



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

# **EVOLUCIÓN DEL BORDE OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE ABANICO EN EL EXTREMO SUR DE SANTIAGO (33°36'S – 33°58'S), CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

UMBERTO IGNAZIO RISSETTO FURIÓ

PROFESOR GUÍA:

MARCELO FARÍAS THIERS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

MARCIA MUÑOZ GÓMEZ

SANTIAGO DE CHILE

ENERO 2015

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE:** Geólogo  
**POR:** Umberto Ignazio Risetto Furió  
**FECHA:** 21-01-2015  
**PROFESOR GUÍA:** Marcelo Farías T.

## **EVOLUCIÓN DEL BORDE OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE ABANICO EN EL EXTREMO SUR DE SANTIAGO (33°36'S – 33°58'S), CHILE**

La Cuenca de Abanico corresponde a una de las principales cuencas continentales de intraarco Cenozoicas desarrolladas en la parte sur de los Andes Centrales. Se extiende desde ~29°S a ~39°S en territorio chileno, para luego prolongarse hacia Argentina, más al sur.

Entre 33°36'S y 33°58'S, en la zona de la Depresión Central, existen 2 cordones montañosos ubicados entre las riberas sur del río Maipo y norte del río Peuco. Las rocas que constituyen estos cordones corresponden a los depósitos más antiguos reconocidos para la Cuenca de Abanico en Chile central; sin embargo, la relación de contacto entre las formaciones Mesozoicas y Cenozoicas no es clara, donde existe un hiatus depositacional de al menos 90 millones de años en el cordón de Angostura de Paine, específicamente en el cerro Challay, donde se observa una discordancia erosiva.

De acuerdo con los antecedentes, este trabajo tuvo como objetivo estudiar la evolución geológica durante el Cenozoico temprano en Chile central representada en los depósitos más antiguos reconocidos a la fecha de la Cuenca de Abanico. De este modo, se pretende caracterizar los estadios tempranos de la extensión asociada a la Cuenca de Abanico durante el Eoceno y determinar un modelo evolutivo.

Para llevar a cabo este estudio se realizaron perfiles y columnas estratigráficas esquemáticas en los cordones mencionados. Las columnas se generaron a través de la caracterización microscópica de rocas muestreadas en la zona y recopilación bibliográfica, las que luego se correlacionaron entre diferentes sectores y trabajos anteriores.

Los resultados de este estudio permitieron identificar 3 unidades en la zona: la Formación Cerro Morado, los Estratos del Cordón de los Ratones y la Formación Abanico, las que se distinguen por su petrografía y cronología. Se reconoció una falla inversa, la que en su origen (~Eoceno medio) habría correspondido a una falla normal y de borde de la Cuenca de Abanico en su extremo occidental. La evolución petrográfica observada en las unidades, junto con datos de reportes previos, permite inferir que estas rocas serían parte de una cuenca extensional de intraarco. Finalmente se definieron 2 etapas evolutivas, la primera representa el inicio de la extensión de la cuenca en sus rocas más antiguas (Eoceno medio – Oligoceno tardío), y la segunda, el inicio de la inversión de la cuenca, con un paso de una corteza menos a más engrosada (Mioceno temprano).

A Ivette y Domingo, mis padres, y  
Teresa, mi preciosa Nonna.

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco el financiamiento otorgado por el proyecto Fondecyt # 1120272 a cargo del profesor Marcelo Farías Thiers.

En primer lugar agradecer a toda mi familia, especialmente a mi mamá y mi papá, sin ustedes nada de esto hubiese sido posible. Porque a pesar de estar lejos geográficamente en esta etapa, siempre estuvieron a mi lado acompañándome en cada uno de los pasos y porque gracias a ustedes estoy terminando una carrera hermosa. También por supuesto agradecer a mi tía Jacqui, ya que sin ella todo este proceso hubiese sido muy diferente y no hubiera aprendido todas las cosas que aprendí. También agradecer a todos mis tíos, primos, a la Disgraciá, sra María... en fin, todos, ya que siempre tuvieron una palabra de apoyo cuando se necesitaba. Y finalmente a mi Nonna, la Guille y el Tata, porque a pesar que ya no estén físicamente, me han acompañado durante todos estos años.

También quiero agradecer a los profesores que estuvieron a cargo de este trabajo: Marcelo Farías, Marcia Muñoz y Reynaldo Charrier. Con algunos converse más que con otros, pero sin las palabras justas y tan acertadas en cada momento, no hubiera podido asimilar y aprender todo lo conversado y compartido, lecciones no solo de geología.

Y por supuesto!!!!:

A todos mis grandes amigos que he conocido en esta travesía! Al Raff, Pelao, Matayass, Pipe F, Neme, Seba, Carlangas, Maripangui y James, porque sin ustedes no hubiera sido lo mismo: sus pool, los “estudios”, pichangas, etc. A las chiquillas! Especialmente a la Maca, la Caro y la Dani, cuantos baciles y grandes momentos!! Mención especial al Seba, Neme y la Dani, han sido unos años increíbles!! Y nuevamente a la Dani, jaja empezamos juntos y terminamos juntos, escribiendo, sufriendo, sobre todo sacando la vuelta, dibujando, en terreno, etc...

A mis partners de geo, Curotto, Aralito, Fel, cuanto chamullamos, dormimos, y leseamos!! A toda mi generación!! Fueron unos años increíbles, gracias a todos por haber compartido todos estos años juntos en todas las situaciones posibles!! También agradecer al Quilo, Rosita, don Carlos y a la Blanca, que tanto la fui a molestar y hacer perder el tiempo con preguntas durante estos años... Muchas Gracias!!!

A mis amigos de Taekwondo: mi paso por la U sin ustedes, definitivamente hubiera sido más fome, menos luchado, hubiera sido algo que con el paso de los años se me habría ido olvidando. Gracias a todos ustedes, en especial al Sabonim Alejandro, por todos los incontables momentos maravillosos que viví con ustedes y por todas las enseñanzas de vida. Una mención especial al Bruno y al Ale, quizás algunas cosas cambien de ahora en adelante, pero nunca cambiará el enorme afecto hacia ustedes, mis amigos de la vida!

Y finalmente a la Libe...sin ti toda mi experiencia en la U hubiera sido un trago difícil y áspero de pasar, pero gracias a ti han sido unos años increíbles!!! Sin tu apoyo, sin tus ánimos, sin tu cariño y amor no hubiera podido salir adelante de todos los obstáculos y baches del camino. Muchas gracias por todos estos años de paciencia conmigo y amor ^^.

# TABLA DE CONTENIDO

<b>1</b>	<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
1.1	FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO .....	1
1.2	OBJETIVOS .....	3
1.2.1	<i>OBJETIVO GENERAL</i> .....	3
1.2.2	<i>OBJETIVOS ESPECÍFICOS</i> .....	3
1.3	HIPÓTESIS DE TRABAJO .....	3
1.4	METODOLOGÍA.....	4
1.5	UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO.....	4
<b>2</b>	<b>MARCO GEOLÓGICO</b> .....	<b>7</b>
2.1	MARCO GEOTECTÓNICO .....	7
2.1.1	<i>MARCO TECTÓNICO DURANTE EL CENOZOICO</i> .....	7
2.1.2	<i>UNIDADES MORFOESTRUCTURALES</i> .....	8
2.2	ROCAS ESTRATIFICADAS.....	9
2.2.1	<i>FORMACIÓN CERRO MORADO</i> .....	9
2.2.2	<i>FORMACIÓN LAS CHILCAS</i> .....	10
2.2.3	<i>FORMACIÓN LO VALLE</i> .....	10
2.2.4	<i>ESTRATOS DEL CORDÓN LOS RATONES</i> .....	11
2.2.5	<i>FORMACIÓN FARELLONES</i> .....	12
2.3	ROCAS INTRUSIVAS.....	12
2.3.1	<i>INTRUSIVOS HIPABISALES DEL MIOCENO INFERIOR – MIOCENO MEDIO</i> .....	12
2.3.2	<i>INTRUSIVOS DEL EOCENO – MIOCENO INFERIOR</i> .....	13
2.4	ESTRUCTURAS .....	14
2.5	LA CUENCA DE ABANICO.....	15
2.5.1	<i>INTRODUCCIÓN</i> .....	15
2.5.2	<i>EXTENSIÓN DE LA CUENCA DE ABANICO</i> .....	15
2.6	ESTRATIGRAFÍA TRABAJOS PREVIOS.....	17
2.6.1	<i>FORMACIÓN CERRO MORADO</i> .....	18
2.6.2	<i>FORMACIÓN LAS CHILCAS</i> .....	18
2.6.3	<i>FORMACIÓN LO VALLE</i> .....	19
2.6.4	<i>FORMACIÓN ABANICO</i> .....	21
<b>3</b>	<b>GEOLOGÍA LOCAL</b> .....	<b>25</b>
3.1	INTRODUCCIÓN .....	25
3.2	PETROGRAFÍA.....	27
3.2.1	<i>INTRODUCCIÓN</i> .....	27
3.2.2	<i>SECTOR SUR</i> .....	27
3.2.3	<i>SECTOR NORTE</i> .....	45
3.3	CORRELACIONES .....	54
3.3.1	<i>INTRODUCCIÓN</i> .....	54
3.3.2	<i>METODOLOGÍA</i> .....	54
3.3.3	<i>GRUPOS Y COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS</i> .....	55
3.3.4	<i>CORRELACIÓN COLUMNAS</i> .....	66
<b>4</b>	<b>DISCUSIÓN</b> .....	<b>70</b>
4.1	PETROGRAFÍA CORDÓN DE LOS RATONES.....	70
4.2	PASO DEL CRETÁCICO AL CENOZOICO EN LA ZONA DE ESTUDIO .....	70
4.3	PETROGRAFÍA DE LAS LAVAS BASALES DE LA CUENCA DE ABANICO .....	71
4.4	MODELO EVOLUTIVO DEL BORDE OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE ABANICO....	74
4.4.1	<i>PRIMERA ETAPA EVOLUTIVA</i> .....	75
4.4.2	<i>SEGUNDA ETAPA EVOLUTIVA</i> .....	76
<b>5</b>	<b>CONCLUSIONES</b> .....	<b>79</b>

<b>6</b>	<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	<b>81</b>
<b>7</b>	<b>ANEXOS</b> .....	<b>87</b>
7.1	DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS .....	87
7.2	METODOLOGÍAS.....	112
7.2.1	CÁLCULO DE ESPESOR DE ESTRATOS .....	112

## INDICE DE FIGURAS

Figura 1:	Mapa geológico del área de estudio.....	2
Figura 2:	Mapa de relieve de la región central de Chile.....	5
Figura 3:	Zona de Estudio y vías de acceso. ....	6
Figura 4:	(a) Variación de la convergencia y grado de oblicuidad e inclinación entre la placa oceánica subductante y placa continental. (b) Reconstrucción de la cinemática de la placa de Nazca. ....	7
Figura 5:	Evolución de la configuración tectónica de Sudamérica. ....	8
Figura 6:	Segmentación morfoestructural Andina entre los 32° y 35°S .....	9
Figura 7:	Mapa geológico regional.....	13
Figura 8:	Arquitectura tentativa de la cuenca de Abanico.....	15
Figura 9:	Distribución tentativa de la cuenca de Abanico y Cordillera Incaica. ....	17
Figura 10:	Columna estratigráfica generalizada de formaciones Cretácicas.....	19
Figura 11:	Columnas estratigráficas de la Formación Lo Valle. ....	20
Figura 12:	Correlación de las columnas de la Fm. Abanico de Baeza (1999) y Muñoz (2005). ..	21
Figura 13:	Columnas estratigráficas de la Fm. Abanico por Gana y Wall (1997). ....	23
Figura 14:	Cuadro litoestratigráfico generalizado para las formaciones Abanico y Farellones....	24
Figura 15:	Cuadro cronoestratigráfico Chile Central .....	25
Figura 16:	Mapa geológico de la zona de estudio. ....	26
Figura 17:	Zonas recorridas en el Sector Sur. ....	28
Figura 18:	Vista hacia el sur en el sector sur de la zona de estudio. ....	30
Figura 19:	Lugar muestreo UR0101. Rocas fracturadas Portezuelo de Chada. ....	31
Figura 20:	a) Toba perteneciente a los Estratos del Cordón de los Ratones. b) Basalto de piroxenos, perteneciente a la Fm. Abanico.....	32
Figura 21:	Afloramientos correspondientes al nivel inferior de la Formación Abanico .....	33
Figura 22:	Tobas brechosas en la zona de Culitrín.....	33
Figura 23:	a) Toba brechosa rojiza. b) Toba cercana al contacto con la Formación Las Chilcas. ....	34
Figura 24:	Discordancia angular entre las formaciones Las Chilcas y Abanico.....	34
Figura 25:	Contacto formaciones Abanico y Las Chilcas. ....	35
Figura 26:	Niveles basales de la Fm. Abanico. ....	36
Figura 27:	Fotomicrografía: basalto de olivino, muestra UR0208, Cuesta de Chada. a) Imagen a nícoles cruzados. b) Imagen a nícoles paralelos.....	37
Figura 28:	Fotomicrografía: andesita basáltica de piroxeno, muestra UR0201, Cuesta de Chada.. ..	38
Figura 29:	Fotomicrografía: andesita de piroxeno porfírica, muestra UR0215, Culitrín. ....	39
Figura 30:	Fotomicrografía: andesita de piroxeno, muestra UR0206, Culitrín.....	39
Figura 31:	Fotomicrografía: dacita de piroxeno, muestra UR0211, Cerro Challay. ....	41
Figura 32:	Fotomicrografía: dacita de anfíbolos, muestra UR0212, Cerro Challay.....	41
Figura 33:	Fotomicrografía: toba cristalina, muestra UR0207, Cuesta de Chada.....	42
Figura 34:	Fotomicrografía: toba litocristalina, muestra UR0103, Culitrín. ....	43
Figura 35:	Fotomicrografía: toba vitrocrystalina, muestra UR0214, Cerro Challay.....	44

Figura 36: Fotomicrografía: diorita cuarcífera de piroxeno, muestra UR0102, Cuesta de Chada.	44
Figura 37: Zonas recorridas durante terrenos en el Sector Norte.	46
Figura 38: Afloramiento de rocas volcánicas de la Fm. Abanico con manto de 35°E	48
Figura 39: Fotomicrografía: andesita de piroxeno, muestra UR0302, Cerro Alto.	49
Figura 40: Fotomicrografía: andesita de piroxeno, muestra UR0304, Cerro Alto.	49
Figura 41: Fotomicrografía: dacita de anfíbola, muestra UR0303, Cerro Alto.	50
Figura 42: Fotomicrografía: riolita con matriz recristalizada, muestra UR0501, Cordón de los Ratonés.	51
Figura 43: Fotomicrografía: Riolita con textura de flujo, muestra UR0502, Cordón de los Ratonés.	51
Figura 44: Textura de flujo en riolita, muestra UR0502, Cordón de los Ratonés.	52
Figura 45: Fotomicrografía: diorita de piroxeno, muestra UR0301, Cerro Alto.	52
Figura 46: Brecha volcanoclástica con fragmentos volcánicos extrusivos de hasta 50 cm.	53
Figura 47: Distribución de las muestras recolectadas en el sector de la Cuesta de Chada.	56
Figura 48: Perfil esquemático E-W de los estratos en la Cuesta de Chada.	57
Figura 49: Columna estratigráfica de Cuesta de Chada.	58
Figura 50: Distribución de las muestras recolectadas en el sector de Culitrín.	59
Figura 51: Perfil esquemático E-W de los estratos de Culitrín	60
Figura 52: Columna estratigráfica de Culitrín.	61
Figura 53: Distribución de las muestras recolectadas en el sector del Cerro Challay.	62
Figura 54: Perfil esquemático E-W de los estratos del Cerro Challay.	63
Figura 55: Columna estratigráfica de la ladera oeste del Cerro Challay.	64
Figura 56: Distribución de las muestras recolectadas en el sector del Cerro Alto.	65
Figura 57: Perfil esquemático E-W de los estratos del Cerro Alto.	65
Figura 58: Columna estratigráfica de la ladera este del Cerro Alto.	66
Figura 59: Correlación de columnas estratigráficas generadas en las zonas de estudio.	67
Figura 60: Columna generalizada para la zona de estudio.	68
Figura 61: Fusión parcial de magmas derivados del manto	74
Figura 62: Evolución petrográfica y paleogeográfica del área de estudio. Estado previo y etapa 1a.	77
Figura 63: Evolución petrográfica y paleogeográfica del área de estudio. Etapas 1b y 2	78

## INDICE DE TABLAS

Tabla 1: Rocas Muestreadas en el Sector Sur.	29
Tabla 2: Cuadro comparativo de rocas volcánicas extrusivas del Sector Sur.	45
Tabla 3: Rocas Muestreadas en el Sector Norte	46
Tabla 4: Cuadro comparativo de rocas volcánicas extrusivas del Sector Norte.	54
Tabla 5: Espesores columna Cuesta de Chada	57
Tabla 6: Espesores columna Culitrín.	60
Tabla 7: Espesores columna Cerro Challay.	63
Tabla 8: Espesores columna Cerro Alto.	66

# 1 INTRODUCCIÓN

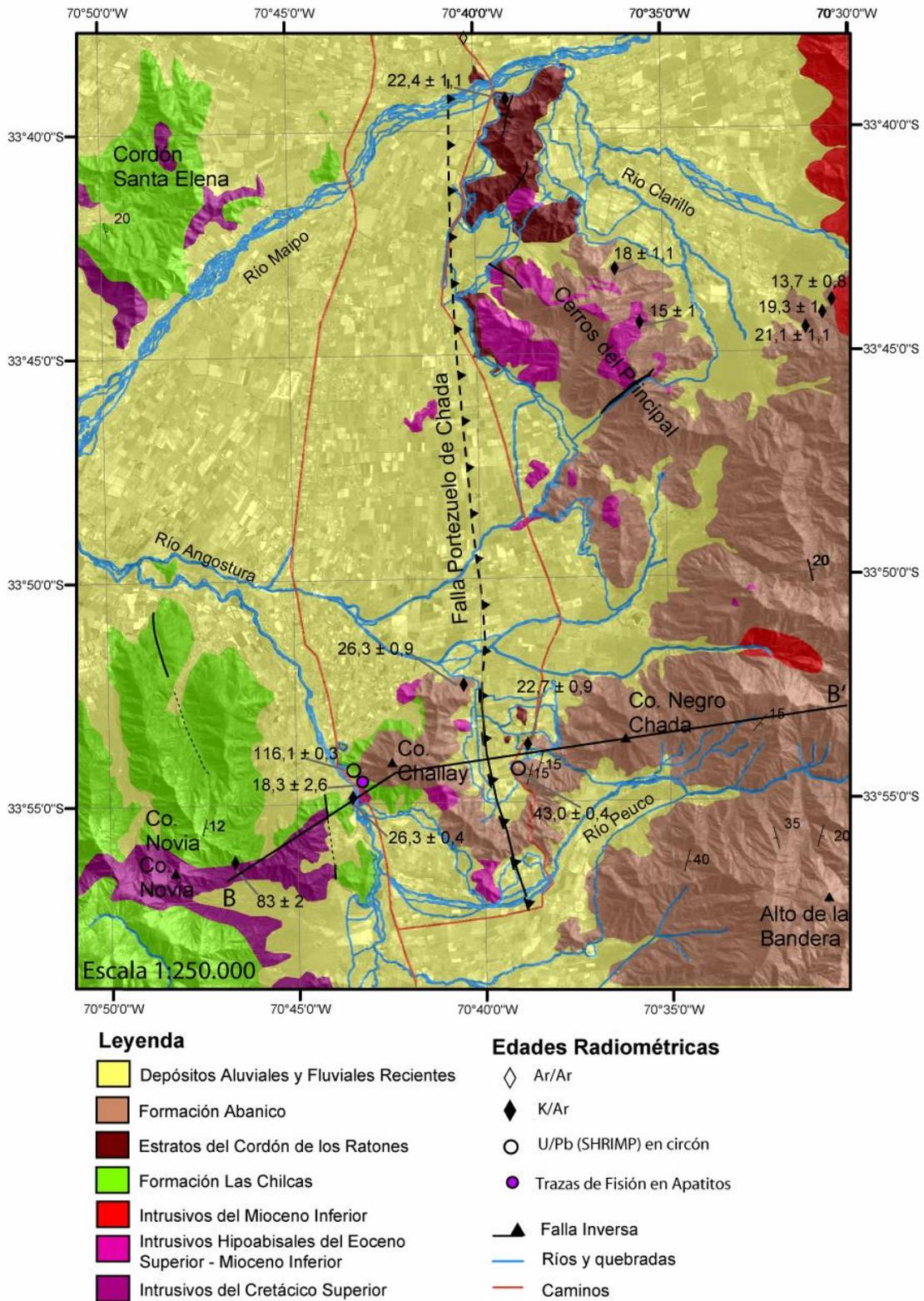
## 1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

Entre 33°36'S y 33°58'S, en la zona de la Depresión Central, existen 2 cordones ubicados entre las riberas sur del río Maipo y norte del río Peuco. El cordón ubicado al norte posee una orientación preferente NW-SE y se denomina Cordón de Los Ratones, en su sector norte, y Cerros del Principal, al sur (Figura 1). El cordón ubicado al sur, asociado al sector conocido como Angostura de Paine, posee una orientación E-W y sus principales cumbres son el Cerro Challay al oeste y Cerro Negro Chada al este (Figura 1). Las rocas que constituyen estos cordones corresponden a los depósitos más antiguos reconocidos para la parte occidental de la Formación Abanico en Chile central; datados en  $43,0 \pm 0,4$  Ma (U/Pb en circones, en SHRIMP (Fock, 2005)), estos depósitos se han interpretado como un registro de los estadios tempranos de la extensión de la Cuenca de Abanico en Chile central durante el Eoceno medio, período poco estudiado y registrado aún. Al oeste de estos cordones se encuentran depósitos Mesozoicos distribuidos en la Cordillera de la Costa y en unos cordones aislados al centro del valle de Santiago. Más hacia el Este, se encuentra la Fm. Abanico, la cual ha sido formalmente definida en el límite occidental de la Cordillera Principal.

En Chile central existe un gap estratigráfico de al menos 20 millones de años entre la Fm. Lo Valle, de edad Maastrichtiana superior (72 – 65 Ma)(Gana y Wall, 1997; Fuentes, 2004) y los Estratos del Cordón de Los Ratones (~43 Ma) (Fock, 2005). Sin embargo, las pocas dataciones realizadas en los Estratos del Cordón de los Ratones no permiten ser concluyentes respecto de este hiatus, lo que nos lleva a reconsiderar las edades del muestreo y mapeo sistemático de la Fm. Abanico que se ha realizado en los clásicos afloramientos descritos por Aguirre (1960) de 33,7 Ma.

La serie estratificada que constituye los Estratos del Cordón de Los Ratones fue inicialmente reconocida como más antigua que la Fm. Abanico por Sellés y Gana (2001), quienes le asignaron una edad Cretácica superior? - Paleocena? Estudios posteriores (Fock, 2005; Fock et al., 2006) reportaron edades para estos estratos de  $43,0 \pm 0,4$  Ma (U-Pb SHRIMP en cristales de circón) (Figura 1).

Los depósitos Cenozoicos ubicados en esta área corresponden al límite occidental de la Cuenca de Abanico, sin embargo, no resulta clara la relación de contacto entre las formaciones Mesozoicas, los Estratos del Cordón de los Ratones y la Fm. Abanico, donde existe un hiatus deposicional de al menos 90 millones de años entre la Fm. Las Chilcas y la Fm. Abanico en el cerro Challay, ubicado en la localidad de Angostura de Paine (Fock, 2005)(Figura 1).



Adicionalmente, si bien existen dataciones de estos depósitos en trabajos anteriores, estas no han permitido una determinación clara del rango de edad que abarcan los Estratos del Cordón de los Ratones (Sellés, 1999; Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005), más allá de la determinación

puntual de la edad más antigua dentro del rango reportado para la Cuenca de Abanico en Chile central (Fock, 2005; Fock et al., 2006).

En base a los antecedentes anteriormente expuestos, se realizará un levantamiento geológico de detalle, estratigráfico y estructural, de los depósitos que afloran tanto en el cordón ubicado al norte de la zona de estudio, como en el cordón ubicado al sur y se estudiará la petrogénesis ígnea de ellos. De esta manera se pretende caracterizar los estadios tempranos de la extensión asociada a la Cuenca de Abanico durante el Eoceno, representada por los depósitos más antiguos reconocidos en la zona pertenecientes a los Estratos del Cordón de los Ratones y la Fm. Abanico, para finalmente determinar un modelo evolutivo del borde occidental de la Cuenca de Abanico en la zona de estudio.

## 1.2 OBJETIVOS

### 1.2.1 OBJETIVO GENERAL

El objetivo general de este trabajo es caracterizar los estadios tempranos de la extensión asociada a la Cuenca de Abanico durante el Eoceno y determinar un modelo evolutivo.

### 1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Para las series volcano-sedimentarias expuestas en los cordones ubicados entre las riberas sur del río Maipo y norte del río Peuco se considera específicamente:

- a. Caracterizar en detalle la geología del área en términos de la estratigrafía, litología, estructuras y cronología.
- b. Determinar el ambiente depositacional.
- c. Generar un modelo evolutivo petrográfico – estructural.
- d. Determinar la evolución petrográfica de las rocas ígneas.

## 1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO

Como lo documentan numerosos estudios, la Fm. Abanico representa la evolución de una cuenca Cenozoica de intraarco extensional y subsidente, posteriormente invertida durante el Mioceno medio aproximadamente entre los 21 – 16 Ma (Charrier et al., 2002; Kay et al., 2005). En Chile central, dicho episodio extensivo ha sido estudiado y caracterizado desde los ~37 Ma. Aun así, éste puede trazarse desde al menos ~43 Ma, a partir de donde, de acuerdo con el conocimiento a la fecha, existe un hiatus estratigráfico de al menos ~17 millones de años entre los Estratos del Cordón de los Ratones y la Fm. Abanico (Fock, 2005).

Los depósitos expuestos en los cordones ubicados entre las riberas sur del río Maipo y norte del río Peuco (Figura 1), representan los estadios tempranos de la extensión asociada a la Cuenca de Abanico durante el Eoceno y al menos hasta el inicio de su inversión durante el

Oligoceno superior (Fock, 2005). Tanto la evolución estructural como petrográfica de los depósitos ubicados en la zona de estudio, debiesen registrar el paso de sistemas compresivos precedentes a un sistema extensional, lo que se observaría en la petrografía y química de las rocas representando una corteza adelgazada. Posteriormente, estos depósitos sufrieron inversión tectónica, la cual se observaría en estructuras de inversión y una signatura geoquímica que señale comparativamente los procesos de engrosamiento cortical.

#### 1.4 METODOLOGÍA

A continuación se detallan las metodologías utilizadas para el desarrollo de cada uno de los objetivos propuestos:

- a. Recopilación bibliográfica.
- b. Mapeo geológico para la identificación de unidades litológicas y tipos de contactos.
- c. Recolección de muestras para determinaciones radiométricas y caracterización petrográfica.
- d. Análisis estratigráfico de los depósitos Mesozoicos y Cenozoicos, a través de la caracterización petrográfica.
- e. Análisis de laboratorio (estudio de cortes transparentes y determinaciones radiométricas).

#### 1.5 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La zona de estudio está localizada principalmente en la Región Metropolitana, específicamente al sur de la ciudad de Santiago, incluyendo además el área norte de la Región del Libertador General Bernardo O'Higgins, entre 33°36'S y 33°58'S (Figura 2).

El acceso al área sur de la zona de estudio se puede realizar tomando la autopista Acceso Sur hasta llegar a la salida de Champa – Chada, luego se toma la pista que se dirige hacia el este hasta llegar a la ruta G-505, donde se continúa en dirección noreste hacia la localidad de Chada. Continuando hacia el este se llega a la ruta G-515-H, que es la principal ruta del área sur de la zona de estudio y de donde se desprenden los caminos rurales y senderos que fueron recorridos (Figura 3).

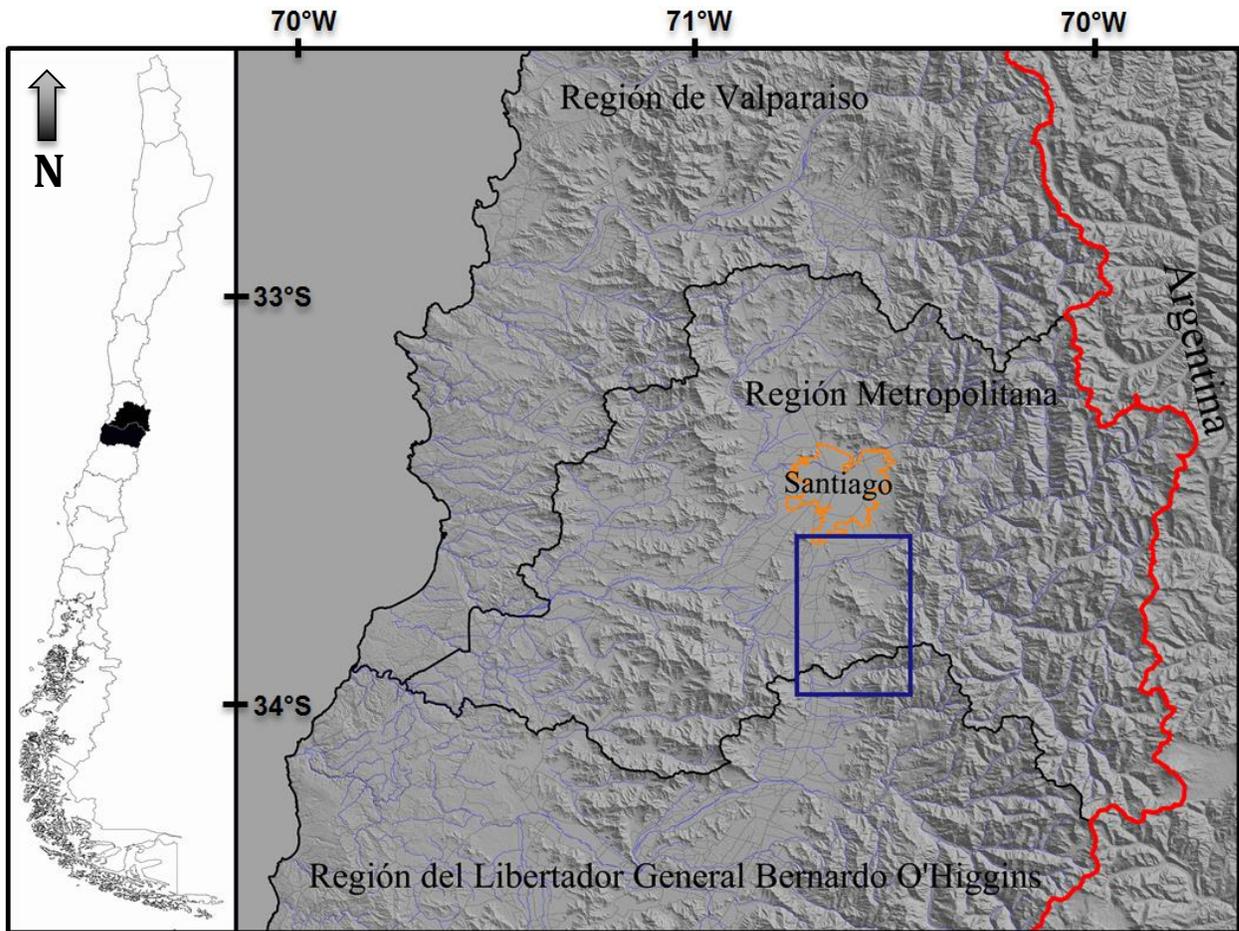


Figura 2: Mapa de relieve de la región central de Chile. El recuadro azul corresponde al Área de Estudio.

El trabajo realizado en el área norte de la zona de estudio fue llevado a cabo principalmente en las laderas orientales del Cordón de Los Ratones, donde se ubica la localidad de Pirque. El acceso a esta localidad es a través de la autopista Acceso Sur tomando la salida de Buin – Alto Jahuel. Se continúa por la ruta G-51 en dirección este hasta llegar a la intersección con la ruta G-45, donde se toma la vía en dirección norte. Al llegar a la ribera del río Maipo se toma la calle Virginia Subercaseaux hasta llegar a la ruta G-411, que es la principal ruta de donde se desprenden caminos rurales para acceder a los diferentes senderos recorridos (Figura 3).

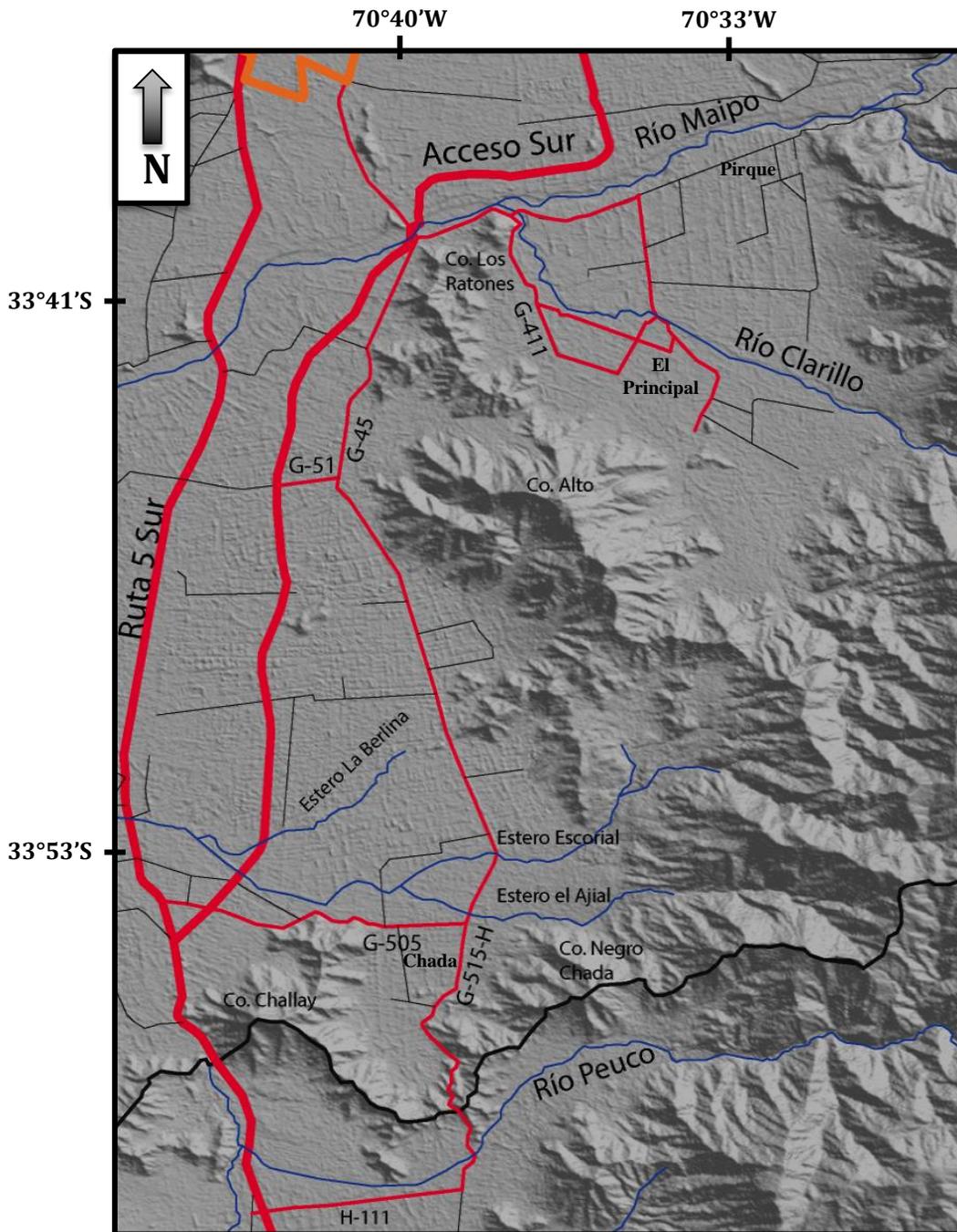


Figura 3: Zona de Estudio. En rojo las principales vías de acceso.

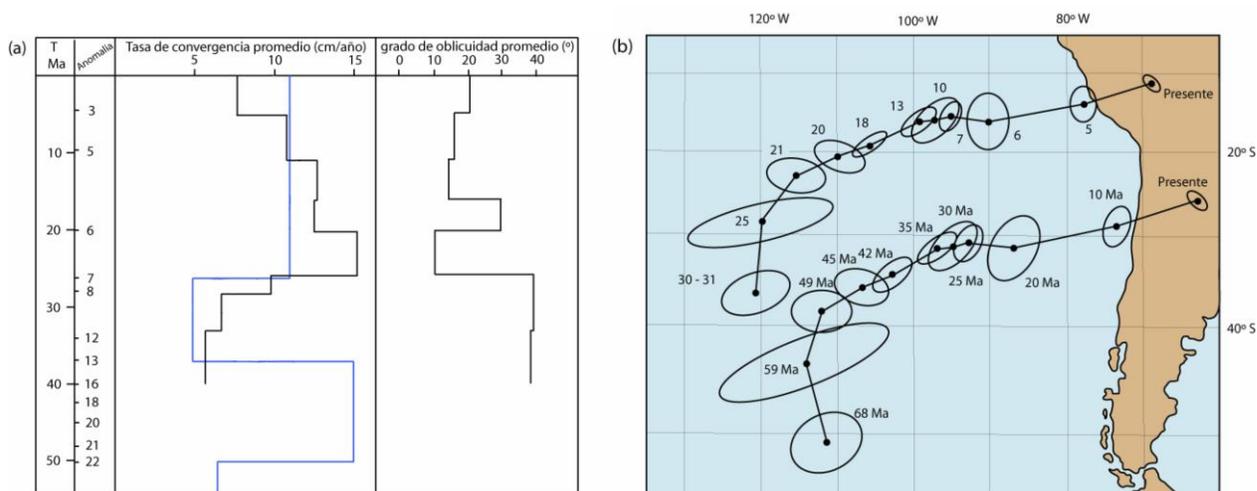
## 2 MARCO GEOLÓGICO

### 2.1 MARCO GEOTECTÓNICO

#### 2.1.1 MARCO TECTÓNICO DURANTE EL CENOZOICO

El margen occidental de Sudamérica desde el Jurásico Inferior hasta el presente se ha caracterizado por ser un margen convergente, donde la placa oceánica de Nazca se subducta bajo la placa continental Sudamericana (Mpodozis y Ramos, 1989; Jordan et al., 2001; Charrier et al., 2007).

A través del tiempo, este proceso ha sufrido importantes variaciones en el vector de convergencia, los que se explican por cambios en la velocidad y dirección (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2005). Estos cambios del vector de convergencia han sido analizados y documentados mediante el estudio de las trazas dejadas por hot-spots y paleomagnetismo en la placa de Nazca (Figura 4).



**Figura 4:** (a) Variación de la convergencia y grado de oblicuidad e inclinación entre la placa oceánica subductante y placa continental, según Pardo-Casas y Molnar (1987) (azul) y Somoza (1998) (negro). (b) Reconstrucción de la cinemática de la placa de Nazca respecto a Sudamérica desde el Cretácico hasta la actualidad, medida en 2 puntos (Pardo – Casas y Molnar, 1987).

Entre los 38 Ma y 28 Ma, la tasa de convergencia en el margen occidental de Sudamérica fue de entre 6 y 4 cm/año, con un ángulo de oblicuidad de alrededor de 55° de la placa Farallón respecto al margen continental. A los 28 Ma se produjo un aumento de la tasa de convergencia a 9 cm/año, para llegar a un máximo de 15 cm/año a los 26 Ma, con un grado de oblicuidad cercano a los 10° relativo al margen continental actual, siendo esta la convergencia más rápida y semi ortogonal del periodo (Figura 5). Este aumento de la convergencia estaría explicado por el quiebre de la placa Farallón en las nuevas placas de Nazca y Cocos (Pardo-Casas y Molnar, 1987). Estas nuevas condiciones se mantuvieron constantes hasta los 20 Ma, donde empezó a disminuir la tasa de convergencia hasta la actualidad, manteniendo una leve oblicuidad en la subducción entre ambas placas.



Figura 5: Evolución de la configuración tectónica de Sudamérica, desde el Cretácico hasta el Cenozoico tardío. Modificado de Zonenshayn et al. (1984).

### 2.1.2 UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

El margen occidental de Sudamérica ha sido dividido en diversas unidades morfoestructurales según sus características. En la zona de Chile central, entre 32°S y 35°S se distinguen cinco unidades con orientación preferente N-S, las cuales de oeste a este son: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera (Figura 6).

La Cordillera de la Costa está compuesta por cerros que rara vez superan los 2000 m s.n.m. y se puede subdividir a grandes rasgos en dos flancos. En el flanco oeste está conformada principalmente por basamento intrusivo y metamórfico del Paleoceno – Jurásico, cubierto por depósitos marinos del Mioceno tardío al presente. El flanco este está conformado por secuencias estratificadas del Jurásico Superior al Cretácico Superior que mantean al este y de granitos Cretácicos (Thomas, 1958 ; Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001; SERNAGEOMIN, 2003; Farías et al., 2008).

La Depresión Central corresponde a una cobertura de ignimbritas y sedimentos Cuaternarios que se extiende desde 33°S hasta 40°S, donde se caracteriza por separar los dominios cordilleranos de la costa y andino. Esta cobertura tiene como espesor máximo 500 m bajo el valle de Santiago (Araneda et al., 2000). El basamento de la Depresión Central corresponde a rocas Mesozoicas en el límite occidental y rocas Cenozoicas en el límite oriental (Farías et al., 2008). Dentro de la cuenca sobresalen cerros-isla como los cerros Chena y Lonquén cuyas alturas rondan los 550 m s.n.m. (Sellés y Gana, 2001).

La Cordillera Principal se puede dividir según sus características geológicas en tres: Cordillera Principal Oeste, Central y Este. La Cordillera Principal Oeste consiste en secuencias Cenozoicas que solo exhiben deformación importante en su flanco más occidental, constituidas por las formaciones Abanico y Farellones principalmente. La Cordillera Principal Central también está compuesta de rocas Cenozoicas, pero a diferencia de la anterior, la deformación es mucho más intensa. La Cordillera Principal Oriental está compuesta casi exclusivamente de secuencias deformadas Mesozoicas. Tanto la Cordillera Principal Central como Oriental constituyen las fajas plegadas y corridas reconocidas a esta latitud (Farías et al., 2008).

La Cordillera Frontal está constituida por rocas volcánicas pre – Jurásicas ácidas, las cuales se asocian al Grupo Choyoi. Estas rocas sobreyacen mediante una inconformidad a rocas sedimentarias del Carbonífero Superior – Pérmico Inferior (Llambías et al., 2003).

La Precordillera se compone principalmente por rocas de edad Paleozoico inferior. Hacia el este de estas tres últimas unidades se han desarrollado cuencas de antepaís desde el Mioceno hasta el Holoceno (Figura 6).

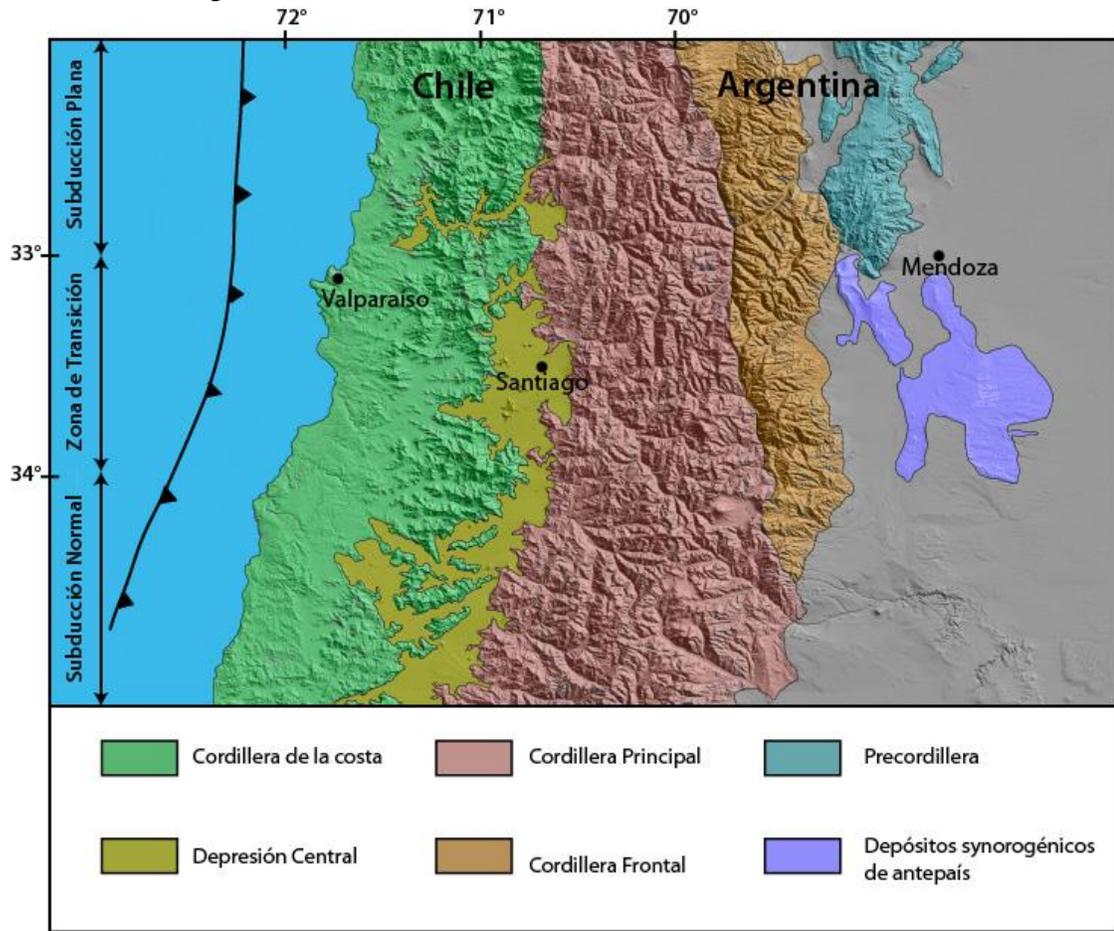


Figura 6: Segmentación morfoestructural Andina entre 32° y 35°S, basado en Charrier y Muñoz (1994); Tasara y Yáñez (2003) y Giambiagi et al. (2008).

## 2.2 ROCAS ESTRATIFICADAS

A continuación se describen las principales formaciones reportadas en trabajos anteriores con influencia en la zona de estudio (Figura 7).

### 2.2.1 FORMACIÓN CERRO MORADO

Carter y Aliste (1962) definieron esta formación como una potente secuencia de rocas volcánicas verdosas, compuesta principalmente por tobas y brechas. Aflora al norte del valle de Catemu, en una franja de 4 km de ancho. Carter y Aliste (1962) reportan el contacto con la subyacente Fm. Veta Negra como discordante, sin embargo Thomas (1958) y Rivano et al.

(1993) observan que la base de la Fm. Las Chilcas, la que es equivalente a la Fm. Cerro Morado, se apoyaría de forma concordante sobre la Fm. Veta Negra. Suprayacente a esta formación se encuentra la Fm. Las Chilcas mediante un contacto discordante (Carter y Aliste, 1962). Su espesor varía entre 1750 y 1800 m.

