



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

**EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DEL LÍMITE MESOZOICO-CENOZOICO  
DE LA CORDILLERA PRINCIPAL ENTRE 35°30' Y 36°S, REGIÓN DEL  
MAULE, CHILE.**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN GEOLOGÍA**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA**

**DANIELA ASTABURUAGA TORRES**

**PROFESOR GUÍA:  
MARCELO FARÍAS THIERS**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ  
CESAR ARRIAGADA ORTEGA**

**SANTIAGO DE CHILE  
2014**

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL**

**TÍTULO DE: Geóloga y grado de**

**Magíster en Ciencias, mención geología**

**POR: Daniela Astaburuaga Torres**

**FECHA: 17/03/2014**

**PROFESOR GUÍA: Marcelo Farías Thiers**

## **EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DEL LÍMITE MESOZOICO-CENOZOICO DE LA CORDILLERA PRINCIPAL ENTRE 35°30' Y 36°S, REGIÓN DEL MAULE, CHILE.**

La Zona Volcánica Sur presenta una clara disminución de la elevación y del espesor cortical hacia el sur, atribuido a la gradual disminución del acortamiento tectónico medido desde 25% (~25 km) a 35°30'S hasta 12% (~10 km) a 36°17'S. Este estudio pretende caracterizar y determinar los procesos tectónicos que producen el desarrollo de la Cordillera del Maule, en el contexto de la orogénesis en los Andes Centrales del Sur.

En la región andina del Maule aflora una serie de depósitos sedimentarios continentales (Formación. Río Damas y Colimapu) y marinos del Cretácico Inferior (Formación. Baños del Flaco), sobreyacidos en discordancia angular por rocas sedimentarias y volcano-sedimentarias Cenozoicas continentales de la Formación Abanico, caracterizadas por una fuerte deformación, cubiertos en discordancia por depósitos volcánicos del Neógeno Superior. La evolución de la estratigrafía se superpone a una serie de eventos extensionales y compresivos, los que se evidencian en los principales rasgos estructurales de la región.

Las estructuras presentes en la región se agrupan en dos dominios estructurales, con orientaciones principales N-S a NNE-SSW. El Dominio de la cuenca de trasarco Mesozoica (al este) consiste en estructuras inversas de vergencia Este, la Falla La Invernada y el anticlinal La Araña (asimétrico y de gran longitud de onda). El Dominio de la Cuenca de Abanico consiste en estructuras inversas de vergencia Este y Oeste (Falla Cipreses, Falla Las Corrientes, Falla García y Falla Las Garzas), caracterizadas por formar una serie de pliegues de diversa longitud de onda, amplitud y vergencia.

La relación entre ambos dominios se puede explicar mediante una transferencia de la deformación desde el occidente (Dominio Cuenca de Abanico) hacia el oriente (Dominio de la cuenca de trasarco Mesozoica), a través de estructuras con un nivel de despegue de aprox. 10 km de profundidad. El acortamiento generado en la región es de 9 km, equivalente a un 24%, explicado por tectonismo compresivo neógeno.

Estudios en U/Pb con circones detríticos sugieren la existencia de un evento compresivo Cretácico Superior, relacionado con la discordancia Mesozoico-Cenozoico, confirmando el inicio del alzamiento andino posterior a ~120 Ma en esta región de la cordillera.

La evolución estructural de la zona de estudio, realizada a partir del análisis estructural, logró establecer la existencia de tres eventos compresivos para el flanco occidental de la Cordillera Principal en la zona de estudio. El primer evento compresivo evidenciado actuó en el Cretácico Superior, observado en el contacto discordante entre las rocas Mesozoicas y Cenozoicas (~ 20°), asociado al inicio del alzamiento de los Andes, posterior a ~120 Ma. El segundo evento compresivo ocurrió en el Mioceno medio, con la inversión de la Cuenca de Abanico. El tercer evento compresivo actuó en el Mioceno Superior, transfiriendo la deformación al Este a través de la Falla La Invernada.

La distribución homogénea de acortamiento entre el sector oeste y este de la cordillera permite explicar la elevación media actual a esta latitud. Estas características difieren de la asimetría reportada más al norte, donde se planteó un modelo de cizalle simple como mecanismo de alzamiento de la cordillera, mientras que las características de la región de estudio permiten proponer, más bien, un mecanismo de cizalle puro como controlador del alzamiento andino a 36°S.

# AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer al Profesor Marcelo Farías Thiers por la oportunidad de realizar este trabajo, al profesor Reynaldo Charrier y Cesar Arriagada por su constante apoyo y disposición a discutir y responder mis preguntas.

También quiero agradecer a mis compañeros Javi, nachete, carcas, airin, jacky, caro, ciego, bambina, gizma, leoleo, joaco, dragón, manfred, larrondo, hernan, susy Q, juanaca, ataxia, chino, juanito y muchos más, quienes me permitieron disfrutar de esta linda carrera más allá de las salas de clases, en los innumerables terrenos, tertulias, asados, etc... Agradeciendo especialmente a Caro, Buho, yerko, Tapia y Checho quienes me apoyaron y acompañaron en las distintas campañas de terreno, estuvieron siempre presentes para sortear las escarpadas quebradas del sector de Maule, sin nunca perder su gran disposición y entusiasmo, siendo así una excelente compañía.

No puedo dejar de agradecer a los funcionarios del departamento, a Juanito y Roberto por permitirme amablemente trabajar y aprender a separar minerales en el laboratorio, a Kilo, a Don Mario, Don Carlos y a Rosita, quienes siempre me recibieron con su gran sentido del humor y ayuda en todo momento. Y a la señora Gloria por perdonarme constantemente mis atrasos en la biblioteca. Quiero también hacer un agradecimiento especial a Maritza, quien me ayudó y apoyó en todo momento, a pesar de mi desorden y de nunca saber qué trámite tenía que hacer ni qué ramo tomar, ¡gracias Maritza por todo!

También quiero agradecer a los proyectos FONDECYT N° 11085022 y 1120272 por permitirme realizar este trabajo y por seguir apoyando las investigaciones de mis compañeros, sin lo cual nada de esto hubiera sido posible.

Finalmente quiero agradecer a mi padre, madre, hermanos, familiares y amigos de la vida por su apoyo y confianza incondicional. Y a mí nueva familia por los años de amor y “trabajo en equipo”, todo esto es por ustedes.

Por último quiero hacer un agradecimiento especial al programa académico de bachillerato de la Universidad de Chile, por darme las herramientas para encontrar mi vocación y a la FCFM, por todos esos sábados de alegría.

# TABLA DE CONTENIDO

I	INTRODUCCIÓN.....	1
I.1	FORMULACIÓN DEL PROBLEMA.....	1
I.2	OBJETIVOS.....	6
I.2.1	Objetivo general.....	6
I.2.2	Objetivos específicos y metodología.....	6
I.2.3	Actividades.....	6
I.2.4	Herramientas utilizadas.....	7
I.3	UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO Y VÍAS DE ACCESO.....	9
II	MARCO GEOTECTÓNICO REGIONAL Y ANTECEDENTES GEOLÓGICOS.....	11
II.1	INTRODUCCIÓN.....	11
II.2	MARCO GEOTECTÓNICO REGIONAL.....	11
II.3	UNIDADES MORFOESTRUCTURALES A LOS 35°50' S.....	14
II.4	MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	17
II.4.1	Unidades estratificadas.....	19
II.4.2	Volcanismo y depósitos Cuaternarios.....	24
II.4.3	Depósitos Cuaternarios.....	27
II.5	ANTECEDENTES GEOLÓGICOS.....	29
III	ESTRATIGRAFÍA.....	32
III.1	INTRODUCCIÓN.....	32
III.2	ROCAS ESTRATIFICADAS MESOZOICO-CENOZOICO.....	37
III.2.1	Formación Río Damas (Kimmeridgiano).....	37
III.2.2	Baños del Flaco (Hauteriviano).....	38
III.2.3	Formación Colimapu (Barremiano-Albiano).....	42
III.2.4	Formación Abanico (Eoceno Superior-Mioceno Inferior).....	44
III.2.5	Unidad El Burro (Mioceno Inferior-Medio?).....	49
III.2.1	Formación Campanario (Mioceno-Plioceno Inferior).....	51
III.3	VOLCANISMO MIOCENO-PLEISTOCENO.....	53
III.3.1	Formación Cola de Zorro (Plioceno Inferior-Pleistoceno Inferior).....	53
III.3.2	Volcanismo Pleistocénico indiferenciado.....	54
III.4	ROCAS INTRUSIVAS.....	55
III.4.1	Batolito El Melado.....	55
III.4.2	Plutón El Indio.....	56
III.4.3	Plutón La Invernada.....	56
III.4.4	Plutones Cerro Risco Bayo y El Huemul.....	57
III.4.5	Otros cuerpos intrusivos.....	58
IV	DATACIONES RADIOMÉTRICAS U/Pb.....	60
IV.1	INTRODUCCIÓN.....	60
IV.2	METODOLOGÍA.....	61
IV.3	RESULTADOS.....	62
IV.4	INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS.....	65
V	ESTRUCTURA.....	66
V.1	INTRODUCCIÓN.....	66
V.1.1	Dominio de la cuenca de trasarco Mesozoica.....	69

V.1.2	Dominio Cuenca de Abanico.....	73
V.2	RESTAURACIÓN PERFIL ESTRUCTURAL E INTERPRETACIÓN EN PROFUNDIDAD.....	85
V.2.1	Metodología.....	85
V.2.2	Análisis sección estructural.....	88
V.2.3	Evolución estructural de la zona de estudio y edades de deformación .....	94
VI	DISCUSIÓN.....	97
VI.1	DISCUSIÓN LOCAL.....	97
VI.1.1	UNIDADES CRETÁICAS Y DISCORDANCIA MESOZOICO-CENOZOICO	97
VI.1.2	EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL ZONA DE ESTUDIO.....	103
VI.1.3	UNIFICACIÓN Y COMPARACIÓN DEL MODELO DE DEFORMACIÓN ENTRE LA FRANJA OCCIDENTAL Y ORIENTAL DE LA CORDILLERA PRINCIPAL A LOS 35°50' -36°S.....	110
VI.2	DISCUSIÓN REGIONAL.....	112
VI.2.1	EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL REGIONAL.....	112
VII	CONCLUSIONES.....	117
VIII	REFERENCIAS .....	119

## TABLA DE FIGURAS

Figura I.1 Imagen topográfica de Sudamérica, mostrando la segmentación de los Andes y variaciones de elevaciones a lo largo del margen sudamericano.....	2
Figura I.2. Principales rasgos morfológicos, estructurales y climáticos de Chile Central a los 33°-37°S.....	3
Figura I.3. Secciones estructurales y sismicidad superficial de la Cordillera Principal de la vertiente chilena.....	3
Figura I.4. Sección simplificada a través de la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana a la latitud de Santiago (33.5°S).....	4
Figura I.5. Modelos conceptuales de deformación cortical.....	5
Figura I.6. Mapa rutero con vías de acceso a zona de estudio indicada en el recuadro.....	10
Figura I.7. Imagen Landsat, mostrando la zona de estudio y sus principales centros eruptivos y redes hidrográficas.....	10
Figura II.1. Configuración tectónica del margen occidental de Sudamérica desde los ~90-23 Ma.....	13
Figura II.2. Compilación de las tasas de convergencia y oblicuidad promedio entre las placas de Nazca y Sudamericana a lo largo del tiempo.....	13
Figura II.3. Principales divisiones morfoestructurales de los Andes Centrales del Sur chileno-argentino, entre los 32° y los 36°S.....	14
Figura II.4. Mapa geológico regional de los Andes Centrales Sur y distribución de la cuenca de Abanico y perfiles estructurales realizados a lo largo de la Cordillera Principal.....	16
Figura II.5. Secciones esquemáticas del borde oriental de la cuenca de Abanico mostrando distintos tipos de contacto con las formaciones mesozoicas a distintas latitudes.....	18
Figura II.6. Mapa de localización que muestra la ubicación de los principales centros eruptivos del Complejo volcánico Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul (CVDGQA).....	25
Figura II.7. Mapa geológico del Complejo Tatara-San Pedro- Pellado.....	26
Figura II.8. Depósitos de ceniza cuaternarios, provenientes del volcán Quizapu, vista W-E, de la Laguna Caracol.....	27
Figura II.9. Depósitos de escoria cuaternarios, sector Complejo Volcánico Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul.....	28
Figura II.10. Mapa esquemático de la distribución de la Cuenca de Neuquén y las principales etapas de su evolución.....	30

Figura III.1 Columna Cronoestratigráfica del área de estudio.....	33
Figura III.2 Mapa geológico de la zona de estudio.....	34
Figura III.3 Leyenda Mapa geológico de la zona de estudio.....	35
Figura III.4 Afloramiento Formación Río Damas en valle del río Maule.....	37
Figura III.5 Conglomerados de la Formación Río Damas, afloramiento de la quebrada La Ciega.....	38
Figura III.6. Contacto erosivo entre Formación Baños del Flaco y Formación Colimapu.....	40
Figura III.7. Fósiles de la Formación Baños del Flaco, sector quebrada La Ciega.....	40
Figura III.8. Contacto erosivo entre Formación Baños del Flaco y Formación Colimapu.....	40
Figura III.9. Afloramiento Formación Baños del Flaco, quebrada La Ciega.....	41
Figura III.10. Conglomerados de la Formación Colimapu, quebrada La Mina.....	43
Figura III.11. Contacto discordante entre la Formación Colimapu y la Formación Abanico.....	44
Figura III.12. Columna estratigráfica de la Formación Abanico.....	46
Figura III.13. Columnas estratigráficas realizadas en este trabajo.....	47
Figura III.14. Brecha polimíctica con clastos volcánicos fuertemente alterada.....	48
Figura III.15. Afloramiento Formación Abanico Unidad (U3).....	48
Figura III.16. Brecha volcánica con clastos tobáceos y andesíticos, de matriz fina rojiza.....	48
Figura III.17. Intercalación sedimentaria de arenisca, arenisca conglomerádica y lutita, con paleocanales. (Descripción detallada en el texto).....	48
Figura III.18. Afloramiento Formación Abanico Unidad (U2), Arroyo Los Picudos.....	49
Figura III.19. Unidad El Burro cortada por diques andesíticos.....	50
Figura III.20. Unidad El Burro.....	51
Figura III.21. Formación Campanario dispuesta subhorizontal sobre estratos más antiguos.....	52
Figura III.22. Formación Campanario manteando levemente al Este, dispuesta discordantemente sobre rocas Mesozoicas de la Formación Río Damas y Baños del Flaco.....	53
Figura III.23. Vista panorámica hacia el Oeste de la Formación Cola de Zorro.....	54
Figura III.24. Vista S-N del Volcanismo Pleistocénico indiferenciado.....	55
Figura III.25. Mapa geológico esquemático simplificado de Drake (1976), con la ubicación de intrusivos El Melado, El Indio y La Invernada.....	57
Figura III.26. Plutón Risco Bayo, quebrada río Colorado.....	58

Figura III.27. Pórfido ocoítico, sector quebrada La Ciega.....	59
Figura IV.1. Gráficos de distribución y Gráficos de Concordia U/Pb de circones detríticos analizados en la región del Maule para las muestras CHA-32 y CHA-35.....	63
Figura IV.2. Imágenes de cátodo-luminiscencia, de cristales de circones del Plutón Risco Bayo (CHA-28). .....	64
Figura IV.3. Gráficos de Concordia U/Pb de circones y gráficos <i>TuffZircon Age</i> de las muestras CHA-27 y CHA-28, correspondientes al Plutón La Invernada y al Plutón Risco Bayo, respectivamente. ....	64
Figura V.1. Mapa geológico estructural de la zona de estudio destacando los dominios estructurales.....	67
Figura V.2. Perfil esquemático A-A' y B-B'.....	68
Figura V.3. Falla normal, Formación Baños del Flaco.....	70
Figura V.4. Duplex, Formación Baños del Flaco.....	70
Figura V.5. Rasgos estructurales Dominio de la cuenca de trasarco Mesozoica.....	71
Figura V.6. Anticlinal La Araña. Anticlinal asimétrico y formado en rocas mesozoicas.....	72
Figura V.7. Rasgos estructurales Dominio Cuenca de Abanico.....	74
Figura V.8. Evidencias de deformación Cenozoica asociadas a la inversión de la Cuenca de Abanico.....	75
Figura V.9. Límite Oeste del Bloque Cipreses.....	76
Figura V.10. Estructuras principales del Dominio Cuenca de Abanico.....	77
Figura V.11. Falla Las Corrientes vista W-E, desde el valle del río Maule.....	78
Figura V.12. Deformación interna de la Formación Abanico en el bloque colgante de la Falla García.....	79
Figura V.13. Imagen deformación interna del bloque colgante de la Falla García.....	80
Figura V.14. Deformación de tipo <i>Buttressing</i> .....	80
Figura V.15. Mapa geológico estructural de la zona de estudio.....	81
Figura V.16. Vista al Sur-Este del río Claro.....	82
Figura V.17. Retrocorrimiento de piel fina.....	83
Figura V.18. Deformación sector norte del Dominio de la Cuenca de Abanico al Oeste del río Claro.....	84
Figura V.19. Algoritmos geométricos utilizados para modelar la geometría de una falla.....	87
Figura V.20. Método de <i>trishear</i> . Se observa la zona de plegamiento triangular.....	87
Figura V.21. Sección estructural en proceso de restauración mediante el método Kink.....	89
Figura V.22. Sección estructural y perfil restaurado del área comprendida entre los perfiles A-A'-B-B'.	90



Figura VI.1. Cuadro estratigráfico Cretácico-Terciario temprano con principales formaciones entre los 36°-39°S por la Vertiente Argentina y para la zona de estudio.....	99
Figura VI.2. Mapa esquemático, con la ubicación de la cuenca neuquina y la distribución de las muestras tomadas a lo largo de los Andes Centrales Sur.....	100
Figura VI.3. Edades relativas de probabilidad en circones detríticos para muestras tomadas en la vertiente Argentina de los Andes y en este trabajo. ....	102
Figura VI.4. Edades relativas de probabilidad en circones detríticos para muestras tomadas bajo discordancia Cretácica del Grupo Neuquén y en este trabajo.. ....	102
Figura VI.5. Esquema de evolución geológica de la región del Maule durante el Cretácico.....	104
Figura VI.6. Variaciones en el movimiento de Sudamérica durante el Cretácico. ....	105
Figura VI.7. Esquema de la evolución geológica de la región del Maule durante el Paleógeno.....	106
Figura VI.8. Esquema de la evolución geológica de la región del Maule en el Mioceno Inferior.. ....	107
Figura VI.9. Esquema de la evolución geológica de la región del Maule en el Mioceno Superior.....	109
Figura VI.10. Mapa de ubicación de la zona de estudio de Orts et al. (2012) en rojo y este trabajo en verde, con los perfiles balanceados respectivos. ....	111
Figura VI.11. Mapa de Chile Central con los principales rasgos morfológicos. ....	112
Figura VI.12. Mapa geológico compilado simplificado de la vertiente Argentina de los Andes.....	113
Figura VI.13. Características corticales entre 33°30'S y 36°10'S.....	115
Figura VI.14. Modos de deformación en orógenos, Modo de cizalle simple y cizalle puro. ....	116

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla III-1. Tabla edades radiométricas de muestras tomadas en la zona de estudio y en sus cercanías ...	36
Tabla VI-1. Porcentajes de acortamiento desde el valle del Maipo hasta el valle del Maule, cantidad de acortamiento en la vertiente oriental de los Andes a estas latitudes, por el lado Argentino y denudación y elevación media de la cordillera. ....	114

## MAPA FUERA DE TEXTO

MAPA GEOLÓGICO ZONA DE ESTUDIO

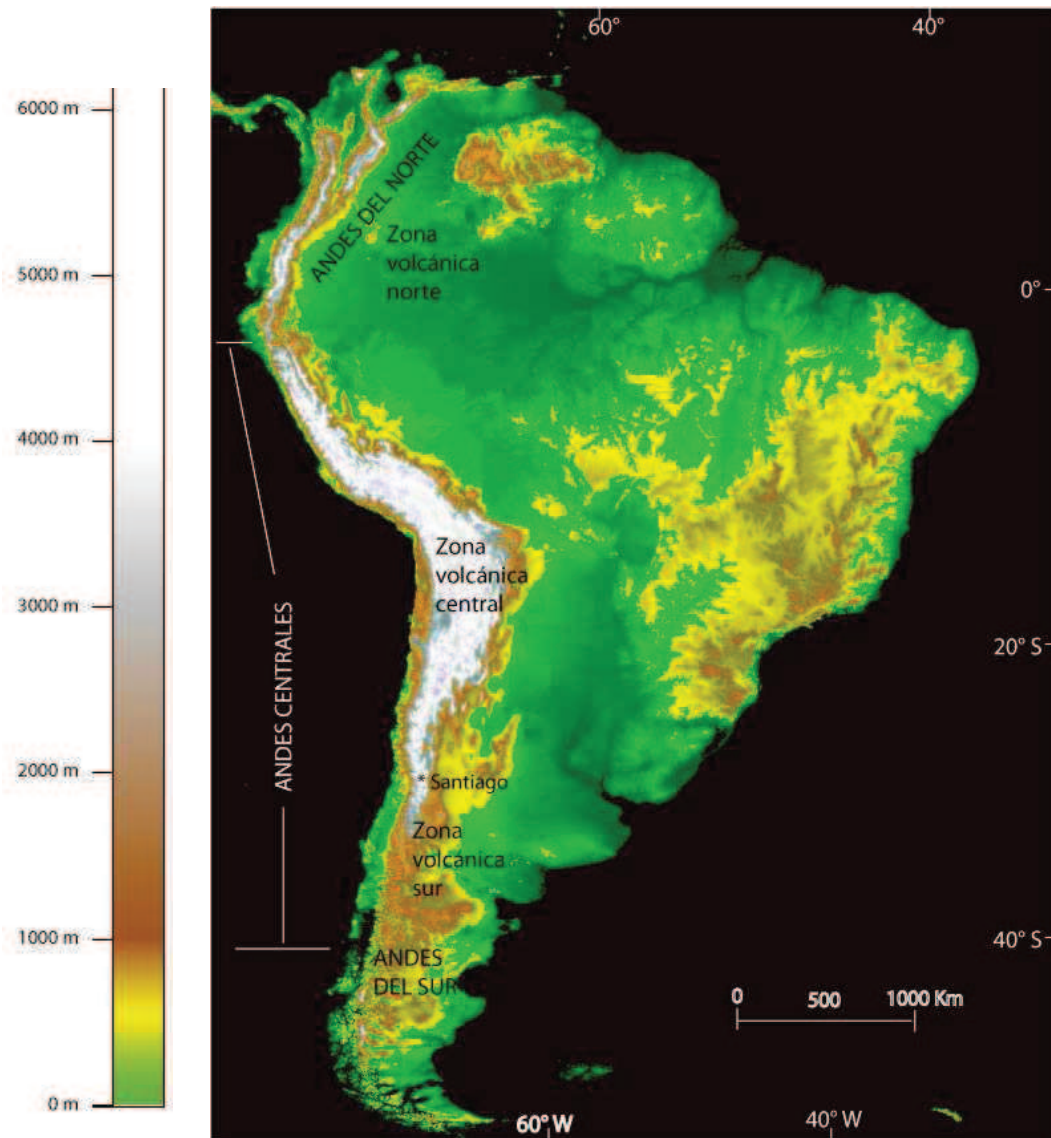
# I INTRODUCCIÓN

## I.1 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

La Cordillera de los Andes es un orógeno levantado como consecuencia de la subducción de la Placa Oceánica bajo la Placa Continental, prolongada por 7.500 km a lo largo del margen occidental de Sudamérica, desde Venezuela hasta la Antártida. Ha sido subdividida en Andes del Norte, Andes Centrales y Andes del Sur (Ramos, 1988) (Figura I.1), basado en diferencias en la estructura del orógeno y las regiones de colisión y subducción de dorsales oceánicas asísmicas (dorsales de Nazca y Juan Fernández), las cuales determinan zonas de subducción plana (Pilger, 1981; Nur y Ben-Avraham, 1981; Yáñez et al., 2001; Yáñez et al., 2002) generando variaciones morfológicas y tectónicas en el antearco, arco y trasarco, las cuales a su vez también dependen de las diferencias reológicas de la corteza continental.

Los Andes Centrales abarcan el margen sudamericano desde la falla de Amotape (3°S) hasta la zona de subducción de la dorsal activa de Chile (47°S), comprendiendo la Zona Volcánica Central y la Zona Volcánica Sur (CVZ y SVZ, respectivamente), ambas separadas por un *gap* con ausencia de volcanismo (Figura I.1). A los 32°20'S, comienza la Zona Volcánica Sur con la reaparición del volcanismo, asociada posiblemente, al aumento del ángulo de subducción (aproximadamente 30°) (transición de subducción plana a subducción normal). Junto con esto, se destaca también la aparición de la Depresión Central, hacia el sur, la variación de la orientación de la fosa y la cadena montañosa de N-S, hacia el norte, a NNE-SSW, hacia el sur, asociado al Oroclino del Maipo (Farías et al., 2008; Arriagada et al., 2009; Farías et al., 2010), un fuerte porcentaje de erosión (producto del clima más lluvioso de la zona) y una clara disminución de la elevación y del espesor cortical hacia el sur. En efecto, el acortamiento tectónico medido disminuye gradualmente de norte a sur desde 25% (~25 km) a 35°30'S, hasta 12% (~10 km) a 36°17'S (Giambiagi et al., 2009; Mescua, 2010; Tapia, 2010; Farías et al., 2010) (Figura I.2).

Hacia el lado Argentino de los Andes Centrales Sur, se encuentra la faja plegada y corrida (FPC) de La Ramada, Aconcagua y Malargüe (de norte a sur), ésta última, con un estilo de deformación de piel fina y gruesa, incluyendo fallas inversas de alto ángulo que corresponderían a la reactivación de estructuras desarrolladas durante etapas extensionales previas (Giambiagi et al., 2005; Giambiagi et al., 2009).



**Figura I.1** Imagen topográfica de Sudamérica, mostrando la segmentación de los Andes y variaciones de elevaciones a lo largo del margen sudamericano.

Para comprender las particularidades mencionadas anteriormente y los principales mecanismos responsables del levantamiento del orógeno, en los últimos años se han planteado diversos modelos integrando la información de distintos trabajos realizados en los Andes Centrales Sur, uno de estos es el planteado por Fariás et al. (2010) quienes postulan un modelo de la evolución morfotectónica de los Andes a los 33°-34°S controlado por una estructura con un despegue a escala cortical vergente al Este (Figura I.3); por otro lado Armijo et al. (2010) postulan una estructura de vergencia Oeste responsable de la deformación y alzamiento del orógeno, el cual corresponde a un plano a través del cual un bloque

marginal es subducido por el bloque Andes-Sudamérica, originando una doble subducción en el margen occidental de Sudamérica (Figura I.4)

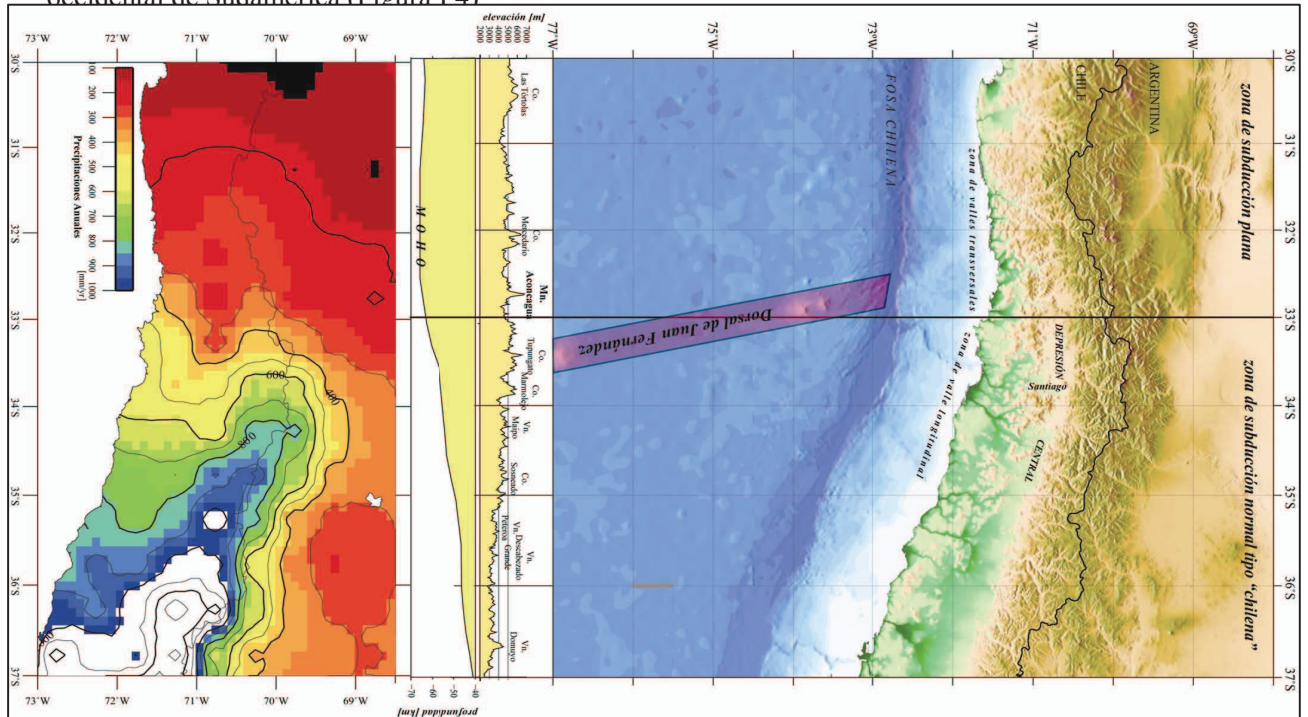


Figura I.2. Principales rasgos morfológicos, estructurales y climáticos de Chile Central a los 33°-37°S. Se destaca la disminución progresiva de la elevación y del espesor cortical al sur de 33°S, la disminución progresiva del ancho de la cadena hacia el sur, la presencia del Oroclino del Maipo a 33°S y el aumento progresivo de las precipitaciones hacia el sur (Modificado de Farías, 2007)

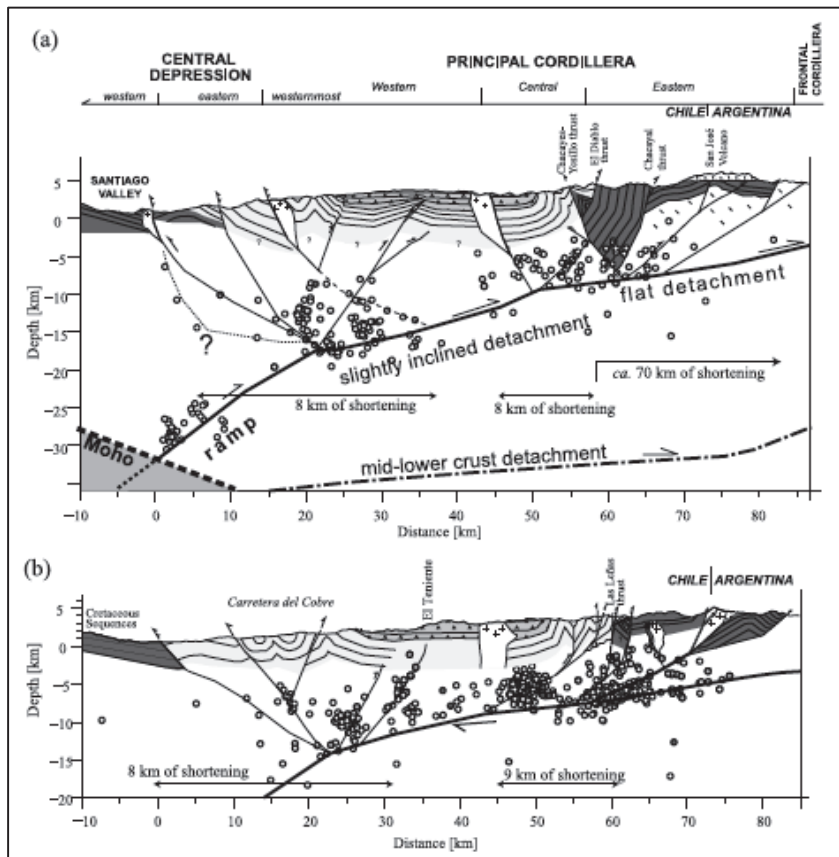
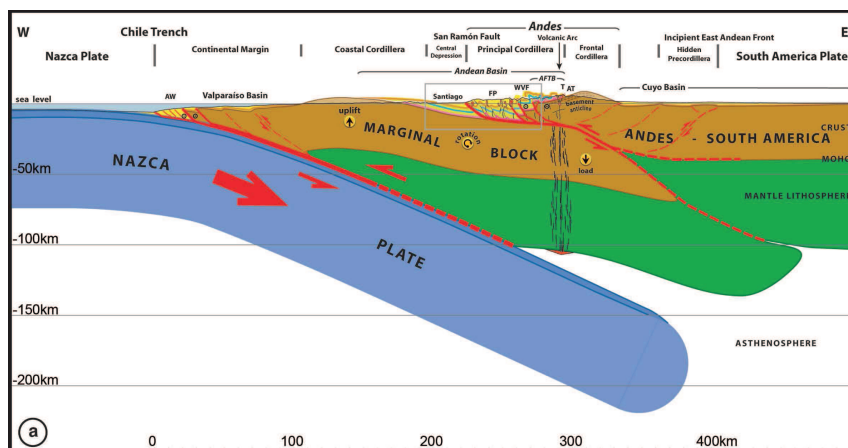


Figura I.3. Secciones estructurales y sísmicidad superficial de la Cordillera Principal de la vertiente chilena. (a) Perfil latitud del Río Maipo. (b) Perfil latitud Río Cachapoal. Modificado de Farías et al., 2010.



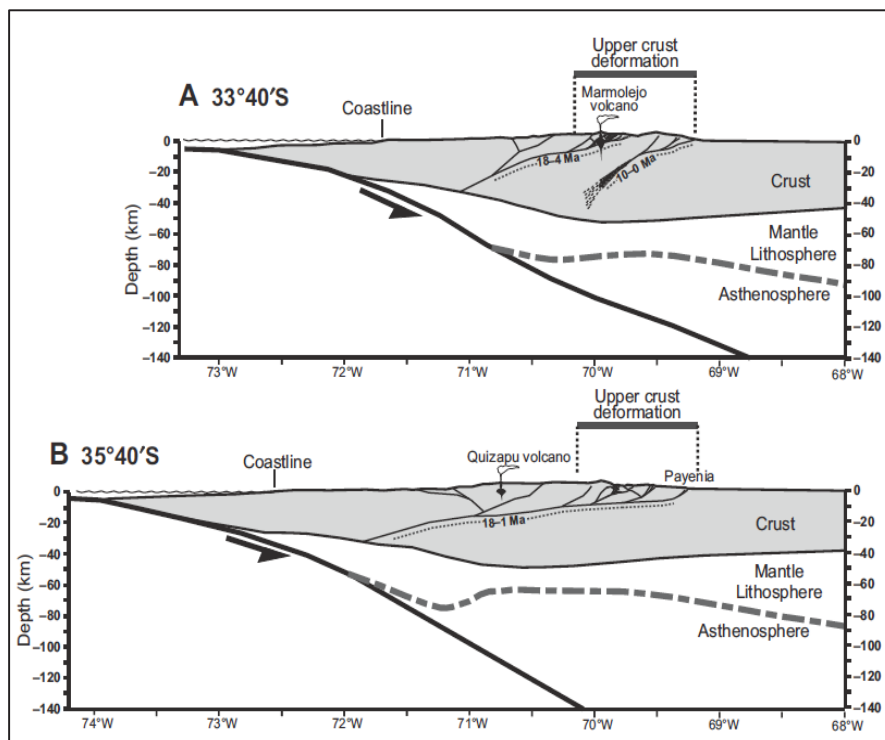
**Figura I.4. Sección simplificada a través de la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana a la latitud de Santiago (33.5°S).** Se destaca la presencia de una estructura vergente al Oeste responsable del levantamiento de los Andes. (Modificada de Armijo et al 2010)

Posteriormente, Giambiagi et al. (2012) estudiaron en la vertiente oriental de la cordillera, la configuración actual de los Andes entre los 33° y los 36°S, analizando la distribución horizontal de acortamiento cortical, engrosamiento cortical y geometría de la corteza, tasas medias de denudación y alzamiento de la topografía media, evaluando los mecanismos mediante los cuales estos factores se relacionan para generar los rasgos observables en la Zona Volcánica Sur, logrando de esta manera, evaluar los procesos que controlan el potencial y el grado de influencia de estos rasgos a estas latitudes, incluyendo perfiles estructurales balanceados desde los 33°30' a los 36°15' S. el modelo estructural obtenido por estos autores permite explicar la disminución del acortamiento tectónico hacia el sur por la dinámica de contacto entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana proponiendo 2 modelos conceptuales morfoestructurales: 1) El modelo para la parte norte explica el acortamiento tectónico por un acople entre la deformación frágil de la corteza superior y la deformación dúctil de la corteza inferior, y una alineación entre la localización de la deformación frágil y el máximo espesor cortical (Figura I.5.A); y 2) El modelo para la parte sur que se basa en un desacople entre el acortamiento de la corteza superior, localizado en la zona oriental de la Cordillera Principal y la zona de deformación dúctil de la corteza inferior ubicada en la vertiente occidental de los Andes. (Figura I.5. B).

Los modelos morfoestructurales expuestos anteriormente, intentan explicar la existencia de los Andes Centrales Sur, sin embargo aún existen muchas interrogantes sobre los mecanismos y evolución de los procesos que llevaron al desarrollo de los Andes y como se relacionan estos modelos con las particularidades presentes en la región de estudio. Por esta razón los Andes Centrales del Sur son un lugar de gran interés para estudiar las estructuras involucradas en la formación del orógeno, la contribución y los mecanismos específicos de estas estructuras, los procesos de exhumación, alzamiento, erosión, y la influencia del clima en estos procesos, para poder así explicar y entender los mecanismos de acortamiento cortical y sus variaciones hacia el sur. Pudiendo de esta manera unificar la información existente por el lado Argentino en un gran modelo cortical que intente explicar el desarrollo de la Cordillera de los Andes a las latitudes de estudio.

En el presente trabajo se intentará revelar la importancia relativa de la tectónica en el desarrollo de la cordillera incluyendo estudios estructurales, geocronológicos y de geología básica en la Cordillera

Principal de la región del Maule ( $35^{\circ}30'S$  y  $35^{\circ}S$ ) con el fin de poder entender la evolución de los procesos tectónicos en la formación del orógeno y destacar los rasgos que lo diferencian de segmentos más al norte, y así poder realizar una comparación cuantitativa y cualitativa de los mecanismos de deformación entre la franja occidental y oriental de los Andes Centrales Sur.



**Figura 1.5. Modelos conceptuales de deformación cortical. A) A los  $33^{\circ}40'S$ . B)  $35^{\circ}40'S$ .** Modificado de Giambiagi et al., 2012.

## **I.2 OBJETIVOS**

### **I.2.1 Objetivo general**

El objetivo general de este estudio es determinar los procesos tectónicos y climáticos que producen el desarrollo de la Cordillera del Maule, en el contexto de la orogénesis en los Andes Centrales del Sur.

### **I.2.2 Objetivos específicos y metodología**

1. Determinar la magnitud, el estilo y la temporalidad de la deformación en la zona de estudio.

Para el cumplimiento de este objetivo, se utilizará la siguiente metodología: confección de secciones estructurales balanceadas interpretadas en profundidad, dataciones radiométricas U/Pb, interpretación de la geología de la zona y de sus relaciones de contacto.

2. Determinar los mecanismos que producen la orogénesis a lo largo de la zona de estudio.

Para el cumplimiento de este objetivo, se utilizará la siguiente metodología: interpretación física del estilo estructural a partir de las secciones estructurales balanceadas, dataciones de circones detríticos y análisis de la proveniencia y dirección de transporte de sedimentos.

3. Definir de qué manera se asocia la deformación en la zona de estudio, con las diferencias latitudinales que presenta el orógeno.

Para el cumplimiento de este objetivo, se utilizará la siguiente metodología: correlación y análisis comparativo regional de los resultados obtenidos en este estudio con las secciones estructurales balanceadas y su comparación con perfiles balanceados de regiones más al norte.

### **I.2.3 Actividades**

Para el cumplimiento de los objetivos específicos y sus metodologías planteadas anteriormente, se realizaron las siguientes actividades:

- Reconocimiento geológico en detalle de la zona de estudio, a escala 1:50.000 con un especial énfasis en su estructura.



- Correlación de unidades geológicas presentes en la zona de estudio con las unidades descritas en el marco geológico.
- Realizar una sección estructural balanceada y determinar el porcentaje de acortamiento en la zona de estudio.
- Determinar la sucesión y cronología de los eventos tectónicos involucrados en la formación de la cordillera.

Finalmente para el cumplimiento de las actividades se utilizaron las siguientes herramientas, basadas en una recopilación bibliográfica, trabajo de terreno, de laboratorio y de gabinete, éstas son detalladas a continuación.

## **I.2.4 Herramientas utilizadas**

### **1. Recopilación bibliográfica.**

Se realizó una revisión de trabajos anteriores de la zona, sus alrededores y de cartas geológicas publicadas.

Las actividades consistieron en:

1. Recopilación de antecedentes bibliográficos y mapas geológicos publicados sobre la región de estudio y la cordillera central de Chile y Argentina.
2. Estudio y participación en curso de Fajas plegadas y corridas, dictado por Ernesto Cristallini (Buenos Aires, 2010).
3. Recopilación, lectura y síntesis de trabajos sobre cuencas extensionales y su inversión.

### **2. Trabajo de terreno.**

El trabajo de terreno consistió en un levantamiento geológico, toma de datos y muestras, junto con un reconocimiento de los principales rasgos geomorfológicos y estructurales de la zona, para esto se realizó una campaña de reconocimiento, más 4 campañas de terreno en las que se trató de abarcar la totalidad de la zona de estudio.

La campaña de reconocimiento se realizó entre el 6 y el 10 de enero del 2010 y consistió en buscar arrieros para la campaña de terreno y en reconocer las principales particularidades geomorfológicas. Finalmente, se buscaron rutas y lugares de interés para las campañas de terreno posteriores.

Las campañas de levantamiento geológico se realizaron entre el 21 de enero y el 2 de febrero del 2010 (zona río Claro- laguna Caracol); 5-13 de enero del 2011(zona Hornitos); 26-1 de febrero del 2011(zona río Colorado); 11-14 de abril del 2011 (zona Central Cipreses) y consistieron en:

1. Mapeo geológico con énfasis en las estructuras, relaciones de contacto y polaridad de los estratos. Se usaron fotos aéreas SAF 97 GEOTEC a escala 1:50.000 y las hojas de Río Claro, Vilches, Melado, Central los Cipreses y Río Melado a escala 1:50.000, más imágenes de *Google Earth*.
2. Toma de fotografías de terreno.
3. Muestreo litológico para descripción, cortes transparentes y dataciones radiométricas (37 muestras de las cuales se mandaron a datar 8 muestras).

### **3. Trabajo de laboratorio y gabinete.**

El trabajo de gabinete consistió en:

1. Fotointerpretación pre y post-terreno de fotos aéreas SAF 97 GEOTEC a escala 1:50.000, mediante las que se trató, en una primera instancia, separar el substrato de rocas deformadas de las rocas volcánicas. Posteriormente, se marcaron las quebradas principales y las estructuras observadas, con el fin de delimitar correctamente las distintas unidades geológicas.
2. Diseño de una base de datos de edades radiométricas realizadas por Drake (1976); Spikings et al. (2008); y muestras tomadas en este trabajo.
3. Descripción petrográfica de muestras y separación para cortes transparentes.
4. Digitalización de mapeo geológico, realización de perfiles estructurales.
5. Perfil estructural balanceado con *software* "MOVE 2011".

### **I.3 UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO Y VÍAS DE ACCESO**

El área de estudio se encuentra al Este de la ciudad de Talca, en la comuna de San Clemente, Región del Maule, Chile, entre los 35°30' y 36° de latitud sur y los 71° y 70° de longitud oeste. El acceso a la zona desde Santiago es por la ruta 5 Sur, pasado el segundo acceso a Talca (hacia el sur) está el desvío hacia San Clemente, en el cual se recorren aproximadamente 120 km por camino asfaltado hasta el sector de La Mina (Figura I.6), donde se continúa a pie o a caballo por diversos senderos hacia el norte o sur del río Maule. En la localidad de La Mina no hay poblados salvo un retén de Carabineros de aduana.

El relieve de la zona es relativamente joven y abrupto en él se encuentran estrato-volcanes, con un relieve promedio de unos 2.000 m. Las principales cumbres las constituyen los volcanes Descabezado Grande, Cerro Azul y Tatara-San Pedro (Figura I.7).

El sistema de drenaje está organizado en 4 redes hidrográficas principales, las que corresponden a la hoya superior del río Maule. Estos son los ríos Claro, Maule, Colorado y El Melado; Por estos valles escurren los principales ríos de la zona de estudio, los que generalmente presentan formas de origen glacial, con forma de U y laderas abruptas incididas por la acción fluvial. En algunos de estos valles se puede ver la presencia de circos glaciares, paleo-valles y depósitos de morrenas.

Actualmente, los glaciares cubren una pequeña porción de la superficie total. Se encuentran en las cumbres más altas y próximas a la frontera con Argentina. En la zona también se encuentran una serie de lagunas de diversos tamaños, emplazadas en circos glaciares, antiguos cráteres volcánicos o embalsadas por depósitos morrénicos y por coladas de lavas.

La zona de estudio cuenta con una estación seca entre los meses de Noviembre a Abril, y una estación lluviosa, en la cual ocurre una importante acumulación de nieve en las partes altas, lo que hace imposible realizar actividades de terreno en esa fecha, por esta razón el trabajo en terreno se limitó a los meses de verano.

La vegetación en la zona es abundante en las partes bajas de los valles, dificultando el ingreso hacia las zonas más altas; ésta se compone principalmente de ciprés, roble, lenga, coigüe y diversos matorrales. En el sector oriental de la Cordillera y a mayor altura la vegetación es escasa.

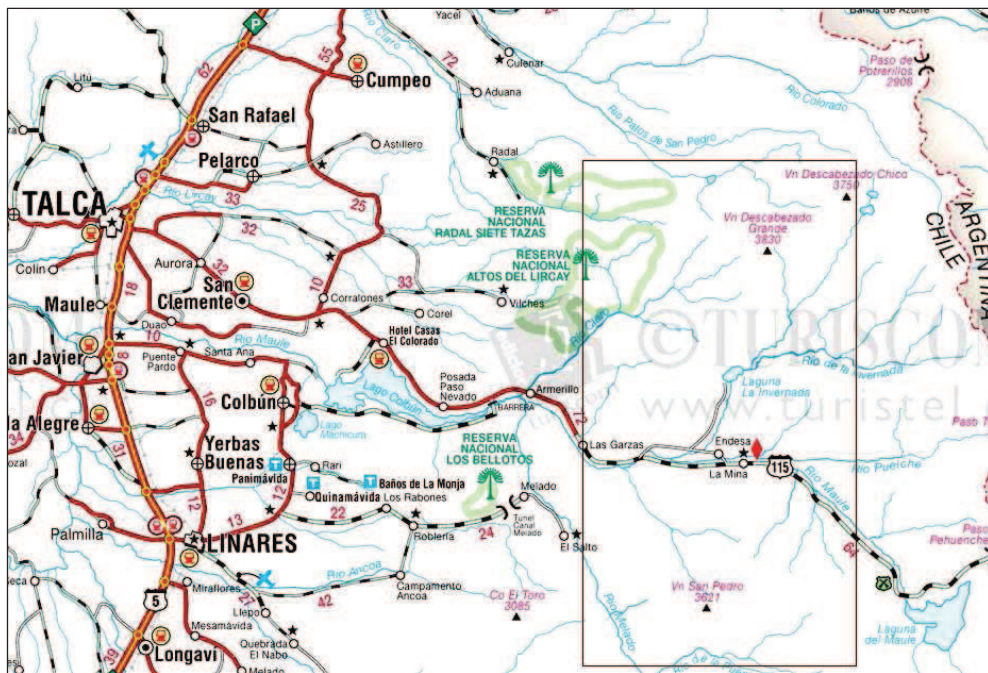


Figura I.6. Mapa rutero con vías de acceso a zona de estudio indicada en el recuadro.

