



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

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LOS DEPÓSITOS CENOZOICOS DE LA CORDILLERA PRINCIPAL
ENTRE EL CERRO PROVINCIA Y EL CORDÓN EL QUEMPO, REGIÓN METROPOLITANA, CHILE**

(33°18' Y 33°25'S)

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

RODRIGO ADOLFO QUIROGA CARRASCO

PROFESOR GUÍA

MARCELO FARÍAS THIERS

PROFESOR CO-GUÍA

REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

ANDRÉS FOCK KUNSTMANN

SANTIAGO DE CHILE

2013

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Rodrigo Adolfo Quiroga Carrasco
FECHA: 10/10/2013
PROFESOR GUÍA: Marcelo Farías T.

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LOS DEPÓSITOS CENOZOICOS DE LA CORDILLERA PRINCIPAL
ENTRE EL CERRO PROVINCIA Y EL CORDÓN EL QUEMPO, REGIÓN METROPOLITANA CHILE**

El alzamiento del sector occidental la Cordillera Principal entre 33° y 34°S ha sido interpretado como el resultado de la inversión tectónica de la Cuenca de Abanico, en la que se habrían acumulado las secuencias cenozoicas asignadas a la Formación Abanico durante su fase extensional, y a la Formación Farellones durante su fase compresiva. A pesar de los antecedentes estratigráficos, estructurales y geoquímicos que sugieren este proceso, los paradigmas planteados no especifican geométricamente si un modelo de inversión tectónica explica la construcción de este segmento del Orogéno Andino

De esta manera se propone un modelo estructural y evolutivo del compartimiento oriental de la cuenca delimitado por el sistema de falla San Ramón en el borde occidental y por una falla lítrica inferida en el borde oriental basado en datos de terreno y su posterior modelación. La deformación de mayor escala, y las discordancias entre las formaciones en estudio, se concentran principalmente en los bordes del compartimiento, mientras que en el centro, el plegamiento es menor, definiéndose de esta manera tres bloques estructurales. La deformación fue interpretada como pliegues por inversión de fallas lítricas normales controladas por una falla profunda tipo *flat*, cuya vergencia no influye en la geometría propuesta en el modelo.

El análisis de la sección estructural permite reconocer al menos 2 importantes eventos de deformación. El primero, deformó las secuencias pertenecientes a la Formación Abanico debido a la inversión tectónica de la cuenca, iniciándose en el borde occidental y posteriormente en el borde oriental; el segundo evento, reconocido por la deformación expuesta en las rocas de la Unidad Superior de la Formación Farellones la que ha sido interpretada como inter orogénica.

Sumado a lo anterior, el modelamiento realizado con el software MOVE 2D (*Midland Valley*) permitió estimar un alzamiento relativo de por lo menos 3000 y 2500 m para el borde occidental y oriental, respectivamente, y un acortamiento total de 9,5 km, concentrándose más del 60% en el borde occidental. De esta manera, la restauración sugiere que un modelo de cuenca extensional, compuesto esencialmente de un *graben* delimitado por fallas normales bivergentes invertidas, explica el alzamiento producido y la deformación expuesta en superficie. El modelo propuesto es compatible con mecanismos orogénicos de mayor escala que involucran una deformación frágil en la corteza superior acoplada con una corteza inferior deformada dúctilmente.



AGRADECIMIENTOS

Agradezco el financiamiento otorgado por el proyecto Fondecyt # 1120272 a cargo del profesor Marcelo Farías Thiers y a Midland Valley por la licencia académica del software MOVE entregado al Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Quiero agradecer a toda mi familia por el infinito apoyo entregado durante este largo camino que he recorrido durante los últimos 7 años. Sin ellos hubiera sido imposible lograr todo lo que he hecho hasta ahora: a mis padres por entenderme y estar siempre al lado mío, por el infinito amor entregado, a mi hermano quien ha sido mi eterno compañero, inseparable, el cable a tierra que necesitaba en mis momentos de menor cordura. A mi compañero Gustavo Valverde y su familia. Me siento afortunado de haberlos conocido y tenerlos presente en esta etapa. A mis Primos Janito y Raul. A mis tías Marcela, Adriana, Rut y a mis Tíos Lalo y Checho. A mi Querida abuela, la principal, la más importante de todas, a ella le debo gran parte de toda mi felicidad, la que comenzó toda esta historia...Gracias a todos ustedes!! ☺.

