



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

**"VOLCANISMO CUATERNARIO DE SIERRAS DE BELLAVISTA: COMPARACIÓN  
GEOQUÍMICA CON EL MAGMATISMO CONTEMPORÁNEO DEL ARCO  
COMPRENDIDO ENTRE LOS 34°30' Y LOS 35°30'S".**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA**

**MARIA DANIELA EYQUEM FUENTEALBA**

**PROFESOR GUIA:  
REYNALDO CHARRIER GONZALEZ**

**MIEMBROS DE LA COMISION:  
LUIS ENRIQUE LARA PULGAR  
MARIO VERGARA MARTINEZ**

**SANTIAGO - CHILE**

**2009**

## RESUMEN

El objetivo de este trabajo es comprender el significado de la Unidad Sierras de Bellavista en el contexto del magmatismo contemporáneo del segmento norte de la Zona Volcánica Sur. Para esto, se estudiaron los siguientes aspectos de la Unidad Sierras de Bellavista: petrografía, geoquímica y geocronología, y además se realizó una comparación para establecer similitudes y diferencias geoquímicas con el Grupo Volcánico Tinguiririca – Cerro altos del Padre, con el Complejo Caldera Calabozos y con la Caldera Diamante.

El estudio petrográfico permitió definir principalmente dos grupos entre las rocas de la unidad estudiada: tobas blancas pumíceas y tobas gris-negras soldadas. Estas rocas presentan distinto grado de soldamiento por lo tanto indican distinta temperatura de emplazamiento.

Los análisis químicos realizados a rocas de la Unidad Sierras de Bellavista permiten clasificar las tobas blancas pumíceas y tobas gris-negras soldadas como riolitas y dacitas respectivamente. Los análisis de elementos mayores indican que estas rocas tienen afinidad con la serie magmática calcoalcalina y calcoalcalina de alto K, con carácter peraluminoso. Los patrones de Tierras Raras normalizadas a condritos, muestran enriquecimiento en Tierras Raras Livianas (LREE) y empobrecimiento en Tierras Raras Pesadas (HREE) y una anomalía negativa de Eu, principalmente marcada en las riolitas.

En general, las edades obtenidas por el método  $40\text{ Ar}/39\text{ Ar}$ , se consideran representativas de los eventos volcánicos que se deseaban datar. Se obtuvieron tres grupos de edades uno con valores del orden de 1,25 Ma, otro con edades entre los 0,94 y 1,05 Ma y uno de edad más joven correspondiente a 0,36 Ma, asignándose estos depósitos al pleistoceno medio.

Los antecedentes antes expuestos, poseen una estrecha coherencia, ya que los datos aportados por la geoquímica, geocronología y petrografía tienden a diferenciar a esta unidad en al menos dos grupos marcadamente distintos: tobas blancas pumíceas y tobas gris-negras soldadas.

La comparación geoquímica realizada, muestra que la Unidad Sierras de Bellavista guarda bastante afinidad con las rocas del Grupo Volcánico Tinguiririca – Cerro altos del Padre. La comparación que se propuso de la Unidad Sierras de Bellavista, tanto con el Complejo Caldera Calabozos como con Caldera Diamante, está orientada a afirmar o descartar un posible origen común.

## TABLA DE CONTENIDOS

|   |    |
|---|----|
| CAPITULO 1. INTRODUCCION.....   | 1  |
| 1.1 Formulación del estudio propuesto .....   | 1  |
| 1.2 Objetivos.....  | 2  |
| 1.2.1 Generales .....   | 2  |
| 1.2.2 Específicos.....  | 2  |
| 1.3 Hipótesis de trabajo .....  | 3  |
| 1.4 Ubicación y vías de acceso.....   | 3  |
| 1.5 Metodología.....  | 4  |
| 1.5.1 Trabajo de Terreno .....  | 4  |
| 1.5.2 Trabajo de Gabinete .....   | 5  |
| 1.5.3 Trabajo de Laboratorio .....  | 5  |
| <br>  |    |
| CAPITULO 2. MARCO GEOLOGICO REGIONAL .....  | 6  |
| 2.1 Unidades Morfoestructurales.....  | 8  |
| 2.2 Marco tectónico regional.....   | 10 |
| 2.3 Unidades estratigráficas presentes en los Andes de Chile Central.....                             | 13 |
| 2.4 Rocas intrusivas.....   | 24 |
| 2.5 Estructuras .....   | 24 |
| <br>  |    |
| CAPITULO 3. CARACTERIZACIÓN ESTRATIGRÁFICA Y<br>PETROGRÁFICA DE LA UNIDAD SIERRAS DE BELLAVISTA. .... | 26 |
| 3.1 Antecedentes del depósito estudiado.....  | 26 |
| 3.2 Geología Local .....  | 28 |
| 3.2.1 Formación Abanico .....   | 28 |
| 3.2.2 Unidad Lavas del Tinguiririca.....  | 28 |
| 3.2.3 Unidad Lahar del Tinguiririca.....  | 29 |
| 3.2.4 Unidad Sierra Bellavista.....   | 29 |
| 3.2.5 Depósitos Sedimentarios Cuaternarios.....   | 39 |
| 3.3 Descripción petrográfica de la Ignimbrita Sierras de Bellavista .....                             | 40 |
| 3.3.1 Descripción macroscópica.....   | 40 |
| 3.3.2 Descripción Microscópica .....  | 48 |
| Grupo II .....  | 50 |
| Grupo III.....  | 51 |

|  |     |
|--|-----|
| CAPITULO 4. GEOQUÍMICA .....   | 53  |
| 4.1 Elementos Mayores .....  | 54  |
| 4.2 Elementos Traza .....  | 61  |
| 4.2.1 Elementos compatibles: Metales de Transición .....   | 61  |
| 4.2.2 Elementos de Alto potencial Iónico (HFSE o High Field Strength Elements) e incompatibles.....  | 62  |
| 4.2.3 Elementos de Baja Carga y Gran Radio Iónico (LILE o Large Ion Lithophile Elements) .....   | 64  |
| 4.3 Tierras Raras (REE).....   | 65  |
| <br>   |     |
| CAPÍTULO 5. GEOCRONOLOGÍA $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ .....  | 68  |
| 5.1 Resultados de los análisis geocronológicos $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ .....   | 68  |
| 5.2 Discusión Geocronología $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ .....  | 70  |
| <br>   |     |
| CAPÍTULO 6. COMPARACIÓN GEOQUÍMICA DE LA IGNIMBRITA SIERRAS DE BELLAVISTA CON EL MAGMATISMO CONTEMPORÁNEO DEL ARCO DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL ..... | 77  |
| 6.1 Marco magmático y geoquímico del arco volcánico de Chile central. ....   | 77  |
| 6.2 Comparación con rocas pertenecientes al Grupo Volcánico Tinguiririca-Cerro Altos del Padre (Arcos, 1987).....                                      | 79  |
| 6.3 Comparación con Caldera Diamante ( $34^{\circ}10'S$ ) (Stern et al. 1984a) y Complejo Caldera Calabozo ( $35^{\circ}30'S$ ) (Grunder, 1986).....   | 82  |
| <br>   |     |
| CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES .....   | 87  |
| <br>   |     |
| REFERENCIAS .....  | 91  |
| <br>   |     |
| ANEXO A: Tablas de resultados de análisis geocronológico método $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ .....  | 98  |
| <br>   |     |
| ANEXO B: Resultados Análisis Geoquímicos para muestras pertenecientes a la Unidad Sierras de Bellavista .....  | 104 |

## INDICE DE FIGURAS

|  |    |
|--|----|
| Figura 1.1 Mapa de ubicación y vías de acceso .....  | 4  |
| Figura 2.1 Tomada de Stern ( 2004). .....  | 7  |
| Figura 2.2 Unidades morfoestructurales de los Andes entre los 32° y 35° S.<br>Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al. (2001), Giambiagi et al.<br>(2003 <sup>a</sup> ) y Tassara y Yáñez (2003). Tomado de Fock (2005) .....   | 8  |
| Figura 2.3 Esquema de la evolución cenozoica de los Andes de Chile Central.<br>Tomado de Fock, 2005. ....  | 12 |
| Figura 2.4 Mapa Geológico Regional. Basado en SEGEMAR (1997),<br>Godoy et al. (1999), SERNAGEOMIN (2002), Charrier et al. (2002, 2005),<br>Giambiagi et al. (2003), Fock (2005) y tomado de Farías et al. (2007). ....                     | 14 |
| Figura 2.5 Sucesión estratigráfica, relaciones de contacto y equivalencias<br>estratigráficas para los depósitos Jurásicos a Cretácicos de la Cordillera<br>Principal de Chile Central y Argentina (tomado de Charrier et al., 2007). .... | 15 |
| Figura 2.6 Vista hacia el sur-este, en el sector Termas del Flaco. ....  | 16 |
| Figura 2.7 Mapa de ubicación de volcanes y calderas pertenecientes<br>a la Zona Volcánica Sur comprendida entre los 33° y 36° S, tomado<br>de González-Ferrán (1995) .....   | 22 |
| Figura 2.8 Sucesión estratigráfica, relaciones de contacto y equivalencias<br>estratigráficas para los depósitos Cenozoicos de la Cordillera Principal de<br>Chile Central y Argentina (tomado de Charrier et al., 2007). ....             | 23 |
| Figura 2.9 Perfiles esquemáticos, extraídos de Charrier et al. (2002) .....  | 25 |
| Figura 3.0 Muestra un mapa geológico con la distribución de las unidades<br>emplazadas en los valles del río Tinguiririca y del río Claro.<br>Basado en Malbrán 1986. ....   | 31 |
| Figura 3.1 Vista de uno de los pulsos basales de la Ignimbrita Sierras<br>de Bellavista. ....  | 32 |
| Figura 3.2 Toba gris que corresponde a uno de los pulsos basales de la<br>Unidad Sierras de Bellavista. ....   | 33 |

|   |    |
|---|----|
| Figura 3.3  |    |
| (a) Afloramiento de toba blanca medianamente litificada con abundantes fragmentos pumíceos.   |    |
| (b) Detalle de las grietas que cruzan este depósito en distintas direcciones, el mayor grado de cementación produce un relieve positivo de estas respecto a la toba. .... | 34 |
| Figura 3.4 Fotos que muestran la ignimbrita soldada, sub-aérea con diaclasamiento columnar. ....  | 35 |
| Figura 3.5 Foto que muestra la toba soldada que aflora al sureste del sector El Portillo. ....  | 36 |
| Figura 3.6 Foto de toba soldada que aflora al este del sector El Espinalillo. ....  | 37 |
| Figura 3.7 Detalle del mayor grado de redondeamiento de las fiammes del afloramiento de El Espinalillo ....   | 37 |
| Figura 3.8 Detalle de la ignimbrita ácida que aflora en la parte media de la quebrada El Carao. ....  | 38 |
| Figura 3.9 Ubicación de muestras extraídas para datación y análisis geoquímicos. Imagen tomada de Google Earth. ....  | 41 |
| Figura 3.10 Foto de la muestra JC-50 ....   | 42 |
| Figura 3.11 Foto de la muestra JC-38 ....   | 43 |
| Figura 3.12 Foto de la muestra JC-09 ....   | 44 |
| Figura 3.13 Foto de la muestra JC-29 ....   | 45 |
| Figura 3.14 Foto de la muestra JC-43 ....   | 46 |
| Figura 3.15 Foto de la muestra JC-22 ....   | 47 |
| Figura 3.16 Foto de la muestra JC-02 ....   | 47 |
| Figura 3.17 Microfotografía con un radio de 2,5 mm. ....  | 49 |
| Figura 3.18 Microfotografía con un radio de 1 mm. Detalle de plagioclasa fracturada. ....   | 50 |
| Figura 3.19 Microfotografía con un radio de 0,5 mm. ....  | 51 |
| Figura 3.20 Microfotografía con un radio de 2,5 mm. ....  | 51 |

|   |    |
|---|----|
| Figura 3.21 Microfotografía con un radio de 2,5 mm. ....  | 52 |
| Figura 4.1 Diagrama TAS: total álcalis vs sílice (wt%)<br>(LeBas et al., 1986). ....  | 55 |
| Figura 4.2 Diagrama propuesto por Irvine and Baragar (1971)<br>para diferencias entre serie magmática alcalina y subalcalina. ....  | 56 |
| Figura 4.3 Subdivisión de rocas volcánicas de la serie subalcalina,<br>basada en las concentraciones de K <sub>2</sub> O y SiO <sub>2</sub> ,<br>(Peccerillo y Taylor, 1976). ....  | 57 |
| Figura 4.4 Diagrama de saturación en alúmina parámetros<br>definidos por Shand (Maniar y Piccoli, 1989).<br>ANK=(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)), ACNK= Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /( CaO+Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O). .... | 58 |
| Figura 4.5 Diagramas Harker Elementos Mayores,<br>valores en % en peso. ....  | 60 |
| Figura 4.6 Diagrama Harker Metales de Transición, valores en ppm. ....  | 62 |
| Figura 4.7 Diagrama Harker HFSE, valores en ppm. ....   | 64 |
| Figura 4.8 Diagrama Harker para los LILE, valores en ppm. ....  | 65 |
| Figura 4.9 Diagrama Tierras Raras (REE), normalizado a Condrito<br>(Sun and McDonough, 1989) ....   | 66 |
| Figura 5.1 Espectro de la Edad Plateau ponderada para la muestra JC-29 .....  | 70 |
| Figura 5.2 Gráfico Isocrona Inversa para análisis de muestra JC-02 .....  | 72 |
| Figura 5.3 Espectro de la Edad Plateau ponderada para la muestra JC-02 .....  | 72 |
| Figura 5.4 Espectro de la Edad Plateau ponderada para la muestra JC-50 .....  | 73 |
| Figura 5.5 Espectro de la Edad Plateau ponderada para la muestra JC-38 .....  | 74 |
| Figura 5.6 Espectro de la Edad Plateau ponderada para la muestra JC-43 .....  | 75 |
| Figura 6.1 Diagramas Harker que compara los elementos mayores<br>(con SiO <sub>2</sub> como índice de diferenciación) de las rocas de la<br>Unidad Sierras de Bellavista y Grupo Volcánico Tinguiririca-Cerro<br>Altos del Padre (Arcos, 1987) .....                          | 81 |

Figura 6.2 El mapa muestra la Unidad Sierras de Bellavista ubicada entre dos mega-calderas: Diamante y Calabozos. Mapa modificado de Stern 2004. .... 83

Figura 6.3 Diagrama Tierras Raras (REE), normalizado a Condrito (Sun and McDonough, 1989). .... 85

Figura 6.4 Diagrama de discriminación tectónica según Wood 1980. .... 86

## INDICE DE TABLAS

|  |    |
|--|----|
| Tabla 2.1 Coordenadas, edad estimada y actividad histórica para los principales volcanes de la Cordillera de los Andes Centrales (González-Ferrán, 1995) .....                       | 20 |
| Tabla 3.1 Ubicación de las muestras que fueron analizadas y datadas .....  | 40 |
| Tabla 4.1 Valores de la anomalía de Eu para muestras de la Unidad Sierras de Bellavista .....  | 67 |
| Tabla 5.1: Resumen de resultados ponderados de edad plateau $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ para las muestras datadas de ignimbrita Sierras de Bellavista. ....                  | 69 |
| Tabla 5.2: Edades $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ de fusión total y de datos de isocrona inversa para muestras de Sierras de Bellavista. ....                                    | 69 |
| Tabla 6.1 Comparación de elementos mayores para rocas de la Unidad Sierras de Bellavista y para las andesitas-dacitas del Grupo Volcánico Tinguiririca y cerro Altos del Padre. .... | 80 |

## **CAPITULO 1. INTRODUCCION**

El presente trabajo pretende, sobre la base de observaciones geológicas y estudios geoquímicos, avanzar en el entendimiento de la evolución y origen de los depósitos volcánicos de Sierras de Bellavista.

Este estudio se inserta en el marco del Proyecto ANILLO ACT 18.

### **1.1 Formulación del estudio propuesto**

La Unidad Sierras de Bellavista (Vergara, 1969) está ubicada en la Cordillera Principal de la VI Región, aproximadamente a 40 km al sureste de San Fernando, con coordenadas aproximadas 34°45' S -70°45' W. Se encuentra rellenando el valle del río Claro, un afluente del río Tinguiririca. La unidad está compuesta por una sucesión de flujos ignimbríticos y depósitos pumíceos. Su composición es rio-dacítica y presenta fiammes en los niveles inferiores y medios. En los niveles superiores son frecuentes los depósitos de ceniza con abundante pómez (Malbran, 1986). Una datación K-Ar en roca total de la unidad Sierras de Bellavista arrojó una edad de 0,93 Ma (Malbrán, 1986).

Los depósitos volcánicos expuestos en la zona de estudio son unidades pertenecientes al Volcanismo Cuaternario y se ubican en la Cordillera Principal al este de la ciudad de San Fernando, en una región perteneciente al segmento norte de la Zona Volcánica Sur (ZVS).

Los depósitos volcánicos cuaternarios del área fueron en su mayoría relacionados con el Complejo Volcánico Tinguiririca (Arcos et al., 1988; Charrier et al., 1996). Entre estos depósitos se pueden distinguir algunos desarrollados con anterioridad a la formación del valle del río Tinguiririca, expuestos en la parte superior del valle, y otros que rellenaron este valle aguas abajo. Estos últimos incluyen: lavas de composición principalmente andesítica dispuestas de manera subhorizontal y un lahar, ubicado en la parte baja del valle, que contiene clastos volcánicos subangulosos contenidos en una matriz de arena, ceniza y arcilla. Las unidades más antiguas del Complejo Volcánico Tinguiririca han sido datadas en aproximadamente 1 Ma (Arcos, 1987; Arcos et al., 1988; Charrier et al., 1996).

Todos estos depósitos se disponen en discordancia sobre rocas de la Formación Abanico de edad Eoceno tardío – Oligoceno temprano (Charrier et al. 2002).

La secuencia de rocas volcánicas de Sierras de Bellavista representa una fase de volcanismo explosivo poco estudiada, como además estos depósitos se encuentran desconectados de cualquier posible centro emisor, su origen no ha sido aún determinado.

## **1.2 Objetivos**

### **1.2.1 Generales**

Comprender el significado de la Unidad Sierras de Bellavista en el contexto del magmatismo contemporáneo del segmento norte de la Zona Volcánica Sur.

### **1.2.2 Específicos**

- Caracterizar petrográficamente los depósitos volcánicos de Sierras de Bellavista.
- Caracterizar geoquímicamente los depósitos volcánicos de Sierras de Bellavista.
- Caracterizar geocronológicamente los depósitos volcánicos de Sierras de Bellavista.
- Determinar sobre la base de sus características petrográficas, mineralógicas y geoquímicas si existen diferencias entre estos depósitos y los depósitos contemporáneos del arco de la zona sur andina comprendida entre los 34°30'-35°30' S.

### **1.3 Hipótesis de trabajo**

Los depósitos de ignimbritas y tobas de Sierras de Bellavista corresponden a emisiones volcánicas equivalentes cronológicamente a los flujos más antiguos de los volcanes del área (por ejemplo, volcán Tinguiririca), pero se disponen más al oeste que éstos y se presentan desconectados de un posible centro emisor.

La fase de volcanismo explosivo que representa sería aparentemente de carácter regional a juzgar, por ejemplo, por la existencia de las ignimbritas en la Caldera Calabozos (Hildreth, 1984) ubicada un poco más al sur.

La comparación que se propone realizar pretende entregar información relevante para aclarar alguno de estos puntos y entender en lo posible la evolución y origen de los depósitos volcánicos de Sierras de Bellavista. En este sentido las características geoquímicas y geocronologías presentadas en este trabajo deberían ser similares a las características de los depósitos del magmatismo contemporáneo del segmento norte de la Zona Volcánica Sur.

### **1.4 Ubicación y vías de acceso**

La zona de estudio se ubica en la Cordillera Principal de la VI Región del Libertador General Bernardo O'Higgins de Chile Central, aproximadamente a 40 km al sureste de San Fernando e inmediatamente al sur del río Tinguiririca, con coordenadas centrales aproximadas  $34^{\circ}45' S - 70^{\circ}45' W$  (Figura 1.1)

A esta zona se accede desde Santiago tomando la Ruta 5 Sur hasta la ciudad de San Fernando, para luego continuar por el camino que comunica la localidad de Puente Negro con Termas del Flaco, desde donde se continúa por caminos de ripio por la orilla NE del valle del río Claro y por la orilla SW del mismo, que conduce hacia el poblado de Sierras de Bellavista (Figura 1.1).



Figura 1.1 Mapa de ubicación y vías de acceso. En rojo se destaca la zona de estudio. Extraído y modificado del sitio web (<http://www.turistel.cl>) del Servicio Nacional de Turismo del Gobierno de Chile, TURISTEL.

## 1.5 Metodología

### 1.5.1 Trabajo de Terreno

Se realizó una salida de reconocimiento en los valles del río Claro, Tinguiririca y Teno de 4 días durante la segunda semana de Diciembre 2007.

Se realizó una primera campaña de terreno de 10 días en el mes de Enero 2008, con el fin de contextualizar el depósito Ignimbrítico del Río Claro del Tinguiririca dentro de la geología local que comprende distintas unidades volcánicas cuaternarias tales como Volcán Sordo Lucas, Cerro Altos del Padre, Complejo Volcánico Tinguiririca, Volcanismo riolítico del Ponto-Plioceno de Plateau (Davidson y Vicente, 1973).

Se realizó una salida a terreno de 2 días a la localidad de Sierras de Bellavista con la finalidad de caracterizar petrográficamente el depósito estudiado.

### **1.5.2 Trabajo de Gabinete**

Recopilación bibliográfica de los datos geológicos de los depósitos volcánicos contemporáneos estudiados en la zona (edades, datos geoquímicos y modelos petrogenéticos).

Análisis y procesamiento en conjunto de la información obtenida de la bibliografía y recopilada en este trabajo.

Análisis de datos y elaboración de gráficos geoquímicos de elementos mayores, elementos traza, tierras raras.

Análisis de datos de dataciones Ar/Ar realizadas a muestras del depósito estudiado.

Elaboración de un mapa geológico a escala de la unidad.

### **1.5.3 Trabajo de Laboratorio**

Se realizó un estudio petrográfico-microscópico de cortes transparentes de las muestras obtenidas de la Unidad Sierras de Bellavista.

## CAPITULO 2. MARCO GEOLOGICO REGIONAL

En Sudamérica, el margen occidental es un borde continental activo desde el punto de vista sísmico y volcánico. El contexto tectónico de placas en esta región de los Andes, está definido por la subducción de las placas de Nazca y Antártica bajo la placa Sudamericana (Uyeda y Kanamori, 1979) (Figura 2.1). Esta condición de límite de placas convergente determina una serie de características morfoestructurales y petrogeoquímicas distintivas.

El volcanismo cuaternario de la zona de estudio es el resultado de la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana, sin embargo el volcanismo no es continuo en todo el margen, ya que se produce en cuatro regiones distintas: las zonas volcánicas Norte (NVZ (5°N-2°S)), Central (CVZ (14-27°S)), Sur (SVZ (33-46°S)) y Austral (AVZ (49-55°S)) (Stern, 2004). El segmento de arco volcánico donde se emplazan los depósitos de Sierras de Bellavista corresponde a la denominada Zona Volcánica Sur. (Figura 2.1)

Estos segmentos con volcanismo activo se reconocen en zonas donde el ángulo de subducción es relativamente inclinado y varía entre 25°-30°. Entre estas zonas existen regiones donde el ángulo de subducción es relativamente plano, entre 5°-10° y las manifestaciones de volcanismo activo están ausentes (Stern, 2004).

La Zona Volcánica Sur ha sido dividida, a su vez, en una serie de pequeños segmentos de arco volcánico denominados ZVS: norte (NSVZ, 33-34.5°S); transicional (TSVZ, 34.5-37°S); central (CSVZ, 37-41.5°S); y sur (SSVZ, 41.5-46°S) (Tormey et al., 1991a; López-Escobar et al., 1995a; Stern, 2004). Esta subdivisión se hace fundamentalmente sobre la base de los distintos rasgos geoquímicos que caracterizan los centros volcánicos distribuidos a lo largo del arco magmático. Los depósitos piroclásticos de Sierras de Bellavista se encuentran al norte de la Zona Volcánica Sur Transicional, cerca del límite con la SVZN.

En general, este sector del arco volcánico cuaternario, representado por la parte norte de la Zona Volcánica Sur, presenta un magmatismo de arco caracterizado por estratovolcanes ubicados principalmente en el actual eje de la Cordillera Principal.

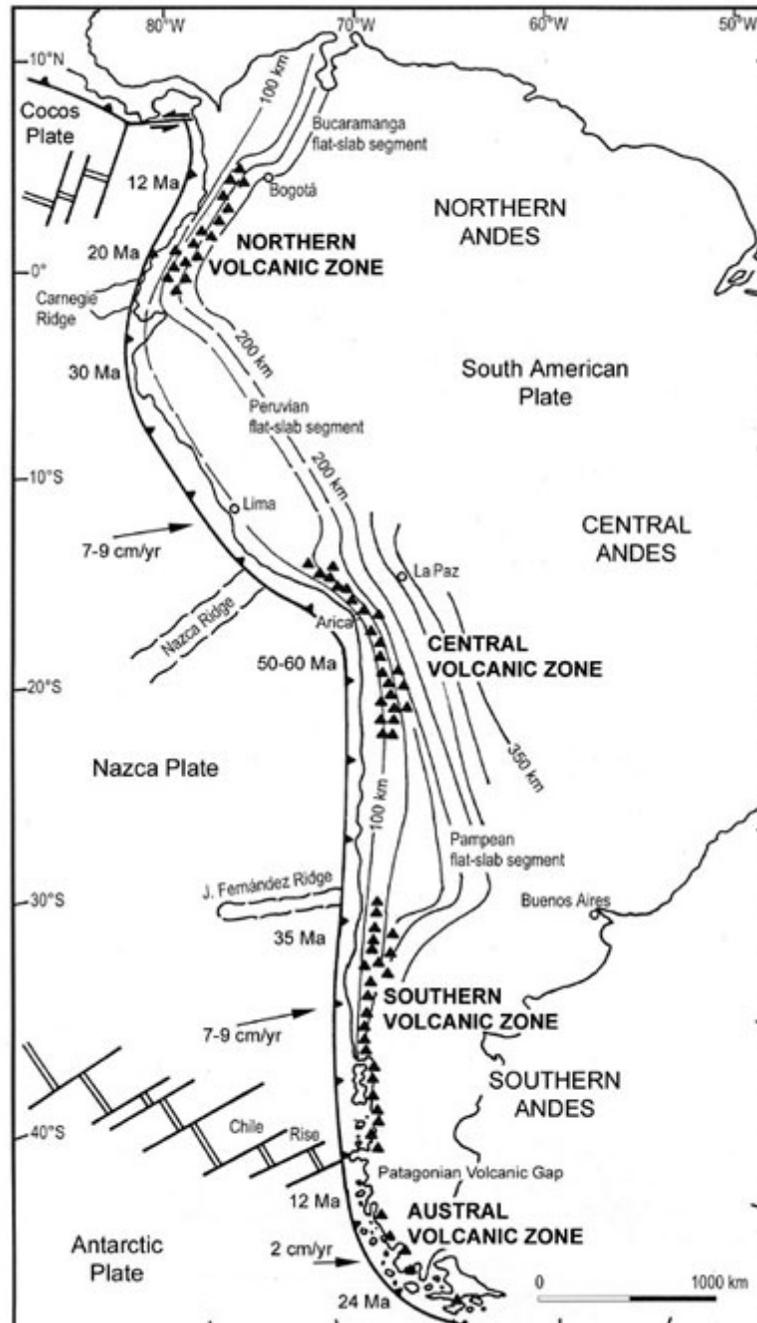


Figura 2.1 Tomada de Stern (2004).

## 2.1 Unidades Morfoestructurales

En la Zona Volcánica Sur se reconocen principalmente 5 unidades morfoestructurales dispuestas en franjas paralelas de orientación aproximada norte-sur. Estas son, de oeste a este: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Antepaís, los dos últimas ubicadas en el lado argentino de la cordillera. (Figura 2.2)

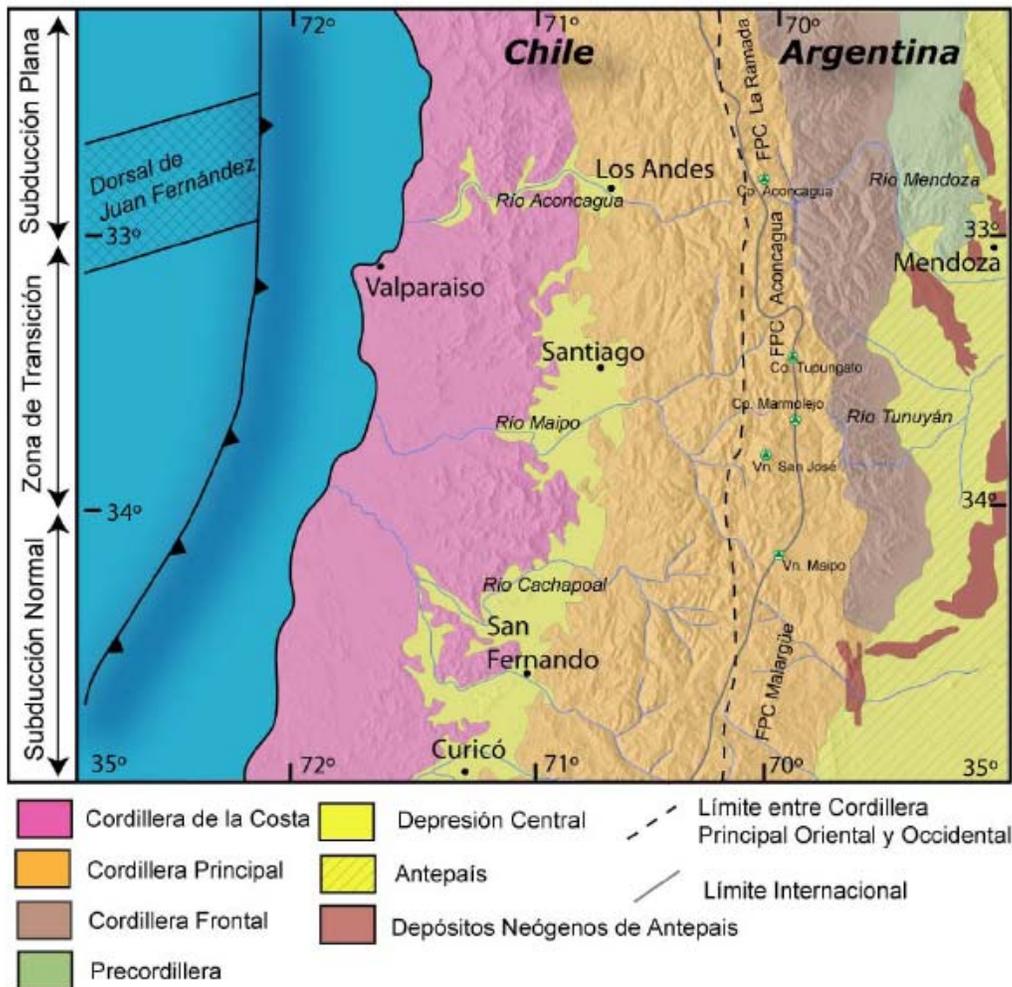


Figura 2.2 Unidades morfoestructurales de los Andes entre los 32° y 35° S. Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al. (2001), Giambiagi et al. (2003<sup>a</sup>) y Tassara y Yáñez (2003). Tomado de Fock (2005).

La Cordillera de la Costa está formada en su flanco occidental por granitoides del Paleozoico Superior presentes principalmente en el sector costero, mientras que se reconocen rocas cristalinas del Mesozoico Inferior en la parte este de este flanco. En el borde oriental esta Cordillera está formada por secuencias volcánicas y sedimentarias con edades entre Triásico y Cretácico Superior y un borde de cuerpos intrusivos Cretácico Superior. Las alturas máximas observadas se presentan en los sectores orientales y rara vez sobrepasan los 2.000 m s.n.m. (Thomas, 1958; Wall et al., 1996).

La Depresión Central, en la zona que comprende el área de estudio, divide la Cordillera de la Costa de la Cordillera Principal. Se extiende aproximadamente desde los 33° S hasta los 46° S y corresponde a una cuenca rellena por depósitos aluviales y volcanosedimentarios Pleistocenos a Holocenos principalmente, que localmente superan los 500 m de espesor (Thiele, 1980; Rauld, 2002).

La Cordillera Principal, donde están ubicados los volcanes de la ZVS, es el rasgo morfoestructural más imponente del continente y representa una cadena montañosa continua que se extiende por casi 9000 km, a lo largo del margen occidental del continente, desde la costa del Caribe, en el norte, hasta el Cabo de Hornos, en el sur. Sus alturas promedios entre 33 y 39° S, varían desde aproximadamente 6000 m al norte hasta 3000 m en el sur y su ancho promedio es de 80 a 100 km.

La Cordillera Principal en su flanco Occidental está conformada por depósitos volcánicos y sedimentarios cenozoicos, principalmente de las Formaciones Abanico y Farellones (Thiele, 1980; Charrier et al., 1997). La Cordillera Principal Oriental está compuesta por rocas mesozoicas que se presentan fuertemente deformadas y conforman las denominadas fajas plegadas y corridas de Aconcagua (entre los 32° y 34° S) y de Malargüe (entre los 34° y 36° S) (Giambiagi et al., 2005).

La Cordillera Frontal se distingue de las zonas más occidentales principalmente por su constitución litológica; consiste en un bloque de basamento pre-Jurásico levantado a partir de varias fallas de alto ángulo (Giambiagi, 2003). Morfológicamente, la Cordillera Frontal está constituida por numerosos cordones de rocas precámbricas a triásicas adosados a la Cordillera Principal (Polanski, 1964).

El piedemonte oriental de la Cordillera de los Andes en Argentina, corresponde al Antepaís Andino. Está constituido por sedimentos y volcanitas de edad Jurásica a Paleógena cubiertas por capas sedimentarias Neógenas. Sus alturas varían entre los 900 y los 1.500 m s.n.m. a los 33° y 36°S, respectivamente. Hacia el Este hay un aumento de elevación que ha sido considerado como el bulbo periférico al este de la cuenca de antepaís (Giambiagi et al., 2003).

## **2.2 Marco tectónico regional.**

A lo largo de la costa oeste de América del Sur, la subducción de la corteza oceánica ha venido ocurriendo desde el Paleozoico. En una primera etapa, durante el Paleozoico temprano, varios terrenos alóctonos (Sierras Pampeanas, Cuyania-Precordillera y Chilenia amalgamado en Chile Central entre el Devónico superior y el Carbonífero inferior) fueron acrecionados al margen oeste del continente, lo que contribuyó a la formación de un megacontinente (Gondwana). A partir de la colisión de Chilenia se habría establecido un sistema de subducción desde el Carbonífero Superior hasta el Pérmico Inferior.

Después de esta primera etapa, la evolución tectónica continúa con el desarrollo de dos grandes ciclos orogénicos: el ciclo pre-Andino, que se caracteriza por un régimen tectónico predominantemente extensivo (fin del Paleozoico, 230 Ma) y el ciclo Andino, etapa caracterizada por una continua actividad de subducción a lo largo del margen continental (Meso-Cenozoico).