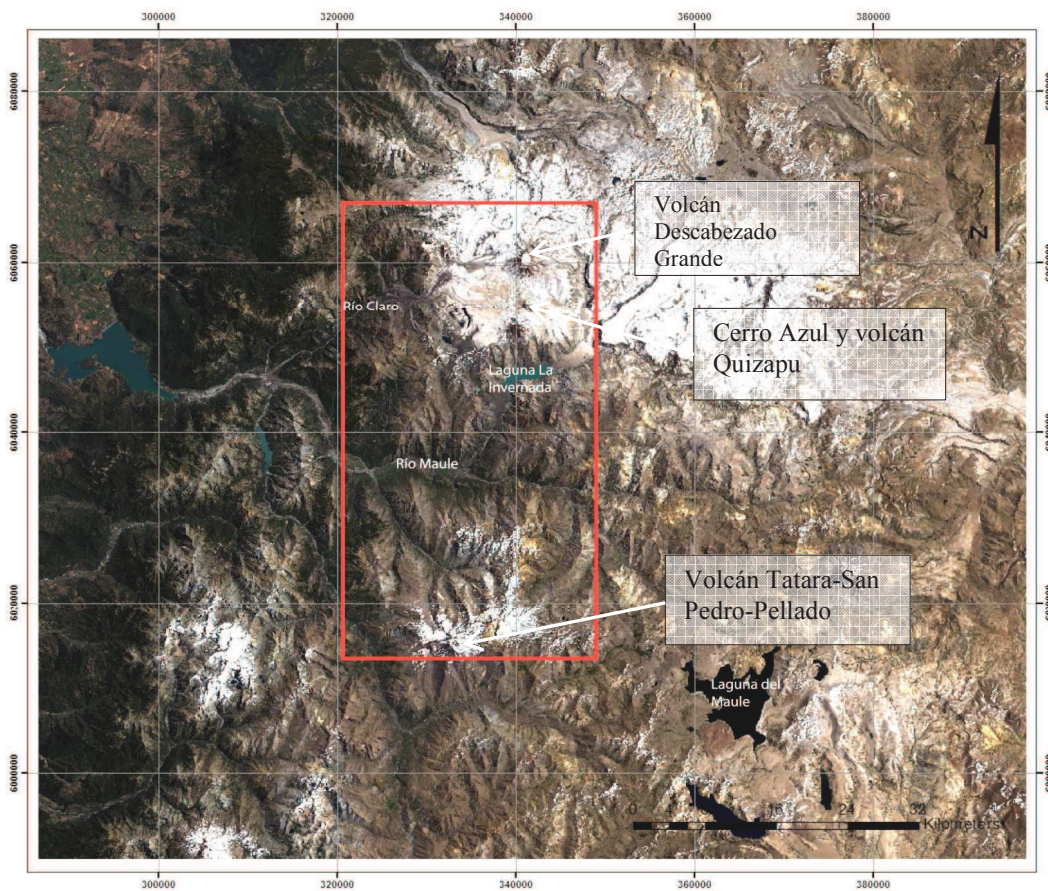


Figura I.7. Imagen Landsat, mostrando la zona de estudio y sus principales centros eruptivos y redes hidrográficas. Se destaca la presencia de vegetación en color oscuro y la acumulación de depósitos volcánicos recientes en color grisáceo.

# **II MARCO GEOTECTÓNICO REGIONAL Y ANTECEDENTES GEOLÓGICOS.**

## **II.1 INTRODUCCIÓN**

La evolución de la cadena andina desde el Eoceno Medio, ha estado marcada por una serie de eventos tectónicos, condiciones y situaciones las cuales fueron las responsables de la configuración y evolución geológica que tuvo la región de estudio. El propósito de este estudio y específicamente de este capítulo, es comprender y evidenciar cómo estos factores influyeron en la construcción de la cadena montañosa. Para ello, se mostrarán los principales rasgos geotectónicos que evidencian la configuración tectónica del margen occidental de Sudamérica y sus condiciones de convergencia durante el Cenozoico. Además se realizó una recopilación bibliográfica de los principales antecedentes geológicos que marcaron la historia geológica de la región de estudio y la región adyacente de Argentina, para poder asociar estas evidencias a la Cordillera de los Andes a esta latitud.

A continuación, se presentaran el marco geotectónico que afectó la zona de estudio durante el Cenozoico. Posteriormente se mencionaran las unidades morfoestructurales que se encuentran en la región, el marco geológico regional que forma estas unidades y finalmente la recopilación de antecedentes geológicos.

## **II.2 MARCO GEOTECTÓNICO REGIONAL**

El borde occidental de Sudamérica se caracteriza por ser un margen convergente, en el que la placa oceánica subducta de manera continua bajo la Placa Sudamericana, al menos, desde el Jurásico Inferior hasta la actualidad (Jordan et al., 1983).

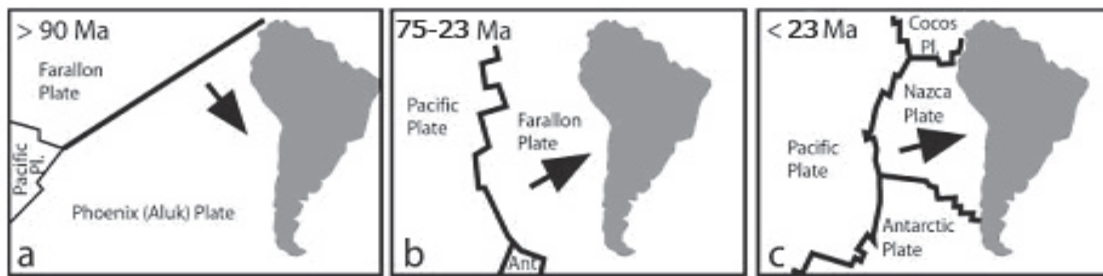
Dicho proceso de convergencia no ha sido constante en el tiempo, debido a variaciones en el ángulo de convergencia entre las placas, velocidad de convergencia y ángulo de subducción, junto con la geometría tanto de la placa oceánica subductada como de la placa continental, el clima y tasa de erosión, afectando de esta manera, diversos procesos geológicos como el magmatismo, la ubicación del arco con respecto a la fosa, el desarrollo de cuencas, orogénesis, tectonismo y metamorfismo (Coira et al., 1982; Mpodozis y Ramos, 1989), mecanismos encargados del modelamiento de los Andes centrales durante toda su historia geológica. Por esta razón es importante destacar cuáles han sido estos cambios, principalmente

durante el Cenozoico, periodo en el cual se han formado los mayores rasgos morfoestructurales actuales, particularmente desde el Oligoceno Superior (e.g. Rutland, 1971; Isacks, 1988; Sempere et al., 1990; Allmendinger et al., 1997; Lamb et al., 1997; Charrier et al., 2002).

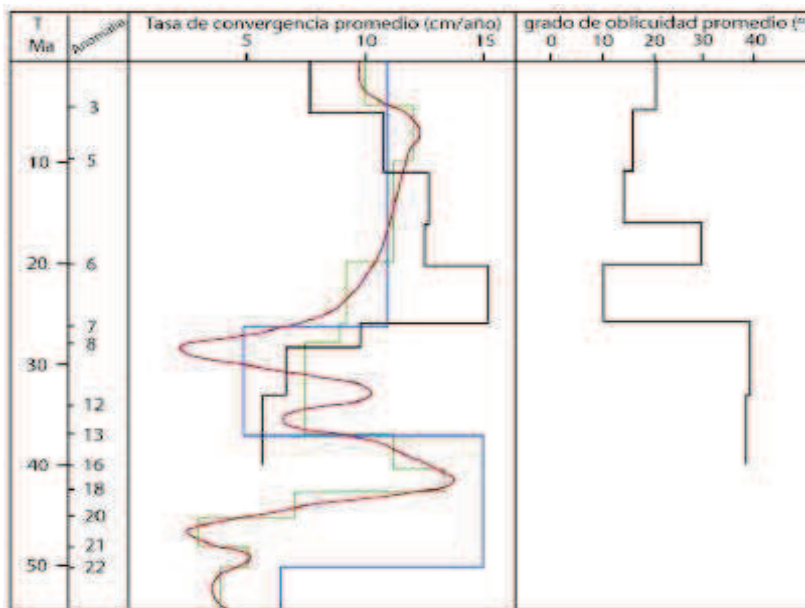
En el Cenozoico temprano, entre el Paleoceno Inferior y el Eoceno Inferior-Medio, el magmatismo y la deformación en los Andes Centrales estaban concentrados en la actual región del antearco, la subducción estuvo caracterizada por un aumento progresivo en la velocidad de convergencia y una rotación horaria de la dirección de convergencia (Figura II.2.) (Somoza y Ghidella, 2005), lo cual causó un episodio de deformación conocido como fase Incaica. Posteriormente, en el Eoceno Superior al Oligoceno, ocurrió un periodo de convergencia lenta y constante, entre 6 a 4 cm/año, con una oblicuidad de 55° (Figura II.2.).

Entre los 28 y 26 Ma, ocurrió un cambio repentino en la cinemática de convergencia de placas, con el cual el vector de convergencia se incrementó y se hizo prácticamente ortogonal al margen chileno de Sudamérica (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998). Silver et al. (1998), por su parte, manifiesta que el factor más relevante ocurrido en este periodo sería el aumento de la velocidad absoluta de la placa continental hacia el oeste, siendo contemporáneo al corrimiento hacia el Este de la actividad tectónica y al inicio de la formación de los Andes Centrales. Estos cambios serían el resultado del quiebre de la placa Farallón, en la placa de Nazca y la placa de Cocos (Figura II.1. y Figura II.2) (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza y Ghidella, 2005), produciendo la inversión de la cuenca de Abanico y la formación de la Faja Plegada y Corrida.

Finalmente, la convergencia rápida y casi ortogonal iniciada en el Oligoceno tardío continuó hasta, al menos, los 20 Ma, disminuyendo paulatinamente a lo largo del Mioceno hasta el Presente, manteniéndose una leve oblicuidad de la placa de Nazca con respecto al margen continental (Somoza, 1998).



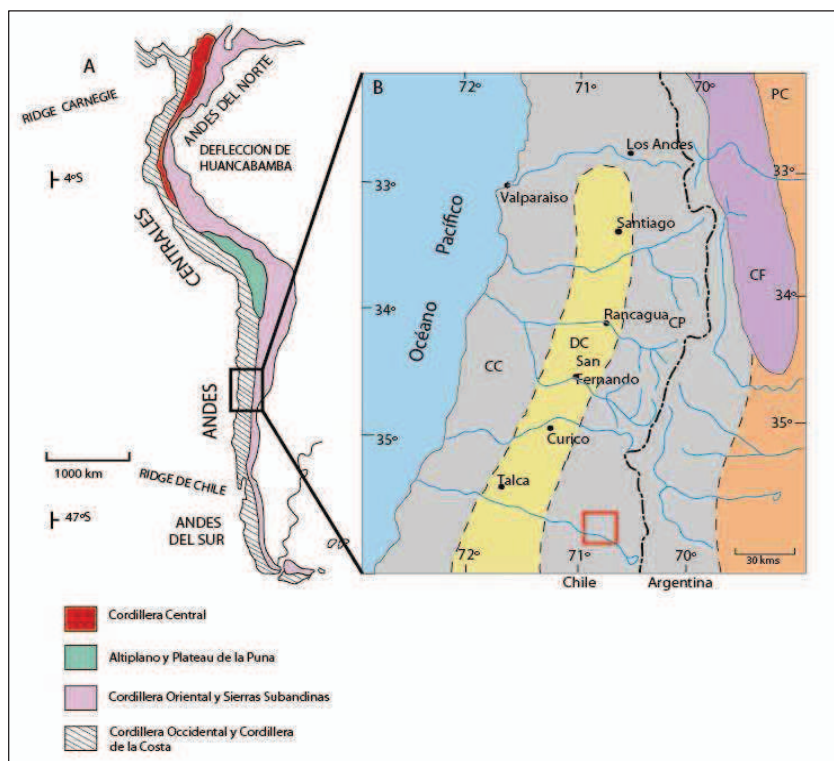
**Figura II.1. Configuración tectónica del margen occidental de Sudamérica desde los ~90-23 Ma. a) Cretácico Superior b) Cretácico Superior- Paleógeno. c) Mioceno al Presente. (Modificada de Zonenshayn et al., 1984)**



**Figura II.2. Compilación de las tasas de convergencia y oblicuidad promedio entre las placas de Nazca y Sudamericana a lo largo del tiempo. En Verde: Pilger (1983), en azul: Pardo-Casas y Molnar (1987), en rojo, la interpolación realizada por Soler y Bonhomme (1990) y en negro Somoza (1998). (Extraído de Fock, 2005).**

## II.3 UNIDADES MORFOESTRUCTURALES A LOS 35°50' S

Las unidades morfoestructurales de los Andes Centrales del sur, se disponen paralelas al margen occidental de Sudamérica y con un rumbo N-S, al norte de los 33°S, y NNE-SSW, al sur de los 33°S. A la latitud de la zona de estudio se reconocen 3 unidades morfoestructurales, de Oeste a Este son: Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal (Figura II.3).



**Figura II.3. Principales divisiones morfoestructurales de los Andes Centrales del Sur chileno-argentino, entre los 32° y los 36°S.** CC: Cordillera de la Costa, DC: Depresión Central, CP: Cordillera Principal, CF: Cordillera Frontal y PC: Precordillera. El recuadro rojo en B) indica el área de estudio (Según Aubouin et al. (1973) y Gansser (1973), figura modificada de Charrier et al., 1996).

La Cordillera de la Costa se define como una unidad independiente, con la aparición de la Depresión Central desde Santiago hacia el sur. En su borde occidental se compone principalmente de basamento cristalino y metamórfico paleozoico, mientras que hacia el este afloran rocas intrusivas del Mesozoico Inferior, en su extremo oriental la Cordillera de la Costa presenta mayores elevaciones, las que a la latitud de la zona de estudio, varían su máximo entre 550 y 700 m s.n.m. El borde oriental está compuesto de secuencias estratificadas volcánicas y sedimentarias Mesozoicas (Thomas, 1958; Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001; Bravo, 2001; Sernageomin, 2003) (Figura II.4).

La Depresión Central, ubicada entre los 33°S y los 40°S, consiste en una cuenca rellena de depósitos aluviales y volcánicos Pleistocenos a Holocenos (Thiele, 1980, Araneda et al., 2000, Rauld, 2002), su basamento corresponde a rocas Mesozoicas y Cenozoicas, distribuidas en el sector occidental y oriental, respectivamente, el basamento es observable en cerros islas que sobresalen de la superficie, con alturas entre 650 y 480 m s.n.m. y cordones que cortan la depresión formando angosturas y cuevas (Farías



et al., 2008). El límite oriental de la depresión, al norte de la zona de estudio, se encuentra en contacto, aparentemente por falla, con niveles basales de la Formación Abanico (Falla Infiernillo, según Fock et al. (2006)) o por discordancia erosiva (Fock, 2005) (Figura II.4).

La Cordillera Principal consiste en su parte occidental por rocas Cenozoicas de la Formación Abanico, deformadas y plegadas, rocas de la Formación Cola de Zorro y secuencias volcánicas levemente plegadas provenientes del arco volcánico actual, mientras que la vertiente oriental de la Cordillera Principal chilena consiste en rocas de la Formación Abanico y secuencias Mesozoicas fuertemente deformadas (Fock, 2005; Farías et al., 2008), estas rocas se encuentran en contacto por un sistema de fallas de vergencia Este (Falla el Fierro; Davidson et al., 1972) y retrocorrimientos. (Figura II.4). La altura promedio de la Cordillera Principal consiste en 2500 m s.n.m a la latitud de la zona de estudio.

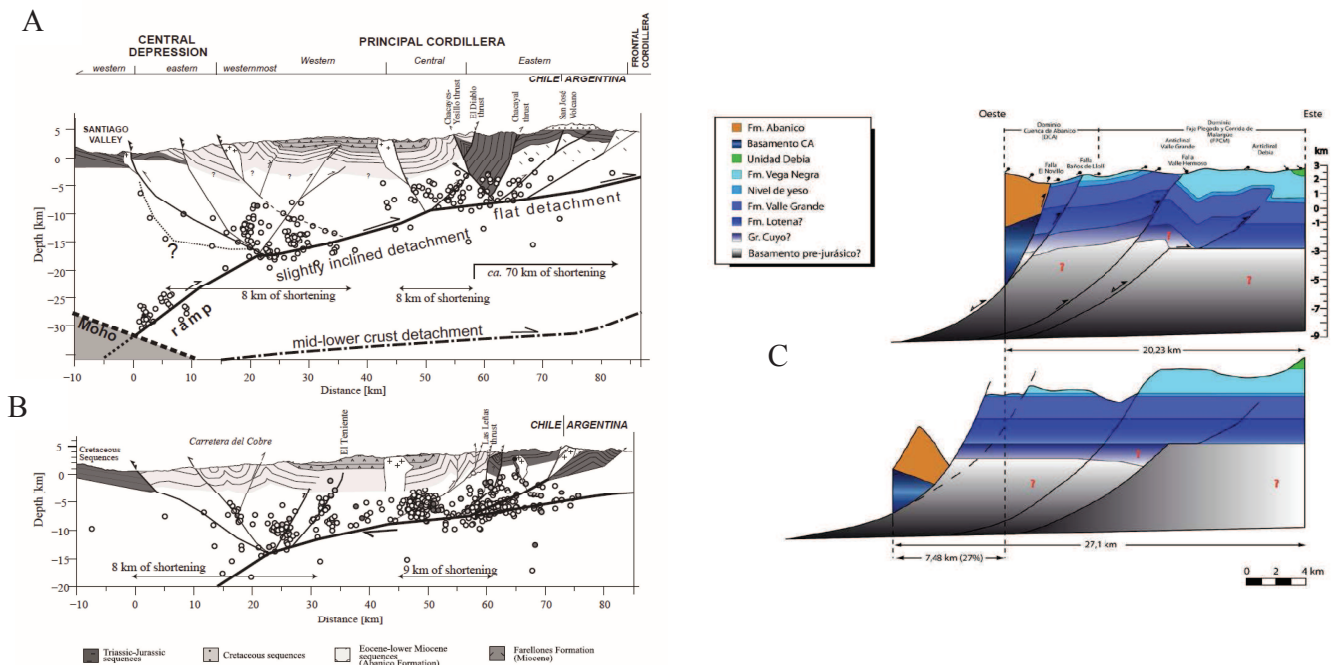
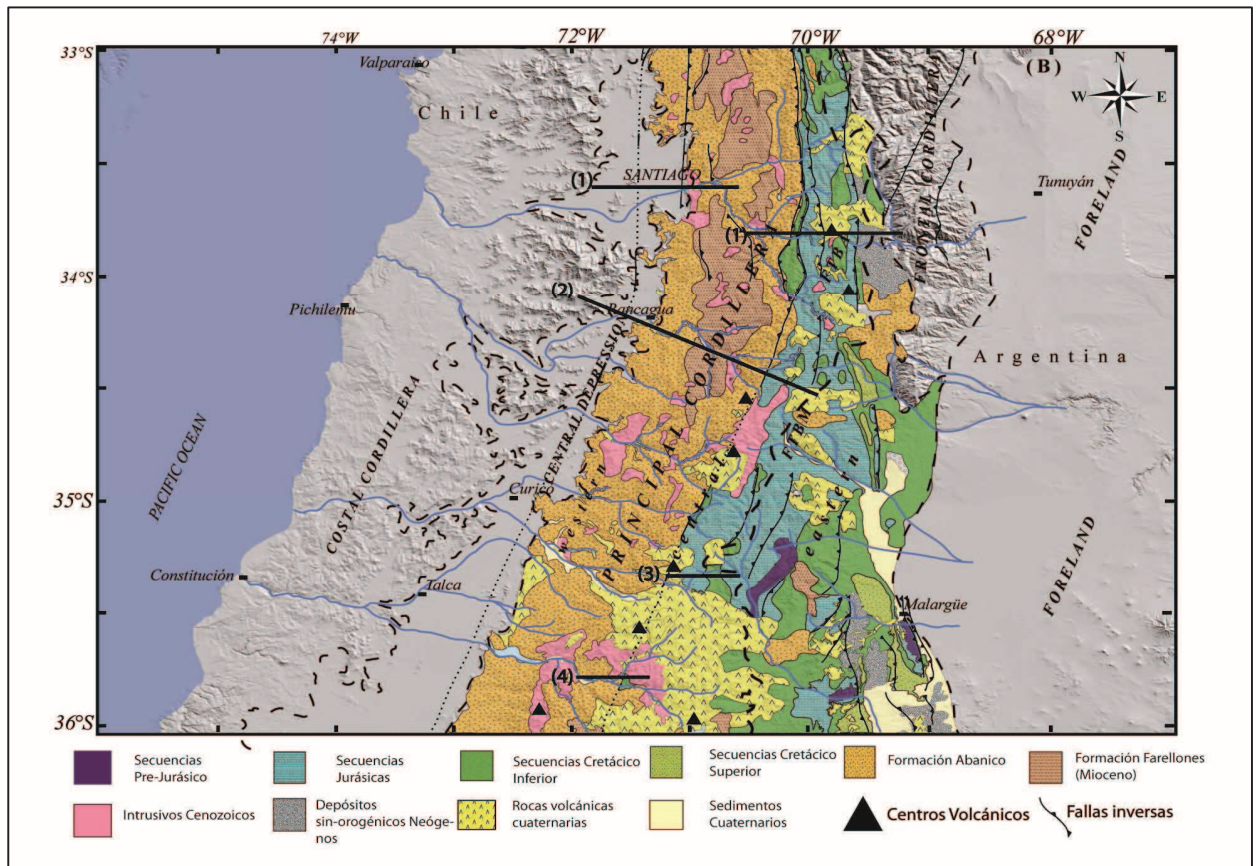


Figura II.4. Mapa geológico regional de los Andes Centrales Sur y distribución de la cuenca de Abanico y perfiles estructurales realizados a lo largo de la Cordillera Principal. (A) Perfil Maipo (Fariás et al., 2010); (B) Perfil Cachapoal (Fariás et al., 2010); (C) Perfil Cabecera del Colorado de Lontúe (Tapia, 2010).

## II.4 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En la región del Maule, la geología se conforma por afloramientos Cenozoicos y Mesozoicos, que se distribuyen a lo largo de la Cordillera Principal Occidental y Oriental, respectivamente (Figura II.4).

Las rocas Mesozoicas que afloran en la región de estudio corresponden a secuencias sedimentarias marinas y continentales, depositadas desde el Triásico Superior al Cretácico Inferior, en cuencas de tras-arco paralelas al arco, asociadas a una serie de transgresiones y regresiones marinas, finalizadas en el Aptiano-Albiano (Charrier et al., 1996; 2002; Flynn et al., 2003; 2007).

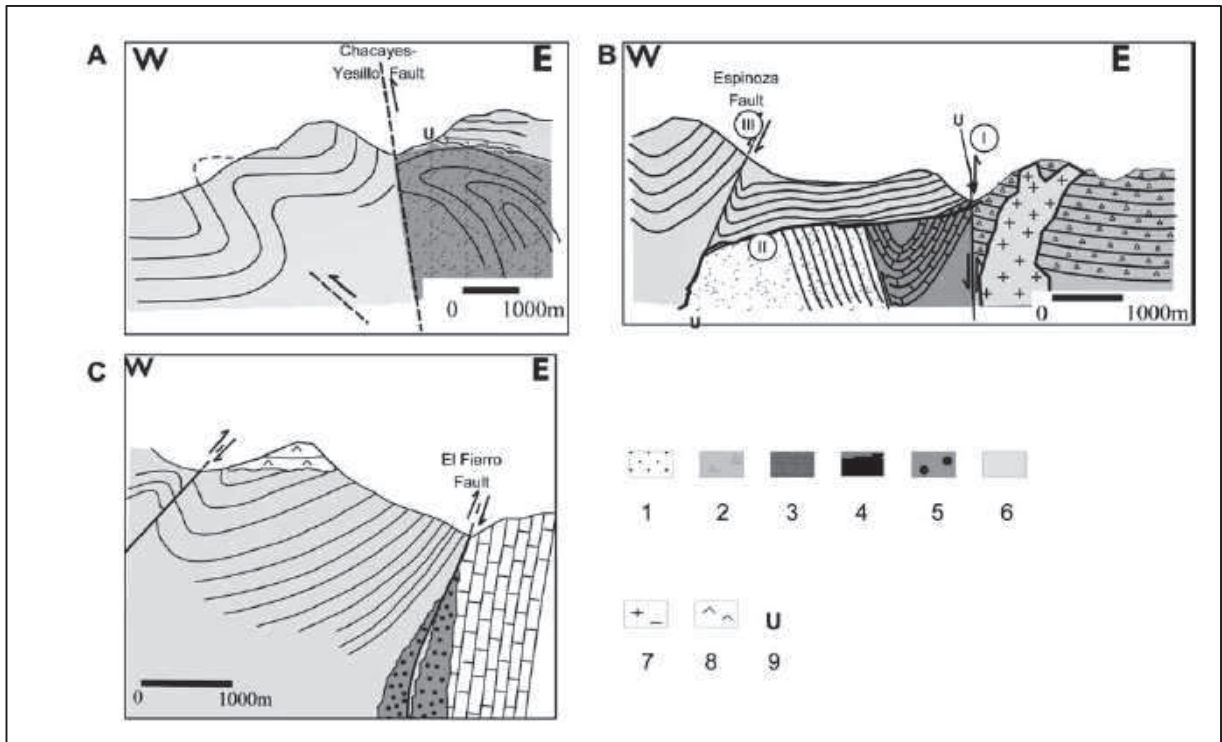
Las rocas Cenozoicas, cubren gran parte de la Cordillera Principal Occidental. Estas unidades corresponden a rocas volcano-sedimentarias, con diversos grados de deformación, rocas intrusivas que intruyen parte de los afloramientos Mesozoicos y Cenozoicos y rocas volcánicas cubriendo gran parte de los afloramientos estratificados.

Una de las formaciones que abarca mayor extensión areal en la zona, es la Formación Cura-Mallín, actualmente denominada Formación Abanico, compuesta por rocas volcánicas y volcano-sedimentarias de edad Eoceno Superior-Mioceno Inferior, definida por Aguirre (1960) El contacto basal de esta formación ha sido ampliamente discutido y estudiado: algunos autores postulan un contacto por discordancia angular (Klohn, 1960; Aguirre, 1960; Charrier et al., 1996, 2002), otros hablan de un contacto concordante con la Formación Colimapu (González y Vergara, 1962; Thiele, 1980; Godoy, 1988), también se ha postulado la existencia de un contacto por falla, (Godoy y Palma, 1990; Godoy y Lara, 1994; Godoy et al., 1999). Estudios más recientes han demostrado que el contacto corresponde a una discordancia angular entre depósitos cenozoicos y las unidades mesozoicas (Charrier et al., 2002; Piquer, 2004) (Figura II.5).

El volcanismo Mioceno-Pleistoceno se caracteriza por una serie de formaciones de composición andesítico-basálticas, depositadas durante la Fase Quechua (Neógeno al Reciente) (Cobbold y Rosello, 2003), fase tectónica asociada a periodos de compresión y extensión durante la cual se interpreta una expansión del arco hacia el este, probablemente debido a una somerización de la subducción en el Mioceno, el que, posteriormente, sufre un nuevo corrimiento hacia el oeste hasta ubicarse en su posición actual bajo un régimen de subducción normal (Ramos y Folguera, 2005; Tunik et al., 2010), generando durante este periodo una extensa depositación de unidades volcánicas.

El volcanismo cuaternario, formado por material proveniente de erupciones volcánicas recientes del Complejo volcánico Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul y el Complejo volcánico Tatara-San Pedro, corresponde a depósitos piroclásticos, coladas de lava, depósitos de ceniza y depósitos de escoria, los cuales se observan en la región de estudio cubriendo discordantemente las formaciones más antiguas al menos desde el Plioceno

A continuación, se presenta una síntesis de las unidades Mesozoicas y Cenozoicas más relevantes, las cuales han sido descritas en la región de estudio.



**Figura II.5.** Secciones esquemáticas del borde oriental de la cuenca de Abanico mostrando distintos tipos de contacto con las formaciones mesozoicas a distintas latitudes. A Valle del Río El Volcán. B Valle del Río Las Leñas. C. Valle del Río Tinguiririca. (1). Formación Leñas-Espinoza, (2) Formación Río Damas, (3) Formación Baños del Flaco, (4) Formación Colimapu, (5) BRCU, (6) Formación Abanico, (7) Cuerpos intrusivos, (8). Volcanismo Cuaternario, (9). Discordancia. Extraído de Charrier et al. (2002).

## **II.4.1 Unidades estratificadas.**

### **Formación Río Damas (Kimmeridgiano)**

Se denomina Formación Río Damas (Klohn, 1960) a una gruesa sucesión de conglomerados y brechas conglomerádicas medianas a gruesas, con intercalaciones de areniscas, limonitas, lavas andesíticas y delgados niveles de yeso expuestos en la parte oriental de la Cordillera Principal, entre Santiago y Curicó (Thiele, 1980). En su localidad tipo, en el valle de Tinguiririca, alcanza un espesor de ~2000 m. Esta formación fue reconocida hacia el sur por González y Vergara (1962), donde se le ha determinado una potencia máxima de 2000 m, en el curso superior del río Teno.

Ésta formación sobreyace concordantemente al miembro superior de la Formación Valle Grande (yeso principal) de edad Oxfordiana, en la localidad de Valle Grande cercano al límite fronterizo con Argentina (González y Vergara, 1962) y subyace concordantemente a la formación marina de Baños del Flaco de edad Tithoniana-Hauteriviano, en la misma localidad (Davidson, 1971; Arcos, 1987; Charrier, 1981; Piquer et al., 2010; Tapia, 2010). La presencia de diversas estructuras sedimentarias como grietas de secamiento, impresiones de gotas de lluvia y costras carbonáticas reconocidas en esta formación, y sus equivalentes orientales como la Formación Tordillo, demuestran la aridez del ambiente y su posible depositación subaérea, con material proveniente principalmente de la denudación de un área alzada previamente en el Jurásico Medio (González y Vergara, 1962; Davidson et al., 1972; Mescua et al., 2008).

La edad de la formación se basa en sus relaciones estratigráficas, ya que no se han encontrado restos fósiles en esta unidad, por lo que se determina una edad Kimmeridgiana.

Por el lado Argentino, esta formación ha sido correlacionada con la Formación Tordillo (Stipanovic, 1969), la que presenta importantes variaciones de espesor y fallas extensionales sin-deposicionales, lo que permite interpretar un control extensional en el momento de su depositación (Legarreta et al., 1993; Mescua et al., 2008).

### **Baños del Flaco (Tithoniano-Barremiano)**

La Formación Baños del Flaco (Klohn, 1960), definida en la localidad tipo de Termas del Flaco, en el río Tinguiririca, aflora hasta el valle del río Maule, corresponde a una sucesión de sedimentos marinos fosilíferos, principalmente calcáreos compuestos de caliza cristalina densa de color gris, rosado y café claro, areniscas conglomerádicas de coloración verdosa y conglomerado fino de matriz rojiza en la base. La potencia estimada de la formación varía entre 800 a 400 m en el valle del río Tinguiririca y valle del río Maule, respectivamente (González y Vergara, 1962), y se encuentra sobreyaciendo concordantemente la Formación Río Damas y subyaciendo, de manera discordante, a la Unidad BRCU, en

la localidad tipo (Charrier et al., 1996), al sur de ésta en la zona del Maule la formación se encuentra subyaciendo de manera concordante a la Formación Colimapu (González y Vergara, 1962).

Los depósitos de esta formación marcan ciclos de transgresión-regresión, en el que las condiciones de sedimentación son de ambiente marino de plataforma de poca profundidad (Charrier et al., 1996).

La edad de esta formación está establecida por su contenido fósil, en el Titoniano Medio al Hauteriviano Inferior (Tavera, 1948; Corvalán, 1959).

A los depósitos de esta formación se les denomina más al norte, en la Cordillera Principal frente a Santiago, en el sector del río Volcán (afluente del río Maipo), Formación Lo Valdés (González, 1963; Thiele, 1980; Biró-Bagóczy, 1984; Hallam et al., 1986). Y por el lado Argentino la unidad se correlaciona con el Grupo Mendoza equivalente a las Formaciones Vaca Muerta y El Agrio inferior (Mescua, 2010).

### **Formación Colimapu (Barremiano-Albiano)**

La Formación Colimapu (Klohn, 1960), definida en la quebrada Colimapu o de la Mona, en la hoya del río Maipo, corresponde a una secuencia continental de areniscas de coloración rojiza, lutitas, conglomerados de matriz arenosa con intercalaciones de rocas piroclásticas, lavas andesíticas e intercalaciones lenticulares de caliza. Su espesor alcanza ~2000 m (Thiele, 1980). La formación, sobryace concordantemente a la Formación Lo Valdés (Thiele, 1980) y subyace discordantemente a la Formación Abanico (Charrier, 1981; 1996; 2002). La edad mínima estimada para esta formación, es Albiana, determinada mediante carófitas fósiles (Martínez y Osorio, 1963), y de acuerdo a su posición estratigráfica se le determinó una edad máxima Hauteriviana.

Esta unidad se correlaciona cronológicamente con la Formación Cristo Redentor definida por Aguirre (1960) en el valle del río Aconcagua, y con las Formaciones Diamante y Huitrín en Argentina (Ramos et al., 1996; Sruoga et al., 2002; Giambiagi et al., 2003).

### **Unidad Clástica Café Rojiza (BRCU: *Brownish-Reddish Clastic Unit*)**

Unidad definida en la localidad de Termas del Flaco en el valle del río Tinguiririca (Charrier et al., 1996). Corresponde a una serie de depósitos continentales sedimentarios con una predominante coloración rojiza.

Esta unidad consiste en un miembro basal de brecha conglomerádica de unos 40 m de potencia, representando depósitos de abanico aluviales y un miembro superior grano decreciente constituido en la parte inferior por estratos de areniscas gruesas y lentes conglomerádicos color grisáceo, con intercalaciones de areniscas de grano fino y lutitas laminadas de color café rojizo, de unos 200 m de potencia, hacia la parte superior, los niveles lenticulares se hacen gradualmente más finos, lo que estaría indicando facies retrogradadas durante la subsidencia de un margen de cuenca, la composición de los clastos indica proveniencia de una fuente volcánica (Charrier et al., 1996).

Debido a su posición estratigráfica discordante sobre la Formación Baños del Flaco y al hallazgo de un hueso, que por su gran tamaño puede pertenecer sólo a un dinosaurio, la unidad sería posterior a la Formación Colimapu y, por lo tanto, se le asigna una edad Cretácico Superior (Charrier et al., 1996) y se la correlaciona con el Grupo Neuquén, conocido en Argentina.

El ambiente deposicional para esta formación, corresponde a las facies proximales de un sistema clásico fluvial/aluvial.

### **Formación Abanico (Eoceno Superior-Mioceno Inferior)**

Los depósitos aquí asignados a la Formación Abanico fueron inicialmente incluidos por Klohn (1960) en la Formación Coya-Machalí, entre los pueblos de Coya y Machalí al este de la ciudad de Rancagua. Posteriormente, Aguirre (1960) define la Formación Abanico en la zona del cerro Abanico entre los valles de Aconcagua y Maipo (33°-33°30'S), finalmente, González y Vergara (1962) reconocen la Formación Abanico entre los 33°S-36°S. Actualmente, tras diversos estudios regionales, se llegó a la conclusión que ambas unidades son equivalentes (Drake et al., 1982), por lo que actualmente se incluye a estos depósitos en la Formación Abanico.

La unidad corresponde a una sucesión continental predominantemente volcánica, con considerables espesores sedimentarios intercalados (Klohn, 1960; Aguirre, 1960; Thiele, 1980; Piquer, 2004; Zurita, 1999; Baeza, 1999; Muñoz et al., 2006; Zapatta, 1995; Charrier, 1973; 2002). Las series volcánicas de la unidad se componen principalmente de lavas basálticas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas, que se encuentran formando estructuras de coladas, brechas y tobas. Los depósitos sedimentarios corresponden a intercalaciones de limonítas, areniscas y conglomerados finos y gruesos de color verde a verde amarillento.

El espesor medido es variable: Aguirre (1960) midió una potencia aproximada de 3600 m en la provincia del Aconcagua, Klohn (1960) y Charrier (1981) la estimaron en 3000 m de espesor y González y Vergara (1962) la estimaron de Norte a Sur, 2700 m en el río Teno, 1900 m en el río Maule y 600 m en el río Longaví.

Esta unidad se encuentra plegada y afectada por metamorfismo de muy bajo grado (Aguirre, 1960; Thiele, 1980; Levi et al., 1989). Le sobreyace la Formación Farellones mediante un contacto descrito como discordante, pseudo-concordante (Charrier et al., 2002) o concordante o por falla (Godoy et al., 1999) entre los 32° S hasta los 35°S y por la Formación Cola de Zorro mediante un contacto discordante al sur de los 35°S (González y Vergara, 1962). El contacto puede ser tanto concordante como discordante según los sectores y esto debido al desarrollo de discordancias progresivas asociadas a la inversión de fallas normales reactivadas con la inversión tectónica de la cuenca de Abanico (Charrier et al., 2002, 2007)

Hallazgos fósiles y dataciones radiométricas permitieron determinar a la Formación Abanico una edad Eoceno Superior-Mioceno Inferior (Charrier et al., 1996; Flynn et al., 2003).

Diversas evidencias sedimentológicas, estructurales, de madurez termal y geoquímicas indican que su depositación tuvo lugar en una cuenca extensional (Charrier et al., 2002). Estudios realizados sobre la geoquímica de las rocas mostraron una afinidad toleítica, consistente con una corteza delgada, a diferencia de las rocas más jóvenes que presentan afinidad calcoalcalina (Charrier et al., 2002; Nyström et al., 2003) evidenciando un cambio a nivel cortical y tectónico durante su depositación.

### **Formación Campanario (Mioceno Medio)**

La Formación Campanario (Drake, 1976), definida al oeste del Cerro Campanario, corresponde a una extensa secuencia de tobas andesíticas y dacíticas, brechas tobáceas, ignimbritas y en menor cantidad flujos andesíticos. La parte occidental de la formación se encuentra plegada. La incisión del río Maule expone una sección de 1000 m de espesor. La base de la formación se dispone discordantemente sobre las formaciones más antiguas.

La edad de esta unidad es Mioceno Medio, basada en 6 muestras datadas por Drake et al. (1976), las que le determinan una edad máxima de 15.4 Ma (K-Ar; Drake, 1974) y en base a la intrusión de 3 diques y del intrusivo La Invernada de 7 Ma, se le determinó a la formación una edad mínima de 7 Ma.



### **Formación Cola de Zorro (Plioceno Inferior-Pleistoceno Inferior)**

La Formación Cola de Zorro (González y Vergara, 1962), se definió en la quebrada Cola de Zorro, afluente del río Los Sauces (aproximadamente 36°30' de latitud Sur), se distribuye en la región limítrofe chileno-argentina entre 36° y 39°S.

La unidad corresponde a una secuencia continental de rocas volcánicas de composición basáltica y andesítico-basálticas de olivino, y en menor grado, ignimbritas riolíticas, de carácter calcoalcalino, asociadas a estrato-volcanes muy erodados. La base de la secuencia está constituida por rocas clásticas y volcanoclásticas que gradan hacia el techo a flujos de lava (Vergara y Muñoz, 1982).

Esta formación presenta una gran extensión areal, especialmente en la parte oriental de la Cordillera Principal, con una fuerte disminución en la zona occidental, donde comienzan a aparecer como depósitos subhorizontales, reconocibles a la distancia y sobreyaciendo de manera discordante a las formaciones más antiguas (González y Vergara, 1962), con un espesor aproximado de 750 m. Los estratos de esta formación presentan bordes muy abruptos debido a la profunda erosión glacial y fluvial, en algunos lugares se encuentra cubierta, en discordancia, por morrenas y coladas de lavas asociadas al volcanismo reciente.

Inicialmente, mediante correlaciones litoestratigráficas, se le consideró una edad Miocena-Pleistocénica. Posteriormente en base a una serie de dataciones radiométricas de varias localidades de los Andes de Chile Central donde afloran secuencias volcánicas con estas características (entre ellas las de Pino Hachado, al interior de Temuco (Vergara y Munizaga, 1974) y las del Volcán Campanario (Drake, 1976), se obtuvieron edades Pliocenas, lo que permite asociarlas a la Formación Cola de Zorro (Vergara, 1978).

### **Formación Loma Seca (Pleistoceno)**

La Formación Loma Seca (Hildreth et al., 1984), corresponde a más de 1000 km<sup>3</sup> de tobas dacíticas a riódacíticas provenientes del complejo de Caldera Calabozos (Hildreth et al., 1984; Grunder et al., 1987). Esta formación presenta un espesor mínimo de 700 m ya que el techo representa la actual superficie de erosión por lo que se encuentra erodado.

La formación está constituida por 3 unidades, las que han sido designadas de más antigua a más joven como, unidad L, unidad V, y unidad S, todas ellas corresponden a tobas que difieren principalmente en su mineralogía. Estas unidades están dispuestas de manera discordante sobre las formaciones descritas anteriormente y rellenando valles.

Los depósitos de esta formación fueron emitidos desde un centro ubicado donde hoy se encuentra la Caldera Calabozos, el cual habría colapsado luego de la erupción de la unidad V y S. El colapso de la caldera está evidenciado en una serie de fallas verticales con un desplazamiento aprox. de 500 m (Hildreth et al., 1984; Grunder et al., 1987). Tras el colapso de la caldera se formó un domo resurgente controlado por un sistema de fallas normales (Hildreth et al., 1984). Se determinó una edad de 0.79 Ma para la unidad V, 0.3 Ma para la unidad S y 0.14 Ma para la unidad L (K-Ar; Drake et al., 1982) (Tabla III.1).

## **II.4.2 Volcanismo y depósitos Cuaternarios**

En la región de estudio se encuentran 2 complejos eruptivos de gran escala, el Complejo Volcánico Descabezado Grande, Cerro Azul y volcán Quizapu y el Complejo Volcánico Tatara-San Pedro, estos son los responsables de la gran cantidad de depósitos volcánicos cuaternarios cubriendo parte de la zona de estudio. A continuación, se detallarán algunas de las características más relevantes de estos complejos.

### **II.4.2.1 Complejo volcánico Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul (CVDGQA)**

El CVDGQA consiste en 15 centros eruptivos, clasificables de la siguiente manera: (a) Cinco volcanes monogenéticos máficos, de edad Holocena a lo largo del SW de la zona (Figura II.6). (b) Siete flujos de lava riodacíticas al norte de la base del Descabezado Grande, de edad Pleistocena a Holocena. (c) Un grupo de volcanes de escoria conocidos como el clúster del Descabezado Chico, de edad Pleistocena. (d) Por último, los principales centros eruptivos de la zona son el Descabezado Grande, Quizapu y Cerro azul (Hildreth y Drake, 1992) (Figura II.6). El Cerro Azul y el volcán Descabezado Grande son estratovolcanes adyacentes (distanciados entre sí por 7 km) con una altitud de 3788 y 3953 m, respectivamente, y una edad Holocena temprana a Pleistocena tardía. Mientras que el volcán Quizapu, que corresponde a un cráter ubicado en el flanco norte del Cerro Azul, es el único volcán de este complejo que ha presentado actividad en los últimos 100 años, con 2 erupciones. La primera erupción ocurrida en 1846 fué de tipo efusivo, dando origen al cráter de este volcán. La composición de los 5 km<sup>3</sup> de lava es dacítica. Con posterioridad a este evento, entre 1907 (aproximadamente) y 1932, el volcán siguió con un actividad del tipo freática a estromboliana, que culminó el 10-11 de Abril de 1932 en su segunda erupción de tipo pliniana, liberando más de 9 km<sup>3</sup> de material volcánico en 86 años. Esto convierte al Volcán Quizapu como el volcán con la mayor erupción histórica desarrollada en Chile y la mayor erupción en los Andes en los últimos 100 años (Hildreth y Drake, 1992). En ambas erupciones, el contenido de elementos incompatibles como Rb es similar, de lo que se deduce la existencia de una cámara magmática que se mantuvo durante 100 años y debido a las diferentes concentraciones de elementos incompatibles dentro del producto de la erupción de 1932, se concluye la existencia de procesos de diferenciación en ella.

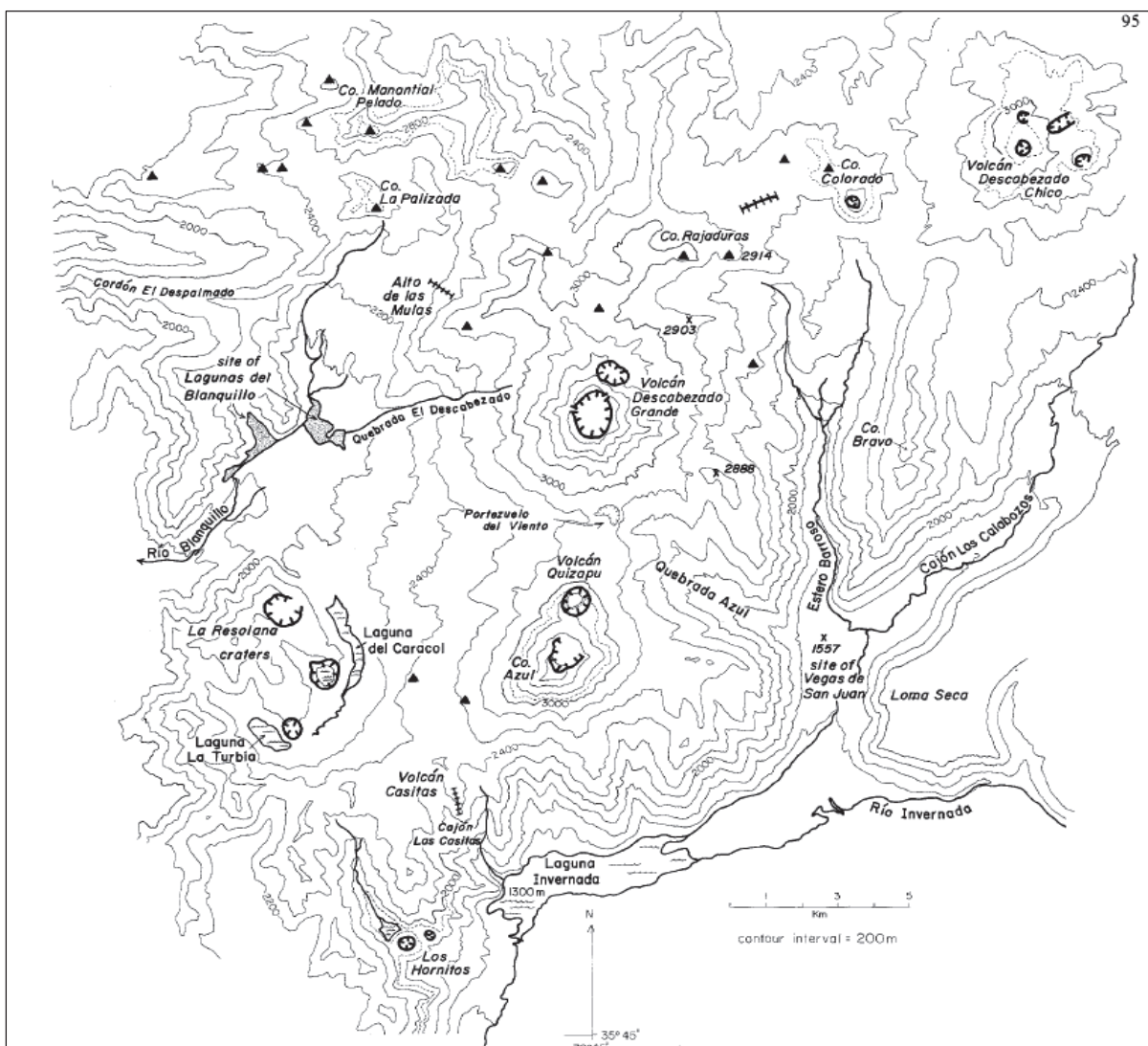
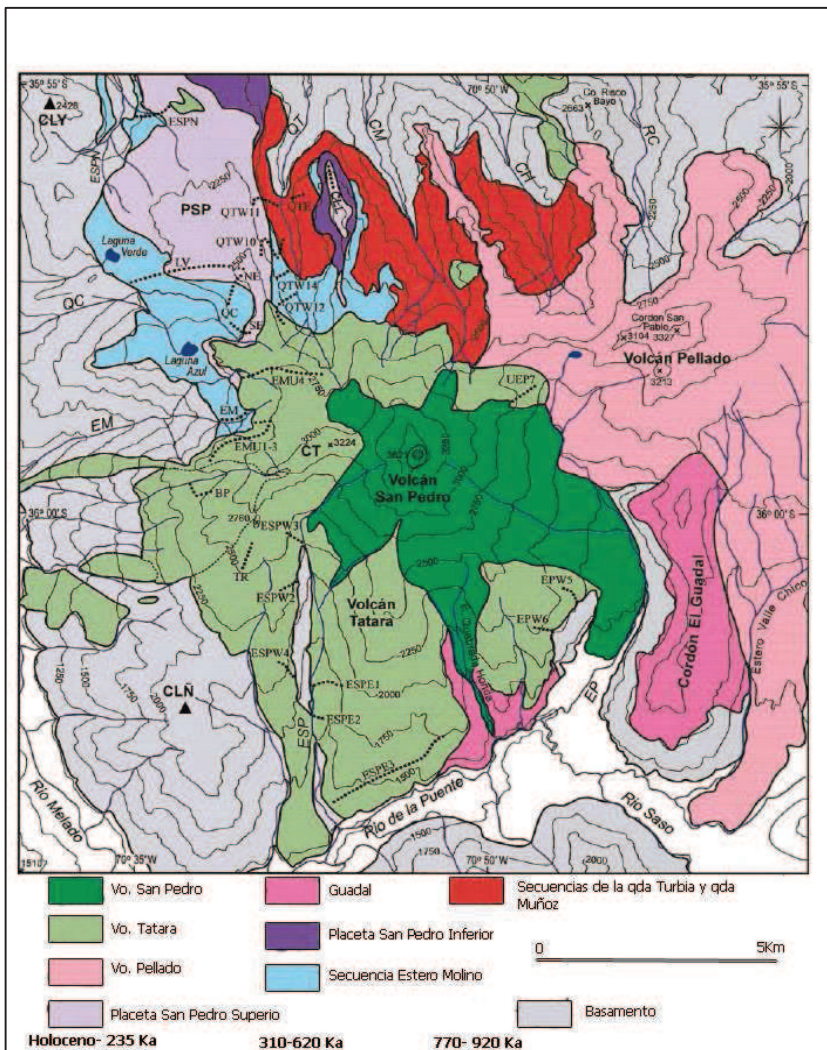


Figura II.6. Mapa de localización que muestra la ubicación de los principales centros eruptivos del Complejo volcánico Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul (CVDGQA). (Hildreth y Drake, 1992).

