



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

**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), REGION DEL
MAULE, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

FELIPE FERNANDO TAPIA SILVA

PROFESOR GUÍA

MARCELO FARÍAS THIERS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

CESAR ARRIAGADA ORTEGA

Santiago Chile,

2010

Resumen

Actualmente existen dos modelos extremos que proponen distintas geometrías para la configuración y construcción de los Andes. Mientras uno plantea que la estructura que controla la evolución morfotectónica corresponde a un despegue a escala cortical de vergencia este, el otro plantea una estructura de vergencia oeste responsable de la deformación y alzamiento del orógeno.

El objetivo general del presente trabajo es establecer un modelo y evolución estructural del sector occidental de la faja plegada corrida de Malargüe (FPCM) entre los $35^{\circ}18'$ y $35^{\circ}25'S$ con el objeto de entender la arquitectura del orógeno andino en esta zona y compararlo con la reportado en otras latitudes.

En el área de estudio se reconocieron 2 dominios estructurales: el Dominio Cuenca de Abanico, donde las estructuras presentan un rumbo NNE-SSW; y el Dominio Faja Plegada y Corrida de Malargüe, donde presentan rumbos NNW-SSE y N-S. Se identificó que esta diferencia de rumbos se debe a la influencia que ejercieron y ejercen las estructuras heredadas de las extensiones mesozoicas y cenozoicas, relacionadas a la Cuenca de Neuquén y Cuenca de Abanico respectivamente, durante la etapa de compresión neógena.

Sobre la base de las características de la Falla El Novillo, relación de corte de la misma y la ausencia de rocas pertenecientes a la Formación Abanico al este de la falla, se establece que el borde oriental de la Cuenca de Abanico para el área comprendida en este estudio corresponde a la Falla El Novillo, la cual corresponde a una falla normal que controló el depósito de la Formación Abanico y que posteriormente fue invertida, durante un episodio de deformación compresivo.

A partir del análisis estructural realizado se puede establecer al menos 3 eventos de deformación para el ámbito de la Cordillera Principal en la región considerada en este trabajo: Evento de deformación D1 (Mioceno Temprano-Mioceno Medio): inversión de la Cuenca de Abanico y se deposita en el antepaís la Unidad Estratos del Colorado; Evento de deformación D2 (Mioceno Medio-Mioceno Tardío): comienzo de la faja plegada y corrida de Malargüe en el área de estudio y acumulación de la Unidad Estratos del Colorado en una cuenca de *piggy-back*; Evento de deformación D3 (Mioceno Tardío-presente): deformación fuera de secuencia.

Agradecimientos

Tanta gente que agradecer en estos 9 años de universidad que no alcanzarían las hojas, por eso quiero escribir unas palabras para recordar a toda la gente que fui conociendo en este tiempo, y que de una u otra forma me han ayudado dándome un consejo, escuchando algún problema o simplemente respondiendo un saludo. A todos ellos un abrazo y todo el éxito que deseen alcanzar.

De forma particular me gustaría agradecer a mis compañeros de curso, en especial a Mary, Nico, Gabriel, Vero, Iñigo, Paola, con los cuales la carrera, los terrenos y la vida se hizo mucho más feliz. A las personas que trabajan en el departamento que siempre estuvieron dispuestos a ayudar en los que ellos pudieran, a María Rosa, a Cristi, a Maritza, al Kilo, a Carlos Gómez, Carlos Alvarado, la Rosita, a todos muchas gracias y nos seguimos viendo, que todavía no me voy.

Un parte importante de estos agradecimientos es para mi familia por su apoyo, amor incondicional y paciencia en este largo camino que he recorrido para llegar hasta aquí. A mis padres gracias por todo lo que me han enseñado ya que gracias a eso he podido alcanzar todas las metas que me he propuesto. Los quiero.

Agradecer a Lu quien este año que ha estado junto a mí, ha sido un pilar y una compañera invaluable. Gracias por aguantarme en los días de mal humor, de ayudarme en todo y siempre estar ahí cuando lo necesitaba.

Por último agradecer a los profesores de la comisión Reynaldo Charrier, Cesar Arriagada, con quienes he compartido más de un terreno y me han enseñado mucho sobre la geología y la vida. En especial quisiera agradecer a Marcelo, que desde que comenzamos a trabajar juntos en este proyecto siempre me ha apoyado y ha creído en mí, y se ha convertido en un verdadero amigo.

Para terminar, y para que quede en los anales de ciencia, agradezco al proyecto FONDECYT 11085022, que gracias a él se pudo realizar este trabajo.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

I. INTRODUCCION	9
I.1 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA	9
I.2 HIPÓTESIS DE TRABAJO	19
I.3 OBJETIVOS	19
I.3.1 Objetivo General	19
I.3.2 Objetivos Específicos	19
I.4 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	20
I.5 METODOLOGÍA Y PLAN DE TRABAJO	22
I.5.1 Trabajo en gabinete pre-campaña	22
I.5.2 Trabajo de campaña	22
I.5.3 Trabajo en gabinete post-campaña	22
II. MARCO GEOTECTÓNICO	23
II.1 MARCO TECTÓNICO DURANTE EL CENOZOICO	23
II.2 UNIDADES MORFOESTRUCTURALES A LOS 35°S.	25
II.3 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	26
III. ESTRATIGRAFÍA	30
III.1 INTRODUCCIÓN	30
III.2 ESTRATIGRAFÍA	34
III.2.1 Formación Valle Grande (González y Vergara, 1962)	34
III.2.2 Formación Vega Negra (González y Vergara, 1962)	38
III.2.3 Unidad Debía	40
III.2.4 Formación Abanico (Aguirre, 1960)	42
III.2.5 Unidad Estratos del Colorado.	47
III.2.6 Formación Cola de Zorro (González y Vergara 1962)	52
III.2.7 Unidad volcán Peteroa-Azufre (Naranjo et al., 1999)	53
III.2.8 Formación Loma Seca	53

IV. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	55
IV.1 ESTRUCTURA SUPERFICIAL	55
IV.1.1 Introducción	55
IV.1.2 Dominio Cuenca de Abanico (DCA)	57
IV.1.3 Bloque El Novillo	57
IV.1.4 Dominio Faja Plegada y Corrida de Malargüe (DFPCM)	61
IV.2 INTERPRETACIÓN EN PROFUNDIDAD.	66
IV.2.1 Metodología	66
IV.2.2 Análisis de la sección estructural	68
V. DISCUSIONES	79
V.1 DIFERENCIAS EN EL RUMBO DE LAS ESTRUCTURAS	79
V.2 DIFERENCIAS EN LA CINEMÁTICA DE DEFORMACIÓN	81
V.3 EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DURANTE EL CENOZOICO	83
V.4 COMPARACIÓN DEL ESTILO DE DEFORMACIÓN EN UN CONTEXTO REGIONAL	86
VI. CONCLUSIONES	90
REFERENCIAS	92

INDICE DE FIGURAS

FIGURA I-1.	10
FIGURA I-2	12
FIGURA I-3.	13
FIGURA I-4.	15
FIGURA I-5.	18
FIGURA I-6	21
FIGURA II-1.....	24
FIGURA II-2.....	25
FIGURA II-3.....	27
FIGURA II-4.	29
FIGURA III-1	31
FIGURA III-2.	32
FIGURA III-3	33
FIGURA III-4	35
FIGURA III-5	37
FIGURA III-6	37
FIGURA III-7	39
FIGURA III-8	41

FIGURA III-9	42
FIGURA III-10	44
FIGURA III-11	46
FIGURA III-12	47
FIGURA III-13	48
FIGURA III-14.	49
FIGURA III-15	50
FIGURA III-16	51
FIGURA III-17	52
FIGURA IV-1.....	57
FIGURA IV-2.....	58
FIGURA IV-3.....	60
FIGURA IV-4.....	61
FIGURA IV-5.....	62
FIGURA IV-6.....	62
FIGURA IV-7.....	63
FIGURA IV-8.....	64
FIGURA IV-9.....	65
FIGURA IV-10.....	68
FIGURA IV-11.....	69

FIGURA IV-12..... 72

FIGURA IV-13..... 75

FIGURA IV-14..... 76

FIGURA IV-15..... 78

FIGURA V-1 80

FIGURA V-2 82

FIGURA V-3 83

FIGURA V-4 85

FIGURA V-5 87

FIGURA V-6 89

I. INTRODUCCIÓN

I.1 Formulación del Problema

Los Andes son la cadena montañosa activa más alta y larga de la Tierra formada en un margen convergente de subducción (Charrier et al., 2002; Farias et al., 2010). En los últimos años se han planteado diferentes modelos que integran toda la información que se ha logrado acumular respecto a la evolución de la Cordillera de los Andes.

Es así como actualmente existen dos modelos extremos que proponen distintas geometrías para la configuración y construcción de los Andes, entre 33° y 34°S. Mientras uno plantea que la estructura que controla la evolución morfotectónica corresponde a un despegue a escala cortical de vergencia este (Figura I-1) (Farias et al., 2010), el otro plantea 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 (Armijo et al., 2010).

Para la validación de algunos de los modelos propuestos para otras latitudes, se hace necesario el estudio estructural, entre otros estudios, de la Cordillera Principal, donde se desarrollan un sin fin de zonas y estilos estructurales, como las fajas plegadas y corridas, las cuales podrían mostrar la aplicabilidad de uno u otro modelo para otras latitudes.

Las fajas plegadas y corridas (FPC) están alojadas en sectores someros de la corteza terrestre, donde las rocas han sido sometidas a grandes esfuerzos compresivos. Es por ello que se pueden encontrar en márgenes convergentes de placas, esto es, en zonas de subducción tipo

andina o en zonas de colisión (Figura I-2). Las estructuras más comunes que acomodan la deformación dentro de dichas fajas son pliegues, fallas inversas y corrimientos.

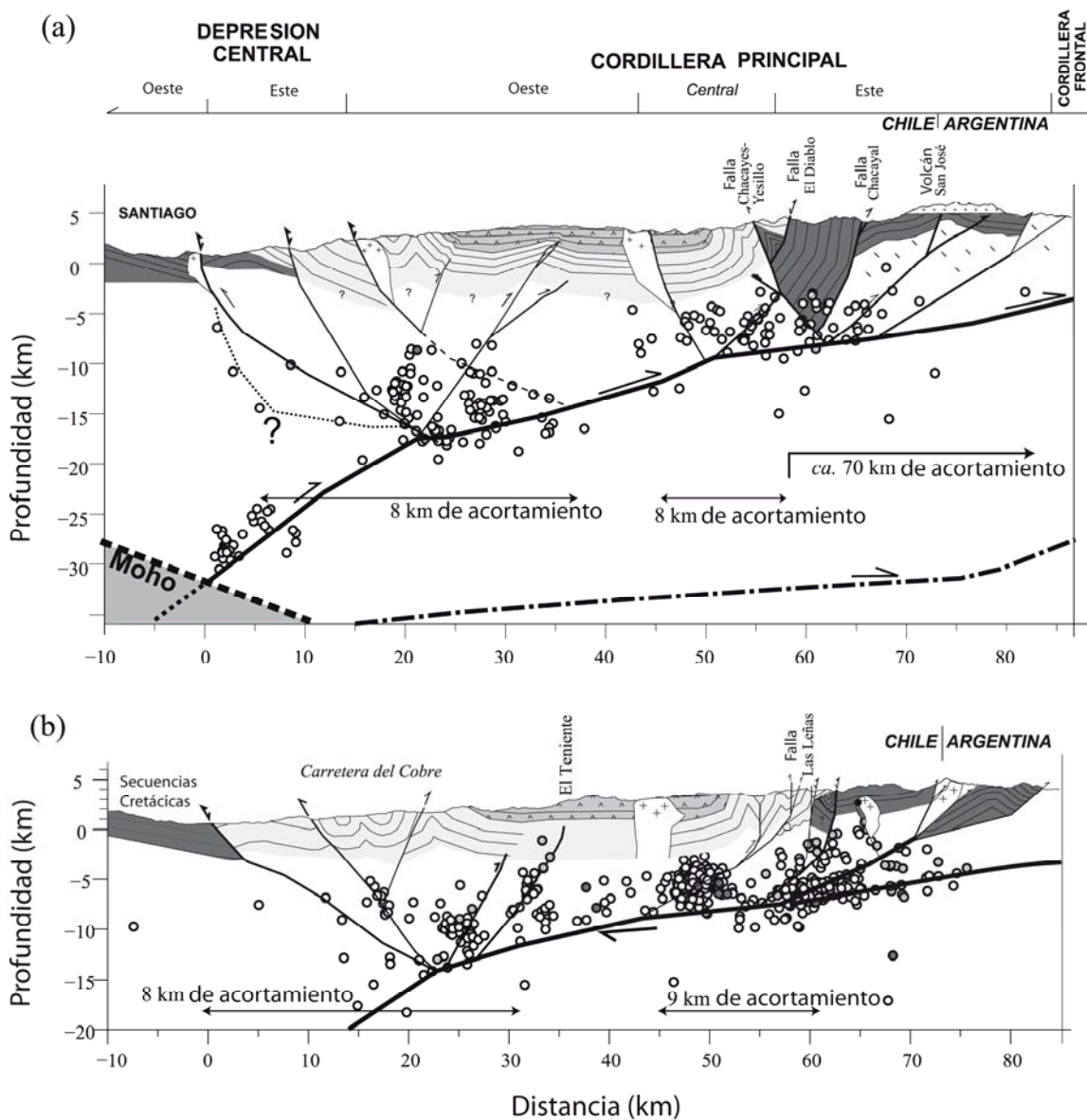


Figura I-1. Secciones estructurales y sismicidad superficial. (a) Perfil a la latitud del Río Maipo. (b) Perfil a la latitud del Río Cachapoal. Tomado de Farías et al., 2010.

La vergencia de una FPC indica el sentido de transporte tectónico y es opuesta a la inclinación de la mayoría de las fallas y planos axiales de los pliegues. Un modo de clasificar las FPC fue propuesto por Roeder (1973), el cual se basa en la vergencia de las estructuras. Si la vergencia es opuesta a la inclinación de la zona de subducción relacionada con FPC, se dice que ésta es sintética, de lo contrario, es antitética (Figura I-2).

Otra forma de clasificar las FPC es mediante los niveles estructurales involucrados (Roeder, 1973). De esta manera, existen FPC de piel fina o epidérmica (*thin-skinned fold and thrust belt*) las cuales no involucran *in-situ* al basamento en la deformación y sólo participa la cobertura, normalmente sedimentaria. Los niveles basales de despegue de este grupo, en general, no exceden los 7-8 km de profundidad. Se caracterizan por desarrollar estructuras continuas en el rumbo correspondientes a corrimientos de bajo ángulo. Las FPC que involucran rocas de basamento se denominan de piel gruesa o de basamento (*thick-skinned fold and thrust belt*) presentan estructuras discontinuas a lo largo de su rumbo, así como una importante participación de fallas inversas de alto ángulo, siendo también comunes estructuras transversales. En general, las FPC presentan ambos tipos de deformación.

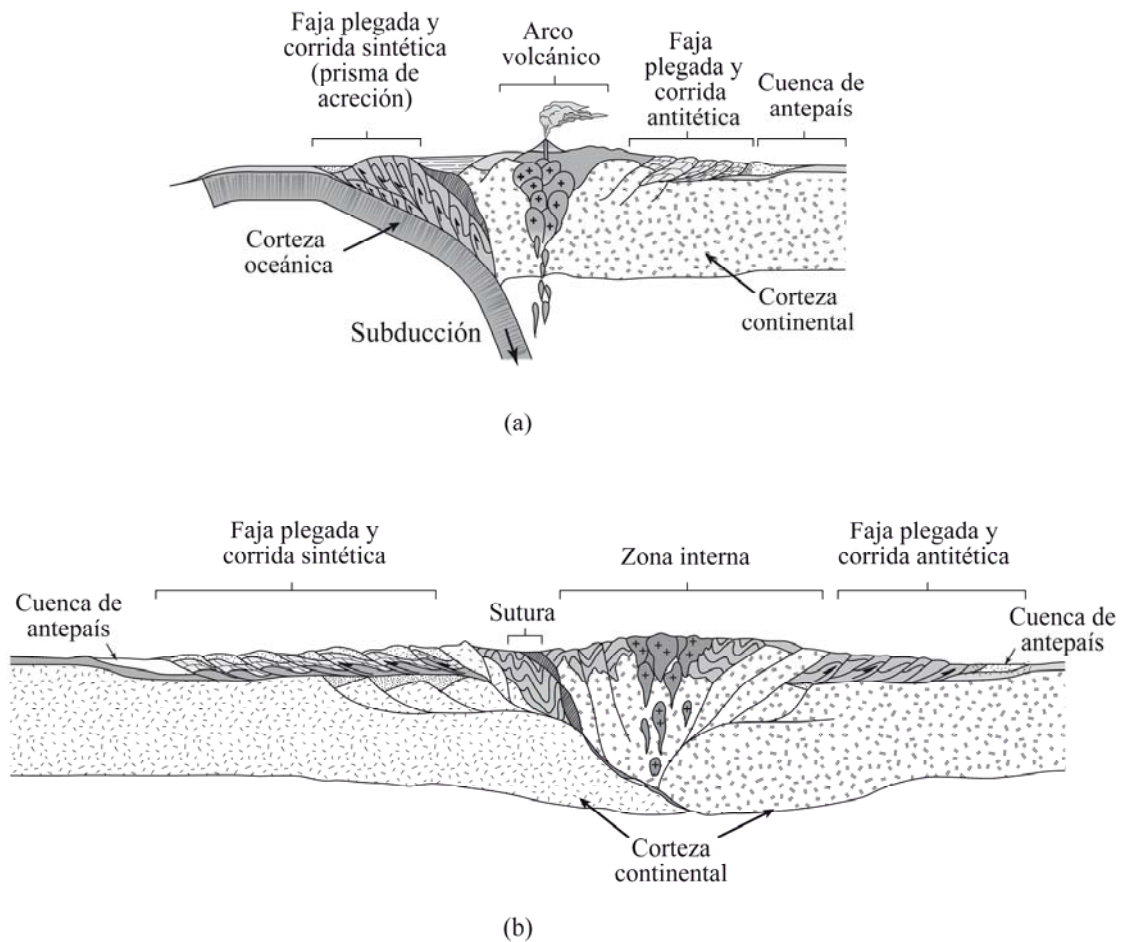


Figura I-2: (a) Sección regional de una zona de subducción tipo andino. (b) Sección regional de una zona de colisión. En ambas secciones se puede observar donde se desarrollan las fajas plegadas y corridas sintéticas y antitéticas.

A lo largo de los Andes de Chile y Argentina Central, entre 31° y 36°S, podemos encontrar varias zonas donde se han desarrollado distintos tipos de FPC, como lo son ,de norte a sur, La Ramada, Aconcagua y Malargüe, entre otras (Figura I-3) (Mpodozis y Ramos, 1989; Ramos et al., 2004).

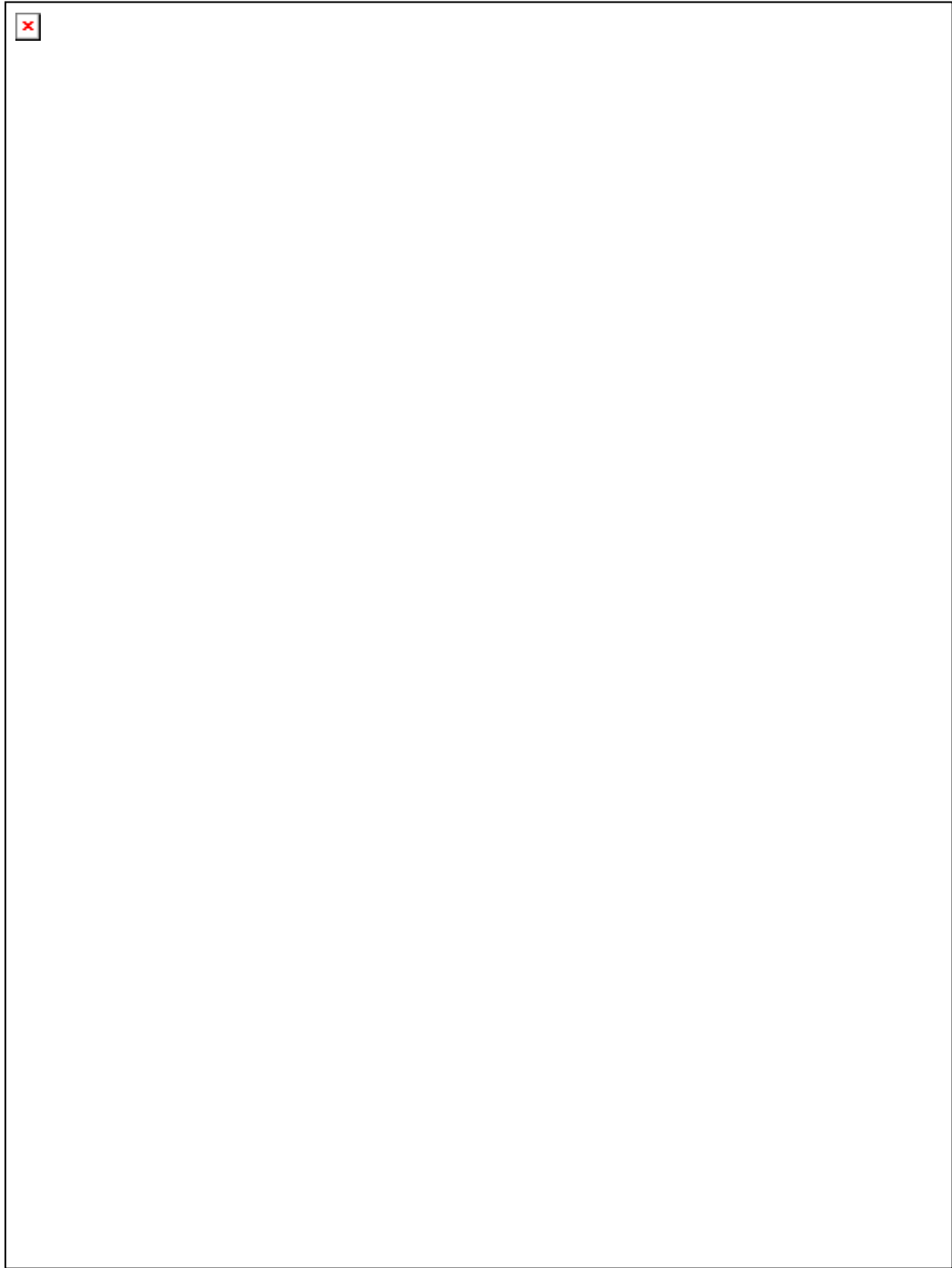


Figura I-3. Mapa geológico simplificado de la Cordillera de los Andes entre los 31° y 36°S, donde se muestra la ubicación de las fajas y plegadas y corridas de La Ramada, Aconcagua y Malargüe.

En particular, la faja plegada y corrida de Malargüe (FPCM) se encuentra dentro del ámbito de la Cordillera Principal entre los 34° y 36° S (Figura I-4). Su estilo responde tanto a una faja de piel fina como de piel gruesa, incluyendo fallas inversas de alto ángulo, las que corresponderían a la reactivación de estructuras formadas durante los episodios de *rift* en el Mesozoico e invertidas durante la contracción andina cenozoica (Giambiagi et al., 2005; Yagupsky et al., 2008; Giambiagi et al., 2009b).

La FPCM puede subdividirse en dos sectores, al norte y al sur del río Atuel (35° S), las cuales presentan distintos comportamientos estructurales (Giambiagi et al., 2008). A su vez, el sector norte se puede subdividir, a su vez, en 2 franjas: una al oeste, la cual presenta una región con basamento involucrado en la deformación (Figura I-4) (Maceda y Figueroa, 1995; Turienzo y Dimieri, 2005; Giambiagi et al., 2008), y otra al este, con un comportamiento de piel fina (Figura I-4) (Kozłowski, 1984; Kozłowski et al., 1989; Maceda y Figueroa, 1995; Ramos, 2002; Giambiagi et al., 2008). El sector sur presenta un comportamiento predominante de piel gruesa a lo largo de toda la faja, y está caracterizado por una serie de bloques de basamento que limitan zonas internas de deformación de piel fina (Figura I-4) (Maceda y Figueroa, 1995; Dicarlo y Cristallini, 2007).

El mecanismo de deformación para el sector norte ha sido interpretado como una fuerte inversión de fallas de *rift*, ubicadas en la franja occidental y que se propagarían hacia el este donde se encuentran los depósitos sedimentarios de *syn-rif*, lo que produciría la generación de una zona de piel fina ubicada en el antepaís argentino (Figura I-4) (Giambiagi et al., 2005). Por otro lado, la deformación en el sector sur estaría controlada por el desarrollo de corrimientos de bajo ángulo e inversión de fallas normales de alto ángulo (Figura I-4). Las primeras son nuevas estructuras de orientación N-S a NNE, mientras que las segundas corresponderían a estructuras formadas durante la extensión mesozoica, invertidas durante la compresión cenozoica, y que tienen un rumbo NNW a NW (Giambiagi et al., 2009b).

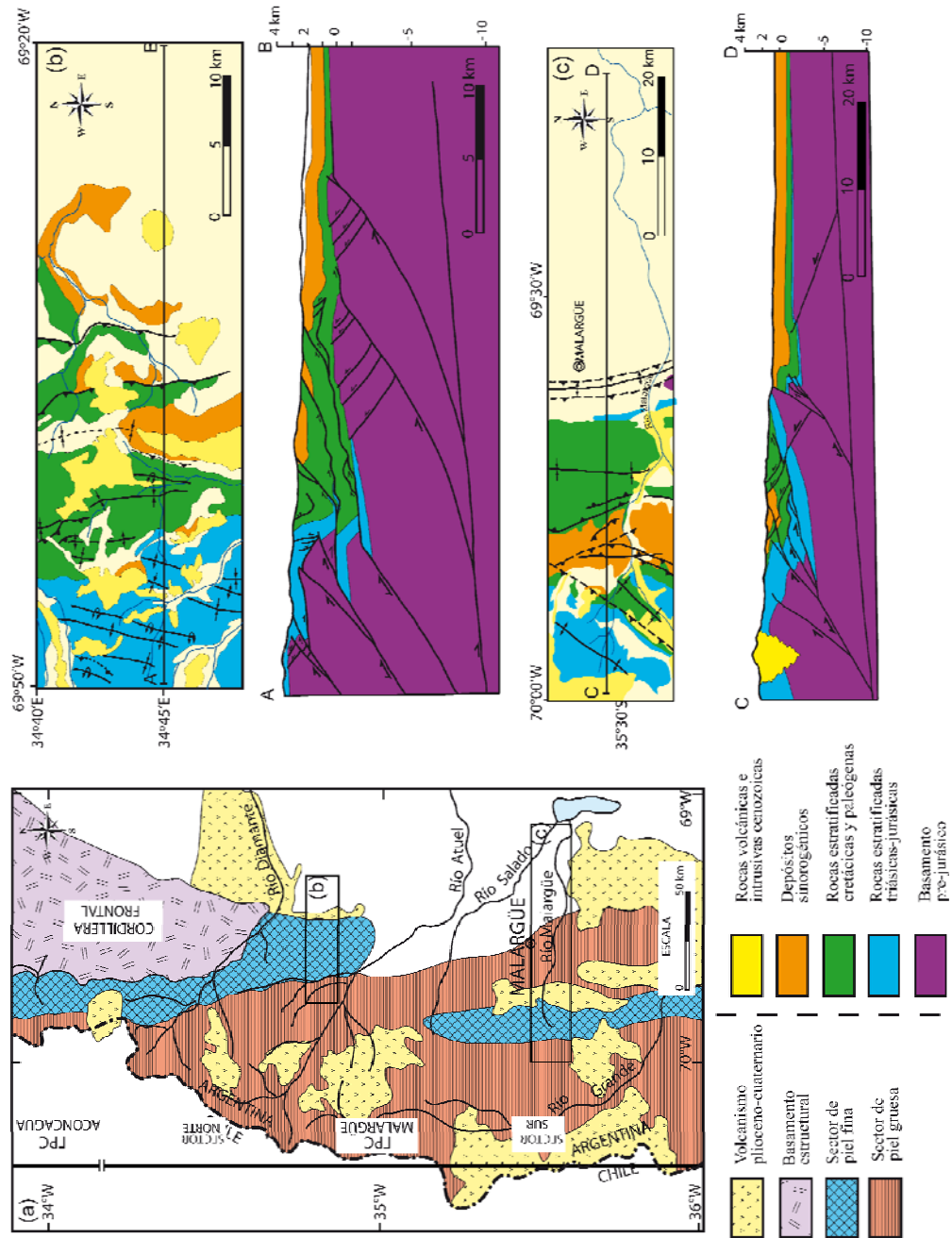


Figura I-4. (a) Mapa geológico simplificado de la vertiente argentina de la Cordillera Principal entre los 34° y 36° S, donde se resaltan los sectores de deformación de piel gruesa y piel fina. (b) Mapa geológico y perfil estructural de la zona aledaña al río Atuel, en el sector norte de la faja plegada y corrida de Malargüe (modificado de Turienzo, 2010). (c) Mapa geológico y perfil estructural a lo largo del río Malargüe, en el sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (modificado de Giambiagi et al., 2009a).