También quiero expresar mi gratitud hacia mi profesor guía, Marcelo Farías quien mostró un constante interés por el desarrollo de mi tema mientras estuvo en Chile y no tenía un tsunami de reuniones... XD. Gracias al profe Reynaldo Charrier y a Andrés Fock con quienes logré conversar en variadas ocasiones sobre cómo desarrollar este trabajo.. Muchas gracias!!!!

Y también!!!!:

A la 9ª compañía Boca Seca, entre los que destacan yerko Martínez, el teniente chichito spears, vladí: El más campero de todos., Ataxia!! , jhon Norangod con quien compartí gran parte del tiempo que demoré en sacar adelante este trabajo, the turkish, flop y rurik

Agradezco las importantes enseñanzas entregadas por el laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo. Gracias juanita becerra, pana, Juanaka y ataxia por toda la paciencia y el tiempo destinado en explicarme como hacer las cosas, en discutir el modelo, gracias por los consejos y sugerencias y criticas... cada momento fue valioso !!!!!

Gracias a todos los chiquillos y chiquillas de la sala de memoristas, a la mary!!!, oscar, tania, la rayencita, caro geofroy, pablo ortega, la paula, David Calisto, en quien encontré un amigo, una persona muy valiosa.

Gracias a los que me acompañaron a terreno recorriendo los cerros e intentando no dar la cachá jajaj: Andrés Hevia, Leo Navarro, Iván Gómez y Esteban Mellado

A los chiquillos de posgrado, a Felipe Tapia, siempre presente cuando aparecían las dudas, las que no eran pocas jajaaja.

A mis compañeros de generación, a toda geología PDL, entre los que destacan Vicente Letelier, buki, Claudito, Linterna verde, Jimmy, nico aravena, nico gainza,

A mi amigas de siempre: Pía Toledo, Karenchis baraona, Gisella hija de Juan, Pía Lois, Moyra Montes, Valeria zabala, Rayen gho, mary y Paulina Castillo; y a mis amigos: Alvaro hernandez, Seba Garcia, Andrés Hevia, Lautaro Quiroga, Chinito, El BASCU, Buhonaldo, Javi morandé, seba herrera, Palmera ¡!!!! y una importante persona que siempre estará presente, Ignacio Valenzuela

A mis compañeros del Liceo: Francisco Orellana, Marcelox, Giovanni y Mariano.

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO	1
1.2 OBJETIVOS	4
1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO	4
1.4 METODOLOGÍA.....	5
1.5 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO.....	6
CAPÍTULO II: MARCO GEOTECTÓNICO	8
2.1. GENERAL	8
2.2. SEGMENTACIÓN MORFOESTRUCTURAL.....	10
2.3. MARCO GEOLÓGICO	12
CAPÍTULO III: ESTRATIGRAFÍA	18
3.1. INTRODUCCIÓN	18
3.1.1. ROCAS ESTRATIFICADAS PRE CENOZOICAS	19
3.1.2. ROCAS ESTRATIFICADAS CENOZOICAS	20
3.1.3. ROCAS ESTRATIFICADAS PLIOCENAS.....	22
3.2. ESTRATIGRAFÍA LOCAL.....	24
3.2.1. FORMACIÓN ABANICO.....	24
3.2.2. FORMACIÓN FARELLONES	29
3.2.3. ROCAS INTRUSIVAS.....	30
3.2.4. DEPOSITOS NO CONSOLIDADOS CUATERNARIOS.....	31
3.3. CORRELACIONES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	32
CAPÍTULO IV: GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	39
4.1. INTRODUCCIÓN	39
4.2. DOMINIO CUENCA DE ABANICO: ESTRUCTURAS EN SUPERFICIE.....	41
4.2.1. BLOQUE OESTE.....	45
4.2.2. BLOQUE CENTRAL.....	52
4.2.3. BLOQUE ESTE	54
4.3. DOMINIO CUENCA DE ABANICO: ESTRUCTURAS INTERPRETADAS EN PROFUNDIDAD.....	58
4.3.1. METODOLOGÍA DEL MODELAMIENTO DE LAS ESTRUCTURAS DE SUBSUPERFICIE.....	58
4.3.2. RESTAURACIÓN DE LA SECCIÓN ESTRUCTURAL.....	60
4.3.3. ANÁLISIS DEL DOMINIO CUENCA DE ABANICO	67
CAPÍTULO V: DISCUSIÓN	72
5.1. RELACIONES DE CONTACTO ENTRE LAS FORMACIONES CENOZOICAS PRESENTES EN EL ÁREA DE ESTUDIO	72