Corresponde a una secuencia predominantemente volcánica compuesta por tobas andesíticas de color morado, potentes niveles muy homogéneos de tobas líticas de color café, de textura brechosa, lavas andesíticas y traquíticas. Se reconocen además intercalaciones y lentes de conglomerados de hasta varias decenas de metros de espesor.

Su edad está estimada a partir de su posición estratigráfica, entre 117 y 105 Ma (Carter y Aliste, 1962; Boyce, en preparación).

### 2.2.2 FORMACIÓN LAS CHILCAS

Definida por Thomas (1958), corresponde a una secuencia principalmente volcánica y sedimentaria continental, cuya potencia es de aproximadamente 3.000 m de espesor. Sobreyace en discordancia y en algunos lugares en aparente concordancia sobre la Fm. Cerro Morado (Thomas, 1958; Rivano et al., 1993) y subyace en discordancia de erosión a la Fm. Lo Valle (Wall et al., 1999). En la base de la formación, se encuentran rocas piroclásticas dacíticas a riolíticas con intercalaciones de lavas basálticas, las cuales van gradando hacia el techo a conglomerados, areniscas con restos vegetales e intercalaciones de calizas marinas. En el techo se encuentran lavas basálticas y andesítico basálticas (Thomas, 1958; Wall et al., 1999). Jara y Charrier (2014) le asignan un ambiente marino somero con influencias mareales durante el Cretácico Inferior (Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001; Tunik y Álvarez, 2008).

Según la fauna fósil recolectada, junto con dataciones radiométricas U-Pb en circón y K/Ar en roca total de 109 Ma y 83 Ma, se le asigna una edad Aptiano – Campaniano (Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001).

### 2.2.3 FORMACIÓN LO VALLE

Definida por Thomas (1958) como una secuencia de tobas de composición andesítica a riolítica, con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias continentales fluviales y lacustres con restos de troncos fósiles. Su espesor varía entre los 700 y 1.800 m, existiendo una variación N-S respecto a su potencia (Wall et al., 1999; Fuentes et al., 2000; Fuentes, 2004).

Dataciones radiométricas permiten asignarle una edad Maastrichtiana Superior (Vergara y Drake, 1978; Gana y Wall, 1997). Cubre en discordancia de erosión a la Fm. Las Chilcas y subyace en discordancia de erosión a la Fm. Abanico. Evidencias geocronológicas muestran un hiatus Maastrichtiano superior (Paleoceno?) – Eoceno entre las formaciones Lo Valle y Abanico (Gana y Wall, 1997; Wall et al., 1999; Fuentes et al., 2000; Fuentes et al., 2002; Fuentes, 2004). El ambiente formación es continental subaéreo, principalmente volcánico (Nasi y Thiele, 1982).

## 2.2.4 ESTRATOS DEL CORDÓN LOS RATONES

Unidad informal definida por Sellés y Gana (2001) constituida por una secuencia volcánica y subvolcánica, que posee intercalaciones sedimentarias continentales, de aproximadamente 450 m de potencia total. Aflora en el cordón de cerros del mismo nombre al sur del río Maipo y en pequeños cerros isla al sur de este sector. Su base no aflora y se infiere una relación de discordancia con la suprayacente Fm. Abanico, esto debido a la falta de continuidad de pliegues e intrusiones ácidas al pasar a la formación superior (Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005).

Está intruida por ‘stocks’ y diques datados en 36 y 22 Ma. Los estratos basales consisten en tobas de lapilli y brechas piroclásticas, además de escasas lavas andesíticas e intercalaciones sedimentarias. Hacia el techo se intercalan, gradualmente, tobas de lapilli y de ceniza de composición dacítica a riolítica. Su correlación litoestratigráfica más probable es con la Fm. Lo Valle del Cretácico Superior que aflora 45 km al norte (Thomas, 1958; Wall et al., 1999), sin embargo, una edad radiométrica reportada por Fock (2005) de  $43,0 \pm 0,4$  Ma, realizada en una toba ubicada al este de la localidad de Chada, le asignó una edad mínima Eocena media.

La ausencia de antecedentes geocronológicos impide precisar la edad absoluta de estos estratos. Con lo anterior, se le asigna una edad Cretácico Superior? – Eoceno? (Sellés y Gana, 2001).

## FORMACIÓN ABANICO

Formación descrita por Aguirre (1960) como Fm. Abanico en el cerro homónimo y por Klohn (1960) como Fm. Coya – Machalí, entre 34°S - 36°S. Esta unidad está constituida por lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales (fluviales, aluviales y lacustres), las cuales forman lentes de hasta 500 m de espesor (Charrier et al., 2002; Nyström et al., 2003).

El espesor de los depósitos alcanzan un promedio de 3500 a 4000 m, considerando en esto numerosas intrusiones de filones – manto y lacolitos andesíticos (Thiele, 1980). La distribución regional de estos depósitos va desde 32°S a 38°S dispuesta en dos franjas de orientación ~NS separadas por la Fm. Farellones (Charrier et al., 2002, 2005, 2009).

La franja oriental de la Fm. Abanico está en contacto con secuencias mesozoicas a través de grandes fallas regionales (Baeza, 1999; Godoy et al., 1999; Bustamante, 2001; Charrier et al., 2002), mientras que la franja occidental, en el norte, se encuentra en contacto por falla con la Fm. Lo Valle, o concordante con un hiatus de 35 Ma. (Gana y Wall, 1997; Fuentes et al., 2000; Fuentes, 2004; Fock, 2005). En el valle del río Mapocho, los estratos de la Fm. Abanico cabalgan los depósitos de la Depresión Central a través del sistema de fallas vergente al oeste denominado sistema de fallas San Ramón (Charrier et al., 2002, 2005, 2009; Fock, 2005; Fock et al., 2006;

Armijo et al., 2009; Farías et al., 2010; Rauld, 2011; Quiroga, 2013). En el sector sur, específicamente en la localidad de Angostura de Paine, el contacto que se observa es una discordancia de erosión con la Fm. Las Chilcas, evidenciándose un hiatus de 90 millones de años entre ambas (Sellés, 2000b; Fock, 2005).

El contacto con la suprayacente Fm. Farellones es transicional y muy variado, llegando a reportarse, tanto discordante como pseudo – concordante en diversas áreas (Charrier et al., 2002).

Numerosas dataciones y estudios de fauna fósil de mamíferos contenida en ella, permiten asignarle una edad Eoceno Superior – Mioceno (Wyss et al., 1994; Charrier et al., 1996, 2002; Gana y Wall, 1997; Sellés, 1999, 2000b; Fuentes et al., 2000, 2002).

Los productos volcánicos de la Fm. Abanico son de afinidad toleítica, con contenidos de potasio bajo a medio y con un bajo enriquecimiento en elementos traza móviles (Sellés, 1999, 2000a). Sus bajas razones de La/Yb reflejan una evolución caracterizada por fraccionamiento de fases minerales anhidras y de baja presión (olivino y piroxeno) (Sellés, 1999, 2000a). El ambiente depositacional correspondería a una cuenca continental extensional de intraarco (Charrier et al., 2002, 2009; Fock, 2005; Muñoz - Saez et al., 2014).

## 2.2.5 FORMACIÓN FARELLONES

Descrita por Klohn (1960) como una secuencia compuesta de lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas. Las lavas manifiestan un claro predominio sobre las tobas y brechas. El espesor de la unidad se estima en 2.500 m, pero aumentado por los numerosos mantos intrusivos y lacolitos que se encuentran intercalados en la secuencia (Thiele, 1980).

El límite inferior está marcado por un contacto transicional y con amplias variaciones norte – sur y este – oeste con la Fm. Abanico. El techo de la formación corresponde a la actual superficie de erosión (Thiele, 1980; Rivano et al., 1990; Charrier et al., 2002).

La edad asignada a la Fm. Farellones es Miocena de acuerdo con dataciones radiométricas (Beccar et al., 1986; Sellés, 1999; Aguirre et al., 2000; Fuentes, 2004). La Fm. Farellones se ha correlacionado con formaciones de edades similares en el lado argentino (Conglomerados de Tunuyán y Agua de la Piedra) (Giambiagi et al., 2003). El ambiente depositacional correspondería al de una cuenca de intraarco invertida tectónicamente (Charrier et al., 2002).

## 2.3 ROCAS INTRUSIVAS

### 2.3.1 INTRUSIVOS HIPABISALES DEL MIOCENO INFERIOR – MIOCENO MEDIO

Corresponden a stocks y diques porfíricos andesíticos a dacíticos de anfíbola, de hasta 6 km<sup>2</sup> de superficie, que intruyen los Estratos del Cordón de Los Ratones y el nivel inferior de la Fm. Abanico en el cordón Los Ratones y en los cerros al oeste de El Principal respectivamente (Sellés y Gana, 2001). Una edad K-Ar en roca total de  $15 \pm 1$  Ma (Sellés y Gana, 2001) obtenida

al oriente de los cerros de El Principal y datos radiométricos en cuerpos similares al norte del río Maipo, que reportan edades entre 20 – 17 Ma (Drake et al., 1976; Gana y Wall, 1997), permiten asignarles una edad Miocena inferior a Miocena media (Sellés y Gana, 2001).

Los contenidos de elementos mayores y en trazas de estos intrusivos describen un patrón calcoalcalino de potasio bajo a medio (Sellés, 1999; Sellés y Godoy, 2000).

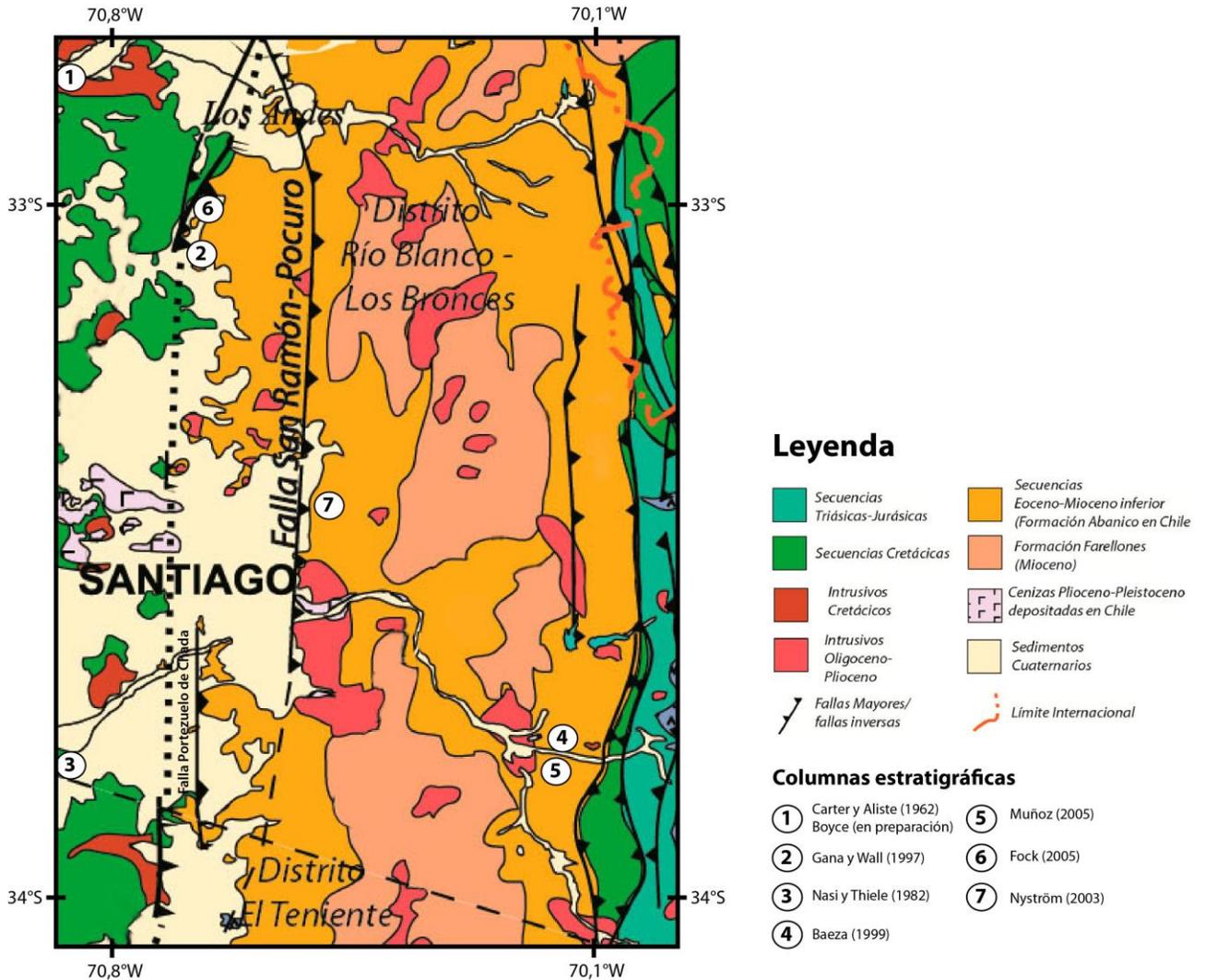


Figura 7: Mapa geológico regional. Los círculos con números indican las columnas estratigráficas utilizadas en las secciones siguientes para realizar correlaciones. Modificado de Farías et al. (2008).

## 2.3.2 INTRUSIVOS DEL EOCENO – MIOCENO INFERIOR

### 2.3.2.1 GRANODIORITA LA OBRA

Intrusivo granodiorítico a monzogranítico de biotita y anfíbola que intruye a la Fm. Abanico en el borde oeste de la Cordillera Principal. Tiene una distribución norte – sur, en una franja de aproximadamente 20 km<sup>2</sup>. Dataciones K-Ar en biotita señalan edades de 22,0 ± 0,6 y 19,3 ± 1,0 Ma (Sellés y Gana, 2001) permitiendo asignarle una edad Miocena inferior.

Estas rocas presentan una tendencia calcoalcalina, con mediano contenido de potasio, evolucionadas principalmente mediante fraccionamiento de minerales anhidros (Kurtz et al., 1997).

### 2.3.2.2 INTRUSIVOS HIPABISALES INTERMEDIOS – BÁSICOS

Agrupación de stocks, cuellos volcánicos, filones manto y diques que intruyen la Fm. Abanico y los Estratos del Cordón de Los Ratones en los Cerros de El Principal y al este de la localidad de Huelquén, y a la Fm. Las Chilcas y el miembro inferior de la Fm. Abanico en la Localidad de Chada. Poseen un exposición de hasta 3 km<sup>2</sup>, son de composición intermedia a básica y de color gris medio a verde oscuro (Sellés y Gana, 2001). Dataciones radiométricas mediante K-Ar y <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar de intrusivos ubicados al norte del río Maipo que son química y petrográficamente similares ubicados en el intervalo de 34 – 19 Ma, permiten asignarle una edad Eoceno Superior – Mioceno Inferior (Wall et al., 1999).

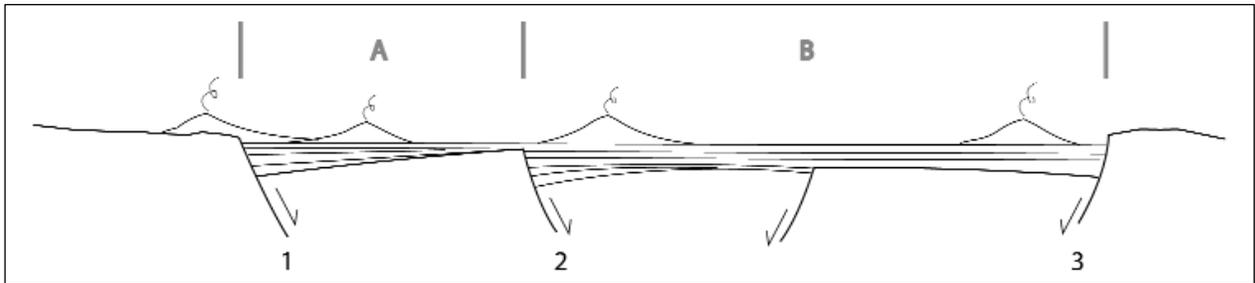
Los intrusivos son de carácter toleítico, derivados de magmas anhidros, con bajo enriquecimiento de elementos incompatibles, las que al ser similares a lavas coetáneas de la Fm. Abanico se interpretan como sus conductos alimentadores (Kay y Kurtz, 1995; Sellés, 1999, 2000a).

## 2.4 ESTRUCTURAS

En la zona de estudio y cercanías se distinguen tres fallas de primer orden, las que poseen un rumbo aproximado N-S (Fock et al., 2006; Farías et al., 2008; Pinto et al., 2010, Muñoz - Saez et al., 2014). Estas de oeste a este corresponden a:

1. Los Ángeles – Infernillo – Portezuelo de Chada, manteando al este.
2. Pocuro – San Ramón, manteando al este.
3. Falla El Diablo – Las Leñas – El Fierro, manteando al oeste.

Estas fallas delimitaron dos compartimientos principales y subsidentes de la Cuenca de Abanico (Figura 8), en donde el compartimiento oriental arrojó el mayor espesor de depósitos volcánicos y volcanoclásticos, que superan los 3.000 m de espesor (Charrier et al., 2009).



**Figura 8: Arquitectura tentativa de la cuenca de Abanico que muestra las fallas principales que participaron en la extensión de la cuenca y los compartimientos principales (A y B). 1) Falla Los Ángeles -Infiernillo - Portezuelo Chada, 2) Falla Pocuro - San Ramón, 3) Falla El Diablo - Las Leñas - El Fierro. Tomado de Charrier et al., 2009.**

Estas fallas corresponderían a fallas normales posteriormente invertidas debido a un régimen compresivo generalizado derivado del aumento de la tasa de convergencia de las placas (Hartley et al. 2000; Charrier et al., 2007) (Figura 4).

## 2.5 LA CUENCA DE ABANICO

### 2.5.1 INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Abanico corresponde a una de las principales cuencas continentales de intraarco Cenozoicas desarrolladas en la parte sur de los Andes Centrales. Sus depósitos se extienden desde  $\sim 29^{\circ}\text{S}$  a  $\sim 39^{\circ}\text{S}$  en el territorio chileno, para luego prolongarse hacia Argentina, más al sur (Charrier et al., 2005). Su orientación es principalmente N-S, con un ancho aproximado de 70 a 80 km (Fock, 2005; Muñoz - Saez et al., 2014)(Figura 9).

Los depósitos de la cuenca afloran en la vertiente occidental de la Cordillera Principal entre  $32^{\circ}\text{S}$  y  $35^{\circ}\text{S}$  y consisten en lavas intermedias a félsicas, depósitos volcanoclásticos, y localmente se encuentran gruesas intercalaciones sedimentarias principalmente lacustres (Charrier et al., 2002; Fock, 2005; Jara y Charrier, 2014; Muñoz et al., 2014).

El máximo espesor observado para la Cuenca de Abanico en su compartimiento occidental es de  $\sim 1.300$  m, mientras que en el compartimiento oriental es de más de 3.000 m. En el depocentro oriental se encuentran los depósitos sinorogénicos de la Fm. Farellones, los que sumados a los 3.000 m de la Fm. Abanico alcanzan los 6.000 m de depósitos (Charrier et al., 2002, 2005, 2007).

La evolución de la Cuenca se puede subdividir en dos grandes etapas, la etapa de extensión y generación de la cuenca y la etapa de inversión de la misma. La etapa a estudiar en este trabajo corresponde a la extensión, la que se detallará a continuación.

### 2.5.2 EXTENSIÓN DE LA CUENCA DE ABANICO

La extensión de la Cuenca de Abanico en Chile central ( $33^{\circ}\text{S}$  -  $36^{\circ}\text{S}$ ) se relacionaría con la exhumación de la Cordillera de la Costa, que a través de termocronología mediante trazas de

fisión en apatitos (Farías et al., 2008), ubican este episodio de exhumación en el Eoceno medio (Charrier et al., 2009).

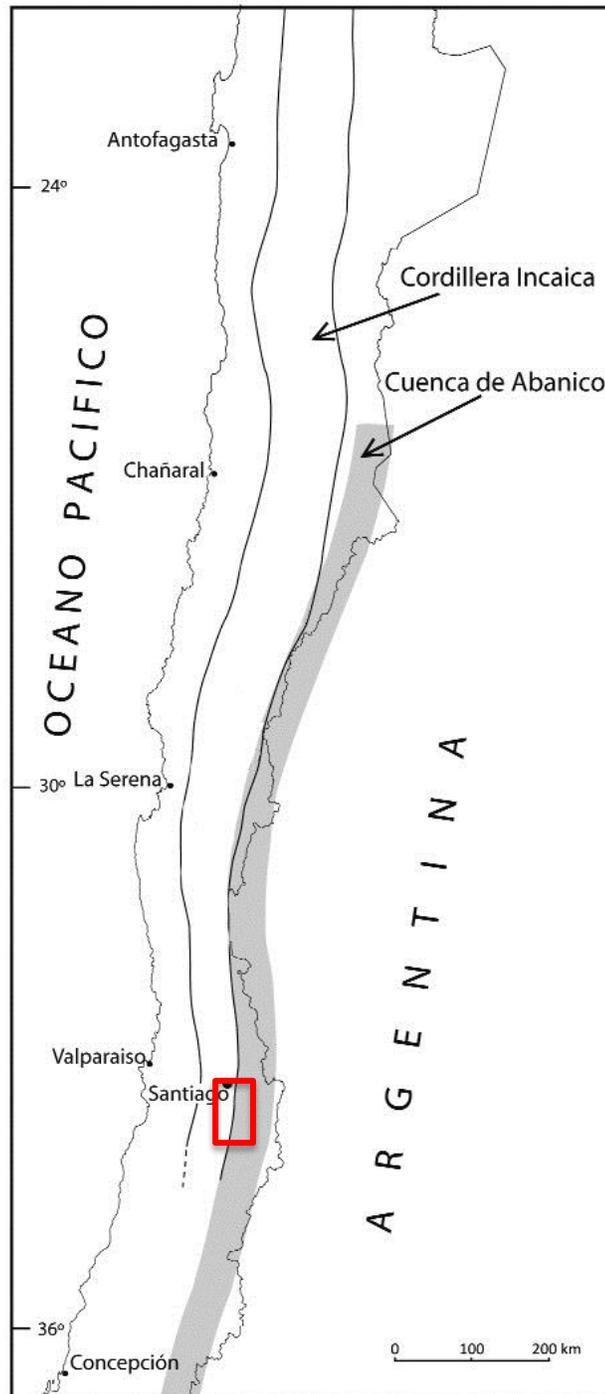
De acuerdo con lo anterior, la extensión de la Cuenca de Abanico se iniciaría en el Eoceno medio, ligeramente anterior a los  $43,0 \pm 0,4$  Ma, edad correspondiente a los depósitos más antiguos conocidos (Estratos del Cordón de los Ratones, (Sellés y Gana, 2001)) de la Cuenca de Abanico y se extendió durante el Oligoceno (Charrier et al., 2009).

#### 2.5.2.1 EVIDENCIAS DE LA EXTENSIÓN

Una de las evidencias del desarrollo extensional de la Cuenca de Abanico es el gran espesor de la formación homónima, lo que revela la existencia de un gran depocentro. Lo anterior, sumado a la existencia de intercalaciones lacustres en los depósitos volcánicos, indican la existencia continua de extensas áreas deprimidas (Charrier et al., 2002). Otra evidencia registrada en la estratigrafía de la cuenca es la existencia de estratos de crecimiento en el valle del Maipo, Volcán, Las Leñas y en las cercanías de las Termas del Flaco. Al este de estas estructuras se encuentra la Falla El Fierro, la que corresponde a una falla de alto ángulo vergente al este que ha sido interpretada como una falla normal invertida que probablemente controló el desarrollo del borde oriental de la cuenca (Charrier et al., 2002). Por último, al oeste de las Termas del Flaco se encuentran series volcanoclásticas de 1.000 m de espesor que contienen fósiles de mamíferos considerablemente más antiguos incluso que los recolectados en Termas del Flaco (Wyss et al., 1994; Charrier et al., 2002; Flynn et al., 2003).

Las estructuras principales en la Cuenca de Abanico están orientadas N-S y corresponden a corrimientos de alto ángulo, por lo que probablemente corresponden a fallas normales invertidas. Además de las estructuras principales, se observan fallas orientadas WNW – ESE que probablemente controlan el emplazamiento de intrusivos menores (Rivera y Cembrano, 2000) y revelan la posible existencia de zonas de acomodación asociadas al desarrollo de la cuenca (Charrier et al., 2002).

Las formaciones Abanico y Farellones presentan características típicas de rocas de arco, como enriquecimiento de elementos LILE sobre HSFE y una marcada fosa Nb – Ta en los diagramas multielemento (Nyström, 2003; Kay et al., 2005). Sobre la base de estas características y las bajas razones La/Yb, se ha inferido que la Fm. Abanico se generó producto de la actividad de un arco toleítico desarrollado en una corteza adelgazada de aproximadamente 30 – 35 km (Nyström, 2003; Kay et al., 2005). Sumado a lo anterior, estudios de madurez termal en los potentes depósitos indican una alta subsidencia, que junto con los altos flujos calóricos sugieren que el mecanismo fue extensional (Charrier et al., 2002).



**Figura 9:** Distribución tentativa de la cuenca de Abanico y Cordillera Incaica desarrollada durante la orogenia Incaica en el Eoceno medio (Charrier et al., 2009). Rectángulo rojo indica zona de estudio.

## 2.6 ESTRATIGRAFÍA TRABAJOS PREVIOS

En esta sección se realizará una profundización de la estratigrafía de las formaciones descritas en la sección 2.2, donde se revisarán las columnas estratigráficas de las formaciones Cerro Morado y Las Chilcas (Boyce, en preparación), Fm. Lo Valle (Nasi y Thiele, 1982; Gana y Wall, 1997) y de la Fm. Abanico (Gana y Wall, 1997; Baeza, 1999; Nyström, 2003; Muñoz, 2005). Estas columnas se utilizarán en secciones posteriores del trabajo.

### 2.6.1 FORMACIÓN CERRO MORADO

Esta formación descrita en los trabajos de Carter y Aliste (1962) y Boyce (en preparación), se define como una secuencia predominantemente volcánica compuesta por tobas andesíticas de color morado, potentes niveles muy homogéneos de tobas líticas de color café de textura brechosa, lavas andesíticas y traquíticas.

Boyce (en preparación) definió dos unidades correlacionadas entre sí que pertenecerían a la Fm. Cerro Morado:

Unidad B1: aflora en la ladera oriental del valle de Catemu y en los cerros que separan este valle del estero Guayacán. En su base se encuentran lavas andesíticas moradas vesiculares, brechosas, porfíricas grises y un nivel de tobas. En la sección media y superior de la columna levantada en la zona de Catemu, se observa una potente sucesión de lavas traquíticas y andesíticas brechosas, que se intercalan con lavas andesíticas grises. Presenta un espesor aproximado de 1400 m.

Unidad B2: unidad volcánica compuesta principalmente por andesitas, basaltos y tobas líticas. Su base es desconocida, por lo que el espesor medido de 580 m de la columna sería mínimo. Esta unidad se correlaciona con la columna descrita por Carter y Aliste (1962) para la Fm. Cerro Morado, al norte del río Aconcagua en el valle de Catemu.

### 2.6.2 FORMACIÓN LAS CHILCAS

Las rocas de esta formación corresponden principalmente a brechas sedimentarias y conglomerados volcanoclásticos con intercalaciones de niveles finos y menores cantidades de lavas andesíticas. Boyce (en preparación) dividió esta formación en tres miembros: (1) El Miembro Pitipeumo (Figura 10), donde se observa una predominancia de niveles finos por sobre los conglomerados, (2) el Miembro Tabón (Figura 10), donde existe una marcada predominancia de brechas y conglomerados y (3) el Miembro El Calvario (Figura 10), el cual corresponde a las rocas más jóvenes de esta formación, que se compone de intercalaciones de brechas andesíticas, andesitas masivas, niveles masivos de conglomerados y potentes niveles de brechas sedimentarias.

La edad de las rocas de esta formación van desde los 105 a los 82 Ma, lo que la ubicaría en el Cretácico Superior temprano (Boyce, en preparación).

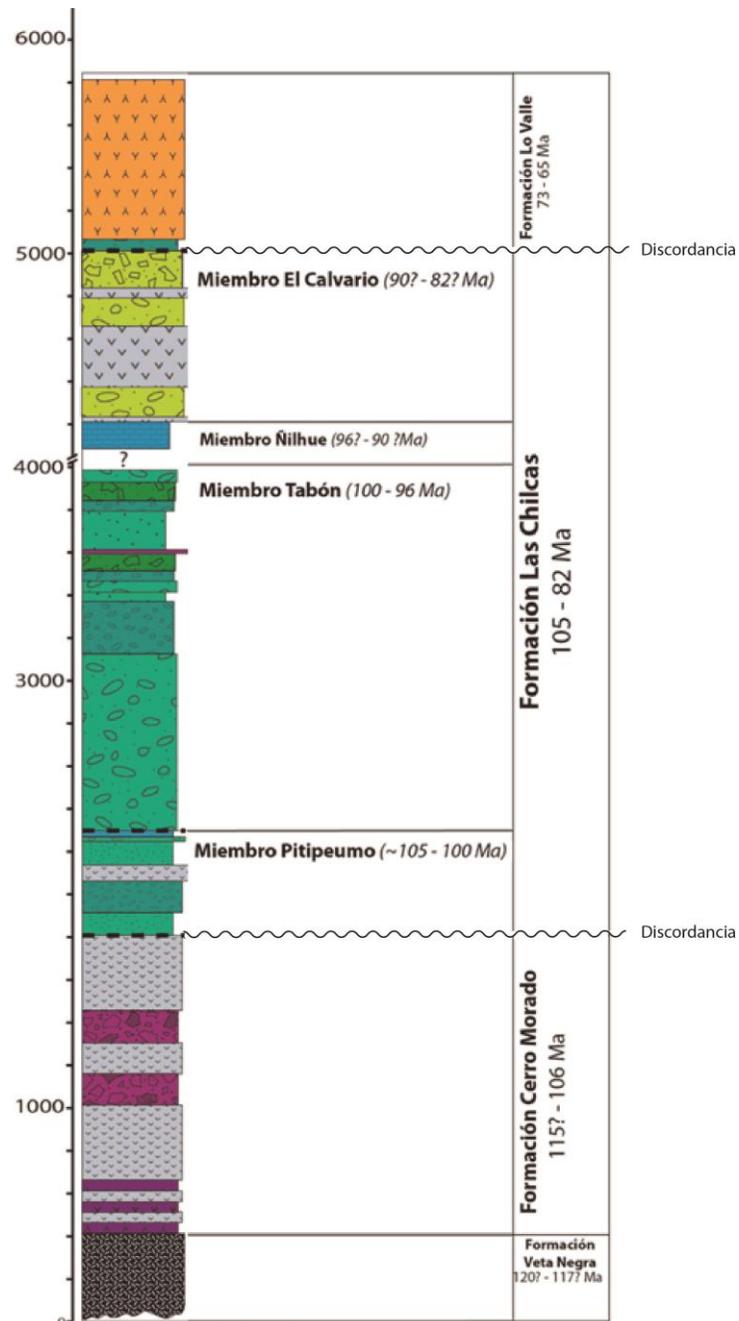


Figura 10: Columna estratigráfica generalizada de formaciones Cretácicas. Modificado de Boyce (en preparación).

### 2.6.3 FORMACIÓN LO VALLE

Los trabajos revisados que hacen referencia a esta formación corresponden al trabajo realizado por Nasi y Thiele (1982) en el sector del morro Las Cabras y cerro Tralcaca (Laguna de Aculeo) y por Gana y Wall (1997) en el Estero Chacabuco (norte de Santiago). Se seleccionaron estos trabajos debido a la cercanía con las fallas de borde de cuenca del compartimiento occidental de la Cuenca de Abanico.

Gana y Wall (1997) definen la secuencia basal como 30-50 m de conglomerados y areniscas fluviales rojas, conglomerádicas amarillentas y dos niveles de tobas intercaladas,

sobreyace a lo anterior 40 m de tobas amarillas con intercalaciones de lavas brechosas y 70-100 m de tobas dacíticas rosado violáceas. La columna continúa con 400 m de tobas riódacíticas brechosas, 350 m de tobas rosadas con pómez colapsadas de hasta 5-6 cm de largo y 900 m de tobas de lapilli y brechas piroclásticas andesíticas y dacíticas. En la columna de Nasi y Thiele (1982) los últimos 925 m corresponden a 100 m de tufitas con matriz color rojizo y fragmentos de plagioclasa de 0,2 – 0,4 mm con calcita de alteración diseminada, 525 m de ignimbritas y 300 m de lavas andesíticas, verdosas a pardo – amarillentas, ligeramente alteradas.

Nasi y Thiele (1982)

Gana y Wall (1997)

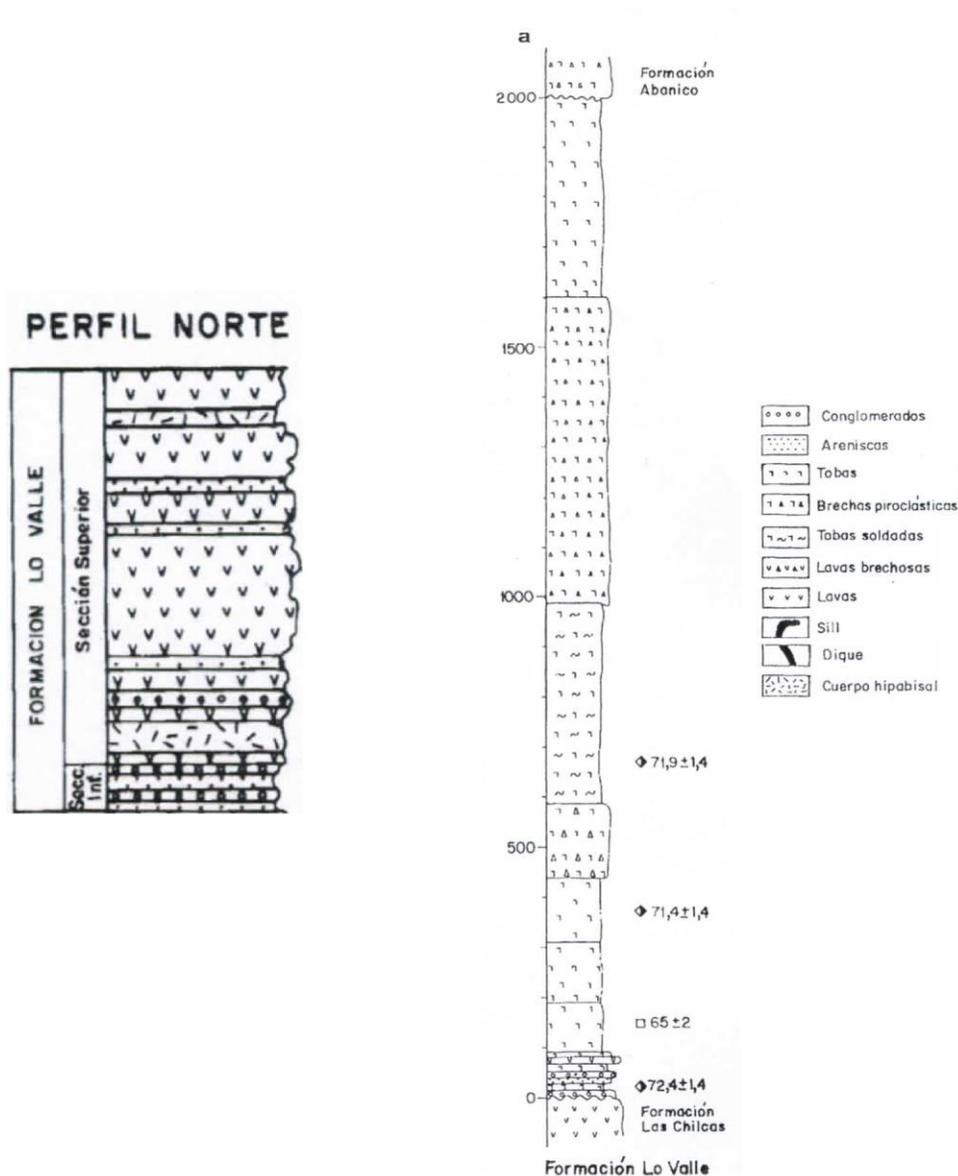


Figura 11: Columnas estratigráficas de la Formación Lo Valle. Izquierda Nasi y Thiele (1982), derecha Gana y Wall (1997).

## 2.6.4 FORMACIÓN ABANICO

Las columnas estratigráficas presentadas a continuación (Figura 12) corresponden a los trabajos de Baeza (1999) y Muñoz (2005), las que se realizaron en la ribera norte y sur del río El Volcán respectivamente (localidades indicadas en Figura 7). La elección de estas columnas para esta sección del estudio se debe a que corresponden a las columnas con los depósitos más antiguos reconocidos de la Fm. Abanico fuera de la zona de estudio, las que además fueron correlacionadas entre sí por Fock (2005). Se utilizarán para comparar el compartimiento oriental y occidental de la Cuenca de Abanico.

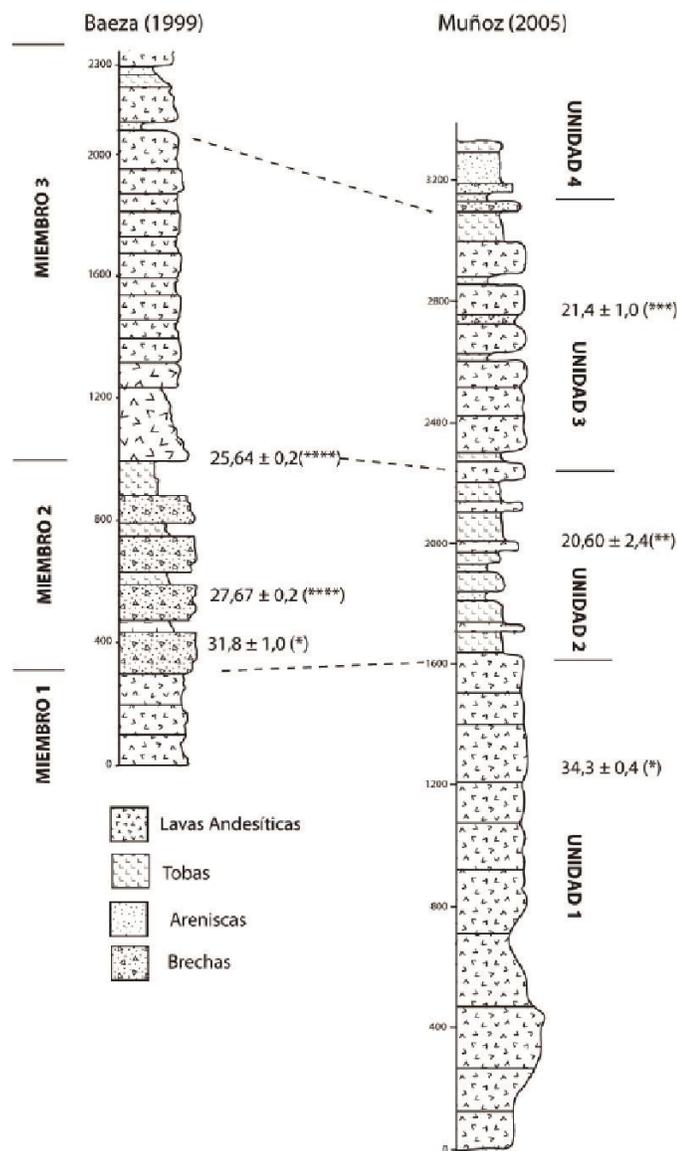


Figura 12: Correlación columnas de Baeza (1999) y Muñoz (2005). (\*) Edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Máxima en plagioclasa, Muñoz (2005); (\*\*) Edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa basada en un paso, Muñoz (2004); (\*\*\*\*) Edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  plateau en plagioclasa, Muñoz (2005); (\*\*\*), Edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Máxima en plagioclasa, Baeza (1999). Obtenida de Fock (2005).

En ambas columnas, las secciones basales de la Fm. Abanico se componen principalmente de lavas andesíticas afaníticas y porfíricas, seguidas por brechas piroclásticas, tobas, volcanoarenitas y en menor cantidad limolitas. Fock (2005) agrupó estas secciones basales en 2 unidades:

UNIDAD A: basaltos, andesitas basálticas y andesitas con intercalaciones menores de brechas volcánicas y subordinadamente areniscas (Baeza, 1999; Muñoz, 2005). A esta unidad se le asignó una edad Eoceno superior (?) – Oligoceno medio (Fock, 2005).

UNIDAD B: tobas de ceniza y lapilli lítico cristalinas, con intercalaciones de sedimentitas volcanoclásticas, y subordinadamente lavas básicas a intermedias (Baeza, 1999; Muñoz, 2005). A esta unidad se le asignó una edad Oligoceno medio a superior (Fock, 2005).

Muñoz (2005) describió texturalmente las lavas de estas unidades (mayoritariamente unidad A) como hipidiomórficas a porfíricas, con una masa fundamental vitrocrystalina u holocrystalina donde se desarrollan en parte texturas traquíticas. Los constituyentes minerales principales son plagioclasa, clinopiroxeno y en menor abundancia pseudomorfos de olivino y minerales opacos. Los minerales accesorios dispersos en la masa fundamental corresponden a apatito y muy subordinadamente circón. La plagioclasa es el mineral más abundante llegando a constituir más del 90% de la roca total.

Las tobas (representadas en la unidad B), por otro lado, corresponden a tobas de ceniza y lapilli compuestas por pómez, cristales y líticos. Los fragmentos líticos son en su totalidad rocas ígneas porfíricas, vitrocrystalinas u holocrystalinas y en menor medida holocrystalinas de grano fino y tobas vítreas. En todas, el mineral principal es la plagioclasa, que se encuentra euhedral a anhedral desde 0,1 a 4 mm de tamaño aproximado. La matriz cinerítica alcanza entre un 5% y 90% de la roca. En general el vidrio presenta recristalización parcial, principalmente reemplazado por filosilicatos máficos y epidota (Muñoz, 2005).

A continuación se presentan los trabajos de Gana y Wall (1997) y de Nyström et al. (2003), trabajos realizados en el extremo occidental de la Cuenca de Abanico.

Gana y Wall (1997) describieron dos columnas estratigráficas para la Fm. Abanico en el noroeste de Santiago, las cuales se encuentran cercanas al contacto con las rocas Cretácicas:

En la columna a (Figura 13) levantada en el sector Quilapilún – Cerro Cuesta Chacabuco, se observa que la Fm. Abanico se apoya en aparente concordancia con la Fm. Lo Valle y sus estratos basales están constituidos por lavas andesíticas brechosas morado verdosas con intercalaciones de andesitas afaníticas verdes. Subiendo en la secuencia se encuentran niveles de 8 a 10 m de espesor de brechas piroclásticas gradando a lavas andesíticas porfíricas y lavas afaníticas andesíticas a dacíticas brechosas. Los niveles superiores están constituidos por brechas piroclásticas de bloques andesíticos, basálticos y tobas de lapilli dacíticas.

En la columna b (Figura 13), levantada en el sector Chicureo – La Dehesa, no se distingue la relación de contacto con las rocas subyacentes. En la base afloran 500 m de tobas soldadas de composición ácida a intermedia, sobreyacen a las tobas 150 m de andesitas y basaltos afaníticos y porfíricos, 80 – 120 m de epiclastitas con intercalaciones lávicas y 200 m de lavas andesíticas. Hacia el techo se observa una secuencia de 400 m de tobas, tufitas y brechas piroclásticas de composición dacítica.

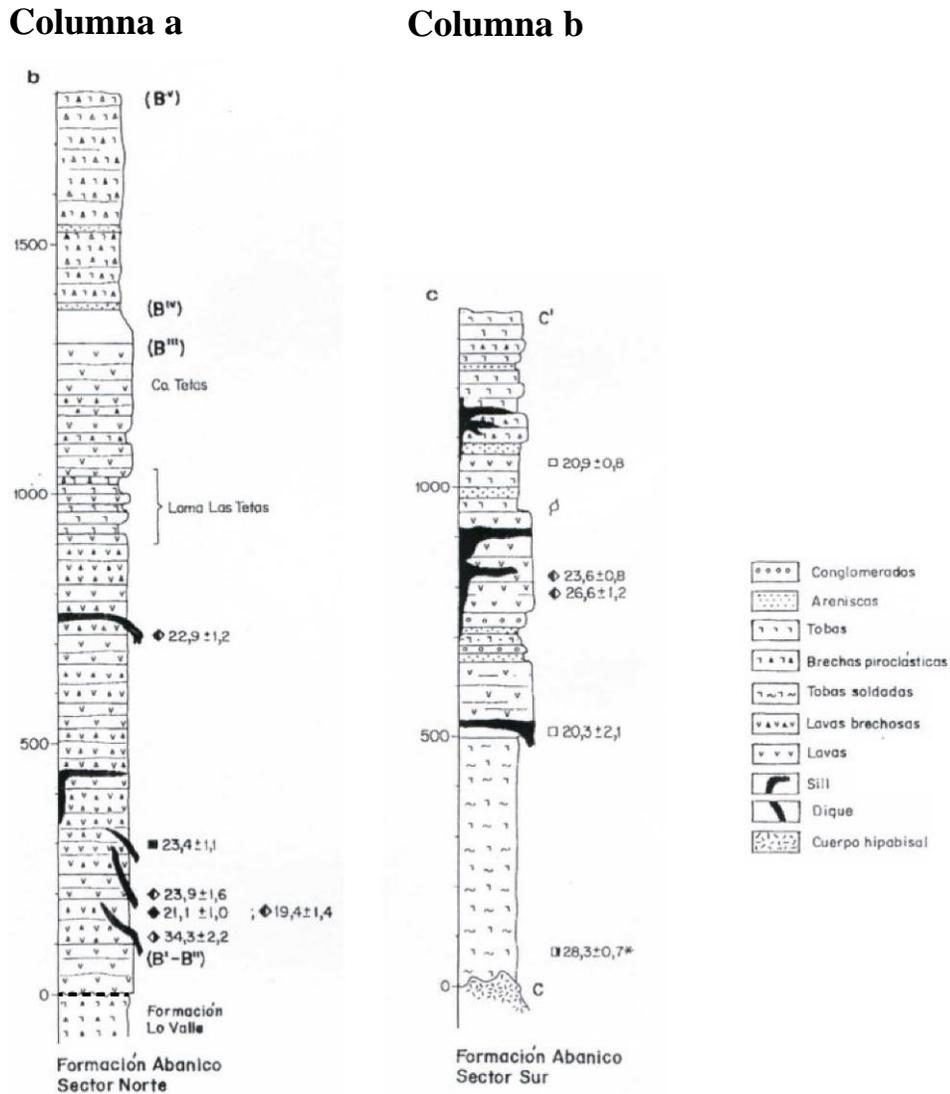


Figura 13: Columnas estratigráficas de la Formación Abanico en el sector Quilapilún – Cerro Cuesta Chacabuco (izquierda) y sector Chicureo – La Dehesa (derecha). Gana y Wall (1997).

Nyström et al. (2003) realizó un cuadro litoestratigráfico generalizado para las formaciones Abanico y Farellones (Figura 14). La Fm. Abanico la subdividió en dos miembros: el miembro inferior corresponde a una secuencia basal de lavas basálticas a andesíticas basálticas y depósitos lacustres, la que es sobreyacida por una secuencia de flujos de ceniza riolíticas a dacíticas y tobas de caída, menores depósitos lacustres y lavas basálticas a andesíticas. El miembro superior corresponde a lavas basálticas a andesitas basálticas.

