



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

ESTRATIGRAFÍA Y ESTRUCTURAS DE LA ZONA DE FALLA POCURO ENTRE
LOS 32°30' Y LOS 33°S

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

CRISTÓBAL ROBERTO MACHUCA DEL VALLE

PROFESOR GUÍA:
LUISA PINTO LINCOÑIR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ
PAMELA JARA MUÑOZ

SANTIAGO DE CHILE
2017

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Cristóbal Roberto Machuca Del Valle
FECHA: 7/12/2017
PROFESOR GUÍA: Luisa Pinto Lincoñir

ESTRATIGRAFÍA Y ESTRUCTURAS DE LA ZONA DE FALLA POCURO ENTRE LOS 32°30' Y LOS 33°S

La Zona de Falla Pocuro ha sido considerada uno de los rasgos estructurales más importantes en la configuración actual de los Andes Centrales entre los 31°S y 34°S. A pesar de que se reconoce su existencia desde estudios de los años 60, aún no se comprende la estratigrafía entre los 32°30'S y 33°S, a ambos de lados de la estructura y su rol en la orogenia andina. El objetivo general de este trabajo es detallar y caracterizar tanto la estratigrafía como las estructuras presentes a ambos lados de la Zona de Falla Pocuro y proponer una geometría inicial de la Cuenca de Abanico.

Este trabajo consistió en el levantamiento de columnas estratigráficas, mapeo de unidades geológicas y descripción de estructuras en campañas de terreno. Se confeccionaron tres mapas y perfiles geológicos a escalas 1:65.000, 1:30.000 y 1:75.000 en tres latitudes distintas entre los 32°30'S y 33°S, en donde se muestran la distribución de nueve unidades informales definidas en las distintas zonas de estudio. A través de petrología y estratigrafía se correlaciona cada una de estas unidades informales con las Formaciones Cerro Morado, Las Chilcas, Lo Valle y Abanico.

Este estudio muestra que la distribución de las unidades sedimentarias mesozoicas y unidades volcánicas neógenas no se encuentra condicionada por la presencia de la zona de falla. Esto, en conjunto con las edades de exhumación disponibles, sugiere que el compartimiento occidental de la Cuenca de Abanico no se desarrolló al norte de los 32°40'S. Adicionalmente, se observaron estructuras inversas fuera de la zona de falla lo que se interpreta como la migración del frente de deformación hacia el oeste a partir del Mioceno temprano. Además, las diferencias en la altura absoluta a la que se observó el contacto discordante entre rocas mesozoicas y cenozoicas, entre los 32°45'S y 33°S, probablemente se deban a una extensión inicial diferencial de la cuenca a distintas latitudes y un posterior alzamiento neógeno más acentuado al norte de los 33°S.

Si bien la Zona de Falla Pocuro corresponde a una estructura regional cuya traza es posible seguir por varios grados de latitud, en la zona de estudio presentó actividad diacrónica a lo largo de su extensión. En particular, la actividad neógena se presenta estructuras de carácter inverso, vergencia oeste y orientación NS-NNW. Esto sugiere que la actividad tectónica reciente se produce por un frente de deformación ubicado más hacia el oeste de la Zona de Falla Pocuro.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quisiera agradecer a aquellas personas que desde un comienzo hicieron posible este trabajo. Esta memoria va dedicada para ti Inge que te considero una protagonista principal por tu paciencia y dedicación incondicional desde que tengo memoria. A mi familia en general, que ha sido un soporte trascendental durante los últimos 7 años: mi padre, abuelos y primos.

Por otro lado, quisiera agradecer a quienes directamente aportaron para que este trabajo concluyera con éxito, a mis guías Luisa y Reynaldo, quienes fueron arquitectos de mi formación como geólogo y que hasta el último momento aportaron con sus ideas y consejos a modo de discusiones constructivas. A Pamela por su excelente disposición y su activa participación de las innumerables discusiones sobre la geología del sector. A mis amigos personales que aportaron, además de las necesarias horas de ocio, con sus ideas, comentarios y motivacionales. En especial al Hugo por compartir su oficina en Via Regina.

Quisiera agradecer también a aquellos que me acompañaron en los días de terreno. Sin duda su aporte es inmensurable considerando el tema de que trata este trabajo. En especial a de Lara, José, Rodolfo, Alexis, Max, Valentina, cursos de Geología de Chile 2016 y 2017 y cursos de Estratigrafía 2016 y 2017

Muchas gracias a quienes aportaron con la logística que hizo posible el trabajo en terreno. A Natalia, Alfredo, a las hermanas Cabrera, a Ángel, a Francisco Fuentes, a la familia de José, y a mi madre nuevamente.

Y finalmente, agradecer al equipo de Sebastián, Tania, Rodrigo, Lara, José, Luna, Diego, Claudio y Luisa por las enriquecedoras reuniones semanales que mucho me aportaron para elaborar este producto final.

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Formulación del Problema	1
1.2	Objetivos.....	3
1.3	Hipótesis de trabajo	3
1.4	Ubicación y vías de acceso	3
1.5	Metodología y Actividades.....	5
1.5.1	Trabajo de gabinete	5
1.5.2	Trabajo en terreno (OE1)	5
2	Marco Geológico	6
2.1	Geomorfología	6
2.2	Marco Litológico.....	6
2.2.1	Rocas Estratificadas	6
2.2.2	Rocas Intrusivas.....	12
2.3	Marco Estructural.....	13
2.3.1	Zona de Falla Pocuro	13
2.3.2	Falla Cariño Botado	14
2.3.3	Falla Infiernillo	14
2.3.4	Falla Los Maquis	15
2.3.5	Pliegues	15
2.4	Marco Tectónico	16
2.5	Marco tectónico durante el Ciclo Andino a los 33°S	16
2.5.1	Cuenca de Abanico.....	18
3	Geología Local	20
3.1	Zona Norte (32°30'S), sector Las Minillas- Estero Chalaco	21
3.1.1	Unidad Los Pozones	24
3.1.2	Unidad Las Minillas	26
3.1.3	Unidad Chalaco.....	32
3.1.4	Rocas Intrusivas.....	33
3.1.5	Estructuras	34
3.2	Zona Centro (32°45'), sector Jahuel-Campos de Ahumada	39
3.2.1	Unidad Las Cascadas	42
3.2.2	Unidad Jahuel	42
3.2.3	Unidad Campos de Ahumada	46
3.2.4	Unidad Copín	48
3.2.5	Rocas Intrusivas.....	50
3.2.6	Estructuras	51
3.3	Zona Sur (32°50'S).....	54
3.3.1	Unidad Las Bandurrias.....	57
3.3.2	Unidad Auco.....	57
3.3.3	Unidad Pocuro	59
3.3.4	Rocas intrusivas.....	61
3.3.5	Estructuras	62
4	Discusión.....	67

4.1	Correlaciones e Interpretaciones	67
4.1.1	Correlaciones Zona Norte	67
4.1.2	Correlaciones Zona Centro	69
4.1.3	Correlaciones Zona Sur	70
4.2	Estratigrafía local	71
4.3	Implicancias Tectónicas regionales	77
4.4	La Zona de Falla Pocuro y estructuras asociadas	73
4.5	La geometría de la Cuenca de Abanico	75
5	Conclusiones	79
6	Bibliografía	80
7	ANEXOS	88

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Modelo de elevación digital en donde se muestran ciudades, vías de acceso, red hidrográfica y ubicación de las tres zonas de estudio. La Zona Norte se ubica en el límite entre la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa a los 32°30'S. La Zona Centro se ubica en el extremo norte de la cuenca del río Aconcagua entre Jahuel y Campos de Ahumada a los 32°45'S y la Zona Sur corresponde al límite norte del cordón transversal de Chacabuco, al sur del valle del Aconcagua a los 32°50'S.4

Figura 2.1: Unidades morfoestructurales principales de la zona de estudio (tomado de Fock, 2005).6

Figura 2.2: Mapa Geológico de Chile Central, entre la Cordillera de la Costa y el borde occidental de la Cordillera Principal, compilado de Rivano (1993), Gana y Wall (1997), SERNAGEOMIN (2003), Fuentes (2004), Fock (2005), Campbell (2005), Boyce (2015), Troncoso (2014).7

Figura 2.3: Formaciones presentes en la zona de estudio (Modificado de Boyce, 2015).8

Figura 2.4: Mapa con las principales estructuras que han sido descritas para las zonas de estudio. Basado en SERNAGEOMIN (2003), Fock(2005), Troncoso (2014) y Boyce (2015)13

Figura 2.5: A) Tasas de convergencia y oblicuidad promedio para el Cenozoico. En verde Pilguer (1983), en azul Pardo-Casas y Molnar (1987), en rojo Soler y Bonhomme (1990) y en negro Somoza (1998). (Tomado de Fock, 2005). B) Imagen SRTM (Shuttle Radar Topographic Mision) de la zona de subducción plana Chilena-Pampeana. Las líneas negras representan las curvas de profundidad de la zona Wadati-Benioff propuestas por Mulcahy (2014).18

Figura 2.6: a) Distribución esquemática de los afloramientos de la Formación Abanico y de las estructuras mayores que los limitan en la Cordillera Principal, entre los 32°S y 34°S. Se interpreta el ancho de la cuenca en donde se acumulan los depósitos de la Formación Abanico. b) Esquema de la evolución de la Cuenca de Abanico entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano en dos secciones generalizadas entre los 32°-33°S y los 33°-34°S. Tomado de Jara et al. (2015).19

Figura 3.1: Unidades descritas en este trabajo para las distintas zonas de estudio.20

Figura 3.2: Ubicación de las imágenes presentadas en el Capítulo 3.1 y de la línea de división entre el sector oriental y occidental de la Zona Norte.21

Figura 3.3: Mapa geológico Las Minillas-Estero Chalaco (Zona Norte). Leyenda y perfil esquemático en la página siguiente.22

Figura 3.4: Columnas estratigráficas de las unidades definidas en la Zona Norte: A) Columna de la Unidad Los Pozones levantada al sureste de Las Minillas. B) Columna de la unidad Las Minillas y Chalaco levantada en la ladera oeste del cerro Guanaco C) Columna vertiente oeste del estero Chalaco. D) Columna vertiente oriental estero Chalaco. La ubicación de las columnas se muestra en el mapa de la Figura 3.3.25

Figura 3.5: Fotografía panorámica hacia el noreste de la unidad Los Pozones, al sur de Las Minillas, en donde se observan las secuencias que componen esta unidad (Figura 3.4). B) Esquema de las distintas secuencias de la unidad Los Pozones: 1) Secuencia Volcanoclástica. 2) Secuencia Volcánica. 3) Intrusivo granodiorítico. 4) Andesitas porfíricas grano grueso. 5) Secuencia Sedimentaria. 6) Zona cubierta. El recuadro a la derecha muestra la ubicación de la imagen.26

Figura 3.6: Fotografías y microfotografía de las distintas litologías que conforman la unidad Los Pozones. A) Toba lítica roja perteneciente a la secuencia inferior. B) Autobrecha andesítica de la sucesión media. C) Microfotografía de una andesita porfírica de piroxeno con textura traquítica (plg: Plagioclasa, Qz: Cuarzo, Opx: Ortopiroxeno). D) Ortoconglomerado polimíctico de la secuencia superior con matriz de carbonato sectorizada.27

Figura 3.7: A) Fotografía panorámica de la cara oeste del cerro Guanaco en donde se observan las distintas secuencias que conforman las unidades Las Minillas y Chalaco (Figura 3.4). B) Esquema de las distintas unidades presentes: 1) Unidad Las Minillas: Secuencia Sedimentaria Inferior. 2) Intercalaciones de Calizas. 3) Unidad Las Minillas: Secuencia Volcánica Superior. 4) Unidad Las Minillas: Secuencia Sedimentaria Superior. 5) Unidad Chalaco. El recuadro de la derecha muestra la ubicación de la fotografía.29

Figura 3.8: Fotografías de las litologías que caracterizan a la unidad Las Minillas. A) Ortoconglomerados polimícticos pertenecientes a la Secuencia Sedimentaria Inferior. B) Intercalación calcárea en la Secuencia Sedimentaria Inferior. C) Toba lítica brechosa perteneciente a la Secuencia Volcánica Superior. D) Masa fundamental cristalina de la toba mostrada en la fotografía C. E) Areniscas finas y limolitas con pliegues sinsedimentarios recumbentes perteneciente a la base de la secuencia sedimentaria superior. F) Ortoconglomerado con matriz de arena gruesa perteneciente al techo de la Secuencia Sedimentaria Superior.30

Figura 3.9: Estructuras de carga presentes entre la Secuencia Sedimentaria Inferior y la Secuencia Volcánica Superior de la unidad Las Minillas.31

Figura 3.10: Fotografías de la Secuencia Volcánica Oriental de la unidad Las Minillas. A) Toba lítica polimíctica. B) Microfotografía de la toba lítica mostrada en (A): fragmentos de origen volcánico fuertemente argilizados inmersos en una masa fundamental recrystalizada a cuarzo y carbonato. C) Intercalación sedimentaria al oeste del estero Chalaco D) Intercalación sedimentaria al este del estero.31

Figura 3.11: Fotografías de unidad Chalaco. A) Microfotografía a nicoles cruzados que muestra una andesita basáltica de piroxeno. Los cristales de plagioclasa muestran texturas de disequilibrio (Muestra LM4, Anexo A). B) Toba lítica morada de la parte alta del cerro Portillo afectada por un intrusivo.32

Figura 3.12: Fotografías de los intrusivos del grupo intrusivo oriental. A) Intrusivo emplazado sobre la falla Pocuro. B) Textura fanerítica de intrusivo perteneciente al grupo oriental (muestra ECW6). La ubicación y dirección de las fotografías se indican con marcas rojas en el recuadro gris del borde izquierdo de la figura.34

Figura 3.13: Fotografía ladera oeste del cerro Guanaco en donde se observa el desplazamiento producido por la falla El Cráter. En gris oscuro se indica la unidad Chalaco y en gris claro la unidad Las Minillas.35

Figura 3.14: Fotografía hacia el sureste de Las Minillas en donde se observa la Falla y Anticlinal Norte. En gris claro se presenta la unidad Los Pozones y el oscuro la unidad Las Minillas.	36
Figura 3.15: Modelo de elevación digital con imagen satelital sobrepuesta de la vertiente occidental del estero Chalaco (El norte hacia la derecha de la imagen). Se puede observar la estrangulación de la quebrada Quemada lo que provoca, hacia el oeste, una zona de acumulación que alcanza 50 m sobre el nivel del estero Chalaco.	37
Figura 3.16: Fotografía de la ladera este del estero Chalaco. Se observa la cobertura subhorizontal de la Formación Farellones sobre Formación Abanico. 1) Areniscas conglomerádicas y conglomerados arenosos de la Sucesión Volcánica Oriental de la unidad Las Minillas. 2) Intrusivos porfíricos y faneríticos orientados norte sur asignados al grupo oriental. 3) Falla inversa.	38
Figura 3.17: Ubicación de las imágenes presentadas en el Capítulo 3.2 para la Zona Centro y de la línea de división del cordón montañoso que separa el sector de Jahuel y Campos de Ahumada.	39
Figura 3.18: Mapa y perfil esquemático de las unidades que se definieron para la zona centro de este estudio.	41
Figura 3.19: Columnas estratigráficas levantadas en la Zona Centro: A) Columna Unidad Jahuel. B) Columna Unidad Campos de Ahumada, notar variación en la escala entre 600 y 900 m. C) Columna Unidad Copín. La ubicación de las columnas se muestra en el mapa de la Figura 3.18.	43
Figura 3.20: Fotografías de las litologías de la Unidad Las Cascadas. A) Dacitas porfíricas con cristales de feldespatos argilizados. B) Microfotografías a nicoles paralelos (izquierda) y a nicoles cruzados (derecha) de la dacita porfírica mostrada en la imagen (a). C) Wakas líticas con cemento calcáreo y laminación paralela. D) Microfotografía a nicoles cruzados (izquierda) y a nicoles paralelos (derecha) de la roca mostrada en (c). Plg: Plagioclasa, KFeld: Feldespatos alcalinos, Cb: Carbonato, Arc: Arcillas, Ceo: Ceolita.	44
Figura 3.21: Fotografías unidad Jahuel. A) Dacitas porfíricas del estrato basal de la Secuencia Inferior. B) Intercalaciones de conglomerados, areniscas y wakas líticas de la Secuencia Inferior C) Microfotografía a nicoles paralelos (izquierda) y nicoles cruzados (derecha) de una waka lítica (muestra AJ02) perteneciente a la Secuencia Inferior. D) Toba lítica de la Secuencia Volcánica Superior.	45
Figura 3.22: Fotografías sector Campos de Ahumada. A) Conglomerado de clastos subangulosos con cemento calcáreo perteneciente a la parte superior de la unidad Las Cascadas. B) Conglomerado redondeado, clastosoportado, de la parte inferior de la unidad Campos de Ahumada. C) Intercalaciones de areniscas líticas y fangolitas rojas en el techo de la sucesión clástica. D) Intercalaciones calcáreas dentro de la unidad Campos de Ahumada. Ar: Areniscas, Fg: Fangolitas. E) Afloramiento de la Secuencia Volcánica Superior de una Unidad Campos de Ahumada, petrográficamente corresponde a una toba cristalina. F) Microfotografía de la Unidad Volcánica Superior. Se puede apreciar la textura fragmentada y la alteración de los cristales de feldespatos.	47
Figura 3.23: Fotografías unidad Copín. A) Tobas cristalinas. B) Brechas andesíticas. C) Intercalaciones conglomerádicas. D) Microfotografía de intrusivo andesítico. Plg: Plagioclasa, cpx: Clinopiroxeno.	49
Figura 3.24: Fotografías de los intrusivos presentes en la zona centro de estudio. A) Intrusivo Guanaquiadero donde se observan cristales centimétricos de anfíbol y la textura porfírica de la roca. B) Vista hacia el norte del cerro El Cántaro. La línea negra marca el contacto entre la unidad Campos de Ahumada (bajo la línea negra) y el intrusivo El Cántaro (sobre la línea negra).	51

Figura 3.25: Modelo de elevación digital con superposición de imagen satelital de la zona centro. En la figura se muestra la ubicación de las fallas pertenecientes a la Zona Centro y se observa el escarpe de alineación norte sur producido por la Falla Jahuel.....	52
Figura 3.26: Ubicación de las imágenes presentadas en el Capítulo 3.3 y de la línea de división entre el sector Las Bandurrias y Pocuro.	54
Figura 3.27: Mapa y perfil esquemático de las unidades geológicas que afloran en la Zona Sur.	56
Figura 3.28: Columnas Estratigráficas levantadas en la Zona Sur. A) Unidad Las Bandurrias: Kslb(a): Secuencia Volcanoclástica; Kslb(b): Secuencia Sedimentaria Inferior B) Unidad Auco. C) Secuencia Inferior de la unidad Pocuro D) Secuencia Media de la unidad Pocuro. E) Secuencia Superior unidad Pocuro. La ubicación de las columnas estratigráficas se muestra en la Figura 3.27.	58
Figura 3.29: Fotografías de litologías de las unidades de la zona sur. A) Conglomerados con lentes de areniscas (LAr) de la unidad Las Bandurrias. B) Tobas cristalinas rosadas de la unidad Auco. C) Afloramiento de dacitas porfíricas de la Secuencia Inferior de la unidad Pocuro. D) Toba lítica morada de la Secuencia Media. E) Conglomerado de la Secuencia Media. F) Toba lítica de la Secuencia Superior.	60
Figura 3.30: Fotografía de intrusivos de la zona sur. A) Tonalita de hornblenda del intrusivo Tres Negros. B) Pórfido dacítico de hornblenda del intrusivo Mercachas. C) Fenocristal de Hornblenda en dique asociado al intrusivo Mercachas. D) Afloramiento en la base del intrusivo El Quisquerío.	62
Figura 3.31: Fotografía hacia el sur en donde se observa el limbo occidental del sinclinal Las Bandurrias. Hacia el oeste las capas se inclinan hasta 25°E.	63
Figura 3.32: Fotografía desde el bypass hacia el sureste del cerro Tres Negros. Se observa la quebrada que separa un bloque oriental de uno occidental. En gris claro se indica la Formación Farellones, en gris la Secuencia Media de la unidad Pocuro y en gris oscuro la Secuencia Inferior de la misma unidad. El intrusivo Tres Negros se señala en rojo.	65
Figura 3.33: Fotografías estructuras zona sur. A) Zona de salvanda asociada a la Falla El Quisquerío. B) Estructura de graben aflorante costado sur del bypass Los Libertadores. Esta estructura normal, adyacente a zonas de fuerte alteración hidrotermal, se asocia espacialmente con la Zona de Falla Pocuro.	66
Figura 3.34: Fotografías de las estructuras asociadas a la Falla Mercachas. A) Zona de daño que afecta a tobas cristalinas de la Secuencia Media de la unidad Pocuro. B) Dique de orientación norte sur, que indica una dirección preferencial para estas estructuras.	66
Figura 4.1: Columnas generalizadas de las distintas zonas de estudio. Las unidades correlacionadas con la Formación Las Chilcas fueron subdivididas en: a) Secuencia Volcánica Oriental; b) Secuencia Sedimentaria Superior; c) Secuencia Volcánica Superior; y d) Secuencia Sedimentaria Inferior.....	68
Figura 4.2: Distribución de las distintas formaciones presentes en las zonas de estudio según las correlaciones propuestas en el capítulo 4.1.....	72
Figura 4.3: Extensión inferida y correlación entre las estructuras presentes en las distintas zonas de estudio.	74
Figura 4.4: Geometría de la Cuenca de Abanico entre los 32° y 33°S durante el Eoceno medio-Oligoceno basado en este trabajo, Jara et al. (2015) y Fock (2005).	76

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del Problema

Una de las características estructurales más importantes del borde occidental de la Cordillera Principal de los Andes Centrales corresponde a la Zona de Falla Pocuro. Los primeros estudios regionales (Aguirre, 1960, Carter y Aguirre, 1965) la describen como una estructura de movimiento normal y de rumbo norte-sur la cual habría sido el mecanismo principal en la formación de la Depresión Central a la latitud de Santiago (Aguirre, 1960).

Posteriormente, Charrier et al. (2005) atribuye la Zona de Falla Pocuro y la Falla San Ramón al borde occidental de la cuenca de Abanico: una cuenca extensional y de intraarco activa desde el Eoceno medio al Oligoceno, y posteriormente invertida a partir del Mioceno temprano. Por otro lado, otros autores proponen que la Zona de Falla Pocuro y la Falla San Ramón constituyen la expresión de una migración del tectonismo del borde oeste de la Cordillera Principal pero no representan partes de una misma estructura (Godoy, 2015).

A los 32°S los depósitos cretácicos que afloran en el límite entre la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa, se encuentran deformados en las cercanías de la ZFP. Estos depósitos, a su vez son cubiertos en discordancia angular por rocas escasamente deformadas asociadas a las Formaciones Abanico y Farellones lo que permite acotar la actividad de la ZFP a períodos previos al Mioceno temprano (Jara y Charrier, 2014). Esto implica que, a esta latitud, la cuenca habría desarrollado un único y estrecho depocentro en el borde oriental de la cuenca, limitado por fallas normales de orientación norte-sur, posteriormente invertidas (Jara y Charrier, 2014).

A diferencia de lo ocurre en el norte, entre los 33°S y los 33°30'S, la cuenca habría desarrollado un segundo compartimiento hacia el oeste, en donde se reconoce un contacto por falla entre unidades mesozoicas y cenozoicas en su borde occidental (Fock, 2005). Tal estructura se conoce como Falla Infiernillo, al sur de la cuesta Chacabuco (Fuentes, 2004), y Falla Cerro Renca en el cuadrángulo de Santiago (Sellés, 1999). Esta falla correspondería al borde occidental de la Cuenca Abanico posteriormente invertido durante el Mioceno temprano (Fock, 2005); sin embargo, se desconoce la extensión hacia el norte de este sistema estructural. Esta aparente incongruencia cinemática y geométrica entre el norte y el sur de la cuenca, puede reflejar que no todos los sistemas extensionales fueron reactivados durante la inversión posterior (Charrier et al., 2005) o que, a partir de una extensión diferencial, la cuenca produjo un único y más estrecho depocentro al norte de los 33°S, mientras que hacia el sur se desarrollarían varios depocentros que generaron una cuenca que superaba los 50 km de ancho (Jara et al., 2015). Además, la gran similitud litológica entre unidades

cretácicas y cenozoicas ha generado un problema adicional para establecer la estratigrafía y distribución de unidades geológicas en las cercanías de la Zona de Falla Pocuro. Este problema ha sido parcialmente resuelto mediante dataciones K/Ar, Ar/Ar y U/Pb (Gana y Wall, 1997; Fuentes, 2004; Fock, 2005; Rivano, 1993; Campbell, 2005; Jara y Charrier, 2014; Mpodozis et al., 2009). Este trabajo presenta un estudio estratigráfico y estructural a escala local en donde se define la estratigrafía de ambos lados de la Zona de Falla Pocuro.

1.2 Objetivos

El objetivo general de este trabajo es detallar y caracterizar tanto la estratigrafía como las estructuras presentes a ambos lados de la Zona de Falla Pocuro y proponer una geometría inicial de la Cuenca de Abanico.

Como objetivos específicos se proponen

- **OE1:** Definir unidades estratigráficas, describir su estratigrafía y distribución en la Zona de Falla Pocuro entre los 32°30'S y los 33°S.
- **OE2:** Correlacionar estratigráficamente las unidades descritas con unidades formales.
- **OE3:** Describir las estructuras presentes para identificar la conexión entre los distintos estilos de deformación al norte y sur del río Aconcagua.

1.3 Hipótesis de trabajo

Como hipótesis de trabajo se postula que la Zona de falla Pocuro corresponde al borde occidental de la Cuenca Extensional Abanico entre los 32°15'S y 32°54'S que fue parcialmente invertida durante el Mioceno temprano. De esta forma esta estructura representaría el límite estructural principal de las unidades Cenozoicas hacia el oeste, mientras que al sur de los 33°S este límite lo representaría la Falla Infiernillo.

1.4 Ubicación y vías de acceso

Las zonas de estudio se ubican en la V Región de Valparaíso, desde el estero Chalaco por el norte, hasta cuesta Chacabuco por el sur (Figura 1.1). Esta se dividió en tres zonas más pequeñas (Zona Norte, Centro y Sur) las cuales se seleccionaron en base a su accesibilidad. La Zona Norte se ubica 10 km al noreste del poblado de Putaendo y corresponde al área entre Las Minillas y el Estero Chalaco, inmediatamente al norte del Río Putaendo (Figura 1.1). La Zona Centro se ubica 15 km al este de la ciudad de San Felipe, corresponde al área entre Jahuel y Campos de Ahumada, y limita por el norte a la depresión Los Andes-San Felipe (Figura 1.1). Por último, la Zona Sur se ubica 5 km al sur de la ciudad de Los Andes y corresponde al área entre Las Bandurrias y el Estero Pocuro (Figura 1.1).

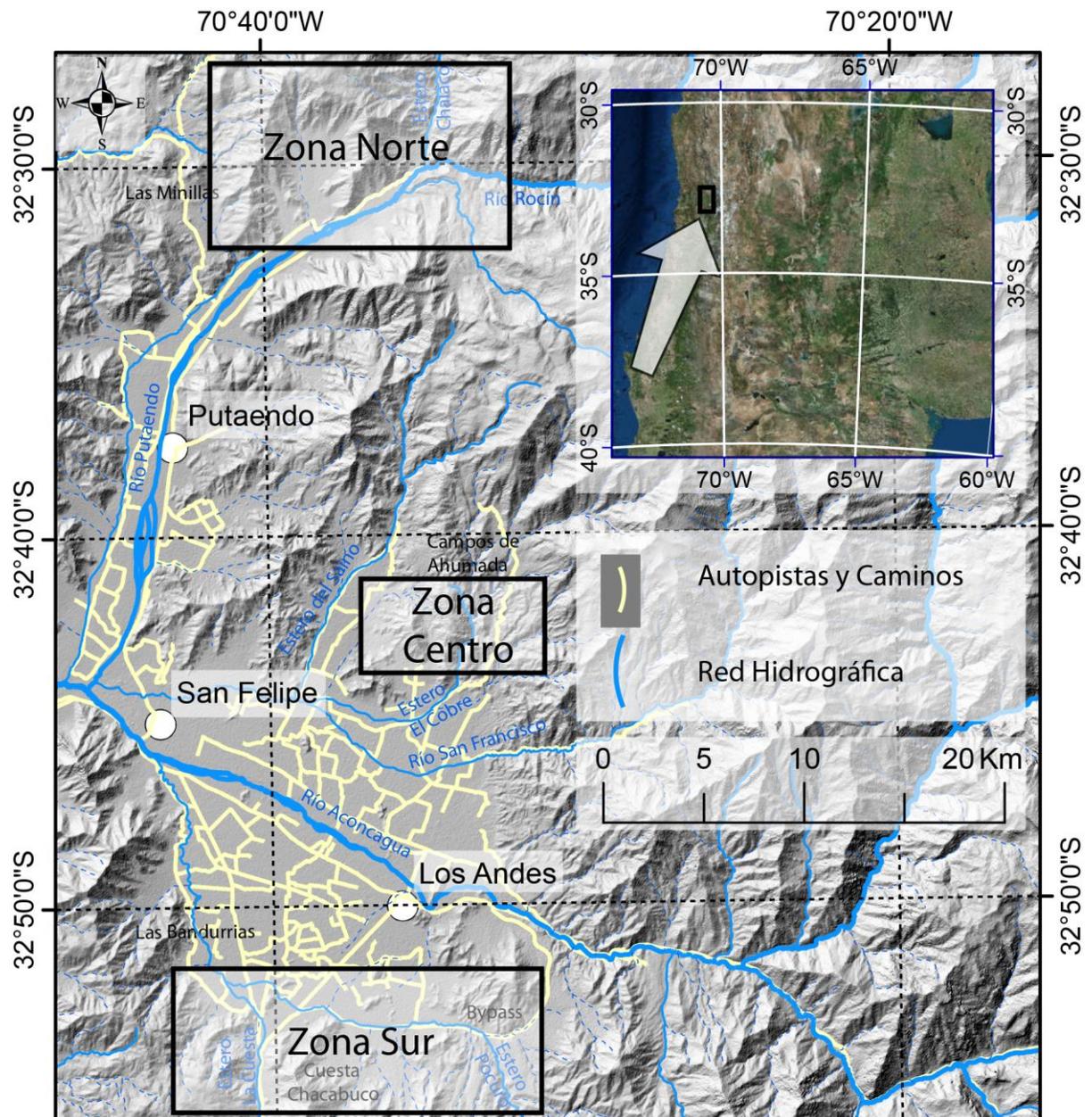


Figura 1.1: Modelo de elevación digital en donde se muestran ciudades, vías de acceso, red hidrográfica y ubicación de las tres zonas de estudio. La Zona Norte se ubica en el límite entre la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa a los 32°30'S. La Zona Centro se ubica en el extremo norte de la cuenca del río Aconcagua entre Jahuel y Campos de Ahumada a los 32°45'S y la Zona Sur corresponde al límite norte del cordón transversal de Chacabuco, al sur del valle del Aconcagua a los 32°50'S.

Para llegar desde Santiago a las zonas de estudio, se toma la Autopista Los Libertadores hasta la cuesta Chacabuco. Para el sector norte se continúa por la Ruta E89 hasta San Felipe en donde se toma la ruta E71 hasta Putaendo; de aquí se continúa por la ruta E525 hasta el Resguardo de Los Patos. Para acceder al sector de Campos de Ahumada se sigue por la ruta 57 desde la cuesta Chacabuco hasta Los

Andes; luego por la ruta E85 hasta San Esteban en donde se continua por la ruta E755 hasta la bifurcación con la ruta E795; desde este punto se continua por la ruta E795 hasta Campos de Ahumada. Para el tercer sector se debe ingresar desde la ruta 57 al bypass en dirección al oriente hasta el estero Pocuro.

1.5 Metodología y Actividades

1.5.1 Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete tuvo por objetivo contextualizar y facilitar el trabajo en terreno a través de las siguientes actividades:

- Análisis de imágenes satelitales de alta resolución (Imágenes Bing de 13,5 cm de resolución) y modelos de elevación digital (Alos Palsar de 12,5 m de resolución).
- Creación y procesamiento de una base de datos con las distintas dataciones presentadas en trabajos anteriores mediante software de sistema de información geográfica en datum WGS 84.
- Descripción petrológica de 12 muestras en láminas delgadas.
- Confección de columnas estratigráficas, mapas y perfiles geológicos locales.

1.5.2 Trabajo en terreno (OE1)

El trabajo en terreno se realizó entre enero de 2016 y abril de 2017. Los días de trabajo se repartieron de la siguiente forma:

- Doce días de terreno en el sector de Las Minillas, Alicahue y Estero Chalaco (Zona Norte).
- Cuatro días de trabajo en el sector de Campos de Ahumada (Zona Centro).
- Cinco días de trabajo entre Cuesta Chacabuco y el estero Pocuro (Zona Sur).

2 Marco Geológico

2.1 Geomorfología

En el borde occidental de Sudamérica, entre los 32°S y 35°S, es posible reconocer cinco unidades morfoestructurales principales. Estas se disponen con orientación norte sur y corresponden a la Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera (Figura 2.1).

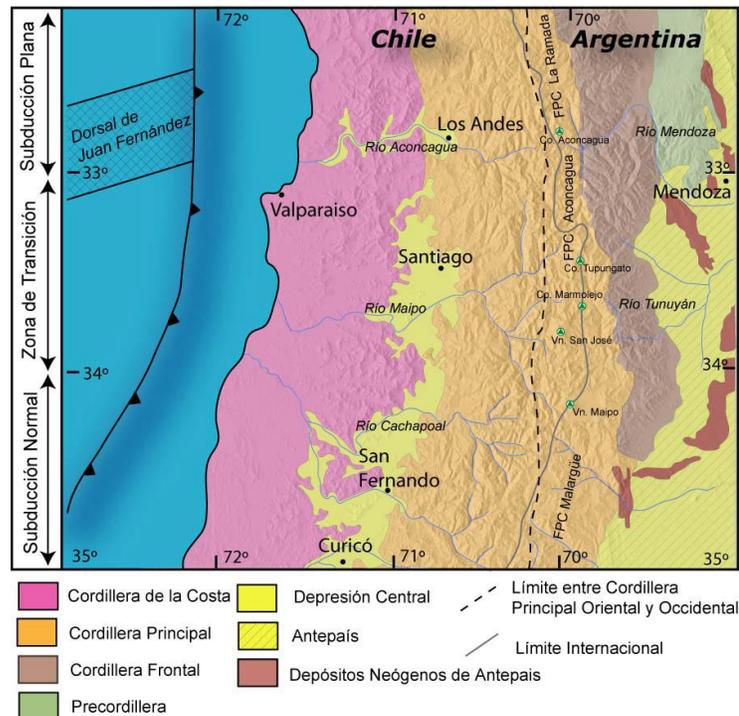


Figura 2.1: Unidades morfoestructurales principales de la zona de estudio (tomado de Fock, 2005).

2.2 Marco Litológico

2.2.1 Rocas Estratificadas

La estratigrafía del área de estudio está constituida por sucesiones volcánicas y sedimentarias continentales de edades mesozoicas, cubiertas por depósitos volcánicos y volcanoclásticos de edad cretácica tardía y cenozoica (Figura 2.2 y Figura 2.3). A continuación, se describen las distintas unidades geológicas que afloran en la zona de estudio.

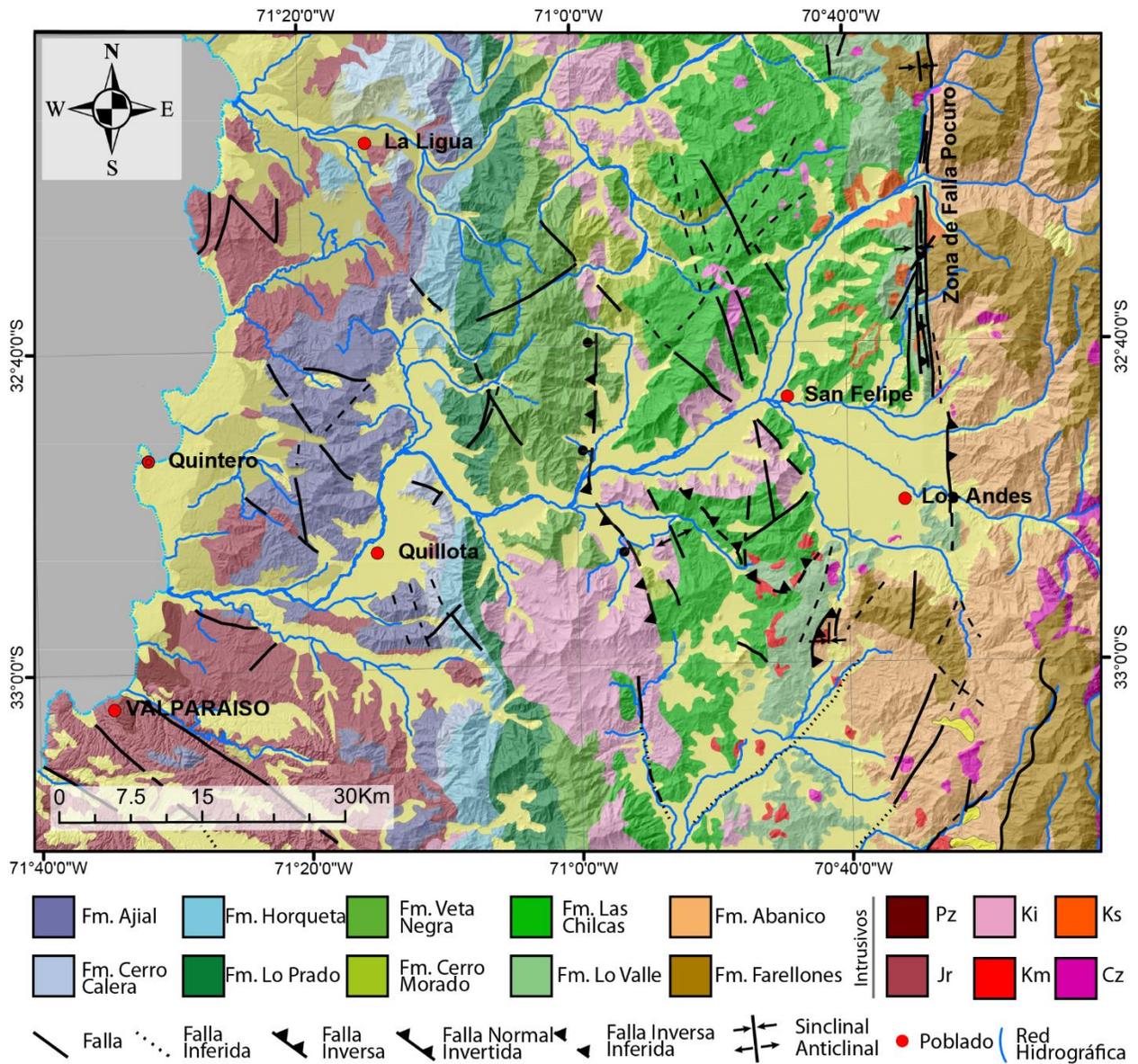


Figura 2.2: Mapa Geológico de Chile Central, entre la Cordillera de la Costa y el borde occidental de la Cordillera Principal, compilado de Rivano (1993), Gana y Wall (1997), SERNAGEOMIN (2003), Fuentes (2004), Fock (2005), Campbell (2005), Boyce (2015), Troncoso (2014).

2.2.1.1 Formación Cerro Morado (Carter y Aliste, 1962)

La Formación Cerro Morado (Figura 2.2) consiste en una secuencia de rocas volcánicas verdes de 1300 a 1800 m de espesor. Aflora en una franja norte-sur al norte del valle de Catemu hasta el valle del río La Ligua. En la base aparecen lentes de conglomerados los cuales son sobreyacidos por una serie de andesitas de grano fino, tobas y brechas de color café rojizo; estas a su vez son cubiertas por tobas verdes y brechas con intercalaciones de andesitas porfíricas de grano muy grueso.

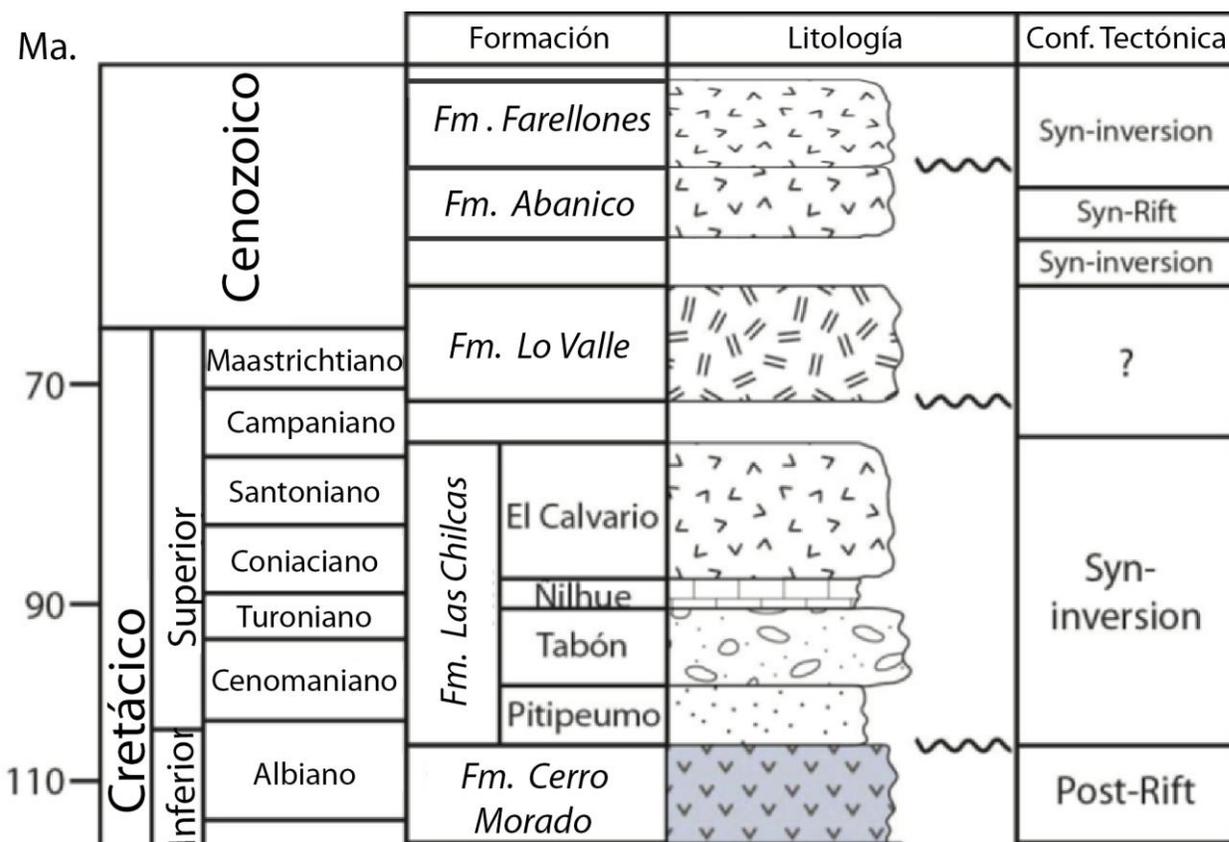


Figura 2.3: Formaciones presentes en la zona de estudio (Modificado de Boyce, 2015).

Se dispone concordantemente sobre la Formación Veta Negra (Figura 2.3), y subyace discordantemente a la Formación las Chilcas. En base a las nuevas edades para la Formación Veta Negra y para la base de la Formación Las Chilcas, la edad de la Formación Cerro Morado se puede asignar al Aptiano tardío-Albiano temprano (115?-106 Ma) (Boyce, 2015).

2.2.1.2 Formación Las Chilcas (Thomas, 1958; modificado en Boyce, 2015)

La Formación Las Chilcas consiste esencialmente en intercalaciones de coladas andesíticas, aglomerados, tobas y sedimentos continentales como conglomerados, areniscas y lutitas de entre 1900 y 6000 m de espesor. La Formación las Chilcas aflora al sur del valle del río Aconcagua en los cerros que flanquean la cuenca de este río, mientras que al norte se dispone en una franja norte-sur de más de 30 km de ancho. Se dispone de forma discordante sobre la Formación Cerro Morado

A partir del análisis estratigráfico realizado por trabajos anteriores, el levantamiento de nuevas columnas sedimentarias y numerosas dataciones U/Pb en circones

detríticos, se definió un nuevo esquema estratigráfico para la Formación Las Chilcas, la cual es subdividida en cuatro miembros: Pitipeumo, El Tabón, Ñilhue y El Calvario (Tabla 2.1). En base a esto la depositación de la Formación Las Chilcas ocurrió entre los ca. 105 y 82 Ma (Boyce, 2015).