5.2. VARIACIÓN DEL RUMBO Y ESTILO DE DEFORMACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES	74
5.3. GEOMETRÍA, ESTILO ESTRUCTURAL Y VERGENCIA DE LAS ESTRUCTURAS PROPUESTAS EN PROFUNDIDAD	76
5.4. LIMITANTES DE LA SECCIÓN RESTAURADA.....	82
5.5. MODELOS ESTRUCTURALES PROPUESTOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO	83
5.6. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL Y PALEOGEOGRÁFICA DEL DOMINIO DE LA CUENCA DE ABANICO (33°18' Y 33°25'S).....	86
5.7. IMPLICANCIAS ESTRUCTURALES A ESCALA REGIONAL	93
CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES	99
CAPÍTULO VII REFERENCIAS	101
ANEXO A: ETAPAS DE LA RESTAURACIÓN EN <i>MOVE 2D</i>.....	1

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1: Modelos a escala cortical para la Cordillera Principal entre los 32° y 35°S.</i>	3
<i>Figura 2: Ubicación regional del área de estudio.</i>	6
<i>Figura 3: Vías de accesos.</i>	7
<i>Figura 4: Reconstrucción de la cinemática de la placa de nazca desde el cretácico hasta la actualidad.</i>	8
<i>Figura 5: Evolución de la configuración tectónica de sudamérica, desde el cretácico hasta el cenozoico tardío.</i>	10
<i>Figura 6: Segmentación morfoestructural del Orógeno</i>	11
<i>Figura 7: Evolución tectónica y paleogeográfica de Chile central entre los 27°s hasta los 36°s</i>	13
<i>Figura 8: Extensión geográfica de la Cuenca de Abanico y de la Cordillera Incaica.</i>	14
<i>Figura 9: Configuración geológica regional del área de Chile central, entre los 33°s y 35°S..</i>	17
<i>Figura 10: Mapa geológico del área de estudio</i>	23
<i>Figura 11: Depósitos volcanoclásticos más comunes observados en la Formación Abanico</i>	24
<i>Figura 12: Areniscas medias con estructuras sedimentarias.</i>	25
<i>Figura 13: Conglomerados dispuestos en grandes lentes (~120 m), en la ladera oeste del cerro Provincia y a los pies del cordón El Quempe.</i>	25
<i>Figura 14: Discordancias progresivas observadas en la ladera este del cerro provincia, en la ladera oeste del cordón El Quempe y en sector del plateau de Farellones</i>	26
<i>Figura 15: Vista hacia la quebrada Estero Molina y cerro Provincia</i>	27
<i>Figura 16: Contacto entre las formaciones Abanico y Farellones en el sector cordón El Quempe</i>	28
<i>Figura 17: Afloramiento de tobas líticas y cristalinas, en la base la Formación Farellones, sector cordón El Quempe.</i>	29
<i>Figura 18: Areniscas en contacto irregular con tobas y afloramientos de conglomerados rojizos, en el sector del cordón El Quempe.</i>	30
<i>Figura 19: Roca intrusiva, en el núcleo de un sinclinal que se observa en la quebrada Estero Covarrubias.</i>	31
<i>Figura 20: Terrazas fluviales en la quebrada Estero Molina.</i>	31
<i>Figura 21: Depósitos no consolidados mal seleccionados.</i>	32
<i>Figura 22: Columnas estratigráficas levantadas en el área de estudio.</i>	34
<i>Figura 23: Crecimiento de estratos en el bloque central.</i>	36
<i>Figura 24: Correlación litoestratigráficas.</i>	37
<i>Figura 25: Recopilación de las columnas estratigráficas levantadas dentro del área de estudio y hacia el sur.</i>	38
<i>Figura 26: Dominios estructurales definidos en el área de estudio</i>	40
<i>Figura 27. Mapa geológico del área de estudio.</i>	42
<i>Figura 28: Leyenda y simbología del mapa geológico del área de estudio, figura 27</i>	43
<i>Figura 29: Sección estructural del área de estudio.</i>	44
<i>Figura 30: Anticlinal Provincia-San Ramón con una interpretación de la disposición de los estratos deformados.</i>	47
<i>Figura 31: Limbo frontal del anticlinal Provincia-San Ramón. y limbo occidental del sinclinal asociado al anticlinal Provincia-San Ramón.</i>	48
<i>Figura 32: Monoclinal en el limbo oriental del anticlinal Provincia-San Ramón.</i>	49
<i>Figura 33: Limbo occidental del anticlinal Quebrada Covarrubias.</i>	50
<i>Figura 34: Vista panorámica hacia el sector de valle nevado junto a su interpretación.</i>	51
<i>Figura 35: Fotografía panorámica del sector central del área de estudio.</i>	53
<i>Figura 36: Vista panorámica, desde el cordón El Quempe.</i>	55