Así como varía el mecanismo y cinemática de deformación en la FPCM (Giambiagi et al., 2005; Dicarlo y Cristallini, 2007; Giambiagi et al., 2008, 2009b), también existen diferencias latitudinales en la cantidad de acortamiento total. El acortamiento medido disminuye gradualmente de norte a sur desde 25% (~25 km) a 35°30'S hasta 12% (~10 km) a 36°17'S (Ramos et al., 2004; Pose et al., 2005; Giambiagi et al., 2009b) . La disminución del acortamiento es apreciable, de hecho, en una menor elevación de la cadena montañosa hacia el sur (Figura I-5).

La edad de la deformación de la FPCM en el sector sur ha sido acotada mediante depósitos sintectónicos de edad terciaria ubicados en 2 cuencas sinorogénicas. La edad más antigua encontrada para la deformación es de 15,8 Ma al SW de la ciudad de Malargüe, mientras que la más joven es de 1 Ma al este de la misma ciudad. Esto evidencia que la deformación de la FPCM en este sector se puede acotar a una edad Mioceno Superior—Plioceno, con una propagación del frente de deformación hacia el antepaís durante el Pleistoceno-Holoceno (Silvestro, 2005).

Uno de los mayores problemas que se suscitan no sólo en esta región, sino que a lo largo del sector fronterizo Chile-Argentina, es que no existe una uniformidad de la nomenclatura estratigráfica ni tampoco una continuidad entre la cartografía geológica de ambos territorios, lo que dificulta el entendimiento en el desarrollo de la FPCM.

La región comprendida entre los 35° y 36° S fue estudiada por Vergara y González (1962), quienes realizaron un levantamiento geológico, el cual es la base de todos los trabajos y cartografía que involucran esta región. Confeccionaron un mapa 1:250.000 y reconocieron la mayoría de la unidades estratigráficas que afloran entre los paralelos 35° y 36°S. Además definieron la estructura, la cual se caracteriza por pliegues con un rumbo general aproximadamente N-S y cierto buzamiento en la misma dirección. Lo mismo sucede con las fallas que presentan el mismo rumbo. Un aspecto interesante, fue el reconocimiento de un sistema de fallas de orientación NNW-SSE, el cual se prolonga y se puede seguir casi continuamente entre 35°-35°30'S. Además reconocieron 2 sistemas de fallas de rumbo que se

pueden encontrar en toda la cordillera entre estos paralelos del estudio, uno de rumbo N60°W y otro perpendicular a este.

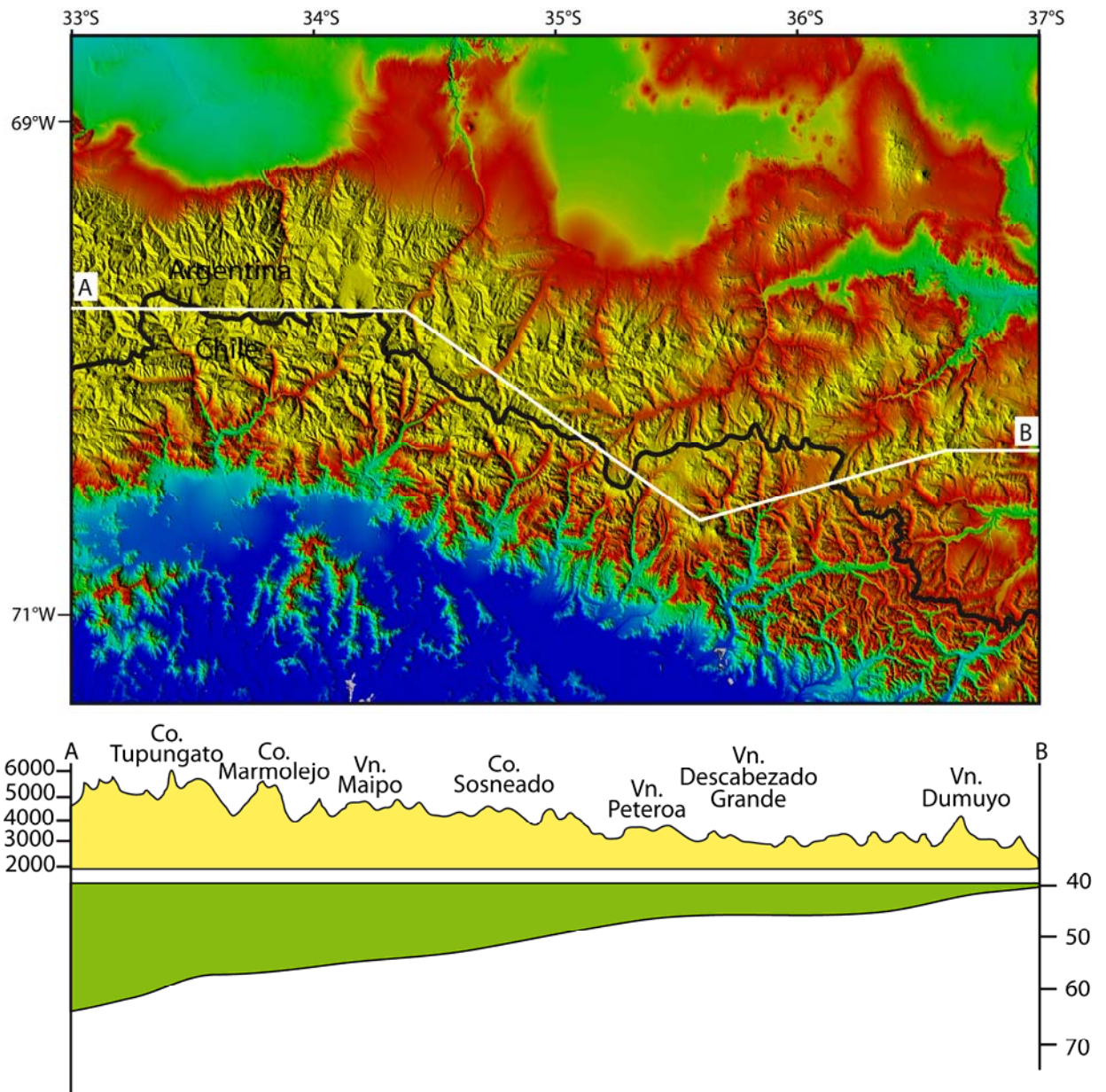


Figura I-5. Perfil longitudinal de los Andes entre 33° y 37°S. Se muestra la disminución de la elevación de la cordillera y la disminución de la profundidad del MOHO.

Davidson (1971, 1988) y Davidson (1973) realizaron estudios donde se caracterizó la estratigrafía, estructuras y paleogeografía del sector de la Nacientes del Teno (~35°S). Definieron el Corrimiento El Fierro, descrito por González y Vergara (1962), fue descrito como una falla de alto ángulo que ponía en contacto rocas mesozoicas.

Otros autores más recientes como Piquer (2004) y Parada (2008) realizaron trabajos sobre la geología estructural a los 35°S, pero principalmente enfocados al estudio del borde oriental de la cuenca extensional donde se depositó la Formación Abanico, durante el Oligoceno-Mioceno (Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2005; Charrier et al., 1996) y que luego se habría invertido durante el Mioceno medio (Charrier et al., 1996, 2002, 2005; Fock et al., 2006)

En consideración a lo anterior, este estudio tiene por objeto desarrollar un modelo cronológico y estructural de FPCM para la zona de estudio, la cual se ubica en la parte más occidental del sector sur de la FPCM *ca* 35°23'S (Figura I-6). Concretamente, se pretende identificar el mecanismo, cinemática y cronología de la deformación asociada a la FPCM, lo que permitirá realizar una comparación con otras latitudes para así establecer diferencias latitudinales en la construcción estructural neógena de la Cordillera Principal. Además de lo mencionado con anterioridad, se integrará la información obtenida en el sector argentino para lograr un estudio completo de la FPCM, a la latitud de la región de estudio.

I.2 Hipótesis de Trabajo

Según lo reportado para el sector sur de la FPCM por varios autores en la parte Argentina, la deformación en el área de estudio estaría definida por un estilo de piel gruesa caracterizada por el desarrollo de fallas de alto ángulo nuevas y/o inversión de fallas normales previas

I.3 Objetivos

I.3.1 Objetivo General

Establecer un modelo estructural que caracterice la geometría del sector occidental de la faja plegada y corrida de Malargüe entre los 35°18' y 35°25'S.

I.3.2 Objetivos Específicos

- a. Identificar las variaciones superficiales y subsuperficiales en el estilo estructural.
- b. Establecer la cronología, al menos relativa, de la deformación neógena.
- c. Determinar la cinemática de la deformación.
- d. Cuantificar el acortamiento cortical.

I.4 Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se encuentra en la VII Región del Maule, entre los 35°18' S y 35°25' S y entre 70°37' W y 70°25' W (Figura I-6). El sector es de difícil acceso ya que corresponde a un lugar fronterizo. Se puede ingresar a la zona de estudio por el río Colorado, para lo cual son necesario 3 días a caballo desde Agua Fría, una localidad ubicada 30 km al SE de la ciudad de Molina (Figura I-6). Otra manera de acceder es pasando por territorio argentino, para lo cual se debe cruzar la frontera por el Paso Vergara tomando el camino internacional J-55, que asciende por el valle del río Teno. Luego seguir por Argentina por el valle del río Valenzuela y cruzar a Chile en el sector fronterizo de Laguna Seca, por donde se accede hasta la zona de Valle Grande, en territorio Chileno (Figura I-6).

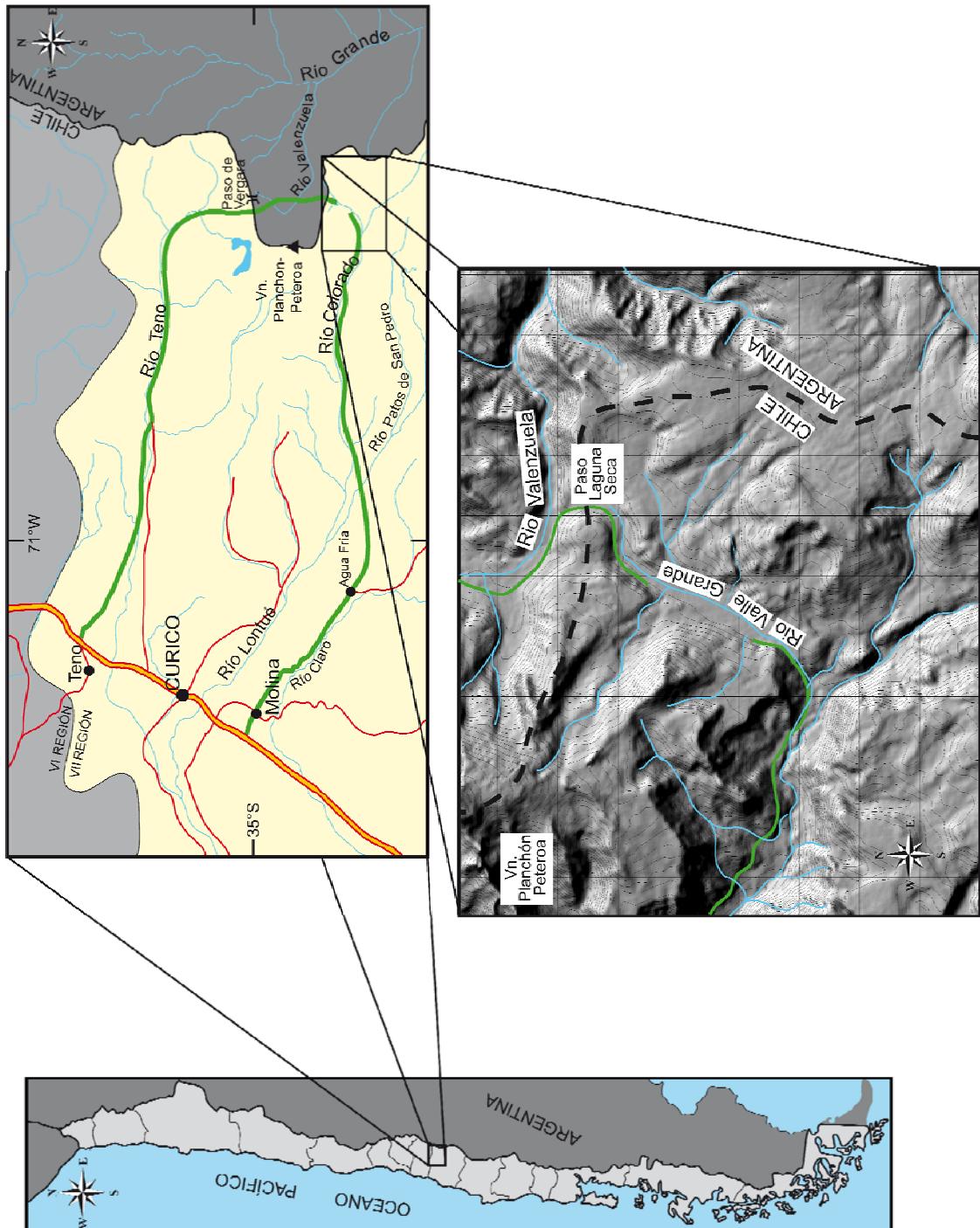


Figura I-6. Ubicación del área de estudio y vías de acceso. Explicación en el texto.

I.5 Metodología y plan de trabajo

I.5.1 Trabajo en gabinete pre-campaña

- Recopilación de antecedentes bibliográficos y mapas geológicos.
- Análisis e interpretación geológica de fotografías aéreas (1:50.000), complementadas con imágenes satelitales LANDSAT

I.5.2 Trabajo de campaña

Se realizaron 3 campañas de terreno al área de estudio completando 23 días de terreno entre Enero de 2009 y Febrero de 2010. Este trabajo consistió en un trabajo de campo donde se reconocieron las distintas unidades y principales estructuras que afloran en el área, para la posterior confección del mapa geológico de la zona en estudio.

I.5.3 Trabajo en gabinete post-campaña

- Elaboración de un mapa geológico basado en los datos obtenidos en terreno
- Confección de perfiles estructurales con una orientación ENE-WSW y E-W, integrando los datos obtenidos en terreno.
- Restauración de los perfiles a través del programa 2D-MOVE.

II. MARCO GEOTECTÓNICO

II.1 Marco tectónico durante el Cenozoico

El borde occidental de Sudamérica se caracteriza por ser un margen convergente, en el que la placa continental Sudamericana es subducida por la placa oceánica de Nazca. Este escenario se ha mantenido al menos desde el Jurásico Inferior (Figura II-1) (Mpodozis y Ramos, 1989; Jordan et al., 2001; Charrier et al., 2007).

La configuración tectónica actual de los Andes Centrales se encuentra determinada por la ruptura de la placa Farallón en las placas Nazca y Cocos hace 25 Ma, y a los cambios en el vector de convergencia, velocidad y dirección, respecto al margen occidental de Sudamérica (Figura II-1) (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2005).

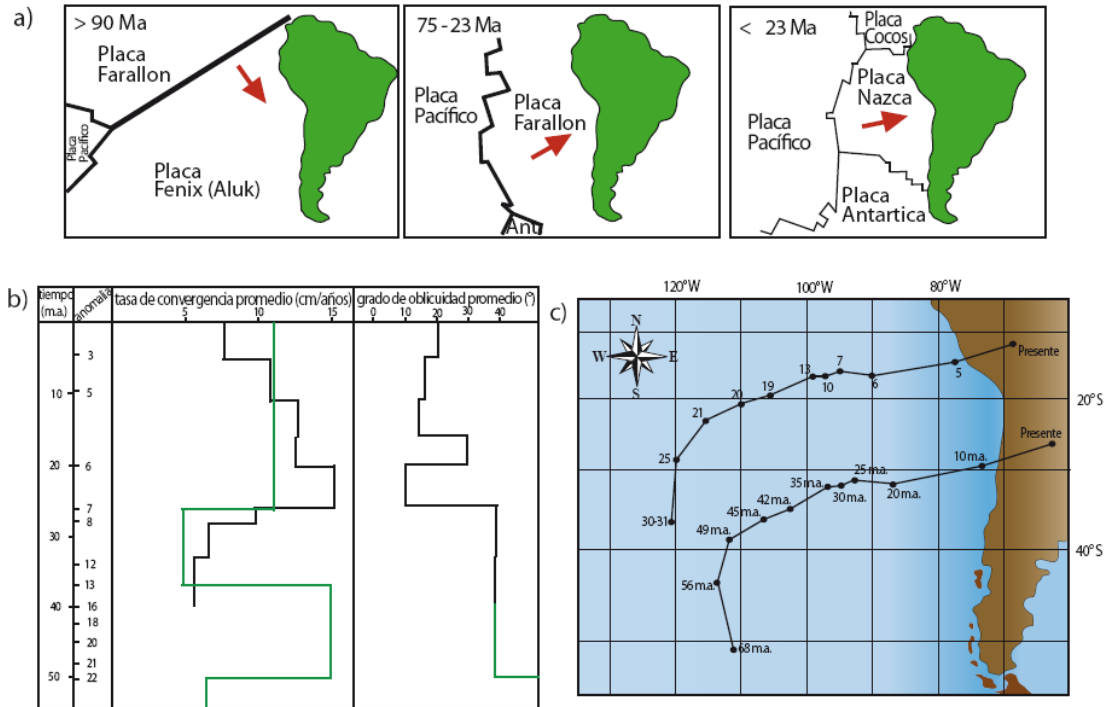


Figura II-1. a) Configuración tectónica desde el Cretácico hasta la actualidad (modificada de Zonenshayn et al., 1984). b) Compilación de la tasa de convergencia promedio y la oblicuidad promedio entre las placas de Nazca (Farallón) y Sudamericana. En verde Pardo-Casas y Molnar (1987) y en negro Somoza (1998). c) Reconstrucción del moviendo de dos puntos de la Placa de Nazca a partir del Cretácico (Pardo-Casas y Molnar, 1987).

La historia de la convergencia durante el Cenozoico en el borde de América del Sur, se puede resumir en tres etapas (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2005). La más antigua, entre el Paleoceno inferior y el Eoceno inferior-medio, se caracteriza por un aumento progresivo de la velocidad de convergencia en asociación con una rotación horaria de la dirección de convergencia (Figura II-1) (Somoza y Ghidella, 2005). La siguiente etapa, comprendida entre los 47-28 Ma. (Eoceno superior-Oligoceno), fue un periodo con una tasa de convergencia lenta y constante, entre 6 y 4 cm/año, y con un grado de oblicuidad de *ca.* 55°, respecto al margen continental (Figura II-1). La última etapa (26-0 Ma) muestra una dirección de convergencia más o menos constante y rotada en sentido horario respecto a la etapa anterior, además de variaciones importantes en la velocidad de convergencia durante su transcurso (Figura II-1); en el inicio de esta etapa se observa un abrupto incremento de la velocidad,

contrastando con la significativa disminución a partir de 10 Ma (Figura II-1) (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2005).

II.2 Unidades Morfoestructurales a los 35°S.

El relieve andino ha sido dividido en diferentes unidades morfoestructurales dispuestas en franjas paralelas al margen continental y con una orientación N-S, desde los 33°S al norte, y NNE-SSW, al sur de los 33°S. A la latitud del área de estudio se pueden reconocer 3 unidades, las cuales de oeste a este son: Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal, además del antepaís argentino (Figura II-2).

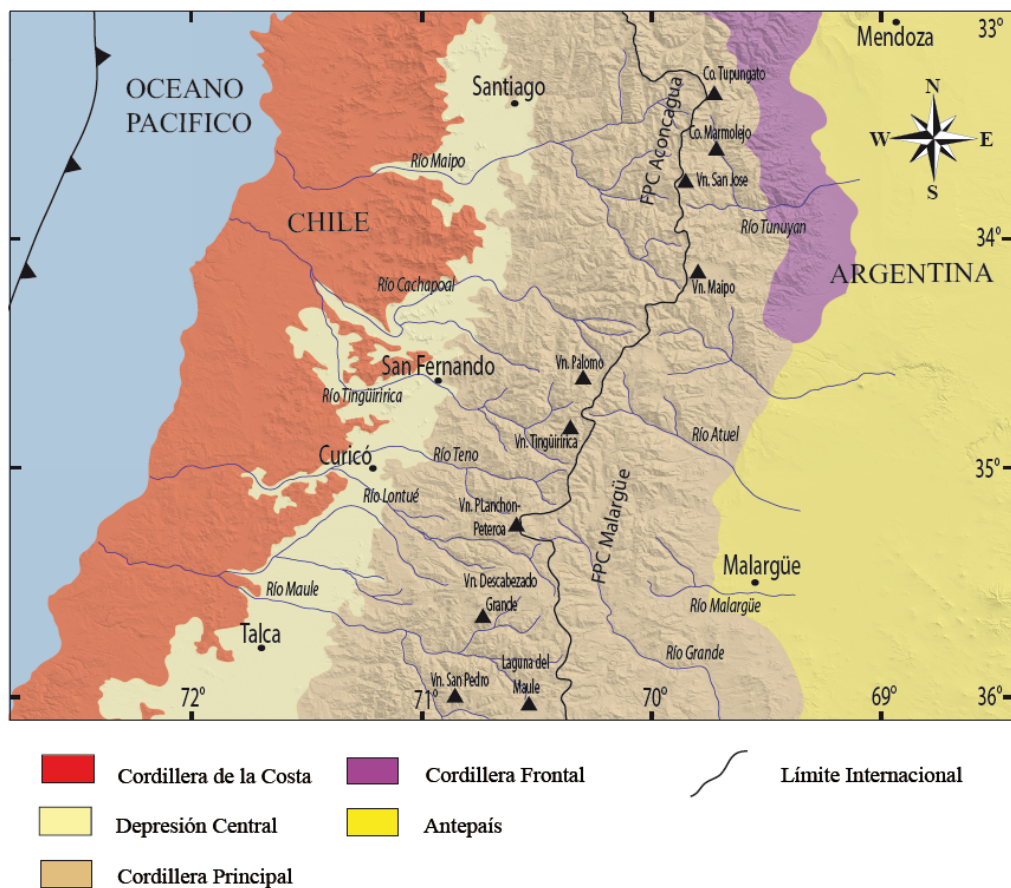


Figura II-2. Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 33°S y 36°S.

La Cordillera de la Costa no sobrepasa los 2200 m s.n.m y entre los ríos Tinguiririca y Bio-Bio tiene alturas máximas que oscilan entre 500-700 m s.n.m. Está conformada por granitoides y basamento metamórfico del Paleozoico Superior en su flanco occidental y por secuencias volcánicas y sedimentarias Mesozoicas en la parte más oriental (Figura II-3). (Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001; SERNAGEOMIN, 2003).

La Depresión Central se extiende desde los *ca.* 33°S por más de 1000 km, hasta los 40°S. Corresponde a un valle que contiene depósitos aluviales y volcánicos principalmente pleistocenos a holocenos (Thiele, 1980; Rauld, 2002; Farías et al., 2008) (Figura II-3)

La Cordillera Principal se encuentra formada por rocas cenozoicas de las formaciones Abanico y Farellones, y por rocas mesozoicas fuertemente deformadas. Las primeras afloran tanto en la franja occidental como en la oriental de la Cordillera Principal, mientras que las otras se encuentran en vertiente oriental de la misma, dispuestas en una dirección preferente N-S a NNE-SSW (Figura II-3) (Thiele, 1980; Charrier et al., 2002; Fock et al., 2006; Farías et al., 2008).

II.3 Marco Geológico Regional

Las rocas mesozoicas que afloran en el sector fronterizo de Chile-Argentina corresponden a secuencias sedimentarias, marinas y continentales (Figura II-3), acumuladas durante el Triásico Superior y Cretácico Inferior (Howell et al., 2005) en el borde occidental de la Cuenca Neuquina, ubicada entre 32°-40° S (Figura II-4).