Tabla 2.1: Nombre, edad y litologías de los miembros de la Formación Las Chilcas, definidos por Boyce (2015).

Miembro	Edad	Litologías principales
El Calvario (900-2000 m)	ca. 90-82 Ma	Conglomerados, areniscas y tobas que pasan hacia arriba a andesitas brechosas, conglomerados y potentes niveles de brechas volcánicas y sedimentarias
Ñilhue(85-830 m)	ca. 93? Ma	Calizas, margas, calcilutitas y calcarenitas.
El Tabón (500-2500 m)	ca. 100-93 Ma	Brechas, conglomerados masivos y algunas intercalaciones de areniscas hacia el techo.
Pitipeumo (435-1015 m)	ca. 105 -100 Ma	Calizas, areniscas, lavas y conglomerados medios de buen redondeamiento.

2.2.1.3 Formación Lo Valle (Thomas, 1958)

Thomas (1958) definió la Formación Lo Valle, al sur del valle de Aconcagua, como una serie predominantemente piroclástica de composición andesítica a riolítica, con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias continentales de hasta 700 m de espesor. Por otro lado, Gana y Wall (1997) asignaron a esta formación las secuencias volcánicas de hasta 1800 m de espesor que afloran al norte de Huechún, en los cerros de Colina, al este de Baños de Chacabuco y en cerro Colorado de Renca. Estas cubren en discordancia de erosión a la Formación Las Chilcas, y subyacen a la Formación Abanico. Dataciones geocronológicas confirman un hiatus Maastrichtiano tardío-Eoceno entre las formaciones Lo Valle y Abanico (Gana y Wall, 1997).

La Formación Lo Valle se encuentra intruida por cuerpos hipabisales del Paleoceno-Mioceno. Al igual que la Formación Las Chilcas, presenta frecuentes gradaciones laterales y verticales (Thomas, 1958). Al norte del valle del Aconcagua, Carter y Aliste (1962) y Piracés y Maksaev (1977) correlacionaron esta formación con los niveles volcánicos incluidos en la sección superior de la Formación Las Chilcas por Thomas (1958) al norte del valle del Aconcagua, estando en este lugar constituida por una secuencia de lavas andesíticas porfídicas café rojizas a grises y negras, tobas y brechas intercaladas con lutitas rojas, conglomerados y areniscas tobáceas. Esta formación aflora en los cerros del centro y este de la Depresión Central.

Thomas (1958) infirió, a partir del contacto discordante con la infrayacente Formación Las Chilcas y de una errada correlación con la Formación Farellones, una edad cretácico tardía – terciaria para la Formación Lo Valle. Posteriormente Drake et al.

(1976) obtuvieron edades K/Ar de $64,6\pm 5$ Ma, $70,5\pm 2,5$ Ma y $77,8\pm 1$ Ma. Rivano et al. (1993), en lo que consideraron la sección volcánica superior de la Formación Las Chilcas, obtuvieron resultados K/Ar de 64 Ma y 67,8 Ma. Asimismo Gana y Wall (1997) presentaron edades Ar/Ar de $71,4\pm 1,4$ Ma y $71,9\pm 1,4$ Ma, K/Ar de 65 ± 2 Ma. Por lo anterior, esta formación tendría una edad Maastrichtiana a Daniana.

2.2.1.4 Formación Abanico (Aguirre, 1960; Klohn, 1960)

La Formación Abanico fue descrita en el área de estudio por Aguirre (1960), mientras que Klohn (1960) la define como Formación Coya – Machalí, entre los 34°S y los 36°S . Está constituida por 2500 m de lavas basálticas y andesíticas, tobas y depósitos piroclásticos con intercalaciones de depósitos fluviales, aluviales y lacustres los cuales forman lentes de hasta 500 m de espesor (Charrier et al., 2002; Nyström et al., 2003).

La distribución regional de estos depósitos va entre los 32°S y los 38°S . En la zona comprendida entre los 32°S y los 35°S se dispone sobre el flanco occidental de la Cordillera Principal y los cerros islas de la Depresión Central, en dos franjas de orientación norte-sur separadas por la Formación Farellones (Charrier et al., 2002, 2005, 2009). Entre los 32° y 33°S , el contacto occidental entre los depósitos volcánicos asignados por Jara (2013) a la Formación Abanico y las rocas cretácicas corresponde a una discordancia angular a ambos lados de la Zona de Zalla Pocuro. Entre los 33° y 34°S la franja occidental, en el norte, se encuentra en contacto por falla con la Formación 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 Formación 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 Formación Las Chilcas, evidenciándose un hiatus de 90 millones de años entre ambas (Sellés, 2000b; Fock, 2005).

El contacto con la suprayacente Formación Farellones es transicional y se presenta tanto discordante como pseudoconcordante 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 Inferior (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 Formación 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).

2.2.1.5 Formación Farellones (Klohn, 1960; Rivano et al., 1990)

La Formación Farellones aflora en una franja de orientación norte-sur en la Cordillera Principal entre los 32°S y 35°S (Vergara et al., 1988). A los 32°S sobreyace discordante a las unidades cretácicas formando gruesos paquetes esencialmente volcánicos. Estos paquetes afloran en las zonas altas de los cerros principalmente al este de la Zona de Falla Pocuro. Esta formación presenta un espesor cercano a 2500 m y está compuesta principalmente de lavas andesíticas a riolíticas, depósitos volcanoclásticos y depósitos sedimentarios subordinados (Thiele, 1980; Charrier, 1981; Vergara et al., 1988; Rivano, 1990). Por otro lado, a los 33°S, la Formación Farellones cubre discordantemente a la Formación Abanico y hacia el este se encuentra en contacto por falla con la Formación Lo Valle. En este sector presenta un espesor máximo de 1000 m (Fuentes, 2004).

La Formación Farellones ha sido subdividida en miembros (Aguirre, 1960; Vergara et al., 1988; Rivano et al., 1990; Vergara et al., 1993; Nyström et al., 2003). Los miembros inferiores comprenden rocas de composición riolítica a dacítica con presencia de niveles de ignimbritas y tobas riolíticas, y algunas intercalaciones de depósitos lacustres en parte turbidíticos, mientras que los superiores comprenden esencialmente lavas andesíticas a basálticas, brechas piroclásticas, y niveles volcanoclásticos, limolitas y conglomerados subordinados (Rivano et al., 1993).

Al sur de 33°S, la relación de contacto entre las formaciones cenozoicas Abanico y Farellones ha sido tema de debate, describiéndose una transición continua, discordante, pseudoconcordante, concordante, y por falla en distintas regiones (e.g., Klohn, 1960; Charrier, 1973; Thiele, 1980; Rivano et al., 1990; Godoy 1988, 1991; Godoy y Lara, 1994; Godoy et al., 1999; Fock, 2005; Rauld, 2011). Por otra parte, en base a dataciones radiométricas se ha deducido una progresión norte-sur del magmatismo asociado al volcanismo de la Formación Farellones y posiblemente de la deformación (Charrier et al., 2002, 2005, 2007), la cual podría estar relacionada, en parte, al desplazamiento hacia el sur durante ese período de la dorsal de Juan Fernández a lo largo del margen continental (Yáñez et al., 2001, 2002; Charrier et al., 2005). Todo lo anterior, sumado a la presencia de estructuras sintectónicas en el miembro inferior de la Formación Farellones han llevado a proponer que el contacto entre ambas estaría controlado por la inversión de la cuenca extensional en la que se depositó la Formación Abanico (Charrier et al., 2002).

2.2.2 Rocas Intrusivas

Entre los 32°S y 33°S se ha reconocido que los intrusivos se encuentran alineados en franjas progresivamente más jóvenes hacia el oriente (Munizaga y Vicente, 1982; Parada et al., 1988; Rivano et al., 1993, Rivano, 1996). Estas franjas han sido denominadas según la nomenclatura utilizada al norte de 32°S, en consideración a la continuidad de los afloramientos (Rivano, 1996) y se muestran en la Tabla 2.2.

Tabla 2.2: Unidades Intrusivas descritas por Rivano (1993; 1996) que afloran en la zona de estudio. En blanco se muestra la Superunidad Illapel y gris Superunidad Río Chicharra.

Unidad	Edad	Litología
Unidades Chagres y Quebrada Herrera	Cretácico Inferior	Monzonitas y sianogranitos
Unidades Chalinga y La Campana	Cretácico medio	Gabros, dioritas y granodioritas
Unidad San Lorenzo	Cretácico Superior- Paleoceno	Pórfidos Andesíticos y Dioríticos
Unidad Fredes	Paleoceno – Eoceno	Dioritas, granodioritas, tonalitas y monzogranitos.
Unidad Tambillos	Mioceno	Pórfidos dacíticos
Unidad Portezuelo del Azufre	Mioceno	Pórfidos cuarzo-feldespáticos
Unidad Río Cerro Blanco	Mioceno	Monzodioritas

2.3 Marco Estructural

El sector cordillerano entre los 32°S y 33°S se ha considerado como un gran sinclinatorio asimétrico, cuyo flanco occidental miente hacia el este y el flanco oriental hacia el oeste (Aguirre, 1960; Moscoso et al., 1982; Padilla, 1981). Las rocas estratificadas de la zona de estudio presentan variados estilos de deformación. La Formación Las Chilcas se encuentra afectada por pliegues suaves y presenta estratificación homoclinal, que hacia el este se vuelve subhorizontal y, a su vez, sobre esta se deposita subhorizontalmente la Formación Salamanca (en este trabajo asignada al Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas) (Boyce, 2015). La Formación Abanico se muestra suavemente plegada hacia el occidente, mientras que la Formación Farellones aparece suavemente plegada y depositada en discordancia erosiva sobre la Formación Abanico (Moscoso et al., 1982) (Figura 2.2).

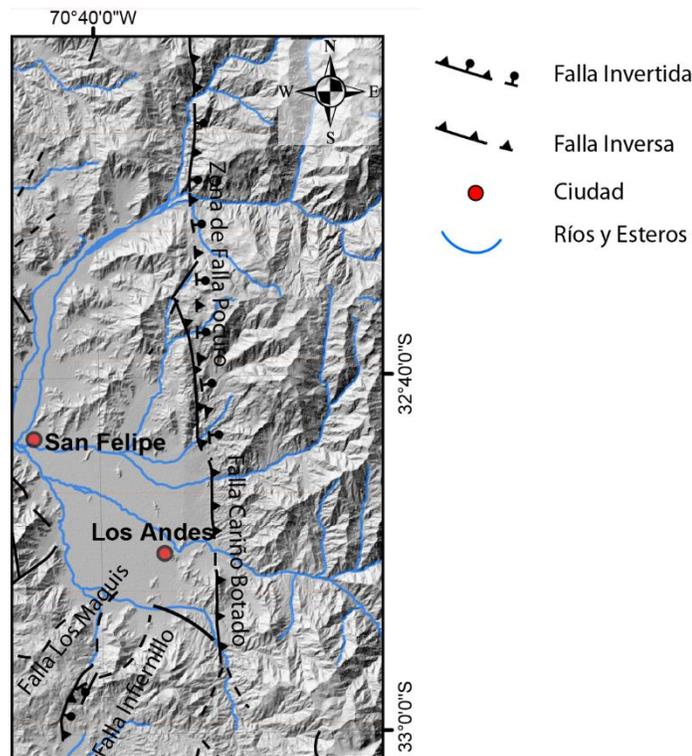


Figura 2.4: Mapa con las principales estructuras que han sido descritas para las zonas de estudio. Basado en SERNAGEOMIN (2003), Fock(2005), Troncoso (2014) y Boyce (2015)

2.3.1 Zona de Falla Pocuro

La Zona de Falla Pocuro es la estructura presente en toda la zona de estudio y corresponde a una falla antigua con evidencia de varias etapas de actividad (Gana y Wall, 1997; Campbell, 2005; Jara, 2013). Fue identificada por Aguirre (1960) y posteriormente definida por Carter y Aguirre (1965). Estos autores la describen como

una faja de rocas milonitizadas y de microfábricas cataclásticas de decenas de metros de espesor. Además, la Zona de Falla Pocuro presenta un rumbo aproximado NS-N10°W (Moscoso et al., 1982) (Figura 2.4).

Posteriormente, Rivano et al. (1996) describe esta falla como la Zona de la Megafalla Pocuro, que marca el límite entre un dominio estructural central y un dominio cordillerano. Este autor también indica que la estructura se puede seguir entre los 31°S y 34°S, con un ancho que varía entre los 500 m y los 2 km, y que presenta estructuras menores subparalelas que se enraízan en su traza principal, generando un área de influencia de hasta 6 km de ancho. Campbell (2005) indica que al oeste de Campos de Ahumada se distinguen, a lo menos, dos zonas de falla: una ubicada a lo largo de la quebrada El Saino con un rumbo aproximado norte-sur y un ancho de centenas de metros; la segunda tiene rumbo NS a N20°W, centenas de metros de ancho y se distingue con facilidad en la Quebrada Seca, al oeste de Campos de Ahumada, y en el estero La Laja. Estas estructuras convergen en la localidad de Los Patos y siguen hacia el norte por el Estero Chalaco como una sola traza (Campbell, 2005) (Figura 2.4).

2.3.2 Falla Cariño Botado

La Falla Cariño Botado fue definida por Troncoso (2014) 7 km al noreste de la ciudad de Los Andes (Figura 2.4) y corresponde a una estructura inversa de rumbo norte-sur y vergencia oeste. Esta estructura cabalga los depósitos de la Formación Abanico sobre abanicos aluviales cuaternarios basculándolos.

En particular, la traza de la Falla Cariño Botado coincide con el rumbo de la Zona de Falla Pocuro y además se ubica sobre ésta. Sin embargo, la Falla Cariño Botado se desarrolló por el debilitamiento en la zona de falla por la brechización y alteración previa (Troncoso, 2014).

2.3.3 Falla Infiernillo

La Falla Infiernillo, inicialmente descrita por Aguirre (1960), aflora en la quebrada Infiernillo, al este de Cuesta Chacabuco (Figura 2.4). Se presenta como una traza de 12 km de largo (Aguirre, 1960) con rumbo N10°E y manteo de 80°E (Fock, 2005). Esta falla es un accidente tectónico mayor que habría controlado la subsidencia de la cuenca volcánica-continental del Oligoceno por el oeste (Fuentes, 2002). Posteriormente Fock (2005) observa que esta estructura cabalga el bloque oriental (Oligoceno) sobre el bloque occidental (Cretácico Superior), y la interpreta como una falla normal posteriormente invertida en uno o más pulsos deformativos.

2.3.4 Falla Los Maquis

La Falla Los Maquis fue mapeada inicialmente por Rivano et al. (1993) 1,5 km al noreste de la cuesta Las Chilcas. Posteriormente Boyce (2015) la describe como una estructura inversa de vergencia oeste la cual se dispone con rumbo N20°W a N40°W y manteo de 60° E. Esta falla cabalga niveles conglomerádicos de la porción media del Miembro Tabón de la Formación Las Chilcas, sobre areniscas y conglomerados del techo del mismo miembro (Boyce, 2015). Esta falla fue sellada por un nivel volcánico perteneciente al Miembro El Calvario, que se apoya en discordancia sobre los conglomerados. Un desplazamiento vertical, de este nivel volcánico, de unos 50 m en el lado oeste de la falla evidencia una actividad posterior de esta estructura (Boyce, 2015).

2.3.5 Pliegues

Campbell (2005) observó anticlinales y sinclinales cuyas trazas se ubican tanto al este como al oeste de la Zona de Falla Pocuro. Estas estructuras afectan a rocas mesozoicas al oeste de la falla, y rocas cenozoicas al este de esta.

En el portezuelo que separa el Estero Chalaco del valle del río Alicahue, Campbell (2005) observó un pliegue sinclinal al oeste de la falla que interpretó como un sinclinal de arrastre. Las rocas plegadas fueron asignadas a la Formación Farellones por Rivano (1993). Sin embargo, Jara (2013), en el valle del río Alicahue, describe un pliegue sinclinal que solo afecta a las unidades de edad cretácica.

En el sector de Campos de Ahumada, al igual que al norte del Estero Chalaco, Campbell (2005) reconoció un rápido y fuerte aumento del manteo hacia el oeste de los estratos ubicados al oeste de la zona de falla. Este tipo de pliegue es observable al noreste del portezuelo El Bocón, donde las rocas mesozoicas adquieren una posición casi vertical.

Más al sur, Fock (2005) describe en Cuesta Chacabuco, que rocas asignadas a la Formación Abanico muestran el desarrollo de un sinclinal limitado por los 2 brazos de la Falla Infiernillo y un anticlinal al oriente de ésta, los que se pueden asociar a pliegues de arrastre relacionados con las fallas inversas que afectan a las rocas de esta formación. Sin embargo, la Formación Abanico, además, se encuentra afectada por pliegues suaves de amplitud variable, los que no afectan a la sobreyacente Formación Farellones. Lo anterior implica que la primera fue deformada con anterioridad a la depositación en discordancia de erosión de la Formación Farellones (Fock, 2005).

2.4 Marco Tectónico

La evolución tectónica en el margen continental Sudamericano ha sido subdividida en etapas o ciclos. La primera etapa se desarrolló entre el Proterozoico y el Paleozoico. Durante este período la reorganización en la configuración global de las placas provocó numerosos episodios de *rifting* y colisiones de distintos tipos de terrenos (Ramos, 2009 en Jara, 2013). La segunda etapa se denomina “Ciclo Tectónico Pre-Andino” y está caracterizado por la consolidación de Gondwana y el desarrollo de cuencas extensionales de dirección NNW (Charrier et al., 1979; 2007); y la última etapa a partir del Jurásico Inferior, en la cual se desarrolla la subducción moderna, nombrada “Ciclo Tectónico Andino” (Mpodozis y Ramos, 1989; Coira et al., 1982 en Charrier et al., 2007).

2.4.1 Ciclo Andino a los 33°S

Luego de las etapas de *rifting* que dieron origen a las cuencas NNW del Triásico-Jurásico Inferior, se reanudó la subducción en el borde suroccidental de Gondwana. Este período se conoce como Ciclo Andino y se puede dividir en dos grandes etapas: una Etapa Temprana desde el Jurásico Inferior al Cretácico Superior Temprano; y una Etapa Tardía desde el Cretácico Superior hasta el Cenozoico. Estas etapas están separadas por la fase tectónica Peruana (Charrier et al., 2015).

El modelo tectono-estratigráfico para el final de la primera etapa del Ciclo Andino propuesto por Charrier et al. (2007; 2015) para Chile Central, muestra que desde el Jurásico Superior tardío hasta el Cretácico Inferior tardío se desarrolló un arco volcánico fuertemente subsidente. Este se ve reflejado en la formación de cuencas de *rift* que permiten la acumulación de las potentes secuencias sedimentarias y volcánicas de las Formaciones Lo Prado y Veta Negra. Luego se desarrollaría un período de *post-rift* durante el Aptiano tardío-Albiano temprano en el cual se depositarían las secuencias volcánicas de La Formación Cerro Morado (Boyce, 2015) a partir de un arco volcánico ubicado más hacia el este que el anterior. La migración del magmatismo hacia el este pudo ser ocasionada por la disminución en el ángulo de subducción de la placa oceánica bajo la placa continental (Charrier et al., 2007).

El período Tardío del Ciclo Andino se divide en dos etapas. La primera comienza a continuación del evento generalizado de deformación en el Cretácico Inferior tardío (105 Ma) el cual daría origen al primer relieve andino (Charrier, 2015; Boyce, 2015), y se prolonga hasta el Eoceno Medio. La subsidencia tectónica producida por este relieve facilitaría el desarrollo de una depresión en donde se depositaron calizas marinas y posteriormente, los depósitos más proximales del antepaís. Estos depósitos corresponden al Miembro Pitipeumo de la Formación Las Chilcas (Boyce, 2015). Posterior a esto, en el Cretácico Superior temprano, el rejuvenecimiento de este relieve provoca frecuentes flujos de detritos que originan los depósitos aluviales del Miembro El Tabón (Boyce, 2015).

Durante y posterior a la erosión del relieve rejuvenecido y la acumulación de los depósitos sinorogénicos relacionados, el arco volcánico continuó su desarrollo sobre los sedimentos en el antepaís (Boyce, 2015). Estos originaron los depósitos volcánicos del Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas entre los 90-82 Ma.

Para el Cretácico Superior tardío-Paleoceno, Pérsico (2016), en base a la estratigrafía y geoquímica de la Unidad Guanaco, propone el desarrollo de un arco volcánico oblicuo en un ambiente extensional y subsidente. Este se ubicaría al este del orógeno previamente desarrollado, sobre una corteza continental no superior a 40 km de espesor. Este arco estaría representado por los productos volcánicos de la Formación Lo Valle, Unidad Guanaco y Formación Plan de Los Lleuques. En Chile, el período Paleoceno-Eoceno medio se caracteriza por un *hiatus* en el registro estratigráfico. Al sur de los 33°S, la deformación presente en la Unidad Guanaco permite acotar la edad de un evento compresivo entre los 63 y 42 Ma (Tapia, 2015).

En el Eoceno Medio la orogenia Incaica pone fin a la etapa anterior. Este evento registrado en el norte de Chile, coincide con el *peak* de una alta tasa de convergencia y una considerable reducción en la oblicuidad de la convergencia después de los 45 Ma (Figura 2.5a) (Pardo-Casas y Molnar, 1987). Paralelamente, al sur de los 33°S, los depósitos volcánicos y volcanoclásticos conocidos informalmente como Estratos del Cordón de los Ratones, corresponden al relleno inicial de una cuenca extensional de intraarco durante el Eoceno Medio cuya geoquímica indica que se depositaron sobre una corteza continental menor a 40 km de espesor (Fuentes, 2017). La extensión diacrónica que originó esta cuenca, conocida como Cuenca de Abanico, no se encuentra registrada en el norte de Chile y se concentró entre los 28°S y 39°S, y probablemente aún más al sur hasta los 43°S (Charrier et al., 2015). Posteriormente, esta cuenca habría sido invertida durante el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior en un proceso de inversión tectónica (Charrier et al., 2007, Muñoz-Saez et al., 2014).

Durante el Neógeno, desde el Mioceno tardío al Cuaternario, el arco magmático que anteriormente se desarrolló sobre la vertiente occidental de la Cordillera Principal migra y se expande hacia el este; fenómeno atribuido a la somerización de la placa subductante (Charrier et al., 2015 y otros autores ahí citados). La historia magmática de la región de subducción plana, muestra una somerización del *slab*, adelgazamiento litosférico, estrechamiento de la cuña astenosférica y reducción del antearco por subducción erosiva. La parte más plana se extiende desde los ~28° hasta los 33°S (Figura 2.5b) y se encuentra limitada por volcanismo Pleistoceno (Kay, 2014). El ensanchamiento hacia el este del arco habría comenzado a los ~18 Ma cuando la placa sudamericana aceleró su deriva hacia el oeste, pero el magmatismo de retroarco más característico ocurrió cuando la subducción del *ridge* de Juan Fernández se dispuso casi ortogonal a la fosa y, finalmente, cesa el magmatismo en las Sierras Pampeanas hace ~4,7 Ma (Kay, 2014).

2.4.2 Cuenca de Abanico

El origen de las cuencas de intraarco aún no está del todo comprendido, en parte por la escasez de estudios que integren análisis vulcanológicos, sedimentológicos y de cuencas (Ingersoll, 2012).

Estudios anteriores muestran que el desarrollo de la Cuenca volcánico-tectónica de Abanico habría sido distinta a diferentes latitudes. A los $\sim 32^{\circ}\text{S}$ se generó un depocentro principal en su borde oriental y, su borde occidental se mantuvo sin actividad importante durante el Mioceno (Jara y Charrier, 2014). Mientras que entre los 33°S y $33^{\circ}30'\text{S}$, diversos autores han propuesto que las actuales mega fallas inversas observadas en el borde occidental de la Cordillera Principal corresponden a fallas normales posteriormente invertidas que habrían controlado el desarrollo de la cuenca extensional (Fuentes, 2002; Fock, 2005). De esta forma, al sur de los 33°S , la cuenca desarrolló dos depocentros: uno occidental delimitado al oeste por las fallas Infiernillo, Cerro Renca y Portezuelo de Chada y hacia el este por la Falla San Ramón; y un depocentro oriental limitado hacia el este por el Sistema de Falla El Diablo (Figura 2.6)(Fock, 2005; Muñoz-Saez et al., 2014).

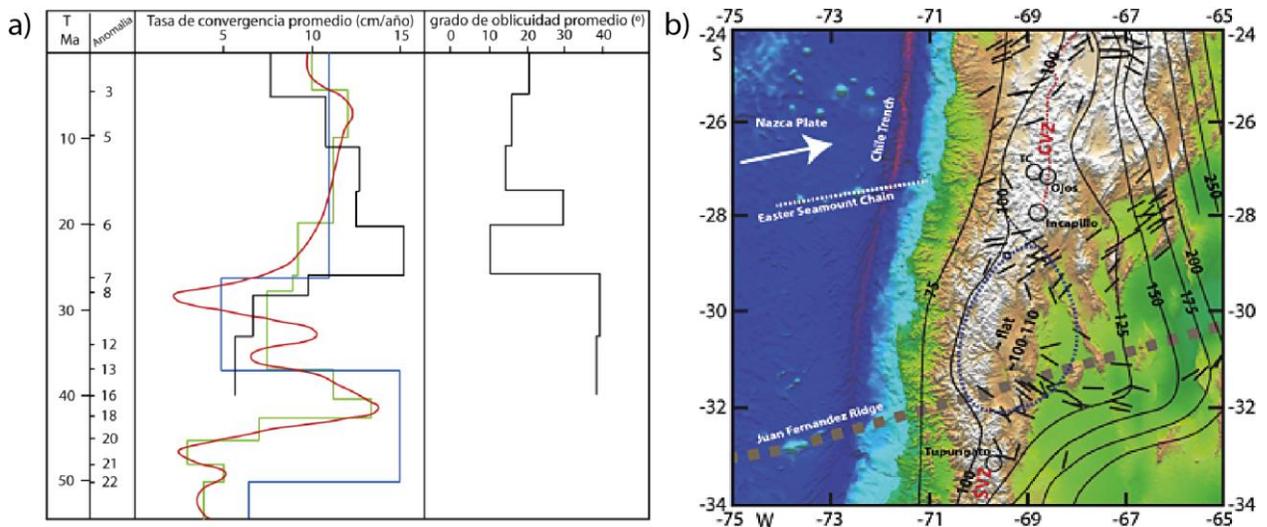


Figura 2.5: A) Tasas de convergencia y oblicuidad promedio para el Cenozoico. En verde Pilguer (1983), en azul Pardo-Casas y Molnar (1987), en rojo Soler y Bonhomme (1990) y en negro Somoza (1998). (Tomado de Fock, 2005). B) Imagen SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) de la zona de subducción plana Chilena-Pampeana. Las líneas negras representan las curvas de profundidad de la zona Wadati-Benioff propuestas por Mulcahy (2014).

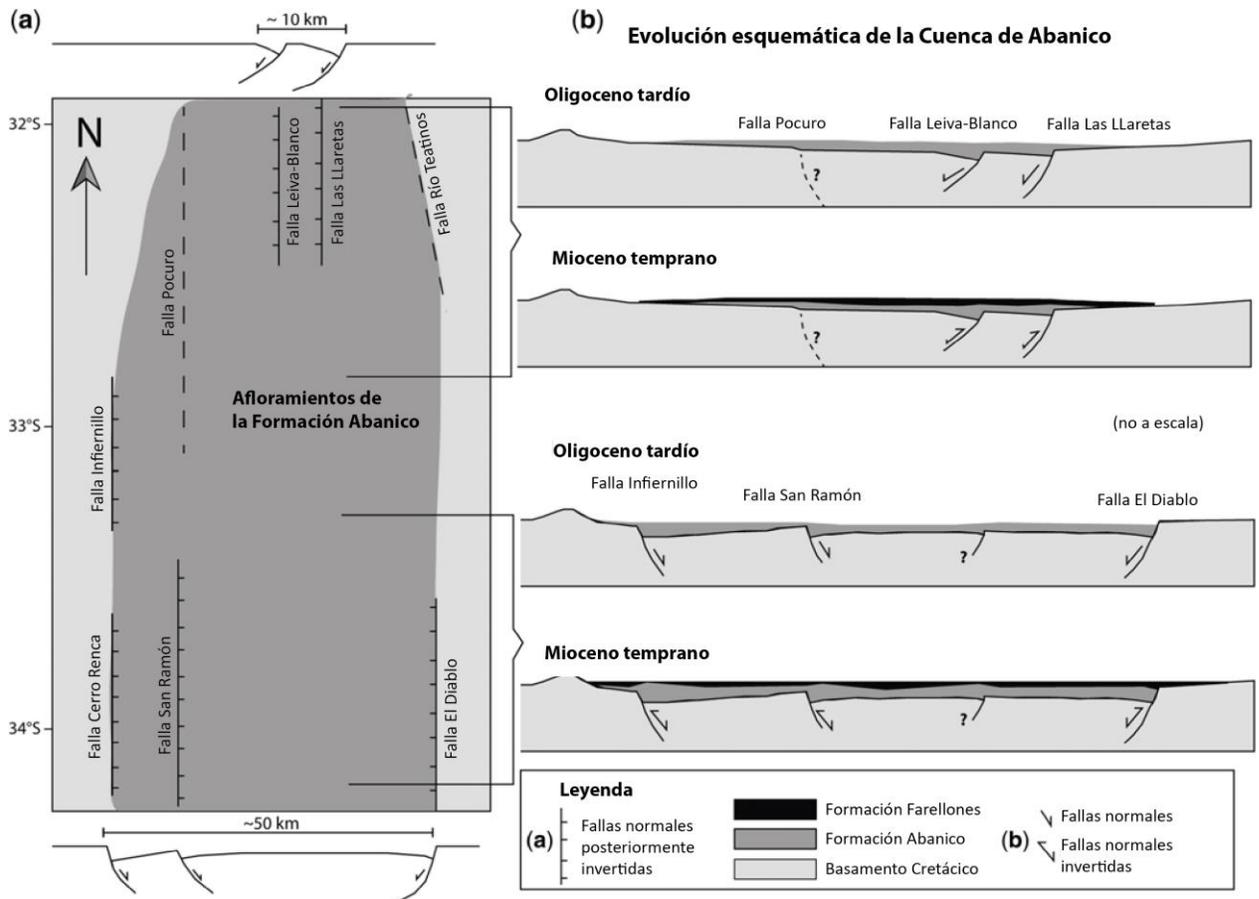


Figura 2.6: a) Distribución esquemática de los afloramientos de la Formación Abanico y de las estructuras mayores que los limitan en la Cordillera Principal, entre los 32°S y 34°S. Se interpreta el ancho de la cuenca en donde se acumulan los depósitos de la Formación Abanico. b) Esquema de la evolución de la Cuenca de Abanico entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano en dos secciones generalizadas entre los 32°-33°S y los 33°-34°S. Tomado de Jara et al. (2015).

3 Geología Local

En este capítulo se describe la ubicación, distribución, relaciones de contacto, estratigrafía y petrología de las unidades litológicas presentes en las distintas zonas de estudio en base al trabajo realizado en terreno. Como se mencionó en el capítulo 2, el estudio se focaliza en tres zonas a distinta latitud (Figura 1.1) en las cuales se definieron diez unidades informales: Unidad Chalaco, Las Minillas y Los Pozones para la Zona Norte; Unidad Copín, Campos de Ahumada, Jahuel y Las Cascadas en la Zona Centro y Unidad Pocuro, Auco y Las Bandurrias en la Zona Sur. En cada subcapítulo se presenta un mapa geológico local y un perfil esquemático para cada una de las zonas de estudio.

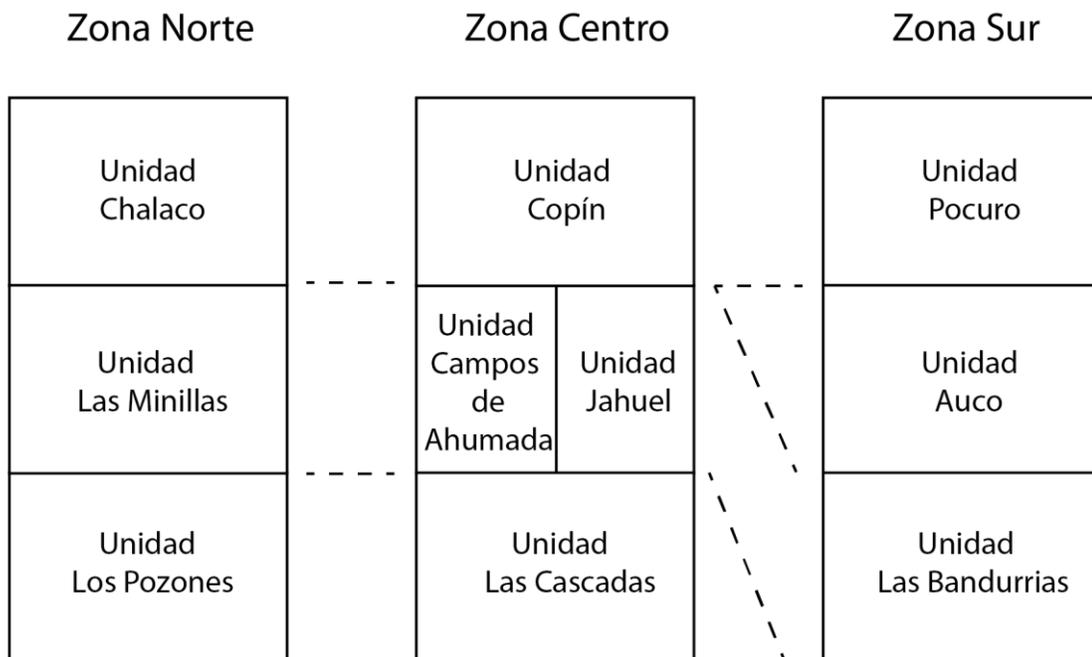


Figura 3.1: Unidades descritas en este trabajo para las distintas zonas de estudio.

3.1 Zona Norte (32°30'S), sector Las Minillas- Estero Chalaco

La Zona Norte se ubica en el límite entre la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa a los 32°30'S, abarca el área entre Las Minillas y el Estero Chalaco y se caracteriza por un terreno montañoso incidido por profundas quebradas. A continuación, se describen las tres unidades que se definen en este trabajo para la zona: unidad Los Pozones, Las Minillas y Chalaco (Figura 3.1). Estas conforman la geología de la Zona Norte, además de las unidades Abanico y Farellones descritas en el capítulo 2.

La Zona Norte se dividió en dos sectores: el sector occidental de Las Minillas, y el sector oriental del estero Chalaco (Figura 3.2). A continuación, se presenta el mapa geológico del sector Las Minillas-Estero Chalaco y el perfil estructural asociado (Figura 3.3).

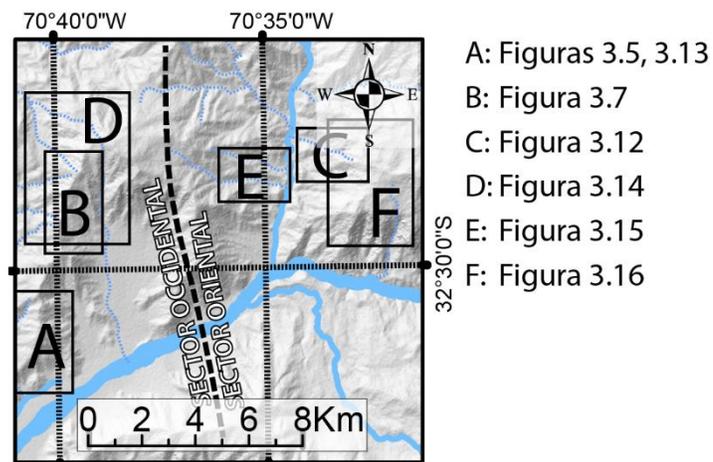


Figura 3.2: Ubicación de las imágenes presentadas en el Capítulo 3.1 y de la línea de división entre el sector oriental y occidental de la Zona Norte.

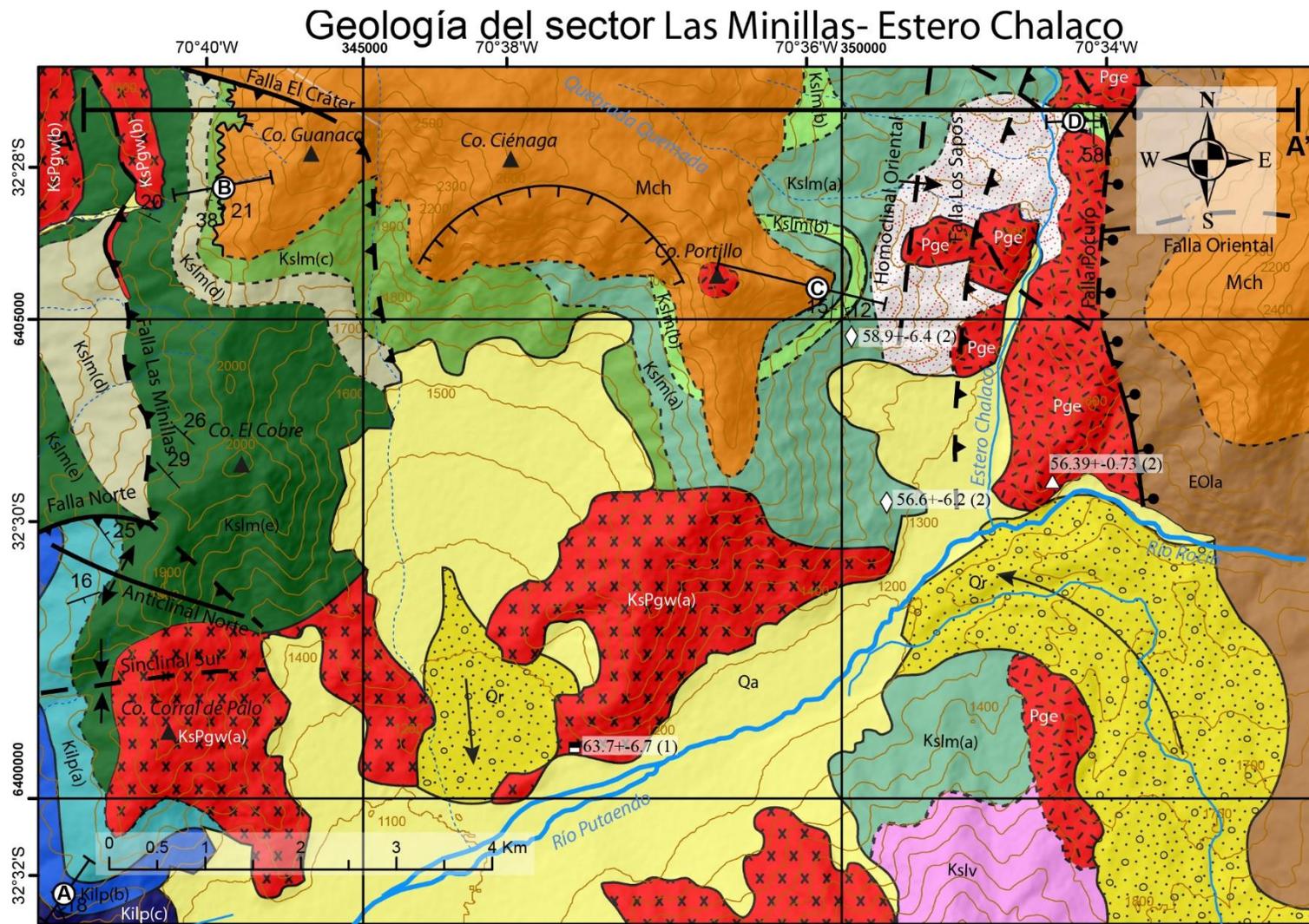
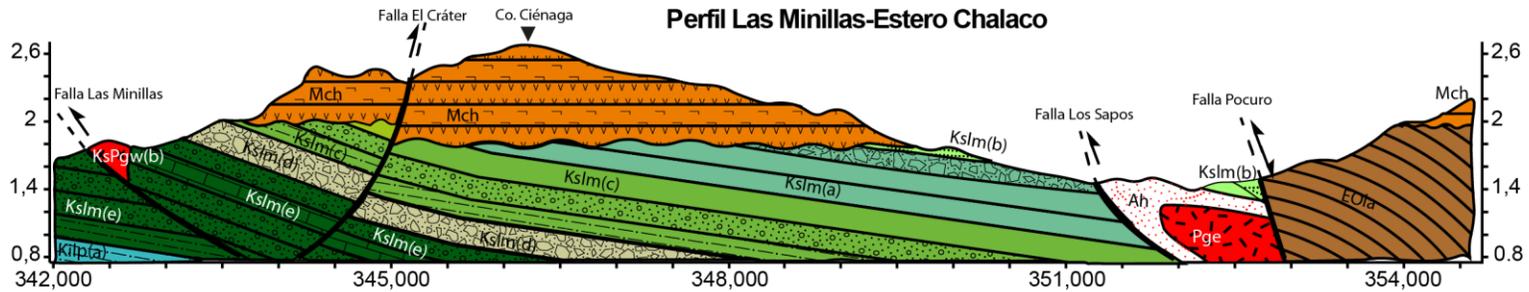


Figura 3.3: Mapa geológico Las Minillas-Estero Chalaco (Zona Norte). Leyenda y perfil esquemático en la página siguiente.



A LEYENDA A'

	ROCAS ESTRATIFICADAS	ROCAS INTRUSIVAS	
Unidad Chalaco	<div style="display: flex; align-items: center; margin-bottom: 5px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-right: 5px;">a) Qa, Qr</div> <div style="font-size: 0.8em;">a) Depósitos aluviales y fluviales cuaternarios. b) Deslizamientos y remosiones en masa.</div> </div> <div style="display: flex; align-items: center; margin-bottom: 5px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-right: 5px;">Mch</div> <div style="font-size: 0.8em;">Tobas líticas brechosas, grises y burdeos, andesitas y andesitas basálticas de piroxeno.</div> </div> <div style="display: flex; align-items: center; margin-bottom: 5px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-right: 5px;">EOla</div> <div style="font-size: 0.8em;">Formación Abanico: Andesitas porfíricas y brechas andesíticas grises y verdes, tobas cristalinas y líticas grises.</div> </div>	<div style="display: flex; align-items: center; margin-bottom: 5px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-right: 5px; background-color: red; color: white;">Pge</div> <div style="font-size: 0.8em;">Grupo Intrusivo Oriental: dioritas, granodioritas y granitoides ricos en cuarzo.</div> </div> <div style="display: flex; align-items: center; margin-bottom: 5px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-right: 5px; background-color: red; color: white;">KsPgw</div> <div style="font-size: 0.8em;">Grupo Intrusivo Occidental : a) Plutón Los Patos: granito de hornblenda. b) Intrusivo Pan de Azúcar: granodiorita de anfíbola.</div> </div> <div style="display: flex; align-items: center; margin-bottom: 5px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-right: 5px; background-color: #f0f0f0;">Ah</div> <div style="font-size: 0.8em;">Alteración Hidrotermal</div> </div>	
	Unidad Las Minillas	<div style="display: flex; align-items: center; margin-bottom: 5px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-right: 5px; background-color: #c8e6c9;">Kslm(a)</div> <div style="font-size: 0.8em;">Secuencia Volcánica Oriental: Tobas líticas de bloques.</div> </div> <div style="display: flex; align-items: center; margin-bottom: 5px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-right: 5px; background-color: #c8e6c9;">Kslm(b)</div> <div style="font-size: 0.8em;">Secuencia Volcánica Oriental: Areniscas líticas medias y gruesas.</div> </div> <div style="display: flex; align-items: center; margin-bottom: 5px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-right: 5px; background-color: #c8e6c9;">Kslm(c)</div> <div style="font-size: 0.8em;">Secuencia Sedimentaria Superior: Limolitas, areniscas medias y conglomerados clastosoportados.</div> </div> <div style="display: flex; align-items: center; margin-bottom: 5px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-right: 5px; background-color: #c8e6c9;">Kslm(d)</div> <div style="font-size: 0.8em;">Secuencia Volcánica Media: Tobas líticas de bloques.</div> </div> <div style="display: flex; align-items: center; margin-bottom: 5px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-right: 5px; background-color: #c8e6c9;">Kslm(e)</div> <div style="font-size: 0.8em;">Secuencia Sedimentaria Inferior: Fangolitas, areniscas finas y medias, conglomerados arenosos e intercalaciones de calizas.</div> </div>	<div style="text-align: center; margin-bottom: 10px;">ESTRUCTURAS</div> <div style="display: flex; justify-content: space-between; align-items: flex-start;"> <div style="font-size: 0.8em;"> <div style="margin-bottom: 5px;"> Anticinal </div> <div style="margin-bottom: 5px;"> Homoclinal </div> <div style="margin-bottom: 5px;"> Falla invertida inferida </div> <div style="margin-bottom: 5px;"> Falla inversa observada/ inferida </div> </div> <div style="font-size: 0.8em;"> <div style="margin-bottom: 5px;"> Rumbo y manteo de estratos </div> <div style="margin-bottom: 5px;"> Discordancia angular </div> <div style="margin-bottom: 5px;"> Escarpe de Deslizamiento </div> </div> </div>
		Unidad Los Pozones	<div style="display: flex; align-items: center; margin-bottom: 5px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-right: 5px; background-color: #bbdefb;">Kilp(a)</div> <div style="font-size: 0.8em;">Secuencia Sedimentaria: Conglomerados arenosos y arenicas conglomerádicas continenetales.</div> </div> <div style="display: flex; align-items: center; margin-bottom: 5px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-right: 5px; background-color: #bbdefb;">Kilp(b)</div> <div style="font-size: 0.8em;">Secuencia Volcánica: Autobrechas andesíticas, andesitas porfíricas y afaníticas.</div> </div> <div style="display: flex; align-items: center; margin-bottom: 5px;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; margin-right: 5px; background-color: #bbdefb;">Kilp(c)</div> <div style="font-size: 0.8em;">Secuencia Volcanoclástica: Tobas líticas de lapilli y lapilli fino.</div> </div>
SIMBOLOGÍA			
<div style="margin-bottom: 5px;"> Tiponimia de cerros </div> <div style="margin-bottom: 5px;"> Ríos </div> <div style="margin-bottom: 5px;"> Quebradas secas o cauces intermitentes </div>			<div style="margin-bottom: 5px;"> Trazas de perfil geológico </div> <div style="margin-bottom: 5px;"> Ubicación columnas estratigráficas </div>

3.1.1 Unidad Los Pozones

DISTRIBUCIÓN Y RELACIONES DE CONTACTO

La unidad Los Pozones aflora al suroeste de la zona de estudio, en los cerros que limitan Las Minillas con el valle del río Putaendo (Figura 3.3). Su base es desconocida y subyace en aparente concordancia a la unidad Las Minillas. Hacia el NE la intruye un cuerpo de composición diorítica a granodiorítica y hacia el norte se encuentra en contacto por falla con la unidad Las Minillas.