<i>Figura 37: Limite oriental de área de estudio.</i>	56
<i>Figura 38: Sucesión de areniscas finas y lutitas rojizas en la quebrada estero Olivares.</i>	57
<i>Figura 39: Algoritmos de restauración.</i>	59
<i>Figura 40: Modelo 1 y Modelo 2 propuesto en este estudio.</i>	62
<i>Figura 41: Restauración palinspástica del Modelo 1 a partir de la sección estructural construida en el área de estudio.</i>	65
<i>Figura 42: Restauración palinspástica del Modelo 2 a partir de la sección estructural construida en el área de estudio.</i>	66
<i>Figura 43: Modelo de inversión de una falla lístrica tipo rampa flat</i>	68
<i>Figura 44: Modelos teóricos que describen las geometrías generadas durante la inversión tectónica.</i>	71
<i>Figura 45: Modelo de generación de pliegue con rotación progresiva del limbo.</i>	73
<i>Figura 46: Modelo esquemático ejemplificando las variaciones geométricas presentes en una cuenca extensional.</i>	76
<i>Figura 47: Restauración palinspástica del Modelo 1 a partir de la sección estructural construida en el área de estudio.</i>	78
<i>Figura 48: Modelos cinemáticos del borde occidental de la Cuenca de Abanico.</i>	79
<i>Figura 49: Modelos cinemáticos del borde oriental de la Cuenca de Abanico.</i>	80
<i>Figura 50. Modelo conceptual para la evolución de la Cuenca de Missouri y de la Cordillera de Atlas, Marruecos.</i>	81
<i>Figura 51: Condiciones iniciales establecidas para realizar el modelo cinemático propuesto por Armijo et al. (2010).</i>	85
<i>Figura 52: Modelo cortical.</i>	88
<i>Figura 53: Evolución estructural del dominio de la Cuenca de Abanico.</i>	90
<i>Figura 54: Evolución paleogeográfica del dominio Cuenca de Abanico.</i>	92
<i>Figura 55: Anticlinal Juncal.</i>	95
<i>Figura 56: Configuración estructural en superficie del margen oriental de la Cuenca de Abanico.</i>	96
<i>Figura 57: Modelo conceptual para los 33°40's con el estilo de deformación cortical propuesto por Giambiagi et al. (2012)</i>	97