La evolución y el desarrollo en el sector de la Cuenca de Neuquén han sido considerados en tres etapas. La primera se desarrolla durante el Triásico Superior y parte del Jurásico Inferior y corresponde al estadio de *rift*, caracterizado por la ausencia de subducción en el margen occidental de Gondwana y la presencia de grandes sistemas de fallas transcurrentes (Figura II-4) (Franzese y Spalletti, 2001) que condujeron a una tectónica extensional y a la aparición de aislados y estrechos depocentros, los cuales fueron rellenos de depósitos volcanoclásticos y

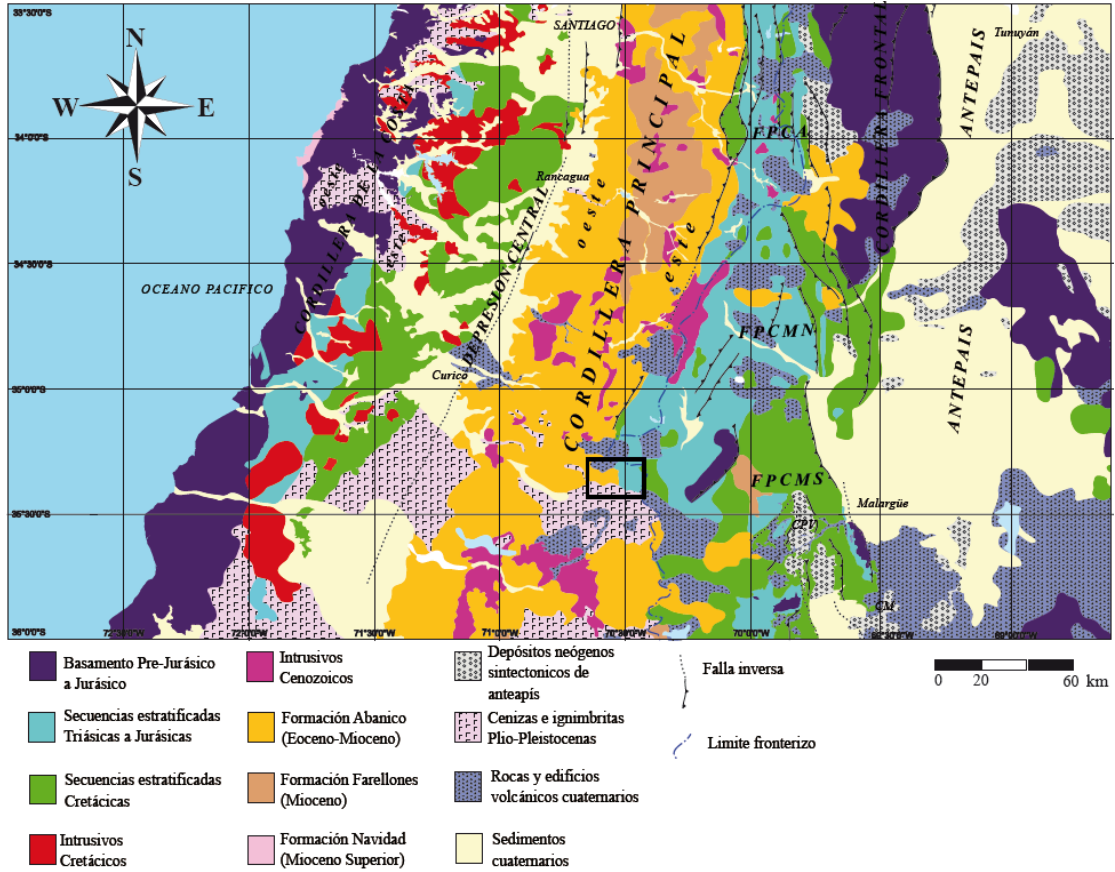


Figura II-3. Mapa Geológico de la región central de Chile, entre 31° y 36°S. FPCA; faja plegada y corrida del Aconcagua; FPCM: faja plegada y corrida de Malargüe norte; FPCMS: faja plegada y corrida de Malargüe sur; CPV: Cuenca Pincheira-Ventana; CM: Cuenca Malargüe. Modificado de González y Vergara (1961), Servicio Minero Argentino (1997), Godoy et al. (1999), Charrier et al. (2002), Giambiagi et al. (2003a); (2009); SERNAGEOMIN (2003), Silvestro et al. (2005), Fock et al. (2006).

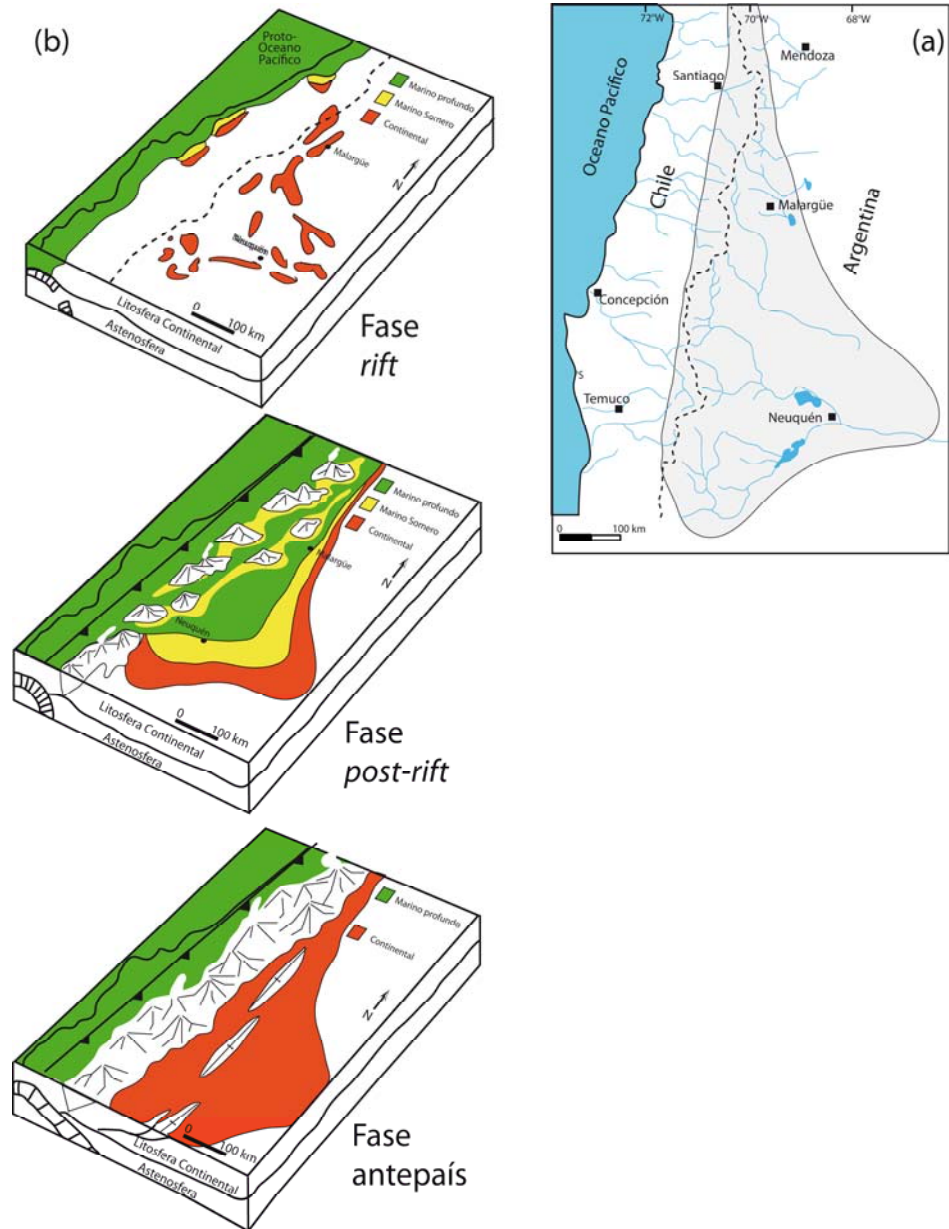


Figura II-4. (a) Mapa de la distribución areal de la Cuenca de Neuquén. (b) Esquema de la evolución de la cuenca neuquina desde el Triásico hasta el Neógeno.

sedimentarios continentales (Franzese et al., 2006). La segunda etapa transcurre desde el Jurásico Inferior hasta el Cretácico Inferior, donde se inicio la subducción en el borde occidental de Gondwana y representaría la fase de *post-ryft* de la cuenca (Figura II-4) (Franzese et al., 2003). Este periodo se caracteriza por la individualización de la Cuenca Neuquina en el dominio de tras-arco, al este del arco magmático ubicado en la actual Cordillera de la Costa (Figura II-3 y II-4), una subsidencia casi continua de por lo menos 220 Ma, y donde se depositaron en total, cerca de 4000 m de extensas secuencias marinas y continentales (Figura II-3) que representan complejas series de ciclos transgresivos-regresivos de diferentes magnitudes (Howell et al., 2005). La última etapa se extiende desde el Cretácico Tardío hasta el Cenozoico, y comprende un cambio en la geometría de la subducción lo que condujo a un régimen tectónico compresivo que causó una inversión de estructuras extensionales previa desde el Mioceno inferior, dando origen a la faja plegada y corrida de Malargüe (FPCM) (Vergani et al., 1995) y a la acumulación de depósitos sintectónicos de antepaís en territorio argentino (Figura II-3).

Las secuencias mesozoicas referidas se encuentran hacia el oeste en contacto con secuencias volcánicas y volcano-sedimentarias cenozoicas (Formación Abanico) (Figura II-3), las que se habrían depositado en una cuenca extensional continental desarrollada durante el Oligoceno-Mioceno temprano, y la cual habría sufrido un proceso de inversión tectónica durante el Mioceno (Godoy y Lara, 1994; Godoy et al., 1999; Charrier et al., 1996, 2002, 2005; Fock et al., 2006).

El contacto entre las secuencias Mesozoicas y Cenozoicas ha sido interpretado como un sistema de fallas normales asociadas a la génesis de la Cuenca de Abanico, ubicadas en el borde oriental de la cuenca y que presentan algún grado de inversión (Charrier et al., 2002, 2005; Fock et al., 2006; Farias et al., 2010).

La inversión de las estructuras normales habría ocurrido durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Fock, 2005). A partir del Mioceno superior se produjo la reactivación de fallas inversas y retrocorrimientos fuera de secuencia, tanto en la Cordillera Principal Oriental como Occidental, asociados con posibles bloqueos en el desarrollo de la FPCM (Fock, 2005; Giambiagi et al., 2003b).

III. ESTRATIGRAFÍA

III.1 Introducción

El área de estudio ha sido objeto de diversos trabajos relacionados principalmente al magmatismo y volcanismo cenozoico y su evolución, como los de Drake (1976), Hildreth et al. (1984), Grunder et al. (1987), Naranjo y Haller. (2002). A pesar de esto, el único trabajo que ha mostrado la estratigrafía en la zona de estudio fue realizado por González y Vergara (1961), quienes definieron la mayoría de las formaciones utilizadas hasta el presente. Por ello, la estratigrafía utilizada en este trabajo (Figura III-1) está compuesta por unidades definidas por González y Vergara (1962), las cuales se han modificado basado en los datos recopilados en las distintas campañas realizadas para este trabajo, y unidades definidas en este estudio.

A continuación, se procede a la descripción de la estratigrafía del área de estudio, la cual se presenta a partir de un mapa geológico a escala 1:50.000 (Figura III-2), donde se muestran la distribución de las unidades y sus relaciones de contacto.

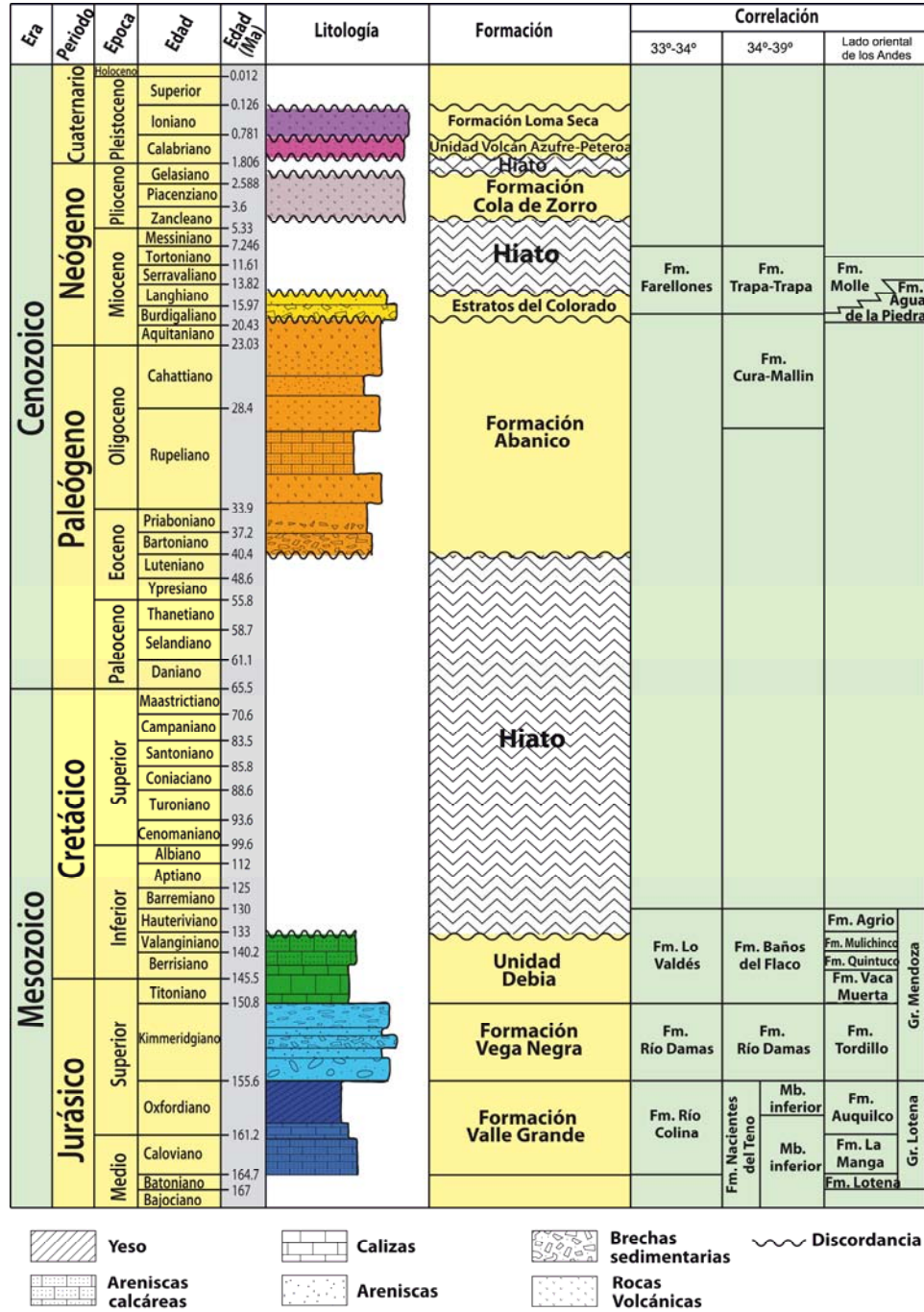


Figura III-1. Columna estratigráfica del área de estudio. Además se muestran unas columnas de correlación de las unidades de este estudio con unidades estratigráficas que afloran tanto en Chile como Argentina, entre los 33° y 39°S. Algunas unidades fueron definidas por otros autores y otras en este trabajo. Para mayor detalle ver texto.

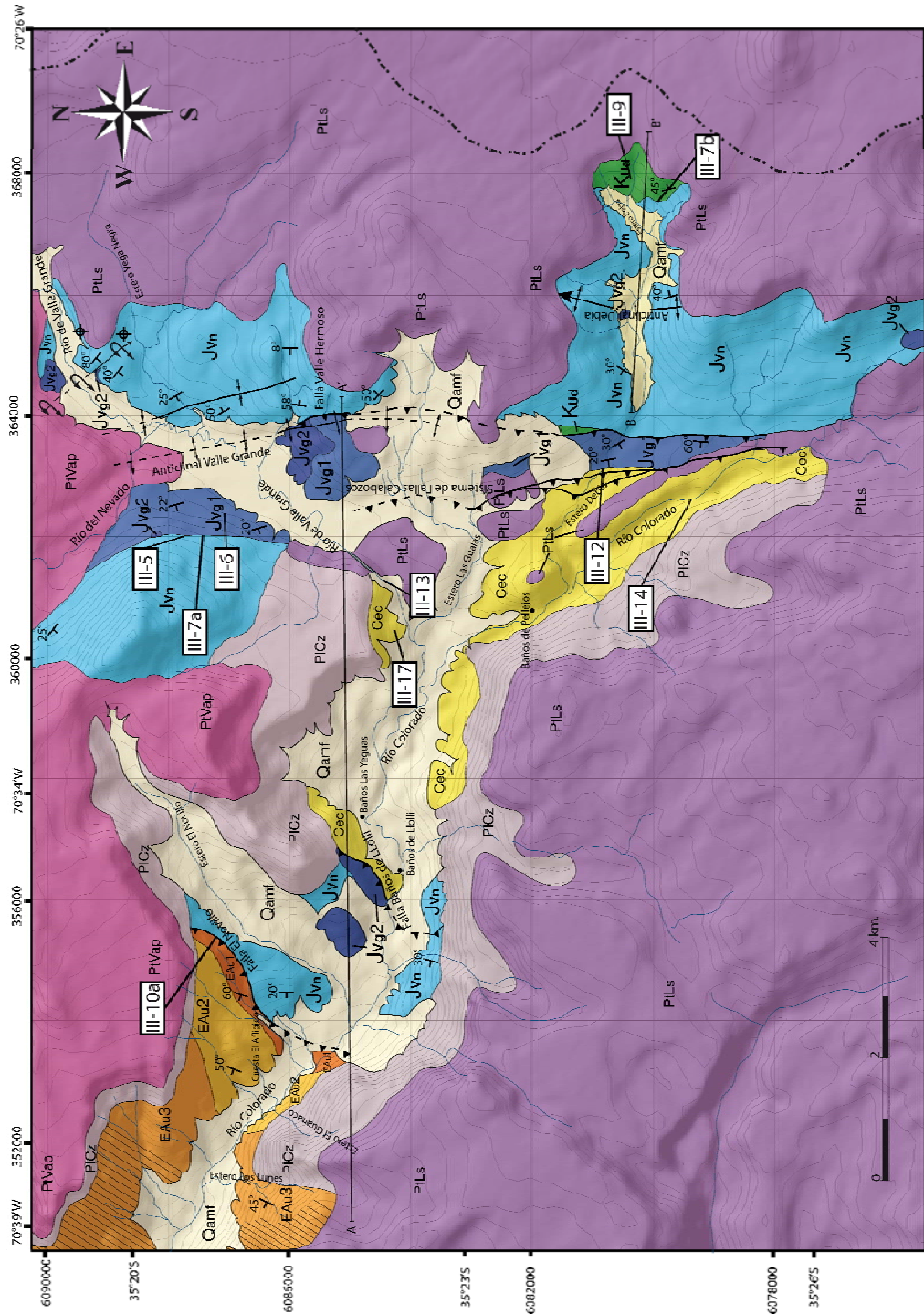


Figura III-2. Mapa geológico de la zona de estudio. Para mayor detalle, ver mapa fuera de texto.

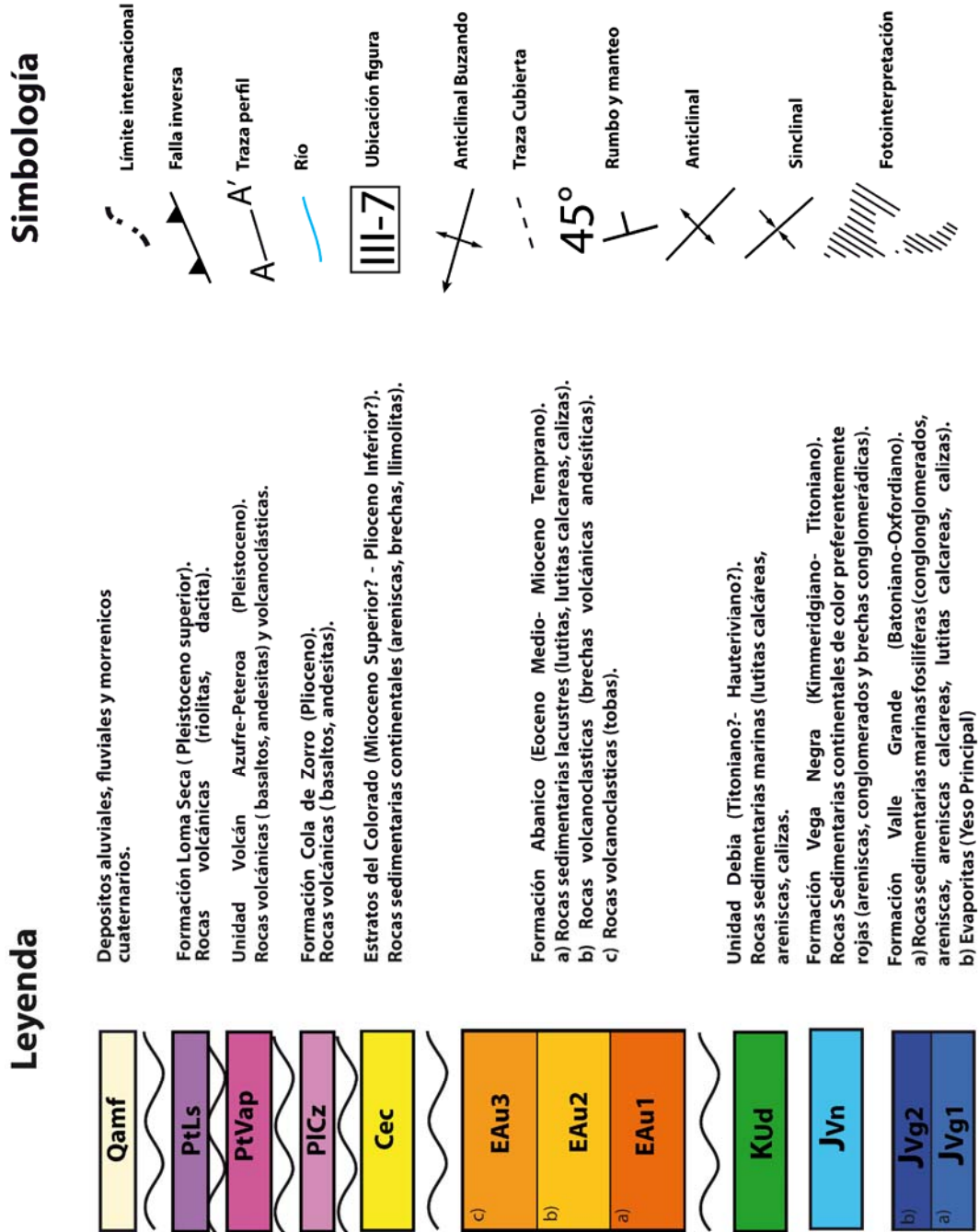


Figura III-3. Leyenda y simbología del mapa geológico del área de estudio, Figura III-2.

III.2 Estratigrafía

III.2.1 Formación Valle Grande (González y Vergara, 1962)

La Formación Valle Grande está constituida por rocas sedimentarias clásticas marinas fosilíferas y químicas. En el área de estudio aflora en una franja de orientación N-S, que se ubica en el sector de Valle Grande y que continúa hacia el sur, atravesando el Estero Debía. Además, esta unidad se encuentra expuesta en el sector del Arrollo El Novillo, afluente del río Colorado (Figura III-2).

La Formación Valle Grande fue definida por González y Vergara (1962) en la localidad homónima, y subdividida en un miembro inferior y uno superior. El miembro inferior fue definido en la ladera oeste de Valle Grande y está constituido por un conjunto de areniscas multicolores, conglomerados y calizas fosilíferas. El miembro superior fue definido en la ladera este del mismo valle y consta de gruesos mantos de yeso con algunas intercalaciones de calizas (Figura III-4) (González y Vergara, 1962).

Al analizar las columnas de los 2 miembros de esta formación, es posible establecer una correlación entre ambos, a partir de ciclos de gradación que en ellos se pueden reconocer (Figura III-4). Tal es el caso de los ciclos de gradación normal de ambas columnas ubicados bajo el contacto con la Formación Vega Negra (Figura III-4). De esta manera, queda de manifiesto que el nivel de yeso tiene una mayor presencia en el miembro superior ubicado en la ladera este de Valle Grande, contrastando con los 20 m de espesor que presenta en la ladera oeste del mismo valle.

La variación del espesor en el nivel de yeso se puede explicar por la naturaleza dúctil o incompetente que presenta. Las rocas incompetentes se deforman con mayor facilidad que las rocas más competentes que pudieran estar en sus cercanías. De esta manera, absorbe una gran cantidad de deformación antes de fracturarse y puede fluir de acuerdo a las restricciones geométricas impuestas

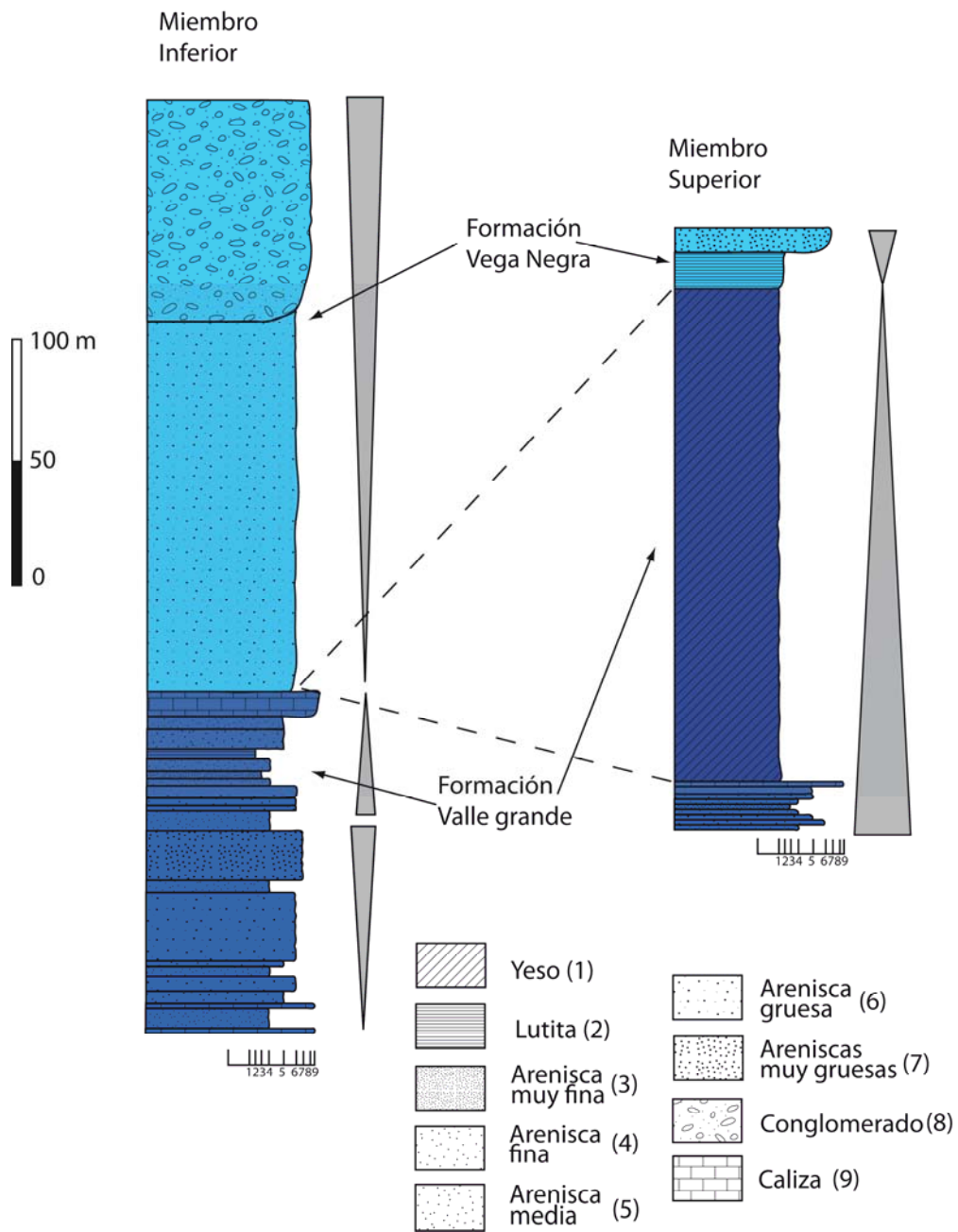


Figura III-4. Columnas estratigráficas de los miembros de la Formación Valle Grande.