### II.4.2.2 Complejo volcánico Tatara- San Pedro-Pellado

El complejo volcánico Tatara-San Pedro, está compuesto principalmente por lavas, rocas volcanoclásticas, unidades piroclásticas e intrusivos someros del Pleistoceno Medio-Holoceno (Singer y Pringle, 1996), consiste en 2 centros eruptivos mayores del tipo estrato-volcán. El Volcán Tatara- San Pedro, con 3621 m de altura, forma un cono compuesto que consiste en 22 km<sup>3</sup> de andesitas y andesitas basálticas del Cuaternario Tardío (Volcán Tatara) cubierto de <0.5 km<sup>3</sup> de andesitas basálticas y lavas dacíticas provenientes del Volcán San Pedro (Holoceno). El Volcán Pellado (240-176 Ka) está ubicado 5 km al nor-este del Volcán Tatara, sin embargo, fue fuertemente afectado por erosión glacial, eliminando gran parte de sus rasgos en superficie (Ferguson et al., 1992) (Figura II.7).

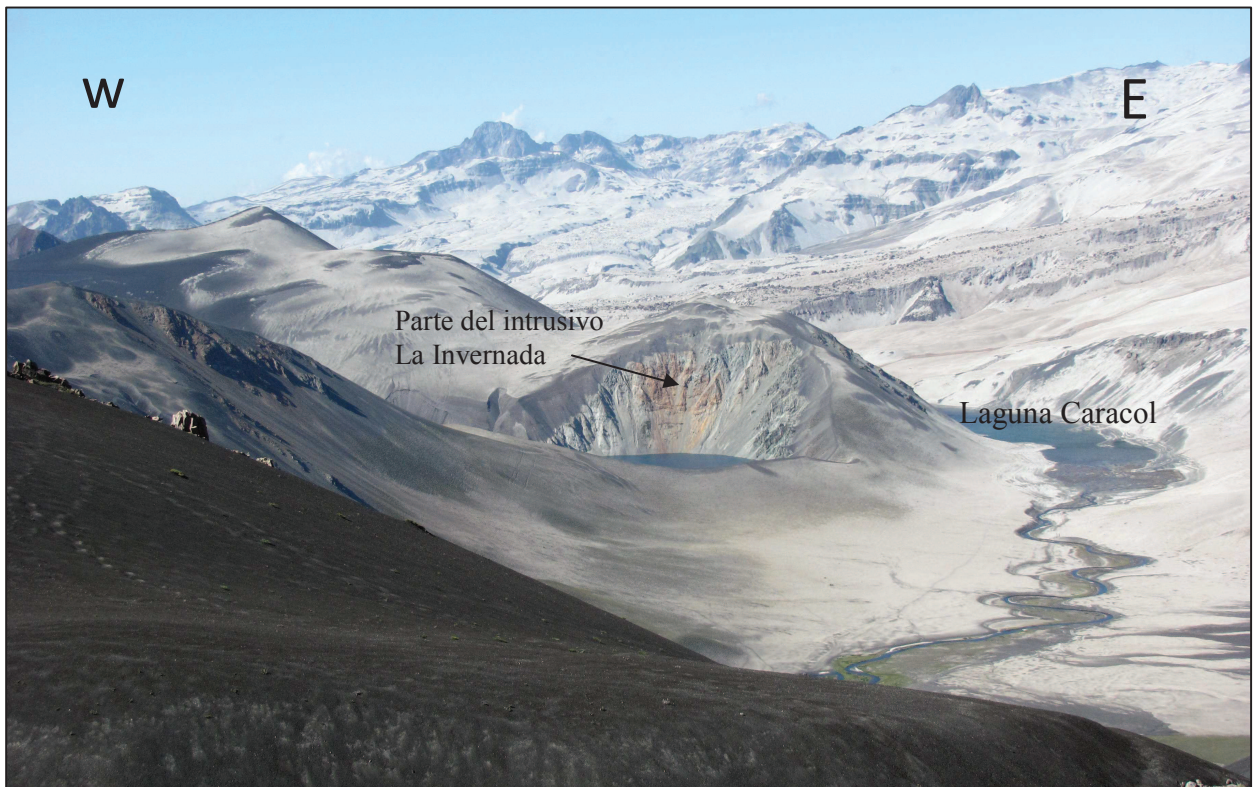
Dentro del complejo existe otro cráter menor ubicado en la parte superior del Cajón Huemul en la parte norte del complejo, su volumen original no es posible de estimar ya que ha sido erosionado (Feeley y Dungan, 1996) (Figura II.7).



**Figura II.7. Mapa geológico del Complejo Tatara-San Pedro-Pellado.** Abreviaciones: ESPN, Estero San Pedro del Norte; QT, Quebrada Turbia; CM, Cajón de Muñoz; CH, Cajón de Huemul; RC, Río Colorado; EP, Estero Pellado; ESP, Estero San Pedro; EM, Estero Molino; QC, Quebrada Castillo; CLY, Cordon Las Yeguas; PSP, Placeta San Pedro; CLL, Cordon Los Lunes; CT, Cordon Tatara; CLÑ, Cordon Los Ñirales. Extraído de Dungan et al. (2001)

### II.4.3 Depósitos Cuaternarios

Diversos procesos modeladores del paisaje, en respuesta al clima y al volcanismo, han generado las morfologías encontradas en terreno, unos de los mecanismos más importantes y que diferencia la zona de estudio de otras encontradas más al norte, es el clima más lluvioso presente en este sector responsable de generar un mayor porcentaje de erosión asociado directamente a las redes hidrográficas que se tienen y a las glaciaciones pleistocénicas, sin embargo este proceso destructivo es compensado con el volcanismo asociado a los centros eruptivos de la zona, proceso constructivo, responsable de formar un gran plateau volcánico que se encuentra cubriendo extensas áreas de terreno, todos estos procesos han quedado registrados por la presencia de sedimentos de origen glaciar como depósitos morrénicos, sedimentos de origen fluvial y gravas formando niveles aterrazados, aluvial, de remoción en masa, depósitos de ceniza, de escoria y coladas de lava (Figura II.8 y Figura II.9).



**Figura II.8.** Depósitos de ceniza cuaternarios, provenientes del volcán Quizapu, vista W-E, de la Laguna Caracol. Se observa aflorando parte del intrusivo La Invernada bajos los depósitos de cenizas del volcán Quizapu.



Figura II.9. Depósitos de escoria cuaternarios, sector Complejo Volcánico Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul.

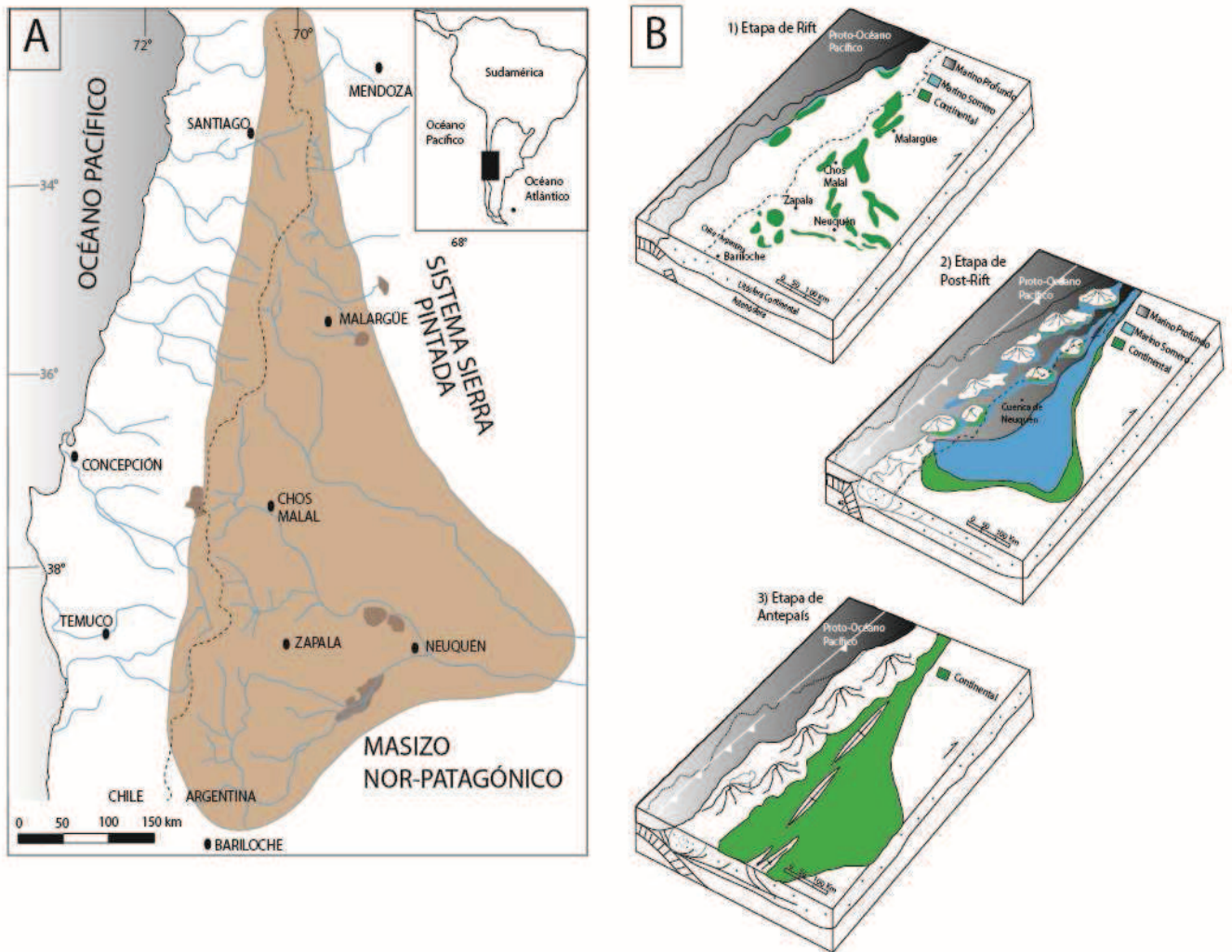
## II.5 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

En esta recopilación de antecedentes mencionaremos algunos de los trabajos más relevantes para nuestra investigación, principalmente aquellos que están dentro de la Zona Volcánica Sur, y los que se enmarcan en la zona de estudio, tratando de abarcar los temas principales de esta Tesis de Magister, tales como: la evolución de la Cordillera de los Andes entre los 33°-36°S, tanto por el lado chileno como por el lado argentino (evolución de la cuenca neuquina) y evolución y mecanismos de deformación del borde oriental de la cuenca de Abanico.

A lo largo de la historia tectónica de los Andes Centrales, se han evidenciado una serie de eventos extensionales y compresivos, con la consecuente formación de cuencas extensionales o de intra-arco Cuenca de Neuquén y Cuenca de Abanico, respectivamente y fajas plegadas y corridas. En estos procesos ha sido de gran importancia la inversión de las cuencas, proceso que permite la transferencia de la deformación y la consiguiente, formación de las fajas plegadas y corridas, acumulando gran parte del acortamiento tectónico. Por esta razón es importante comprender la tectónica y mecanismos asociados a las diversas etapas que permitieron la formación de la Cuenca de Neuquén y Cuenca de Abanico desde sus inicios.

La evolución de los Andes Centrales Sur y de la Cuenca de Neuquén, se ha desarrollado en varias etapas, inicialmente, durante el Triásico Tardío hasta el Jurásico Temprano, previo al inicio de la subducción en el margen occidental de Sudamérica, se desarrolla una etapa de *Rift* (asociado al ciclo Pre-Andino)(Figura II.10), caracterizada por grandes sistemas de fallas transcurrentes, generando una tectónica extensional y la consecuente evolución de depocentros aislados rellenos de material volcanoclástico y sedimentario continental (Maceda y Figueroa, 1995; Vergani et al., 1995; Franzese y Spalletti, 2001; Franzese et al., 2006).

Posteriormente, durante el Jurásico Temprano hasta el Cretácico Temprano, se inicia el proceso de subducción en el margen continental, y con ello comienza una etapa de *post-rift* o etapa de *sag* (Figura II.10), caracterizada por la individualización de la Cuenca de Neuquén en el tras-arco, ubicado al este del arco magmático en la actual Cordillera de la Costa, asociado un proceso de subsidencia dentro de la cuenca, y a la depositación de ~4000 m de extensas secuencias marinas y continentales representando ciclos de transgresión-regresión (Howell et al., 2005). La última etapa, se extiende desde el Cretácico Tardío al Cenozoico, momento en el que ocurre una somerización del ángulo de subducción resultando en un régimen tectónico compresivo causando la inversión de estructuras extensionales previas, en el Mioceno Inferior, dando origen a la faja plegada y corrida de Malargüe (Introcaso et al., 1992; Vergani et al., 1995; Ramos, 1999) (Figura II.10).



**Figura II.10. Mapa esquemático de la distribución de la Cuenca de Neuquén y las principales etapas de su evolución.** A. Distribución Cuenca de Neuquén. B. Evolución esquemática cuenca de Neuquén desde el Triásico Tardío al Cenozoico. 1) Etapa de *rift* desde el Triásico Tardío al Jurásico Temprano, caracterizada por la formación de estrechos depocentros aislados. 2) Etapa *post-rift* desde el Jurásico Temprano al Cretácico Temprano, caracterizado por el inicio de la subducción y el desarrollo temprano de los Andes. La cuenca está unificada y muestra una serie de eventos de transgresión-regresión. 3) Etapa de antepaís desde el Cretácico Tardío, se inicia el alzamiento andino y el desarrollo de un frente de deformación hacia el este. Modificado de Howell et al. (2005)

La Cuenca de Abanico, de orientación aproximada N-S, abarca gran parte de los Andes Centrales Sur (Figura II.4), ha sido caracterizada mediante evidencias observadas en terreno, estudios sedimentológicos, estructurales y estudios geoquímicos que muestran una afinidad de arco toleítico característico de una corteza delgada (Nyström et al., 1993; Kay y Kurtz, 1995; Kurtz et al., 1997), estudios de madurez termal han evidenciado altas tasas de subsidencia en la Formación Abanico (Zurita, 1999; Zurita et al., 2000), posteriormente ha sido definida como una cuenca extensional Cenozoica invertida en el Mioceno Inferior (e.g. Kay y Kurtz, 1995; Jordan et al., 2001; Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2005; Charrier et al., 2009; Fock et al., 2006).



La inversión de la cuenca se puede evidenciar en base a un conjunto de estudios estructurales y sedimentológicos realizados en la región, donde se muestran plegamientos irregulares con fuertes variaciones de amplitud, longitud, estilo y vergencia en la Formación Abanico, observadas en la vertiente occidental de la cuenca, en el Sistema de Falla San Ramón-Pocuro (Charrier et al., 2005; Campbell, 2005; Fock et al., 2006) y en la vertiente oriental en La Falla el Diablo (Fock, 2005), destacando la presencia de discordancias progresivas en las zonas más centrales de la cuenca, asociadas a la propagación de fallas ciegas (Charrier et al., 2002). También se han realizado estudios, geoquímicos, de madurez termal y evidencias plutónicas, los que evidencian procesos de exhumación rápida entre los 19,6 y 16,2 Ma (Kurtz et al., 1997), plutones de 21.6 y 16.2 Ma entre 33°30' y 34°30' S, 14.1 Ma entre el valle del río Tinguiririca y Teno (Malbran, 1986) y 23.8 en el valle del río Maule (Drake et al., 1982) muestran afinidad geoquímica con la roca de caja (niveles superiores de la Formación Abanico) de esta manera se asocia el proceso de exhumación al episodio de inversión en el Mioceno Inferior.

Perfiles estructurales realizados en el valle del Maipo, Cachapoal (Farías et al., 2010) (Figura II.4. A y B) y en el borde oriental de la cuenca en el valle de Alto Lontúe (Tapia, 2010) (Figura II.4.C), muestran algunas evidencias estructurales de las que se habló anteriormente.

## **III ESTRATIGRAFÍA**

### **III.1 INTRODUCCIÓN**

La geología de la zona de estudio ha sido objeto de trabajo para diversos autores principalmente en el área del magmatismo y volcanismo cenozoico, como los de Drake (1976), Hildreth et al. (1984), Grunder et al. (1987), Naranjo y Haller (2002), Singer (2002), Wulff (2008), entre otros. Sin embargo, los estudios de reconocimiento geológico siguen siendo muy escasos, siendo el más importante el de González y Vergara (1962) quienes estudiaron la geología de la Cordillera Principal entre las latitudes 35° y 38°S dando énfasis a la estratigrafía, litología y estructuras de la zona, confeccionando un mapa geológico a escala 1:250.000 en el que se definieron la mayoría de las unidades estratigráficas utilizadas en este trabajo.

La estratigrafía de la zona de estudio se puede subdividir en: (1) rocas estratificadas Mesozoico-Cenozoicas, (2) volcanismo Mioceno-Pleistoceno, (3) rocas intrusivas.

A continuación, se describe la estratigrafía de la zona de estudio, presentada a partir de un mapa geológico a escala 1:50.000 (Figura III.2; Mapa en anexos) y una columna cronoestratigráfica (Figura III.1).

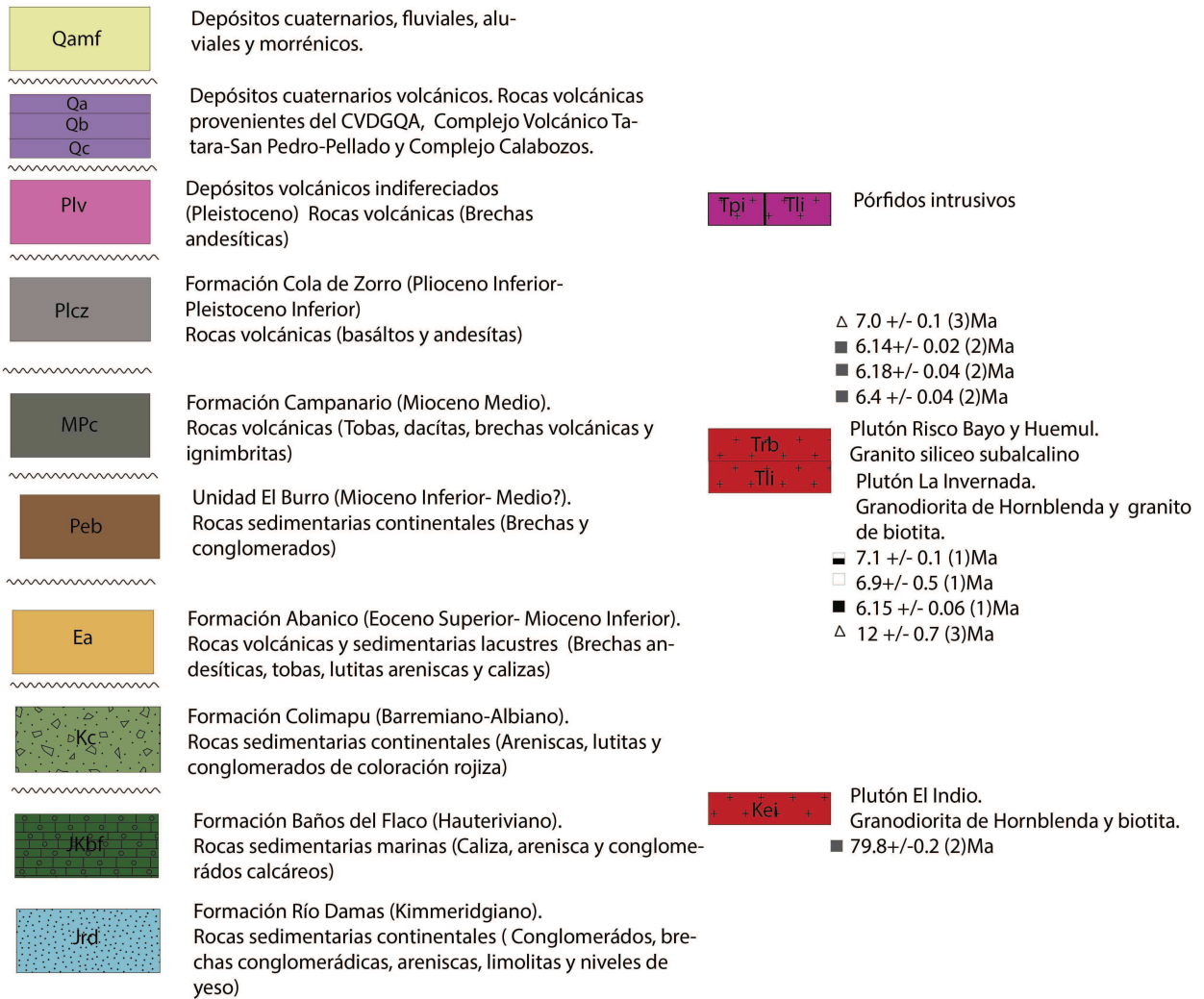
Columna Cronoestratigráfica Región del Maule 35°30'Y 36°S

Era	Periodo	Epoca	Edad	Ma	Formación	Cuerpos Intrusivos	Lado Oriental de la Cordillera Principal	Fases Andinas	Eventos Tectónicos (Charrier et al., 2009)	Marco geotectónico (Charrier et al., 2009)	
CENOZOICO	Neogene	Holocene		0.0117	Depósitos cuaternarios			FASE QUECHUA	Ciclo Andino (tercera etapa)	<p>Orogenia Pehuenche. Episodio de deformación asociados probablemente con un incremento de la velocidad de convergencia de las placas en el Oligoceno tardío (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somaza, 1998)</p>	<p>En la actualidad la actividad sísmica está asociada a fallas corticales y régimen de stress transcurrente dextral (Fariás, 2007)</p>
			Upper	0.126	Volcanismo Indiferenciado						
		Pleistoceno	Middle	0.781	Formación Loma Seca						
			Lower	1.806							
		Plioceno	Gelasian	2.588	Formación Cola de zorro						
			Piacenzian	3.600							
			Zanclean	5.333	Formación Campanario	Plutones Risco Bayo y Huemul					
			Messinian	7.246							
			Tortonian	11.62							
			Serravalian	13.82	Unidad El Burro	Plutón La Invernada					
		Mioceno	Langhian	15.97							
					Hiatus	Plutón El Melado					
	Aquitanian		23.03			Fm. Palaoco					
						Fm. Agua de la piedra					
	Paleogene	Oligoceno	Chattian	28.1	Formación Abanico			FASE INCAICA	Ciclo Andino (Segunda Etapa)	<p>Orogenia Incaica</p>	<p>Subsidencia y volcanismo asociado a extensión. Evidenciada en el antearco, arco y trasarco (Ramos y Folguera, 2005). La extensión da origen a la cuenca de Abanico, asociada a un adelgazamiento cortical, alto flujo calórico y magmatismo toleítico.</p>
			Rupelian	33.9							
		Eoceno	Priabonian	38.0							
			Bartonian	41.3							
			Lutetian	47.8							
			Ypresian	56.0							
		Paleoceno	Thanetian	59.2							
			Selandian	61.6							
Danian			66.0	Hiatus							
					Plutón El Indio						
MESOZOICO	Cretaceous	Upper	Maastrichtian	72.1±0.2			FASE PERUANA	Ciclo Andino (Primera Etapa)	<p>Orogenia K-T (Cornojo et al. 2003, Charrier et al. 2007)</p>	<p>Reactivación compresiva de fallas normales, desarrollo episódico de la cuenca de antepais y inversión de cuencas de rift</p>	
			Camparian	83.6±0.2							
			Santonian	86.3±0.5							
			Coniacian	89.8±0.3							
			Turonian	93.9							
			Cenomanian	100.5							
	Lower	Albian	113.0	Formación Colimapu							
		Aptian	125.0								
		Barremian	129.4	Formación Baños del Flaco							
		Hauterivian	132.9								
	Jurasic	Upper	Valanginian	139.8				Ciclo Andino (Primera Etapa)			<p>Extensión (inicio de la subducción)</p>
			Berriasian	145.0	?						
			Tithonian	152.1±0.9							
Middle	Kimmeridgian	157.3±1	Formación Río Damas								
	Oxfordian	163.5±1									
	Callovian	166.1±1.2									
	Bathonian	168.3±1.3									
	Bajocian	170.3±1.4									
	Aalenian	174.1±1									

Figura III.1 Columna Cronoestratigráfica del área de estudio. Se muestran columnas con la correlación de unidades estratigráficas que afloran en el lado Argentino y un resumen de lo eventos tectónicos que han afectado la zona de estudio. La mayoría de las unidades fueron definidas por otros autores, especificados en el texto.



# LEYENDA



# SIMBOLOGÍA

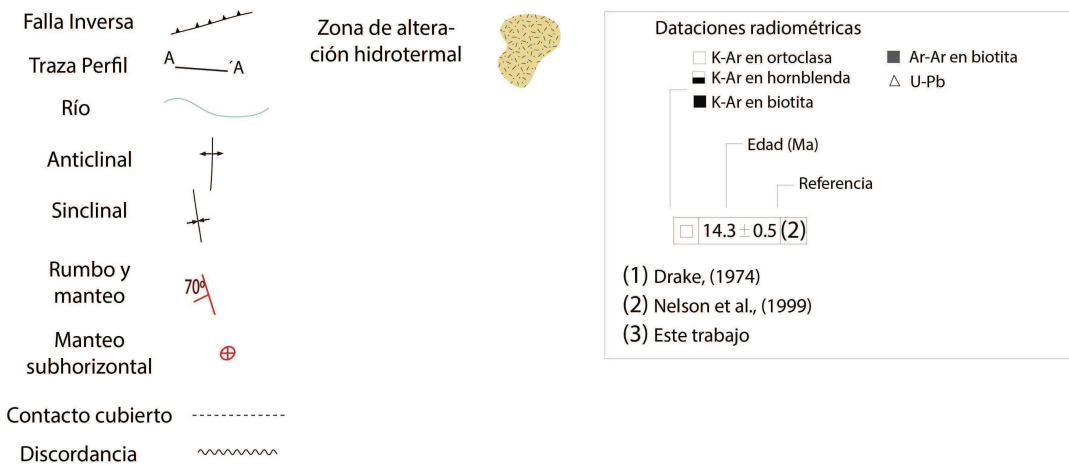


Figura III.3 Leyenda Mapa geológico de la zona de estudio. Para mayor detalle ver mapa fuera de texto.

**Tabla III-1. Tabla edades radiométricas de muestras tomadas en la zona de estudio y en sus cercanías.** A) Muestras tomadas en este trabajo. B) Muestras tomadas por otros autores, especificados en la tabla.

A.

Muestra	Coordenada(E)	Coordenada (W)	Tipo de roca	Edad	Tipo de análisis	Mineral analizado	Descripción	Referencia
CHA-27	335742	6045333	Granito rico en anfíbolos	12 +/- 0.7	U-Pb	Circón	Plutón La Invernada	Este Trabajo
CHA-28	336848	6023944	Granodiorita rico en biotita	7.0 +/- 0.1	U-Pb	Circón	Plutón Risco Bayo	Este Trabajo
CHA-32	35,76245°	70,77879°	Arenisca calcárea	131.7 +/-1.4	U-Pb	Circón	Fm. Baños del Flaco	Este Trabajo
CHA-35	35,82707°	70,79397°	Conglomerado	130.6 +/-6.2	U-Pb	Circón	Fm. Colimapu	Este Trabajo

B.

Muestra en el mapa	Tipo de roca	Edad	Tipo de análisis	Mineral analizado	Descripción	Referencia
SPP9263	Granodiorita	14.16 +/- 0.04	Ar-Ar	Feldespato potásico	Plutón El Melado	Nelson, 1999
LDM-512		79.8 +/- 0.2	Ar-Ar	Biotita	Plutón El Indio	Nelson, 1999
M4	Granito	7.1 +/- 0.1	K-Ar	Ortoclasa	Plutón La Invernada	Drake, 1974
M5	Granodiorita	6.9 +/- 0.5	K-Ar	Horblenda	Plutón La Invernada	Drake, 1974
M6	Granodiorita	6.15 +/- 0.06	K-Ar	Biotita	Plutón La Invernada	Drake, 1974
M14	Andesita alterada	15.4 +/- 0.8	K-Ar	Plagioclasa	Fm. Campanario	Drake, 1974
M15	Andesita alterada	13.1 +/- 4.5	K-Ar	Plagioclasa	Fm. Campanario	Drake, 1974
M16	Andesita	11.5 +/- 0.2	K-Ar	Roca total	Fm. Campanario	Drake, 1974
M17	Andesita basáltica	11.2 +/- 0.2	K-Ar	Roca total	Fm. Campanario	Drake, 1974
M18	Andesita	7.1 +/- 0.7	K-Ar	Plagioclasa	Fm. Campanario	Drake, 1974
M19	Toba riolítica	6.6 +/- 1.0	K-Ar	Horblenda	Fm. Campanario	Drake, 1974
M20	Andesita	3.6 +/- 0.4	K-Ar	Plagioclasa	Dique cortando la Fm. Campanario	Drake, 1974
M21	Andesita	2.15 +/- 0.04	K-Ar	Roca total	Dique cortando la Fm. Campanario	Drake, 1974
M22	Andesita	2.0 +/- 0.11	K-Ar	Plagioclasa	Dique cortando la Fm. Campanario	Drake, 1974
M66	Igimbrita	0.18 +/- 0.01	K-Ar	Roca total	Fm. Loma Seca	Drake, 1974
MM 1	Toba L	0.79 +/- 0.15	K-Ar	Vidrio	Fm. Loma Seca	Drake, 1982
MM2	Toba V	0.3 +/- 0.02	K-Ar	Plagioclasa	Fm. Loma Seca	Drake, 1982
MM3	Toba S	0.14 +/- 0.04	K-Ar	Roca total	Fm. Loma Seca	Drake, 1982
SPP9223x		6.4 +/- 0.03	Ar-Ar	Biotita	Plutón Risco Bayo	Nelson, 1999
VI02	Granodiorita	20.3 +/- 0.2	Ar-Ar	Biotita	Plutón El Melado	Spikings et al., 2008
VI04	Granodiorita	19.4 +/- 0.4	Ar-Ar	Biotita	Plutón El Melado	Spikings et al., 2008

## III.2 ROCAS ESTRATIFICADAS MESOZOICO-CENOZOICO

### III.2.1 Formación Río Damas (Kimmeridgiano)

La Formación Río Damas (Klohn, 1960) aflora en la zona de estudio en una franja N-S, al Este de la quebrada La Mina, por el valle del río Maule, hasta la quebrada La Ciega. Corresponde a una secuencia continental de areniscas de grano fino (Figura III.4) intercalada con niveles de lutita púrpura y niveles conglomerádicos grisáceos hacia el techo de la unidad, los clastos son de composición volcánica y sedimentaria. En el valle del río Maule la unidad presenta un rumbo NE, manteniendo homoclinalmente  $\sim 40^\circ W$ , observándose estratificación cruzada a escala centimétrica y métrica la que permite determinar la posición del techo y base de la sucesión. El espesor mínimo observado para la unidad es de  $\sim 1000$  m (Figura III.5).

La continuidad del afloramiento hacia el Este se ve limitada por depósitos volcánicos Pliocenos de la Formación Campanario (Drake, 1976), lo que dificulta la observación de su contacto con la unidad subyacente, el techo de la formación se encuentra en contacto concordante con la Formación Baños del Flaco (Klohn, 1960). En el valle del río Maule, al Este de la quebrada de La Mina, se encuentra una extensa zona de alteración hidrotermal cubriendo parte del afloramiento, dificultando la descripción del protolito de la roca de caja y la continuidad de la formación en esa dirección.

Debido a sus relaciones estratigráficas, sobreyaciendo concordantemente a la Formación Valle Grande (Oxfordiano), observado por otros autores al norte de la zona de estudio, y subyaciendo concordantemente a la Formación Baños del Flaco, se le ha asignado una edad Kimmeridgiano a la Formación Río Damas (Thiele, 1980).



Figura III.4 Afloramiento Formación Río Damas en valle del río Maule. Arenisca fina azulada con intercalación de niveles finos de lutita.



**Figura III.5 Conglomerados de la Formación Río Damas, afloramiento de la quebrada La Ciega.** Conglomerado de coloración grisácea con clastos sub-redondeados, de composición volcánica y sedimentaria.

### III.2.2 Baños del Flaco (Hauteriviano)

La Formación Baños del Flaco (Klohn, 1960), aflora en la zona de estudio en el valle del río Maule, desde el sector de la mina, por el sur, hasta la quebrada La Ciega, por el norte, en una franja continua de orientación aproximada N-S. Las rocas de esta formación corresponden a una serie de estratos marinos formados de calizas, areniscas y conglomerados calcáreos fosilíferos. (Figura III.9). El contacto basal de la formación no es claro debido, a que presenta un fuerte fracturamiento a lo que se le superpone la presencia de intrusivos ocoíticos y félsicos. El techo de la formación se observa en contacto erosivo con la Formación Colimapu (Figura III.6 y Figura III.8).

En la vertiente Sur del río Maule la secuencia corresponde a areniscas calcáreas fosilíferas, de color gris azulado con intercalaciones métricas de caliza cristalina, con una potencia mínima estimada de 500 m. La base de la unidad se encuentra cubierta por una zona de fuerte alteración hidrotermal y en contacto por intrusión con el Plutón El Indio de edad Cretácico Superior (79.8 $\pm$ 0.2 Ma K-Ar; Nelson et al., 1999, Tabla III-1). Los fósiles encontrados en esta zona pertenecen a la familia de los bivalvos de la especie de *Trigonia sp.* y amonites reportados por González y Vergara (1962) (Figura III.7).



En el sector de la quebrada La Ciega, la formación corresponde a una intercalación de calizas cristalinas con tonos grisáceos, rosados y verdosos con alteración albita-epidota, y areniscas calcáreas oolíticas. La secuencia grada de una caliza cristalina, en la base, a una arenisca calcárea y arenisca conglomerádica, secuencia granocreciente con niveles limosos rojizos, hacia el techo. El espesor mínimo estimado en esta zona es de 800 m. En el afloramiento se pueden observar diversas estructuras sedimentarias como artesas cortadas, ondulitas lingüiformes y estratificación cruzada las que permitieron determinar la polaridad de los estratos (Figura III.9).

En la quebrada de La Mina, la formación corresponde a una alternancia de areniscas y conglomerados calcáneos amarillentos fosilíferos, bivalvos y amonites, reportados por González y Vergara (1962), con una potencia mínima estimada de 15 m.

A lo largo de toda la zona de estudio, la unidad se observó fuertemente deformada, con manteos subverticales y formando amplios anticlinales, destacan una serie de fallas normales, inversas y sistemas de dúplex a escala local, estas evidencias confirman una superposición de eventos tectónicos que han afectado a la formación desde su depositación (Figura V.6).

La abundante fauna fósil presente permite asignarle una edad Hauteriviana en la Región del Maule (Tavera, 1948), sin embargo, al Norte de esta zona aparece fuertemente desarrollado el nivel Titoniano de esta formación (González y Vergara, 1962), el cual no se observa en esta zona, además mediante dataciones U-Pb de una muestra tomada en el techo de la unidad, en la quebrada La Ciega, se confirma la edad Barremiana al techo de la unidad (Muestra CHA-32, ver Capítulo IV).



**Figura III.6.** Contacto erosivo entre Formación Baños del Flaco y Formación Colimapu. Vista E-W en el valle del río Maule al Este de la quebrada La Ciega.



**Figura III.8.** Contacto erosivo entre Formación Baños del Flaco y Formación Colimapu. En la imagen se puede observar el paleo-suelo con restos de caliza de la unidad calcárea.



**Figura III.7.** Fósiles de la Formación Baños del Flaco, sector quebrada La Ciega. Caliza fosilífera, con restos fósiles en su posición de muerte.



**Figura III.9.** Afloramiento Formación Baños del Flaco, quebrada La Ciega. Se observan estructuras sedimentarias (estratificación cruzada y artesas cortadas) que permiten determinar la polaridad de los estratos, mostrando el techo hacia el Oeste.

### **III.2.3 Formación Colimapu (Barremiano-Albiano)**

La Formación Colimapu (Klohn, 1960), aflora en la región de estudio, al este del río Cipreses en el sector de la quebrada La Ciega por el sur, y en la quebrada La Mina por el norte, en una franja de orientación N-S, que abarca desde el estero González hasta la Laguna Invernada (Figura III.1). Corresponde a rocas volcano-sedimentarias continentales de coloración rojiza, con intercalaciones de areniscas, lutitas, brechas monomícticas y conglomerados. La unidad no presenta evidencias de deformación interna y el espesor mínimo estimado es de 480 m en la ladera sur del río Maule.

La unidad se encuentra subyaciendo a la Formación Abanico de manera discordante (Figura III.11), y sobreyaciendo por contacto erosivo sin angularidad a la Formación Baños del Flaco (Figura III.6).

La secuencia se compone, de base a techo, de niveles finos de lutita rojiza con arenisca de grano medio, gradando a una brecha conglomerádica polimíctica granocreciente con clastos volcánicos ocoíticos, andesíticos e intrusivos (Figura III.10), intercalando con arenisca y lutita rojiza hacia el techo con restos piroclásticos que presentan fiamme (Figura III. y Figura III.). El afloramiento presenta laminación paralela indicando la presencia de flujo en el momento de su depositación y estratificación cruzada que indica la dirección del techo de la unidad.

Mediante carófitas fósiles, reportadas por González y Vergara (1962), se le asigna una edad Albiana a su límite superior (Martínez y Osorio, 1963) y mediante una datación U-Pb de una muestra tomada en la base de la unidad, en la quebrada La Mina, se determinó una edad máxima Barremiana (Ver Capítulo IV).

La depositación de estos sedimentos tuvo lugar en forma subaérea en zonas pantanosas y de planicies aluviales, probablemente en condiciones oxidantes que le dan el color rojizo característico. Esta formación marca el término de las transgresiones-regresiones marinas.



**Figura III.10** Afloramiento Formación Colimapu, quebrada La Mina. Se pueden apreciar niveles de lutita con restos piroclásticos de pómez.



**Figura III.11** Niveles conglomerádicos alternando con niveles finos de arenisca rojiza en la base de la Formación Colimapu en quebrada La Mina.



**Figura III.10.** Conglomerados de la Formación Colimapu, quebrada La Mina. Se destacan la variada composición y buen redondeamiento de los clastos; volcánicos, sedimentarios y líticos (intrusivos ocoíticos).

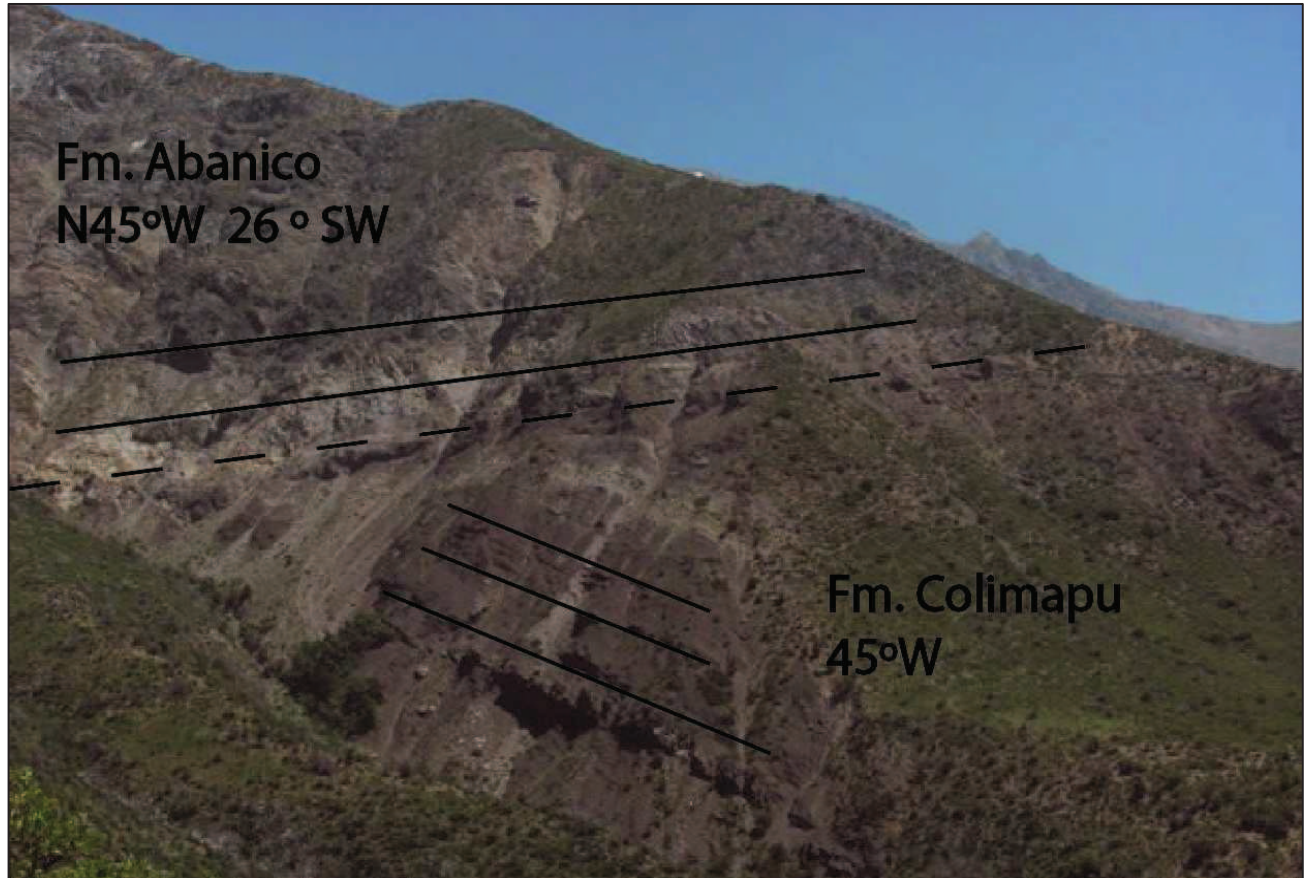


Figura III.11. Contacto discordante entre la Formación Colimapu y la Formación Abanico.

### III.2.4 Formación Abanico (Eoceno Superior-Mioceno Inferior)

La Formación Abanico (Aguirre, 1960) aflora en gran parte de la zona de estudio, abarcando desde el valle del río Claro, río Maule, río El Melado y río Colorado, por el Oeste, hasta el sector de La Mina, por el Este (Figura III.2). Su litología corresponde principalmente a rocas volcánicas y volcanoclásticas, dentro de las cuales se encuentran areniscas, brechas, brechas conglomerádicas volcánicas y andesitas, también se pueden observar afloramientos de areniscas finas y lutitas de baja potencia indicando un ambiente sedimentario tranquilo continental.

A continuación, se describen de manera detallada las sucesiones de la Formación Abanico de base a techo, separada en 3 unidades composicionalmente distintas: Unidad 1, 2 y 3. Posteriormente se realiza una comparación con las descripciones realizadas por González y Vergara (1962) al sur de la región de estudio:

**Unidad 1(U1).** Corresponde a una serie de estratos que afloran en la parte norte del sector de Hornitos, cercano a las vegas Los Hornos y vegas García (Figura III.2). Esta unidad es principalmente

volcánica y volcanoclástica, compuesta de tobas grisáceas, andesitas, brechas volcánicas polimícticas, intruídas por una gran cantidad de diques dacíticos de color amarillo. En el afloramiento predomina un color azulado a grisáceo con algunos tonos morados (Figura III.16), muchos de estos diques presentan alteración, encontrándose minerales como clorita y epidota relleno de vesículas o remplazando a otros minerales. El espesor mínimo observado de la unidad es de ~200 m; sin embargo, es probable que éste sea mayor ya que la zona se encuentra cubierta por depósitos de ceniza de erupciones volcánicas recientes lo que impide ver el espesor real del afloramiento.

**Unidad 2(U2).** Corresponde a una serie de estratos sedimentarios de reducida potencia que aflora en diversas zonas del área de estudio; la de mayor potencia, detallada a continuación, se ubica en el estero Los Picudos al norte del río Blanquillo (Figura III.2). Corresponde a una arenisca fina con intercalaciones rítmicas de limo, granocreciente hacia el techo de la unidad a una brecha polimíctica sedimentaria y monomíctica volcánica con clastos de pómez alargados mayores a 12 cm y alterados a clorita (Figura III.17 y Figura III.18), con presencia de paleocanales que permiten determinar el techo de la unidad. El espesor mínimo estimado es de ~20 m. (Figura III.12 y Figura III.13).

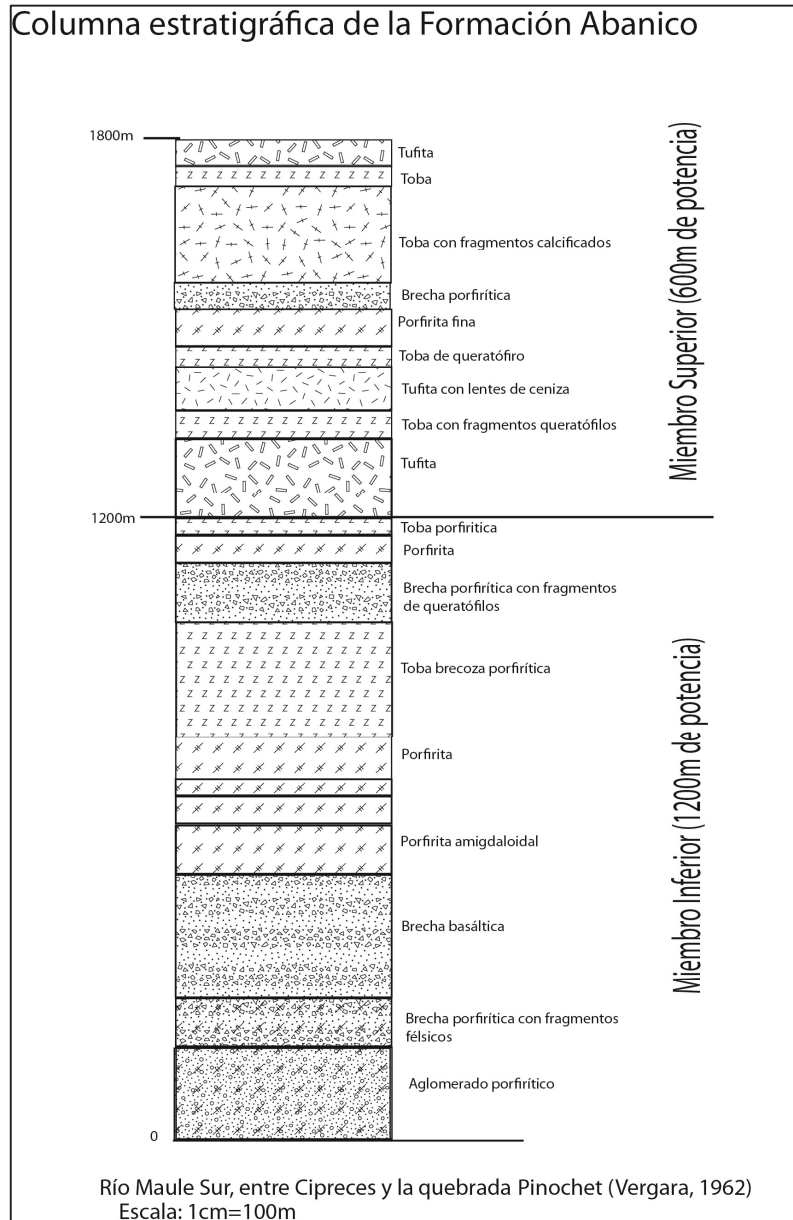
**Unidad 3(U3).** Corresponde a una serie de estratos que afloran en la parte occidental del mapa, cercanos al estero Los Picudos (Figura III.2). Corresponde a areniscas limosas de grano fino y de grano grueso y tobas con intercalaciones brechosas, mostrando un fuerte grado de meteorización y alteración, lo que le da una coloración más verdosa. El espesor mínimo aproximado de esta unidad es de 200 m, con la base y techo desconocido (Figura III.14 y Figura III.15).

Se realizó una comparación entre las unidades 1, 2 y 3, y la descripción presentada por González y Vergara (1962) en el valle sur del Maule, donde estos autores realizaron una columna estratigráfica separando la Formación Abanico en 2 miembros (Miembro Superior y Miembro Inferior). De esta comparación se logró asociar la U1 al Miembro superior de la columna descrita por González y Vergara (1962) ya que presenta una gran similitud litológica y una ubicación geográfica parecida, con lo que se puede correlacionar en ambas partes del mapa. La U3 se puede asociar al Miembro inferior de la Formación Abanico en la columna descrita por González y Vergara (1962). La unidad U2 es interpretada como lentes sedimentarios de ~20 m de potencia depositados en un ambiente fluvial próximo a la fuente.

Estas sucesiones se disponen con un rumbo aproximado N-S y NNW en la zona central del mapa, con manteos y vergencias variables debidos a la fuerte deformación que las afecta. La base y el techo de la formación se encuentran en contacto discordante con la Formación Colimapu (Figura III.11) y la Formación Cola de Zorro, respectivamente. La potencia total estimada para la Formación Abanico en la zona de estudio es de ~2000 a 3000 m, es importante destacar que la fuerte alteración, deformación y falta de niveles guías en la unidad, no permite tener una continuidad clara de la formación, lo que dificulta enormemente la distinción de las unidades descritas anteriormente, por lo que la potencia estimada es sólo una aproximación.