El régimen predominantemente extensivo del ciclo tectónico Pre-Andino (Charrier et al., 2007) desarrollado entre el Pérmico Superior tardío y el Jurásico Inferior temprano, se caracteriza por la disminución de la velocidad de la deriva continental y el inicio el desmembramiento de Gondwana, además se desarrollan cuencas extensivas de orientación NNW-SSE (e.g., Charrier, 1979; Mpodozis y Ramos, 1989; Mpodozis y Kay, 1990)

El ciclo Andino se divide en cinco intervalos principales que representan condiciones tectónicas y paleogeográficas diferentes (Charrier *et al.*, 1996):

- Entre el Jurásico Inferior y el Jurásico Superior: se desarrolla el arco volcánico en lo que es la actual Cordillera de la Costa, parte de la Cordillera Principal y una cuenca de tras arco al este de ella.
- Entre el Jurásico superior-Cretácico inferior: se lleva a cabo el desarrollo de una cuenca de intra-arco en la actual Cordillera de la Costa y parte occidental de la Cordillera Principal y la formación de una cuenca de tras-arco al este de ella.
- El Cretácico superior-Terciario inferior: es un periodo donde se desarrollan depósitos sedimentarios continentales y marinos, seguidos de un episodio de fuerte erosión en el margen costero.
- Desde Neógeno al Presente: evoluciona el desarrollo de dominios volcánicos y plutónicos en condiciones paleogeográficas muy diferentes entre sí. Tres son los principales acontecimientos que modelan la orogénesis andina en este período 1. La inversión de la cuenca de Abanico (Oligoceno superior - Mioceno inferior); 2. Formación de la faja plegada y corrida (Mioceno inferior – medio); y 3. Principal alzamiento de la cordillera de los Andes (Mioceno superior – presente) (Fock, 2005, Fock et al., 2006) (Figura 2.3).

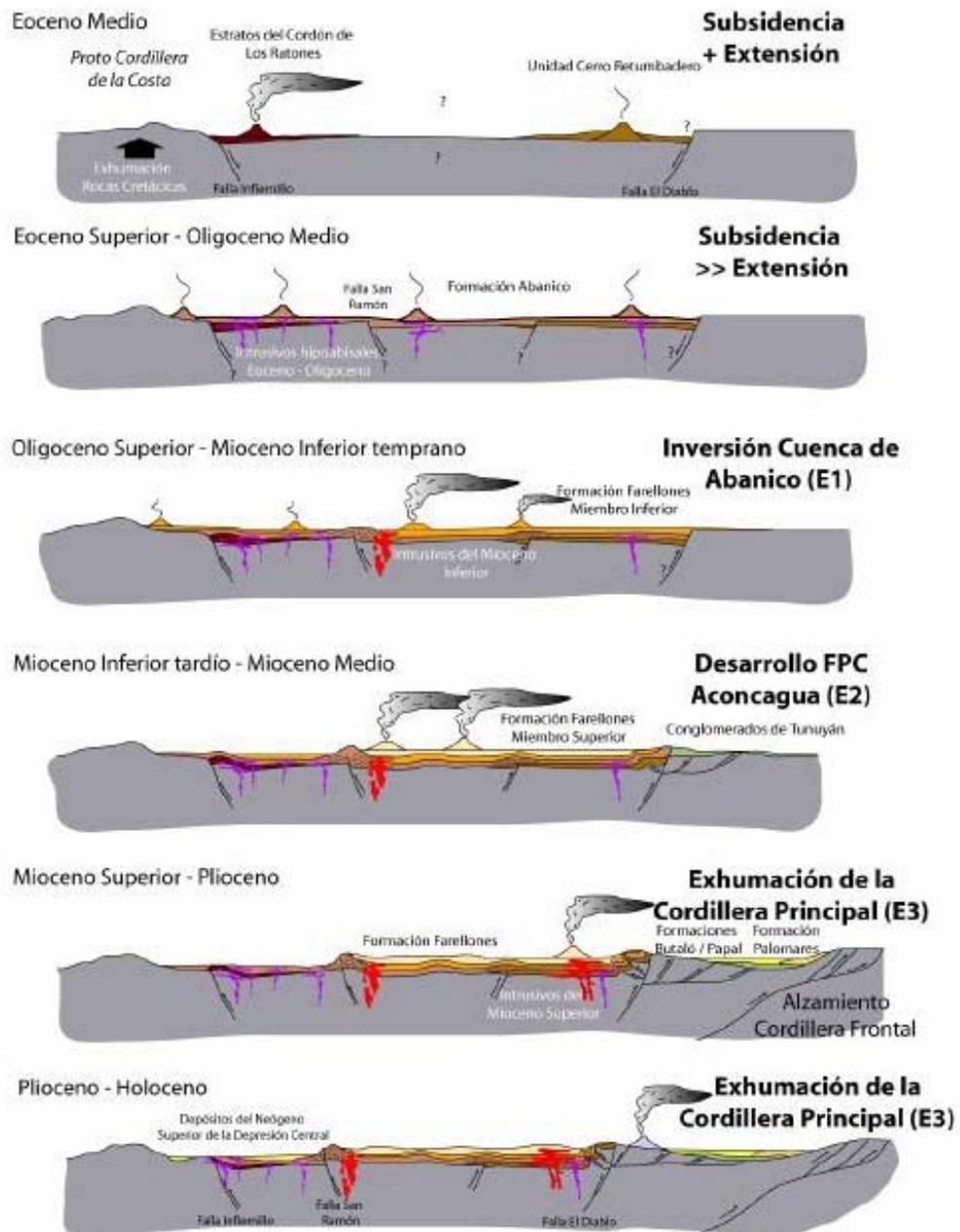


Figura 4.3 Esquema de la evolución cenozoica de los Andes de Chile Central. Tomado de Fock, 2005.

## 2.3 Unidades estratigráficas presentes en los Andes de Chile Central

La Cordillera Principal en los Andes de Chile Central, está conformada a grandes rasgos por series marinas y continentales de trasarco jurásicas a cretácicas inferiores, y depósitos continentales, en su mayoría volcánicos y volcanoclásticos, del Cretácico superior y Cenozoico (Figura 2.4 y 2.6). Entre las unidades mesozoicas, destacan, en esta región, las siguientes formaciones (de más antigua a más joven):

**Formación Nacientes del Teno** (Klohn, 1960; Muñoz y Niemeyer, 1984). Corresponde a una secuencia de 800 a 1000 m de espesor, compuesta por depósitos marinos fosilíferos (calizas y areniscas) cuyas edades corresponden al Calloviano y al Oxfordiano.

**Formación Río Damas** (Klohn, 1960). Secuencia representada por aproximadamente 3700 m de espesor, de depósitos sedimentarios continentales (areniscas y conglomerados) y volcánicos, que por relaciones estratigráficas queda restringida al Kimmeridgiano (Thiele, 1980).

**Formación Baños del Flaco** (Klohn, 1960; González y Vergara, 1962; Covacevich et al, 1976; Charrier, 1981; Arcos, 1987). Esta unidad, que alcanza espesores de hasta 2000 m, está conformada por depósitos marinos, areniscas, lutitas y calizas, con fauna de amonoideos y huellas de dinosaurios, que indicarían para su parte inferior una edad titoniana inferior y que alcanza en su parte superior hasta el Hauteriviano.

**Formación Colimapu** (Klohn, 1960; González y Vergara, 1962; González, 1963; Charrier, 1981). Representa los depósitos regresivos del Cretácico Inferior tardío. En base a evidencia paleontológica se le restringe al Aptiano - Albiano (Martínez-Pardo & Osorio, 1963). Está, compuesta por areniscas lutitas, conglomerados e intercalaciones de tobas, andesitas y calizas. Localmente alcanza espesores de aproximadamente 2000 m (Thiele, 1980).

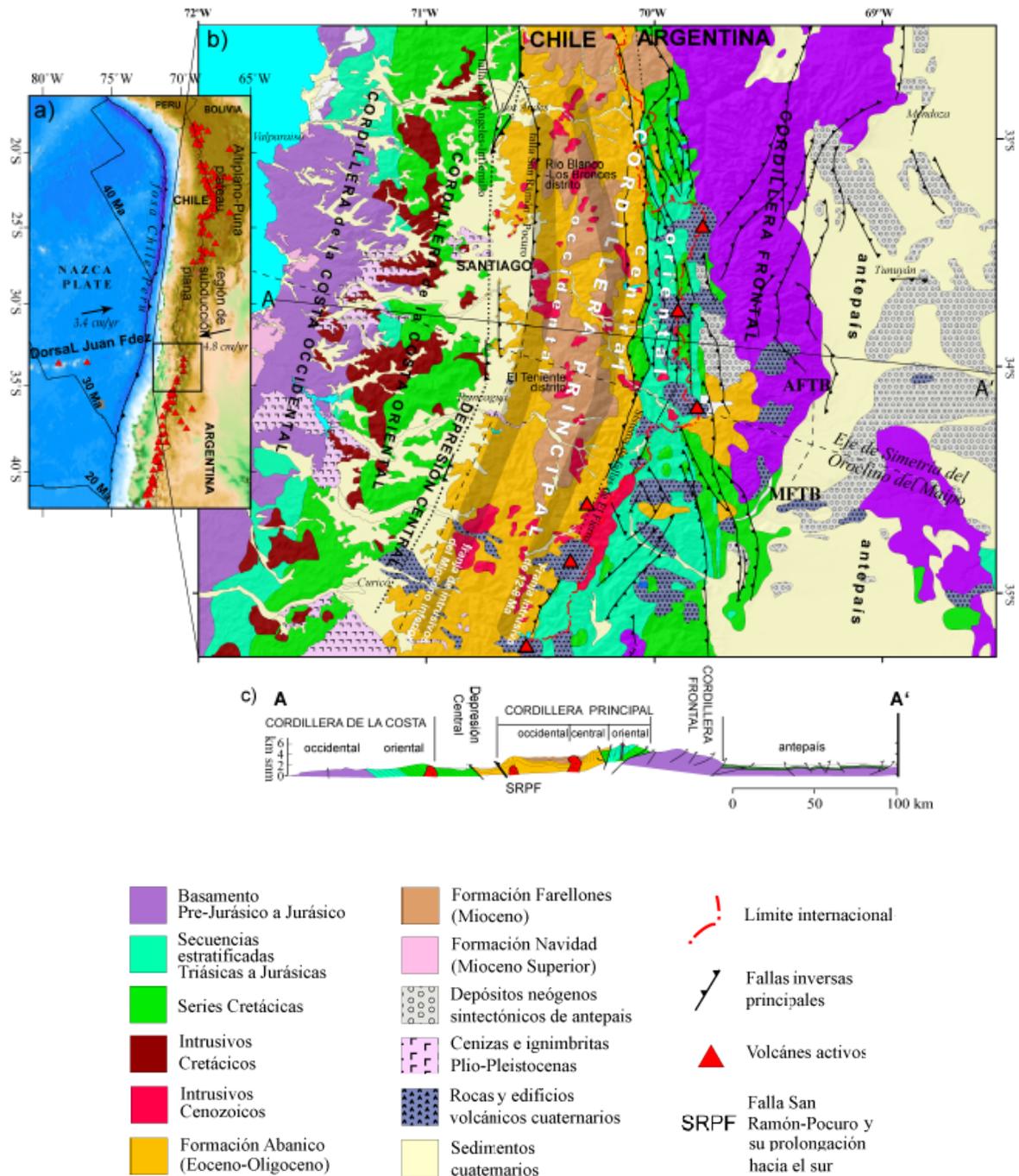


Figura 2.4 Mapa Geológico Regional. Basado en SEGEMAR (1997), Godoy et al. (1999), SERNAGEOMIN (2002), Charrier et al. (2002, 2005), Giambiagi et al. (2003), Fock (2005) y tomado de Farías et al. (2007).

**Unidad Clástica Café Rojiza (BRCU: *Brownish-Reddish Clastic Unit*)** (Charrier et al., 1996).

Corresponde a una serie de estratos continentales, detríticos aluviales, de color café-rojizo que fueron asignados al Cretácico Superior.

Las Relaciones estratigráficas entre estas unidades Mesozoicas, al igual que sus equivalentes estratigráficos, se muestran en la Figura 2.5.

| Period     |               | Stage                         | 33°S                | 33° - 34°30'S              | 34° - 35°S        | 35° - 36°30'S       | 36°30'S                | 38°30'S                  | Eastern side of the Andes   |
|------------|---------------|-------------------------------|---------------------|----------------------------|-------------------|---------------------|------------------------|--------------------------|---|
| Cretaceous | Maastrichtian |                               |                     |                            |                   |                     |                        |                          | Malargüe Gr.  |
|            | Campanian     |                               |                     |                            |                   |                     |                        |                          |   |
|            | Santonian     |                               |                     |                            |                   |                     |                        |                          |   |
|            | Coniacian     |                               |                     |                            |                   | B.R.C.U.            |                        |                          | Neuquén Gr.   |
|            | Turonian      |                               |                     |                            |                   |                     |                        |                          |   |
|            | Cenomanian    |                               |                     |                            |                   |                     |                        |                          |   |
|            | Albian        |                               |                     |                            |                   |                     |                        |                          |   |
|            | Aptian        |                               | Cristo Redentor Fm. | Colimapu Fm.               |                   | Colimapu Fm.        | Colimapu Fm.           |                          | Rayoso Gr.<br>Rayoso Fm.<br>Huitrín Fm.   |
|            | Barremian     |                               |                     |                            |                   |                     |                        |                          |   |
|            | Hauterivian   |                               |                     |                            |                   |                     |                        |                          |   |
|            | Valanginian   |                               | San José Fm.        | Lo Valdés Fm.              |                   | Baños del Flaco Fm. | Baños del Flaco Fm.    |                          | Mendoza Group<br>Agrio Fm.<br>Mulichinco Fm.<br>Quintuco Fm.<br>Vaca Muerta Fm. |
| Berriasian |               |                               |                     |                            |                   |                     |                        |                          |   |
| Jurassic   | Tithonian     |                               |                     |                            |                   |                     |                        |                          |   |
|            | Kimmeridgian  | Lagunilla Fm.<br>Upper Member |                     | Río Colina Fm.<br>(gypsum) |                   | Río Damas Fm.       | Río Damas Fm.          |                          | Mendoza Group<br>Tordillo Fm.   |
|            | Oxfordian     | Gypsum unit                   |                     |                            |                   |                     |                        |                          | Auquillo Fm.<br>"Yeso Principal"  |
|            | Callovian     | Lower Member                  |                     |                            |                   |                     | Valle Grande Fm.       |                          | Lotena Group<br>La Manga Fm.<br>Lotena Fm.                                      |
|            | Bathonian     |                               |                     |                            | Nieves Negras Fm. |                     |                        |                          |   |
|            | Bajocian      |                               |                     |                            |                   |                     |                        | Nacientes del Biobío Fm. |   |
|            | Aalenian      |                               |                     |                            |                   |                     |                        |                          |   |
|            | Toarcian      |                               |                     |                            |                   |                     |                        |                          |   |
|            | Pliensbachian |                               |                     |                            |                   |                     |                        |                          |   |
|            | Sinemurian    |                               |                     |                            |                   |                     |                        |                          |   |
| Hettangian |               |                               |                     |                            |                   |                     |                        |                          |   |
| Triassic   |               |                               |                     |                            |                   | Rhyolitic rocks     | Cajón de Troncoso Beds |                          | Choiyoi Gr.   |

Figura 2.5 Sucesión estratigráfica, relaciones de contacto y equivalencias estratigráficas para los depósitos Jurásicos a Cretácicos de la Cordillera Principal de Chile Central y Argentina (tomado de Charrier et al., 2007).



Figura 2.6 Vista hacia el sur-este, en el sector Termas del Flaco, donde se pueden apreciar 5 de las Unidades Estratigráficas que afloran en los Andes de Chile Central. Los depósitos de Formación Abanico se apoyan en discordancia sobre la Fm. Baños del Flaco y BRCU. La Falla El Fierro (FEF), inversa con vergencia al este corta localmente este contacto.

Las unidades cenozoicas que afloran en el área de estudio se ubican en el intervalo Eoceno Superior al Holoceno (Charrier et al., 2007). Éstas, ordenadas cronoestratigráficamente, corresponden a:

#### **Formación Abanico** (Aguirre, 1960)

La Formación Abanico, definida por Klohn (1960), es equivalente a las formaciones Coya Machalí (Drake et al., 1982) y Colbún, definida por Karzulovic et al. (1979). Se trata de una secuencia de aproximadamente 2500 m de espesor, localmente intensamente deformada, compuesta de lavas andesíticas a riolíticas, depósitos volcanoclásticos y depósitos sedimentarios fluviales, aluviales y lacustres (Charrier et al., 2002).

Entre los 33° y 35° S y sobretudo al norte del área de estudio, los afloramientos de esta formación se distribuyen formando dos franjas de orientación norte-sur. Una franja occidental volcánica compuesta por tobas, ignimbritas, brechas y delgados niveles

sedimentarios con niveles volcanoclásticos e intruído por series de filones manto andesíticos; y una franja oriental sedimentaria, separada de la anterior por la Formación Farellones, compuesta principalmente por depósitos volcanoclásticos, tobas, flujos piroclásticos, delgadas intercalaciones sedimentarias, niveles sedimentarios de areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados con desarrollo de paleocanales y estratificación cruzada, y lutitas con concreciones calcáreas (Klohn, 1960, Thiele, 1980; Charrier, 1981; Fock, 2005; Farías et al., 2007).

El estudio de mamíferos fósiles (e.g. Flynn et al., 1995, 2003; Wyss et al., 1990) en conjunto con dataciones Ar/Ar realizadas (Charrier et al., 1996; Muñoz et al., 2006), permiten asignar a estas rocas, una edad Eoceno superior - Mioceno inferior.

### **Formación Farellones (Klohn, 1960)**

La Formación Farellones forma, entre los 32° y 35° S, una franja de orientación Norte-Sur, que separa las franjas occidental y oriental de la Formación Abanico. Esta franja, ubicada al centro de la vertiente occidental de Cordillera Principal, presenta un espesor aproximado de 2500 m y está constituida por depósitos continentales suavemente plegados, que corresponden esencialmente a lavas andesíticas a riolíticas, tobas e ignimbritas, con intercalaciones volcanoclásticas finas y gruesas. Esta formación sobreyace localmente en discordancia a la Formación Abanico. El espesor de la secuencia se ve aumentado por los numerosos intrusivos y lacolitos del Mioceno Superior-Plioceno (Thiele, 1980).

Rivano et al. (1990) modificaron la definición efectuada por Klohn (1960) y propusieron la existencia de dos miembros: uno inferior tobáceo a ignimbrítico, de composición riolítico-dacítica, y otro superior, compuesto por flujos andesítico-basálticos, con intercalaciones de tobas y aglomerados andesíticos, intruídos por domos riolíticos y filones andesíticos. Según los mismos autores, el primero representaría el producto de erupciones tipo caldera, y el segundo correspondería a una ínterdigitación de lavas y materiales volcanoclásticos proveniente de estratovolcanes.

A la actividad volcánica, representada por la Formación Farellones, se le asigna una edad Miocena de acuerdo a las dataciones radiométricas disponibles (Charrier y Munizaga, 1979; Munizaga y Vicente, 1982; Vergara et al., 1988), las que muestran un traslape con las edades obtenidas para la parte superior de la Formación Abanico (Charrier et al., 2002). De la misma forma, no ha sido clara la relación de contacto entre dichas formaciones, dado que se trataría de un contacto con amplias variaciones, que según Charrier et al. (2006), habría sido controlado por la inversión de la cuenca extensional en que se depositó la Formación Abanico. En este sentido se han reconocido relaciones de contacto tanto concordante o transicional (Aguirre 1999, Medina 2001) o pseudo-concordante (Godoy y Lara, 1994), como discordante (Klohn, 1960; Charrier, 1973b; Thiele, 1980; Rivano et al., 1990).

El techo de la Formación Farellones corresponde a la actual superficie de erosión (Thiele 1980; Fock et. al., 2006).

### **Volcanismo Plio-Cuaternario.**

Los depósitos volcánicos del sector andino de Chile central, han sido denominados según sus características geotectónicas y cronológicas de variadas formas. Charrier (1981) utiliza el término Volcanismo Andino Joven para referirse a los depósitos volcánicos y subvolcánicos de esta zona, posteriores a la Formación Farellones.

En términos generales estos depósitos corresponden a acumulaciones volcánicas y volcanoclásticas subhorizontales fuertemente erosionadas, esqueletos volcánicos y grandes estratovolcanes bien conservados, que coronan las cumbres más altas de la zona limítrofe entre Chile y Argentina. También se han identificado en el borde occidental de la cordillera de Chile central, coladas, depósitos laháricos y de ceniza que se disponen a lo largo de algunos valles y han sido asignados al Plio-Cuaternario (Charrier, 1981). Estos depósitos se apoyan discordantemente sobre rocas plegadas más antiguas.

Una subdivisión del Volcanismo Andino Joven está dada por las denominadas, Unidades Volcánica Antigua y Volcánica Nueva (Thiele y Katsui 1969; Thiele, 1980). La unidad Volcánica Antigua, de edad Pleistocena corresponde, según estos últimos autores, a

esqueletos de volcanes extintos, formados principalmente por coladas andesíticas y traquiandesíticas. La Unidad Volcánica Nueva, de edad Holocena, corresponde a volcanes que presentan manifestaciones de actividad histórica, formados por coladas andesíticas frescas, con intercalaciones de mantos de brechas y depósitos piroclásticos menores; esta unidad se encuentra sobreimpuesta a la Unidad Volcánica Antigua.

A lo largo del eje de la Cordillera Principal, entre los 33° y 36° S, se disponen, favorecidos por un importante control tectónico, una serie de volcanes, muchos de los cuales presentan actividad histórica. En este sector norte de la Zona Volcánica Sur (ZVS) predominan grandes estratovolcanes poligenéticos de composición principalmente andesítica a dacítica y el desarrollo de numerosas calderas de explosión (González - Ferrán 1995). En esta parte de la ZVS se reconocen más de 41 volcanes importantes (Figura 2.7), de los cuales 13 han manifestado actividad histórica (González-Ferrán, 1995).

En la Tabla 2.1 se expone una lista, en que se ordenan de norte a sur, los principales volcanes de la Cordillera de los Andes de Chile Central, entre los 33° y los 36° S, al igual que sus probables edades, que van desde el Plioceno al Holoceno. Dentro de este grupo los más destacados por su cercanía al depósito estudiado son: el Grupo Volcánico Tinguiririca y el Cerro Alto del Padre, y Cerro Sordo Lucas.

El Grupo Volcánico Tinguiririca fue definido por Arcos (1988), como el conjunto de rocas volcánicas y centros de emisión relacionados entre sí, que se ubican en la Cordillera Principal al este de la ciudad de San Fernando. Este grupo está constituido por varios estrato-volcanes y sus productos, que corresponden a flujos de lava y depósitos piroclásticos, los que se apoyan discordantemente sobre unidades más antiguas. Arcos (1987) diferenció dentro del Grupo Volcánico Tinguiririca 10 unidades, dos de las cuales no presentan efectos de erosión glacial y fueron asignadas al Holoceno. Las otras 8 unidades fueron diferenciadas sobre la base de criterios cronológicos relativos y de 5 dataciones radioisotópicas K/Ar en roca total, que dieron valores entre 0,17 y 0,97 Ma y que, por lo tanto, fueron asignadas al Pleistoceno. La última actividad histórica en este complejo se registró en el año 1917 y sus centros presentan permanente emisión solfatárica.

**Tabla 2.1 Coordenadas, edad estimada y actividad histórica para los principales volcanes de la Cordillera de los Andes Centrales (González-Ferrán, 1995)**

| Nombre                  | Coordenadas          | Edad                                   | Actividad |
|-------------------------|----------------------|--|-----------|
| Tupungato               | 33° 22' S, 69° 47' W | Plioceno Inferior-Medio                |           |
| Tupungatito             | 33° 25' S, 69° 50' W | Pleistoceno-Holoceno                   | 1987      |
| Cerro Negro             | 33° 28' S, 69° 42' W | Plioceno-Pleistoceno                   |           |
| Piuquenes               | 33° 32' S, 69° 48' W | Plioceno-Pleistoceno (?)               |           |
| Marmolejo               | 33° 44' S, 69° 51' W | Pleistoceno                            |           |
| La Engorda              | 33° 45' S, 69° 55' W | Pleistoceno                            |           |
| Plantat                 | 33° 46' S, 69° 54' W | Holoceno                               | si        |
| San José                | 33° 49' S, 69° 54' W | Pleistoceno-Holoceno                   | 1991      |
| Caldera del Diamante    | 34° 08' S, 69° 47' W | Pleistoceno Inferior-Pleistoceno Medio |           |
| Maipo                   | 34° 10' S, 69° 49' W | Pleistoceno Superior                   | 1912      |
| Don Casimiro            | 34° 14' S, 69° 54' W | Pleistoceno (?)                        |           |
| Listado                 | 34° 18' S, 69° 55' W | Pleistoceno                            |           |
| Andrés                  | 34° 36' S, 70° 17' W | Holoceno                               |           |
| Palomo                  | 34° 37' S, 70° 18' W | Holoceno                               | si        |
| Overo                   | 34° 37' S, 69° 57' W | Holoceno                               | si        |
| El Portillo             | 34° 38' S, 70° 23' W |  |           |
| Caldera de Atuel        | 34° 40' S, 70° 05' W | Pleistoceno                            |           |
| Sosneado                | 34° 45' S, 70° 01' W | Holoceno                               | si        |
| Tinguiririca            | 34° 49' S, 70° 21' W | Pleistoceno-Holoceno                   | 1917      |
| Fray Carlos             | 34° 54' S, 70° 24' W | Pleistoceno-Holoceno (?)               |           |
| Sordo Lucas             | 34° 57' S, 70° 29' W | Pleistoceno Inferior                   |           |
| Alto del Padre          | 34° 59' S, 70° 27' W | Pleistoceno Inferior                   |           |
| Risco Plateado          | 34° 58' S, 70° 01' W | Holoceno                               | si        |
| Campo volcánico Puelche | 35° 08' S, 70° 30' W | Pleistoceno                            |           |
| Planchón                | 35° 12' S, 70° 35' W | Pleistoceno Superior-Holoceno          |           |
| Peteroa                 | 35° 13' S, 70° 34' W | Pleistoceno Inferior-Medio             | 1991      |
| Azufre                  | 35° 17' S, 70° 33' W | Pleistoceno Inferior-Medio             |           |
| Caldera del Colorado    | 35° 20' S, 70° 32' W | Plio-Pleistoceno                       |           |
| Cerro Negro             | 35° 29' S, 70° 30' W | Holoceno                               |           |
| Chivato                 | 35° 29' S, 70° 51' W | Pleistoceno-Holoceno                   |           |
| Manantial Pelado        | 35° 30' S, 70° 49' W | Pleistoceno Superior                   |           |
| Descabezado Chico       | 35° 31' S, 70° 37' W | Holoceno                               | si        |
| Volcán del Medio        | 35° 33' S, 70° 30' W | Pleistoceno-Holoceno                   |           |
| Descabezado Grande      | 35° 35' S, 70° 45' W | Pleistoceno-Holoceno                   | 1932      |
| Quizapu                 | 35° 39' S, 70° 45' W | Holoceno                               | 1932      |
| Francisquito            | 35° 40' S, 70° 32' W | Plioceno                               |           |
| Cerro Azul              | 35° 40' S, 70° 46' W | Pleistoceno                            |           |
| Los Hornitos            | 35° 44' S, 70° 48' W | Holoceno                               |           |
| Campanario              | 35° 56' S, 70° 18' W | Plioceno (?) -Pleistoceno Medio        |           |
| Pellado                 | 35° 58' S, 70° 46' W | Pleistoceno                            |           |
| San Pedro-Tatara        | 35° 59' S, 70° 51' W | Pleistoceno-Holoceno                   |           |
| San Pedro               | 36° 00' S, 70° 52' W |  |           |

Al sur del valle de Tinguiririca, las secuencias volcánicas del Cerro Alto del Padre y Cerro Sordo Lucas corresponden a los depósitos consolidados más recientes de la cordillera.

La secuencia volcánica Cerro Altos del Padre, que no corresponde a un estrato-volcán, sino a una sucesión de lavas horizontales, que aparentemente constituyen la prolongación hacia el sur de la Unidad La Gloria (Arcos, 1988), está constituida por ignimbritas (andesíticas – dacíticas) gris oscuro, fluidales y bandeadas, con sectores brechosos lenticulares; secundariamente hay brechas y lavas porfíricas. Una datación K/Ar en roca total de 1,1 Ma permite asignarla al Pleistoceno (Arcos, 1988).

La secuencia volcánica Cerro Sordo Lucas corresponde a un estrato-volcán andesítico situado al oeste del volcán Alto del Padre (González-Ferrán, 1995). Es un edificio volcánico extinto, considerablemente erodado, con un volumen extruído mayor a 3 km<sup>3</sup> (Hildreth et al., 1988). Su edad podría ser similar a la del Alto del Padre, ó sea Pleistocena (Arcos, 1988).

Al igual que los depósitos recién mencionados, los flujos piroclásticos de Sierras de Bellavista (Klonh, 1960; Vergara, 1969; Charrier, 1973; Malbrán, 1986) forman parte de los productos del volcanismo Cuaternario. Estos corresponden a flujos ignimbríticos y a depósitos de pómez menos consolidados que rellenan gran parte del valle del río Claro y del estero Tumuñán. Dicha unidad se tratará con mayor detalle en el próximo capítulo.

#### **Cuaternario continental clástico.**

Se reconocen secuencias asignadas al Cuaternario en el fondo de los valles, las que corresponden a depósitos aluviales (fluviales, lacustres y glaciofluviales), glaciales, de escombros y depósitos de derrumbes, representados principalmente por los ríos Claro, Tinguiririca y Azufre que constituyen el sistema hídrico básico de la zona que rodea al depósito estudiado (Arcos, 1987).

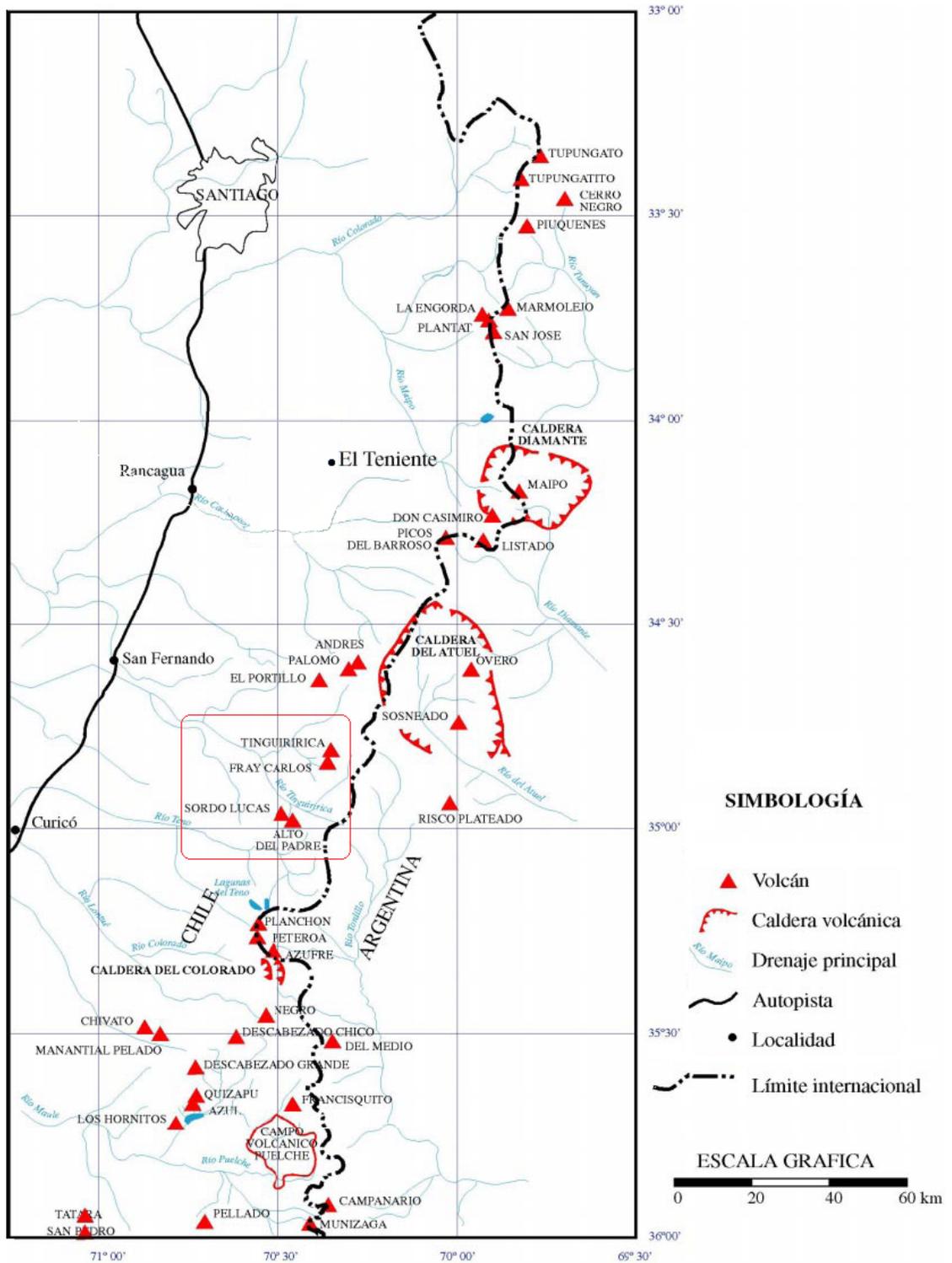


Figura 2.7 Mapa de ubicación de volcanes y calderas pertenecientes a la Zona Volcánica Sur comprendida entre los 33° y 36° S, tomado de González-Ferrán (1995). En un rectángulo en rojo se destaca la zona que rodea el depósito estudiado.

Las relaciones estratigráficas entre las unidades Cenozoicas, al igual que sus equivalentes estratigráficos, se muestran en la figura 2.8.

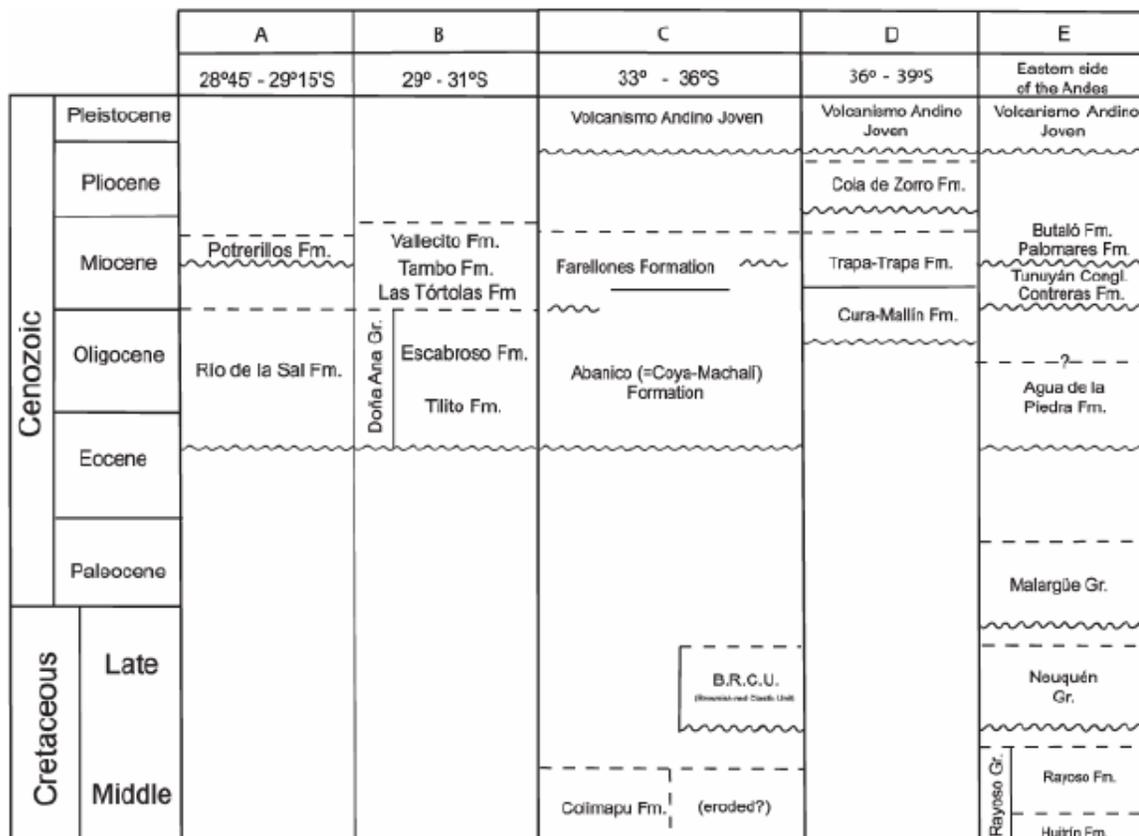


Figura 2.8 Sucesión estratigráfica, relaciones de contacto y equivalencias estratigráficas para los depósitos Cenozoicos de la Cordillera Principal de Chile Central y Argentina (tomado de Charrier et al., 2007).