Otra posible explicación para la diferencia de espesor del yeso en las laderas de Valle Grande, puede ser un posible acuñamiento durante la sedimentación causado por quizás por la paleogeografía. Sin embargo, el hecho que el yeso también aflora en el sector del estero El Novillo y la poca la distancia que existe entre las laderas de Valle Grande, ~ 2 km, hacen poco probable la idea del acuñamiento.

La base de esta formación no aflora en el área de estudio, y el techo corresponde al contacto concordante con la Formación Vega Negra (Figura III-5). Su espesor observado es de 720 m en la ladera oeste de Valle Grande.

El contenido fósil encontrado en este trabajo (Figura III-6) y el reportado por González y Vergara (1962) es principalmente de amonoideos, entre los cuales se encuentran *Sonninia* aff. *Sowerbyi* Miller, *Harpoceras* aff. *Lythense* von Buch y *Sphaeroceras rotundus* Tornquist. Basado en lo anterior y en las características litológicas, esta formación se correlaciona con la Formación La Manga del Grupo Lotena, en territorio Argentino, la cual tiene una edad Caloviano (Figura III-1) (González y Vergara, 1962; Charrier et al., 2007).

Por otra parte, el nivel de yeso es correlacionable con la Formación Auquilco, llamado también “Yeso Principal”, definida en Argentina y que tiene una edad Oxfordiana (Figura III-1) (González y Vergara, 1962; Charrier et al., 2007). De esta forma, la edad para la Formación Valle Grande es Caloviano-Oxfordiano. En Chile, esta formación se correlaciona con la Formación Nacientes del Teno, definida por Klohn (1960) en el curso superior de río Teno, y la Formación Río Colina, en la alta cordillera de Santiago (Figura III-1) (González y Vergara, 1962; Charrier et al., 2002, 2007; Piquer et al., 2010).



Figura III-5. Vista al oeste del contacto entre las formaciones Valle Grande y Vega Negra, en de la ladera oeste de Valle Grande. Además se muestran los afloramientos de yeso que se encuentran en el contacto entre ambas formaciones.



Figura III-6. Amonite encontrado en lutita de la Formación Valle Grande, en la ladera oeste del valle homónimo.

La depositación de areniscas, conglomerados multicolores, calizas y lutitas fosilíferas marinas de la Formación Valle Grande supone una depositación en un medio marino de baja profundidad, como lo es una plataforma carbonatada marina y los subsistemas que en ella se desarrollan (González y Vergara, 1962; Legarreta y Uliana, 1996; Palma et al., 2007; Piethé y Palma, 2008). Los niveles de yeso implicarían un desecamiento regresivo del sistema carbonático. Lo anterior indicaría que durante el Caloviano habría ocurrido una transgresión marina, seguido en el Oxfordiano superior por una fase inicial de sedimentación exclusivamente evaporítica producida quizás por el comienzo de una regresión marina (González y Vergara, 1962; Legarreta y Uliana, 1996; Palma et al., 2007).

III.2.2 Formación Vega Negra (González y Vergara, 1962)

Corresponde a una potente secuencia continental constituida por conglomerados y brechas conglomerádicas gruesas a medianas, con intercalaciones de areniscas y limolitas de tonalidades rojizas. Estas últimas presentan algunas estructuras sedimentarias como grietas de desecación, impresiones de gotas de lluvia, clastos imbricados y estratificación cruzada.

Definida por González y Vergara (1962) en el sector del estero homónimo (Figura III-2), donde presenta una mejor exposición, la Formación Vega Negra se distribuye en una franja con orientación N-S en la parte oriental del área de estudio y extendiéndose desde la parte norte de Valle Grande hasta la latitud del Cerro Negro por el sur (Figura III-2). Además, se expone en el sector del Arroyo El Novillo, en la parte occidental del área de estudio, y en la ladera oeste de Valle Grande (Figura III-5). El espesor mínimo observado de esta formación es 1000 m.

En cuanto a sus relaciones de contacto, la Formación Vega Negra sobreyace a la Formación Valle Grande (Figuras III-5 y III-7), mientras que en la cabecera del Estero Debia, se encuentra bajo rocas sedimentarias calcáreas y detrítico-calcáreas de la Unidad Debia (Figura III-7).



Figura III-7. (a) Vista panorámica al norte del contacto de la Formación Valle Grande y Vega Negra en la ladera oeste de Valle Grande. (b) Contacto entre la Formación Vega Negra y la Unidad Debía, en la cabecera del estero homónimo. Además se observa la discordancia entre las unidades mesozoicas y los depósitos volcánicos de la Formación Loma Seca.

Se correlaciona con la Formación Río Damas definida por Klohn (1960) en el río homónimo ubicado en la localidad de Termas del Flaco, en el curso superior del Río Cachapoal y en la alta cordillera a la latitud de la ciudad de Santiago (Klohn, 1960; ; Thiele, 1980; Charrier, 1981; Charrier et al., 2007; Piquer et al., 2010) y con la Formación Tordillo, perteneciente al Grupo Mendoza, en Argentina (Figura III-1) (González y Vergara, 1962; Charrier et al., 2007).

Por su relación de contacto con depósitos marinos del Caloviano, situación que se repite en los valles de los ríos Tinguiririca y Teno ubicados más al norte (González y Vergara, 1962; Charrier et al., 2007; Parada, 2008; Piquer et al., 2010), se le puede asignar una edad máxima Oxfordiano superior- Kimmeridgiano. Por su correlación con las formaciones Río Damas y Tordillo, en Chile y Argentina respectivamente, y por su relación de contacto con la Unidad Debía, la edad mínima posible para esta unidad sería Titoniano inferior.

La depositación de la Formación Vega Negra posiblemente habría tenido lugar en un ambiente subaéreo, evidenciado por grietas de desecación e impresiones de gotas de lluvia encontradas. Se interpreta a la Formación Tordillo como depósitos continentales de un ambiente

aluvial de múltiples etapas con diferentes estilos fluviales que sufrieron drásticos cambios en su evolución principalmente por controles climáticos y tectónicos. Lo anterior también sería aplicable para la Formación Vega Negra dada la similitud litológica y cercanía con la localidad tipo donde se definió la Formación Tordillo (López-Gómez et al., 2009).

III.2.3 Unidad Debía

La Unidad Debía se define en este estudio, en la cabecera del Estero Debia cercano a la frontera con Argentina (Figura III-2) donde mejor se encuentra expuesta. Corresponde a una secuencia sedimentaria que presenta estratificación fina en bancos de 30 a 50 cm de espesor compuesta de areniscas calcáreas, calizas, lutitas calcáreas de color negro (Figura III-9) y areniscas gruesas, en la parte superior de la misma. La secuencia sedimentaria tiene un espesor observable de 300 m y sobreyace concordantemente rocas sedimentarias rojas pertenecientes a la Formación Vega Negra (Figura III-7).

Esta unidad también presenta afloramientos en el sector de la Cuesta Las Águilas, donde afloran areniscas y lutitas fosilíferas. El contenido fósil consiste en vaciados y moldes externos incompletos de conchillas de amonites. Estas fueron asignadas a los géneros *Virgatosphincyes*, *Odontoceras* y *Malbosiceras*, mientras que solo un ejemplar pudo ser nominado a nivel de familia *Perisphinctidae* indt (Figura III-8). La identificación, en especial del primer género, permite señalar una edad Titoniana para esta fauna.

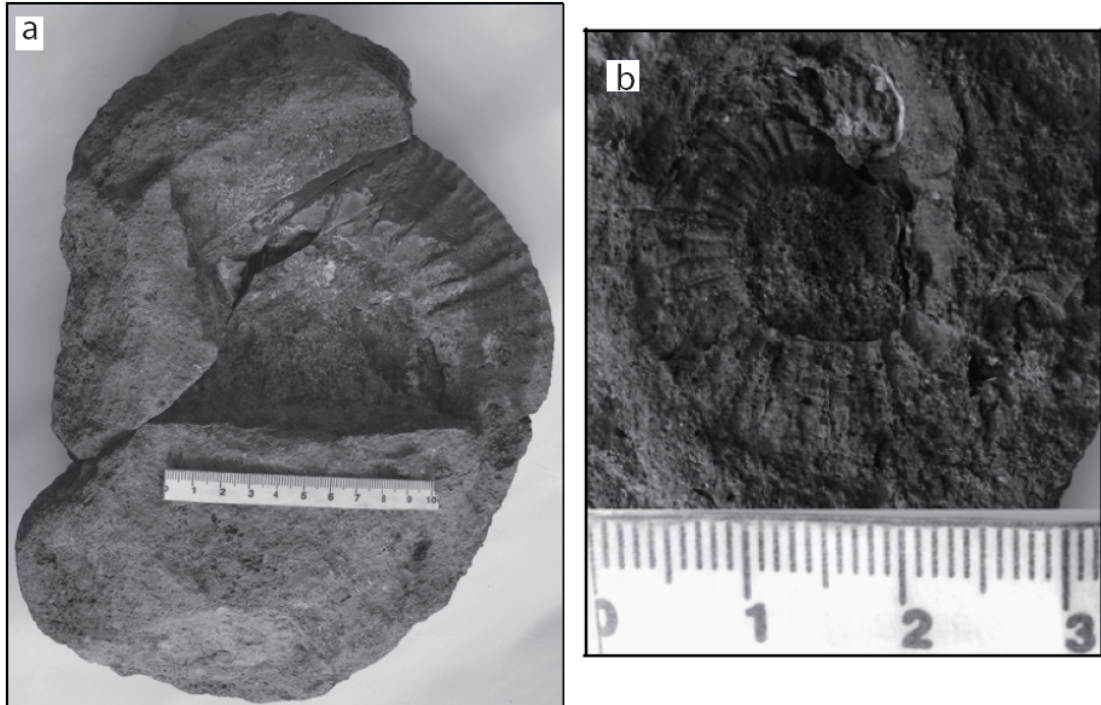


Figura III-8. Fósiles de la Unidad Debia. (a) Ejemplar de *Malbosiceras sp.* (b) Molde externo de *Perisphinctidae indetermined.*

Por su ubicación estratigráfica, litología y contenido fósil, esta unidad es correlacionable con los depósitos marinos del Titoniano-Hauteriviano de la Formación Baños del Flaco, descritos más al norte entre los valles de los ríos Teno y Tinguiririca, y los expuestos en la parte alta del Río Cachapoal (Klohn, 1960; Davidson, 1971; Charrier, 1981; Charrier et al., 1996; Piquer et al., 2010), y con el Grupo Mendoza en Argentina; de hecho, unos pocos kilómetros al oeste, en el sector de los arroyos Montañés y El Fierro, afloran rocas pertenecientes al Grupo Mendoza (Kozlowsky et al., 1993).



Figura III-9. Vista al norte del afloramiento de la Unidad Debía en la cabecera del estero Debía. Descripción en el texto.

III.2.4 Formación Abanico (Aguirre, 1960)

La Formación Abanico fue definida por Aguirre (1960) en la zona de Santiago-Aconcagua (33°S). Klohn (1960) denominó Formación Coya-Machalí a las rocas aflorantes entre los 34°S-36°S, equivalentes a la Formación Abanico. Posteriormente González y Vergara (1962) la reconocieron entre los 35°S-38°S llamándola Formación Abanico. Charrier et al., (1981) siguió ocupando la nomenclatura de Formación Coya-Machalí, entre los 34°S y 34°30'S y Thiele et al., (1980) la denominó Formación Abanico. Finalmente, en Drake et al., (1982) se acordó la única denominación Formación Abanico.

En el área de estudio, desde el Arroyo El Novillo hacia el oeste (Figura III-2), aflora una serie de rocas de litología claramente distinta a las que se encuentran hacia el este, y con las

cuales se encuentra en contacto por falla. La litología corresponde principalmente a rocas volcánicas y volcanoclásticas, con menor cantidad de lutitas, areniscas finas y calizas en su base. Esta sucesión fue dividida en tres unidades de acuerdo con sus características litológicas, las cuales se describen a continuación de más antiguo a más joven (Figura III-2):

Unidad El Afligido (U1). Corresponde a una serie de estratos delgados que afloran en las cercanías de la Cuesta El Afligido, ubicadas en la ladera norte del valle del río Colorado (Figura III-2). Su litología consta de fangolitas con laminación milimétrica, lutitas negras, areniscas finas de color rojo y verde (Figura III-10). El espesor observado de esta unidad es de 175 m. La base es desconocida y se encuentra en contacto por falla con rocas de la Formación Vega Negra (Figura III-10).

Unidad El Guanaco (U2). Corresponde a brechas y areniscas brechosas rojas y gris, con clastos de 5 a 20 cm, de composición principalmente andesítica con intercalaciones de tobas de color rojizo. En su base, en el contacto con la Unidad El Afligido, afloran areniscas gruesas de color rojo (Figura III-11). La mejor exposición de esta unidad es frente al Estero El Guanaco, en la ladera norte del valle del río Colorado (Figura III-11) y su espesor es de 1100 m. Esta unidad se encuentra concordante sobre la Unidad El Afligido (Figura III-10) y bajo la Unidad Los Lunes (Figura III-2)

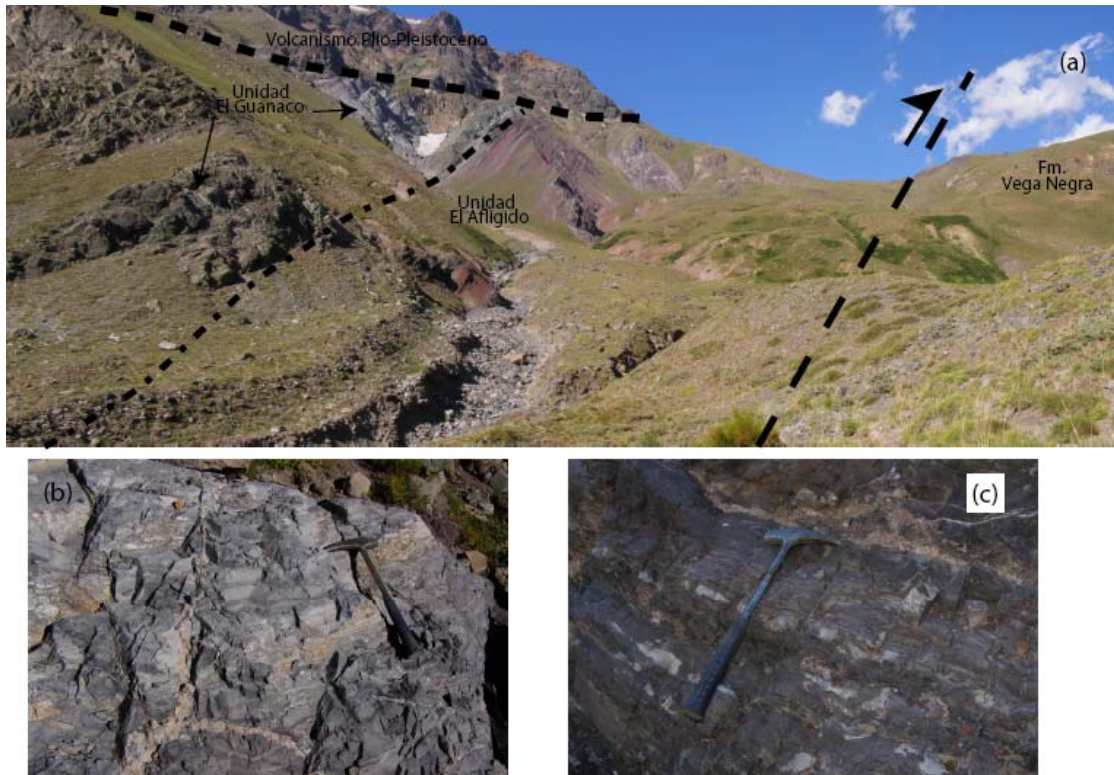


Figura III-10. (a) Vista al norte del afloramiento y contacto entre las unidades El Afligido y El Guanaco. Además se observa la discordancia de estas unidades con el volcanismo Plio-Pleistoceno y el contacto por falla entre la Unidad El Afligido y la Formación Vega Negra. (b) y (c) Fangolitas calcáreas y calizas con estratificación muy fina de la Unidad El Afligido.

Unidad Los Lunas (U3). Esta unidad aflora en las cercanías del Estero Los Lunas, frente al Puente Las Yeguas (Figura III-2). Consta principalmente de tobas de lapilli y tobas cristalinas de color morado rojizo. El espesor de esta unidad es de 775 m. El techo de esta unidad es desconocida ya que se extiende más allá del área de estudio (Figura III-2)

Todas las unidades descritas anteriormente se disponen discordantemente bajo rocas volcánicas Plio-Pleistocenas (Figuras III-2 y III-10) en la parte superior de los cerros que conforman el valle del río Colorado.

Más al norte, en el sector del paso fronterizo Vergara, Piquer et al. (2010) describieron y agruparon como Formación Abanico a una serie de estratos en distintos miembros y unidades

(Figura III-11). Dado el contenido fósil y las edades radiométricas, los miembros descritos por Piquer et al. (2010) fueron asignados a la Formación Abanico.

Al comparar las unidades definidas en este trabajo con las unidades del Miembro Oriental definido por Piquer et al. (2010) (Figura III-11), se puede observar que existe una similitud litológica entre las unidades. Basado en lo expuesto anteriormente, las unidades El Afligido, El Guanaco y Los Lunes son correlacionables al Miembro Oriental de Piquer et al. (2010), por lo cual pertenecerían a la Formación Abanico.

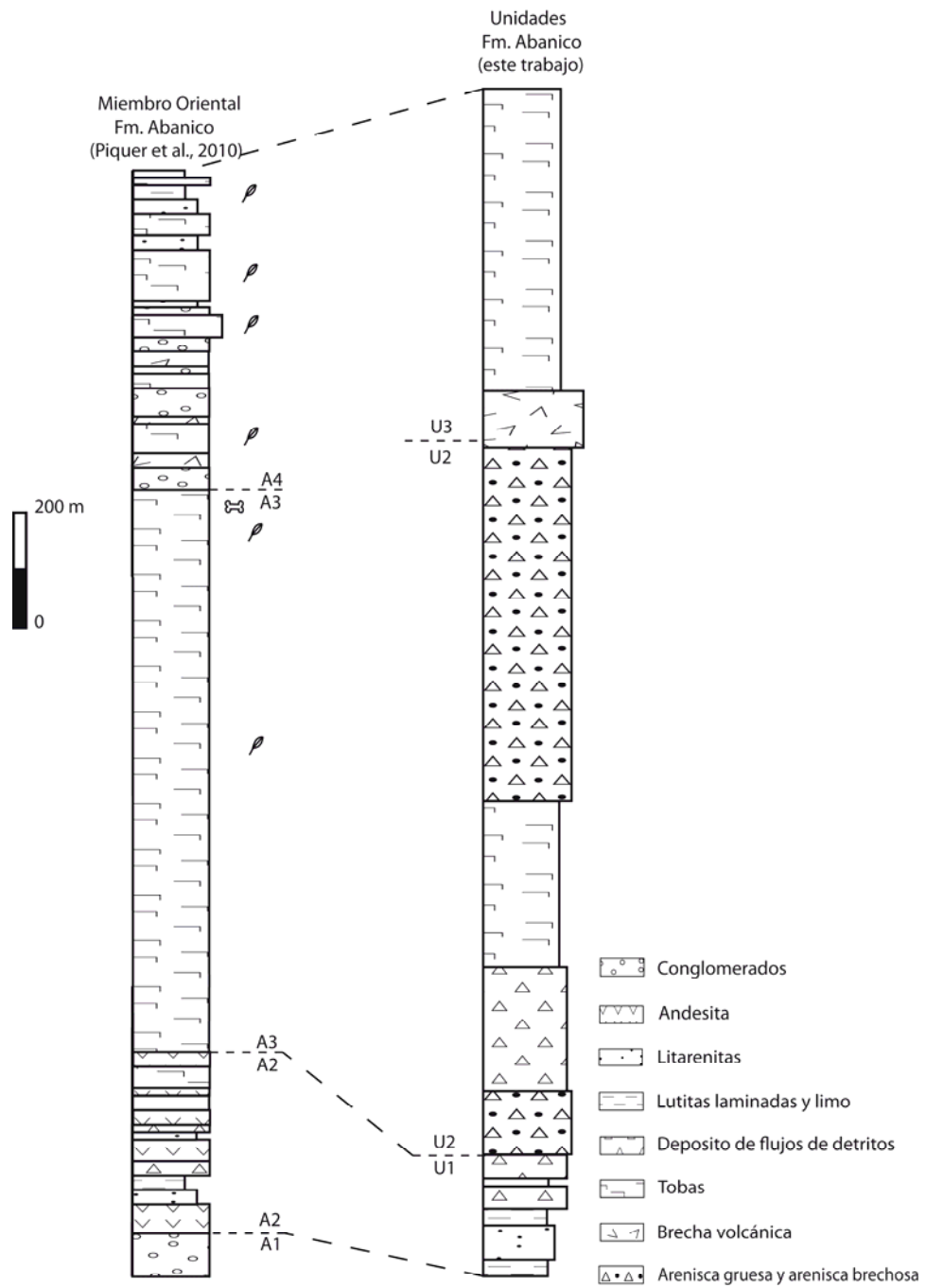


Figura III-11. Columna del Miembro Oriental de la Formación Abanico definida por Piquer et al. (2010) junto con la columna de las unidades U1, U2 y U3 definidas en este trabajo

III.2.5 Unidad Estratos del Colorado.

Con el nombre de Estratos del Colorado se designará un conjunto de rocas sedimentarias continentales, las que Hildreth (1984) agrupó dentro de su Unidad S, de la Formación Loma Seca. Esta formación tiene su mejor desarrollo en ambas laderas del río Colorado, en el sector cercano a la confluencia con el Estero Debía (Figura III-2).

Sus afloramientos se extienden desde el Puesto Potrerillos, al sur del área de estudio, hasta el sector cercano a La Cascada en Valle Grande, formando una franja más o menos continua con una orientación NNW. Hacia el oeste, los afloramientos se extienden en la ladera norte del valle del río Colorado, desde La Cascada de Valle Grande hasta los Baños Las Yeguas, donde los estratos comienzan hacia el este a partir de la Falla Baños de Llolli (Figura III-2).

En el sector del Estero Debía, se puede observar como los Estratos del Colorado se apoyan discordantemente sobre areniscas de la Formación Valle Grande (Figura III-12) y bajo ignimbritas de la Formación Loma Seca. Por su parte, en los Baños Las Yeguas se dispone discordantemente bajo lavas de la Formación Cola de Zorro (Figura III-13).

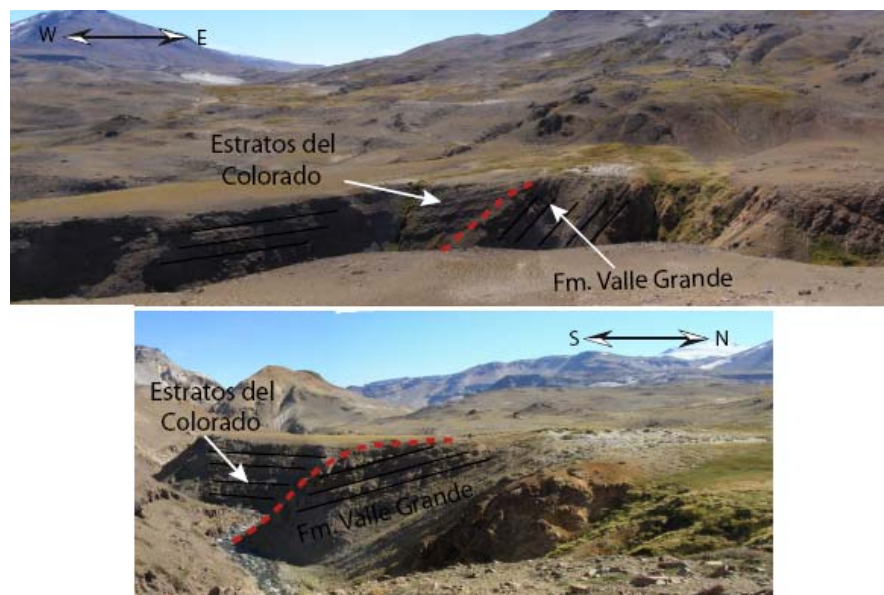


Figura III-12. Vista al norte y al oeste de la discordancia entre la Formación Valle Grande y la unidad Estratos del Colorado, en el área del estero Debía.

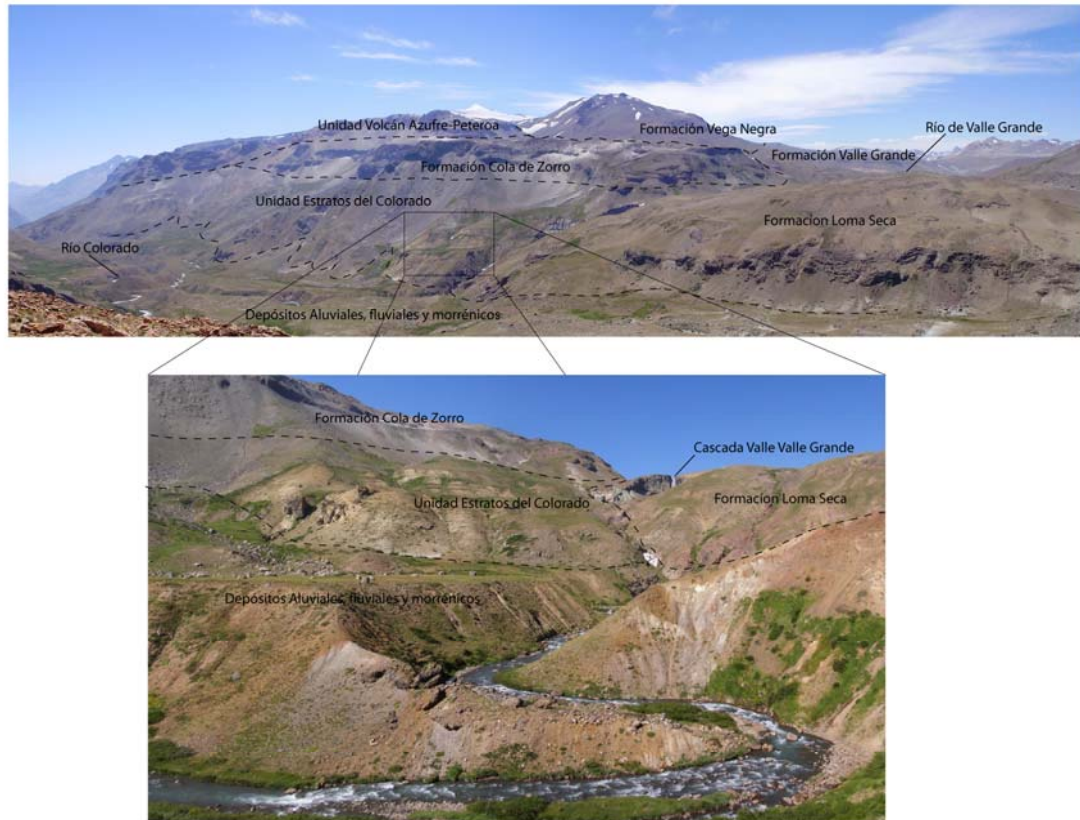


Figura III-13. Vista panorámica al noroeste de las relaciones de contacto de Unidad Estratos del Colorado en la ladera norte del río Colorado (arriba). Vista detallada al norte de los contactos de la unidad en el sector de La Cascada de Valle Grande (abajo).