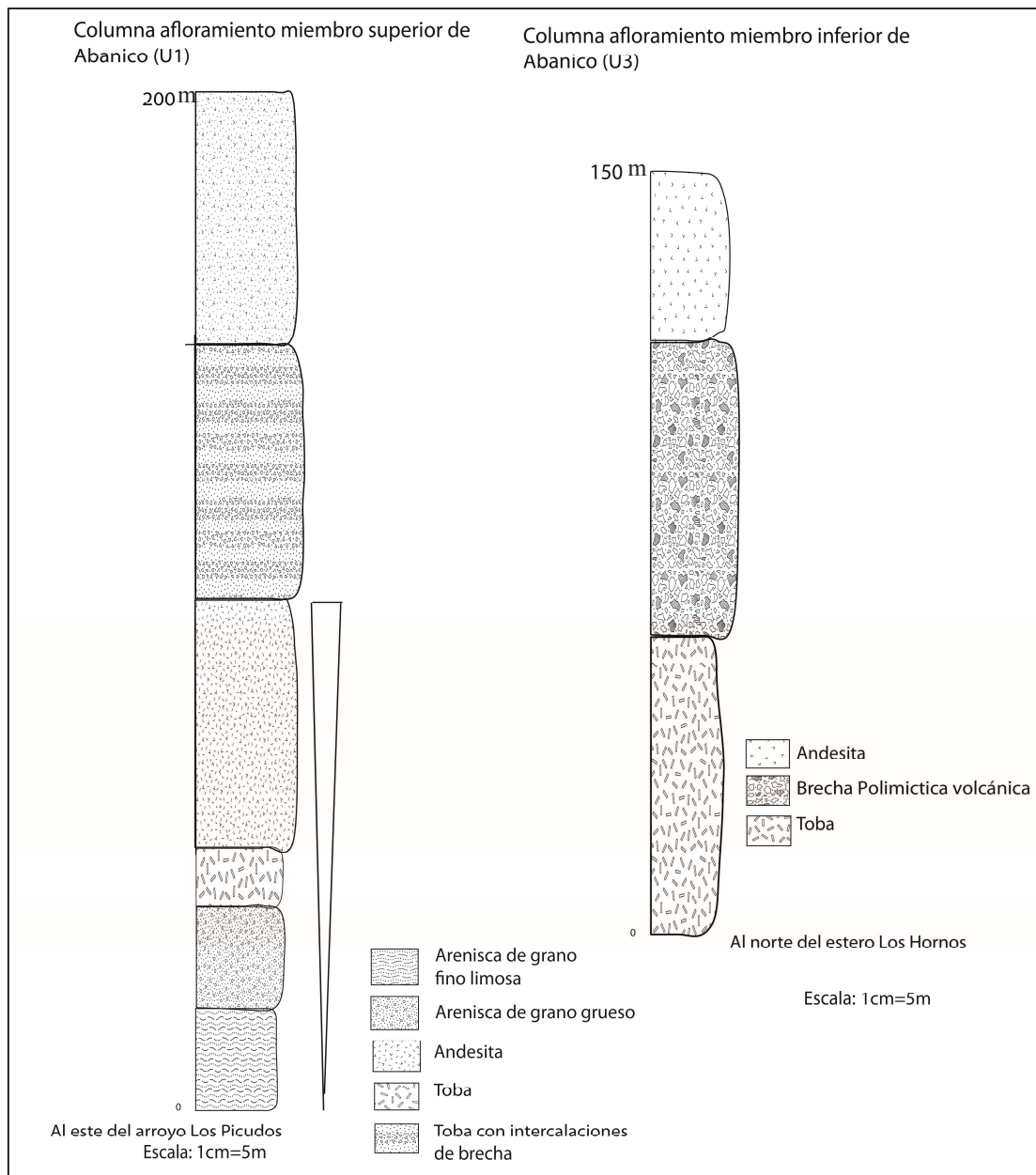
En base a hallazgos fósiles y dataciones radiométricas realizadas fuera del área de estudio, se determinó a la formación una edad Eoceno Superior-Mioceno Inferior (Ver Capítulo II).

La formación presenta una serie de variaciones laterales de facies las que sugieren un volcanismo desarrollado a partir de centros eruptivos entre los que se encontraban planicies aluviales y zonas lacustres.



**Figura III.12. Columna estratigráfica de la Formación Abanico.** Columna descrita por González y Vergara (1962), en la zona de estudio.

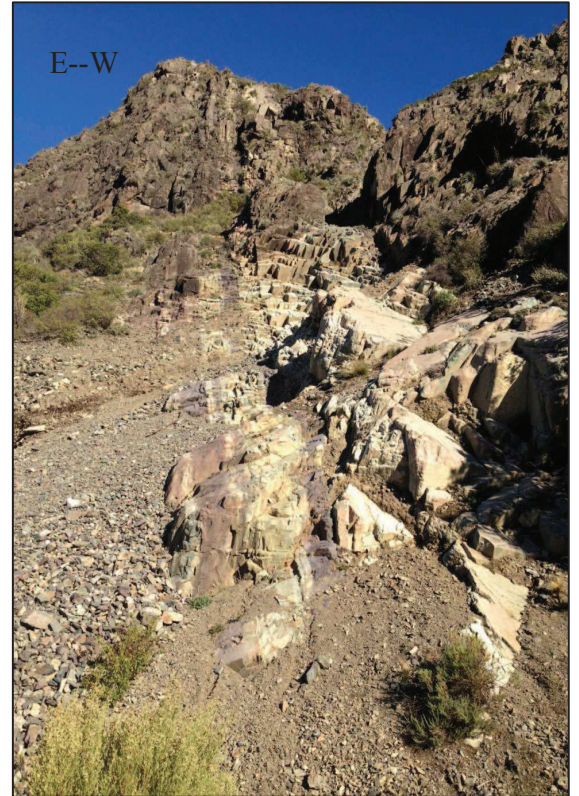




**Figura III.13. Columnas estratigráficas realizadas en este trabajo.** Se interpretan como pertenecientes al miembro superior e inferior de la Formación Abanico descrita por González y Vergara (1962), en la zona de estudio.



**Figura III.14. Brecha polimítica con clastos volcánicos fuertemente alterada.** Unidad (U3) Formación Abanico, descripción detallada en el texto.



**Figura III.15. Afloramiento Formación Abanico Unidad (U3).** Estratos subverticales, en el valle del río Maule.



**Figura III.16. Brecha volcánica con clastos tobáceos y andesíticos, de matriz fina rojiza.** Afloramiento Unidad (U1), Formación Abanico en Quebrada García.



**Figura III.17. Intercalación sedimentaria de arenisca, arenisca conglomerádica y lutita, con paleocanales.** (Descripción detallada en el texto). Afloramiento Formación Abanico Unidad (U2).



**Figura III.18. Afloramiento Formación Abanico Unidad (U2), Arroyo Los Picudos.** Intercalación sedimentaria de arenisca fina, conglomerado fino y lutita, manteando hacia el Oeste.

### **III.2.5 Unidad El Burro (Mioceno Inferior-Medio?)**

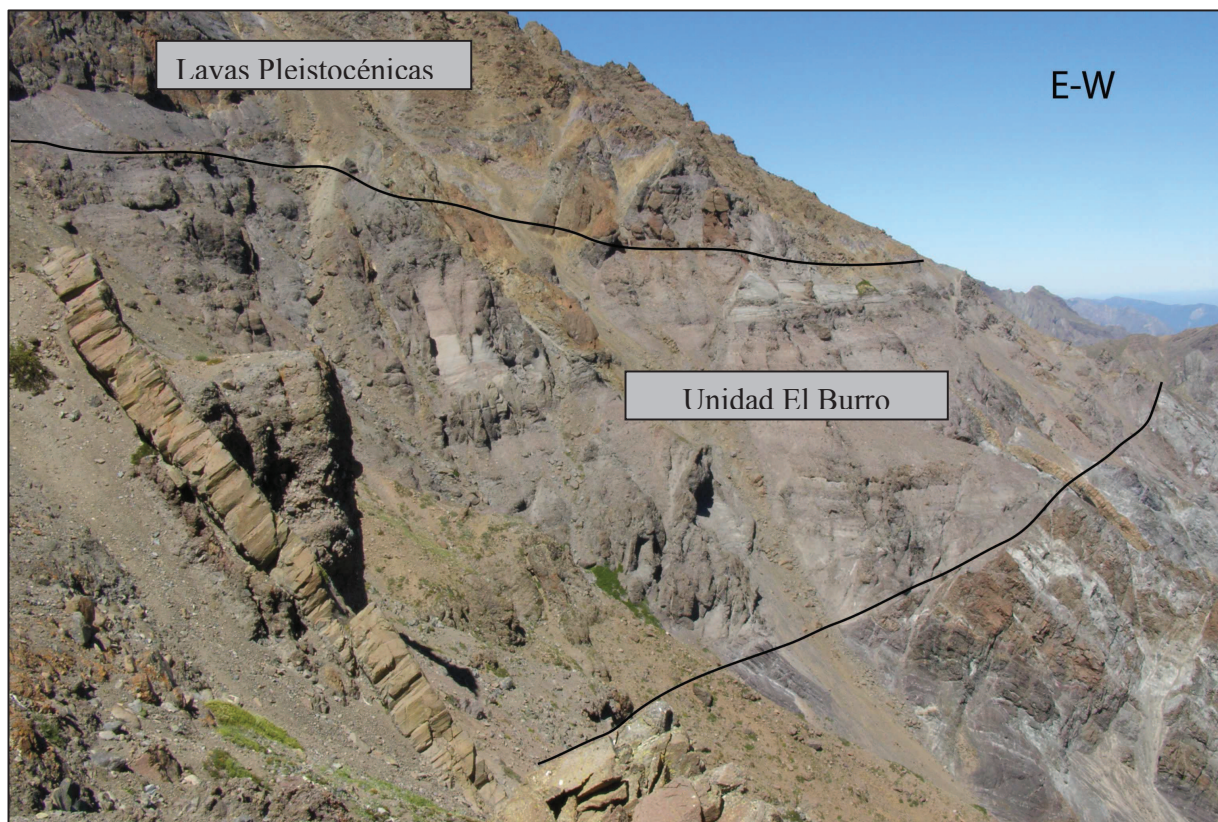
En el área de estudio aflora una sucesión de rocas sedimentarias continentales, correspondientes a una secuencia de conglomerados poco consolidados y areniscas de color rojizo, dispuestos en discordancia sobre la Formación Abanico. Estos estratos se pueden correlacionar, por su posición estratigráfica y su composición, con los Conglomerados del Campo del Colorado, definida por González (2008) en el sector del río Teno y Tinguiririca, y con la Unidad Estratos del Colorado definida por Tapia (2010) en las laderas del río Colorado cercano a la confluencia con el Estero Debía, en la VII Región.

Los estratos afloran al oeste de la laguna Turbia por la quebrada El Burro a unos 2300 m s.n.m, donde se puede observar como un afloramiento no deformado, aislado y de poca extensión areal (Figura III.2), dispuesto discordantemente sobre la Formación Abanico con un manteo de 5°E (Figura III.19) y cortado por diques de composición andesítica y cubiertos por edificios volcánicos pleistocénicos.

La Unidad corresponde a una secuencia sedimentaria continental, compuesta por una intercalación de conglomerados muy poco consolidados clasto soportado, de color grisáceo a verdoso ~15 m intercalado con niveles consolidados de ~5 m de coloración rojiza (Figura III.19), la composición de los clastos es principalmente volcánica. El afloramiento tiene una potencia aproximada de 200 m.

Según su posición estratigráfica y la escasa deformación que presenta se le asocia una edad Mioceno Superior-Plioceno; sin embargo, no está muy claro ya que no existen dataciones y no hay certeza sobre la edad de los diques que cortan esta Unidad.

El ambiente de depositación corresponde a un lente clástico fluvial, depositado luego de un periodo de erosión, por lo que correspondería probablemente a depósitos sinorogénicos.



**Figura III.19.** Unidad El Burro cortada por diques andesíticos. Se observa sobreyaciendo en contacto discordante con la Formación Abanico.



**Figura III.20. Unidad El Burro.** Se observa una intercalación de niveles grisáceos más finos y niveles rojizos más gruesos.

### III.2.1 Formación Campanario (Mioceno-Plioceno Inferior)

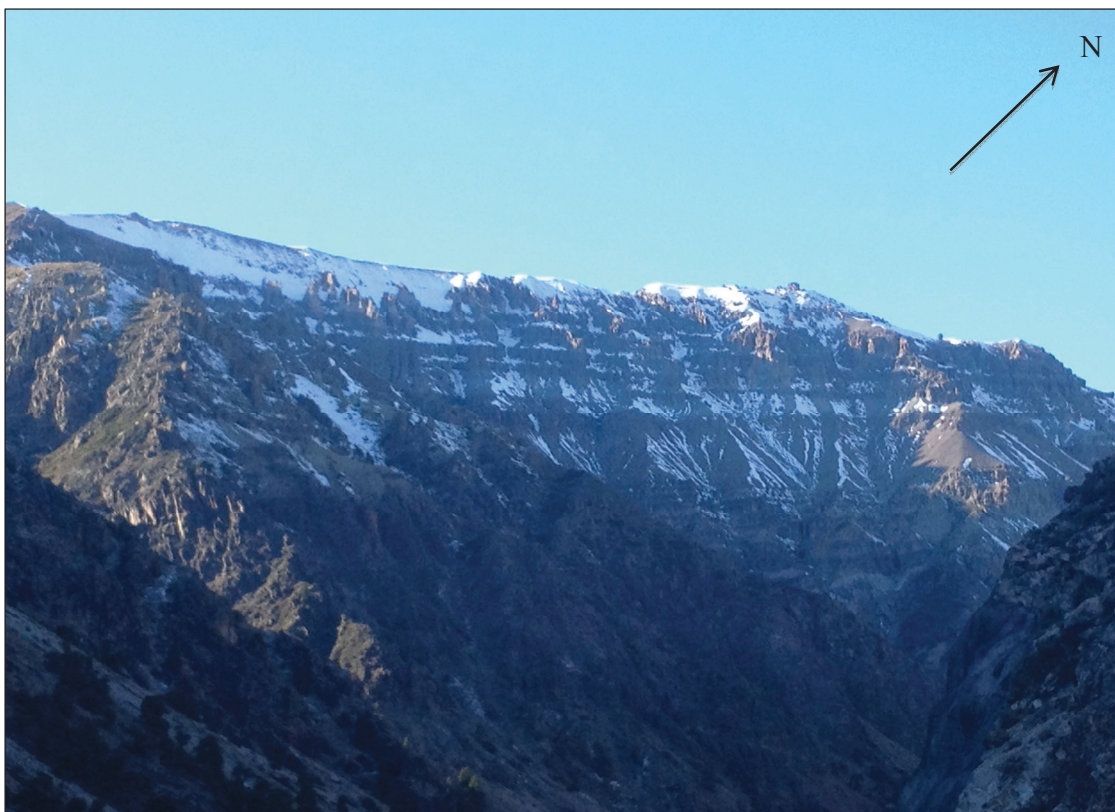
Se denomina Formación Campanario (Drake, 1976), al conjunto de rocas volcánicas, tobas andesíticas, dacíticas, brechas tobáceas, ignimbritas y en menor cantidad flujos andesíticos, definidas al Oeste del Cerro Campanario, en la región del Maule.

La edad de esta formación es Mioceno a Plioceno temprano, basado en 6 muestras datadas en K-Ar (Drake, 1976), las que dan una edad máxima de 15.4 Ma y una edad mínima de 6.6 Ma, sin embargo, es importante destacar que las edades mínimas no son muy confiables ya que presentaban mucha alteración.

La franja Oeste de la formación ha sido levemente plegada y se presenta fuertemente incidida por el río Maule, exponiendo una sección de 1000 m de espesor (Figura III.22), la unidad se encuentra intruida por 3 diques (3.6; 2.15; 2.0 Ma, K-Ar; Drake et al., 1974) (Tabla III.1), los cuales no se encuentran

deformados, lo que permite constreñir la deformación al Mioceno Superior. La base de la formación se encuentra en discordancia angular sobre las formaciones más antiguas (Figura III.21).

En la zona de estudio no se pudo abarcar buenos afloramientos por la geografía abrupta de la zona, por lo que las descripciones se basaron principalmente en observaciones a la distancia y de publicaciones anteriores.



**Figura III.21. Formación Campanario dispuesta subhorizontal sobre estratos más antiguos. Se le aprecia una potencia estimada de 150 m. Vista hacia el NW desde la ladera norte del valle del río Maule.**



**Figura III.22.** Formación Campanario manteniendo levemente al Este, dispuesta discordantemente sobre rocas Mesozoicas de la Formación Río Damas y Baños del Flaco. Se observa la unidad deformada en su franja occidental.

### III.3 VOLCANISMO MIOCENO-PLEISTOCENO

#### III.3.1 Formación Cola de Zorro (Plioceno Inferior-Pleistoceno Inferior)

Se denomina Formación Cola de Zorro (González y Vergara, 1962), al conjunto de rocas volcánicas andesítico-basálticas bien estratificadas, abarcando grandes extensiones areales, depositada subhorizontalmente sobre rocas más antiguas previamente deformadas.

En el área de estudio esta formación aflora principalmente al este de la zona, por el extremo norte del río Claro y en las cercanías del volcán San Pedro. Estos depósitos se encuentran dispuestos

subhorizontalmente sobre rocas deformadas de la Formación Abanico formando extensas planicies en las partes altas de los cerros (Figura III.23). El espesor estimado para la formación es de 300 m.

Debido a sus relaciones de contacto se determina para la formación una edad máxima Plioceno Inferior, por encontrarse cubriendo depósitos de la Formación Campanario, y una edad mínima Pleistoceno Inferior por encontrarse bajo depósitos de la Formación Loma Seca (fuera de la zona de estudio).



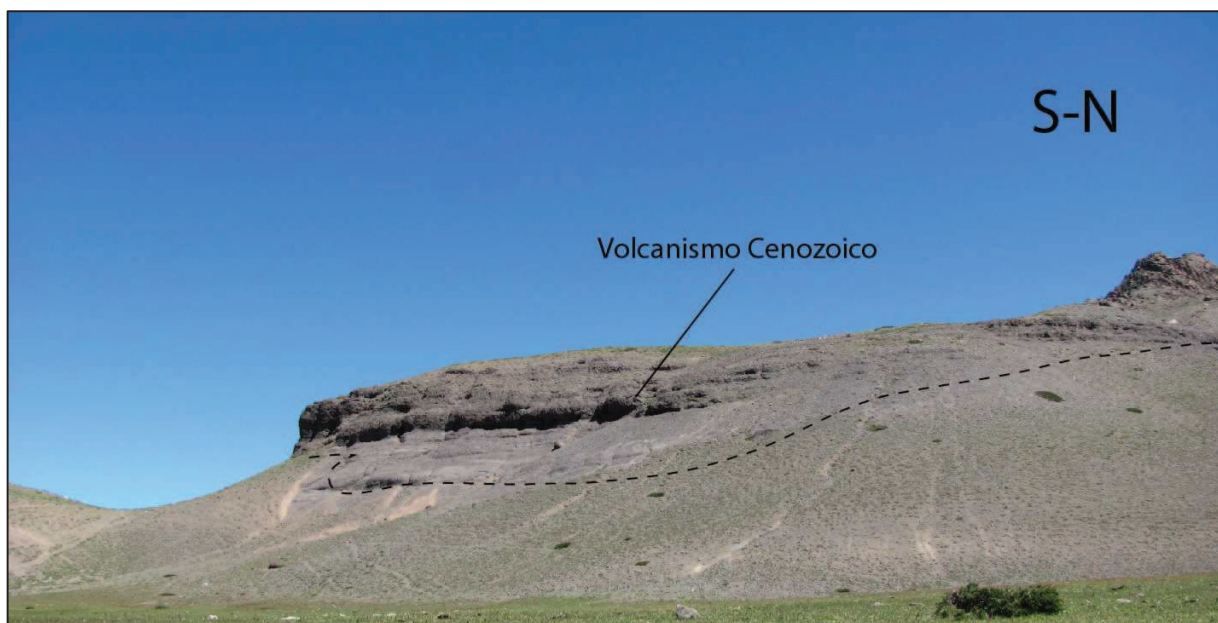
**Figura III.23.** Vista panorámica hacia el Oeste de la Formación Cola de Zorro. Con una disposición subhorizontal sobre estratos plegados de la Formación Abanico.

### III.3.2 Volcanismo Pleistocénico indiferenciado

Se incluyen también en la zona de estudio una sucesión de brechas y coladas andesíticas, de las cuales no se tiene mayor información ni descripciones petrográficas, salvo una serie de dataciones K-Ar, realizadas por Drake (1976), las cuales le determinan una edad de 2.4 a 1 Ma K-Ar (Tabla III-1).



Estas secuencias afloran en la parte central de la zona de estudio, entre los ríos Maule y Claro, cubriendo parte del Batolito El Melado y sobreyaciendo en discordancia rocas fuertemente plegadas de la Formación Abanico con una potencia aproximada de 600 m (Figura III.1) (Figura III.24).



**Figura III.24. Vista S-N del Volcanismo Pleistocénico indiferenciado.** Se observa aflorando de manera subhorizontal sobre rocas más antiguas.

## III.4 ROCAS INTRUSIVAS

Cinco plutones y cuerpos intrusivos dioríticos y ocoíticos de diferentes edades representan los eventos intrusivos mayores en la zona de estudio entre las latitudes 35° a 36° S. A continuación, se describirán los cuerpos plutónicos más relevantes de la región de estudio.

### III.4.1 Batolito El Melado

Corresponde a uno de los cuerpos intrusivos más extensos de la zona abarcando un área aproximada de 500 km<sup>2</sup>, con una elongación en dirección N-S, está ubicado 20 km al Oeste del Complejo volcánico Tatara-San Pedro (Figura III.25) y compuesto por una granodiorita de hornblenda de grano medio (González y Vergara, 1962).

En el margen Este del mapa geológico de la zona (fuera de la zona de estudio), el intrusivo se encuentra en contacto aparentemente tectónico con estratos volcano-sedimentarios de la Formación Abanico (Drake, 1976).

La edad del Plutón la determinó inicialmente Drake et al. (1982), en una datación de 23.8 Ma K-Ar. Posteriormente, Muñoz y Niemeyer (1984) obtuvieron una edad de 14.9 Ma K-Ar en biotita (Tabla III.1), siendo esta diferencia interpretada, debido a que aparentemente el Batolito el Melado sería un compuesto por varias facies intrusivas (Nelson et al., 1999), luego Spikings et al. (2008), le determinaron una edad de 20.3 Ma y de 19.4 Ma Ar-Ar en biotita.

### **III.4.2 Plutón El Indio**

Ubicado al noreste del Complejo Volcánico Tatara-San Pedro, los afloramientos del Plutón El Indio se encuentran limitados por el Este por depósitos terciarios de la Formación Campanario dispuestos en discordancia sobre el intrusivo, y por el Oeste se encuentra en contacto aparentemente por falla con depósitos Cretácicos y Jurásicos que mantean homoclinalmente hacia el Oeste (Figura III.25).

Está formado por una granodiorita de biotita y hornblenda, expuesto sobre un área de 100 km<sup>2</sup> en la unión del Río Maule y el Río Puelche.

Se ha determinado una edad de 40.6±0.9 Ma K-Ar (Drake, 1976); sin embargo, las muestras analizadas del plutón se encontraban muy alteradas, lo que probablemente afectó las edades K-Ar. Posteriormente, Nelson et al. (1999) determinaron una edad de 79.8±0.2 Ma K-Ar (Tabla III-1).

### **III.4.3 Plutón La Invernada**

Ubicado al norte del río Maule en el sector de la Central Cipreses, el Plutón La Invernada abarca un área aproximada de 100 km<sup>2</sup> (Figura III.25).

Corresponde a un cuerpo intrusivo compuesto de varias fases de intrusión que varían desde una granodiorita de hornblenda de grano medio a un granito de biotita de grano grueso, se observa en contacto por intrusión con rocas volcano-sedimentarias Cenozoicas y rocas de la Formación Campanario (Drake,

1976). El Plutón es interpretado como sintectónico al periodo de deformación del Mioceno Medio, debido a la forma sigmoideal que presenta en superficie (Figura III.2), evidenciado en trabajos realizados con modelos análogos (Montanari et al., 2010).

Se determinó una edad de  $7.1 \pm 0.1$  Ma K-Ar (Tabla III-1) Drake (1976), posteriormente, en este trabajo se determinó una edad de 12 Ma (U-Pb, en circón) (Tabla III-1.A) (Ver Capítulo IV).

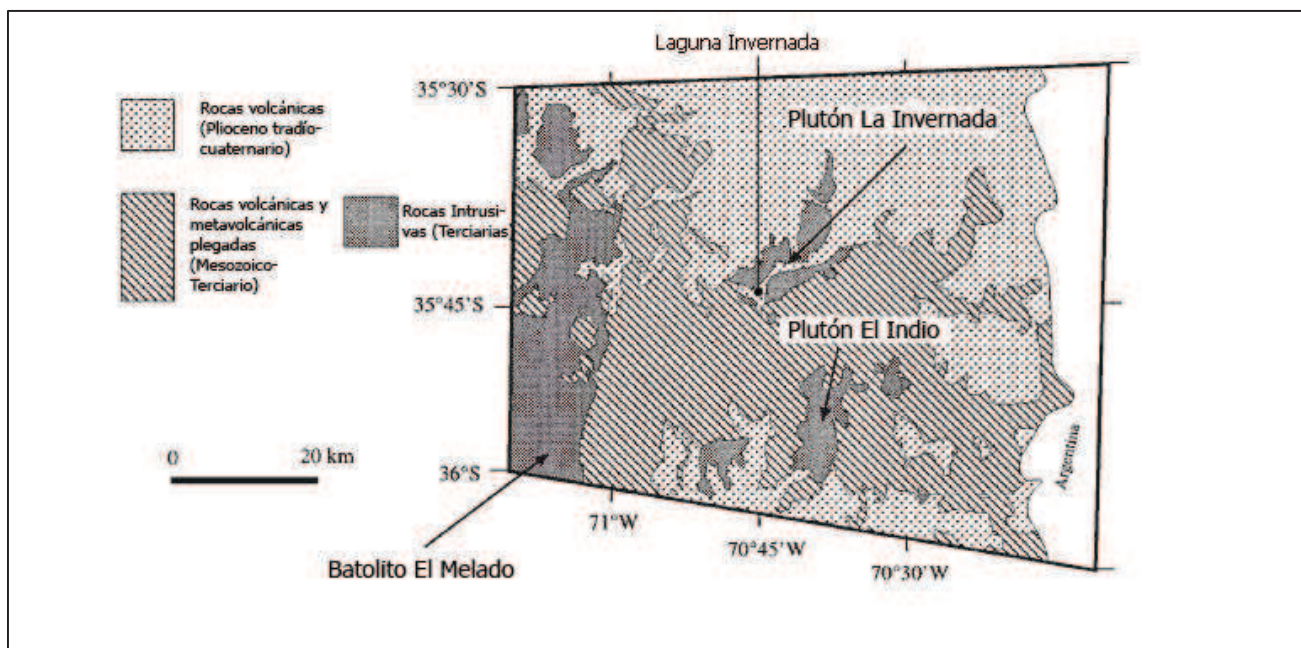


Figura III.25. Mapa geológico esquemático simplificado de Drake (1976), con la ubicación de intrusivos El Melado, El Indio y La Invernada. Modificado de Nelson et al. (1999).

#### III.4.4 Plutones Cerro Risco Bayo y El Huemul.

Afloran en la parte sur de la zona de estudio por la riberas de río Colorado en los cajones Muñoz y Huemules (Figura III.2 y Figura III.26).

El primero presenta una composición que varía entre un gabro y un granito subalcalino, comúnmente con inclusiones máficas las que no se encuentran en el plutón El Huemul, el que está compuesto de un granito con alto porcentaje de sílice. Las edades determinadas para ambos plutones son 6.2-6.4 Ma (Nelson et al., 1999) (Tabla III-1), datos geoquímicos y geocronológicos confirman un origen común y una probable conexión en profundidad ya que no se han encontrado grandes diferencias entre

ellos, pero tampoco se reporta un contacto claro en superficie (Nelson et al., 1999). En este trabajo se determinó una edad de 7 Ma U-Pb, en circón (Tabla III-1.A) (Ver Capítulo IV).



**Figura III.26. Plutón Risco Bayo, quebrada río Colorado.** Se observa el plutón intruyendo rocas volcánicas asociadas al volcanismo Pleistocénico.

### **III.4.5 Otros cuerpos intrusivos**

Se incluyen en esta categoría una serie de diques, filones y pórfidos intrusivos ocoíticos que se encuentran intruyendo rocas mesozoicas y cenozoicas. Los afloramientos mayores se ubican en la quebrada La Ciega intruyendo rocas mesozoicas fuertemente fracturadas (Figura III.27).

También se encuentran en la zona de estudio una serie de diques y pórfidos félsicos intruyendo rocas cenozoicas de la Formación Abanico, estos están asociados a los principales centros volcánicos de la zona, lo que permite interpretar una directa relación entre estos. Los pórfidos más importantes que afectan estas rocas se encuentra en el valle del río Claro, alineados N-S (Figura III.2), el protolito de la roca no se puede determinar debido a la fuerte alteración hidrotermal que afecta el pórfido, algunos de los minerales de alteración encontrados son: Wollastonita, plagioclasa, sericita y magnetita.



**Figura III.27. Pórfido ocoítico, sector quebrada La Ciega.**

## **IV DATACIONES RADIOMÉTRICAS U/Pb**

### **IV.1 INTRODUCCIÓN**

Las dataciones radiométricas en circones detríticos, son una valiosa herramienta en el análisis de proveniencia en cuencas sedimentarias. Los resultados proveen información sobre edades máximas estimadas de depositación, características principales de las zonas de la fuente sedimentaria, incluyendo la edad de los componentes sedimentarios, y puede contribuir a la identificación del origen de cuencas sedimentarias, fortaleciendo las correlaciones estratigráficas regionales y locales (Fedo et al., 2003; Andersen, 2005).

La cantidad de publicaciones sobre dataciones radiométricas U/Pb en circón ha aumentado considerablemente en los últimos 10 años; sin embargo, en el margen occidental de Sudamérica, se han concentrado principalmente en las faldas del basamento Andino (Bahlburg et al., 2009), estando pobremente desarrollados los estudios de secuencias sedimentarias de los Andes (Ramos et al., 2007; DeCelles et al., 2007; Tunik et al., 2010).

En este capítulo se analizaron nuevas edades U/Pb en circones detríticos de muestras de las Formaciones Baños del Flaco y Colimapu (mesozoicas) analizadas para confirmar su edad de depositación y la fuente de los circones para poder comprender la evolución estratigráfica de la zona de estudio, y correlacionarlas con las unidades descritas más al norte y en la vertiente argentina de los Andes.

Las muestras fueron tomadas en la base de la Formación Colimapu y el techo de la Formación Baños del Flaco, en la quebrada de La Mina, con el fin de determinar la edad de cierre de la cuenca Cretácica, el depocentro de la unidad marina de Baños del Flaco, y del contacto erosivo entre ambas formaciones, determinando también la proveniencia de sus sedimentos (Figura III.2) y la edad de las rocas de la fuente y sus posibles cambios a lo largo del tiempo, interpretados como edades de alzamiento y exhumación de la fuente.

También se analizaron edades U/Pb en circones ígneos del Plutón La Invernada tomados en la laguna Hornitos y del Plutón Risco Bayo (cenozoicos) tomados en la quebrada del río Colorado, con el objetivo de determinar su edad de formación (Figura III.2). Para el Plutón La Invernada este estudio se realizó principalmente para confirmar una edad realizada por otros investigadores con el método K-Ar.

## IV.2 METODOLOGÍA

### Extracción y separación de circones.

La extracción y separación de circones se realizó en el laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, por Juan Vargas.

El proceso de extracción de circones se inicia mediante la molienda de la muestra hasta una malla de 500 micrones, luego pasa al chancador y al pulverizador. Posteriormente, comienza el proceso de separación, en el cual se pasa la muestra por la mesa Gemini separando por densidad y forma, luego se separan los minerales según su susceptibilidad magnética en el separador magnético Frantz y finalmente se tamiza la muestra resultante y se realiza la separación con líquidos densos (bromoformo separa los circones y apatitos de los minerales más livianos, y el yoduro de metileno, separa los circones de los apatitos). Tras tener la muestra separada ésta se lava con acetona o alcohol y termina la separación pasando la muestra resultante por la lupa donde se sacan las impurezas y se refina la selección.

### Método radiométrico (LA-ICP-MS).

Las dataciones de los circones se realizó por medio de LA-ICPMS (*Laser Ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry*), en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias UNAM, por Luigi Solari y en el “*Radiogenic Isotope and Geochronology Laboratory (RIGL) at Washington State University (WSU)*” por Víctor Valencia.

El método radiométrico LA-ICP-MS consiste en montar los circones seleccionados en resina epóxica pulida para exponer los granos. Para caracterizar los rasgos internos de los circones, como zonaciones e inclusiones, se toman imágenes de cátodo-luminiscencia.

Posteriormente, se analizan los circones de manera alterna con circones estándar, normalmente el dominio analizado tiene un diámetro de 24 o 34 micrómetros, para una profundidad de 15-25 micrómetros. Finalmente, los datos obtenidos del análisis se reducen y corrigen mediante un *software* especializado.

### IV.3 RESULTADOS

Para análisis geocronológico se escogieron dos muestras de rocas sedimentarias, CHA-32 y CHA-35, provenientes del techo de la Formación Baños del Flaco y de la base de la Formación Colimapu, respectivamente, y las muestras CHA-27 y CHA-28, correspondientes a los plutones La Invernada y Risco Bayo, respectivamente.

La muestra CHA-32, corresponde a una arenisca calcárea fina, monomítica con buena selección, compuesta por un 50% de clastos redondeados de esfericidad media, y 50% de matriz carbonática. Los clastos se componen principalmente de cuarzo y minerales opacos.

La muestra CHA-35, corresponde a una arenisca conglomerádica rojiza alterada, con 60% de clastos y 40% de matriz. Los clastos se componen de líticos andesíticos-traquíticos con plagioclasas bien conservadas y orientadas, cuarzo, feldespatos potásicos sericitizados y algunos clastos de arenisca alterados. La matriz se encuentra pigmentada y arcillosa con cemento de óxidos de hierro. La muestra presenta alteración de clorita, epidota-calcita y asociaciones minerales características de metamorfismo de bajo grado (e.g., Aguirre et al., 1997).

Los resultados del análisis geocronológico de la muestra CHA-32 (Figura IV.1), muestran edades de circones en un rango estrecho desde *ca.* 120 hasta 140 Ma. De un total de 100 análisis, sólo uno tiene una edad discordante, mientras que 99 plotean en, o muy cercano a la línea de concordia (Figura IV.1). Esta muestra tiene un solo grupo de circones, de edad Cretácico Inferior ( $n=93$ ), con radios Th/U promedio de 0.75, con *peaks* a los 124 ( $n=7$ ), 129 ( $n=37$ ) y 134 Ma ( $n=25$ ) (Figura IV.1).

Los resultados del análisis geocronológico de la muestra CHA-35 (Figura IV.1), muestra edades de circones en un rango estrecho desde *ca.* 120 hasta 140 Ma. De un total de 83 análisis, sólo uno tiene edades discordantes, mientras que 82 plotean en, o muy cercano a la línea de concordia (Figura IV.1). Esta muestra presenta un grupo de circones (estadísticamente válidos) de edad Cretácico Inferior ( $n=37$ ), con radios Th/U promedio de 0.69, con *peaks* a los 121 ( $n=15$ ), 126 ( $n=15$ ), 130 ( $n=35$ ) y 134 Ma ( $n=2$ ).

La edad máxima determinada para el techo de la Formación Baños del Flaco es de 124 Ma en circones detríticos y la edad máxima determinada para la base de la Formación Colimapu es de 121 Ma en circones detríticos.

La muestra CHA-27, del Plutón La Invernada, es una granodiorita. Las edades de los circones plotean muy cercanos o en la línea de concordia (Figura IV.3), con una edad U/Pb calculada de  $12 \pm 0.5$  Ma (Figura IV.3).



La muestra CHA-28, del Plutón Risco Bayo, corresponde a un granito de biotita, con cuarzo y feldespato levemente cloritizado, con presencia de inclusiones centimétricas a métricas de material afanítico basáltico. Las edades de los circones plotean muy cercanos o en la línea de concordia (Figura IV.3), con una edad U/Pb calculada de  $7.16 \pm 0.13$  Ma (Figura IV.3). Las imágenes de cátodo-luminiscencia de la muestra CHA-28, muestran que los circones presentan zonación cíclica y concéntrica, y no presentan núcleos heredados (Figura IV.2).

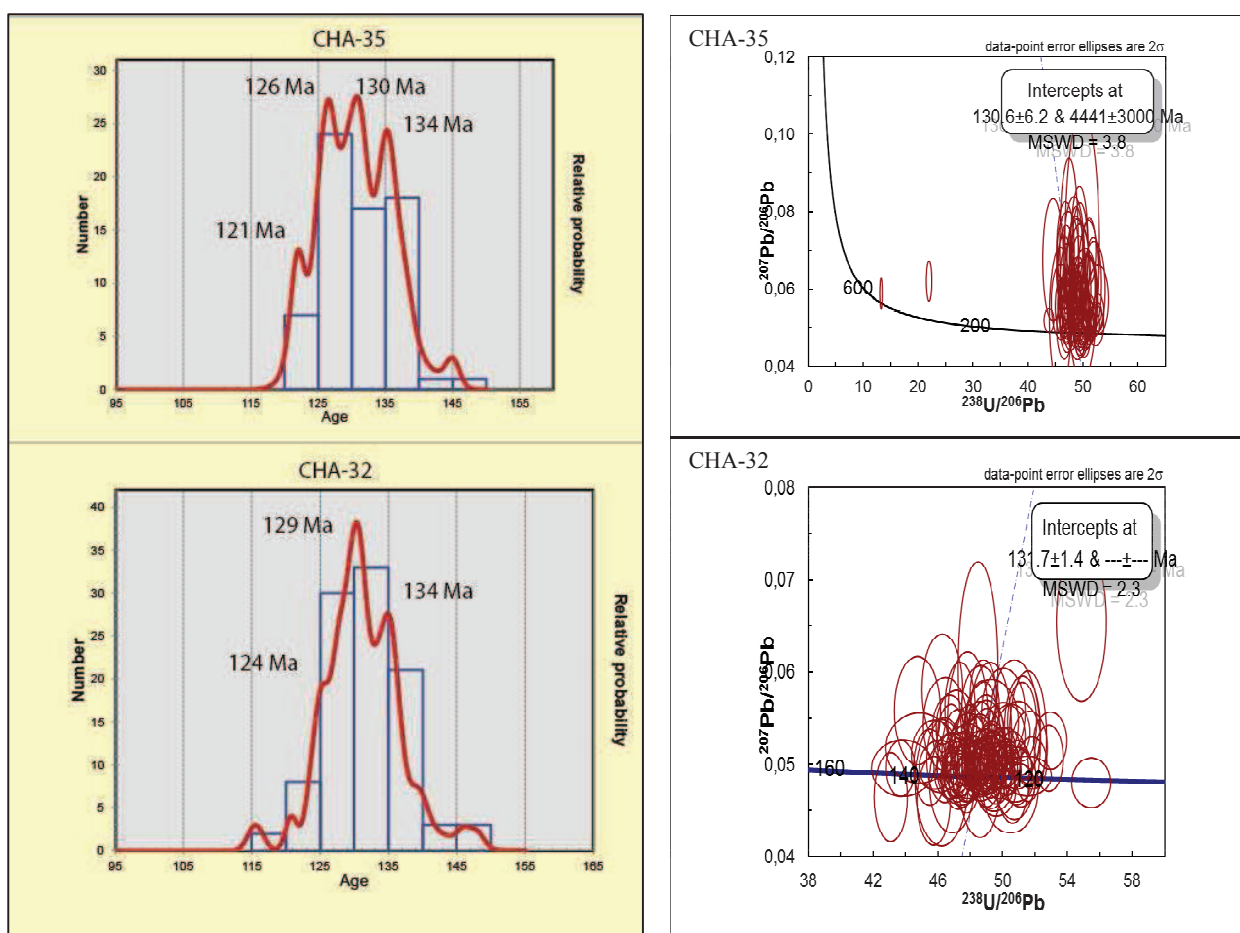


Figura IV.1. Gráficos de distribución y Gráficos de Concordia U/Pb de circones detríticos analizados en la región del Maule para las muestras CHA-32 y CHA-35. Se observa una buena correlación de los circones para las muestras.

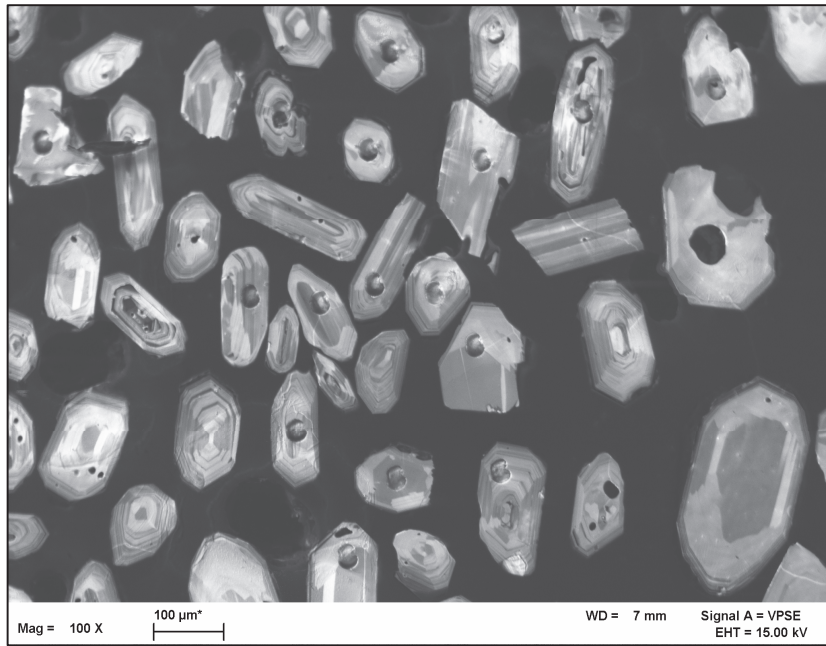


Figura IV.2. Imágenes de cátodo-luminiscencia, de cristales de circones del Plutón Risco Bayo (CHA-28). Se observan cristales bien desarrollados, con zonación oscilatoria, sin bordes de reacción ni núcleos heredados.

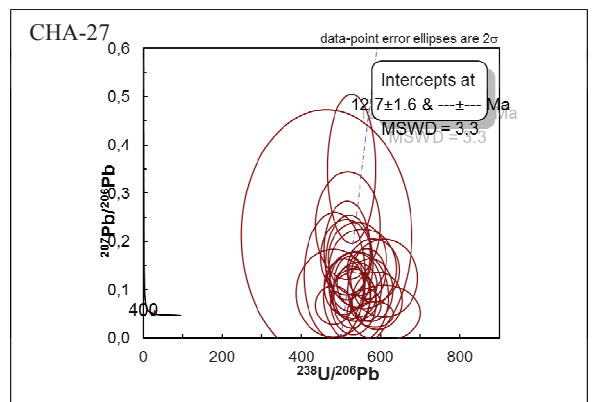
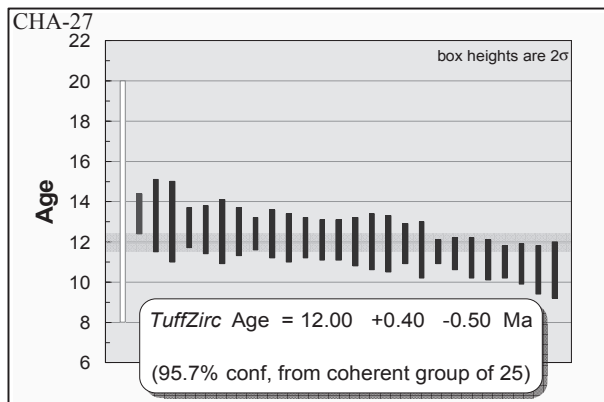
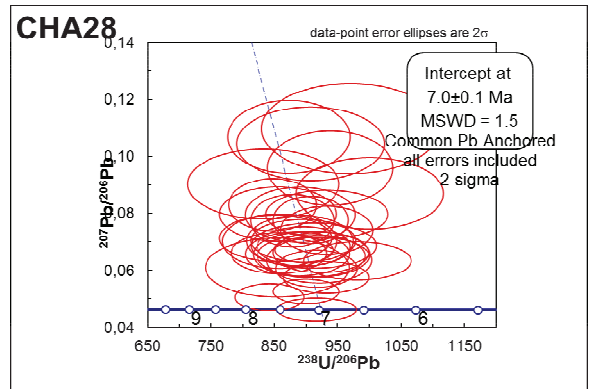
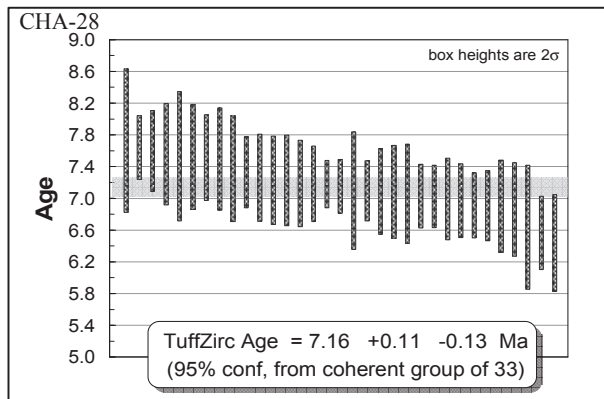


Figura IV.3. Gráficos de Concordia U/Pb de circones y gráficos TuffZircon Age de las muestras CHA-27 y CHA-28, correspondientes al Plutón La Invernada y al Plutón Risco Bayo, respectivamente.

#### IV.4 INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

Las poblaciones de circones obtenidas de los análisis, presentan intervalos marcados en el Cretácico Inferior, provenientes probablemente de granitoides Cretácicos o de la raíz del arco volcánico proveniente de la Cordillera de la Costa o la vertiente occidental de los Andes, actualmente erosionada o cubierta por la Formación Abanico. La edad definida, en base al estudio de circones, para la muestra CHA-35, es una edad máxima para la Formación Colimapu, por lo tanto se acota la base de esta unidad al Cretácico Inferior, específicamente al límite Barremiano-Aptiano. De igual manera, para la muestra CHA-32, el estudio de las edades de los circones entregó una edad máxima para el techo de la Formación Baños del Flaco, acotada al Hauteriviano.

El contacto entre la Formación Colimapu y la Formación Baños del Flaco ha sido interpretado en la zona de estudio como discordante (Ver capítulo III) mediante observaciones de terreno las cuales muestran un contacto erosivo entre estas, con claras evidencias de paleosuelos en la base de la Formación Colimapu. Sin embargo, los circones detríticos muestran una depositación casi continua entre la muestra CHA-32 y CHA-35, por lo que se interpreta un periodo muy corto entre la depositación de ambas muestras. Además en base a la estratigrafía observada para la Formación Colimapu en la zona de estudio, donde se le interpreta un ambiente de depositación regresivo asociado al cierre de la cuenca Cretácica, y a los resultados del estudio de circones detríticos, se le interpreta una edad máxima de cierre a la cuenca de 121 Ma, marcado en el *peak* más joven de la muestra CHA-35 (Figura IV.1).

Finalmente se puede concluir que ya desde el Barremiano, los aportes de sedimentos, en la zona de estudio, provenían exclusivamente del Oeste. Por esta razón, y tomando en cuenta que la Formación Colimapu no muestra evidencias de niveles sinorogénicos en la base, se interpreta que ya en el Barremiano los intrusivos del arco Cretácico estaban expuestos en superficie. Además se puede interpretar el inicio del alzamiento andino posterior a la depositación de la Formación Colimapu posterior a 120 Ma, registrado en la descripción estratigráfica de la Unidad BRCU (Cretácico Superior), definida al norte de la zona de estudio (Charrier et al., 1996). Con los resultados anteriores se interpreta una migración del alzamiento de Oeste a Este, ya que trabajos realizados por el lado Argentino confirman el inicio del alzamiento andino a los 90 Ma (Tunik et al., 2010).