Farellones Formation (Early Miocene)	Upper member (600 m) Andesite to basaltic andesite lavas	FAR-76 (BA) <sup>d</sup> FAR-74 (BA) FAR-78 (A) FAR-90 (A) FAR-87 (D)	16.6 ± 0.7 Ma <sup>†</sup>
	Rhyolite domes and rhyolite to dacite lavas	FAR-12 (R)	17.3 ± 0.3 <sup>‡</sup> 18.1-18.6 ± 0.6 <sup>†</sup>
	Middle member (850 m) Basaltic andesite lavas (dacite and andesite lavas, and coarse conglomerates)	FAR-1 (BA) FAR-9 (BA)  FAR-24 (BA) FAR-35 (D) FAR-107 (BA)	19.1 ± 0.7 <sup>§</sup>  (18.5 ± 0.2) <sup>‡</sup>  21.6 ± 0.2 <sup>§</sup>
Lower member (700 m) Rhyolitic ash flows and fallout tuffs (basaltic andesite lavas and lacustrine deposits, in part turbidites) Co-ignimbrite lag-fall breccias	FAR-115 (R) <sup>p</sup> FAR-123 (R) <sup>p</sup> FAR-128 (R) <sup>p</sup> FAR-71 (BA) MAP-41 (BA) MAP-38 (R) <sup>p</sup> MAP-33 (D) <sup>p</sup>		
Abanico Formation (Early to Late Oligocene)	Upper member (1200 m)  Basalt and basaltic andesite lavas (andesite lavas and lacustrine deposits)	MAP-26 (B) MAP-25 (A)  MAP-23 (B)  MAP-19 (BA)	
	Lower member (>1900 m) Rhyolitic to dacitic ash flows and fallout tuffs, and lacustrine deposits, in part turbidites; basalt to andesite lavas	MAP-12 (R) <sup>p</sup> MAP-8 (A) MAP-5 (R) <sup>p</sup>	25.2 ± 0.1 <sup>#</sup> 25.6 ± 0.6-1.1 <sup>††</sup>
	Basalt to basaltic andesite lavas and lacustrine deposits	RB-9 (B)	30.9 ± 1.9 <sup>††</sup>

<sup>†</sup> K-Ar (whole rock), Beccar et al. (1986).

<sup>‡</sup> K-Ar (plagioclase), Drake et al. (1976).

<sup>§</sup> <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar (plagioclase), Aguirre et al. (2000).

<sup>#</sup> K-Ar (plagioclase), Vergara and Drake (1979).

<sup>††</sup> <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar (plagioclase), Vergara et al. (1999).

**Figura 14: Cuadro litoestratigráfico generalizado para las formaciones Abanico y Farellones en sus localidades típicas, al este de Santiago. Nyström et al. (2003).**

### 3 GEOLOGÍA LOCAL

#### 3.1 INTRODUCCIÓN

La estratigrafía en Chile Central, desde el límite oriental de la Cordillera de la Costa hasta el inicio de la Cordillera Principal, está compuesta de las formaciones Lo Prado, Veta Negra, Cerro Morado, Las Chilcas, Lo Valle, Abanico y Farellones, más la Unidad Estrato del Cordón de los Ratones (Figura 15).

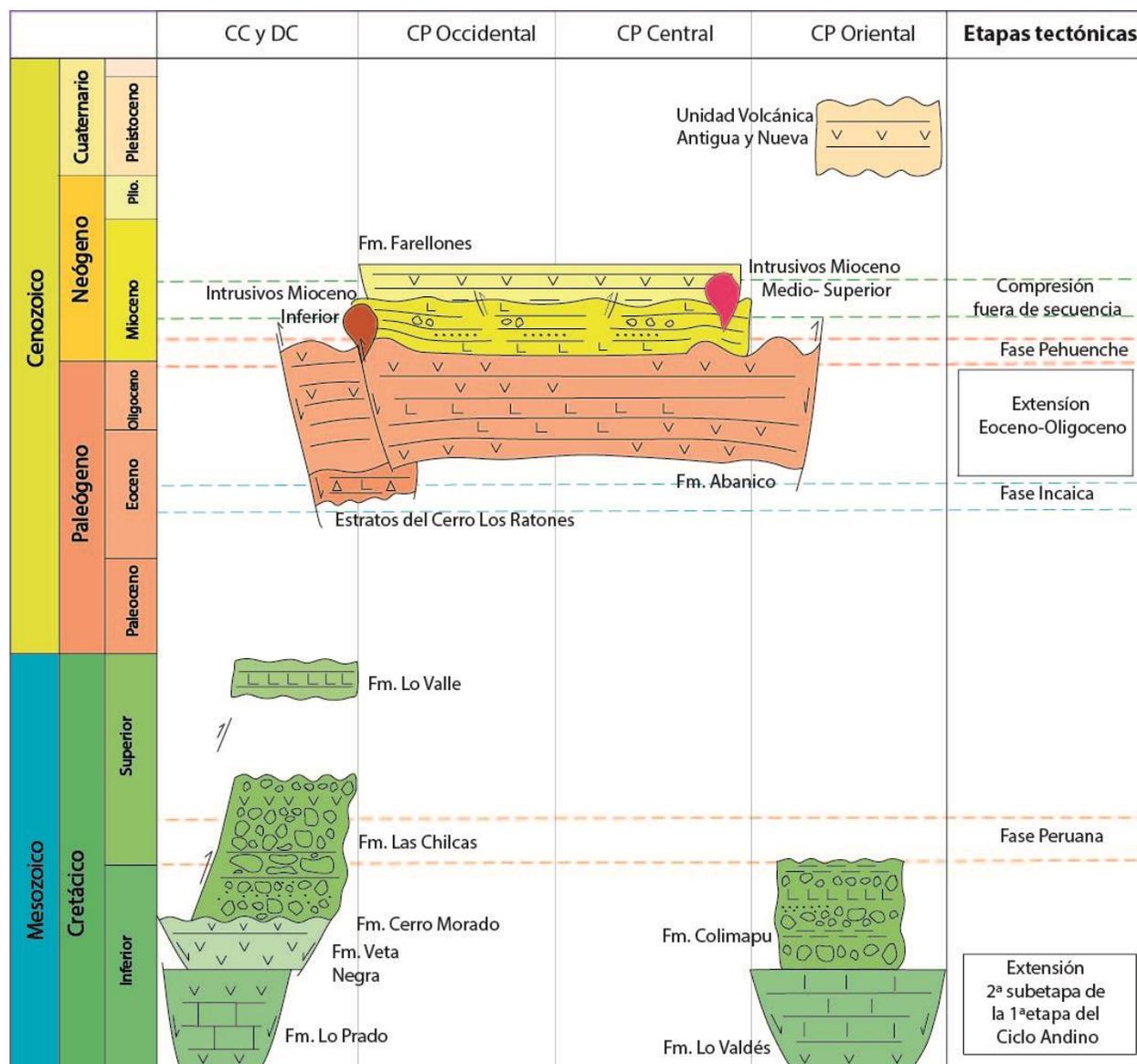


Figura 15: Cuadro cronoestratigráfico de Chile Central, tomado de Villela, (en preparación); Basado en Thiele (1980), Charrier et al. (1996, 2002), Sellés y Gana (2001), Giambiagi (2003), Boyce (en preparación).

En la zona de estudio (Figura 16), la Fm. Lo Valle no está descrita en los trabajos inmediatamente anteriores, donde solo se observa un contacto erosivo entre la Fm. Las Chilcas y la Fm. Abanico (Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005). Los datos geocronológicos en los que se basa este contacto serían dos edades reportadas por Sellés y Gana (2001): la primera de  $116,1 \pm 0,3$

Ma realizada mediante el método U-Pb en circón asignada a la Fm. Las Chilcas y la segunda de  $26,3 \pm 0,9$  Ma realizada mediante el método K-Ar en roca total asignada a la Fm. Abanico.

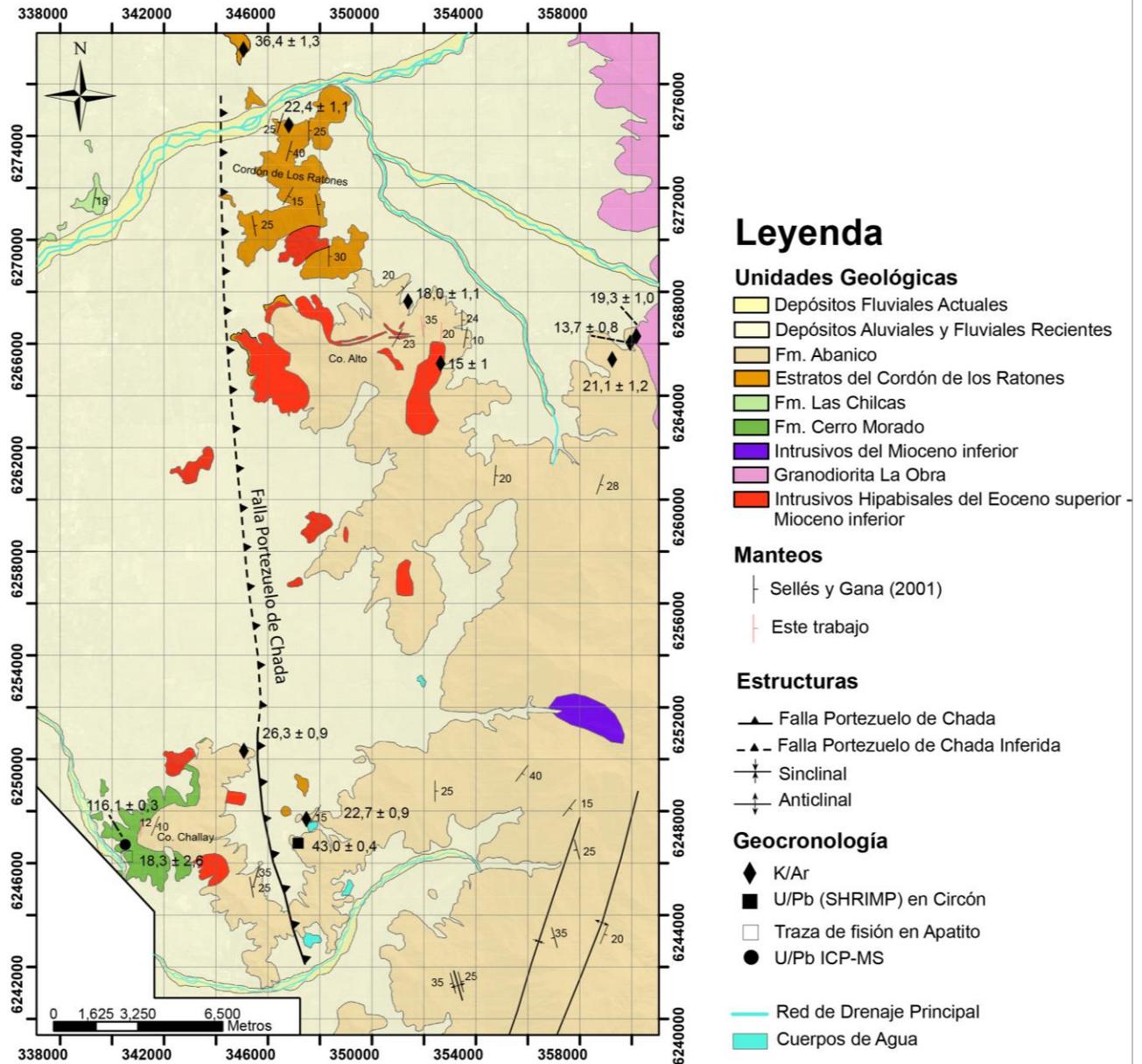


Figura 16: Zona de Estudio. Modificado de Sellés y Gana (2001), Fock (2005).

El método de datación K-Ar en la Fm. Abanico a través de los años se ha ido desestimando producto del metamorfismo de bajo grado existente en la formación (Levi y Corvalán, 1964; Levi, 1970; Vergara y Drake, 1979; Charrier et al., 2002), el que provoca que se abra el sistema y cambien las concentraciones iniciales de los elementos, lo que significaría que el criterio de edades utilizado para proponer el contacto erosivo y el hiatus mencionado no sería concluyente.

Debido a la gran dificultad de obtener columnas estratigráficas en la zona de estudio, producto de la gran cantidad de vegetación y escasez de afloramientos, estas se realizaron mediante la integración de la geocronología reportada en trabajos anteriores (Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005) y la petrografía de las rocas recolectadas durante este estudio.

## 3.2 PETROGRAFÍA

### 3.2.1 INTRODUCCIÓN

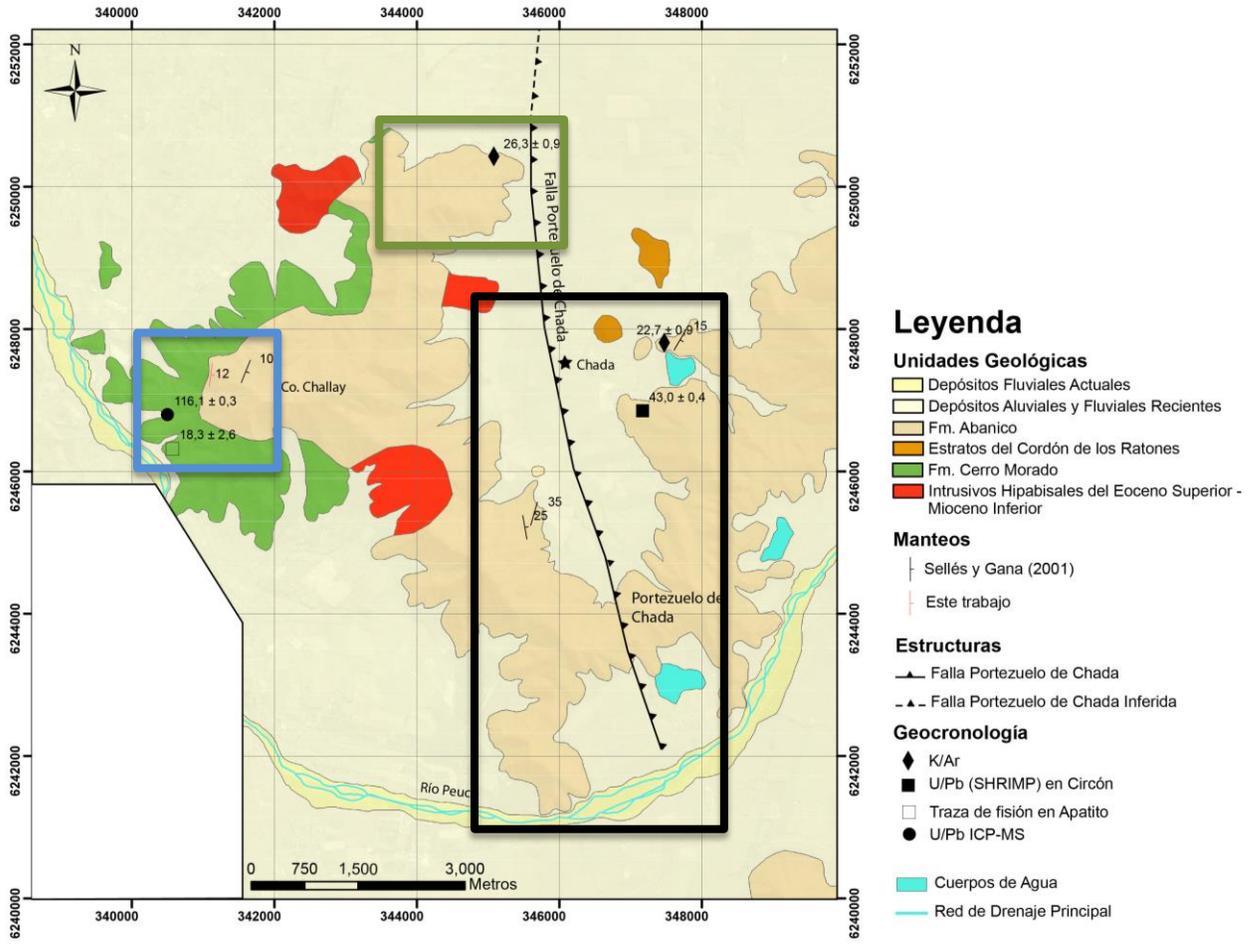
En esta sección se realiza una descripción de los afloramientos estudiados de la zona de estudio y a su vez una caracterización petrográfica microscópica de las muestras obtenidas de los mismos afloramientos.

Considerando la distribución de los afloramientos, la zona de estudio se dividió en dos sectores: Sector Sur y Sector Norte, los que se describen en las secciones 3.2.2 y 3.2.3 respectivamente, los que a su vez se subdividieron en zonas específicas de interés. Para cada zona se realizó en primer lugar una descripción general de los afloramientos y una revisión de los antecedentes de trabajos previos, para luego realizar una descripción petrográfica y finalmente una tabla que resume las características de las rocas de cada zona.

### 3.2.2 SECTOR SUR

Este sector se encuentra ubicado en el área sur de la zona de estudio, entre el Estero Escorial y el río Peuco (Figura 17).

Se recorrieron tres zonas de interés (Figura 17), las que corresponden a la Cuesta de Chada, Culitrín y Cerro Challay de las que se recolectaron 18 muestras de roca listadas en la Tabla 1. La distribución de los afloramientos se observa en la Figura 18.



**Tabla 1: Rocas Muestreadas en el Sector Sur.**

<b>Muestra</b>	<b>LAT</b>	<b>LONG</b>	<b>ELEVACION</b>	<b>FORMACION</b>	<b>Petrografía</b>	<b>Apatitos</b>	<b>Circones</b>
<b>UR0101</b>	-33.935059	-70.648975	670	Abanico	Andesita Porfírica*		
<b>UR0102</b>	-33.921683	-70.648522	558	Intrusivo Hipabisal del Eoceno medio – Mioceno inferior	Diorita Cuarzifera de Piroxeno	<b>X</b>	
<b>UR0103</b>	-33.879905	-70.677169	497	Abanico	Toba de lapilli vitrocrystalina		<b>X</b>
<b>UR0201</b>	-33.936769	-70.665322	818	Abanico	Andesita Basáltica de Piroxeno		
<b>UR0202</b>	-33.937803	-70.663503	828	Abanico	Andesita Porfírica*		
<b>UR0203</b>	-33.881647	-70.680382	547	Abanico	Toba de lapilli litocrystalina		
<b>UR0204</b>	-33.88106	-70.681743	665	Abanico	Andesita de Piroxeno		
<b>UR0205</b>	-33.884309	-70.689516	809	Abanico	Toba de lapilli lítica		
<b>UR0206</b>	-33.882587	-70.686152	722	Abanico	Andesita Basáltica de Piroxeno		
<b>UR0207</b>	-33.906532	-70.655336	440	Cordón de Los Ratones	Toba de Lapilli Crystalina		<b>X</b>
<b>UR0208</b>	-33.899744	-70.650468	440	Abanico/Los Ratones	Basalto de Piroxeno		
<b>UR0209</b>	-33.953073	-70.675249	522	Abanico	Toba de lapilli vitrocrystalina	<b>X</b>	
<b>UR0210</b>	-33.946966	-70.672792	584	Abanico	Andesita de Piroxeno		
<b>UR0211</b>	-33.90568	-70.71823	775	Abanico/Lo Valle	Dacita de Piroxeno	<b>X</b>	
<b>UR0212</b>	-33.905959	-70.718873	743	Cerro Morado	Dacita de Piroxeno		
<b>UR0213</b>	-33.905253	-70.721682	649	Cerro Morado	Toba de Ceniza Vítrea		
<b>UR0214</b>	-33.904778	-70.724062	604	Cerro Morado	Toba de lapilli vitrocrystalina	<b>X</b>	<b>X</b>
<b>UR0215</b>	-33.876077	-70.705138	396	Abanico	Andesita traquítica		
<b>UR0601</b>	-33.877050	-70.675632	441	Abanico	Andesita de Piroxeno		

(\*) Muestras analizadas solo macroscópicamente.

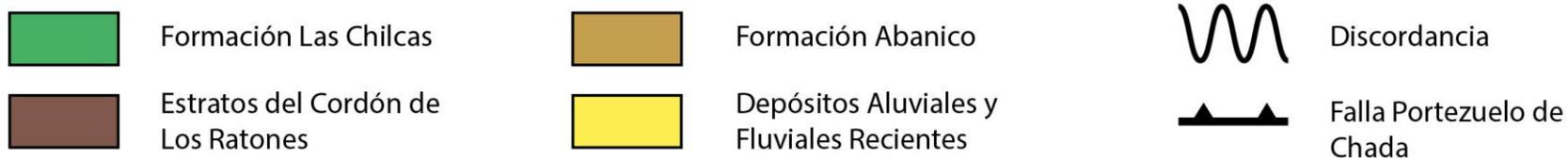


Figura 18: Vista hacia el sur en el sector sur de la zona de estudio. Se muestra la relación entre las distintas unidades estratigráficas que intervienen en el sector.

### 3.2.2.1 AFLORAMIENTOS Y GEOCRONOLOGÍA REPORTADA

#### CUESTA DE CHADA

La zona de Cuesta de Chada (recuadro negro Figura 17) está principalmente constituida por rocas pertenecientes al nivel inferior de la Fm. Abanico (Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005), el que se encuentra compuesto mayoritariamente por lavas andesíticas y andesítico – basálticas e intercalaciones de tobas brechosas, es decir, de un carácter predominantemente volcánico. El espesor de esta unidad es de aproximadamente 1000 m (Sellés y Gana, 2001).

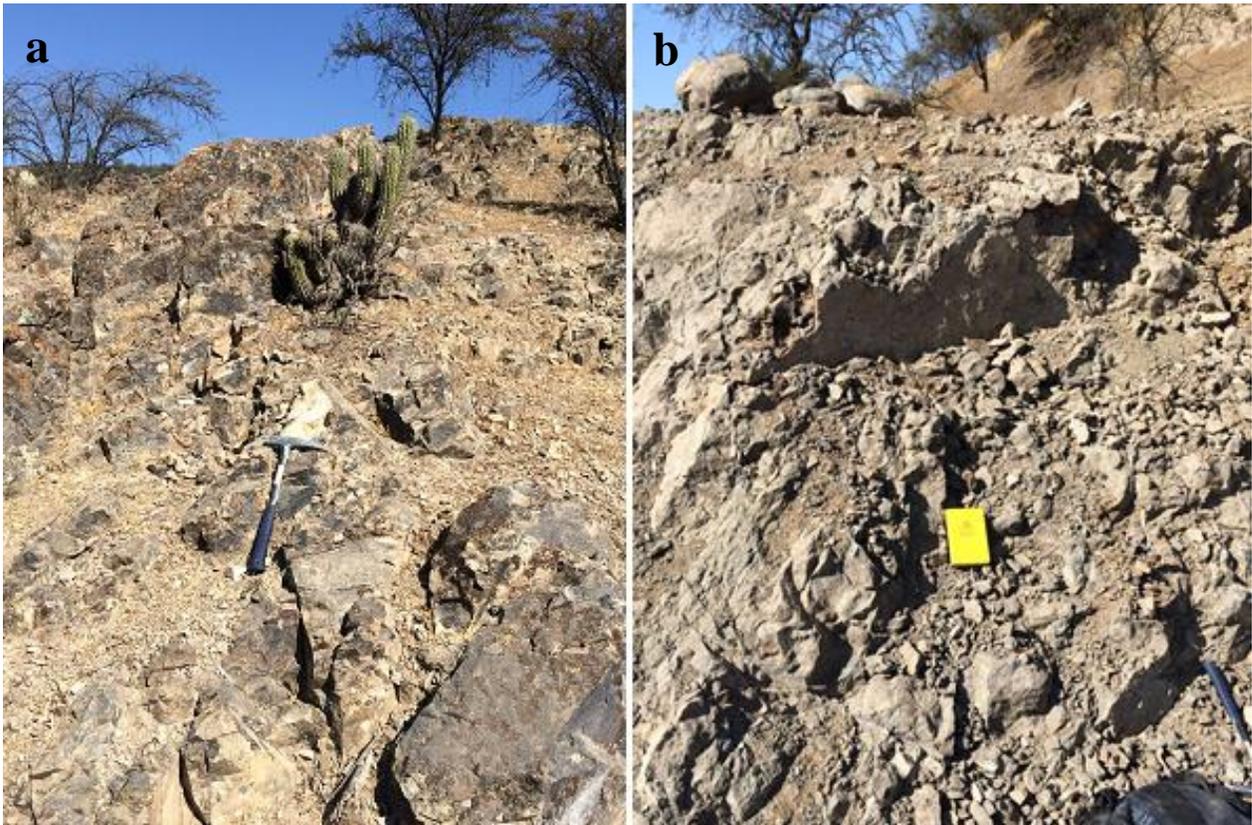
En la zona del Portezuelo de Chada, se observa un importante fracturamiento de las rocas lo que indicaría una posible zona de falla (Figura 19). Esta falla, denominada Falla Portezuelo de Chada, está descrita 1 km al oeste de la cuesta de Chada por Sellés y Gana (2001) como normal, mientras que Fock (2005) la interpretó como una falla normal invertida.



**Figura 19: Lugar muestreo UR0101. Rocas fracturadas Portezuelo de Chada.**

Inmediatamente al este de la localidad de Chada, en afloramientos a no más de 100 m de la ruta G-515-H, se obtuvieron dos muestras de carácter volcánico (Figura 20). La muestra UR0207 corresponde a una toba obtenida de un afloramiento datado anteriormente por Fock (2005) mediante U-Pb (SHRIMP) que entregó una edad de  $43,0 \pm 0,4$  Ma, la que fue asignada por este autor a los Estratos del Cordón de los Ratones. Por otro lado, la muestra UR0208 corresponde a un basalto de piroxenos obtenido en un afloramiento que fue datado previamente

por Sellés y Gana (2001), mediante K-Ar en roca total, que entregó una edad de  $22,7 \pm 0,9$  Ma siendo asignado a la Fm. Abanico.



**Figura 20: Afloramientos de: a) UR0207 Toba perteneciente a los Estratos del Cordón de los Ratones. b) UR0208 Basalto de piroxenos, perteneciente a la Formación Abanico.**

En la parte sur de la zona se observan afloramientos de rocas volcánicas (Figura 21), las que anteriormente fueron definidas como intrusivos hipabisales del Eoceno Superior – Mioceno Inferior (Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005).

### CULITRÍN

La zona de Culitrín (recuadro verde Figura 17) se caracteriza por un predominio de rocas volcánicas pertenecientes al nivel inferior de la Fm. Abanico (Sellés y Gana, 2001), las cuales son mayoritariamente tobas brechosas (Figura 22 y Figura 23).

Existe un dato geocronológico en la zona, el cual corresponde a una andesita datada mediante K-Ar en roca total que entregó una edad de  $26,3 \pm 0,9$  Ma (Sellés y Gana, 2001).

La Figura 22b muestra una toba de lapilli lítica que se encuentra a escasos metros de la discordancia angular observada en el cerro Challay entre las formaciones Las Chilcas y Abanico (Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005). Lo anterior evidencia el carácter predominantemente volcánico y piroclástico de la secuencia basal de la Fm. Abanico que se observa en las unidades

A y B descritas por Fock (2005) y las unidades basales de Gana y Wall (1997), Baeza (1999) y Muñoz (2005) presentadas en la sección 2.6.4.



Figura 21: Afloramientos correspondientes al nivel inferior de la Formación Abanico. a) Muestra UR0209: toba cristalina. b) Muestra UR0210: andesita porfírica de piroxeno.



Figura 22: Tobas brechosas ubicadas en la zona de Culitrín.

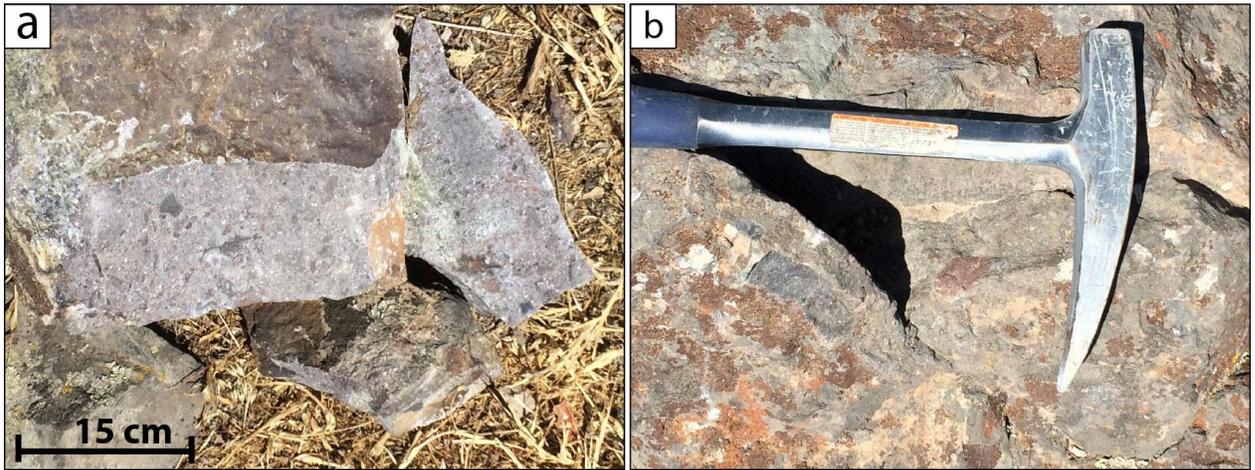


Figura 23: a) Muestra UR0103: toba brechosa rojiza. b) Muestra UR0205: Toba cercana al contacto con la Formación Las Chilcas.

### CERRO CHALLAY

La zona del cerro Challay corresponde al límite oeste del área de estudio y se caracteriza por una importante discordancia descrita previamente por Sellés y Gana (2001) y Fock (2005) entre las formaciones Las Chilcas y el nivel inferior de Abanico (Figura 24).

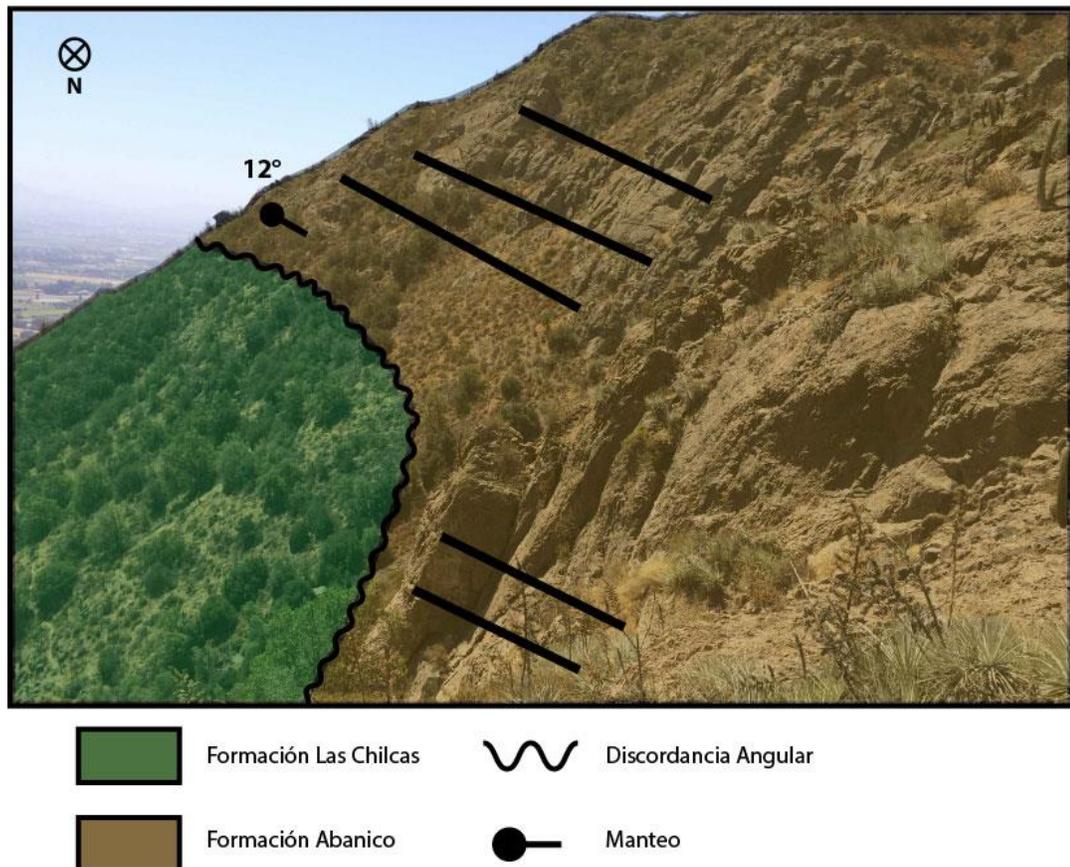


Figura 24: Discordancia angular entre las formaciones Las Chilcas y Abanico en el cerro Challay.

En esta zona existen 2 análisis geocronológicos y uno termocronológico: (1) análisis realizado en una riolita mediante U-Pb en circón que entregó una edad de  $116 \pm 0,3$  Ma, por lo que las rocas fueron asignadas a la Fm. Las Chilcas (Sellés y Gana, 2001), (2) análisis realizado en plagioclasa mediante K-Ar en un pórfido diorítico (Vergara y Drake, 1979) que entregó una edad de  $26,3 \pm 0,4$  Ma y (3) análisis de trazas de fisión en apatitos de la Fm. Las Chilcas definida anteriormente que entregó una edad de  $18,3 \pm 2,6$  Ma (Fock, 2005).

En el sector se recolectaron cuatro muestras, de las cuales dos corresponden a la Fm. Las Chilcas definida por Sellés y Gana (2001), una a la Fm. Abanico y la cuarta se ubica inmediatamente sobre el contacto entre ambas formaciones (Figura 25). El afloramiento desde donde se obtuvo la muestra perteneciente a la Fm. Abanico presenta brechización en sus niveles superiores (Figura 26). Las muestras que se recolectaron bajo la discordancia mencionada, se obtuvieron de afloramientos previamente descritos como Fm. Las Chilcas por Sellés y Gana (2001).



**Figura 25:** Muestra UR0212. Muestra sobre el contacto entre formaciones Abanico y Las Chilcas.



**Figura 26: Lugar de muestreo de una Dacita de Piroxeno, muestra UR0211, Cerro Challay. Niveles basales de la Fm. Abanico con brechización en los niveles superiores.**

### 3.2.2.2 LAVAS DEL SECTOR SUR

#### CUESTA DE CHADA

Las lavas de esta zona se presentan característicamente en afloramientos muy fracturados y alterados, estos se encuentran generalmente cubiertos por vegetación, por lo que su tamaño observable no es más de 10 m. Debido a la cantidad de vegetación presente no se observa la estratificación, ni es posible la obtención de manto de los estratos.

Según la mineralogía observada en los cortes transparentes de las lavas, estas corresponden a andesitas, andesitas basálticas y basaltos con olivinos (pseudomorfos). Texturalmente son rocas porfíricas e hipidiomórficas y su masa fundamental es holocristalina a vitrocrystalina con muy poco porcentaje de vidrio. Su porcentaje de fenocristales varía desde un 5% a un 35% siendo mayor en la muestra UR0208 correspondiente al basalto (Figura 27). El tamaño de los fenocristales alcanza los 2,8 mm, mientras que el tamaño de los cristales de la masa fundamental llega hasta los 0,1 mm. En todas las muestras se distingue una textura intergranular en los cristales de la masa fundamental.

Los minerales principales que constituyen la roca, tanto fenocristales como masa fundamental, son plagioclasa y piroxeno, y en menor abundancia, se encuentran olivinos (pseudomorfos) y minerales opacos.

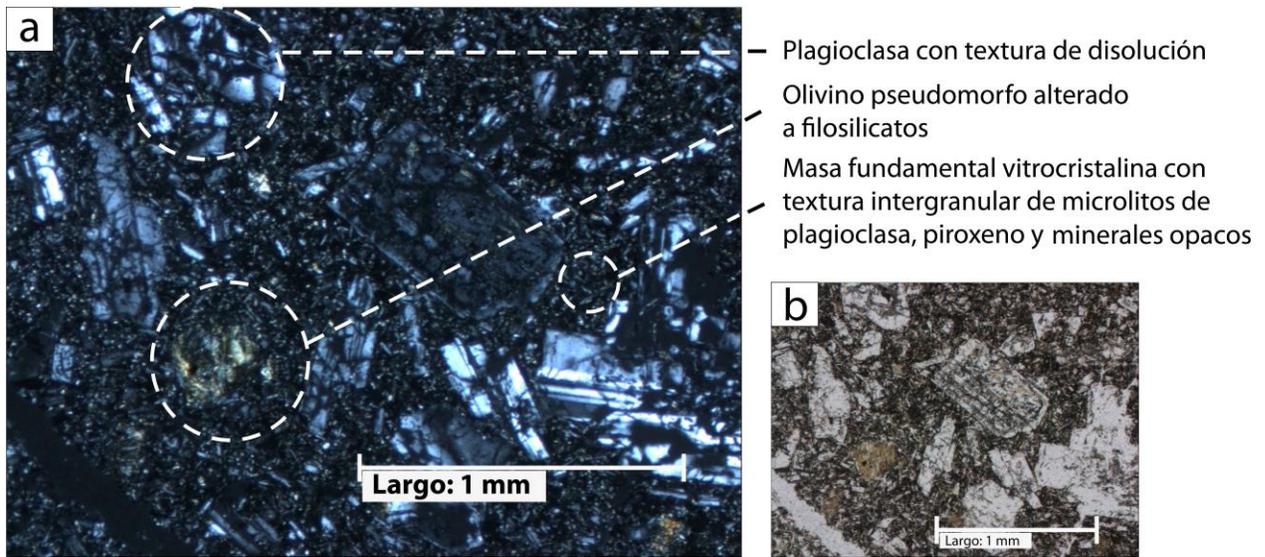


Figura 27: Fotomicrografía: basalto de olivino, muestra UR0208, Cuesta de Chada. a) Imagen a nícoles cruzados. b) Imagen a nícoles paralelos.

La plagioclasa es el mineral más abundante en las lavas, llegando a constituir un ~60% de la roca total. Generalmente se observan dos familias de tamaño en los fenocristales (Figura 28), los que son principalmente euhedrales y poseen maclas Carlsbad y polisintética. En el caso de la masa fundamental, los cristales presentan una textura intergranular con piroxenos y minerales opacos y son principalmente subhedrales. En una de las muestras se observó una textura traquítica en las plagioclasas de la masa fundamental.

Los piroxenos corresponden al segundo mineral más abundante, llegando a ser un 15 – 20% de la roca total. La ocurrencia más común es en la masa fundamental de las lavas, creciendo con una textura intergranular, por lo que el porcentaje nombrado anteriormente puede variar. En el caso de presentarse como fenocristales, estos corresponden principalmente a clinopiroxenos distribuidos aleatoriamente en la matriz y en cúmulos con plagioclasas, son euhedrales a subhedrales y su tamaño es en promedio de 0,3 mm. En general se observan alterados a esmectita (Figura 28).

Los olivinos (pseudomorfos) se encuentran en la muestra UR0208 (Figura 27) y se presentan como fenocristales en 2 familias de tamaño. El porcentaje de fenocristales observado en esta muestra es de aproximadamente un 10% de la roca total. Corresponden a cristales prismáticos euhedrales a subhedrales que se observan muy fracturados. Se encuentran reemplazados por filosilicatos.

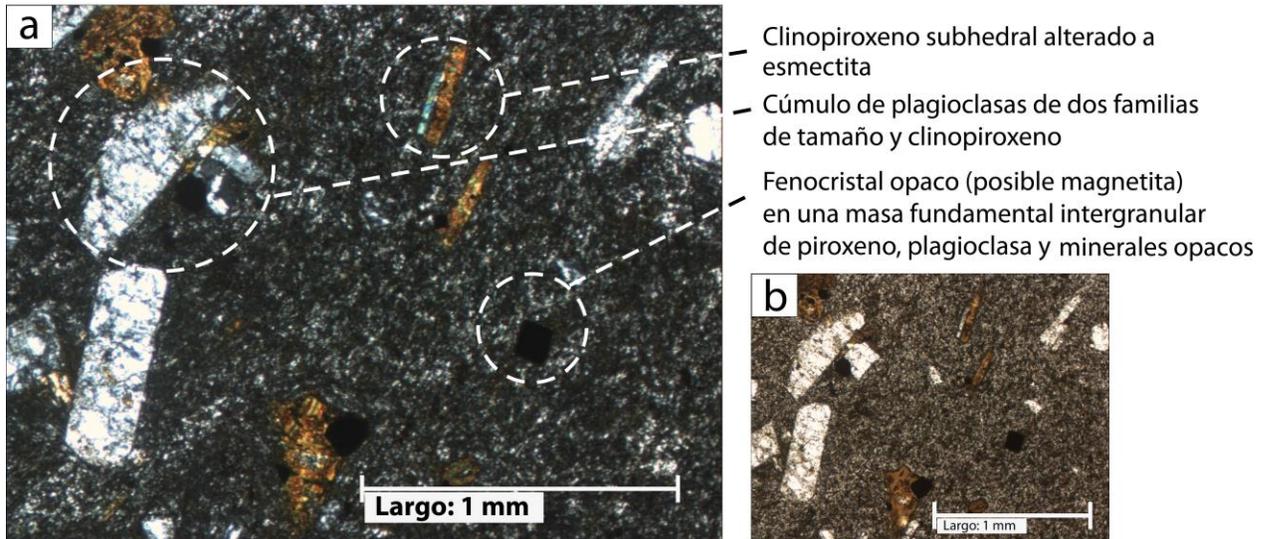


Figura 28: Fotomicrografía: andesita basáltica de piroxeno, muestra UR0201, Cuesta de Chada. a) Imagen a nícoles cruzados. b) Imagen a nícoles paralelos.

## CULITRÍN

Las lavas de esta zona se presentan en afloramientos de hasta 5 m, los que se encuentran muy alterados, pero a diferencia de la zona de la cuesta de Chada, su fracturamiento es menor. Se encuentran ampliamente cubiertas por cobertura aluvial y vegetal, por lo que no se observa la continuidad de los estratos.

Según la mineralogía observada en los cortes transparentes, las lavas corresponden principalmente a andesitas de piroxeno. Texturalmente son rocas afaníticas y en menor grado porfíricas e hipidiomórficas y la masa fundamental varía de holocristalina a vitrocrystalina. En las muestras porfíricas los fenocristales varían entre 5% y 10% de la roca total, siendo en su totalidad plagioclasas desde 0,3 mm a 3 mm muy fracturadas y alteradas a epidota y menor calcita, mientras que la masa fundamental se compone de plagioclase, cuarzo y minerales opacos distribuidos con una textura traquítica (Figura 29). En el caso de las rocas afaníticas, se observa un contenido de amígdalas que varía entre 5% y 20% de la roca total.

Los minerales principales que constituyen estas rocas corresponden a plagioclase y piroxeno y subordinadamente minerales opacos y cuarzo. Se observa también apatito como mineral accesorio de la muestra UR0215 sobre los cristales de plagioclase.

La plagioclase es el mineral más abundante en este tipo de rocas, llegando a ser un 94% en la muestra porfírica y entre 65% y 70% en las lavas afaníticas. En las lavas afaníticas, los cristales van desde 0,2 mm a 1,1 mm y son euhedrales a subhedrales. En la lava porfírica, las plagioclasas presentan una albitización en su superficie (Figura 29). Las plagioclasas en general se observan muy alteradas a epidota, clorita y menor calcita.

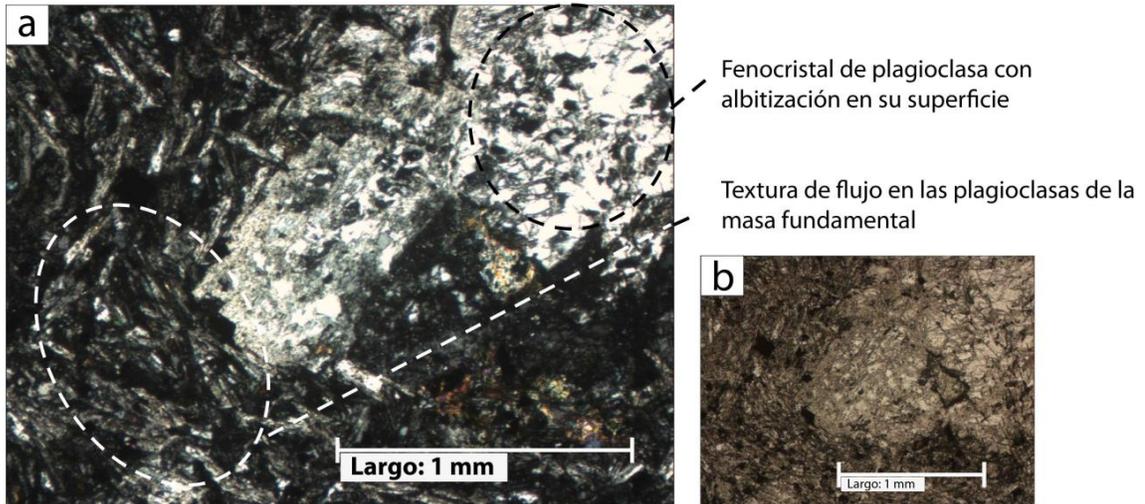


Figura 29: Fotomicrografía: andesita de piroxeno porfírica, muestra UR0215, Culitrín. a) Imagen a nícoles cruzados. b) Imagen a nícoles paralelos.

Los piroxenos corresponden al segundo mineral más abundante y se encuentran principalmente en las lavas afaníticas y en una de las muestras porfíricas, llegando a ser un 5 – 10% de la roca total en las primeras y un 37% en la muestra porfírica UR0215. Los piroxenos de mayor tamaño corresponden a clinopiroxenos y se encuentran en hábitos prismáticos tabulares y también en su corte basal, son euhedrales a subhedrales y su tamaño varía entre 0,1 mm a 0,3 mm (Figura 30). Existen piroxenos menores a 0,1 mm intersticiales a las plagioclasas, los que por su tamaño no es posible clasificarlos y se observan subhedrales a anhedrales. En general se observan alterados a arcillas, posiblemente esmectita.

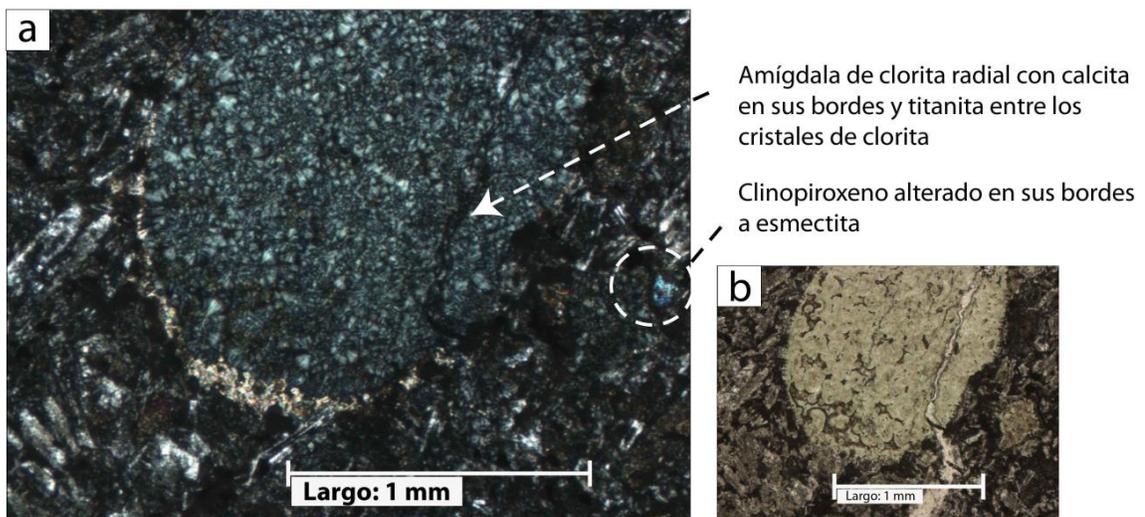


Figura 30: Fotomicrografía: andesita de piroxeno, muestra UR0206, Culitrín. a) Imagen a nícoles cruzados. b) Imagen a nícoles paralelos.