Esta unidad está principalmente conformada por areniscas de color marrón amarillento con estratificación cruzada y en artesa muy bien conservadas (Figura III-14, Figura III-15, Figura III-16), con estratos de 0.1 a 0.5 m. Intercalada entre las areniscas, aflora una brecha sedimentaria, polimíctica, matriz-soportada. Su matriz es de color rojo y los clastos son de composición volcánica, intrusiva, y de areniscas calcáreas (Figura III-16). Lentes de limos de color morado aparecen en la parte superior de la unidad. El máximo espesor observado es 500 m (Figura III-15).

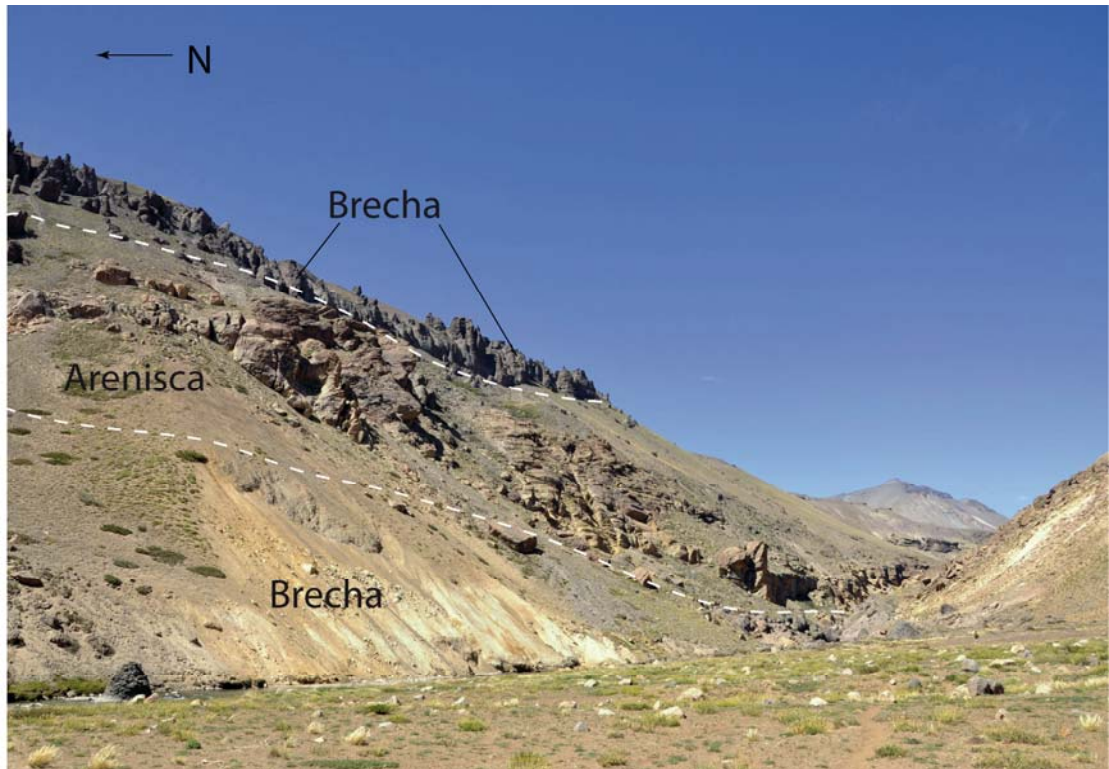


Figura III-14. Afloramientos de la Unidad Estratos del Colorado en la ribera del río Colorado. Para su ubicación ver Figura III-2.

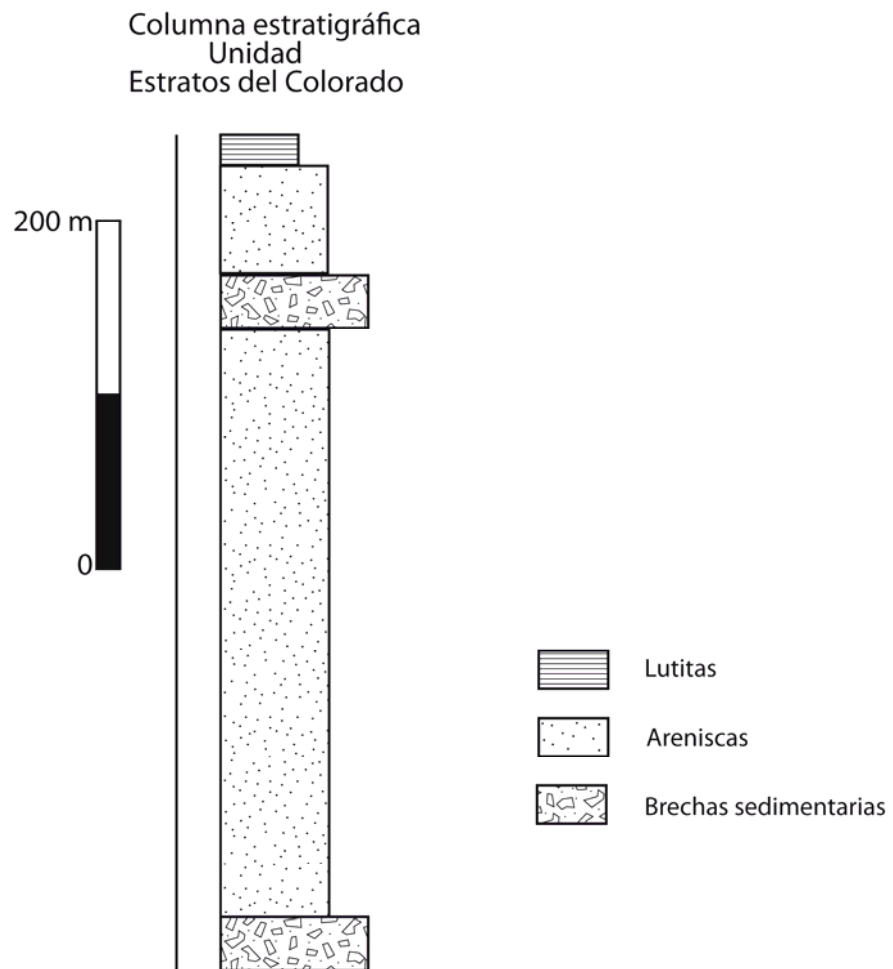


Figura III-15. Columna estratigráfica de la Unidad Estratos del Colorado.

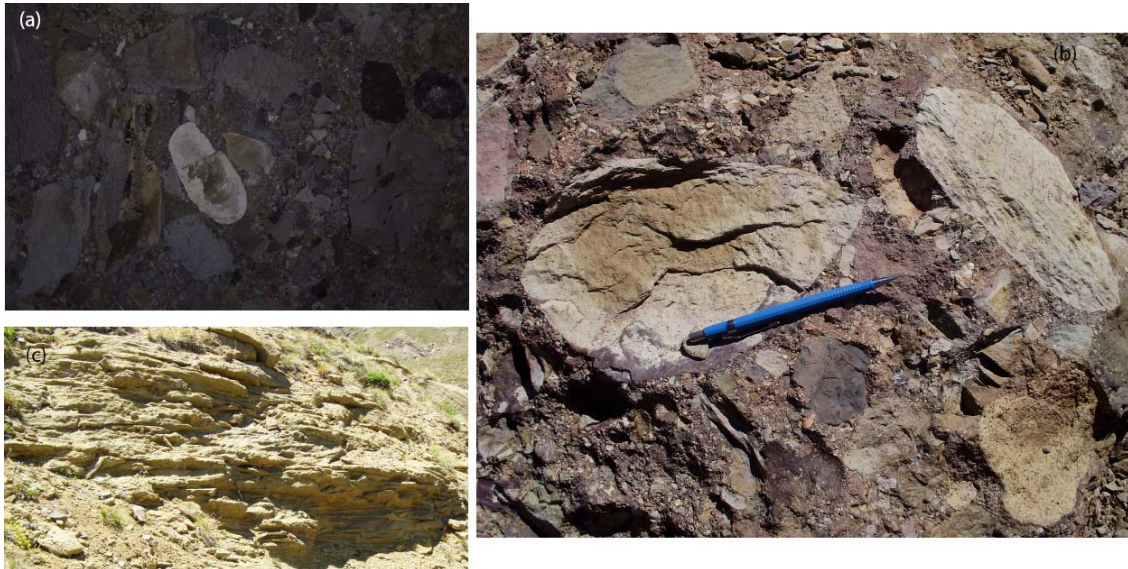


Figura III-16. (a) y (b) Brecha polimíctica de la unidad Estratos del Colorado. (c) Estratificación cruzada en areniscas amarillas de la unidad Estratos del Colorado.

Un aspecto importante de esta unidad es la presencia de discordancias progresivas en niveles de areniscas en el sector de la Cascada de Valle Grande (Figura III-17), lo cual indica que esta unidad corresponde a depósitos sintectónicos.

La edad de esta secuencia sedimentaria es difícil de estimar ya que no contiene fósiles, ni presenta niveles apropiados para dataciones radiométricas. Al encontrarse bajo la Formación Cola de Zorro, se puede acotar una edad mínima Plioceno inferior (Charrier et al., 2002), pero no se puede delimitar muy bien una edad máxima, siendo presumiblemente Mioceno inferior dada su conservación e incipiente alteración, en contraste con la alta alteración que presenta la Formación Abanico.

Por su litología características y edad, esta formación se correlaciona con la Formación Farellones que aflora entre 33°S y 36°S y con la Formación Trapa-Trapa que se expone entre 36°S y 39°S. También se correlaciona con la unidad Conglomerados del Campo del Colorado (González, 2008), que se dispone en el sector del Cerro Alto del Padre (35°S), entre los ríos Tinguiririca y Teno, en la zona septentrional del área de estudio, discordante sobre la Formación Abanico (González, 2008).



Figura III-17. Vista al sur de las discordancias progresivas en la Unidad Estratos del Colorado. Para su ubicación ver Figura III-2

III.2.6 Formación Cola de Zorro (González y Vergara 1962)

Se denomina Formación Cola de Zorro al conjunto de rocas volcánicas andesíticas-basálticas, que se caracterizan por constituir una secuencia bien estratificada con gran extensión areal, y una disposición horizontal sobre rocas más antiguas deformadas (González y Vergara, 1962).

En la zona de estudio, la Formación Cola de Zorro aflora en ambas laderas del valle del río Colorado de forma discordante sobre rocas mesozoicas y cenozoicas (Figura III-2, Figura III-10, Figura III-13). Sobre ella se disponen depósitos volcánicos de la Unidad volcán Peteroa-

Azufre, en la ladera norte, y de la Formación Loma Seca en la ladera sur. El espesor de esta formación es de 200 m.

Las relaciones de contacto observadas en terreno muestran que la edad máxima de la Formación Cola de Zorro sería post-Mioceno superior, al encontrarse sobre rocas deformadas de la Formación Abanico, y una edad mínima pre-Pleistoceno al ubicarse bajo la unidad volcán Peteroa-Azufre y Formación Loma Seca. Lo anterior es consistente con la edad Plioceno (González y Vergara, 1962) que se le asigna a esta formación.

III.2.7 Unidad volcán Peteroa-Azufre (Naranjo et al., 1999)

Está formada por una sucesión de lavas y rocas piroclásticas profundamente erosionadas que conforman las rocas más antiguas del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa (CVPP) (Naranjo y Haller, 2002). Estas se exponen en los cerros Peteroa y Baños del Azufre (Figura III-2), donde se conservan remanentes del edificio volcánico erosionado. Además, aflora en la ladera norte del valle del río Colorado, en la ladera suroeste de la Quebrada Martínez, donde se dispone concordante sobre la Formación Cola de Zorro.

La composición de las lavas corresponden a basaltos, andesitas basálticas, andesitas y dacitas (Naranjo y Haller, 2002). El espesor real de esta formación no se puede estimar al encontrarse muy erosionada. Un espesor mínimo estimado es de 100 m.

Al encontrarse sobre la Formación Cola de Zorro se le puede asignar una edad post-Plioceno, lo que concuerda con la edad reportada de 1,2 Ma en depósitos ubicados en el sector del río del Nevado (Naranjo y Haller, 2002).

III.2.8 Formación Loma Seca

Corresponde a depósitos volcánicos riodacíticos y dacíticos originados por más de 1000 km³ de magma eruptados por el complejo de Caldera Calabozos (Hildreth et al., 1984; Grunder

et al., 1987). Esta formación consta de 3 unidades: unidad L, V y S. Las tres unidades corresponden a tobas que difieren principalmente en su mineralogía.

Esta formación aflora en casi toda el área de estudio (Figura III-2), encontrándose discordante sobre casi todas las unidades estratigráficas nombradas anteriormente (Figura III-9, Figura III-13). González y Vergara (1962) la definieron como “volcanitas de planicies y valles”, ya que se encuentran rellenando valles, como ocurre en los valles del Estero Debía o el del río Colorado, o formando grandes planicies tal como ocurre al este de Valle Grande. Debido a lo anterior es muy difícil estimar el espesor de esta formación.

La edad de esta formación es Pleistoceno (0.8 a 0.15 Ma). Se encuentra discordante sobre todas las formaciones antes descritas y su espesor es variable ya que corresponde a la actual superficie de erosión por lo que el techo se encuentra erodado, pero se estima un mínimo de 700 m, en las zonas más centrales (Hildreth et al., 1984; Grunder et al., 1987).

Los depósitos de la Formación Loma Seca habrían sido emitidos desde la Caldera Calabozos, la cual habría colapsado después de la erupción de la Unidad V y S. El colapso de la caldera estaría evidenciado por una serie de fallas verticales en la parte norte y este de la misma, que combinadas tendrían un desplazamiento de 500 m (Hildreth et al., 1984; Grunder et al., 1987). Luego del colapso de la caldera, se formó un domo, el cual habría experimentado una resurgencia magmática que produjo un alzamiento en la mitad norte del sistema, caracterizado por una red de fallas normales (Hildreth et al., 1984; Grunder et al., 1987). Sin embargo, en este trabajo solo se reportan fallas inversas que deforman a la Formación Loma Seca, lo que será abordado en el capítulo IV.

IV. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

IV.1 Estructura superficial

IV.1.1 Introducción

El área de estudio se enmarca dentro de la Cordillera Principal. En ella existen dos dominios estructurales fuertemente marcados: (1) faja plegada y corrida de Malargüe (FPCM), en la vertiente oriental, y (2) la Cuenca de Abanico (CA), en el lado occidental.

El principal rasgo estructural del dominio FPCM es la presencia de numerosos bloques constituidos por el basamento pre-Jurásico que han sido alzados verticalmente por medio de grandes fallas normales invertidas de rumbo NNW (Figura I-4, en Capítulo I). Por otra parte, la cobertura sedimentaria mesozoica está deformada mediante varios sistemas de estructuras compresivas de piel delgada, con rumbos que varían entre N-S y NNE-SSW (Manceda y Figueroa, 1995; Giambiagi et al., 2008). En general, la vergencia de los pliegues, fallas y cabalgamientos es principalmente hacia el este, presentado algunos retrocorrimientos de vergencia opuesta. El estilo de los pliegues varía de acuerdo al mecanismo por el cual se forman: fallas normales invertidas, fallas inversas o cabalgamientos (Figura I-4, ver Capítulo I) (; (Manceda y Figueroa, 1995; Giambiagi et al., 2008).

El dominio CA representa un rasgo tectónico mayor en la configuración actual de la Cordillera Principal y corresponde a un sistema de cuencas extensionales invertido con orientación N-S a NNE-SSW (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002; Giambiagi et al., 2003b;

Charrier et al., 2005; Fock et al., 2006; Farias et al., 2010). La deformación en este dominio afecta principalmente a la Formación Abanico, y más al norte también a la Formación Farellones, las que se encuentran deformadas principalmente por estructuras con rumbo N-S y NNE-SSW. La mayoría de las fallas que afectan a la Formación Abanico son cabalgamientos de alto ángulo, con vergencia tanto oeste como este; los pliegues varían considerablemente en amplitud, y longitud de onda, así como también la vergencia de los mismos, lo que trae como consecuencia que los espesores de los flancos también sean muy variables (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002, 2005; Fock et al., 2006;). El irregular estilo de plegamiento junto con la variabilidad en la vergencia de los pliegues ha sido adjudicado a la inversión de fallas normales (Charrier et al., 2002, 2005).

El contacto entre los dos dominios también varía a lo largo de la Cordillera Principal. A los 33°40', al sureste de Santiago el contacto corresponde a la falla El Diablo de alto ángulo y vergencia oeste. En cambio en el valle del río Tinguiririca, en la localidad de Termas del Flaco, el contacto corresponde a la falla El Fierro de alto ángulo y vergencia este que a su vez corta a una discordancia entre depósitos calovianos de la Formación Agua Negra (Charrier et al., 2002).

A partir de estos dos rasgos tectónicos mayores como los son CA y FPCM, el área de estudio se dividió en dos dominios estructurales: (1) el Dominio Cuenca de Abanico (DCA) y (2) el Dominio Faja Plegada y Corrida de Malargüe (DFPCM) (Figura IV-1).

A continuación, se realizará una descripción de las estructuras de cada dominio, y posteriormente se mostrará y analizará la interpretación en subsuperficie, basado fundamentalmente en la expresión que las mismas tienen en el terreno, por lo cual su ubicación y características están circunscritas al mapa geológico de la Figura III-2. De este modo se pretende diferenciar las estructuras mapeadas de la reconstrucción estructural que se detallará con posterioridad y que está sujeta a las interpretaciones del autor.

De manera general, se puede observar que la vergencia de todas las estructuras es hacia el este (Figura IV-1). Además las fallas, y estructuras en general, se pueden separar en dos familias según la orientación que presentan: (1) rumbo NE-SW, ubicado en el sector occidental

del área de estudio (Figura IV-1), y (2) N-S y NNW-SSE, localizado en la parte oriental (Figura IV-1).

IV.1.2 Dominio Cuenca de Abanico (DCA)

Corresponde a la parte más occidental de la zona y está compuesto por el bloque estructural El Novillo y Llolli (Figura IV-1). La principal característica de este dominio es el rumbo NNE-SSW que presentan las estructuras, además de que en la deformación participan no sólo rocas de las Formación Abanico, sino que también de las formaciones Vega Negra y Valle Grande.

IV.1.3 Bloque El Novillo

Ubicado en la parte occidental del área, el Bloque El Novillo está limitado al este por la Falla El Novillo (Figura IV-1). Corresponde a un bloque estructural caracterizado por un pliegue monoclinal de manteo fuerte al oeste (45° a 70°) conformado por rocas de la Formación Abanico (Figura IV-2). Todo el bloque presenta un rumbo NNE (Figura IV-1).

La Falla El Novillo corresponde a una falla de alto ángulo (70°) con vergencia este, en cuyo bloque colgante se encuentra la Unidad El Afligido, perteneciente a la Formación Abanico, y en bloque yacente la Formación Vega Negra (Figura IV-3). Como se puede observar, esta falla corresponde al límite este hasta donde aflora la Formación Abanico y donde se encuentra en contacto por falla con las unidades mesozoicas.

Basado en su relación de corte, rocas jóvenes sobre rocas viejas, la Falla El Novillo se presenta como una falla normal que ha sufrido algún grado de inversión, evidenciado por el fuerte manteo al oeste que tiene la Formación Abanico, dirección contraria a la que se produciría sólo con extensión.

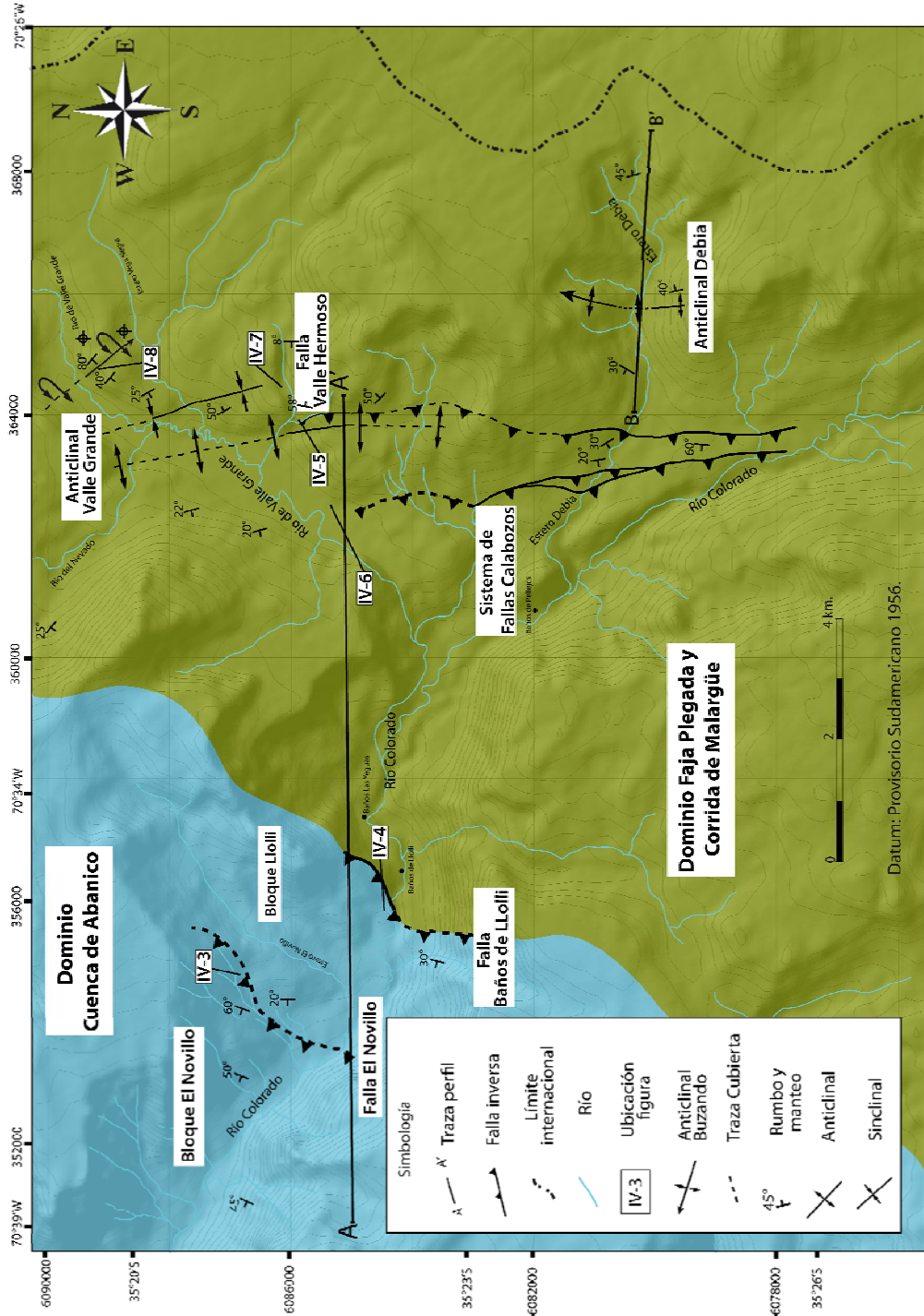


Figura IV-1. Mapa de los dominios estructurales definidos en este trabajo. Además se muestran los distintos bloques que conforman cada dominio.

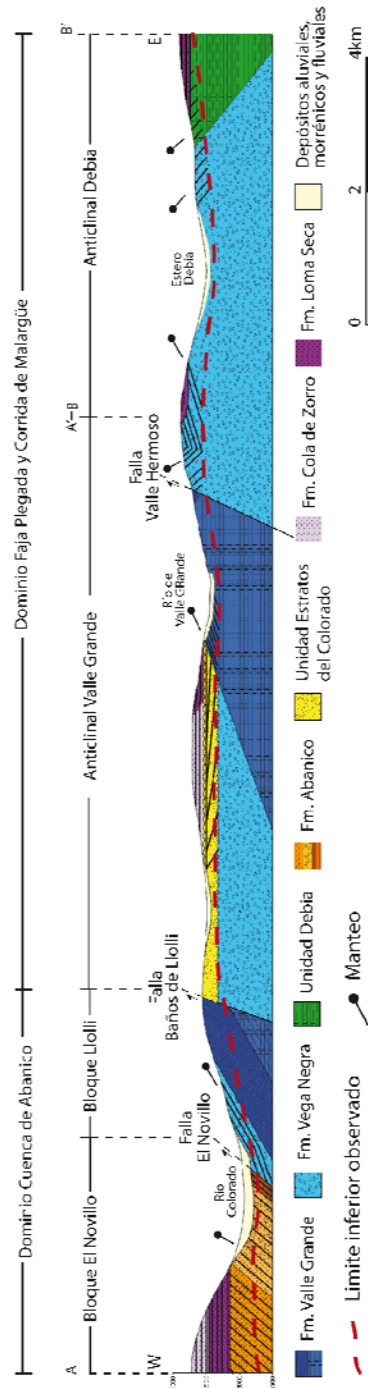


Figura IV-2. Perfil geológico esquemático del área de estudio

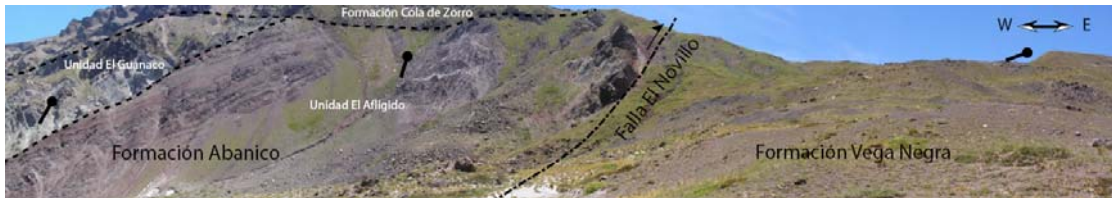


Figura IV-3. Vista panorámica al norte de la configuración estructural, en el sector del estero El Novillo.

IV.1.3.1 Bloque Llolli

Corresponde al bloque estructural limitado por la Falla El Novillo, por el oeste, y la Falla Baños de Llolli, por el este (Figura IV-1). Está conformado por rocas pertenecientes a la Formación Vega Negra que mantean 20° - 30° W. Bajo éstas, aflora una secuencia de más de 150 m de yeso perteneciente al nivel superior de la Formación Valle Grande y que se encuentra en contacto con brechas de la Unidad Estratos del Colorado por medio de la Falla Baños de Llolli (Figura IV-4).

La Falla Baños de Llolli corresponde a una falla inversa de vergencia este que afecta a rocas de la Formación Vega Negra y a niveles de yeso de la Formación Valle Grande ubicadas en el bloque colgante, las cuales se disponen en un pliegue monoclinal con manteos que varían de 20° W en la cercanías con la Falla el Novillo a 30° W en el sector de Baños de Llolli (Figura IV-4).

En el bloque yacente de este bloque estructural se encuentran brechas y conglomerados de la Unidad Estratos del Colorado que se encuentran basculados 10° al oeste.



Figura IV-4. Vista panorámica al suroeste del sector de Baños de Llolli. En el costado derecho de la fotografía se muestra como la Falla Baños de Llolli monta rocas de la Fm. Vega Negra sobre sí misma. En el costado derecho aflora el yeso, el cual también se encuentra involucrado en la deformación.