# V ESTRUCTURA

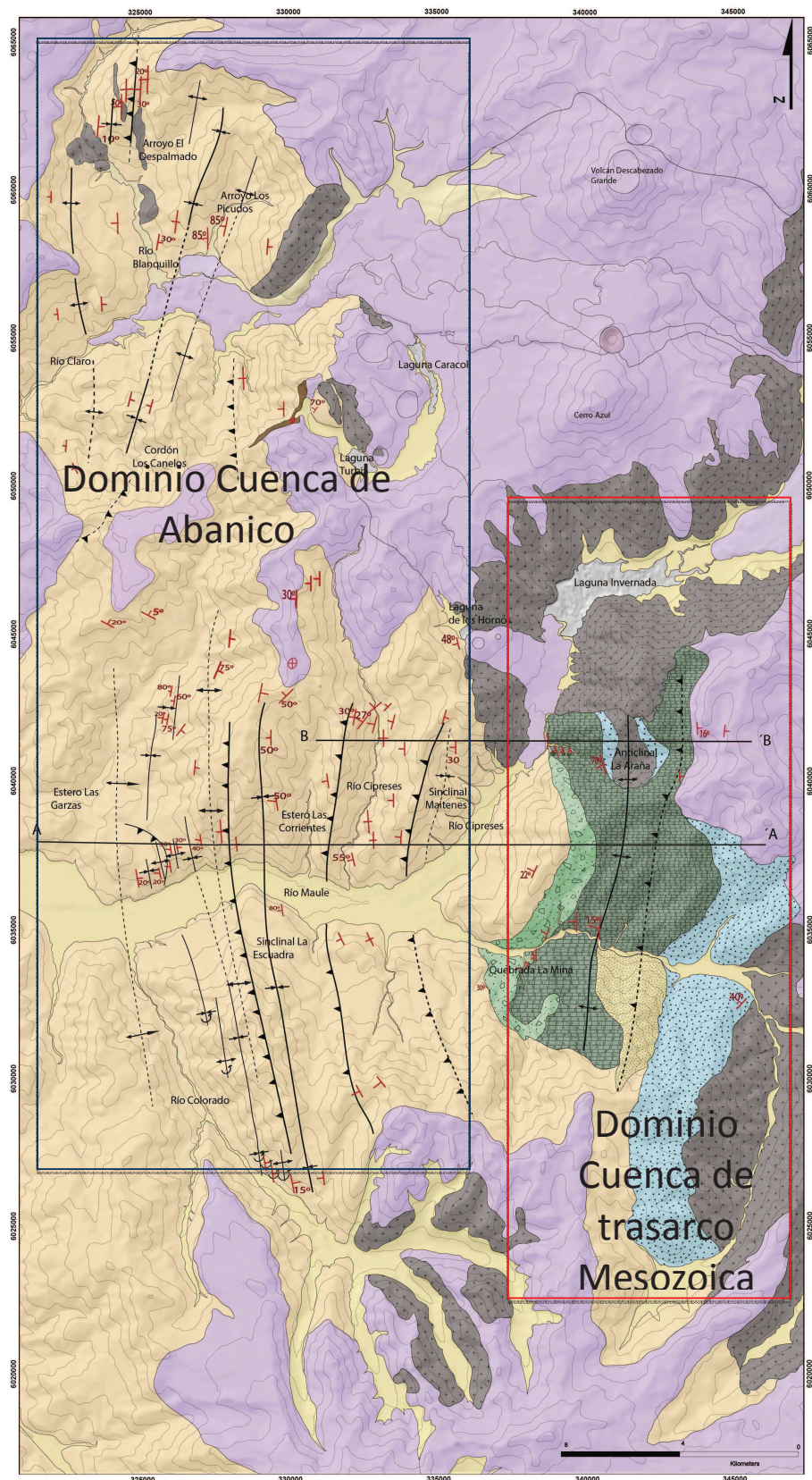
## V.1 INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se enmarca en la Cordillera Principal, específicamente en torno al límite entre rocas Mesozoicas y Cenozoicas, afectadas principalmente por deformación de edad Cenozoica. Los estilos estructurales y cambios litológicos, encontrados en la zona de estudio permitieron separarla en dos grandes dominios estructurales, el Dominio de la Cuenca de Abanico, dado que en el sector se encuentran principalmente rocas de la Formación Abanico, y el Dominio de la cuenca de trasarco Mesozoica (Figura V.1). Estos dominios, presentan estructuras con una orientación general N-S a lo largo de la zona de estudio y su límite pasa aproximadamente por la quebrada La Mina. Ambos dominios permiten entender parte de la historia geológica que afectó las rocas encontradas en esta zona y responsable de la formación, a estas latitudes, de la Cordillera Principal, observando reactivaciones de estructuras previas, cambios litológicos y reológicos, discordancias angulares, retrocorrimentos y plegamientos de rocas jóvenes.

El dominio de la Cuenca de Abanico, ubicado en el sector Oeste y centro del mapa, consiste en estructuras inversas de vergencia Este y Oeste, y orientación general N-S y NNE, que en este estudio se interpretan como resultado de la inversión tectónica de estructuras previas, las que se caracterizan por formar una serie de pliegues de diversa longitud de onda, amplitud y vergencia, las que varían de Oeste a Este (Figura V.2).

El dominio cuenca de trasarco Mesozoica, ubicado en el extremo central Este de la región de estudio, consiste en estructuras inversas de vergencia Este, involucrando las formaciones Río Damas, Baños del Flaco y Colimapu, siendo caracterizadas por un anticlinal asimétrico de gran longitud de onda y estructuras inversas de orientación N-S y NNE. En los extremos norte y sur del dominio, se encuentran extensas zonas cubiertas por volcanismo reciente, que se encuentran cubriendo toda evidencia de deformación previa al depósito de estas unidades (Figura V.1).

A continuación, se realizará una descripción detallada de cada dominio estructural, exponiendo las principales evidencias de deformación en superficie y su posterior interpretación en profundidad.



**Figura V.1. Mapa geológico estructural de la zona de estudio destacando los dominios estructurales.** En el mapa se observan dos grandes dominios estructurales, los cuales abarcan las unidades estratificadas presentes en la zona de estudio. Se destaca también las trazas de los perfiles realizados en este trabajo (A-A' y B-B').

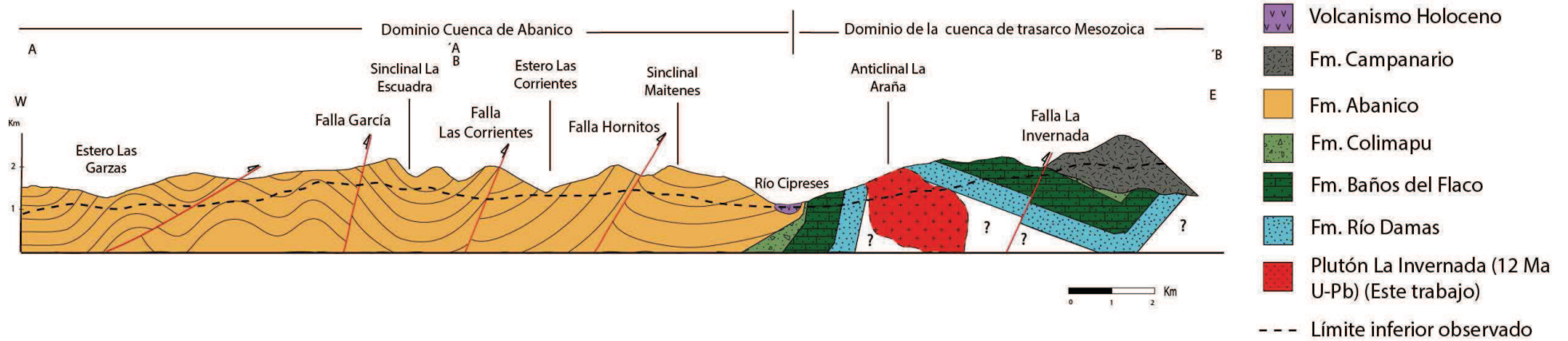


Figura V.2. Perfil esquemático A-A' y B-B'. Se observan las principales estructuras observadas en superficie y los dominios estructurales de la zona de estudio.

### V.1.1 Dominio de la cuenca de trasarco Mesozoica

Este dominio se compone de rocas deformadas de la Formación Río Damas, Baños del Flaco y Colimapu, sobre éstas, se encuentra parte de la Formación Campanario, dispuesta en discordancia angular sobre las formaciones más antiguas con escasa deformación. El dominio limita, por el Oeste, con el Dominio Cuenca de Abanico, y por el norte, con depósitos volcánicos recientes que cubren gran parte de la zona (Figura V.1 y Figura V.2).

La deformación del dominio es predominantemente compresiva, no obstante, existen evidencias de estructuras extensionales menores que actuaron durante la depositación de la Formación Baños del Flaco (Figura V.3), sin embargo es importante destacar la existencia de estructuras de carácter compresivo en la Formación Baños del Flaco (Figura V.4), lo que permite interpretar una superposición de eventos tectónicos. Las evidencias compresivas para esta formación son una serie de estructuras inversas locales y sistemas de dúplex interno, asociado a una edad posiblemente Cenozoica.

Las estructuras compresivas mayores del dominio se caracterizan por presentar rumbo NNE-SSW y la vergencia Este, destacando un cambio de orientación en las estructuras, estratos y cuerpos intrusivos mayores del dominio en el sector de la laguna La Invernada de N-S a NE-SW (Figura III.2), el cual se sigue observando al Oeste de la zona de estudio.

En el extremo Este del dominio, aflora la Falla La Invernada, estructura inversa de vergencia Este y rumbo NNE-SSW, que cabalga rocas Mesozoicas sobre la Formación Campanario (Figura V.2), dada esta relación de contacto, se le atribuye a la estructura una actividad post-Miocena Medio, posterior a la inversión de la Cuenca de Abanico (Mioceno Inferior). La traza de la falla hacia el sur del río Maule, pierde continuidad, observándose una extensa zona de falla con alteración hidrotermal de aproximadamente 300 m<sup>2</sup>, afectándose intensamente la roca de caja imposibilitando su descripción adecuada.

Hacia el Oeste de la falla La Invernada, se forma el Anticlinal La Araña de amplia longitud de onda (~2km), asimétrico y de vergencia Este, con una orientación que varía a lo largo del rumbo, desde N-S, al sur del río Maule, a NNE-SSW, al norte del río Maule (Figura V.1; Figura V.5; Figura V.5; Figura V.6), se caracteriza por tener su flanco occidental más inclinado que su flanco oriental, aparentando tener vergencia al Oeste, en el núcleo del anticlinal se encuentra parte del Plutón La Invernada, interpretado como intruido sintectónicamente a la actividad de la falla La Invernada de acuerdo con los modelos de emplazamiento de Montanari et al., 2010), más adelante se analiza la deformación en profundidad asociada a este anticlinal y las estructuras que lo forman.



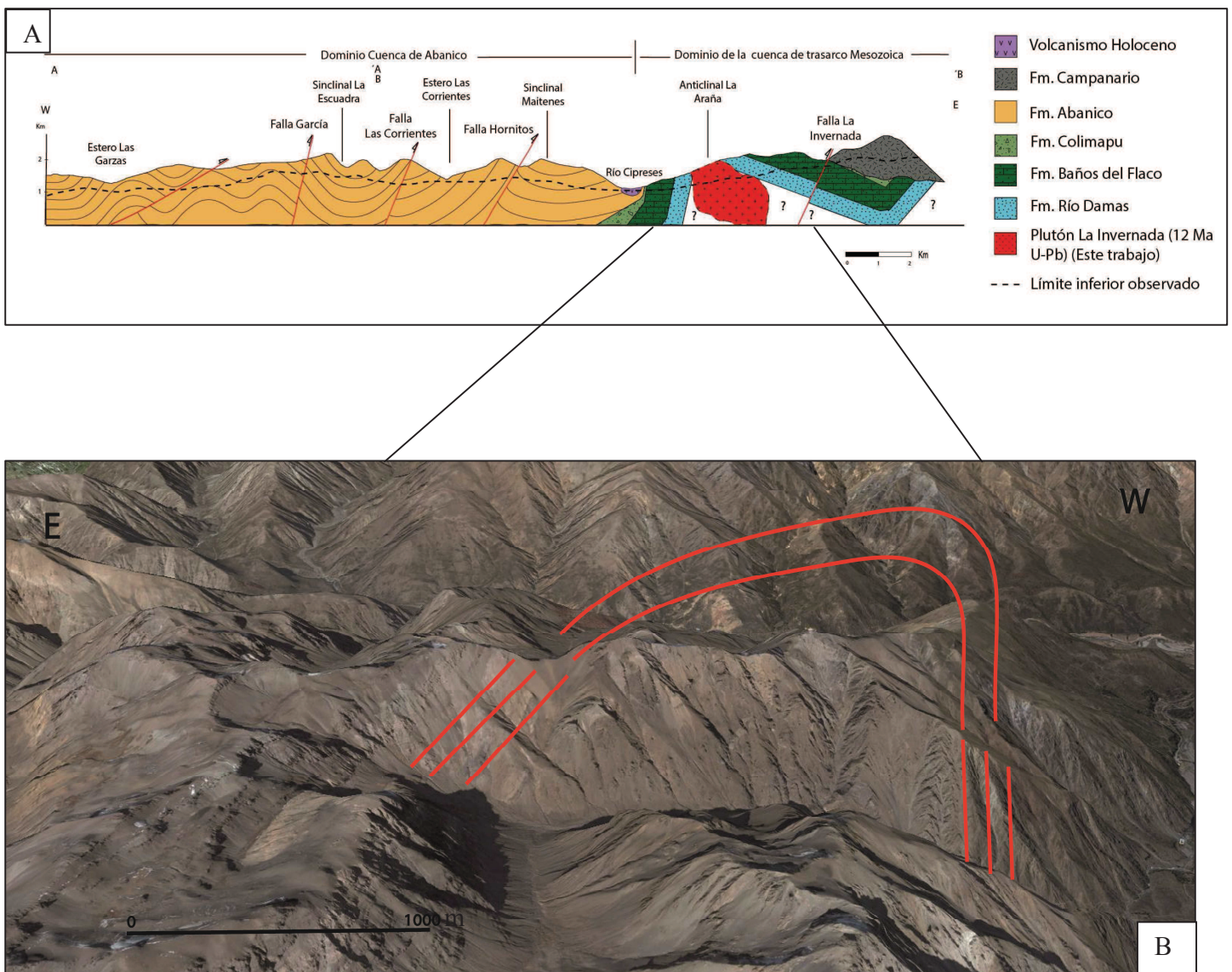
**Figura V.3. Falla normal, Formación Baños del Flaco.** Imagen tomada al Este de la quebrada La Mina por la vertiente del río Maule, donde se observan evidencias locales de estructuras normales asociadas al Cretácico Inferior.



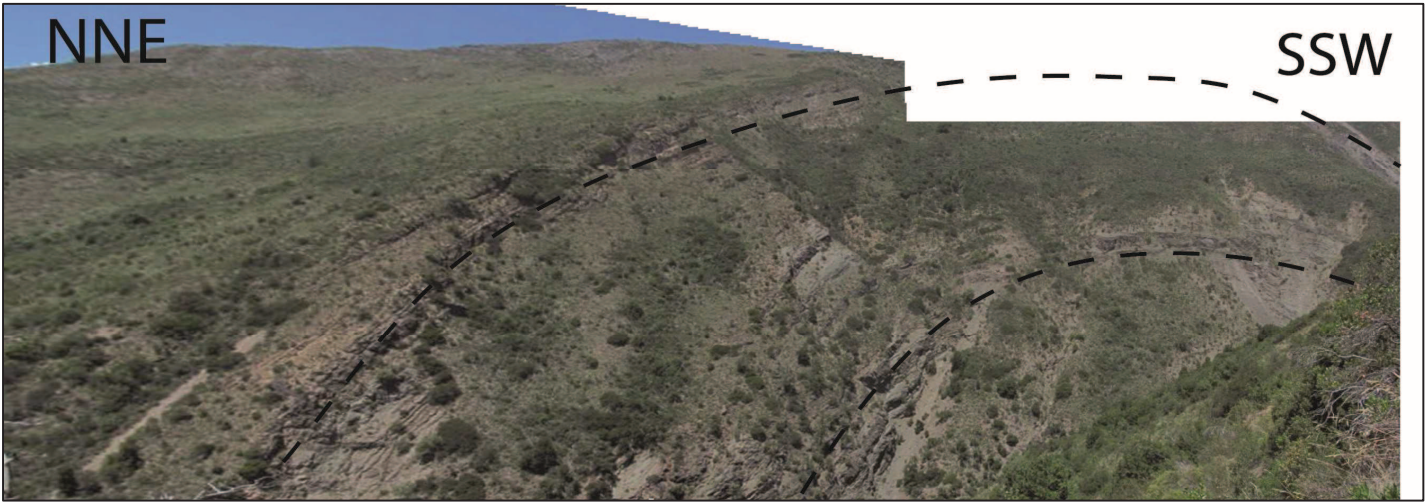
**Figura V.4. Duplex, Formación Baños del Flaco.** Imagen tomada al Este de la quebrada La Mina en la ladera sur del río Maule, se observan evidencias de deformación compresiva asociada a sistemas de dúplex internos y fallas inversas locales probablemente del Cretácico Superior.



Más hacia el Oeste del anticlinal, se encuentra la Formación Colimapu manteniendo homoclinalmente hacia el Oeste, sobreyacida en discordancia angular ( $\sim 20^\circ$ ) por la Formación Abanico, existen dos posibilidades para la existencia de la discordancia, la primera es que fue generada por un evento tectónico compresivo durante el Cretácico Superior (Fase Peruana), previo a la depositación de la formación Cenozoica, evidencias de este evento compresivo se han reportado a las latitudes de estudio por el lado Argentino (Tunik et al., 2010; Sagripanti et al., 2011), y al norte de la zona de trabajo (Mescua, 2010). Otra posible interpretación para la discordancia Mesozoica-Cenozoica, es que la Formación Abanico se encuentre depositada, en esta parte de la zona de estudio, sobre el límite de un antiguo depocentro asociado a las formaciones del Cretácico Inferior, el que tuvo que ser reactivado durante la extensión Eocena, permitiendo la depositación de Abanico discordantemente y en *onlap* sobre las formaciones más antiguas. Ambas posibilidades serán discutidas más adelante.



**Figura V.5. Rasgos estructurales Dominio de la cuenca de trasarco Mesozoica.** A. Perfil esquemático y las evidencias estructurales en superficie. B. Anticlinal La Araña y Falla La Invernada, vista de Google Earth de quebrada La Ciega, el anticlinal asimétrico con el limbo frontal más inclinado y la Falla La Invernada vergente al Este.



**Figura V.6. Anticlinal La Araña.** Anticlinal asimétrico y formado en rocas mesozoicas. Vista en quebrada La Mina.

### V.1.2 Dominio Cuenca de Abanico

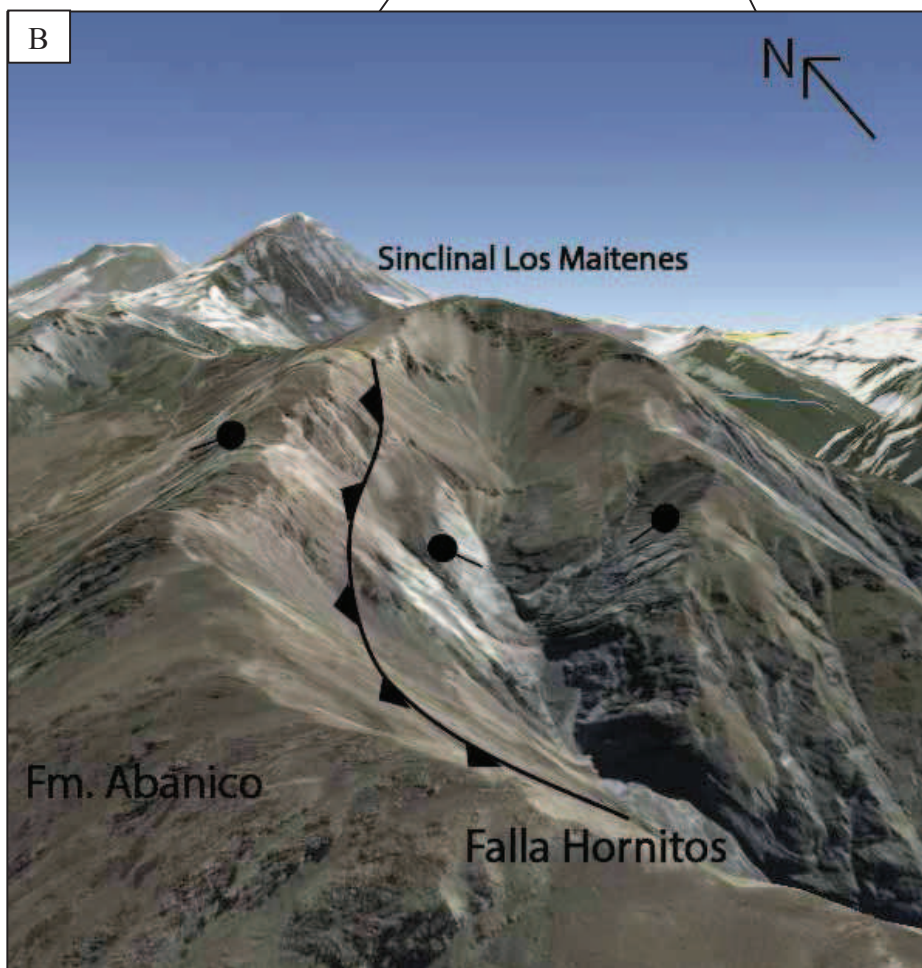
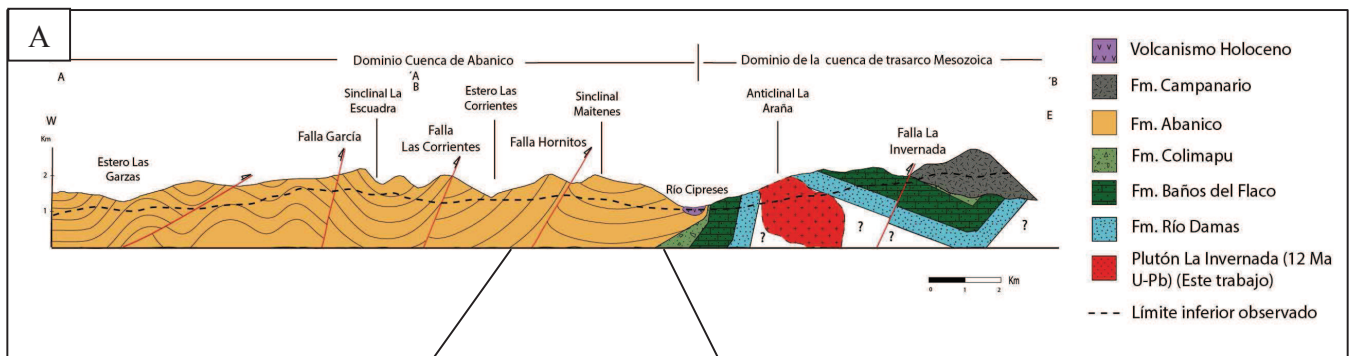
En la zona central Oeste del área de estudio, se definió el dominio estructural de la Cuenca de Abanico, afectando principalmente rocas de la Formación Abanico (Figura V.1 y Figura V.2). Este dominio estructural se caracteriza por la presencia de fallas inversas de vergencia Este, desarrolladas en secuencia. El dominio presenta estilos estructurales característicos de inversión tectónica, como fallas fuera de secuencia, retrocorrimientos, estructuras tipo *shortcut* imbricado y pliegues volcados de variadas amplitudes y vergencias, rasgos observados también por otros autores al norte de la zona de estudio (Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2005; Campbell, 2005; Fock et al., 2006; Farías et al., 2010; Tapia, 2010; entre otros).

A continuación, se detallarán las evidencias estructurales superficiales encontradas en este dominio de Este a Oeste, asociadas a las principales estructuras observadas en terreno: Fallas Hornitos, Las Corrientes y García por el Oeste, finalizando la descripción con el extremo norte del dominio.

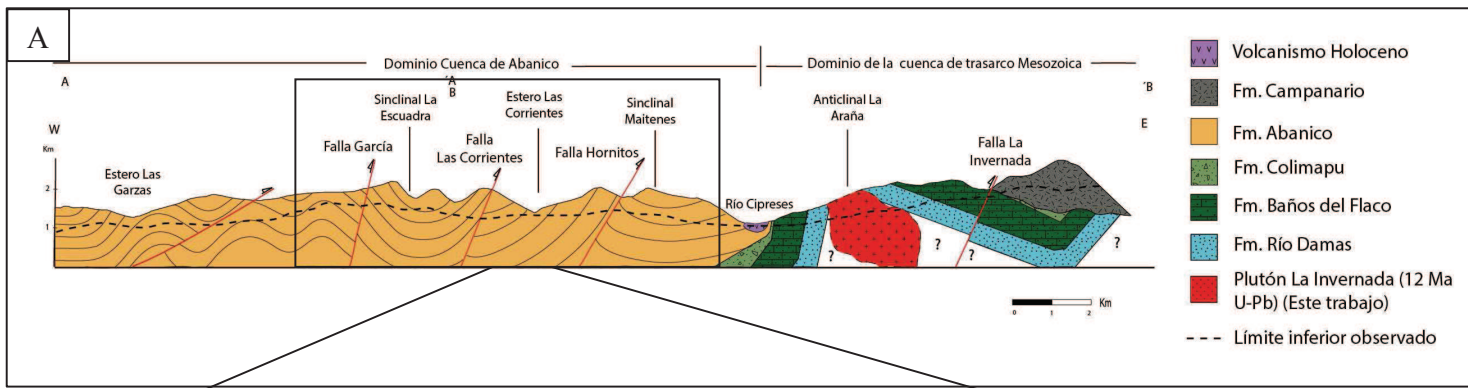
La Falla Hornitos, es una estructura inversa, de vergencia Este que mantea  $\sim 55\text{-}60^\circ\text{W}$ , deformando rocas de la Formación Abanico. La falla presenta un rumbo NNE-SSW, hacia el norte y NNW-SSE, hacia el sur, con el cambio de orientación marcado en el valle del río Maule. En el extremo norte del bloque colgante de la estructura, se observa un claro cambio en el rumbo de los estratos y de las estructuras que continúan hacia el Oeste, este cambio de rumbo podría estar asociado a una zona de transferencia entre dos depocentros o a zonas de debilidad debido a estructuras mayores en profundidad, sin embargo, falta información para poder interpretar correctamente este proceso.

Asociada a la Falla Hornitos, ubicada al Oeste del valle del río Cipreses, se encuentra el Sinclinal Los Maitenes, ubicado en el bloque yaciente de la Falla Hornitos, con una longitud de onda de 50 m aproximadamente y limbos simétricos en su extremo norte, mientras que hacia el sur su longitud de onda alcanza los 80 m. El sinclinal no se pudo observar bien en terreno, pero sí se pudo interpretar a partir de imágenes satelitales (Figura V.7).

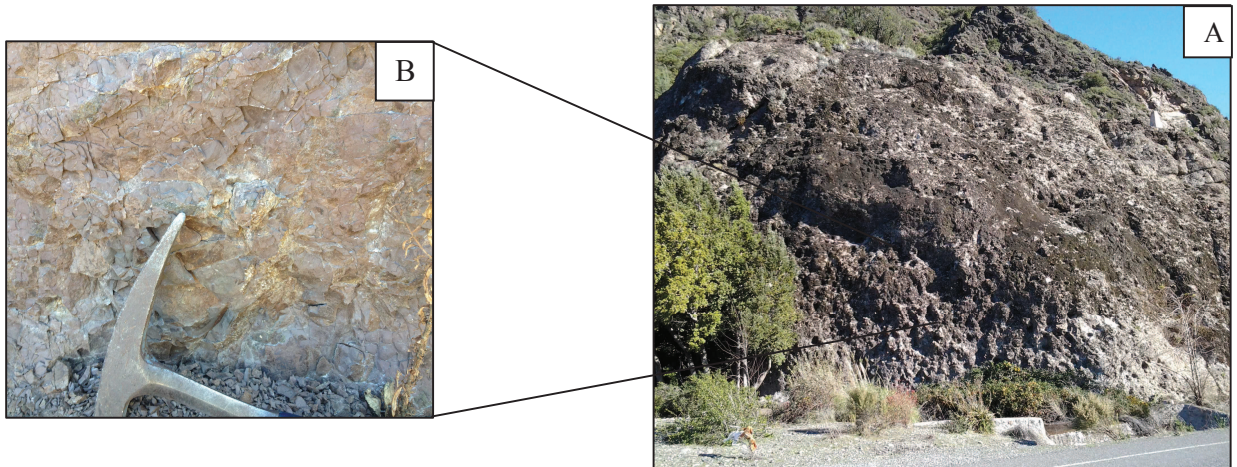
En el bloque colgante de la Falla Hornitos, se encuentran rocas de la Formación Abanico manteaando  $75\text{-}80^\circ\text{W}$  (Figura V.8), compuestas principalmente por brechas volcánicas polimícticas, parte del miembro superior de la formación, con zonas de brecha de falla, monomícticas con salbanda de falla (Figura V.9), la que se puede interpretar como una zona de cizalle o deformación interna asociada a la actividad de la Falla Hornitos o al basculamiento previo los estratos (*flexural slip*).



**Figura V.7. Rasgos estructurales Dominio Cuenca de Abanico.** A. Perfil esquemático Dominio Cuenca de Abanico con énfasis en la Falla Hornitos. B. Imagen de *Google Earth* con Falla Hornitos y Sinclinal Los Maitenes.



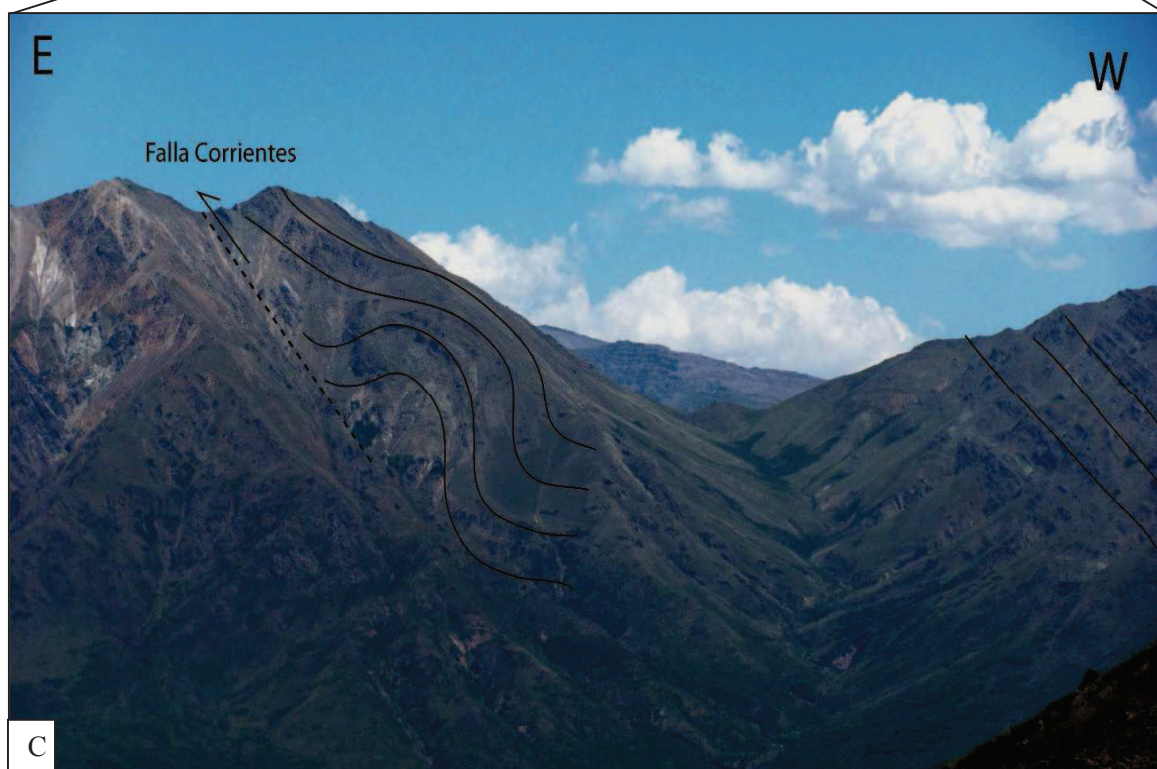
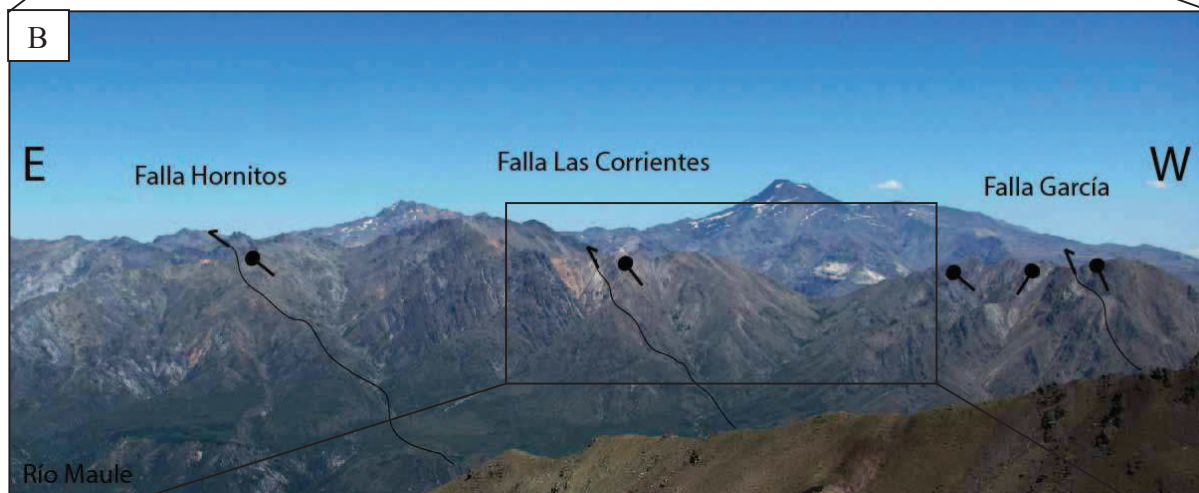
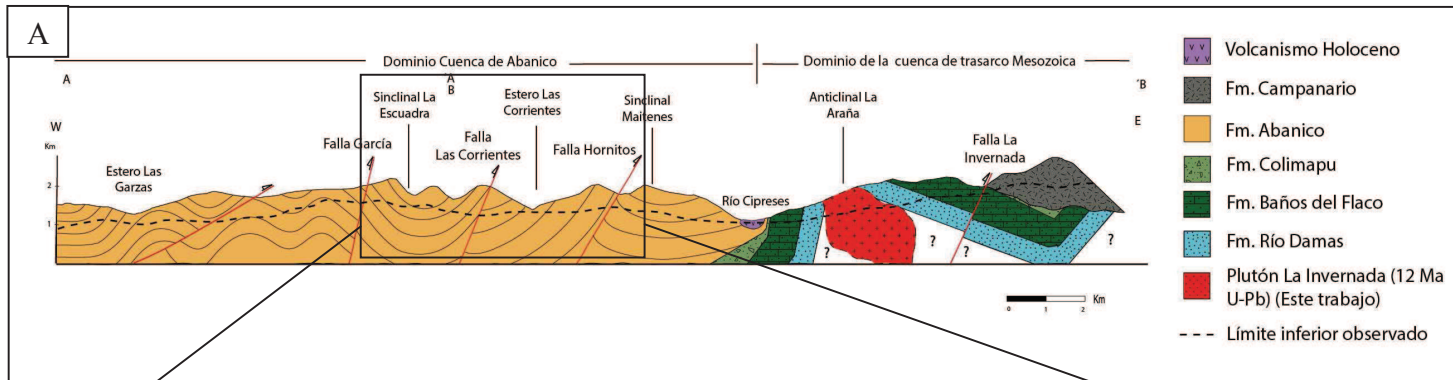
**Figura V.8. Evidencias de deformación Cenozoica asociadas a la inversión de la Cuenca de Abanico.** A. Perfil esquemático Dominio Cuenca de Abanico con énfasis en la Falla Hornitos. B. Traza falla Hornitos. C. Estratos subverticales del bloque colgante de la Falla Hornitos, se observa una franja grisácea asociada a una zona de brecha de falla.



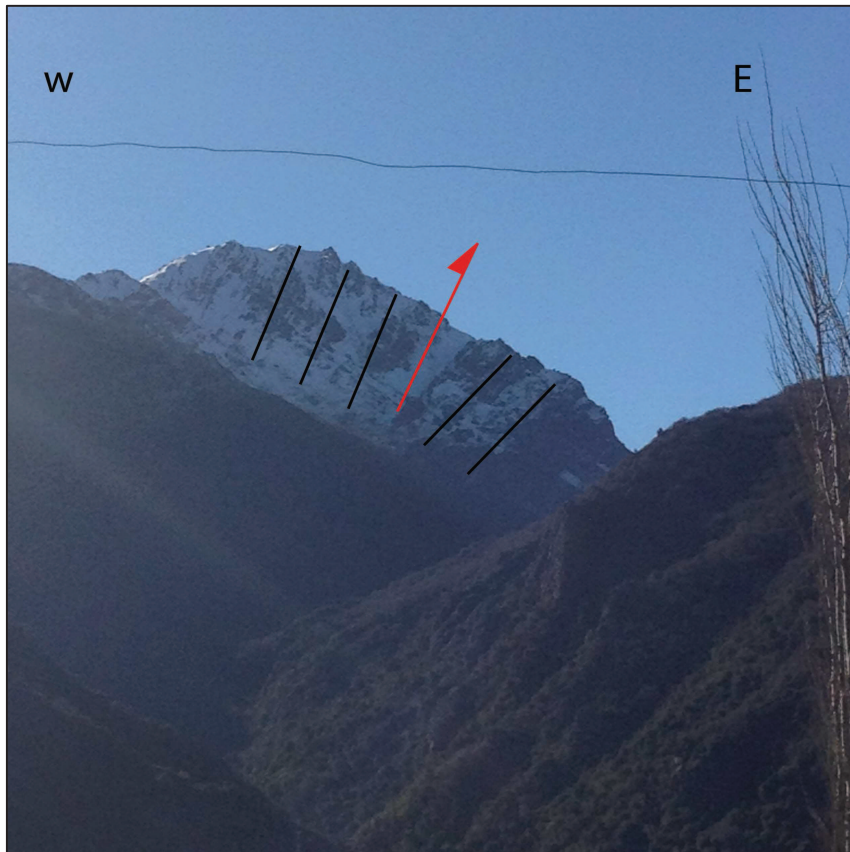
**Figura V.9. Límite Oeste del Bloque Cipreses.** A. Brecha de falla, en valle del río Maule asociada a deformación interna en la Formación Abanico. B. Brecha de falla con salbanda.

Posteriormente, al Oeste de la Falla Hornitos se encuentra la Falla Las Corrientes, estructura inversa de vergencia Este, con un manteo de  $\sim 70\text{-}65^\circ\text{W}$ , abarcando una extensa zona de  $\sim 14$  km (Figura V.10.B). Esta estructura se caracteriza por afectar rocas de la Formación Abanico previamente basculadas (Figura V.11). El manteo de esta estructura, levemente mayor al de la Falla Hornitos, sugiere un comportamiento en secuencia con respecto a esta falla, por esta razón se interpreta que la Falla Las Corrientes actuó transfiriendo la deformación hacia el Este, por lo tanto la falla al alcanzar un ángulo muy alto siendo inviable la continuidad de ésta, se genera la Falla Hornitos.

En el bloque colgante de la Falla Las Corrientes, al sur del río Maule, se puede observar la Formación Abanico formando un sistema de duplex interno asociado a la actividad de la falla y al alto ángulo de esta (Figura V.10.C).



**Figura V.10. Estructuras principales del Dominio Cuenca de Abanico.** A. Perfil esquemático Dominio Cuenca de Abanico con énfasis en las fallas principales del dominio. B. Imagen E-W al sur del río Maule, se observan las Fallas Honitos, Las Corrientes y García, evidenciando un claro aumento del manteo de estas hacia el Oeste. C. Imagen Falla Las Corrientes, en su bloque colgante se destaca la deformación interna que presentan las capas de la Formación Abanico, formando un sistema de dúplex interno.



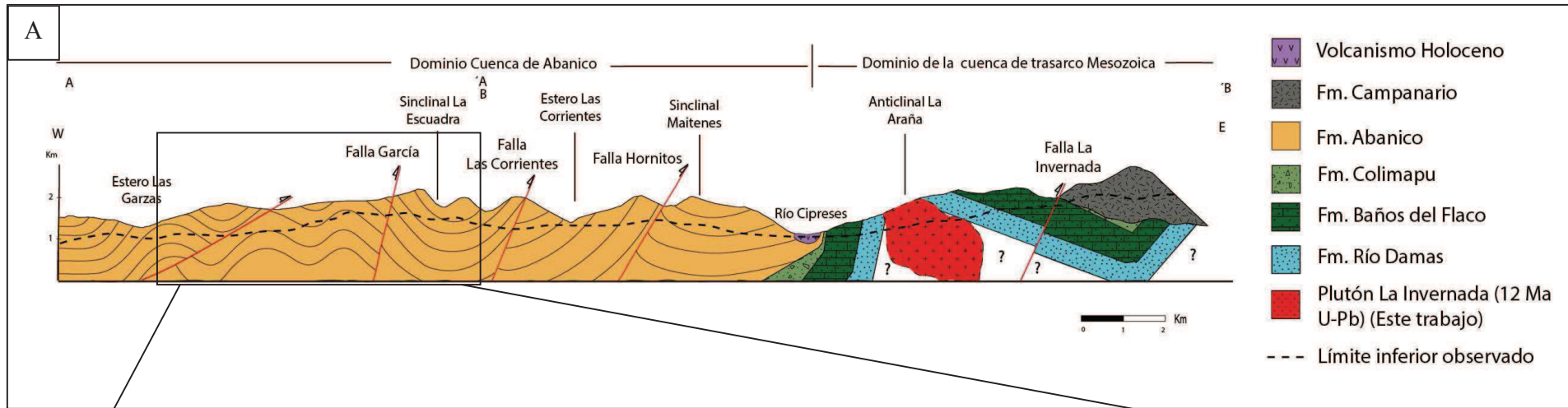
**Figura V.11. Falla Las Corrientes vista W-E, desde el valle del río Maule. Se puede observar la falla vergente al Este basculando estratos de la Formación Abanico previamente deformados.**

Al Oeste de La Falla Las Corrientes se encuentra la Falla García, caracterizada por ser una estructura inversa de vergencia Este y manteo subvertical ( $80-75^{\circ}W$ ) que afecta rocas de la Formación Abanico (Figura V.12). La falla se interpreta, como una estructura fuera de secuencia con respecto a la Falla Las Corrientes y Hornitos, debido a que se encuentra decapitando un gran anticlinal de inversión, por lo tanto actuó posteriormente a la Falla Hornitos.

En el bloque adyacente de la Falla García se observan rocas de la Formación Abanico, formando el Sinclinal La Escuadra, sinclinal simétrico de  $\sim 1$  km de longitud de onda y un rumbo aproximado N-S, con un cambio de orientación, en el norte a NNE-SSW (Figura V.1 y Figura V.12), este sinclinal es interpretado como un *footwall syncline* formado tras la inversión de la Cuenca de Abanico asociado a un gran anticlinal de inversión el que es decapitado por la Falla García (Figura V.12).

Al Oeste de la Falla García se encuentra una zona fuertemente plegada con anticlinales y sinclinales volcados y muy apretados de diversas vergencias y baja longitud de onda que varían entre 100-300 m. Esta deformación es terpretada como deformación interna concentrada en el bloque colgante de la Falla García, asociadas a un fenómeno de *buttressing* (Hayward y Graham, 1989, Cooper et al., 1989) (Figura V.13; Figura V.14), en el que la falla de inversión tectónica estaría actuando de *buttress*, bloqueando la propagación y generando el plegamiento interno en el bloque colgante de la falla, con fallas menores afectando estas sucesiones y formando un anticlinal de arrastre.

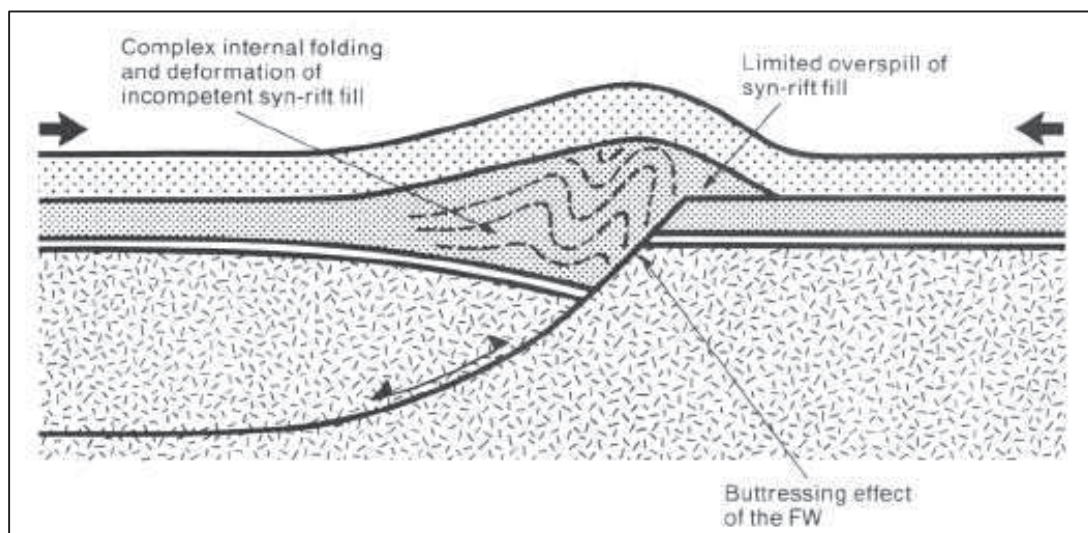




**Figura V.12. Deformación interna de la Formación Abanico en el bloque colgante de la Falla García.** A. Perfil esquemático Dominio Cuenca de Abanico con énfasis en el bloque colgante de la Falla García. B. Imagen W-E del bloque colgante de la Falla García, se observa la Falla García decapitando un anticinal formado por deformación interna, generando un pliegue de arrastre en el bloque yacente, el sinclinal La Escuadra.



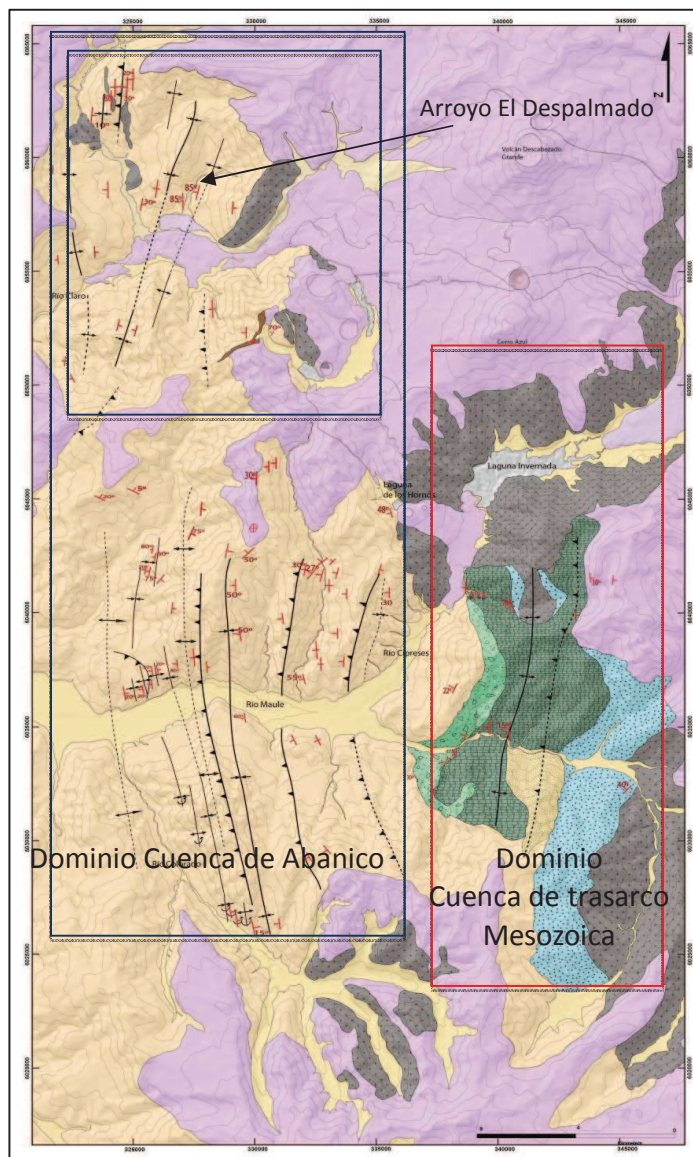
**Figura V.13.** Imagen deformación interna del bloque colgante de la Falla García. Vista E-W del intenso plegamiento de los estratos de la Formación Abanico al Oeste de la Falla García.



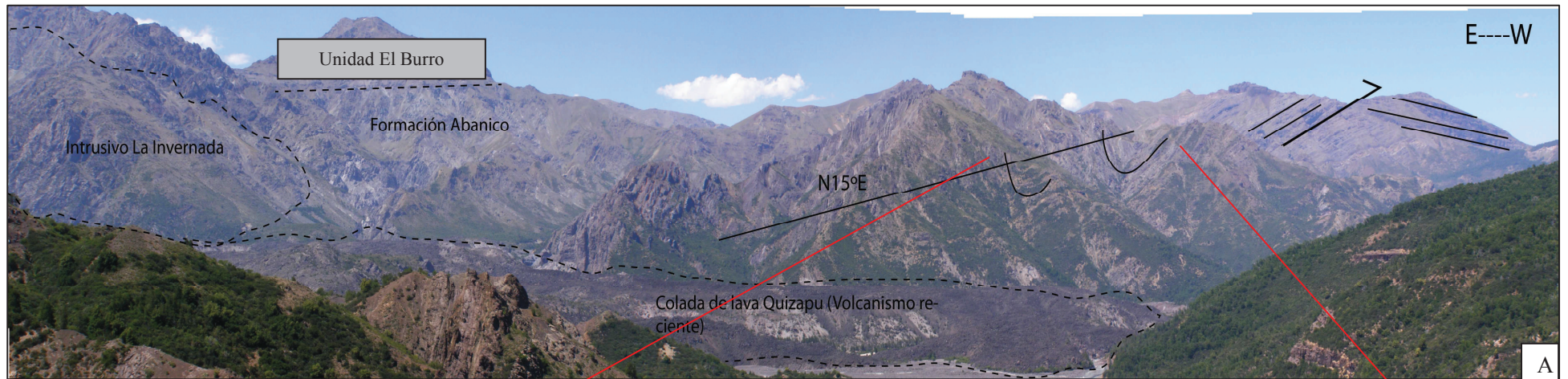
**Figura V.14.** Deformación de tipo *Buttressing*. Fenómeno generado en las secuencias *syn-rift* del bloque colgante por el choque con el basamento rígido del bloque yacente. (Extraído de Cooper et al., 1989)

El extremo norte del Dominio de la Cuenca de Abanico, corresponde a la zona Nor-Oeste de la región de estudio, ubicada entre el valle del río Claro y el valle del río Blanquillo (Figura V.1). Esta zona consiste en rocas de la Formación Abanico deformadas y plegadas asociadas a una serie de pliegues sinclinales y anticlinales, con rumbo NNE-SSW de diversa amplitud y fallas inversas menores de vergencia Este y Oeste y rocas de la Unidad El Burro, definidas en este trabajo (Figura III.20).