## 2.4 Rocas intrusivas

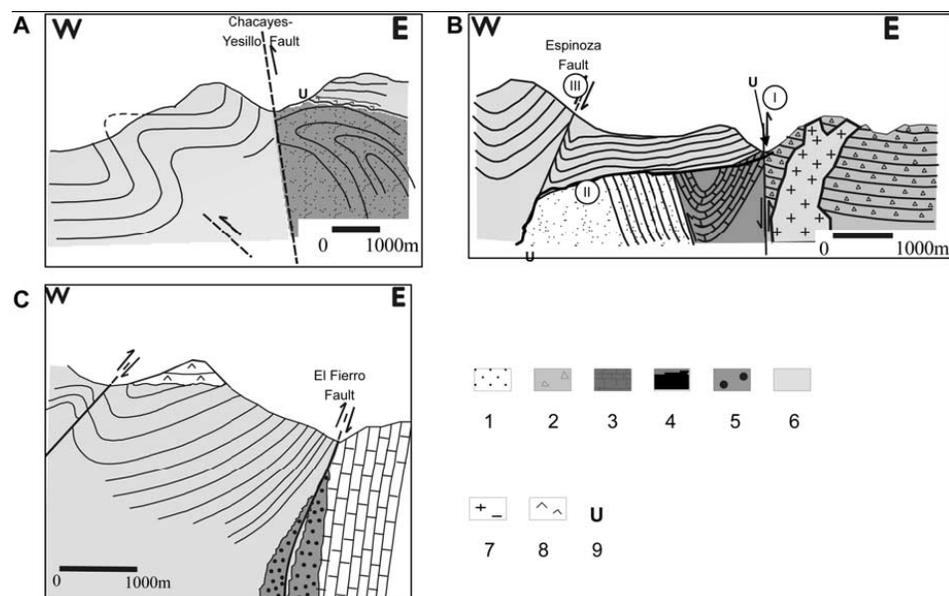
En el valle del río Tinguiririca, se pueden observar filones mantos, diques y pequeños stock, con textura porfírica y en general con un alto grado de alteración (Zapatta, 1995). Se reconocen dos generaciones de cuerpos hipabisales subvolcánicos, una que intruye a la Unidad Clástica Café Rojiza de edad post-Cretácico Superior y una que intruye la serie terciaria de edad post- Mioceno inferior.

Al sur del río Teno, Piquer (2005) reconoció el intrusivo Estero Santa Rita o Batolito Los Cipreses, ubicado en el sector del mismo nombre, corresponde a una monzodiorita de hornblenda que intruye rocas de la formación Abanico. Tiene una edad estimada Eoceno-Oligoceno (Davidson, 1971). En la zona de las nacientes del río Infiernillo se han reconocido tres tipos de intrusivos principales, los cuales se asocian a la mineralización y alteración hidrotermal del prospecto Infiernillo. De acuerdo al orden relativo en que han intruido, estos son: diorita, granodiorita/cuarzo monzonita, de edad  $7,8 \pm 0,4$  Ma (Piquer, 2005) y pórfidos dacíticos y riódacíticos de edad  $7,9 \pm 0,4$  Ma. (Piquer, 2005). Se tiene así, un rango de edad Mioceno para los intrusivos en la zona sur.

## 2.5 Estructuras

La principal estructura de la zona de estudio es la Falla El Fierro. Esta corresponde a una falla inversa con vergencia hacia el este ubicada en el valle del Río Tinguiririca a la altura de las Termas del Flaco, la cual corta la discordancia entre la Formación Abanico y la unidad subyacente clástica rojiza BRCU del Cretácico Tardío (Zapatta, 1995; Charrier et al., 1996). Esta es parte de un sistema de fallas que se extiende por más de 300 km a lo largo del rumbo (Farías, 2007). Así la falla principal recibe diferentes nombres de acuerdo a su latitud: Falla El Diablo a los  $33^{\circ}45'S$  (Fock et al., 2006), Falla Leñas-Espinoza a los  $34^{\circ}30'S$  (Charrier et al., 2002), y Falla El Fierro en torno a los  $35^{\circ}S$  (Davidson y Vicente, 1973).

Este sistema de fallas habría controlado la apertura de la cuenca extensional de Abanico entre el Eoceno Medio - Superior y el Oligoceno Superior en la que se depositaron las rocas de la Formación Abanico y es de vital importancia en la teoría sobre la Inversión de la Cuenca al sur del segmento de flat-slab (33°-36° S), a partir del Oligoceno Superior (Charrier et al., 2002). (Figura 2.9)



**Figura 2.9** Perfiles esquemáticos, extraídos de Charrier et al. (2002) en los que se muestran los contactos depositacionales y tectónicos de la Formación Abanico con unidades mesozoicas. A: Valle del río El Volcán. B: Valle del río Las Leñas. C: Termas del Flaco. 1: Fm. Leñas-Espinoza. 2: Fm. Río Damas. 3: Fm. Baños del Flaco. 4: Fm. Colimapu. 5: BRCU. 6: Fm. Abanico. 7: Volcanismo Cuaternario. 8: Fm. Farellones. 9: Discordancia

## **CAPITULO 3. CARACTERIZACIÓN ESTRATIGRÁFICA Y PETROGRÁFICA DE LA UNIDAD SIERRAS DE BELLAVISTA.**

### **3.1 Antecedentes del depósito estudiado**

El sector donde se emplaza el depósito piroclástico de Sierras de Bellavista, no ha sido muy estudiado. Solo 4 trabajos hacen mención a este depósito: Klohn (1960), Vergara (1969), Charrier (1973b) y Malbrán (1986).

En 1960, Klohn realizó un estudio geológico de la cordillera de los Andes de Chile central, abarcando las provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. En este trabajo, Klohn subdivide la Formación Porfirítica, definida por Darwin en 1846, y establece una división estratigráfica conformada por nueve unidades, a las que se le asignan edades que van desde el Lías hasta el Cuaternario (entre ellas Nacientes del Teno, Río Damas, Leñas- Espinoza, Baños del Flaco, Colimapu, Coya-Machalí, Farellones y unidades del Volcanismo Andino Reciente). Un análisis de las características morfológicas y petrográficas le permite distinguir, dentro de las vulcanitas recientes, una serie más antigua de posible edad Pliocena y una serie más joven, que sería postglacial y más básica, de posible edad Pleistocena. Para este trabajo elabora un mapa donde incluye, dentro del Volcanismo Andino Reciente, parte de los depósitos volcánicos que se disponen a lo largo del valle del Río Claro del Tinguiririca y los clasifica como vulcanitas neoterciarias y cuaternarias.

En 1969, Vergara realiza un trabajo en el que describe los principales rasgos petrográficos y geoquímicos de las formaciones predominantemente volcánicas que afloran alrededor de los 34°30`S. Dentro de las rocas volcánicas cuaternarias, describe las rocas relacionadas con el volcán Altos del Padre y el flujo piroclástico ignimbrítico de Sierras de Bellavista. En este último flujo, que rellenó la mayor parte del valle del Río Claro, Vergara reconoció características distintas al resto de los depósitos volcánicos de esta zona. Dentro de su composición litológica, Vergara reconoce tobas andesíticas fluidales de color gris

amarillento, vitrófiros tobáceos fluidales y andesitas basálticas rojas. Para este trabajo, realiza dos análisis químicos de elementos mayores para rocas volcánicas cuaternarias: una muestra pertenece al flujo de Sierras de Bellavista y la otra al volcán Alto del Padre.

En 1973, Charrier realiza un estudio geológico en las provincias O'Higgins y Colchagua. Dentro de las Unidades Cenozoicas, define el Volcanismo postmiocénico que incluye toda la actividad volcánica posterior a la última fase compresiva de los Andes, acaecida en el Mioceno superior, es decir, volcanismo desarrollado entre el Plioceno inferior y el presente. Este autor, reconoce remanentes de actividad volcánica en el valle del río Claro afluente del río Tinguiririca y señala que su disposición, rellenando el fondo del valle, demuestra una edad muy reciente. Para este trabajo Charrier, elabora un mapa (1:500.000) donde incluye estos depósitos volcánicos.

En 1986, Malbrán realiza un estudio geológico - estructural en la hoya del río Tinguiririca, en donde da cuenta de las siguientes unidades formacionales: Formación Lo Valle, Formación Coya-Machalí, Formación Farellones, Volcanismo Andino Joven y depósitos no consolidados. Dentro del Volcanismo Andino Joven describe los depósitos piroclásticos de Sierras de Bellavista, reconociendo tobas de ceniza y tobas de lapilli, además de flujos de ceniza semi-litificadas con abundantes fragmentos de pómez. También realiza un análisis geoquímico a dos muestras del flujo de Sierras de Bellavista y una datación (K/Ar en roca total) de una de ellas, que arroja una edad de 0,93 Ma, asignando al Pleistoceno medio las coladas de valle. Incluye un mapa geológico a escala 1:75.000, donde distingue dos depósitos en la localidad de Sierras de Bellavista: un flujo ignimbrítico que rellena el valle del río Claro y otro depósito no consolidado compuesto de cenizas y pómez que se disponen principalmente a lo largo del estero Tumuñan.

## **3.2 Geología Local**

Sobre la base de estudios anteriores (Vergara, 1969; Malbrán, 1986; Cáceres, en preparación) y trabajo en terreno, se definen cinco unidades que se ubican en los valles del río Tinguiririca y del río Claro. Estas unidades, descritas a continuación, se presentan ordenadas de base a techo. La figura 3.1 muestra un mapa geológico con la distribución de estas unidades en los valles del río Tinguiririca y del río Claro.

### **3.2.1 Formación Abanico**

Constituye el basamento de la zona de estudio, extendiéndose en gran parte de ella. Está compuesta principalmente por rocas piroclásticas, lavas afaníticas y porfíricas de composición andesítica y en menor proporción, rocas sedimentarias, principalmente areniscas, brechas y calizas. Presenta minerales de alteración como clorita, calcita, cuarzo y zeolita. La parte basal de la Formación Abanico no aparece expuesta en la zona de estudio, así como tampoco el contacto con unidades que la subyacen. Está afectada por un intenso plegamiento y subyace a las unidades más jóvenes por una discordancia angular. Esta unidad se habría depositado en un ambiente volcánico continental en el Oligoceno Superior.

### **3.2.2 Unidad Lavas del Tinguiririca**

Coladas de lavas de composición principalmente andesítica que se disponen de manera subhorizontal, adosadas a las paredes del valle del río Tinguiririca, en su mayoría en la ladera sur y en cotas intermedias. Los afloramientos se presentan sólo en algunos sectores del valle y constituyen potentes coladas de lavas de decenas de metros de espesor, con diaclasamiento columnar muy bien desarrollado en algunos casos. Estos afloramientos representan la parte más distal del Complejo Volcánico del Tinguiririca que habría rellenado el antiguo valle del río disponiéndose de manera discordante sobre la Formación

Coya-Machalí. La actividad del Complejo Volcánico del Tinguiririca habría comenzado hace unos 2 Ma aproximadamente (Arcos et al., 1988)

### **3.2.3 Unidad Lahar del Tinguiririca**

Se encuentra ubicada en la parte inferior del curso superior del río Tinguiririca, rellenando todo este tramo del valle, alcanzando en algunos sectores más de 100 m. de espesor. Se caracteriza por su color amarillo, aspecto caótico con clastos subangulosos a subredondeados de rocas volcánicas de composición intermedia a ácida, dispuestos en una matriz arenosa de lapilli, ceniza y arcilla (Marangunic et al., 1979; Malbrán, 1986). Según antecedentes previos, este lahar tendría su origen en la actividad volcánica asociada al Complejo Volcánico del Tinguiririca. Su depositación habría causado el desplazamiento hacia el oeste de la confluencia entre los ríos Tinguiririca y Claro, que corren paralelos a los bordes del lahar. Sobreyace a la Formación Coya–Machalí de manera discordante.

### **3.2.4 Unidad Sierra Bellavista**

(Klohn, 1960; Vergara, 1969; Charrier, 1973; Malbrán, 1986).

#### **Descripción general**

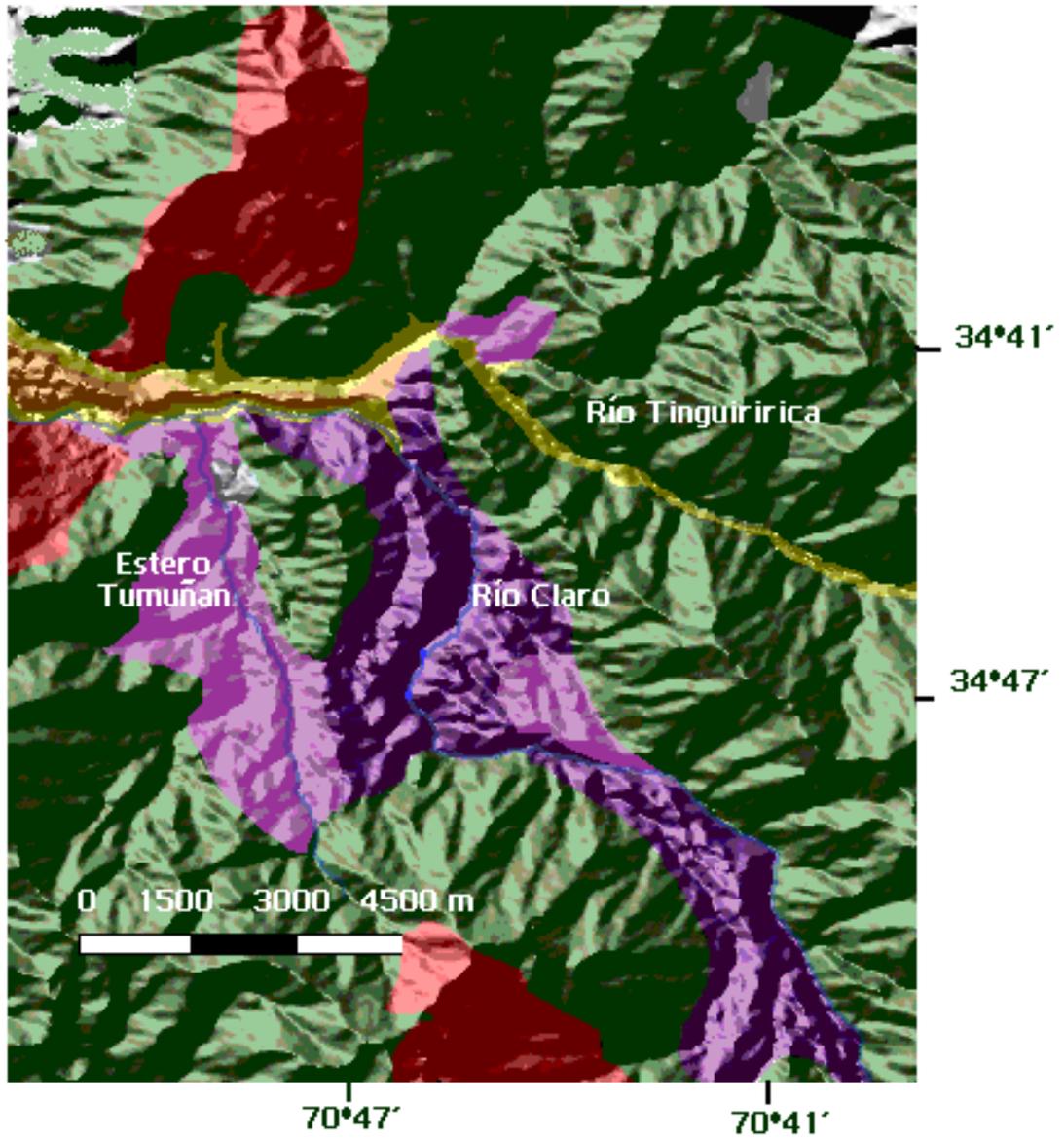
La unidad Sierras de Bellavista esta constituída por flujos piroclásticos ignimbríticos que provienen de la base del cerro Sordo Lucas (Vergara, 1969) y se extienden por más de 20 km hasta el sector de La Rufina, donde el río Claro se acerca al río Tinguiririca. Estos flujos se disponen rellenando depresiones topográficas y representan principalmente el relleno actual del valle del río Claro del Tinguiririca y en parte del estero Tumuñan. Se apoyan de manera discordante sobre la Formación Abanico.

Estos flujos están compuestos por tobas que presentan composición dacítica – riolítica y se caracterizan por la presencia de fiammes en niveles basales y medios con desarrollo de diaclasamiento columnar, mientras que en niveles superiores los depósitos son menos litificados y con abundante pómez.

En general, depósitos ignimbríticos como esta unidad pueden estar compuestos por varios flujos. En este sentido, Malbrán (1986) reconoció en el sector de El Tierral a orillas del río Claro, 6 flujos ignimbríticos de 25 a 30 m de potencia cada uno y de color negro a gris oscuro, separados por 5 niveles de cenizas blanco amarillentos con nódulos ocre. La secuencia total presentaría un espesor de 200 a 250 m aproximadamente.

Una datación K/Ar en roca total arrojó una edad de 0.93 Ma (Malbrán, 1986), asignándose estos flujos al Pleistoceno Medio. El origen de estos depósitos no es claro debido a que no se les ha podido asociar a un aparato volcánico específico. Se descarta la posibilidad de que estos flujos provengan del Complejo volcánico Tinguiririca, dado que la morfología actual ya existía cuando se depositaron y no se han encontrado evidencias de este flujo en el valle de dicho río.

Vergara (1969) estima que el volumen del material eyectado en este flujo ignimbrítico es de más o menos 3 km<sup>3</sup>.



- |   |   |
|---|---|
|  Toba blanca pumícea     |  Depósitos no consolidados     |
|  Toba gris-negra soldada |  Unidad Lahar del Tinguiririca |
|  Formación Abanico       |  Intrusivos                    |

Figura 3.0 Muestra un mapa geológico con la distribución de las unidades emplazadas en los valles del río Tinguiririca y del río Claro. Basado en Malbrán 1986.

## Descripción de afloramientos

En el valle del río Claro, en el sector Las Peñas, se observa un contacto (Figura 3.1), donde se reconocen dos litologías: una de color gris oscuro consolidada en la base y otra que corona el cerro de color blanco y aspecto más blando. La de la base representa un pulso piroclástico basal de la Unidad Sierras de Bellavista, mientras que la parte superior corresponde al Lahar del Tinguiririca que cubre localmente esta ignimbrita.



**Figura 3.1** Vista de uno de los pulsos basales de la Ignimbrita Sierras de Bellavista, en color gris oscuro; sobre éste se observa, en color claro, el Lahar del Tinguiririca.

Este flujo basal corresponde a una toba vítrea de color gris oscuro, con un gran porcentaje de pequeños fragmentos negros de obsidiana (60% aproximadamente) y presenta un alto grado de diaclasamiento columnar (Figura 3.2).



**Figura 3.2 Toba gris que corresponde a uno de los pulsos basales de la Unidad Sierras de Bellavista, se observa el alto grado de diaclasamiento columnar que presenta.**

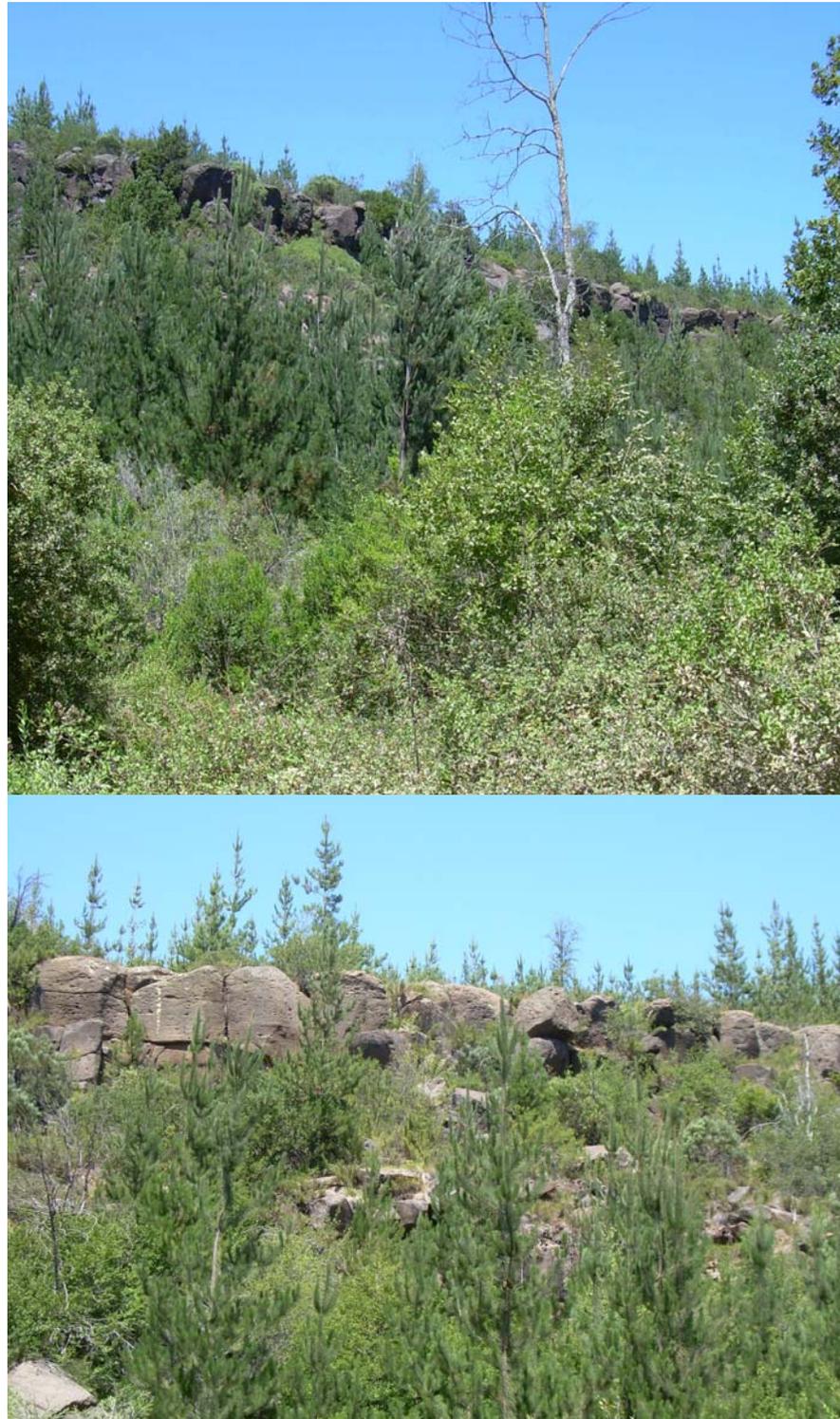
Al norte del sector de la laguna en las Sierras de Bellavista, se observa un afloramiento en el camino, de aproximadamente 3 metros de espesor, de una toba blanca amarillenta algo litificada y bastante ácida (figura 3.3 a). Los fragmentos piroclásticos, en su mayoría, están compuestos de vitroclastos pumíceos foliados de color blanco, con tamaños que van desde los 4 cm a los 3 mm. Además posee fragmentos líticos epiclásticos andesíticos subangulosos y de color gris oscuro. La matriz, que representa aproximadamente un 70% de la roca, es de aspecto tobáceo de tamaño lapilli fina y de color gris claro; posee abundantes cristales de biotita, fragmentos de obsidiana de 0,5 mm y aproximadamente un 10% de cristales de calcita?. Se trata de un depósito pobremente seleccionado, matriz soportado y no se distingue estratificación. El depósito se encuentra cruzado por grietas, en diferentes direcciones, rellenas de ceniza, cuya dureza relativa es mayor a la de la toba, probablemente por el grado de cementación que alcanza este relleno (Figura 3.3 b). Esta toba representaría un nivel superior por su ubicación relativa respecto a los otros afloramientos.



**Figura 3.3 (a) Afloramiento de toba blanca medianamente litificada con abundantes fragmentos pumíceos. (b) Detalle de las grietas que cruzan este depósito en distintas direcciones, el mayor grado de cementación produce un relieve positivo de estas respecto a la toba.**

Al sureste del sector denominado El Portillo, al otro lado de la quebrada Los Canelos se observa un afloramiento de toba gris-negra de aspecto macizo, se dispone en lo alto coronando el borde este de la quebrada (Figura 3.4). Se distinguen grandes bloques de aproximadamente 7 metros de potencia, con cierto grado de diaclasamiento columnar, formas típicas desarrolladas posiblemente en respuesta a la contracción durante el enfriamiento y que implicarían emplazamiento primario de este afloramiento. La roca presenta fiammes negros vítreos, con terminaciones rasgadas que definen una especie de foliación, el largo de éstas alcanza hasta 6 cm y los distintos espesores varían de 4 mm a 1 cm (representan  $\approx$  el 35% de la roca) (Figura 3.5). Otro componente de esta roca son los fragmentos líticos epiclásticos, unos de obsidiana negros subangulosos de tamaño lapilli que van desde 1 cm a 2 mm y otros de características andesíticas con formas angulosas y sus tamaños llegan a los 3 cm. También se observan pequeños fragmentos de pómez con tamaños entre 2 y 5 mm que no alcanzan a ser más del 5% del total de la roca. Además, se observan aproximadamente un 10 % de fragmentos de cristales de plagioclasa de hasta 4 mm. La matriz es vítrea de color gris-negro. Junto con la foliación de las pómez y el

carácter masivo, el afloramiento muestra características típicas de ignimbrita muy densa, soldada y sub-aérea.



**Figura 3.4** Fotos que muestran la ignimbrita soldada, sub-aérea con diaclasamiento columnar.



**Figura 3.5** Foto que muestra la toba soldada que aflora al sureste del sector El Portillo. Se pueden ver las fiammes que alcanzan hasta 6 cm y que están orientadas en un mismo sentido.

Al este del sector El Espinalillo se aprecia un afloramiento de una toba de aspecto brechoso (Figura 3.6) debido a la mayor presencia de fragmentos líticos en comparación a los afloramientos anteriores. Los líticos presentan tamaños en general cercanos a los 2 y 3 mm y son bastante redondeados. Los fragmentos piroclásticos están representados por un reducido grupo de pequeñas pumitas ( $\approx 2\%$ ) y por fiammes, que corresponden aproximadamente al 18% de la roca, con tamaños bastante homogéneos que en general caen entre los 3 y 4 cm; estas fiammes presentan formas más redondeadas que las del afloramiento anterior (Figura 3.7). Se observa también un grupo de cristales de plagioclasa, cuya abundancia en la roca es del orden del 10%. La distribución de los fragmentos en la roca es bastante poco homogénea. La matriz es vítrea, bastante porosa, de color gris y es el componente más abundante en la roca ( $\approx 65\%$ )



**Figura 3.6** Foto de toba soldada que aflora al este del sector El Espinalillo. Presenta gran cantidad de fragmentos líticos y fiames subredondeadas.



**Figura 3.7** Detalle del mayor grado de redondeamiento de las fiames del afloramiento de El Espinalillo

Al este de la quebrada El Carao, en su parte media, aflora una ignimbrita ácida, escasamente litificada de unos 6 m de espesor. Está compuesta en su mayoría, por fragmentos de pómez color blanco (más claros que la matriz) con variados tamaños que van desde los 5 cm a los 2 mm. Estas pómez ( $\approx 30\%$  del total de la roca) aparecen en general muy poco deformadas y poseen una textura vesicular bastante marcada, estas vesículas forman tubos muy finos que se presentan alineados paralelamente al eje mayor de los fragmentos. El depósito presenta también fragmentos líticos volcánicos andesíticos de hasta 3 cm y otros más claros con características de roca plutónica de hasta 3cm, ambos subangulosos. También se distinguen unos fragmentos líticos que corresponden a una toba de color oscuro, éstos presentan tamaño lapilli y van desde los 3 cm a los 5 mm aproximadamente. La matriz fina es de tamaño ceniza y posee abundantes cristales de biotita (Figura 3.8).



**Figura 3.8** Detalle de la ignimbrita ácida que aflora en la parte media de la quebrada El Carao.

Los afloramientos descritos muestran dos unidades litológicas distinguibles entre sí: tobas blancas pumíceas y tobas gris-negras soldadas. En general, los niveles inferiores y medios del depósito presentan los afloramientos de tobas más oscuras, con fiammes y distintos grados de diaclasamiento columnar. Dichos afloramientos corresponderían a los flujos más antiguos. Por otra parte, los afloramientos de la toba blanca pumícea se presentan en niveles superiores y representan un flujo más moderno. Estas tobas blancas parecen equivalentes a los depósitos reconocidos por Malbrán a lo largo del estero Tumuñán, entre los cordones Las Pircas, Piedra El Buitre y El Amago; y sobre la ladera norte del río Tinguiririca, en el sector del puente La Javielana.

### **3.2.5 Depósitos Sedimentarios Cuaternarios.**

Cercano a los lugares en que se acumularon los depósitos volcánicos estudiados, ocurrieron también manifestaciones sedimentarias como depósitos laháricos, aluvionales, fluviales y gravitacionales. Estos son descritos a continuación:

#### *a. Depósitos aluviales:*

Principalmente conos aluviales depositados en forma de abanico en la boca de la mayoría de las quebradas afluentes de los ríos principales. Se caracteriza por clastos angulosos a subredondeados con mala selección. El material depositado ayuda a rellenar el valle y también es erosionado por la acción de los ríos y redepositado como material fluvial.

#### *b. Depósitos fluviales:*

Depositados en lugares de baja energía dentro del sistema fluvial, se caracterizan por tener estratificación, mediana selección y clastos subredondeados a redondeados. Están restringidos a los cauces de los ríos y constituyen las planicies de inundación de éstos.

#### *c. Depósitos gravitacionales:*

- *escombros de faldas:* donde el coluvio se deposita al pie de las laderas donde la pendiente es baja (inferior a 30°) cubriendo los afloramientos de rocas y ayudando en parte a rellenar los valles.

- *deslizamientos*: producto de la inestabilidad de las laderas de los valles, muy frecuentes en el río Claro debido a la rápida incisión fluvial que experimenta la Ignimbrita Sierra Bellavista, en general afectan a la roca y en algunos casos a depósitos sedimentarios recientes. Sobre el Lahar del Tinguiririca, en la parte media, se encuentra un deslizamiento de aproximadamente 1 x 2 km que proviene de la ladera norte del valle del río Tinguiririca (Malbrán, 1986).

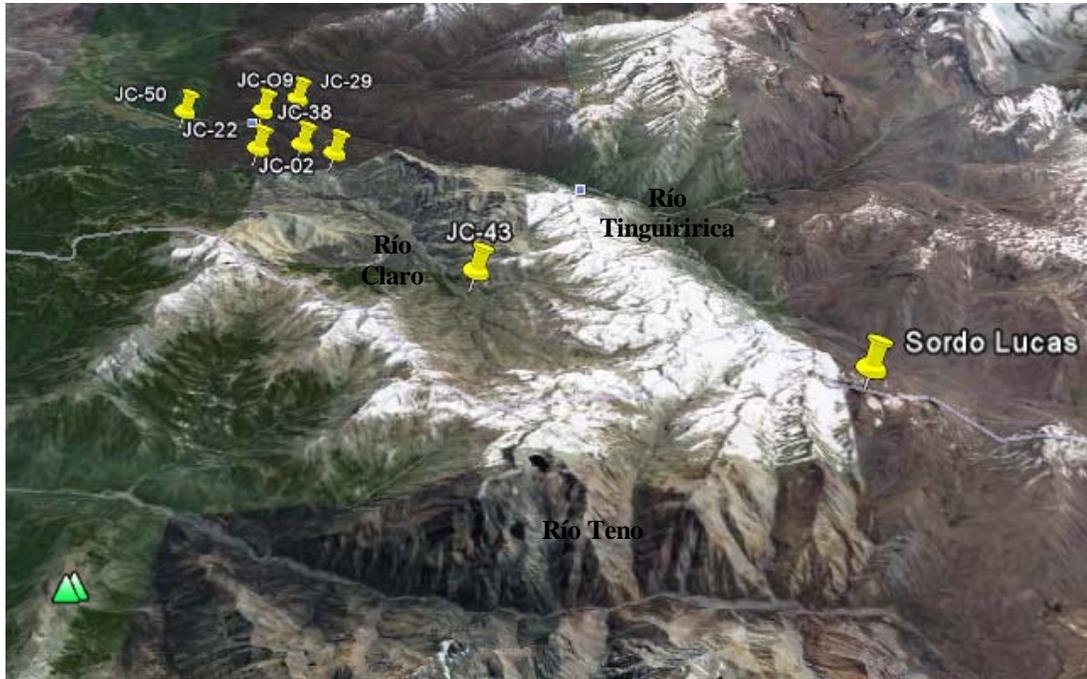
### 3.3 Descripción petrográfica de la Ignimbrita Sierras de Bellavista

#### 3.3.1 Descripción macroscópica

En esta sección se hace una revisión petrográfica de las muestras que fueron datadas y analizadas químicamente. En la tabla 3.1 se listan y se entrega la ubicación exacta de las muestras (Figura 3.9). La disposición en la tabla, que es de base a techo, intenta ser una especie de columna estratigráfica de las muestras estudiadas, muestra por lo tanto su posición relativa dentro del depósito estudiado. Las muestras fueron colectadas por Joaquín Cáceres para un trabajo en preparación.

Tabla 3.1 Ubicación de las muestras que fueron analizadas y datadas

| Muestra                      | Litología                   | Norte   | Este   | Altura |
|------------------------------|-----------------------------|---------|--------|--------|
| JC-50 (Base)                 | Toba gris-negra soldada     | 6153973 | 336047 | 650    |
| JC-38 (Base)                 | Toba gris-negra soldada     | 6150347 | 341893 | 810    |
| JC-09 (Base)                 | Toba gris-negra soldada     | 6154033 | 339651 | 671    |
| JC-29 (Nivel intermedio)     | Toba gris-negra soldada     | 6155614 | 341279 | 916    |
| JC-43 (Nivel intermedio)     | Escoria de toba             | 6137081 | 349591 | 1713   |
| JC-22 (Techo nivel inferior) | Toba blanca pumícea         | 6149409 | 340179 | 964    |
| JC-02 (Techo)                | Toba blanca pumícea (pómez) | 6148955 | 343566 | 1034   |



**Figura 3.9** Ubicación de muestras extraídas para datación y análisis geoquímicos. Imagen tomada de Google Earth.

JC-50 Toba. Toba gris soldada

Es una toba de lapilli vítrea color gris oscuro. Posee al rededor de 80% de fragmentos, de los cuales un 10 a un 15 % son líticos con tamaños cercanos a los 5 mm; aproximadamente el 60% corresponde a fiammes, todas de tamaños muy similares ( $\approx 3\text{mm}$  de espesor) y algunas presentan inclusiones de cristales; los cristales son principalmente de plagioclasa (1-2 mm de tamaño) y representan cerca del 10% del total de los fragmentos; se observa escasa presencia de pómez. Por otro lado la matriz está compuesta de vidrio y representa el 20% del total de la roca. Se observa magnetismo medio. (Figura 3.10).

Parte de esta muestra fue separada y utilizada para realizar un análisis geoquímico con el fin de determinar las cantidades de elementos mayores y trazas. Algunos de sus fragmentos juveniles fueron cuidadosamente seleccionados para obtener una edad Ar/Ar.