LITOLOGÍA Y ESPESOR

La unidad Los Pozones corresponde a una sucesión de al menos 410 m de espesor compuesta por tobas líticas, andesitas y conglomerados (Figura 3.4a). Esta unidad se subdividió en tres subunidades denominadas secuencias Volcanoclástica, Volcánica y Sedimentaria.

La Secuencia Volcanoclástica es la más inferior y está formada por 60 m de tobas líticas polimícticas tamaño lapilli fino y medio de tonalidades rojo y gris en paquetes que alcanzan los 20 m de espesor. Ocasionalmente presentan fiames de hasta 5 mm de grosor paralelas a la estratificación. Los líticos son volcánicos, ocupan un 25% del volumen total de la roca y corresponden a dacitas, andesitas porfíricas y tobas. Los líticos son subangulosos y alcanzan tamaños de hasta 3 cm, sin embargo, el tamaño promedio es de 1 cm. Presenta un 20% de cristales subhedrales de plagioclasa de hasta 2 mm y un 5% de fragmentos escoráceos inmersos en una masa fundamental rojiza (Figura 3.6a).

La Secuencia Volcánica corresponde a la parte media y está formada por 250 m de rocas volcánicas de composición intermedia que corresponden a autobrechas andesíticas, lavas andesíticas afaníticas y porfíricas las que se encuentran intruidas por diques porfíricos verdosos. Las autobrechas presentan un 20% de cristales de plagioclasa tabulares, euhedrales de hasta 1,5 mm. Un 5% de líticos andesíticos porfíricos angulosos de hasta 3 mm y un 75% de masa fundamental gris microcristalina (Figura 3.6b). Las andesitas vitrofíricas presentan un 20% de cristales subhedrales de plagioclasa de hasta 8 mm y un 5% de cristales prismáticos euhedrales muy deteriorados de piroxenos de hasta 0,7 mm en ocasiones formando cúmulos e inmersos en una masa fundamental de microlitos y vidrio (70%). Destaca la textura hialopilítica marcada por las plagioclasas y la presencia de amígdalas de cuarzo (5%). Petrográficamente esta roca corresponde a una andesita porfírica de piroxeno (Figura 3.6c).

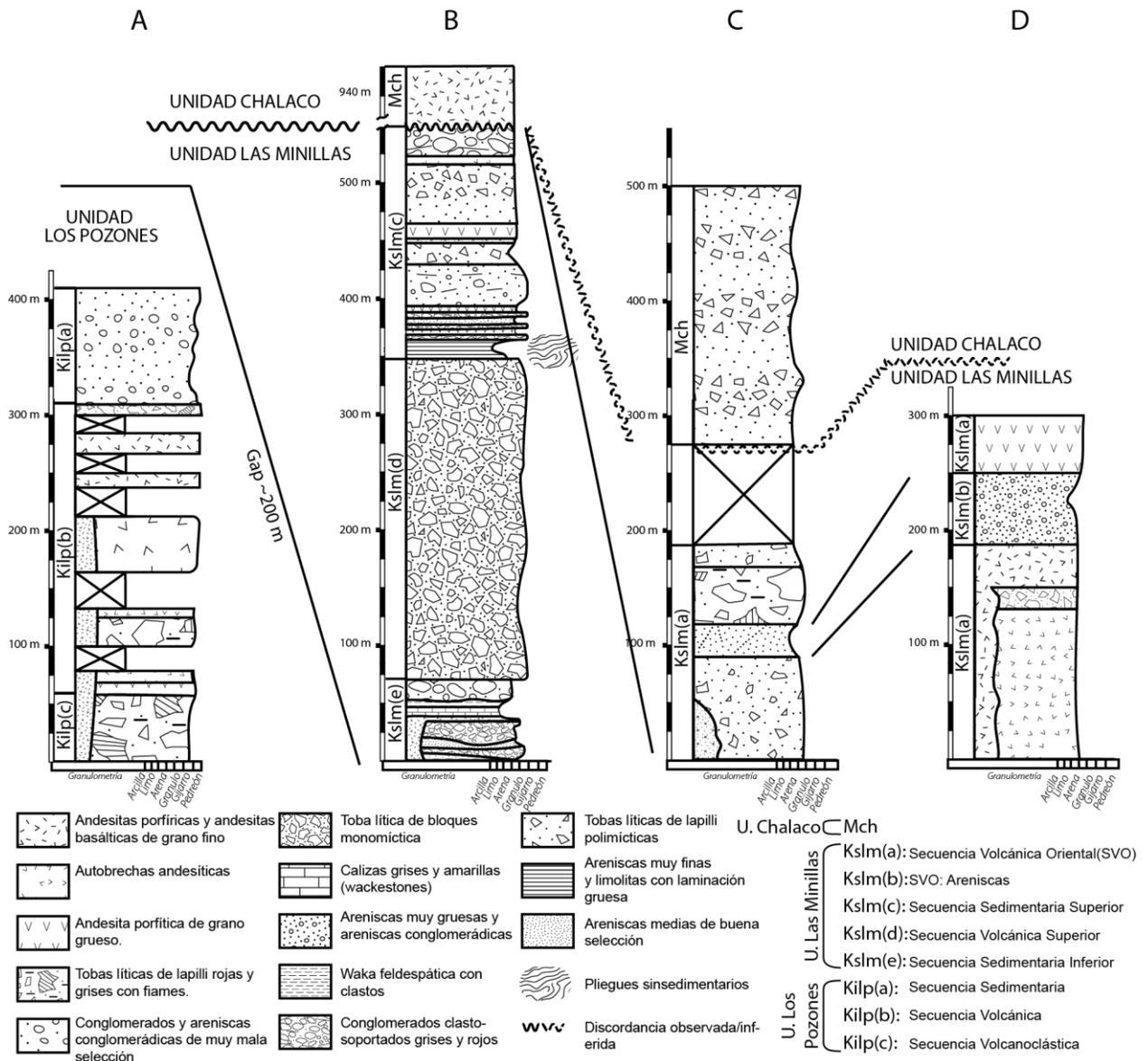


Figura 3.4: Columnas estratigráficas de las unidades definidas en la Zona Norte: A) Columna de la Unidad Los Pozones levantada al sureste de Las Minillas. B) Columna de la unidad Las Minillas y Chalaco levantada en la ladera oeste del cerro Guanaco C) Columna vertiente oeste del estero Chalaco. D) Columna vertiente oriental estero Chalaco. La ubicación de las columnas se muestra en el mapa de la Figura 3.3.

La Secuencia Sedimentaria se ubica hacia el techo y se compone por una sucesión de 100 m de conglomerados arenosos y areniscas conglomerádicas continentales. En algunos sectores los conglomerados son clasto-soportados y de muy mala selección, con líticos subangulosos de hasta 90 cm. Estos corresponden a intrusivos grises, tobas rojas y andesitas porfíricas. En algunos niveles se encuentran cementados por calcita de grano grueso (Figura 3.6d).

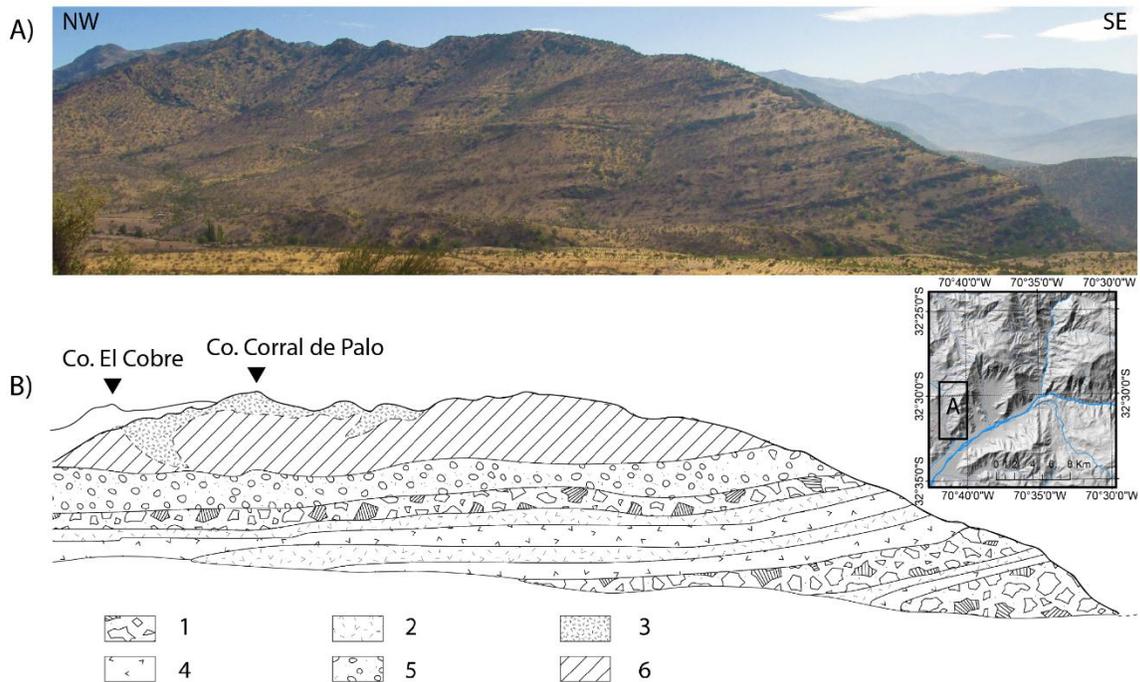


Figura 3.5: Fotografía panorámica hacia el noreste de la unidad Los Pozones, al sur de Las Minillas, en donde se observan las secuencias que componen esta unidad (Figura 3.4). B) Esquema de las distintas secuencias de la unidad Los Pozones: 1) Secuencia Volcanoclástica. 2) Secuencia Volcánica. 3) Intrusivo granodiorítico. 4) Andesitas porfíricas grano grueso. 5) Secuencia Sedimentaria. 6) Zona cubierta. El recuadro a la derecha muestra la ubicación de la imagen.

3.1.2 Unidad Las Minillas

DISTRIBUCIÓN Y RELACIONES DE CONTACTO

La unidad Las Minillas corresponde a una sucesión de un espesor máximo de 915 m, predominantemente gris y morada, compuesta por rocas sedimentarias clásticas, tobas líticas, tobas cristalinas e intercalaciones de lavas porfíricas intermedias (Figura 3.4B). Los afloramientos de esta unidad ocupan prácticamente todo el borde noroccidental de la zona de estudio (Figura 3.3). Hacia el noroeste la intruye una granodiorita microgranular. Se desconoce su límite hacia el oeste, sin embargo, hacia el este sus afloramientos continúan por las partes bajas de los cerros y cruzan el valle del estero Chalaco. Inmediatamente al este de este valle, se encuentra en contacto por falla con la Formación Abanico. En este mismo sector, la unidad Las Minillas está alterada de forma pervasiva debido a la intrusión de los granitoides del grupo intrusivo oriental. Esta unidad se encuentra afectada por la falla Las Minillas y se dispone de forma concordante sobre la unidad Los Pozones. La sobreyacen, en discordancia angular, los depósitos de la unidad Chalaco (Figura 3.7).

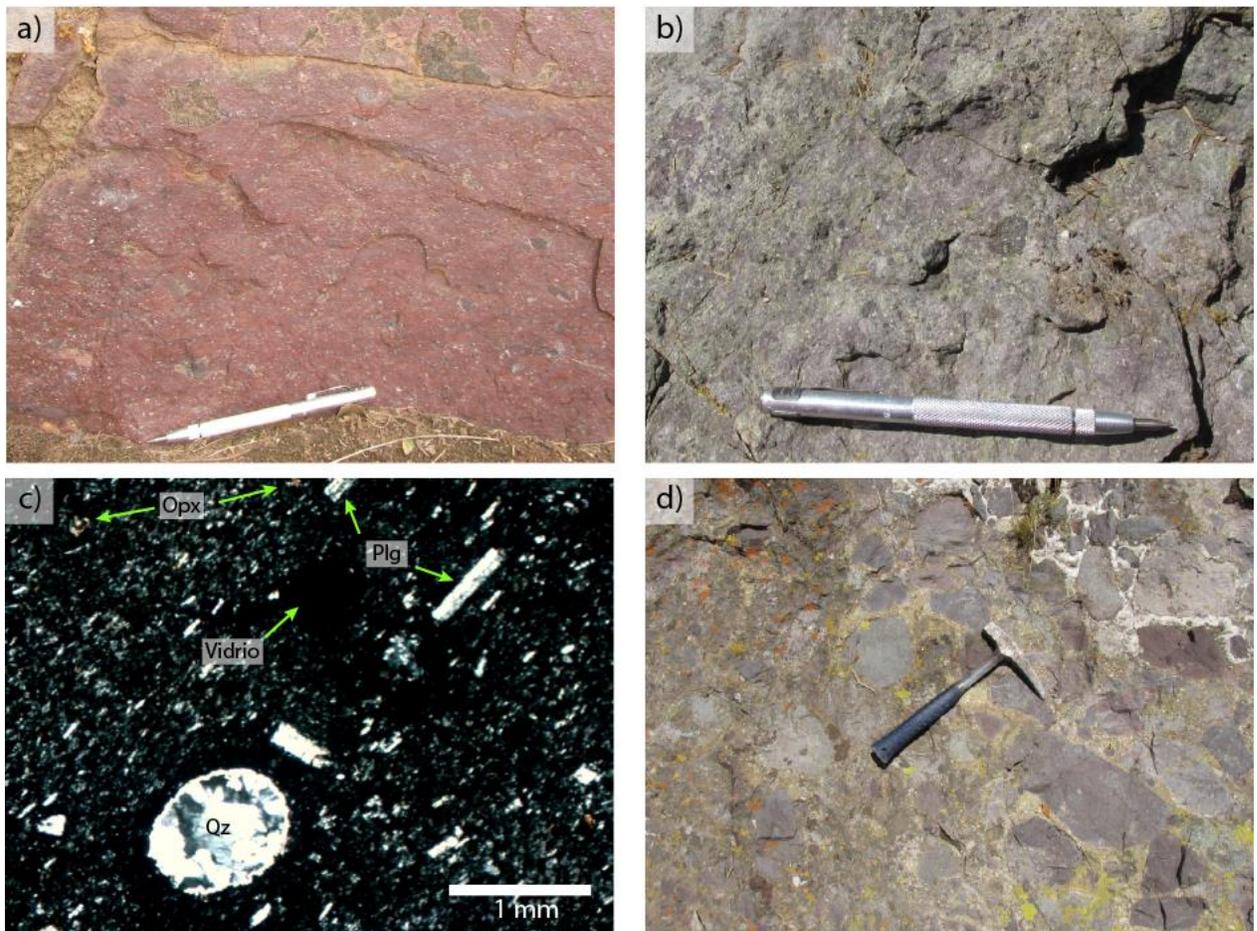


Figura 3.6: Fotografías y microfotografía de las distintas litologías que conforman la unidad Los Pozones. A) Toba lítica roja perteneciente a la secuencia inferior. B) Autobrecha andesítica de la sucesión media. C) Microfotografía de una andesita porfírica de piroxeno con textura traquítica (plg: Plagioclasa, Qz: Cuarzo, Opx: Ortopiroxeno). D) Ortoconglomerado polimíctico de la secuencia superior con matriz de carbonato sectorizada.

LITOLOGÍA

La unidad Las Minillas está formada por dos secuencias sedimentarias clásticas y por dos secuencias volcánicas. La secuencia sedimentaria basal tiene un máximo de 350 m de espesor corresponde a conglomerados, areniscas, fangolitas y una intercalación calcárea en al menos dos ciclos granodecrecientes de tonalidades grises-burdeos. Los ortoconglomerados son polimícticos con clastos volcánicos redondeados y de sub esféricos a prolatos de hasta 20 cm de diámetro máximo en una matriz de tamaño arena gruesa (Figura 3.8a). Subordinadamente se intercalan calizas de hasta 4 m de espesor y de colores gris amarillento. A esta secuencia la cortan al menos dos diques afaníticos de hasta 2 m de potencia.

La Secuencia Volcánica Superior de la unidad tiene 275 m de potencia y corresponde a una toba lítica de textura brechosa con clastos angulosos y monomícticos de origen volcánico de hasta 15 cm de diámetro (Figura 3.8b). Los clastos se presentan como agregados de cristales de plagioclasa y hornblenda subhedrales de hasta 2 mm. La matriz es de ceniza gruesa con cristales de plagioclasa de hasta 1 mm. El porcentaje de matriz varía entre un 20% y un 50%. Esta secuencia se dispone concordante sobre la secuencia sedimentaria y presenta estructuras de carga tales como almohadillas de carga y estructuras de flamas (Le Roux, 2015) (Figura 3.8).

La Secuencia Sedimentaria Superior tiene 200 m de espesor y se compone por lutitas y areniscas muy finas con pliegues sinsedimentarios recumbentes (Figura 3.8c), intercalaciones de andesitas porfíricas y litoarenitas conglomerádicas con clastos volcánicos. Hacia el techo, la secuencia sedimentaria aumenta considerablemente el tamaño de grano llegando a presentar conglomerados polimícticos, clastosoportados (Figura 3.8d). Los clastos miden hasta 30 cm, son subangulosos y esféricos de composición exclusivamente volcánica. La matriz es de tamaño arena muy gruesa y compone un entre un 25% y un 40% de la roca.

La Secuencia Volcánica Oriental posee al menos 90 m de espesor y se compone por tobas líticas verdes y grises polimícticas con fragmentos volcánicos de lavas y tobas de hasta 20 cm (Figura 3.10A). Los clastos son grises, rojos y blancos, mayoritariamente entre 0,5 y 1 cm de tamaño, angulosos, de composición volcánica y ocupan hasta un 30% del volumen total de la roca. La matriz se compone de fragmentos angulosos de hasta 0,5 mm de tamaño y se encuentra silicificada (Figura 3.10b). Presenta una intercalación de 25 m de areniscas líticas estratificadas (Figura 3.10c). Las areniscas son de tamaño medio a muy grueso, de mala selección, con cemento carbonático, sus clastos son subangulosos de hasta 2 mm de diámetro, la matriz es de limo y no supera el 10% del total de la roca. Este nivel sedimentario aflora nuevamente en la vertiente oriental del estero Chalaco (Figura 3.10d).

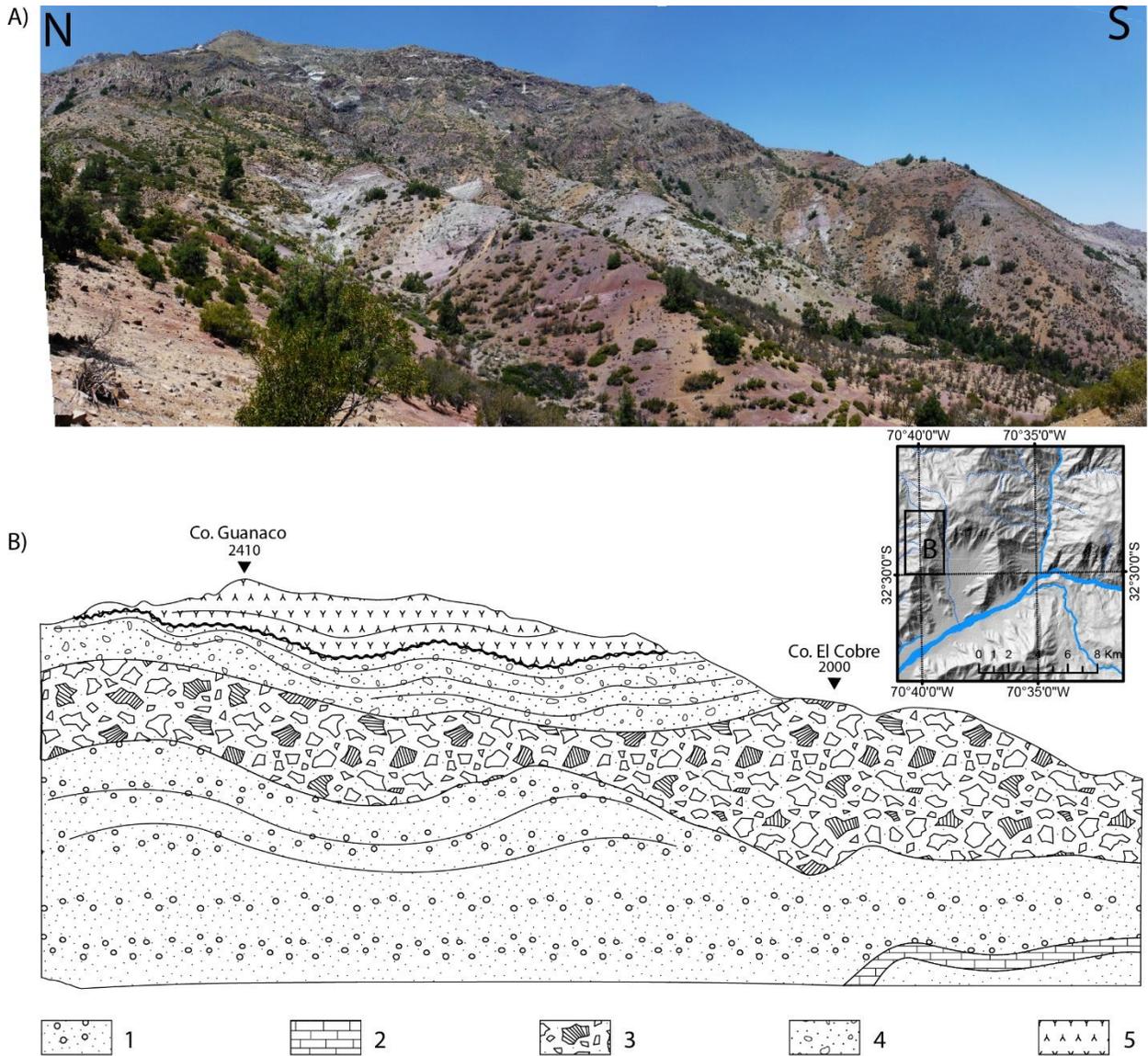


Figura 3.7: A) Fotografía panorámica de la cara oeste del cerro Guanaco en donde se observan las distintas secuencias que conforman las unidades Las Minillas y Chalaco (Figura 3.4). B) Esquema de las distintas unidades presentes: 1) Unidad Las Minillas: Secuencia Sedimentaria Inferior. 2) Intercalaciones de Calizas. 3) Unidad Las Minillas: Secuencia Volcánica Superior. 4) Unidad Las Minillas: Secuencia Sedimentaria Superior. 5) Unidad Chalaco. El recuadro de la derecha muestra la ubicación de la fotografía.

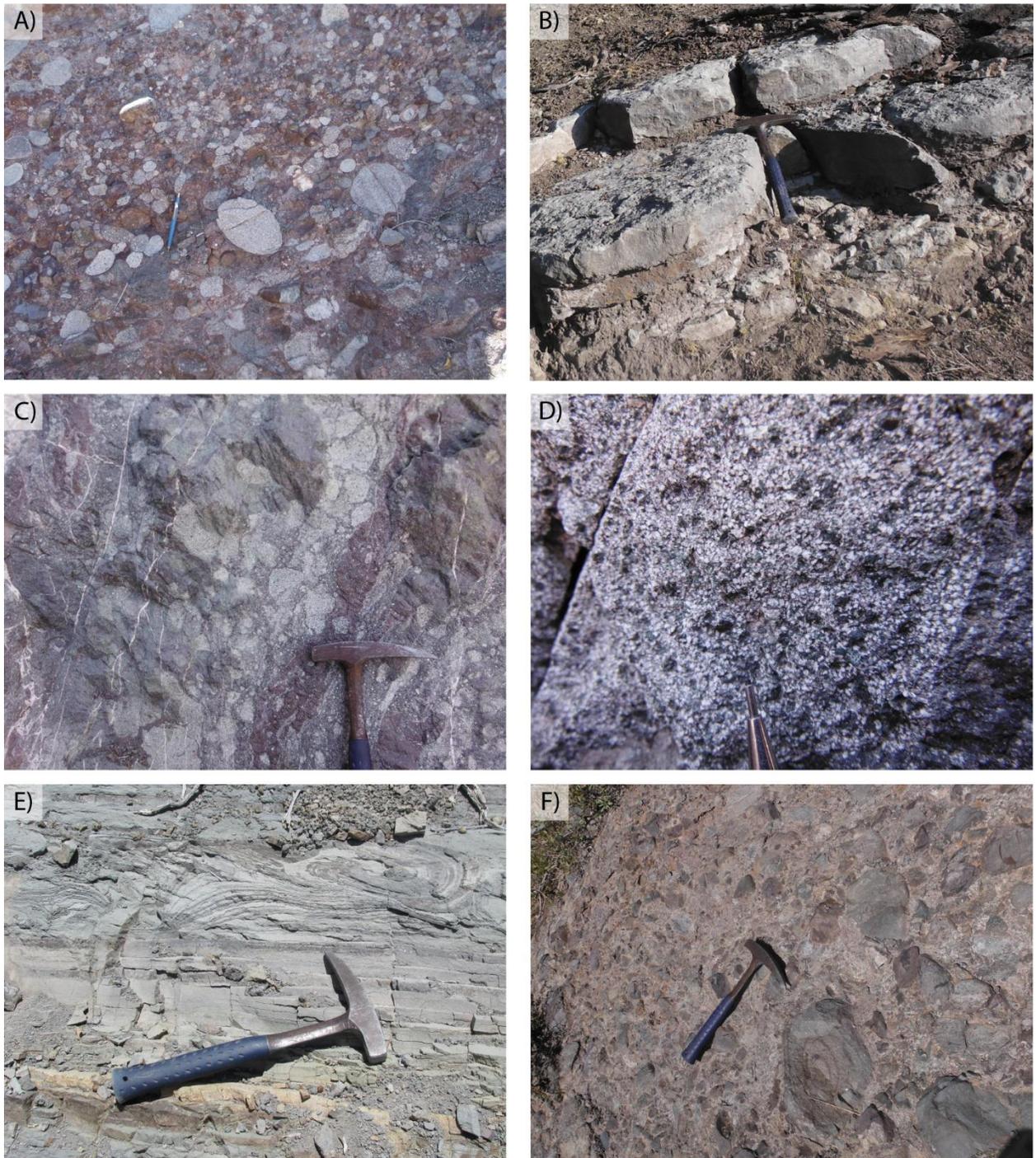


Figura 3.8: Fotografías de las litologías que caracterizan a la unidad Las Minillas. A) Ortoconglomerados polimícticos pertenecientes a la Secuencia Sedimentaria Inferior. B) Intercalación calcárea en la Secuencia Sedimentaria Inferior. C) Toba lítica brechosa perteneciente a la Secuencia Volcánica Superior. D) Masa fundamental cristalina de la toba mostrada en la fotografía C. E) Areniscas finas y limolitas con pliegues sinsedimentarios recumbentes perteneciente a la base de la secuencia sedimentaria superior. F) Ortoconglomerado con matriz de arena gruesa perteneciente al techo de la Secuencia Sedimentaria Superior.

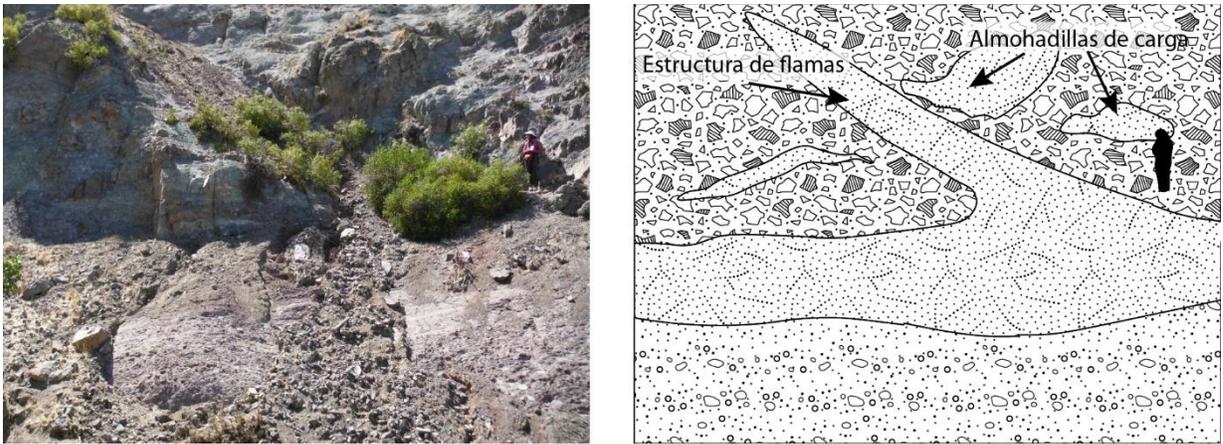


Figura 3.9: Estructuras de carga presentes entre la Secuencia Sedimentaria Inferior y la Secuencia Volcánica Superior de la unidad Las Minillas.

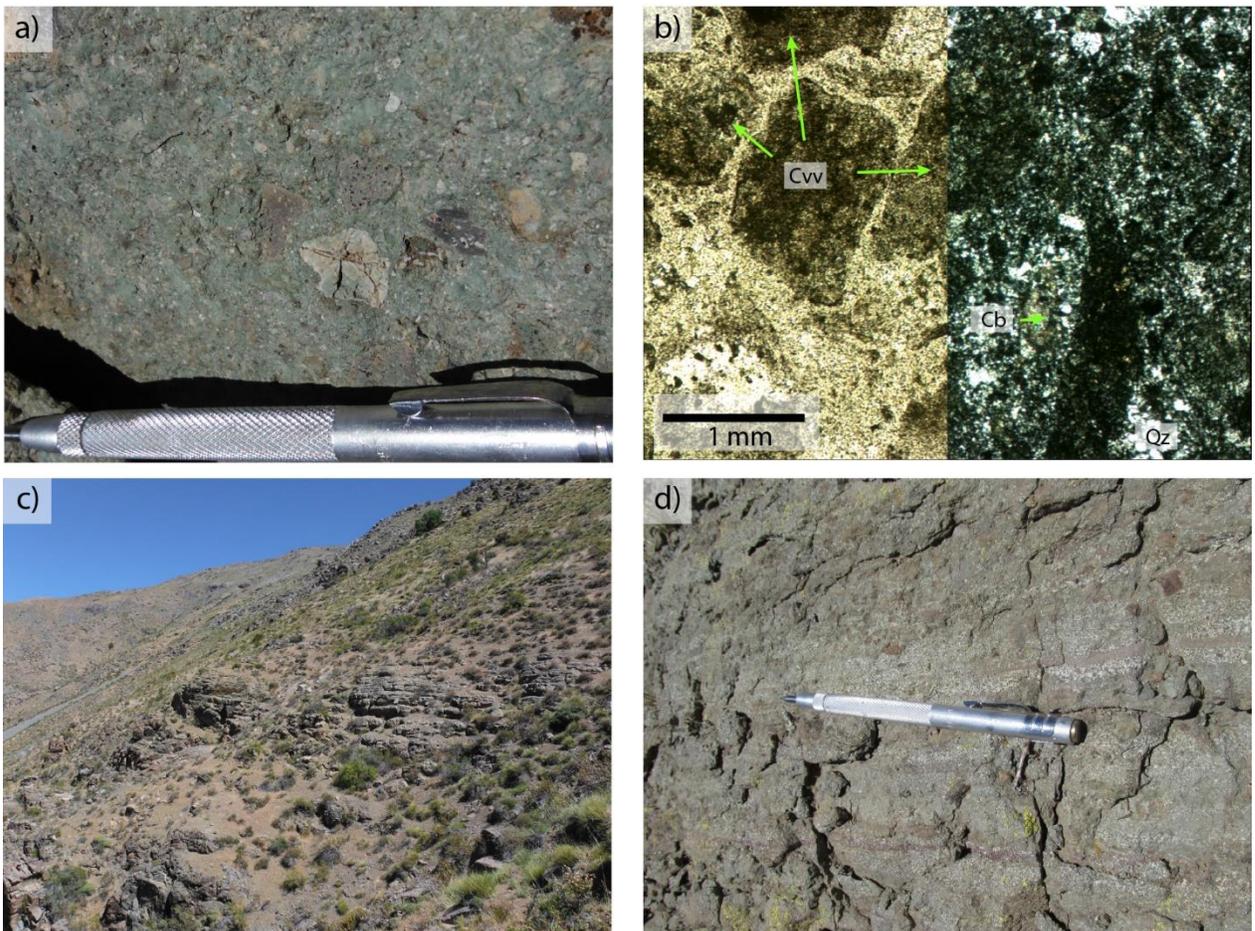


Figura 3.10: Fotografías de la Secuencia Volcánica Oriental de la unidad Las Minillas. A) Toba lítica polimíctica. B) Microfotografía de la toba lítica mostrada en (A): fragmentos de origen volcánico fuertemente argilizados inmersos en una masa fundamental recristalizada a cuarzo y carbonato. C) Intercalación sedimentaria al oeste del estero Chalaco D) Intercalación sedimentaria al este del estero.

3.1.3 Unidad Chalaco

DISTRIBUCIÓN Y RELACIONES DE CONTACTO

La unidad Chalaco aflora en lo más alto de los cerros que separan Las Minillas del valle del estero Chalaco en el sector centro norte del área de estudio. Se apoya discordantemente sobre la unidad Las Minillas (Figura 3.7) y su techo corresponde al actual nivel de erosión.

LITOLOGÍA Y ESPESORES

La unidad Chalaco corresponde a una sucesión volcánica de al menos 400 m de potencia. Consiste en intercalaciones de flujos andesíticos y andesíticos-basálticos de entre 3 y 40 m de espesor y tobas líticas de colores burdeos y grises (Figura 3.4B y C). Ambas litologías se encuentran intruidas por numerosos diques microgranulares de colores blancos y verdes.

Las andesitas basálticas presentan textura porfírica con cristales de plagioclasa tabulares, zonados, de hasta 0,6 mm. También presenta fenocristales de clinopiroxenos anhedrales de hasta 0,4 mm. La masa fundamental se compone principalmente de microlitos de plagioclasa y piroxenos con magnetita subordinada (Figura 3.11a). Las tobas líticas son grises y burdeos, polimícticas (Figura 3.11b). Los clastos son angulosos, entre 0,1 cm y 3 cm en tamaño y de composición volcánica. Presenta cristales de plagioclasa tabulares de hasta 2 mm. La matriz es gris y de tamaño ceniza fina.

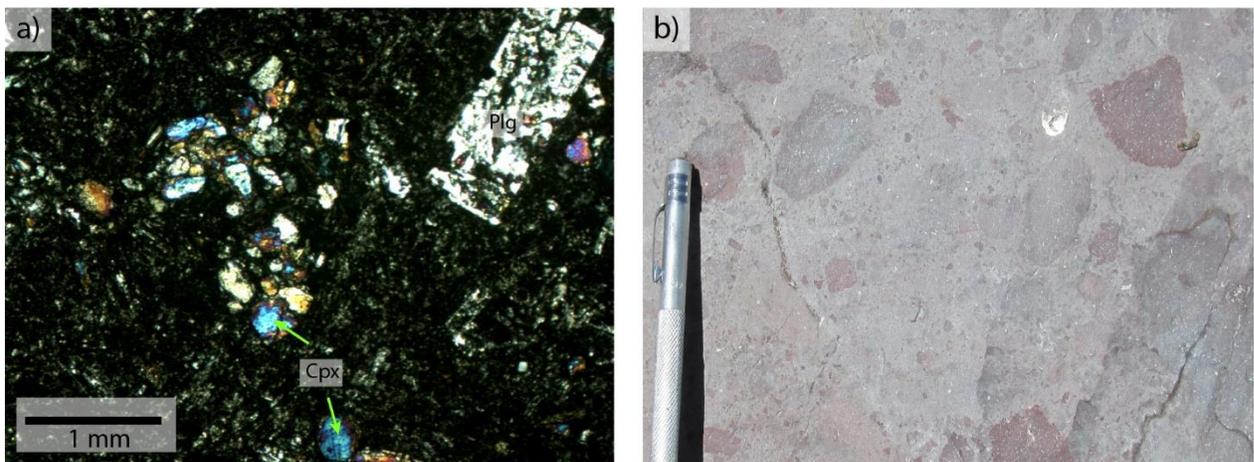


Figura 3.11: Fotografías de unidad Chalaco. A) Microfotografía a nicoles cruzados que muestra una andesita basáltica de piroxeno. Los cristales de plagioclasa muestran texturas de disequilibrio (Muestra LM4, Anexo A). B) Toba lítica morada de la parte alta del cerro Portillo afectada por un intrusivo.

3.1.4 Rocas Intrusivas

En la zona de estudio afloran numerosos cuerpos intrusivos que cortan las secuencias estratificadas previamente descritas. Estos se dividen en dos grupos según su ubicación respecto a la Zona de Falla Pocuro: un grupo occidental y un grupo oriental. A continuación, se describe su ubicación, petrografía y disposición respecto a las unidades volcánicas y sedimentarias a las cuales afectan.

GRUPO INTRUSIVO OCCIDENTAL

El grupo occidental aflora en el borde oeste de la zona de estudio, instruyendo las sucesiones sedimentarias de las unidades Los Pozones y Las Minillas. Dentro de este grupo se encuentran dos grandes cuerpos intrusivos: Intrusivo Pan de Azúcar y Plutón Los Patos.

El Intrusivo Pan de Azúcar aflora en el extremo noroeste de la zona de estudio (Figura 3.3) intruyendo a la secuencia volcánica inferior de la unidad Las Minillas. Corresponde a un intrusivo holocristalino inequigranular de textura seriada. Presenta cristales de hornblenda y de plagioclasa subhedrales de hasta 5 mm, inmersos en una masa fundamental de cuarzo anhedral y plagioclasa menor a 0,1 mm. Presenta magnetismo moderado a fuerte y alteración a epidota. Corresponde a una granodiorita de hornblenda.

El Plutón Los Patos aflora en el sector centro sur del área de estudio, tanto al norte como al sur del río Putaendo. Rivano et al. (1993) lo describe de textura fanerítica de grano medio inequigranular y con tendencia porfírica. La plagioclasa ocupa entre un 25% y un 95% del volumen total de la roca, siempre en cristales tabulares grandes zonados y con macla polisintética mostrando a veces un fino borde de reacción con feldespatos K. El cuarzo y el feldespatos K presentes en las facies más silíceas, son siempre anhedrales y aparecen en posición intersticial, frecuentemente en entrecrecimiento paragráfico. Una datación K/Ar en Anfíbola indica una edad de cristalización de $63,7 \pm 6$ Ma (Campbell, 2005).

GRUPO INTRUSIVO ORIENTAL

El Grupo oriental corresponde a una franja NS que aflora en la zona oriental del área de estudio, en ambos lados del estero Chalaco. Estos intruyen la secuencia Volcánica Oriental de la unidad Las Minillas. Se disponen sobre la zona de falla Pocuro y se encuentran deformados por esta (Figura 3.12a). En el extremo norte los intrusivos son holocristalinos, porfíricos y de color gris claro. Presenta cúmulos de plagioclasa y hornblenda de hasta 3 mm de tamaño. Los cristales de plagioclasa son euhedrales, tabulares y prismáticos, representan un 10% de la roca, mientras que los cristales de hornblenda son de hasta 0,5 mm y representan el 5%. También presenta cristales de cuarzo de hasta 3 mm anhedrales y cristales de hasta 1 mm de magnetita que ocupan

un 5% de la roca (Figura 3.12, Muestra ECW6, Anexo B). Los cristales están homogéneamente distribuidos y presentan fábrica isotropa. La masa fundamental es microcristalina de color gris claro. Esta roca corresponde a un pórfido tonalítico de hornblenda.

Más al sur, en el borde norte del río Rocín, varía levemente el tamaño de grano mostrando textura fanerítica de hasta 2 mm y cristales de feldespato potásico homogéneamente distribuidos (Muestra RR19, Jara, 2013). En este sector el intrusivo corresponde a una cuarzo-monzonita y datación Ar/Ar realizada por Campbell (2005) indica una edad de $56,39 \pm 0,73$ Ma para el intrusivo.

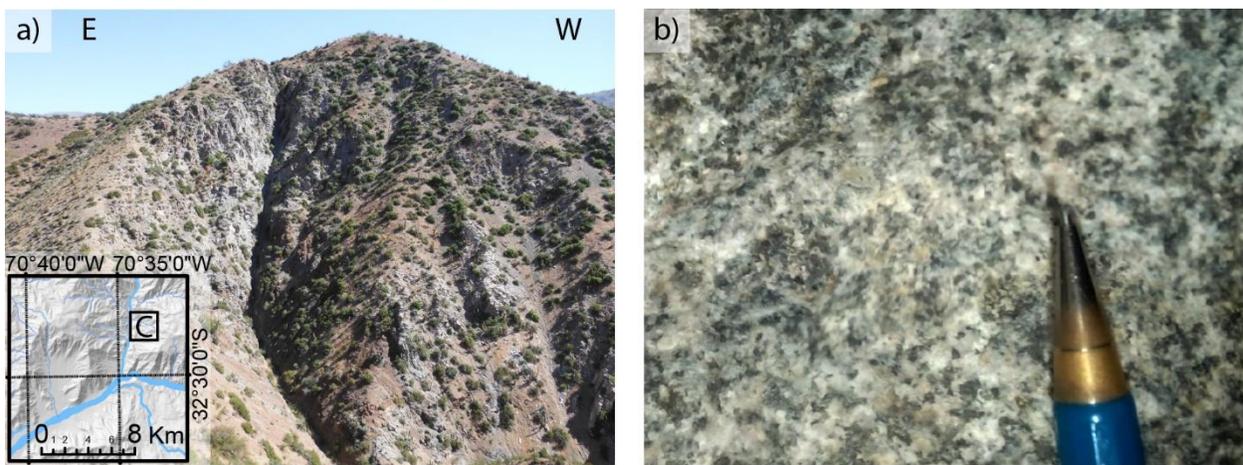


Figura 3.12: Fotografías de los intrusivos del grupo intrusivo oriental. A) Intrusivo emplazado sobre la falla Pocuro. B) Textura fanerítica de intrusivo perteneciente al grupo oriental (muestra ECW6). La ubicación y dirección de las fotografías se indican con marcas rojas en el recuadro gris del borde izquierdo de la figura.