Al Sur del valle del río Claro los afloramientos se encuentran cubiertos por volcanismo Pleistoceno-Reciente, y sobreyacidos por rocas volcánicas subhorizontales de la Formación Cola de Zorro y en contacto por falla con el Plutón El Melado (interpretado por Drake (1976), fuera de la zona de estudio) por el Este. Por el Oeste, las rocas de la Formación Abanico se encuentran cubiertas en discordancia por la Unidad El Burro, ésta discordancia permite interpretar a la Unidad como depósitos sinorogénicos producidos con la transferencia de la deformación hacia el Este, sin embargo, no se tienen grandes evidencias de estructuras internas o de discordancias progresivas en la unidad debido al difícil acceso que había en terreno (Figura V.15).

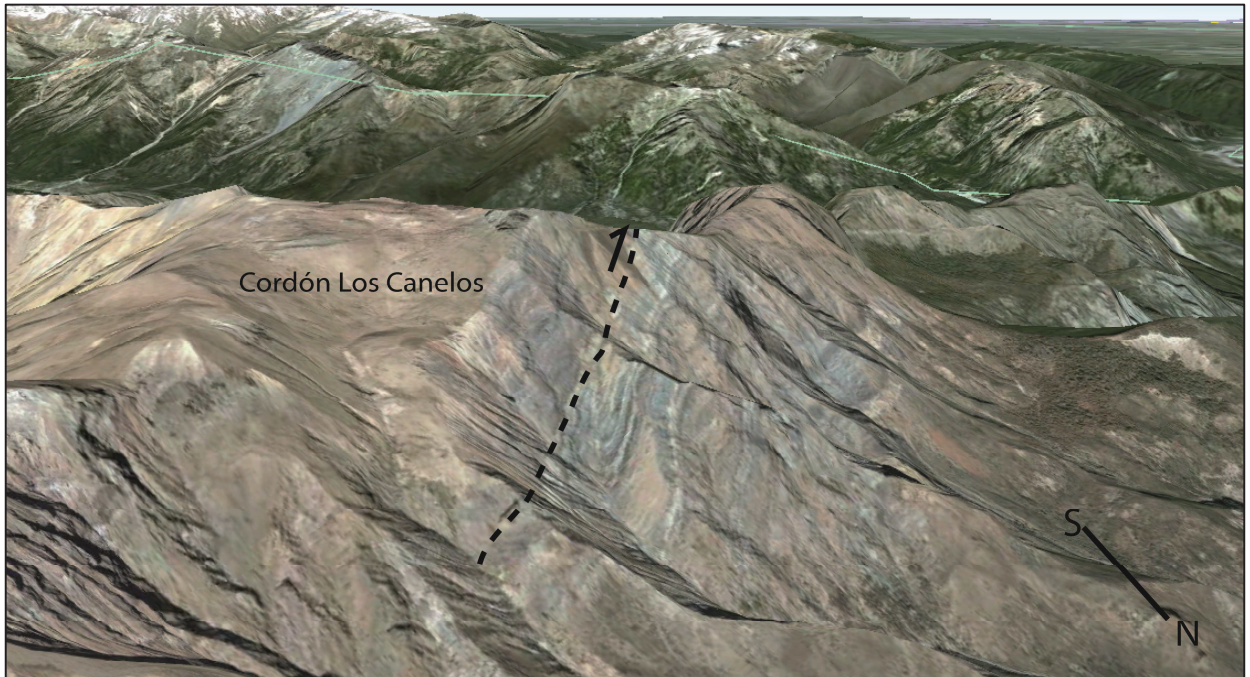


**Figura V.15. Mapa geológico estructural de la zona de estudio.** Se destaca la zona norte del Dominio Cuenca de Abanico y sus principales lugares de referencia (río Claro y arroyo El Despalmado).



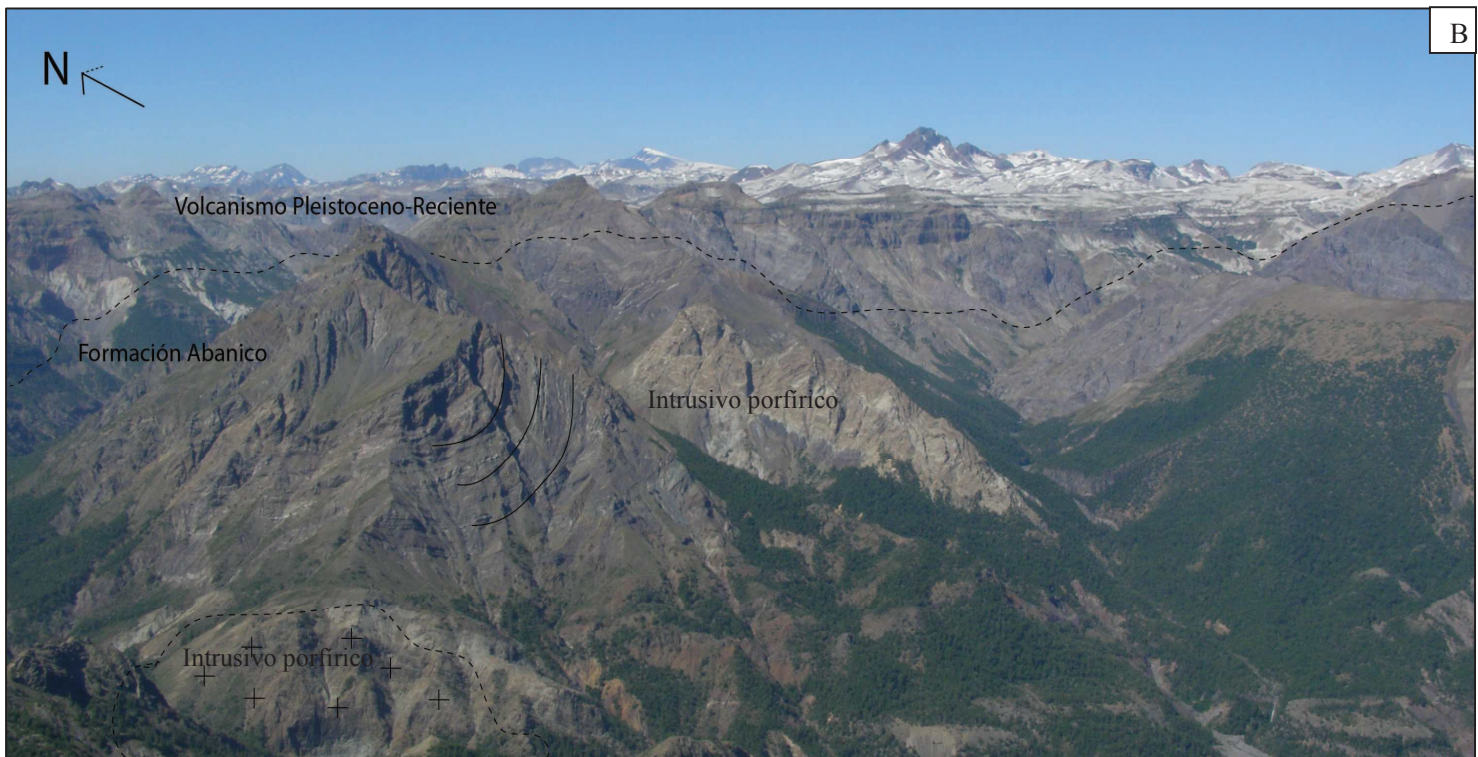
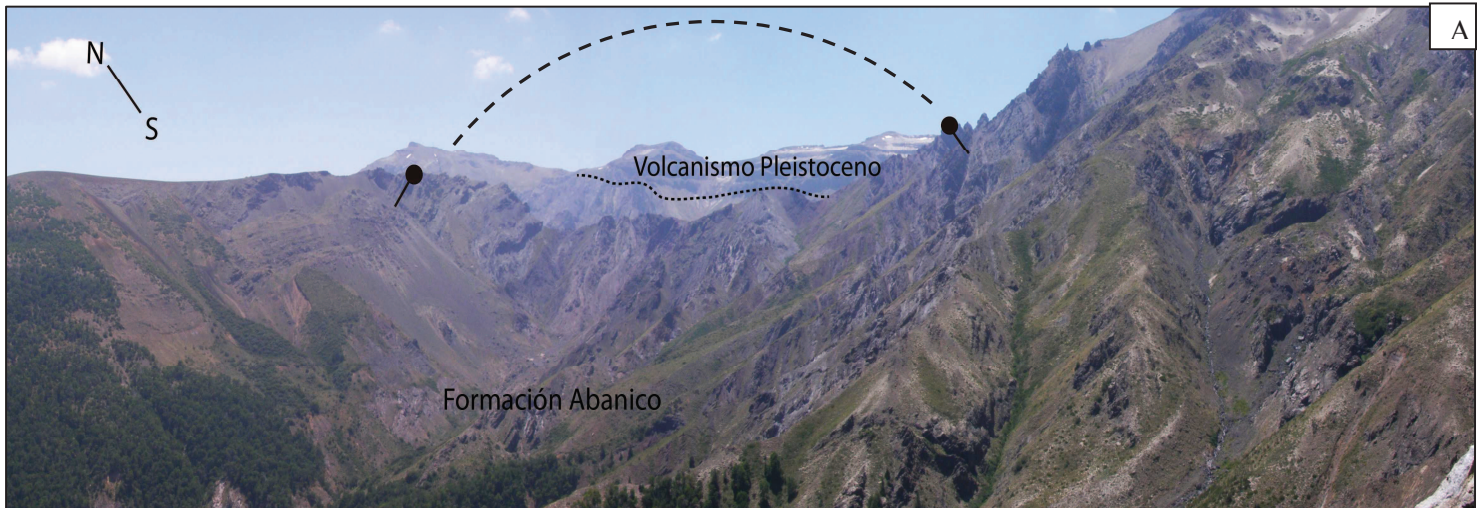
**Figura V.16. Vista al Sur-Este del río Claro.** A. Se observa la Formación Abanico fuertemente plegada formando sinclinales, anticlinales y fallas inversas vergentes al Oeste, sobre ella se encuentra en discordancia rocas de la Unidad El Burro, también se puede observar el Plutón La Invernada intruyendo a la Formación Abanico. B. Sinclinal de rumbo N15°E cortado por una falla inversa vergente a oeste.





**Figura V.17. Retrocorrimiento de piel fina.** Se observa una fuerte deformación de los estratos afectados. Imagen extraída de *Google Earth*.

Al Norte del valle del río Claro (Figura V.15), se observan una serie de pliegues monoclinales, sinclinales y anticlinales de rumbo NNE-SSW y vergencia Este, asociados a una serie de intrusivos porfíricos emplazados de forma elongada probablemente sintectónicos a la deformación, aprovechando espacios generados por el plegamiento (Figura III.2; Figura V.18). La deformación se puede continuar al sur de la zona siguiendo el rumbo de los ejes, de esta manera, en el sur se observa un pliegue sinclinal simétrico de rumbo N15°E afectado por una falla vergente al Oeste interpretada como una estructura de retrocorrimiento de una falla mayor en profundidad.



**Figura V.18. Deformación sector norte del Dominio de la Cuenca de Abanico al Oeste del río Claro.** A. Anticlinal simétrico en el valle del arroyo el Despalmedo. B. Se observa la Formación Abanico plegada y sobre ésta en discordancia se encuentran rocas del volcanismo pleistocénico. Intruyendo esta formación se encuentran cuerpos intrusivos porfíricos elongados.

## V.2 RESTAURACIÓN PERFIL ESTRUCTURAL E INTERPRETACIÓN EN PROFUNDIDAD.

### V.2.1 Metodología

La interpretación de las estructuras en profundidad se llevó a cabo en varias etapas. Inicialmente se escogió la traza del perfil a trabajar, definiendo la traza A-A' y B-B' perpendicular al rumbo de los estratos y las estructuras (Figura V.1). Finalmente, ambas trazas se unificaron en una sola sección E-W, proyectando la información a lo largo del rumbo. El largo de la sección total es de 27 km, abarcando los dominios estructurales de la Cuenca de trasarco Mesozoica y la Cuenca de Abanico al Norte del valle del río Maule. (Figura V.1 y Figura V.2)

La sección balanceada se realizó inicialmente a mano mediante el método *Kink* (Figura V.21), utilizando datos tomados en este estudio y complementándolos con aportes de los trabajos de González y Vergara (1962) y Drake (1976).

Para balancear la sección estructural se asumieron los siguientes principios:(1) la deformación fue plana, es decir, sin movimiento de material hacia dentro o fuera de la sección, (2) la sección en su estado deformado debe ser viable, (3) la restauración del perfil debe dar estructuras admisibles, (4) el área de la sección debe ser similar antes y después de la restauración.

Se probaron diferentes modelos para poder generar las estructuras observadas en superficie, cumpliendo los principios definidos anteriormente. Los modelos cinemáticos utilizados en este trabajo fueron pliegues por flexión de falla, pliegues por propagación de falla y pliegues por despegue (Suppe, 1983).

Posteriormente, se realizó la restauración del perfil mediante el *software* "2D MOVE". Esta metodología nos permite estudiar la estructura de un área definida, determinando la validez de la interpretación que se propone en la sección balanceada para finalmente calcular el acortamiento producido.

## Metodología software “2D Move” y construcción de la sección

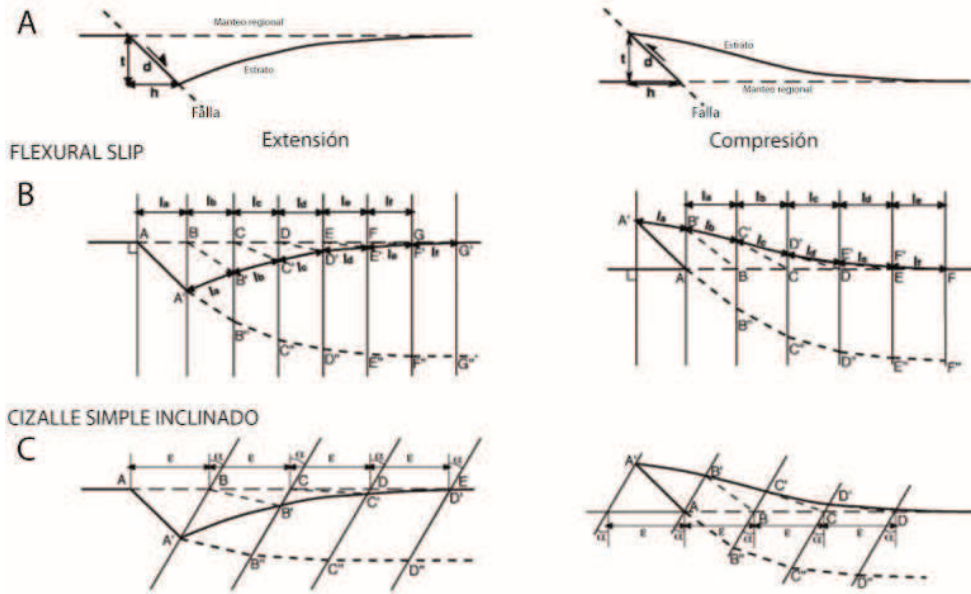
2D Move, permite realizar modelos de las estructuras hacia adelante (*Forward modelling*), mediante la opción “*Move on Fault*”, la que utiliza algoritmos que aplican los modelos teóricos de extensión y compresión, los cuales aseguran que la sección deformada balancee. Otra metodología es hacer un modelamiento inverso, mediante la opción “*Unfold*”, que a partir de una sección en su estado deformado, permite realizar su restauración y comprobar la validez de ella.

En este trabajo, para modelar la sección, se utilizó la segunda metodología, mediante el algoritmo “*Flexural slip unfolding*”. Para realizar la reconstrucción, el algoritmo utiliza un mecanismo de deslizamiento paralelo a las capas, donde es necesario definir: un Pin (que abarque todas las unidades del sector), un vector utilizado para mantener los espesores entre las capas, y una capa guía y objetos pasivos. La capa guía debe ser la más larga, ya que según ella se trazan las bisectrices que guiaran el resto de las capas. Posteriormente, la capa guía y las capas pasivas son desplegadas desde el Pin con un movimiento paralelo a las capas. En este tipo de modelamiento se mantiene la longitud de las capas que son paralelas a la capa guía, se mantiene el espesor ortogonal entre la capa guía y los objetos pasivos, y se mantiene el área del pliegue y así del modelo. Luego de desplegar los niveles, se trasladan los componentes desplegados a su posición pre-deformada. Finalmente se valida si la posición pre-deformada es una estructura coherente.

Los modelos cinemáticos utilizados en la restauración de la sección para el modelamiento de los mecanismos de plegamiento y fallamiento fueron: cizalle inclinado, flujo paralelo a la falla y *trishear*. El método de cizalle inclinado, propuesto por White et al. (1986) para modelar la geometría de fallas normales lítricas basado en la geometría de las capas del bloque colgante (Yamada y McClay, 2003), permite también modelar pliegues desarrollados a partir de fallas curvas y estructuras de inversión tectónica (Figura V.19. A), conservando el desplazamiento horizontal mientras que el vertical se mantiene en función del anterior y del ángulo de cizalle (Brooks et al., 2000). Esto nos permitió modelar el plegamiento generado por la inversión tectónica de fallas en profundidad con ángulos de cizalle de ~20°-30°.

El modelo de flujo paralelo a la falla (Williams y Vann, 1987), se basa en el flujo laminar de partículas sobre una rampa, conservando las longitudes de líneas y áreas, pero no el espesor de los bancos (*Flexural slip*) (Figura V.19.B). El método no tiene restricción a fallas con ángulos de rampa menores a 30°, de esta manera, se puede utilizar en fallas con geometrías complejas. Este método permitió modelar el anticlinal La Araña, de modo que se aplicó para casos espaciales a lo largo del perfil.

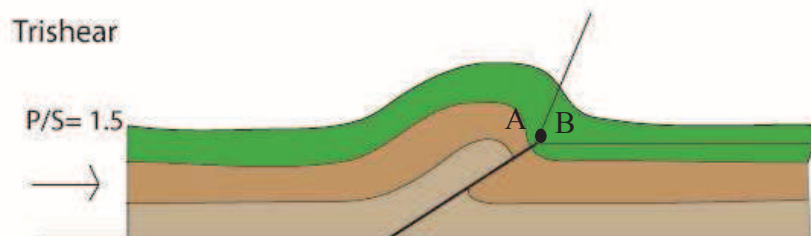




**Figura V.19. Algoritmos geométricos utilizados para modelar la geometría de una falla.** A. Parámetros utilizados para crear la geometría de la falla. B. Método *Flexural Slip*, en extensión y compresión. C. Método cizalle simple inclinado en extensión y compresión. Modificado de Yamada y McClay (2003).

El método de *Trishear* (Erslev, 1991), permite modelar pliegues con limbos curvos y patrones de deformación complejos. En estos modelos, la zona de plegamiento es triangular y el cizalle se distribuye hacia el *tip-point*, punto extremo de la falla. Los parámetros que se deben considerar para modelar estas geometrías son: el ángulo de la falla; la posición del *tip-point*; el ángulo de *trishear*; la simetría de la deformación dentro de la zona triangular; la relación entre propagación y desplazamiento de la falla (P/S); y la cantidad de desplazamiento aplicado a la falla (Allmendinger et al., 2004) (Figura V.20). Este método permite modelar pliegues con charnelas curvas que se aprietan progresivamente con el aumento del rechazo, de esta manera en la zona triangular las partículas pueden no moverse de manera paralela sino que se toma de manera dúctil, por esta razón el método nos permitió modelar el plegamiento en secuencia, post- inversión de la cuenca de Abanico, para las estructuras del Dominio de la Cuenca de Abanico.

En resumen, para el modelamiento de la sección balanceada se utilizó una combinación mecanismos, según el que mejor se ajustara a la estructura en cuestión.



**Figura V.20. Método de *trishear*.** Se observa la zona de plegamiento triangular. Modificado de Allmendinger et al. (2004). A. *Tip point* de la falla. B. Ángulo de *trishear*.

## V.2.2 Análisis sección estructural

La traza de la sección estructural realizada en la zona de estudio se compone de dos tramos, ambos en dirección W-E, ubicados paralelos al valle del río Maule cortando perpendicularmente a las estructuras presentes, abarcando así gran parte de la cuenca de Abanico hasta el límite entre rocas cenozoicas y rocas mesozoicas en la parte oriental del mapa (Figura V.1).

La traza del perfil A-A' abarca los afloramientos del dominio estructural de la cuenca de Abanico donde se observan la mayor cantidad de estructuras y pliegues, relevantes para nuestro estudio. La traza del perfil B-B', de orientación W-E se ubica más al Norte que la traza anterior y abarca estratos cenozoicos y mesozoicos pasando por el límite oriental de la cuenca de Abanico, descrito también en secciones más al Norte de la zona de estudio (Charrier et al., 2002; Farías et al., 2010; Tapia, 2010).

El estilo de deformación de la zona de estudio, corresponde principalmente, a estructuras y pliegues los que evidencian un claro evento compresivo, sin embargo, la mayoría de los estilos estructurales presentes y los pliegues irregulares nos hablan de un fenómeno de inversión tectónica, observándose en superficie pliegues por propagación de falla, de abanico imbricado con estructuras en secuencia con un basculamiento progresivo hacia el Oeste y un apilamiento tectónico afectando rocas de la Formación Abanico. En el lado Este de la sección, las estructuras hacen cabalgar rocas Mesozoicas sobre rocas Cenozoicas mediante fallas inversas, transfiriendo, de esta manera, la deformación hacia el Este a través de estructuras de bajo ángulo (Figura V.22).

La sección estructural fue restaurada al pre-Mioceno (Oligoceno Superior), ya que para nuestro estudio era importante comprender y determinar la deformación Cenozoica que afectó a las rocas de la Formación Abanico, y de esta manera poder evidenciar la posible deformación asociada al Cretácico Superior. Por otro lado, la falta de información sobre la disposición de las rocas bajo la Cuenca de Abanico imposibilitó realizar una restauración confiable para el Cretácico.

La sección estructural restaurada (Figura V.22), presentó un acortamiento mínimo de 9 km correspondiente al 24.3 %, lo que coincide con trabajos realizados en la vertiente chilena de la Cordillera Principal, al norte de la zona de estudio, con porcentajes de acortamiento de ~ 25-27% (Farías et al., 2010; Tapia, 2010). Los resultados para la vertiente chilena, a la latitud del estudio, mostró valores mayores a los obtenidos en trabajos realizados en la vertiente Argentina de los Andes, a estas latitudes, con un porcentaje de acortamiento de 15.8% (11.3 km) (Orts et al., 2012).

A continuación se realizará un análisis en profundidad para cada dominio estructural.

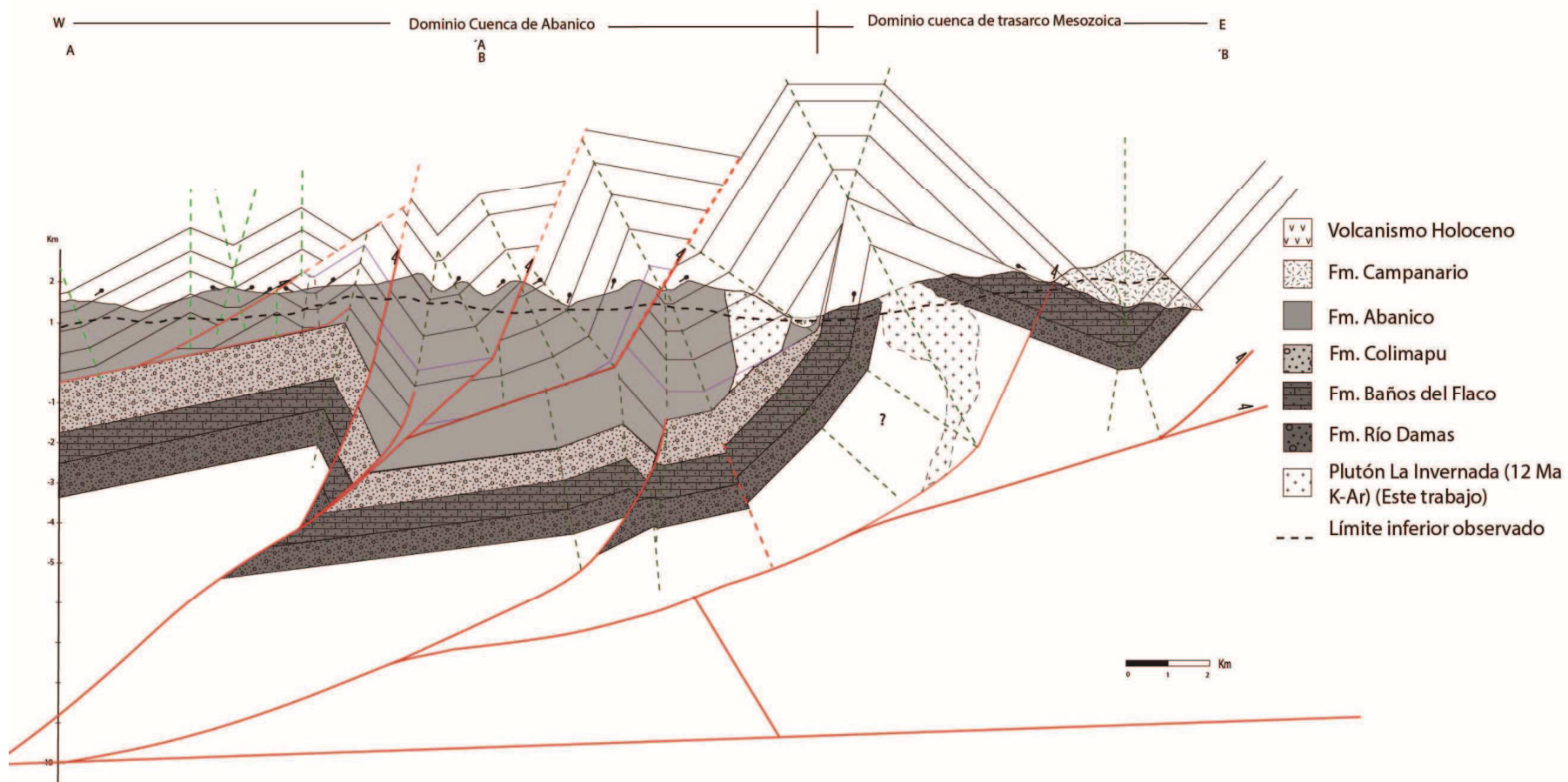
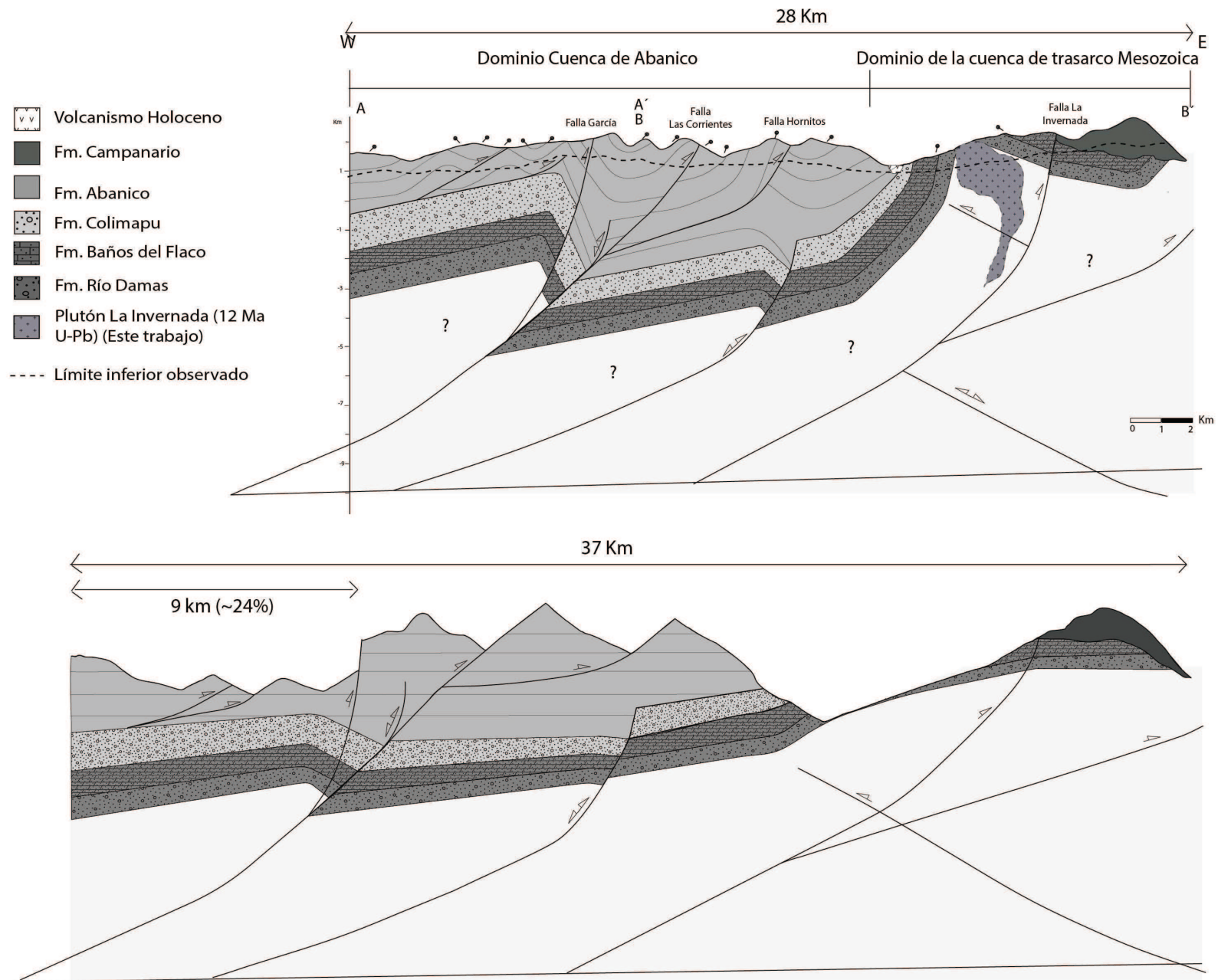


Figura V.21. Sección estructural en proceso de restauración mediante el método Kink.



**Figura V.22. Sección estructural y perfil restaurado del área comprendida entre los perfiles A-A'-B-B'.** El largo final de la sección es de 37 km, mientras que en la sección la longitud inicial era de 28 km, representando un 24% de acortamiento (9 km).

## **Análisis dominio cuenca de trasarco Mesozoica**

Este dominio se caracteriza por la presencia de deformación compresiva la cual es interpretada en varias etapas, con evidencias en el Cretácico Superior y en el Mioceno-Plioceno Inferior, la principal estructura presente es la Falla La Invernada de vergencia Este, la cual bascula las rocas del dominio hacia el Oeste. También se encuentra en el dominio el Anticlinal La Araña, asimétrico, con el limbo dorsal más inclinado debido a la rotación generada por la Falla La Invernada, formado en rocas mesozoicas y cuyo eje tiene una orientación N-S. Hacia el Oeste del anticlinal se observa una discordancia angular entre las rocas Mesozoicas y Cenozoicas de la Formación Abanico.

La Falla La Invernada, se interpreta como una estructura inversa de alto ángulo, con un nivel de despegue a una profundidad calculada de ~10 km. Esta falla deforma al bloque de *pre-rift*, o sea de la extensión de Abanico, probablemente en el momento post-inversión. Este tipo de estructura es común en zonas con inversión tectónica donde la falla invertida no puede continuar acortándose por lo que se transfiere la deformación hacia el bloque yacente asociada a la carga sedimentaria asociada al depocentro invertido (Pinto et al., 2010).

Las rocas deformadas por la falla La Invernada, se encuentran formando el Anticlinal La Araña, compuesto de rocas mesozoicas de la Formación Río Damas, Baños del Flaco y Colimapu. En el flanco frontal del anticlinal se ponen en contacto rocas mesozoicas con rocas de la Formación Campanario, lo que permite interpretar que la estructura estuvo activa, al menos, hasta el Mioceno Superior-Plioceno Inferior (Figura V.22). El anticlinal se formó, inicialmente en el Cretácico Superior asociado a la actividad de una falla interpretada en profundidad (F3; Figura V.22), cuya evidencia en superficie es la discordancia entre las rocas mesozoicas y las rocas de la Formación Abanico.

En el núcleo del anticlinal se encuentra la intrusión, interpretada como sintectónica, del Plutón la Invernada de edad Mioceno Medio, también evidenciado con una morfología alargada N-S como cola en la vista en planta del plutón (Figura III.2), características comunes en intrusivos sintectónicos (Montanari et al., 2010). Por esta razón, se interpreta la edad de la Falla La Invernada como Mioceno Medio.

En profundidad, se interpreta una falla inversa (F4) de bajo ángulo generando un basculamiento de 10° hacia el oeste. Esta falla habría actuado posterior a la falla F3, ya que, al Este de la zona de estudio, se observa aflorando en superficie y cortando rocas jóvenes de la Formación Campanario y rocas Mesozoicas manteniendo fuertemente hacia el oeste. Esta estructura se interpreta como la responsable de transferir la deformación hacia el Este.

Al Oeste del dominio se encuentra la discordancia angular entre la Formación Abanico y las secuencias mesozoicas (20°), la que se interpreta como el resultado de un evento de deformación,

probablemente asociado a fallas extensionales en profundidad (F3), las que fueron invertidas durante el Mesozoico, en un evento mayor compresivo en el Cretácico Superior del que se discutirá más adelante (Figura V.22). Este tipo de estructuras han sido reconocidas por otros autores por el lado Argentino de los Andes Centrales Sur (Mescua, 2010; Orts et al., 2012 entre otros), y se interpretan como antiguos depocentros Mesozoicos invertidos en el Cretácico Superior. Es importante destacar que si bien existió un evento compresivo Cretácico Superior, este no aportó con un gran porcentaje de deformación ni alzamiento a la zona de estudio.

La cinemática de la deformación que mejor funcionó para estas estructuras fue el cizalle inclinado para la estructura del Este, y cizalle triangular con alto valor P/S para la Falla La Invernada, que forma un pliegue por propagación de falla con un ángulo de corte  $\sim 55^\circ$ , la evidencia en superficie para este ángulo de corte, es la vergencia al Oeste del eje del anticlinal y su clara asimetría (Figura V.6. C).

### **Análisis dominio Cuenca de Abanico**

El dominio de la Cuenca de Abanico presenta una serie de estructuras involucradas en la deformación correspondientes a fallas en secuencia, fallas fuera de secuencia aflorando en superficie y fallas extensionales invertidas en profundidad controlando la depositación de la Formación Abanico y gran parte de su deformación.

La deformación observada en superficie permite interpretar la existencia de una superposición de eventos tectónicos responsables de la actual configuración del dominio. Los principales eventos registrados e interpretados fueron, inicialmente, un evento extensional responsable de generar el espacio necesario para la depositación de la Formación Abanico, la cual con un espesor aproximado de 3000 a 4000 m relleno la Cuenca de Abanico, en la zona de estudio no se aprecian evidencias claras de extensión, lo que podría deberse a que estas evidencias se encuentran en profundidad o simplemente fueron borradas por un evento posterior, a esto se le suma la ausencia de dataciones radiométricas y de niveles guías para la Formación Abanico, con lo cual se podría registrar de mejor manera los eventos de deformación y la continuidad de las estructuras interpretadas y observadas en superficie.

Posteriormente ocurre la inversión de la Cuenca de Abanico, asociada a un evento compresivo el cual permitió generar los estilos estructurales evidenciados actualmente en superficie, asociado también a la etapa de mayor de alzamiento andino registrado en la zona durante el Mioceno Superior.

Las Fallas Hornitos, Las Corrientes y García son estructuras inversas de vergencia Este, rumbo aproximado N-S y un manteo de  $60^\circ$ ,  $70^\circ$  y  $80^\circ$ W, respectivamente. El estilo de plegamiento generado por estas estructuras se ha interpretado como pliegues por flexura, que actuaron con posterioridad o en una etapa tardía a la inversión de la Cuenca de Abanico ya que se encuentran afectando rocas previamente

deformadas de esta formación. Esto se interpreta por el fuerte manteo hacia el Oeste que presentan las rocas con manteos distintos al ángulo de las estructuras (Figura V.22).

Las estructuras Las Corrientes y Hornitos, descritas anteriormente, han sido interpretadas como estructuras en secuencia, siendo la Falla Las Corrientes la más antigua y la Falla Hornitos la más joven, proceso evidenciado en el progresivo aumento del manteo de las fallas hacia el Oeste y a la estructuración en abanico imbricado que presentan las rocas afectadas en superficie (Figura V.22). En profundidad, a estas estructuras se les interpreta un origen común, provenientes de la falla F2 las cuales se habrían generado debido a la imposibilidad de continuar la inversión mediante esta estructura, debido a su alto ángulo, generando estas estructuras, de tipo *short-cut* de la falla F2 (Figura V.22). La edad de este evento de deformación no está del todo clara; sin embargo, habría ocurrido con posterioridad a la inversión de F1 y F2 y previo a la Falla La Invernada.

Al Oeste de la Falla Las Corrientes se encuentra la Falla García, una estructura inversa con manteo de 75°-80° W y vergencia Este, interpretada como una falla de *by-pass* originada posterior a la inversión, en profundidad, de la falla F2 debido a que afecta rocas deformadas previamente y se encontraría decapitando el anticlinal de inversión. La temporalidad de esta estructura es interpretada como fuera de secuencia a las estructuras descritas anteriormente, actuando tras la inversión de F2 y posterior a la Falla Las Corrientes, presentando un nivel de despegue más profundo que las fallas anteriores el que afectaría rocas Mesozoicas. Esta estructura se habría formado debido al bloqueo de la deformación hacia el Este, generando una mayor deformación interna asociada a F2.

Hacia el Oeste de estas estructuras, se encuentra una zona de fuerte deformación de escama delgada, con escaso porcentaje de acortamiento, con estructuras de bajo ángulo (10°-15°) y poco desplazamiento, formando pliegues de escasa longitud de onda y amplitud, interpretados como “*buttresing*” (Figura V.14). Esta deformación evidencia el bloqueo que sufre el avance de la deformación hacia el Este.

Las estructuras F1 y F2, interpretadas en profundidad, son definidas como estructuras extensionales posteriormente invertidas (Figura V.22). F2, presenta un grado de inversión casi total, debido a que el *null point* no se encuentra desplazado en profundidad (Figura V.22), las evidencias en superficie de la existencia de esta estructura en profundidad son: la deformación de *buttresing*, el anticlinal de gran longitud de onda asociado, por el Este, a un sinclinal de inversión (*footwall sincline.*), además, al momento de balancear la sección estructural fue necesario agregar esta estructura para respetar las observaciones en superficie, ya que de no ser así el perfil no era viable. De igual manera, se interpretó la segunda estructura invertida en profundidad F1 (Figura V.22), siendo necesario agregarla para mantener la viabilidad y admisibilidad de la sección estructural. Esta segunda estructura invertida presenta un grado de inversión suave a moderado, debido a la posición del *null-point*, el cual no alcanzó su punto inicial.

La temporalidad de las estructuras F1 y F2 fue probablemente contemporánea; sin embargo, F1 siguió actuando por más tiempo, mientras que F2 al no poder seguir invirtiéndose, generó fallas de tipo

*by-pass* (Falla García) y *short-cut* (Fallas las Corrientes y Hornitos), estas últimas desarrolladas en el bloque colgante de F1, el cual había sido previamente deformado por la inversión de F1.

Las evidencias en superficie de inversión son el fuerte manteo de la Falla García que afecta las rocas del bloque colgante de inversión, y su posición en el flanco dorsal de un anticlinal roto por esta estructura, una serie de estilos estructurales clásicos de inversión tectónica, observados en gran parte de la literatura existente para la Cuenca de Abanico, además fue necesaria la existencia del evento de extensión para poder depositar los potentes niveles volcánico-sedimentarios de la Formación Abanico. Por otro lado, en el momento de la restauración, la existencia de F1 en profundidad permitió mantener la consistencia de la sección restaurada con las observaciones de superficie, ya que su ausencia hacía aflorar rocas Mesozoicas en zonas donde se encontraban rocas de la Formación Abanico.

En el extremo norte del dominio, se observa una deformación compresiva afectando rocas de la Formación Abanico, el rumbo de las estructuras es NNE, asociadas a una deformación de inversión tectónica relacionada con las estructuras descritas anteriormente, en esta zona se observaron pliegues sinclinales y anticlinales simétricos, una falla inversa de vergencia Este asociada a la intrusión de cuerpos porfídicos elongados, posiblemente sintectónicos y una estructura de bajo ángulo, de escama delgada, de retrocorrimiento con vergencia Oeste, observada en el Cordón Los Canelos (Figura V.17.).

### V.2.3 Evolución estructural de la zona de estudio y edades de deformación

La temporalidad de los eventos compresivos que afectaron las secuencias en la zona de estudio, es la siguiente.

Tras la depositación de las formaciones Mesozoicas, ocurre la primera etapa de deformación compresiva, en el Cretácico Superior, en la cual se deforman rocas Mesozoicas y se invierten antiguos depocentros, generando la discordancia Cenozoica tras la depositación de la Formación Abanico en el Eoceno Tardío-Oligoceno en dos depocentros menores o cuencas extensionales de intra-arco cuyos límites orientales se encuentran representados por las estructuras F1 y F2.

Luego de la etapa extensional en el Oligoceno, se inicia la etapa compresiva que comienza alrededor de 20 Ma (Charrier et al., 2002), con el nivel de despegue a ~10 km de profundidad, generando poco acortamiento (~1,2 km), debido al predominio del mecanismo de inversión tectónica, que hace que el levantamiento relativo predomine sobre el acortamiento tectónico. La inversión de la estructura F2 actúa hasta que no puede seguir invirtiéndose y pasa a actuar de *buttress* bloqueando la propagación de la deformación y generando el plegamiento interno al Oeste de F2, posteriormente se produce la falla de *by-pass* (Falla García) que afecta cortando el anticlinal de *roll-over* del bloque colgante, y se desarrollan en



secuencia las Fallas Las Corrientes y Hornitos, estructuras de tipo *short-cut*, activadas, probablemente, en el Mioceno Inferior-Mioceno Medio.

Alrededor de los ~12 Ma se transfiere la deformación al Este con la Falla La Invernada junto con la intrusión del Plutón La Invernada (~12 Ma U/Pb; este trabajo), propagándose por el mismo nivel de despegue y plegando rocas Mesozoicas. Finalmente, la deformación transferida hacia el Este con las fallas inversas del dominio Mesozoico, generan, por el lado argentino, la Faja Plegada y Corrida de Malargüe.

Es importante destacar que el principal evento compresivo que ha afectado la zona de estudio y el cual generó mayor alzamiento y acortamiento tectónico, actuó en el Mioceno, este evento tectónico resultó ser el responsable de la inversión de la Cuenca de Abanico, para la cual se han registrado depósitos a lo largo de casi todos los Andes Centrales Sur. En la zona de estudio, sin embargo, no se registraron evidencias claras de un proceso de inversión tectónica, ya que en superficie se observaron exclusivamente evidencias de compresión tectónica. A pesar de lo anterior, el evento extensional tuvo que ser incorporado a la evolución estructural de la zona ya que sin este era imposible generar el espacio necesario para la depositación de los más de 3000 m de rocas volcano-sedimentarias de la Formación Abanico, además para restaurar el perfil, la inversión de estructuras en profundidad era necesaria para ser consecuente con los datos tomados en superficie. Por lo anterior, se confirma en la zona de estudio un evento de inversión tectónica responsable de la deformación de las rocas de la Formación Abanico y la consecuente transferencia de la deformación hacia el Este.

La deformación determinada y calculada en la zona de estudio, con un porcentaje de acortamiento mínimo estimado de 24% (9 km), permite explicar la altura actual de la Cordillera del Maule, la que presenta actualmente una elevación promedio de 2000 m (Farías et al., 2012), mediante un modelo de cizalle puro. El modelo de cizalle puro explica el engrosamiento cortical generado por acortamiento tectónico, mediante la conservación de volumen de material sin un desplazamiento lateral, mediante un modelo de *strain* plano (Allmendinger y Gubbels, 1996).

Para determinar la elevación promedio generada por un acortamiento tectónico de 9 km calculado en la zona de estudio, se consideró que la región antes de la deformación tuvo un largo inicial  $L_0$  de 37 km y un largo final  $L_f$  de 28 km, los que corresponden al largo inicial y final de la traza del perfil restaurado, obteniendo con estos datos la ecuación del espesor cortical inicial  $T_0$  (V-1), posteriormente se calcula la elevación promedio  $\Delta H$  (V-2).

$$T_0 = \frac{L_f * T_f}{L_0} \quad (V-1)$$

$$\Delta H = K * T_f \left(1 - \left(\frac{L_f}{L_0 - \Delta L}\right)\right) \quad (V-2)$$

$$\Delta H = \Delta T/6$$

(V-3)

Utilizando la constante definida por England y Molnar (1990) (V-3), donde determinan que para un alzamiento de superficie, la elevación media es  $\Delta T/6$ , usando el espesor cortical actual ( $T_f$ ), estimado por Tassara y Echaurren (2012) en 50 a 45 km para la zona de estudio, se logró obtener una elevación media de 2.025 m para un espesor cortical de 50 km y 1.822 m para un espesor cortical de 45 km, lo que permite explicar las elevaciones observadas actualmente en la zona de estudio. Finalmente el perfil estructural balanceado permite explicar la altura actual de la cordillera de la Región del Maule.

## **VI DISCUSIÓN**

En este capítulo se discutirán los temas más relevantes tratados en esta tesis que abarcan los principales objetivos planteados inicialmente, de modo de poder compararlos con trabajos realizados por otros autores en zonas cercanas al área de estudio por el lado chileno y argentino de los Andes del Maule y así confirmar la validez del modelo estructural planteado para la región. Finalmente, se tratará de incluir los resultados obtenidos en esta tesis en un contexto más regional de los Andes, de manera de poder comprender la evolución de la cordillera en los Andes Centrales Sur y evidenciar su continuidad a lo largo de la franja.

Para exponer de mejor manera las discusiones planteadas anteriormente, se subdividió el capítulo en discusión local, donde se incluirán los temas que comprenden la zona de estudio en su contexto local con la definición de las principales unidades Cretácicas y su discordancia con el Cenozoico y de esta manera poder plantear la evolución estructural de la zona de estudio y realizar un modelo estructural unificado con el lado argentino de los Andes. Posteriormente se realizó una discusión regional, la que expondrá los resultados de la zona estudio en un modelo regional de los Andes.

### **VI.1 DISCUSIÓN LOCAL**

#### **VI.1.1 UNIDADES CRETÁCICAS Y DISCORDANCIA MESOZOICO-CENOZOICO**

La actual configuración de la Cordillera de los Andes es principalmente el resultado del alzamiento producido por la deformación Cenozoica (e.g., Jordan et al., 1983; Mégard, 1984; Ramos, 1999; Vicente, 2005). Sin embargo, en varios sectores de los Andes se ha demostrado que la primera etapa de alzamiento andino ocurrió en el Cretácico Superior, en la Fase Peruana (Scheuber et al., 1994; Charrier et al., 2007)

Estudios con circones detríticos han permitido estudiar las respuestas de la superficie con respecto a los cambios en los patrones de drenaje, determinando, de esta manera, los patrones de proveniencia de los circones, y así reconstruir la historia tectónica de los Andes a las latitudes estudiadas.

A continuación, se mostraran evidencias de deformación Cretácica en distintas zonas de los Andes Centrales Sur, en base principalmente a estudios con circones detríticos y estructurales, para posteriormente discutir y correlacionar los resultados obtenidos en la región de estudio con trabajos realizados en la vertiente Argentina de los Andes que permiten proponer la existencia de un evento compresivo en el Cretácico Superior en la región del Maule.

Trabajos realizados al sur de la zona de estudio en el flanco Argentino de los Andes muestran evidencias de un evento compresivo en el Cretácico Superior. Tunik et al. (2010) y Di Giulio et al. (2012), realizaron estudios U/Pb en circones detríticos entre 36° y 39°S para reconocer los patrones de proveniencia y de dispersión en depósitos sinorogénicos fluviales de la Formación Candeleros (base del Grupo Neuquén, del Cretácico Superior) (Legarreta et al., 1989), del Grupo Rayoso y de la Formación El Agrio (Cretácico Inferior), separados por una discordancia angular que separa las unidades del Cretácico Superior del Inferior (Figura VI.1 y Figura VI.2).