### JC-38 Toba gris negra soldada

Toba vítrea de color gris negra de aspecto macizo. Posee fiammes muy elongadas de tamaño lapilli grueso que alcanzan hasta 6 cm. Estos vitroclastos son bastante abundantes y representan un 30-35% del total de la roca. La roca presenta también fragmentos de pómez de tamaños menores a los 0,5 cm. Se observan algunos líticos, los cuales consisten en fragmentos volcánicos andesíticos. La matriz vítrea representa cerca del 40% del total de la roca. (Figura 3.11)

Las fiammes de este depósito fueron separadas y analizadas geocronológicamente. Parte de esta roca fue analizada para obtener las concentraciones químicas de elementos mayores y traza.



**Figura 3.10 Foto de la muestra JC-50**



**Figura 3.11 Foto de la muestra JC-38**

#### JC-09 Toba gris vitro-lítica

Esta muestra corresponde a una toba soldada gris oscura, bien litificada. Aflora en ribera sur del río Claro en el sector de La Rufina. Esta roca en una columna estratigráfica se ubicaría relativo a las otras muestras estudiadas, cerca de la base de este depósito. La roca posee abundantes fiammes, que representan aproximadamente el 35% del total de la roca, éstas presentan en promedio un tamaño de 3 cm. Además de las fiammes la roca tiene alrededor de un 15% de cristales, los que corresponden a feldespato y principalmente a plagioclasas (aproximadamente 67% del total de cristales en la roca). Los fragmentos líticos presentan tamaño lapilli, en general menores a los 4 mm y su porcentaje en la roca se estima en un 10%. La matriz vítrea representa alrededor del 40 % del total de la roca. Posee leve magnetismo (Figura 3.12).

Parte de esta muestra fue separada y utilizada para realizar un análisis geoquímico para obtener los valores de elementos mayores y trazas presentes en la roca.



**Figura 3.12 Foto de la muestra JC-09**

#### JC-29 Toba gris-negra vítrea

La muestra JC-29 es una toba vítrea color gris-negro que representaría un nivel intermedio en una columna estratigráfica relativa a las muestras estudiadas, o sea, se ubicaría sobre las muestras que representan la parte basal del depósito (JC-09-38-50). La roca está compuesta de aproximadamente un 5% de fragmentos de pómez de tamaños que van desde menores a 1mm hasta los 5mm. El 10% del total de la roca son cristales de plagioclasa, con tamaños entre 1mm y 5 mm. La muestra posee escasos líticos, éstos apenas alcanzan el 5% y son de tamaño lapilli. La gran mayoría de la roca (80%) está compuesta por una matriz de obsidiana y algunos cristales cuyo tamaño ceniza gruesa es en

general menor a 1 mm. Su densidad es muy alta y el magnetismo escaso a nulo (Figura 3.13).

Los fragmentos juveniles de esta roca fueron cuidadosamente separados y utilizados para realizar una datación Ar/Ar. También una parte de esta roca fue utilizada para obtener valores geoquímicos de elementos mayores y trazas.



**Figura 3.13 Foto de la muestra JC-29**

#### JC-43 Fragmento de escoria

Esta muestra fue colectada aguas arriba del caudal del río claro a unos 2000 metros de la naciente del río al este de la quebrada La Dama. La muestra se extrajo a una cota de 1713 m y representa la muestra más oriental utilizada para el estudio. Se trata de un fragmento de escoria que fue utilizado para realizar una datación Ar/Ar con el fin de obtener la edad de la parte alta del depósito estudiado. (Figura 3.14)



**Figura 3.14 Foto de la muestra JC-43**

#### Muestra JC-02 Toba blanca pumícea (pómez)

La muestra JC-02 representa a la toba blanca pumícea, que al ubicarla estratigráficamente en una posición relativa a las otras muestras estudiadas, se encontraría en el techo de la Unidad Sierras de Bellavista. En términos generales esta roca tiene un porcentaje de vidrio, representado por pómez, correspondiente a un 30% del total de la roca. El tamaño de las pómez es muy variado, encontrándose fragmentos menores a un centímetro y otros tan grandes como 10 cm. En la roca se observan escasos fragmentos líticos, que corresponden al 5% del total de la roca, siendo su tamaño menor a 1 cm. Se observa escasa cantidad de cristales principalmente biotita y feldespato que se encuentran bastante alterados. Posee una matriz fina, tamaño ceniza que representa cerca del 60% del total de roca. El depósito se encuentra algo meteorizado.

Algunos fragmentos de pómez de esta roca fueron separados y utilizados para realizar una datación Ar/Ar. Parte de la roca también fue utilizada para realizar un análisis geoquímico de elementos mayores y trazas. La Figura 3.1 muestra una de las pómez separadas para la datación.



**Figura 3.15 Foto de la muestra JC-22**



**Figura 3.16 Foto de la muestra JC-02**

JC-22 Toba Blanca pumícea.

La muestra JC-22 es una Toba de Lapilli vítrea de color blanco amarillento, no presenta fiammes. Esta roca podría representar un nivel inferior de la toba blanca pumícea (muestra JC-02), ya que se encuentra bastante más litificada y en una columna estratigráfica relativa a las muestras estudiadas, se ubicaría en el techo del depósito, pero seguramente bajo la muestra JC-02. La muestra posee abundantes pómez de color blanco grisáceo, que representan el 20% del total de la roca; los tamaños de éstas varían entre los 1 y 30 mm, presentándose la gran mayoría en un rango más restringido de 5 a 10 mm. Se estima que entre el 10 y 15 % del total de la muestra corresponde a fragmentos líticos los que están representados por clastos volcánicos de toba, su tamaño en general bordea los 3 mm aunque se pueden encontrar fragmentos más pequeños (tanto como 1 mm) y más grandes (hasta 10 mm). Los cristales encontrados en la roca, representados por plagioclasas subhedrales de aproximadamente 1 mm y biotitas euhedrales de aprox. 2 mm, también representan en conjunto entre el 10 y 15 % del total de la roca. La matriz de color café claro, está compuesta de vidrio y pómez tamaño ceniza y representa entre el 50 y 60% del total. La roca presenta poca alteración, magnetismo muy leve y un grado de litificación medio.

Parte de esta muestra fue separada y enviada a analizar geoquímicamente (por elementos mayores y trazas).

### **3.3.2 Descripción Microscópica**

Debido a que no se cuenta con cortes transparentes de todas las muestras, que fueron ya sea datadas o analizadas geoquímicamente, se desarrollará en esta sección una descripción microscópica general de la Unidad Sierras de Bellavista. Para este fin se dispone de 10 cortes pertenecientes a rocas de este depósito. Estos cortes se clasificaron en tres grupos que se formaron por presentar diferencias significativas en su descripción microscópica.

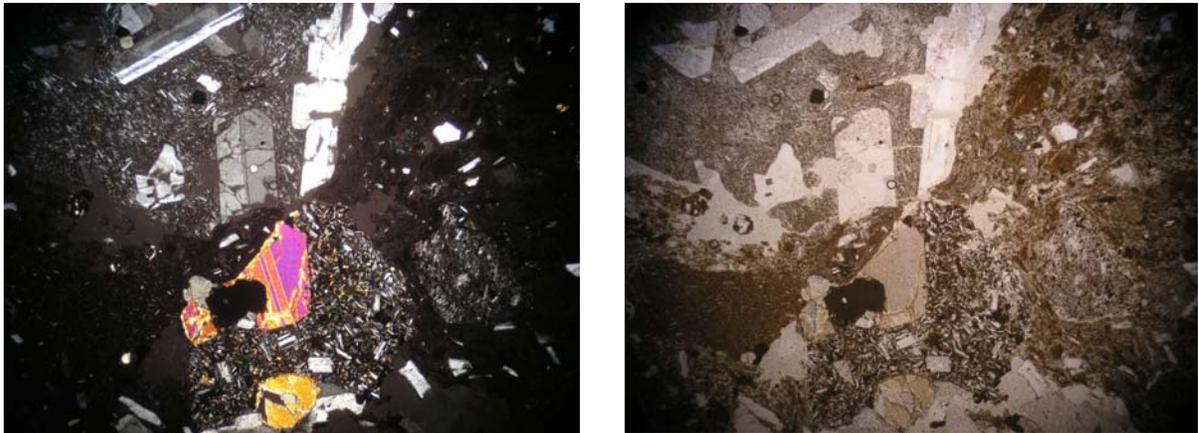
## Grupo I

### Toba gris negra soldada

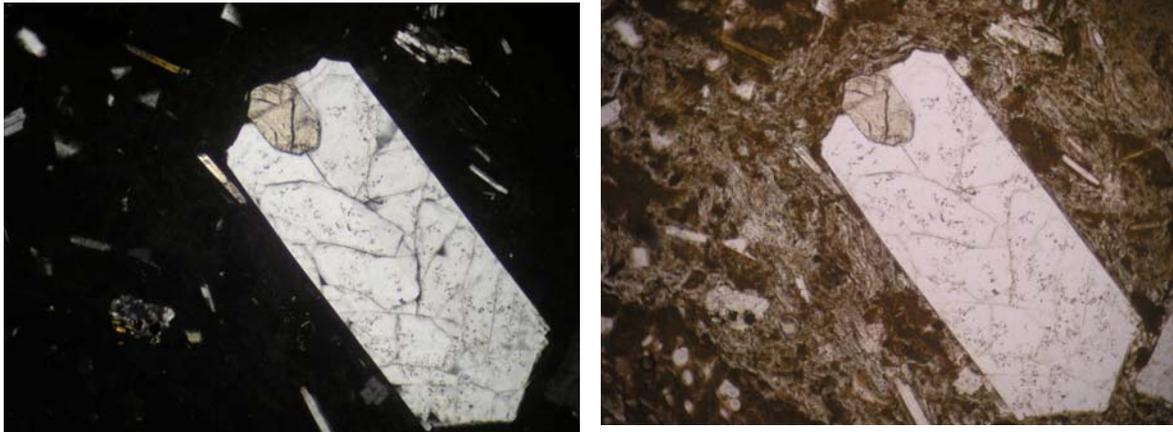
Las muestras de este grupo poseen aproximadamente un 50% de piroclastos. De éstos, un 20% son fragmentos líticos pórvido-andesíticos y andesítico-basálticos subredondeados (algunos con bordes de reacción) con tamaños que van desde 7 mm a 0,2 mm; la población de cristales es del orden del 20%, los que corresponden en su mayoría a cristales de plagioclasa fracturados < 2 mm, también se observan cristales de ortopiroxeno (5% total de la muestra) con tamaños desde 0,2 mm a 0,6 mm y clinopiroxeno ( $\approx$  5%), con tamaños desde 0,2 a 0,5 mm. Se observan escasos fragmentos de pómez redondeadas.

La matriz representa aproximadamente 45-50% de la roca. El vidrio representa un 35-40% de la matriz y se presenta de color café, donde se observan los fragmentos de pómez aplastadas unidas unas con otras con textura eutaxítica, sin desvitrificación dispuestas fluidalmente alrededor de los fragmentos. Cerca del 10% de la matriz son microlitos de plagioclasa (< 0,4 mm de tamaño). Se observan escasos líticos tamaño menor a 0,2 mm.

Este grupo incluye un corte transparente de la muestra JC-38 (ver Figuras 3.17 y 3.18).



**Figura 3. 17. Microfotografía con un radio de 2,5 mm. Se observa a nícoles cruzados y nícoles paralelos la composición de los litoclastos pórvido andesítico y andesítico basálticos.**



**Figura 3.18** Microfotografía con un radio de 1 mm. Detalle de plagioclasa fracturada. Alrededor del fragmento se distinguen las pómez aplastadas soldadas evidenciando la textura eutaxítica, se observan frescas sin desvitrificación.

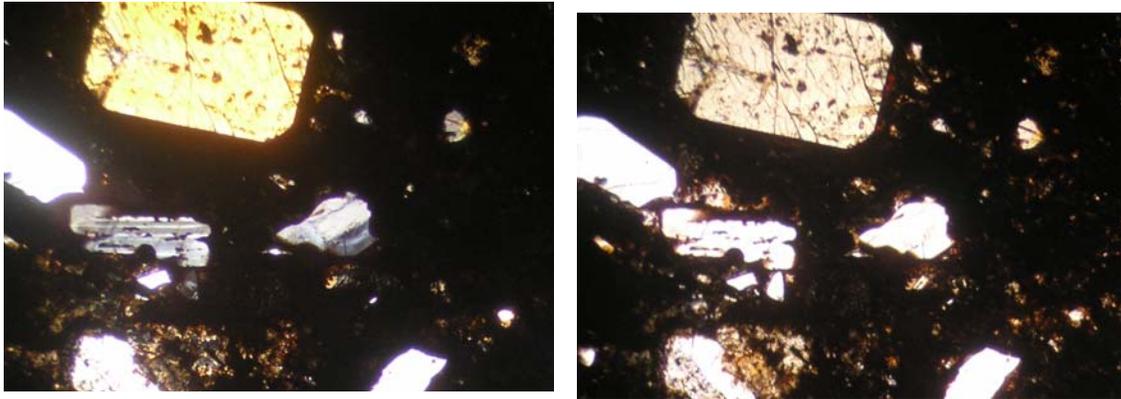
## **Grupo II**

Toba gris-negra andesítica semi-soldada

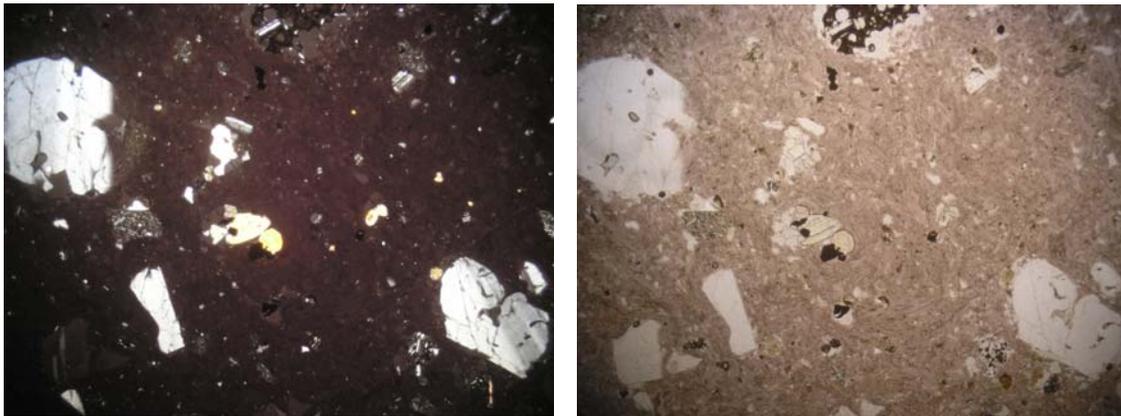
Estas rocas presentan aproximadamente un 30-35% de piroclastos. Los litoclastos son fragmentos principalmente de andesita con tamaños que van desde los 0,5 a los 2,4 mm. Los cristales (12% aproximadamente) corresponden a plagioclasa y piroxenos cuyos tamaños se ubican en el rango 0,5 - 1,2 mm. Se observan algunos cristales de piroxeno con tamaños comprendidos entre 0,2 y 0,4 mm.

La matriz que representa entre un 65-70 % del total de la roca, es de tamaño ceniza y no se observa desvitrificación. El vidrio que representa aproximadamente un 60% del total de la matriz, está formada por esquirlas que no se muestran tan aplastadas como las del grupo anterior, sino que aparecen sólo ligeramente dobladas. La matriz también posee microlitos de plagioclasa ( $\approx 5\%$ ) de 0,1 mm y  $\approx 7\%$  de piroxenos (tanto ortopiroxenos como clinopiroxenos) de igual tamaño (0,1 mm).

A este grupo pertenece la muestra JC-29. ( ver Figuras 3.19 y 3.20)



**Figura 3.19** Microfotografía con un radio de 0,5 mm. Se observa en detalle un piroxeno en el extremo superior izquierdo.



**Figura 3.20** Microfotografía con un radio de 2,5 mm. Toba andesítica se observa un grado de soldamiento medio comparado con los otros dos grupos de muestras.

### **Grupo III**

Toba blanca pumícea no soldada

Los fragmentos piroclásticos representan cerca del 40% del total de la roca. Los cristaloclastos (alrededor del 20% de los fragmentos) corresponden a fragmentos de plagioclasas macladas y muy fracturadas, y a biotitas de color pardo-verdoso, también pueden observarse algunos minerales opacos. No posee mas del 8% de litoclastos que corresponden a fragmentos de toba algo alterada.

La matriz (aproximadamente un 60% del total de la roca) presenta esquirlas de vidrio pumíceo sin ninguna deformación (no presentan soldamiento) por lo que se presume que se depositaron en condiciones más frías que los grupos anteriores, se observan algunos cristales de biotita en estado de oxidación. El material intersticial es mucho más fino, está compuesto de polvo volcánico y se observa claramente desvitrificado. Se observan algunos cristales opacos seguramente magnetita y/o otros óxidos de Fe.

Este grupo incluye un corte transparente de la muestra JC-22. ( ver Figura 3.21)



**Figura 3.21** Microfotografía con un radio de 2,5 mm. Esquirlas de vidrio perfectamente formadas, rocas seguramente depositadas en condiciones de temperatura bastante menores que las rocas de los dos grupos anteriores.

## **CAPITULO 4. GEOQUÍMICA**

Los datos geoquímicos, como los contenidos de elementos mayores y elementos trazas de una roca, entregan información que puede permitir desde caracterizar geoquímicamente una roca, hasta identificar procesos geológicos tales como el origen y evolución del magma desde el que se formó dicha roca.

Los elementos mayores y traza están inicialmente determinados por el tipo y grado de fusión parcial en la fuente, pudiendo ser modificados posteriormente en la evolución de magma por los distintos procesos de diferenciación.

En este capítulo se presentan los resultados de análisis químicos de elementos mayores y trazas realizados a 6 muestras colectadas por Joaquín Cáceres (para un trabajo en preparación), con el objeto de caracterizar las rocas de la Unidad Sierras de Bellavista desde el punto de vista geoquímico. Para este fin, se seleccionaron cuidadosamente los fragmentos juveniles del depósito piroclástico estudiado. Las rocas se analizaron en los laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN, sede Santiago), mediante espectrometría por absorción atómica para los elementos mayores e ICP para los elementos traza.

Dado el escaso número de muestras que fueron analizadas geoquímicamente las conclusiones basadas a partir de este estudio tienen un carácter tentativo.

En este capítulo se distinguen con distinta simbología los dos principales grupos de rocas que se describieron en el capítulo 3: las tobas blancas pumíceas y las tobas gris-negras soldadas.

#### 4.1 Elementos Mayores

Los elementos mayores son aquellos elementos que predominan en cualquier análisis geoquímico de una muestra y se hayan en cantidades  $> 0.1\%$  del total de la roca. Sus concentraciones son expresadas en forma de óxidos y como porcentaje en peso (wt %). Se consideran elementos mayores los siguientes diez elementos: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P.

Los resultados de los análisis de elementos mayores entregados por el laboratorio del SERNAGEOMIN para las rocas de la Unidad Sierras de Bellavista, se muestran en el Anexo B. Los datos geoquímicos de los análisis de elementos mayores usualmente se trabajan con los valores normalizados al 100% y libre de volátiles (Anexo B)

El principal constituyente de rocas ácidas, como las de la Unidad Sierras de Bellavista, es el  $\text{SiO}_2$ . Para el conjunto de rocas analizadas se tiene un rango de composición de sílice, normalizado al 100%, entre 65,4-74,7 (% en peso) (Ver Anexo B). Para una clasificación de rocas volcánicas, basada en la composición química de roca total, uno de los diagramas más usados es el TAS (total alkali v/s silica), en el cual se plotea la suma de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$ . En el gráfico total álcalis versus sílice de la Figura 4.1 (LeBas et al., 1986) cuatro muestras se ubican en el campo de las dacitas y dos se apartan clasificando como riolitas, éstas corresponden a las tobas gris-negras soldadas y las tobas blancas pumíceas, respectivamente.

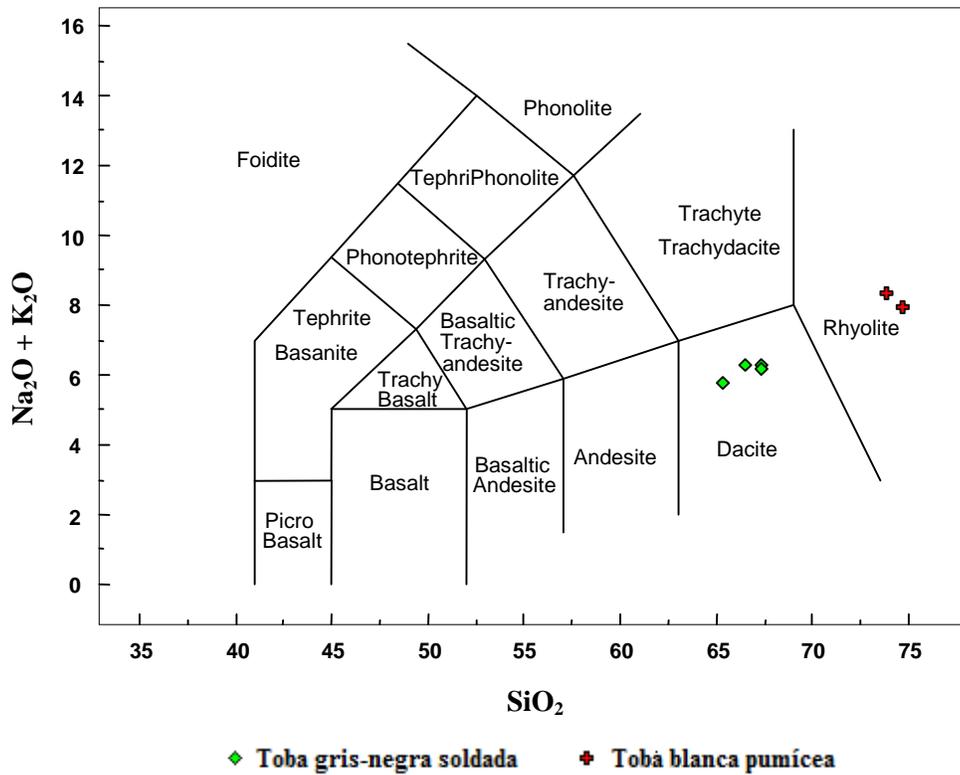
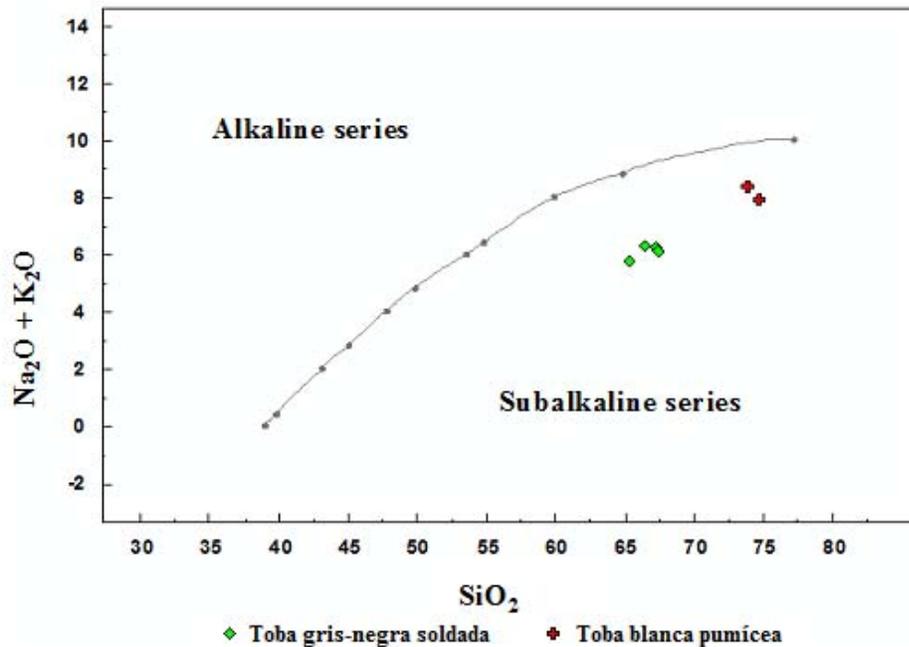


Figura 4.1 Diagrama TAS: total álcalis vs sílice (wt%) (LeBas et al., 1986).

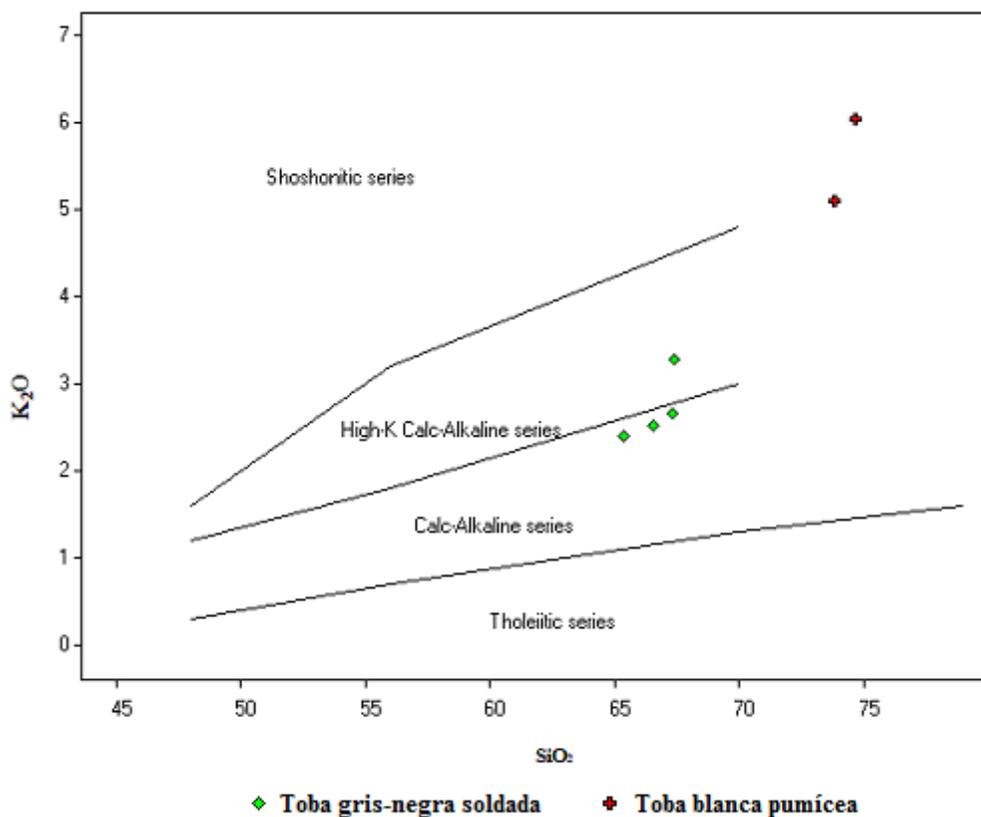
Las rocas ígneas pueden dividirse en dos grandes series magmáticas: la serie alcalina y la serie subalcalina. En rocas volcánicas esta división es hecha usando el diagrama TAS y fue propuesta por MacDonald y Katsura en 1964; otros autores han propuesto otras divisiones con mínimas diferencias. Para la clasificación de las rocas de la Unidad Sierras de Bellavista se utiliza un diagrama binario total álcalis versus sílice con límites propuestos por Irvine and Baragar (1971). El diagrama que discrimina entre ambas series se muestra en la Figura 4.2. Esta figura muestra que todas las rocas de la Unidad Sierras de Bellavista caen en el campo de la serie magmática subalcalina.



**Figura 4.2 Diagrama propuesto por Irvine and Baragar (1971) para diferencias entre serie magmática alcalina y subalcalina.**

La serie magmática subalcalina ha sido subdividida, a su vez, en la serie toleítica y la serie calcoalcalina. Uno de los diagramas más comúnmente utilizados para este fin es el AFM. Este diagrama de variación triangular plotea en sus vértices los valores de los porcentajes en peso de las siguientes combinaciones de óxidos de elementos mayores:  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  (recalculado como  $\text{FeO}$ ). Dichos valores son normalizadas al 100% lo que distorsiona, en cierta medida, los valores ploteados. Este diagrama no usa valores absolutos y sólo usa una parte de la química de la roca, que en el caso de rocas ácidas no sobrepasa, en general, el 15% en peso de la roca total (Rollinson, 1993). Por otra parte, el método analítico utilizado para obtener los valores de los óxidos de elementos mayores de las rocas de la Unidad Sierras de Bellavista, no determinó las concentraciones de  $\text{FeO}$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  por separado (solo  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ ), ni entregó el valor del  $\text{MgO}$  para las muestras JC-02 y JC-22 (por ser inferior al límite de detección). Todos estos factores indican que la utilización de este diagrama podría conducir a error. Debido a esto,

en el presente trabajo se utiliza una subdivisión de rocas volcánicas de la serie subalcalina, basada en las concentraciones de  $K_2O$  y  $SiO_2$ , utilizando un gráfico propuesto por Peccerillo y Taylor en 1976 (Figura 4.3). Las rocas de la Unidad Sierras de Bellavista ploteadas en este diagrama muestran afinidad con la serie calcoalcalina y la serie calcoalcalina de alto potasio.

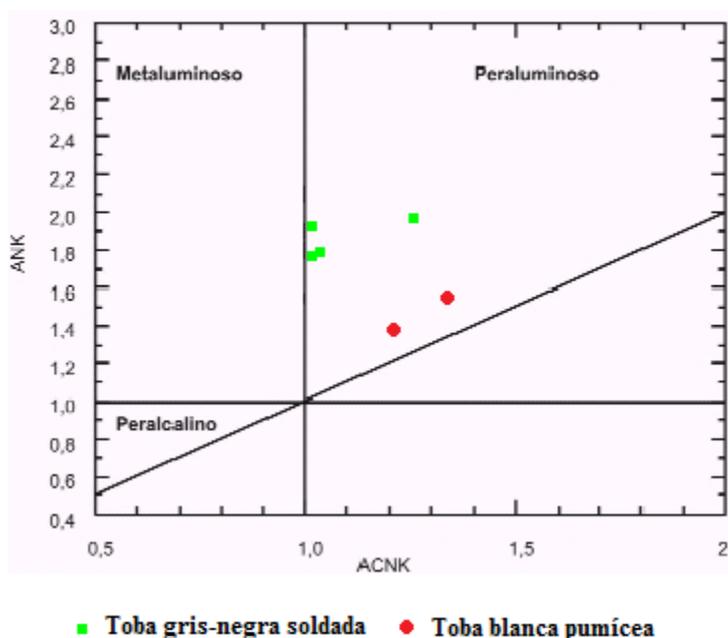


**Figura 4.3** Subdivisión de rocas volcánicas de la serie subalcalina, basada en las concentraciones de  $K_2O$  y  $SiO_2$ , (Peccerillo y Taylor, 1976).

Otro de los elementos mayores que se considera útil para la clasificación de rocas ígneas es el  $Al_2O_3$ , éste es uno de los constituyentes mayoritarios de este tipo de roca, sobre todo de las más felsicas. El índice de saturación en alúmina, dado por la razón molar  $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O+CaO)$ , diferencia entre una roca de composición saturada o subsaturada en alúmina. Si este índice presenta un valor  $>1$  se trata de una roca peraluminosa, cuya composición es saturada en alúmina. Por otro lado si el índice de saturación en alúmina es  $<1$  se tiene una composición subsaturada en alúmina y la roca

puede sub-clasificarse como metaluminosa si el índice de alcalinidad ( $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ ) es  $>1$  o peralcalina si este índice es  $<1$ .

Con relación al  $Al_2O_3$ , las muestras de la Ignimbrita Sierras de Bellavista poseen valores entre los 14 y 16 (% en peso), utilizando los parámetros definidos por Shand (Maniar y Piccoli, 1989), son típicamente peraluminosas con relaciones molares de  $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O+CaO) > 1$ . El diagrama propuesto por Shand muestra gráficamente esta clasificación para las rocas de la Unidad Sierras de Bellavista (Figura 4.4).

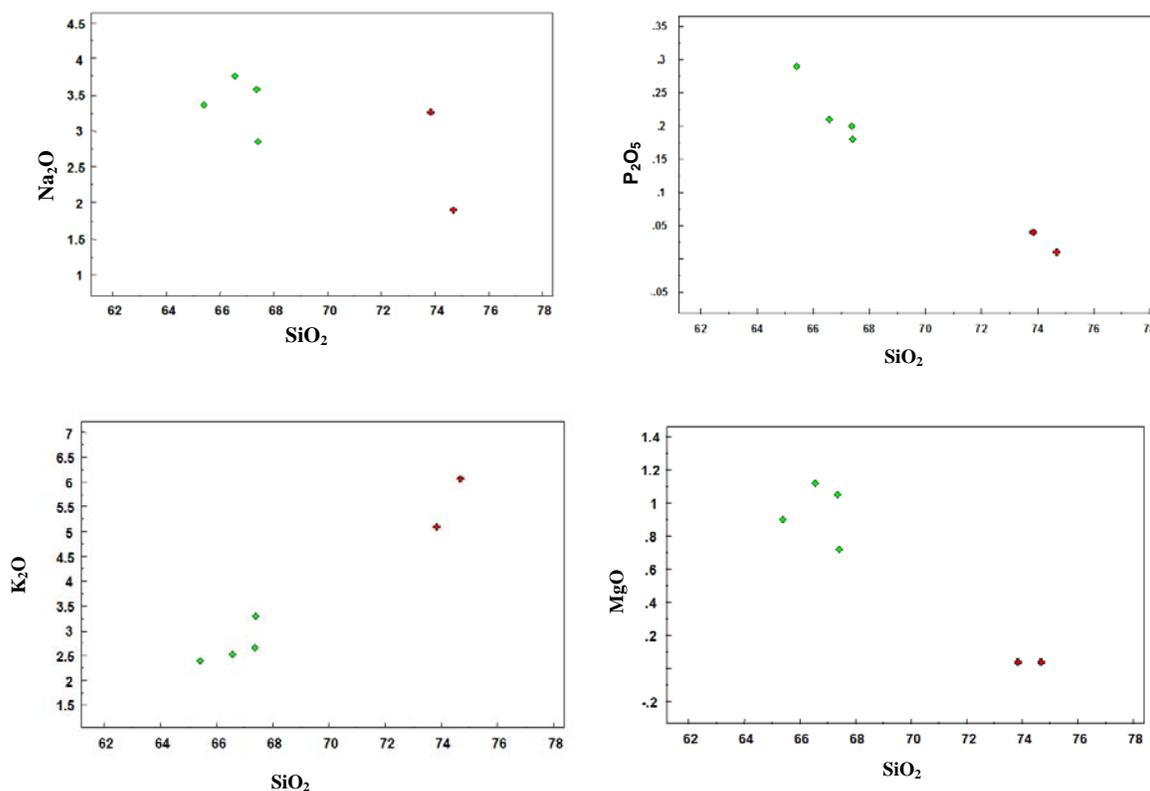


**Figura 4.4** Diagrama de saturación en alúmina parámetros definidos por Shand (Maniar y Piccoli, 1989).  $ANK = (Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O))$ ,  $ACNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ .

Una manera común de estudiar las variaciones químicas, dentro de un grupo de muestras asociadas, es mediante los diagramas binarios de variación Harker. En un conjunto de rocas ígneas cogenéticas (comagmáticas) los pares de óxidos están fuertemente correlacionados (Rollinson, 1993). En los diagramas Harker se grafica un mismo elemento en el eje X que actúa como índice de diferenciación y en el eje Y se plotean el resto de los óxidos de los elementos mayores. Se escoge el elemento  $SiO_2$  como índice de diferenciación por ser el

principal constituyente en rocas ácidas y por mostrar el mayor rango de variabilidad de contenido en las muestras.