3.1.5 Estructuras

En este apartado se describen las principales estructuras que afectan a las unidades estratigráficas previamente descritas para la Zona Norte, y se encuentran señaladas en la Figura 3.3.

SECTOR OCCIDENTAL, SISTEMAS ESTE-OESTE

FALLA EL CRÁTER

La Falla El Cráter corresponde a una estructura de orientación $N65^{\circ}W/45^{\circ}S$ y de movimiento inverso que aflora inmediatamente al norte del cerro Guanaco. Esta estructura es responsable del cabalgamiento de parte de la unidad Chalaco sobre si

misma con un desplazamiento de aproximadamente 200 m y de vergencia noreste, en el sector norte de Las Minillas (Figura 3.13).

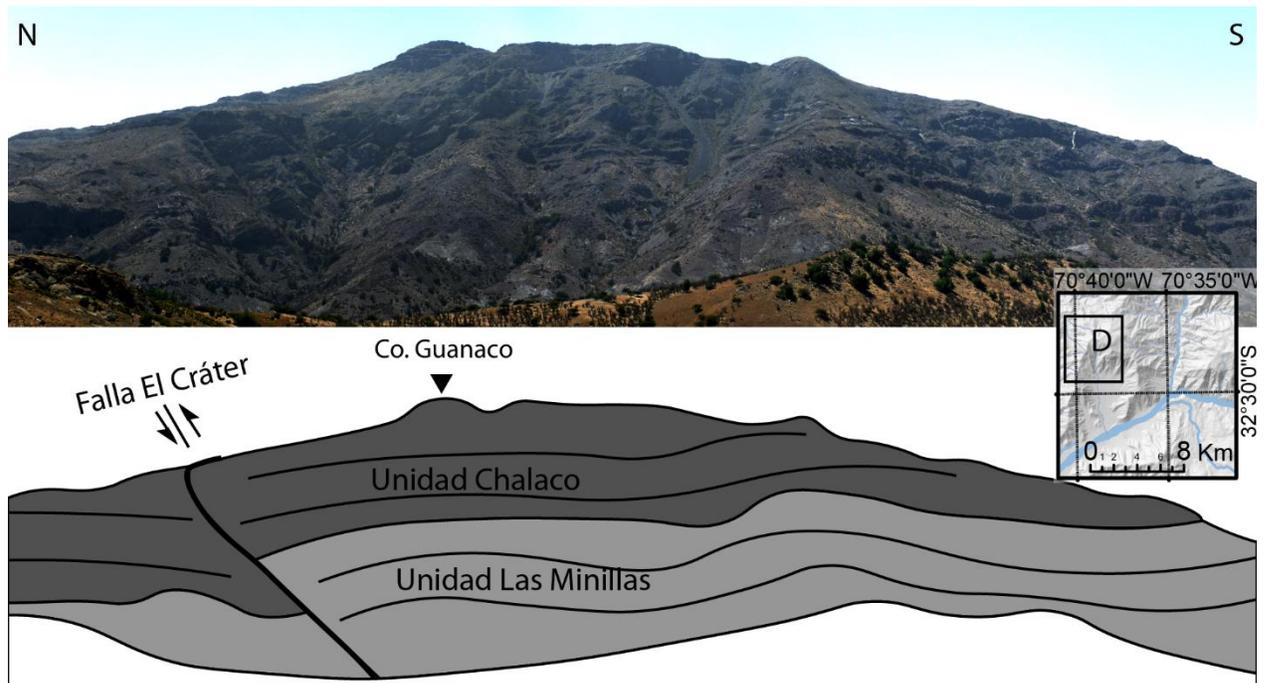


Figura 3.13: Fotografía ladera oeste del cerro Guanaco en donde se observa el desplazamiento producido por la falla El Cráter. En gris oscuro se indica la unidad Chalaco y en gris claro la unidad Las Minillas.

FALLA NORTE

La Falla Norte aflora al suroeste de la zona de estudio, como zona de daño en las quebradas al sur del cerro el Cobre (Figura 3.3). Esta estructura es responsable del plegamiento de las capas sedimentarias de la unidad Las Minillas a través del anticlinal Las Minillas. Se dispone con rumbo y manteo aproximado $N90^{\circ}E/60^{\circ}S$. La falla sería de carácter inverso con vergencia norte.

ANTICLINAL NORTE

El Anticlinal Norte corresponde a un pliegue observado, asociado espacialmente a la Falla Norte, el cual afecta a la unidad Los Pozones y a la secuencia sedimentaria inferior de la unidad Las Minillas. Se dispone con rumbo $N70^{\circ}W$, su plano axial se inclina levemente al noreste y su eje buza hacia el sureste.

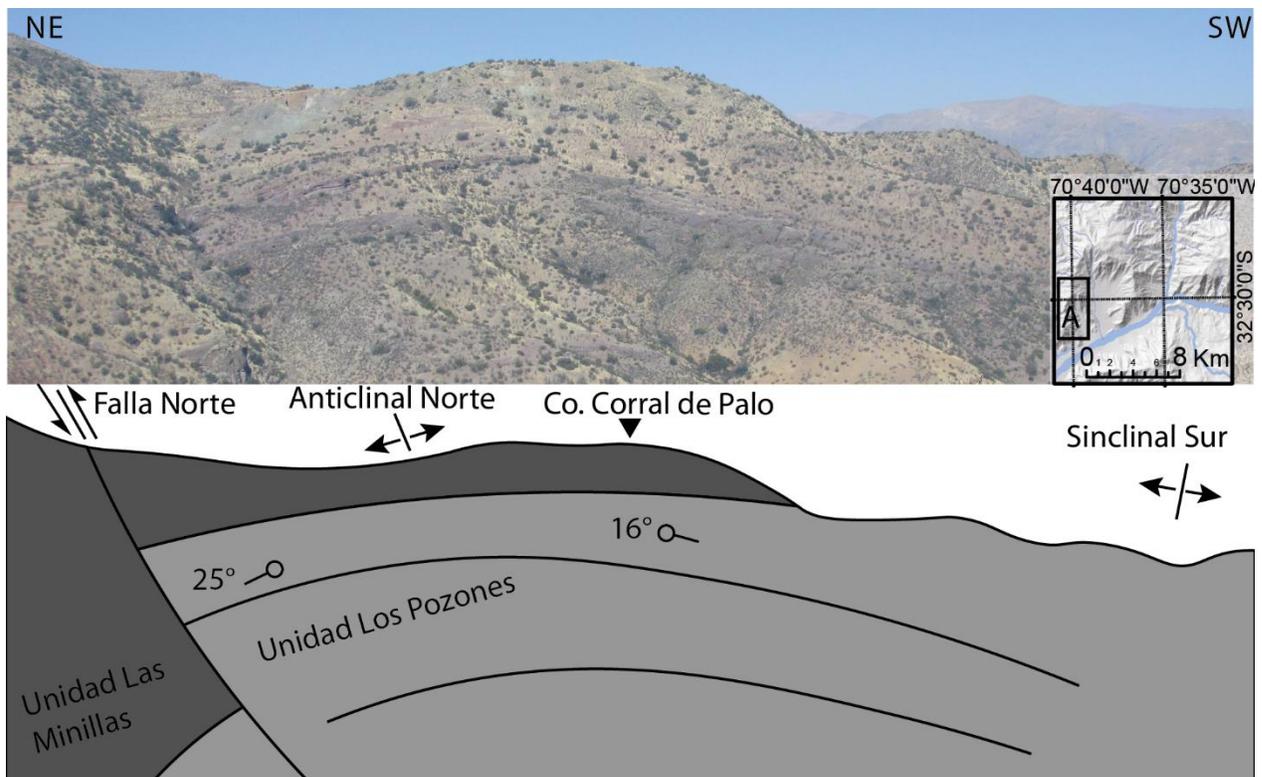


Figura 3.14: Fotografía hacia el sureste de Las Minillas en donde se observa la Falla y Anticlinal Norte. En gris claro se presenta la unidad Los Pozones y el oscuro la unidad Las Minillas.

SINCLINAL SUR

El Sinclinal Sur corresponde a una estructura inferida de las mediciones de rumbo y manteo realizadas tanto al norte como al sur del cerro Corral de Palo. Esta estructura presentaría limbos simétricos y estaría asociada al anticlinal Norte. Su eje se dispone con rumbo aproximado N80°E y buzante levemente al norte. Al igual que el Anticlinal Norte, esta estructura afecta a la unidad Los Pozones y a la Secuencia Sedimentaria Inferior de la unidad Las Minillas.

SECTOR OCCIDENTAL, SISTEMA NORTE-SUR

FALLA LAS MINILLAS

La Falla Las Minillas corresponde a la principal estructura observada que se encuentra expuesta al oriente de la localidad de Las Minillas, en el sector occidental de la zona de estudio (Figura 3.3). Esta estructura afecta a la unidad Las Minillas y causa una repetición parcial de la Secuencia Volcánica Superior. Se dispone con rumbo y manteo aproximado de N15°W/40°E y es de carácter inverso con vergencia al oeste. Esta se encuentra intruida por un dique asociado al intrusivo pan de azúcar y

provocaría un alzamiento relativo de al menos 200 m del bloque oriental respecto al bloque occidental.

SECTOR ORIENTAL, SISTEMAS ESTE-OESTE

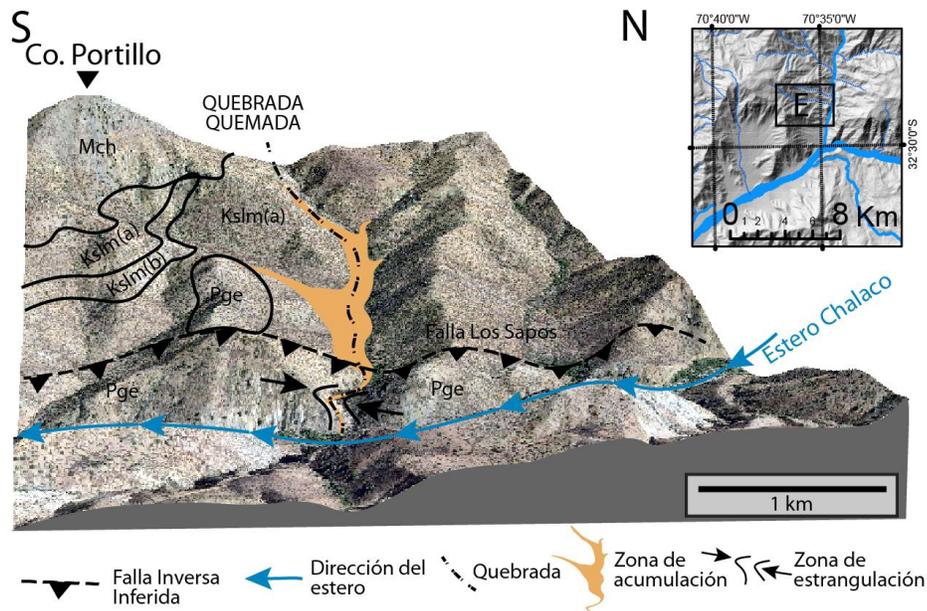
FALLA ORIENTAL

La Falla Oriental corresponde a una estructura que aflora en el sector más oriental de la zona de estudio (Figura 3.3). Afecta tanto a la Formación Abanico como a la Formación Farellones y se dispone con rumbo y manteo aproximado $N90^{\circ}E/80^{\circ}S$. Corresponde a una falla inversa de vergencia norte que levanta el bloque sur respecto al norte aproximadamente 150 m (Figura 3.16).

SECTOR ORIENTAL, SISTEMAS NORTE-SUR

FALLA LOS SAPOS

La Falla Los Sapos es una estructura inferida que aflora inmediatamente al oeste del estero Chalaco. Afecta a la secuencia Volcánica Oriental de la unidad Las Minillas y se dispone con rumbo aproximado norte-sur. Esta estructura se asocia espacialmente al sistema de falla Pocuro y es responsable de la estrangulación del curso inferior de los valles afluentes del estero Chalaco (Figura 3.15).



ZONA DE FALLA POCURO

La Zona de Falla Pocuro corresponde a la estructura principal del sector oriental de la zona de estudio. Aflora al este del estero Chalaco y pone en contacto la unidad Las Minillas y los intrusivos del grupo oriental con la formación Abanico y Farellones (Figura 3.3). Presenta rumbo y manteo NS/70°E y corresponde a una estructura invertida de vergencia oeste (Figura 3.16). En la zona donde se emplaza produce una intensa alteración hidrotermal en las rocas de la unidad Las Minillas, y una marcada deformación en los intrusivos del Grupo Oriental (Figura 3.12).

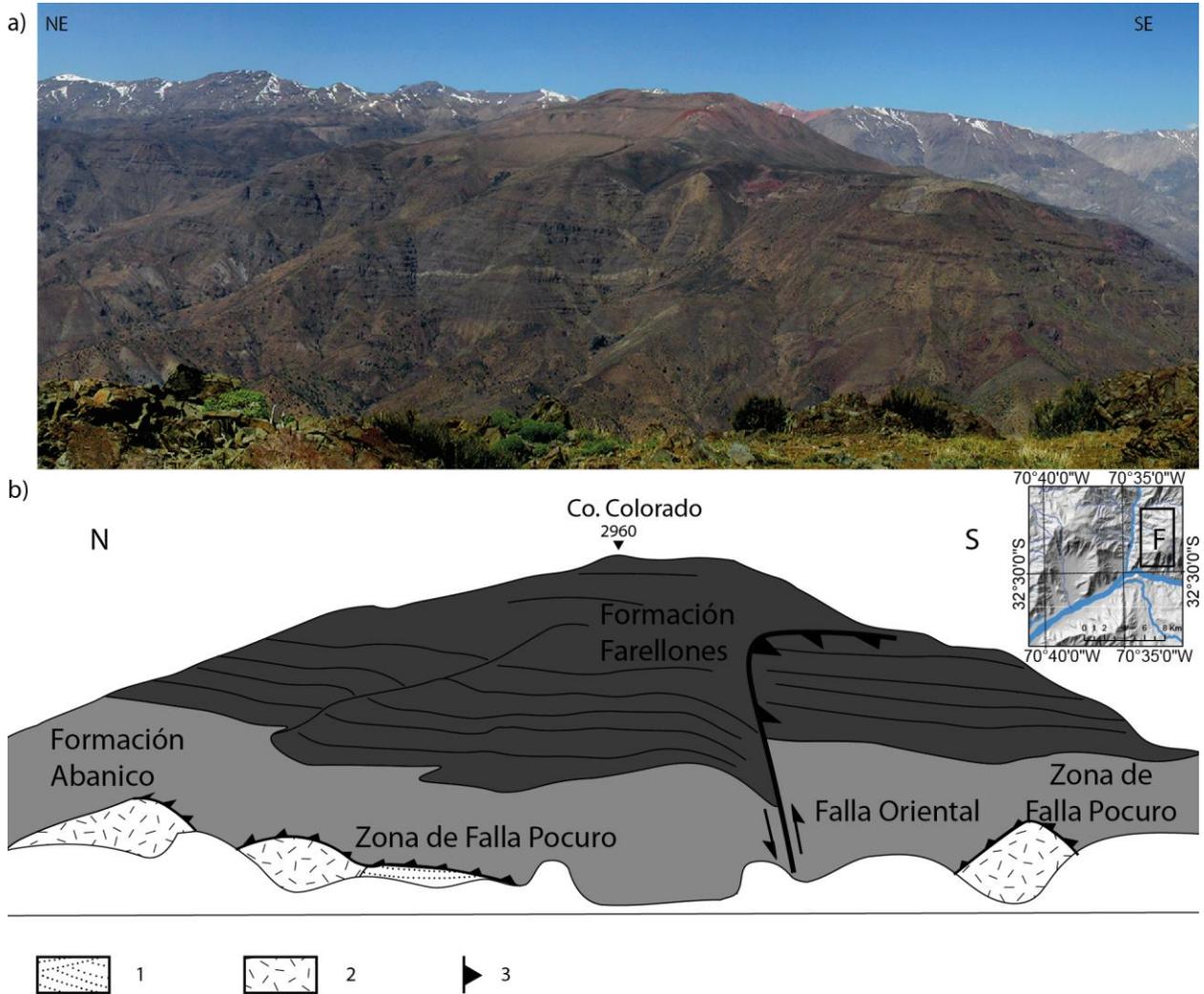
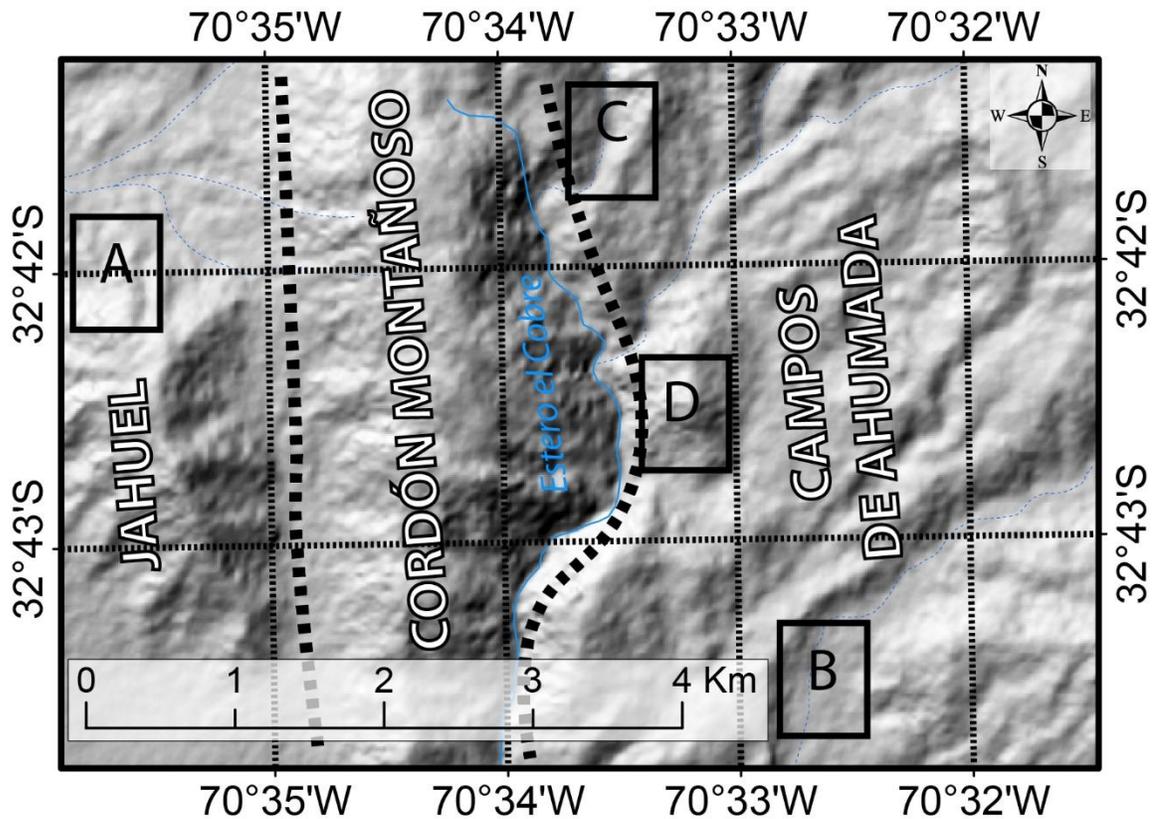


Figura 3.16: Fotografía de la ladera este del estero Chalaco. Se observa la cobertura subhorizontal de la Formación Farellones sobre Formación Abanico. 1) Areniscas conglomerádicas y conglomerados arenosos de la Sucesión Volcánica Oriental de la unidad Las Minillas. 2) Intrusivos porfíricos y faneríticos orientados norte sur asignados al grupo oriental. 3) Falla inversa.

3.2 Zona Centro (32°45'S), sector Jahuel-Campos de Ahumada

La Zona Centro se ubica en el límite norte de la cuenca Los Andes-San Felipe, entre la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa a los 32°45'S. La zona abarca el área entre Jahuel y Campos de Ahumada y se caracteriza por un terreno montañoso incidido por profundas quebradas de orientación norte-sur y noreste-suroeste.

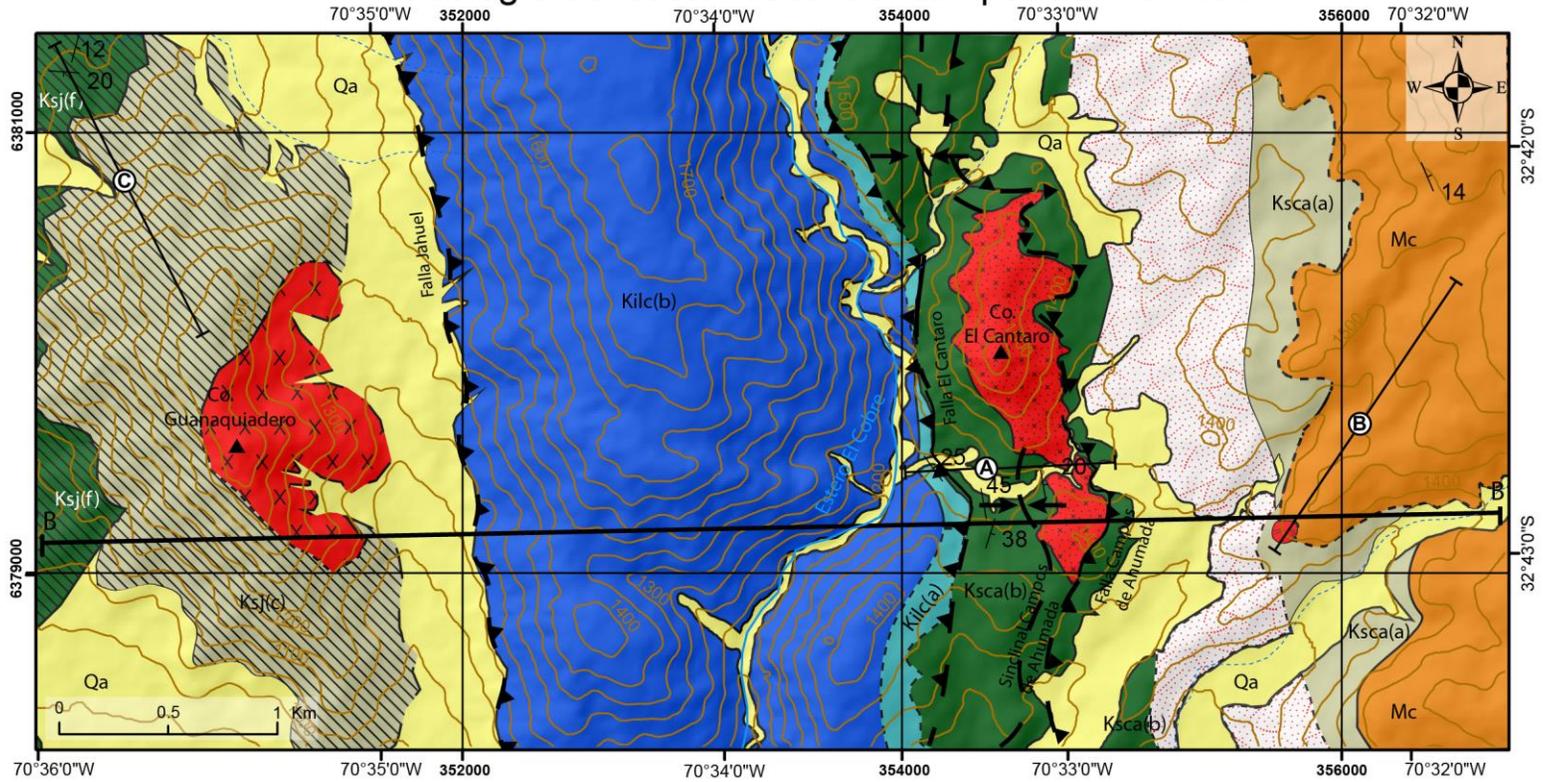
A continuación, se describe la litología, distribución y disposición de las cuatro unidades que se definen para la Zona Centro (Figura 3.18): unidad Jahuel, Las Cascadas, Campos de Ahumada y Copín (Figura 3.1).



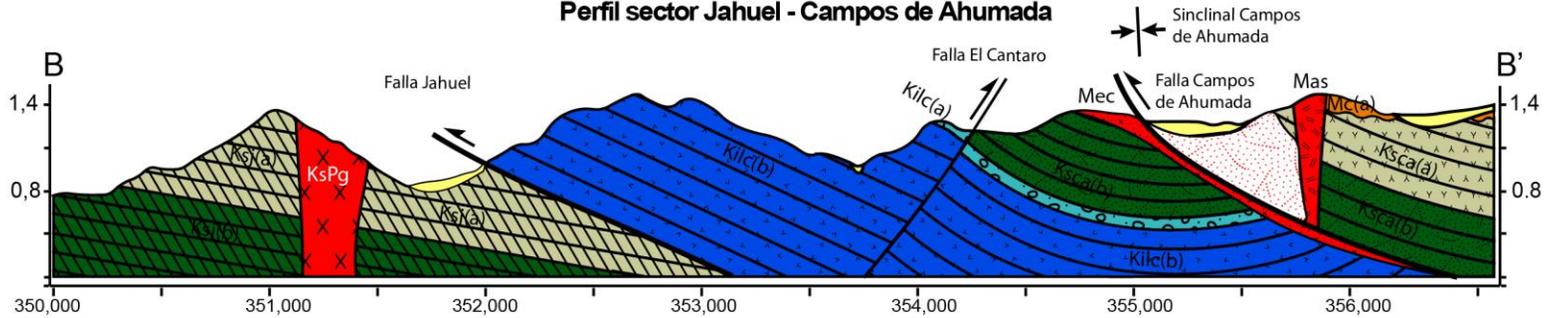
A: Figura 3.20A B: Figura 3.21C C: Figura 3.21E D: Figura 3.23B

Figura 3.17: Ubicación de las imágenes presentadas en el Capítulo 3.2 para la Zona Centro y de la línea de división del cordón montañoso que separa el sector de Jahuel y Campos de Ahumada.

Geología del sector de Jahuel-Campos de Ahumada



Perfil sector Jahuel - Campos de Ahumada



LEYENDA

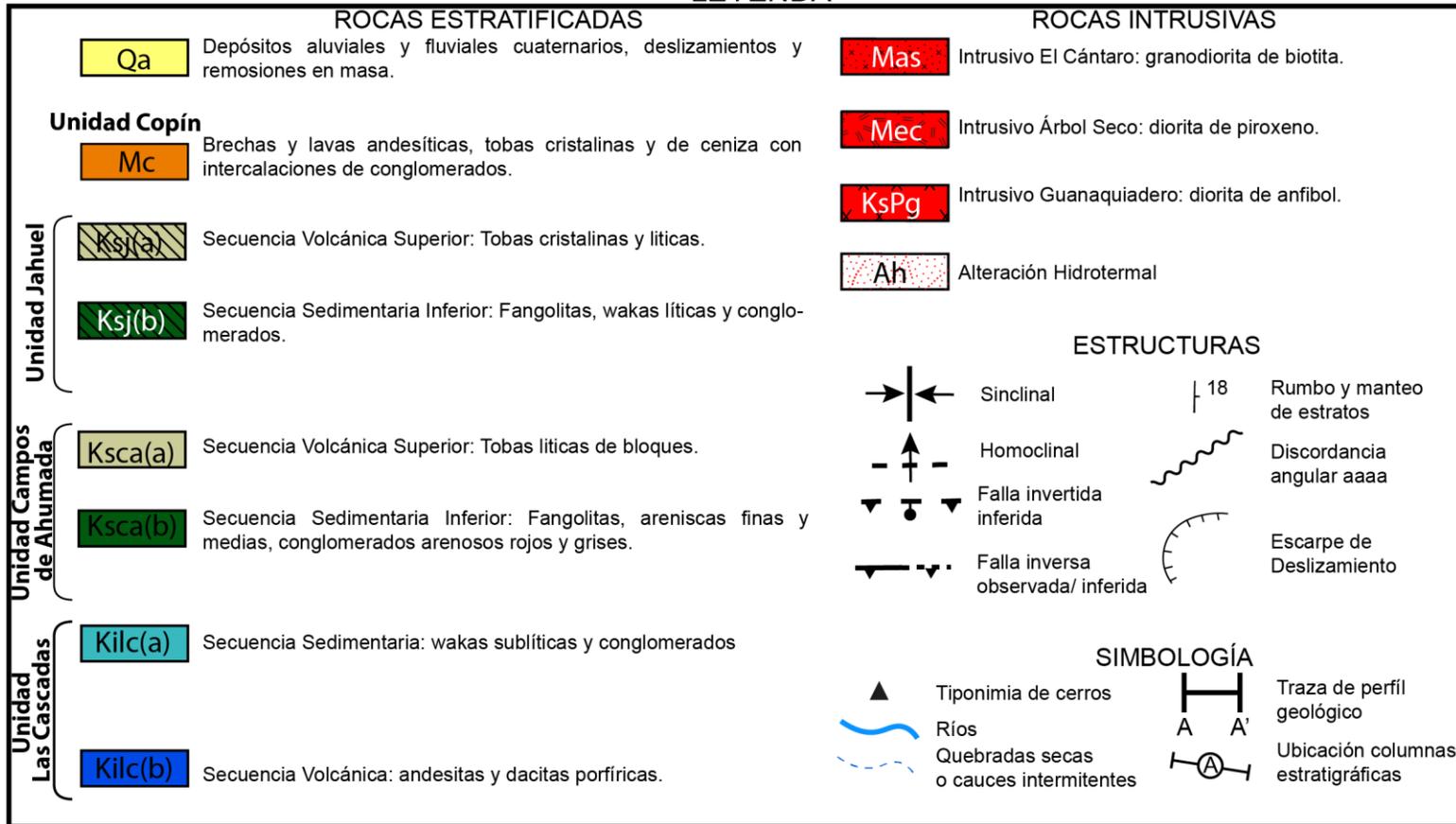


Figura 3.18: Mapa y perfil esquemático de las unidades que se definieron para la zona centro de este estudio.

3.2.1 Unidad Las Cascadas

DISTRIBUCIÓN Y RELACIONES DE CONTACTO

Las rocas de esta unidad se disponen manteniendo al noreste en el cordón montañoso que separa el valle de Jahuel del valle de Campos de Ahumada (Figura 3.18). Hacia el sur la intruye un cuerpo microgranular de tonalidad blanca. Se desconoce su límite hacia el norte, sin embargo, hacia el oeste, se encuentra en contacto por falla con la unidad Jahuel. La base de esta unidad es desconocida y la sobreyace, en aparente concordancia, los depósitos de la unidad Campos de Ahumada.

LITOLOGÍA Y ESPESORES

La Unidad Las Cascadas corresponde a una sucesión de al menos 900 m de espesor compuesta por dos secuencias estratificadas: una Secuencia Volcánica en la base, y una Secuencia Sedimentaria hacia el techo (Figura 3.19a). Los 120 m superiores de la Secuencia Volcánica se componen principalmente por lavas andesíticas y dacíticas de textura porfírica gruesa con fenocristales euhedrales de plagioclasa de hasta 2 cm y cristales subhedrales de feldespato potásico de hasta 3 mm (Figura 3.20). Hacia el techo, la Secuencia Sedimentaria se presenta como 50 m de intercalaciones de wakas sublíticas y conglomerados. Las wakas muestran cristales euhedrales de plagioclasa, cristales anhedral de cuarzo de hasta 1 mm y líticos de composición volcánica en una matriz arcillosa. Sobre estas afloran conglomerados subangulosos mal seleccionados, clastos de hasta 15 cm de diámetro, presenta lentes arenosas y en sectores cementados con gruesos cristales de calcita (Figura 3.22a).

3.2.2 Unidad Jahuel

DISTRIBUCIÓN Y RELACIONES DE CONTACTO

La Unidad Jahuel aflora en el sector oeste de la zona de estudio, al sur de Jahuel en la vertiente suroriental del estero del Saino. Se dispone manteniendo suavemente hacia el sureste, su base es desconocida y su techo corresponde al actual nivel de erosión. Hacia el sur, la intruye un pórfido diorítico (intrusivo Guanaquiadero) y, hacia el este, la cubren depósitos aluviales provenientes del cordón montañoso que separa el valle de Jahuel con el valle del estero El Cobre (Figura 3.18).

Columnas Estratigráficas Zona Centro

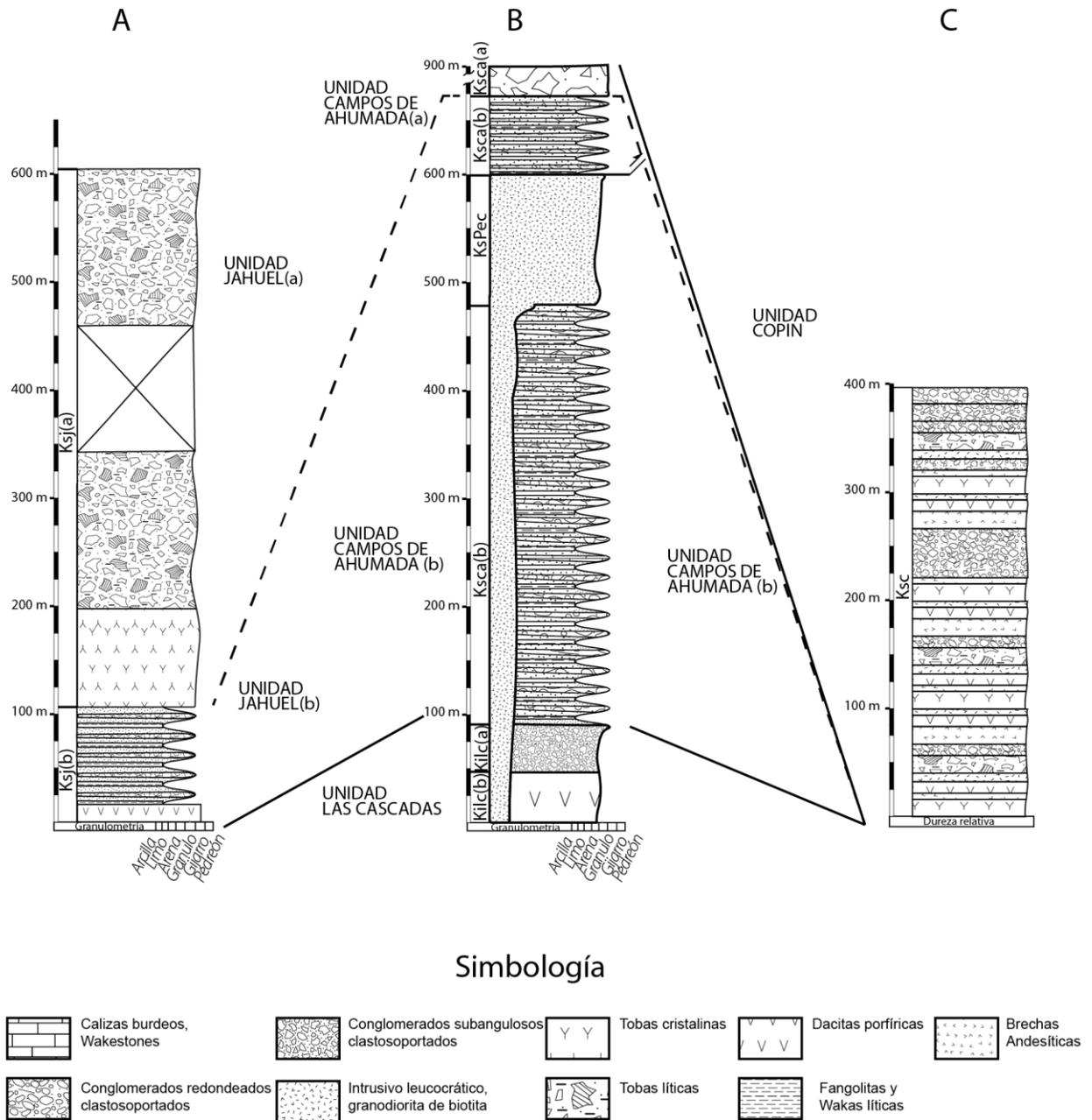


Figura 3.19: Columnas estratigráficas levantadas en la Zona Centro: A) Columna Unidad Jahuel. B) Columna Unidad Campos de Ahumada, notar variación en la escala entre 600 y 900 m. C) Columna Unidad Copín. La ubicación de las columnas se muestra en el mapa de la Figura 3.18.

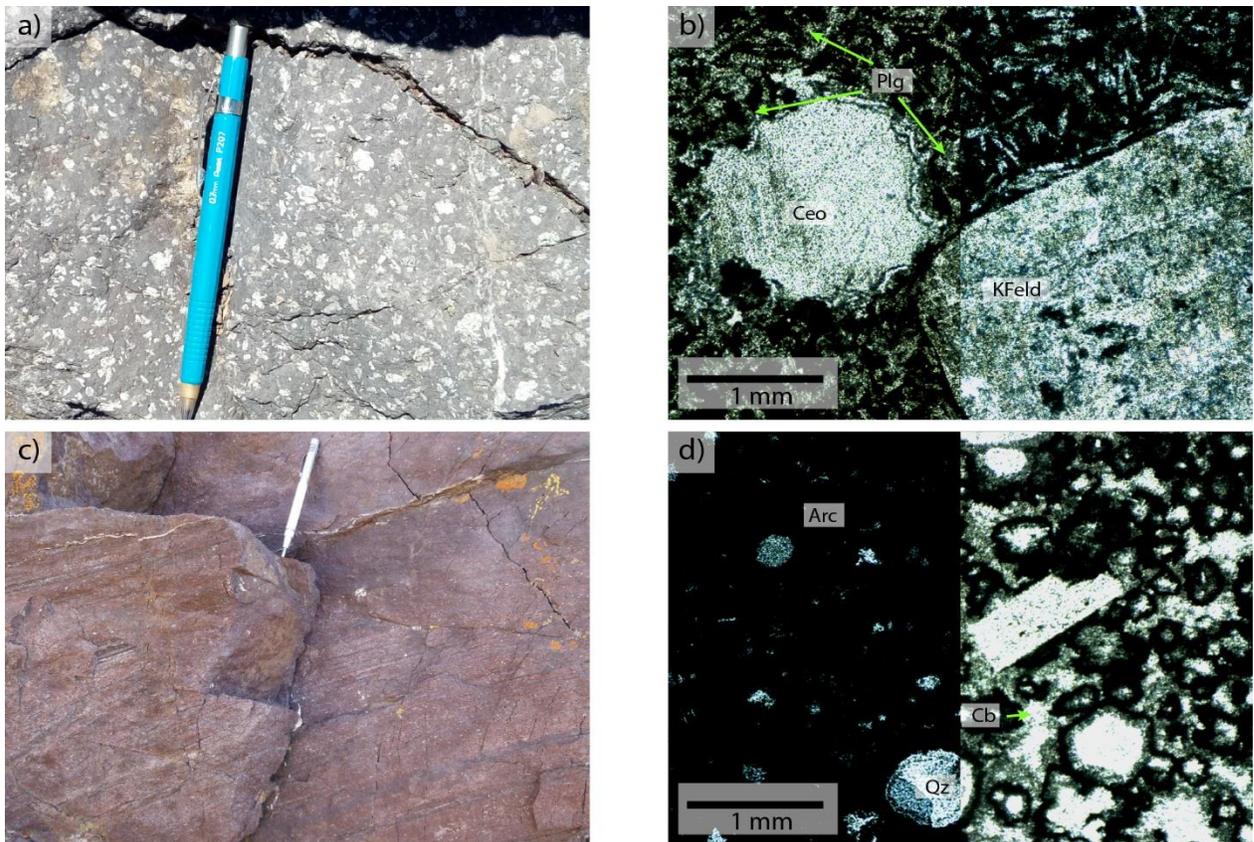


Figura 3.20: Fotografías de las litologías de la Unidad Las Cascadas. A) Dacitas porfíricas con cristales de feldespatos argilizados. B) Microfotografías a nicolos paralelos (izquierda) y a nicolos cruzados (derecha) de la dacita porfírica mostrada en la imagen (a). C) Wakas líticas con cemento calcáreo y laminación paralela. D) Microfotografía a nicolos cruzados (izquierda) y a nicolos paralelos (derecha) de la roca mostrada en (c). Plg: Plagioclasa, KFeld: Feldespatos alcalinos, Cb: Carbonato, Arc: Arcillas, Ceo: Ceolita.

LITOLOGÍA Y ESPESORES

La Unidad Jahuel se compone por dos secuencias de estratos, predominantemente grises y rojos, que en conjunto alcanzan los 600 m de potencia (Figura 3.19). La Secuencia Inferior consiste en un estrato basal volcánico de espesor mínimo 20 m, seguida por una sucesión sedimentaria clástica de 100 m formada por estratos de hasta 50 cm de espesor. La capa volcánica corresponde a una dacita porfírica de biotita, la cual presenta fenocristales de feldespato euhedrales de hasta 6 mm. La masa fundamental muestra vesículas, es de color rojo y corresponde al 65% de la roca (Figura 3.21a). A esta le sigue una sucesión sedimentaria continental de color rojo, que se compone por intercalaciones de conglomerados, wakas y fangolitas en capas que se presentan en numerosos ciclos granodecrecientes que no superan los 2 m de potencia (Figura 3.21b). Los conglomerados presentan clastos volcánicos de hasta 3 cm en una matriz de arena gruesa. Las wakas líticas, son en partes conglomerádicas, presentan clastos subesféricos entre tamaño guijarros y arena fina. Los esqueléticos son

subangulosos y corresponden a plagioclasa y líticos volcánicos. Su selección es mala, presentan hasta un 60% de matriz arcillosa y el cemento es principalmente de óxidos de hierro, aunque algunos sectores las rocas se encuentran silicificadas (Figura 3.21c).

La Secuencia Volcánica Superior de la unidad Jahuel, corresponde a 480 m de tobas líticas y tobas cristalinas de textura fragmentada. Los accidentales muestran tamaños desde ceniza fina hasta lapilli fino. Corresponden a clastos volcánicos de colores morados y blancos de textura porfírica, angulosos a subangulosos, distribuidos homogéneamente en una masa fundamental cristalina. Los cristales ocupan el 70% de la roca, corresponden magnetitas y a feldspatos alterados de tamaño máximo ceniza media (<0,8mm). El resto de la masa fundamental es de tamaño menor a ceniza fina y se encuentra remplazada por epidota, clorita y esmectita (Muestra AJ04, Anexo B).

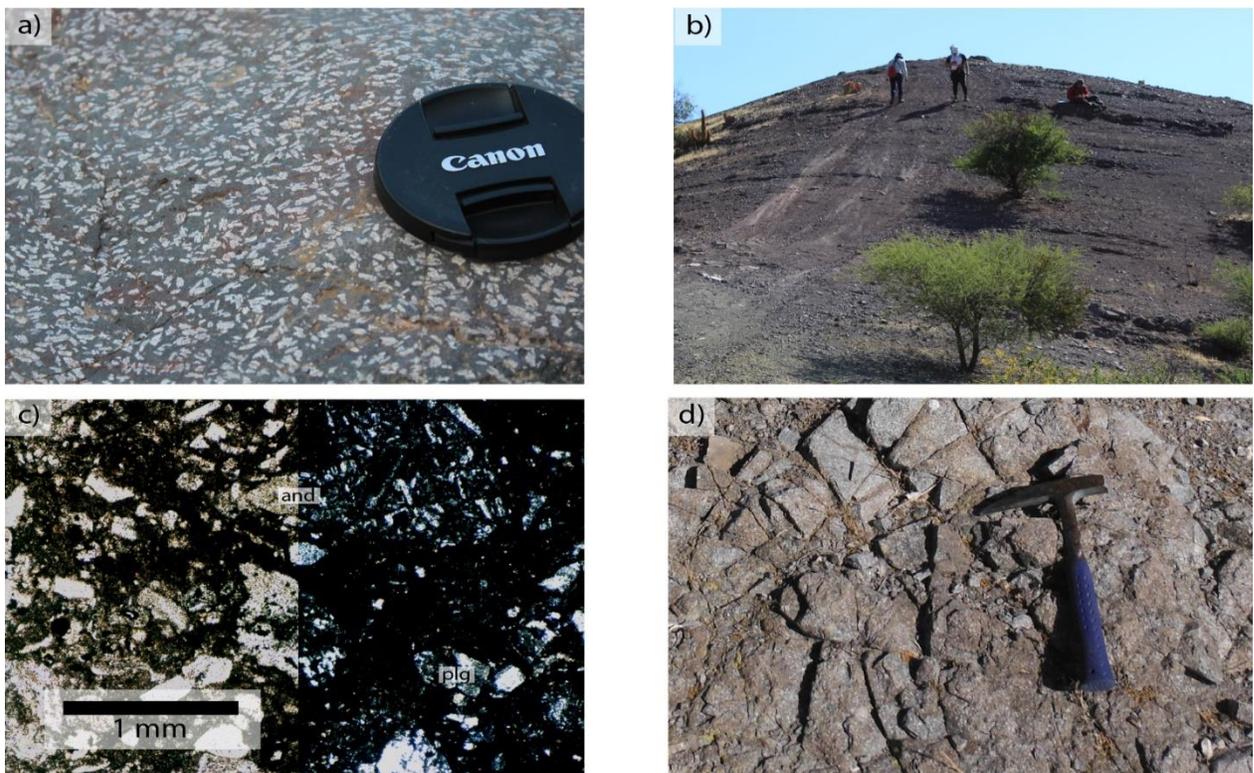


Figura 3.21: Fotografías unidad Jahuel. A) Dacitas porfíricas del estrato basal de la Secuencia Inferior. B) Intercalaciones de conglomerados, areniscas y wakas líticas de la Secuencia Inferior C) Microfotografía a nicoles paralelos (izquierda) y nicoles cruzados (derecha) de una waka lítica (muestra AJ02) perteneciente a la Secuencia Inferior. D) Toba lítica de la Secuencia Volcánica Superior.