El cuarzo se presenta en cantidades muy menores, llegando como máximo a ser un 3% de la roca total y corresponden a glomero cristales que se distribuyen homogéneamente en el corte, siendo su tamaño de 0,2 a 0,4 mm aproximadamente.

Los apatitos se observan con mayor facilidad en los cristales de plagioclasa, encontrándose también dispersos en la masa fundamental, su tamaño es inferior a los 0,1 mm y presentan hábito acicular.

En el caso de las lavas afaníticas, se observa un importante contenido de amígdalas, las que se presentan irregulares y aplanadas y rellenas principalmente por epidota, clorita con crecimiento radial, calcita y menor cuarzo (Figura 30). Se observa además una presencia menor de titanita.

## CERRO CHALLAY

Las lavas ubicadas en el cerro Challay se presentan en afloramientos que van de los 6 a 20 m, generalmente muy fracturados y alterados. Estos se observan más masivos en las secciones basales y levemente brechizados en las secciones superiores (Figura 26). Desde uno de los afloramientos se logra medir un manteo a distancia de 12 grados hacia el E con un rumbo aproximado de N20E, esto cercano a la discordancia observada en la zona (Figura 24).

Según la mineralogía observada en los cortes transparentes, las lavas corresponden a dacitas de piroxeno y de anfíbolos (Figura 31 y Figura 32). Texturalmente son rocas porfíricas e hipidiomórficas, siendo su masa fundamental principalmente holocristalina con porcentajes muy menores de vidrio. El porcentaje de fenocristales varía entre un 2% y 10% con tamaños desde 0,4 mm hasta 2,8 mm, mientras que el tamaño de los cristales de la masa fundamental es menor a 0,2 mm.

Los minerales principales que constituyen la roca son plagioclasa y feldespato potásico y subordinadamente se encuentran piroxenos (pseudomorfo), anfíbolos, cuarzo y minerales opacos. Se observa apatito como mineral accesorio sobre las plagioclasas de la muestra UR0212.

Los minerales más abundantes en las lavas varían dependiendo de la muestra analizada: la muestra UR0211 presenta como mineral principal la plagioclasa (Figura 31), mientras que en la muestra UR0212 es feldespato potásico.

En la muestra UR0211 (Figura 31), la plagioclasa llega a ser aproximadamente el 92% de la roca total, siendo en su mayoría cristales pertenecientes a la masa fundamental, los que se encuentran muy alterados a epidota. Los cristales de menor tamaño son euhedrales a subhedrales de 0,1 mm de tamaño promedio.

En la muestra UR0212 (Figura 32), el feldespato llega a ser aproximadamente el 65% de la roca total, siendo en su totalidad cristales pertenecientes a la masa fundamental los que se encuentran muy alterados a arcillas. El tamaño no se puede identificar debido a la alteración que presenta la roca.

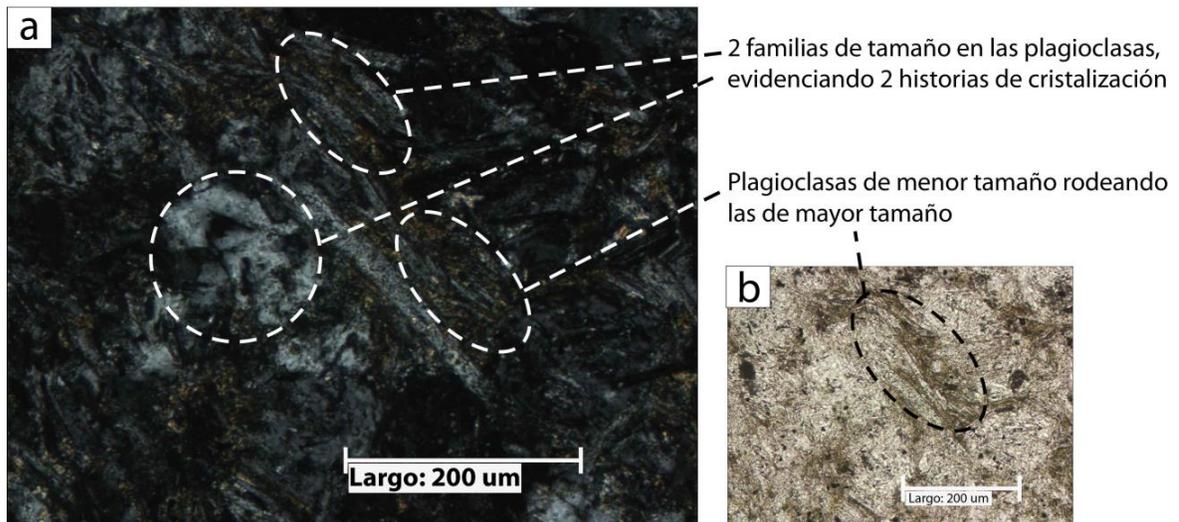


Figura 31: Fotomicrografía: dacita de piroxeno, muestra UR0211, Cerro Challay. a) Imagen a nícoles cruzados. b) Imagen a nícoles paralelos.

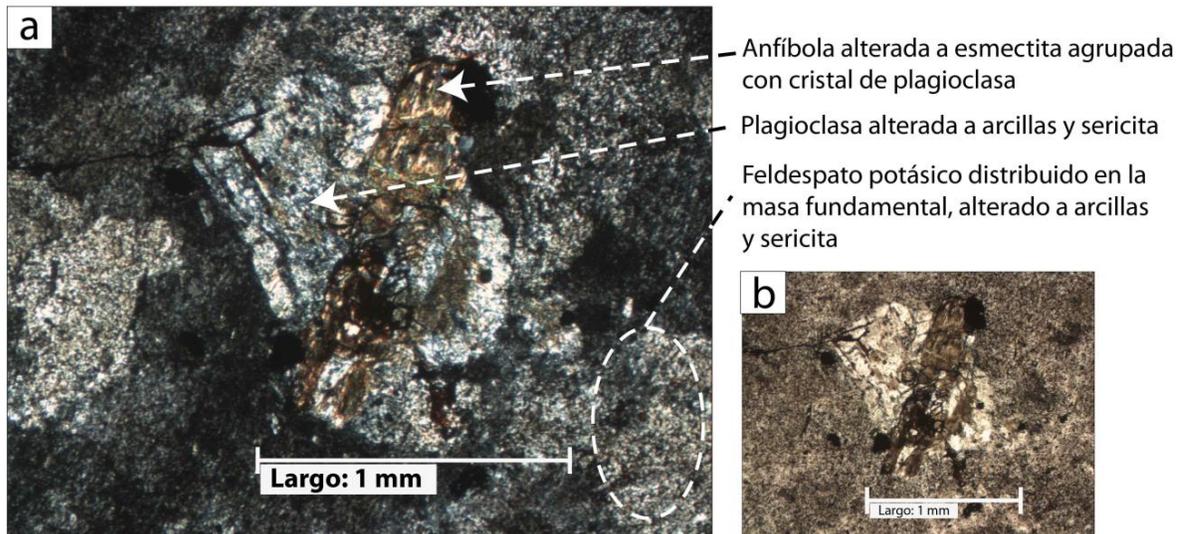


Figura 32: Fotomicrografía: dacita de anfíbolos, muestra UR0212, Cerro Challay. a) Imagen a nícoles cruzados. b) Imagen a nícoles paralelos.

### 3.2.2.3 TOBAS DEL SECTOR SUR

#### CUESTA DE CHADA

En esta zona las tobas se presentan en afloramientos de 10 a 15 m, los que se encuentran alterados a óxidos de hierro y fracturados. Se encuentran ampliamente cubiertas por cobertura aluvial y vegetal, por lo que no se observa la continuidad de los estratos.

Granulométricamente, corresponden a tobas de ceniza gruesa y lapilli fino, las que se componen de juveniles, fragmentos líticos y cristales, siendo estos últimos los componentes principales. Corresponden a tobas intermedias a ácidas.

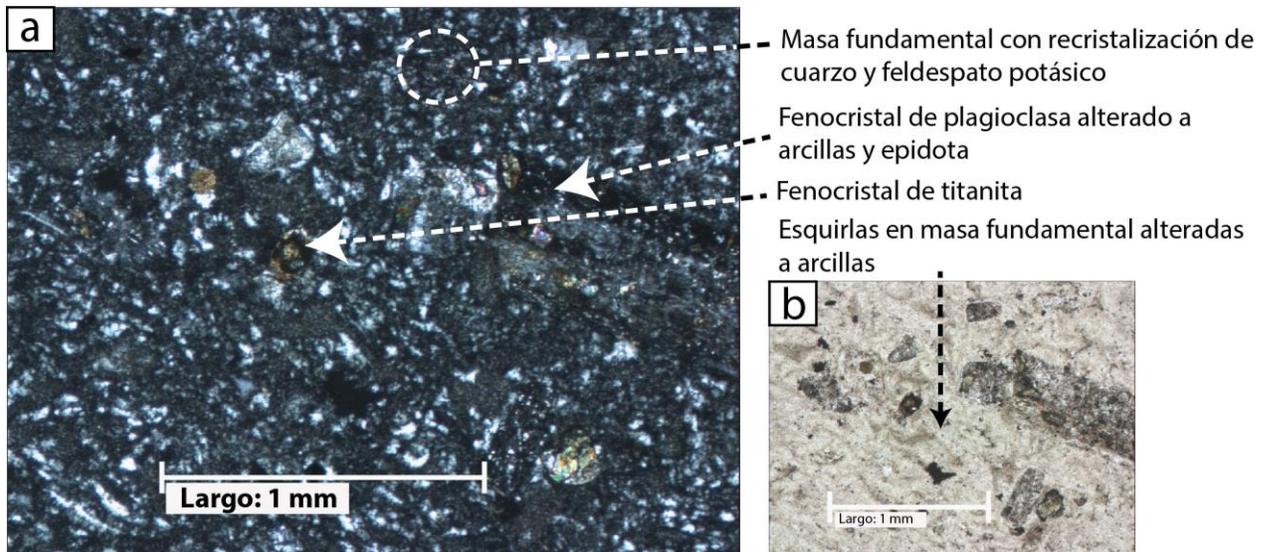


Figura 33: Fotomicrografía: toba cristalina, muestra UR0207, Cuesta de Chada. a) Imagen a nícoles cruzados. b) Imagen a nícoles paralelos.

Los juveniles corresponden a esquirlas y fiammes orientadas, las que se encuentran alteradas a arcillas. Los fragmentos líticos son de entre 0,7 mm y 3 mm, se encuentran subredondeados y corresponden a rocas ígneas extrusivas tanto porfíricas como afaníticas, siendo la plagioclasa su componente mineral principal.

La matriz de las tobas es cinerítica y varía entre 45% y 75% de la roca, siendo una de las muestras de pómez y la otra de fiammes. Se observa una recristalización prácticamente completa de la matriz a cuarzo y feldespatos (Figura 33).

## CULITRÍN

Las tobas de esta zona se presentan en afloramientos de 3 m a 7 m de espesor, con un fracturamiento medio y alterados a óxidos de hierro. Se encuentran ampliamente cubiertas por cobertura aluvial y vegetal, por lo que no se observa la continuidad de los estratos.

Granulométricamente, corresponden a tobas de lapilli fino a grueso y se componen de juveniles, fragmentos líticos y cristales, siendo los fragmentos líticos los componentes principales de los piroclastos (Figura 34). Corresponden a tobas intermedias a ácidas.

Los fragmentos juveniles son en su mayoría (más del 90%) fiammes, que se observan muy alteradas a arcillas y óxidos de hierro y se encuentran alineadas determinando una textura bandeada. Los fragmentos líticos son muy variados en su tamaño, desde 2 mm hasta 2,5 cm, pero en su totalidad corresponden a lavas afaníticas y porfíricas, siendo su componente mineral principal las plagioclasas. Los principales fragmentos cristalinos corresponden a plagioclasas, las que se presentan muy fracturadas y su tamaño varía entre 0,2 y 4 mm.

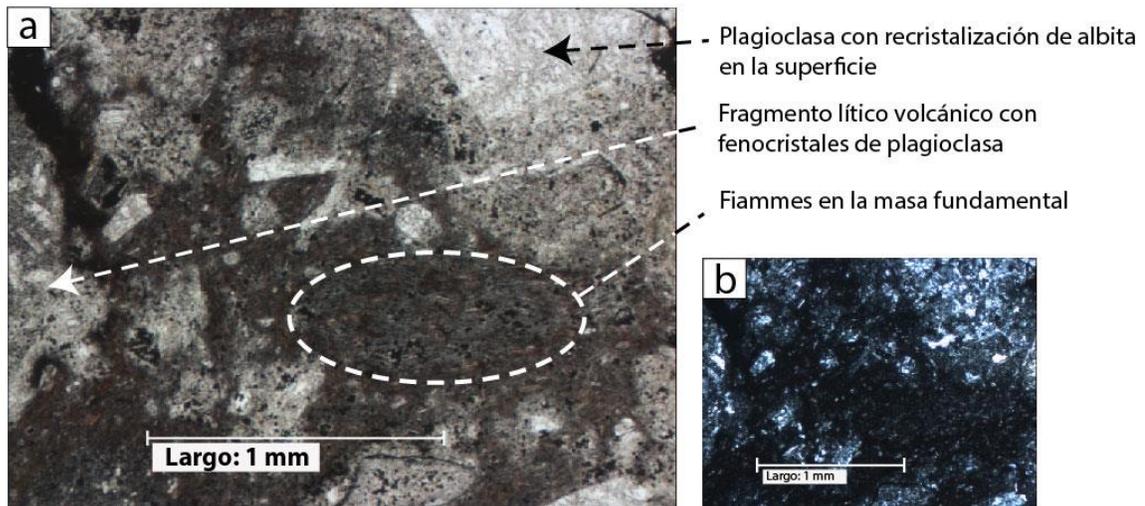


Figura 34: Fotomicrografía: toba litocristalina, muestra UR0103, Culitrín. a) Imagen a nículos paralelos. b) Imagen a nículos cruzados.

La matriz de las tobas es cinerítica y varía entre un 40% y 55% de la roca, siendo principalmente compuesta de fiammes y de forma subordinada de plagioclasa. En general, la matriz se observa muy alterada a óxidos de hierro, dándole una tonalidad rojiza a la roca y se distingue una recristalización parcial de la matriz a cuarzo y feldespato, siendo menor que las tobas descritas de la Cuesta de Chada.

#### CERRO CHALLAY

Las tobas de esta zona se presentan en afloramientos de aproximadamente 3 m y se encuentran ampliamente cubiertas por cobertura aluvial y vegetal, por lo que no se observa la continuidad de los estratos.

Granulométricamente, corresponden a tobas de ceniza y de lapilli fino y se componen de fragmentos juveniles, líticos y cristalinos, siendo los fragmentos juveniles los componentes principales de las tobas. Corresponden a tobas principalmente intermedias, levemente ácidas.

El porcentaje de fragmentos piroclásticos varía desde ser prácticamente nulo en la muestra UR0213, a ser el 10% de la roca. En la muestra UR0214 (Figura 35), los fragmentos cristalinos corresponden al principal componente de los piroclastos llegando a ser un 6% de la roca total, los que corresponden en más del 90% a plagioclasas alteradas a calcita y menor sericita, con un porcentaje menor de cuarzo. El tamaño de los cristales va desde 0,3 mm a 1,2 mm. Los fragmentos líticos corresponden al 4% de la roca total y poseen un redondeamiento bueno a medio y esfericidad media. Estos corresponden a tres tipos de rocas diferentes: ígneas intrusivas, ígneas extrusivas y un fragmento muy pequeño de roca metamórfica foliada con moscovita y granates (muestra UR0214). Su tamaño varía entre 0,4 mm y 1,1 cm.

La matriz de las tobas corresponde a todos los fragmentos menores a 0,3 mm, es cinerítica y varía entre un 90% y 100% de la roca, en donde el componente principal corresponde a fragmentos juveniles. En el caso de la muestra con un 100% de matriz, esta corresponde a un

100% de juveniles, los que se encuentran casi en su totalidad recristalizados a cuarzo y feldespatos alterados a arcillas y menor óxido de hierro. La matriz de la muestra UR0214 se compone de un 55% de juveniles, los que corresponden en su totalidad a esquirlas (Figura 35). El porcentaje restante corresponde a una recristalización de feldespato potásico y cuarzo.

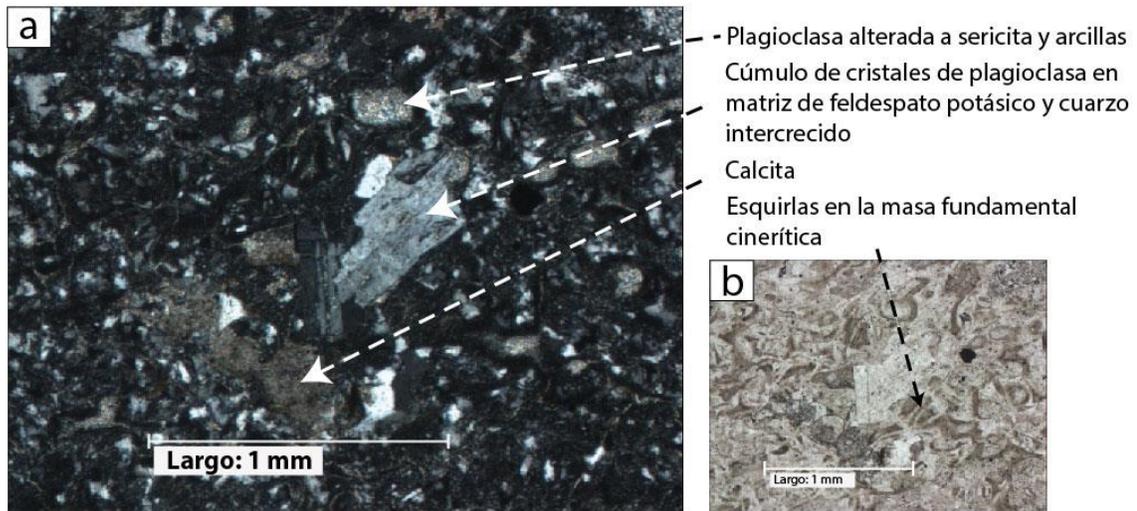


Figura 35: Fotomicrografía: toba vitrocristalina, muestra UR0214, Cerro Challay. a) Imagen a nícoles cruzados. b) Imagen a nícoles paralelos.

#### 3.2.2.4 INTRUSIVOS DEL SECTOR SUR

En la zona de la Cuesta de Chada se obtuvo solo una muestra de intrusivo, la que corresponde a una diorita cuarcífera de piroxeno. El afloramiento se encuentra a la orilla del camino de la cuesta de Chada y corresponde a un afloramiento de 4 metros expuesto por los trabajos de construcción de la Cuesta de Chada. El intrusivo es de color gris y texturalmente es holocristalino, equigranular, afanítico e hipidiomórfico (Figura 36).

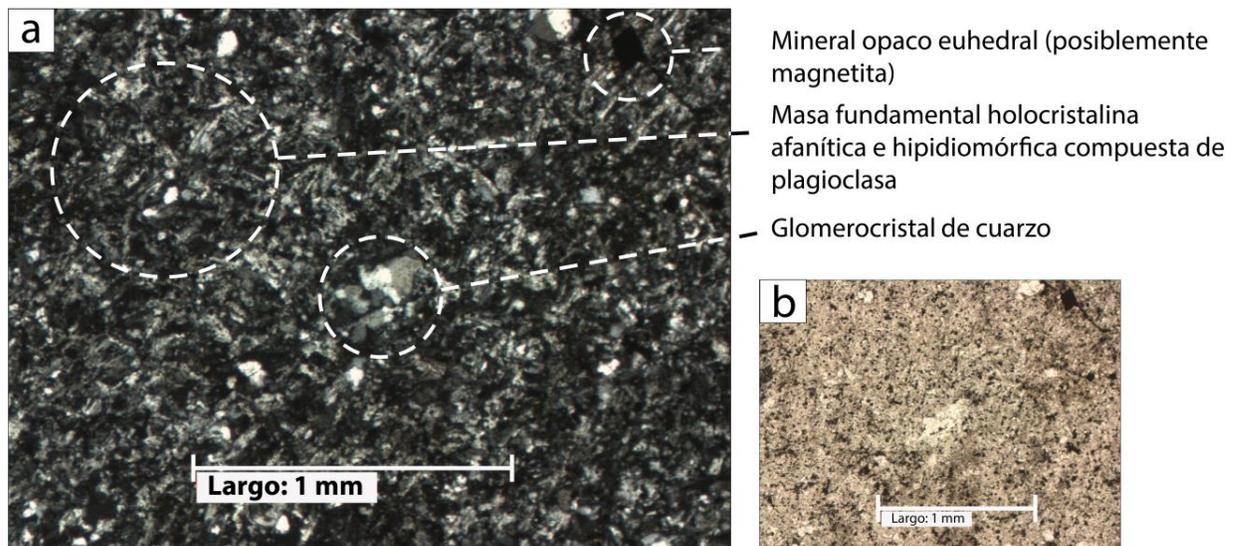


Figura 36: Fotomicrografía: diorita cuarcífera de piroxeno, muestra UR0102, Cuesta de Chada. a) Imagen a nícoles cruzados. b) Imagen a nícoles paralelos.

### 3.2.2.5 CUADRO COMPARATIVO

A continuación, se presenta un cuadro donde se resumen y comparan las principales características de las lavas y tobas pertenecientes a las tres zonas del Sector Sur de la zona de estudio (Tabla 2).

**Tabla 2: Cuadro comparativo de rocas volcánicas extrusivas del Sector Sur.**

<b>Zonas</b> <b>Caract.</b>	<b>Cuesta de Chada</b>	<b>Culitrín</b>	<b>Cerro Challay</b>
<b>Lavas</b>	Andesitas, andesitas basálticas y basaltos (3)*	Andesitas de Piroxeno (3)*	Dacitas de Piroxeno (2)*
<b>Texturas</b>	Porfíricas	Afaníticas, > Porfíricas	Porfíricas
<b>% Fenocristales</b>	5 - 35%	5 - 10%	1- 10%
<b>Minerales Principales</b>	Plagioclasa - Piroxeno	Plagioclasa - Piroxeno	Plagioclasa - Feldespato potásico
<b>Minerales Subordinados</b>	<b>Olivinos</b> (pseudomorfos)	Cuarzo	Piroxenos - <b>Anfibola</b> - Cuarzo
<b>Tobas</b>	Tobas de Ceniza gruesa y Lapilli fino (2)*	Tobas de Lapilli fino a grueso (3)*	Tobas de Ceniza y Lapilli fino (2)*
<b>% Fragmentos Piroclásticos</b>	25 - 55%	50 - 60%	0 - 10%
<b>Fragmento Piroclástico Principal</b>	Cristales (Plagioclasa)	Fragmentos Líticos (lavas afaníticas y porfíricas)	Fragmentos Juveniles
<b>Constituyente Principal de la Matriz</b>	Cristales	Juveniles (Fiammes)	Juveniles

\* Número de muestras analizadas para cada zona.

### 3.2.3 SECTOR NORTE

Este sector se encuentra ubicado en el área norte de la zona de estudio, entre el río Maipo y la ladera sur del cerro Alto (Figura 37).

En las salidas a terreno se recorrieron dos zonas de interés (Figura 37), las que corresponden al Cerro Alto y el Cordón de los Ratones, de las que se recolectaron 8 muestras de roca listadas en la Tabla 3.

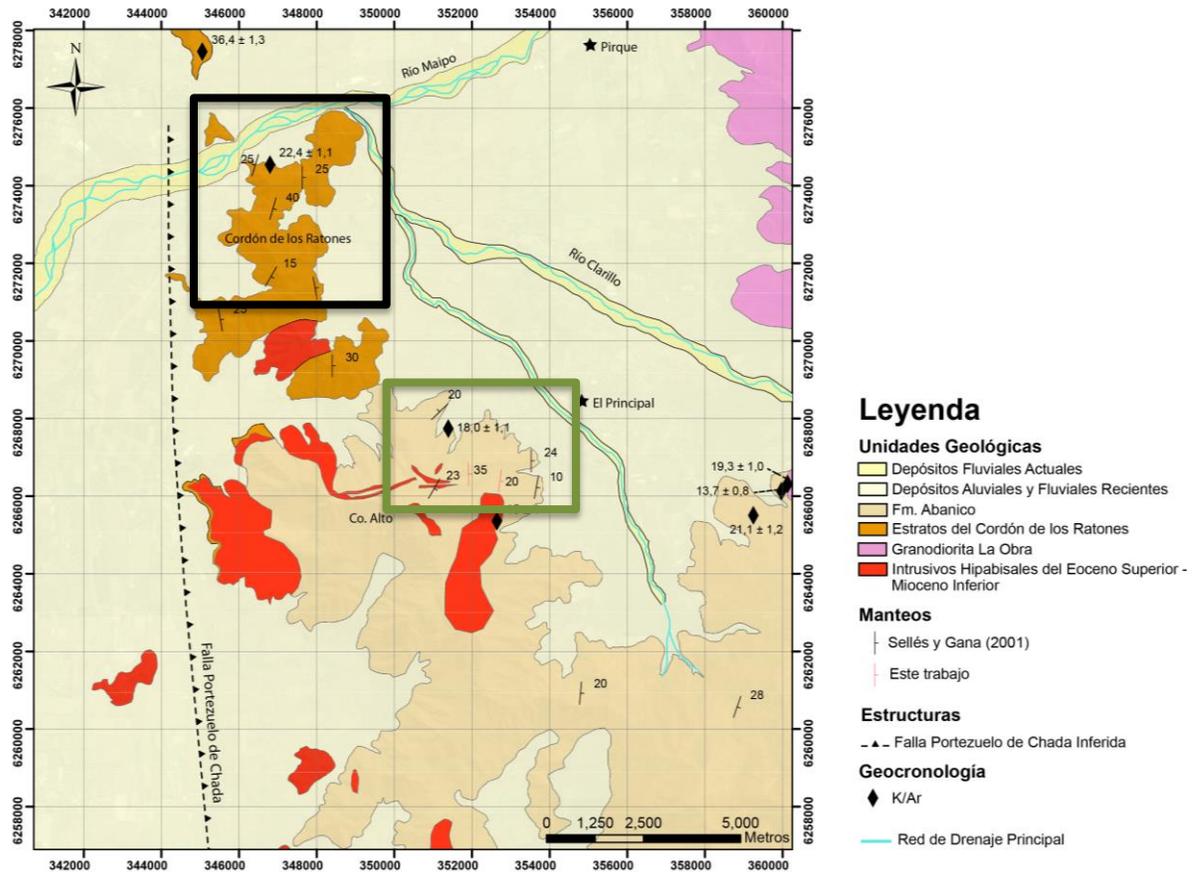


Figura 37: Zonas recorridas durante terrenos en el Sector Norte. Recuadro negro: Cordón de los Ratones; Recuadro verde: cerro Alto.

Tabla 3: Rocas Muestreadas en el Sector Norte

Muestra	LAT	LONG	ELEVACION	FORMACION	Petrografía
UR0301	-33.735245	-70.585593	923	Abanico	Diorita de Piroxeno
UR0302	-33.733462	-70.588873	935	Abanico	Andesita de Piroxeno
UR0303	-33.734824	-70.598678	1030	Abanico	Dacita de Anfíbola
UR0304	-33.73276	-70.602741	1217	Abanico	Andesita de Piroxeno
UR0501	-33.650195	-70.632759	866	Cordón de Los Ratones	Riolita de Hornblenda
UR0502	-33.651666	-70.634016	924	Cordón de Los Ratones	Riolita
UR0503	-33.660782	-70.645038	841	Cordón de Los Ratones	Brecha Volcanoclástica de anfíbola
UR0504	-33.660315	-70.640622	850	Cordón de Los Ratones	Dacita

### 3.2.3.1 AFLORAMIENTOS Y GEOCRONOLOGÍA REPORTADA

#### CERRO ALTO

La zona de cerro Alto está asignada previamente al nivel inferior de la Fm. Abanico por Sellés y Gana (2001) y se encuentra ubicada al oeste de El Principal (recuadro verde Figura 37). Específicamente se recorrió la ladera este del cerro Alto.

En la zona existen dos dataciones radiométricas previas, ambas realizadas en roca total mediante K-Ar. La primera se realizó en rocas de la Fm. Abanico entregando una edad de  $18 \pm 1,1$  Ma y la segunda en un intrusivo hipabisal que entregó una edad de  $15 \pm 1$  Ma (Sellés y Gana, 2001).

La litología predominante que se observa corresponden a lavas andesíticas a dacíticas junto con una gran cantidad de intrusivos hipabisales del Eoceno superior – Mioceno inferior y del Mioceno inferior – Mioceno medio (Sellés y Gana, 2001).

En general, los afloramientos se encuentran ampliamente cubiertos por vegetación, lo que dificultó observar la continuidad de los estratos y obtener datos de rumbo y manteo con precisión.

### CORDÓN DE LOS RATONES

La zona del Cordón de los Ratones (recuadro negro Figura 37) se encuentra al oeste de Pirque y se caracteriza por tener rocas de carácter más ácido que las encontradas en las zonas anteriores pertenecientes al nivel basal de la Fm. Abanico.

En esta zona, existe una datación radiométrica realizada en un dique mediante K-Ar en roca total, que entregó una edad de  $22,4 \pm 1,1$  Ma (Sellés y Gana, 2001). Al norte del río Maipo, en el Cerro Negro, Sellés y Gana (2001) reconocieron que esta unidad estaba intruida por un intrusivo hipabisal dacítico del Paleoceno – Eoceno.

Se recolectaron cuatro muestras de roca en el sector, las cuales corresponden a riolitas, una dacita y una brecha volcánoclastica. Además se realizó una descripción a muestra de mano de una segunda brecha de clastos de mayor tamaño.

#### 3.2.3.2 LAVAS DEL SECTOR NORTE

### CERRO ALTO

Las lavas de esta zona se presentan característicamente en afloramientos muy cubiertos por vegetación, por lo que el tamaño observable de ellos no supera los 10 a 15 m. Se obtuvieron datos de manteo de las lavas, los que varían entre  $20^\circ$  y  $35^\circ$  hacia el este con un rumbo aproximado de N7W (Figura 38).

Según la mineralogía observada en los cortes transparentes de las lavas, estas corresponden a andesitas y dacitas. Texturalmente se observan rocas porfíricas y afaníticas, en donde la masa fundamental es holocristalina a vitrocrystalina. En las rocas porfíricas, el porcentaje de fenocristales es aproximadamente 30% y su tamaño varía entre 0,2 mm y 5 mm observándose familias de tamaño en algunos minerales. En la masa fundamental de las lavas

porfíricas se observa una textura intergranular, mientras que en la lava afanítica se observa una textura pilotaxítica.

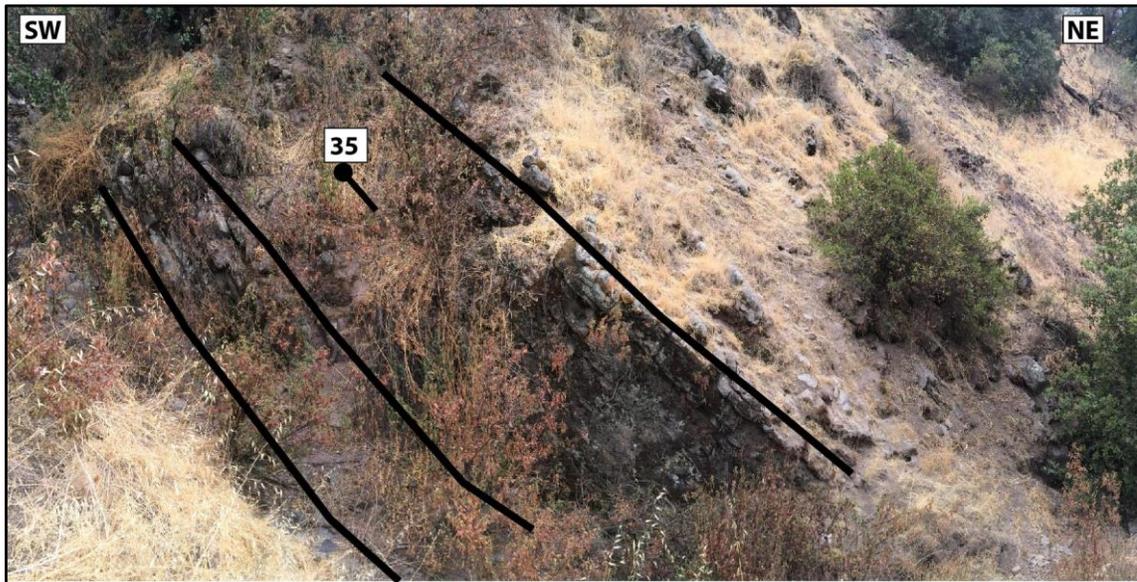
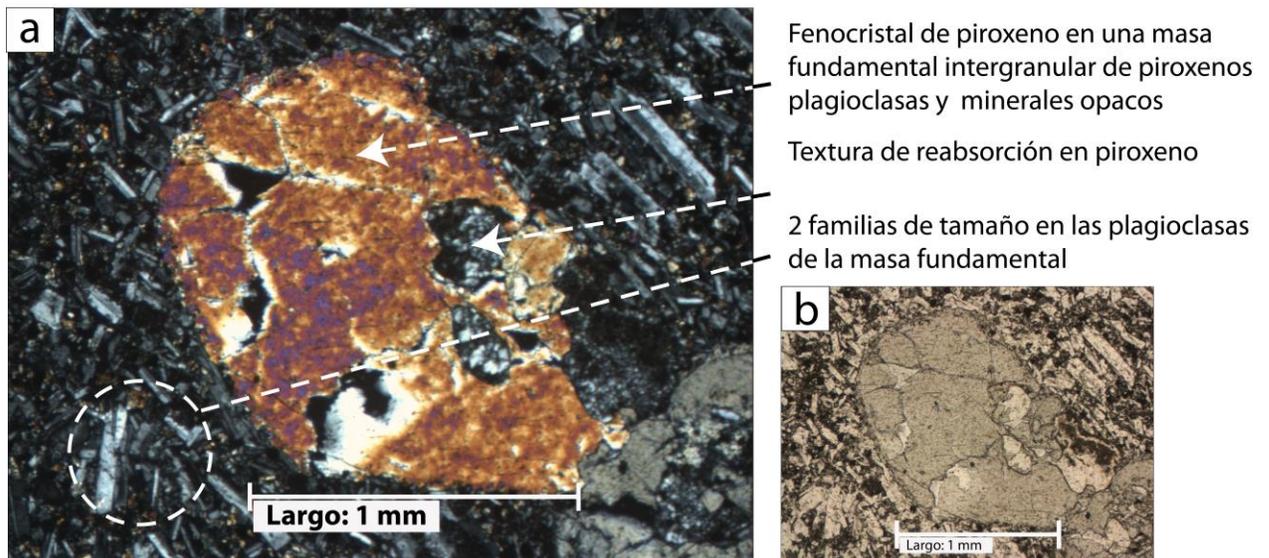


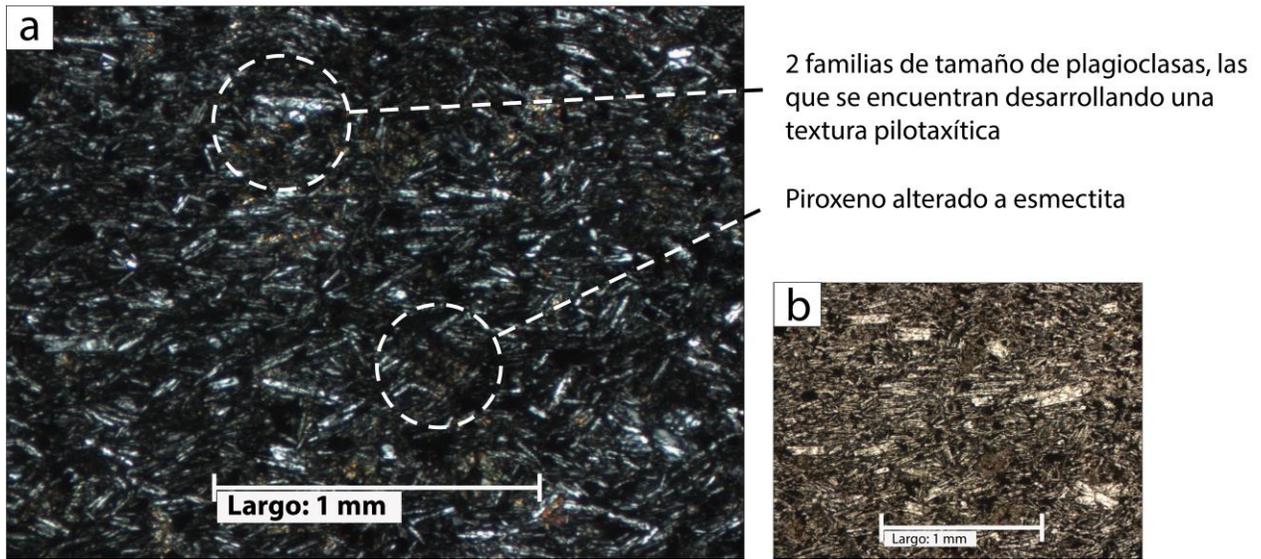
Figura 38: Afloramiento de rocas volcánicas de la Fm. Abanico con manto de 35°E en el sector de cerro Alto.

Los minerales principales que constituyen la roca son plagioclasa, piroxeno, feldespato potásico y subordinadamente anfíbola y minerales opacos.

La plagioclasa es el mineral más abundante en las lavas, variando desde un 50% a un 75% de la roca total. Se observan dos familias de tamaño en los cristales, los cuales son euhedrales a subhedrales y con macla Carlsbad y polisintética, estando ausente esta última en las familias de menor tamaño y en las lavas afaníticas. La masa fundamental presenta en general una textura intergranular (Figura 39), a excepción de la lava afanítica que presenta una textura pilotaxítica (Figura 40).



**Figura 39: Fotomicrografía: andesita de piroxeno, muestra UR0302, Cerro Alto. a) Imagen a nícoles cruzados. b) Imagen a nícoles paralelos.**



**Figura 40: Fotomicrografía: andesita de piroxeno, muestra UR0304, Cerro Alto. a) Imagen a nícoles cruzados. b) Imagen a nícoles paralelos.**

El feldespato potásico ocurre solo en la lava dacítica, sin embargo la proporción en la que se encuentra es importante, llegando a ser un 38% de la roca total. Los cristales se presentan en la masa fundamental y corresponden a cristales subhedrales a anhedrales alterados a arcillas.

Los piroxenos corresponden al tercer mineral más abundante, llegando a ser un 23% de la roca total, pero encontrándose ausentes en la lava dacítica. Se observan como fenocristales y también como microlitos de la masa fundamental. En el caso de los fenocristales, estos se observan creciendo en cúmulos y distribuidos en la matriz. Otra ocurrencia es creciendo en glomerocristales de plagioclasa y piroxeno. Los cristales son euhedrales a subhedrales y su tamaño promedio es de 1 mm. Se observan cristales de plagioclasa sobre la superficie de algunos piroxenos con texturas de reabsorción (Figura 39).

Las anfíbolas, al igual que el feldespato potásico, solo tienen ocurrencia en la lava dacítica (Figura 41) y llegan a ser el 8% de la roca total. Los cristales corresponden a fenocristales de la roca y son prismáticos tabulares subhedrales alterados levemente a biotita y esmectita.

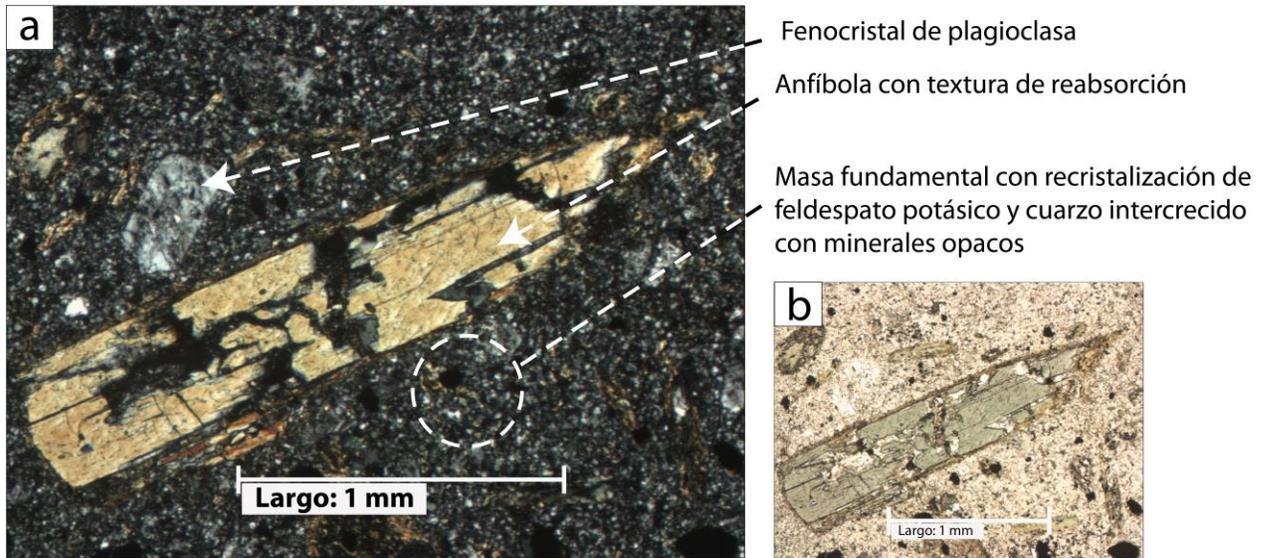


Figura 41: Fotomicrografía: dacita de anfíbola, muestra UR0303, Cerro Alto. a) Imagen a nicoles cruzados. b) Imagen a nicoles paralelos.

## CORDÓN DE LOS RATONES

Las lavas de esta zona se presentan en afloramientos de 2 a 7 m y corresponden a rocas de color blanco grisáceas alteradas moderadamente a óxidos de hierro. Los afloramientos presentan un manteo general de 25°E, con un rumbo variable entre N22E y N35E y se observan leve a moderadamente fracturados.

Las lavas corresponden a riolitas y una dacita. Texturalmente, son rocas porfíricas e hipidiomórficas y su masa fundamental presenta una textura felsítica de intercrecimiento de cuarzo y feldespato potásico (Figura 42 y Figura 43). El porcentaje de fenocristales varía entre un 5% y 10% de la roca total, con tamaños desde 0,2 mm a 2,2 mm, mientras que la masa fundamental es de 0,1 mm de tamaño promedio.

Los minerales principales que constituyen la roca son plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y subordinadamente minerales opacos.

El feldespato potásico es el mineral más abundante en las lavas, llegando a ser un 86% de la roca total. Los cristales se observan principalmente en la masa fundamental y su tamaño varía entre 0,05 mm a 0,3 mm, los que son mayoritariamente anhedrales (Figura 42 y Figura 43). Como fenocristales, se presentan solo en un 1% de la roca.

El segundo mineral más abundante varía dependiendo del tipo de roca, en las riolitas corresponde al cuarzo, mientras que en la dacita es la plagioclasa.

El cuarzo se observa exclusivamente en la masa fundamental, con una textura felsítica, llegando a ser el 34% de la roca total. Los cristales son subhedrales a anhedrales y se encuentran

distribuidos homogéneamente en la matriz con un porcentaje muy menor de ellos agrupados entre sí (máximo cuatro cristales). Su tamaño varía entre 0,05 mm y 0,3 mm.

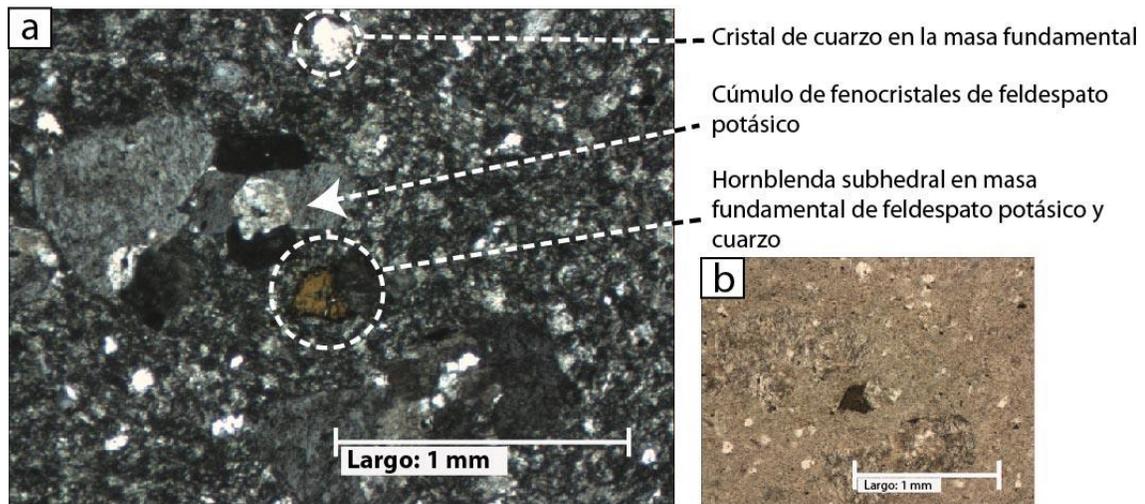


Figura 42: Fotomicrografía: riolita con matriz recrystalizada, muestra UR0501, Cordón de los Ratones. a) Imagen a nícoles cruzados. b) Imagen a nícoles paralelos.

La plagioclasa llega a ser el 29% de la roca total, se presenta en todas las lavas de la zona como fenocristales y solo en la dacita como parte de la masa fundamental. Los fenocristales son prismáticos tabulares euhedrales a subhedrales, presentan macla Carlsbad y polisintética y su tamaño varía entre 0,2 y 2,2 mm. En aproximadamente el 40% de los fenocristales, se observa una recrystalización de albita en su superficie (Figura 43). Los cristales presentes en la masa fundamental de la muestra UR0504, presentan un hábito prismático tabular y presentan en menor cantidad la macla Carlsbad.

