de tierras raras</u> : 2ml HNO ₃ 0,05N
Lavado de columnas con HCl 6N	Lavado de columnas con HCl 0,1M-HF 0,3M
Enjuague con HNO ₃ 0,05N	Enjuague con HNO ₃ 0,05N

3. Columnas Ln.Spec

Pre-acondicionamiento: 3x100 µl HCl 0,25N

Carga de muestras: disuelta en 100 µl HCl 0,25N

Enjuagues: a) 2x100 µl HCl 0,25N; b) 2,9 ml HCl 0,25N (se botan)

Recuperación de Nd: 2,5 ml HCl 0,25N

Lavado de columnas con HCl 6N