3.2.3 Unidad Campos de Ahumada

DISTRIBUCIÓN Y RELACIONES DE CONTACTO

La unidad Campos de Ahumada aflora en el sector de Campos de Ahumada, inmediatamente al este del estero El Cobre. Estratigráficamente, se encuentra sobre la unidad Las Cascadas en contacto concordante y por falla. Hacia el sur, sus afloramientos son cubiertos por el relleno cuaternario del valle del río Aconcagua. Hacia el este esta unidad está cubierta en concordancia por la unidad Copín y la intruye un cuerpo porfírico y leucocrático (intrusivo El Cántaro) que alcanza un espesor de 120 m y se dispone en forma de sill. Se dispone formando un sinclinal apretado levemente buzante al oeste.

LITOLOGÍA Y ESPESORES

La unidad Campos de Ahumada está formada 730 m de rocas sedimentarias y continentales grises y rojas, agrupadas en dos secuencias de estratos: una Secuencia Sedimentaria Inferior de carácter clástico continental y una Secuencia Volcánica Superior de naturaleza piroclástica (Figura 3.19a).

La Secuencia Sedimentaria Inferior consiste en 500 m de intercalaciones de ortoconglomerados polimícticos con clastos redondeados y prolatos de origen volcánico de hasta 15 cm de diámetro (Figura 3.22b); areniscas arcósicas y líticas de grano grueso y selección regular a mala. Presenta estructuras sedimentarias tales como laminación paralela y lentes de conglomerados arenosos con fragmentos líticos de hasta 3 cm. Hacia el techo disminuyen los conglomerados. Los conglomerados, las areniscas y las fangolitas forman ciclos granodecrecientes que en promedio tienen 5 m de espesor. Hacia la parte media se la sucesión presenta dos estratos de caliza que no superan los 3 m de espesor cada uno. Hacia el techo continúan algunas capas calcáreas y se hacen más abundantes las areniscas medias y fangolitas rojas en ciclos que alcanzan los 2 m de potencia (Figura 3.22c).

La Secuencia Volcánica Superior consiste en 230 m de brecha monomíctica de clastos angulosos de hasta 30 cm, inmersos en una matriz cristalina de plagioclasa y magnetita, corresponde a una toba cristalina y de bloques. Hacia el este se encuentra intensamente alterada con arcillas blancas rellenando venillas en stockwork. Hacia el norte y en la parte media de la columna, presenta intercalaciones de conglomerados y lavas (Figura 3.22e,f).

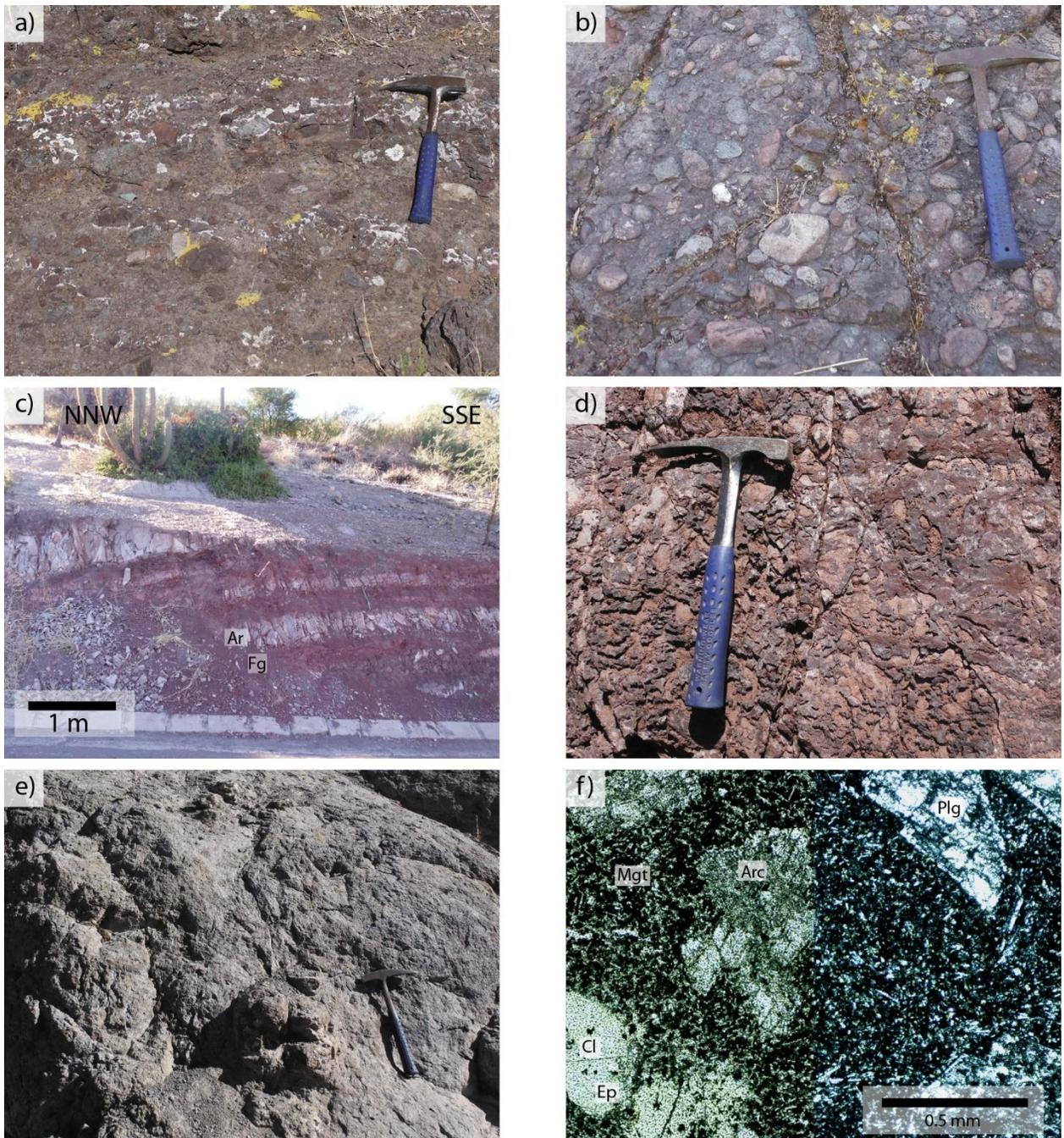


Figura 3.22: Fotografías sector Campos de Ahumada. A) Conglomerado de clastos subangulosos con cemento calcáreo perteneciente a la parte superior de la unidad Las Cascadas. B) Conglomerado redondeado, clastosoportado, de la parte inferior de la unidad Campos de Ahumada. C) Intercalaciones de areniscas líticas y fangolitas rojas en el techo de la sucesión clástica. D) Intercalaciones calcáreas dentro de la unidad Campos de Ahumada. Ar: Areniscas, Fg: Fangolitas. E) Afloramiento de la Secuencia Volcánica Superior de una Unidad Campos de Ahumada, petrográficamente corresponde a una toba cristalina. F) Microfotografía de la Unidad Volcánica Superior. Se puede apreciar la textura fragmentada y la alteración de los cristales de feldespatos.

3.2.4 Unidad Copín

DISTRIBUCIÓN Y RELACIONES DE CONTACTO

La unidad Copín aflora hacia el este de Campos de Ahumada, en la parte alta de los cerros que forman el frente montañoso de la Cordillera Principal. En la zona de estudio se dispone en aparente discordancia sobre los estratos de la unidad Campos de Ahumada. Esta unidad aflora en el borde este de la zona de estudio y se desconoce su extensión norte sur (Figura 3.18). Se dispone manteniendo suavemente al noreste ($<15^\circ$) y se encuentra afectada por numerosos diques verdes y pórfidos andesíticos.

LITOLOGÍA Y ESPESORES

La unidad Copín consiste en una sucesión volcanosedimentaria que presenta al menos 400 m de espesor. Se compone por brechas y lavas andesíticas con intercalaciones de tobas cristalinas de ceniza y lapilli de composición intermedia a ácida. Estas se presentan en estratos de entre 10 y 15 m de espesor. Hacia el techo presenta intercalaciones de conglomerados gruesos de clastos volcánicos (Figura 3.19C).

Las lavas son de composición andesítica y dacítica de color gris y gris verdoso. Se presentan en paquetes estratificados de hasta 15 m de potencia. Las andesitas son de textura porfírica y holocristalinas. Presentan fenocristales de plagioclasa y hornblenda de hasta 1 mm, subhedrales y de fábrica isótropa, ocupan un 25% de la roca. La matriz es microcristalina ($<0,5$ mm) con cristales de plagioclasa (15%), subhedrales y anhedrales (Muestra CAHE-1).

Las tobas cristalinas son rojas y grises. Presentan cristales de plagioclasa euhedrales de hasta 2 mm y algunos líticos tamaño lapilli grueso de hasta 2 cm de tamaño. La masa fundamental es vítrea y de color rojo (Figura 3.23a).

Las brechas volcánicas son de composición andesítica a dacítica y presentan clastos de hasta 15 cm, subangulosos y monomícticos. La masa fundamental es de color gris oscura, de tamaño muy fino y textura porfírica. Presenta fenocristales de feldespatos euhedrales, de grano fino a medio (<1 mm), tabulares y prismáticos, corresponden a un 15% de la roca. También muestra cristales subhedrales de biotita de grano fino ($<0,5$ mm), no superan el 2% de la roca. Ambos minerales distribuidos homogéneamente y fábrica isótropa (Figura 3.23b).

Los conglomerados que se intercalan en la sucesión volcánica son grises, presentan bloques de hasta 40 cm de composición volcánica. Estos son subredondeados, de muy mala selección y están inmersos en una matriz de arena gruesa (Figura 3.23c). Los estratos de conglomerados se hacen más potentes y abundantes hacia el techo

formando paquetes de hasta 15 m y presentando alfombras de cizalle entre los estratos.

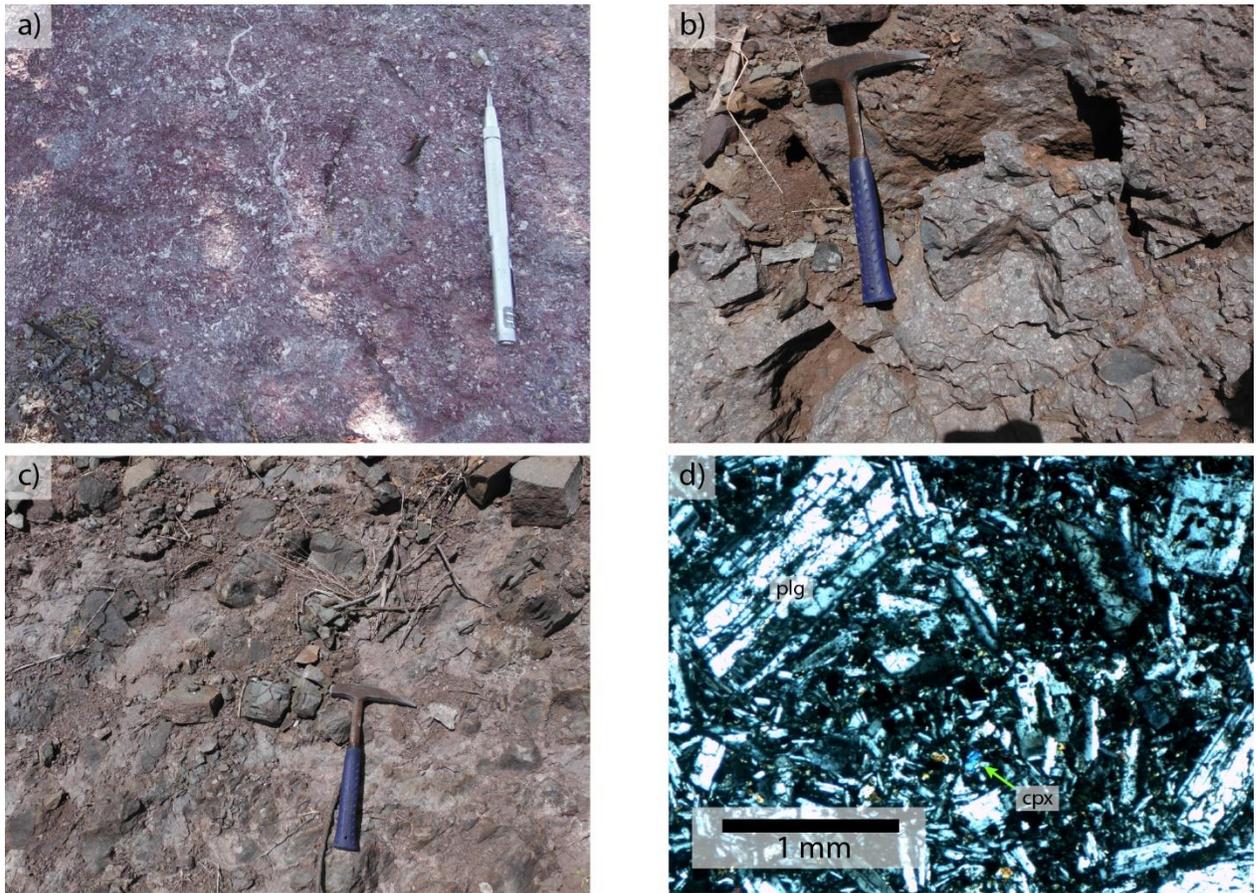


Figura 3.23: Fotografías unidad Copín. A) Tobas cristalinas. B) Brechas andesíticas. C) Intercalaciones conglomerádicas. D) Microfotografía de intrusivo andesítico. Plg: Plagioclasa, cpx: Clinopiroxeno.

3.2.5 Rocas Intrusivas

En la zona de estudio, las unidades volcánicas y sedimentarias anteriormente descritas, se encuentran afectadas por cuerpos intrusivos que se disponen cortando las secuencias estratificadas y concordantes a ella. A continuación, se describe su ubicación, petrografía y relaciones de contacto respecto a las unidades a las cuales afectan.

INTRUSIVO GUANAQUIADERO

Aflora al sur de Jahuel, en la parte alta del cerro Guanaquiadero. Corresponde a una diorita de hornblenda que intruye a tobas cristalinas de la parte alta de unidad Jahuel. El intrusivo es holocristalino melanocrático que presenta textura porfírica. Los cristales de plagioclasas son tabulares y prismáticos subhedrales de hasta 1 cm y representan el 40% de la roca, muestra también cristales prismáticos de hornblenda euhedrales y subhedrales que alcanzan los 4 cm de tamaño y que representan un 20% de la roca. Los cristales se encuentran inmersos en una masa fundamental gris que representa el 40% restante (Figura 3.24).

INTRUSIVO EL CÁNTARO

Aflora en el sector de Campos de Ahumada, en la parte alta del cerro El Cántaro (Figura 3.24b). Hacia el norte se dispone de manera concordante entre las rocas sedimentarias de la unidad Campos de Ahumada, mientras que hacia el sur corta la secuencia sedimentaria mientras esta se hace más horizontal. El intrusivo corresponde a una granodiorita de biotita. Es leucocrático, presenta textura porfírica, inequigranular y es de color blanco-amarillento. Muestra fenocristales de biotita de hasta 2 mm, los cuales ocupan el 15% de la roca. La masa fundamental consiste en microcristales de cuarzo y feldespato ocupando el 50% y el 35% de la roca respectivamente. Las biotitas se encuentran argilizadas y levemente hematizadas. Presenta estructura homogénea y fábrica isótropa.

INTRUSIVO ÁRBOL SECO

Aflora en el sector oriental de Campos de Ahumada. Intruye a la sucesión volcánica de la unidad Copín. El intrusivo es de textura porfírica y de color gris azulado. Se compone exclusivamente por cristales. Presenta estructura homogénea y fábrica isótropa. Los cristales de plagioclasa son translucidos de hasta 2 mm euhedrales. (20%). La masa fundamental se compone por clinopiroxenos, biotitas y magnetitas de hasta 0,1 mm. Corresponde a una diorita de piroxeno (Figura 3.23d).

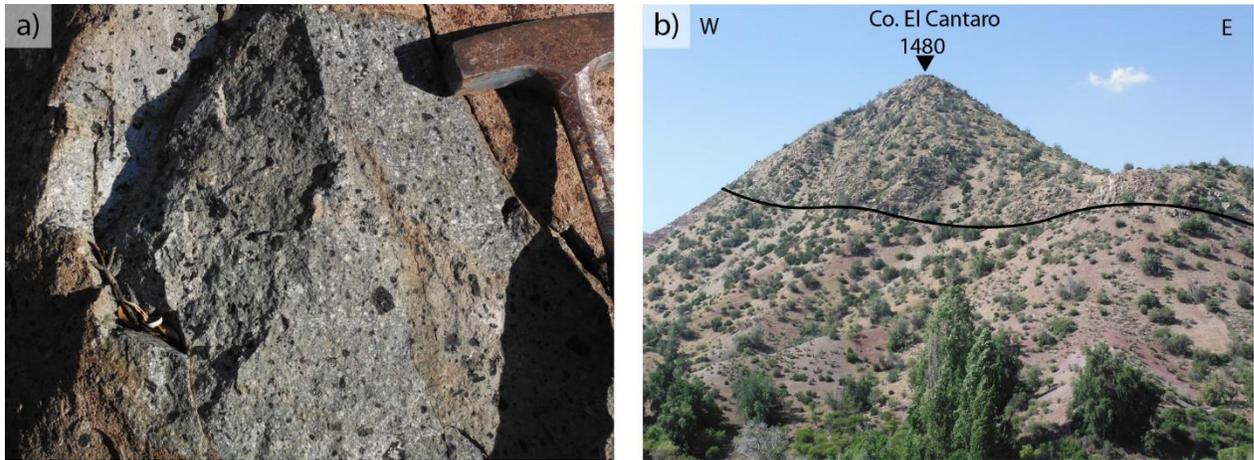


Figura 3.24: Fotografías de los intrusivos presentes en la zona centro de estudio. A) Intrusivo Guanaquiadero donde se observan cristales centimétricos de anfíbol y la textura porfírica de la roca. B) Vista hacia el norte del cerro El Cántaro. La línea negra marca el contacto entre la unidad Campos de Ahumada (bajo la línea negra) y el intrusivo El Cántaro (sobre la línea negra).

3.2.6 Estructuras

En este apartado se describen las principales estructuras que afectan a las unidades estratigráficas previamente descritas para la Zona Centro, las cuales se encuentran señaladas en la Figura 3.18.

FALLA JAHUEL

La Falla Jahuel corresponde a una estructura inferida que se ubica al este de Jahuel, en el borde occidental del cordón montañoso que separa esta localidad de Campos de Ahumada (Figura 3.18). La estructura pone en contacto a las unidades Jahuel y Los Pozones, se dispone con rumbo aproximado $N10^{\circ}W$ y es de vergencia oeste (Figura 3.25). No se encontraron zonas de fracturamiento asociadas a la Falla Jahuel en la zona de estudio, sin embargo, la principal evidencia que permite inferir tanto su existencia como su orientación es el fuerte escarpe que presenta el cordón montañoso ubicado inmediatamente al este. Este escarpe muestra una traza rectilínea de al menos 5 km de largo y de orientación $N10^{\circ}W$. Por otro lado, la Unidad Jahuel no presenta continuidad hacia el este por lo que se infiere una discontinuidad estratigráfica.

FALLA EL CÁNTARO

La falla El Cántaro es una estructura observada que aflora en el sector occidental de Campos de Ahumada, en la ladera occidental del cerro con el mismo nombre (Figura 3.18). La estructura pone en contacto las unidades Los Pozones y Campos de Ahumada. Presenta $N20^{\circ}W$ y corresponde a una estructura inversa con vergencia al este (Figura 3.25). Esta estructura se presenta como una zona cataclástica de 8 m de

espesor en la cara noroeste del cerro El Cántaro y pone en contacto rocas de la Unidad Las Cascadas con rocas de la Unidad Campos de Ahumada. En algunos sectores la zona de falla presenta diques subverticales de dirección NW y zonas de mineralización de óxidos de cobre.

FALLA CAMPOS DE AHUMADA

La Falla Campos de Ahumada corresponde a una estructura observada que aflora al este del intrusivo El Cántaro y es la responsable del contacto oriental entre este cuerpo y la unidad Campos de Ahumada (Figura 3.18). Presenta rumbo N20W. Corresponde a una estructura inversa con vergencia al oeste. Se presenta como una zona de daño de hasta 5 m de espesor, sobre las rocas de la Secuencia Sedimentaria de la unidad Campo de Ahumada. Esta zona de daño consiste en vetillas y pequeñas fallas que afloran en el sector central de Campos de Ahumada. Más hacia el este, afecta a la Secuencia Volcánica Superior de la Unidad Campos de Ahumada produciendo una alteración hidrotermal a minerales de clorita y epidota. Las vetillas y las estructuras asociadas a la zona de falla presentan relleno de minerales de arcilla y se disponen en una franja de orientación norte sur de hasta 1 km de ancho, observable en los afloramientos a los costados del camino principal de Campos de Ahumada. Pueden existir estructuras secundarias subordinadas que permitan el ensanchamiento de la zona de alteración hidrotermal.

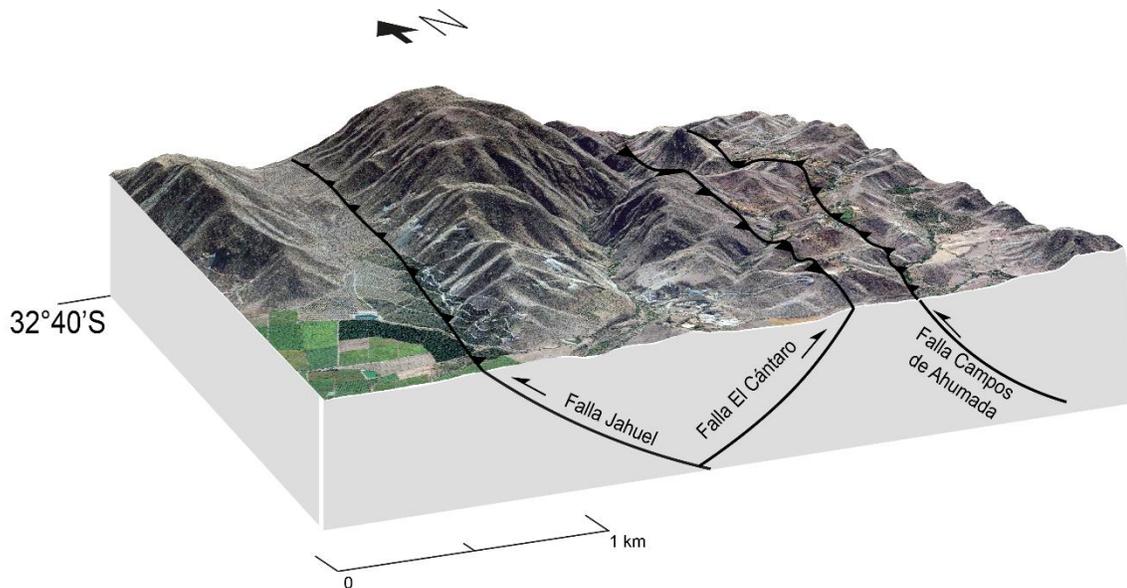


Figura 3.25: Modelo de elevación digital con superposición de imagen satelital de la zona centro. En la figura se muestra la ubicación de las fallas pertenecientes a la Zona Centro y se observa el escarpe de alineación norte sur producido por la Falla Jahuel.

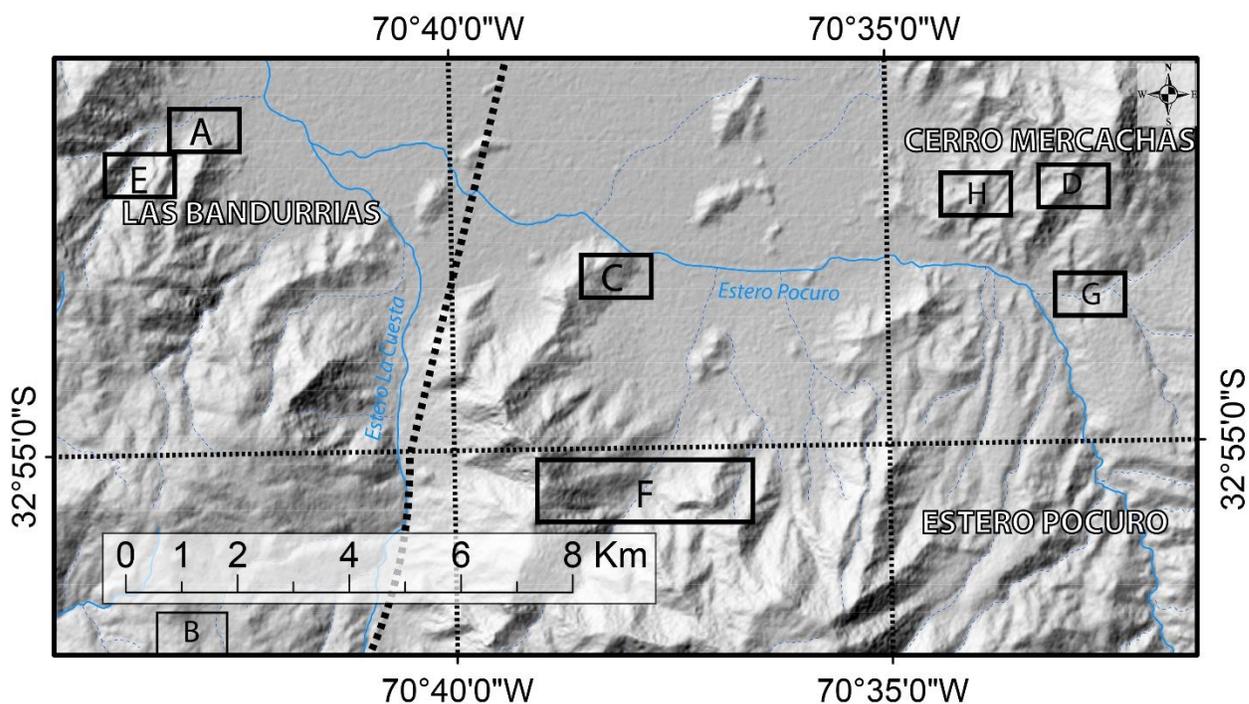
SINCLINAL CAMPOS DE AHUMADA

El Sinclinal Campos de Ahumada corresponde a un pliegue observado que afecta a la unidad del mismo nombre, y que se encuentra asociado espacialmente a la Falla Campos de Ahumada. El cambio de manto medido en la Secuencia Sedimentaria de esta unidad muestra un basculamiento hacia el oeste de los estratos lo que indica que la estructura se dispone con rumbo aproximado N15°W mientras que su plano axial se inclina levemente al oeste (Figura 3.18).

3.3 Zona Sur (32°50'S)

La Zona Sur se ubica en el límite norte del cordón transversal de Chacabuco, al sur del valle del Río Aconcagua a los 32°50'S. El sector abarca el área entre Las Bandurrias y el Estero Pocuro. Esta zona se caracteriza por un terreno montañoso de hasta 2300 m.s.n.m. incidido por quebradas de orientación norte-sur y por la presencia de cerros islas hacia el norte (Figura 3.26).

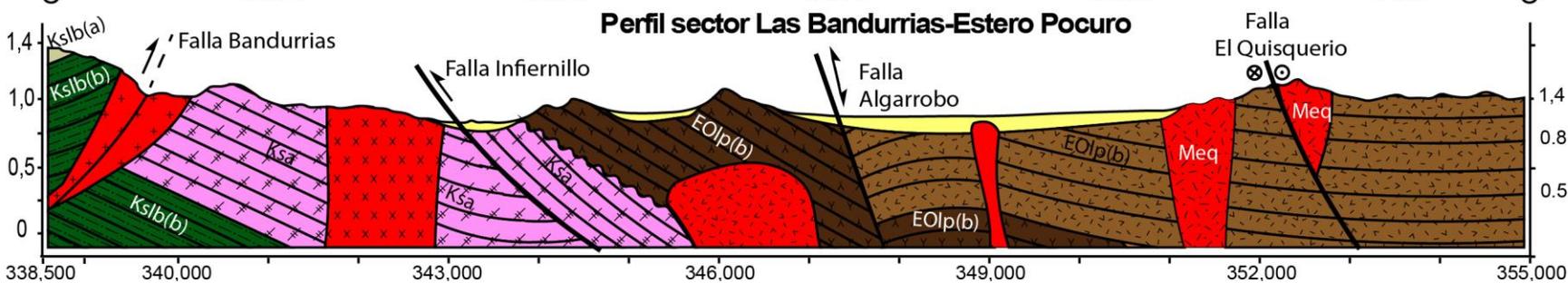
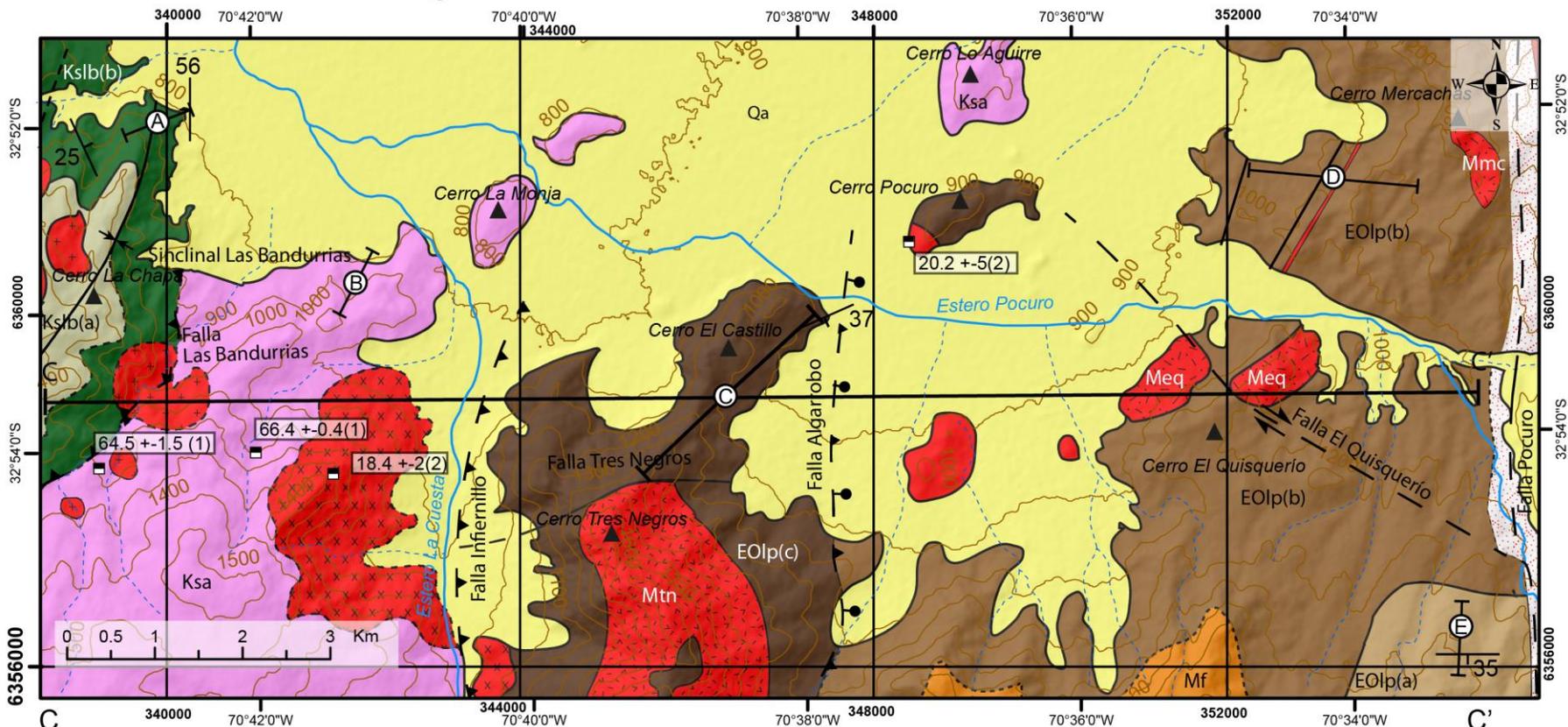
A continuación, se describen las tres unidades que se definen en este trabajo para la zona sur: unidad Las Bandurrias, Auco y Pocuro. Estas conforman la geología de la zona, además de la unidad Farellones descrita en el capítulo 2 (Figura 3.1).



- | | | | |
|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| A: Figura 3.29a | B: Figura 3.29b | C: Figura 3.29c | D: Figura 3.30b |
| E: Figura 3.30 | F: Figura 3.32 | G: Figura 3.33b | H: Figura 3.34b |

Figura 3.26: Ubicación de las imágenes presentadas en el Capítulo 3.3 y de la línea de división entre el sector Las Bandurrias y Pocuro.

Geología del sector Las Bandurrias- Estero Pocuro



Perfil sector Las Bandurrias-Estero Pocuro

LEYENDA

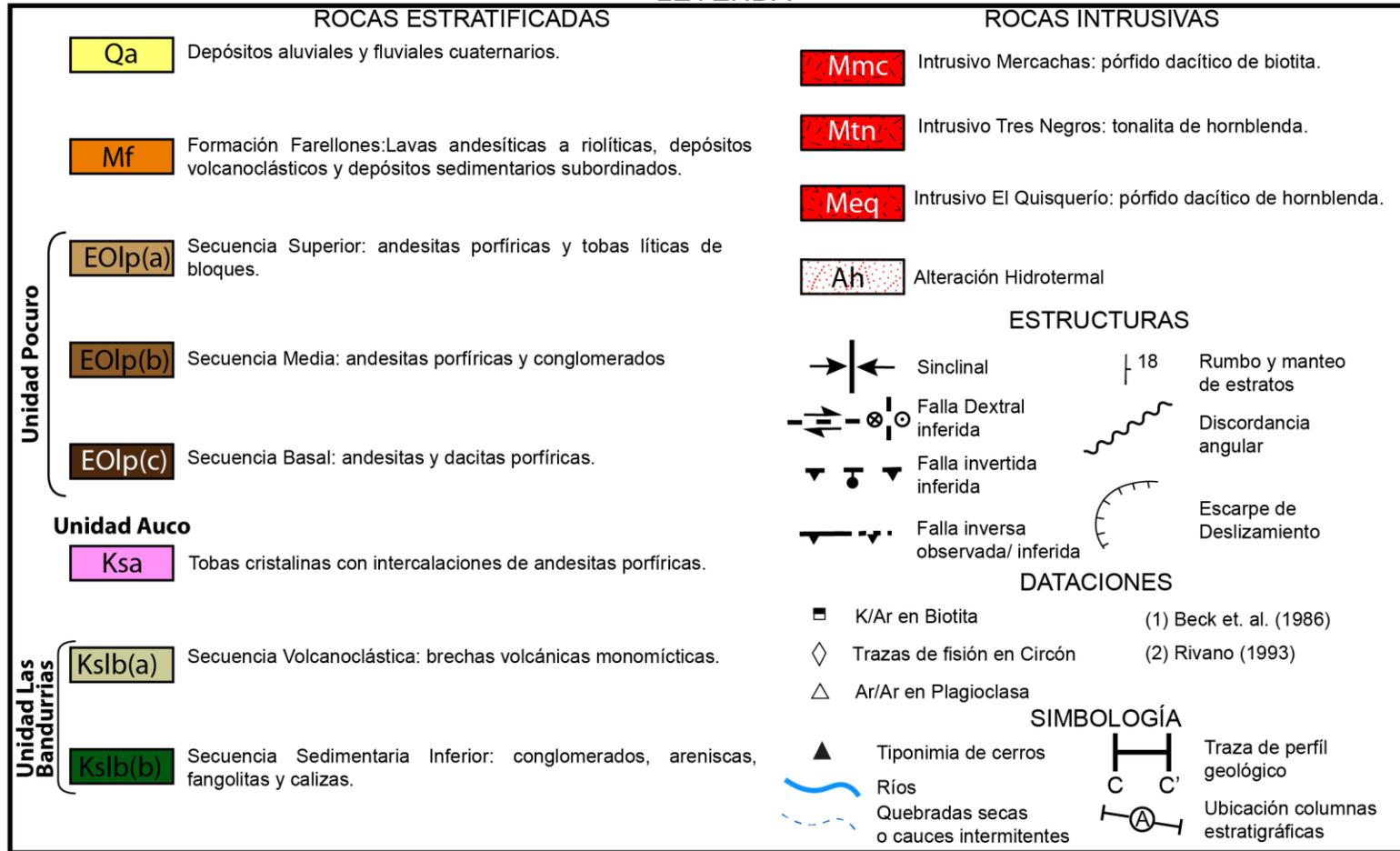


Figura 3.27: Mapa y perfil esquemático de las unidades geológicas que afloran en la Zona Sur.

3.3.1 Unidad Las Bandurrias

DISTRIBUCIÓN Y RELACIONES DE CONTACTO

La unidad Las Bandurrias aflora en el borde occidental de la zona de estudio, al sur de la localidad con el mismo nombre (Figura 3.27, Figura 3.18). Hacia el norte la cubren los depósitos cuaternarios del valle del río Aconcagua, mientras que hacia el este se encuentra en contacto por falla con la unidad Auco. Hacia el sur y el este, su extensión es desconocida. El contacto basal de esta unidad es desconocido y el techo corresponde al nivel de erosión actual.

LITOLOGÍA Y ESPESOR

La unidad Las Bandurrias se compone por dos secuencias estratificadas: una Secuencia Sedimentaria Inferior de al menos 200 m de potencia compuesta por conglomerados, areniscas, fangolitas y calizas; y una Secuencia Volcanoclástica compuesta por 120 m de brechas volcánicas.

En la base de la Secuencia Sedimentaria se disponen al menos 30 m de conglomerados en ciclos de gradación normal de hasta 2 m de potencia. En la base presentan bloques de hasta 30 cm de composición volcánica, clastosoportados y con matriz de tamaño arena media. El diámetro de los clastos disminuye hacia el techo de cada ciclo, hasta formar lentes arenosos. Estos lentes corresponden a areniscas medias a finas de selección regular a buena y presentan laminación paralela (Figura 3.29a). Hacia la parte media afloran 50 m de fangolitas a las que se le intercalan capas de calizas de hasta 1 m de potencia (Muestra LB1; Anexo B).

La Secuencia Volcanoclástica se compone por 120 m de brecha monomítica gris burdeo con bloques de hasta 40 cm de diámetro. Los clastos son angulosos, mal seleccionados y presentan laminaciones finas. La matriz es de tamaño menor a arena muy gruesa.

3.3.2 Unidad Auco

DISTRIBUCIÓN Y RELACIONES DE CONTACTO

La unidad Auco aflora principalmente entre el estero La Cuesta y el valle del río Aconcagua. Hacia el oeste los estratos de esta unidad se encuentran en contacto por falla con la unidad Las Bandurrias y se desconoce la extensión de esta unidad hacia el sur. Por otro lado, hacia el este estos son cubiertos por los depósitos del estero La Cuesta para luego perderse, hacia el norte, bajo la cobertura sedimentaria del valle (Figura 3.27).

Columnas Estratigráficas Zona Sur

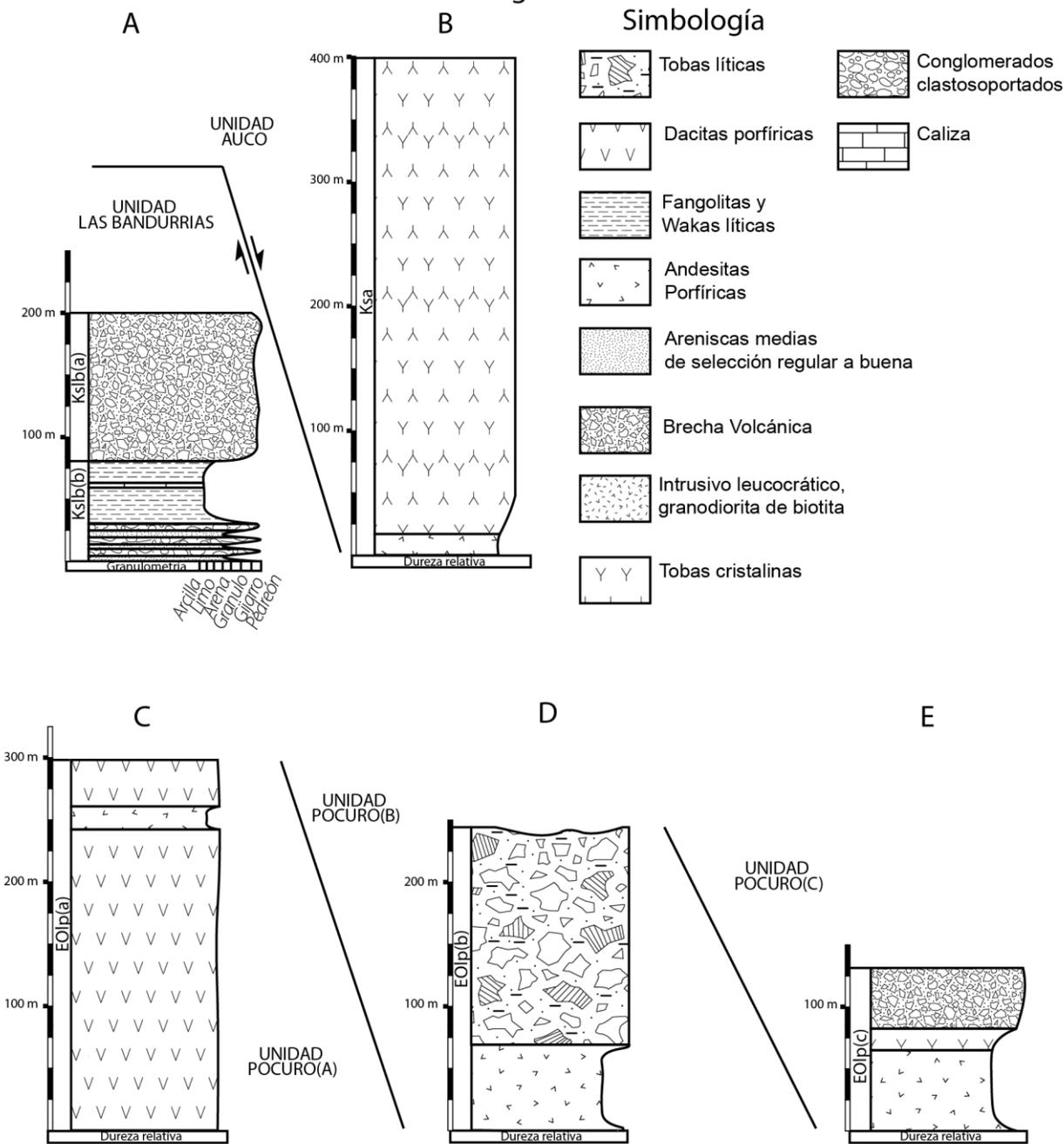


Figura 3.28: Columnas Estratigráficas levantadas en la Zona Sur. A) Unidad Las Bandurrias: Kslb(a): Secuencia Volcanoclástica; Kslb(b): Secuencia Sedimentaria Inferior B) Unidad Auco. C) Secuencia Inferior de la unidad Pocuro D) Secuencia Media de la unidad Pocuro. E) Secuencia Superior unidad Pocuro. La ubicación de las columnas estratigráficas se muestra en la Figura 3.27.