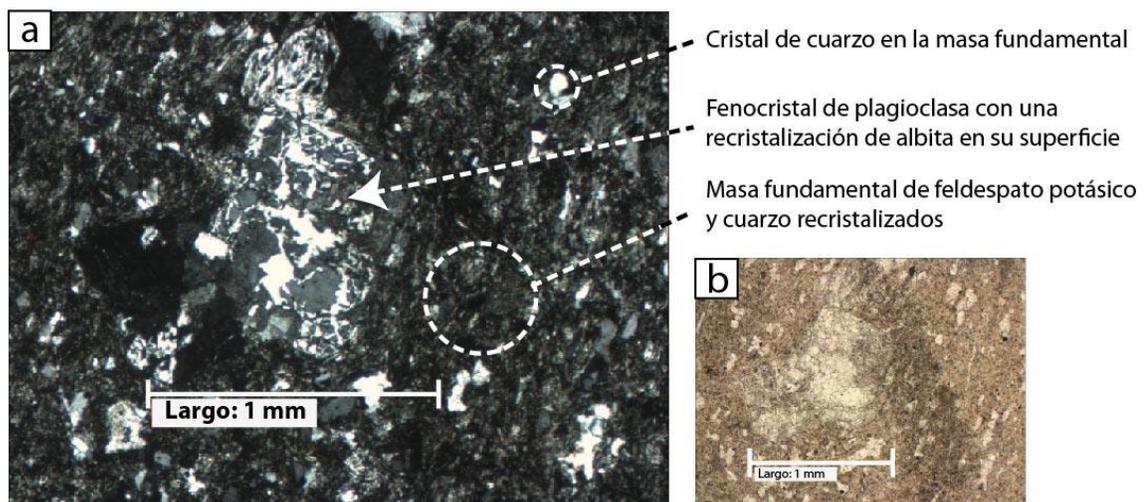


Figura 43: Fotomicrografía: Riolita con textura de flujo, muestra UR0502, Cordón de los Ratones. a) Imagen a nícoles cruzados. b) Imagen a nícoles paralelos.

Los minerales opacos corresponden al 1 – 3% de la roca total distribuyéndose principalmente en la masa fundamental y con un porcentaje muy menor como fenocristales. Macroscópicamente se distingue una textura de flujo, principalmente en las lavas riolíticas (Figura 44).

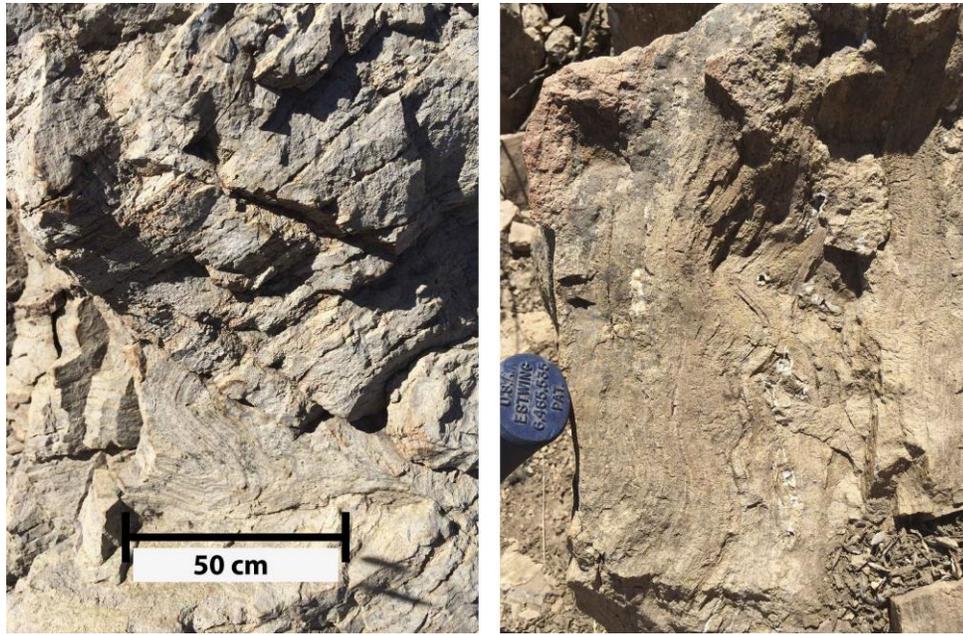


Figura 44: Textura de flujo en riolita, muestra UR0502, Cordón de los Ratones.

### 3.2.3.3 INTRUSIVOS DEL SECTOR NORTE

En la zona se obtuvo solo una muestra de rocas intrusivas, la que corresponde a una diorita de piroxeno. El afloramiento es de aproximadamente 2 m y se encuentra cubierto por vegetación. El intrusivo es de color gris con pátinas de oxidación rojizas y texturalmente es holocristalino, inequigranular, porfírico e hipidiomórfico (Figura 45).

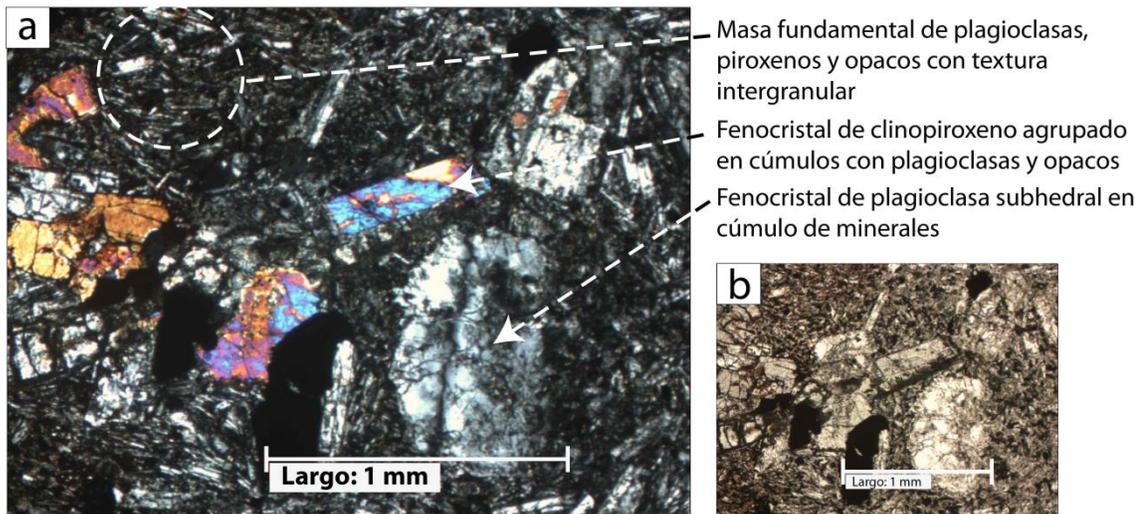


Figura 45: Fotomicrografía: diorita de piroxeno, muestra UR0301, Cerro Alto. a) Imagen a nicoles cruzados. b) Imagen a nicoles paralelos.

La mineralogía observada en el corte transparente corresponde a plagioclasa (81%), piroxeno (17%) y minerales opacos (2%) y como mineral accesorio se encuentra apatito (<1%) el que crece sobre los cristales de plagioclasa.

El porcentaje de fenocristales corresponde a un 2% de la roca total y los cristales corresponden a plagioclasa de 0,4 mm a 2,4 mm de tamaño y clinopiroxeno de 0,5 mm de tamaño promedio. La masa fundamental, por otro lado, está constituida mayoritariamente por plagioclasas, las que van desde 0,05 mm a 0,3 mm y son cristales prismáticos tabulares euhedrales a subhedrales. Los piroxenos distribuidos en la masa fundamental se pueden separar en dos familias de tamaño: los primeros corresponden a clinopiroxenos prismáticos tabulares que van desde 0,05 mm a 1 mm y los segundos corresponden a piroxenos subhedrales a anhedrales de 0,025 mm de tamaño promedio.

#### 3.2.3.4 BRECHAS VOLCANOCLÁSTICAS DEL SECTOR NORTE

##### CORDÓN DE LOS RATONES

Se reconocen dos brechas volcanoclásticas en la zona, diferenciadas por el tamaño de sus clastos. La brecha con clastos de mayor tamaño se estudió solo macroscópicamente, ya que debido al tamaño de sus fragmentos no se puede obtener una muestra representativa para el estudio microscópico (Figura 46). Esta brecha se encuentra en afloramientos de 5 a 15 m de espesor y no se observan estructuras sedimentarias en ella. Los principales constituyentes de la roca son fragmentos líticos ígneos y cristales.

Los fragmentos líticos corresponden a rocas volcánicas porfíricas con fenocristales de plagioclasa y rocas volcánicas afaníticas. Los fragmentos son angulosos a subangulosos con tamaños que van desde 0,5 cm a 50 cm y se observan principalmente básicos a intermedios (probablemente andesitas).

La brecha es clasto soportada, siendo su matriz menor a 5 mm y está compuesta macroscópicamente por fragmentos líticos volcánicos y cristales de plagioclasa.



**Figura 46: Brecha volcanoclástica con fragmentos volcánicos extrusivos de hasta 50 cm.**

La brecha de menor tamaño corresponde a un afloramiento de 2 m y no se observan estructuras sedimentarias en ella. Sus componentes principales son fragmentos líticos y cristales.

Los fragmentos corresponden aproximadamente a un 60% de la roca, los que son 35% cristales y 25% líticos. Los cristales van desde 0,5 a 2,2 mm y corresponden a plagioclasa, anfíbolos y piroxeno y se observan fracturados y alterados a arcillas. Los líticos corresponden a rocas andesíticas porfíricas y afaníticas, dacitas y riolitas de 0,5 a 7 mm. La matriz se compone de los mismos componentes de los fragmentos y se observan estructuras de flujo. La brecha es matriz soportada.

### 3.2.3.5 CUADRO COMPARATIVO

A continuación, se presenta un cuadro donde se resumen y comparan las principales características de las lavas pertenecientes a las dos zonas del Sector Norte de la zona de estudio (Tabla 4).

**Tabla 4: Cuadro comparativo de rocas volcánicas extrusivas del Sector Norte.**

<b>Zonas</b> <b>Caract.</b>	<b>Cerro Alto</b>	<b>Cordón de los Ratones</b>
<b>Lavas</b>	Andesitas – Dacitas (3)*	Riolitas – Dacita (3)*
<b>Texturas</b>	Porfíricas – Afaníticas	Porfíricas
<b>% Fenocristales</b>	30%	5 – 10%
<b>Minerales Principales</b>	Plagioclasa – Piroxeno – Feldespato potásico	Feldespato potásico – Plagioclasa
<b>Minerales Subordinados</b>	<b>Anfíbola</b>	Cuarzo

\* Número de muestras analizadas para cada zona.

## 3.3 CORRELACIONES

### 3.3.1 INTRODUCCIÓN

En esta sección se presentan columnas estratigráficas de cada una de las zonas definidas en la sección 3.2 de este trabajo. Estas se han construido relacionando la ubicación de las muestras y el mapeo generalizado de la zona, obtenido de mediciones *in-situ* y recopilación bibliográfica. Dichas columnas, se han utilizado para correlacionar las rocas analizadas en la petrografía con las columnas estratigráficas reportadas por los autores mencionados en la sección 2.6, columnas realizadas en otras zonas donde afloran estas formaciones.

### 3.3.2 METODOLOGÍA

Debido a la falta de continuidad de los afloramientos visitados en la zona de estudio y la abundante vegetación que cubre las rocas, no se pudo realizar la construcción de columnas estratigráficas de forma tradicional. Como método alternativo se utilizó la siguiente metodología:

1. Análisis de rumbos y mapeos medidos y recopilados en las zonas definidas en las secciones 3.2.2 y 3.2.3.

2. Agrupación de muestras recolectadas según su cercanía y posible continuidad estratigráfica según manteos de cada zona.
3. Análisis de la descripción petrográfica de las muestras recolectadas (sección 3.2), con especial énfasis en las variaciones mineralógicas y texturales entre rocas contiguas, para generación de límites según variaciones importantes en los parámetros anteriormente mencionados.
4. Estimación de los espesores de las unidades definidas en el punto 3 mediante el manto generalizado de la zona y la ubicación espacial de las muestras.
5. Integración de datos radiométricos previos con la petrografía.
6. Generación de columnas estratigráficas de cada zona.

### 3.3.3 GRUPOS Y COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

Los grupos que se utilizarán corresponden a los mencionados en las secciones 3.2.2 y 3.2.3, sin embargo, el grupo de muestras del sector de Cordón de los Ratones se descarta para esta sección, ya que las muestras se distribuyen a lo largo del rumbo de los estratos, por lo que no representarían una variación estratigráfica significativa.

#### 3.3.3.1 COLUMNA CUESTA DE CHADA

En la zona de la Cuesta de Chada no se lograron obtener datos de rumbo y manto *in-situ*, por lo que los datos que se utilizaron corresponden a los recopilados por Sellés y Gana (2001). En ese trabajo se reportaron rumbos aproximadamente N-S con manteos de 25°E a 35°E (Figura 47). Cabe destacar que en la zona existe una falla inversa vergente al oeste (Falla Portezuelo de Chada) (Fock, 2005), que provocaría que estratos más antiguos se encuentren aflorando en superficie contiguos a los estratos más jóvenes de la secuencia, ubicados al oeste de la falla.

Las muestras utilizadas para esta sección corresponden a las indicadas en la Figura 47, donde se distinguen 2 grupos: uno al este de la falla y otro al oeste.

Considerando el manto constante al este de la zona entre 25° y 35°, el rumbo aproximado N-S (Sellés y Gana, 2001), el dato de altura de las muestras y la distribución E-W, las muestras en una columna estratigráfica se distribuirían de más antiguas a más recientes como UR0209 – UR0210 – UR0201.

En el caso de las muestras que se ubican al este de la falla, la muestra UR0207 corresponde a una toba datada por Fock (2005) en  $43,0 \pm 0,4$  Ma, por lo que sería la más antigua de la columna. La muestra UR0208, por su ubicación inmediatamente al este de la toba, correspondería a la segunda muestra más antigua de la zona.

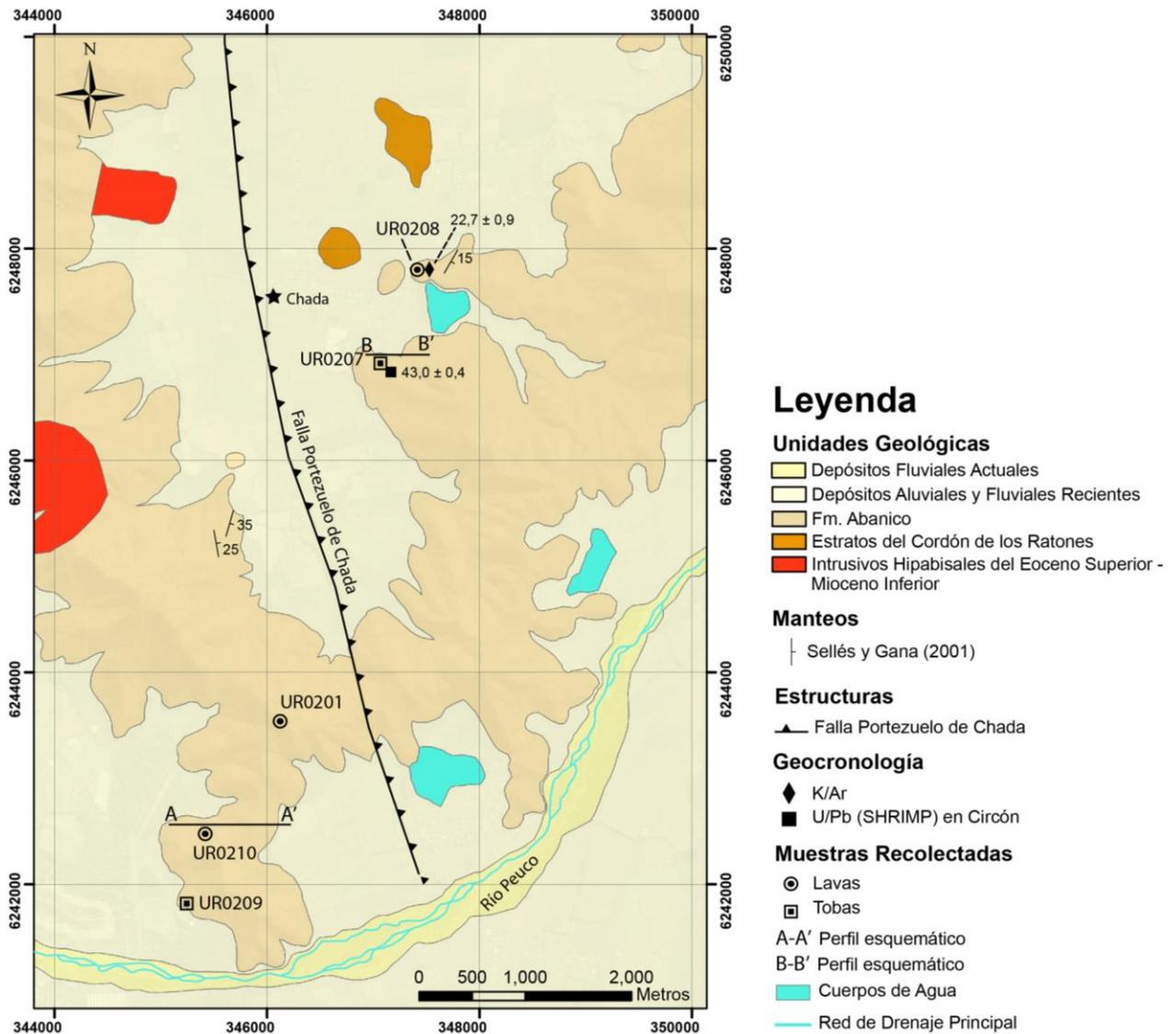


Figura 47: Distribución de las muestras recolectadas en el sector de la Cuesta de Chada.

Antes de realizar la columna estratigráfica, se deben estimar los espesores de los estratos, por lo que se construyó un perfil esquemático integrando la topografía y los manteos de la zona (Figura 48). Debido a la falta de afloramientos y discontinuidad, los estratos se han considerado como continuos entre cada uno de los puntos muestreados, por lo que el espesor obtenido corresponde al espesor máximo. Para calcular el espesor se utilizó la metodología explicada en el anexo 7.2.1.

Para la generación del perfil esquemático, la traza se realizó perpendicular al rumbo N-S generalizado para la zona y las muestras alejadas de la traza se proyectaron en ella. Los datos topográficos se obtuvieron del software Google Earth. Una vez proyectadas las muestras sobre la traza, se proyectó en profundidad el estrato que contendría cada muestra como se observa en la Figura 48.

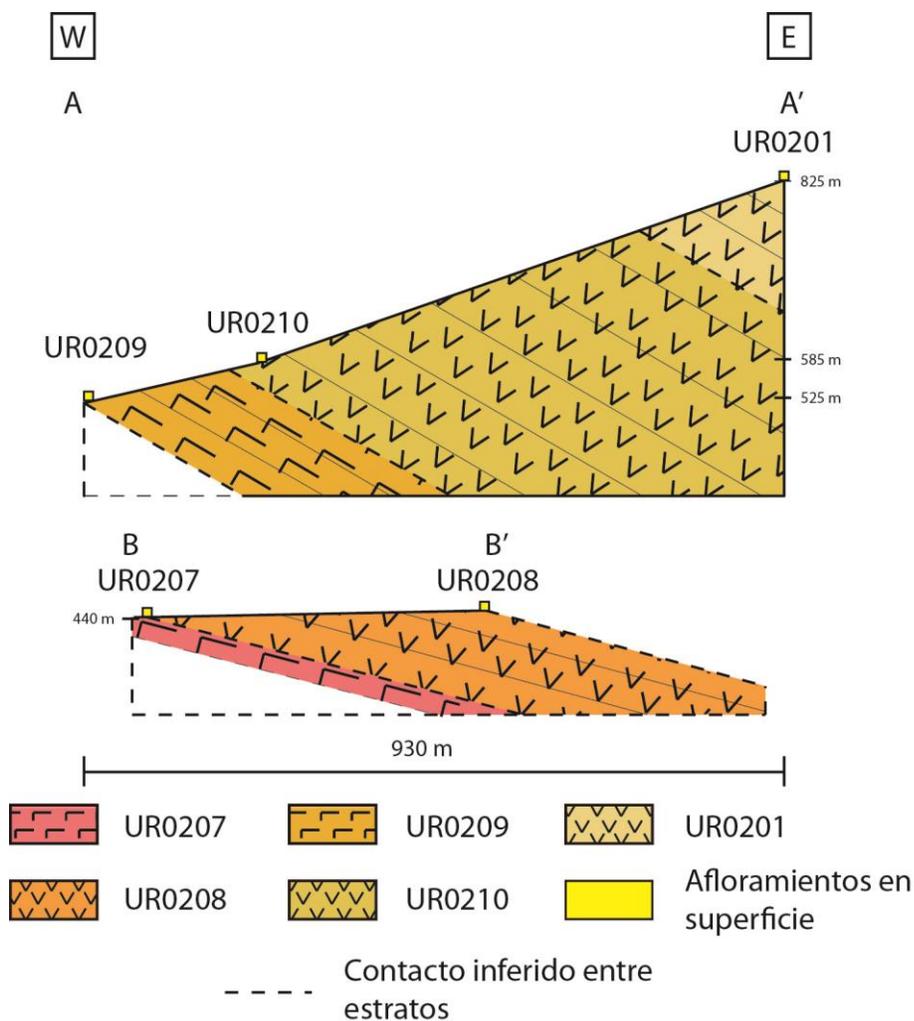


Figura 48: Perfil esquemático E-W de los estratos de las muestras en profundidad en la Cuesta de Chada.

Los espesores estimados para los estratos que contienen cada muestra se presentan en la Tabla 5. Con ello se construyó la columna estratigráfica esquemática de la zona de Cuesta de Chada (Figura 49).

Tabla 5: Espesores columna Cuesta de Chada

Muestra	Espesor del estrato que contiene la muestra
UR0207	30 m
UR0208	120 m
UR0209	135 m
UR0210	430 m
UR0201	150 m

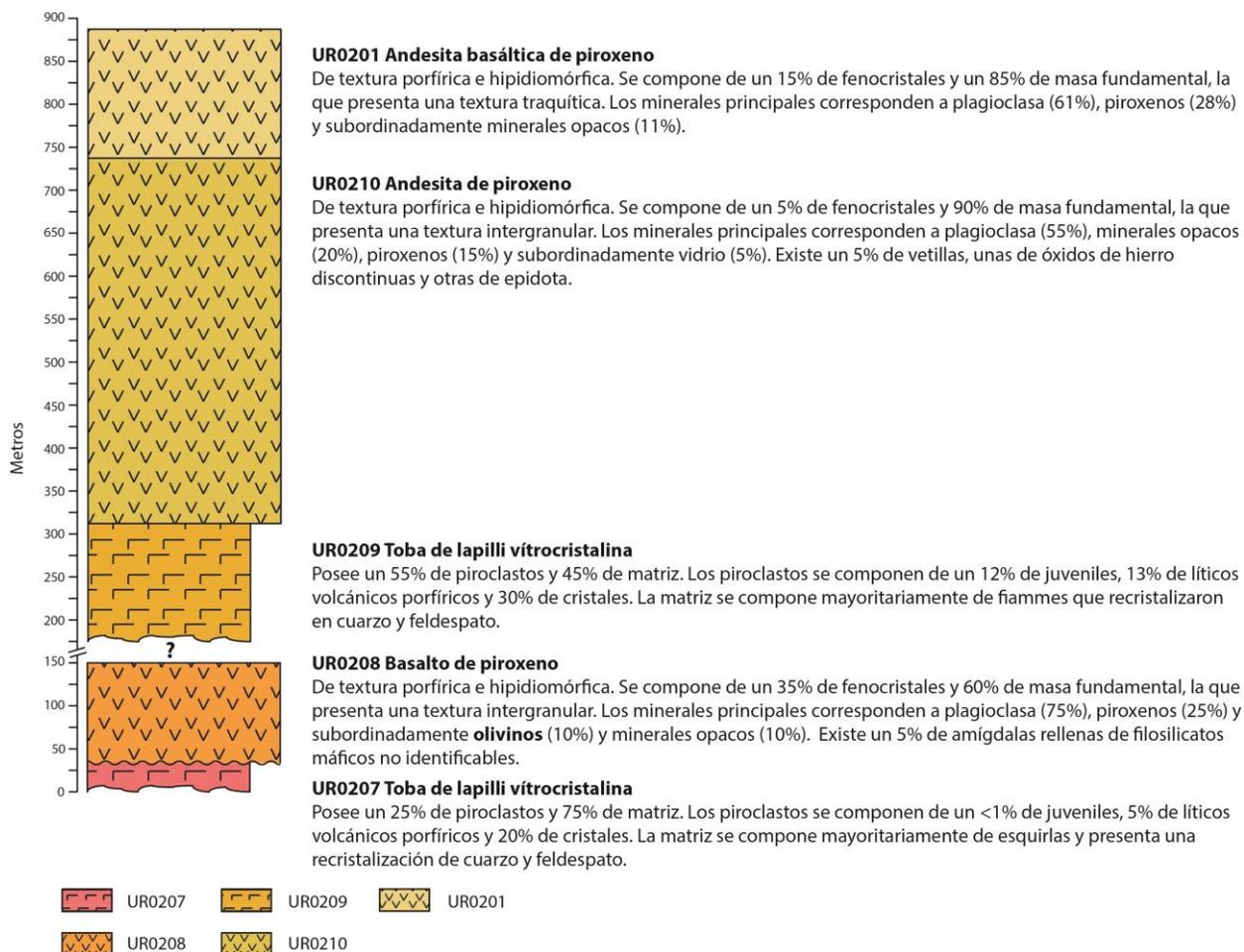


Figura 49: Columna estratigráfica realizada en la zona de Cuesta de Chada.

### 3.3.3.2 COLUMNA CULITRÍN

De igual manera que en la zona de la Cuesta de Chada, en Culitrín tampoco se lograron obtener datos de rumbo y manteos *in-situ*, por lo que se utilizó el mapeo generalizado del nivel inferior de la Fm. Abanico de 10° a 25° al este, descrito para la zona por Sellés y Gana (2001). Esta zona se encuentra al oeste de la falla Portezuelo de Chada (Figura 50). Las muestras utilizadas para esta sección corresponden a las indicadas en la Figura 50.

Una vez proyectadas las muestras sobre la traza, se proyectó en profundidad el estrato que contendría cada muestra como se observa en la Figura 51. Las muestras recolectadas ordenadas de más antiguas a más recientes serían: UR0205 – UR0206 – UR0204, UR0601 – UR0203, UR0103.

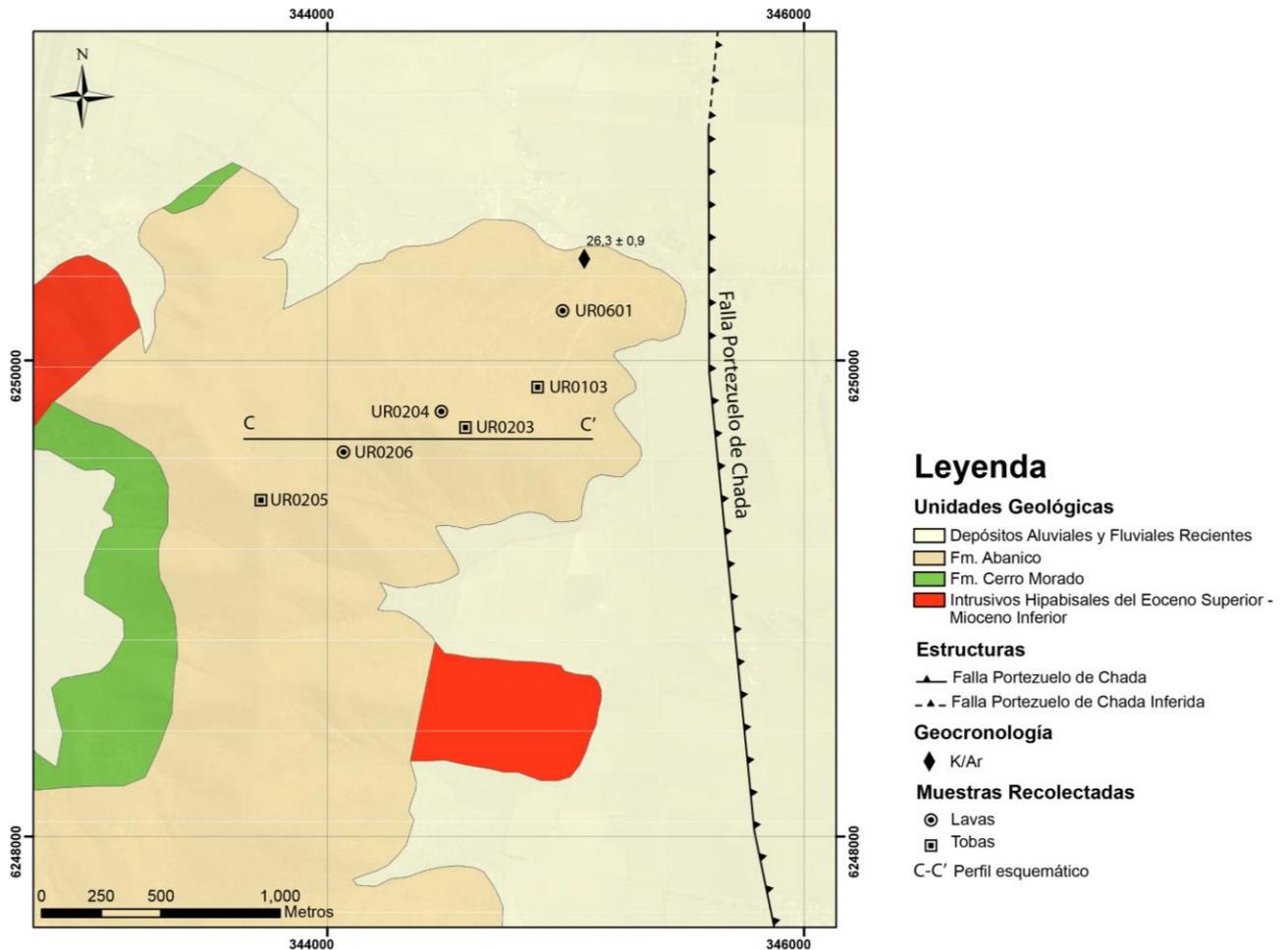


Figura 50: Distribución de las muestras recolectadas en el sector de Culitrín.

Según los manteos representados en la Figura 51, existen dos pares de muestras que pertenecerían entre ellas al mismo estrato. Para comprobar lo anterior se realizó una comparación petrográfica.

En el caso del par UR0204 y UR0601, correspondientes a andesitas de piroxeno, son diferentes texturalmente. La muestra UR0204 es afanítica, mientras que la muestra UR0601 presenta una textura porfírica. Mineralógicamente, la muestra UR0204 presenta un porcentaje mayor de cuarzo que la muestra UR0601 y las plagioclasas de su masa fundamental son subhedrales a anhedrales, mientras que las de la muestra UR0601 serían euhedrales a subhedrales. Con lo anterior, las muestras no corresponderían al mismo estrato. No obstante, la diferencia composicional está dentro de los rangos observados en campos volcánicos y podría ser o bien un producto de diferentes secciones y/o tiempos de una misma cámara magmática o bien diferentes centros de emisión. La zona, al ser una sucesión de tobas y lavas de composición levemente variable, pero de un origen genético común, nos permite agrupar y definir la sección del perfil donde se encuentran estas muestras como una sucesión de lavas.

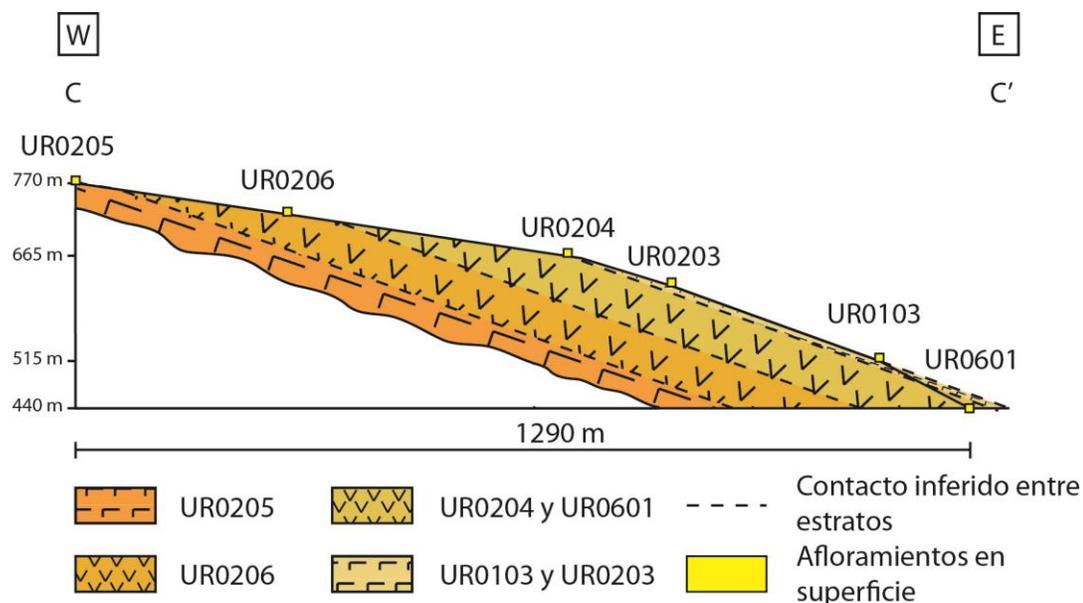


Figura 51: Perfil esquemático E-W de los diferentes estratos en profundidad de la zona de Culitrín, según un mapeo generalizado de 20°E.

Realizando la misma comparación con el par UR0203 y UR0103, correspondientes a tobas de lapilli litocristalina y vitrocrystalina respectivamente, se observan muy similares a muestra de mano como un primer orden. Texturalmente, en ambas el porcentaje y composición de los piroclastos es muy similar siendo 50% en UR0103 y 60% en UR0203. Los cristales pertenecientes a los piroclastos son en ambas plagioclasa de un tamaño y características texturales muy similares. Los fragmentos líticos, por otro lado, en el caso de la muestra UR0203 son levemente más diferenciados, ya que hay presencia de dacitas, pero en ambos hay rocas andesíticas. En la matriz, a pesar de tener diferencias en los porcentajes, los fragmentos juveniles y los cristales son muy similares textural y composicionalmente, siendo los fragmentos juveniles fiammes y los cristales plagioclasas. En base a esto se ha inferido que ambas muestras pertenecerían al mismo estrato.

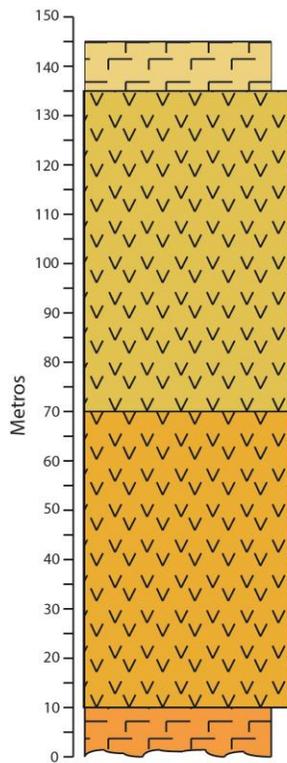
Utilizando la metodología explicada en el anexo 7.2.1 se obtuvieron los espesores estimados para los estratos que contienen cada muestra (Tabla 6).

Tabla 6: Espesores columna Culitrín.

Muestra	Espesor del estrato que contiene la muestra
UR0103 – UR0203	10 m
UR0204 – UR0601	65 m
UR0206	60 m
UR0205	10 m

El estrato que correspondería a las muestras UR0103 y UR0203 es la superficie de erosión actual. El espesor del estrato asociado a la muestra UR0205 no se puede calcular, ya que no se tiene un límite inferior, por lo que el espesor que se utilizó corresponde al observado en el afloramiento.

Finalmente la columna estratigráfica esquemática se muestra en la Figura 52.



**UR0103 Toba de lapilli fino lítica y UR0203 Tobas de lapilli grueso cristalina**

La muestra UR0103 posee más fragmentos líticos y de mayor tamaño, mientras que la muestra UR0203 presenta más cristales como piroclastos. La matriz de ambas es cinerítica; la primera corresponde a un 50% y la segunda un 40% de la roca y se componen en su mayoría de fiammes y menor plagioclasa.

**UR0204 Andesita de piroxeno**

De textura afanítica e hipidiomórfica. Los minerales principales corresponden a plagioclasa (75%), subordinadamente cuarzo (10%), minerales opacos (10%) y piroxeno (<1%) y como accesorio apatitos. Existe un 5% de amígdalas rellenas de calcedonia, epidota y menor calcita.

**UR0601 Andesita de piroxeno**

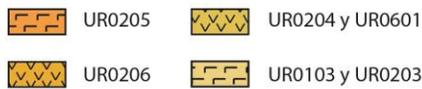
De textura porfírica e hipidiomórfica. Se compone de un 5% de fenocristales y un 92% de masa fundamental, la que presenta una textura intergranular. Los minerales principales corresponden a plagioclasa (54%) y piroxenos (37%) y subordinadamente minerales opacos (5%), cuarzo (<1%) y clinopiroxeno (<1%). Presenta un 1% amígdalas rellenas parcialmente por calcita y un 3% de vesículas.

**UR0206 Andesita de piroxeno**

De textura afanítica e hipidiomórfica, la que presenta una textura intergranular. El mineral principal corresponde a plagioclasa (70%) y subordinadamente piroxenos (5%) y minerales opacos (2%). Existe un 2% de vidrio en la masa fundamental y presenta un 20% de amígdalas rellenas de clorita, calcita, epidota y titanita.

**UR0205 Toba de lapilli grueso lítica**

Posee un 60% de piroclastos y 40% de matriz. Los piroclastos se componen de un 5% de juveniles, 40% de líticos volcánicos porfíricos y afaníticos y 15% de cristales. La matriz se compone de un 20% de juveniles, 10% de líticos y 10% de plagioclasas.

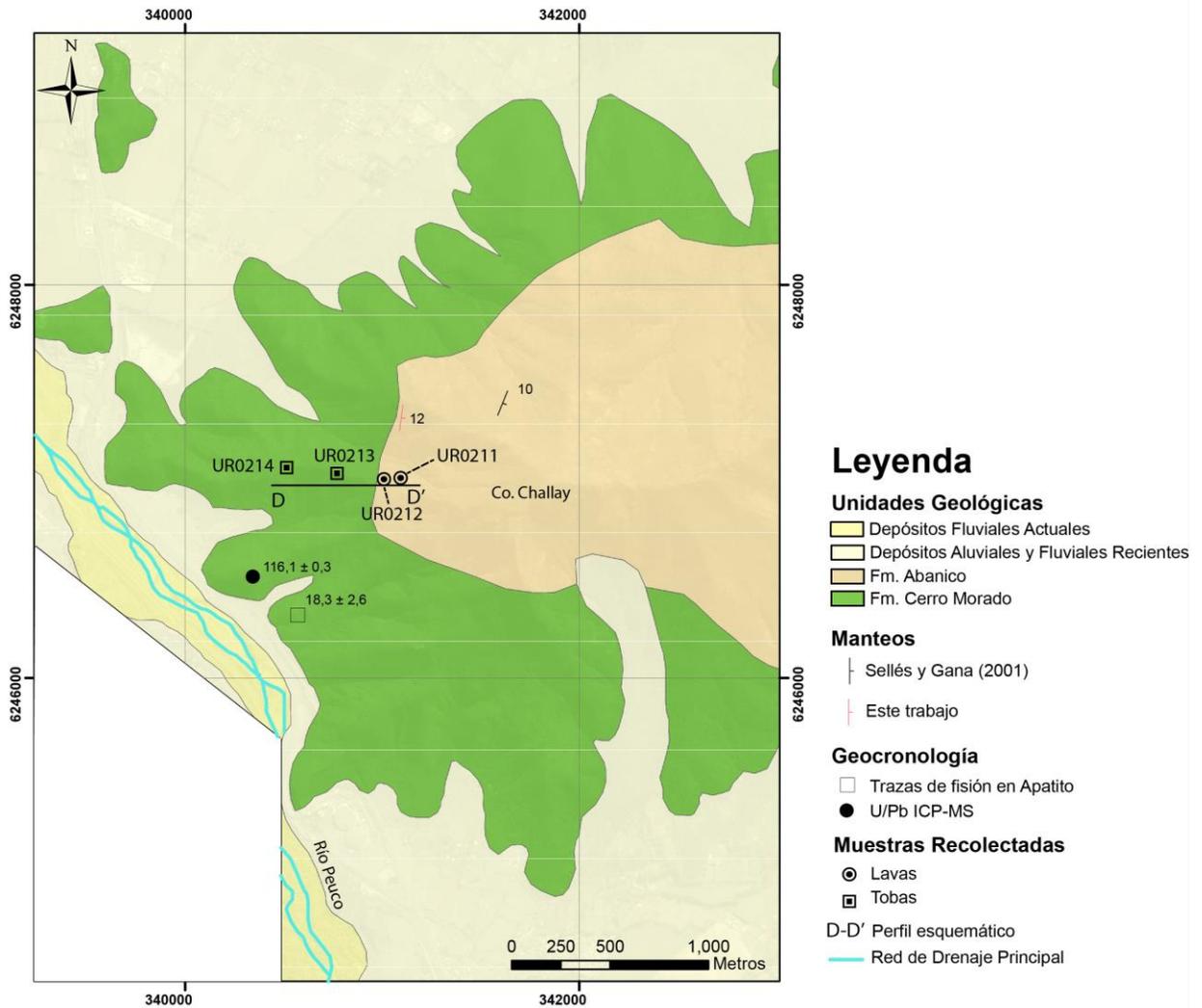


**Figura 52: Columna estratigráfica realizada en la zona de Culitrín.**

**3.3.3.3 COLUMNA CERRO CHALLAY**

En la zona de Cerro Challay se obtuvieron datos de manto de los estratos sobre la discordancia presente en la zona (Figura 24), los que son de 12° hacia el este. Los estratos bajo la discordancia se disponen de manera subhorizontal con un leve manto hacia el este formando un anticlinal de *rollover* propuesto por Sellés y Gana (2001) y Fock (2005). El rumbo es aproximadamente N-S, con una leve tendencia hacia el este. Las muestras utilizadas para esta sección corresponden a las indicadas en la Figura 53.

Debido a que las muestras se distribuyen prácticamente perpendiculares al rumbo y la pendiente de la ladera del cerro va en sentido opuesto a los mantes, a medida que se va ascendiendo en las cotas, se va ascendiendo en la estratigrafía de la zona, como se observa en el perfil de la Figura 54.



**Figura 53: Distribución de las muestras recolectadas en el sector del Cerro Chally.**

Complementando la distribución de las muestras con los estudios radiométricos previos, las muestras recolectadas ordenadas de más antiguas a más recientes serían: UR0214 – UR0213 – UR0212 – UR0211.

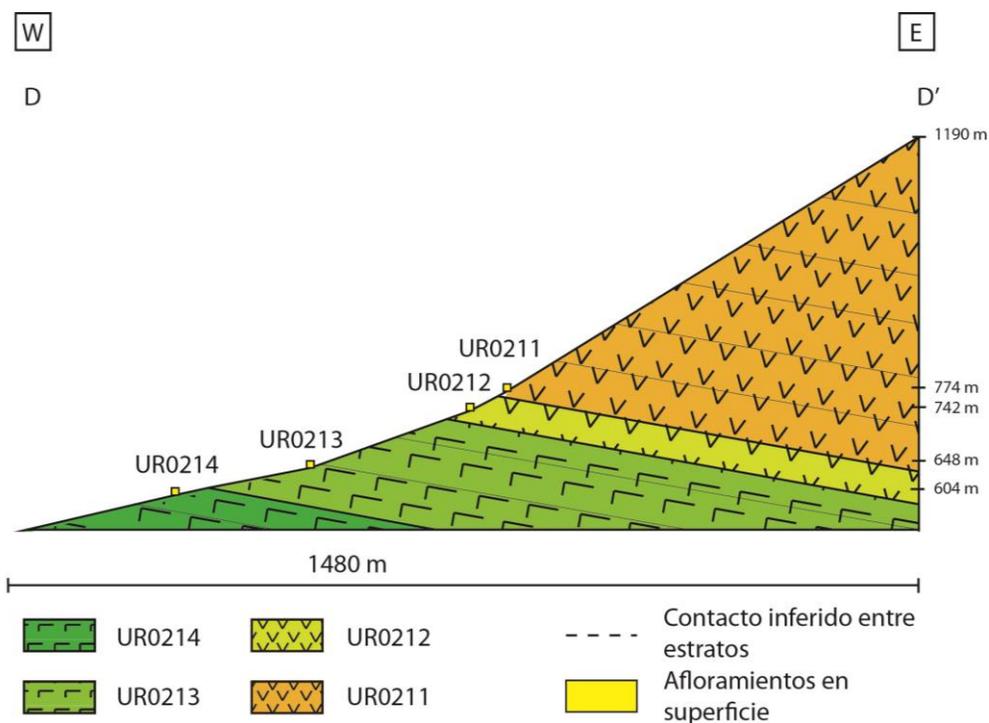


Figura 54: Perfil esquemático de los diferentes estratos en profundidad según un manto generalizado de 12°E.

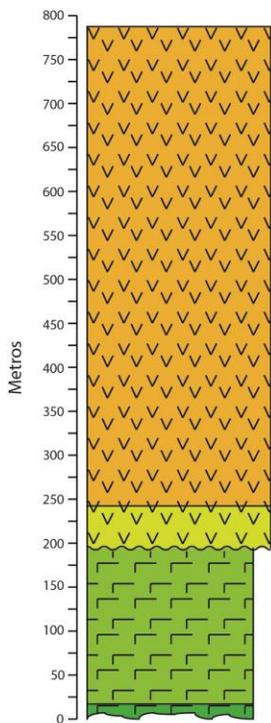
Utilizando la metodología explicada en el anexo 7.2.1 se obtuvieron los espesores estimados para los estratos que contienen cada muestra (Tabla 7).

Tabla 7: Espesores columna Cerro Challay.

Muestra	Espesor del estrato que contiene la muestra
UR0211	535 m
UR0212	51 m
UR0213	180 m
UR0214	10 m

El espesor del estrato al que corresponde la muestra UR0214 no se puede calcular de la manera anterior, ya que no se tiene límite inferior, por lo que el espesor que se utilizará corresponde al observado en el afloramiento.

La columna estratigráfica esquemática de la zona del Cerro Challay se muestra en la Figura 55.



**UR0211 Dacita de piroxeno**

De textura porfírica e hipidiomórfica. Se compone de un 2% de fenocristales y 97% de masa fundamental. El mineral principal corresponde a plagioclasa (92%) y subordinadamente minerales opacos (3%), piroxenos (2%) y cuarzo (2%) . Existe un 1% de amígdalas rellenas de calcita y menor cuarzo.

**UR0212 Dacita de anfibola**

De textura porfírica e hipidiomórfica. Se compone de un 10% de fenocristales y 90% de masa fundamental. El mineral principal corresponde a feldespato potásico (65%) y subordinadamente minerales opacos (21%), plagioclasa (11%), **anfíbola** (2%) y piroxenos (1%).

**UR0213 Toba de ceniza vítrea**

La muestra no presenta piroclastos. El 100% de la matriz corresponde a vidrio volcánico alterado a feldespato potásico. Se observa además calcita diseminada y vetillas de cuarzo y calcita.

**UR0214 Toba de lapilli vitrocrystalina**

Posee un 10% de piroclastos y 90% de matriz. Los piroclastos son en proporción 3:2 de fragmentos cristalinos sobre líticos. La matriz se compone de un 55% de esquirlas y el porcentaje restante a una recristalización de feldespato potásico y minerales opacos.