Circones detríticos del Grupo Rayoso y la Formación El Agrio indican una proveniencia desde el basamento al Este del antepaís, expuesto actualmente en las Sierras Pampeanas de Argentina central. Las edades de los circones corresponden a la Provincia del Choiyoi (Pérmico-Triásico), del Orógeno Ordovícico Famatiniano, orógeno Pampeano Cámbrico-Neoproterozoico, basamento Grenvilliano de edad Mesoproterozoico y otras fuentes más antiguas (Figura VI.4) (Tunik et al., 2010). En contraste, los circones de la Formación Candeleros, presentan *peaks* diferentes (Figura VI.3), los que indican una dirección de aporte directa del arco magmático del Cretácico Temprano, probablemente de plutones exhumados durante la deformación en el Cretácico Tardío a lo largo de la vertiente Chilena de la Cordillera de los Andes (Tunik et al., 2010). Esta diferencia en los patrones de dispersión son interpretados como el resultado del alzamiento de los Andes Centrales Sur a estas latitudes (36°-39°S). Los circones detríticos más jóvenes acotan el momento del alzamiento como más joven que 99 Ma. (Tunik et al., 2010)

Trabajos realizados también en el sector Argentino de la cordillera presentan evidencias de un evento compresivo Cretácico al Sur de los 36°S, en depósitos sinorogénicos del Cretácico Superior, en la Faja Plegada y Corrida de Malargüe, y en la base del Grupo Neuquén (Bettini et al., 1978; Cobbold y Rosello, 2003; Ramos y Folguera, 2005; Galarza et al., 2009). También se han realizado estudios con circones detríticos Cretácicos, en la cuenca del Carrizalito, ubicada en la Cuenca de Neuquén a 37°S, provenientes de la exhumación de granitoides Cretácicos en la vertiente oeste de los Andes (Sagripanti et al., 2011), demostrando un evento de exhumación en el Cretácico.

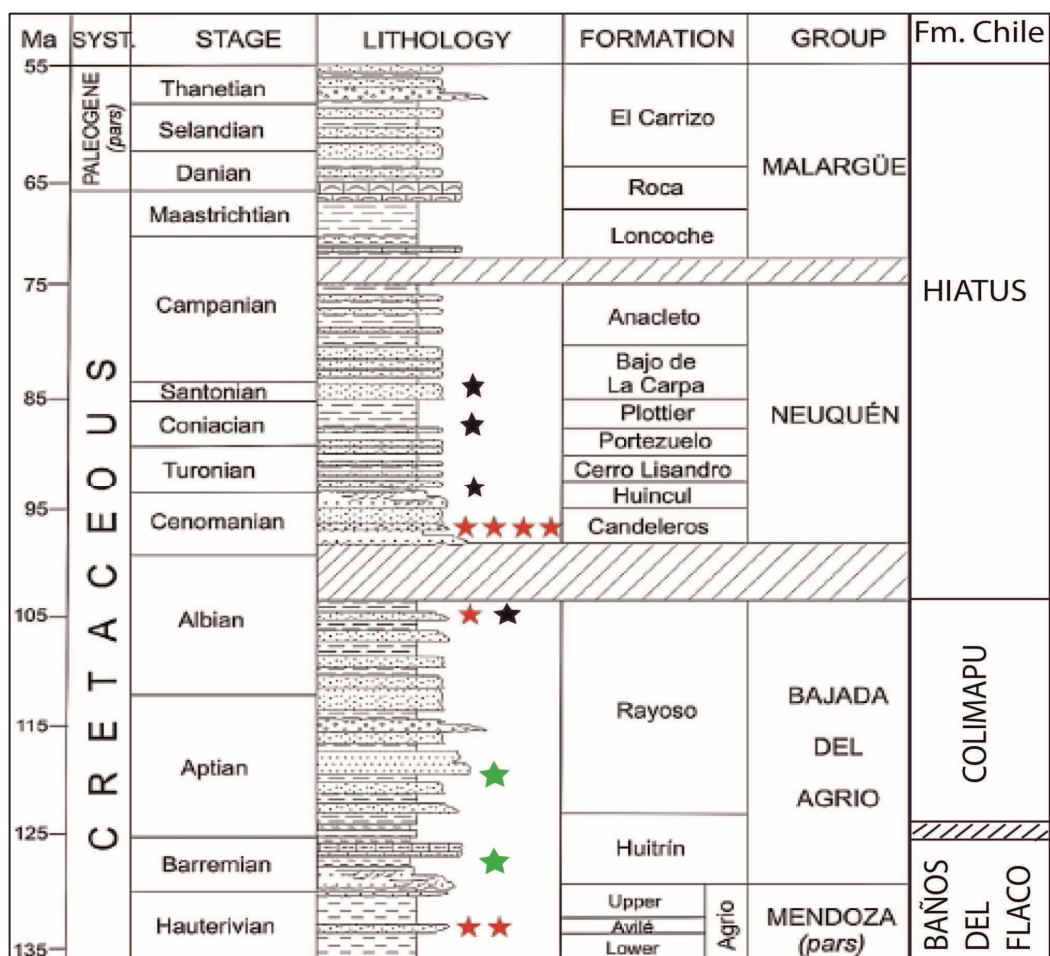


Figura VI.1. Cuadro estratigráfico Cretácico-Terciario temprano con principales formaciones entre los 36°-39°S por la Vertiente Argentina y para la zona de estudio. Las estrellas indican la posición estratigráfica de las muestras estudiadas. Estrellas de color rojo (Tunik et al., 2010); color negro (Di Giulio et al., 2012) y en verde (este trabajo). Figura modificada de Tunik et al., 2010.

Posteriormente, trabajos realizados en la vertiente chilena de los Andes también confirman la existencia de un evento compresivo en el Cretácico. Charrier et al. (1996) definió en la localidad de Termas del Flaco a 35°S la Unidad BRCU (*Brownish-Red Clastic Unit*), formada por una sucesión continental de brechas basales, conglomerados y areniscas hacia el techo con una potencia de ~250 m, cubierta discordantemente por la Formación Abanico (Eoceno tardío-Mioceno) (Charrier et al., 1996; Flynn et al., 2003). La edad de esta unidad ha sido interpretada como Cretácico Superior (80-118 Ma, Aguirre et al., 2009), sugiriendo una correlación entre ésta y el Grupo Neuquén, en base a sus características litológicas y su edad, acotada por el hallazgo de huellas de dinosaurios (Charrier et al., 1996). Por otro lado, la Unidad BRCU, por sus características estratigráficas y litológicas, no pertenece a un ambiente regresivo, sino más bien sería una unidad sinorogénica (Charrier et al., 1996), asociada a un evento de alzamiento Cretácico Superior.

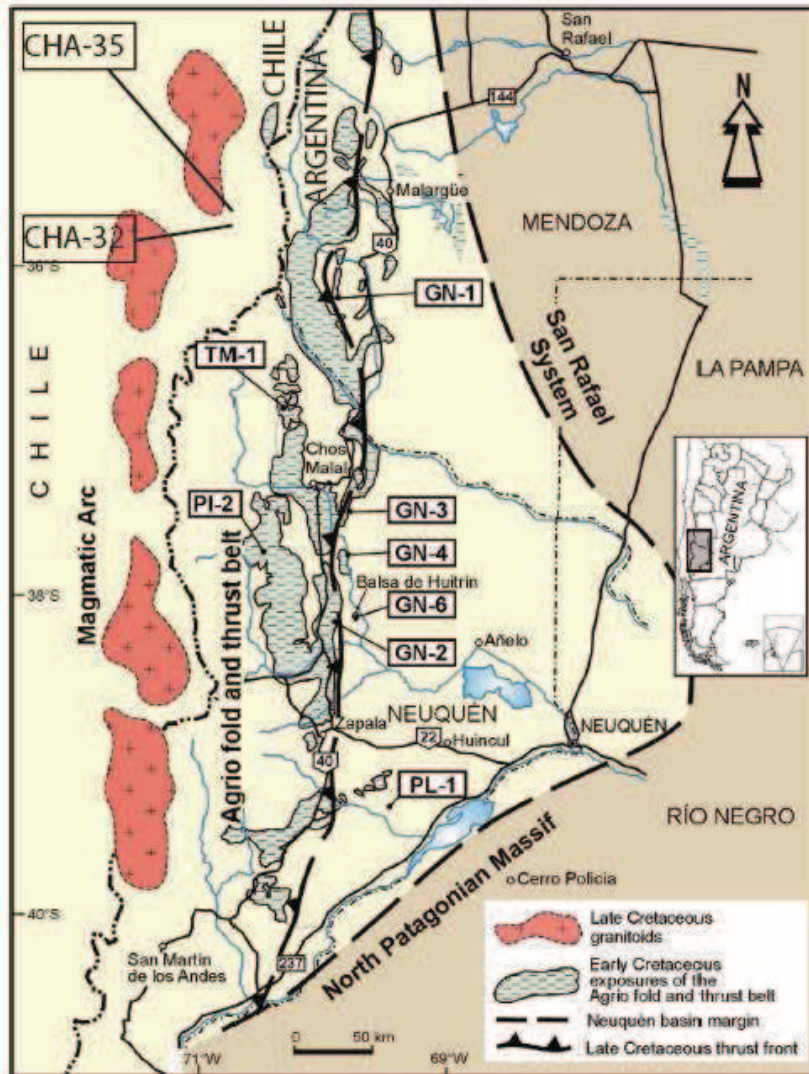


Figura VI.2. Mapa esquemático, con la ubicación de la cuenca neuquina y la distribución de las muestras tomadas a lo largo de los Andes Centrales Sur. Se observa la distribución de los depósitos de la cuenca de antepaís. (Modificado de Tunik et al., 2010), y las muestras tomadas en este trabajo. (Tunik et al., 2010 y este trabajo).

En la región de estudio se obtuvieron evidencias estratigráficas, estructurales y radiométricas que confirman conjuntamente la existencia de un evento compresivo en el Cretácico Superior, las cuales serán expuestas a continuación.

Existe un buen registro estratigráfico para las unidades del Cretácico Inferior en la región del Maule; sin embargo, para el Cretácico Superior no se tienen evidencias correspondientes a rocas de esta edad, las cuales sí han sido observadas al norte de la región de estudio en la Unidad BRCU (Charrier et al., 1996). Por esta razón, se interpreta un importante proceso erosivo responsable del hiatus estratigráfico presente en el Maule, lo que implicaría la existencia de estos niveles sinorogénicos en la vertiente Argentina de los Andes, posiblemente en las rocas de la base del Grupo Neuquén y parte del Grupo Malargüe dado que el *gap* se extiende hasta la deposición de un ambiente extensional de la Formación Abanico durante el Eoceno-Oligoceno.

Otra evidencia relevante encontrada en la zona de estudio es la discordancia angular entre la Formación Colimapu y la Formación Abanico (20°), asociada a un evento compresivo previo a la depositación de las unidades Cenozoicas, probablemente en el Cretácico Superior, ya que la Formación Colimapu no presenta evidencias de deformación interna o estructuras extensionales como las observadas en la Formación Baños del Flaco, además presenta un claro carácter regresivo, por lo tanto sería una unidad *post-rift* (etapa de sag) asociada al cierre de las cuencas Mesozoicas, debido a esto se descarta la posibilidad de asociar la discordancia a la extensión.

Finalmente, se analizaron circones detríticos provenientes del techo de la Formación Baños del Flaco (CHA-32) y de la base de la Formación Colimapu (CHA-35) (Figura VI.1 y Figura VI.2), y se intentó correlacionar los resultados con los obtenidos para las unidades definidas en la vertiente Argentina de los Andes. Los circones detríticos de la muestra CHA-32 (Tabla III-1) presentó patrones de proveniencia del arco magmático Cretácico temprano a lo largo de la vertiente Chilena de la Cordillera de los Andes (Figura VI.4), de igual manera, la muestra CHA-35 presentó aportes del Oeste. La presencia de circones detríticos provenientes exclusivamente del Oeste, en niveles de la Formación Colimapu, indican que el inicio del alzamiento andino a estas latitudes habría ocurrido, aproximadamente, a 100 Ma por la ausencia de depósitos de esta edad en la región del Maule (Ver Capítulo IV).

La Formación Baños del Flaco se correlaciona con el techo del Grupo Mendoza (Formaciones Vaca Muerta y El Agrio) en base a su edad y litología. Los circones detríticos presentan distintos patrones de proveniencia de sus clastos, con edades, para las formaciones argentinas, que varían entre el basamento Grenvilliano Mesoproterozoico a rocas de la Provincia del Choiyoi (Pérmico-Triásico) (Figura VI.4), lo que nos permite concluir que la Formación Baños del Flaco no tendría los mismos aportes que las formaciones Vaca Muerta y El Agrio (Tunik et al., 2010). Por lo tanto, se concluye que la Formación Baños del Flaco se depositó en un depocentro en el extremo occidental de la cordillera sin recibir aportes sedimentarios del este.

Si bien la Formación Colimapu es más antigua que el Grupo Neuquén ya que éste ha sido definido como Cretácico Superior (Stipanovic et al., 1968), además la Formación Colimapu se interpreta como los niveles continentales del cierre de la cuenca Cretácica, lo que explica la presencia de niveles más finos en la base y más gruesos hacia el techo, y no como depósitos sinorogénicos; los patrones de proveniencia de ambas unidades (Figura VI.3) son similares con un importante aporte de sedimentos Cretácicos provenientes de Oeste, lo que se interpreta como que en el Cretácico Inferior en la franja Oeste de los Andes había un relieve alzado el que al ser erosionado permitió la depositación de estos circones por el lado Argentino.

En conclusión, existen evidencias claras del inicio del alzamiento de los Andes posterior a 120 Ma en la región del Maule; por lo tanto, el evento de alzamiento por el lado chileno pareciera ocurrir antes que en el lado Argentino, donde se propone un evento de alzamiento andino en el Cretácico Superior a 90 Ma,

el cual estaría asociado a una acelerada apertura del Atlántico Sur, responsable de la aceleración absoluta del movimiento hacia el Oeste, de la placa Sudamericana (Somoza y Zaffarana, 2008).

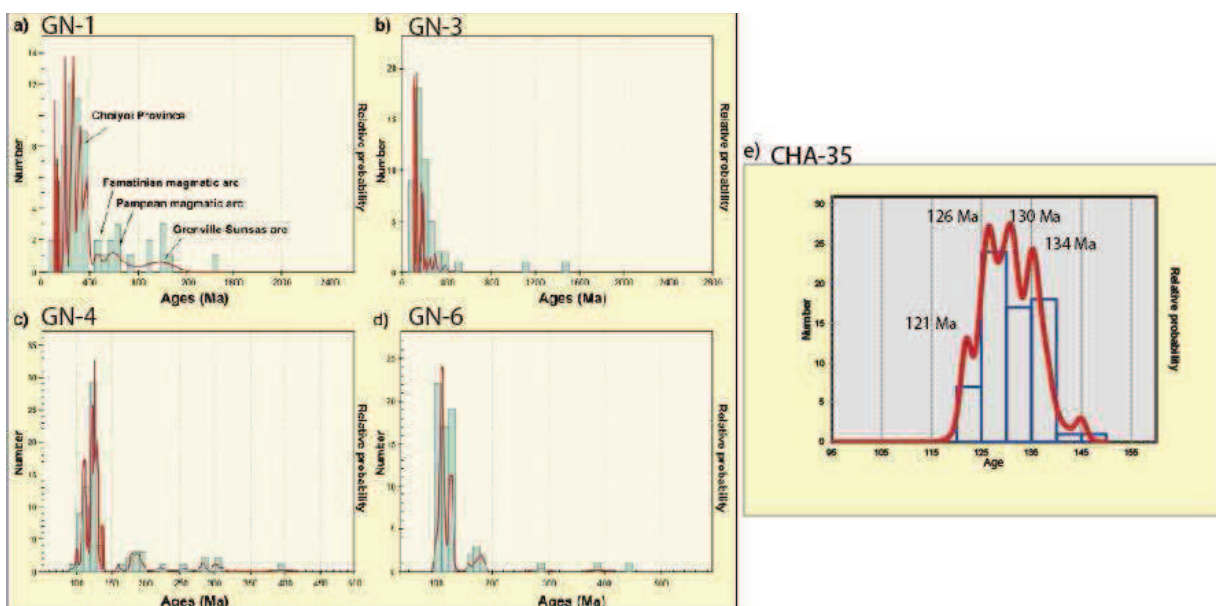


Figura VI.3. Edades relativas de probabilidad en circones detríticos para muestras tomadas en la vertiente Argentina de los Andes y en este trabajo. a, b, c y d) circones analizados sobre discordancia Cretácica, pertenecientes al Grupo Neuquén; e) Muestra tomada en este trabajo perteneciente a la Formación Colimapu.

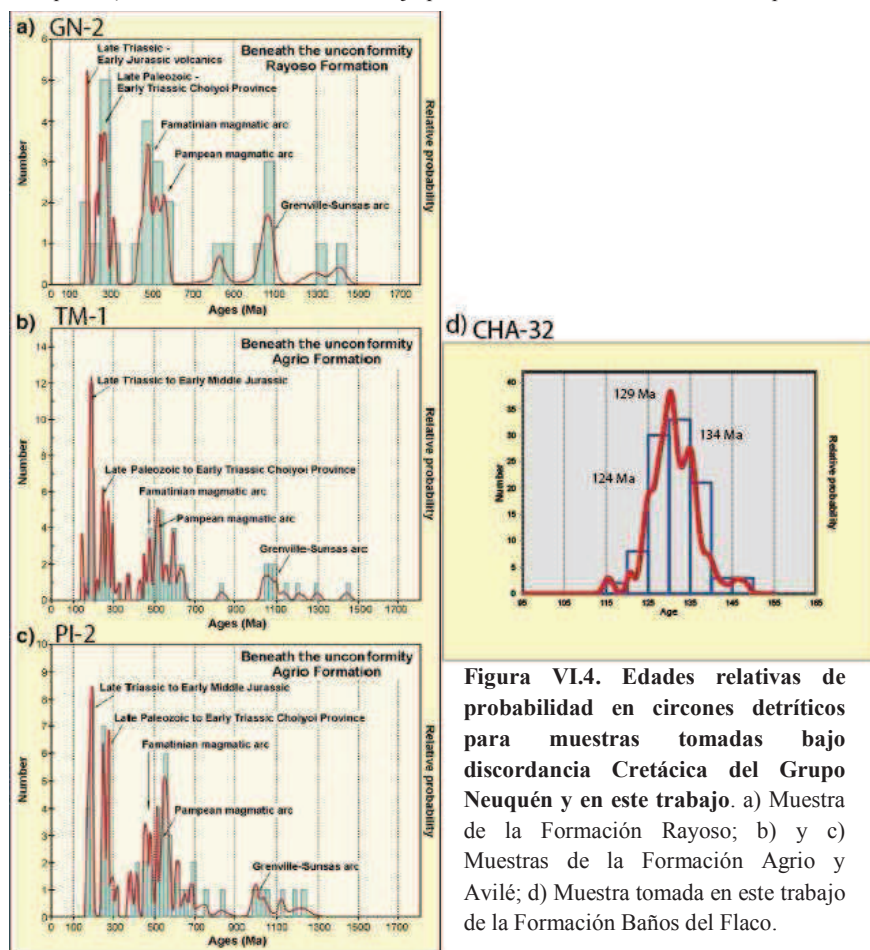


Figura VI.4. Edades relativas de probabilidad en circones detríticos para muestras tomadas bajo discordancia Cretácica del Grupo Neuquén y en este trabajo. a) Muestra de la Formación Rayoso; b) y c) Muestras de la Formación Agrio y Avilé; d) Muestra tomada en este trabajo de la Formación Baños del Flaco.



## **VI.1.2 EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL ZONA DE ESTUDIO**

La región del Maule corresponde a una zona en la cual afloran rocas Mesozoicas y Cenozoicas deformadas por sistemas compresivos y extensionales. La presencia de discordancias angulares, estratos sinorogénicos e intrusivos sintectónicos permite definir 3 eventos de deformación compresiva que han afectado la región.

A continuación se hará una síntesis de estos eventos en la región de estudio, desde el Cretácico Superior al Cenozoico, periodo en que se inició la deformación andina más importante y donde se concluyó la configuración de la actual Cordillera de los Andes en el Mioceno (Ramos, 1999; Charrier et al., 2007).

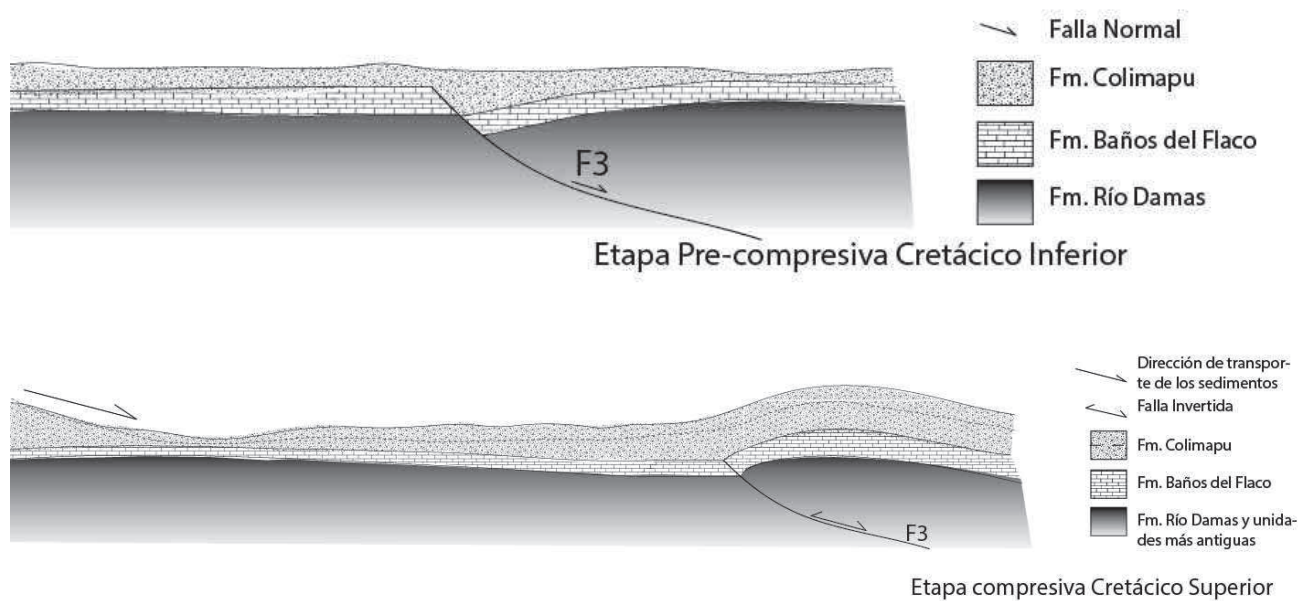
### **Evolución durante el Cretácico Superior**

Este evento compresivo está asociado estructuralmente a la inversión de antiguos depocentros, aislados relacionados en la región de estudio a la falla F3 de vergencia Oeste (Figura V.22), interpretada en profundidad.

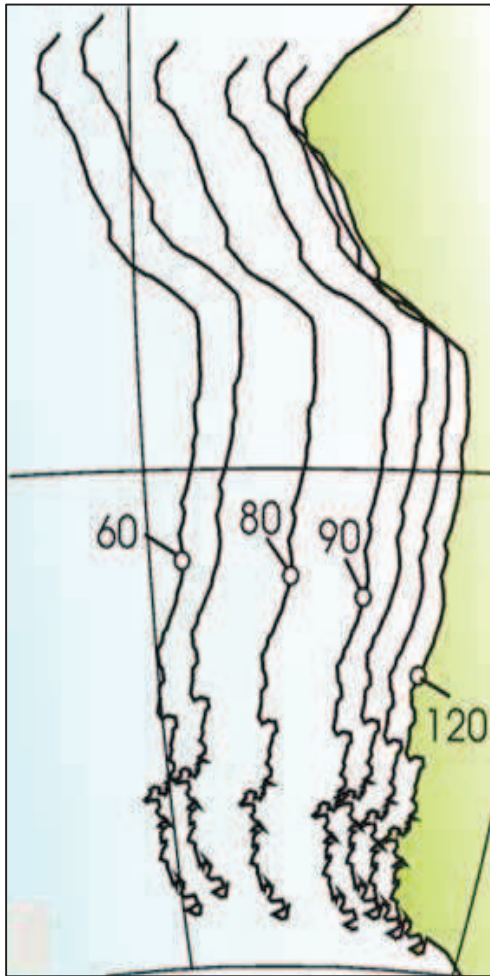
Tras la depositación de las areniscas continentales de la Formación Río Damas, se deposita concordantemente una intercalación de rocas marinas y continentales de la Formación Baños del Flaco en posibles depocentros aislados, con evidencias locales de fallas normales e inversas, mostrando una superposición de eventos tectónicos extensionales (en el momento de la depositación) y compresivos (asociado a procesos posteriores) (Figura V.6 A y B). En el Cretácico Inferior Tardío, discordante sobre las formaciones anteriores, se deposita la Formación Colimapu, con niveles de arenisca y conglomerados continentales, marcando el cierre de las cuencas Cretácicas. La fuente de circones detríticos provenientes del oeste que se encuentran en esta formación se asocia a rocas del Cretácico Inferior (Figura VI.5).

En el Cretácico Superior, no se tienen evidencias de depósitos hasta el Cenozoico, momento en el que se deposita la Formación Abanico discordantemente sobre la Formación Colimapu. Sumado a esta discordancia y a la ausencia de rocas del Cretácico Superior en la región de estudio, probablemente asociada a procesos erosivos debido a un evento de alzamiento tectónico (Figura VI.5. b), es decir, la zona correspondería a las zonas alzadas durante estadios posteriores de este evento compresivo, mientras que los depocentros se localizaron hacia el Este en las rocas de la base del Grupo Neuquén. De hecho, esto podría explicar las edades más jóvenes de este grupo de acuerdo con lo reportado por Tunik et al. (2010), es decir, correspondería a una migración hacia el Este de la deformación.

En base a estas evidencias se puede concluir la existencia de un evento compresivo Cretácico, el que comenzó probablemente, ya a ~100 Ma evidenciado en los circones detríticos de los niveles superiores de la Formación Colimapu, siendo más antiguo que lo reportado en el flanco argentino de la cordillera. Este evento coincide con el comienzo del engrosamiento cortical puesto en evidencia por estudios geoquímicos del Plutón Caleu en la Cordillera de la Costa de Chile Central (Parada et al., 2005). El evento de deformación compresivo Cretácico Superior es vinculado por Somoza y Zaffarana (2008) a los movimientos de placas, los cuales están marcados por una reorganización de las placas en la mitad de Cretácico, incrementando la velocidad de movimiento hacia el Oeste en el Cretácico Superior, provocando el inicio del período compresivo (Figura VI.6)



**Figura VI.5. Esquema de evolución geológica de la región del Maule durante el Cretácico.** a) Esquema en el Cretácico Inferior, tras la depositación de la Formación Colimapu. Se observa F3 actuando como depocentro donde se depositaron las calizas de la Formación Baños del Flaco. b) Esquema de evolución durante el Cretácico Superior, se observa la inversión del depocentro.

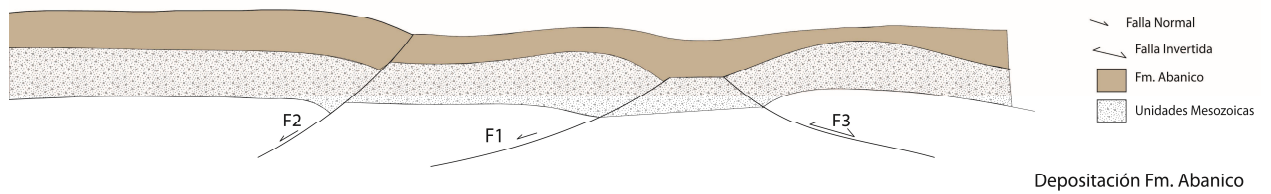


**Figura VI.6. Variaciones en el movimiento de Sudamérica durante el Cretácico.** Nótese el aumento de velocidad entre 90 y 80 Ma, coincidente con el inicio del levantamiento de los Andes (según Somoza y Zaffarana, 2008).

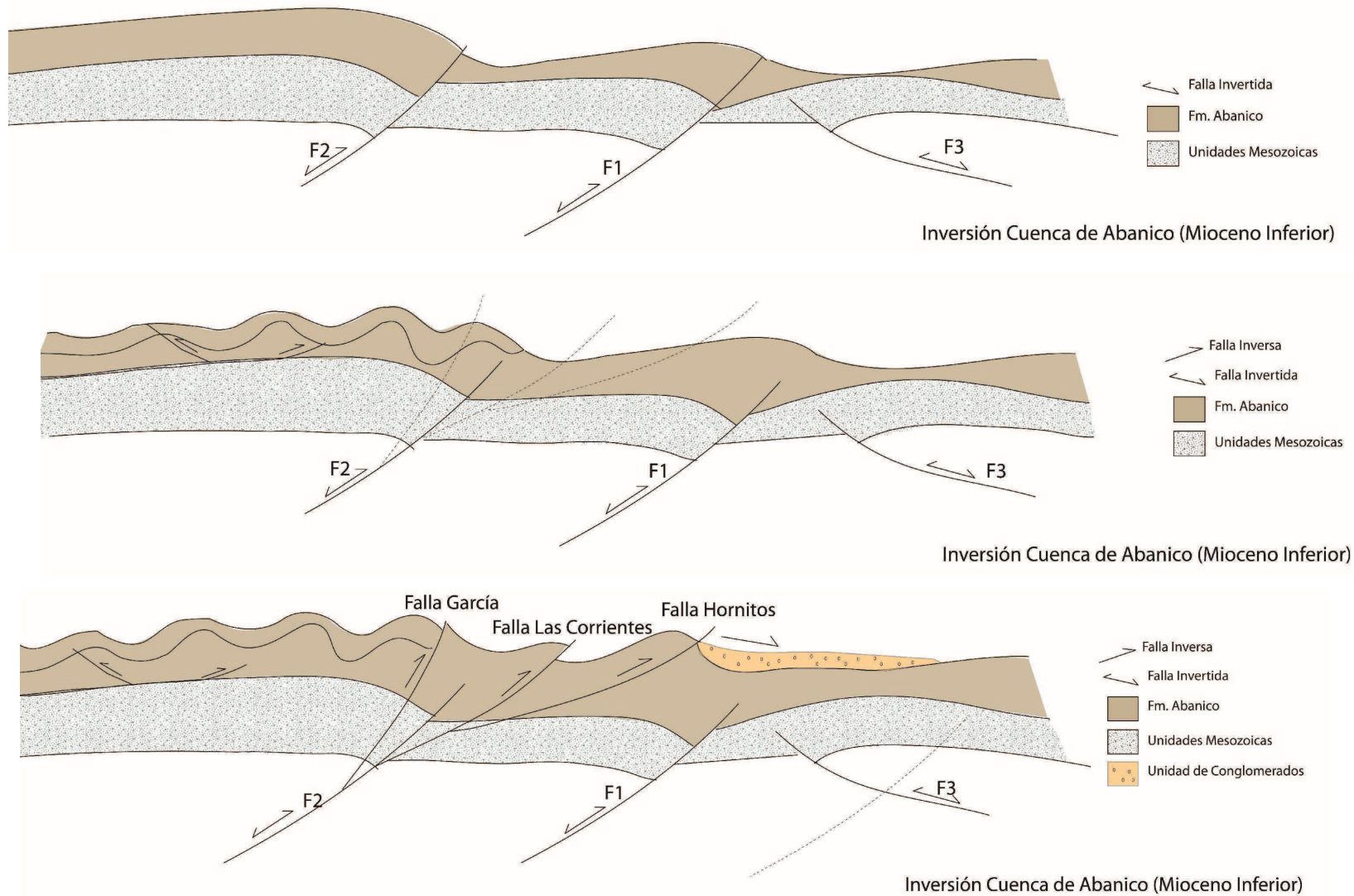
### **Evolución durante el Mioceno Medio**

La Formación Abanico se depositó en el Eoceno-Mioceno Superior (Figura VI.7), en un ambiente extensional, que en la zona de estudio se caracteriza por dos depocentros limitados al oriente por F1 y F2 (Figura V.22). A partir del Mioceno Inferior, estas estructuras comenzaron a ser invertidas, aun cuando este estilo no fue único. Junto con la inversión parcial de F2 se generaron estructuras de piel fina, fallas inversas de vergencia Este y retrocorrimientos de vergencia Oeste. Posteriormente F2 deja de invertirse y actúa de *buttress* bloqueando la propagación de la deformación hacia el este y generando deformación interna en el bloque colgante de F2 (Figura VI.8. a). Consecuentemente se genera la falla de *by-pass* (Falla García) y en secuencia se generan las fallas Las Corrientes y Hornitos en el bloque colgante de F1 (Figura VI.8.b). Tras la inversión de F1, asociada al levantamiento de la Formación Abanico, se genera la erosión de estos sedimentos, depositando la Unidad El Burro discordantemente sobre rocas plegadas de la Formación Abanico. El tipo y tamaño de los clastos de esta unidad permiten definirla como sinorogénica y asociada al segundo evento compresivo, sellando la deformación de la cuenca en el Mioceno Inferior-Medio (Figura VI.8. c).

El evento compresivo del Mioceno Inferior es avalado por diversos trabajos (Somoza, 1996; Silver et al., 1998), donde se demuestra que el inicio del régimen compresivo Cenozoico, estaría asociado a un aumento de la velocidad de la placa Sudamericana hacia el Oeste, registrado en los últimos 30 Ma en la velocidad absoluta de la placa sudamericana, calculada con respecto a *hotspots* asumidos como fijos en el manto (Figura VI.6).



**Figura VI.7. Esquema de la evolución geológica de la región del Maule durante el Paleógeno.** Se observa la depositación de la Formación Abanico en dos depocentros limitados en su extremo oriental por F1 y F2.

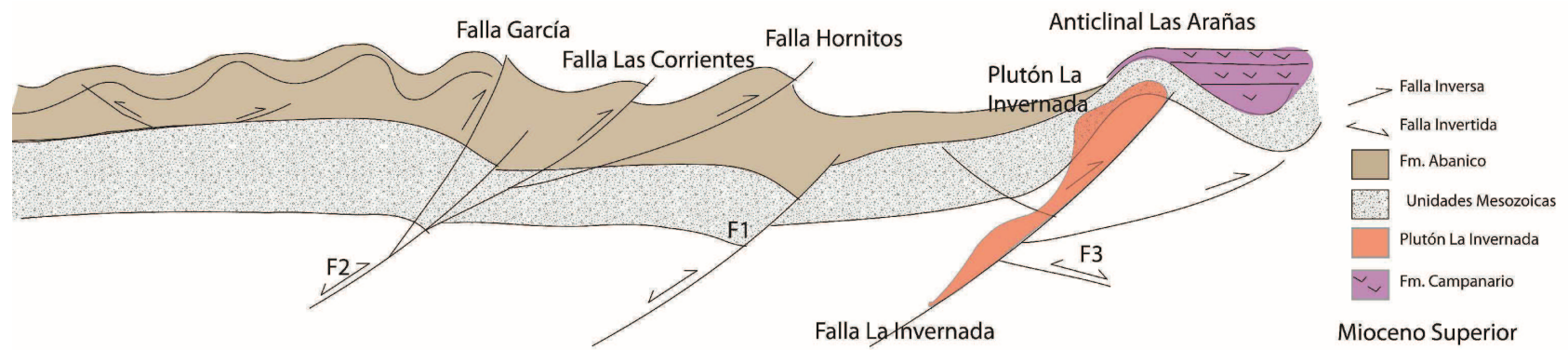


**Figura VI.8. Esquema de la evolución geológica de la región del Maule en el Mioceno Inferior.** a) Se observa la inversión de las estructuras en profundidad F2 y F1, iniciando la deformación de la Formación Abanico. b) Se observa un fuerte plegamiento interno asociado a la inversión de F2. c) Se observa la formación de la falla García (*short-cut* de F2), falla Las Corrientes y falla Hornitos (*Bypass* de F2), en secuencia.

## **Evolución durante el Mioceno Superior**

El tercer evento de deformación se caracteriza por la migración de la deformación hacia el Este, lo cual ha sido reportado en Argentina a la latitud de la zona de estudio a partir de 18 Ma ( Silvestro et al., 2005; Arcila y Ramos, 2009; Silvestro y Atencio, 2009; Orts et al., 2012). En la región de estudio, esto se evidencia principalmente en el dominio de la cuenca de trasarco Mesozoico, sobre la activación de la Falla La Invernada, basculando las unidades del Dominio de la Cuenca de Abanico, y poniendo en contacto rocas Mesozoicas con rocas de la Formación Campanario mediante un cabalgamiento vergente al Este, evidenciando un evento compresivo en el Mioceno Superior. Además, la intrusión del Plutón La Invernada (12 Ma U/Pb en circón, este trabajo), permite acotar aún más este tercer evento de deformación al Mioceno Superior (Figura VI.9), es importante destacar que estas evidencias nos hablan de un proceso tectónico en este periodo, pero no evidencia que previamente no haya existido.

El avance de la deformación hacia el este y la formación de la Faja y Plegada y Corrida de Malargüe, es explicado en base a dos enfoques, uno asocia este proceso a la teoría de la cuña crítica de Coulomb (Chapple, 1978; Davis et al., 1983; Dahlen et al., 1984), proceso controlado por factores internos de la faja plegada y corrida, y permite explicar el comportamiento estructural de ésta. Sin embargo, hay otro enfoque, que explica el avance de la deformación debido a una variación del ángulo de la losa subductada, la cual se habría somerizado en el Mioceno Superior (Ramos y Kay, 2006; Folguera y Ramos, 2008; Litvak et al., 2008; Ramos y Folguera, 2009; Ramos y Folguera, 2010), lo cual produjo el alzamiento del bloque San Rafael, probablemente el responsable del avance de la deformación estaría asociado a un conjunto de procesos a escala regional y a escala local.



**Figura VI.9. Esquema de la evolución geológica de la región del Maule en el Mioceno Superior.** Se observa la propagación de la deformación hacia el Este, mediante la falla La Invernada conjuntamente se produce la intrusión del Plutón La Invernada. Se destaca la deformación de la Formación Campanario.

### **VI.1.3 UNIFICACIÓN Y COMPARACIÓN DEL MODELO DE DEFORMACIÓN ENTRE LA FRANJA OCCIDENTAL Y ORIENTAL DE LA CORDILLERA PRINCIPAL A LOS 35°50'-36°S.**

En la franja oriental de los Andes Centrales Sur, en la Faja Plegada y Corrida de Malargüe a 36° S, Orts et al. (2012), propone una evolución estructural de la zona en base a secciones estructurales balanceadas, perfiles sísmicos y modelos gravimétricos, proponiendo dos grandes eventos compresivos en la zona. El primero, ubicado al Oeste (cercano al límite fronterizo con Chile) se produjo en el Cretácico Superior, caracterizado por la inversión tectónica de estructuras del Triásico Tardío con el nivel de despegue en las evaporitas del Jurásico Superior, interpretada como deformación de escama delgada asociado en superficie al sinclinal Portezuelos Colorados. El segundo evento compresivo actúa al Este de la zona en el Mioceno tardío, caracterizado por estructuras de basamento interpretadas como deformación de escama gruesa asociado en superficie al cerro Sierra Azul (Orts et al., 2012) (Figura VI.10. A y C).

Estas diferencias en estilos y edades de deformación hacia el Este, pueden ser explicadas por diferencias en la corteza superior, la que experimenta mecanismos de deformación variables a lo largo del tiempo, transfiriendo la deformación a través de sistemas de *rift* (Triásico Superior) o de transición frágil-dúctil en el Mioceno Superior, resultado de un incremento en el gradiente termal. De esta manera las diferencias estructurales a lo largo de la sección se explican por una modificación en el estado termal de la corteza superior, debido a la expansión hacia el Este del arco volcánico (Orts et al., 2012), propuesto por una somerización del régimen de subducción en el Mioceno Superior (Ramos et al., 2002), el que posteriormente, retrocede hacia el Oeste hasta su posición actual.

Ambos eventos compresivos se correlacionan con la situación evidenciada en la franja occidental de los Andes (Figura VI.10 B), siendo posible establecer una continuidad estructural entre ambos sectores. El primer evento Cretácico Superior, se relaciona con la inversión de la estructura F3 del dominio Mesozoico en la región de estudio (Figura VI.5), el segundo evento compresivo definido por Orts et al. (2012) se relaciona con la propagación de la deformación a través de la falla La Invernada, también en el dominio Mesozoico, en el Mioceno Superior, la que permite la propagación de la deformación hacia el Este (Figura VI.9). Además ambos modelos exponen un nivel de despegue a escala cortical que rodea los 10 km de profundidad.

Finalmente, en un contexto más regional y unificando ambos modelos, se infiere que el desarrollo estructural de la región ha estado sometido a la acción de una estructura de despegue vergente al Este en la corteza superior, similar al propuesto por Farías et al. (2010) entre 33° y 34°S. En efecto, las características de primer orden estructural de ambas regiones, considerando tanto las vertientes de Chile como de Argentina, resultan similares a las observadas a 36° S, lo que permite dar una continuidad y consistencia estructural a lo largo de los Andes Centrales Sur.



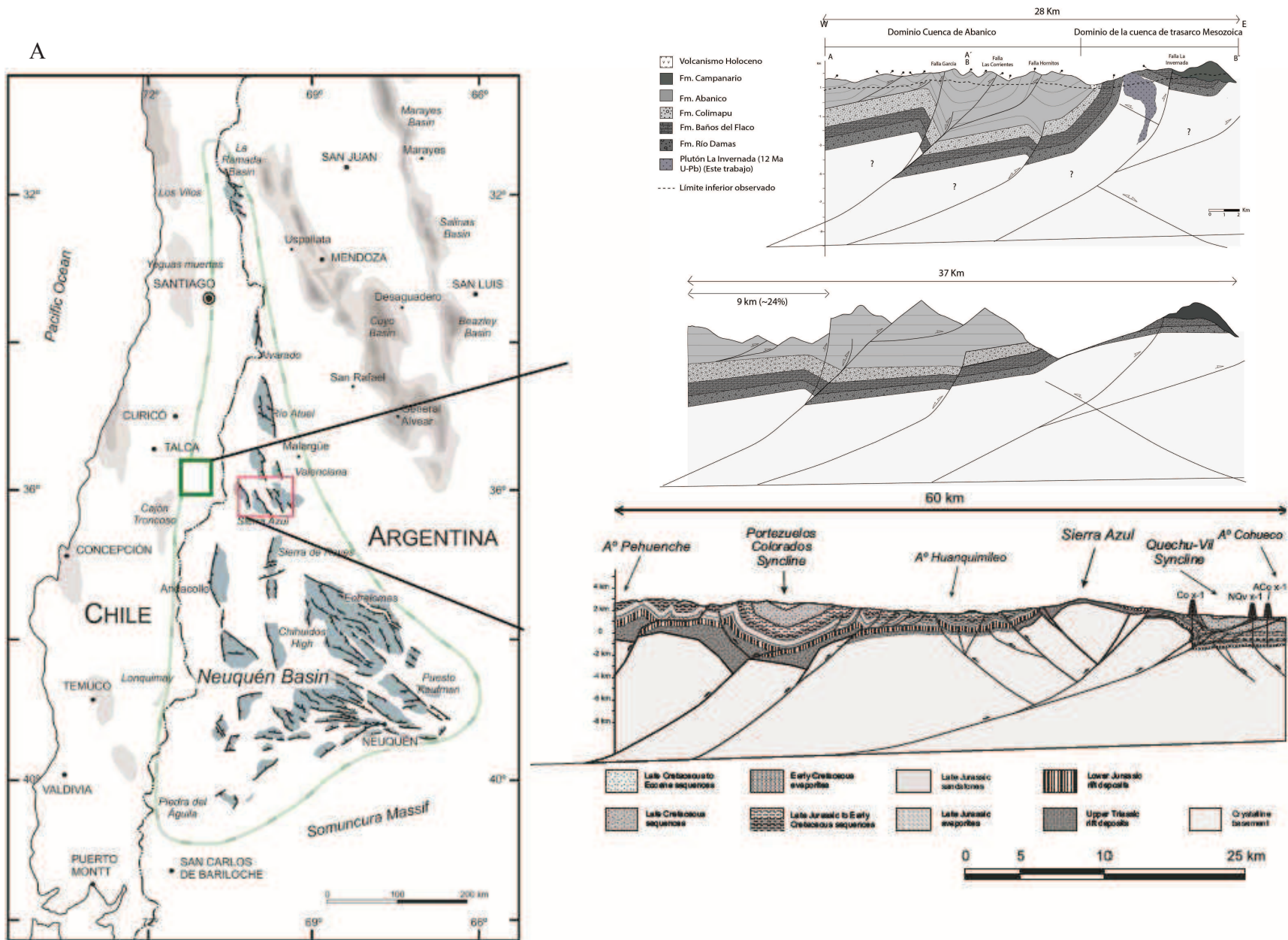


Figura VI.10. Mapa de ubicación de la zona de estudio de Orts et al. (2012) en rojo y este trabajo en verde, con los perfiles balanceados respectivos. A. El mapa muestra la distribución de la cuenca de Neuquén y los depocentros extensionales Triásico Tardío–Jurásico Temprano, y los sistemas de *rift*. Modificado de Orts et al. (2012). B. Sección estructural zona de estudio. C. Sección estructural vertiente Argentina (Orts et al., 2012)

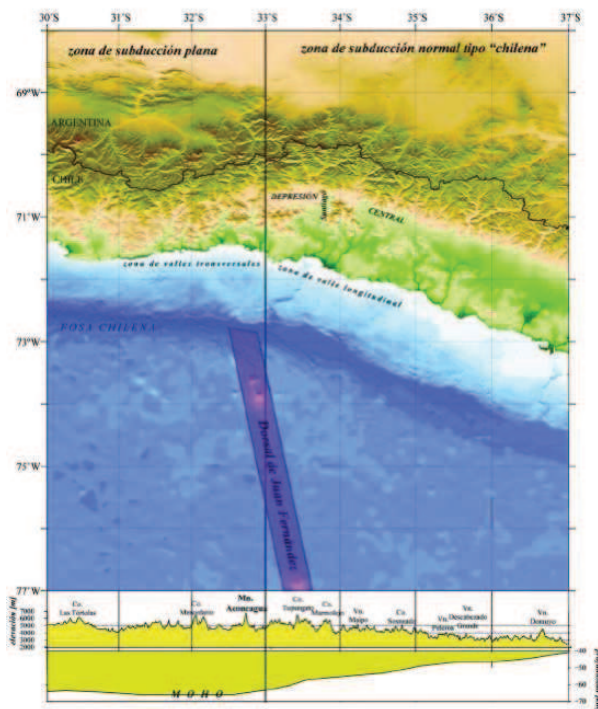
## VI.2 DISCUSIÓN REGIONAL

### VI.2.1 EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL REGIONAL

Los Andes Centrales Sur, entre 33° y 36°S, presentan importantes variaciones a lo largo del rumbo: hacia el sur, existe un progresivo aumento de las precipitaciones, favoreciendo de esta manera el aumento del porcentaje de erosión hacia el sur, al mismo tiempo que disminuye el espesor cortical y la elevación media de la cordillera, desde ~3000 m s.n.m a la latitud de Santiago hasta ~2000 m s.n.m a los 36°S (Farías et al., 2012) (Figura VI.11). Para poder entender estas variaciones, se realizó una evaluación de los potenciales factores responsables de estas particularidades. Para eso, se compararon las secciones estructurales balanceadas por la franja Chilena y Argentina y se estudió la cronología de la deformación, para de esta manera, poder entender la evolución y mecanismos, mediante los cuales, se formó la cordillera en esta región.

El relieve topográfico en la Cordillera Principal es resultado del alzamiento tectónico, donde el orógeno ha sido alzado del orden de >2.5 km a los 33°45'S y ~ 1.5 km a los 34°30'S entre los 10.5-4.6 Ma (Farías et al., 2008). De los ajustes isostáticos producidos por acortamiento cortical y porcentaje de erosión, Farías et al. (2008, 2012) demostró que las tasas de denudación son muy bajas, por lo que no explicaría la disminución de elevaciones hacia el sur.

La tasa de denudación media, en la vertiente Argentina, mostró que no hay correlación entre éste factor y el alzamiento tectónico, con un valor medio de ~ 1.2 km en casi todas las secciones de esta región (Giambiagi et al., 2012).



**Figura VI.11. Mapa de Chile Central con los principales rasgos morfológicos.** Se observa una disminución casi constante de las elevaciones de la Cordillera Principal y una disminución del espesor cortical hacia el sur.

Los porcentajes de acortamiento tectónico disminuyen gradualmente hacia el sur por el lado Argentino, con diferencias en los estilos de deformación (Figura VI.12); sin embargo, por el lado chileno, se puede observar una serie de similitudes en los estilos de deformación y porcentajes de acortamiento, en la Cordillera Principal. Por esta razón se sugiere que la cuenca de Abanico, principal rasgo estructural presente en este sector, es capaz de acortarse hasta un porcentaje máximo, el cual se mantiene prácticamente constante a lo largo del rumbo en torno al 25% (Tabla VI-1; Figura VI.12).