LITOLOGÍA Y ESPESORES

La unidad Auco, se compone por una sucesión de al menos 400 m de tobas cristalinas con intercalaciones de andesitas porfíricas. Las tobas son cristalinas de color café-rojizas, en sectores vesiculadas. Los cristales de ocupan el 10% de la roca y corresponden a cristales de plagioclasa euhedrales de hasta 1 mm de tamaño, en algunos sectores presentan fiames como lineamientos opacos subparalelos (Figura 3.29b). Tanto en la base como en parte superior de esta unidad presenta algunas intercalaciones de hasta 10 m de andesitas porfíricas grises con plagioclasa tabulares y traslúcidas. Los fenocristales corresponden a plagioclasa tabulares y euhedrales de hasta 3 mm. Presentan sectores con vesículas, fábrica isótropa y textura homogénea. La masa fundamental es microcristalina, ocupa un 75% de la roca y es de color gris oscuro.

3.3.3 Unidad Pocuro

DISTRIBUCIÓN Y RELACIONES DE CONTACTO

La unidad Pocuro aflora al este de cuesta Chacabuco, en el borde suroriental de la cuenca del río Aconcagua, y los cerros islas Pocuro y Mercachas. Se encuentra en contacto por falla con la unidad Auco. En algunos sectores su techo corresponde al nivel de erosión actual mientras que hacia el sur se dispone de forma discordante bajo los estratos subhorizontales de la unidad Algarrobo. Tanto hacia el sur como hacia el este su extensión es desconocida, mientras que hacia el norte es cubierta por los depósitos cuaternarios del valle del Aconcagua (Figura 3.27).

LITOLOGÍA Y ESPESORES

La unidad Pocuro consiste en 670 m de rocas volcánicas de composición intermedia a félsica divididas en tres secuencias estratificadas: secuencia inferior, media y superior (Figura 3.28C, D y E).

La Secuencia Inferior se compone por, al menos, 300 m de dacitas porfíricas (Figura 3.29C). Estas presentan, en promedio, un 10% de cristales de feldespatos de hasta 1 mm, prismáticos y euhedrales en una masa fundamental color café rojiza. Además, presenta textura homogénea y fábrica isótropa y una intercalación de 20 m de andesitas porfírica en su parte media.

La Secuencia Media se compone por en 60 m de andesita porfírica gris oscura, holocristalina de textura homogénea (Figura 3.29D). Los fenocristales corresponden a plagioclasa y hornblenda. Los cristales de plagioclasa son subhedrales y tabulares de hasta 8 mm y ocupan un 35% de la roca. Los cristales de hornblenda, por su parte, son menores a 1 mm y ocupan un 5% de la roca. A estas le siguen 20 m de tobas cristalinas

moradas con hasta un 10% de clastos de 2 cm de tamaño en promedio, sin embargo, en ocasiones llegan a los 30 cm. La masa fundamental es de tamaño ceniza fina y contiene un 15% de cristales de plagioclasa de hasta 5 mm de tamaño (Figura 3.29d). Sobre estas se disponen 50 m de conglomerados polimícticos, formados por bloques de hasta 40 cm de composición ígnea de texturas porfíricas y faneríticas, mostrando una gran variedad de colores en ciclos granocrecientes (Figura 3.29e).



Figura 3.29: Fotografías de litologías de las unidades de la zona sur. A) Conglomerados con lentes de areniscas (LAR) de la unidad Las Bandurrias. B) Tobas cristalinas rosadas de la unidad Auco. C) Afloramiento de dacitas porfíricas de la Secuencia Inferior de la unidad Pocuro. D) Toba lítica morada de la Secuencia Media. E) Conglomerado de la Secuencia Media. F) Toba lítica de la Secuencia Superior.

La Secuencia Superior de la unidad Pocuro se conforma por una sucesión de 70 m andesitas similares a las de la base seguidas por 170 m de toba lítica de bloques (Figura 3.29E). Esta presenta clastos angulosos a subangulosos, monomícticos de 3 cm en promedio que en ocasiones llegan hasta los 40 cm. El porcentaje de clastos varía entre un 10% y un 40% en ciclos granocrecientes. La masa fundamental es de color naranja, tamaño lapilli fino compuesta principalmente por líticos y cristales de plagioclasa subhedrales (Figura 3.29f).

3.3.4 Rocas intrusivas

En la Zona Sur, las unidades volcánicas y volcanosedimentarias anteriormente descritas se encuentran afectadas por cuerpos intrusivos que se disponen cortando las secuencias estratificadas. A continuación, se describe su ubicación, petrografía y relaciones de contacto respecto a las unidades volcanosedimentarias a las cuales afectan.

INTRUSIVO TRES NEGROS

Aflora al este de la cuesta Chacabuco, en el cerro del mismo nombre (Figura 3.27). Instruye a rocas estratificadas de la Secuencia Inferior de la unidad Pocuro. Hacia el norte se encuentra en contacto por falla con rocas de la misma unidad. Corresponde a un stock tonalítico de hornblenda con textura fanerítica seriada. Presenta un 30% de cristales de feldespato de hasta 7 mm y un 15% de cristales de hornblenda de hasta 3 mm. Presenta una masa fundamental gris oscura con cristales de hasta 1 mm (Figura 3.30a).

INTRUSIVO MERCACHAS

El intrusivo Mercachas aflora en el cerro del mismo nombre, al norte del estero Pocuro. Consiste en un pórfido dacítico y diques porfíricos que intruyen a la unidad Pocuro (Figura 3.30b). El pórfido dacítico presenta cristales de plagioclasa, hornblenda y biotita en una masa fundamental gris clara. Los cristales de plagioclasa son euhedrales, ocupan un 10% de la roca y miden hasta 3 mm. Por otro lado, los cristales de hornblenda y biotita no superan el 5% de la roca, son subhedrales a euhedrales y alcanzan tamaños máximos de 0,5 y 1,5 mm respectivamente. Los diques porfíricos alcanzan, en algunas zonas, 10 m de potencia y son de color gris claro. Presentan cristales de plagioclasa de hasta 5 mm y cristales de hornblenda de hasta 4 cm (Figura 3.30c).

INTRUSIVO EL QUISQUERÍO

El intrusivo El Quisquerío aflora al sur del bypass ruta Libertadores, en la ladera este y noreste del cerro con el mismo nombre. El intrusivo afecta a la unidad Pocuro (Figura

3.30d). Este consiste en un pórfido dacítico de hornblenda el cual presenta un 30% de cristales de plagioclasa de hasta 6 mm subhedrales y tabulares. También presenta un 10% de cristales de hornblenda de hasta 3 mm euhedrales. La masa fundamental es gris claro, microcristalina y con magnetismo. Se encuentra instruido por numerosos diques de textura porfírica con cristales de hornblenda que alcanzan los 2 cm de tamaño.

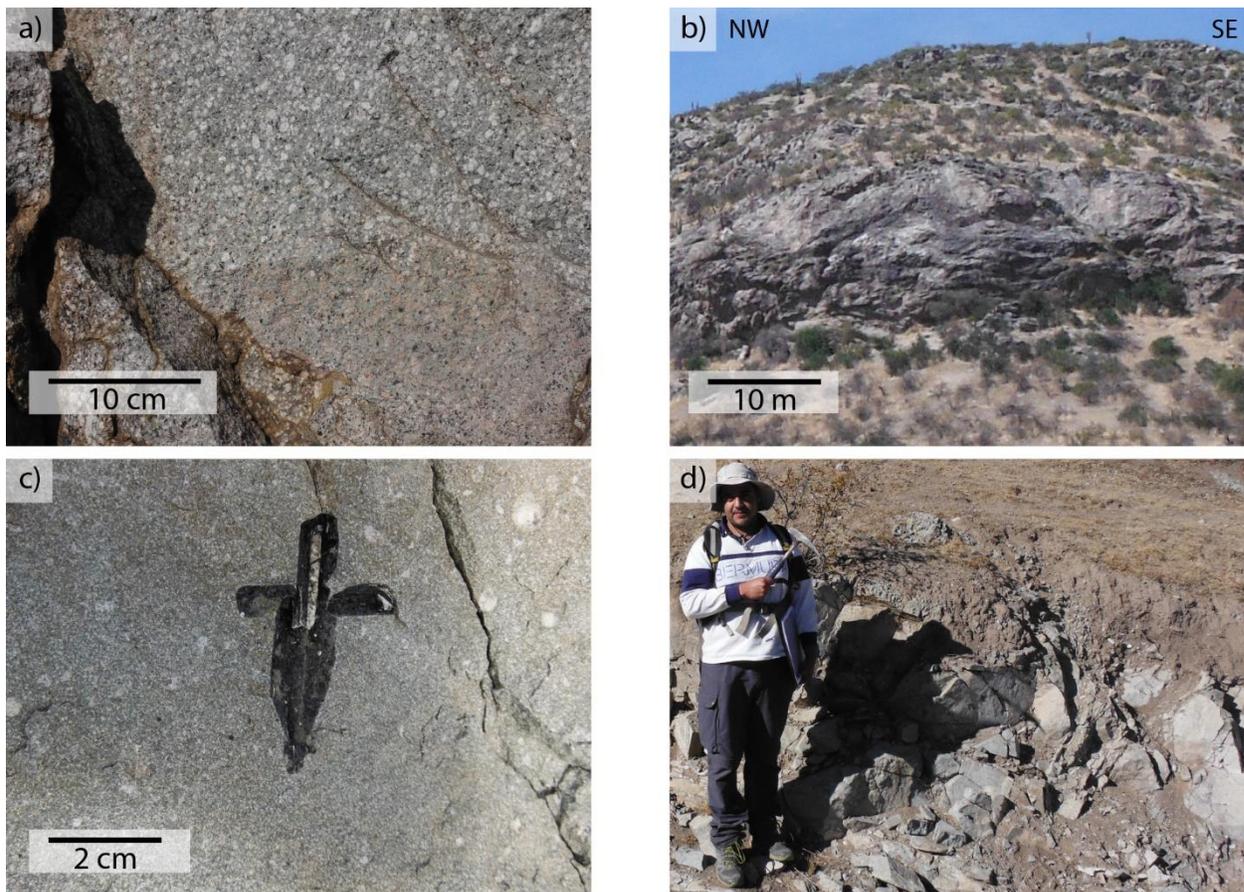


Figura 3.30: Fotografía de intrusivos de la zona sur. A) Tonalita de hornblenda del intrusivo Tres Negros. B) Pórfido dacítico de hornblenda del intrusivo Mercachas. C) Fenocristal de Hornblenda en dique asociado al intrusivo Mercachas. D) Afloramiento en la base del intrusivo El Quisquerío.

3.3.5 Estructuras

En este apartado se describen las principales estructuras que afectan a las unidades estratigráficas previamente descritas para la Zona Sur, las cuales se encuentran señaladas en la Figura 3.27.

FALLA LAS BANDURRIAS

La Falla Las Bandurrias corresponde a una estructura inferida que se ubica en la quebrada inmediatamente al este del cerro La Chapa (Figura 3.27). Esta estructura pone en contacto la unidad Las Bandurrias con la unidad Auco y se relaciona con el sinclinal Las Bandurrias. Esta presenta un rumbo variable que va desde NS a N50°E. Corresponde a una falla inversa con vergencia este.

SINCLINAL LAS BANDURRIAS

El Sinclinal Las Bandurrias aflora en el borde occidental de la Zona Sur, inmediatamente al oeste de la Falla Bandurrias (Figura 3.27). Este afecta a la unidad del mismo nombre, y en base a los datos de rumbo y manteo obtenidos en terreno, se estima que su limbo occidental se dispone N25°W/25°NE y presenta un eje de dirección N20°W buzante al sureste, y un plano axial que manteea hacia el suroeste (Figura 3.31).

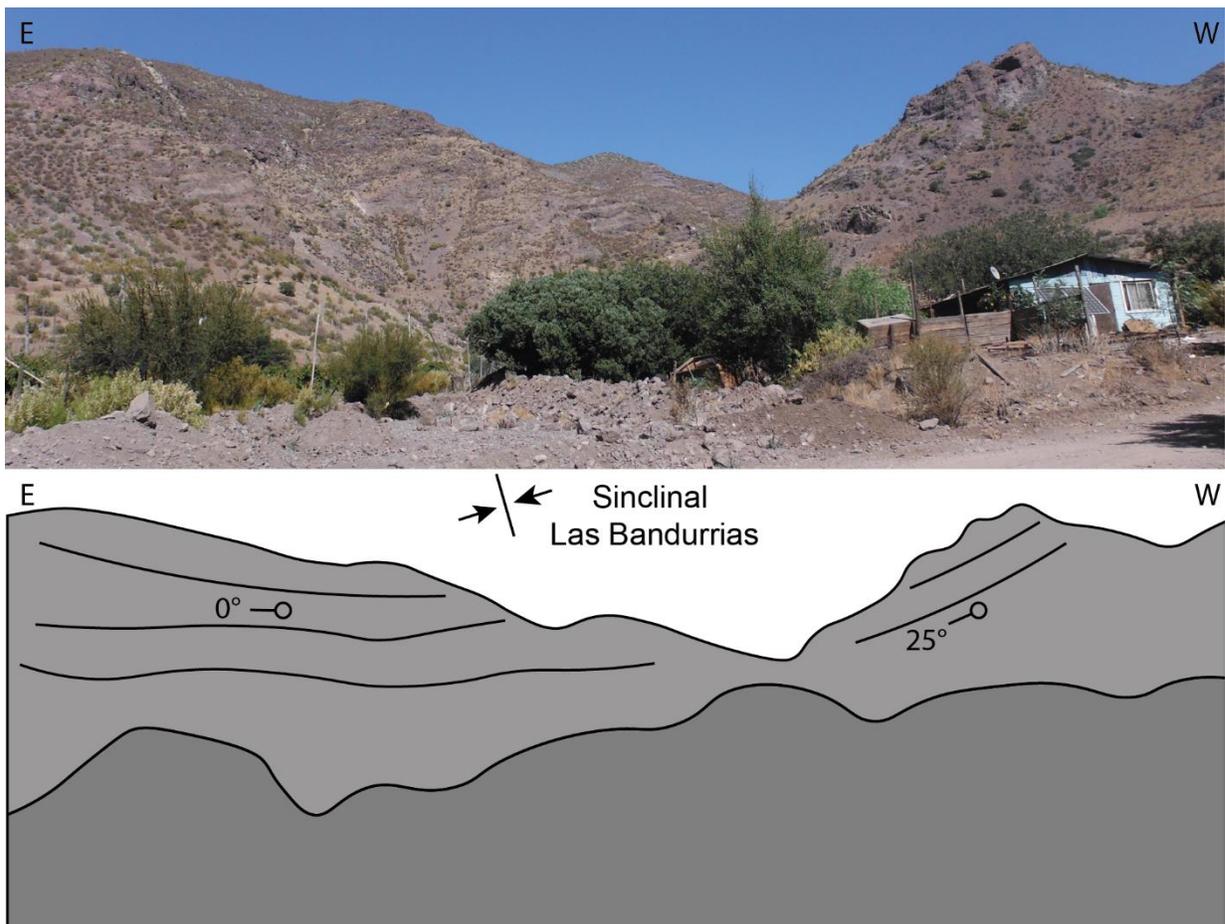


Figura 3.31: Fotografía hacia el sur en donde se observa el limbo occidental del sinclinal Las Bandurrias. Hacia el oeste las capas se inclinan hasta 25°E.

FALLA INFIERNILLO

La Falla Infiernillo corresponde a una falla inferida que se ubica bajo el estero La Cuesta, en la parte media de la Zona Sur (Figura 3.27). Este pone en contacto la unidad Auco con la Secuencia Inferior de la unidad Pocuro. Esta estructura presentaría rumbo NS, similar a lo observado más al norte en cuesta Chacabuco, manteniendo su carácter inverso y su vergencia hacia el oeste.

FALLA TRES NEGROS

La Falla Tres Negros aflora en el cerro del mismo nombre, justo al este del estero La Cuesta (Figura 3.27). Esta estructura pone en contacto el intrusivo Tres Negros con la secuencia Inferior de la unidad Pocuro. Esta estructura se presenta como una zona de alteración color burdeo y textura cataclástica. En base a la disposición de la zona de alteración se puede estimar un rumbo y manteo de N80°E/80°N.

FALLA ALGARROBO

La Falla Algarrobo corresponde a una estructura inferida que aflora al este del cerro Tres Negros, y que coincide con la quebrada que separa este cerro del cordón montañoso principal (Figura 3.27). La discontinuidad de la estratificación subhorizontal de la Secuencia Superior de la unidad Pocuro hacia el oeste de la quebrada (Figura 3.32) y la presencia de plutones tonalíticos en el cerro Tres Negros al oeste, sugiere que la actividad deformativa fue distintas en ambos bloques (Figura 3.32). Por otro lado, la edad de $18,4 \pm 2$ Ma obtenida por Rivano et al. (1993) en intrusivos al oeste de Cuesta Chacabuco, indica que el intrusivo Tres Negros es de edad miocena. La orientación de quebrada sugiere que la estructura presenta rumbo N10°E y correspondería a una estructura parcialmente invertida de vergencia oeste que provoca un cabalgamiento de rocas jóvenes sobre rocas más antiguas.

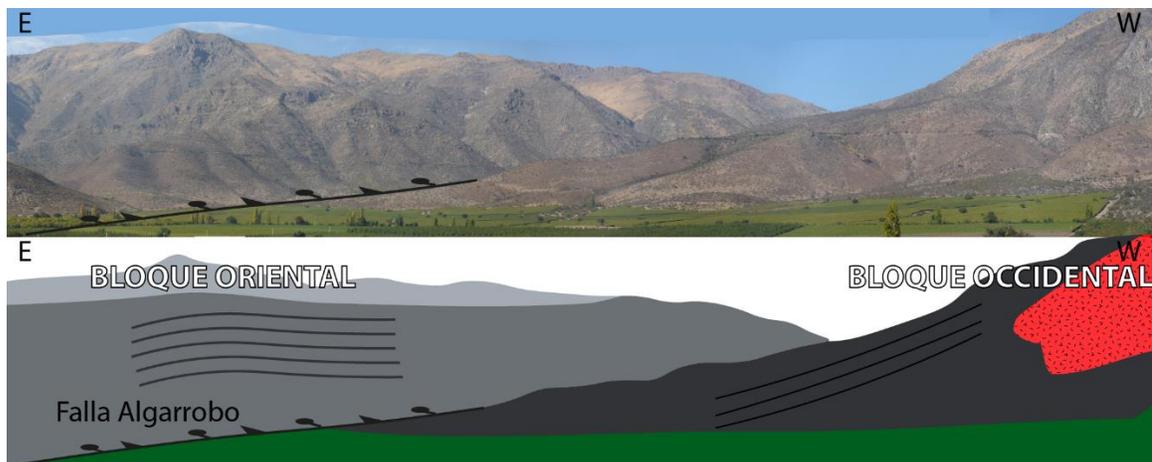


Figura 3.32: Fotografía desde el bypass hacia el sureste del cerro Tres Negros. Se observa la quebrada que separa un bloque oriental de uno occidental. En gris claro se indica la Formación Farellones, en gris la Secuencia Media de la unidad Pocuro y en gris oscuro la Secuencia Inferior de la misma unidad. El intrusivo Tres Negros se señala en rojo.

FALLA EL QUISQUERÍO

La Falla El Quisquerío aflora al sur del bypass Los Libertadores, en el cerro del mismo nombre (Figura 3.27). Esta estructura se presenta como una zona de daño con diques emplazados en ella (Figura 3.33a). Esta afecta a la sucesión media de la unidad Pocuro y al intrusivo El Quisquerío limitándolo en su extensión hacia el sur. La falla es se dispone con un rumbo y manteo aproximado $N40^{\circ}W/80^{\circ}NE$.

ZONA DE FALLA POCURO

La Zona de Falla Pocuro corresponde a un set de estructuras preferentemente de orientación norte sur, que provocan una extensa área de alteración hidrotermal y zonas cataclásticas en el borde oriental de la región de estudio (Figura 3.27). Estas se encuentran expuestas en las rocas que afloran el costado del bypass Los Libertadores, inmediatamente al sur del cerro Mercachas (Figura 3.33b). Las estructuras afectan tanto a la sucesión inferior y media de la unidad Pocuro y corresponde a una zona de daño de decenas de metros de espesor en donde se observan zonas de salvanda mineralizadas con hidróxidos de hierro y arcillas, a través de las cuales se emplazan numerosos intrusivos.

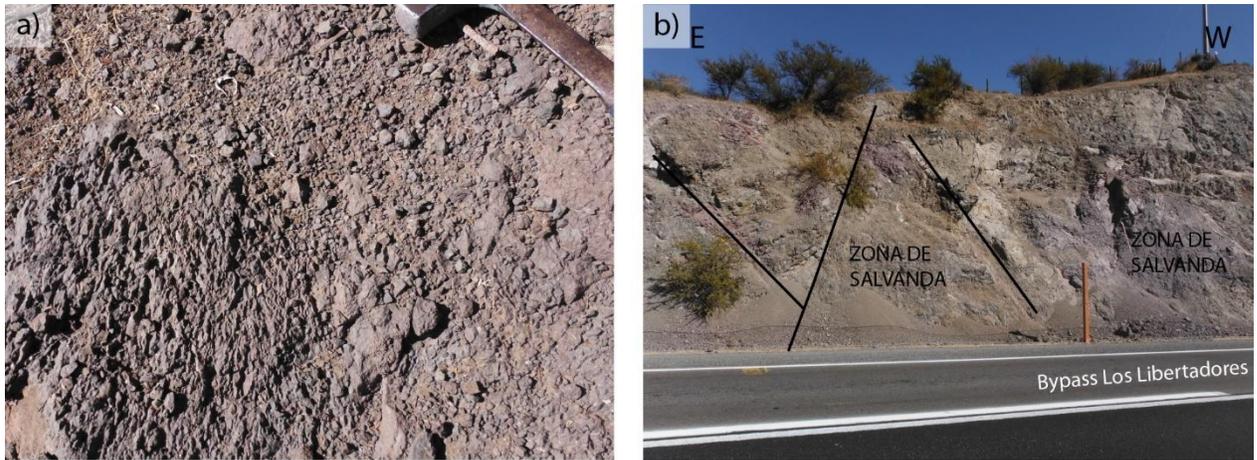


Figura 3.33: Fotografías estructuras zona sur. A) Zona de salvanda asociada a la Falla El Quisquerío. B) Estructura de graben aflorante costado sur del bypass Los Libertadores. Esta estructura normal, adyacente a zonas de fuerte alteración hidrotermal, se asocia espacialmente con la Zona de Falla Pocuro.

FALLA MERCACHAS

La Falla Mercachas aflora en la ladera occidental del cerro con el mismo nombre (Figura 3.27). Se presenta como numerosas zonas cataclásticas (Figura 3.34a) y corresponde a un set de estructuras inversas que se disponen con rumbo $N30^{\circ}W$ y manteo subvertical. A través de esta y otras estructuras subordinadas se emplazan diques asociados al intrusivo Mercachas (Figura 3.34b).

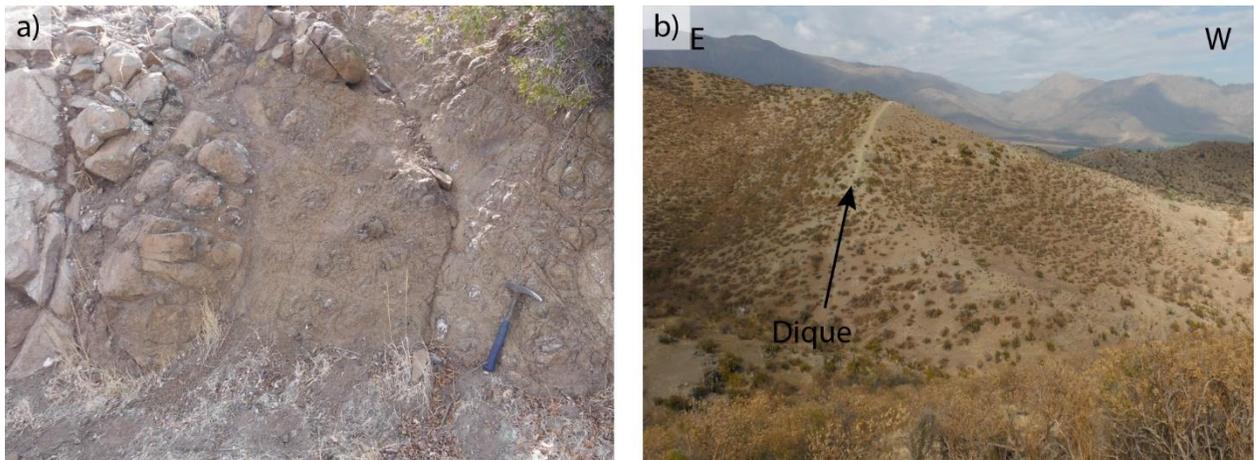


Figura 3.34: Fotografías de las estructuras asociadas a la Falla Mercachas. A) Zona de daño que afecta a tobos cristalinas de la Secuencia Media de la unidad Pocuro. B) Dique de orientación norte sur, que indica una dirección preferencial para estas estructuras.

4 Discusión

En este capítulo se discutirá acerca de los resultados obtenidos en el capítulo 3, abordando tres temas principales. El primer tema corresponde a la interpretación de los datos obtenidos en la sección anterior y las correlaciones estratigráficas. En el segundo subcapítulo se plantean las similitudes y diferencias respecto a las unidades definidas en la bibliografía y las implicancias estratigráficas. El último subcapítulo presenta un modelo de evolución tectónico a partir de los cambios planteados en el subcapítulo 2 y la correlación entre unidades propuestas en el subcapítulo 1.

4.1 Correlaciones e interpretaciones

La definición de unidades para cada zona en el capítulo 3 (Figura 3.1), se basa en agrupar asociaciones de estratos que guarden estrecha relación petrográfica y aparente continuidad temporal en su registro, para que así cada una represente un episodio concreto en la evolución tectono-estratigráfica de la región.

A través de la correlación entre las columnas estratigráficas levantadas en cada región (Figura 3.4, Figura 3.19 y Figura 3.28) se pueden generar columnas generalizadas para cada región del estudio (Figura 4.1).

4.1.1 Zona Norte

Respecto las unidades informales definidas para la Zona Norte, los criterios para hacer una separación entre las unidades los Pozones, Las Minillas y Chalaco se basan en las distintas facies que estas presentan y sus relaciones de contacto.

Por una parte, la unidad Los Pozones presenta facies de un ambiente volcánico proximal y una posterior acumulación sedimentaria de alta energía (Figura 3.4), mientras que la unidad Las Minillas presenta facies aluviales donde dominaban descargas energéticas esporádicas seguidas de períodos de quietud (Figura 3.8).

Por otro lado, la discordancia angular que se observa entre las unidades Las Minillas y Chalaco (Figura 3.7), representa un episodio de deformación entre las dos unidades. Esto sumado a que la unidad Chalaco presenta facies exclusivamente volcánicas (Figura 3.4), sugiere que estas dos unidades representan períodos de evolución distintos para la Zona Norte.

Finalmente, la disposición de la Secuencia Volcánica Oriental la ubica estratigráficamente por encima de las capas que afloran en Las Minillas (Figura 3.3), mientras que subyace en discordancia a la unidad Chalaco. La disposición y relaciones de contacto de la Secuencia Volcánica Oriental, sugiere que estos estratos

corresponden a la continuación hacia el este de la unidad Las Minillas por lo que se incluye dentro de esta unidad.

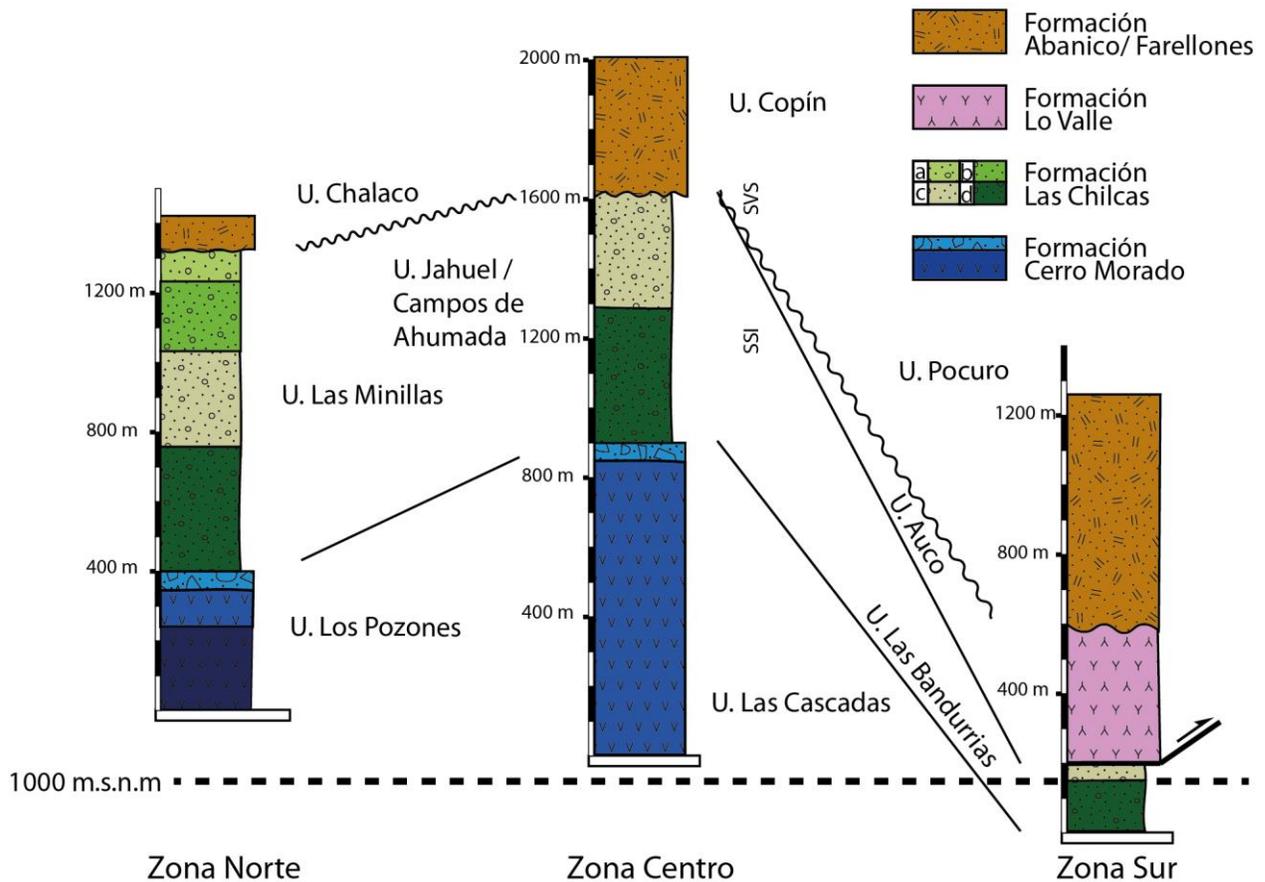


Figura 4.1: Columnas generalizadas de las distintas zonas de estudio. Las unidades correlacionadas con la Formación Las Chilcas fueron subdivididas en: a) Secuencia Volcánica Oriental; b) Secuencia Sedimentaria Superior; c) Secuencia Volcánica Superior; y d) Secuencia Sedimentaria Inferior.

A continuación, se propone una correlación de las unidades informales definidas en este trabajo, con las formaciones Cerro Morado, Las Chilcas y Abanico/Farellones. Estas correlaciones se realizaron mediante similitudes en las asociaciones de estratos y edades radiométricas presentes en la zona de estudio.

Litológicamente, la secuencia sedimentaria inferior de la unidad Las Minillas presenta una gran similitud a las facies fluviales y aluviales descritas por Boyce (2015) para los miembros Pitipeumo y Tabón de la Formación Las Chilcas (Figura 3.4). De ser correcta esta correlación, la unidad Los Pozones se correlacionaría con la Formación Cerro Morado, debido a que las facies presentes en esta unidad son similares a aquellas descritas por Carter y Aliste (1962) (Figura 3.4) y a que esta subyace concordantemente a rocas del miembro inferior de la Formación Las Chilcas.

Por otro lado, las edades de exhumación calculadas mediante trazas de fisión en circón por Campbell (2005), indican que las rocas de la parte superior de la unidad Las Minillas (Secuencia Volcánica Oriental) se exhumaron entre los 65,3 y los 50 Ma (Figura 3.3), por lo que esta unidad queda acotada en su techo por rocas cuya edad de depositación es al menos Eoceno temprano. Además, las semejanzas litológicas entre la Secuencia Volcánica Oriental y el Miembro El Calvario (Figura 3.4), sugiere que los niveles superiores de la unidad Las Minillas se puede correlacionar con este miembro de la Formación Las Chilcas.

Finalmente, La unidad Chalaco, al apoyarse discordantemente sobre la unidad Las Minillas, representa una etapa predominantemente volcánica posterior a la deformación de las capas subyacentes. Se propone en este trabajo que la unidad Chalaco es de edad post Eoceno Temprano debido a la relación discordante con la unidad cretácica infrayacente. Lo anterior sugiere una depositación tardía respecto al episodio de deformación responsable del plegamiento y de la exhumación de las rocas cretácicas en esta zona y que fue datado en Eoceno temprano mediante trazas de fisión en circón por Campbell (2005).

4.1.2 Zona Centro

Respecto a las unidades descritas en la Zona Centro (Figura 3.19), la disposición de la unidad Las Cascadas (Figura 3.18) la ubica estratigráficamente por debajo de la unidad Campos de Ahumada. A su vez la unidad Campos de Ahumada se disponen con un manteo 30° - 40° NE, mientras que la unidad Copín se ubica más al este y se dispone con un leve manteo de 14° NE (Figura 3.18). Se propone en este trabajo que la diferencia en la disposición entre estas capas se debe a un contacto discordante entre los niveles superiores de la unidad Campos de Ahumada y la unidad Copín. Sin embargo, es necesario realizar dataciones para verificar la existencia de un hiato, o la continuidad temporal entre estas dos unidades.

A diferencia de lo que sucede en el norte, en la Zona Centro no existen dataciones que acoten la edad de las unidades presentes. Sin embargo, existe una gran semejanza entre la asociación de estratos de la unidad Las Minillas (Zona Norte), y las unidades Campos de Ahumada y Jahuel (Figura 4.1). De esta forma, la Secuencia Sedimentaria de las unidades Campos de Ahumada y Jahuel se puede correlacionar con los miembros Pitipeumo y Tabón, mientras que la Secuencia Volcánica Superior de estas unidades se correlaciona con el miembro El Calvario, ambos de la Formación Las Chilcas. A pesar de las diferencias de espesor entre la unidad Campos de Ahumada (900 m) y la unidad Jahuel (600 m), estas unidades representarían una repetición estratigráfica que se explica por la falla Jahuel. Su diferencia de espesor, además, indicaría que el depocentro de la cuenca en donde se depositaron se ubicaría hacia el este.

De esta forma, la unidad Las Cascadas queda acotada en su techo por rocas del Cretácico Inferior tardío. Además, su asociación de estratos es semejante a la que presenta la unidad Los Pozones en la Zona Norte (Figura 4.1), por lo que es correlacionable con la Formación Cerro Morado.

Finalmente, la unidad Copín podría representar el volcanismo Neógeno en el sector, ya que presenta facies volcánicas intermedias y presenta la misma disposición subhorizontal que las rocas que se ubican más al norte fuera de la zona de estudio, datadas en $10,9 \pm 0,4$ Ma (K/Ar en Munizaga y Vicente, 1982) en las cercanías de la laguna El Copín. Sin embargo, queda abierta la posibilidad de que los productos volcánicos de esta unidad sigan siendo mesozoicos y que pertenezcan al Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas o a la Formación Lo Valle. En este caso la discordancia meso-cenozoica se ubicaría aún más al este y a mayor altura topográfica. Sin embargo, para resolver este problema, es necesario ampliar el área de estudio hacia el este y realizar dataciones.

4.1.3 Correlaciones Zona Sur

Las unidades definidas en la zona sur corresponden a las unidades Las Bandurrias, Auco y Pocuro. La unidad Las Bandurrias se presenta formando un sinclinal apretado que buza al sureste (Figura 3.27). La presencia de tal sinclinal implica que, de haber continuidad estratigráfica hacia el este, la unidad Auco se ubicaría estratigráficamente por debajo de la unidad Las Bandurrias.

Existen dataciones K/Ar realizadas por Beck et al. (1986) y Rivano et al. (1993) en la zona que indican edades entre $66,4 \pm 0,4$ y 62 ± 2 Ma para tobas soldadas de la unidad Auco. Esto, sumado a que existe una gran similitud litológica a la Formación Lo Valle descrita por varios autores (Gana y Wall, 1997; Fock, 2005; Boyce, 2015), sugiere que la unidad Auco es de edad Maastrichtiana y corresponde a la continuación hacia el norte de los depósitos volcánicos de la Formación Lo Valle.

En este escenario la unidad Las Bandurrias, de carácter clástico continental, sería de edad cenozoica. Sin embargo, la unidad Las Bandurrias presenta mayor similitud en su asociación de estratos con las unidades que se correlacionan con la Formación Las Chilcas (unidad Las Minillas y unidad Campos de Ahumada) que con las unidades cenozoicas (Figura 4.1). En base a esto en este trabajo se propone que la falla normal observada por Rivano et al. (1993), corresponde a una falla inversa con vergencia este (Falla Las Bandurrias) y es, además, la continuación hacia el noreste de la falla Los Maquis propuesta por Boyce (2015) que en el cajón de Lo Valle cambia de rumbo noroeste a noreste (Figura 3.27). Esta estructura que pone en contacto ambas unidades, explicaría el hecho de que la unidad más antigua se ubique topográficamente sobre la unidad más nueva.

En trabajos anteriores (Rivano et al., 1993; Fuentes, 2004), la Secuencia Inferior de la unidad Pocuro, fue asignada a la Formación Lo Valle en base a similitudes composicionales. Sin embargo, en base a las diferencias litológicas entre la sucesión inferior de la unidad Pocuro y la Formación Lo Valle, y nuevos antecedentes que indican que la base de la Formación Abanico, en el sector del Cordón de los Ratones, incluye productos volcánicos félsicos de edad Eoceno medio (Fuentes, 2017), deja abierta la posibilidad de que estos depósitos sean de edad cenozoica. Independientemente de la edad de la Secuencia Inferior de la unidad Pocuro, la proyección hacia el este de sus estratos la ubica por debajo de los afloramientos de lo que se definió como la Secuencia Media y Secuencia Superior de esta unidad.

La disposición de la Secuencia Superior de la unidad Pocuro indica una discordancia angular con la Formación Farellones ubicada fuera de la zona de estudio (Fuentes, 2002). Por lo anterior y por similitudes en la litología de la Secuencia Media y Superior de esta unidad, se propone que la unidad Pocuro corresponde a la Formación Abanico.

Finalmente, en la Figura 4.2 se presenta la distribución de las Formaciones Farellones, Abanico, Lo Valle y Cerro Morado según las correlaciones con las unidades informales propuestas anteriormente.

4.2 Estratigrafía local

Las unidades Los Pozones y Las Cascadas presentan litologías equivalentes a aquellas descritas por Carter y Aliste (1962) para la Formación Cerro Morado, con facies predominantemente volcánicas y un aumento de las intercalaciones sedimentarias hacia el techo. Estas intercalaciones muestran ser más finas en la unidad Las Cascadas sugiriendo un aporte sedimentario de norte a sur. Las facies volcánicas de estas unidades muestran que el arco volcánico posterior al *peak* extensivo del Cretácico inferior y previo al primer pulso compresivo que invirtió tales cuencas durante el Cretácico Inferior tardío (Boyce, 2015), tuvo al menos un ancho de 30 km entre los 32° y 33°S.

Como se discutió anteriormente, las secuencias sedimentarias de las unidades Las Minillas, Campos de Ahumada y Las Bandurrias se correlacionan con los miembros inferiores de la Formación Las Chilcas y las secuencias volcánicas con el Miembro El Calvario de la misma formación. Sin embargo, la estratigrafía de estas unidades muestra importantes diferencias en la asociación de facies respecto a las definidas por Boyce (2015) para los miembros Pitipeumo y Tabón de la Formación Las Chilcas. La Formación Salamanca no se incluyó en las correlaciones realizadas ya que las edades publicadas para ella coinciden con las del Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas por lo que se mantiene esta denominación.

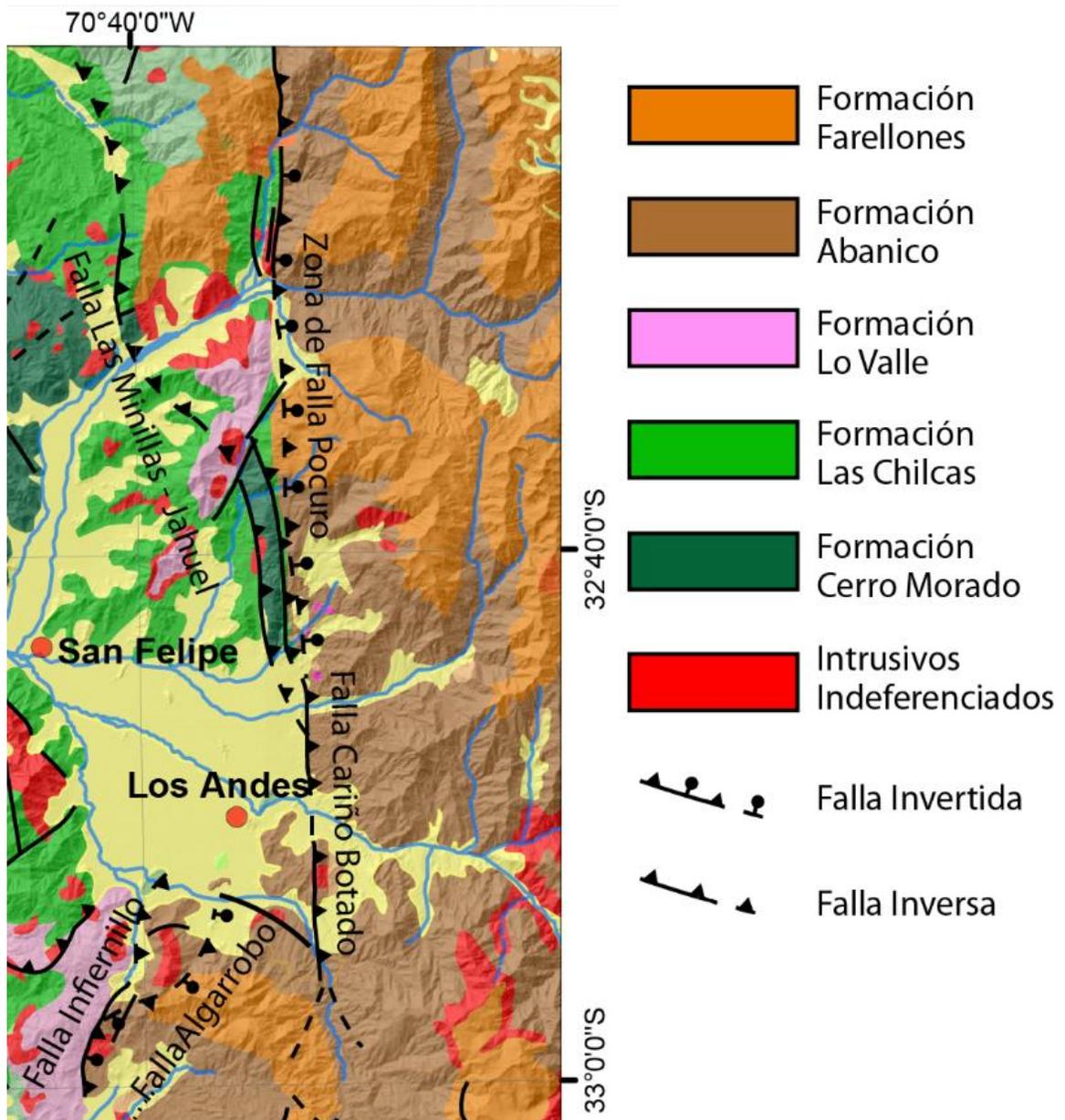


Figura 4.2: Distribución de las distintas formaciones presentes en las zonas de estudio según las correlaciones propuestas en el capítulo 4.1.