Los óxidos de elementos mayores, revisados con sílice como índice de diferenciación, se muestran en la Figura 4.5. Se aprecia que el  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{TiO}_2$  muestran una correlación negativa con respecto a la sílice mientras que el  $\text{K}_2\text{O}$  tiene una correlación positiva con ese elemento. El  $\text{Na}_2\text{O}$  muestra una tendencia menos clara en su correlación con la sílice, sus datos se muestran muy dispersos lo que podría explicarse por la alta movilidad del sodio. El óxido del elemento manganeso presenta aproximadamente el mismo valor ( $\approx 0,14$ ) para 5 de las 6 muestras analizadas (Anexo B), por lo que no se observa ningún patrón respecto al  $\text{SiO}_2$ . Para las tobas blancas pumíceas los valores de  $\text{MgO}$  dieron bajo el límite de detección ( $0,05\%$  wt) igual se plotea un valor máximo esperado para ver su comportamiento que tiende a ser de correlación negativa respecto al índice de diferenciación.



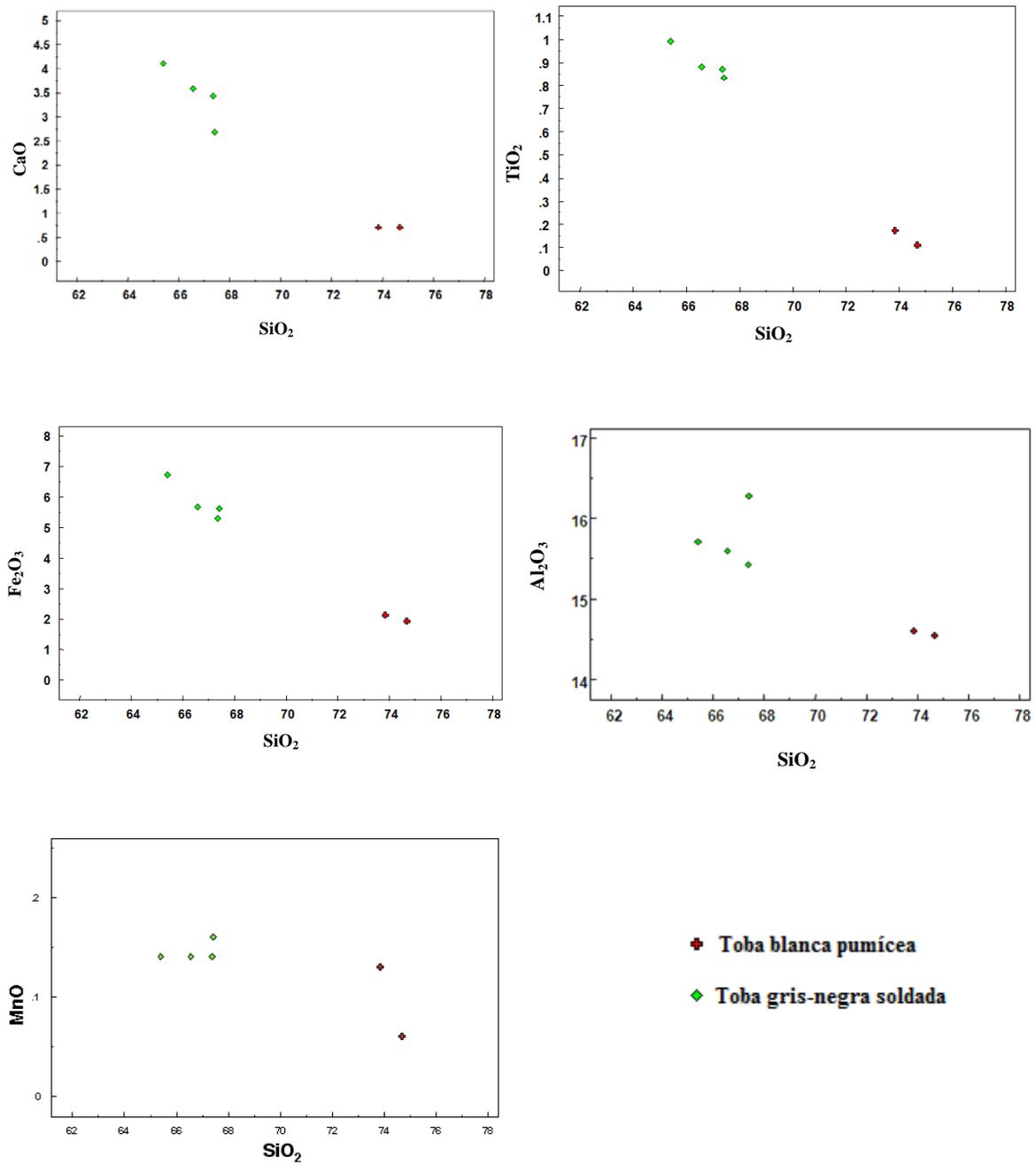


Figura 4.5 Diagramas Harker Elementos Mayores, valores en % en peso.

## **4.2 Elementos Traza**

Los elementos traza son definidos como aquellos elementos que están presentes en una roca en cantidades menores al 0,1% y sus concentraciones se expresan en partes por millón (ppm) del elemento en la roca. La mayoría de los elementos traza, si bien no forman especies minerales por si solos, son capaces de sustituir a los elementos mayores en los minerales formadores de roca. Los elementos traza son importantes en estudios petrológicos ya que son mejores discriminantes entre procesos petrológicos que los elementos mayores.

En general estos elementos son divididos para ser analizados por grupos. Los elementos en cada uno de estos grupos tienen propiedades químicas similares, y por ende se espera que tengan un comportamiento geoquímico similar. El criterio para establecer la clasificación de estos elementos es, ya sea su posición en la tabla periódica de los elementos, o el comportamiento de éstos en sistemas magmáticos (Rollinson, 1993).

### **4.2.1 Elementos compatibles: Metales de Transición**

Corresponden a este grupo los elementos Cr, Ni, Co, V, Sc los cuales son considerados compatibles por su afinidad con fases minerales como olivino y piroxeno.

En los diagramas de la Figura 4.6 se puede ver que los elementos Co, V, y Sc muestran una clara correlación negativa respecto a la sílice, mientras que en el caso del Cr no se muestra una tendencia definida, sino más bien una fuerte dispersión de los datos. En el caso del Ni los análisis entregaron el valor  $Ni < 2$  para todas las muestras analizadas (Anexo B), esto significa que los valores de níquel en la muestra son inferiores al límite de detección del método analítico utilizado para su obtención, en este caso el límite de detección del Ni es 2 ppm por lo que no se tiene una correlación con respecto al índice de diferenciación.

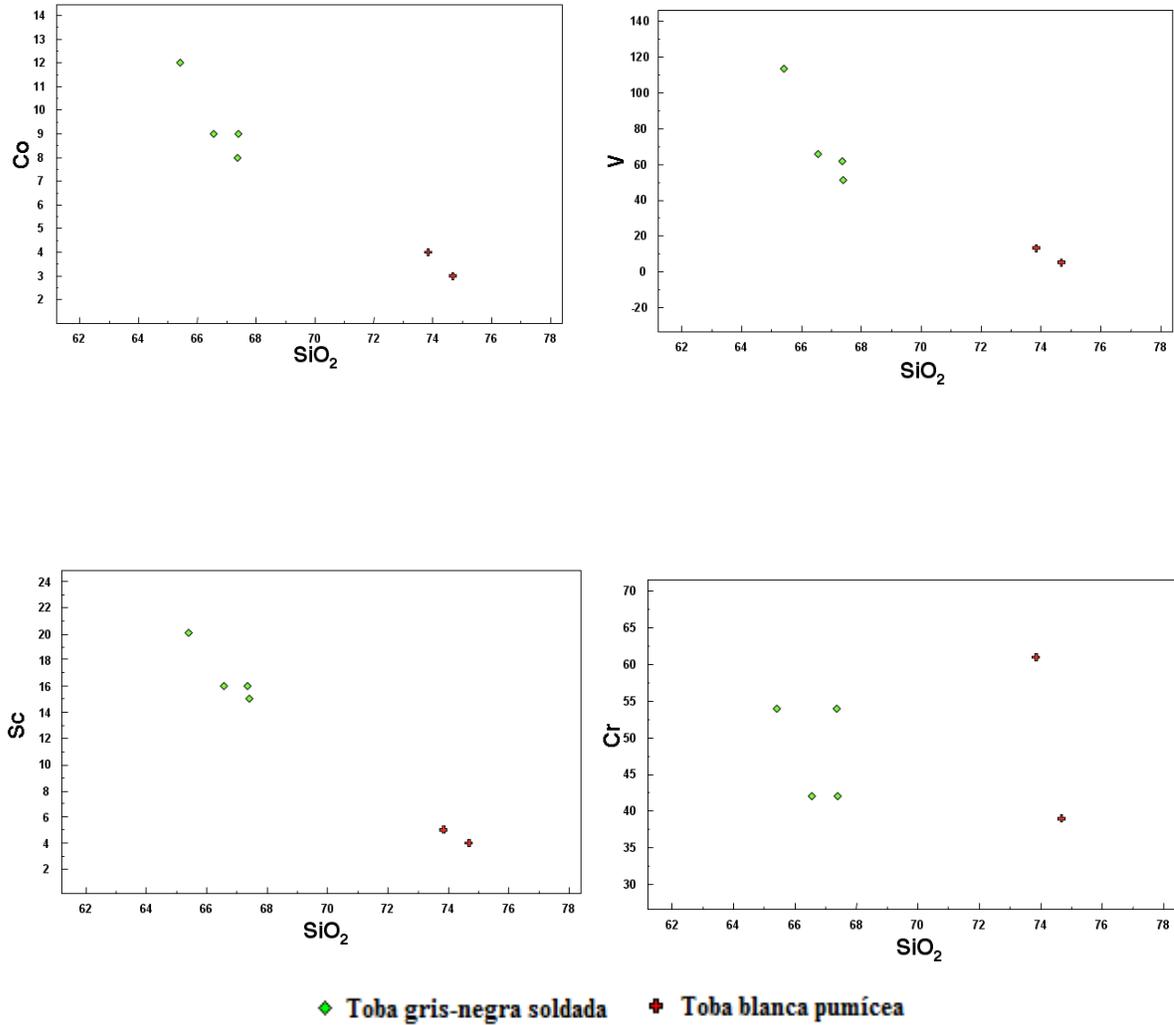
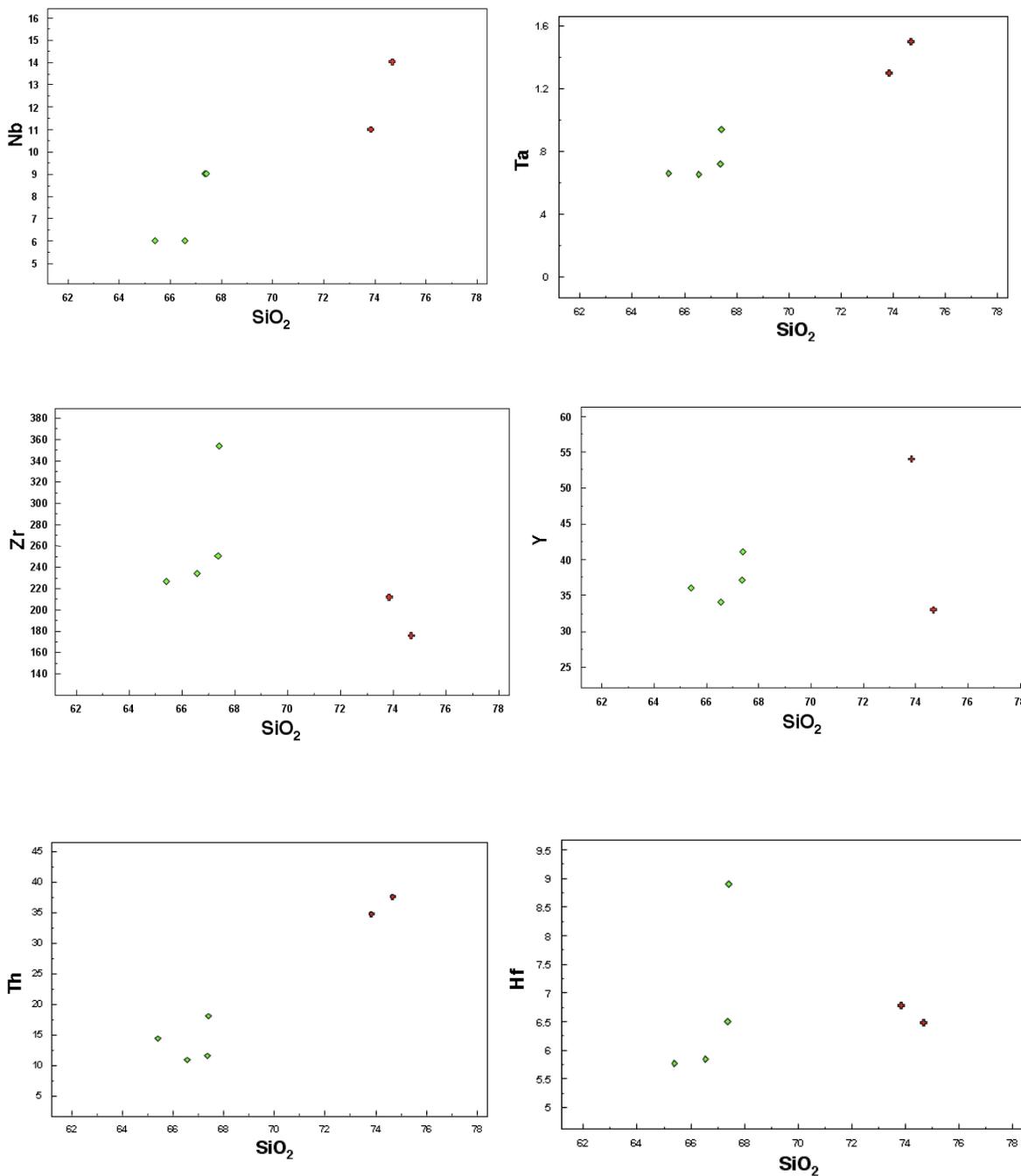


Figura 4.6 Diagrama Harker Metales de Transición, valores en ppm.

#### 4.2.2 Elementos de Alto potencial Iónico (HFSE o High Field Strength Elements) e incompatibles.

En este grupo se consideran los elementos Th, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc, U, Pb los cuales se caracterizan por tener radio iónico pequeño y una alta carga (potencial ionico > 2). Estas características los convierten en elementos altamente inmóviles en la mayoría de las fases minerales.

A continuación se presentan los diagramas Harker para Nb, Ta, Y, Zr, Hf y Th . En los diagramas de variación binarios los elementos Nb, Th y Ta muestran, en general, una correlación positiva respecto al SiO<sub>2</sub>, mientras que para los elementos Y, Hf y Zr la correlación no queda muy clara con respecto a este índice de diferenciación (Figura 4.7) .



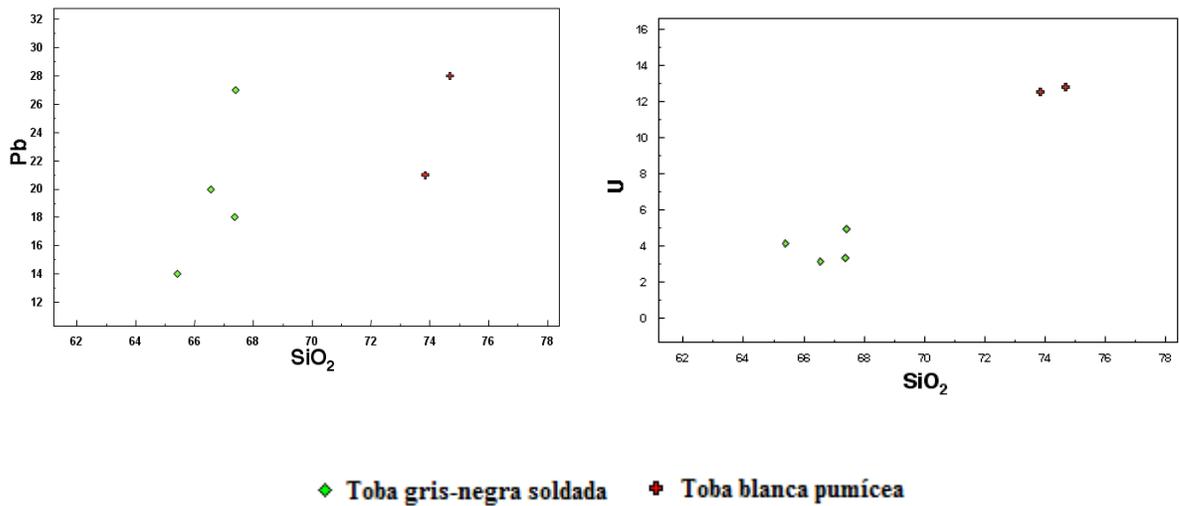


Figura 4.7 Diagrama Harker HFSE, valores en ppm.

#### 4.2.3 Elementos de Baja Carga y Gran Radio Iónico (LILE o Large Ion Lithophile Elements)

Los elementos LILE incluyen Cs, Ba, y Rb. Los elementos aquí considerados se caracterizan por tener un gran radio iónico y una baja carga (potencial iónico < 2). A estos se les agrega el elemento Sr. Dichas características los convierten en elementos altamente incompatibles con la mayoría de las fases minerales y muy móviles particularmente cuando está involucrada una fase fluida.

En los diagramas Harker, los elementos Sr y Ba muestran correlación negativa respecto a la sílice, aunque en el caso del Ba esta tendencia es menos clara. En el caso del elemento Rb la correlación con respecto al índice de diferenciación es claramente positiva (Figura 4.8). El elemento Cs muestra una alta dispersión en los datos, por lo que no evidencia una tendencia clara.

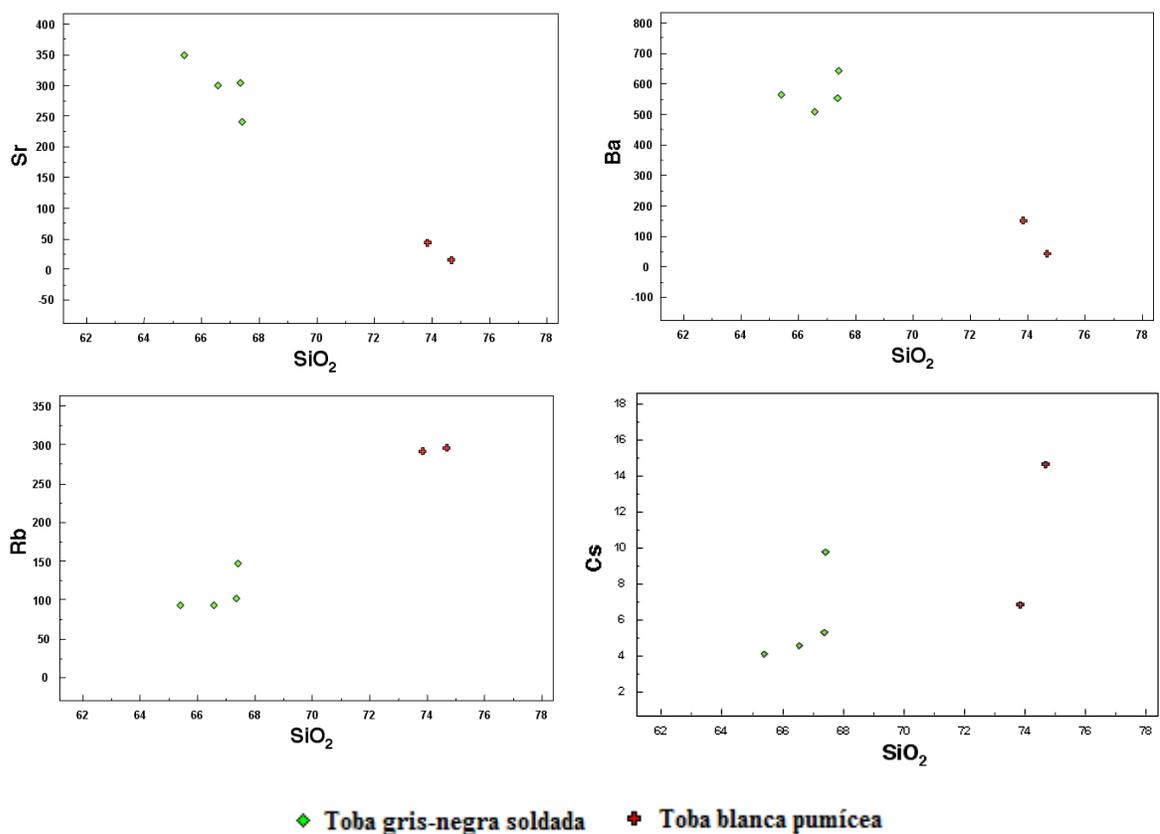


Figura 4.8 Diagrama Harker para los LILE, valores en ppm.

### 4.3 Tierras Raras (REE)

Las tierras raras (REE) son los elementos traza más utilizados y tienen importantes implicancias en petrología ígnea. Las REE comprenden la serie de elementos metálicos con número atómico entre 57 y 71 (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Por lo general, se incluye también el elemento Y que posee un radio iónico similar al del Ho.

Las REE tienen entre sí propiedades químicas y físicas similares. Esto viene del hecho de que ellas forman iones estables, de similar tamaño y comúnmente trivalentes (carga 3+) aunque Eu<sup>2+</sup> y Ce<sup>4+</sup> también se encuentran naturalmente.

Las tierras raras suelen graficarse en un diagrama composición-abundancia que resulta en un patrón de zig-zag, debido a que las REE con número atómico par son más estables y por ende más abundantes, mientras que aquellas con número atómico impar son más inestables. Para eliminar esta variación que existe entre los elementos con número atómico par e impar los valores de las concentraciones de REE son usualmente normalizados a una referencia estándar. Comúnmente esta normalización se hace basándose en los valores de los meteoritos condriticos. Varios autores que han sugerido distintos valores para este tipo de normalización.

La figura 4.9 muestra, para las rocas de la Unidad Sierras de Bellavista, los resultados de los análisis de Tierras Raras (en abundancia), normalizados al Condrito de Sun y McDonough (1989), en escala logarítmica de base 10.

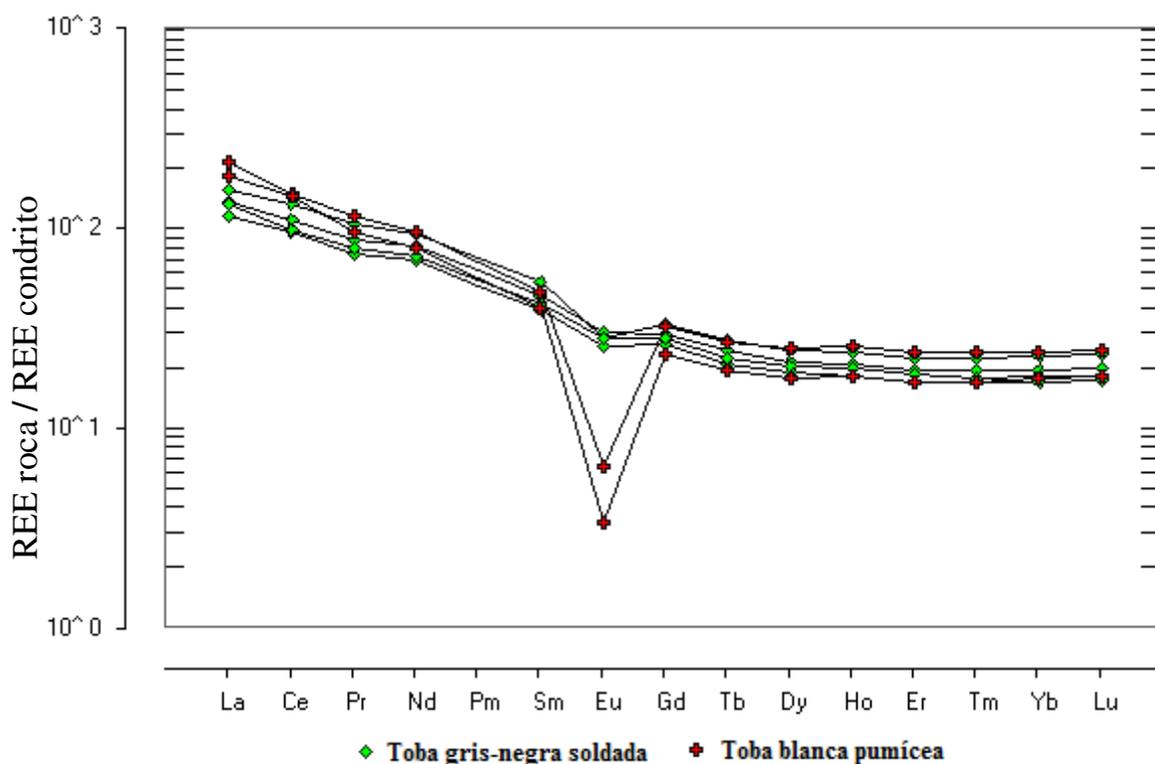


Figura 4.9 Diagrama Tierras Raras (REE), normalizado a Condrito (Sun and McDonough, 1989)

En términos generales las 6 muestras de la Unidad Sierras de Bellavista presentan patrones de Tierras Raras normalizadas a condrito similares, mostrando enriquecimiento en Tierras Raras Livianas (LREE) y empobrecimiento en Tierras Raras Pesadas (HREE). Una excepción a esto lo constituye una anomalía negativa de Eu, muy pronunciada para los valores de las muestras JC-02 y JC-22, la que puede verse claramente en el gráfico de REE.

Las anomalías de Eu son principalmente controladas por plagioclasa, particularmente en rocas félsicas. Esta anomalía puede cuantificarse comparando el valor medido para el Eu con un valor ‘esperado’ (Eu\*), que se consigue al interpolar los valores normalizados de Sm y Gd. De esta manera se obtiene la razón Eu/Eu\* que corresponde a la anomalía de Eu, donde un valor mayor que 1 indica una anomalía positiva, mientras que un valor menor a 1 indica una anomalía negativa (Rollinson, 1993). Usando la media geométrica entre Sm y Gd, esto es  $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{[(Sm_N) \cdot (Gd_N)]}$  (Taylor and McLennan, 1985) se obtienen los siguientes valores para las muestras de la Unidad Sierras de Bellavista.

**Tabla 4.1 Valores de la anomalía de Eu para muestras de la Unidad Sierras de Bellavista**

| Muestra | JC-02 | JC-22 | JC-29 | JC-09 | JC-38 | JC-50 |
|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Eu/Eu*  | 0,11  | 0,17  | 0,67  | 0,81  | 0,82  | 0,81  |

En la tabla 4.1 se observa que todas las muestras presentan algún grado de anomalía negativa de europio, esto es, valores Eu/Eu\* (normalizados al Condrito de Sun y McDonough, 1989) inferiores a 1. Las muestras JC-02 y JC-22 son las que presentan los valores más extremos.

El grado de fraccionamiento de un patrón de REE puede expresarse por la concentración de una tierra rara liviana (La o Ce) dividida por la concentración de una tierra rara pesada (Yb o Y) (Rollinson, 1993). Ambos valores normalizados a condrito. Las muestras de la Unidad Sierras de Bellavista que representan las tobas gris-negras soldadas poseen razones  $[La/Yb]_N$  entre 6,7 y 7,3 mientras que las muestras JC-02 y JC-22 que corresponden a las tobas blancas pumíceas, presentan valores  $[La/Yb]_N$  mayores (10,1 y 8,9 respectivamente).

## **CAPÍTULO 5. GEOCRONOLOGÍA <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar**

### **5.1 Resultados de los análisis geocronológicos <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar**

En estudios anteriores a los depósitos del Volcanismo Andino Joven se les había asignado edades relativas basadas en criterios morfológicos relacionados con la última glaciación. Se reconocieron de esta forma depósitos pre, syn y post-glaciales (Klohn 1960, Vergara, 1969; Charrier, 1973; Abele, 1982)

Los depósitos de Sierras de Bellavista se han reconocido con anterioridad como pertenecientes al volcanismo andino joven post-glacial.

En 1986 Malbrán realizó una datación radioisotópica mediante el método K/Ar, del flujo piroclástico que aflora en el sector de La Laguna, en las Sierras de Bellavista. La datación realizada en roca total de una toba vítrea de cristales (muestra FM-10) arrojó una edad de  $0,93 \pm 0,05$  Ma, asignando las coladas de valle al Pleistoceno inferior. Esta muestra corresponde a las tobas gris-negras soldadas de niveles intermedios de la Unidad Sierras de Bellavista, reconocidas en este trabajo.

En este estudio, se revisan 5 edades obtenidas a través del método <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar con incrementos de temperatura, con el fin de entregar una descripción geocronológica más precisa de estos depósitos.

La técnica de datación <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar con incrementos de temperatura gradual tiene algunas ventajas sobre el método de datación K-Ar. En la técnica de datación <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar, el contenido de K y el contenido de isótopos de Ar de una muestra son determinados en un solo experimento. El método K-Ar requiere de dos diferentes experimentos en muestras alícuotas separadas para la determinación del contenido de K y Ar, que se traducen en un mayor error analítico para la edad resultante. Además, los efectos de la alteración y el exceso de argón no pueden ser evaluados en la técnica de datación K-Ar.

Por lo tanto, el método de datación K-Ar puede entregar edades menos precisas y exactas que las obtenidas mediante la técnica calentamiento incremental del método  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ .

Las muestras datadas fueron recolectadas por Joaquín Cáceres para la realización de un trabajo en preparación. Estas fueron enviadas al laboratorio de geocronología de la Oregon State University. Los resultados de estas dataciones  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  se resumen en las tablas 5.1 y 5.2

Se consideran para el análisis los resultados de la edad plateau ponderada y los de la isocrona inversa. Esta se elige en lugar de la isocrona normal, ya que tiene como denominador al  $^{40}\text{Ar}$  que está, en general, en mayor cantidad que el  $^{36}\text{Ar}$  que es utilizado como denominador en la isocrona normal y se presenta en muy baja cantidad, por lo que los errores pueden ser mayores.

**Tabla 5.1: Resumen de resultados ponderados de edad plateau  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  para las muestras datadas de ignimbrita Sierras de Bellavista.**

| Muestra | Tipo de Roca            | Material Datado | Incrementos Usados ( °C ) | Numero de Pasos en Plateau | $^{39}\text{Ar}$ (%) | Edad Plateau Ponderada $\pm 2\sigma$ (Ma) | MSWD | K/Ca+2            |
|---------|-------------------------|-----------------|---------------------------|----------------------------|----------------------|---|------|-------------------|
| JC-02   | Toba blanca pumícea     | Pómez           | 300-1200                  | 9                          | 100                  | 0,3613 $\pm$ 0,1856                       | 0,66 | 0,200 $\pm$ 0,159 |
| JC-43   | Escoria de toba         | Vidrio          | 950-1175                  | 4                          | 56,6                 | 0,94 $\pm$ 0,06                           | 1,74 | 0,636 $\pm$ 0,069 |
| JC-29   | Toba gris-negra soldada | Vidrio          | 600-1400                  | 8                          | 97,59                | 1,06 $\pm$ 0,03                           | 0,68 | 1,373 $\pm$ 0,357 |
| JC-38   | Toba gris-negra soldada | Vidrio          | 500-1150                  | 8                          | 98,54                | 1,24 $\pm$ 0,05                           | 1,28 | 1,192 $\pm$ 0,206 |
| JC-50   | Toba gris-negra soldada | Vidrio          | 500-1100                  | 8                          | 98,12                | 1,25 $\pm$ 0,03                           | 1,15 | 1,574 $\pm$ 0,210 |

**Tabla 5.2: Edades  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  de fusión total y de datos de isocrona inversa para muestras de Sierras de Bellavista.**

| Muestra | Tipo de Roca            | Material Datado | Edad Fusión Total $\pm 2\sigma$ (Ma) | Edad Isocrona inversa $\pm 2\sigma$ (Ma) | Intercepción $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ | Numero de pasos en isocrona |
|---------|-------------------------|-----------------|--------------------------------------|--|--|-----------------------------|
| JC-02   | Toba blanca pumícea     | Pómez           | 0,4518 $\pm$ 0,4927                  | 0,3155 $\pm$ 0,1856                      | 296,1237 $\pm$ 2,1946                        | 9                           |
| JC-43   | Escoria de toba         | Vidrio          | 1,04 $\pm$ 0,09                      | 0,96 $\pm$ 0,10                          | 293,6850 $\pm$ 5,9948                        | 4                           |
| JC-29   | Toba gris-negra soldada | Vidrio          | 1,21 $\pm$ 0,11                      | 1,05 $\pm$ 0,04                          | 296,7080 $\pm$ 2,7011                        | 8                           |
| JC-38   | Toba gris negra soldada | Vidrio          | 1,30 $\pm$ 0,09                      | 1,21 $\pm$ 0,07                          | 297,5469 $\pm$ 4,1116                        | 8                           |
| JC-50   | Toba gris-negra soldada | Vidrio          | 1,26 $\pm$ 0,05                      | 1,25 $\pm$ 0,04                          | 294,9149 $\pm$ 3,7378                        | 8                           |

## 5.2 Discusión Geocronología $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$

### Muestra JC-29

Del análisis  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ , realizado en vidrio perteneciente a la muestra JC-29, se obtuvo una edad plateau de  $1,06 \pm 0,03$  Ma (Figura 5.1). La edad plateau ponderada abarca 8 pasos de calentamiento consecutivos de un total de 9, en los que aproximadamente un 97,59% del total de  $^{39}\text{Ar}$  fue liberado. La edad del diagrama de correlación de  $1,05 \pm 0,04$  Ma y que desplegó una razón  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  inicial indistinguible de la atmosférica, muestra buena correspondencia con la edad plateau.

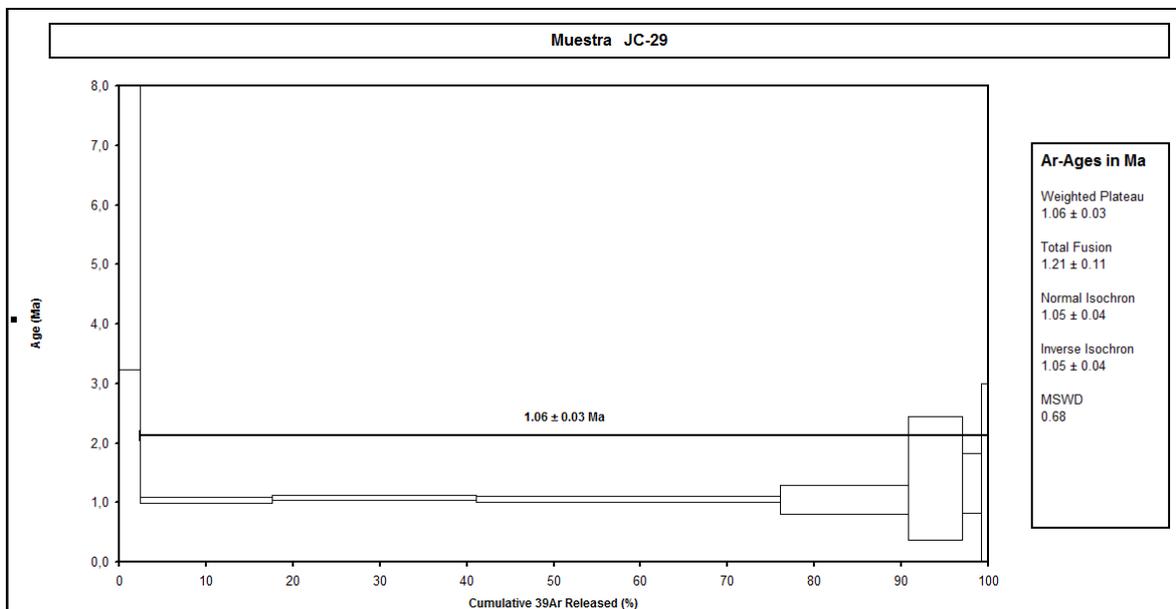


Figura 5.1 Espectro de la Edad Plateau ponderada para la muestra JC-29

## **Muestra JC-02**

La muestra 02 contiene abundantes pómez las cuales fueron separadas y datadas.