**Figura 55: Columna estratigráfica de la ladera oeste del Cerro Challay.**

**3.3.3.4 COLUMNA CERRO ALTO**

En la zona de Cerro Alto se obtuvieron manteos entre 20° y 30° al este. Las muestras utilizadas para esta sección corresponden a las indicadas en la Figura 56.

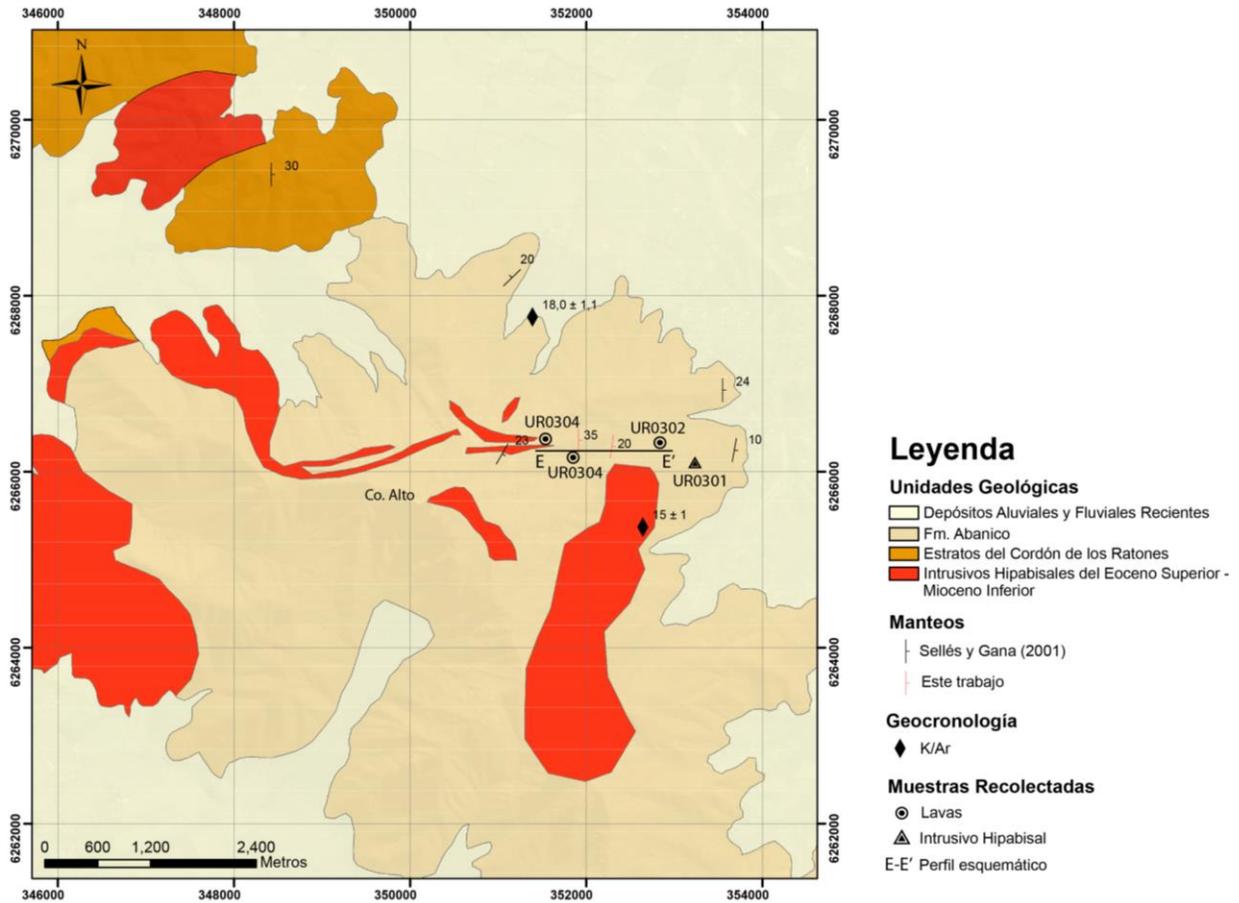


Figura 56: Distribución de las muestras recolectadas en el sector del Cerro Alto.

Complementando la distribución de las muestras con los manteos recopilados y observados en la zona se construyó el perfil esquemático de la zona (Figura 57).

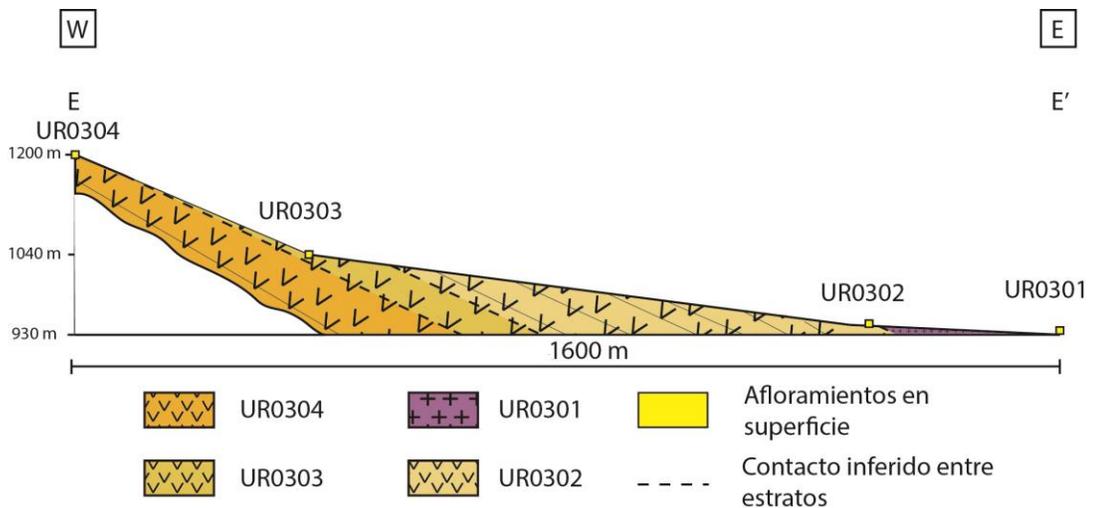


Figura 57: Perfil esquemático de los diferentes estratos en profundidad según manteos medidos en terreno.

Como se observa en la Figura 57, las muestras recolectadas ordenadas de más antiguas a más recientes serían: UR0304 – UR0303 – UR0302. La muestra UR0301 corresponde a un intrusivo hipabisal, por lo que no se considerará en la columna estratigráfica.

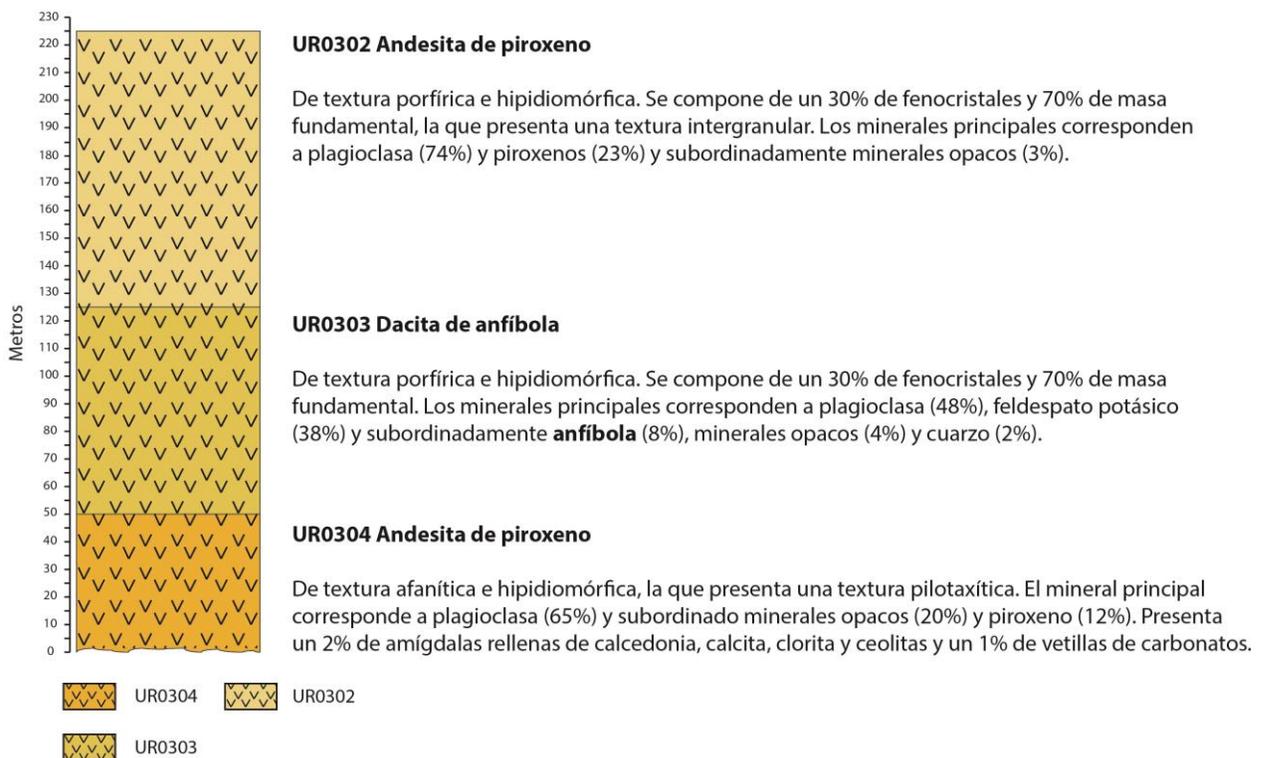
Utilizando la metodología explicada en el anexo 7.2.1 se obtuvieron los espesores estimados para los estratos que contienen cada muestra (Tabla 8).

**Tabla 8: Espesores columna Cerro Alto.**

<b>Muestra</b>	<b>Espesor del estrato que contiene la muestra</b>
<b>UR0302</b>	100 m
<b>UR0303</b>	75 m
<b>UR0304</b>	50 m

El espesor del estrato de la muestra UR0304 no se puede calcular de la manera anterior, ya que no se tiene límite inferior, por lo que el espesor que se utilizó corresponde al observado en el afloramiento.

La columna estratigráfica esquemática de la zona del Cerro Alto se muestra en la Figura 58.



**Figura 58: Columna estratigráfica de la ladera este del Cerro Alto.**

### 3.3.4 CORRELACIÓN COLUMNAS

A continuación se presenta una posible correlación de las columnas estratigráficas generadas en las secciones anteriores (Figura 59). Los criterios utilizados para correlacionar las columnas de las cuatro zonas, corresponden a la mineralogía observada en cortes transparentes y las edades radiométricas previas reportadas para la zona de estudio.

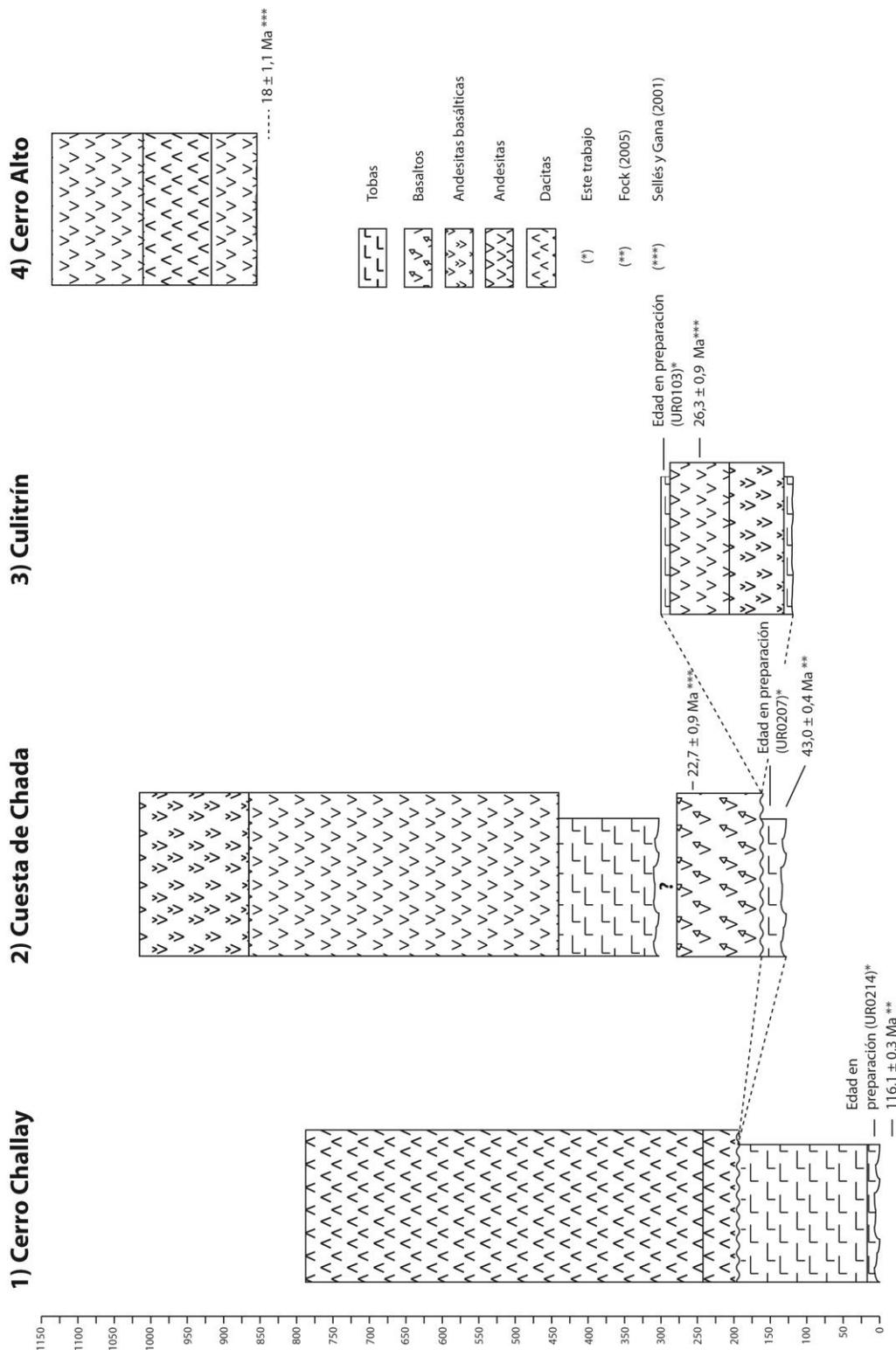
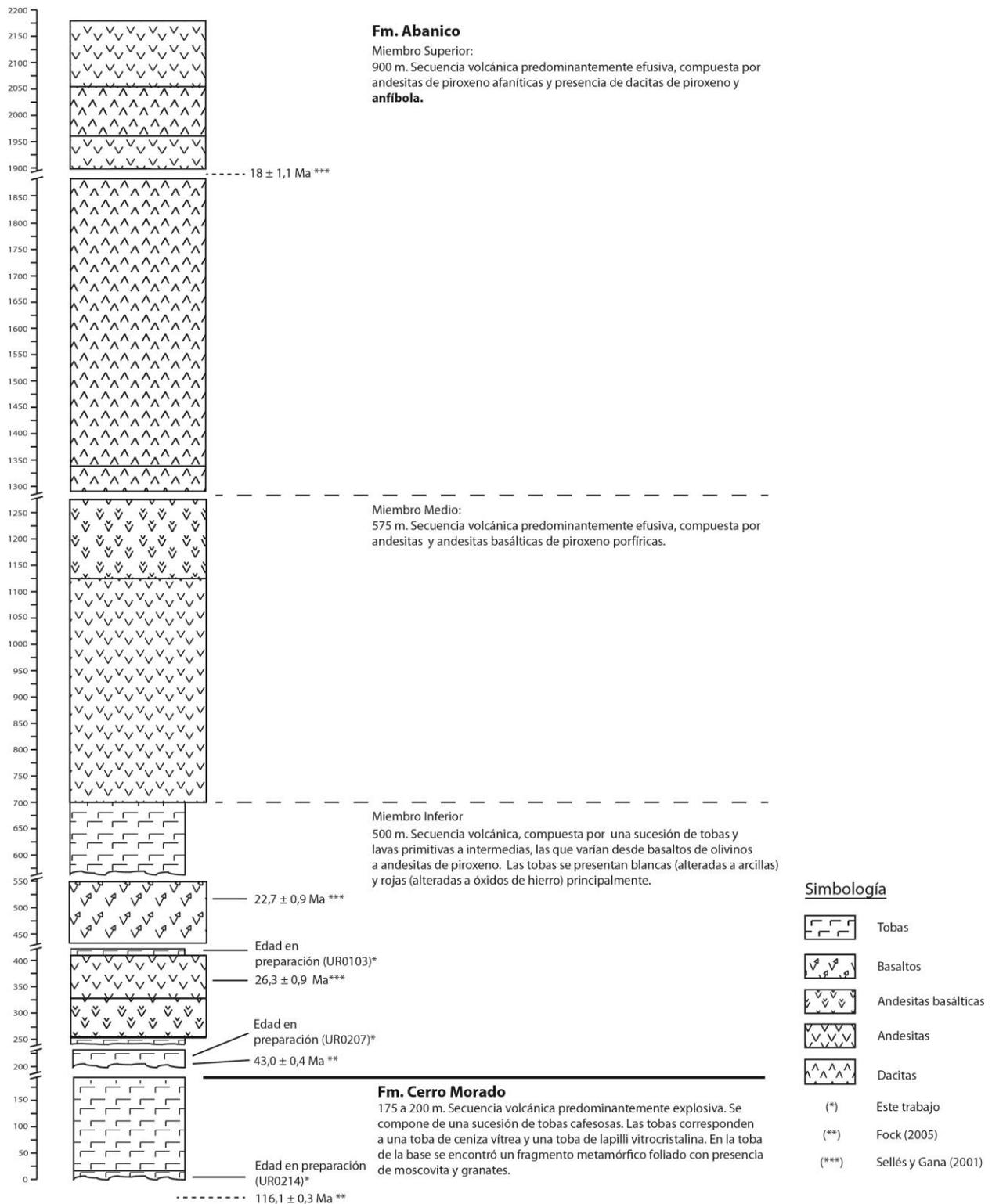


Figura 59: Correlación de columnas estratigráficas generadas en las zonas de estudio.

Luego de realizar la correlación de las columnas levantadas en las cuatro zonas mencionadas en la sección 3.3.3, se integró la información y se construyó una columna estratigráfica generalizada de estas zonas (Figura 60).



**Figura 60: Columna generalizada para la zona de estudio.**

En la base de la columna estratigráfica generalizada (Figura 60), se observan ~200 m de tobas de color café, las que según mineralogía, litología y ubicación estratigráfica se asignan a la Fm. Cerro Morado de edad Aptiana - Albiana. A continuación se observa el hiatus geocronológico de ~73 millones de años descrito por Fock (2005) entre las rocas Cretácicas de la base de la columna y la toba cristalina asignada al Eoceno medio (Fock, 2005).

Sobreyacente al hiatus reportado por Fock (2005), se observa una sucesión de lavas primitivas a intermedias con tobas cristalinas y líticas de aproximadamente 500 m de espesor, la que se definió como el miembro inferior de la Fm. Abanico. Existen dos edades reportadas para este tramo, las que corresponden a  $26,3 \pm 0,9$  Ma y  $22,7 \pm 0,9$  Ma ambas realizadas mediante K/Ar (Sellés y Gana, 2001). Según la geocronología reportada, esta sucesión comprende el período desde el Eoceno medio hasta aproximadamente el Oligoceno tardío.

El miembro medio de la Fm. Abanico (Figura 60) corresponde a una secuencia de 575 m de andesitas y andesitas basálticas, donde existe una ausencia de tobas. Debido a la ausencia de estudios geocronológicos, esta secuencia se ubicó sobre el miembro inferior por criterios estratigráficos que se observaron luego de la construcción de los perfiles y columnas presentados en secciones anteriores.

Finalmente se observa el miembro superior de la Fm. Abanico (Figura 60), el que corresponde a una secuencia volcánica predominantemente efusiva de lavas intermedias. Se observó la presencia de anfíbolos en una de las muestras. En este miembro, existe una edad reportada por Sellés y Gana (2001) de  $18 \pm 1,1$  Ma realizada en una andesita mediante K-Ar. Esta edad permitiría acotar este miembro entre el Mioceno temprano – Mioceno medio.

Es importante recalcar que el método utilizado para la formación y correlación de las columnas no es el método habitual, sino que es el método detallado en las secciones anteriores, en donde se asumen manteos relativamente constantes y se proyectan espesores. De esta manera, es probable que existan mayores variaciones litológicas y de espesores que los observados en las columnas presentadas en este trabajo.

## 4 DISCUSIÓN

### 4.1 PETROGRAFÍA CORDÓN DE LOS RATONES

Las rocas pertenecientes a esta unidad corresponden a lavas de carácter ácido, evidenciándose una marcada diferencia con el resto de las rocas analizadas petrográficamente en el microscopio. Éstas corresponden a riolitas, dacitas y brechas volcanoclásticas con fragmentos de riolitas, dacitas y andesitas.

La falta de estudios geocronológicos para este cordón, han llevado a asignarlo dentro del rango Cretácico Superior? – Eoceno? (Sellés y Gana, 2001) y correlacionarlo litoestratigráficamente con la Fm. Lo Valle (Sellés y Gana, 2001).

Fock (2005) realizó una determinación radiométrica a una toba cristalina del sector sur de la zona de estudio (Figura 47), la que entregó una edad de  $43,0 \pm 0,4$  Ma. Esta edad se propuso como la edad mínima de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones (Fock, 2005). Sin embargo, la relación de esta edad con los Estratos del Cordón de los Ratones resulta poco clara, ya que la toba en la que se realizó la determinación radiométrica, es similar al resto de las tobas descritas para el sector sur de la zona de estudio, las que han sido asignadas a la Fm. Abanico (Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005). Además, la unidad Estratos del Cordón de los Ratones, en esta zona, se encontraría solo presente en los cerros islas del sector y no en los cordones de donde fue obtenida la toba (Sellés y Gana, 2001). Teniendo en cuenta lo anterior, la toba de edad Eocena media correspondería a la Fm. Abanico y sería el registro más antiguo de esta formación en el compartimiento occidental de la Cuenca de Abanico.

Además de la correlación propuesta por Sellés y Gana (2001) entre los Estratos del Cordón de los Ratones y la Fm. Lo Valle, en base a la litología que posee, esta unidad se podría correlacionar con lo descrito para la Fm. Farellones por Nyström et al. (2003), en donde la sucesión litológica de los miembros de la Fm. Farellones es sorprendentemente similar a la descrita por Sellés y Gana (2001) para los Estratos del Cordón de los Ratones. Sin embargo, la correlación con la Fm. Farellones se descarta, ya que Sellés (2000a) reporta una razón La/Yb para las rocas de la Fm. Lo Valle y los Estratos del Cordón de los Ratones similares entre sí, pero diferentes a lo conocido para la Fm. Farellones (Nyström et al., 2003), lo que indicaría ambientes diferentes.

Debido a la similitud litoestratigráfica y petrográfica de los Estratos del Cordón de los Ratones con la Fm. Lo Valle, se propone realizar estudios geocronológicos en el Cordón de los Ratones, para corroborar o bien descartar esta correlación.

### 4.2 PASO DEL CRETÁCICO AL CENOZOICO EN LA ZONA DE ESTUDIO

Las rocas pertenecientes al Cretácico, se distribuyen en el extremo sur-occidental de la zona de estudio, específicamente en la ladera oeste del Cerro Challay (Figura 53). En este lugar,

se ha descrito una discordancia de erosión entre la Fm. Las Chilcas y la Fm. Abanico (Sellés y Gana, 2001). Esta discordancia se planteó sobre la base de observaciones de terreno y estudios radiométricos, los que reportaron una edad de  $116 \pm 0,3$  Ma en una riolita asignada a la Fm. Las Chilcas por Sellés y Gana (2001).

Según los análisis petrográficos realizados en las rocas del Cerro Challay y la edad reportada por Sellés y Gana (2001) mencionada en el párrafo anterior, las rocas Cretácicas de este cerro se ajustan de mejor manera a la Fm. Cerro Morado descrita por Carter y Aliste (1962) y Boyce (en preparación) en el sector del Valle de Catemu, ya que la litología predominante observada son tobas, litología característica de esta formación. Con lo anterior, las rocas pertenecientes al Cretácico se asignan a la Fm. Cerro Morado en este trabajo.

La Fm. Lo Valle no se encontraría presente en la zona de estudio. Sin embargo, como se mencionó en la sección 4.1, las rocas pertenecientes a los Estratos del Cordón de Los Ratones se podrían correlacionar litoestratigráficamente con la Fm. Lo Valle, pero debido a la falta de estudios geocronológicos, estas rocas se definen actualmente como una unidad aparte.

Se revisaron dos estudios de trazas de fisión en rocas Cretácicas para analizar su exhumación: (1) en la Cuesta Chacabuco, en la salida norte de Santiago (Fock, 2005) y (2) al oeste del Cerro Challay (Farías, 2008). Estos estudios reportaron edades de  $40,2 \pm 7,7$  Ma en la Cuesta Chacabuco y de  $42,2 \pm 5,4$  Ma de edad promedio al oeste del Cerro Challay, lo que ubicó este período de exhumación en el Eoceno medio (Charrier, 2009). Esta exhumación, sugiere que aproximadamente a los 40 Ma se habría iniciado la extensión de la Cuenca de Abanico a esta latitud a través de la Falla Portezuelo de Chada, la que sería la responsable de acomodar el adelgazamiento cortical generado por la extensión.

Las edades de exhumación anteriormente expuestas, se correlacionan con la edad más antigua reportada para la Fm. Abanico y la Cuenca de Abanico por Fock (2005). Esta edad evidencia un hiatus depositacional de ~75 millones de años en el sector del Cerro Challay (Fock, 2005).

#### 4.3 PETROGRAFÍA DE LAS LAVAS BASALES DE LA CUENCA DE ABANICO

El estudio petrográfico de las lavas pertenecientes a la zona de estudio, permitió generar columnas estratigráficas de las diferentes zonas y observar las variaciones mineralógicas y texturales entre ellas. Estas variaciones permitieron definir tres miembros dentro de la Fm. Abanico en el borde occidental de la cuenca (Figura 60), los cuales corresponden a:

- I. Miembro inferior: 500 m. Secuencia volcánica, compuesta por una sucesión de tobas vítreas a litocristalinas intermedias a ácidas y lavas primitivas básicas a intermedias, las que varían desde basaltos de olivinos a andesitas de piroxeno. Las tobas se presentan blancas (alteradas a arcillas) y rojas (alteradas a óxidos de hierro) principalmente.
- II. Miembro medio: 575 m. Secuencia volcánica predominantemente efusiva, compuesta por andesitas y andesitas basálticas de piroxeno. La textura de las

lavas es porfírica y la mineralogía se distribuye en la razón 4:2:1 de plagioclasa, piroxenos y minerales opacos respectivamente.

- III. Miembro superior: 900 m. Secuencia volcánica predominantemente efusiva, compuesta por andesitas de piroxeno afaníticas y presencia de dacitas de piroxeno y anfíbolos. Se destaca en este miembro la disminución en porcentaje de piroxeno y la aparición de feldespatos potásicos y anfíbolos.

Debido a la falta de determinaciones radiométricas que separen de mejor manera los miembros descritos anteriormente, se realizó una comparación litoestratigráfica de los miembros de la Fm. Abanico descritos en esta zona de estudio con las columnas reportadas para la Fm. Abanico por Gana y Wall (1997) y Nyström et al. (2003) realizadas en el sector norte y este de Santiago respectivamente, las que se presentan en la sección 2.6.4.

La selección de las columnas estratigráficas de Gana y Wall (1997) y de Nyström et al., (2003) se debe a que estas se levantaron en rocas de la Fm. Abanico correspondientes al flanco occidental de la Cuenca de Abanico y que además, en el caso de Gana y Wall (1997), se encuentran cercanas a la falla principal asociada a la extensión de la Cuenca de Abanico a esa latitud, la Falla Infiernillo (Fock, 2005), situación similar a la presente en la zona de estudio con la Falla Portezuelo de Chada (Fock, 2005).

Gana y Wall (1997) realizaron dos columnas (Figura 13), la primera de ellas se levantó en el sector Quilapilún – Cerro Cuesta Chacabuco (Figura 13a), y la segunda en el sector Chicureo – La Dehesa (Figura 13b).

En la columna b de Gana y Wall (1997) (Figura 13), los estratos basales corresponden a un nivel de 500 m de tobas soldadas ácidas a intermedias, las que subyacen a una sucesión de 150 m de andesitas y basaltos, 80 – 120 m de epiclastitas con intercalaciones lávicas y 200 m de andesitas. Existen determinaciones radiométricas para estos niveles basales a medios, los que entregan una edad Oligocena media en la base (mediante K/Ar) y Oligocena tardía en los estratos superiores (mediante  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ). Tanto la litología como la cronología son similares a la petrografía descrita y cronología citada en este trabajo para el miembro inferior y medio de la Fm. Abanico. Las intercalaciones de tobas que caracterizan al miembro inferior de la Fm. Abanico descrito en este trabajo, se presentarían en la sección superior de la columna de Gana y Wall (1997) y comparativamente tendrían un menor desarrollo en la zona de estudio. El miembro superior definido para la Fm. Abanico no se observa en esta columna.

En el caso de Nyström et al., (2003), se presenta una columna litoestratigráfica generalizada para la Fm. Abanico (Figura 14), la que divide en dos miembros. Prácticamente en el paso del miembro inferior al superior, existen dos edades Oligoceno medias (Vergara y Drake, 1979; Vergara et al., 1999), las que son similares a las edades reportadas en la zona de estudio para el Miembro Inferior (Sellés y Gana, 2001). Lo descrito por Nyström et al., (2003) presenta

una gran similitud con lo observado en la zona de estudio, en donde se distingue el miembro inferior con presencia de lavas primitivas y tobas, y un miembro superior compuesto solo de lavas. Nyström et al., (2003) no realiza la subdivisión presentada en este trabajo del miembro compuesto solo de lavas (sobre la base de presencia de anfíbolos). Otra característica que no se observa en la zona de estudio, es el reporte de depósitos lacustres que menciona Nyström et al., (2003).

Se realizará a continuación una comparación entre la zona de estudio y los trabajos realizados en el compartimiento oriental de la Cuenca de Abanico, para ver las principales diferencias y también similitudes en la petrografía, estratigrafía y cronología citada. Los trabajos utilizados corresponden al realizado por Baeza (1999) en la ribera norte del río El Volcán y por Muñoz (2005) realizado en la ribera sur (Figura 12).

En los trabajos de Baeza (1999) y Muñoz (2005) se observa una secuencia de lavas andesíticas afaníticas y porfíricas, seguidas por una intercalación de brechas piroclásticas, tobas, volcanoarenitas y en menor cantidad lavas andesíticas. En el techo de la secuencia, se describen niveles de lavas andesíticas con menores intercalaciones de tobas y limolitas.

Respecto a la secuencia basal, esta no se observó en la zona de estudio, lo que marcaría una diferencia respecto al compartimiento oriental. En esta secuencia se presenta una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  máxima en plagioclasa de  $34,3 \pm 0,4$  Ma (Muñoz, 2005), por lo que según las edades reportadas actualmente el compartimiento occidental presentaría las rocas más antiguas de la Cuenca de Abanico a esta latitud.

Continuando con la estratigrafía, el Miembro 2 de Baeza (1999) y la Unidad 2 de Muñoz (2005) muestran una intercalación de tobas y brechas en el primer caso y tobas y lavas andesíticas en el segundo. Estos tramos de las columnas estratigráficas descritas, presentan una similitud con lo observado en el miembro inferior descrito para la zona de estudio.

Luego de la intercalación descrita, en ambas columnas (Baeza, 1999; Muñoz, 2005) se observa un paquete donde dominan las lavas andesíticas, con intercalaciones menores de tobas en el caso de Muñoz (2005). Lo anterior también se observa en la zona de estudio, donde hay una dominancia de lavas sobre las tobas. Finalmente en el techo de la columna de Muñoz (2005) se presentan volcarenitas y limolitas, las que estarían ausentes en la zona de estudio.

A pesar de las diferencias existentes entre el compartimiento oriental y occidental de la Cuenca de Abanico, expresadas por ejemplo por una disminución del componente de subducción y aumento de los procesos de contaminación cortical de oeste a este (Fuentes, 2004; Muñoz, 2005), entre tantas otras variables, se observa que en un primer orden existe una similitud respecto a episodios dominados por tipos de litologías. En los trabajos revisados del compartimiento oriental (Baeza, 1999 y Muñoz, 2005) se observa una primera etapa dominada

por tobas y posteriormente una etapa dominada por lavas, lo que es similar a lo observado en la zona de estudio.

#### 4.4 MODELO EVOLUTIVO DEL BORDE OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE ABANICO

El modelo evolutivo presentado a continuación se generó en base a los datos petrográficos observados, la estratigrafía de la zona de estudio y los datos geocronológicos reportados para la zona en trabajos anteriores (Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005).

Respecto a la petrografía, el principal dato utilizado y discriminante para separar las etapas que se presentarán, corresponde a la presencia de anfíbolos en el estudio de cortes transparentes realizados para cada roca muestreada de la zona de estudio.

Las anfíbolos corresponden a un grupo de minerales del grupo de los inosilicatos que se caracteriza por poseer hidroxilos (OH) en su estructura, por lo que se dice que son minerales hidratados. Este mineral estaría asociado a condiciones magmáticas de presión media (magmas hidratados) y media a alta (Kay et al, 2005). Lo anterior ha asociado la presencia de anfíbolos en la base de la corteza a cortezas más engrosadas y generación de magmas hidratados (Kay y Mpodozis, 2001) (Figura 61).



Figura 61: Fusión parcial de magmas derivados del manto y equilibrio con la mineralogía dominante de la base de la corteza.

Con lo anterior, para que exista la presencia de anfíbolos en magmas derivados de fusión parcial de la corteza, se hace necesario que exista una mayor presión en la base de ella que la

presión necesaria para tener olivinos y piroxenos en los magmas (Kay et al., 2005). Debido a que la presión está directamente asociada al volumen de roca, la presencia de anfíbolos se interpretaría como la existencia de una corteza más engrosada.

Considerando la información petrográfica respecto a la presencia de anfíbolos en las muestras, las rocas analizadas se separarían en dos grupos que tendrían condiciones magmáticas diferentes (respecto a la presión). Estos corresponden a:

Grupo I. **Miembro inferior y Miembro medio de la Fm. Abanico:** en las rocas pertenecientes a estos miembros existe presencia de olivinos, piroxenos y plagioclasa. No se observó presencia de anfíbolos.

Grupo II. **Miembro superior de la Fm. Abanico:** en las rocas pertenecientes a este miembro existe la presencia de anfíbolos, piroxenos y plagioclasa.

El Grupo I, según los estudios geocronológicos reportados (Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005) y la correlación litoestratigráfica realizada con los trabajos de Gana y Wall (1997) y Nyström et al. (2003), posee rocas desde edad Eocena media hasta Oligocena media? – Oligocena tardía? En el caso del Grupo II, según los estudios geocronológicos reportados (Sellés y Gana, 2001), posee rocas de edad Miocena temprana. Lo anterior, nos definiría dos etapas evolutivas para las rocas pertenecientes al borde occidental de la Cuenca de Abanico. En la primera etapa se depositaría el Miembro inferior y Miembro medio de la Fm. Abanico, mientras que en la segunda se depositaría el Miembro superior.

#### 4.4.1 PRIMERA ETAPA EVOLUTIVA

La primera etapa se caracteriza por la presencia de fenocristales de minerales primitivos como los olivinos y piroxenos. Esta asociación mineralógica en los fenocristales se asocia a una fusión parcial de una corteza adelgazada, ya que estos minerales se encontrarían en la base de una corteza con condiciones de baja presión (Kay y Mpodozis, 2001; Kay et al., 2005).

En esta etapa se habría generado la Falla Portezuelo de Chada, la que corresponde a una falla normal posteriormente invertida vergente al este (Fock, 2005).

Al inicio de la primera etapa, en la base del Miembro inferior, se observa un hiatus de ~17 millones de años entre una toba cristalina de  $43,0 \pm 0,4$  Ma (Fock, 2005) y una andesita de  $26,3 \pm 0,9$  Ma (Sellés y Gana, 2001). Este hiatus estaría marcando un período de tiempo del que no se tiene información sobre la evolución temprana de la Cuenca de Abanico en su borde occidental. Debido a lo anterior, se propone realizar una campaña de recolección de muestras para estudios radiométricos en afloramientos cercanos a la toba cristalina de  $43,0 \pm 0,4$  Ma, para de esta manera contar con mayor información para la construcción de un modelo evolutivo de las rocas más antiguas del borde occidental de la Cuenca de Abanico.

Otra característica importante que se observa en la primera etapa evolutiva, corresponde a la variación respecto a las litologías encontradas en el Miembro inferior y el Miembro medio de la Fm. Abanico (Figura 60). En el inicio de la primera etapa (etapa 1a, Figura 62) se observa una sucesión de tobas y lavas basálticas a andesíticas, mientras que hacia el final de la etapa predominan las lavas (etapa 1b, Figura 63). Este paso de un período inicial con lavas y tobas a uno posterior con predominancia de lavas, también se observa en el trabajo de Fock (2005), el que recopiló y comparó sus columnas estratigráficas con las columnas de trabajos anteriores realizadas en diferentes zonas de la Fm. Abanico, tanto del borde occidental como oriental (Fock, 2005).

Al parecer, la variación descrita en el párrafo anterior, podría corresponder a otra etapa de la evolución del borde occidental de la Cuenca de Abanico, sin embargo, los procesos asociados a esta variación escapan a los objetivos de este estudio. Por otro lado, con los datos obtenidos en este trabajo es sólo posible identificar esta variación, mas no interpretarla. Debido a que esta variación litológica se observa en la mayoría de las columnas estratigráficas reportadas para la Fm. Abanico, se propone realizar un estudio de las posibles condicionantes de este cambio litológico, ya que estas condicionantes aportarían nuevos datos para un mejor modelamiento de la evolución del borde occidental de la Cuenca de Abanico.

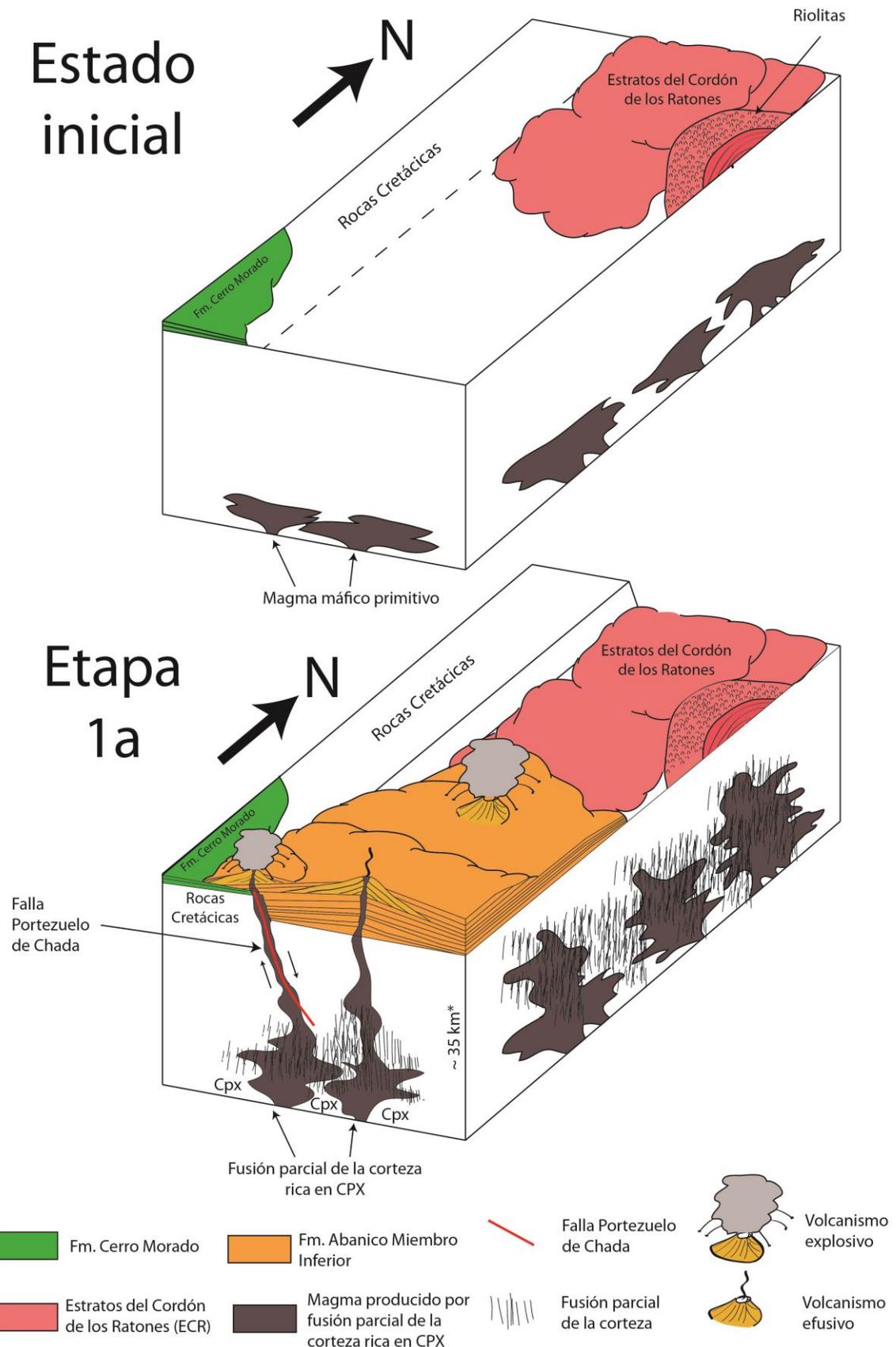
#### 4.4.2 SEGUNDA ETAPA EVOLUTIVA

La segunda etapa se caracteriza por la aparición de fenocristales de anfíbolos en las rocas. Esta aparición en los fenocristales, se relacionaría al paso de una corteza menos a más engrosada, ya que estos minerales se encontrarían en la base de una corteza con condiciones de presión media a media – alta (Kay y Mpodozis, 2001; Kay et al., 2005).

Una determinación radiométrica realizada mediante K/Ar en roca total en una andesita perteneciente a esta etapa, entrega una edad de  $18 \pm 1,1$  Ma, lo que ubicaría a las rocas de esta etapa evolutiva en el Mioceno temprano.

Es importante recalcar que esta etapa se acotó cronológicamente al Mioceno temprano sobre la base de solo una edad radiométrica, por lo que se recomienda realizar nuevos estudios geocronológicos en las rocas pertenecientes a esta etapa, es decir, en rocas donde exista presencia de anfíbolos.

A continuación, se presenta un modelo que representaría la evolución del borde occidental de la Cuenca de Abanico sobre la base de la petrografía observada en los cortes transparentes y las edades radiométricas de trabajos previos (Figura 62 y Figura 63).



**Figura 62: Evolución petrográfica y paleogeográfica del área de estudio. Imagen superior: estado inicial, imagen inferior: etapa 1a. CPX = clinopiroxeno; ANF = anfíbolos. (\*) Basado en (Kay y Mpodozis, 2001).**

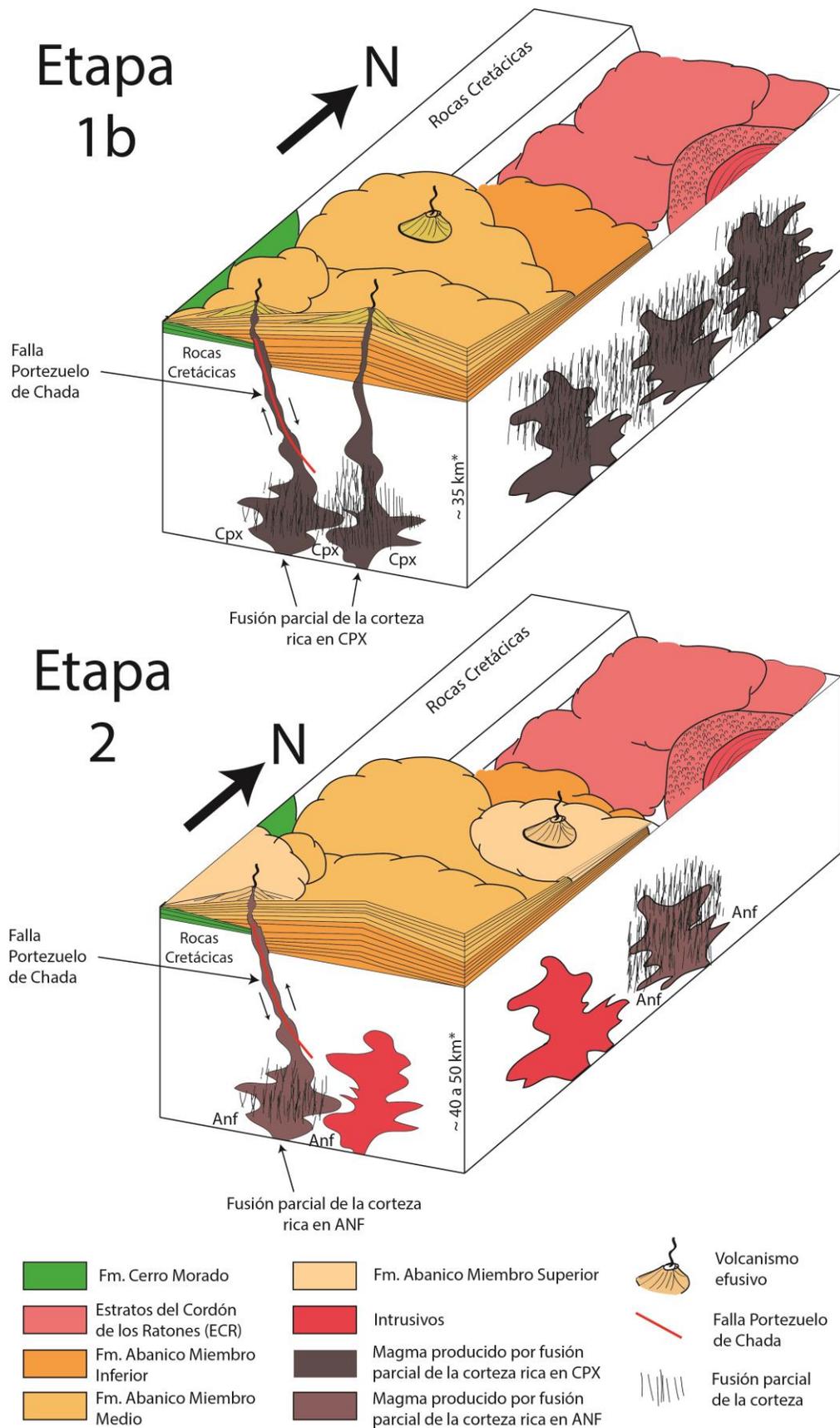


Figura 63: Evolución petrográfica y paleogeográfica del área de estudio. Imagen superior: etapa 1b, imagen inferior: etapa 2. CPX = clinopiroxeno; ANF = anfífolas. (\*) Basado en (Kay y Mpodzis, 2001).