Las unidades sedimentarias clásticas definidas en este trabajo muestran ciclos granodecrecientes bien desarrollados que comienzan con conglomerados imbricados y clastosoportados en la base y gradan a areniscas medias a gruesa laminadas y masivas que terminan en bancos de fangolitas masivas (Figura 3.4B, Figura 3.19A, Figura 3.28A). Estas litologías pueden representar facies de ríos anastomosados de canales múltiples o al cuerpo de un abanico aluvial seco (Le Roux, 2015). A pesar de

que Boyce (2015) describe esta misma asociación de facies para los miembros Pitipeumo y el Tabón de la Formación Las Chilcas, en este último se encuentran subordinadas a potentes flujos amalgamados de conglomerados clasto y matriz soportados lo que asoció a abanicos aluviales de un relieve que se desarrollaba hacia el oeste. Sin embargo, la asociación de facies de la Formación Las Chilcas fue descrita aproximadamente 20 km hacia el oeste de la zona de estudio. Si efectivamente el relieve que originó estos abanicos aluviales se ubicaba hacia el oeste de estos, las unidades estudiadas en este trabajo representarían las zonas medias y distales del piedemonte asociado a este relieve. Esto implica una variación desde un ambiente de alta energía a uno de menor energía en donde el desarrollo de ríos y llanuras de inundación serían predominantes. En este escenario no es posible hacer una diferenciación clara entre ambos miembros ya que representarían los mismos ambientes sedimentarios hacia el este.

Finalmente, las unidades Chalaco, Copín y Pocuro registran la evolución cenozoica en borde occidental de la Cordillera Principal. La estratigrafía de estas unidades muestra un ambiente volcánico proximal y la petrología sugiere una composición predominantemente intermedia a básica. Esto es consistente con lo que describe Jara (2013) para el sector de Alicahue donde las formaciones de edad oligo-miocena (Formaciones Abanico y Farellones) presentan litologías muy similares entre ellas en la zona proximal al volcanismo que les dio origen.

4.3 La Zona de Falla Pocuro y estructuras asociadas

Estudios anteriores muestran que la Zona Falla Pocuro ha tenido actividad diacrónica a distintas latitudes: a los 32°S su actividad se concentró antes del Mioceno (Jara, 2013); entre los 32°45'S y 33°S, existen evidencias de fallas inversas de vergencia oeste sobre depósitos cuaternarios que cubren la traza de la Zona de Falla (Troncoso, 2014).

Según lo observado en terreno y las correlaciones litoestratigráficas propuestas en el capítulo 4.1, es posible separar las estructuras presentes según la naturaleza del movimiento que presentan: en la Zona Norte la Zona de Falla Pocuro se presenta como cabalgamientos de vergencia oeste de rocas de edad cenozoicas sobre mesozoicas por lo que se infiere una inversión parcial de las estructuras; mientras que en la Zona Centro solo se observan estructuras de carácter inverso que forman pliegues sobre las capas sedimentarias cretácicas (Figura 4.3). Esto último sugiere que estas estructuras corresponden a una migración hacia el oeste de la deformación producida durante la inversión de la Cuenca de Abanico y que el borde de cuenca no se ubicaría en la zona de estudio, sino que, de presentarse como una estructura normal posteriormente invertida, se ubicaría más hacia el este. En este caso, la presencia del contacto discordante entre rocas cenozoicas y mesozoicas sugieren una inversión total de la cuenca a esta latitud.

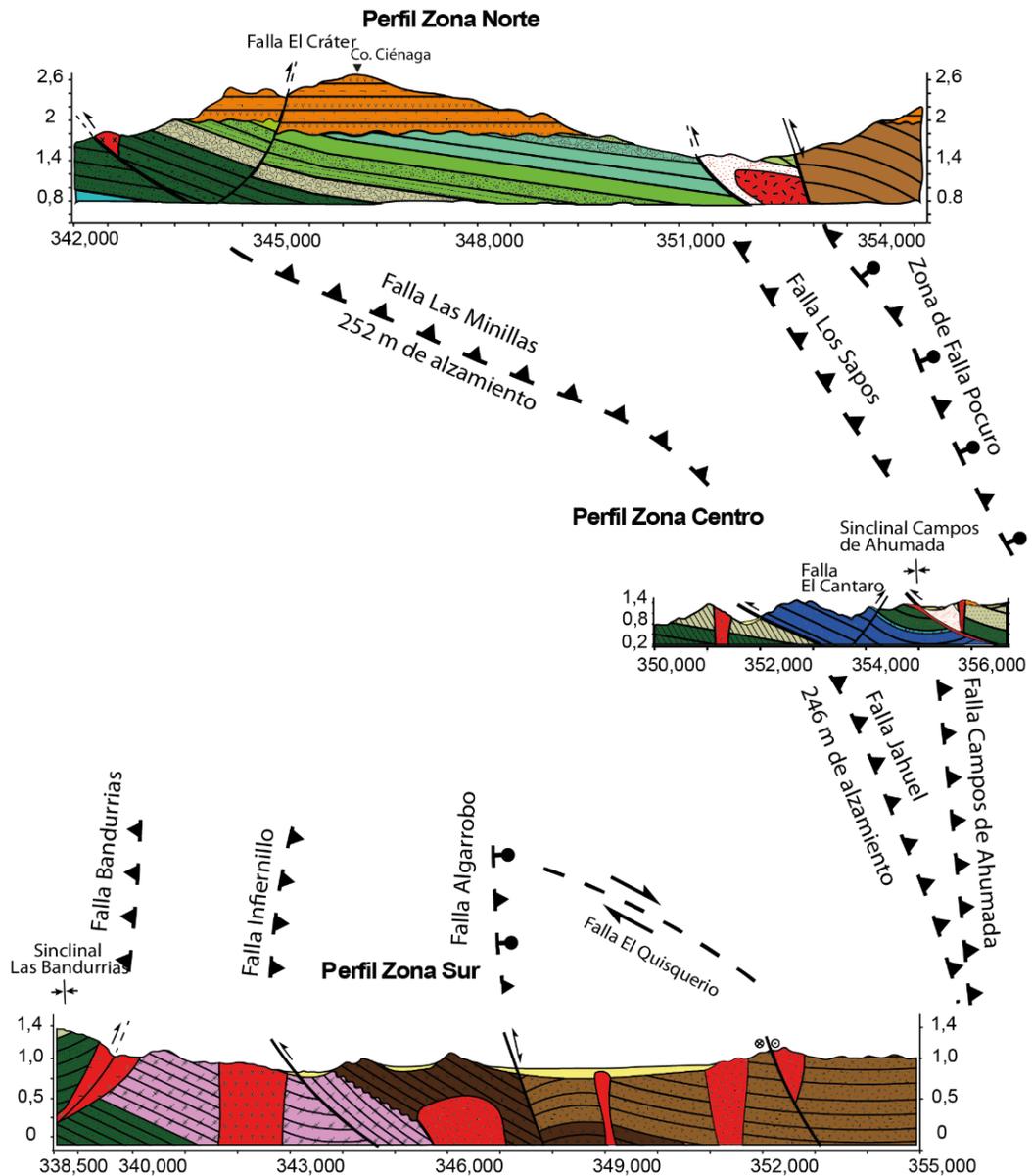


Figura 4.3: Extensión inferida y correlación entre las estructuras presentes en las distintas zonas de estudio.

De esta forma, las estructuras inversas de vergencia oeste, son posibles de correlacionar con las estructuras que presentan deformación neógena y no corresponderían a la Zona de Falla Pocuro propiamente tal, sino a estructuras que se emplazan más al oeste. Este es el caso de la Falla Campos de Ahumada que podría corresponder a la extensión norte de la Falla Cariño Botado y San Ramón (Figura 4.3).

4.4 La geometría de la Cuenca de Abanico

Para la Zona Norte de este estudio las rocas de edad cretácica superior indican edades de exhumación del Paleoceno-Eoceno temprano, asociados a los movimientos inversos de la Zona de Falla Pocuro posterior a los 81 Ma (Jara, 2013). Esto indica que, posterior al Eoceno temprano, la subsidencia del bloque occidental del estero Chalaco no fue suficiente para quedar registrada en las trazas de fisión. Parte de esta deformación se habría acomodado a través de la Falla Las Minillas la que habría alzado el bloque oriental y repetido parte del Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas, y a través de la Falla Norte que habría alzado el bloque sur y producido el par anticlinal sinclinal en el bloque alzado (Figura 3.3).

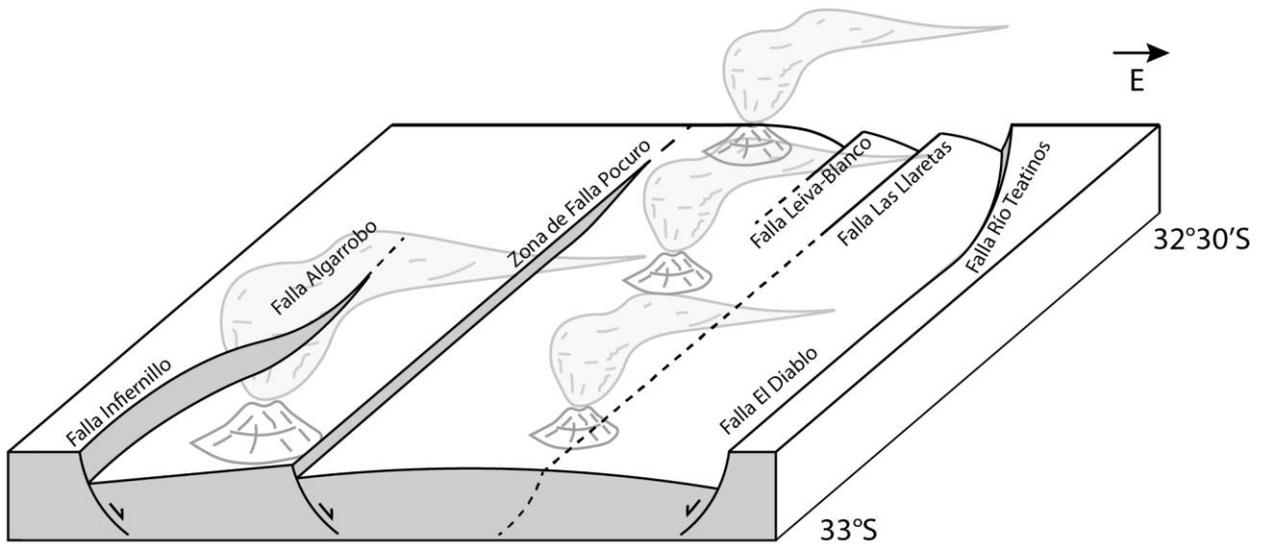
La única evidencia de deformación cretácica más al sur corresponde a la Falla Las Bandurrias, al oeste de Cuesta Chacabuco. Esta estructura inversa que mantea hacia el oeste, ha producido un alzamiento de al menos 1000 m desde el Paleoceno por lo que probablemente sea una reactivación de parte del sistema estructural que deformó a la Formación Las Chilcas antes del Cretácico Inferior tardío (Boyce, 2015) por lo que no estaría relacionada a la inversión de la Cuenca de Abanico durante el Mioceno temprano.

Durante el Eoceno medio y el Oligoceno, hacia el sur de los 32°20'S, la Zona Falla Pocuro presentaría actividad normal y habría correspondido al borde occidental de la cuenca extensional de Abanico, que presentaba un compartimiento en forma de graben (Charrier et al., 2007). Hacia el norte, no hay evidencias de actividad de la zona de falla durante este período y la geometría de la cuenca consistiría en un hemigraben con un depocentro ubicado hacia el este (Jara y Charrier, 2014). Sin embargo, en la Zona Norte de este estudio, habría existido una subsidencia hacia el este de la Zona de Falla Pocuro que habría permitido la acumulación de la Formación Abanico, mientras que más al sur de los 32°50'S la cuenca desarrollaría un segundo compartimiento hacia el oeste limitado por la Falla Infiernillo (Fock, 2005) y la Falla Algarrobo (Figura 4.4).

Posteriormente, el Mioceno temprano, las variaciones de las condiciones geodinámicas indujeron la inversión de la cuenca, principalmente en su borde oriental y solo de forma parcial en su borde occidental a los 32°S (Jara y Charrier, 2014). Hacia el sur de esta latitud, este evento compresivo produciría movimientos inversos en la Falla Pocuro, el alzamiento de la vertiente oriental del estero Chalaco a través de la Falla Los Sapos y la reactivación de la Falla Las Minillas mediante el retrocorrimiento de la Falla El Cráter. Finalmente se depositan los productos volcánicos de la Formación Farellones a ambos lados de la falla indicando un alzamiento de ~200 m en ambas estructuras durante la etapa final de la inversión. Esto indica que el proceso de inversión de la Cuenca de Abanico, a través de la Zona de Falla Pocuro, fue más importante hacia el sur de los 32°30'S. Esto se debe a que inicialmente la cuenca se abriría de forma diferencial en su borde occidental generándose un depocentro más profundo hacia el sur y un segundo compartimiento que sólo se desarrolló al sur de los 32°50'S igual

como lo sugiere el modelo de extensión diferencial de la cuenca propuesto por Jara et al. (2015) mediante el uso de modelos análogos.

Eoceno medio- Oligoceno



Mioceno temprano

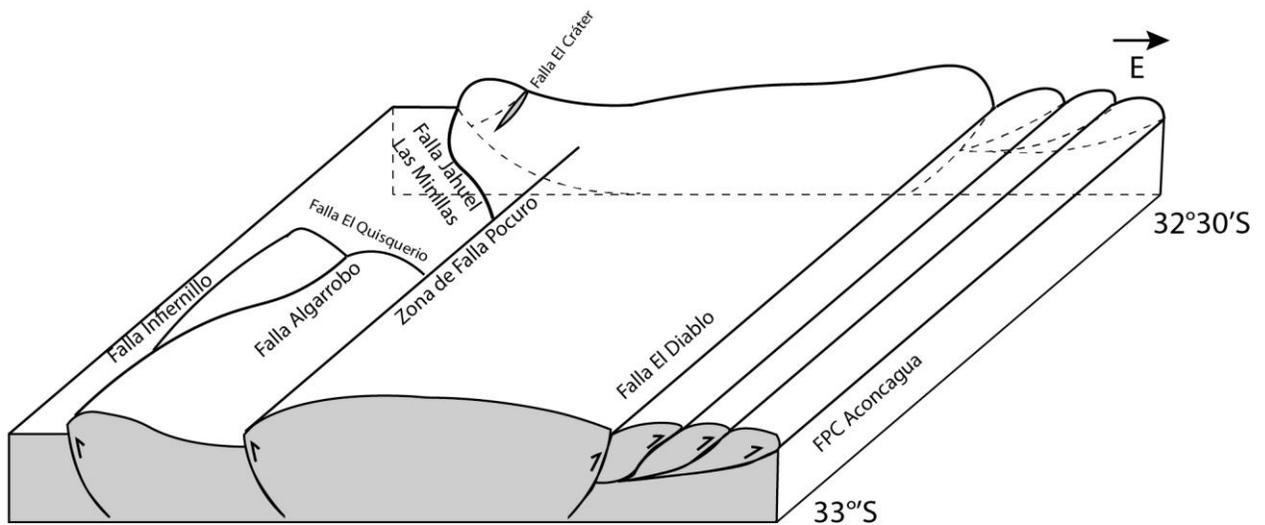


Figura 4.4: Geometría de la Cuenca de Abanico entre los 32° y 33°S durante el Eoceno medio-Oligoceno basado en este trabajo, Jara et al. (2015) y Fock (2005).

Más al sur, en Campos de Ahumada, durante esta etapa compresiva la Zona de Falla Pocuro se habría invertido de forma completa y el frente de deformación migraría hacia el oeste. Esto produce el cabalgamiento del bloque oriental sobre el occidental a través de la Falla Jahuel exhumando rocas de la Formación Cerro Morado. Durante

este período en la Zona Sur, la inversión de la cuenca se produjo mediante la inversión parcial de la Falla Algarrobo y la Falla Infiernillo. Estas estructuras, sin embargo, no continúan hacia el norte (Figura 4.3).

El contacto estratigráfico discordante entre rocas mesozoicas y cenozoicas solo se reconoció en el sector de Campos de Ahumada y al oeste de Las Minillas. En la Zona Norte, la Zona de Falla Pocuro habría tenido una actividad menor que hacia el sur durante el Oligoceno, por lo que los depósitos volcánicos lograron traspasar el límite de la cuenca hacia el oeste. En el sector de Campos de Ahumada el contacto entre estas unidades correspondería al contacto basal de la cuenca que, debido a la inversión posterior y a la exhumación producida por la Falla Jahuel, actualmente se encuentra expuesto.

El alzamiento actual de la región, el que provoca la incisión, tanto del estero Chalaco como del río Rocín, es de carácter regional y no se explica mediante ninguna estructura presente en la zona. Sin embargo, en la Zona Centro, la morfología de escarpe que presenta el cordón montañoso inmediatamente al este de la Falla Jahuel, sugiere actividad neógena de la estructura. En base a esto se sugiere que el alzamiento producido posterior al Mioceno tardío puede ser producto de estructuras de vergencia oeste ubicadas más al oeste, y/o debido a que la región ha sufrido un levantamiento homogéneo producto del engrosamiento cortical debido a los cambios en el régimen de subducción (Kay, 2014).

Finalmente, las diferencias en altura que presentan los afloramientos de la Formación Abanico entre Campos de Ahumada (1400 m.s.n.m) y en Cuesta Chacabuco (700 m.s.n.m) probablemente se deban a diferencias en la subsidencia inicial de la Cuenca de Abanico. Esto provocaría que la discordancia entre rocas mesozoicas y cenozoicas se ubicaría a mayor profundidad hacia el sur. Por otro lado, un mayor alzamiento neógeno al norte de los 33°S, evidenciado por el cambio en la distribución de las unidades morfoestructurales, provocaría un mayor alzamiento y, por lo tanto, una mayor exhumación de la cuenca. En la Zona Sur no se encontró tal contacto por lo que se propone que los procesos de alzamiento que ha sufrido la región han concentrado su influencia hacia el norte de los 33°S, lo que coincide con el límite sur de la zona de subducción plana.

4.5 Implicancias tectónicas regionales pre-cenozoicas

Cretácico Inferior tardío

A partir de lo observado en este trabajo, los depósitos volcánicos de la Formación Cerro Morado se habrían originado a partir de un arco volcánico ubicado más hacia el este que el anterior y cuyos productos cubrirían un área de, al menos, 30 km de espesor. Esto sugiere que posteriormente a la etapa de *rifting* del Cretácico Inferior, la

migración del magmatismo hacia el este por la disminución en el ángulo de subducción durante el segundo Ciclo Andino (Charrier et al., 2007) se produjo de forma continua y pudo haber aumentado el ancho de la zona de acumulación de magma bajo la corteza aún delgada, y de esta forma el ancho de la zona con volcanismo activo.

Las unidades litoestratigráficas asociadas al Miembro El Tabón de la Formación Las Chilcas, gradan en menos de 10 km a facies menos energéticas (unidad Las Bandurrias de este trabajo). Esto indica que el relieve formado durante la inversión cretácica de las cuencas Jurásicas tendría una orientación NNW debido a que las unidades asociables a este miembro aún más al norte (unidad Las Minillas), continúan representando ambientes medios y distales del piedemonte asociado a este relieve.

Cretácico Superior temprano

A partir de la ausencia de circones de edad Jurásica en los depósitos de retroarco de la unidad BRCU (>90 Ma, Tapia, 2015), se puede inferir que el arco volcánico que originó los depósitos del Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas y de la porción superior de las unidades Las Minillas, Jahuel, y Campos de Ahumada, habría formado una divisoria de aguas que permitió el desarrollo de cuencas endorreicas o con un desagüe hacia el Océano Pacífico.

Cretácico Superior tardío

La unidad Auco, en este trabajo equivalente a la Formación Lo Valle, consiste mayoritariamente a productos volcánicos félsicos. Sin embargo, a pesar de que los procesos de diferenciación magmática se ven favorecidos para ocurrir en aquellas zonas con una corteza relativamente engrosada (~50 km), en zonas tectónicamente activas el desarrollo de sistemas de fallas de intra arco permite la existencia de vías de ascenso de segundo orden, que pueden favorecer o no el desarrollo de mecanismos de diferenciación magmática (Cembrano y Lara, 2009). En base a lo anterior se mantiene la propuesta de que el arco magmático del Cretácico Superior-Paleoceno se desarrolla en condiciones extensionales, sobre una corteza delgada (40 km). Sin embargo, su distribución se ve fuertemente condicionada por un sistema estructural de orientación NNW-SSE el cual explica su oblicuidad y procesos de diferenciación diferentes a distintas latitudes. Tal estructura actualmente se encontraría sellada por la cobertura volcánica en la Cordillera Principal.

5 Conclusiones

El estudio estratigráfico de la Zona de Falla Pocuro corresponde a un sistema estructural de carácter regional, que presenta evidencias de actividad durante períodos diferentes dependiendo de la latitud. Por otro lado, la distribución de los productos volcánicos asociables a formaciones de edad neógena no estaría controlada por la ubicación de la zona de falla.

Las unidades descritas en este trabajo son asociables mediante criterios estratigráficos a las formaciones Cerro Morado, Las Chilcas, Lo Valle y Abanico. Sin embargo, las facies gruesas características del Miembro el Tabón de la Formación Las Chilcas son de carácter local, y gradan rápidamente a facies menos energéticas hacia el este. Esto dificulta su diferenciación respecto a otros miembros de la misma formación.

Durante el Mioceno temprano, el proceso de inversión de la Cuenca de Abanico a través de la Zona de Falla Pocuro fue más importante hacia el sur de los 32°30'S. Esto se debe a que inicialmente la cuenca se abrió de forma diferencial en su borde occidental generándose un depocentro más profundo hacia el sur y un segundo compartimiento que sólo se desarrolló al sur de los 32°50'S.

Si bien la Zona de Falla Pocuro corresponde a una estructura regional cuya traza es posible de seguir por varios grados de latitud, en la zona de estudio presentó actividad diacrónica a lo largo de su extensión. En particular, la actividad neógena se presenta con estructuras de carácter inverso, vergencia oeste y orientación NS-NNW. Esto sugiere que la actividad tectónica reciente se produce por un frente de deformación ubicado más hacia el oeste de la Zona de Falla Pocuro.

Finalmente, las diferencias en altura que presentan los afloramientos de la Formación Abanico entre Campos de Ahumada y en Cuesta Chacabuco, se deberían a diferencias en la subsidencia inicial de la Cuenca de Abanico a distintas latitudes y un mayor alzamiento neógeno al norte de los 33°S.

6 Bibliografía

Aguirre, L. 1960. Geología de Los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Bolentín No9. Instituto de Investigaciones Geológicas, 70p.

Armijo R., Rauld R., Thiele R., Vargas G., Campos J., Lacassin R. y Kausel E., 2009. The West Andean Thrust (WAT), the San Ramón Fault and the seismic hazard for Santiago (Chile). *Tectonics* 29(2): TC2007. 34p. doi:10.1029/2008TC002427

Beck, M. E., Drake, R. E., y Butler, R. F. (1986). Paleomagnetism of Cretaceous volcanic rocks from central Chile and implications for the tectonics of the Andes. *Geology*, 14(2), 132-136.

Boyce, D. 2015. Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen Andino en Chile central durante el Cretácico medio-Tardío: El registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 304 p.

Campbell, D. 2005. Termocronología del sector comprendido entre los ríos Rocín y Aconcagua: Implicancias en la evolución Meso-Cenozoica de la zona. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 114.

Carter, W. y Aguirre, L., 1965. Structural Geology of Aconcagua province and Its relationship to the central Valley Graben, Chile. *Geological Society of América Bulletin* 76, pp. 651 -664.

Carter, W. y Aliste, N., 1962, Geology of the ore deposits of the Nilhue Quadrangle, Aconcagua province: Informe Inédito, Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile.

Cembrano, J., y Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*, 471(1), 96-113.

Charrier, R., y Muñoz, N. 1994. Jurassic Cretaceous Palaeogeographic Evolution of the Chilean Andes at 23°–24°S Latitude and 34°–35°S Latitude: A Comparative Analysis. In K.-J. Reutter, E. Scheuber, y P. J. Wigger (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes* (pp. 233-242). Berlin: Springer Verlag.

Charrier, R., 1973. Geología de las Provincias O'Higgins y Colchagua. Instituto de Investigación de Recursos Naturales (IREN), Santiago, Publication 7.

Charrier R., 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. Departamento de Geología y Geofísica Universidad de Chile, Santiago, Comunicaciones 26: 1–37.

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., 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. 236, p. 43-77.

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*, v. 65, p. 05-35.

Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, en: Moreno, T., Gibbons, W. Eds .*The Geology of Chile*. Geological Society, London, p. 21–114.

Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., y Sagripanti, L. 2015. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37 S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 13-61.

Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher III, C.C., Norell, M.A., Zapatta, F., Mckenna, M.C., Novacek, M.J. 1996. New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 9, p. 393–422.

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. 3, p. 285-295.

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

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.

Fuentes, C. 2017. Los Estratos del Cordón de los Ratones de Río Maipo (33°66'S, 70°39'W): Petrología, geoquímica, e implicancias en la evolución andina del Paleógeno en Chile Central. Tesis para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 128p.

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, mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 398 p.

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 40Ar/39Ar. Revista Geológica de Chile, vol. 29, p. 207-225.

Fuentes, F., Vergara, M., Nyström, J.O., Levi, B., Aguirre, L. 2000. Geology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Cuesta de Chacabuco area. En: 9° Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, vol. 2, p. 21-25.

Gana, P., y Wall, R. 1997. Evidencias geocronológicas Ar40/Ar39 y K/Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central (33°-33°30'S). Revista geológica de Chile, 24(2), 145-163.

Godoy, E. y Charrier, R. 1991. Antecedentes mineralógicos para el origen de las metabasitas y metacherts del Complejo Metamórfico del Choapa (Región de Coquimbo, Chile): un prisma de acreción Paleozoico Inferior. In: VI Congreso Geológico Chileno, Viña del Mar, Actas, 410–414.

Godoy, E. y Lara, L., 1994. Segmentación estructural andina a los 33°–34°: nuevos datos en la Cordillera Principal. Proceedings 7th Congreso Geológico Chileno, Concepción, 2, 1344–1348.

Godoy, E. y Loske, W., 1988, Tectonismo sinplutónico de dioritas Jurásicas al sur de Valparaíso: datos U-Pb sobre la 'Fase Quintay': Andean Geology, v. 15, p. 119-127.

Godoy, E., 2015. Las fallas Pocuro y Ramón-Damas, estructuras secuenciales sin conexión espacial. Congreso Geológico Chileno, La Serena, 2015. Biblioteca Sernageomin.

Godoy, E., Yáñez, G., y 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*, 306(2), 217-236.

Jara, P. (2013). Tectónica mezo-cenozoica en la Cordillera Principal de Chile central entre 32° y 33°S. Análisis a partir de nuevos antecedentes de campo y modelamiento analógico. Tesis de grado para optar al grado de doctor en ciencias mención geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, 331p.

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*, 41(1), 174-209.

Jara, P., Likerman, J., Winocur, D., Ghiglione, M.C., Cristallini, E., Pinto, L., R. Charrier. (2015). Role of basin width variation tectonic inversion: insight from analogue modelling and implications for the tectonic inversion of the Abanico Basin, 32°-34° S, Central Andes. S.A. Sepúlveda, L.B. Giambiagi, S.M. Moreiras, L. Pinto, M. Tunik, G.D. Hoke, M. Farías (Eds.). *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*, vol. 399, Geological Society, London, Special Publications (2015), pp. 83-107, 10.1144/SP399.7

Kay, S. M. (2014). Magmatism and the Shallowing of the Chilean Flatslab in the Central Andes. AGU fall Meeting Abstracts.

Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín N°8, 95 p.

Irgensoll, R.V., 2012. Tectonic of sedimentary basins with revisited nomenclature. In: Busby, C., Azor, A. (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Blackwell Publishing, pp. 3–46.

Le Roux, J., 2015. Sedimentología: Apuntes de Cátedra. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 104p.

Moscoso, R., Padilla, H., y Rivano, S. 1982. Hoja Los Andes, Región de Valparaíso. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, N° 52, 67.

Mpodozis, C.; Brockway, H.; Marquardt, C.; Perelló, J. 2009. Geocronología U-Pb y tectónica de la región Los Pelambres-Cerro Mercedario: Implicancias para la evolución cenozoica de los Andes del centro de Chile y Argentina. In Congreso Geológico Chileno, No. 12, Actas Digitales. Santiago.

Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources* (Ericksen, G.E.; Cañas, M.T.; Reinemund, J.A.; editores). Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, American Association of Petroleum Geologists, Earth Science Series 11: 59-90. Houston.

Mulcahy, P., Chen, C., Kay, S. M., Brown, L. D., Isacks, B. L., Sandvol, E., ... y Coira, B. L. (2014). Central Andean mantle and crustal seismicity beneath the Southern Puna plateau and the northern margin of the Chilean-Pampean flat slab. *Tectonics*, 33(8), 1636-1658.

Munizaga, F.; Vicente, J.C. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo mioceno en los Andes del Aconcagua (La. 32-33°S): Datos radiométricos K/Ar. *Revista Geológica de Chile* 16: 3-21.

Muñoz-Sáez, C., Pinto, L., Charrier, R., y 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*, 41(1).

Nyström, J. O., Vergara, M., Morata, D., y Levi, B. 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33 15'–33 45' S). *Geological Society of America Bulletin*, 115(12), 1523-1537.

Padilla, H. 1981. Contribución a la Geología y Petrología de las rocas volcánicas e intrusivas de los Andes Chilenos entre las latitudes 33°45' y 33°00'S. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 329.

Parada, M. A., Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M., Hervé, F., Puig, A., ... y Snelling, N. (1988). Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile (30 30'–32 30' S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1(3), 249-260.

Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since late cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6, N° 3, p. 233-284.

Persico, M. 2016. La Unidad Guanaco en el valle del río Tinguiririca (34°55's): Características estratigráficas y geoquímicas e implicancias tectónicas para el Cretácico tardío en el margen Andino. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 118p.

Pilger, R.H. 1983. Kinematics of South American subduction zone from global plate reconstructions. In *Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia*

Arcs (Cabre, R.; editor). American Geophysical Union, Geodynamic Series, No. 9, p. 113-126. Washington D.C., U.S.A.

Piracés, R., y Maksaev, V. (1977). Geología de la Hoja de Quillota, IV y V región. Geological Map, 1:250000.

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' a 33°25'S). Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Ramos, V. A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. Geological Society of America Memoirs, 204, 31-65.

Rauld, R. (2011). Deformación Cortical y Peligro Sísmico Asociado a la Falla San Ramón en el Frente Cordillerano de Santiago, Chile Central (33° S). Tesis de grado para optar al grado de doctor en ciencias mención geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología. 311 pp.

Rauld, R. 2002. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33°S). Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 444 p.

Rivano, S. (1996). Geología de la Hojas Quillota y Portillo. 1: 250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. 191 p.

Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., y Villarroel, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34 S). *Andean Geology*, 17(2), 205-214.

Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., y Espiñeira, D. (1993). Hojas Quillota y Portillo, V Región. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, 73(1).

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*. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología.

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, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.

Soler, P.; Bonhomme, M. 1990. Relations of magmatic activity to plate dynamics in central Perú from Late cretaceous to Present. In *Plutonism from Antarctica to Alaska* (Kay, S.M.; Rapela, C.W. editors). Geological Society of America, Special Paper, Vol. 241, p. 173-191.

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, Nº 3, p. 211 -215.

Tapia, F. 2015. Evolución tectónica de los Andes Centrales del Sur durante el Cenozoico Superior. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 340 p.

Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile Nº 29, 21p.

Thomas, H., 1958. Geología de la cordillera de la costa entre el Valle de la Ligua y la Cuesta de Barriga. *Boletín Nº 2*, Instituto de Investigaciones Geológicas, 86 p.

Troncoso, M. 2014. Evidencia geomorfológica de neotectónica en el borde oriental de la Depresión Los Andes - San Felipe, Provincia de Los Andes, Región de Valparaíso. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias, mención geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 107 pp.

Vergara, M., Charrier, R., Munizaga, F., Rivano, S., Sepúlveda, P., Thiele, R., Drake, R., 1988. Miocene volcanism in the central Chilean Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, Nº 2, p. 199-209.

"Wyss, A.R., Flynn, J.J., Norell, M.A., Swisher, C.C. III, Novacek, M.J., McKenna, M.C. and Charrier, R., 1994. Palaeogene Mammals from the Andes of Central Chile: A preliminary taxonomic, biostratigraphic, and geochronologic assesment. *American Museum Novitates*, Nº 3098, 31 p."

Yañez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., Sellés., D., 2001. The Challenger – Juan Fernández – Maipo major tectonic transition of the Nazca – Andean subduction

system at 33-34°: geodynamic evidence and implications, *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15., 23-38.

Yáñez, G., J. Cembrano, M. Pardo, C. Ranero, and D. Selles (2002), The Challenger-Juan Fernandez-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33–34°S: Geodynamic evidence and implications, *J. S. Am. Earth Sci.*, 15, 23–38.

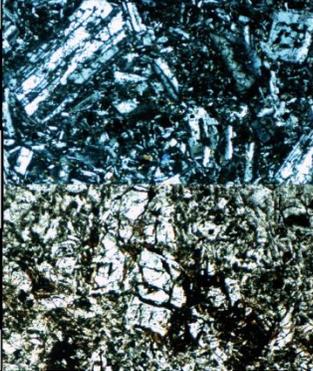
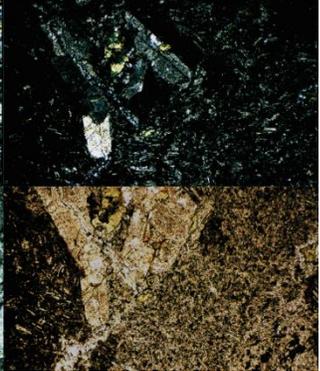
7 ANEXOS

A. Descripción de Cortes Transparentes

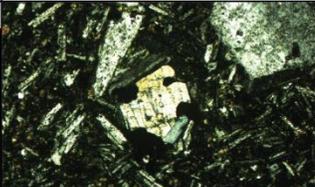
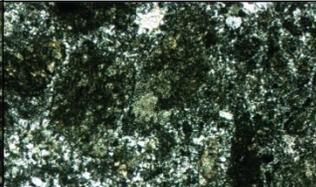
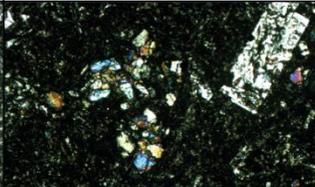
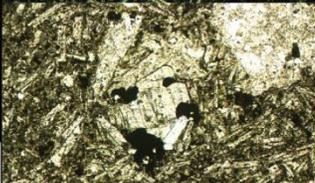
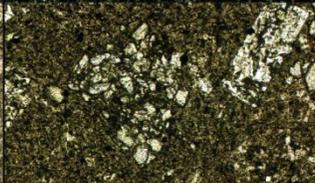
A continuación, se presenta el resultado de la descripción de las muestras de láminas delgadas. En la Tabla 7.1 se detallan las muestras sometidas a cortes transparentes y su ubicación.

Tabla 7.1: Muestras a las que se les realizó cortes transparentes y las coordenadas de su ubicación (UTM Datum WGS 1984).

Muestra	Coordenada Este	Coordenada Norte
AJ02	350255	6381039
CAH2	354525	6379300
CAH3	354141	6379366
CAH4	355140	6382542
CAHE2	356488	6379986
ECE2	352961	6407226
ECW1	350410	6405226
ECW4	349924	6405197
ECW6	351222	6406040
LM3	343131	6406319
LM4	343852	6406232
MJ1	354040	6379531

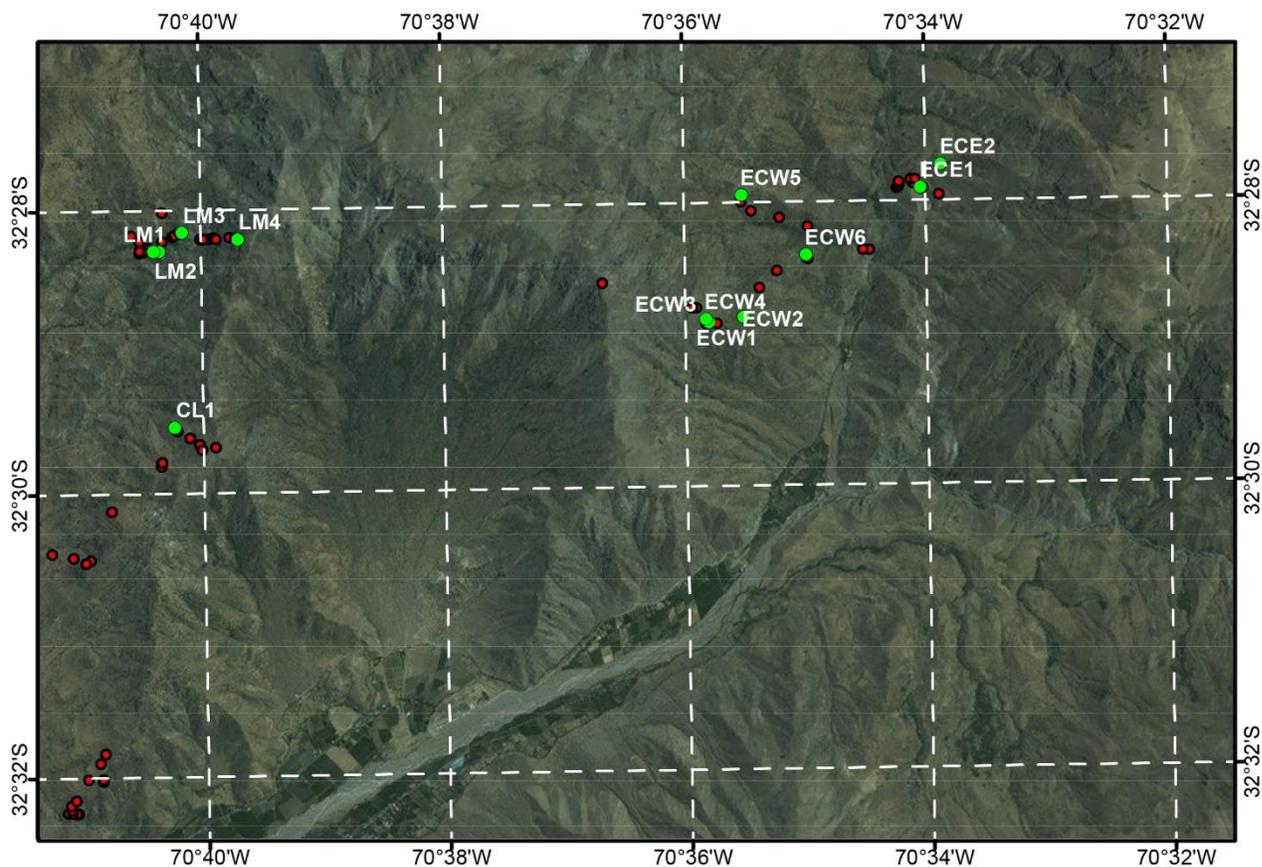
Muestra	CAHE 02	LM 3	ECW 5	
Observaciones Macroscópica	Roca Ignea porfírica color gris azulado holocristalina.	Roca de textura porfírica inequigranular, matriz morada y blanda, alteración selectiva a Epidota.	Roca ignea porfírica color gris azulado holocristalina.	
Nombre de la Roca	Andesita basáltica de piroxeno	Waka feldespática	Dacita de biotita	
% Cristales	25%	30%	25%	
	Plagioclasa 25%	Plagioclasas 30%	Plagioclasas 8% Biotita 5% Feld K 12%	
%Matriz/Masa Fundamental	75%	55%	75%	
	Microlitos Plg 50% Clinopiroxeno 20% Biotita 10% Magnetita 20%	Microlitos Plg 10% Arcillas 45%	Microlitos Plg 65% Magnetita 10%	
%Líticos	0%	15%	0%	
		Intrusivos 15%		
Descripción Cristales	Cristales de plagioclasa de hasta 2 mm. euhedrales, la mayoría zonados. Algunos alterados a clorita+-epidota	Cristales de plg tabulares subhedrales de hasta 0,25 mm alterados a ep y arcillas.	Cristales de feldespato prismáticos eu-subhedrales de hasta 0,5 mm alterados a arcillas, cristales de biotita reemplazados a Chl- Ep de hasta 0,3 mm.	
Descripción Matriz	Los microcristales son en su mayoría euhedrales a excepción de los cristales de biotita que se encuentran rellenando espacios entre los demás cristales.	Tamaño limo. Se reconocen aun algunos microcristales de feldespato.	Tamaño limo. Se reconocen aún algunos microcristales de feldespato.	
Descripción Líticos		Corresponden a fragmentos de intrusivo de hasta 1 mm, con cuarzo monocristalinos y epidota reemplazando mieneralología primaria, tienen bordes redondeados.		
Textura	Porfírica seriada	Mala selección, cristales angulosos a subangulosos, baja madurez textural	Porfírica Traquítica	
Fábrica	Isótropa	Isótropa	Traquítica	
Estructura	Homogénea	Homogénea	Homogénea	
Alteración	Clorita +- Epidota	Epidota y arcillas	Clorita-Epidota	
Observaciones	Presenta vetilla de Stilpnomelano			
FOTO	NX 3 mm N//			

Muestra	AJ02	ECW 4	CAH 4
Observaciones Macroscópica	Roca clástica, polimítica con al menos 4 tipos de clastos.	Roca de textura clástica con lílicos de hasta 15 cm	Roca de textura clástica con lílicos de hasta 15 cm
Nombre de la Roca	Waka lítica	Toba lítica de lapilli	Dacita de hornblenda
% Cristales	25%	30%	30%
	Feldespato 15% Epidota 3% Cuarzo 5% Magnetita 2%	Feld K 20% Plagioclasa 10%	Feld K 20% Plagioclasa 5% Hbl? 5%
%Matriz/Masa Fundamental	60%	55%	75%
	Arcillas 60%	Microlitos 50% Arcillas 20%	Microlitos Plg 50% Magnetita 25%
%Líticos	15%	15%	
	Volcánicos	Volcánicos 15%	
Descripción Cristales		Cristales subhedrales de hasta 1mm de Plg y Kfeld, mala integridad. Algunos en cúmulos y subangulosos	Cristales eu-subhedrales de Kfeld y Plg de hasta 1 mm baja integridad. Existen también cristales de hbl Completamente reemplazados a chl-ep.
Descripción Matriz	Compuestas por fragmento tamaño arcilla	Compuesta por cristales de plg de 0,05 mm en promedio inmersos en una masa opaca arcillosa. En algunos sectores se encuentra intensamente cloritizada.	Microcristales de plg menores a 0,05 mm.
Descripción Líticos	Todos de origen volcánico, existen andesitas afániticas, porfíricas y traquíticas. Andesitas basálticas de piroxenos de hasta 2 mm.	De origen volcánico, mayores a 2 mm porfíricos y bordes irregulares.	
Textura	Selección regular, clastos subredondeados a sub angulosos, madurez media.	Fragmentada	Fragmentada
Fábrica	Isótropa	Isótropa	Isótropa
Estructura	Homogénea	Homogénea	Homogénea
Alteración		Clorita Epidota- Arcillas	Clorita Epidota
Observaciones	Cemento carbonático	Presenta cavidades (poros?) rellenos por minerales de alteración (Chl-Ep-Cb)	Presenta alteración selectiva de mineralogía mafica primaria (Hbl?) a Clorita. En Cristales de hasta 0.5 mm.
FOTO			