La edad plateau ponderada es de  $0.3613 \pm 0,1856$  Ma. Para esta edad se consideraron todos los pasos de calentamiento, o sea, fue calculada con el 100% del total de  $^{39}\text{Ar}$  liberado. La muestra JC-02 presenta una correspondencia o similitud bastante alta entre la edad plateau ponderada y la edad de la isocrona inversa de  $0,3613 \pm 0,1856$  y  $0,3155 \pm 0,1856$ , respectivamente. Las dos edades son concordantes y se traslapan en sus errores. El valor del MSWD de 0,71 es muy bueno, ya que se considera que los valores de  $\text{MSWD} < 1$  son buenos.

Pese a todo lo dicho anteriormente, la edad presenta un error del 51,34 % por lo que se considera que los resultados son pocos precisos y no se debería basar una interpretación en estos datos.

El gráfico de la isocrona inversa en este caso no entrega información ya que los puntos se encuentran aglutinados en el extremo superior derecho (Figura 5.2).

El rango de edades posibles para esta muestra entregada por esta datación es bastante grande si se considera lo joven de la edad obtenida. En este caso el aspecto del espectro de la edad plateau, al inicio y al final, podría indicar un grado de exceso de Ar (Figura 5.3) . De igual manera se evidencia muy poca presencia de gas radiogénico, del mismo modo el  $^{40}\text{Ar}$  también es escaso.

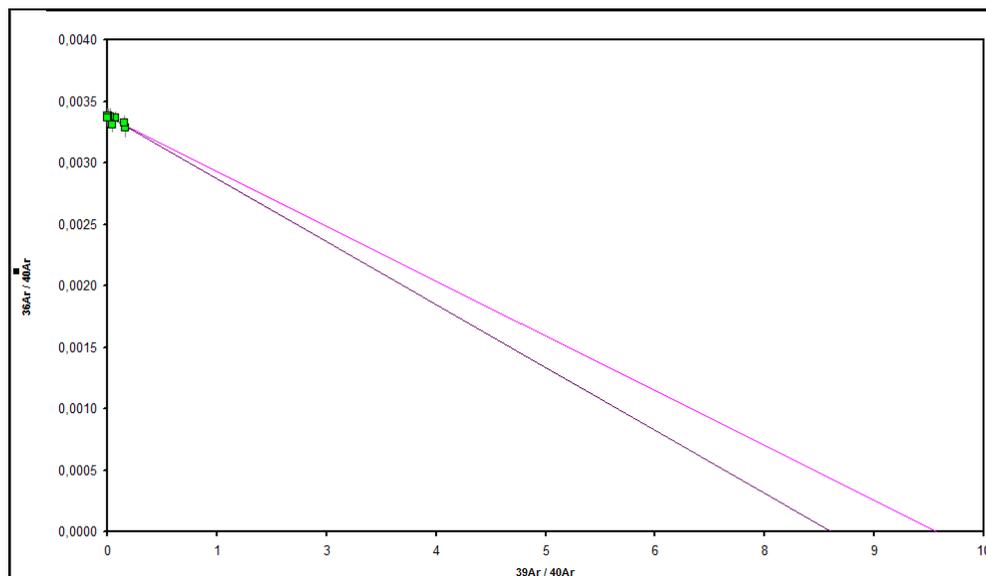


Figura 5.2 Gráfico Isocrona Inversa para análisis de muestra JC-02

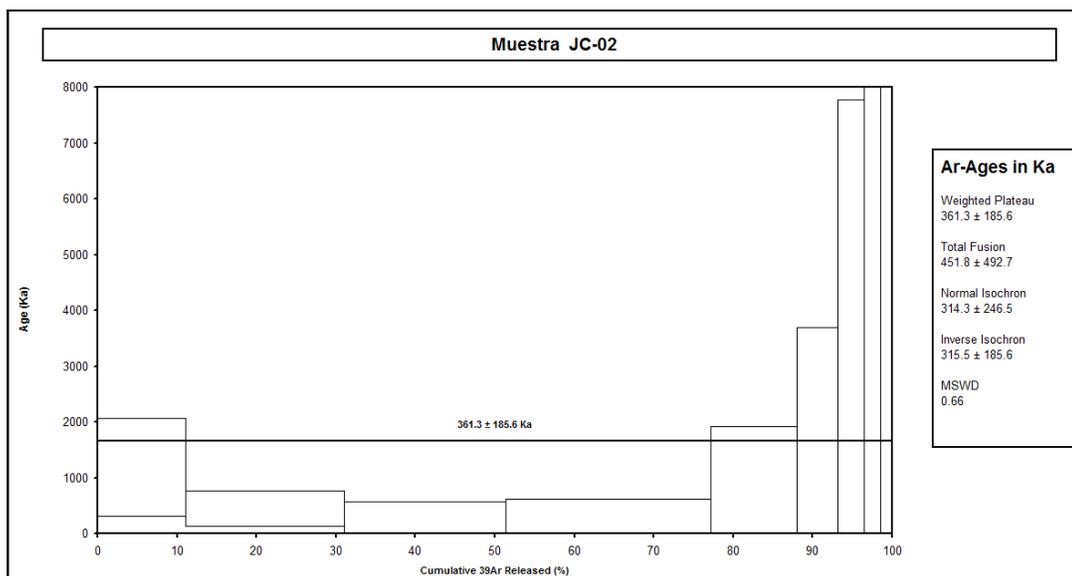


Figura 5.3 Espectro de la Edad Plateau ponderada para la muestra JC-02

## Muestra JC-50

Se obtuvo una edad plateau ponderada de  $1,25 \pm 0,03$  Ma (Figura 5.4). El porcentaje de  $^{39}\text{Ar}$  liberado en los 8 pasos de calentamiento considerados para la obtención de la edad, es de 98,12%.

El valor MSWD de 1,15 se considera bueno, al igual que el valor  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de  $294,91 \pm 3,7378$ .

Aquí las dos edades (plateau e isocrona inversa) son concordantes, sin embargo, por la forma de “silla de montar” que presenta el espectro de edad plateau, el que podría acusar exceso de argón, se preferiría la edad de la isocrona inversa, aunque de todas formas ambas edades son casi idénticas (edad de isocrona inversa:  $1,25 \pm 0,04$  Ma)

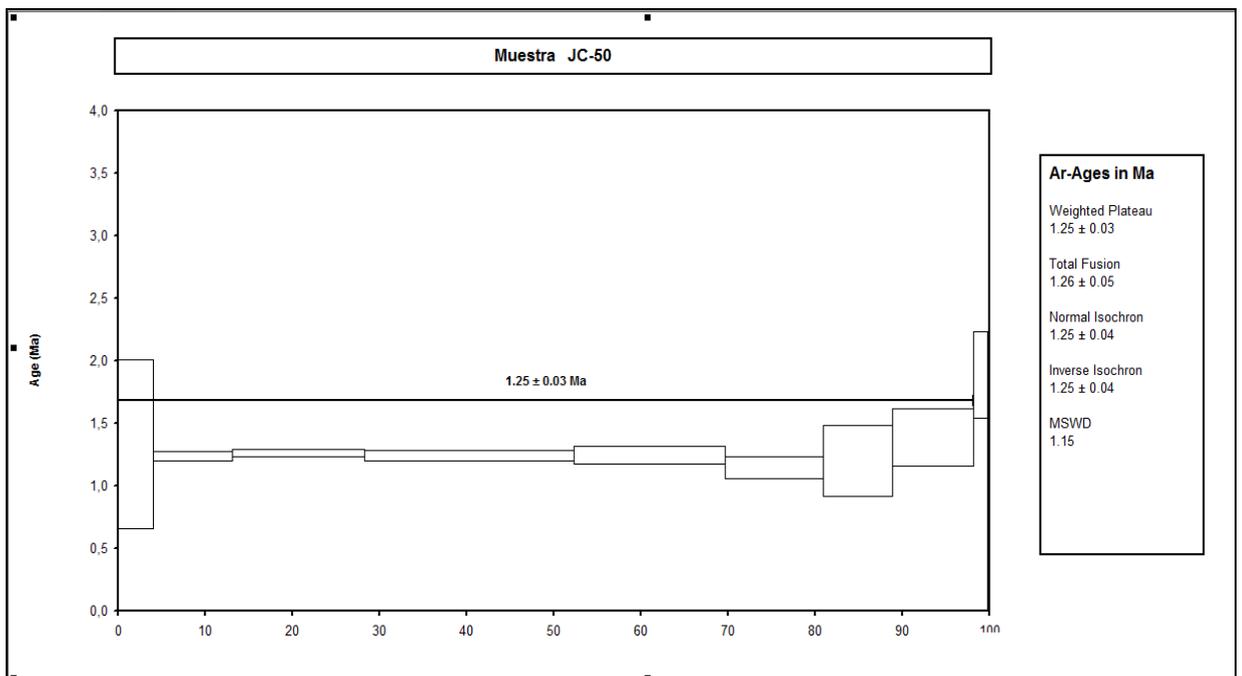


Figura 5.4 Espectro de la Edad Plateau ponderada para la muestra JC-50

## Muestra JC-38

Para esta muestra la edad plateau es de  $1,24 \pm 0,05$  Ma (Figura 5.5), para la que se consideró un total de 8 pasos de calentamiento en que el 98,54% de  $^{39}\text{Ar}$  fue liberado.

La edad de la isocrona inversa de  $1,21 \pm 0,07$  es concordante con la edad plateau.

El MSWD de 1,28 se considera bueno, al igual que el valor  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$   $297,5469 \pm 4,1116$  equivalente al Ar atmosférico.

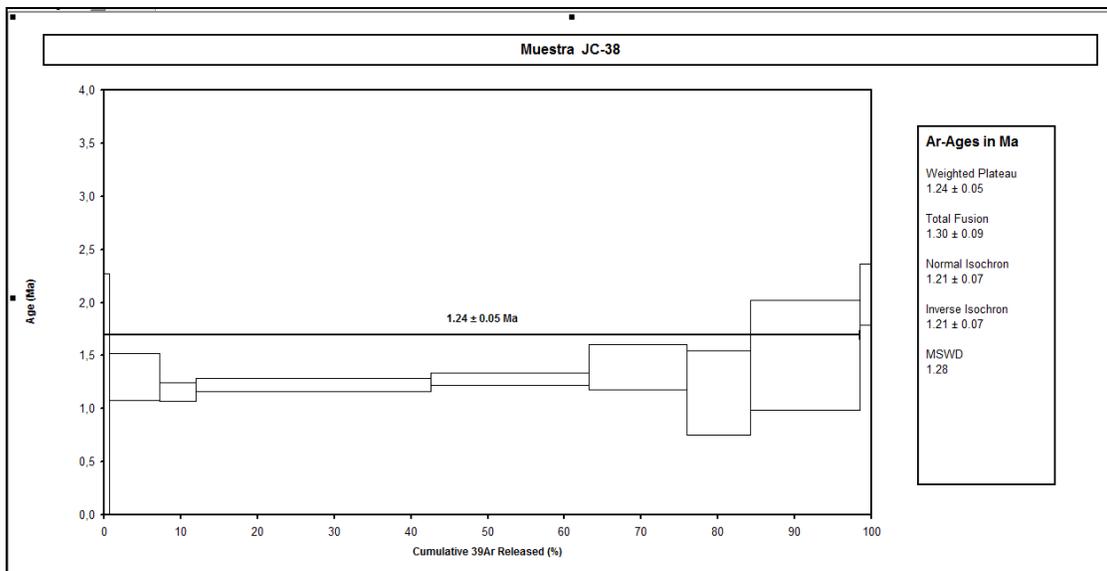
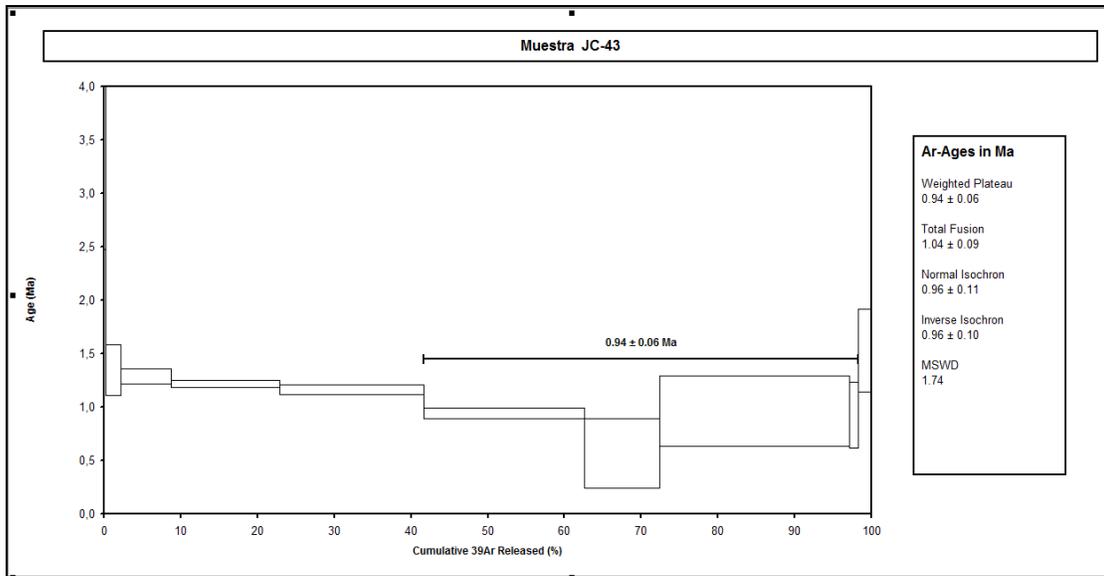


Figura 5.5 Espectro de la Edad Plateau ponderada para la muestra JC-38



**Figura 5.6 Espectro de la Edad Plateau ponderada para la muestra JC-43**

### **Muestra JC-43**

El análisis  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  de la muestra JC-43 pudo haberse visto afectado por argón recoil. Sin embargo, una edad plateau aparente de  $0,94 \pm 0,06$  Ma (Figura 6.6) puede ser calculada a partir de cuatro pasos consecutivos de calentamiento en los que aproximadamente el 56,60% del total de  $^{39}\text{Ar}$  fue liberado. El valor del MSWD de 1,74 no es muy bueno, sin embargo las edades de los diagramas de correlación y los de la edad plateau son absolutamente concordantes. El diagrama de correlación para esta muestra despliega una razón  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  inicial atmosférica de  $293,6850 \pm 5,9948$ .

Las tablas de resultados de los análisis geocronológicos  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  se muestran en el Anexo A.

En general las edades obtenidas se han interpretado como edades representativas de los eventos volcánicos que se deseaban datar. Todas las edades, comprendidas entre los 0,94 y los 1,25 Ma tienen errores del orden de los 0,03 y los 0,06 Ma. Dentro de este rango se diferencian dos grupos, uno con edades del orden de 1,25 Ma (muestras JC-38 y JC-50) y otro con edades entre los 0,94 y 1,05 Ma (muestra JC-43 y JC-29). A este último grupo le

correspondería la muestra FM-10, que representa una edad K-Ar de  $0,93 \pm 0,046$  Ma (obtenida por Malbrán, 1986).

La excepción a esto lo representa la muestra JC-02 que entrega una edad más joven correspondiente a  $0,3613 \pm 0,1856$  Ma y presenta un error de 51%, por lo que se considera un dato poco preciso, sin que por esto se pueda desestimar del todo su posible veracidad.

## **CAPÍTULO 6. COMPARACIÓN GEOQUÍMICA DE LA IGNIMBRITA SIERRAS DE BELLAVISTA CON EL MAGMATISMO CONTEMPORÁNEO DEL ARCO DE LOS ANDES DE CHILE CENTRAL**

### **6.1 Marco magmático y geoquímico del arco volcánico de Chile central.**

En esta sección se revisan a grandes rasgos, las características magmáticas y geoquímicas, principalmente de la parte norte de la Zona Volcánica Sur (SVZ) de los Andes, con el objetivo de contextualizar la unidad estudiada dentro de un marco geoquímico magmático regional.

Las variaciones químicas a lo largo del rumbo (norte-sur) en los magmas de la SVZ han sido atribuidas al incremento del engrosamiento cortical y al cambio litológico y de edad del basamento del arco (e.g., Hildreth and Moor bath, 1988) y/o a la variable contribución de los sedimentos subductados y de la porción de la corteza incorporada a la cuña mantélica por erosión por subducción (Stern, 1991). Estas y otras variables, como la diferencia en los porcentajes de fusión del manto involucrados en la generación de magmas, representan seguramente distintos grados de influencia que se observan en la signatura geoquímica resultante. En relación a esto, no se ha podido determinar con exactitud la importancia relativa de estas variables en los procesos de generación de magmas.

Un problema para realizar una caracterización del arco, basada en los rasgos geoquímicos que se observan en los distintos segmentos de la Zona Volcánica Sur, ha sido la generalizada alteración hidrotermal que ha afectado a los depósitos volcánicos y la incertidumbre sobre las edades de las rocas magmáticas. (Kay, 2005).

Pese a estos inconvenientes se han diferenciado 4 zonas dentro de la SVZ, basándose en las distintas características geoquímicas presentadas en cada una de ellas. Se tiene así una división de la SVZ en: norte (NSVZ, 33-34.5°S), transicional (TSVZ, 34,5-37 ° S), central (CSVZ, 37-41,5 ° S), y sur (SSVZ, 41,5-46 ° S) (Stern 2004).

Según esta división, los depósitos de Sierras de Bellavista estarían específicamente ubicados al norte de Zona Volcánica Sur Transicional casi en el límite con la Zona Volcánica Sur Norte.

Las rocas cuaternarias de la NSVZ son en su mayoría de composición intermedia, desde andesitas basálticas a dacitas. En general se tiene ausencia de rocas de composición basáltica y las rocas riolíticas están restringidas a grandes flujos piroclásticos como los representados por la Ignimbrita Pudahuel (Stern et al., 1984).

En cambio la TSVZ incluye una amplia variedad de composiciones que van desde los basaltos toleíticos hasta riolitas de alto potasio, aunque las rocas más comúnmente encontradas son andesitas y dacitas. (Stern, 2004; Cembrano y Lara, 2009).

Otra diferencia entre la NSVZ y la Zona Volcánica Sur Transicional son los distintos espesores de la corteza debajo del arco volcánico en cada una de ellas. Mientras que al norte de la SVZ se tienen una gruesa corteza con espesores de aproximadamente 50 km en la parte sur, ésta se adelgaza progresivamente hasta llegar a los 35 km hacia el sur de la TSVZ (Kay, 2005).

Con respecto a la signatura geoquímica se puede decir que una comparación general (a similares contenidos de  $\text{SiO}_2$ ), entre la NSVZ con los segmentos que están al sur de ésta, dan cuenta de los relativamente altos contenidos de elementos traza incompatibles (K, Rb, Sr, Ba, La, Th, U) y mayores razones Rb/Cs, La/Yb, K/La, Rb/La, Ba/La, Hf/Lu (Cembrano y Lara, 2009).

## **6.2 Comparación con rocas pertenecientes al Grupo Volcánico Tinguiririca-Cerro Altos del Padre (Arcos, 1987)**

En este capítulo se busca comparar los patrones geoquímicos de las rocas de la Unidad Sierras de Bellavista con rocas de edad y composición similar, de regiones cercanas, con el fin de buscar una explicación al volcanismo que representa este depósito.

En este sentido las rocas cuaternarias, más cercanas al depósito estudiado, corresponden a las del Grupo Volcánico Tinguiririca-Cerro Altos del Padre. Estas fueron estudiadas por Arcos (1987) quien realizó análisis químicos de elementos mayores a unas 7 muestras de Andesitas-Dacitas. Las edades de las rocas estudiadas fluctúan entre los  $0,17 \pm 0,03$  m.a. y los  $1,101 \pm 0,068$  (K/Ar en roca total). Estas edades son en muchos casos coincidentes con las edades encontradas para la Unidad Sierra de Bellavista. De acuerdo a los diagramas usados por Arcos, las muestras del Grupo Volcánico Tinguiririca-Cerro Altos del Padre tienen, en general, un carácter subalcalino y pertenecen al campo calcoalcalino. En la Tabla 6.1 se entrega un listado de elementos mayores para rocas de la Unidad Sierras de Bellavista y para las andesitas-dacitas del Grupo Volcánico Tinguiririca y cerro Altos del Padre. En esta tabla se aprecia el alto grado de similitud en los valores encontrados por Arcos para las rocas definidas como andesitas-dacitas con los valores para las tobas dacíticas estudiadas en este trabajo. Los valores entregados por Arcos no son coincidentes con los valores de los elementos mayores de las tobas riolíticas pertenecientes a la Unidad Sierras de Bellavista.

**Tabla 6.1 Comparación de elementos mayores para rocas de la Unidad Sierras de Bellavista y para las andesitas-dacitas del Grupo Volcánico Tinguiririca y cerro Altos del Padre.**

| Muestra                | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | MnO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |
|------------------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| JC -50 (Este trabajo)  | 66.56            | 15.6                           | 0.88             | 5.64                           | 3.58 | 1.12 | 0.14 | 3.75              | 2.52             | 0.21                          |
| JC - 38 (Este trabajo) | 67.39            | 15.42                          | 0.87             | 5.27                           | 3.42 | 1.05 | 0.14 | 3.58              | 2.66             | 0.2                           |
| JC - 09 (Este trabajo) | 65.41            | 15.71                          | 0.99             | 6.71                           | 4.1  | 0.9  | 0.14 | 3.36              | 2.39             | 0.29                          |
| JC - 29 (Este trabajo) | 67.42            | 16.27                          | 0.83             | 5.63                           | 2.67 | 0.72 | 0.16 | 2.85              | 3.28             | 0.18                          |
| JC - 22 (Este trabajo) | 73.87            | 14.6                           | 0.17             | 2.11                           | 0.7  | 0.04 | 0.13 | 3.25              | 5.09             | 0.04                          |
| JC - 02 (Este trabajo) | 74.7             | 14.54                          | 0.11             | 1.92                           | 0.69 | 0.04 | 0.06 | 1.89              | 6.04             | 0.01                          |
| RA-331 (Arcos, 1987)   | 53.57            | 17.52                          | 0.98             | 9.34                           | 8.53 | 5.32 | 0.15 | 3.29              | 0.98             | 0.30                          |
| RA-341 (Arcos, 1987)   | 61.07            | 17.21                          | 1                | 7.13                           | 4.17 | 1.77 | 0.12 | 4.39              | 2.79             | 0.37                          |
| RA132 (Arcos, 1987)    | 62.26            | 15.42                          | 1.13             | 7.83                           | 4.12 | 1.76 | 0.15 | 4.62              | 2.38             | 0.34                          |
| RA-322 (Arcos, 1987)   | 63.59            | 15.72                          | 0.81             | 6.18                           | 4.74 | 2.11 | 0.09 | 3.97              | 2.67             | 0.12                          |
| RA-320 (Arcos, 1987)   | 57.68            | 16.32                          | 1                | 7.92                           | 6.91 | 3.42 | 0.12 | 4.22              | 2.15             | 0.26                          |
| FM-44 (Arcos, 1987)    | 64.26            | 17.07                          | 0.71             | 6                              | 3.6  | 1.32 | 0.06 | 3.92              | 2.9              | 0.18                          |
| FM-35 (Arcos, 1987)    | 59.43            | 16.83                          | 0.95             | 7.25                           | 5.25 | 3.49 | 0.11 | 3.79              | 2.74             | 0.16                          |
| FM-42 (Arcos, 1987)    | 57.74            | 17.32                          | 0.96             | 7.76                           | 5.33 | 4.31 | 0.12 | 3.84              | 2.43             | 0.2                           |

Los diagramas de variación binarios para elementos mayores que comparan las rocas de la Unidad Sierras de Bellavista y Grupo Volcánico Tinguiririca-Cerro Altos del Padre, muestran un comportamiento similar respecto al índice de diferenciación sílice para la mayoría de los elementos excepto para el óxido del elemento sodio, donde se observa una correlación inversa respecto al SiO<sub>2</sub>. Los valores del óxido del elemento Mn muestran un alto grado de dispersión para ambos grupos. En general el grupo de muestras que representa las tobas gris-negras soldadas se acerca a los valores de un grupo de muestras del Tinguiririca, en cambio se observa que las dos muestras que representan a las tobas blancas pumíceas tienen valores de elementos mayores muy alejados a los del Grupo Volcánico Tinguiririca-Cerro Altos del Padre.

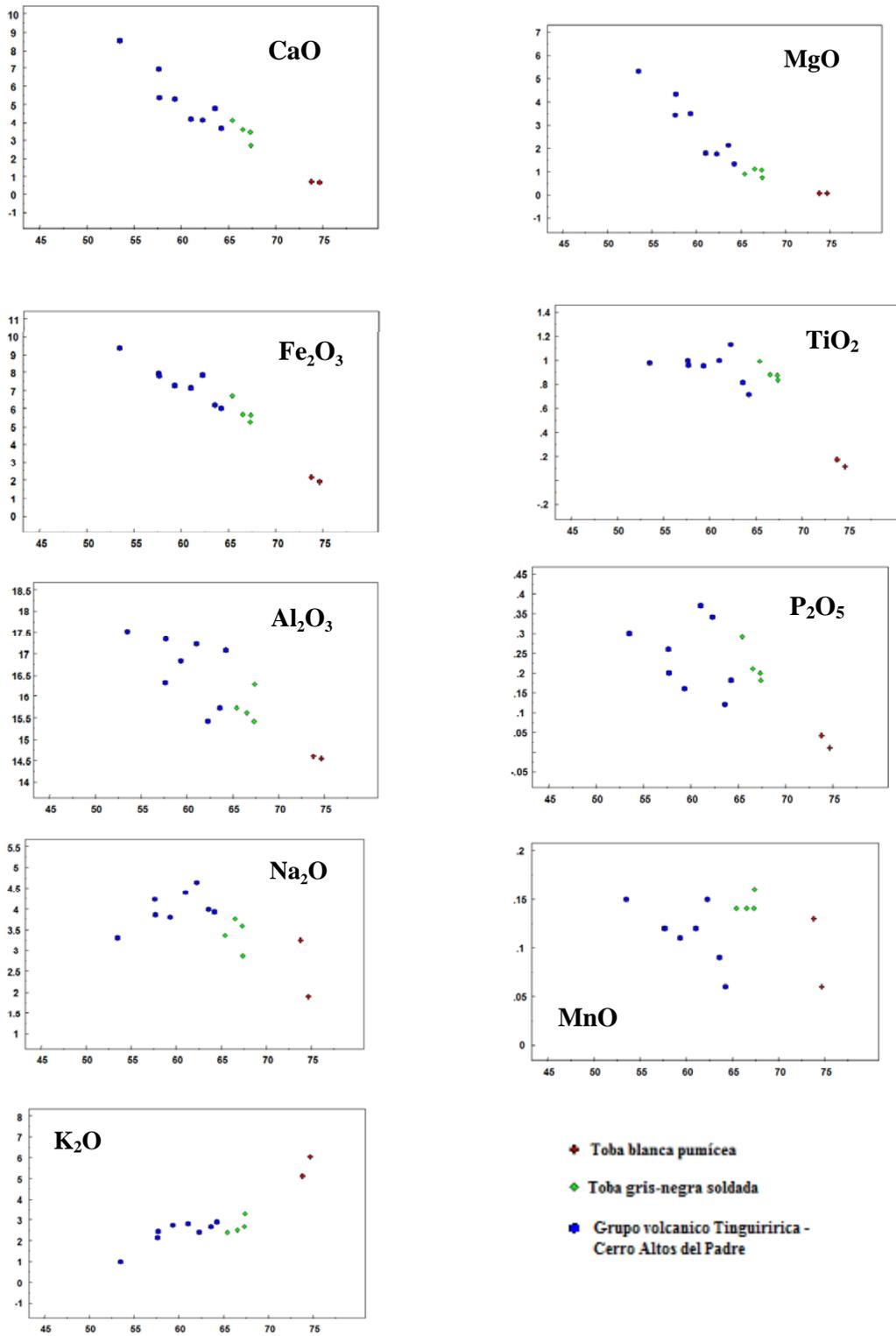


Figura 6.1 Diagramas Harker que compara los elementos mayores (con SiO<sub>2</sub> como índice de diferenciación) de las rocas de la Unidad Sierras de Bellavista y Grupo Volcánico Tinguiririca-Cerro Altos del Padre (Arcos, 1987)

### **6.3 Comparación con Caldera Diamante (34°10´S) (Stern et al. 1984a) y Complejo Caldera Calabozo (35°30´S) (Grunder, 1986).**

De la información obtenida del análisis petrográfico, geoquímico y geocronológico se podría desprender que existen al menos dos eventos claramente identificables dentro de la Unidad Sierras de Bellavista. Uno representado por las tobas blancas riolíticas pumíceas y las tobas gris-negras dacíticas soldadas, la primera con una edad de 0,36 m.a. y la segunda (que podría diferenciarse a la vez en dos nuevos grupos) con edades del orden de los 1,2 m.a. y de 1 m.a. Se proponen dos posibles explicaciones para estas diferencias:

- Se trataría de un flujo más antiguo y menos evolucionado y otro más joven y con mayor diferenciación magmática, pero ambos originados en una misma cámara magmática.
- Se trataría de flujos con distintos orígenes magmáticos y el flujo más nuevo podría ser una representación de un volcanismo pliniano con manifestaciones a escala regional.

Dado que la Unidad Sierras de Bellavista (34°45´S) está ubicada en medio de dos importantes centros silicios cuaternarios tipo caldera: Complejo Caldera Calabozos (35°30´S) (Hildreth et al. 1984; Grunder, 1986) y Caldera Diamante (34°10´S) (Stern et al. 1984a) (pertenecientes a la parte norte y transicional de la Zona Volcánica Sur de los Andes de Chile Central, respectivamente), se considera pertinente hacer una comparación geoquímica de la unidad estudiada en el presente trabajo con dichas mega calderas. Esto podría ayudar a corroborar o no las hipótesis planteadas en esta sección, en torno a afirmar o descartar una similitud del depósito más joven (0,36 m.a) de la Unidad Sierras de Bellavista con manifestaciones plinianas como las reconocidas cerca del Complejo Caldera Calabozo y Caldera Diamante, con el objeto de encontrar patrones coincidentes o discrepantes para el volcanismo pliniano cuaternario desarrollado en la zona norte y transicional pertenecientes a la SVZ. La Figura 6.2 muestra la ubicación de la Unidad Sierras de Bellavista respecto a las Calderas Diamante y Calabozos.

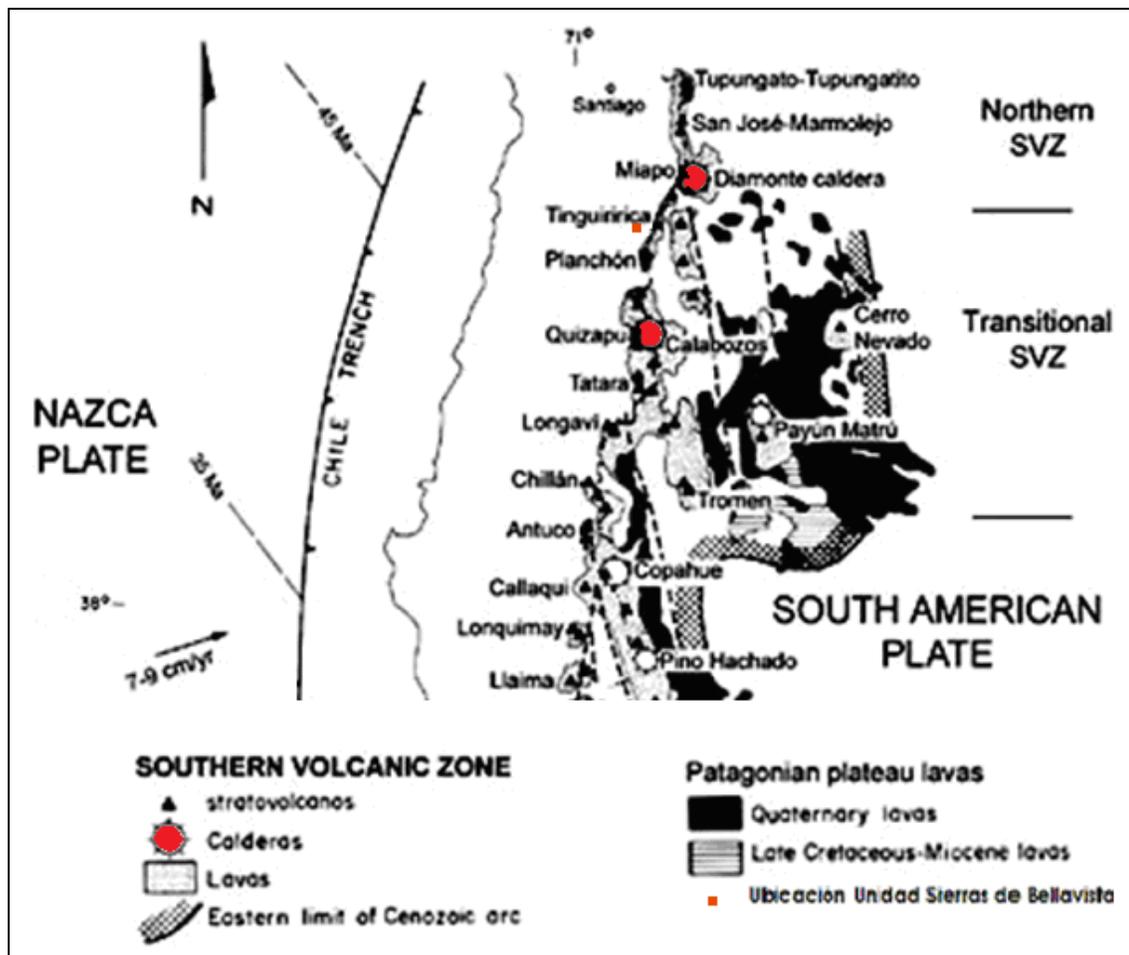


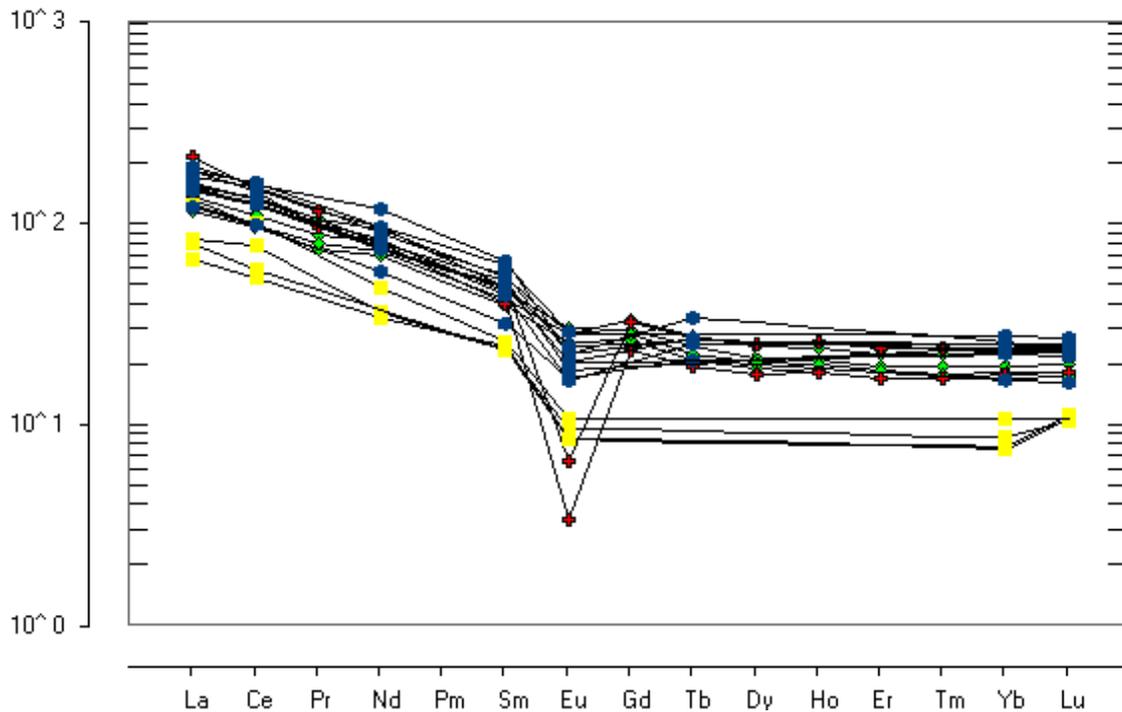
Figura 6.2 El mapa muestra la Unidad Sierras de Bellavista ubicada entre dos mega-calderas: Diamante y Calabozos. Mapa modificado de Stern 2004.