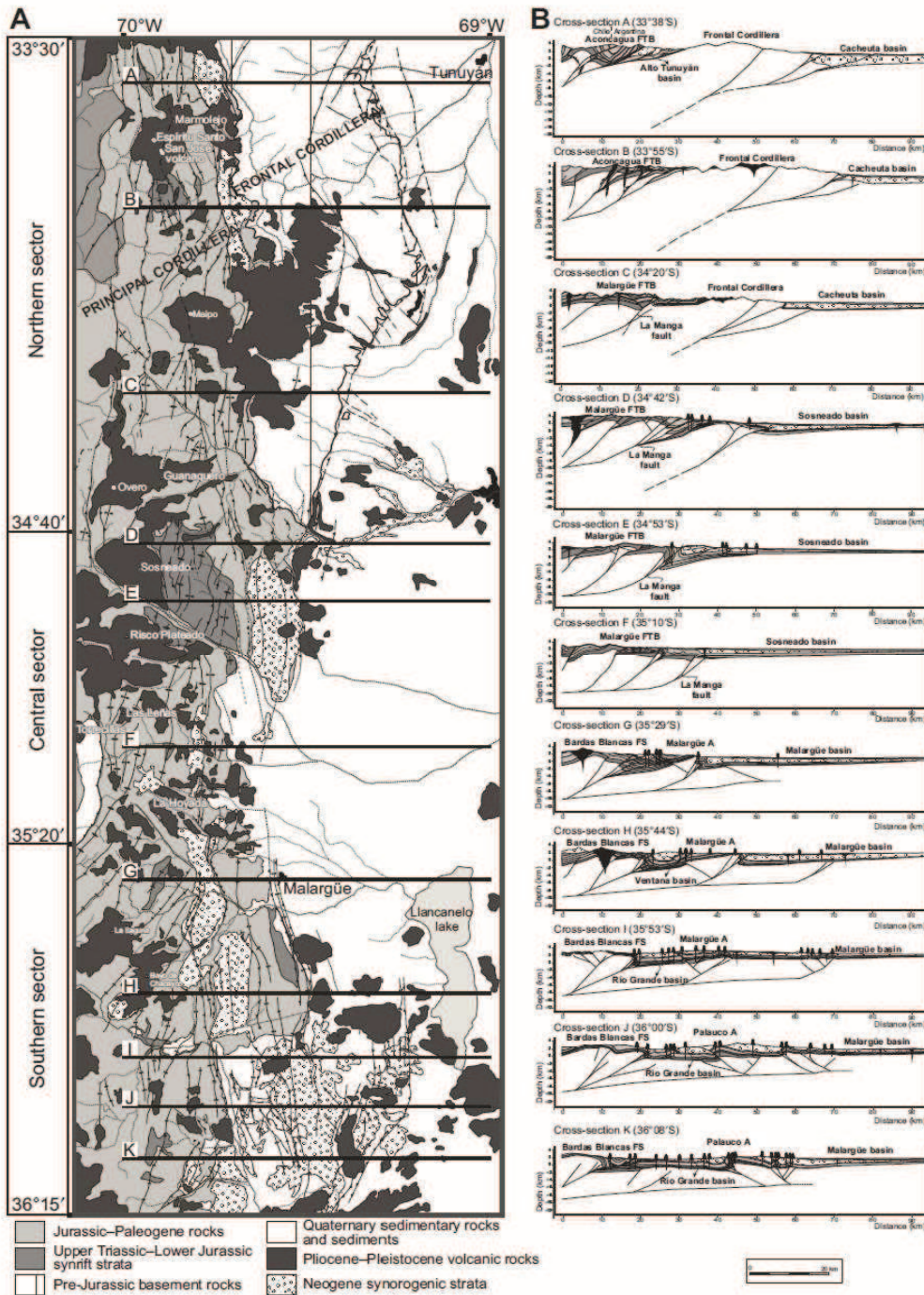


Figura VI.12. Mapa geológico compilado de la vertiente Argentina de los Andes. B. Secciones estructurales balanceadas A-K de los Andes Centrales Sur entre 33°30' y 36°10' S. Extraído de Giambiagi et al., 2012.

Sección Occidental	Acortamiento (Occidental)	Sección Oriental	Acortamiento (Oriental)	Razón	Denudación (vertiente oriental)	Elevación media
Maipo	25%	33°40'S	55 km	1/4 vs 3/4	~1,2 km	~3500 m
Cachapoal	25%	34°20'S	36 km	1/3 vs 2/3	~1,2 km	~3000
Cabecera del Colorado de Lontúe	25%	35°45'S	19 km	1/2 vs 1/2	~1,2 km	~2200
Maule	25%	36°S	13 km	1/2 vs 1/2	~1,2 km	~2000 m

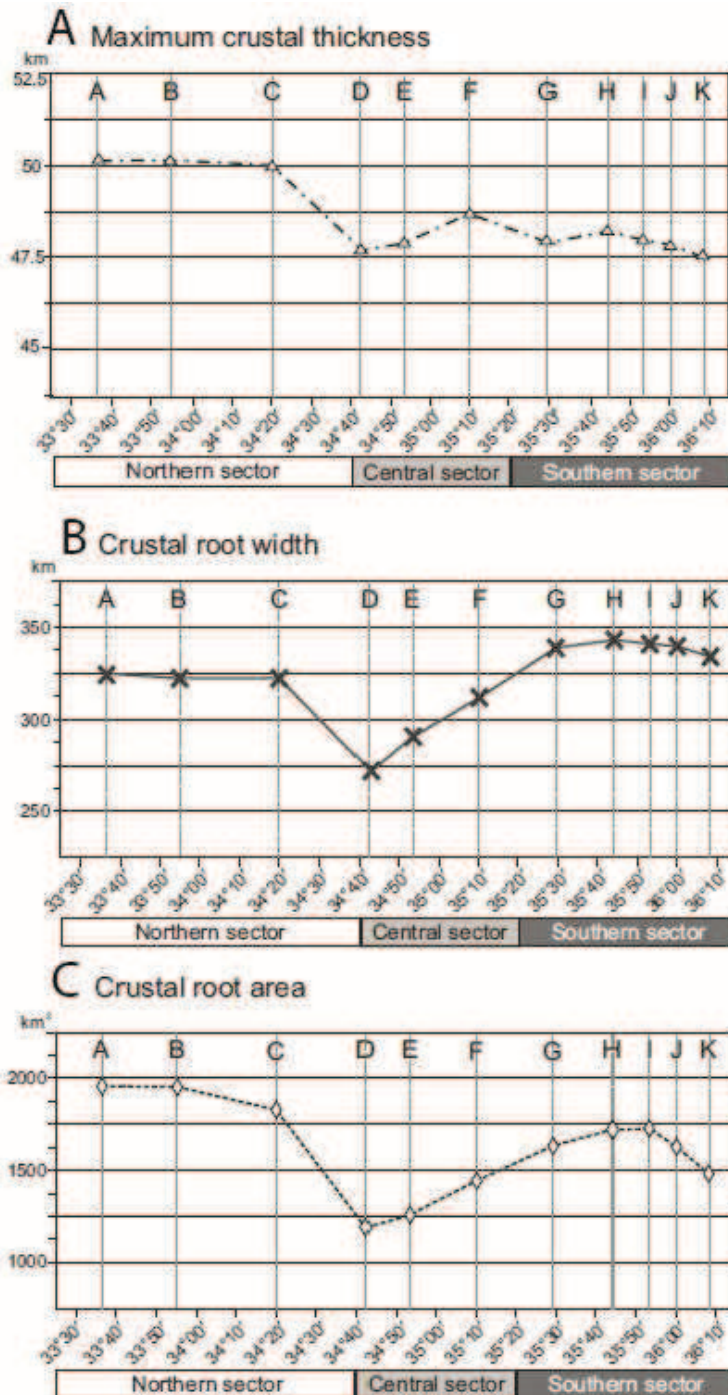
Tabla VI-1. Porcentajes de acortamiento desde el valle del Maipo hasta el valle del Maule, cantidad de acortamiento en la vertiente oriental de los Andes a estas latitudes, por el lado Argentino y denudación y elevación media de la cordillera.

En base al modelamiento de la geometría del Moho en 3-D, Tassara y Echaurren (2012) obtuvieron 3 parámetros para la modelación de la corteza entre los 33°y 36°S, a saber, el espesor cortical máximo, el área de la raíz cortical y el ancho de la raíz cortical. Todos estos factores se mantienen relativamente constantes en el sector norte entre 33°30' y 34°40'S, mientras que entre 34°40' y 35°20'S, todos los rasgos disminuyen, especialmente a 34°40'S. Finalmente, en el sector sur entre 35°20' y 36°15'S, el ancho de la raíz cortical aumenta, significativamente, hasta 350 km a diferencia de ~315 km en el sector norte. Además el área de la raíz cortical alcanza los ~ 1750 km<sup>2</sup> y el espesor cortical máximo se mantiene relativamente constante (Figura VI.13) (Giambiagi et al., 2012).

Con el fin de analizar el origen de los parámetros corticales expuestos previamente, se realizó una comparación de las secciones estructurales de la vertiente chilena de los Andes y en la vertiente Argentina, a estas latitudes. En la vertiente Chilena de los Andes, entre 33°S y 36°S, se tienen 4 secciones balanceadas, abarcando, principalmente, el dominio de la Cuenca de Abanico hasta el contacto con las rocas mesozoicas (Figura II.4). Las secciones están distribuidas en el valle del río Maipo, valle del río Cachapoal (Fariás et al., 2010) (Figura II.4. B. C), en la parte alta del valle del río Colorado de Lontúe (Tapia, 2010) (Figura II.4.D) y en el valle del río Maule (este trabajo). En todas las secciones anteriores se obtuvo un porcentaje de acortamiento del orden del 25%, con estilos estructurales similares; por esta razón, es posible extrapolar las secciones para que abarquen los bordes occidental y oriental de la cuenca de Abanico y poder así definir un acortamiento total para este rasgo, el que se mantiene aparentemente constante a lo largo de rumbo (Figura II.4). Es importante destacar que la cantidad de acortamiento generado por la inversión de la Cuenca de Abanico no habría sido capaz de producir mucho alzamiento ni engrosamiento, por lo que no explica, por sí solo las elevaciones de la cordillera a lo largo de todo el orógeno.

Sin embargo, en la vertiente Argentina de los Andes, a lo largo del rumbo de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe y Aconcagua, entre 33°S y 36°S, se reportaron fuertes variaciones en la cantidad y tasa de acortamiento, variaciones en la geometría de la raíz cortical y disminución de la topografía. Las variaciones en la tasa de acortamiento van desde 55 km (39%) a 33°40'S, hasta 10 km (10%) a 36°10'S,

disminuyendo de manera casi constante hacia el sur, exceptuando una disminución abrupta a 34°20'S, la cual está asociada a la desaparición de la Cordillera Frontal a esa latitud (Figura VI.12) (Giambiagi et al., 2012).



**Figura VI.13. Características corticales entre 33°30'S y 36°10'S.** A. Distribución latitudinal del espesor cortical máximo entre los 33°30' y 36°10'. Se observa una disminución en el sector Central y sur de la zona. B. Ancho de la raíz cortical. Muestra un aumento casi constante desde los 34°40' hasta los 36°30'. C. Área de la raíz cortical. Modificado de Giambiagi et al., 2012.

Tomando en cuenta que la magnitud de acortamiento puede explicar casi todo el alzamiento de superficie (Fariás et al., 2008), y que al momento del alzamiento de la cordillera chilena entre  $\sim 33^{\circ}30'S$  y  $\sim 34^{\circ}40'S$  el acortamiento estaba principalmente ocurriendo en el lado Argentino, se sugiere que la deformación habría ocurrido por un modelo de cizalle simple (Allmendinger y Gubbels, 1996; Allmendinger y Gubbels, 1996; Fariás et al., 2008, 2010) (Figura VI.14). Este modelo implica un acortamiento profundo, visualizable en la superficie por el lado Argentino, debido a un nivel de despegue bajo la Cordillera Principal. Por esta razón, el flanco chileno sufrió un fuerte alzamiento, sin registrar gran cantidad de acortamiento, debido a que recibió material en profundidad desde el oriente (Fariás, 2007).

Posteriormente, según los modelos de Tassara y Echaurren (2012) sobre el espesor cortical, se espera que en el sector del Maule la cadena tenga  $\sim 40$  km de acortamiento total, los cuales, de acuerdo con los datos expuestos en este trabajo, estarían distribuidos equitativamente a ambos flancos de la Cordillera. Esto implica que este sector tendría un comportamiento asociado a un modelo de deformación de cizalle puro (Figura VI.14), en el cual la cantidad de acortamiento es igual a ambos flancos de la cordillera por lo que no hay movimiento lateral de material en profundidad, conservando el volumen de material (bajo un modelo de *strain plano*).



**Figura VI.14. Modos de deformación en orógenos, Modo de cizalle simple y cizalle puro.** (Extraído de Fariás, 2007)

Finalmente, se interpreta este cambio de comportamiento cortical a lo largo del rumbo, asociado probablemente, a la disminución del grado de acoplamiento entre las placas hacia el sur, lo que influye directamente en la transmisión de esfuerzos compresivos. Una posible alternativa a este fenómeno podría ser el aporte de sedimentos a la fosa oceánica, ya que en zonas con mayor erosión y mayor cantidad de precipitaciones, se genera un mayor aporte de sedimentos, lubricando el canal de subducción (Sobolev y Babeyko, 2006; Oncken et al., 2006; Ramos y Folguera, 2010), por lo tanto ligado directamente al clima (Lamb y Davis, 2003).

## VII CONCLUSIONES

La región del Maule corresponde a una zona situada en los Andes Centrales Sur, donde se depositaron unidades Mesozoicas y Cenozoicas, correspondientes a las formaciones Río Damas, Baños del Flaco, Colimapu, Abanico, Campanario, Unidad El Burro, Cola de Zorro, Loma Seca y rocas pertenecientes al volcanismo Pleistoceno. La tectónica que ha afectado estas rocas ha ido variando en el tiempo, con una serie de eventos extensionales y compresivos, mediante los cuales se fue formando la actual cordillera de la región del Maule.

Los sistemas compresivos se componen de dos dominios estructurales en la región. El Dominio Cuenca de Abanico, formado casi exclusivamente por rocas de esta formación, y el Dominio de la cuenca de trasarco Mesozoica, formado por rocas sedimentarias Mesozoicas y volcánicas Cenozoicas. Ambos dominios se encuentran con un rumbo N-S a NNE-SSW con un cambio de rumbo en sus estructuras marcado a la latitud de la laguna La Invernada.

El Dominio de la cuenca de trasarco Mesozoica corresponde a deformación compresiva Mioceno Superior, probablemente asociada a la transferencia de la deformación hacia el Este, en este dominio se encuentra el anticlinal Las Arañas, la falla La Invernada y la falla F4, asociadas al último evento de deformación en la zona. En el dominio de la Cuenca de Abanico se depositó la Formación Abanico en una cuenca extensional de rumbo N-S a NNE-SSW, en dos depocentros: las fallas de borde de cuenca estarían en profundidad sin aflorar en la superficie (F1 y F2); estas estructuras extensionales fueron posteriormente invertidas en el Mioceno medio, tomando en cuenta que al Este de la falla F2 no hay rocas de la Formación Abanico, esta estructura es interpretada como el borde oriental de la Cuenca de Abanico para el área de estudio.

La evolución estructural de la zona de estudio, realizada a partir del análisis estructural, logró establecer 3 eventos compresivos para el flanco occidental de la Cordillera Principal en la zona de estudio.

El primer evento compresivo evidenciado en la zona de estudio actuó en el Cretácico Superior, observado en el contacto discordante entre las rocas Mesozoicas y Cenozoicas ( $\sim 20^\circ$ ), asociado al inicio del alzamiento de los Andes, probablemente posterior a  $\sim 120$  Ma, destacando su inicio previo al registrado por el lado Argentino, evidenciado en la comparación de estudios de procedencia con circones detríticos para la zona de estudio y para el lado Argentino de los Andes, definiendo el avance de la deformación de Oeste a Este.

El segundo evento compresivo ocurrió en el Mioceno medio, con la inversión de la Cuenca de Abanico y la posterior formación de fallas en secuencia que basculan y pliegan fuertemente los estratos de esta formación (Falla Hornitos, Corrientes) con estilos estructurales clásicos de inversión tectónica.

El último evento compresivo evidenciado en la zona de estudio actuó en el Mioceno Superior, transfiriendo la deformación al Este a través de la Falla La Invernada, plegando estratos Mesozoicos, formando un anticlinal asimétrico de vergencia Este y poniendo en contacto rocas Mesozoicas con estratos levemente plegadas de la Formación Campanario (Mioceno Superior) y la intrusión sin-tectónica del Plutón La Invernada de edad 12 Ma (U-Pb, en circón, obtenida en este trabajo).

La restauración de la sección estructural, permitió calcular el acortamiento tectónico mínimo estimado para la zona de estudio, de 9 km (24%); también nos permitió concluir una clara continuidad estructural entre ambos flancos de la cordillera.

Finalmente, en un contexto regional, se puede concluir la existencia de un nivel de despegue a escala cortical y de vergencia Este, controlando la evolución de la Cordillera de los Andes en el área de estudio. También se puede concluir que el acortamiento cortical mínimo estimado para la zona de estudio permite explicar la elevación de la cordillera, a esta latitud, por un modelo de deformación de cizalle puro, en el cual la cantidad de acortamiento es igual a ambos flancos de la cordillera por lo que no hay movimiento de material en profundidad, conservando el volumen de material, todo esto asociado probablemente, a la disminución del grado de acoplamiento entre las placas hacia el sur, y ligado directamente al clima más lluvioso de la zona.



## VIII REFERENCIAS

- Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 9: 70 pp.
- Aguirre, L., S. Calderón, M. Vergara, V. Oliveros, D. Morata y M. Belmar (2009). Edades isotópicas de rocas de los valles Volcán y Tinguiririca, Chile central. Congreso Geológico Chileno N°12, Santiago, Chile.
- Aguirre, L., J. A. Cortes, D. Morata y F. Herve. 1997. Low-grade metamorphism of Mesozoic and Cenozoic volcanic sequences of Patagonia, Chile (43-46 S). *Andean geology* 24(2): 187-201.
- Allmendinger, R. W. y T. Gubbels. 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia. *Tectonophysics* 259(1-3): 1-13.
- Allmendinger, R. W., T. E. Jordan, S. M. Kay y B. L. Isacks. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25: 139-174.
- Allmendinger, R. W., T. Zapata, R. Manceda y F. Dzelalija. 2004. Trishear Kinematic Modeling of Structures, with Examples from the Neuquén Basin, Argentina.
- Andersen, T. 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology* 216(3): 249-270.
- Araneda, M., M. Avendaño y C. Merlo (2000). Modelo gravimétrico de la Cuenca de Santiago, etapa III final. Congreso Geológico Chileno.
- Arcila, P. y V. A. Ramos (2009). Evolución tectónica de las cuencas sinorogénicas asociadas a la faja plegada y corrida de Malargüe (35°-36° LS). Provincia de Mendoza. Argentina. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile.
- Arcos, D. F. 1987. Seasonal and short time scale variability in copepod abundance and species composition in an upwelling area off Concepción coast, Chile, State University of New York at Stony Brook.
- Armijo, R., R. Rauld, R. Thiele, G. Vargas, J. Campos, R. Lacassin y E. Kausel. 2010. The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics* 29(2): TC2007.
- Arriagada, C., C. Mpodozis, G. Yañez, R. Charrier, M. Farías y P. Roperch (2009). Rotaciones tectónicas en Chile central: El oroclino de Vallenar y el "megakink" del Maipo. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile.
- Aubouin, J., A. V. Borrello, G. Cecioni, R. Charrier, P. Chotin, J. Frutos, R. Thiele y J.-C. Vicente. 1973. Esquisse paléogéographique et structurale des Andes Méridionales. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique* 15(1-2): 11-72.
- Baeza, O. 1999. Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana. Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán. Región Metropolitana: 119.
- Bahlburg, H., J. D. Vervoort, S. A. Du Frane, B. Bock, C. Augustsson y C. Reimann. 2009. Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margin of South America. *Earth-Science Reviews* 97(1-4): 215-241.

- Bettini, F., R. Pombo, C. Momburu y M. Uliana (1978). Consideraciones sobre el diastrofismo andino en la vertiente oriental de la Cordillera Principal, entre los 34°30' y los 37° de latitud sur. Congreso Geológico Argentino N°7, Buenos Aires, Argentina.
- Biró-Bagóczy, L. 1984. Nuevos antecedentes paleontológicos y estratigráficos de algunos afloramientos Titono-Neocomianos en la Cordillera Chilena, entre los 33 45' y 35 lat. Sur. International Geological Programme, Project 171.
- Bravo. 2001. Geología del borde oriental de la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, VII Región, Universidad de Chile, Santiago.
- Brooks, B. A., E. Sandvol y A. Ross. 2000. Fold style inversion: Placing probabilistic constraints on the predicted shape of blind thrust faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105(B6): 13281-13301.
- Campbell, D. 2005. Termocronología del sector comprendido entre los ríos Rocín y Aconcagua: Implicancias en la evolución meso-cenozoica de la zona, Universidad de Chile.
- Chapple, W.M.; 1978: Mechanics of Thin-Skinned Fold-and-Thrust Belts, *Geological Society of America Bulletin* 89, pp 1189–1198.
- Cobbold, P. R. y E. A. Rosello. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20: 429-443.
- Coira, B., J. Davidson, C. Mpodozis y V. Ramos. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews* 18(3): 303-332.
- Cooper, M. A., G. D. Williams, P. C. de Graciansky, R. W. Murphy, T. Needham, D. de Paor, R. Stoneley, S. P. Todd, J. P. Turner y P. A. Ziegler. 1989. Inversion tectonics — a discussion. *Geological Society, London, Special Publications* 44(1): 335-347.
- Corvalán, J. 1959. El Titoniano de Río Lenas, Prov. de O'Higgins. *Boletín Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile* 3: 1-65.
- Charrier, R. 1973. Interruptions of spreading and the compressive tectonic phases of the meridional andes. *Earth and Planetary Science Letters* 20(2): 242-249.
- Charrier, R. 1981. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Central Argentinian-Chilean Andes (32°-35°S) and chronology of their tectonic evolution. *Zbl. Geol. Paläontol.* 1(3-4): 344-355.
- Charrier, R., O. Baeza, S. Elgueta, J. J. Flynn, P. Gans, S. M. Kay, N. Muñoz, A. R. Wyss y E. Zurita. 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* 15(1): 117-139.
- Charrier, R., M. Bustamante, D. Comte, S. Elgueta, J. J. Flynn, N. Iturra, N. Muñoz, M. Pardo, R. Thiele y A. R. Wyss. 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen* 236(1-2): 43-77.
- Charrier, R., M. Farías y V. Maksiyev. 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* 65: 05-35.
- Charrier, R., L. Pinto y M. P. Rodríguez (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geological Society Special Publication: The Andes of Chile*. Londres: 21-114.

- Charrier, R., A. R. Wyss, J. J. Flynn, C. C. Swisher III, M. A. Norell, F. Zapatta, M. C. McKenna y M. J. Novacek. 1996. New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°S), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 9(5-6): 393-422.
- Dahlen, F.A.; Suppe, J. & Davis, D.; 1984: Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges' Cohesive Coulomb Theory, *Journal of Geophysical Research* 89(B12), pp 10,087-10,101.
- Davidson, J. 1971. Tectonica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de la Nacientes del Teno, Curicó, Chile, Universidad de Chile.
- Davidson, J., J. Vicente y J.-C. Vicente (1972). Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina). *Cordillera Principal, 35° a 35°15' de latitud sur*. 5 Congreso Geológico Argentino, Actas.
- DeCelles, P. G., B. Carrapa y G. E. Gehrels. 2007. Detrital zircon U-Pb ages provide provenance and chronostratigraphic information from Eocene synorogenic deposits in northwestern Argentina. *Geology* 35(4): 323-326.
- Di Giulio, A., A. Ronchi, A. Sanfilippo, M. Tiepolo, M. Pimentel y V. Ramos. 2012. Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin (south-central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin. *Geology* 40(6): 559-562.
- Drake, R., R. Charrier, R. Thiele, F. Munizaga, H. Padilla y M. Vergara. 1982. Distribución y edades K - Ar de volcánicas post-Neocomianas en la Cordillera Principal entre 32° y 36' L.S. Implicaciones estratigráficas y tectónicas para el Meso-Cenozoico de Chile Central. *Proceedings 3rd Congreso Geológico Chileno* 1: D42-D78.
- Drake, R. E. 1976. Chronology of cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes -- latitudes 35° 30' to 36°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 1(3): 265-284.
- Dungan, M. A., A. Wulff y R. Thompson. 2001. Eruptive stratigraphy of the Tatara-San Pedro complex, 36 S, Southern Volcanic Zone, Chilean Andes: reconstruction method and implications for magma evolution at long-lived arc volcanic centers. *Journal of petrology* 42(3): 555-626.
- England, P. y P. Molnar. 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology* 18(1173-1177).
- Erslev, E. A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology* 19(6): 617-620.
- Farías, M. 2007. Tectonique, érosion et évolution du relief dans les Andes du Chili Central au cours du Néogène, Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- Farías, M., D. Comte, R. Charrier, J. Martinod, C. David, A. Tassara, F. Tapia y A. Fock. 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics* 29: 22.
- Farías, M., R. Charrier, S. Carretier, J. Martinod, A. Fock, D. Campbell, J. Cáceres y D. Comte. 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S). *Tectonics* 2006TC002046.
- Farías, M., R. Charrier, S. Carretier, F. Tapia, D. Astaburuaga, J. Puratic, M. Rodríguez y G. Garrido (2012). Contribución de largo plazo de la segmentación climática en Chile Central a la construcción andina. Congreso geológico chileno, Antofagasta.
- Fedo, C. M., K. N. Sircombe y R. H. Rainbird. 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53(1): 277-303.

- Feeley, T. C. y M. A. Dungan. 1996. Compositional and Dynamic Controls on Mafic—Silicic Magma Interactions at Continental Arc Volcanoes: Evidence from Cordón El Guadal, Tatara-San Pedro Complex, Chile. *Journal of petrology* 37(6): 1547-1577.
- Ferguson, K., M. Dungan, J. Davidson y M. Colucci. 1992. The Tatara—San Pedro Volcano, 36 S, Chile: a chemically variable, dominantly mafic magmatic system. *Journal of petrology* 33(1): 1-43.
- Flynn, J. J., A. R. Wyss, D. A. Croft y R. Charrier. 2003. The Tinguiririca Fauna, Chile: biochronology, paleoecology, biogeography, and a new earliest Oligocene South American Land Mammal [']Age'. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 195(3-4): 229-259.
- Flynn, J. J., A. R. Wyss y R. Charrier. 2007. South America's missing mammals. *Scientific American* 296(5): 68-75.
- 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. M.Sc., Universidad de Chile.
- Fock, A., R. Charrier, M. Fariás y M. A. Muñoz. 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico. *Asociación Geológica Argentina, Serie Publicación Especial* 6(48-55).
- Folguera, A. y V. A. Ramos (2008). Southern Andean (34°-46°S) tectonic evolution through the inception of Cretaceous to Neogene shallow subduction zones: A south to north trend? VII International Symposium of Andean Geodynamics, Extended Abstracts:.
- Franzese, J. R. y L. A. Spalletti. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14(3): 257-270.
- Franzese, J. R., G. D. Veiga, E. Schwarz y I. Gomez-Perez. 2006. Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquen Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 163: 707-721.
- Galarza, B. J., G. Zamora Valcarce, A. Folguera y G. L. Bottesi. 2009. Geology and tectonic evolution of the cordilleran front at 36°39'S: The Yihuin-Huaca y Puntilla de Huincán blocks, Mendoza. *Geología y evolución tectónica del frente cordillerano a los 36°30's: Bloques de Yihuin-Huaca y Puntilla de Huincán. Mendoza* 65(1): 170-191.
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. *J. Geol. Soc. London* 129: 93-131.
- Giambiagi, L., F. Bechis, V. García y A. Clark (2005). Temporal and spatial relationship between thick- and thin-skinned deformation in the thrust front of the Malargüe fold and thrust belt, southern Central Andes. VI International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, IRD.
- Giambiagi, L., M. Ghiglione, E. Cristallini y G. Bottesi. 2009. Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology* 31(12): 1443-1457.
- Giambiagi, L., J. Mescua, F. Bechis, A. Tassara y G. Hoke. 2012. Thrust belts of the southern Central Andes: Along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation. *Geological Society of America Bulletin* 124(7-8): 1339-1351.
- Giambiagi, L. B., P. P. Alvarez, E. Godoy y V. A. Ramos. 2003. The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics* 369(1-2): 1-19.
- Godoy, E. 1988. Y Klohn tenía razón: La Formación Colimapu recupera sus miembros basales. *Proceedings 5th Congreso Geológico Chileno* 3: H101-H120.

- Godoy, E. y L. Lara (1994). Segmentación estructural andina a los 33°-34°S:nuevos datos en la Cordillera Principal. 7° Congreso Geológico Chileno, Concepción.
- Godoy, E. y W. Palma (1990). El Corrimiento del Fierro y su propagación en el alto río Maipo, Andes de Chile central: un evento Oligoceno a Mioceno inferior. Actas, Simposio sobre el Terciario de Chile, 2nd, Concepción.
- Godoy, E., G. Yáñez y E. Vera. 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.
- González, A. 2008. Análisis estructural entre los valles del Río Tinguiririca y Teno, Cordillera Principal de Chile Central: Microsismicidad y Geología Superficial, Universidad de Chile.
- González, O. y M. Vergara. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S. Instituto Geología, Universidad de Chile, Santiago 24.
- González, O. L. 1963. Observaciones geológicas en el valle del río Volcán.
- Grunder, A. L., J. M. Thompson y W. Hildreth. 1987. The hydrothermal system of the Calabozos caldera, central Chilean Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32(4): 287-298.
- Hallam, A., L. Biró-Bagóczy y E. Pérez. 1986. Fades analysis of the Lo Valdes Formation (Tithonian-Hauterivian) of the High Cordillera of central Chile, and the palaeogeographic evolution of the Andean Basin. *Geological Magazine* 123: 425-435.
- Hayward, A. B. y R. H. Graham. 1989. Some geometrical characteristics of inversion. *Inversion tectonics*: 17-39.
- Hildreth, W. y R. E. Drake. 1992. Volcán Quizapu, Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology* 54(2): 93-125.
- Hildreth, W., A. Grunder y R. Drake. 1984. The Loma Seca Tuff and the Calabozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile. *Geological Society of American Bulletin* 95(1): 45-54.
- Howell, J., E. Schwarz, L. Spalletti y G. D. Veiga (2005). The Neuquén Basin:an overview. *Geological Society Special Publication:The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. J. Howell, E. Schwarz, L. Spalletti and G. D. Veiga. Londres. 252: 1-14.
- Introcaso, A., M. Pacino y H. Fraga. 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30 and 35 S. *Tectonophysics* 205(1): 31-48.
- Isacks, B. L. 1988. Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research* 93(B4): 3211-3231.
- Jordan, T. E., W. M. Burns, R. Veiga, F. Pangaro, P. Copeland, S. Kelley y C. Mpodozis. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20(3): 308-324.
- Jordan, T. E., B. L. Isacks, R. W. Allemendinger, J. A. Brewer, V. A. Ramos y C. J. Ando. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America* 94: 341-361.
- Kay, S. M. y A. Kurtz. 1995. Magmatic and Tectonic Characterization of the El Teniente Region.
- Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. Instituto de Investigaciones Geológicas Boletín n°8: 95.
- Kurtz, A. C., S. M. Kay, R. Charrier y E. Farrar. 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, central Chile (34-35°S). *Revista Geologica de Chile* 24(1): 75-90.

- Lamb, S. y P. Davis. 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature* 425(6960): 792-797.
- Lamb, S., L. Hoke, L. Kennan y J. Dewey (1997). Cenozoic evolution of the central Andes in Bolivia and northern Chile. *Orogeny through time*. J.-P. Burg and M. Ford: 237-264.
- Legarreta, L., C. Gulisano, G. Chebli y L. Spalletti. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). *Cuencas sedimentarias argentinas* 6.
- Levi, B., L. Aguirre, J. O. Nystrom, H. Padilla y M. Vergara. 1989. Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes. *Journal of Metamorphic Geology* 7(5): 487-495.
- Litvak, V., A. Forguera y V. A. Ramos (2008). Determination of an arc-related signature in Late Miocene volcanism over the San Rafael Block, Southern Central Andes (34°30"-37°) Argentina: The Payenia shallow subduction zone. 7 International Symposium of Andean Geodynamics, Extended Abstracts.
- Malbran, F. 1986. Geología del Cuadrángulo Rio Clarillo y de la parte norte del Cuadrángulo Sierras de Bellavista, hoya del río Tinguiririca.
- Maceda, R. y D. Figueroa. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquen Rift in the Malarguee fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *AAPG Memoir* 62: 369-382.
- Martinez, R. y R. Osorio. 1963. Consideraciones preliminares sobre la presencia de Carófitas fósiles en la formación Colimapu.
- Mégard, F. 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society* 141(5): 893-900.
- Mescua, J. 2010. Evolución estructural de la Cordillera principal entre las Choicas y Santa Elena (35°S), Provincia de Mendoza, Argentina, Universidad de Buenos Aires.
- Mescua, J. F., L. GIAMBIAGI y F. Bechis (2008). Late Jurassic extensional tectonics in the southwestern Mendoza province, Argentina. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts.
- Montanari, D., G. Corti, F. Sani, C. Del Ventisette, M. Bonini y G. Moratti. 2010. Experimental investigation on granite emplacement during shortening. *Tectonophysics* 484(1): 147-155.
- Mpodozis, C. y V. A. Ramos (1989). The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources. G. E. Erickson, M. T. Cañas and J. A. Reinemund. 11: 59-90.
- Muñoz, J. y H. Niemeyer. 1984. Hoja Laguna del Maule: Regiones del Maule y del BioBio: carta geológica de Chile 1: 250.000, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Muñoz, M., F. Fuentes, M. Vergara, L. Aguirre, J. Olov Nyström, G. Féraud y A. Demant. 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50'S). *Revista geológica de Chile* 33: 109-140.
- Naranjo, J. A. y M. J. Haller. 2002. Erupciones holocenas principalmente explosivas del volcán Planchón, Andes del sur (35°15'S). *Revista geológica de Chile* 29: 93-113.
- Nelson, S. T., J. P. Davidson, M. T. Heizler y B. J. Kowallis. 1999. Tertiary tectonic history of the southern Andes: The subvolcanic sequence to the Tatara-San Pedro volcanic complex, lat 36° S. *Geological Society of America Bulletin* 111(9): 1387-1404.

- Nur, A. y Z. Ben-Avraham. 1981. Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America. . Mem. Geol. Soc. Amer. 154: 729-740.
- Nyström, J., M. Parada y M. Vergara. 1993. Sr-Nd isotope compositions of Cretaceous to Miocene volcanic rocks in central Chile: a trend towards a MORB signature and a reversal with time.
- Nyström, J. O., M. Vergara, D. Morata y B. Levi. 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33 degrees 15 '-33 degrees 45 ' S). Geological Society of America Bulletin 115(12): 1523-1537.
- Oncken, O., D. Hindle, J. Kley, K. Elger, P. Victor y K. Schemmann (2006). Deformation of the Central Andean Upper Plate System — Facts, Fiction, and Constraints for Plateau Models. The Andes. O. Oncken, G. Chong, G. Franzet al, Springer Berlin Heidelberg 10.1007/978-3-540-48684-8\_1: 3-27.
- Orts, D. L., A. Folguera, M. Gimenez y V. A. Ramos. 2012. Variable structural controls through time in the Southern Central Andes (similar to 36 degrees S). Andean geology 39(2): 220-241.
- Parada, M. A., G. Féraud, F. Fuentes, L. Aguirre, D. Morata y P. Larrondo. 2005. Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile. Journal of the Geological Society 162(2): 273-287.
- Pardo-Casas, F. y P. Molnar. 1987. Relative motion of the Nazca ( Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. Tectonics 6(3): 233-248.
- Pilger, R. 1983. Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions. Geodynamics of the eastern Pacific region, Caribbean and Scotia ares (Cabré, R: 113-125.
- Pilger, R. H. 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. Geological Society of America Bulletin 92(7 pt 1): 448-456.
- Pinto, L., C. Muñoz, T. Nalpas y R. Charrier. 2010. Role of sedimentation during basin inversion in analogue modelling. Journal of Structural Geology 32(4): 554-565.
- Piquer, J. 2004. Ambiente geológico del Prospecto Infiernillo, cordillera de Curicó, VII Región. Memoria de Título (Inédito), Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Piquer, J., J. C. Castelli, R. Charrier y G. Yáñez. 2010. El Cenozoico del alto río Teno, Cordillera Principal, Chile central: estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas. Andean geology 37: 32-53.
- Ramos, V. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences 22(3): 183-190.
- Ramos, V. A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South-America - a Collisional History. Episodes 11(3): 168-174.
- Ramos, V. A., M. Cegarra y E. Cristallini. 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30-36°S latitude). Tectonophysics 259(1-3): 185-200.
- Ramos, V. A., E. O. Cristallini y D. J. Perez. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. Journal of South American Earth Sciences 15(1): 59-78.
- Ramos, V. A. y A. Folguera. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. Special Publication Geological Society of London 252: 15.
- Ramos, V. A. y A. Folguera. 2009. Andean flat-slab subduction through time. Geological Society, London, Special Publications 327(1): 31-54.

- Ramos, V. A. y A. Folguera. 2010. Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *Volcanology and Geothermal Research* 10.1016/j.jvolgeores.2010.09.008
- Ramos, V. A. y S. M. Kay. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°–39°S latitude). *Geological Society of America Special Papers* 407: 1-17.
- Ramos, V. A., B. J. Mahoney, D. Kimbrough, O. Lovera, M. Grove y G. Gehrels. 2007. Detrital zircons from Neogene synorogenic deposits reveal the uplift history of the highest Andes, Mendoza, Argentina. *Ore and Orogenesis: a Symposium Honoring the Career of William R. Dickinson*: 127.
- Rauld, R. 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano Santiago Oriente entre el río Mapocho y la Quebrada de Macul, Chile.
- Rutland, R. W. R. 1971. Andean Orogeny and Ocean Floor Spreading. *Nature* 233(5317): 252-255.
- Sagripanti, L., G. Bottesi, M. Naipauer, A. Folguera y V. A. Ramos. 2011. U/Pb ages on detrital zircons in the southern central Andes Neogene foreland (36°–37°S): Constraints on Andean exhumation. *Journal of South American Earth Sciences* 32(4): 555-566.
- Sellés, D. y P. Gana. 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal. Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geología Básica 4.
- Sempere, T., G. Hérial, J. Oller y M. G. Bonhomme. 1990. Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology* 18: 946.
- Sernageomin. 2003. Carta Geológica de Chile (escala 1:1.000.000). Servicio Nacional de Geología y Minería Publicación Geológica Digital 4.
- Silver, P. G., R. M. Russo y C. Lithgow-Bertelloni. 1998. Coupling of South America and African plate motion and plate deformation. *Science* 279(5347): 60-63.
- Silvestro, J. y M. Atencio. 2009. La cuenca cenozoica del río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 154-169.
- Silvestro, J., P. Kraemer, F. Achilli y W. Brinkworth. 2005. Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35°- 36° S, Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 627-643.
- Singer, B. S. y M. S. Pringle. 1996. Age and duration of the Matuyama-Brunhes geomagnetic polarity reversal from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar incremental heating analyses of lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 139(1): 47-61.
- Singer, F. C. a. B. 2002. Evolution of Holocene Dacite and Compositionally Zoned Magma, Volcán San Pedro, Southern Volcanic Zone, Chile. *Journal of petrology* 43(8): 1571-1593.
- Sobolev, S. V. y A. Y. Babeyko. 2006. Modeling subduction of the continental crust at the Andean type convergent margin. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 70(18, Supplement): A601.
- Soler, P. y M. Bonhomme. 1990. Relations of magmatic activity to plate dynamics in Central Perú from Late Cretaceous to present. *geological Society of America* 241: 173-191.
- Somoza, R. (1996). Geocinématica de América del Sur durante el Cretácico: su relación con la evolución del margen pacífico y la apertura del Atlántico Sur. 13 Congreso Geológico Argentino.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11(3): 211-215.



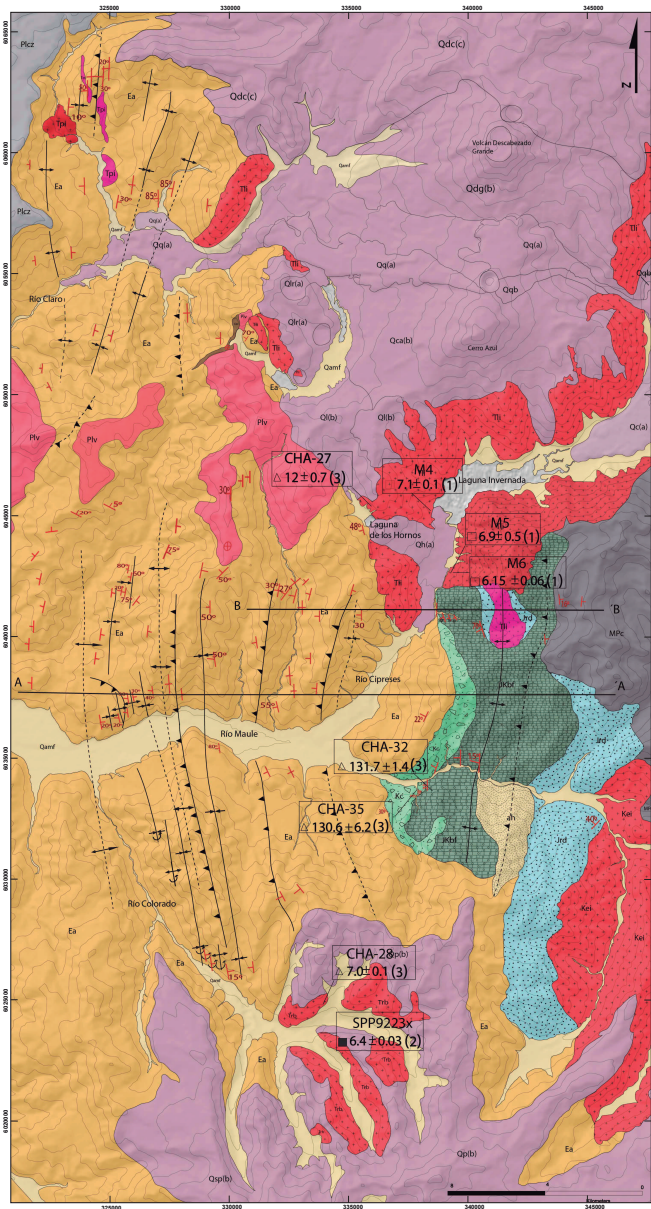
- Somoza, R. y M. E. Ghidella. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 797-809.
- Somoza, R. y C. B. Zaffarana. 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters* 271(1-4): 267-277.
- Spikings, R., M. Dungan, J. Foeken, A. Carter, L. Page y F. Stuart. 2008. Tectonic response of the central Chilean margin (35-38 degrees S) to the collision and subduction of heterogeneous oceanic crust: a thermochronological study. *Journal of the Geological Society* 165: 941-953.
- Sruoga, M., A. Etcheverría y D. Folguera. 2002. Hoja geológica 3569-I, Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. *Segemar Boletín* 290: 1-114.
- Stipanovic, P. N. 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24(4): 367-388.
- Stipanovic, P. N., F., O. L. Rodrigo, Baulés y C. G. Martínez. 1968. Las formaciones precenomanianas en el denominado macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. 23: 67-98.
- Suppe, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am J Sci* 283(7): 684-721.
- Tapia. 2010. Análisis Estructural del Sector Occidental de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe en el Curso Superior del Río Colorado de Lontué (35° 18' y 35°23's), Región del Maule, Chile, Universidad de Chile.
- Tassara, A. y A. Echaurren. 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International* 189(1): 161-168.
- Tavera, J. 1948. Informe paleontológico sobre fauna existente en las calizas dolomíticas del Maule. *Int. de Geología, U. de Chile*. Inédito.
- Thiele, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería Carta Geológica de Chile 29.
- Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, *Boletín* 2: 1-86.
- Tunik, M., A. Folguera, M. Naipauer, M. Pimentel y V. A. Ramos. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489(1-4): 258-273.
- Vergani, G. D., J. Tankard, J. Belotti y J. Welsink (1995). Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. *Petroleum Basins of South America*, in: J. Tankard, R. Suarez and J. Welsink, AAPG Memoir 62: 383-402.
- Vergara, M. 1978. Comentario sobre la edad de las Formaciones Cola de Zorro y Farellones, Chile central. *Andean geology* 5(1).
- Vergara, M. y F. Munizaga. 1974. Age and evolution of the Upper Cenozoic andesitic volcanism in central-south Chile. *Geological Society of America Bulletin* 85(4): 603-606.
- Vergara, M. y B. Muñoz. 1982. La Formación Cola de Zorro en la alta Cordillera Andina chilena (36°-39° Lat. S), sus características petrográficas y petrológicas: una revisión. *Andean geology* 9(3).
- Vicente, J. C. 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(1): 221-250.

- Wall, R., D. Sellés y P. Gana. 1999. Geología de la Hoja Santiago, área de Tiltill-Santiago, Región Metropolitana Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa Geológico 11.
- White, N. J., J. A. Jackson y D. P. McKenzie. 1986. The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. *Journal of Structural Geology* 8(8): 897-909.
- Williams, G. y I. Vann. 1987. The geometry of listric normal faults and deformation in their hangingwalls. *Journal of Structural Geology* 9(7): 789-795.
- Wulff, A. H. 2008. Chemical stratigraphy of lavas from the Casitas Shield, Descabezado Grande-cerro Azul volcanic complex, Chilean Andes. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 72(12): A1040-A1040.
- Yamada, Y. y K. McClay. 2003. Application of geometric models to inverted listric fault systems in sandbox experiments. Paper 1: 2D hanging wall deformation and section restoration. *Journal of Structural Geology* 25(9): 1551-1560.
- Yáñez, G., J. Cembrano, M. Pardo, C. Ranero y D. Selles. 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipu major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: Geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences* 15(1): 23-38.
- Yáñez, G., C. R. Ranero, R. Von Huene y J. Díaz. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth* 106(B4): 6325-6345.
- Zapatta, F. 1995. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructura del área de Termas del Flaco, valle del río Tinguiririca, VI Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Zonenshayn, L. P., L. A. Savostin y A. P. Sedov. 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for last 160 million years. *Geotectonics* 18: 181-195.
- Zurita, E. 1999. Historia de enterramiento y exhumación de la Formación Abanico= Coya-Machalí, Cordillera Principal, Chile Central, Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Zurita, E., N. Muñoz, R. Charrier, P. S. Harambour y S. Elgueta (2000). Madurez termal de la materia orgánica de la Formación Abanico-Coya Machali, Cordillera Principal, Chile Central. Congreso Geológico Chileno 9th, Actas , p. 726-730.


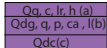

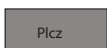



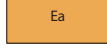

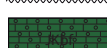

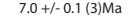
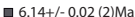
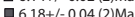
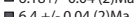

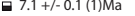

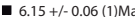
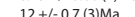

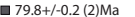
# **MAPA GEOLÓGICO ZONA DE ESTUDIO**

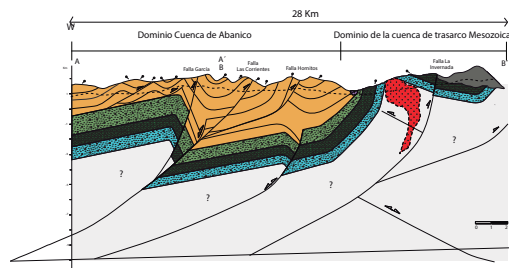
# MAPA GEOLÓGICO REGIÓN DEL MAULE

35°30' Y 36° S  
ESCALA 1:50.000










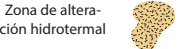







## LEYENDA

-  Depósitos cuaternarios, fluviales, aluviales y morrénicos.
-  Depósitos cuaternarios volcánicos. Rocas volcánicas provenientes del CVDGQA, Complejo Volcánico Tatara-San Pedro-Pellado y Complejo Calabozos. (q: Quizapu; c: La Resolana; h: Hornitos; dg: Descabezado grande; p: Pellado; ca: Cerro Azul; l: Lignimbrita; dc: Descabezado Chico)
-  Depósitos volcánicos indiferenciados (Pleistoceno) Rocas volcánicas (Brechas andesíticas)
-  Formación Cola de Zorro (Plioceno Inferior-Pleistoceno Inferior) Rocas volcánicas (basáltos y andesitas)
-  Formación Campanario (Mioceno Medio). Rocas volcánicas (Tobas, dacitas, brechas volcánicas y ignimbritas)
-  Unidad El Burro (Mioceno Inferior-Medio?). Rocas sedimentarias continentales (Brechas y conglomerados)
-  Formación Abanico (Eoceno Superior- Mioceno Inferior). Rocas volcánicas y sedimentarias lacustres (Brechas andesíticas, tobas, lutitas areniscas y calizas)
-  Formación Colimapu (Barremiano-Albiano). Rocas sedimentarias continentales (Areniscas, lutitas y conglomerados de coloración rojiza)
-  Formación Baños del Flaco (Hauteriviense). Rocas sedimentarias marinas (Caliza, arenisca y conglomerados calcáreos)
-  Formación Río Damas (Kimmeridgiano). Rocas sedimentarias continentales ( Conglomerados, brechas conglomerádicas, areniscas, limolitas y niveles de yeso)
-  Pórfidos intrusivos
-  7.0 +/- 0.1 (3)Ma
-  6.14 +/- 0.02 (2)Ma
-  6.18 +/- 0.04 (2)Ma
-  6.4 +/- 0.04 (2)Ma
-  Plutón Risco Bayo y Huemul. Granito silíceo subcalino
-  7.1 +/- 0.1 (1)Ma
-  6.9 +/- 0.5 (1)Ma
-  6.15 +/- 0.06 (1)Ma
-  12 +/- 0.7 (3)Ma
-  Plutón El Indio. Granodiorita de Hornblenda y biotita.
-  79.8 +/- 0.2 (2)Ma



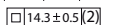
## SIMBOLOGÍA

- Falla Inversa 
  - Traza Perfil 
  - Río 
  - Anticlinal 
  - Sinclinal 
  - Rumbo y manto 
  - Manto subhorizontal 
  - Contacto cubierto 
  - Discordancia 
  - Zona de alteración hidrotermal 
  - ..... Límite inferior observado
- Dataciones radiométricas

  -  K-Ar en ortoclase
  -  K-Ar en hornblenda
  -  K-Ar en biotita
  -  Ar-Ar en biotita
  -  U-Pb

Edad (Ma)

Referencia

 14.3 ± 0.5 (2)

(1) Drake, (1974)  
(2) Nelson et al., (1999)  
(3) Este trabajo