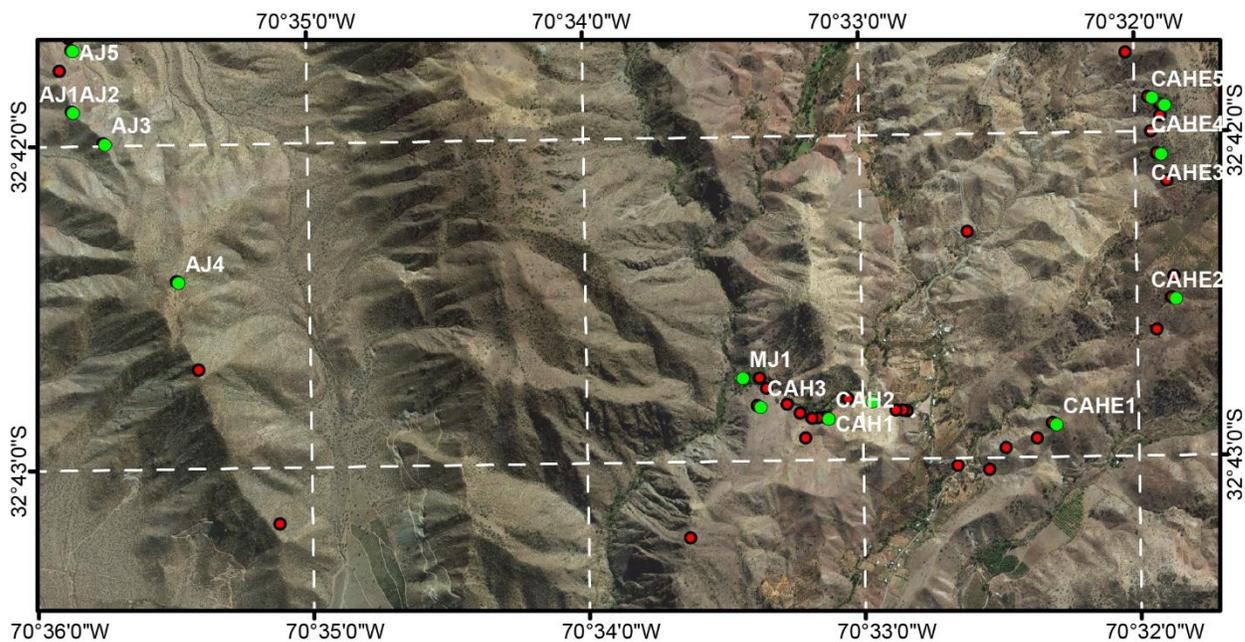
Muestra	ECE2	ECW1	LM4
Observaciones Macroscópica	Roca volcánica de textura porfírica con fenocristales de hasta 2 cm.	Roca de textura fragmentada con líticos de hasta 1 cm.	Roca de textura porfírica, inequigranular, holocristalina.
Nombre de la Roca	Andesita basáltica de px	Brecha Hidrotermal	Andesita basáltica de px
% Cristales	8%	5%	50%
	Plagioclasa 4% Ortopiroxeno 2% Clinopiroxeno 2%	Mgt 5%	Plg 15% CPx 20% Opx 5% Mgt 10%
%Matriz/Masa Fundamental	92%	10%	50%
	Microlitos de Plg 75% Cpx 7% Opx 5% Magnetita 5%	Líticos argilizados 10%	Microlitos Plg 30% Px 20%
%Líticos	0%	85%	
		Indiferenciados 65% Volcanicos arg 20%	
Descripción Cristales	Cúmulos de plagioclasa y piroxenos de hasta 1 mm. Cristales de plagioclasa prismáticos y tabulares de hasta 1 mm. Eu-subhedrales. Cristales de cpx de hasta 0,3 mm prismáticos subhedrales.	Cristales de magnetita de hasta 0,1 mm anhedrales con algunas inclusiones	Cristales de plg tabulares, zonadas, subhedrales de mala integridad de hasta 0,6 mm. Cpx anhedrales de hasta 0,4 mm.
Descripción Matriz	Microlitos de plg, px y mgt de hasta 0,3 mm.	Matriz de fragmentos angulosos de hasta 0,5 mm	Masa fundamental criptocristalina con cristales de plg de hasta 0,01 mm. Cpx de hasta 0,05 mm.
Descripción Líticos			
Textura	Porfírica	Muy mala selección, clastos angulosos, baja madurez	Porfírica
Fábrica	Isótropa	Isótropa	Linear
Estructura	Homogénea	Homogénea	Homogénea
Alteración	Carbonato	Carbonato y Cuarzo	
Observaciones	Amígdalas de carbonato	Fragmentos de rocas volcánicas muy argilizados cementados por cuarzo en drusas y carbonato.	Los cristales se encuentran orientados y regularmente preservados
FOTO	 NX 3 mm N//		
			

Muestra	CAH 2	CAH 3	MJ1
Observaciones Macroscópica	Roca de textura clástica con fragmentos carbonáticos < 3 cm.	Roca de textura clástica con líticos intrusivos y plagioclasas <1 mm con fábrica linear.	Roca volcánica de textura porfírica con fenocristales de hasta 2 cm.
Nombre de la Roca	Wackestone	Waka sublítica	Andesita Porfírica
% Cristales	10%	30%	33%
	Cuarzo 10%	Cuarzo 25% Plagioclasa 5%	Feld K 5% Plagioclasa 25% Biotita 3%
%Matriz/Masa Fundamental	90%	55%	67%
	Micrita 90%	arcilla 55%	Microlitos de Plg 67%
%Líticos		15%	0%
		intrusivos 15%	
Descripción Cristales	Cristales anhedrales de Qz de hasta 0,05 mm.	Cristales anhedrales de cuarzo y euhedrales de plagioclasas de hasta 1 mm.	Cristales tabulares y prismáticos de plg y feld K de hasta 3 mm. Euhedrales de integridad regular.
Descripción Matriz	Fragmentos de micrita cementados por calcita.	Fragmentos tamaño arcilla	Microlitos de plg de hasta 0,05 mm
Descripción Líticos		Fragmentos de cuarzo policristalino redondeados que sugieren origen igneo. Llegan hasta 0,5 mm de tamaño	
Textura		Selección regular, clastos redondeados, madurez media.	Porfírica
Fábrica	Isótropa	Isótropa	Isótropa
Estructura	Homogénea	Homogénea	Homogénea
Alteración			Carbonato
Observaciones	Microcristales de cuarzo cementados a fragmentos micriticos	Cemento carbonático, presente también en vetillas. Presenta también cb en vesículas.	Biotita en inclusiones dentro de fenocristales de plagioclasa. Vesículas de carbonato.
FOTO			
	NX		
	3 mm		
	N//		

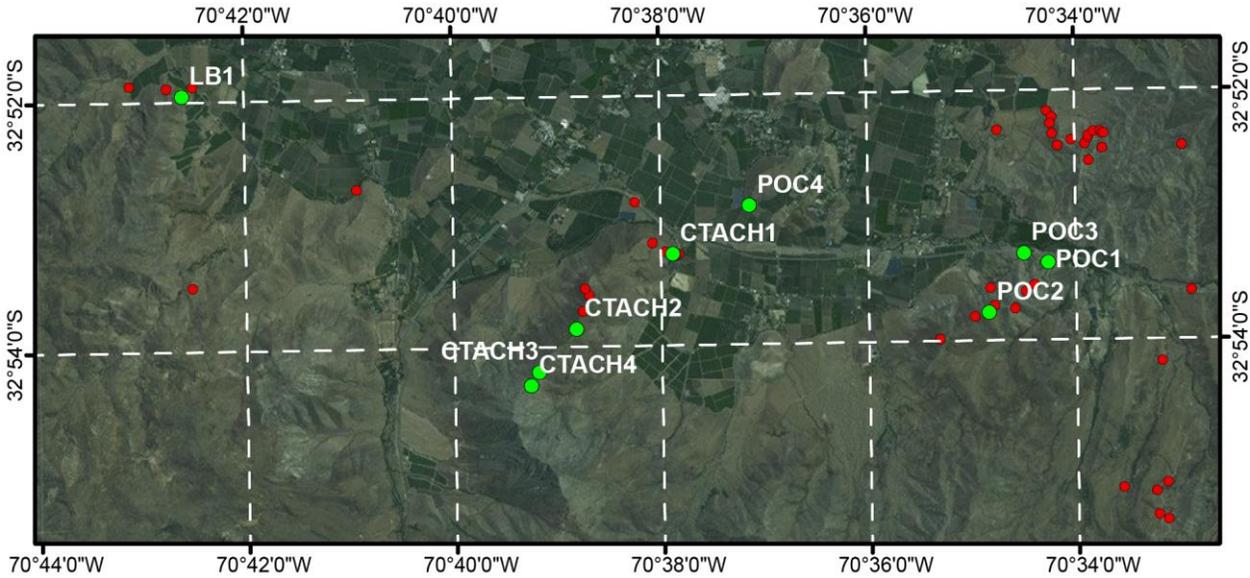
B. Puntos de Control para las distintas zonas estudiadas.
 Puntos de Control Las Minillas- Estero Chalaco



Puntos de Control Jahuel- Campos de Ahumada



Puntos de Control Cuesta Chacabuco



C. Descripción

Código	Localidad	C. Este	C. Norte	Descripción Muestra de Mano	de	Mano.	Nombre
AJ-01	Alto Jahuel	350255	6381039	Roca de textura clástica polimíctica muy mal seleccionada. Al menos 4 grupos de clastos, todos volcánicos y angulosos (porfíricos verdes y grises, afaníticos grises vesiculados y burdeos). Los tamaño varían entre 4 y 25 mm. Presenta cristales de plagioclasa menores a 1 mm homeogeneamente distribuidos y con fábrica linear. La es matriz soportada con tamaño de matriz menor a arena media y de color burdeo. A diferencia de la muestra AJ-02 presenta Juveniles color gris claro deformados plásticamente.			Toba litica de lapilli.
							
AJ-02	Alto Jahuel	350255	6381039	Roca de textura clástica polimíctica muy mal seleccionada. Al menos 4 grupos de clastos, todos volcánicos y angulosos (porfíricos verdes y grises, afaníticos grises vesiculados y burdeos). Los tamaño varían entre 4 y 25 mm. Presenta cristales de plagioclasa menores a 1 mm homeogeneamente distribuidos y con fábrica linear. La roca es matriz soportada con tamaño de matriz menor a arena media y de color burdeo.			Toba litica de lapilli.
							
AJ-03	Alto Jahuel	350435	6380859	La roca presenta textura clástica. Con un 80% de clastos entre tamaño granulos y arena fina. Sin embargo, la moda y el promedio de los clastos no superan el tamaño arena media. feldespática Los cristales corresponden principalmente a plagioclasas subangulosos, tabulares y prismáticos, de color blanco lechoso que ocupan un 60% del volumen total. Los fragmentos líticos ocupan las fracciones gruesas y corresponden a fragmentos volcanicos afaníticos subredondeados y fragmentos sedimentarios fangosos de colores pardos y rojos, subangulosos. Los clastos son subesféricos y representan un 15% de la roca. Existen algunos cristales de cuarzo que no superan el 5% de la roca. En general la seleccion es moderada. La matriz es de color gris de tamaño arena muy fina y ocupa el 20% de la roca. El cemento es principalmente silice. La textura es clastosoportada. El grado de madurez textural y composicional de la roca es medio a bajo. No presenta estructuras sedimentarias. Dada la composición de los clastos podría corresponder a facies finas a medias de un flujo piroclástico, o a una arcosa litica-litoarenita feldespática. No se observan fragmentos pumíceos. Las plagioclasas estan argilizadas.			Litarenita feldespática
							

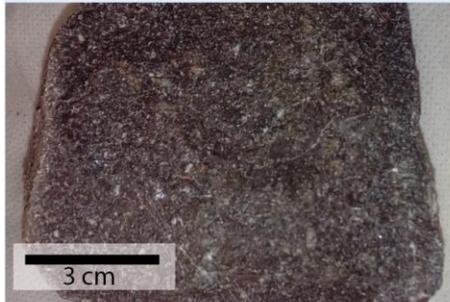
AJ-04 Alto Jahuel 350851 6380072



Roca de textura clástica fragmentada. Piroclastos principales: accidentales, desde ceniza fina hasta ceniza gruesa (2 mm). Corresponden a clastos volcánicos de colores morados y blancos, de textura porfirica, angulosos a subangulosos, distribuidos homogéneamente en una masa fundamental cristalina. Corresponden al 2% de la roca y ~100% de los accidentales. Los Cristales corresponden en su totalidad a plagioclasas, de tamaño máximo ceniza media (<0.8 mm) alteradas que componen ~70% de la matriz, presentan fábrica lineal. Existen también cristales de opacos (mgt?) <5%. El resto de la masa fundamental es de tamaño menor a ceniza media, la cual se encuentra remplazada por mineralogía secundaria. Esta se presenta como epidota, clorita y esmectita. Presenta magnetismo moderado a fuerte. Corresponde a una toba cristalina de ceniza.

Toba de ceniza cristalina

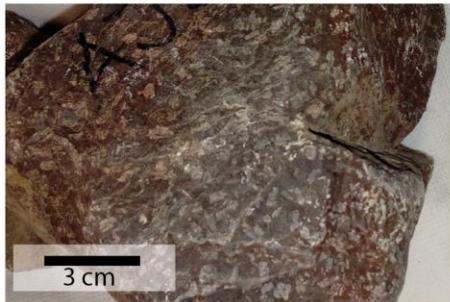
AJ-05 Alto Jahuel 350252 6381390



La roca presenta textura clástica. Con un 70% de clastos entre tamaño gijarros y arena fina. Sin embargo la moda y el promedio de los clastos no superan el tamaño arena media. Los clastos corresponden principalmente a cristales de plagioclasas euhedrales, tabulares y prismáticos, de color blanco lechoso que ocupan un 40% del volumen total. Los fragmentos líticos ocupan las fracciones gruesas y corresponden a fragmentos volcánicos porfíricos redondeados y fragmentos sedimentarios fangosos de colores pardos y rojos, sub redondeados. Los clastos son subesféricos y representan un 35% de la roca. Existen algunos cristales de cuarzo que no superan el 5% de la roca. En general la selección es moderada aunque en sectores disminuye la razón clastos/matriz. La matriz es de color rojiza de tamaño arena muy fina y ocupa el 30% de la roca. El cemento es principalmente feroso, aunque algunos sectores se encuentra silicificado. Existen algunos clastos carbonáticos. La textura es clastosoportada. El grado de madurez textural y composicional de la roca es medio a inmadura. Existen láminas en la roca con aumentos en el tamaño de grano. Dada la composición de los clastos podría corresponder a facies finas de una oleada piroclástica, o a una arcosa litica-litoarenita feldespática. No se observan fragmentos pumíceos.

Volcanoarenita feldespática.

AJ-06 Alto Jahuel 354722 6378009



Roca ignea extrusiva hipocristalina, inequigranular y porfírica. Fenocristales de feldespatos euhedrales, de grano medio a grueso (<6 mm), tabulares y prismáticos, corresponden a un 25% de la roca. Cristales subhedrales de biotita? de grano fino (<1 mm), no superan el 5%. Ambos minerales distribuidos homogéneamente y fábrica isotropa. La masa fundamental es de color rojiza y de tamaño muy fino, presenta en algunos sectores microvesículas. La masa fundamental representa el 65% de la roca. Los minerales de alteración corresponden principalmente a hematita diseminada en la masa fundamental, hematita especular en cúmulos de hasta 1 mm (3%), y carbonato en pátinas y diseminado en la masa fundamental (2%). La roca presenta magnetismo moderado. Corresponde a una dacita porfírica.

Dacita porfírica

CAH-01 Campos de Ahumada 354525 6379300



La roca presenta textura clástica. Con un 10% de clastos entre tamaño arena media y arena fina. Sin embargo, la moda y el promedio de los clastos no superan el tamaño arena fina. Los clastos corresponden principalmente a cristales de cuarzo de subhedrales a anhedrales subangulosos, incoloros a blanco lechoso que ocupan un 8% del volumen total. Los fragmentos líticos ocupan las fracciones medias y corresponden a fragmentos sedimentarios carbonáticos subangulosos y fragmentos sedimentarios de fango de colores pardos y rojos, subangulosos. Los fragmentos líticos son subesféricos y representan un 2% de la roca. En general la selección es mala. La matriz es de color burdeo de tamaño limo y ocupa el 90% de la roca. El cemento es principalmente carbonato y óxidos de hierro, este ultimo inferido por el color de la matriz. La textura es matrizsoportada. El grado de madurez textural y composicional de la roca es medio a bajo. Presenta un bandeamiento discontinuo y paralelo de minerales secundarios que en ocasiones superan 1 mm de ancho. Estos, en su mayoría, corresponden a arcillas con menor presencia de cuarzo y carbonatos. Dada la composición de los clastos podria corresponder a facies muy finas y fangosas subaereas. Corresponde a una wacka cuarcífera

Wacka cuarcífera

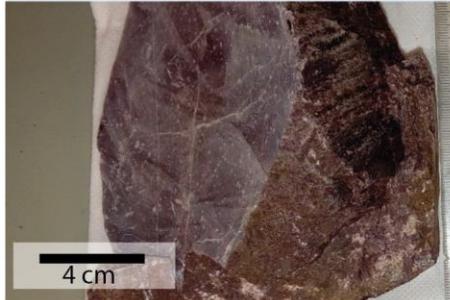
CAH-02 Campos de Ahumada 354525 6379300



Roca de textura clástica. Se observan clastos carbonáticos de hasta 3 cm inmersos en una matriz de tamaño limo. Los clastos son de arena fina con microcristales de calcita y representan un 10% de la roca. Presenta un bandeamiento discontinuo subparalelo de cristales de hasta 0,5 mm de Calcita, entregandole una fabrica planar. Los cristales gruesos de calcita y la ausencia de estos en la matriz sugiere que parte importante de los carbonatos son secundarios.

Calcilita arenosa

CAH-03 Campos de Ahumada 354141 6379366



Roca de textura clástica fragmentada. Piroclastos principales: accidentales, desde ceniza fina hasta ceniza gruesa (2 mm). Corresponden a clastos volcánicos de colores morados y blancos, de textura porfirica, angulosos a subangulosos, distribuidos homoganeamente en una masa fundametal cristalina. Coresponden al 2% de la roca y ~100% de los accidentales. Los cristales corresponden en su totalidad a plagioclasas, de tamaño maximo ceniza media (<0,8 mm) alteradas que componen ~70% de la matriz, presentan fábrica linear. Existen también cristales de opacos (mgt?) <5%. El resto de la masa fundamental es de tamaño menor a ceniza media, la cual se encuentra remplazada por mineralogía secundaria. Esta se presenta como epidota, clorita y esmectita. Presenta magnetismo moderado a fuerte. Corresponde a una Toba cristalina de Ceniza.

Toba vítrea de ceniza

CAH-04 Campos de 355140 6382542
Ahumada



Roca de textura porfirica con masa fundamental gris oscuro. Las plagioclasas se encuentran homoganeamente distribuidas. Presenta fenocristales de plagioclasas subhedrales de hasta 6 mm que ocupan el 50% de la roca, se distribuyen de forma homogenea y de fábrica isotropa. Tambien hay algunos cristales de hbl de hasta 1 mm, euhedrales que no superan el 1%. La masa fundamental es gris oscura y moderadamente magnética. Las plagiocalasas se encuentran completamente reemplazadas por arcillas.

Pórfido andesítico de homblenda

CAH-D Campos de 354722 6378009
Ahumada



Roca con textura clástica. Con clastos desde tamaño guijarro a arena media. El promedio y la moda estan entre los 0,5 a 1 mm. Los clastos corresponden principalmente a cristales de plagioclasas subhedrales, tabulares y prismáticos, de color blanco, translucidos y rosados que ocupan un 70% del volumen total. Los fragmentos líticos ocupan las fracciones gruesas y corresponden a fragmentos volcánicos porfíricos redondeados con borde difuso que ocupan el 3% de la roca y algunos líticos volcánicos afaníticos intensamente hematizados 10%. También presenta cristales redondeados de epidota de hasta 1 mm los que no superan el 5%. En general la selección es moderada a buena. La matriz es de color gris de tamaño arena muy fina y ocupa el 10% de la roca. El cemento es principalmente ferroso (2%). La textura es clastosoportada. El grado de madurez textural y composicional de la roca es medio a bajo. No presenta estructuras. Dada la composición de los clastos podría corresponder a facies finas de un ambiente subaereo, o a una arcosa litica. No se observan fragmentos pumíceos.

Arcosa lítica

CAHE-01 Campos de 355812 6379269
Ahumada



Roca ígnea extrusiva holocristalina porfirica de color gris verdoso. Presenta fenocristales de homblenda de hasta 1 mm, subhedrales de fabrica homegenea, ocupan 5-10% de la roca. La matriz es microcristalina (<0,5 mm) con cristales de plg (15%) y cuarzo (5%), subhedrales y anhedral respectivamente. Queda en duda si el cuarzo es efectivamente primario. La roca se encuentra alterada con carbonato como mineral de alteración principal. Se encuentra tanto en vetillas <0,5 mm, y diseminado en cúmulos de hasta 3 mm. Los cúmulos presentan fábrica linear.

Dacita de hornblenda

CAHE- Campos de 356488 6379986
02 Ahumada



Roca ignea extrusiva porfirica color gris azulado holocristalina. Estructura homogénea y fábrica isotrópica. Los cristales de plagioclasa son translúcidos de hasta 2 mm euhedrales. (20%). No muestra ferromagnesianos. Presenta magnetismo moderado-fuerte. Existe mineralogia secundaria que incluye arcillas en nodulos de hasta 5 mm y vetillas de hematita de hasta 4mm de espesor. La masa fundamental, la cual representa un 70-80% de la roca, se encuentra silicificada.

Andesita porfirica

CAHE- Campos de 356402 6380808
03 Ahumada



Andesita porfirica de color gris claro holocristalina. Presenta microcristales de plagioclasa de menos de 1 mm (15%) y microcristales de hbl Menores a 1 mm. (5%), subhedrales y de fábrica isotrópica. Muestra cristales de opacos hematitizados en vetillas (1-2 mm) y diseminados (<1 mm). Magnetismo moderado.

Andesita porfirica de homblenda

CAHE- Campos de 356422 6381086
04 Ahumada



Roca ignea extrusiva holocristalina, inequigranular y porfirica. Fenocristales de feldespatos euhedrales, de grano medio a grueso (<6 mm), tabulares y prismáticos, corresponden a un 30% de la roca. Están distribuidos homogéneamente y presentan fábrica isotrópica. La masa fundamental es de color verde y de tamaño muy fino, presenta en algunos sectores microvesículas. La masa fundamental representa el 65% de la roca. Los minerales de alteración corresponden principalmente a epidota diseminada en la masa fundamental, arcillas y sericita reemplazando plagioclasas, y carbonato en cumulos (<1%). La roca presenta magnetismo moderado a fuerte.

Andecita-Dacita porfirica

CAHE-05 Campos de Ahumada 356350 6381129



Roca de textura brechosa con masa fundamental volcánica. La masa es inequigranular y porfírica. Fenocristales de feldspatos euhedrales, de grano fino a medio (<1 mm), tabulares y prismáticos, corresponden a un 15% de la roca. Cristales subhedrales de biotita de grano fino (<0,5 mm), no superan el 2%, hematitizados. Ambos minerales distribuidos homogéneamente y fábrica isótropa. La masa fundamental es de color gris oscura y de tamaño muy fino, presenta, en algunos sectores, concentraciones mayores de líticos que en general ocupan un 5% del volumen total. La masa fundamental representa el 78% de la roca. Los minerales de alteración corresponden principalmente a hematita reemplazando biotitas, minerales micaceos y arcillas diseminadas en la masa fundamental. La roca presenta magnetismo débil a moderado. Corresponde a una brecha volcánica andesítica-dacítica.

Brecha andesítica-

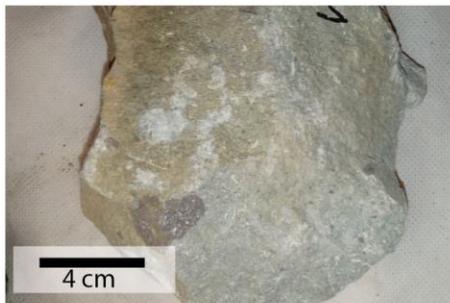
CAHI-01 Campos de Ahumada 354772 6379397



Roca holocrystalina, inequigranular y leucocrática de color blanco-amarillento. Presenta cristales de biotita de hasta 2 mm y ocupan el 15% de la roca. La masa fundamental es blanca-amarillenta con microcristales de cuarzo y feldespato ocupando el 50% y el 35% de la roca respectivamente. Las biotitas se encuentran argilizadas y levemente hematitizadas. Presenta estructura homogénea y fábrica isótropa.

Granodiorita de biotita

CL1 Las Minillas 3403039 6403778



Roca de textura clástica fragmentada. Piroclastos principales: accidentales, desde ceniza gruesa hasta lapilli medio (2 cm). Corresponden a clastos volcánicos de colores morados, angulosos a subangulosos, distribuidos homogéneamente en una masa fundamental cristalina. Corresponden al 5% de la roca y ~100% de los accidentales. Los Cristales corresponden en su totalidad a plagioclasas tabulares, de tamaño hasta ceniza media, muy alteradas que componen ~50% de la matriz. Existen también cristales de opacos (hematita) <5%. El resto de la masa fundamental es de tamaño menor a ceniza media, la cual se encuentra obliterada. La roca presenta como mineralogía secundaria celolitas, epidota, clorita, arcillas (esmectita). Esta mineralogía reemplaza también a los pequeños cristales de plagioclasa y las celolitas se encuentran principalmente en los accidentales andesíticos-dacíticos. Corresponde a una toba cristalina de ceniza.

Toba cristalina de ceniza

ECE1 Estero El 352699 6406922
Chalaco



Roca holocristalina porfirica de color gris claro. Presenta textura cumuloporfirica de plagioclasa y hornblenda los cuales no superan los 3 mm de tamaño. Los cristales de plagioclasa son euhedrales, tabulares y prismáticos, representan un 10% de la roca. Presenta cristales de hornblenda de hasta 0,5 mm entre los cristales de plagioclasa presenta cristales de cuarzo de hasta 3 mm. Tiene cristales de hasta 1 mm de magnetitas las que alcanzan un 10% de la roca. Los cristales están homogéneamente distribuidos y presentan fábrica isotrópica. En algunos sectores presenta vesículas. La masa fundamental es microcristalina de color gris claro y ocupa un 80% de la roca.

Dacita de hornblenda

ECE2 Estero El 352961 6407226
Chalaco



Roca de textura porfirica, holocristalina de color gris verdoso. Los fenocristales corresponden a plagioclasas de hasta 1 mm, 5% de la roca y cristales de hbl de hasta 0,5 mm, ocupan el 15% de la roca y presentan fábrica lineal. La matriz es microcristalina de color gris claro presenta algunos microlitos de plg y ocupa el 75% de la roca. Como minerales de alteración presenta carbonatos en cúmulos junto a magnetitas. Toda la roca presenta magnetismo intenso.

Dacita de

ECW-01 Estero El 350410 6405226
Chalaco



Roca de textura fragmentada con líticos de hasta 1 cm. Presenta una masa fundamental de color gris-morado en algunos sectores y algunos cristales de plagioclasa que no superan el 5% y . Alcanza un 80% y tiene textura fluidizada. Se encuentra alterada a clorita y epidota con cúmulos de carbonatos de hasta 3 mm. Presenta zonas argilizadas y no presenta magnetismo.

Toba litica de lapilli.

ECW-02 Estero El
Chalaco 350410 6405226



Roca de textura brechosa con masa fundamental volcánica con, al menos, 3 tipos de líticos distintos que ocupan el 35% del volumen total. Los cristales son de feldespatos subhedrales, de grano fino a medio (<1 mm), tabulares y prismáticos, levemente retrabajados, corresponden a un 25% de la roca. Distribuidos homogéneamente y fábrica isotropa. La masa fundamental es de color verde pálido y de tamaño fino. La masa fundamental representa el 40% de la roca. Los minerales de alteración corresponden principalmente clorita, epidota y cuarzo.

Toba lítica de ceniza gruesa.

ECW-03 Estero El
Chalaco 349963 6405157



La roca presenta textura clástica entre tamaño arena gruesa (>2 mm) y arena fina. La moda y el promedio de los clastos no superan el tamaño arena media. Se observan 3 tipos de clastos. Los mas grandes son volcánicos grises subredondeados de hasta 2 mm. Otro grupo de clastos es de tonos cafe-naranja, textura microgranular, de bordes subangulosos y de hasta 2 mm, se encuentran levemente argilizados. Otros clastos son cafe-rojizos tamaño arena gruesa y, por último, cristales de feldespatos subangulosos tabulares y prismáticos de hasta 1 mm, moderadamente argilizados. En general la selección es regular a buena. La matriz es de tamaño arena fina y muy fina, no supera el 5%. El cemento es principalmente arcilloso. La textura es clastosoportada. El grado de madurez textural y composicional de la roca es medio a bajo. presenta una disminución en la granulometria. No se observan fragmentos pumíceos ni magnetismo.

Litarenita feldespática

ECW-04 Estero El
Chalaco 349924 6405197



Roca linea extrusiva porfirica color gris azulado holocristalina. Estructura homogénea y fábrica isotropa. Los cristales de plagioclasa son grises y traslúcidos de hasta 2 mm euhedrales, tabulares y prismáticos (35%). Tiene también cristales de hornblenda subhedrales levemente cloritizados(10%). Presenta magnetismo moderado. Existe mineralogia secundaria que incluye arcillas en nodulos de hasta 1 mm. Presenta algunos líticos de bordes borrosos rojizos y verdes de hasta 1 cm (3%). La masa fundamental es microcristalina y se pueden reconocer microlitos de plagioclasas. Presenta bandas en donde disminuye considerablemente el tamaño de los fenocristales y vesículas de hasta 5 mm (<1%).

Andesita porfirica de hornblenda

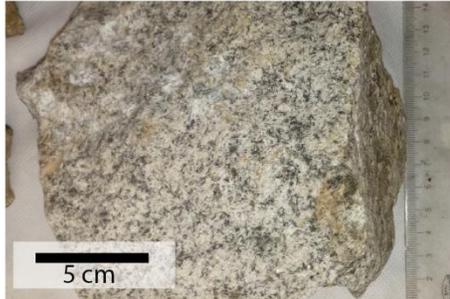
ECW-05 Estero El
Chalaco 350380 6406814



Roca de textura afanítica. Existen "vesículas" rodeadas por clastos en algunos sectores lo que da a la roca una textura brechosa. Presenta magnetismo leve.

Lava

ECW-06 Estero El
Chalaco 351222 6406040



Roca de textura fanerítica grano medio mesocrática. Tiene cristales de cuarzo de hasta 1 mm anhedrales e istrópos, representan el 30%. También tiene cristales de homblenda subhedrales de hasta 2 mm, prismáticos, con fábrica linear, representan el 35% de la roca. Por último presenta cristales de plagioclasas subhedrales de hasta 2 mm, tabulares y prismáticos, isoóropos y ocupan un 35%. Se encuentra levemente cloritizada y presenta magnetismo fuerte.

Granodiorita de homblenda

LM-01 Las Minillas 342833 6406069



La roca presenta textura clástica. Clastos entre tamaño granulos (>3 cm) y arena media. La moda y el promedio de los clastos no superan el tamaño arena gruesa. Se observan 4 tipos de clastos. Los más grandes son de carácter sedimentario muy fino, de bordes borrosos y color gris oscuro. Otro grupo de clastos es de tonos gris claro, textura microgranular y de bordes angulosos y de hasta 3 mm, se encuentran muy argilizados. Otros clastos son cafe-rojizos tamaño arena gruesa y, por último, clastos grises oscuro porfiricos de hasta 4 mm. Existen algunos cristales de plagioclasas de hasta 1 mm con bordes subangulosos. En general la seleccion es mala. La matriz es de tamaño arena fina y muy fina, no supera el 10%. El cemento es principalmente de arcillas y hematita. La textura es clastosoportada. El grado de madurez textural y composicional de la roca es medio a bajo. En algunos sectores presenta poros de menos de 1 mm y hasta un 30% localmente. Dada la composición de los clastos podría corresponder a facies finas a medias de un flujo piroclástico, o a una arcosa lítica-litoarenita feldespática. No se observan fragmentos pumíceos. Las plagioclasas estan argilizadas.

Litoarenita conglomerádica

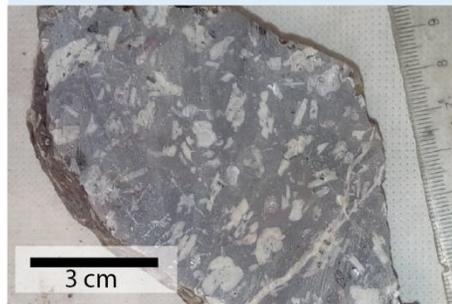
LM-02 Campos de Ahumada 342762 6406070



Roca de textura cristalina color amarillo pálido. Todas las caras efervescen y tienen bordes angulosos. En algunos sectores presenta una laminación fina de capas de limo negro. Es cortada por vetillas rellenas en su totalidad por calcita.

Caliza

MJ-01 Campos de Ahumada 354040 6379531



Roca ígnea extrusiva holocristalina, inequigranular y porfírica. Fenocristales de feldspatos (plg) euhedrales, de grano medio a grueso (<2 cm), tabulares y prismáticos, corresponden a un 30% de la roca. Cristales euhedrales de hematita (reemplazando biotita y mgt) de grano fino (<1 mm), no superan el 5%. Ambos minerales distribuidos homogéneamente y fábrica isotropa. La masa fundamental es de color gris y de tamaño muy fino aunque se reconoce estructura cristalina, presenta en algunos sectores vesículas de hasta 8 mm. La masa fundamental representa el 63% de la roca. Los minerales de alteración corresponden principalmente a hematita diseminada en la masa fundamental, hematita especular en cumulos de hasta 1 mm (1%), y carbonato relleno de vesículas (2%). La roca no presenta magnetismo. Corresponde a una andesita porfírica.

Andesita porfírica

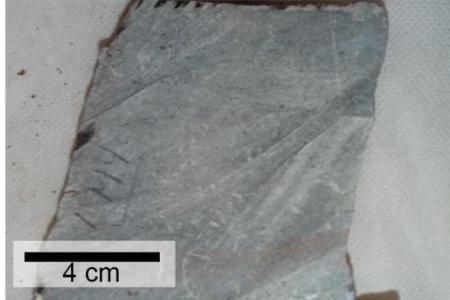
LM3 Las Minillas 343131 6406319



Roca de textura porfírica inequigranular, con cristales subhedrales de plagioclasa de hasta 1 mm, ocupando un 25% de la roca. Presenta cristales de hematita de hasta 0,5 mm anhedrales 5%. Cristales de fábrica isotropa y textura homogénea. La masa fundamental es morada, blanda, ocupa un 65% de la roca y no exhibe cristales reconocibles. Presenta alteración selectiva a epidota la cual afecta al 80% de las plagioclasas. En algunos sectores presenta cúmulos donde la masa fundamental es más oscura y la epidotización es aún más intensa. Presenta algunos líticos de hasta 2 mm, no superan el 5% de la roca. Corresponde a una toba vítrea de ceniza media.

Toba Vítreo de ceniza media.

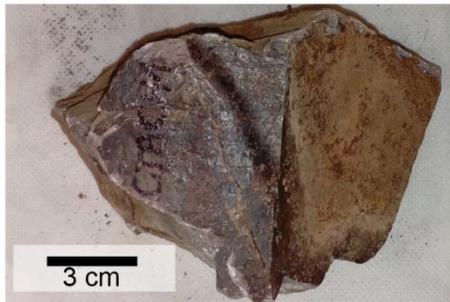
LM4 Las Minillas 343852 6406232



Roca de textura porfírica, inequigranular, holocristalina. Presenta fenocristales de plg < 1 mm, subhedrales, de fábrica isotrópica y homogéneamente distribuidos, presenta varios tamaños, y no superan el 20% de la roca. Presenta fenocristales de hornblenda más pequeños que los anteriores, subhedrales de hasta 0.5 mm, ocupan el 10% de la roca. La masa fundamental es gris claro y se encuentra fuertemente alterada a clorita-biotita en pátinas y remplazando algunas plagioclasas. Presenta vetillas rellenas por óxidos de hierro color rojo de hasta 6 mm.

Riodacita de hornblenda.

CTACH1 Cta Chacabuco 347494 6360734



Roca volcánica porfírica con fenocristales de feldespato euhedral de hasta 1 mm, ocupan 10% de la roca. En algunos sectores presenta vesículas. Presenta fábrica isotrópica y la masa fundamental es café-rojiza. Presenta epidota como mineral de alteración principal y magnetismo moderado a fuerte.

Riodacita porfírica

CTACH2 Cta Chacabuco 347494 6360734



Roca de textura porfírica con fenocristales de hornblenda y feldespato de hasta 2 mm, ocupan un 25 % de la roca, son prismáticos y euhedrales. Presenta fábrica lineal. Los cristales de plagioclasa son blancos. La masa fundamental es gris oscura y se encuentra alterada a arcillas.

Dacita porfírica de hornblenda

CTACH3 Cta Chacabuco 345398 6358185



Roca de textura fragmentada. Presenta fragmentos líticos de hasta 0,8 cm de colores rojos ,verdes y grises. Estos representan el 15 % de la roca. Presenta cristales de feldespatos subhedrales, tabulares y prismáticos de hasta 1 mm de color blanco lechoso de fábrica isotropa que ocupan un 10% de la roca. La masa fundamental es gris rosada de tamaño muy fino, ocupa el 75% restante y esta fuertemente argilizada. Los clastos se encuentran en su mayoría hematizados.

Toba vitrea

CTACH4 Cta Chacabuco 345278 6358185



Roca holocristalina de textura porfírica. Presenta un 20% de cristales de feldespato euhedrales y prismáticos de hasta 7 mm; un 10% de cuarzo anhedral de hasta 1 mm; un 5% de cristales de hornblenda subhedral primática de hasta 2 mm; biotita primática de hasta 1 mm, 10%. Presenta una masa fundamental gris con cristales de hasta 0,1 mm distribuidos homogéneamente y de fábrica isotropa. Presenta magnetismo moderado a fuerte.

Tonalita de hornblenda

POC1 Estero Pocuro 353043 6359849



Roca ignea holocristalina de textura porfírica. Presenta 25% cristales tabulares y prismáticos de plagioclasa subhedral de hasta 2 mm, cristales 25% de hornblenda prismáticos euhedrales a subhedrales de hasta 3 mm. La masa fundamental ocupa un 50% y es de color gris burdeo en partes cloritizada. Muestra alteración selectiva de hornblenda a clorita.

Andesita porfírica de hornblenda

POC2 Estero Pocuro 353043 6359849



Roca ignea holocristalina de textura porfírica. Presenta 25% cristales tabulares de plagioclasa euهدral y subهدral de hasta 2 mm traslúcida, un 35% cristales de hornblenda prismáticos euهدrales a subهدrales de hasta 2 mm. La masa fundamental ocupa un 40% y es de color gris en partes cloritizada.

Andesita porfírica de hornblenda

POC3 Estero Pocuro 352677 6359987



Roca ignea holocristalina de textura porfírica. Presenta 30% de cristales tabulares de feldespatos euهدral y subهدral de hasta 1 mm traslúcida, un 15% cristales de biotita prismáticos euهدrales a subهدrales de hasta 2 mm. La masa fundamental ocupa un 40%. Es de color burdeo y tamaño muy fino.

Andesita porfírica de hornblenda

POC4 Estero Pocuro 348551 6360702



Roca volcánica de textura porfírica. Presenta 10% de cristales tabulares de feldespatos subهدral de hasta 0,5 mm blancos. La masa fundamental es criptocristalina, ocupa un 90% de la roca y es de color burdeo.

Dacita porfírica

D. Tabla dataciones.

N	Edad	Roca	Método	Referencia	Formació	C. Est	C. Nor
1	133±3	Granodiorita	K/Ar	Drake et. al 1976		320737	6358170
2	80±3	Andesita basáltica	K/Ar	Camus et. al 1986	Salamanca	321694	6453941
3	86±3	Toba de lapilli	K/Ar	Camus et. al 1986	Salamanca	323849	6447694
4	56±2.1	Andesita	K/Ar	2126-R Rivano 1993	Salamanca	346971	6389239
5	72.4±1.4	Toba dacítica	Ar/Ar	Gana y Wall 1997	Lo Valle	336500	6344900
6	71.9± 1.4	Toba dacítica	Ar/Ar	Gana y Wall 1997	Lo Valle	338700	6344900
7	71.4±1.4	Toba dacítica	Ar/Ar	Gana y Wall 1997	Lo Valle	336300	6334100
8	67.8±1.3	Toba Soldada	K/Ar	Padilla y Vergara 1985	Lo Valle	341094	6352974
9	66.4±0.4	Toba Soldada	K/Ar	Beck et. al., 1986	Lo Valle	341005	6358518
10	64.5±1.5	Toba Soldada	K/Ar	Beck et. al., 1986	Lo Valle	339134	6358487
11	23.6±0.8	Andesita basáltica	Ar/Ar	Gana y Wall 1997	Abanico	354800	6312100
12	26.6±1.2	Andesita basáltica	Ar/Ar	Gana y Wall 1997	Abanico	357150	6314650
13	19.4±1.4	Basalto	Ar/Ar	Gana y Wall 1997	Abanico	350150	6327400
14	20.9±0.8	Dacita Fluidal	Ar/Ar	Gana y Wall 1997	Abanico	356650	6310200
15	28.7±0.6	Andesita basáltica	Ar/Ar	Fuentes 2002	Abanico	340454	6349506
16	28.8±0.3	Basalto	Ar/Ar	Fuentes 2002	Abanico	342596	6350313
17	23.1±2.3	Filon de Ocoita	K/Ar	Rivano 1993		376081	6421854
18	26.5±1.0	Filon de Andesita bas	K/Ar	Rivano 1993		386170	6328238
19	19.3±0.7	Dique Andesítico	K/Ar	Vergara et al 1988	Farellones	371898	6432539
20	11.4±0.6	Andesita de piroxeno	K/Ar	Vergara et al 1988	Farellones	360355	6424421
21	18.0±1.2	Andesita	K/Ar	Vergara et al 1988	Farellones	356176	6431385
22	18.2±0.9	Ignimbrita	K/Ar	Vergara et al 1988	Farellones	373388	6411472
23	11.2±0.6	Andesita porfírica	K/Ar	Vergara et al 1988	Farellones	372668	6396549
24	12.8±2.0	Dique Andesítico	K/Ar	Vergara et al 1988	Farellones	381690	6399931
25	18.4±1.4	Brecha dacítica	K/Ar	Munizaga y Vicente 1982	Farellones	369321	6363184
26	10.9±0.4	Ignimbrita	K/Ar	Munizaga y Vicente 1982	Farellones	354734	6389965
27	20.4±0.5	Dacita	K/Ar	Munizaga y Vicente 1982	Farellones	361467	6393942
28	17.4±0.1	Dacita	K/Ar	Munizaga y Vicente 1982	Farellones	373334	6403340
29	6.1±1.2	Andesita basáltica	K/Ar	Munizaga y Vicente 1982	Farellones	371318	6389639
30	19.6±0.3	Andesita	Ar/Ar	Fuentes 2002	Farellones	343602	6351766
31	18.6±0.4	Dique Andesítico	Ar/Ar	Fuentes 2002	Farellones	344526	6351923
32	20.0±0.2	Toba de lapilli	Ar/Ar	Fuentes 2002	Farellones	361096	6349885
33	20.2±0.3	Toba de ceniza	Ar/Ar	Fuentes 2002	Farellones	361198	6351004
34	20.1±0.4	Toba de ceniza	Ar/Ar	Fuentes 2002	Farellones	361551	6351523
35	20.1±0.2	Toba de lapilli	Ar/Ar	Fuentes 2002	Farellones	360832	6352288
36	28.9±0.5	Andesita	Ar/Ar	Fuentes 2004 (en Fock 2005)	Abanico	342843	6348475
37	29.3±0.7	Andesita	Ar/Ar	Fuentes 2004 (en Fock 2005)	Abanico	344389	6348116
38	23.4±0.6	Andesita	Ar/Ar	Fuentes 2004 (en Fock 2005)	Abanico	358646	6349791
39	22.9±0.3	Andesita	Ar/Ar	Fuentes 2004 (en Fock 2005)	Abanico	359624	6346725
40	22.7±0.3	Andesita	Ar/Ar	Fuentes 2004 (en Fock 2005)	Abanico	357392	6346754
41	21.9±0.5	Andesita	Ar/Ar	Fuentes 2004 (en Fock 2005)	Farellones	360031	6354616
42	18.5±0.1	Andesita	Ar/Ar	Fuentes 2004 (en Fock 2005)	Farellones	366039	6346414
43	78.2±2.8	Toba de lapilli	TFA	Fock 2005	Lo Valle	339204	6348625
44	18.4± 2	Porfido riódacítico	K/Ar	Rivano 1993		341881	6358277
45	20.2±5	Porfido andesítico	K/Ar	Padilla 1981		348407	6360927
46	25.94±0.26	Toba Brechosa	Ar/Ar Plg	Campbell 2005	Abanico	362221	6400333
47	24.45±0.29	Brecha Tobacea	Ar/Ar Plg	Campbell 2005	Abanico	362407	6399552
48	56.39±0.73	Diorita de Anfíbol	Ar/Ar Plg	Campbell 2005		352158	6403289
49	63.7±6.7	Granito	Ar/Ar Anf	Munizaga y Vicente 1982		347134	6400543
50	26.5±2.3	Andesita porfírica	U/Pb	Jara 2013	Abanico	362189	6399909
51	58.9±6.4	Toba cristalina	TFC	Campbell 2005	Las Chilcas	350064	6404785
52	56.6±6.2	Toba de lapilli cristalir	TFC	Campbell 2005	Las Chilcas	350439	6403082