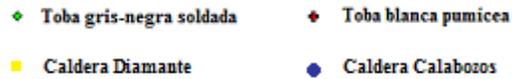
En una tesis doctoral, Grunter (1986) resume en aproximadamente 17 grupos de datos la signatura geoquímica de las rocas de la Caldera Calabozos y Loma Seca Tuff. Las edades de estos depósitos van desde los 2,02 m.a. a los 0,08 m.a. De las distintas unidades en que se divide estos depósitos, las más pertinentes para esta comparación corresponden a Unidad L (0,8 Ma), Unidad V (0,30 Ma) y Unidad S (0,15 Ma).

La Caldera Diamante cuenta con una serie de trabajos que describen los depósitos generados por el volcán Maipo en Chile y Argentina. Para esta comparación se tomarán los datos del trabajo de Stern (1984), que entrega los análisis de elementos mayores y traza de

tres fragmentos de pómez que fueron colectados desde distintos afloramientos, uno cerca de Santiago, otro de los alrededores de Rancagua y uno en el lado argentino de la zona estudiada, además de un fragmento de vidrio extraído de un domo riolítico en Laguna del Maule. En este trabajo se dataron dos fragmentos de pómez que dieron las siguientes edades:  $0,47 \pm 0,07$  y  $0,44 \pm 0,08$  Ma (edad determinada por trazas de fisión en zircón) las que fueron consideradas indicadoras de la edad de emplazamiento de estos flujos piroclásticos.

Debido a que los elementos trazas son más capaces de discriminar entre procesos tectónicos que los elementos mayores, serán estos elementos trazas los que se utilizarán para realizar la comparación geoquímica.

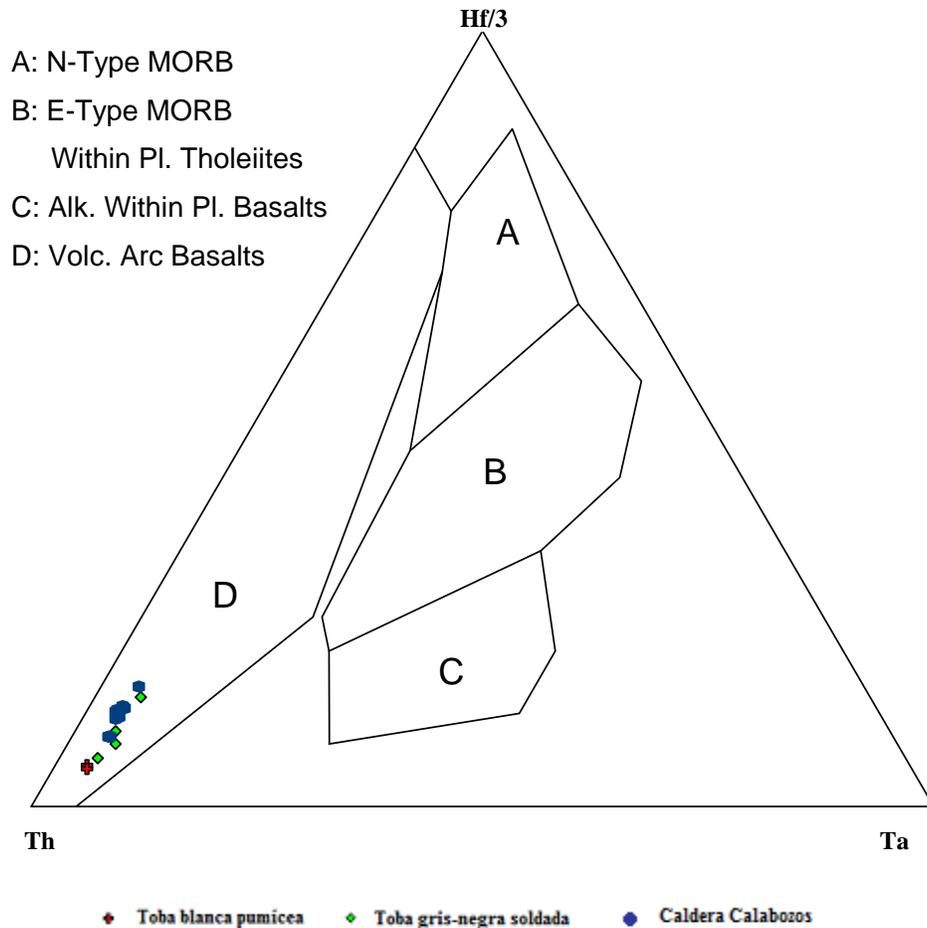




**Figura 6.3 Diagrama Tierras Raras (REE), normalizado a Condrito (Sun and McDonough, 1989).  
 Compara entre las rocas de la Unidad Sierras de Bellavista y las rocas de Caldera El Diamante y  
 Complejo Caldera Calabozos.**

El diagrama de tierras raras (Figura 6.3), que compara las rocas de la Unidad Sierras de Bellavista con las provenientes del Complejo Caldera Calabozos y Caldera Diamante, muestra enriquecimiento de REE livianas y empobrecimiento de REE pesadas para todos los grupos de muestras. Otro rasgo común en el patrón de REE, de las distintas muestras ploteadas, es la pronunciada inclinación de la pendiente de las tierras raras livianas en comparación con la pendiente más bien plana que se observa entre las REE pesadas.

Las muestras provenientes de la Caldera Diamante muestran valores generales de tierras raras más bajos que las otras muestras y su espectro tiende a alejarse de los otros patrones de REE.



**Figura 6.4 Diagrama de discriminación tectónica según Wood 1980.**

Los datos geoquímicos de la Unidad Sierras de Bellavista y Caldera Calabozos fueron ploteados en un diagrama ternario de discriminación tectónica Hf/3-Th-Ta (según Wood, 1980). Los datos correspondientes a la Caldera Diamante no fueron incluidos ya que no se tienen los valores de la concentración del elemento para esas rocas.

En el diagrama de discriminación tectónica utilizado se puede observar que las muestras ploteadas tanto de la Unidad Sierras de Bellavista como de la Caldera Calabozos caen en el campo de las rocas de arco volcánico.

## **CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

### **Discusiones**

#### **Petrografía**

Macroscópicamente se identificaron dos grupos de rocas pertenecientes a la Unidad Sierras de Bellavista: las tobas gris-negras soldadas y las tobas blancas pumíceas. A nivel microscópico se pudo distinguir entre un conjunto de rocas muy soldadas, otro medianamente soldadas y otro que no presenta soldeamiento (las tobas blancas). Las rocas más soldadas representarían flujos depositados en condiciones de temperatura mayores que los otros. Las tobas blancas habrían sido las que se depositaron a menores temperaturas.

Los dos principales rasgos petrográficos del depósito evidencian características tipo pliniano con fases soldadas.

#### **Geoquímica**

Los resultados geoquímicos de este trabajo son coincidentes a los expuestos por Malbrán (1986) y Vergara (1969) para tres muestras de la Unidad Sierras de Bellavista estudiadas por elementos mayores. Dicho hecho hace, que pese al escaso número de muestras analizadas geoquímicamente en el presente trabajo, los resultados tengan un carácter más concluyente del que se pensaba. Estos trabajos vienen a reforzar los resultados expuestos en el presente estudio. Las muestras estudiadas por Malbrán y Vergara corresponderían por su ubicación dentro del depósito y sus características geoquímicas a las tobas gris-negras soldadas. Las rocas reconocidas en la Unidad Sierras de Bellavista son parecidas geoquímicamente a las rocas piroclásticas similares encontradas en distintos sectores de la zona volcánica sur, estas tienden a ser rocas dácíticas-riolíticas con afinidad calcoalcalina.

#### **Edades**

Las edades son coherentes, con el orden estratigráfico asignado a las muestras que fueron analizadas. Las edades mayores resultaron ser correspondientes a las muestras extraídas de la base del depósito mientras que las más jóvenes corresponden a las manifestaciones plinianas

depositadas hacia el techo del depósito. Más aún la muestra JC-09, ubicada entre la base y el techo resultó tener también una edad intermedia entre las edades más jóvenes y las más viejas.

### **Proveniencia**

No se han observado vestigios de un edificio volcánico ni de conductos alimentadores de magma en las zonas que rodean a esta unidad. Esto no resulta extraño ya que los volcanes del área, como por ejemplo el volcán Sordo Lucas, presentan un grado muy extremo de erosión. Por este motivo no se descarta que los vestigios de algún posible edificio volcánico emisor de estos depósitos hayan sido borrados. No se puede descartar incluso la posibilidad de que estos flujos provengan del mismo Sordo Lucas ya que este se encuentra ubicado en la dirección de origen del flujo (sur-este del depósito).

### **Comparación geoquímica**

La comparación geoquímica realizada, muestra que la Unidad Sierras de Bellavista guarda bastante afinidad con las rocas del Grupo Volcánico Tinguiririca – Cerro altos del Padre. Este último grupo constituye la manifestación volcánica contemporánea más cercana al depósito estudiado. La comparación que se propuso de la Unidad Sierras de Bellavista, tanto con el Complejo Caldera Calabozos como con Caldera Diamante, está orientada a afirmar o descartar un posible origen común del depósito riolítico de características plinianas con alguna de estas mega manifestaciones regionales. La hipótesis de este origen común se descarta al corroborar que los dos principales grupos en que se divide la Unidad Sierras de Bellavista tienen características geoquímicas comunes que los diferencian de los otros grupos con los que fueron comparados. Los patrones de tierras raras de las tobas blancas pumíceas y las tobas gris-negras soldadas, pertenecientes a la Unidad Sierras de Bellavista, tienen un comportamiento idéntico a excepción de la mayor anomalía negativa de Eu que presenta el grupo más joven. Los diagramas Harker de elementos traza y elementos mayores para rocas de la Unidad Sierras de Bellavista siguen en general tendencias lineales para la mayoría de los casos, lo que podría dar cuenta de magmas relacionados cogenéticamente.

### **Recomendaciones**

Se recomienda hacer una descripción física y petrográfica más detallada del depósito para caracterizarlo con mayor exactitud. La descripción aportada en este trabajo puede ser mejorada, ya que la intención era solo contextualizar la información geoquímica y geocronológica. Nuevos análisis químicos, aportarían mayor precisión en las conclusiones derivadas de los análisis geoquímicos, ya que el escaso número de muestras analizadas en este estudio no permite más que un resultado

preliminar. En este sentido la obtención de valores isótopos sería de gran utilidad. Además sería de gran utilidad una nueva datación del flujo más joven para determinar si el método utilizado fue apropiado y si la edad obtenida es realmente la edad de ese depósito. En este sentido se puede decir que pese al error del 50 % en la edad del flujo más joven el rango de edades que permite este error ( $0,361 \pm 0,186$  m.a.) estaría entre los 0,547 m.a. y los 0,175 m.a. lo que significa que de igual modo, las tobas blancas riolíticas son más jóvenes que las tobas grises dacíticas. Y este rango de edad permite de todas formas diferenciarlos como dos eventos acaecidos en distinto tiempo.

## **Conclusiones**

La Ignimbrita Sierras de Bellavista representa una actividad volcánica explosiva y se asocia a rocas bastante evolucionadas cuya composición varía de dacitas a riolitas, con valores de SiO<sub>2</sub> (normalizado al 100%) comprendidos entre los 65,4y los 74,7 (% en peso). En términos generales las rocas de la Ignimbrita Sierra de Bellavista son típicamente subalcalinas y peraluminosas.

La actividad volcánica relacionada a la Ignimbrita Sierras de Bellavista se habría desarrollado en un lapso de aproximadamente 300.000 años, entre 1.25 y 0.93 Ma. En este sentido los fragmentos de vidrio (fiamme) resultaron ser favorables para datar, ya que en general las edades obtenidas se han interpretado como edades representativas de los eventos volcánicos que se deseaba estudiar. Los errores obtenidos se consideran pequeños (entre 0,03 y 0,06 Ma ), a excepción de la muestra JC-02 donde el material datado (pómez) presenta un error de 51%. Se podrían por lo tanto diferenciar dos grupos de edades diferentes, uno con edades del orden de 1,25 Ma (muestras JC-38 y JC-50) y otro con edades entre los 0,94 y 1,05 Ma (muestra JC-43, JC-29 y la muestra FM-10 que representa una edad obtenida por Malbran de  $0,93 \pm 0,046$  Ma).

Con relación a los resultados geoquímicos, se observa que las muestras con mayor contenido de SiO<sub>2</sub> (JC-2, JC-22) muestran valores distintos a los de las otras muestras en la mayoría de los elementos analizados. Estas muestras corresponden a las más jóvenes, ya que la edad de la muestra JC-22 es la misma que la de la muestra FM-10 de Malbrán. Los patrones de variación de elementos mayores muestran correlación positiva respecto al

contenido de SiO<sub>2</sub> para K<sub>2</sub>O y negativa para Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y TiO<sub>2</sub>. A medida que aumenta el contenido de sílice se observa una disminución en los valores de elementos traza tales como Co, V, Sc, Sr y Ba y un claro incremento en los valores de los siguientes elementos traza: Nb, Rb.

Las rocas de la ignimbrita poseen patrones de Tierras Raras normalizadas a condrito similares, mostrando enriquecimiento en Tierras Raras Livianas (LREE), empobrecimiento en Tierras Raras Pesadas (HREE) y razones [La/Yb]<sub>N</sub> entre 6,7 y 7,3. La diferencia la constituye una marcada anomalía negativa de Eu en las muestras JC-2 y JC-22, que también presentan valores [La/Yb]<sub>N</sub> mayores (10,1 y 8,9 respectivamente).

El grado de diferenciación de las rocas de la Ignimbrita Sierras de Bellavista es mucho mayor que el de las rocas pertenecientes al Grupo Volcánico Tinguiririca-Cerro Altos del Padre (Arcos, 1987). En general sus tendencias lineales para elementos mayores tienden a coincidir

Las rocas volcánicas del depósito estudiado ploteadas en un diagrama de discriminación magmática muestran afinidad con ambientes de arco volcánico.

Una comparación con rocas tanto de Caldera Diamante (34°10'S) (Stern et al. 1984a) como del Complejo Caldera Calabozo (35°30'S) (Grunder, 1986) se realizó con el fin de vincular las manifestaciones plinianas de la Unidad Sierras de Bellavista a estos mega eventos volcánicos. Los patrones de tierras raras resultaron ser más similares para el grupo Caldera Calabozos que para el grupo Caldera Diamante. Sin embargo se encuentra que las tobas blancas pumíceas tienen más afinidad con las rocas soldadas pertenecientes a la misma unidad.

Se concluye que las rocas blancas pumíceas son manifestaciones más diferenciadas de una cámara magmática común cuyas manifestaciones más tempranas están representadas por las tobas gris negras soldadas.

## REFERENCIAS

AGUIRRE, L., 1960. Geología de los Andes de Chile central (provincia de Aconcagua). Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín 9, 70 pp.

AGUIRRE, R., 1999. Depositación y deformación de la secuencia volcánica terciaria en el sector cordillerano de Pata del Diablo, Cajón del Maipo. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

ARCOS, R., 1987. Geología del Cuadrángulo Termas del Flaco, provincia de Colchagua, VI Región, Chile. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 279 pp.

ARCOS, R., CHARRIER, R., MUNIZAGA, F., 1988. Volcanitas cuaternarias en la hoya superior del río Tinguiririca (34° 40' LS – 70°21' LW): Características geológicas antecedentes geoquímicos y geocronológicos. Actas Congreso Geológico Chileno, N°5, vol 3, p. 1245-1260. Santiago.

BIRO – BAGOCZKY, L., 1984. New contributions to the Paleontology and Stratigraphy of some Titonian – Neocomian outcrops, in the Chilean Part of the Andean Range between 33°45' and 35° Lat. S. Dept. Geociencias, Universidad Concepción, Chile. I.G.C.P. Project 171. Circum – Pacific Jurassic Report N°2, Special paper N°3.

CÁCERES, J., Estudio geofísico y geocronología de los depósitos volcánicos de los ríos Tinguiririca y Claro, VI Región, Chile: influencia del volcanismo en la evolución geomorfológica fluvial. Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, en preparación.

CASAMIQUELA, R.M. Y. FASOLA, A., 1968. Sobre pisadas de Dinosaurios del Cretácico Inferior de Colchagua (Chile). Departamento Geología, Universidad de Chile (Santiago). Publ. 30, p. 1-24.

CEMBRANO, JOSÉ; LARA, LUIS, 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review, Tectonophysics.

CHARRIER, R., y F. MUNIZAGA, 1979. Edades K-Ar de volcanitas cenozoicas del sector cordillerano del río Cachapoal, Chile (34°15' Lat. Sur), Revista Geológica de Chile N° 17, p. 41-51.

CHARRIER, R., 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes en Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática, Comunicaciones, 26, p. 1-47.

CHARRIER, R., 1981. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Central Argentinian-Chilean Andes (32°-35°S) and chronology of their tectonic evolution. Zbl. Geol. Paleont., Teil I, 3, p. 344-355.

CHARRIER, R., A. R. WYSS, J. J. FLYNN, C. C. SWISHER III, M. A. NORELL, F. ZAPATTA, M. C. MCKENNA y M. J. NOVACEK, 1996. New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°s), central Chile, *Journal of South American Earth Science*, 9(5-6), p. 393-422.

CHARRIER, R., FLYNN, J. J., WYSS, A. R., ZAPATTA, F. y SWISHER, C. C., 1997. Antecedentes bio y cronoestratigráficos de la Formación Coya – Machalí – Abanico, entre los ríos Maipo y Teno (33°55' y 35°10' L.S.), Cordillera Principal, Chile Central. *Actas 8° Congreso Geológico Chileno*, 1: p. 465-469.

CHARRIER, R., BAEZA, O., ELGUETA, S., FLYNN, J.J., GANS, P., KAY, S.M., MUÑOZ, N., WYSS, A.R. y ZURITA, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slabsegment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Science* 15, p. 117-139.

CHARRIER, R., M. BUSTAMANTE, D. COMTE, S. ELGUETA, J. J. FLYNN, N. ITURRA, N. MUÑOZ, M. PARDO, R. THIELE, AND A. R. WYSS, 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift, *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, 236(1-2), p. 43-77.

CHARRIER, R.; PINTO, L.; RODRÍGUEZ, M. P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, in *Geological Society Special Publication: The Andes of Chile*, edited, p. 21-114.

COVACEVICH, V., VARELA, J. y VERGARA, M., 1976. Estratigrafía y Sedimentación de la Formación Baños del Flaco al sur del Río Tinguiririca, Cordillera de los Andes. Provincia de Curico, Chile. *Actas I Congreso Geológico Chileno*, p. 191-211. Santiago.

DAVIDSON, J., 1971. Geología del área de las Nacientes del Teno, Provincia de Curico, Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 160 pp. Santiago.

DAVIDSON, J. y AND VICENTE, J. C., 1973. Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de los Nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina) (Cordillera Principal, 35° a 35° 15' latitud S). *Proc. 5<sup>th</sup> Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, Vol. 5, p. 11-55.

DRAKE, R. E., VERGARA, M., MUNIZAGA, F., VICENTE, J. C. 1982. Geochronology of Mesozoic-Cenozoic Magmatism in Central Chile, Lat. 31°-36°S. *Earth-Science Reviews*, 18: 353-363.

FARÍAS, M., 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. Tesis (Doctor en Ciencias, Mención Geología). Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

FLYNN, J. J. y SWISHER III, C. C., 1995. Chronology of the Cenozoic South American Land Mammal Ages. En BERGGREN, W. A., KENT, D. V. & HARDENBOL, J. (edit.) Geochronology, Time-Scales, and Global Stratigraphic Correlation. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication 54, p. 317–333.

FLYNN, J.J., WYSS, A.R., CROFT, D.A. y CHARRIER, R., 2003. The Tinguiririca Fauna, Chile: Biochronology, biogeography, paleoecology, and a new South American Land Mammal "Age". Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol. 195, p. 229-259.

FOCK A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S. Memoria (Magíster en Ciencias, Mención Geología), Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago.

FOCK, A., R. CHARRIER, M. FARÍAS, y M. A. MUÑOZ, 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico, Asociación Geológica Argentina, Serie Publicación Especial, 6, p. 48-55.

GIAMBIAGI, L. B., 2003. Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal: entre los 33°30' y 33°45'S. Rev. Asoc. Geol. Argent., ene./mar., vol.58, no.1, p.85-96.

GIAMBIAGI, L., ALVAREZ, P.P. y BECHIS, F. ET AL., 2005 Influencia de las estructuras de rift triásico-jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza. Rev. Asoc. Geol. Argent., oct./dic., vol.60, no.4, p.662-671.

GODOY, E. y PALMA, W., 1990. El corrimiento El Fierro y su propagación como plegamiento en el alto río Maipú, Andes de Chile. In segundo Simposio sobre el Terciario de Chile. p. 97 – 104. Concepción

GODOY, E., LARA, L., BURMESTER, R., 1994. El "Lahar" Cuaternario Colón-Coya: Una avalancha de Detritos Pliocena. VII Congreso Geológico Chileno, Actas V.1, p. 305-309

GODOY, E.; YÁÑEZ, G.; VERA, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. Tectonophysics, Vol. 306, p. 217-236.

GONZÁLEZ, O., VERGARA, M., 1962. Reconocimiento Geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° Latitud Sur. Publicaciones, N° 24, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 121 pp., Santiago.

GONZÁLEZ, O., 1963. Observaciones geológicas en el valle del río Volcán. Revista Minerales N° 81, p. 20-54.

GONZÁLEZ-FERRÁN, O., 1994. Volcanes de Chile. Instituto Geografico Militar, 640 pp. Santiago.

HALLAM, A., BIRÓ-BAGÓCZKYL, L y PÉREZ, E., 1986. Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian – Hauterivian) of the High Cordillera of central Chile, and paleogeographic evolution of the Andean Basin. *Geological Magazine*, Vol. 123, Nº 4, p. 425-435.

HILDRETH, W., ANITA L. GRUNDERROBERT y E. DRAKE, 1984. The Loma Seca Tuff and the Calabozos Caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 45-54

HILDRETH, W. y MOORBATH, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile: Contributions to Mineralogy and Petrology, 98: p. 455-489.

IRVINE, T. Y BARAGAR, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 8, p. 523-548.

KARZULOVIC K., JUAN ; HAUSER Y., ARTURO, 1979. Edades K/Ar en rocas volcánicas e intrusivas del área de los proyectos hidroeléctricos Colbún-Machicura-Melado Empresa Nacional de Electricidad S.A. VII región. En Congreso Geológico Chileno, 2º, Arica, 6-11 Agosto: p. 127-135.

KAY, S.M.; GODOY, E.; KURTZ, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central-Andes. *Geological Society of America Bulletin*. 117, p. 67-88.

KLOHN, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. Provincias de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín, 8.

LAVENU, A., 2006. Neotectónica de los Andes entre 1°N y 47°S (Ecuador, Bolivia y Chile): una revisión. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, oct./dic., vol.61, no.4, p. 504-524. ISSN 0004-4822.

LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A., ET ZANETTIN, B., 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *J. Petrol*, Vol. 27, p. 745-750.

LÓPEZ-ESCOBAR, L., CEMBRANO, J. y MORENO, H., 1995a. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37°-46°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, No. 2, p. 219-234.

MACDONALD G.A. y KATSURA T., 1964. Chemical composition and origin of Hawaiian lavas. *Journal of Petrology* 5, p. 83-133.

MALBRÁN, F., 1986. Geología del Cuadrángulo Río Clarillo y de la parte norte del Cuadrángulo Sierras de Bellavista, hoya del río Tinguiririca. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 221 pp.

- MANIAR, P. D. y PICCOLI, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin 101, p. 635-643.
- MARANGUNIC. C., MORENO, H. Y VARELA, J., 1979. Observaciones sobre los depósitos de relleno de la Depresión Longitudinal de Chile entre los ríos Tinguiririca y Maule. Actas 11 Congreso Geológico Chileno, Arica, Chile, p. 129-139.
- MARTÍNEZ, R.; OSORIO, R., 1963. Consideraciones preliminares sobre la presencia de carófitas fósiles en la Formación Colimapu. Revista Minerale, No. 82, p. 28-43.
- MIDDLEMOST, E.A.K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. Chemical Geology 77 (1), p. 19-26.
- MPODOZIS, C. y V. A. RAMOS, 1989. The Andes of Chile and Argentina. In Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources, in Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, edited by G. E. Ericksen, et al., p. 59-90.
- MPODOZIS, C. y S.M. KAY (1990), Provincias Magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28-31 S), Revista Geológica de Chile, 17(2), p. 153-180.
- MUNIZAGA, F. y VICENTE, J. C., 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (Lat. 32-33°S): datos radiométricos K-Ar. Revista Geológica de Chile, N° 16: p. 3-21.
- MUÑOZ, MARCIA ET AL, 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50'S). Rev. geol. Chile [online], vol.33, n.1 [citado 2009-10-08], pp. 109-140 . Disponible en: <[http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0716-02082006000100005&lng=es&nrm=iso](http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0716-02082006000100005&lng=es&nrm=iso)>.
- PECCERILLO A., TAYLOR S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. Contrib. Miner. Petrol., 58, p. 63-81.
- PIQUER, J., 2005. Ambiente geológico del Prospecto Infiernillo, Cordillera de Curicó, VII Región. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- POLANSKI, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 25 a-b – Volcán de San José, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98: 92 pp., Buenos Aires.
- RAULD, R.A., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la Quebrada Macul. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 57 pp.
- RIVANO, S., GODOY, E., VERGARA, M. y VILLARROEL, R., 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32°-34o S). Revista Geológica de Chile, N° 17: p. 205-214.

ROLLINSON, H.R., 1993. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical (eds.), 352 pp., Londres.

SEGEMAR, 1997. Mapa Geológico de la República Argentina escala 1:2 500 000, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

SERNAGEOMIN, 2002. Mapa Geológico de Chile, escala 1:1 000 000, Map M61, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.

SHAND, S.J., 1947. Eruptive rocks. 488 p. John Willey & Sons , New York.

STERN, C.R., AMINI, H., CHARRIER, R., GODOY, E., HERVÉ, F. y VARELA, J., 1984a. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastics flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Chaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile*, No. 23, p. 39-52.

STERN, C.R.; FUTA, K.; SAUL, S. y SKEWES, M.A., 1986. Nature and evolution of the subcontinental mantle lithosphere below southern South America and implications for Andean magma genesis. *Revista Geológica de Chile*, No. 27, p. 41-53.

STERN, C.R., 1991, Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas: *Geology*, v. 19, p. 78–81.

STERN, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Rev. geol. Chile* [online], vol. 31, no. 2 [citado 2008-01-05], p. 161-206. Disponible en: <[http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S071602082004000200001&lng=es&nrm=iso](http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S071602082004000200001&lng=es&nrm=iso)>. ISSN 0716-0208.

SUN, S.S. y MCDONOUGH, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En saunders A.D. and Norry M.J. (edit.), *Magmatism in ocean basins*. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42, p. 313-345.

TAYLOR, ST.R., MCLENNAN, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312 pp.

THIELE, R. y KATSUI, 1969. Contribución al conocimiento del volcanismo post-miocénico de los Andes en la Provincia de Santiago, Chile. Universidad de Chile, Departamento Geología, Publicación N° 35, 23 pp.

THIELE, R., 1980. Hoja Santiago, Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 39, 51 pp.

THOMAS, H., 1958. Geología de la cordillera de la costa entre el Valle de la Ligua y la Cuesta de Barriga. *Boletín N° 2*, Instituto de Investigaciones Geológicas, 86 pp.

TORMEY, D.R., HICKEY-VARGAS, R., FREY, F.A. y LÓPEZ-ESCOBAR, L., 1991. Recent lavas from the Andean front (33° to 42°S): interpretations of along-arc compositional variations. In *Andean Magmatism and its Tectonic Setting* (Harmon, RS; Rapela, CW editors). Geological Society of America, Special Paper, Vol . 265, p. 57-77.

UYEDA, S. y H. KANAMORI, 1979. Back-arc opening and the mode of subduction, *Journal of Geophysical Research*, 84, p. 1049-1062.

VERGARA, M., 1969. Rocas volcánicas y sedimentario-volcánicas, Mesozoicas y Cenozoicas, en la latitud 34°30'S., Chile. Depto. de Geología, U. de Chile, Publ. 32 pp., Santiago.

VERGARA, M., CHARRIER, R., MUNIZAGA, F., RIVANO, S., SEPÚLVEDA, P., THIELE, R. y DRAKE, R., 1988. Miocene volcanism in the central Chilean Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2): p. 199-209.

WALL, R., P. GANA y A. GUTIÉRREZ, 1996. Geología de la Hoja Santiago, área de San Antonio Melipilla, regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins, Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, 2.

WYSS, A.; NORELL, M.; FLYNN, J.; NOVACEK, M.; CHARRIER, R.; MCKENNA, M.; SWISHER, C., FRASSINETTI, D.; SALINAS, P.; MENG, J., 1990. A new early Tertiary mammal fauna from Central Chile: implications for Andean stratigraphy and tectonics. *Journal of Vertebrate Paleontology*, vol 10, nº 4, p. 518-522.

ZAPATTA, F., 1995. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructura del área Termas del Flaco, valle del río Tinguiririca, VI Región, Chile. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 122 pp.

## ANEXO A: Tablas de resultados de análisis geocronológico método $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$

Muestra JC-50

| Incremental Heating     |            |  | $^{36}\text{Ar}(a)$     | $^{37}\text{Ar}(ca)$               | $^{38}\text{Ar}(cl)$ | $^{39}\text{Ar}(k)$            | $^{40}\text{Ar}(r)$ | Age $\pm 2\sigma$<br>(Ma)   | $^{40}\text{Ar}(r)$<br>[%] | $^{39}\text{Ar}(k)$<br>[%] | K/Ca $\pm 2\sigma$ |
|-------------------------|------------|--|-------------------------|------------------------------------|----------------------|--------------------------------|---------------------|-----------------------------|----------------------------|----------------------------|--------------------|
| 06C1264                 | 500 °C     |  | 0,02516                 | 0,12458                            | 0,01251              | 0,59775                        | 0,29317             | 1,33 $\pm$ 0,68             | 3,79                       | 4,06                       | 2,063 $\pm$ 0,135  |
| 06C1265                 | 600 °C     |  | 0,00295                 | 0,28330                            | 0,02785              | 1,33132                        | 0,60618             | 1,24 $\pm$ 0,04             | 40,62                      | 9,05                       | 2,021 $\pm$ 0,132  |
| 06C1266                 | 700 °C     |  | 0,00367                 | 0,49823                            | 0,04711              | 2,22388                        | 1,03137             | 1,26 $\pm$ 0,03             | 48,24                      | 15,11                      | 1,919 $\pm$ 0,125  |
| 06C1267                 | 800 °C     |  | 0,00591                 | 0,85900                            | 0,07708              | 3,54854                        | 1,62102             | 1,24 $\pm$ 0,04             | 47,62                      | 24,11                      | 1,776 $\pm$ 0,115  |
| 06C1268                 | 875 °C     |  | 0,00635                 | 0,69046                            | 0,05497              | 2,55006                        | 1,16687             | 1,24 $\pm$ 0,07             | 38,01                      | 17,33                      | 1,588 $\pm$ 0,103  |
| 06C1269                 | 950 °C     |  | 0,01073                 | 0,51945                            | 0,03094              | 1,65519                        | 0,69735             | 1,15 $\pm$ 0,09             | 17,95                      | 11,25                      | 1,370 $\pm$ 0,089  |
| 06C1270                 | 1025 °C    |  | 0,01805                 | 0,36751                            | 0,02011              | 1,17709                        | 0,51960             | 1,20 $\pm$ 0,29             | 8,86                       | 8,00                       | 1,377 $\pm$ 0,090  |
| 06C1271                 | 1100 °C    |  | 0,02324                 | 0,45305                            | 0,02368              | 1,35596                        | 0,69119             | 1,39 $\pm$ 0,23             | 9,13                       | 9,21                       | 1,287 $\pm$ 0,084  |
| 06C1272                 | 1175 °C    |  | 0,00376                 | 0,08919                            | 0,00425              | 0,24610                        | 0,17093             | 1,89 $\pm$ 0,35             | 13,30                      | 1,67                       | 1,186 $\pm$ 0,079  |
| 06C1273                 | 1400 °C    |  | 0,00050                 | 0,02059                            | 0,00055              | 0,03060                        | 0,00431             | 0,38 $\pm$ 0,53             | 2,85                       | 0,21                       | 0,639 $\pm$ 0,046  |
| $\Sigma$                |            |  | 0,10033                 | 3,90535                            | 0,29904              | 14,71649                       | 6,80199             |                             |                            |                            |                    |
| Information on Analysis |            |  | Results                 | $^{40}(r)/^{39}(k) \pm 2\sigma$    |                      | Age $\pm 2\sigma$<br>(Ma)      | MSWD                | $^{39}\text{Ar}(k)$<br>[%n] | K/Ca $\pm 2\sigma$         |                            |                    |
| Sample                  | JC-50      |  | <b>Weighted Plateau</b> | 0,4584 $\pm$ 0,0073<br>$\pm$ 1,60% |                      | 1,25 $\pm$ 0,03<br>$\pm$ 2,27% | 1,15                | 98,12<br>8                  | 1,574 $\pm$ 0,210          |                            |                    |
| Material                | whole rock |  |                         |                                    |                      |                                |                     |                             |                            |                            |                    |
| Location                | Chile      |  |                         |                                    |                      |                                |                     |                             |                            |                            |                    |
| Analyst                 | jh         |  |                         |                                    |                      |                                | 2,36                | Statistical T ratio         |                            |                            |                    |
|                         |            |  |                         |                                    |                      |                                | 1,0710              | Error Magnification         |                            |                            |                    |
| Project                 | Charrier   |  | <b>Total Fusion Age</b> | 0,4622 $\pm$ 0,0170<br>$\pm$ 3,69% |                      | 1,26 $\pm$ 0,05<br>$\pm$ 4,02% |                     | 10                          | 1,620 $\pm$ 0,040          |                            |                    |
| Irradiation             | OSU5C05    |  |                         |                                    |                      |                                |                     |                             |                            |                            |                    |
| J-value                 | 0,001508   |  |                         |                                    |                      |                                |                     |                             |                            |                            |                    |
| Standard                | 28,03      |  |                         |                                    |                      |                                |                     |                             |                            |                            |                    |
|                         |            |  |                         |                                    |                      |                                |                     | External Error $\pm$ 0,05   |                            |                            |                    |
|                         |            |  |                         |                                    |                      |                                |                     | Analytical Error $\pm$ 0,05 |                            |                            |                    |

| Inverse Isochron  |                     | $39(k)/40(a+r) \pm 2\sigma$  | $36(a)/40(a+r) \pm 2\sigma$ | r.i.   |                 |
|-------------------|---------------------|------------------------------|-----------------------------|--|-----------------|
| 06C1264           | 500 °C              | 0,077334 ± 0,000626          | 0,003256 ± 0,000065         | 0,011  |                 |
| 06C1265           | 600 °C              | 0,900170 ± 0,005336          | 0,001997 ± 0,000043         | 0,033  |                 |
| 06C1266           | 700 °C              | 1,051149 ± 0,007991          | 0,001734 ± 0,000034         | 0,007  |                 |
| 06C1267           | 800 °C              | 1,053450 ± 0,003970          | 0,001756 ± 0,000052         | 0,006  |                 |
| 06C1268           | 875 °C              | 0,837637 ± 0,005153          | 0,002087 ± 0,000076         | 0,003  |                 |
| 06C1269           | 950 °C              | 0,427842 ± 0,001970          | 0,002774 ± 0,000048         | 0,037  |                 |
| 06C1270           | 1025 °C             | 0,201095 ± 0,001664          | 0,003084 ± 0,000071         | 0,177  |                 |
| 06C1271           | 1100 °C             | 0,179422 ± 0,001347          | 0,003075 ± 0,000051         | 0,113  |                 |
| 06C1272           | 1175 °C             | 0,191917 ± 0,001680          | 0,002933 ± 0,000082         | 0,043  |                 |
| 06C1273           | 1400 °C             | 0,202607 ± 0,002458          | 0,003287 ± 0,000133         | 0,150  |                 |
| Results           |                     | $40(a)/36(a) \pm 2\sigma$    | $40(r)/39(k) \pm 2\sigma$   | Age ± 2σ (Ma)  | MSWD            |
| <b>Isochron</b>   |                     | 294,9149 ± 3,7378<br>± 1,27% | 0,4597 ± 0,0114<br>± 2,49%  | 1.25 ± 0.04<br>± 2,97%<br>External Error ± 0.04<br>Analytical Error ± 0.03 | 1,32            |
| <b>Statistics</b> | Statistical F ratio | 2,10                         | Convergence                 |  | 0,0000003189    |
|                   | Error Magnification | 1,1475                       | Number of Iterations        |  | 4               |
|                   | n                   | 8                            | Calculated Line             |  | Weighted York-2 |