IV.1.4 Dominio Faja Plegada y Corrida de Malargüe (DFPCM)

Corresponde a la mayor parte del área de estudio y está compuesto Anticlinal Valle Grande, el Sistema de Falla Calabozos y el Anticlinal Debia. Este dominio se caracteriza en que la deformación afecta exclusivamente a las rocas mesozoicas y las estructuras tienen rumbos N-S y NNW-SSE (Figura IV-1).

IV.1.4.1 Anticlinal Valle Grande

Se sitúa en el valle homónimo y corresponde a un anticlinal-sinclinal de ~7 km de longitud de onda, que se extiende a lo largo de su eje por lo menos 8 km, con un rumbo NNW-SSE y vergencia este. (Figura IV-1)

En el núcleo del anticlinal afloran rocas de la Formación Valle Grande que se montan sobre rocas de la Formación Vega Negra por medio de la Falla Valle Hermoso, la cual corresponde a una falla inversa de rumbo NNW-SSE, vergencia este y alto ángulo (ca. 70°) (Figura IV-5). La particularidad de la Falla de Valle Hermoso es la relación diacrónica con la formación del Anticlinal Valle Grande, ya que se encuentra cortando a los estratos ya deformados que conforman al anticlinal.

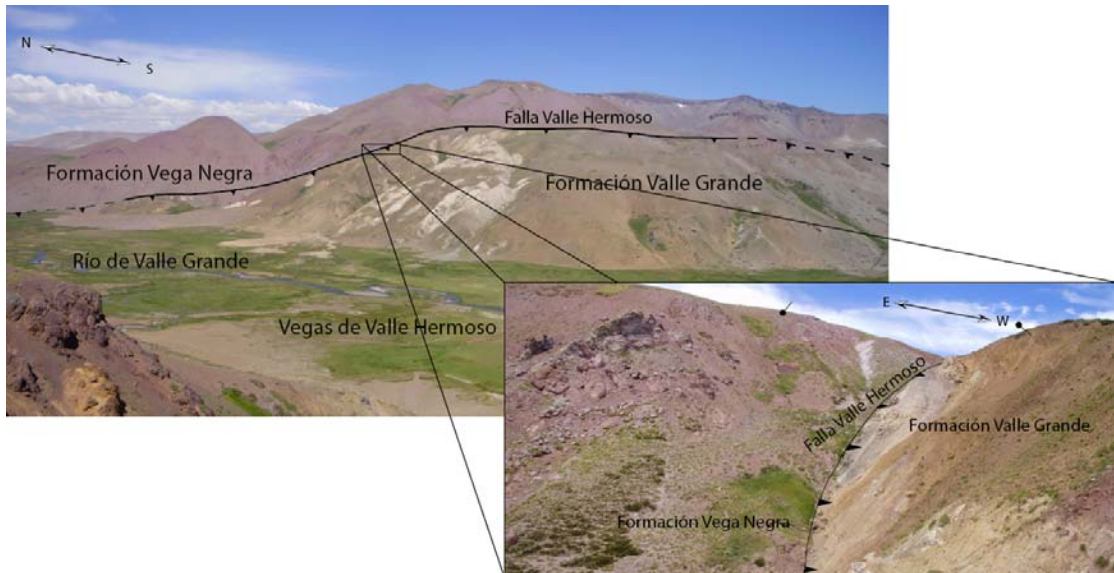


Figura IV-5. Vista panorámica de la ladera este de Valle Grande. En el rectángulo pequeño se muestra a la Falla Valle Hermoso la cual monta estratos de la Formación Valle Grande sobre la Formación Vega Negra.

En ambos flancos del anticlinal afloran rocas sedimentarias pertenecientes a la Formación Vega Negra, las que modelan la geometría asimétrica que muestra el anticlinal, presentando un limbo dorsal con manto suave al W (20-25°) y un limbo frontal de manto abrupto al E (50° a 60°) (Figura IV-6).



Figura IV-6. Vista panorámica hacia el norte del valle del río Valle Grande. En la fotografía se trazo el eje del Anticlinal Valle Grande, junto con la traza de la Falla Valle Hermoso. Además se observan las formaciones mesozoicas que afloran en las laderas del valle.

Hacia el este del anticlinal, se encuentra un sinclinal de bloque yacente con un flanco delantero subhorizontal y formado por rocas de la Formación Vega Negra (Figura IV-7).



Figura IV-7. Vista del sinclinal de bloque yacente en la Formación Vega Negra, ubicado al este del Anticlinal Valle Grande, en la ladera oriental del Valle Grande.

En el sector norte de Valle Grande, cercano al Estero Vega Negra, se encuentra un anticlinal apretado, rumbo NNW y buzante al sur, formado por niveles de yeso de la Formación Valle Grande en el núcleo y rocas de la Formación Vega Negra en los flancos. El limbo frontal se encuentra volcado (80°SW) y el limbo trasero cae al SW con un ángulo de 40° (Figura IV-8).

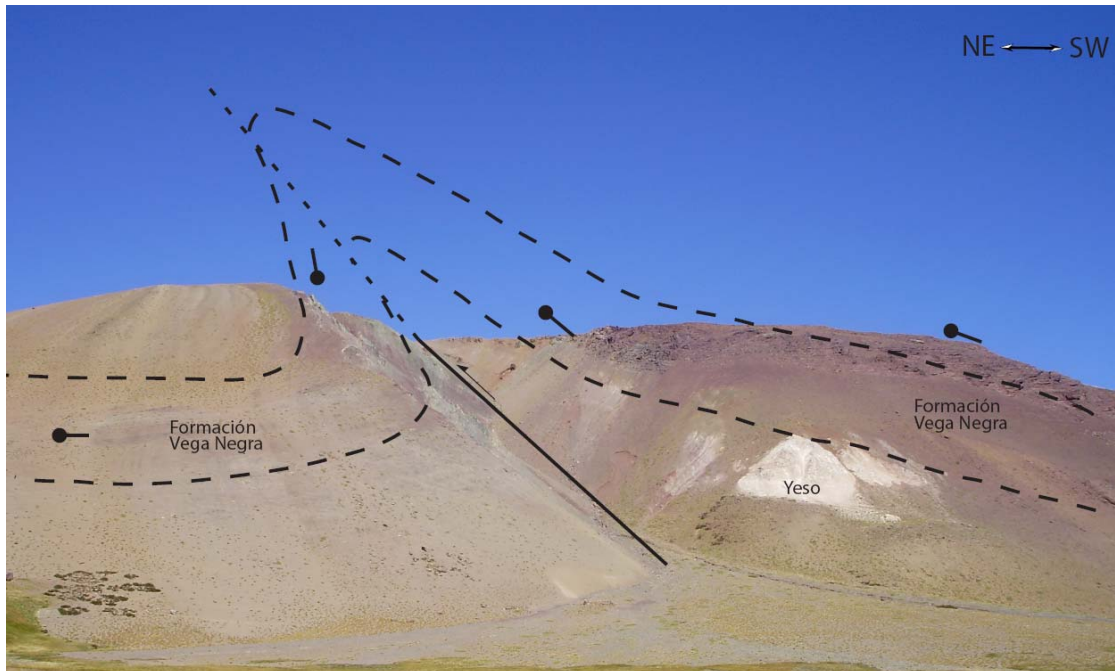


Figura IV-8. Vista panorámica al este del anticlinal ubicado en el sector norte de Valle Grande. En el núcleo del anticlinal se puede ver niveles de yeso involucrados en la deformación

Hacia el sur, en el sector del Estero Debia, el Anticlinal Valle Grande desaparece, sólo se observa un pliegue monoclinal con rumbo N-S y con una dirección de manteo oeste formado por rocas pertenecientes a la Formación Valle Grande, las que montan mediante el Sistema de Falla Calabozos sobre rocas de la Formación Vega Negra y la Unidad Debia, las cuales mantean suavemente al oeste (Figura III-2; Figura IV-1).

Al contrario del Anticlinal Valle Grande, la Falla Valle Hermoso no desaparece sino que pareciera tener continuidad con el brazo más oriental del Sistema de Falla Calabozos, el cual presenta un rumbo N-S a NNW-SSE (Figura IV-1).

IV.1.4.2 Sistema de Falla Calabozos

Corresponde a una falla inversa ubicada en la parte sur del área de estudio, la que presenta una orientación aproximada N-S a NNW, aun cuando esta orientación varía debido a la presencia de 2 brazos en el sector del Estero Debia (Figura IV-1).

Cada rama de la falla presenta gruesas brechas de falla con grandes bloques angulosos, que a menudo superan los 50 m de ancho y forman escarpes máximos de ~25m (Figura IV-9). La inclinación de la estructura fluctúa entre 20 a 30°W en la ladera norte del Estero Debia, llegando hasta 60°W en el sector sur del mismo. La mayor inclinación posible corresponde a la rampa principal.



Figura IV-9. Brechas de falla asociadas al Sistema de Falla Calabozos, ubicadas en el sector del Estero Debia

El Sistema de Falla de Calabozos presenta la particularidad de que afecta a todas las secuencias de la zona, incluyendo a los depósitos glaciales y posglaciales, lo cual indicaría que ha estado activo durante el Cuaternario.

IV.1.4.3 Anticlinal Debia

Este anticlinal se ubica en el estero homónimo y está conformado por rocas de la Formación Vega Negra, Unidad Debia y en el núcleo niveles de yeso de la Formación Valle Grande en el Estero Debia. El anticlinal no se puede continuar hacia el norte o el sur ya que se encuentra cubierto por rocas de la Formación Loma Seca (Figura III-2).

La estructura tiene una amplitud de 3 km, vergencia este, rumbo N-S y no se han observado evidencias de fallamiento. No se preserva toda la estructura, pudiéndose solo encontrar el limbo trasero, con un rumbo NNE-SSW y manteo 30°W; y el limbo frontal, con rumbo NNW-SSE y manteo 45°E (Figura IV-1).

IV.2 Interpretación en profundidad.

IV.2.1 Metodología

La interpretación en profundidad de la estructura en superficie se llevó a cabo mediante una sección estructural dividida en dos partes. La primera parte tiene una longitud de ~14 km, una orientación E-W y atraviesa desde el extremo occidental del área hasta el Río de Valle Grande (Figura IV-1). La segunda tiene una orientación E-W, una longitud ~6 km y fue construida en el sector del Estero Debia (Figura IV-1). En total, la sección integrada tiene un largo de 20,23 km.

Las secciones se realizaron con el programa “2D Move”. Los datos tomados durante este estudio fueron complementados con los presentados en el trabajo de González y Vergara (1962).

Toda esta información fue proyectada a la traza del corte estructural para posteriormente realizar el perfil balanceado y su posterior restauración, todo mediante el software “2D Move”.

La reconstrucción palinspástica de la sección se realizó utilizando el método por longitud de líneas. En este tipo de reconstrucción se considera la premisa de que se conserva la longitud de las líneas y, por ende, el espesor de los bancos antes y después de la deformación (Suppe, 1983).

Para realizar la reconstrucción se utilizó el algoritmo *Line-Lenght Unfold* y se comenzó a restaurar de este a oeste. De esta manera se comenzó colocando un primer *pin line* de manera que abarque todas las unidades del sector oriental. Luego para reconstruir el sector medio de la sección se utilizaron varios *pin lines* debido a la complejidad de la deformación. Finalmente para el sector occidental, específicamente para el Bloque El Novillo, se utilizó un *pin line* adicional.

Además, se realizaron modelos cinemáticos para un análisis de los mecanismos de plegamiento/fallamiento. Los mecanismos de deformación ocupados en este trabajo son: cizalle triangular (*trishear*) y cizalle oblicuo (*inclined-shear*). El cizalle oblicuo o inclinado modela geoméricamente la relación entre la geometría de la falla y la deformación de la pared colgante utilizando vectores de cizalle vertical o inclinado (White et al., 1986; Dula, 1991; Xiao y Suppe, 1992; Withjack y Peterson, 1993). Este algoritmo asume una deformación difusa a través de la pared colgante en vez del deslizamiento discreto entre capas (Figura IV-10). Se aplica mayormente en regiones dominadas por extensión, especialmente en el caso de la generación de un anticlinal de *roll-over* sobre una falla normal listrica, así como también en los casos de inversión (Buddin et al., 1997; Bulnes y McClay, 1998).

El algoritmo de *trishear* utiliza el mecanismo de cizalle triangular y deriva de la descripción de la velocidad de deformación, asumiendo que el desplazamiento a lo largo de la falla es acomodado a partir de la distribución de la deformación en una zona triangular que se extiende desde el punto de terminación de la falla (Erslev, 1991; Hardy and Ford, 1997; Allmendinger, 1998;).

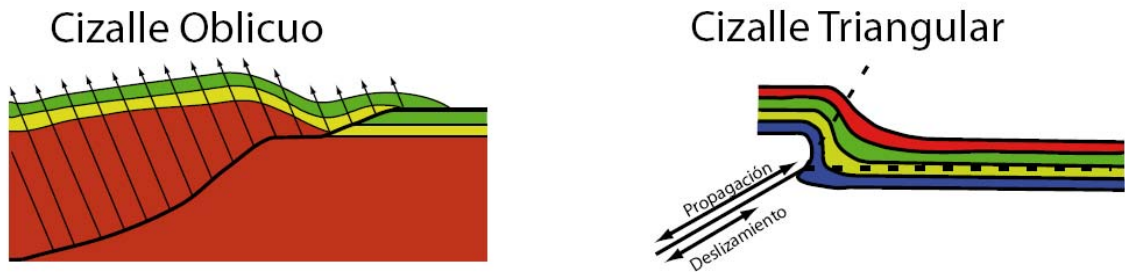


Figura IV-10. Algoritmos ocupados para el modelamiento cinemático de una falla.

IV.2.2 Análisis de la sección estructural

La sección fue restaurada al momento pre-Mioceno. Presenta un acortamiento mínimo de $7,48 \pm 1,5$ km que corresponde al 27 ± 5 %, lo cual es consistente con modelos estructurales recientes, los cuales muestran que el acortamiento acomodado en el sector este de la vertiente oriental chilena de la Cordillera Principal es de 8 km (Farias et al., 2010). También concuerda con el porcentaje de acortamiento reportados en el lado argentino de la cordillera para esta latitud (25 a 24%) (Giambiagi et al., 2009b).

El estilo de deformación correspondería a uno de piel gruesa, en la parte oeste, con fallas inversas de alto ángulo en superficie y geometría lítrica en profundidad (Figura IV-11), y un estilo de piel fina hacia el este, con fallas inversas de bajo ángulo y que sólo involucran rocas de la cobertura sedimentaria en la deformación (Figura IV-11).

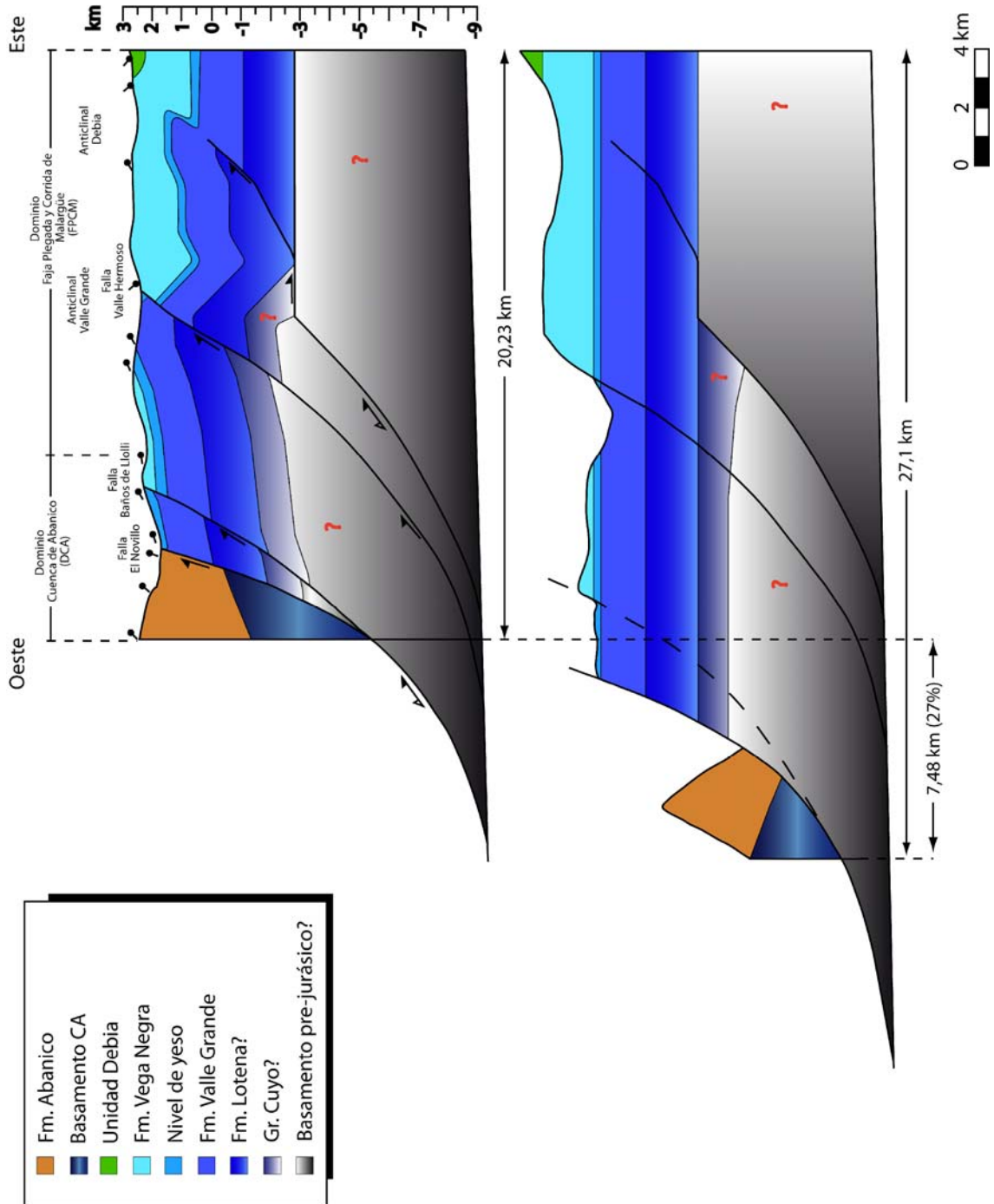


Figura IV-11. Sección estructural y reconstrucción palinspástica. El largo final de la sección es de 20,23 km, mientras en la reconstrucción la longitud inicial corresponde a 27,1 km, representando un acortamiento de 7,48 km, equivalente a un 27%.

IV.2.2.1 Análisis Dominio Cuenca de Abanico.

Este dominio se caracteriza principalmente por presentar estructuras de rumbo NNE-SSW, y en él se encuentran las fallas El Novillo y Baños de Llolli.

La primera se interpretó como una de las fallas de borde que habría controlado el depósito de la Formación Abanico. Esta interpretación se basa en el alto ángulo de la falla, la relación de corte que presenta, la desaparición de los depósitos de la Cuenca de Abanico hacia el este y al hecho de que la Unidad Los Lunes se correlaciona con las rocas pertenecientes a la Formación Abanico que contienen restos fósiles mamíferos del Oligoceno temprano en el sector cercano al Paso Vergara (Charrier et al., 1996; Flynn et al., 2003), lo que indicaría que las rocas de la Formación Abanico expuesta en esta zona podrían corresponder a niveles cercano a la base de la misma. Cabe mencionar que esta interpretación podría variar o validarse si se tuviesen edades que ratificasen la correlación litológica.

La Falla Baños de Llolli se interpretó como una falla inversa de alto ángulo, que correspondería a un *short-cut* de bloque yacente, que deforma al quizás *pre-rift* de la extensión de la Cuenca de Abanico, y que se habría desarrollado sin o post- inversión. La aparición de *short-cut* ha sido documentada por varios autores, tanto en modelos análogos como en casos reales, quienes muestran que su aparición siempre está asociada a los procesos de inversión de cuencas preexistentes (McClay, 1995; Dubois et al., 2002).

La generación de este tipo de fallas y sus características, como el punto desde el cual se propagan, está condicionada por la geometría de la falla normal (Buchanan y McClay, 1991, 1992; McClay, 1995) y la sedimentación durante la extensión e inversión (Huyghe y Mugnier, 1992; Dubois et al., 2002; Pinto et al., 2010). En presencia de fallas lítricas, donde los segmentos de alto ángulo no son fáciles de reactivar, se desarrollan *footwall short-cut thrust*, lo cuales pueden incorporar incluso basamento dentro de la estructura de inversión (Figura IV-12, I-2) (Buchanan y McClay, 1991, 1992; Huyghe y Mugnier, 1992; McClay, 1995).

Las fallas del tipo *short-cut* no solo se desarrollan cuando existe una falla listrica, también en cuencas invertidas que presentan un arreglo de dominio (Figura IV-12) (Buchanan y McClay, 1992; McClay, 1995). Otro aspecto importante acerca de los *footwall short-cut thrust* es que su traza siempre es paralela a la traza de la falla mayor que se invirtió, incluso si el campo de stress de la inversión varia respecto al de la extensión (Dubois et al., 2002). Lo anterior indica la gran influencia de la geometría y orientación de las estructuras preexistentes sobre las nuevas fallas (McClay, 1995; Dubois et al., 2002; Yagupsky et al., 2007, 2008).

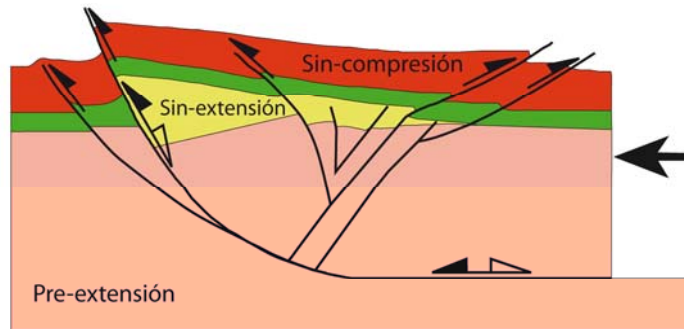
Otros autores han mostrado que la sedimentación también condiciona la aparición de *footwall short-cut thrust* (Panien et al., 2005; Pinto et al., 2010). En general, el desarrollo de *short-cut* ocurre en casos donde la sedimentación dentro de la cuenca esta completa, ya sea durante el periodo extensivo o la posterior inversión (Figura IV-12) (Pinto et al., 2010).

Al realizar la reconstrucción palinspástica del Bloque El Novillo, y al no tener un nivel regional al cual restaurar, se tomó en consideración al espesor máximo reportado para la Formación Abanico, él cual alcanzaría hasta 6000 m en la parte oriental de la cuenca y que gran parte de este espesor se habría erosionado (Charrier et al., 2002, 2005). Debido a esto, el acortamiento y alzamiento producido por la inversión de la Falla El Novillo podría estar sub o sobrevalorado, por lo que un mejor control stratigráfico y cronológico para la Formación Abanico se hace necesario al momento de interpretar las estructuras orientales de la Cuenca de Abanico.

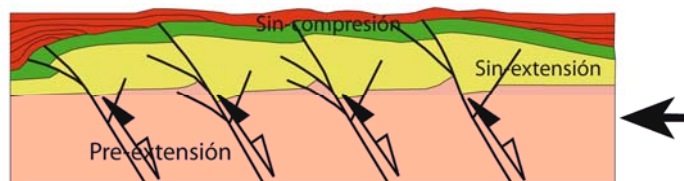
En cuanto a la cinemática de la deformación de estas dos fallas, se estableció que el mejor mecanismo que describe la deformación de la Falla el Novillo corresponde a uno de cizalle inclinado, lo que implica una alta relación de propagación/deslizamiento (p/s), y uno de cizalle triangular para la Falla Baños de Lloli con alto valor p/s.

En resumen el dominio CA se caracterizaría por fallas inversas de alto ángulo, de piel gruesa y rumbo NNE-SSW, que formaron pliegues por propagación en las rocas involucradas.

(a) Inversión de una falla lítrica simple



(b) Inversión de un arreglo en dominó



(c) Inversión de una falla plana simple

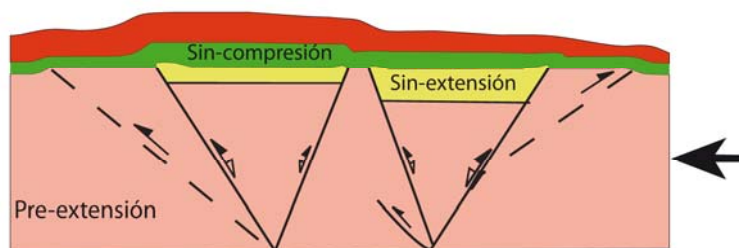


Figura IV-12. Modelos de inversión para sistemas de fallas extensionales simples: (a) inversión de una falla lítrica simple. Modificado de McClay, 1995; (b) inversión de un arreglo de fallas en dominó, Modificado de McClay, 1995; (c) Inversión de una falla plana simple. Modificado de Pinto et al., 2010.

IV.2.2.2 Análisis Dominio Faja Plegada y Corrida de Malargüe.

La principal estructura de este dominio corresponde al Anticlinal de Valle Grande. Este anticlinal fue interpretado como un sistema anticlinal-sinclinal por flexión de falla formado durante la inversión de una estructura normal que se encontraría en subsuperficie.

La evidencia en superficie para la posible inversión de una falla normal y la formación del sistema anticlinal-sinclinal sería la geometría asimétrica que presenta la estructura, con un flanco frontal más corto y empinado que el flanco dorsal (Figura IV-1, IV-2, IV-11). Este tipo de anticlinales son característicos de los anticlinales de basamento que se encuentran hacia el este, como el Anticlinal Malargüe, Paulauco, La Valenciana, Torrecillas, Los Blancos, entre otros, y que se formaron durante la inversión tectónica de fallas normales pre-existentes (Figura IV-13, IV-14) (Silvestro et al., 2005; Giambiagi et al., 2009b). Si bien no en todos los anticlinales nombrados anteriormente el basamento aflora en superficie, se sabe a través de sondajes y perfiles sísmicos que el basamento se encuentra involucrado en la deformación, incluso en sectores donde solo se ve en superficie una deformación presumiblemente de piel fina. La longitud de onda propuesta para el Anticlinal Valle Grande es de 12 km, lo que es consistente con lo observado en los anticlinales de basamento en territorio argentino, los cuales presentan longitudes de onda que varían entre 32 km (Anticlinal Torrecillas) a 12 km (Anticlinal Palauco).

Otra característica que comparte el Anticlinal de Valle Grande con los anticlinales de basamento ubicados al este en territorio argentino es el rumbo N-S a NNW-SSE que tienen algunas de las estructuras (Figura IV-13), lo que es consistente con la orientación que tendrían los depocentros mesozoicos para una orientación de extensión máxima NNE-SSW, sugiriendo un *rift* oblicuo que posteriormente se habría invertido durante el neógeno (Yagupsky et al., 2007; Giambiagi et al., 2009b, 2009c).

Un rasgo que se puede observar del dominio FPCM es que existe un cambio en el estilo de deformación mostrado en la parte oriental del perfil (Figura IV-11), desde uno de piel gruesa a uno de piel fina. Esta característica parece ser común con los anticlinales de basamento que se encuentran al este, donde en el frente de ellos se origina un estilo estructural de piel fina, donde la cobertura se deforma a partir de *detachment* ubicados a distintos niveles estratigráficos como

el yeso oxfordiano o calizas del Neocomiano (Maceda y Figueroa, 1995; Kozlowsky et al., 1993; Rojas, 2001; Silvestro et al., 2005; Giambiagi et al., 2009a; Turienzo, 2010).