## 5 CONCLUSIONES

De acuerdo con los datos estratigráficos, petrográficos obtenidos y geocronológicos reportados en la zona de estudio, se reconocen tres unidades estratificadas. Estas unidades, de base a techo, según dataciones radiométricas U/Pb (SHRIMP) en circón (Fock, 2005) y K/Ar en roca total (Sellés y Gana, 2001) corresponden a:

- I. Fm. Cerro Morado: compuesta de lavas ácidas y tobas de ceniza y lapilli intermedias a ácidas (Cretácico Inferior tardío).
- II. Estratos del Cordón de Los Ratones: compuesto de lavas ácidas, tobas de lapilli intermedias a ácidas y brechas volcánicas intermedias a ácidas (Cretácico Superior? – Eoceno?).
- III. Fm. Abanico: Compuesta de tres Miembros; Miembro Inferior: secuencia volcánica de tobas y lavas básicas a intermedias (Oligoceno medio – Oligoceno tardío); Miembro Medio: secuencia volcánica de lavas intermedias (Oligoceno tardío?); Miembro Superior: secuencia volcánica de lavas intermedias (Mioceno temprano).

En la zona de estudio se reconoce una falla inversa denominada Portezuelo de Chada, la que correspondería a una falla del borde occidental de la Cuenca de Abanico a esta latitud (Fock, 2005). La escasa deformación presente corresponde a manteos de 10° a 25° al este. La relación de contacto entre los Estratos del Cordón de los Ratones y la Fm. Abanico no se observó en la zona de estudio.

Respecto a la evolución petrográfica de las rocas ígneas de la Fm. Abanico, según las observaciones microscópicas y a muestra de mano, se reconocen tres cambios significativos en la litología y mineralogía, los que se relacionan de buena manera con los tres Miembros reconocidos en la zona para esta formación:

- I. Lavas básicas a intermedias con fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa, y tobas intermedias a ácidas (Miembro inferior).
- II. Lavas intermedias con fenocristales de piroxenos y plagioclasa (Miembro medio).
- III. Lavas intermedias con fenocristales de anfíbolos, piroxenos y plagioclasa (Miembro superior).

De acuerdo a los datos mineralógicos obtenidos de la petrografía microscópica, el ambiente depositacional correspondería al de una corteza adelgazada con presencia de magmatismo, la que posteriormente con la aparición de anfíbola en las rocas más recientes indicaría el inicio de un proceso de engrosamiento cortical. Complementando con los datos recopilados mencionados en la sección 2.5.2.1, se infiere que el ambiente es el de una cuenca extensional de intraarco.

La evolución temprana de la Cuenca de Abanico entre 33°36'S y 33°58'S según su temporalidad y petrografía se puede dividir en dos etapas principales:

- I. Eoceno medio – Oligoceno tardío: inicio de extensión y generación de la cuenca a través de la Falla Portezuelo de Chada y consecuente exhumación de las rocas Cretácicas. Presencia de volcanismo básico a intermedio con mineralogías primitivas, tanto efusivo como explosivo, restringido al este de la falla. Depositación del Miembro inferior y medio de la Fm. Abanico.
- II. Mioceno temprano: inicio de la inversión. Presencia de volcanismo intermedio, predominantemente efusivo, con aparición de anfíbolas y feldespatos potásicos. El volcanismo se extiende más hacia el este y hacia el oeste de la Falla Portezuelo de Chada. Depositación del Miembro superior de la Fm. Abanico.

## 6 BIBLIOGRAFÍA

Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín N°9, 70 p.

Aguirre, L., Féraud, G., Vergara, M., Carrasco, J., Morata, D., 2000.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of basic flows from the Valle Nevado stratified sequence (Farellones Formation), Andes of central Chile. Actas IX Congreso Geológico Chileno, vol. 1, p. 583-585.

Araneda, M., Avendaño, M., and Merlo, C., 2000. Modelo gravimétrico de la Cuenca de Santiago, etapa III final, Actas IX Congreso Geológico Chileno, vol. 9, p. 404-408.

Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., and Kausel, E., 2009. The West Andean Thrust (WAT), the San Ramón Fault and the seismic hazard for Santiago (Chile). *Tectonics*, vol. 29, N°2, 34 p.

Baeza, O., 1999. Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 120 p.

Beccar, I., Vergara, M., Munizaga, F., 1986. Edades K-Ar de la Formación Farellones, en el cordón del cerro La Parva, Cordillera de los Andes de Santiago, Chile. *Revista Geológica de Chile*, vol. 28-29, p. 109-113.

Boyce, D., en preparación, Ambiente tectónico y proveniencia sedimentaria de la Formación Las Chilcas. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Bustamante, M. A., 2001. Análisis del contacto Meso–Cenozoico en el valle del río Volcán, Cordillera de los Andes de la Región Metropolitana. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 54 p.

Carter, W. y Aliste, N., 1962. Geology and ore deposits of the Ñilhue quadrangle, Aconcagua province. *Boletín Instituto Investigaciones Geológicas*, 189 p.

Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher II, C.C., Norell, M.A., Zapata, F., McKenna, M.C., Novaceck, M.J., 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 Sciences*, vol. 9, p. 1-30.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gana, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 15, p. 117-139.

Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, E., Flynn, J., Iturra, I., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., and Wyss, A., 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie- Abhandlungen*, vol. 1-2, p. 43-77.

Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez, M. P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *Geological Society Special Publication: The Andes of Chile*, p 21-114.

Charrier, R., 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 65, N°1, p. 5-35.

Charrier, R., Farías, M., y MaksaeV, V., 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 65, N°1, p. 5-35.

Drake, R.E., Curtis, G., Vergara, M., 1976. Potassium–argon dating of igneous activity in the central Chilean Andes–latitude 33°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 1, p. 285-295.

Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., y Comte, D., 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°-35°S). *Tectonics*, vol. 27, N°TC1005, 22 p.

Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., y Fock, A., 2010. Crustal scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, vol. 29, N°TC3006, 22 p.

Flynn, J.J.; Wyss, A.R.; Croft, D.A.; Charrier, R. 2003. The Tinguiririca Fauna, Chile: biochronology, paleoecology, biogeography, and a new earliest Oligocene South American Land Mammal 'Age'. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol 195, N°3-4, 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. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 179 p.

Fock, A., Charrier, R., Farías, M., Muñoz, M. (2006). Fallas de Vergencia Oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la Cuenca de Abanico (33°-34° S). *Publicación Especial Serie D de la Asociación Geológica Argentina*, p 48-55.

Fuentes, F., Vergara, M., Nyström, J.O., Levi, B., Aguirre, L., 2000. Geology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from Cuesta de Chacabuco area. *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, vol. 2, p. 656-659, Puerto Varas.

Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Féraud, G., 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile Central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . *Revista Geológica de Chile*, vol. 29, N°2, p. 207-225.

- Fuentes, F., 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligoceno-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33° S). Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 398 p.
- Gana, P. y Wall, T., 1997. Evidencias Geocronológicas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y K-Ar de un hiatus Cretácico superior – Eoceno en Chile Central (33°-33°30'S). *Revista Geológica de Chile*, vol. 24, p. 145-163.
- Giambiagi, L., Álvarez, P. P., Godoy, E., and Ramos, V. A., 2003. The Control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua Fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, vol. 369, p. 1-19.
- Godoy, E., Yañez, 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. 117–136.
- Hartley, A.J.; Chong, G.; Turner, P.; May, G.; Kape, S.J.; Jolley, E.J., 2000. Development of a continental forearc: a Neogene example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, vol. 28, p. 331-334.
- Jara, P., y Charrier, R., 2014. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean Geology*, vol. 41, N°1, 32 p.
- Jordan, T., Burns, W.E., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, vol. 20, p. 308-324.
- Kay, S.M. y Kurtz, C., 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Final Report (Inédito). CODELCO.
- Kay, S.M. y Mpodozis, C., 2001. Central Andean Ore Deposits Linked to Evolving Shallow Subduction Systems and Thickening Crust. *Geological Society of America Today*, vol. 11, N°3, p. 4-9.
- Kay, S.M., Godoy, E., and Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, N°1-2, 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 N°8.
- Kurtz, A., Kay, S.M., Charrier, R., Farrar, E., 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile*, vol. 24, N°1, p.75-90.

Levi, B. y Corvalán, D., 1964. Metamorfismo regional en las rocas del geosinclinal andino. Publicación N°86, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, p. 6-15.

Levi, B., 1970. Burial metamorphic episodes in the Andean Geosyncline, central Chile. *Geologische Rundschau* N°59, p. 994-1013.

Levi, B., Aguirre, L., Nyström, J.O., Padilla, H., Vergara, M., 1989. Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the central Chile Andes. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 7, p. 487-495.

Llambías, E. J., Quenardelle, S., and Montenegro, T., 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 16, p. 243–257.

Mpodozis, C. y Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G.E., et al. (editores): *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*: Huston, Texas, Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resource, Earth Science Series, vol. 11, p. 59-90.

Muñoz - Sáez, C., Pinto, L., Charrier, R., and Nalpas, T., 2014. Influence of depositional load on the development of a shortcut fault system during the inversion of an extensional basin: The Eocene-Oligocene Abanico Basin case, central Chile Andes (33°-35°S) *Andean Geology*, vol. 41, N°1, p. 1-28.

Muñoz, M., 2005. Geoquímica, metamorfismo y petrogénesis de la franja oriental de la Formación Abanico en Chile Central, área de El Volcán, Cajón del Maipo (33°50'S, 70°12'-70°05'S). Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 172 p.

Nasi, C., y Thiele, R., 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa, al sur de Río Maipo, entre Melipilla y Laguna de Aculeo (Chile Central). *Revista Geológica de Chile*, vol. 16, p. 81-99.

Nyström, J.O., Vergara, M., Morata, D., Levi, B., 2003. Tertiary volcanism in central Chile (33°15'–33°45'S); a case of Andean Magmatism. *Geological Society of America*, vol. 115, N°12, p. 1523-1537.

Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates beneath the Andes. *Geological Society of London* N°141, p. 793-802.

Pinto, L., Muñoz, C., Nalpas, T., Charrier, R., 2010. Role of sedimentation during basin inversion in analogue modelling. *Journal of Structural Geology*, vol 34, N°4, p. 554-565.

Quiroga, R., 2013. Análisis estructural de los depósitos cenozoicos de la cordillera principal entre el Cerro Provincia y el Cordón el Quempe, Región metropolitana, Chile (33°18' y 33°25'S). Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 111 p.

Rauld, R., 2011. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile central (33°S), Región Metropolitana. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 311 p.

Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., Villarroel, R., 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34°S). *Revista Geológica de Chile*, vol. 17, p. 205-214.

Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Boric, R.; Espiñeira, D. 1993. Hojas Quillota y Portillo, V Región. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, No. 73.

Rivera, O., y Cembrano, J., 2000. Modelo de deformación de cuencas volcano-tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: el caso de las cuencas Oligo-Miocenas de Chile central y su relación con estructuras NWW-NW (33°-33°30'S). *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, vol 2, p. 631-636.

Sellés, D., 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'-33°30'S; 70°30'-70°45'O), Chile Central; Estratigrafía y Geoquímica. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 154 p.

Sellés, D., y Godoy, E., 2000. Residual garnet signature in Early Miocene subvolcanic stocks from the Andean foothills of Central Chile. *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, vol 1, p. 697-699.

Sellés, D., 2000a. Geoquímica de las unidades intrusivas y volcánicas de la Hoja Santiago: Informe Preliminar, SERNAGEOMIN, Santiago, 53 p.

Sellés, D., 2000b. La relación discordante entre las formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales. *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, vol. 1, p. 555-558.

Sellés, D., y Gana, P., 2001. Geología del área Talagante - San Francisco de Mostazal: Regiones Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins, SERNAGEOMIN, 30 p, 1 mapa.

SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, N°4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.

Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallón) – South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 11, N°3, p. 211-215.

Somoza, R., and Ghidella, M., 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 60, p. 797-809.

Tassara, A. y Yáñez, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*, vol 30, N°2, p. 159-186.

Thiele, R., 1980. Hoja Santiago. Carta Geológica de Chile N°39, Instituto de Investigaciones Geológicas, 21 p., 1 mapa.

Thomas, H., 1958, Geología de la cordillera de la costa entre el Valle de la Ligua y la Cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín N°2, 86 p.

Vergara, M. y Drake, R.E., 1978. Edades potasio-argón y su implicancia en la geología regional de Chile. Publicación N°23, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, p. 1-11.

Vergara, M. y Drake, R.E., 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales postneocomianas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, vol. 34, p. 42-52.

Vergara, M.; Morata, D.; Villarroel, R.; Nyström, J.O.; Aguirre, L. 1999.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages, very low-grade metamorphism and geochemistry of the volcanic rocks from "Cerro El Abanico", Santiago Andean Cordillera (33°30'S-70°30'-70°25'W). IV International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts Volume. Georg August Universität, p. 785-788. Göttingen.

Villela, D., en preparación, Desarrollo estructural de la Cordillera Principal al suroeste del río Maipo, sector de El Ingenio, Región Metropolitana, Chile (33°40' - 33°50'S). Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Wall, R., Sellés, D., y Gana, P., 1999. Área Til Til-Santiago, Región Metropolitana. SERNAGEOMIN, 17 p, 1 mapa.

Wyss, A.R., Flynn, J.J., Norell, M.A., Swisher II, C.C., Charrier, R., Novacek, M.J., McKenna, M.C., 1993. South America's earliest rodent and recognition of a new interval of mammalian evolution. *Nature* N°365, p. 434-437.

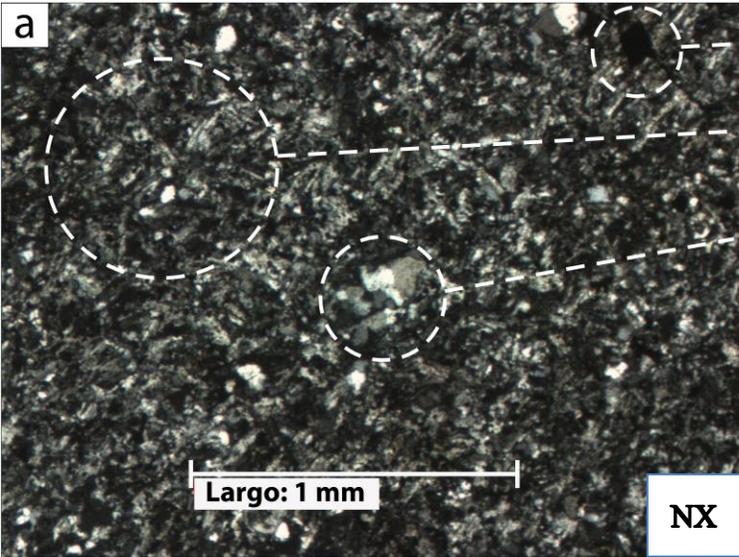
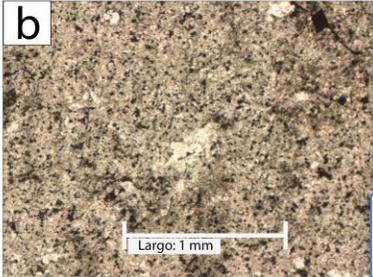
Wyss, A.R., Flynn, J.J., Norell, M.A., Swisher III, C.C., Novacek, M.J., McKenna, M.C., Charrier, R., 1994. Paleogene mammals from the Andes of central Chile: A preliminary taxonomic, biostratigraphic and geochronologic assessment. *American Museum Novitates*, vol. 3089, p. 1-31.

Zonenshayn, L.P., Savostin, L.A., y Sedov, A.P., 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for last 160 million years. *Geotectonics*, vol. 18, p. 181-195.

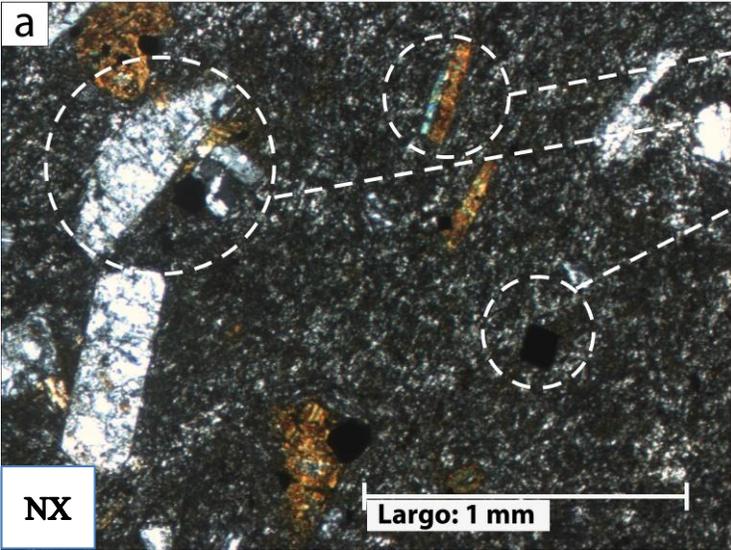
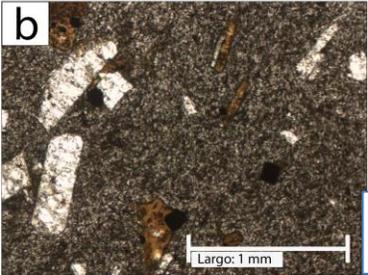
Zurita, E., 1999. Historia de enterramiento y exhumación de la Formación Abanico=Coya Machalí, Cordillera Principal, Chile Central. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 156 p.

## 7 ANEXOS

### 7.1 DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS

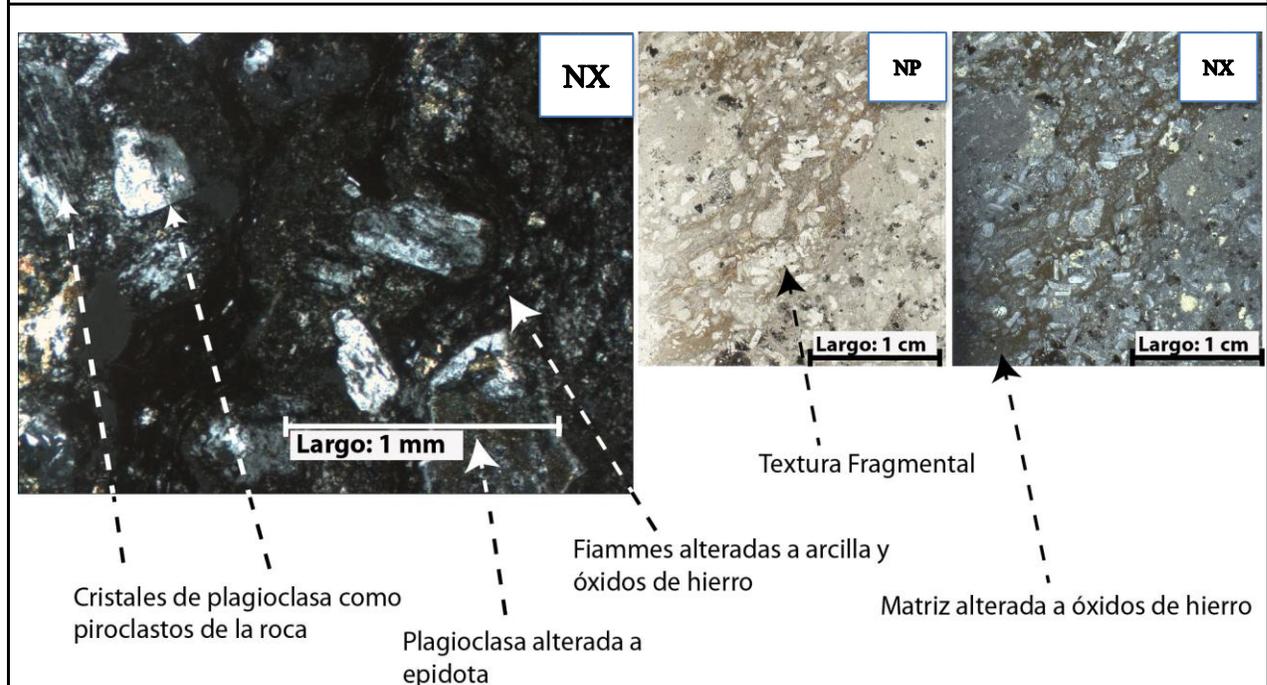
Muestra: UR0102 Diorita cuarcífera de piroxeno					
Texturas	Holocristalina, inequigranular, afanítica microcristalina, hipidiomórfica, homogénea				
Características	Mineral	%	Texturas	Observaciones	Alteración
<b>Mineralogía</b>	Plagioclasa	75		Su tamaño promedio es de 0,1 mm y se presentan como cristales tabulares euhedrales a subhedrales.	Arcillas
	Cuarzo	12		Su tamaño varía entre 0,1 mm y 0,4 mm. Se presentan en forma de cúmulos.	
	Opacos	12		Su tamaño es menor a 0,05 mm	
	Piroxeno	<1		Su tamaño es menor a 0,05 mm y se encuentra creciendo entre las plagioclasas	
<b>Vetillas 1%</b>	Dos tipos, la primera de cuarzo con cantidades menores de epidota y la segunda de epidota. Son de 0,05 mm de espesor promedio				
<b>Accesorios</b>	No se observan				
<b>Observaciones Generales:</b> corresponde a un intrusivo hipabisal					
 <p><b>Largo: 1 mm</b></p>			<p><b>NX</b></p>		
 <p><b>Largo: 1 mm</b></p>			<p><b>NP</b></p>		

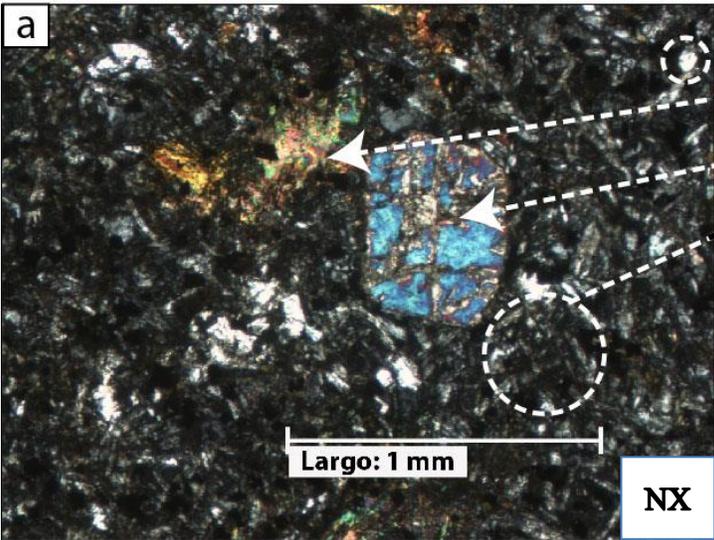
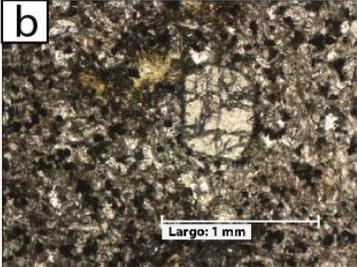
Muestra: UR0103 Toba de lapilli vitrocrystalina					
Texturas	Fragmental, piroclástica				
Características	Mineral	%	Texturas	Observaciones	Alteración
<b>Piroclastos 50%</b>	Juveniles	0			
	Líticos	32		Su tamaño varía entre 0,5 mm y 5 mm. Corresponden a rocas volcánicas extrusivas, probablemente andesitas por la presencia de fenocristales de plagioclasa en una matriz microcristalina	Epidota y sericita
	Cristales	18		Mayoritariamente cristales de plagioclasa subhedrales. El tamaño de las plagioclasas va desde 0,2 mm hasta 4 mm	Arcillas, sericita y menor óxido de hierro
<b>Matriz 50% ( &lt; 0,2 mm)</b>	Juveniles	35		Se observan fiammes orientadas y aplanadas las cuales rodean a los piroclastos mayores. Entre las fiammes crecen cristales de plagioclasa orientados y minerales opacos	Muy fuerte a óxidos de hierro
	Líticos	0			
	Cristales	15			
<b>Observaciones Generales:</b> La roca presenta magnetismo					
<p> <span data-bbox="235 1470 316 1543">NP</span> <span data-bbox="1079 1092 1153 1155">NX</span> <span data-bbox="1388 1092 1461 1155">NP</span>  <span data-bbox="527 1512 690 1543">Largo: 1 mm</span> <span data-bbox="852 1333 982 1365">Largo: 1 cm</span> <span data-bbox="1339 1333 1469 1365">Largo: 1 cm</span>            Fiammes dentro de la matriz rodeando a los piroclastos            Textura Fragmental            Fiammes pertenecientes a los piroclastos            Matriz alterada a óxidos de hierro            Cristales de plagioclasa como piroclastos de la roca         </p>					

Muestra: UR0201 Andesita basáltica de piroxeno						
Texturas		Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica, homogénea				
Características		Mineral	%	Texturas	Observaciones	Alteración
<b>Mineralogía</b>	Fenocristales 15%	Plagioclasa	11	Se distribuye en dos familias, una de 1,5 a 2,2 mm y la otra de 0,2 a 1 mm. Los cristales son prismáticos tabulares euhedrales a subhedrales, integridad media, macla Carlsbad y polisintética.	Arcillas	
		Piroxeno	2	Su tamaño varía desde 0,1 a 0,2 mm. Los cristales se presentan tabulares y también en su cara basal. Presentan una buena integridad.	Esmectita	
		Clinopiroxeno	1	Se observan 2 familias, una de 0,1 a 0,2 mm y otra de 0,4 a 0,6 mm los cuales se presentan junto con un cúmulo de plagioclasas.	Esmectita	
		Opacos	1	Distribuidos de forma homogénea, sus tamaños van desde 0,06 mm hasta 0,3 mm		
	Masa Fundamental 85%	Plagioclasa	50	Se distingue una textura traquítica en las plagioclasas de la masa fundamental. Su tamaño es menor a 0,05 mm.	Arcillas y óxidos de hierro	
		Piroxeno	25			
		Opacos	10			
<b>Amígdalas</b>		No presenta				
<b>Accesorios</b>		No se observan				
<b>Observaciones Generales:</b> se observan cúmulos de plagioclasas y piroxenos						
 <p><b>NX</b></p>		<p><b>a</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Clinopiroxeno subhedral alterado a biotita</li> <li>Cúmulo de plagioclasas de dos familias de tamaño y clinopiroxeno</li> <li>Fenocristal opaco (posible magnetita) en una masa fundamental intergranular de piroxeno, plagioclasa y opacos</li> </ul> <p><b>Largo: 1 mm</b></p>				
 <p><b>NP</b></p>		<p><b>b</b></p> <p><b>Largo: 1 mm</b></p>				

Muestra: UR0203 Toba de lapilli litocristalina					
Texturas	Fragmental, piroclástica				
Características	Mineral	%	Texturas	Observaciones	Alteración
<b>Piroclastos 60%</b>	Juveniles	0			
	Líticos	35		Su tamaño va desde 0,5 mm hasta los 3 cm. Las rocas corresponden a dacitas con fenocristales de plagioclasa y masa fundamental felsítica con cuarzo y feldespatos potásico recristalizado. Hay menores cantidades de clastos andesíticos.	Arcillas
	Cristales	25		Su tamaño va desde 0,3 a 3,5 mm. Corresponden principalmente a plagioclasas subhedrales con textura de reabsorción.	Epidota y menor sericita
<b>Matriz 40% (&lt; 0,3 mm)</b>	Juveniles	5		Los juveniles corresponden a fiammes con una textura de flujo, mientras que los cristales corresponden a plagioclasas y una recristalización de cuarzo y feldespatos potásico de tamaño indistinguible. Un 5% corresponde a minerales opacos	Óxidos de hierro, arcillas y menor sericita
	Líticos	0			
	Cristales	35			

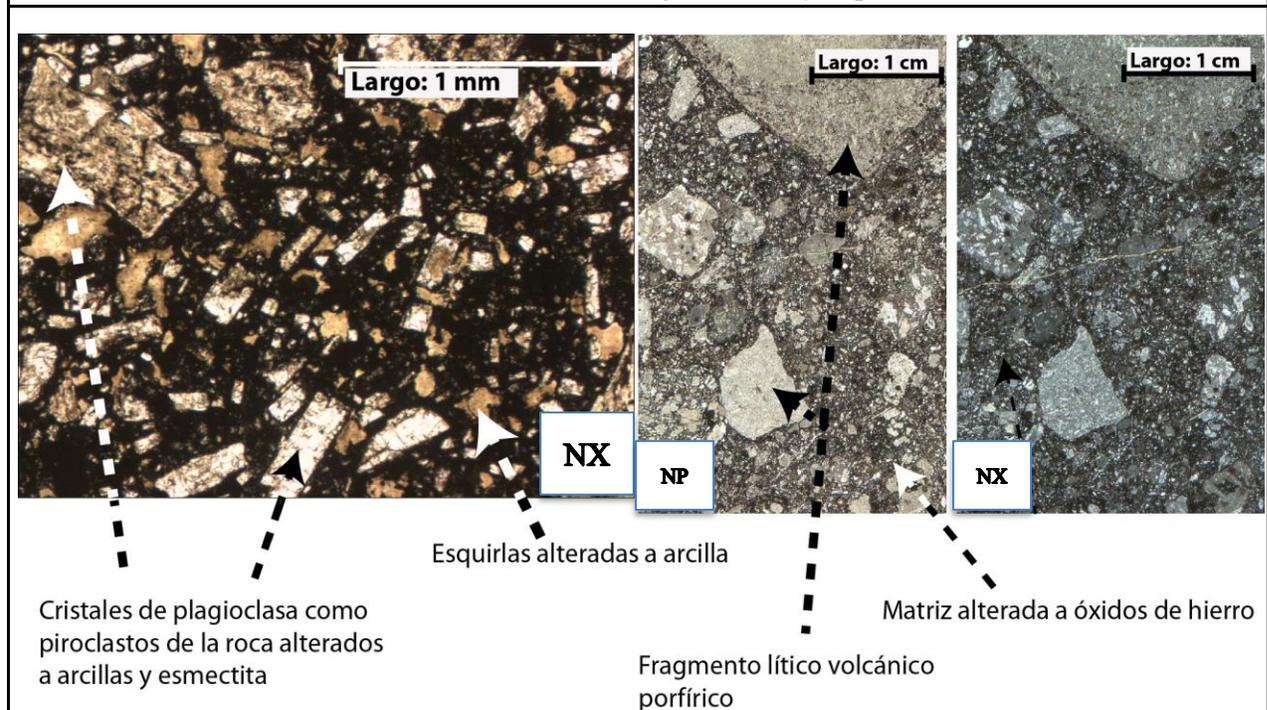
**Observaciones Generales:** la roca presenta magnetismo. Color rojizo producto de la alteración.

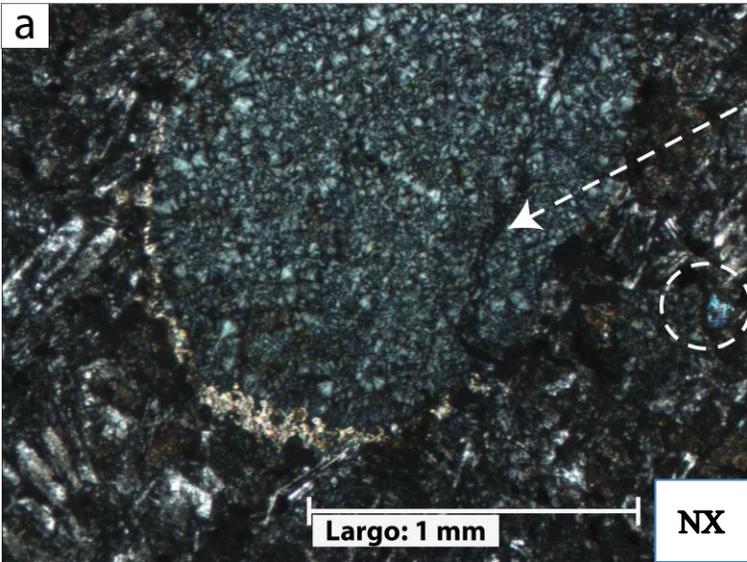
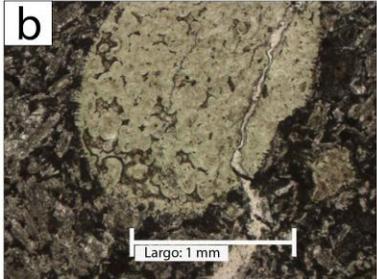


<b>Muestra: UR0204 Andesita de piroxeno</b>					
<b>Texturas</b>	Holocristalina, inequigranular, afanítica microcristalina, hipidiomórfica, homogénea				
<b>Características</b>	<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Texturas</b>	<b>Observaciones</b>	<b>Alteración</b>
<b>Mineralogía</b>	Plagioclasa	75	Su tamaño varía desde 0,1 mm hasta 0,25 mm. Los cristales son prismáticos tabulares subhedrales a anhedrales, integridad media y macla Carlsbad.		Arcillas, clorita y epidota
	Opacos	10	Su tamaño varía entre 0,1 mm y 0,4 mm. Se presentan en forma de cúmulos.		
	Cuarzo	10	Su tamaño varía entre 0,2 y 0,4 mm. Se observan distribuidos uniformemente en la masa fundamental y generalmente agrupados de 2 o 3 cristales intercrecidos.		
	Piroxeno	<1	Creciendo de manera intergranular entre los cristales de plagioclasa. Se observa además un cristal de clinopiroxeno de 0,6 mm de largo.		Esmectita
<b>Amígdalas 5%</b>	Desde 1 mm hasta 3 mm de diámetro rellenas de calcedonia, epidota y menor calcita				
<b>Vetillas &lt;1%</b>	Corresponden a vetillas de 0,15 mm de espesor rellenas de arcilla, posible esmectita por el color.				
<b>Accesorios</b>	No se observan				
<b>Observaciones Generales:</b> se observan apatitos sobre los cristales de cuarzo. La roca presenta magnetismo.					
<div style="display: flex; align-items: flex-start;"> <div style="flex: 1;">  </div> <div style="flex: 2; padding-left: 10px;"> <ul style="list-style-type: none"> <li>○ Cristal de cuarzo en la masa fundamental</li> <li>○ Epidota alterando plagioclasas</li> <li>○ Fenocristal de clinopiroxeno con esmectita creciendo en fracturas</li> <li>○ Masa fundamental de plagioclasas alteradas a clorita y epidota y opacos intercrecidos</li> </ul> </div> <div style="flex: 1; margin-left: 20px;">  </div> </div>					

Muestra: UR0205 Toba de lapilli lítica					
Texturas	Fragmental, piroclástica				
Características	Mineral	%	Texturas	Observaciones	Alteración
<b>Piroclastos 60%</b>	Juveniles	5		Corresponden a esquirlas de 0,2 mm de diámetro promedio.	Clorita y menor esmectita
	Líticos	40		Su tamaño va desde 0,3 mm hasta 3,5 cm. Las rocas son volcánicas extrusivas porfíricas y afaníticas, donde el principal mineral es la plagioclasa, la que se encuentra muy alterada. Debido a la gran variedad de texturas de los fragmentos, estos serían de diversas fuentes.	Arcillas y menor epidota
	Cristales	15		Los cristales se encuentran distribuidos en la matriz y son principalmente plagioclasas desde 0,3 mm hasta 4 mm de largo.	Arcillas, epidota y menor óxido de hierro
<b>Matriz 40% (&lt; 0,2 mm)</b>	Juveniles	20		Los juveniles corresponden a vidrio volcánico alterado a óxidos de hierro, los líticos son los mismos que los de los fragmentos, mientras que los cristales son principalmente plagioclasas	Muy fuerte a óxidos de hierro
	Líticos	10			
	Cristales	10			

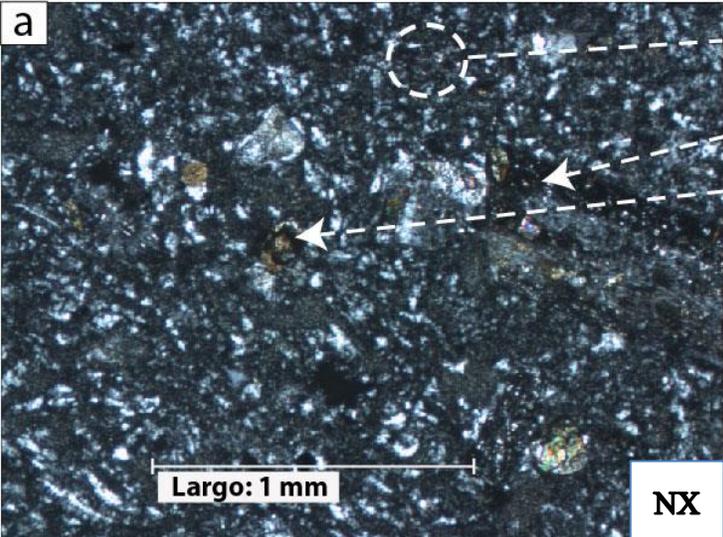
**Observaciones Generales:** variación de tamaño de fragmentos muy importante



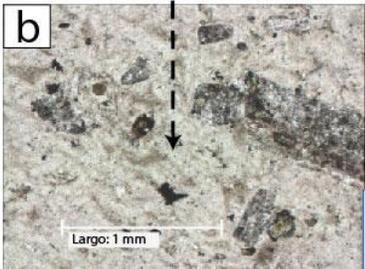
<b>Muestra: UR0206 Andesita basáltica de piroxeno</b>					
<b>Texturas</b>	Hipocristalina, inequigranular, afanítica microcristalina, hipidiomórfica, homogénea				
<b>Características</b>	<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Texturas</b>	<b>Observaciones</b>	<b>Alteración</b>
<b>Mineralogía</b>	Plagioclasa	70	Su tamaño va desde 0,2 a 1,1 mm. Los cristales son prismáticos tabulares euhedrales a subhedrales, integridad media a mala. El 70% de ellos se encuentra fracturado.		Arcillas y menor clorita
	Clinopiroxeno	3	Su tamaño va desde 0,1 a 0,3 mm. Los cristales se presentan tanto prismáticos tabulares como en un su corte basal euhedrales a subhedrales. Presentan una integridad media a mala.		Esmectita
	Piroxeno	3	Su tamaño es menor a 0,1 mm y se encuentran intercrecidos con plagioclasa. No es posible su clasificación debido a su tamaño.		
	Opacos	2	Su tamaño varía entre 0,02 y 0,08 mm.		
	Vidrio	2			Arcillas
<b>Amígdalas 20%</b>	4 mm de diámetro irregulares y aplanadas, rellenas de clorita con crecimiento radial, epidota, calcita, titanita y posible albita.				
<b>Accesorios</b>	No se observan				
<b>Observaciones Generales:</b> presenta magnetismo					
<div style="display: flex; align-items: flex-start;"> <div style="flex: 1;">  <p><b>a</b></p> <p>Largo: 1 mm</p> <p><b>NX</b></p> </div> <div style="flex: 1; padding-left: 20px;"> <p>Amígdala de clorita radial con calcita en sus bordes y titanita entre los cristales de clorita</p> <p>Clinopiroxeno alterado en sus bordes a esmectita</p> </div> <div style="flex: 1;">  <p><b>b</b></p> <p>Largo: 1 mm</p> <p><b>NP</b></p> </div> </div>					

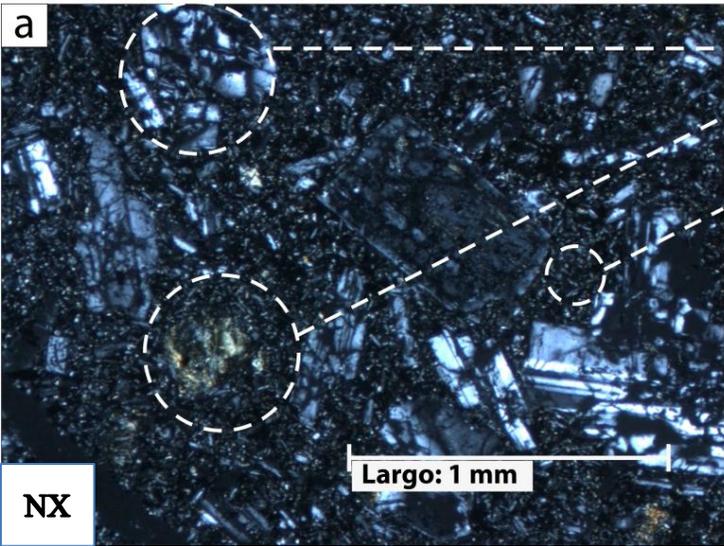
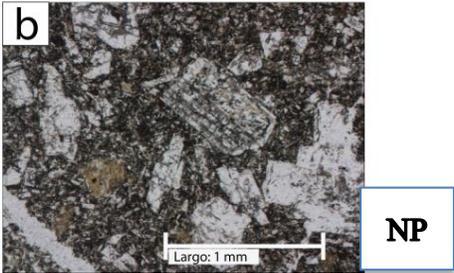
Muestra: UR0207 Toba de lapilli cristalina					
Texturas	Fragmental, piroclástica				
Características	Mineral	%	Texturas	Observaciones	Alteración
<b>Piroclastos 25%</b>	Juveniles	<1		Se observan 2 fragmentos de 3 – 4 mm de diámetro aproximado y corresponden a agrupaciones de esquirlas.	Arcillas
	Líticos	5		Su tamaño va desde 0,7 mm a 3 mm, corresponden principalmente a rocas volcánicas extrusivas con fenocristales de plagioclasas. Redondeamiento y esfericidad media. Producto de texturas diferentes corresponderían a diferentes rocas.	Arcillas, esmectita y sericita
	Cristales	20		Su tamaño va desde 0,2 mm a 2 mm, donde aproximadamente el 78% de ellos corresponden a plagioclasas subhedrales. El porcentaje restante corresponde a minerales opacos y menor anfíbolos.	Arcillas, sericita y epidota
<b>Matriz 75% (&lt; 0,2 mm)</b>	Juveniles	30		Matriz color blanca – grisácea. Los cristales corresponden a una recristalización de cuarzo y feldespato potásico, mientras que los juveniles corresponden a esquirlas.	Arcillas
	Líticos	0			
	Cristales	45			

**Observaciones Generales:** se observan cristales de titanita.



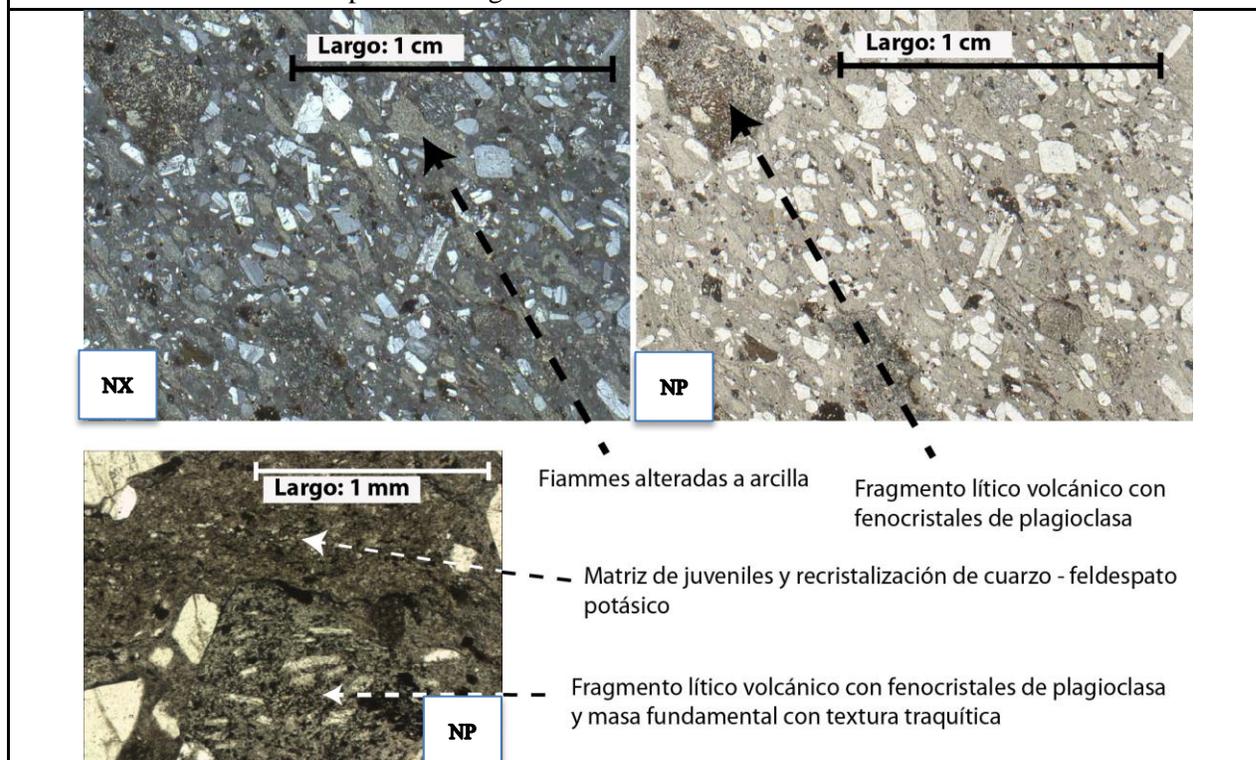
- Masa fundamental con recristalización de cuarzo y feldespato potásico
- Fenocristal de plagioclasa alterado a arcillas y con cristales de epidota
- Fenocristal de titanita
- Esquirlas en masa fundamental alteradas a arcillas

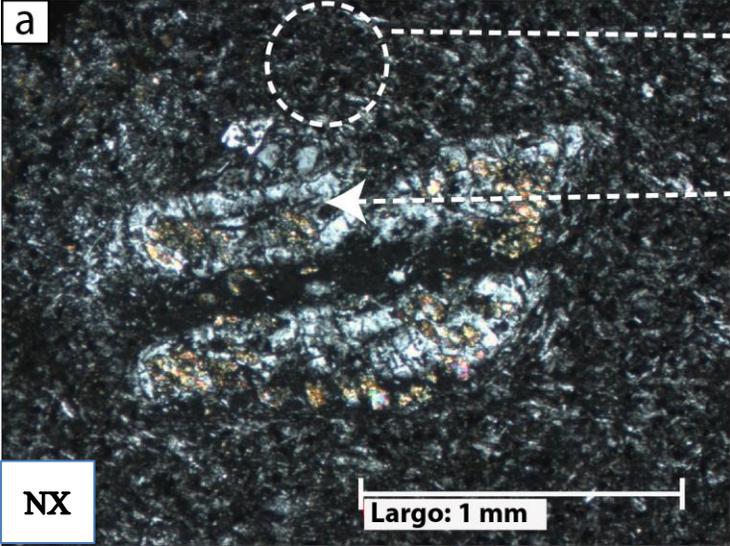
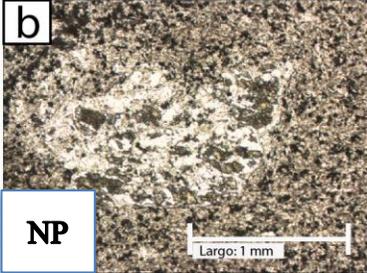