Muestra JC-43

| Incremental Heating     |            | 36Ar(a)          | 37Ar(ca) | 38Ar(cl)                   | 39Ar(k)  | 40Ar(r)                | Age ± 2σ (Ma)  | 40Ar(r) [%] | 39Ar(k) [%]                                | K/Ca ± 2σ     |
|-------------------------|------------|------------------|----------|----------------------------|----------|------------------------|----------------|-------------|--|---------------|
| 06C1243                 | 300 °C     | 0,00005          | 0,00059  | 0,00000                    | 0,00017  | 0,00666                | 109.37 ± 61.36 | 31,18       | 0,00                                       | 0,120 ± 0,115 |
| 06C1244                 | 400 °C     | 0,00045          | 0,00532  | 0,00022                    | 0,00598  | 0,01788                | 8.33 ± 4.44    | 11,87       | 0,05                                       | 0,484 ± 0,096 |
| 06C1245                 | 500 °C     | 0,00081          | 0,01149  | 0,00052                    | 0,01612  | 0,02535                | 4.39 ± 1.91    | 9,61        | 0,15                                       | 0,603 ± 0,050 |
| 06C1246                 | 600 °C     | 0,00344          | 0,13408  | 0,00658                    | 0,22263  | 0,10718                | 1.34 ± 0.24    | 9,52        | 2,01                                       | 0,714 ± 0,046 |
| 06C1247                 | 700 °C     | 0,00327          | 0,40788  | 0,02024                    | 0,72683  | 0,33509                | 1.29 ± 0.07    | 25,59       | 6,57                                       | 0,766 ± 0,050 |
| 06C1248                 | 800 °C     | 0,00412          | 0,87918  | 0,04296                    | 1,55745  | 0,67943                | 1.22 ± 0.03    | 35,55       | 14,08                                      | 0,762 ± 0,049 |
| 06C1249                 | 875 °C     | 0,00456          | 1,15380  | 0,05479                    | 2,07966  | 0,86479                | 1.16 ± 0.05    | 38,75       | 18,79                                      | 0,775 ± 0,050 |
| 06C1250                 | 950 °C     | 0,00837          | 1,38341  | 0,05008                    | 2,31783  | 0,78236                | 0.94 ± 0.05    | 23,87       | 20,95                                      | 0,720 ± 0,047 |
| 06C1251                 | 1025 °C    | 0,01799          | 0,83242  | 0,02167                    | 1,08156  | 0,21939                | 0.57 ± 0.33    | 3,96        | 9,77                                       | 0,559 ± 0,036 |
| 06C1252                 | 1100 °C    | 0,06873          | 1,81495  | 0,05608                    | 2,73258  | 0,94388                | 0.97 ± 0.33    | 4,44        | 24,70                                      | 0,647 ± 0,042 |
| 06C1253                 | 1175 °C    | 0,00242          | 0,08535  | 0,00280                    | 0,13101  | 0,04334                | 0.92 ± 0.31    | 5,70        | 1,18                                       | 0,660 ± 0,043 |
| 06C1254                 | 1400 °C    | 0,00373          | 0,13063  | 0,00418                    | 0,19332  | 0,10587                | 1.53 ± 0.38    | 8,75        | 1,75                                       | 0,636 ± 0,041 |
| Σ                       |            | 0,11792          | 6,83910  | 0,26011                    | 11,06516 | 4,13123                |                |             |  |               |
| Information on Analysis |            | Results          |          | 40(r)/39(k) ± 2σ           |          | Age ± 2σ (Ma)          |                | MSWD        | 39Ar(k) (% n)                              | K/Ca ± 2σ     |
| Sample                  | JC-43      | Weighted Plateau |          | 0,3349 ± 0,0217<br>± 6,47% |          | 0,94 ± 0,06<br>± 6,62% |                | 1,74        | 56,60<br>4                                 | 0,636 ± 0,069 |
| Material                | whole rock |                  |          |                            |          |                        |                |             |  |               |
| Location                | Chile      |                  |          |                            |          |                        |                |             |  |               |
| Analyst                 | jh         | Total Fusion Age |          | 0,3734 ± 0,0318<br>± 8,52% |          | 1,04 ± 0,09<br>± 8,64% |                | 1,3178      | Statistical T ratio<br>Error Magnification | 12            |
| Project                 | Charrier   |                  |          |                            |          |                        |                |             |  |               |
| Irradiation             | OSU5C05    |                  |          |                            |          |                        |                |             |  |               |
| J-value                 | 0,001549   |                  |          |                            |          |                        |                |             |  |               |
| Standard                | 28,03      |                  |          |                            |          |                        |                |             |  |               |

| Inverse Isochron |         | 39(k)/40(a+r) ± 2σ           | 36(a)/40(a+r) ± 2σ          | r.i.   |                 |
|------------------|---------|------------------------------|-----------------------------|--|-----------------|
| 06C1243          | 300 °C  | 0,007729 ± 0,001181          | 0,002329 ± 0,000588         | 0,004  |                 |
| 06C1244          | 400 °C  | 0,039747 ± 0,003698          | 0,002982 ± 0,000209         | 0,064  |                 |
| 06C1245          | 500 °C  | 0,061162 ± 0,000712          | 0,003059 ± 0,000142         | 0,038  |                 |
| 06C1246          | 600 °C  | 0,198179 ± 0,001174          | 0,003061 ± 0,000057         | 0,037  |                 |
| 06C1247          | 700 °C  | 0,558274 ± 0,003630          | 0,002513 ± 0,000047         | 0,173  |                 |
| 06C1248          | 800 °C  | 0,821627 ± 0,005244          | 0,002171 ± 0,000034         | 0,010  |                 |
| 06C1249          | 875 °C  | 0,940684 ± 0,005530          | 0,002060 ± 0,000052         | 0,028  |                 |
| 06C1250          | 950 °C  | 0,712231 ± 0,003803          | 0,002571 ± 0,000040         | 0,054  |                 |
| 06C1251          | 1025 °C | 0,195395 ± 0,001043          | 0,003250 ± 0,000077         | 0,029  |                 |
| 06C1252          | 1100 °C | 0,128579 ± 0,000589          | 0,003234 ± 0,000051         | 0,051  |                 |
| 06C1253          | 1175 °C | 0,172465 ± 0,001247          | 0,003191 ± 0,000064         | 0,027  |                 |
| 06C1254          | 1400 °C | 0,160077 ± 0,001064          | 0,003087 ± 0,000075         | 0,020  |                 |
| Results          |         | 40(a)/36(a) ± 2σ             | 40(r)/39(k) ± 2σ            | Age ± 2σ (Ma)                                    | MSWD            |
| Isochron         |         | 293,6850 ± 5,9948<br>± 2,04% | 0,3433 ± 0,0367<br>± 10,69% | 0,96 ± 0,10<br>± 10,78%                          | 2,20            |
|                  |         |                              |                             | External Error ± 0,10<br>Analytical Error ± 0,10 |                 |
| Statistics       |         | Statistical F ratio          | 3,00                        | Convergence                                      | 0,0000013341    |
|                  |         | Error Magnification          | 1,4848                      | Number of Iterations                             | 4               |
|                  |         | n                            | 4                           | Calculated Line                                  | Weighted York-2 |

Muestra JC-38

| Incremental Heating     |            | 36Ar(a)                 | 37Ar(ca) | 38Ar(cl)                | 39Ar(k)  | 40Ar(r)             | Age ± 2σ (Ma) | 40Ar(r) (%) | 39Ar(k) (%) | K/Ca ± 2σ           |  |               |  |               |  |
|-------------------------|------------|-------------------------|----------|-------------------------|----------|---------------------|---------------|-------------|-------------|---------------------|--|---------------|--|---------------|--|
| 06C1255                 | 500 °C     | 0,00574                 | 0,02050  | 0,00211                 | 0,07640  | 0,02816             | 1.05 ± 1.22   | 1,63        | 0,72        | 1,603 ± 0,116       |  |               |  |               |  |
| 06C1256                 | 600 °C     | 0,00556                 | 0,16825  | 0,01871                 | 0,69542  | 0,31610             | 1.30 ± 0.22   | 16,08       | 6,53        | 1,777 ± 0,118       |  |               |  |               |  |
| 06C1257                 | 700 °C     | 0,00199                 | 0,12999  | 0,01427                 | 0,50294  | 0,20366             | 1.16 ± 0.09   | 25,55       | 4,73        | 1,664 ± 0,110       |  |               |  |               |  |
| 06C1258                 | 800 °C     | 0,01365                 | 1,00645  | 0,09784                 | 3,25836  | 1,39963             | 1.23 ± 0.06   | 25,61       | 30,62       | 1,392 ± 0,091       |  |               |  |               |  |
| 06C1259                 | 875 °C     | 0,00977                 | 0,76829  | 0,06541                 | 2,18673  | 0,97725             | 1.28 ± 0.06   | 25,15       | 20,55       | 1,224 ± 0,079       |  |               |  |               |  |
| 06C1260                 | 950 °C     | 0,01932                 | 0,55336  | 0,03679                 | 1,35764  | 0,66171             | 1.39 ± 0.21   | 10,36       | 12,76       | 1,055 ± 0,069       |  |               |  |               |  |
| 06C1261                 | 1025 °C    | 0,01610                 | 0,37392  | 0,02194                 | 0,88568  | 0,35677             | 1.15 ± 0.40   | 6,96        | 8,32        | 1,019 ± 0,066       |  |               |  |               |  |
| 06C1262                 | 1150 °C    | 0,04714                 | 0,70602  | 0,04058                 | 1,52358  | 0,80416             | 1.51 ± 0.52   | 5,45        | 14,32       | 0,928 ± 0,060       |  |               |  |               |  |
| 06C1263                 | 1400 °C    | 0,00275                 | 0,14619  | 0,00445                 | 0,15500  | 0,11275             | 2.08 ± 0.29   | 12,15       | 1,46        | 0,456 ± 0,030       |  |               |  |               |  |
| Σ                       |            | 0,12202                 | 3,87296  | 0,30211                 | 10,64176 | 4,86019             |               |             |             |                     |  |               |  |               |  |
| Information on Analysis |            | Results                 |          | 40(r)/39(k) ± 2σ        |          | Age ± 2σ (Ma)       |               | MSWD        |             | 39Ar(k) (%.n)       |  | K/Ca ± 2σ     |  |               |  |
| <b>Sample Material</b>  | JC-38      | <b>Weighted Plateau</b> |          | 0,4347 ± 0,0148 ± 3,42% |          | 1,24 ± 0,05 ± 3,64% |               | 1,28        |             | 98,54<br>8          |  | 1,192 ± 0,206 |  |               |  |
|                         | whole rock |                         |          |                         |          |                     |               |             |             |                     |  |               |  |               |  |
| <b>Location</b>         | Chile      | <b>Total Fusion Age</b> |          | 0,4567 ± 0,0317 ± 6,93% |          | 1,30 ± 0,09 ± 7,04% |               | 2,36        |             | Statistical T ratio |  | 9             |  | 1,182 ± 0,032 |  |
| <b>Analyst</b>          | jh         |                         |          |                         |          |                     |               |             |             |                     |  |               |  |               |  |
| <b>Project</b>          | Charrier   |                         |          |                         |          |                     |               | 1,1314      |             | Error Magnification |  |               |  |               |  |
| <b>Irradiation</b>      | OSU5C05    |                         |          |                         |          |                     |               |             |             |                     |  |               |  |               |  |
| <b>J-value</b>          | 0,001583   |                         |          |                         |          |                     |               |             |             |                     |  |               |  |               |  |
| <b>Standard</b>         | 28,03      |                         |          |                         |          |                     |               |             |             |                     |  |               |  |               |  |
|                         |            |                         |          |                         |          |                     |               |             |             |                     |  |               |  |               |  |

| Inverse Isochron |         | 39(k)/40(a+r) ± 2σ        |  | 36(a)/40(a+r) ± 2σ      |  | r.i.                    |  |                 |  |
|------------------|---------|---------------------------|--|-------------------------|--|-------------------------|--|-----------------|--|
| 06C1255          | 500 °C  | 0,044298 ± 0,000543       |  | 0,003329 ± 0,000064     |  | 0,437                   |  |                 |  |
| 06C1256          | 600 °C  | 0,354944 ± 0,003917       |  | 0,002838 ± 0,000091     |  | 0,150                   |  |                 |  |
| 06C1257          | 700 °C  | 0,635055 ± 0,005593       |  | 0,002514 ± 0,000065     |  | 0,161                   |  |                 |  |
| 06C1258          | 800 °C  | 0,599867 ± 0,003595       |  | 0,002512 ± 0,000044     |  | 0,097                   |  |                 |  |
| 06C1259          | 875 °C  | 0,565980 ± 0,002672       |  | 0,002528 ± 0,000040     |  | 0,016                   |  |                 |  |
| 06C1260          | 950 °C  | 0,213095 ± 0,001357       |  | 0,003033 ± 0,000053     |  | 0,168                   |  |                 |  |
| 06C1261          | 1025 °C | 0,173201 ± 0,001029       |  | 0,003148 ± 0,000082     |  | 0,054                   |  |                 |  |
| 06C1262          | 1150 °C | 0,103406 ± 0,000795       |  | 0,003199 ± 0,000063     |  | 0,031                   |  |                 |  |
| 06C1263          | 1400 °C | 0,167362 ± 0,000808       |  | 0,002972 ± 0,000057     |  | 0,020                   |  |                 |  |
| Results          |         | 40(a)/36(a) ± 2σ          |  | 40(r)/39(k) ± 2σ        |  | Age ± 2σ (Ma)           |  | MSWD            |  |
| <b>Isochron</b>  |         | 297,5469 ± 4,1116 ± 1,38% |  | 0,4245 ± 0,0254 ± 5,97% |  | 1,21 ± 0,07 ± 6,10%     |  | 1,28            |  |
|                  |         |                           |  |                         |  | External Error ± 0.08   |  |                 |  |
|                  |         |                           |  |                         |  | Analytical Error ± 0.07 |  |                 |  |
| Statistics       |         | Statistical F ratio       |  | 2,10                    |  | Convergence             |  | 0,0000009254    |  |
|                  |         | Error Magnification       |  | 1,1303                  |  | Number of Iterations    |  | 3               |  |
|                  |         | n                         |  | 8                       |  | Calculated Line         |  | Weighted York-2 |  |

Muestra JC-29

| Incremental Heating        |                  | 36Ar(a)                 | 37Ar(ca) | 38Ar(cl)                | 39Ar(k)  | 40Ar(r)                 | Age ± 2σ (Ma) | 40Ar(r) (%) | 39Ar(k) (%)         | K/Ca ± 2σ     |
|----------------------------|------------------|-------------------------|----------|-------------------------|----------|-------------------------|---------------|-------------|---------------------|---------------|
| 06C1274                    | 500 °C           | 0,08616                 | 0,07516  | 0,01066                 | 0,32520  | 0,72459                 | 6,25 ± 3,02   | 2,77        | 2,41                | 1,860 ± 0,157 |
| 06C1275                    | 600 °C           | 0,00727                 | 0,40424  | 0,06351                 | 2,04716  | 0,75191                 | 1,03 ± 0,05   | 25,76       | 15,19               | 2,178 ± 0,142 |
| 06C1276                    | 700 °C           | 0,00816                 | 0,66463  | 0,10302                 | 3,16453  | 1,22094                 | 1,08 ± 0,05   | 33,32       | 23,48               | 2,047 ± 0,133 |
| 06C1277                    | 800 °C           | 0,01694                 | 1,02977  | 0,15663                 | 4,71951  | 1,77468                 | 1,06 ± 0,05   | 25,99       | 35,02               | 1,971 ± 0,128 |
| 06C1278                    | 875 °C           | 0,02495                 | 0,45491  | 0,06316                 | 1,98050  | 0,73867                 | 1,05 ± 0,24   | 9,08        | 14,69               | 1,872 ± 0,122 |
| 06C1279                    | 950 °C           | 0,02489                 | 0,22391  | 0,01669                 | 0,83048  | 0,41640                 | 1,41 ± 1,04   | 5,35        | 6,16                | 1,595 ± 0,104 |
| 06C1280                    | 1025 °C          | 0,01198                 | 0,10405  | 0,00377                 | 0,30817  | 0,14473                 | 1,32 ± 0,51   | 3,93        | 2,29                | 1,274 ± 0,084 |
| 06C1281                    | 1150 °C          | 0,01243                 | 0,04043  | 0,00199                 | 0,08085  | 0,02431                 | 0,84 ± 2,15   | 0,66        | 0,60                | 0,860 ± 0,059 |
| 06C1282                    | 1400 °C          | 0,00291                 | 0,00771  | 0,00067                 | 0,02131  | 0,01461                 | 1,93 ± 1,84   | 1,67        | 0,16                | 1,189 ± 0,145 |
| Σ                          |                  | 0,19569                 | 3,00481  | 0,42010                 | 13,47771 | 5,81083                 |               |             |                     |               |
| Information on Analysis    |                  | Results                 |          | 40(r)/39(k) ± 2σ        |          | Age ± 2σ (Ma)           |               | MSWD        | 39Ar(k) (%n)        | K/Ca ± 2σ     |
| <b>Sample Material</b>     | JC-29 whole rock | <b>Weighted Plateau</b> |          | 0,3775 ± 0,0098 ± 2,58% |          | 1,06 ± 0,03 ± 2,93%     |               | 0,68        | 97,59<br>8          | 1,373 ± 0,357 |
| <b>Location</b>            | Chile            |                         |          |                         |          | External Error ± 0,04   |               | 2,36        | Statistical T ratio |               |
| <b>Analyst</b>             | jh               |                         |          |                         |          | Analytical Error ± 0,03 |               | 1,0000      | Error Magnification |               |
| <b>Project Irradiation</b> | Charrier OSU5B05 | <b>Total Fusion Age</b> |          | 0,4311 ± 0,0382 ± 8,85% |          | 1,21 ± 0,11 ± 8,95%     |               |             | 9                   | 1,929 ± 0,058 |
| <b>J-value</b>             | 0,001558         |                         |          |                         |          | External Error ± 0,11   |               |             |                     |               |
| <b>Standard</b>            | 28,03            |                         |          |                         |          | Analytical Error ± 0,11 |               |             |                     |               |

| Inverse Isochron |         | 39(k)/40(a+r) ± 2σ        | 36(a)/40(a+r) ± 2σ      | r.i.                    |                 |
|------------------|---------|---------------------------|-------------------------|-------------------------|-----------------|
| 06C1274          | 500 °C  | 0,012419 ± 0,000139       | 0,003290 ± 0,000045     | 0,058                   |                 |
| 06C1275          | 600 °C  | 0,706227 ± 0,003254       | 0,002506 ± 0,000043     | 0,020                   |                 |
| 06C1276          | 700 °C  | 0,871184 ± 0,004712       | 0,002247 ± 0,000047     | 0,050                   |                 |
| 06C1277          | 800 °C  | 0,696142 ± 0,004075       | 0,002498 ± 0,000039     | 0,030                   |                 |
| 06C1278          | 875 °C  | 0,244146 ± 0,001522       | 0,003076 ± 0,000072     | 0,006                   |                 |
| 06C1279          | 950 °C  | 0,106846 ± 0,000495       | 0,003203 ± 0,000134     | 0,005                   |                 |
| 06C1280          | 1025 °C | 0,083654 ± 0,000462       | 0,003251 ± 0,000051     | 0,088                   |                 |
| 06C1281          | 1150 °C | 0,021862 ± 0,000091       | 0,003362 ± 0,000056     | 0,060                   |                 |
| 06C1282          | 1400 °C | 0,024361 ± 0,000179       | 0,003328 ± 0,000054     | 0,039                   |                 |
| Results          |         | 40(a)/36(a) ± 2σ          | 40(r)/39(k) ± 2σ        | Age ± 2σ (Ma)           | MSWD            |
| <b>Isochron</b>  |         | 296,7080 ± 2,7011 ± 0,91% | 0,3733 ± 0,0136 ± 3,64% | 1,05 ± 0,04 ± 3,89%     | 0,66            |
|                  |         |                           |                         | External Error ± 0,04   |                 |
|                  |         |                           |                         | Analytical Error ± 0,04 |                 |
| Statistics       |         | Statistical F ratio       | 2,10                    | Convergence             | 0,0000055096    |
|                  |         | Error Magnification       | 1,0000                  | Number of Iterations    | 3               |
|                  |         | n                         | 8                       | Calculated Line         | Weighted York-2 |

Muestra JC-02

| Incremental Heating     |                  | 36Ar(a)                 | 37Ar(ca) | 38Ar(cl) | 39Ar(k)                   | 40Ar(r)                  | Age ± 2σ (Ka)    | 40Ar(r) (%)         | 39Ar(k) (%)   | K/Ca ± 2σ     |
|-------------------------|------------------|-------------------------|----------|----------|---------------------------|--------------------------|------------------|---------------------|---------------|---------------|
| 06C1027                 | 300 °C           | 0,01351                 | 0,60071  | 0,00959  | 0,23068                   | 0,09181                  | 1187.9 ± 876.9   | 2,25                | 11,12         | 0,165 ± 0,009 |
| 06C1028                 | 400 °C           | 0,00669                 | 0,18406  | 0,01810  | 0,41315                   | 0,06123                  | 442.4 ± 314.7    | 3,00                | 19,91         | 0,965 ± 0,056 |
| 06C1029                 | 500 °C           | 0,00736                 | 0,07974  | 0,02014  | 0,42214                   | 0,03984                  | 281.8 ± 288.3    | 1,80                | 20,35         | 2,276 ± 0,159 |
| 06C1031                 | 600 °C           | 0,01938                 | 0,06496  | 0,02800  | 0,53561                   | 0,03287                  | 183.2 ± 441.3    | 0,57                | 25,82         | 3,546 ± 0,271 |
| 06C1032                 | 700 °C           | 0,02412                 | 0,02803  | 0,01263  | 0,22532                   | 0,01693                  | 224.4 ± 1700.7   | 0,24                | 10,86         | 3,457 ± 0,457 |
| 06C1033                 | 800 °C           | 0,02928                 | 0,02234  | 0,00624  | 0,10695                   | 0,01311                  | 366.0 ± 3317.7   | 0,15                | 5,15          | 2,058 ± 0,328 |
| 06C1035                 | 900 °C           | 0,03419                 | 0,00877  | 0,00386  | 0,06662                   | 0,00478                  | 214.2 ± 7563.8   | 0,05                | 3,21          | 3,267 ± 1,241 |
| 06C1036                 | 1000 °C          | 0,03102                 | 0,00920  | 0,00240  | 0,04409                   | 0,00534                  | 361.4 ± 11058.8  | 0,06                | 2,13          | 2,060 ± 0,749 |
| 06C1037                 | 1200 °C          | 0,02525                 | 0,00766  | 0,00173  | 0,03021                   | 0,04805                  | 4742.2 ± 12876.8 | 0,64                | 1,46          | 1,696 ± 0,739 |
| Σ                       |                  | 0,19079                 | 1,00547  | 0,10269  | 2,07479                   | 0,31397                  |                  |                     |               |               |
| Information on Analysis |                  | Results                 |          |          | 40(r)/39(k) ± 2σ          | Age ± 2σ (Ka)            | MSWD             | 39Ar(k) (%n)        | K/Ca ± 2σ     |               |
| <b>Sample Material</b>  | JC-02 whole rock | <b>Weighted Plateau</b> |          |          | 0,1210 ± 0,0622 ± 51,38%  | 361.3 ± 185.6 ± 51,39%   | 0,66             | 100,00<br>9         | 0,200 ± 0,159 |               |
| <b>Location</b>         | Chile            |                         |          |          |                           | External Error ± 185.7   | 2,31             | Statistical T ratio |               |               |
| <b>Analyst</b>          | jh               |                         |          |          |                           | Analytical Error ± 185.6 | 1,0000           | Error Magnification |               |               |
| <b>Project</b>          | Charrier         | <b>Total Fusion Age</b> |          |          | 0,1513 ± 0,1651 ± 109,07% | 451.8 ± 492.7 ± 109,06%  |                  | 9                   | 0,887 ± 0,032 |               |
| <b>Irradiation</b>      | OSU5C05          |                         |          |          |                           | External Error ± 492.8   |                  |                     |               |               |
| <b>J-value</b>          | 0,001655         |                         |          |          |                           | Analytical Error ± 492.7 |                  |                     |               |               |
| <b>Standard</b>         | 28,03            |                         |          |          |                           |                          |                  |                     |               |               |

| Inverse Isochron  |         | 39(k)/40(a+r) ± 2σ        | 36(a)/40(a+r) ± 2σ       | r.i.                     |                 |
|-------------------|---------|---------------------------|--------------------------|--------------------------|-----------------|
| 06C1027           | 300 °C  | 0,056494 ± 0,000292       | 0,003308 ± 0,000056      | 0,147                    |                 |
| 06C1028           | 400 °C  | 0,202585 ± 0,001731       | 0,003282 ± 0,000072      | 0,274                    |                 |
| 06C1029           | 500 °C  | 0,190657 ± 0,001407       | 0,003323 ± 0,000062      | 0,275                    |                 |
| 06C1031           | 600 °C  | 0,093012 ± 0,000450       | 0,003365 ± 0,000047      | 0,104                    |                 |
| 06C1032           | 700 °C  | 0,031543 ± 0,000128       | 0,003376 ± 0,000061      | 0,063                    |                 |
| 06C1033           | 800 °C  | 0,012342 ± 0,000085       | 0,003379 ± 0,000046      | 0,054                    |                 |
| 06C1035           | 900 °C  | 0,006592 ± 0,000041       | 0,003382 ± 0,000057      | 0,020                    |                 |
| 06C1036           | 1000 °C | 0,004807 ± 0,000028       | 0,003382 ± 0,000060      | 0,039                    |                 |
| 06C1037           | 1200 °C | 0,004024 ± 0,000036       | 0,003362 ± 0,000059      | 0,033                    |                 |
| Results           |         | 40(a)/36(a) ± 2σ          | 40(r)/39(k) ± 2σ         | Age ± 2σ (Ka)            | MSWD            |
| <b>Isochron</b>   |         | 296,1237 ± 2,1946 ± 0,74% | 0,1057 ± 0,0622 ± 58,84% | 315.5 ± 185.6 ± 58,84%   | 0,71            |
|                   |         |                           |                          | External Error ± 185.7   |                 |
|                   |         |                           |                          | Analytical Error ± 185.6 |                 |
| <b>Statistics</b> |         | Statistical F ratio       | 2,01                     | Convergence              | 0,0000092535    |
|                   |         | Error Magnification       | 1,0000                   | Number of Iterations     | 4               |
|                   |         | n                         | 9                        | Calculated Line          | Weighted York-2 |

## ANEXO B: Resultados Análisis Geoquímicos para muestras pertenecientes a la Unidad Sierras de Bellavista

**Tabla B.1** Valores de elementos mayores (% en peso) de muestras de Ignimbrita Sierras de Bellavista. (Fe total como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, % en peso)

| Muestra                               | JC - 50 | JC - 38 | JC - 09 | JC - 29 | JC - 22 | JC - 02 |
|---------------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| <b>SiO<sub>2</sub></b>                | 65,37   | 66,09   | 64,23   | 64,93   | 72,88   | 71,89   |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>    | 15,32   | 15,12   | 15,43   | 15,67   | 14,4    | 13,99   |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>                | 0,86    | 0,85    | 0,97    | 0,8     | 0,17    | 0,11    |
| <b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(T)</b> | 5,54    | 5,17    | 6,59    | 5,42    | 2,08    | 1,85    |
| <b>CaO</b>                            | 3,52    | 3,35    | 4,03    | 2,57    | 0,69    | 0,66    |
| <b>MgO</b>                            | 1,1     | 1,03    | 0,88    | 0,69    | <0,05   | <0,05   |
| <b>MnO</b>                            | 0,14    | 0,14    | 0,14    | 0,15    | 0,13    | 0,06    |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>                | 3,68    | 3,51    | 3,3     | 2,74    | 3,21    | 1,82    |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>                 | 2,47    | 2,61    | 2,35    | 3,16    | 5,02    | 5,81    |
| <b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>     | 0,21    | 0,2     | 0,28    | 0,17    | 0,04    | 0,01    |
| <b>C</b>                              | 0,02    | 0,03    | 0,01    | 0,02    | 0,19    | 0,08    |
| <b>S</b>                              | 0,09    | 0,1     | 0,09    | 0,1     | 0,11    | 0,21    |
| <b>H<sub>2</sub>O</b>                 | 1,36    | 1,31    | 1,3     | 3,3     | 1,11    | 3,66    |
| <b>SUMA</b>                           | 99,68   | 99,5    | 99,6    | 99,71   | 100,03  | 100,09  |

**Tabla B.2 Valores de elementos mayores (% en peso) de muestras de Ignimbrita Sierras de Bellavista libre de volátiles y normalizados al 100% (Fe total como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, % en peso)**

| <b>Muestra</b>                        | <b>JC - 50</b> | <b>JC - 38</b> | <b>JC - 09</b> | <b>JC - 29</b> | <b>JC - 22</b> | <b>JC - 02</b> |
|---------------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| <b>SiO<sub>2</sub></b>                | 66,56          | 67,39          | 65,41          | 67,42          | 73,86          | 74,69          |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>    | 15,60          | 15,42          | 15,71          | 16,27          | 14,59          | 14,54          |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>                | 0,88           | 0,87           | 0,99           | 0,83           | 0,17           | 0,11           |
| <b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(T)</b> | 5,64           | 5,27           | 6,71           | 5,63           | 2,11           | 1,92           |
| <b>CaO</b>                            | 3,58           | 3,42           | 4,10           | 2,67           | 0,70           | 0,69           |
| <b>MgO</b>                            | 1,12           | 1,05           | 0,90           | 0,72           | 0,05           | 0,05           |
| <b>MnO</b>                            | 0,14           | 0,14           | 0,14           | 0,16           | 0,13           | 0,06           |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>                | 3,75           | 3,58           | 3,36           | 2,85           | 3,25           | 1,89           |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>                 | 2,52           | 2,66           | 2,39           | 3,28           | 5,09           | 6,04           |
| <b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>     | 0,21           | 0,20           | 0,29           | 0,18           | 0,04           | 0,01           |
| <b>Suma</b>                           | 100            | 100            | 100            | 100            | 100            | 100            |

**Tabla B.3 Valores de Tierras Raras (en ppm) de muestras de Ignimbrita Sierras de Bellavista.**

| <b>REE</b> | <b>JC-02</b> | <b>JC-22</b> | <b>JC-29</b> | <b>JC-09</b> | <b>JC-38</b> | <b>JC-50</b> |
|------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| <b>Y</b>   | 30,09        | 51,5         | 40           | 33,7         | 35,9         | 31           |
| <b>La</b>  | 43,7         | 51,4         | 37,9         | 31,9         | 32,6         | 27,9         |
| <b>Ce</b>  | 90,9         | 93,6         | 82,8         | 61,9         | 68,9         | 59,8         |
| <b>Pr</b>  | 9,38         | 11,2         | 10,1         | 7,65         | 8,39         | 7,16         |
| <b>Nd</b>  | 38           | 45,9         | 44,4         | 34,5         | 38,6         | 32,7         |
| <b>Sm</b>  | 6,29         | 7,5          | 8,34         | 6,59         | 7,23         | 6,14         |
| <b>Eu</b>  | 0,203        | 0,386        | 1,67         | 1,67         | 1,8          | 1,54         |
| <b>Gd</b>  | 4,94         | 6,8          | 6,98         | 5,99         | 6,24         | 5,49         |
| <b>Tb</b>  | 0,749        | 1,03         | 1,05         | 0,854        | 0,941        | 0,795        |
| <b>Dy</b>  | 4,61         | 6,5          | 6,45         | 5,31         | 5,62         | 4,91         |
| <b>Ho</b>  | 1,05         | 1,5          | 1,4          | 1,15         | 1,2          | 1,06         |
| <b>Er</b>  | 2,89         | 4,09         | 3,8          | 3,17         | 3,29         | 2,86         |
| <b>Tm</b>  | 0,444        | 0,633        | 0,585        | 0,468        | 0,508        | 0,446        |
| <b>Yb</b>  | 3,1          | 4,14         | 3,98         | 3,13         | 3,36         | 2,98         |
| <b>Lu</b>  | 0,468        | 0,645        | 0,615        | 0,474        | 0,517        | 0,451        |
| <b>Nb</b>  | 12           | 10,5         | 10,1         | 6,83         | 7,88         | 6,8          |
| <b>Cs</b>  | 14,6         | 6,78         | 9,68         | 4,05         | 5,23         | 4,49         |
| <b>Hf</b>  | 6,47         | 6,77         | 8,9          | 5,76         | 6,5          | 5,84         |
| <b>Ta</b>  | 1,5          | 1,3          | 0,94         | 0,66         | 0,72         | 0,65         |
| <b>Th</b>  | 37,4         | 34,6         | 17,88        | 14,2         | 11,4         | 10,7         |
| <b>U</b>   | 12,8         | 12,5         | 4,9          | 4,07         | 3,33         | 3,08         |

**Tabla B.4 Valores de Elementos Traza (en ppm) de muestras de Ignimbrita Sierras de Bellavista.**

| <b>Muestra</b> | <b>Cu<br/>ppm</b> | <b>Pb<br/>ppm</b> | <b>Ni<br/>ppm</b> | <b>Co<br/>ppm</b> | <b>Rb<br/>ppm</b> | <b>Zn<br/>ppm</b> | <b>Cr<br/>ppm</b> |
|----------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| JC-02          | 14                | 28                | 2                 | 3                 | 296               | 45                | 39                |
| JC-22          | 23                | 21                | 2                 | 4                 | 291               | 46                | 61                |
| JC-29          | 17                | 27                | 2                 | 9                 | 146               | 87                | 42                |
| JC-09          | 28                | 14                | 2                 | 12                | 93                | 85                | 54                |
| JC-38          | 14                | 18                | 2                 | 8                 | 101               | 91                | 54                |
| JC-50          | 16                | 20                | 2                 | 9                 | 93                | 96                | 42                |

| <b>Muestra</b> | <b>V<br/>ppm</b> | <b>Nb<br/>ppm</b> | <b>Zr<br/>ppm</b> | <b>Sc<br/>ppm</b> | <b>Y<br/>ppm</b> | <b>Sr<br/>ppm</b> | <b>Ba<br/>ppm</b> |
|----------------|------------------|-------------------|-------------------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|
| JC-02          | 5                | 14                | 176               | 4                 | 33               | 15                | 41                |
| JC-22          | 13               | 11                | 212               | 5                 | 54               | 43                | 148               |
| JC-29          | 51               | 9                 | 354               | 15                | 41               | 240               | 642               |
| JC-09          | 113              | 6                 | 227               | 20                | 36               | 349               | 563               |
| JC-38          | 62               | 9                 | 251               | 16                | 37               | 304               | 549               |
| JC-50          | 66               | 6                 | 234               | 16                | 34               | 299               | 506               |