Por otra parte la Falla Valle Hermoso se interpretó como un *by-pass* que se habría originado posteriormente a la inversión de la falla normal y cortó el anticlinal anteriormente formado. Esta situación parece ser recurrente en el estilo de la deformación, por lo menos del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe, ya que se puede observar también este tipo de fallamiento en los anticlinales de basamento ubicados en territorio argentino (Figura IV-14).

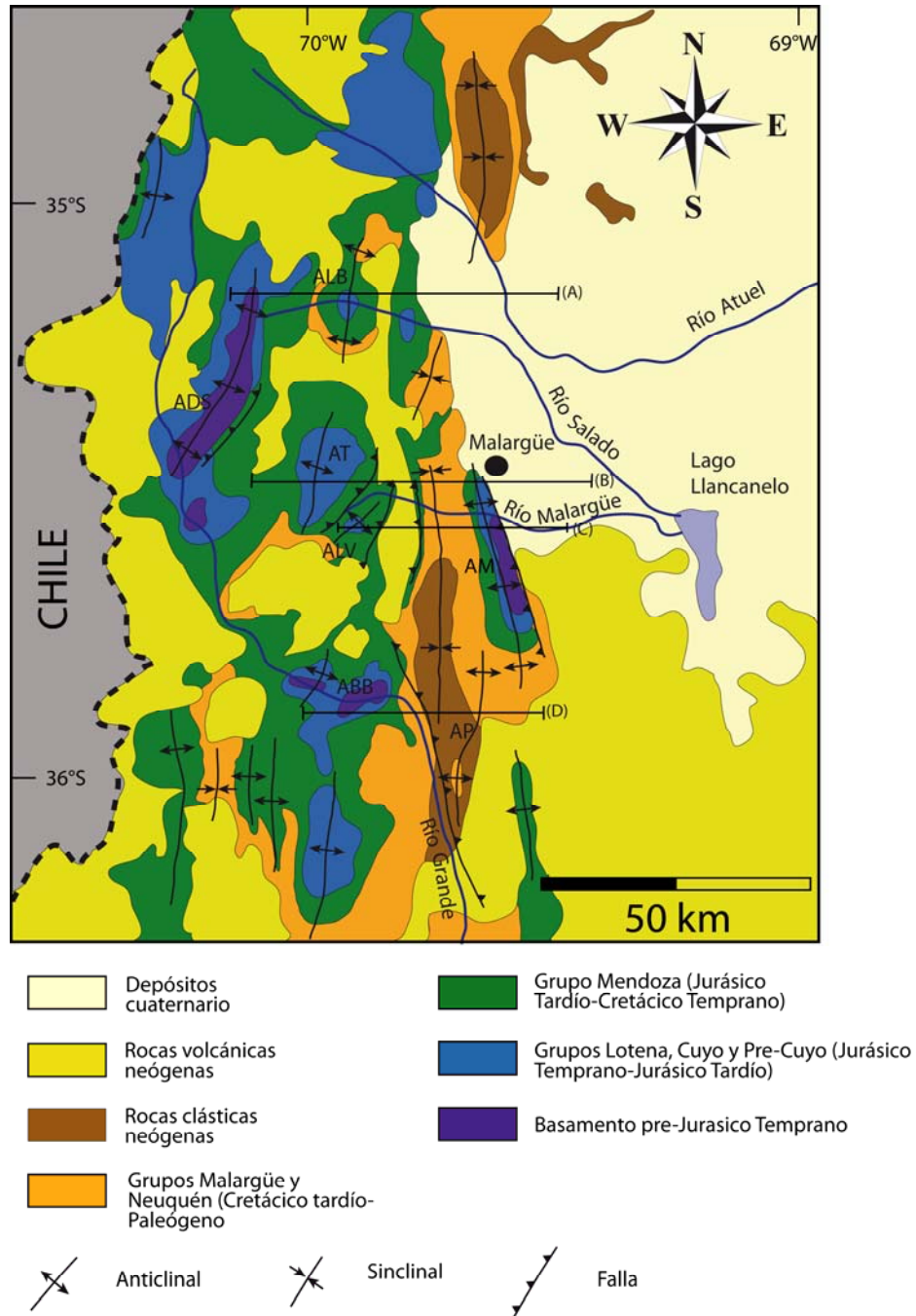


Figura IV-13. Mapa geológico de la vertiente argentina del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe. Modificado de Rojas, 2001. ALB: Anticlinal Los Blancos; ADS: Anticlinal Dedos-Silla; AT: Anticlinal Torrecillas; ALV: Anticlinal La Valenciana; AM: Anticlinal Malargüe; ABB: Anticlinal Bardas Blancas; AP: Anticlinal Palauco.

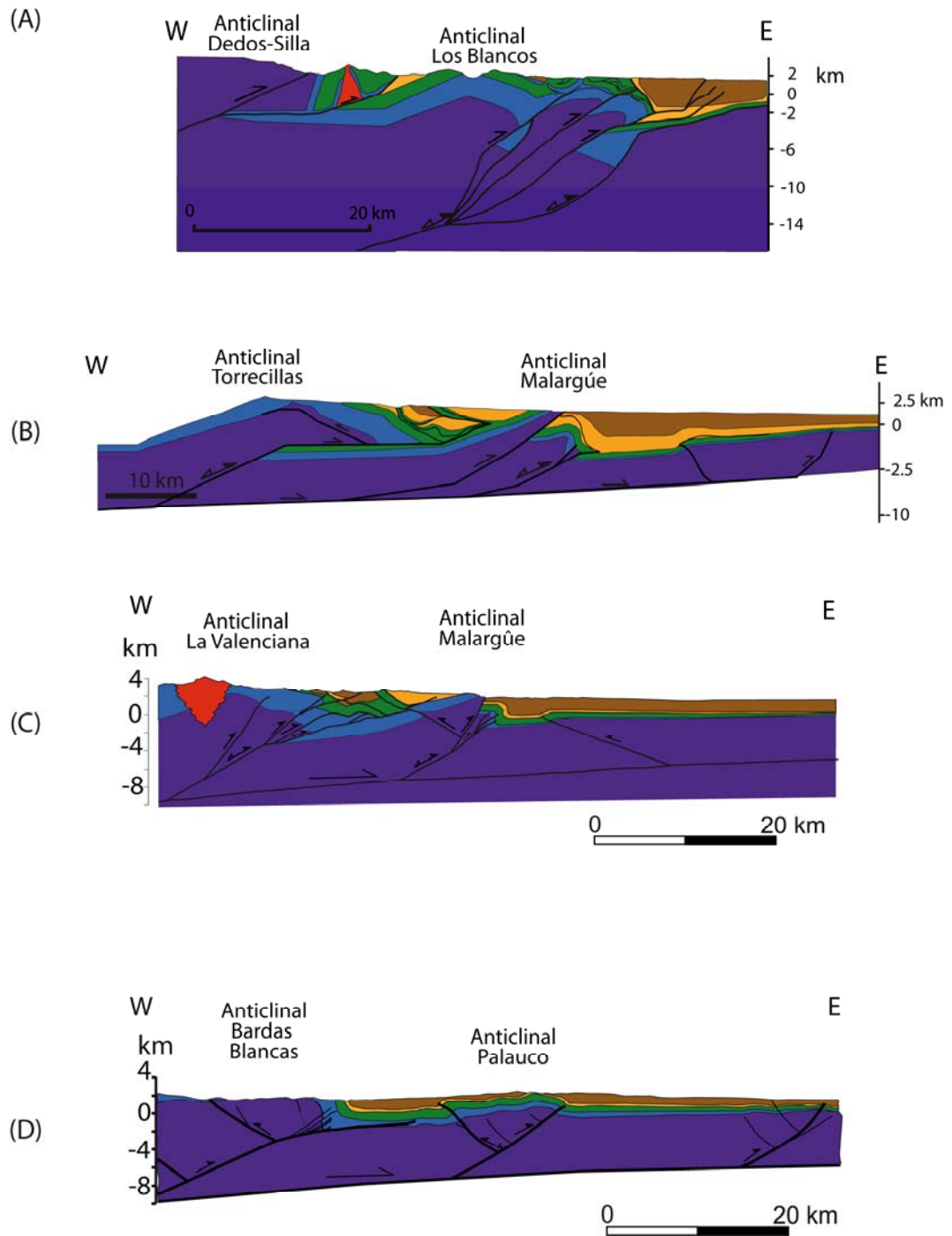


Figura IV-14. Perfiles estructurales del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe, en territorio argentino. En ellos se muestran los distintos anticlinales de basamento que definen el estilo estructural de la zona. Ver Figura IV-13 para la traza de cada perfil.

El Anticlinal Debia se interpretó como un pliegue por propagación de falla ciega formado a partir de un nivel de despegue subhorizontal a los 3 km de profundidad. Este nivel de despegue podría corresponder a un horizonte con características especiales, como podría ser el contacto entre el basamento cristalino y la cobertura sedimentaria mesozoica.

La falla ciega que dio origen al Anticlinal Debia se habría propagado hasta otro horizonte más somero, a través del cual se traspasaría la deformación hacia niveles más superficiales. Lo anterior se sustenta en el anticlinal formado en la parte norte de Valle Grande, el cual tiene yeso de la Formación Valle Grande en su núcleo, al igual que en el Anticlinal Debia. Este nivel estratigráfico es un muy buen candidato para comportarse como un despegue horizontal por el cual se traspasa la deformación hacia la superficie debido a su incompetencia frente a la deformación (Mitra y Mount, 1998). Esto ha sido reportado también en Argentina, donde se reconocen una serie de corrimientos y retrocorrimientos donde el yeso de la Formación Auquilco se encuentra involucrado en la deformación como el nivel de despegue desde el cual se propagan (Silvestro et al., 2005; Giambiagi et al., 2009b; Turienzo, 2010). Sin embargo, el comportamiento del yeso, y cuanta deformación puede acumular, depende del espesor que éste presente (Mitra y Mount, 1998).

Un aspecto relevante es la continuidad de las estructuras al sur, específicamente el Anticlinal Valle Grande y la Falla Valle Hermoso. Se puede observar que sólo esta última se prolonga hacia el área del estero Debia, no extendiéndose el anticlinal hacia la misma zona. La respuesta a este hecho puede estar en que el Anticlinal Valle Grande no se habría formado en este sector, debido a que la falla que lo originó no se invertiría. Esta situación se ha observado en modelos análogos donde hemigrábenes con una disposición oblicua respecto a la dirección de los esfuerzos compresivos posteriores, sólo se invierten en el sector más cercano al frente de deformación, es decir, más cercano al pistón (Figura IV-15) (Yagupsky et al., 2007, 2008). El largo de la traza del hemigraben que se invierte depende del ángulo α , por lo que para valores mayores a $\alpha=45^\circ$, el hemigraben presentará mínima inversión o definitivamente no se invertirá (Brun y Nalpas, 1996; Yagupsky et al., 2007, 2008).

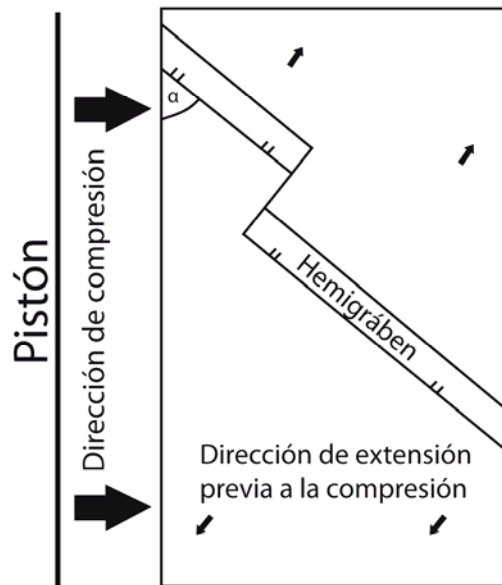


Figura IV-15. Vista en planta de la configuración para un modelo análogo de inversión para hemigrábenes oblicuos. Modificado de Yagupsky et al., 2007.

En cuanto a la modelación de las distintas estructuras de este dominio, la inversión de la falla normal fue modelada mediante el algoritmo de cizalle oblicua con un alto p/s, deformando la cobertura con un mecanismo de deslizamiento flexural. Por otra parte la formación del Anticlinal Debia se modeló con el algoritmo de cizalle triangular con una razón p/s más baja que para la inversión. El traspaso a través de la interfaz fue modelado mediante cizalle triangular y un razón p/s alta. Lo anterior muestra que existiría un cambio en la cinemática de deformación, desde un plegamiento por flexión de falla a uno por propagación de falla que sería consecuencia del traspaso de la deformación a la cobertura sedimentaria.

V. DISCUSIONES

V.1 Diferencias en el rumbo de las estructuras

La gran diferencia que separa los dominios estructurales definidos en este trabajo corresponde al rumbo de las estructuras, mientras el Dominio Cuenca de Abanico presenta un rumbo NNE-SSW, el Dominio Faja Plegada y Corrida Malargüe tiene un rumbo N-S a NNW-SSE.

El estudio detallado de la cinemática de apertura de los depocentros del sector norte de la cuenca neuquina (Figura V-1), muestran una dirección de máxima extensión NNE a NE, sugiriendo que los depocentros corresponden a *rift* oblicuos, de orientación NNW a NW (Yagupsky et al., 2007, 2008; Giambiagi et al., 2009c; Bechis et al., 2010). Lo anterior es consistente con la orientación que presenta el Anticlinal Valle Grande, interpretado como un anticlinal formado por la inversión de una falla normal preexistente. De lo expuesto previamente se desprende que la orientación de las estructuras en el Dominio Faja Plegada y Corrida de Malargüe, específicamente la orientación del Anticlinal Valle Grande, respondería a la geometría y orientación de un pequeño depocentro, de edad Triásico Tardío-Jurásico Temprano, ubicado en el sector de Valle Grande y sus inmediaciones, e invertido durante un episodio compresivo, presumiblemente de edad Cenozoica.

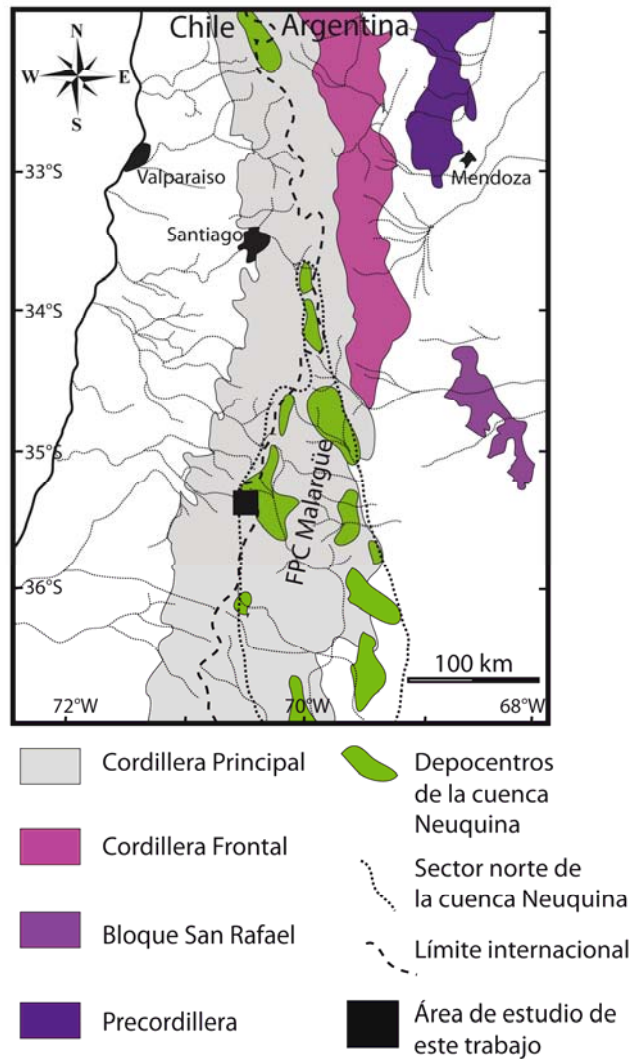


Figura V-1. Mapa simplificado del sector norte de la cuenca Neuquina, donde se muestran la extensión de los depocentros más septentrionales y su ubicación actual dentro de la Cordillera Principal. Modificado de Giambiagi et al., 2009.

Así mismo, la orientación NNE-SSW del Dominio Cuenca de Abanico reflejaría la orientación de la cuenca que controló el depósito de la Formación Abanico, aunque cabe destacar que este rumbo podría no corresponder a la disposición original de dicha cuenca ya que se han reportado rotaciones de 32° en sentido horario, para la zona ubicada entre $33^\circ 30' S$ - $36^\circ S$ (Arriagada et al., 2009).

De esta manera queda de manifiesto que la diferencia en el rumbo que presentan los dominios estructurales de este estudio, responden a la distinta orientación que tendrían los depocentros mesozoicos asociados a la Cuenca de Neuquén, respecto a los depocentros cenozoicos asociados a la Cuenca de Abanico.

V.2 Diferencias en la cinemática de deformación

En relación al modelo cinemático propuesto, si se comparan las distintas estructuras se puede observar que sólo el Anticlinal de Valle Grande presenta una cinemática de plegamiento por flexura de falla. Uno de los factores causantes de esta diferencia correspondería a la presencia de una estructura extensional previa la cual controlaría la cinemática durante el evento de deformación que produjo la inversión de la misma. Junto con lo anterior, este tipo cinemática se vería favorecida por el contraste de competencia que existe entre las rocas de basamento y la cobertura, lo que generaría un desacople entre estas dos unidades. Esto crea un *detachment* en la interfaz basamento-cobertura lo que genera la propagación horizontal de la falla hacia el este, y por consiguiente, el plegamiento de la cobertura por flexión de falla (Figura V-2). La existencia de este nivel de despegue provoca un traspaso del acortamiento hacia la cobertura mediante la formación de fallas inversas que la pliegan, lo que provoca una diferencia en la cantidad de acortamiento entre el sector de deformación de piel gruesa y de piel fina (Figura V-2) (Giambiagi y Ghiglione, 2009; Giambiagi et al., 2009a, 2009b). Como consecuencia, se infiere que la interfaz basamento-cobertura corresponde a una superficie horizontal no deformada producto de una rápida propagación de la falla de basamento con un alto valor de p/s .

Ahora bien, la Falla El Novillo también es una estructura preexistente y no comparte la misma cinemática que la otra estructura previa. Esta variación entre uno y otro se puede deber al tipo de basamento de la Cuenca de Abanico, el cual poseería características distintas al basamento involucrado en la otra inversión, en DFPCM. Una de estas características puede corresponder a la ausencia de un contraste de competencia suficiente entre las rocas del basamento de la Cuenca de Abanico y la secuencia sedimentaria mesozoica, lo que no favorecería la cinemática de plegamiento por flexura de falla sino una por propagación de falla. Lo anterior quizás apuntaría a que el *pre-rift* de la Cuenca de Abanico y las secuencias

sedimentarias mesozoica podrían comportarse mecánicamente igual, llegando quizás a ser lo mismo.

Modelo de desacople basamento-cobertura

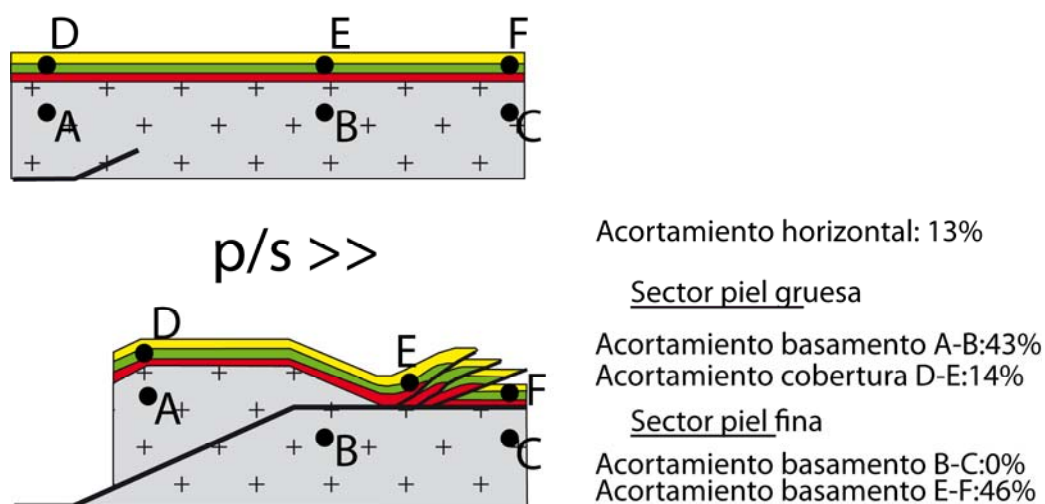


Figura V-2. Modelo de interacción basamento-cobertura. Se muestra las diferencias de acortamiento del basamento y la cobertura tanto para el sector de deformación de piel gruesa como para el de piel fina. Tomado de Giambiagi et al., 2009.v

Otro factor a analizar en la diferencia de la cinemática de inversión de estas dos fallas sería la configuración que presentan. La falla que se habría invertido en el sector oriental tiene por lo menos 3000 m de depósitos *post-rift*, lo que no sucede con la Falla El Novillo, la cual se encuentra propagada hasta la superficie. Estos depósitos *post-rift* impedirían la propagación hacia la superficie de la falla, favoreciendo la cinemática descrita, en cambio la Falla El Novillo no tendría impedimentos para propagarse, durante el movimiento inverso, hasta la superficie.

V.3 Evolución estructural durante el Cenozoico

En el bloque yacente del bloque estructural Baños de Llolli se encuentra brechas y conglomerados de la Unidad Estratos del Colorado que se encuentran basculados 10° al oeste. Esta situación sumada al hecho que esta unidad se distribuye desde la Falla Baños de Llolli al este, junto con la presencia de discordancias progresivas en el sector de la Cascada de Valle Grande, evidenciaría el carácter sintectónico que tendrían esta unidad en relación a la actividad de la Falla Baños de Llolli y quizás a la Falla El Novillo (Figura V-3). Por otra parte, indicaría que la Unidad Estratos del Colorado se depositó en un ambiente tectónico compresivo, en contraste con las rocas de la Formación Abanico, las cuales se habrían depositado en un ambiente tectónico extensional, lo que mostraría que la edad de esta unidad y, en consecuencia, la edad de la deformación asociada a la Falla Baños de Llolli es Mioceno -Plioceno inferior (Figura V-4), aún cuando son necesarios más datos geocronológicos para acotar de mejor manera esta deformación que indicaría la edad de la inversión de la Cuenca de Abanico a esta latitud, debido a la relación genética que tendrían las fallas El Novillo y Baños de Llolli.

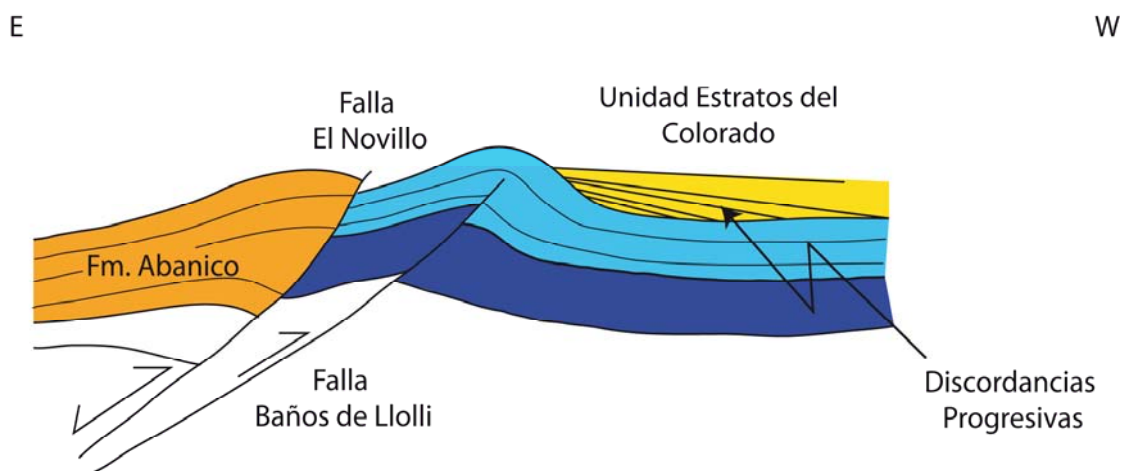


Figura V-3. Sección esquemática de la relación entre la Falla Baños de Llolli y la Unidad Estratos del Colorado. Se muestra como las discordancias progresivas presentes en la los estratos del colorado evidencias su relación sintectónica con la actividad de la falla.

Hacia el este, en el sector del Estero Debía, la Unidad Estratos del Colorado se apoyan discordantemente sobre la Fm. Valle Grande. Sin embargo, esta relación no pudo ser descrita de

la mejor manera posible ya que el acceso al lugar donde aflora es muy complicado, por lo que no se puede ver si existe alguna estructura en los bancos de la Unidad Estratos del Colorado que muestre el carácter sin o postectónico de esta unidad con la deformación de este sector. Al no contar con este dato es muy difícil establecer la relación de temporalidad entre la deformación del Dominio Cuenca de Abanico y Faja Plegada y Corrida de Malargüe.

Dataciones en los depósitos presentes en las cuencas cenozoicas sinorogénicas, específicamente en la cuenca Pincheira-Ventana, muestran que los anticlinales Torrecillas, La Valenciana, Los Blancos y Dedos-Silla, ubicados más al este en territorio argentino, estuvieron activos entre 18 y 7 Ma (Silvestro et al., 2005; Silvestro y Atencio, 2009), lo que sería consistente con la edad estimada para la Unidad Estratos del Colorado.

Lo anterior indica que existirían dos eventos de deformación. El primero tendría a lo menos una edad Mioceno inferior (Figura V-4), en el cual se produjo la inversión de la Cuenca de Abanico y posteriormente se produjo la propagación en secuencia de la deformación hacia el este, formación del Anticlinal Valle Grande y Debía.

Ahora bien, el hecho que las rocas de la Unidad Estratos del Colorado estén basculadas muestra otro evento de deformación ocurrido luego de que se depositaron. Este evento podría estar asociado a la actividad de la Falla Valle Hermoso y/o al Sistema de Falla Calabozos, los cuales se formaron después del evento de deformación que origino el Anticlinal Valle Grande. De esta manera, se puede definir un segundo evento de deformación asociado al desarrollo del Sistema de Falla Calabozos y la Falla Valle Hermoso, los cuales corresponden a fallas fuera de secuencia, ya que se ha reportado en Argentina que la deformación fue migrando en secuencia hacia el este desde al menos hace 18 Ma, situación que aún se mantiene (Silvestro et al., 2005; Arcila y Ramos, 2009; Silvestro y Atencio, 2009).