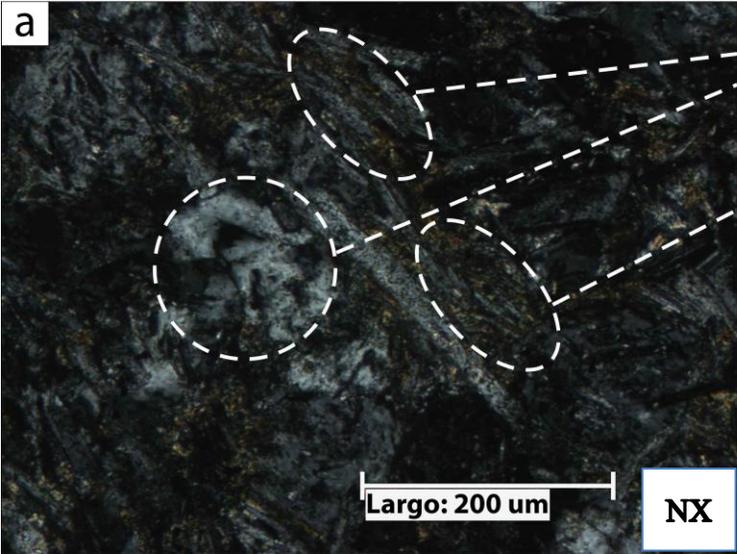
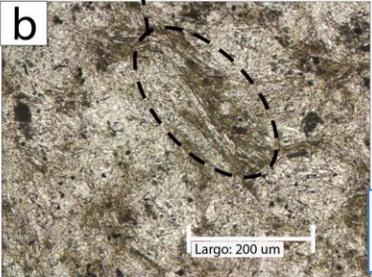
Muestra: UR0208 Basalto de piroxeno y olivino						
Texturas		Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica, homogénea				
Características		Mineral	%	Texturas	Observaciones	Alteración
<b>Mineralogía</b>	Fenocristales 35%	Plagioclasa	25	Se observan 2 familias, una de 1 a 2,2 mm y otra de 0,2 a 1 mm. Los cristales de ambas familias son prismáticos tabulares euhedrales a subhedrales, integridad mala y presentan macla Carlsbad y polisintética.	Arcillas	
		Olivinos (pseudomorfos)	10			Se observan 2 familias, una de 1 mm a 3,8 mm y otra de 0,1 a 1 mm. Corresponden a cristales prismáticos que se presentan fracturados. Se encuentran totalmente reemplazados por filosilicatos.
	Masa Fundamental 60%	Plagioclasa	35	El tamaño de las plagioclasas es de ~ 0,05 mm, los opacos y piroxenos poseen un tamaño menor a 0,05 mm. Se distribuyen mediante una textura intergranular.	Arcillas	
		Piroxeno	15			
		Opacos	10			
Amígdalas 5%	Su tamaño es en promedio de 0,8 mm y son subcirculares. Su relleno corresponde a filosilicatos, al igual que los olivinos.					
Accesorios	No se observan					
<b>Observaciones Generales:</b> se observan texturas de reabsorción en las plagioclasas						
 <p> <span data-bbox="235 1115 267 1150">a</span> <span data-bbox="240 1591 300 1633">NX</span> <span data-bbox="581 1564 755 1600">Largo: 1 mm</span> </p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— Plagioclasa con textura de disolución</li> <li>— Olivino pseudomorfo alterado a filosilicatos</li> <li>— Masa fundamental vitrocrystalina con textura intergranular de microlitos de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos</li> </ul>						
 <p> <span data-bbox="987 1388 1019 1423">b</span> <span data-bbox="1356 1591 1416 1633">NP</span> <span data-bbox="1144 1627 1242 1648">Largo: 1 mm</span> </p>						

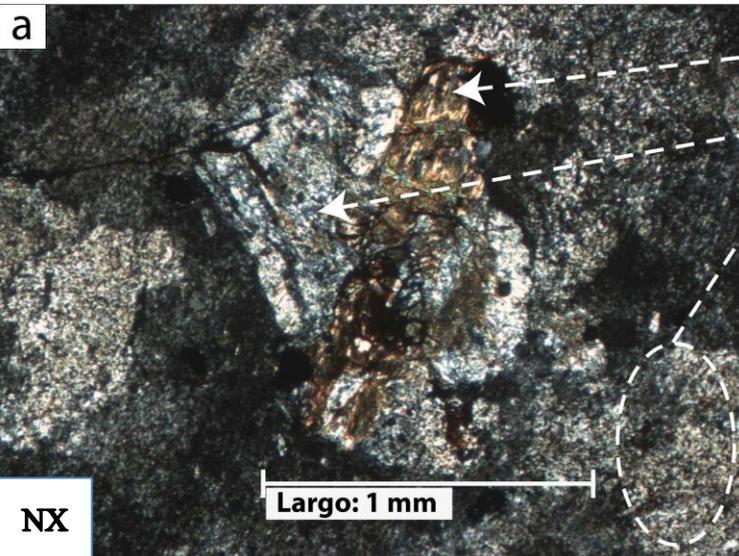
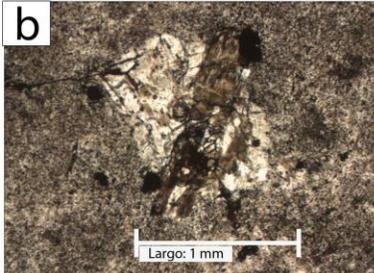
Muestra: UR0209 Toba de lapilli vitrocrystalina					
Texturas	Fragmental, piroclástica				
Características	Mineral	%	Texturas	Observaciones	Alteración
<b>Piroclastos</b> <b>55%</b>	Juveniles	12		Su tamaño va desde 0,4 mm a 1 cm aproximadamente y corresponden a fiammes orientadas.	Arcillas
	Líticos	13		Fragmentos de rocas volcánicas porfíricas con fenocristales de plagioclasa y afaníticas. Diferentes tamaños de fenocristales en los fragmentos, por lo que serían rocas diferentes. Redondeamiento y esfericidad media.	Óxidos de hierro, menor esmectita y epidota
	Cristales	30		Mayoritariamente cristales de plagioclasa.	Arcillas
<b>Matriz</b> <b>45%</b> ( <b>&lt; 0,3 mm</b> )	Juveniles	10		Matriz color blanca. Los cristales corresponden a una recristalización de cuarzo y feldespato potásico, mientras que los juveniles corresponden a fiammes.	Arcillas
	Líticos				
	Cristales	35			

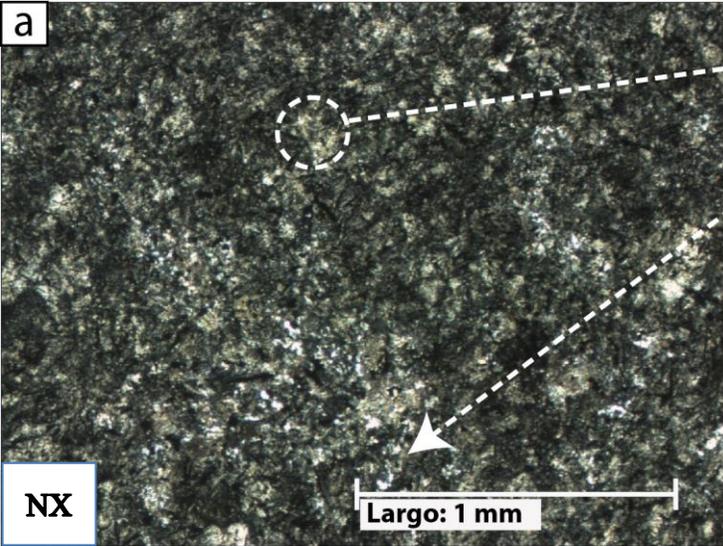
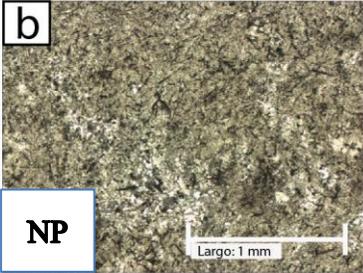
**Observaciones Generales:** presenta magnetismo



<b>Muestra: UR0210 Andesita de piroxeno</b>						
<b>Texturas</b>		Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica, homogénea				
<b>Características</b>		<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Texturas</b>	<b>Observaciones</b>	<b>Alteración</b>
<b>Mineralogía</b>	<b>Fenocristales 5%</b>	Plagioclasa	5	Su tamaño varía desde 0,2 mm hasta 2,8 mm y corresponden a cristales prismáticos tabulares euhedrales a subhedrales, integridad media a mala. Se observan maclas Carlsbad y polisintética.	Epidota y arcillas (>90%)	
		Opacos	<1			Su tamaño es de 0,4 mm y corresponden a cristales aislados en la masa fundamental.
	<b>Masa Fundamental 90%</b>	Plagioclasa	50	Los cristales varían entre 0,03 mm y 0,1 mm, siendo de mayor tamaño las plagioclasas y los piroxenos los de menor tamaño. Se distribuyen en una textura intergranular.	Arcillas y óxidos de hierro	
		Opacos	20			
		Piroxenos	15			
		Vidrio	5			
<b>Vetillas 5%</b>		2 tipos, uno de óxidos de hierro discontinua y otro de epidota				
<b>Accesorios</b>		No se observan				
<b>Observaciones Generales:</b> presenta magnetismo fuerte						
<div style="display: flex; align-items: flex-start;"> <div style="flex: 1;">  <p><b>a</b></p> <p><b>NX</b></p> <p style="text-align: center;">Largo: 1 mm</p> </div> <div style="flex: 1; padding-left: 20px;"> <p>Masa fundamental compuesta de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos con textura intergranular</p> <p>Fenocristal de plagioclasa con macla Carlsbad y polisintética alterado a epidota</p> </div> <div style="flex: 0.5;">  <p><b>b</b></p> <p><b>NP</b></p> <p style="text-align: center;">Largo: 1 mm</p> </div> </div>						

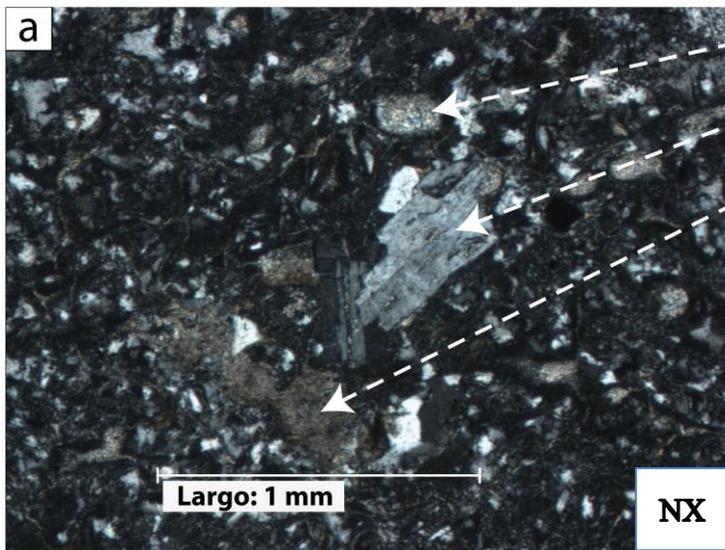
<b>Muestra: UR0211 Dacita de piroxeno</b>						
<b>Texturas</b>		Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica, homogénea				
<b>Características</b>		<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Texturas</b>	<b>Observaciones</b>	<b>Alteración</b>
<b>Mineralogía</b>	Fenocristales 2%	Plagioclasa	2	Su tamaño es en promedio de 1,4 mm y corresponden a cristales tabulares euhedrales a subhedrales con integridad media a mala. Poseen macla Carlsbad. Se observan texturas de reabsorción.	Sericita, arcillas y menor calcita.	
	Masa Fundamental 97%	Plagioclasa tardía	50	Se encuentran rodeando a las plagioclasas tempranas y su tamaño promedio es de 0,1 mm. Cristales prismáticos tabulares	La plagioclasa tardía se encuentra alterada a epidota y la temprana a arcillas. Calcita asociada a las amígdalas.	
		Plagioclasa temprana	40	Cristales prismáticos distribuidos homogéneamente de 0,12 mm.		
		Opacos	3	No se logra distinguir el tamaño de los cristales.		
		Cuarzo	2	Concentración cerca de las amígdalas.		
		Piroxeno	2	Se encuentran pseudomorfos.		
<b>Amígdala 1%</b>		Rellena de calcita y menor cuarzo				
<b>Accesorios</b>		No se observan				
<b>Observaciones Generales:</b> presenta magnetismo muy débil						
<div style="display: flex; align-items: flex-start;"> <div style="flex: 1;">  </div> <div style="flex: 1; padding-left: 20px;"> <p>2 familias de tamaño en las plagioclasas, evidenciando 2 historias de cristalización</p> <p>Plagioclasas de menor tamaño rodeando las de mayor tamaño</p> </div> <div style="flex: 0.5;">  </div> </div>						

<b>Muestra: UR0212 Dacita de anfíbola</b>						
<b>Texturas</b>		Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica, homogénea				
<b>Características</b>		<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Texturas</b>	<b>Observaciones</b>	<b>Alteración</b>
<b>Mineralogía</b>	<b>Fenocristales 10%</b>	Plagioclasa	6		Su tamaño va desde 0,4 mm hasta 2,8 mm. Los cristales son prismáticos tabulares euhedrales a subhedrales, integridad media mala. Presentan macla Carlsbad muy leve producto de la alteración.	Sericita
		Piroxeno	1		Su tamaño va desde 0,3 a 1 mm. Los cristales son prismáticos tabulares euhedrales a subhedrales e integridad media.	Esmectita
		Anfíbola	2		Su tamaño va desde 0,4 mm a 2,5 mm y son cristales prismáticos tabulares.	Esmectita
		Opacos	1			
	<b>Masa Fundamental 90%</b>	Feldespato potásico	65		No se distingue el tamaño de los cristales debido a la alteración que sufren.	Arcillas y menor sericita
		Opacos	20		Su tamaño va desde 0,01 mm a 0,05 mm.	
		Plagioclasa	5		Su tamaño es de aproximadamente 0,05 mm, se encuentran muy alterados los cristales.	
<b>Amígdalas</b>		No presenta				
<b>Accesorios</b>		No se observan				
<b>Observaciones Generales:</b> se observan cúmulos de plagioclasas, piroxenos y anfíbolas						
<b>NX</b>		<b>Largo: 1 mm</b>		 <p>           a            Anfíbola alterada a esmectita agrupada con cristal de plagioclasa            Plagioclasa alterada a arcillas y sericita            Feldespato potásico distribuido en la masa fundamental, alterado a arcillas y sericita         </p>		
						<b>NP</b>
		<b>Largo: 1 mm</b>		 <p>           b            Largo: 1 mm         </p>		

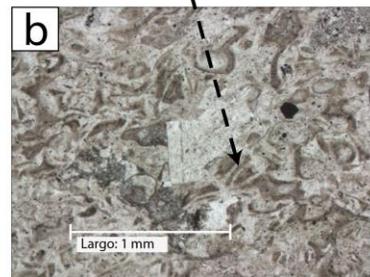
Muestra: UR0213 Toba de ceniza vítrea					
Texturas	Fragmental, piroclástica				
Características	Mineral	%	Texturas	Observaciones	Alteración
<b>Piroclastos</b> <b>0%</b>	Juveniles	0		No se observan piroclastos en la roca	
	Líticos	0			
	Cristales	0			
<b>Matriz</b> <b>98%</b> ( <b>&lt; 0,3 mm</b> )	Juveniles	90		Los juveniles son los principales componentes de la roca, los cuales se encuentran recristalizados a feldespato potásico y menor cuarzo.	Intensa alteración a arcillas y calcita
	Líticos	0			
	Cristales	8			
<b>Vetillas 2%</b>	Su espesor es de 1 mm a 3 mm y están rellenas de cuarzo y menor calcita.				
<b>Observaciones Generales:</b> la alteración es pervasiva					
<div style="display: flex; align-items: flex-start;"> <div style="flex: 1;">  </div> <div style="flex: 1; padding-left: 20px;"> <p>Cristales de calcita alterando la matriz distribuidos de forma homogénea</p> <p>Matriz de juveniles recristalizados a feldespato potásico y cuarzo y minerales opacos</p> </div> <div style="flex: 1; margin-left: 20px;">  </div> </div>					

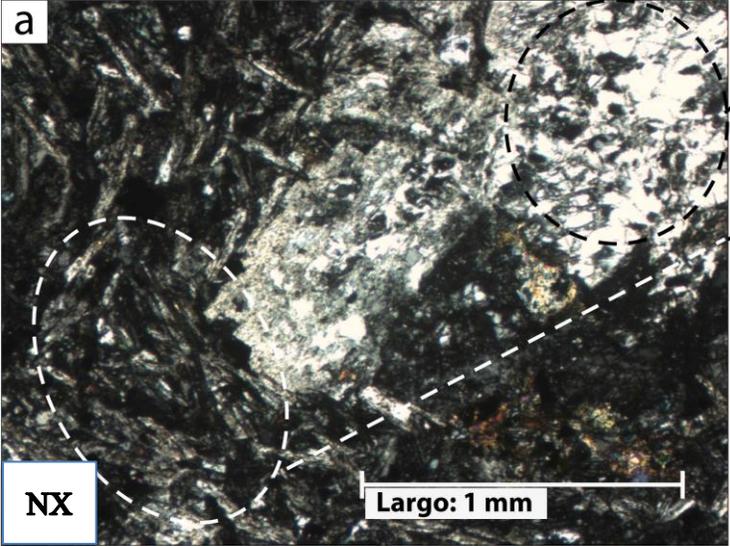
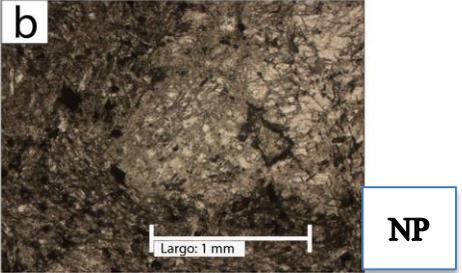
Muestra: UR0214 Toba de lapilli vitrocrystalina					
Texturas	Fragmental, piroclástica				
Características	Mineral	%	Texturas	Observaciones	Alteración
<b>Piroclastos 10%</b>	Juveniles	<1		Corresponden a esquirlas	Arcillas
	Líticos	4		Su tamaño va desde 0,4 hasta 11 mm y corresponden a rocas volcánicas extrusivas con fenocristales de plagioclasa principalmente, pero también se encuentran rocas intrusivas.	Arcillas
	Cristales	6		Su tamaño va desde 0,3 hasta 1,2 mm y corresponden principalmente a plagioclasas subhedrales.	Calcita y menor sericita
<b>Matriz 90% (&lt; 0,3 mm)</b>	Juveniles	55		Matriz de color blanco. Los juveniles corresponden a esquirlas y los cristales a una recristalización de feldespato potásico y cuarzo.	Sericita y arcillas
	Líticos				
	Cristales	35			

**Observaciones Generales:** presenta magnetismo

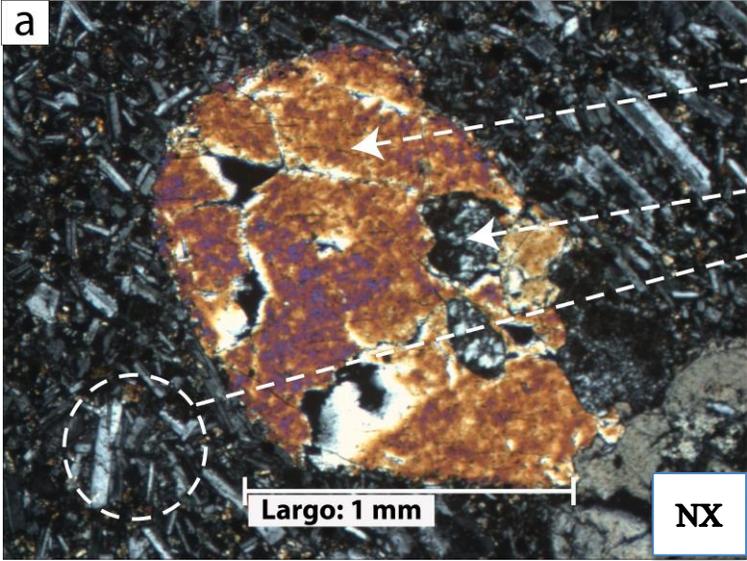
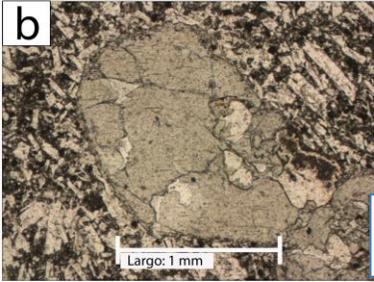


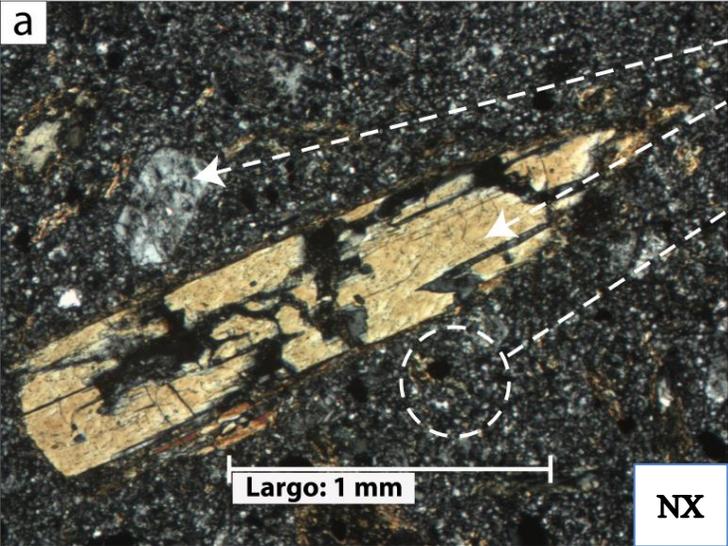
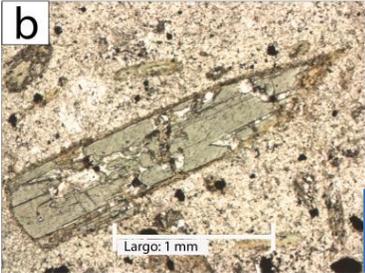
- Plagioclasa alterada a sericita y arcillas
- Cúmulo de cristales de plagioclasa en matriz recristalizada de feldespato potásico y cuarzo intercrecido
- Calcita
- Esquirlas en la masa fundamental cinerítica

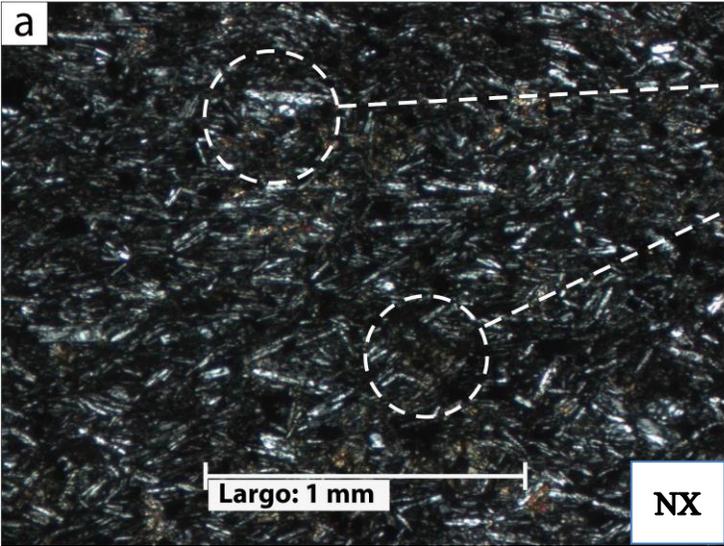
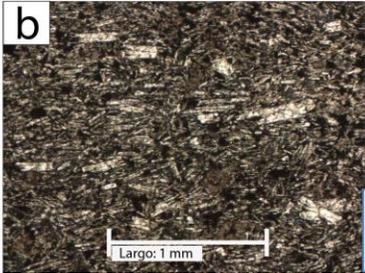


<b>Muestra: UR0215 Andesita traquítica</b>						
<b>Texturas</b>		Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica, homogénea				
<b>Características</b>		<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Texturas</b>	<b>Observaciones</b>	<b>Alteración</b>
<b>Mineralogía</b>	<b>Fenocristales 10%</b>	Plagioclasa	10	Su tamaño va desde 0,4 mm hasta 3 mm aprox. Los cristales son prismáticos tabulares subhedrales, muy mala integridad. En algunos cristales se distingue macla Carlsbad la cual no está clara producto de las alteraciones que ha sufrido la roca.		Arcillas, epidota, albita y menor calcita
	<b>Masa Fundamental 89%</b>	Plagioclasa	84	Las plagioclasas corresponden a los cristales de mayor tamaño, en promedio de 0,3 mm, A continuación se observan los cristales de cuarzo de 0,1 mm y finalmente los minerales opacos de 0,03 a 1 mm. Se distribuyen mediante una textura traquítica.		Arcillas, clorita y menor epidota
		Cuarzo	3			
Opacos	2					
<b>Vetillas 1%</b>		Su espesor varía entre 0,3 mm y 0,4 mm. Compuestas de epidota y cuarzo intercrecido.				
<b>Accesorios</b>		No se observan				
<b>Observaciones Generales:</b> presencia de apatitos sobre los cristales de plagioclasa, presenta magnetismo.						
<div style="display: flex; align-items: flex-start;"> <div style="flex: 1;">  <p><b>a</b></p> <p>Fenocristal de plagioclasa con albitización en su superficie</p> <p>Textura de flujo en las plagioclasas de la masa fundamental</p> <p><b>NX</b></p> <p>Largo: 1 mm</p> </div> <div style="flex: 0.5;">  <p><b>b</b></p> <p>Largo: 1 mm</p> <p><b>NP</b></p> </div> </div>						

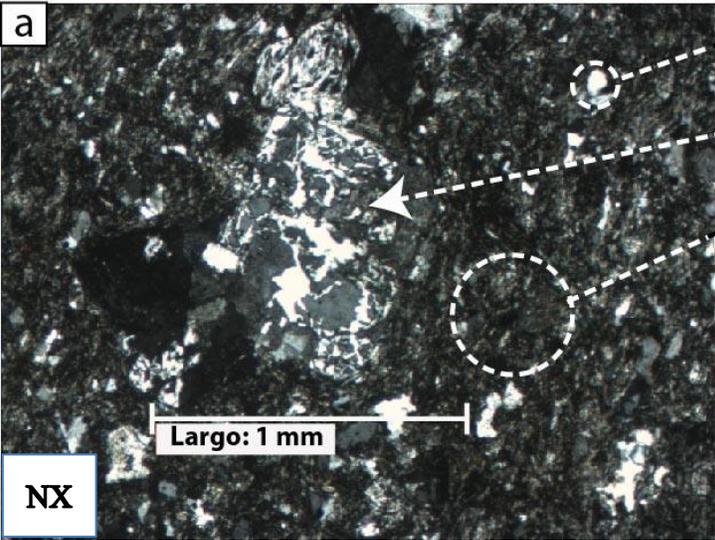
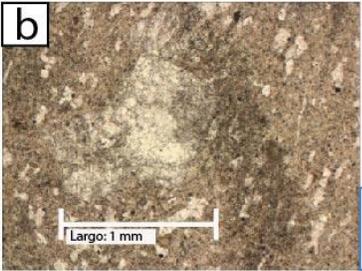
<b>Muestra: UR0301 Diorita de Piroxeno</b>						
<b>Texturas</b>		Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica, homogénea				
<b>Características</b>		<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Texturas</b>	<b>Observaciones</b>	<b>Alteración</b>
<b>Mineralogía</b>	<b>Fenocristales 2%</b>	Plagioclasa	1	Su tamaño varía en 0,4 mm y 2,4 mm. Los cristales son prismáticos tabulares principalmente subhedrales, integridad mala. Presentan maclas Carlsbad y polisintética, sin embargo debido a lo dañado de los cristales no se distinguen con claridad.		Calcita y epidota
		Clinopiroxeno	1	Su tamaño va desde 0,4 mm a 0,5 mm. Los cristales son prismáticos tabulares euhedrales a subhedrales, integridad media. En cúmulos con las plagioclasas		Débil a óxidos de hierro
	<b>Masa Fundamental 98%</b>	Plagioclasa	80	Se distribuyen mediante una textura traquítica	Su tamaño varía desde 0,05 mm hasta 0,3 mm y son prismáticos tabulares y media integridad.	Arcillas
		Piroxeno	16		No es posible su clasificación debido a su tamaño	
		Opacos	2		Tamaño menor a 0,1 mm	
	<b>Vesículas</b>		No se observan			
<b>Accesorios</b>		No se observan				
<b>Observaciones Generales:</b> se observan apatitos en las plagioclasas. Corresponde a un intrusivo hipabisal						
<div style="display: flex; align-items: flex-start;"> <div style="flex: 1;"> <p><b>a</b></p> <p>Largo: 1 mm</p> <p><b>NX</b></p> </div> <div style="flex: 1; padding-left: 10px;"> <p>Masa fundamental de plagioclasas, piroxenos y opacos con textura intergranular</p> <p>Fenocristal de clinopiroxeno agrupado en cúmulos con plagioclasas y opacos</p> <p>Fenocristal de plagioclasa subhedral en cúmulo de minerales</p> </div> <div style="flex: 0.5;"> <p><b>b</b></p> <p>Largo: 1 mm</p> <p><b>NP</b></p> </div> </div>						

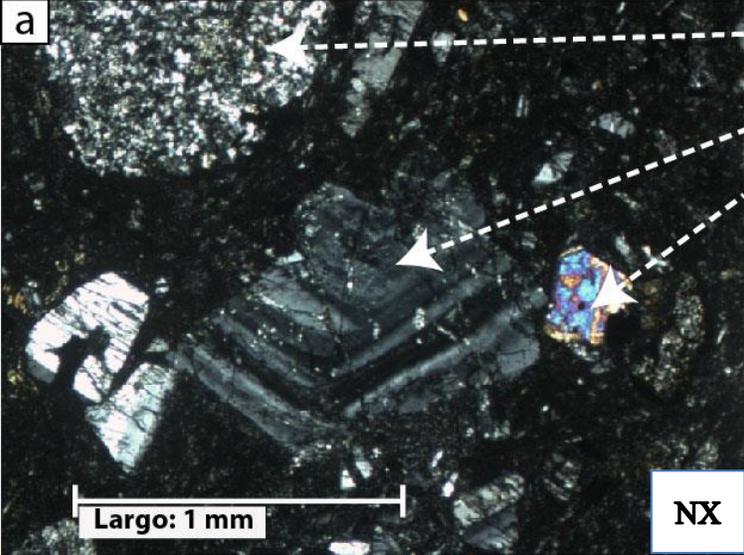
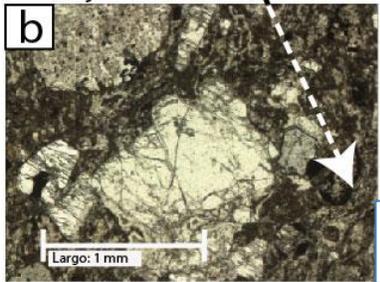
Muestra: UR0302 Andesita de piroxeno						
Texturas		Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica, homogénea				
Características		Mineral	%	Texturas	Observaciones	Alteración
<b>Mineralogía</b>	Fenocristales 30%	Plagioclasa	27	Se distribuye en dos familias, una de 0,5 a 0,8 mm y otra de 1 a 4 mm. En ambas los cristales son prismáticos tabulares euhedrales a subhedrales, integridad media. Presentan macla Carlsbad y polisintética. Se presentan formando glomerocristales de plagioclasa y piroxeno.		Arcillas
		Piroxeno	3	Sus tamaños van desde 0,7 mm hasta 1,1 mm. Los cristales son prismáticos y se presentan euhedrales a subhedrales. Su integridad es buena. Texturas de reabsorción.		Esmectita
	Masa Fundamental 70%	Plagioclasa	47	Se distribuyen mediante una textura intergranular	Su tamaño varía desde 0,05 mm a 0,3 mm y son prismáticos tabulares y media integridad.	Arcillas
		Piroxeno	20			
		Opacos	3			
	Vesículas		No se observan			
Accesorios		No se observan				
<b>Observaciones Generales:</b> se observan apatitos en las plagioclasas, magnetismo moderado a fuerte						
				<p>Fenocristal de piroxeno en una masa fundamental intergranular de piroxenos plagioclasas y minerales opacos</p> <p>Textura de reabsorción en piroxeno</p> <p>2 familias de tamaño en las plagioclasas de la masa fundamental</p>		
						

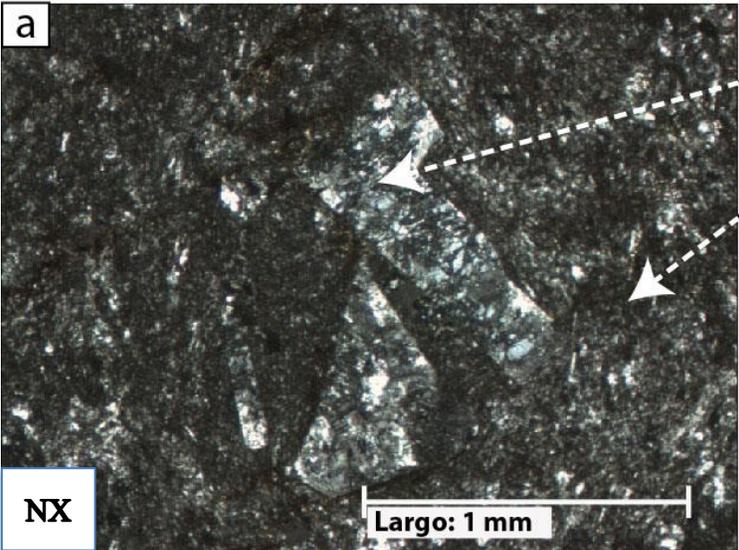
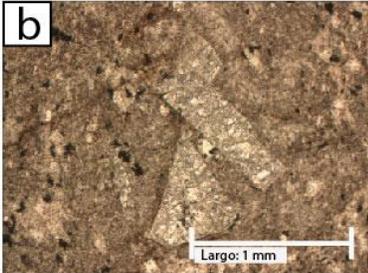
<b>Muestra: UR0303 Dacita de anfíbola</b>						
<b>Texturas</b>		Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica, homogénea				
<b>Características</b>		<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Texturas</b>	<b>Observaciones</b>	<b>Alteración</b>
<b>Mineralogía</b>	<b>Fenocristales 30%</b>	Plagioclasa	18	Se distribuye en dos familias una de 1,3 a 5 mm y la otra de 0,2 a 1 mm. Los cristales son prismáticos tabulares euhedrales a subhedrales, integridad mala, macla Carlsbad y polisintética (familia de mayor tamaño).	Epidota, clorita y albita	
		Anfíbola	8	Su tamaño va desde 0,2 mm a 1,3 mm. Los cristales son prismáticos tabulares subhedrales, integridad media – mala.	Epidota, clorita y esmectita	
		Cuarzo	2	Su tamaño va desde 0,1 mm a 2,1 mm. Los cristales son subhedrales a anhedrales, integridad buena. Textura de reabsorción de la masa fundamental.		
		Opacos	2	Su tamaño va desde 0,1 mm a 1 mm. Por forma y magnetismo de la roca corresponderían a magnetita.		
	<b>Masa Fundamental 70%</b>	Feldespatos potásico	38	Se distingue una textura traquítica dada por las plagioclasas de la masa fundamental. El tamaño de los cristales corresponde en promedio a 0,05 mm.	Arcillas y epidota	
		Plagioclasa	30			
		Opacos	2			
<b>Amígdalas</b>		No presenta				
<b>Accesorios</b>		No se observan				
<b>Observaciones Generales:</b> la roca presenta magnetismo.						
<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> <div style="width: 45%;">  <p><b>a</b></p> <p style="text-align: center;"><b>Largo: 1 mm</b></p> <p style="text-align: right;"><b>NX</b></p> </div> <div style="width: 50%;"> <p>Fenocristal de plagioclasa Anfíbola con textura de reabsorción</p> <p>Masa fundamental con recristalización de feldespatos potásico y cuarzo intercrecido con minerales opacos</p> </div> </div> <div style="display: flex; justify-content: space-between; margin-top: 10px;"> <div style="width: 45%;">  <p><b>b</b></p> <p style="text-align: center;"><b>Largo: 1 mm</b></p> <p style="text-align: right;"><b>NP</b></p> </div> </div>						

<b>Muestra: UR0304 Andesita de Piroxeno</b>					
<b>Texturas</b>	Holocristalina, inequigranular, afanítica microcristalina, hipidiomórfica, homogénea				
<b>Características</b>	<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Texturas</b>	<b>Observaciones</b>	<b>Alteración</b>
<b>Mineralogía</b>	Plagioclasa	65		Se distribuye en dos familias, una de 0,05 a 0,15 mm y la otra de 0,2 a 0,5 mm. En ambas los cristales son prismáticos tabulares euhedrales a subhedrales (predominando la primera), integridad media y macla Carlsbad que se observa más claramente en los cristales mayores. Textura pilotaxítica.	
	Opacos	20		Su tamaño varía de 0,1 mm a 0,2 mm.	Óxidos de hierro
	Piroxeno	13		Su tamaño es de 0,2 mm de promedio, se encuentran reemplazados por esmectita, sin embargo se distinguen por su forma prismática en su corte basal.	Esmectita
<b>Amígdalas 2%</b>	Elipsoidales desde 2 mm a 1 cm de largo por 0,4 mm de ancho, rellenas de calcedonia, calcita, clorita y ceolitas				
<b>Vetillas &lt;1%</b>	0,1 mm de espesor, compuestas de carbonatos y se encuentran asociadas a las amígdalas				
<b>Accesorios</b>	No se observan				
<b>Observaciones Generales:</b> presenta magnetismo					
<div style="display: flex; align-items: flex-start;"> <div style="flex: 1;">  </div> <div style="flex: 1; padding-left: 20px;"> <p>2 familias de tamaño de plagioclasas, las que se encuentran con una textura pilotaxítica</p> <p>Piroxeno alterado a esmectita</p> </div> <div style="flex: 0.5;">  </div> </div>					

Muestra: UR0501 Riolita de hornblenda						
Texturas		Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica, homogénea				
Características		Mineral	%	Texturas	Observaciones	Alteración
<b>Mineralogía</b>	Fenocristales 10%	Plagioclasa	9		Su tamaño va desde 0,4 mm a 2,8 mm. Los cristales son prismáticos tabulares euhedrales a subhedrales, integridad media mala. Presentan macla Carlsbad difusa producto de la alteración. Cristales agrupados en cúmulos.	Arcillas
		Microclina	1		Su tamaño es de 0,5 mm y se observa en un cúmulo junto con plagioclasas. Se distingue por su macla característica.	Arcillas
		Hornblenda	<1		Se distingue un solo cristal de 0,2 mm el que es subhedral.	Esmectita
	Masa Fundamental 90%	Feldespato potásico	86		Su tamaño varía entre 0,05 y 0,3 mm y corresponde a una recristalización de la masa fundamental.	Arcillas
		Cuarzo	3		Su tamaño varía entre 0,05 y 0,3 mm y se encuentra intercrecido con los cristales de feldespato potásico. Los cristales son prismáticos subhedrales, integridad buena.	
		Opacos	1		No se distingue el tamaño de los cristales	
<b>Amígdalas</b>		No presenta				
<b>Accesorios</b>		No se observan				
<b>Observaciones Generales:</b> presenta magnetismo						
		Cristal de cuarzo en la masa fundamental				
		Cúmulo de fenocristales de feldespato potásico				
		Hornblenda subhedral en masa fundamental de feldespato potásico y cuarzo				

Muestra: UR0502 Riolita						
Texturas		Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica, homogénea				
Características		Mineral	%	Texturas	Observaciones	Alteración
<b>Mineralogía</b>	Fenocristales 5%	Plagioclasa	4		Su tamaño va desde 0,2 a 2,2 mm. Los cristales son prismáticos tabulares euhedrales a subhedrales, integridad mala.	Intensa de albita, arcillas y menor óxido de hierro
		Opacos	1		Su tamaño es de 0,4 mm aproximadamente y se encuentran como cristales aislados dentro de la masa fundamental.	
	Masa Fundamental 95%	Feldespato potásico	60		Su tamaño es de ~ 0,1 mm y corresponden a cristales anhedrales. Se encuentran muy alterados	Arcillas
		Cuarzo	34		Su tamaño va desde 0,05 a 0,2 mm. Se observan distribuidos homogéneamente en la masa fundamental, solo un porcentaje menor se encuentra en 2 o más cristales intercrecidos.	
	Opacos	1		Su tamaño es menor a 0,01 mm.		
Amígdalas		No presenta				
Accesorios		No se observan				
<b>Observaciones Generales:</b> presenta magnetismo débil						
 <p><b>a</b></p> <p>Largo: 1 mm</p> <p><b>NX</b></p>		<p>— Cristal de cuarzo en la masa fundamental</p> <p>— Fenocristal de plagioclasa con una recristalización de albita en su superficie</p> <p>— Masa fundamental de feldespato potásico y cuarzo recristalizados</p>				
 <p><b>b</b></p> <p>Largo: 1 mm</p> <p><b>NP</b></p>						

Muestra: UR0503 Brecha volcanoclástica de anfíbola						
Texturas		Se distinguen texturas de flujo en la matriz de la brecha, y además los clastos presentan una textura fragmental				
Características		Mineral	%	Texturas	Observaciones	Alteración
<b>Mineralogía</b>	Clastos 60%	Líticos	25		Su tamaño va desde 0,5 mm a 7 mm y se componen de lavas andesíticas porfíricas con vesículas de 0,7 y fenocristales de plagioclasa de 0,6 mm, lavas dacíticas y riolíticas con cristales de plagioclasa de ~ 0,4 mm y matriz felsítica	Arcillas
		Cristales	35		Su tamaño va desde 0,5 mm a 2,2 mm y se componen de un 25% de plagioclasa, 8% de anfíbola y 2% de clinopiroxeno	
	Matriz 40%	Líticos	10		La composición es similar a la de los clastos y existe un predominio de lavas afaníticas.	
		Cristales	30		Los cristales son en su mayoría plagioclasas, con fragmentos menores de anfíbola y piroxeno. Se encuentran muy fracturados y levemente alterados. Existe un 10% que corresponde a los cristales microscópicos de la matriz, los cuales son muy pequeños y se encuentran alterados a arcilla y esmectita, por lo que no se pueden distinguir.	Arcillas y esmectita
Amígdalas		No presenta				
Accesorios		No se observan				
<b>Observaciones Generales:</b> presenta magnetismo débil						
		<ul style="list-style-type: none"> <li>Fragmento lítico compuesto de cuarzo y feldespato</li> <li>Fenocristal de plagioclasa zonado</li> <li>Cristal de clinopiroxeno alterado en los bordes a esmectita</li> <li>Matriz alterada a arcillas con textura de flujo</li> </ul>				
						

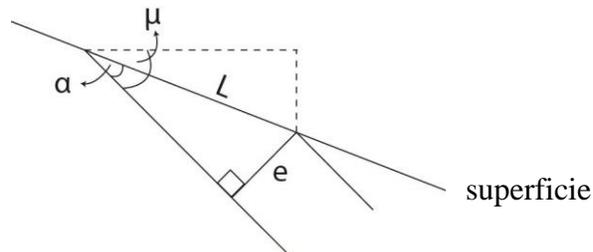
<b>Muestra: UR0504 Dacita</b>						
<b>Texturas</b>		Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica, homogénea				
<b>Características</b>		<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Texturas</b>	<b>Observaciones</b>	<b>Alteración</b>
<b>Mineralogía</b>	<b>Fenocristales 5%</b>	Plagioclasa	5	Su tamaño va desde 0,3 mm a 2 mm. Los cristales son prismáticos tabulares euhedrales a subhedrales (predominando la última), integridad mala, macla Carlsbad en los cristales menos fracturados.	Arcillas y menor clorita	
		Feldespato potásico	<1	Su tamaño es de 0,5 mm aproximadamente y son cristales prismáticos anhedrales. Los cristales se encuentran con textura fantasmal debido a la gran alteración de la roca a arcillas.	Arcillas	
	<b>Masa Fundamental 93%</b>	Feldespato potásico	60	Intercrecidos con las plagioclasas de la masa fundamental.		
		Plagioclasa	25	Su tamaño va desde 0,05 a 0,2 mm. Se observan distribuidos homogéneamente en la masa fundamental, solo un porcentaje menor se encuentra en 2 o más cristales intercrecidos. Forman una textura traquítica.		
		Cuarzo	5	Su tamaño es de 0,05 mm y corresponden a cristales anhedrales.		
		Opacos	3	Se observan 2 familias, en la mayor su tamaño va desde 0,05 a 0,2 mm, mientras que en la menor son cristales menores a 0,01 mm. Se distribuyen homogéneamente en la matriz además de formarse pequeños cúmulos de la familia de mayor tamaño.		
<b>Vetillas 2%</b>		Su espesor varía entre 0,05 mm y 0,25 mm y están rellenas de cuarzo.				
<b>Accesorios</b>		No se observan				
<b>Observaciones Generales:</b> presenta magnetismo muy débil y textura felsítica en la masa fundamental.						
<b>NX</b>		<b>Largo: 1 mm</b>		 <p>Fenocristales de plagioclasa agrupados con recristalización de albita en la superficie</p> <p>Masa fundamental compuesta de feldespato potásico, plagioclasas, menor cuarzo y opacos</p>		
						<b>NP</b>
<b>NX</b>		<b>Largo: 1 mm</b>		 <p>Largo: 1 mm</p>		
						<b>NP</b>

Muestra: UR0601 Andesita de Piroxeno						
Texturas		Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica, homogénea				
Características		Mineral	%	Texturas	Observaciones	Alteración
<b>Mineralogía</b>	Fenocristales 5%	Plagioclasa	4		Su tamaño va desde 0,2 mm a 4 mm. Los cristales son prismáticos tabulares euhedrales a subhedrales (dominando la primera), integridad media. Se observa la macla Carlsbad en los cristales menos alterados. En el 90% de los cristales se observa una alteración de albita en la superficie. Se observan formando cúmulos de plagioclasa.	Arcillas y albita
		Cuarzo	<1		Su tamaño varía de 0,1 mm a 0,2 mm. Los cristales son anhedrales y presentan una integridad buena.	
		Clinopiroxeno	<1		Se observan 3 cristales subhedrales aislados de 0,3 mm a 0,4 mm aproximadamente.	Esmectita
	Masa Fundamental 92%	Plagioclasa	50		Su tamaño es en promedio de 0,15 y se observan alineaciones de flujo alrededor de las plagioclasas y los cúmulos de ellas.	
		Piroxenos	37		Su tamaño es de 0,02 mm en promedio y se observa creciendo en el espacio entre las plagioclasas. Se encuentran alterados.	Esmectita
		Opacos	5		Su tamaño es de 0,02 mm en promedio.	
Amígdalas <1%		Rellenas parcialmente por calcita con tamaños de hasta 0,5 mm de largo por 0,1 mm de ancho.				
Vesículas 3%		Su forma es subredondeada y su diámetro va desde 0,15 mm a 0,4 mm				
<b>Observaciones Generales:</b> presenta magnetismo						
		<p>Fenocristal de clinopiroxeno inmerso en una masa fundamental de plagioclasa, piroxenos (pseudomorfo) y opacos.</p> <p>Fenocristales de plagioclasa con macla Carlsbad</p>				
				<p><b>NX</b></p> <p><b>NP</b></p>		

## 7.2 METODOLOGÍAS

### 7.2.1 CÁLCULO DE ESPESOR DE ESTRATOS

A continuación se presentan las relaciones geométricas para realizar el cálculo de los espesores de los estratos utilizados en la sección 3.3.3:



$$e = L * \sin(\alpha),$$

donde  $\mu = \text{manteo}$

$\alpha = \mu - \text{pendiente}$

$L = \text{distancia sobre la superficie entre afloramientos}$

$e = \text{espesor del estrato}$