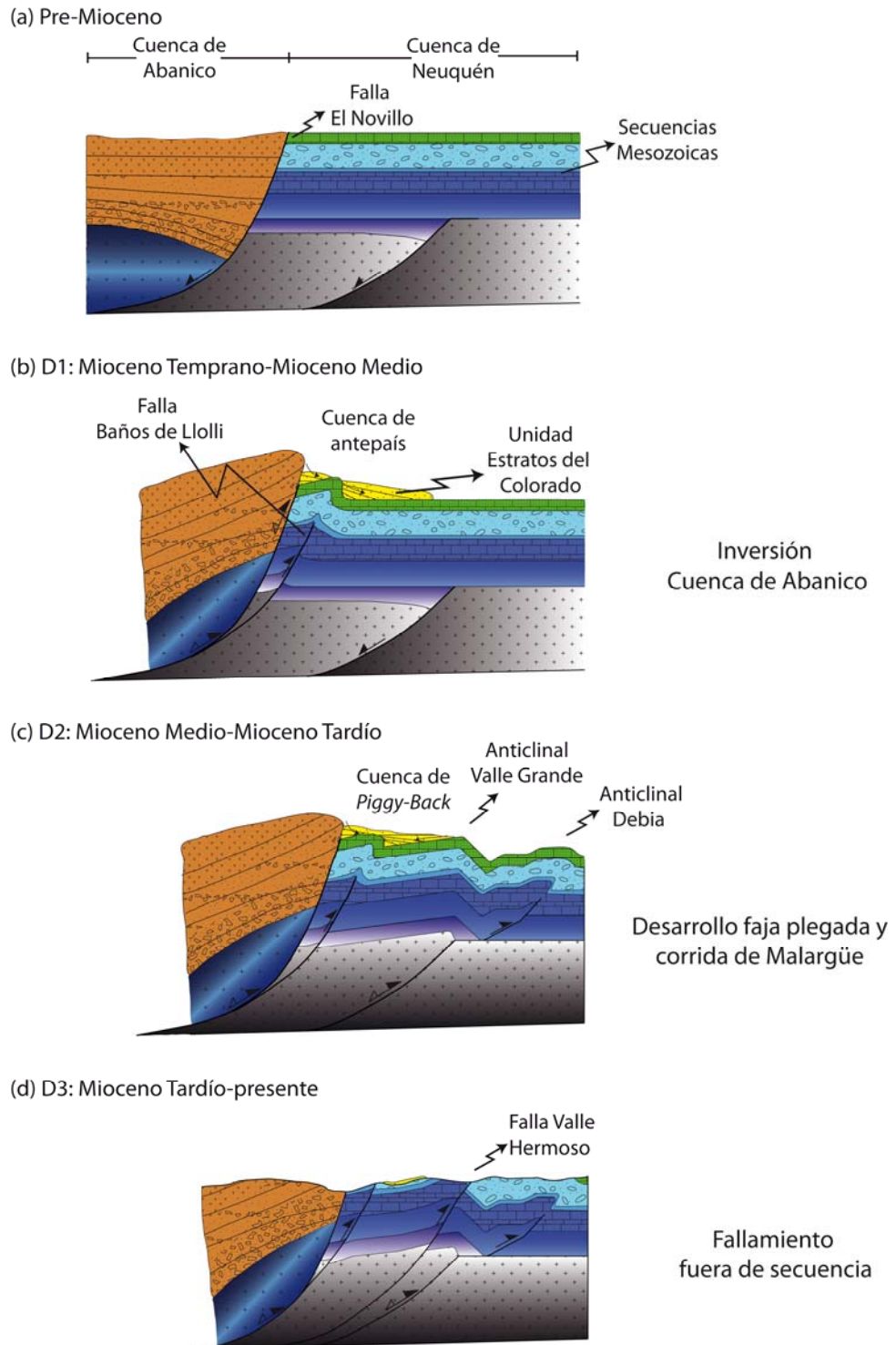


Figura V-4. Evolución estructural del área de estudio.

La edad de este tercer evento se encuentra acotada por la Formación Cola de Zorro, la cual se depositó en el Plioceno Temprano y no se encuentra deformada, indicando una edad Mioceno Tardío-Plioceno Temprano para la deformación (Figura V-4). Lo anterior es consistente con una etapa de deformación fuera de secuencia a los 8-4 Ma (Mioceno Tardío-Plioceno Temprano) reportada para el sector entre los 33°S y 34°S (Giambiagi et al., 2003a, 2003b; Farias et al., 2010)

La evolución estructural que se propone no evidencia el evento extensional pleistoceno, que dio origen a la Caldera de Calabozos, la cual se encontraría delimitada por fallas normales que habrían controlado el colapso de la misma (Hildreth et al., 1984; Grunder et al., 1987). En este estudio no se reportó ninguna falla normal que podría asociarse a la Caldera Calabozos, solo fallas inversas que incluso se reactivaron durante el Pleistoceno, lo que no sustenta el modelo estructural de la caldera. De esta forma se propone una reformulación del modelo de fallas normales para el colapso de la caldera.

V.4 Comparación del estilo de deformación en un contexto regional

Al comparar el estilo de deformación de piel gruesa propuesto para el área de estudio con otras localidades se puede observar que existe concordancia. En el sector de las Nacientes del río Teno, Parada (2008) reconoció para el Dominio de la Cuenca de Abanico (Dominio Occidental para Parada, 2008) fallas de alto ángulo de rumbo NE-SW y manteo al oeste que deforman a la Formación Abanico y algunas de las cuales se indican como fallas normales invertidas (Figura V-5). El Dominio Faja Plegada y Corrida (Dominio Oriental en Parada, 2008), en el sector de las Nacientes del Teno, se caracteriza por el plegamiento de las secuencias mesozoicas a través de fallas de vergencia oriental que involucran tanto el basamento como la cobertura en la deformación (Figura V-5) (Parada, 2008). Más comparaciones para sectores ubicados en territorio chileno no se pueden realizar ya que no existen estudios que muestren como es la deformación en otras latitudes cercanas a la zona de estudio.

Ya en territorio argentino, el estilo estructural de la zona de estudio concuerda por el definido para el sector occidental de la faja plegada y corrida de Malargüe, donde bloques de

basamento con vergencia este, transfieren el rechazo a la cobertura sedimentaria mesozoica mediante la generación de distintos niveles de despegues (ver Figura I-4, IV-14) (Giambiagi et al., 2009b).

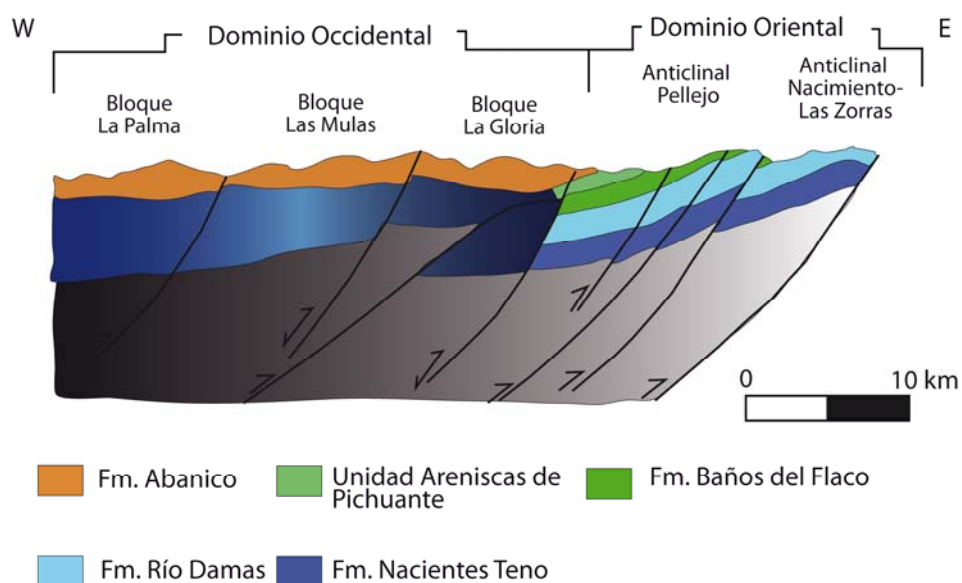


Figura V-5. Sección estructural del sector del Río Teno, al norte del área de trabajo, tomado de Parada, 2008.

Más al norte, a los 33°30'S, el estilo de deformación de la Cuenca de Abanico es muy similar al presentado en este trabajo, fallas de alto ángulo en superficie, con geometría lístrica en profundidad (Giambiagi et al., 2009b). Sin embargo, el acortamiento estimado a esa latitud es de ~78 km, lo cual es mayor al acortamiento estimado para la latitud de este trabajo, el cual sumado al acortamiento estimado para zonas al este del área de estudio no sobrepasa los ~50 km.

Este gradiente de acortamiento sería el responsable de una disminución en la altura de la cordillera desde los 33°S hacia el sur. Una posible explicación para esta disminución en el acortamiento puede ser la formación del Megakink del Maipo (Arriagada et al., 2009). De esta

manera, a los 33°30'S las placas Sudamericana y Nazca se encontrarían más acopladas lo que generaría un traspaso de los esfuerzos más eficiente hacia la corteza y en consecuencia provoca un mayor acortamiento que en la parte sur donde las placas se encontrarían menos acopladas.

En un contexto más regional, el estilo de deformación y el acortamiento son consistentes con el modelo presentado por Farías et al. (2010) para la construcción del orógeno andino (Figura I-1), entre 33°S y 34°S. De esta manera, en este trabajo se ratificaría la existencia de un nivel de despegue a escala cortical y de vergencia este que controlaría la evolución morfotectónica de la Cordillera de los Andes (Figura V-6). Sin embargo, la información tanto al este como al oeste del área de estudio es insuficiente para poder validar algunos de los modelos que actualmente se proponen para la construcción de la Cordillera de los Andes, a la latitud del área de este estudio.

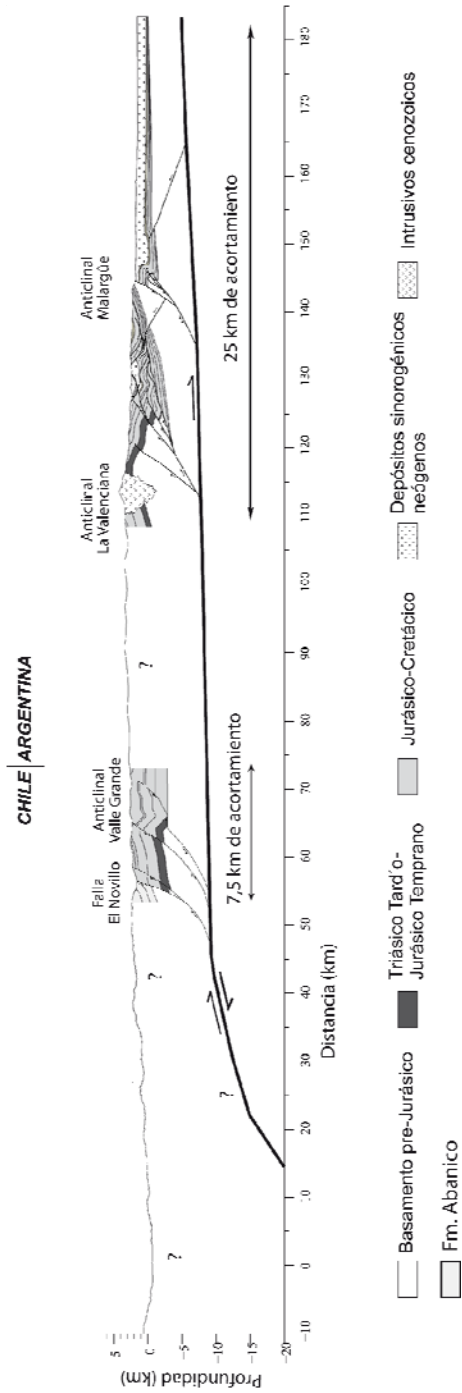


Figura V-6. Sección estructural a los 35°30'S. En ella se integra la información de Argentina y Chile, faltando la información tanto del este como del oeste del área de estudio.

VI. CONCLUSIONES

Conforme a las observaciones e información recopiladas de terreno y las interpretaciones realizadas en este trabajo el área de estudio puede ser dividida en 2 dominios estructurales: el Dominio Cuenca de Abanico, donde las estructuras presentan un rumbo NNE-SSW; y el Dominio Faja Plegada y Corrida de Malargüe, donde presentan rumbos NNW-SSE y N-S. Lo anterior indica la distinta orientación que tuvieron los depocentros extensionales mesozoicos, asociados a la Cuenca de Neuquén, respecto a los depocentros cenozoicos, y en consecuencia la distinta orientación que habrían tenido los principales esfuerzos de la extensión mesozoica respecto de la extensión cenozoica.

Sobre la base de las características de la Falla El Novillo, relación de corte de la misma y la ausencia de rocas pertenecientes a la Formación Abanico al este de la falla, se establece que el borde oriental de la Cuenca de Abanico para el área comprendida en este estudio corresponde a la Falla El Novillo, la cual corresponde a una falla normal que controló el depósito de la Formación Abanico y que posteriormente fue invertida, durante un episodio de deformación compresivo.

A partir del análisis estructural realizado se puede establecer al menos 3 eventos de deformación para el ámbito de la Cordillera Principal en la región considerada en este trabajo:

Evento de deformación D1 (Mioceno Temprano-Mioceno Medio): deformación de la Formación Abanico asociada a la inversión tectónica de la Falla El Novillo y el posterior desarrollo de la Falla Baños de Llolli. Al mismo tiempo que se producía la inversión de la Cuenca de Abanico, se depositaba en el antepaís la Unidad Estratos del Colorado producto de la erosión de las secuencias mesozoicas y de la Formación Abanico.

Evento de deformación D2 (Mioceno Medio-Mioceno Tardío): formación de los Anticlinales Valle Grande y Debía, debido a la migración de la deformación hacia el este, lo cual marca el inicio de la deformación de las secuencias mesozoicas y por ende el comienzo de la faja plegada y corrida de Malargüe en el área de estudio. Continúa la erosión de las secuencias mesozoicas y de la Formación Abanico y la acumulación de la Unidad Estratos del Colorado, pero esta vez como depósitos de una cuenca de *piggy-back*.

Evento de deformación D3 (Mioceno Tardío-presente): deformación fuera de secuencia en la cual se formó el Sistema de Falla Calabozos, este último activo hasta el presente.

De acuerdo a todo lo realizado en este trabajo, es necesaria mayor información para poder validar algunos de los modelos que actualmente se proponen para la construcción de la Cordillera de los Andes.

Referencias

Aguirre, L., 1960, Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, v. 9, 70 pp.

Allmendinger, R.W., 1998, Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, v. 17, p. 640-656.

Arcila, P. y Ramos, V.A., 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.

Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R. y Kausel, E., 2010, The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, v. 29, TC2007.

Arriagada, C., Mpodozis, C., Yañez, G., Charrier, R., Farías, M. y Roperch, P., 2009, Rotaciones tectónicas en Chile central: El oroclino de Vallenar y el "megakink" del Maipo. XII Congreso Geológico Chileno: Santiago, Chile.

Bechis, F., Giambiagi, L., García, V., Lanés, S., Cristallini, E. y Tunik, M., 2010, Kinematic analysis of a transtensional fault system: The Atuel depocenter of the Neuquén basin, southern Central Andes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, v. 32, p. 886-899.

Brun, J.-P. y Nalpas, T., 1996, Graben inversion in nature and experiments. *Tectonics*, v. 15, p. 677-687.

Buchanan, P.G. y McClay, K.R., 1991, Sandbox experiments of inverted listric and planar fault systems. *Tectonophysics*, v. 188, p. 97-115.

Buchanan, P.G. y McClay, K.R., 1992, Experiments on basin inversion above reactivated domino faults *Marine and Petroleum Geology*, v. 9, p. 486-500.

Buddin, T.S., Kane, S.J., Williams, G.D. y Egan, S.S., 1997, A sensitivity analysis of 3-dimensional restoration techniques using vertical and inclined shear constructions. *Tectonophysics*, v. 269, p. 33-50.

Bulnes, M. y McClay, K.R., 1998, Structural analysis and kinematic evolution of the inverted central South Celtic Sea Basin. *Marine and Petroleum Geology*, v. 15, p. 667-687.

Charrier, R., 1981, *Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34°30' südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische und paleogeographische Entwicklung*: Berlin.

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

Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J.J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R. y Wyss, A.R., 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*, v. 236, p. 43-77.

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

Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher III, C.C., Norell, M.A., Zapatta, F., McKenna, M.C. y Novacek, M.J., 1996, New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°s), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, p. 393-422.

Davidson, J., 1971, *Tectonica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de la Nacientes del Teno, Curicó, Chile*. Memoria. Universidad de Chile.

Dicarlo, D.J. y Cristallini, E., 2007, Estructura de margen norte del río Grande, Bardas Blancas, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 62, p. 187-199.

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*, v. 1, p. 265-284.

Dubois, A., Odonne, F., Massonnat, G., Lebourg, T., y Fabre, R., 2002, Analogue modelling of fault reactivation: tectonic inversion and oblique remobilisation of grabens. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1741-1752.

Dula, W.F., 1991, Geometric models of listric normal faults and rollover folds. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 75, p. 1609-1625.

Erslev, E.A., 1991, Trishear fault-propagation folding. *Geology*, v. 19, p. 617-620.

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

Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., y Comte, D., 2008, Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S). *Tectonics*, TC1005, doi: 10.1029/2006TC002046.

Flynn, J.J., Wyss, A.R., Croft, D.A., y Charrier, R., 2003, The Tinguiririca Fauna, Chile: biochronology, paleoecology, biogeography, and a new earliest Oligocene South American Land Mammal ['Age'. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 195, p. 229-259.

Fock, A., 2005, Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S. Tesis. Universidad de Chile. 235p.

Fock, A., Charrier, R., Farías, M., y Muñoz, M.A., 2006, Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°-34°S). *Asociación Geológica Argentina, Serie Publicación Especial*, v. 6. pp 48-55.

Franzese, J., Spalletti, L., Perez, I.G., y Macdonald, D., 2003, Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32 degrees-54 degrees S). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 81-90.

Franzese, J.R., y Spalletti, L.A., 2001, Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 257-270.

Franzese, J.R., Veiga, G.D., Schwarz, E., y Gómez-Pérez, I., 2006, Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquen Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, v. 163, p. 707-721.

Giambiagi, L., Bechis, F., García, V., y Clark, A., 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, p. 315-318.

Giambiagi, L., Bechis, F., Garcia, V., y Clark, A.H., 2008, Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics*, v. 459, p. 123-139.

Giambiagi, L., y Ghiglione, M., 2009, Modelos Cinemáticos de interacción entre estructuras de basamento y de cobertura. XII Congreso Geológico Chileno: Santiago, Chile.

Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E. y Bottesi, G., 2009a, Características estructurales del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (35°-36°S): distribución del acortamiento e influencia de estructuras previas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 65, p. 140-153.

Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E. y Bottesi, G., 2009b, Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargue fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. Journal of Structural Geology, v. 31, p. 1443-1457.

Giambiagi, L., Tunik, M., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M., Alvarez, P. y Drosina, M., 2009c, Cinemática de apertura del sector norte de la Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 65, p. 278-292.

Giambiagi, L.B., Alvarez, P.P., Godoy, E. y Ramos, V.A., 2003a, The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. Tectonophysics, v. 369, p. 1-19.

Giambiagi, L.B., Ramos, V.A., Godoy, E., Alvarez, P.P. y Orts, S., 2003b, Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 degrees and 34 degrees south latitude. Tectonics, v. 22, p. 1041-1059.

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

Godoy, E., Yáñez, G. y Vera, E., 1999, Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidences. Tectonophysics, v. 306, p. 217-236.

González, A., 2008, Análisis estructural entre los valles del Río Tinguiririca y Teno, Cordillera Principal de Chile Central: Microsismicidad y Geología Superficial. Memoria. Universidad de Chile. p 90

González, O. y Vergara, M., 1962, Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S. Instituto Geología, Universidad de Chile, Santiago, v. 24. p 70.

Grunder, A.L., Thompson, J.M. y Hildreth, W., 1987, The hydrothermal system of the Calabozos caldera, central Chilean Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 32, p. 287-298.

Hardy, S. y Ford, M., 1997, Numerical modeling of trishear fault propagation folding. *Tectonics*, v. 16, p. 841-854.

Hildreth, W., Grunder, A. y Drake, R., 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*, v. 95, p. 45-54.

Howell, J., Schwarz, E., Spalletti, L. y Veiga, G.D., 2005, The Neuquén Basin: an overview, *in* Howell, J., Schwarz, E., Spalletti, L., and Veiga, G.D., eds., *Geological Society Special Publication: The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*, Volume 252: Londres, p. 1-14.

Huyghe, P. y Mugnier, J-L., 1992, The influence of depth on reactivation in normal faulting. *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 991-998.

Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pangaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C., 2001, Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, v. 20, p. 308-324.

Klohn, C., 1960, Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. Instituto de Investigaciones Geológicas, v. Boletín n°8, 95 p.

Kozlowski, E., 1984, Interpretación estructural de la Cuchilla de la Trizteza, Provincia de Mendoza. 9° Congreso Argentino, Volume 2, p. 381-395.

Kozlowski, E., Cruz, C., Condat, P. y Manaceda, R., 1989, Informe Geológico zona Malargüe Occidental: Buenos Aires, YPF, (inédito).

Kozlowsky, E., Manaceda, R. y Ramos, V.A., 1993, Estructura, *in* Ramos, V.A., ed., Geología y recursos naturales de Mendoza., Volume Relatorio. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos (Mendoza),, p. 235-256.

Legarreta, L. y Uliana, M.A., 1996, The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 120, p. 303-330.

López-Gómez, J., Martín-Chivelet, J. y Palma, R.M., 2009, Architecture and development of the alluvial sediments of the Upper Jurassic Tordillo Formation in the Cañada Ancha Valley, northern Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, v. 219, p. 180-195.

Manaceda, R. y Figueroa, D., 1995, Inversion of the Mesozoic Neuquen Rift in the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *American Association Petroleum Geologists Memoir*, v. 62, p. 369-382.

McClay, K.R., 1995, The geometries and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies: Geological Society, London, Special Publications, v. 88, p. 97-118.

Mitra, S. y Mount, V.S., 1998, Foreland basement-involved structures. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 82, p. 70-109.

Mpodosis, C. y Ramos, V.A., 1989, The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, *in* Ericksen, G.E., Cañas, M.T., and Reinemud, J.A., eds., Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Volume 11, p. 59-90.

- Naranjo, J.A. y Haller, M.J., 2002, Erupciones holocenas principalmente explosivas del volcán Planchón, Andes del sur (35°15'S). *Revista geológica de Chile*, v. 29, p. 93-113.
- Palma, R.M., López-Gómez, J. y Piethé, R.D., 2007, Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina: Facies and depositional sequences. *Sedimentary Geology*, v. 195, p. 113-134.
- Panien, M., Schreurs, G. y Pfiffner, A., 2005, Sandbox experiments on basin inversion: testing the influence of basin orientation and basin fill. *Journal of Structural Geology*, v. 27, p. 433-445.
- Parada, R., 2008, Análisis estructural del borde oriental de la cuenca terciaria de Abanico en el valle del río Teno, 7° región. Memoria. Universidad de Chile.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987, Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, v. 6, p. 233-248.
- Piethé, R.D. y Palma, R.M., 2008, Sedimentología, cicloestratigrafía y análisis secuencial de la Formación La Manga (Oxfordiano), Bardas Blancas, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 63, p. 682-695.
- Pinto, L., Muñoz, C., Nalpas, T. y Charrier, R., 2010, Role of sedimentation during basin inversion in analogue modelling. *Journal of Structural Geology*, v. 32, p. 554-565.
- Piquer, J., Castelli, J.C., Charrier, R. y Yáñez, G., 2010, El Cenozoico del alto río Teno, Cordillera Principal, Chile central: estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas. *Andean geology*, v. 37, p. 32-53.
- Pose, F.A., Spagnuolo, M. y Folguera, A., 2005, Modelo para la variación del volumen orogénico andino y acortamientos en el sector 20°-46°S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 60, p. 724-730.

Ramos, V.A., 2002, La transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe: influencia del basamento de la Cordillera Frontal. 15° Congreso Argentino Geológico, Volume Actas 2: El Calafate, p. 224-229.

Ramos, V.A., Zapata, E., Cristallini, E. y Introcaso, A., 2004, The Andean thrust system- Litudinal variations in structural styles and orogenic shortening, *in* McClay, K.R., ed., Thrust tectonics and hydrocarbon system, Volume Memoir 82, American Association Petroleum Geologists Bulletin, p. 30-50.

Rauld, R., 2002, Análisis morfoestructural del frente cordillerano Santiago Oriente entre el río Mapocho y la Quebrada de Macul. Memoria. Universidad de Chile. Santiago, Chile.

Roeder, D., 1973, Subduction and Orogeny. *Journal of Geophysical Research*, v. 78, p. 5005-5024.

Rojas, L., 2001, Geología estructural y estilos de deformación de la faja plegada y fallada de Malargüe en el área de Puesto Rojas, Mendoza, Argentina. Memoria. Santiago, Universidad de Chile.

Sellés, D. y Gana, P., 2001, Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal. Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geología Básica, v. 4.

SERNAGEOMIN, 2003, Carta Geológica de Chile (escala 1:1.000.000). Servicio Nacional de Geología y Minería, v. Publicación Geológica Digital 4.

Silvestro, J. y Atencio, M., 2009, La cuenca cenozoica del río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 65, p. 154-169.

Silvestro, J., Kraemer, P., Achilli, F. y Brinkworth, W., 2005, Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35°- 36° S, Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 60, p. 627-643.

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*, v. 11, p. 211-215.

Somoza, R. y Ghidella, M.E., 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*, v. 60, p. 797-809.

Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding: *Am J Sci*, v. 283, p. 684-721.

Tassara, A. y Yanez, G., 2003, Relationship between elastic thickness and the tectonic segmentation of the Andean margin. *Revista Geologica De Chile*, v. 30, p. 159-186.

Thiele, R., 1980, Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, v. Carta Geológica de Chile 29.

Turienzo, M.M., 2010, Structural style of the Malargüe fold-and-thrust belt at the Diamante River area (34°30'-34°50'S) and its linkage with the Cordillera Frontal, Andes of central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 537-556.

Turienzo, M.M. y Dimieri, L.V., 2005, Geometric and kinematic model for basement-involved backthrusting at Diamante River, southern Andes, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19, p. 111-125.

Vergani, G.D., Tankard, J., Belotti, J. y Welsink, J., 1995, Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina, *in* Tankard, J., Suarez, R., and Welsink, J., eds., *Petroleum Basin of South America*, Volume Memoir 62, American Association Petroleum Geologists Bulletin p. 383-402.

Wall, R., Sellés, D. y Gana, P., 1999, Geología de la Hoja Santiago, área de Tiltil-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa Geológico, v. 11.

White, N.J., Jackson, J.A. y McKenzie, D.P., 1986, The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 897-909.

Withjack, M.O. y Peterson, E.T., 1993, Prediction of normal-fault geometries; a sensitivity analysis. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 77, p. 1860-1873.

Xiao, H. y Suppe, J., 1992, Origin of rollover. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 76, p. 509-529.

Yagupsky, D.L., Cristallini, E.O., Fantin, J., Valcarce, G.Z., Bottesi, G. y Varade, R., 2008, Oblique half-graben inversion of the Mesozoic Neuquen Rift in the Malargue Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina: New insights from analogue models. *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 839-853.

Yagupsky, D.L., Cristallini, E.O., Zamora Valcarce, G. y Varadé, R., 2007, Sistema compresivo sobreimpuesto a un rift oblicuo: aplicaciones en la faja plegada y corrida de Malargüe, sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 62, p. 124-138.

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