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

La Cordillera Principal Occidental en Chile central (33°-35°S) se encuentra formada esencialmente por depósitos terciarios asignados a las formaciones Abanico (Eoceno superior-Mioceno inferior) y Farellones (Mioceno Superior), cuya deformación y alzamiento conforman el gran relieve característico del frente occidental del gran macizo andino. Los estudios realizados en estos depósitos cenozoicos son variados, y sus enfoques en geología estructural y tectónica (e.g., Godoy et al., 1999.; Jordan et al., 2001; Charrier et al., 2002, 2005; Fock et al., 2006; Parada, 2008; Armijo et al., 2010; Farías et al., 2010), estratigrafía (e.g., Aguirre, 1999; Carrasco, 2000; Elgueta et al., 2000; Medina, 2002), y geocronología (e.g., Gana et al., 1997; Sellés et al., 2001; Nyström et al., 2003; Fuentes, 2004; Vergara et al., 2004) sugieren que estas secuencias se acumularon en una cuenca extensional continental de intra arco denominada Cuenca de Abanico, la que se desarrolló durante el Eoceno, sufriendo posteriormente inversión tectónica durante el Mioceno (Charrier et al. 1996, 2002, 2005, 2009; Godoy y Lara, 1994; Godoy et al., 1999; Jara et al; 2013; Jordan et al., 2001; Giambiagi et al., 2003a).

Considerando esta caracterización regional, el sistema de falla San Ramón al este de la ciudad de Santiago (33°25'S), ha sido interpretada como una falla normal con inclinación al este que separó dos compartimientos mayores en la Cuenca de Abanico, la cual fue posteriormente invertida (e.g., Charrier et al., 2002 2005; 2009; Fock et al., 2006). Esta estructura es la causante del alzamiento del frente cordillerano occidental y que delimita abruptamente el borde oriental de la Depresión Central (Armijo et al., 2010; Charrier et al., 2002, 2005, 2009; Rauld 2002, 2011). Por otro lado, la falla El Diablo (Charrier et al., 2005; Fock et al., 2006) ha sido también interpretada como la falla controladora de la apertura del borde oriental de la cuenca

Si bien el alzamiento de Los Andes Centrales del Sur (Gansser, 1973) es un evento tectónico de escala continental que posiblemente alcanzó su mayor altura en los

últimos 10 Ma (e.g., Gubbels et al., 1993; Gregory & Wodzicky, 2000; Charrier et al., 2005; Farías et al., 2008.), los distintos mecanismos que actuaron en cada uno de los procesos que permitieron este alzamiento aún no están completamente definidos y ha llevado a la formulación de modelos tectónicos y paleogeográficos variados y en algunos casos discutibles entre sí.

Respecto a esto, algunos autores (e.g., Charrier et al., 2002; Fock, 2005; Fock et al., 2006; Farías et al., 2008, 2010) plantean que la evolución cenozoica de la Cordillera Andina, al sur del segmento de subducción plana pampeana (33°S), está caracterizada como una serie de eventos tectónicos de extensión, inversión y propagación de la deformación hacia el este en la Cordillera que, en conjunto con posibles factores climáticos, han moldeado el abrupto relieve que se exhibe en la actualidad.

Ejemplo de este paradigma se sintetiza en el estudio de Farías et al. (2010), el cual propone que los eventos deformativos serían el resultado de un sistema estructural con vergencia hacia el este, controlado por estructuras cuyo despegue proviene de una rampa que está directamente conectada con la placa subductante (Figura 1a).

Por otro lado, Armijo et al. (2010), propone un modelo tectónico fundamentalmente vergente al oeste (*West Andean Thrust*), en base a un modelo de colisión intracontinental, semejante al sistema que controló el alzamiento de Los Himalaya, lo que generaría una doble subducción en el margen occidental de Sudamérica. El autor propone que el sistema de fallas del frente occidental de la Cordillera Principal encuentra su despegue basal en una rampa vergente al oeste la que emerge en superficie constituyendo el sistema de fallas San Ramón (Figura 1 b)

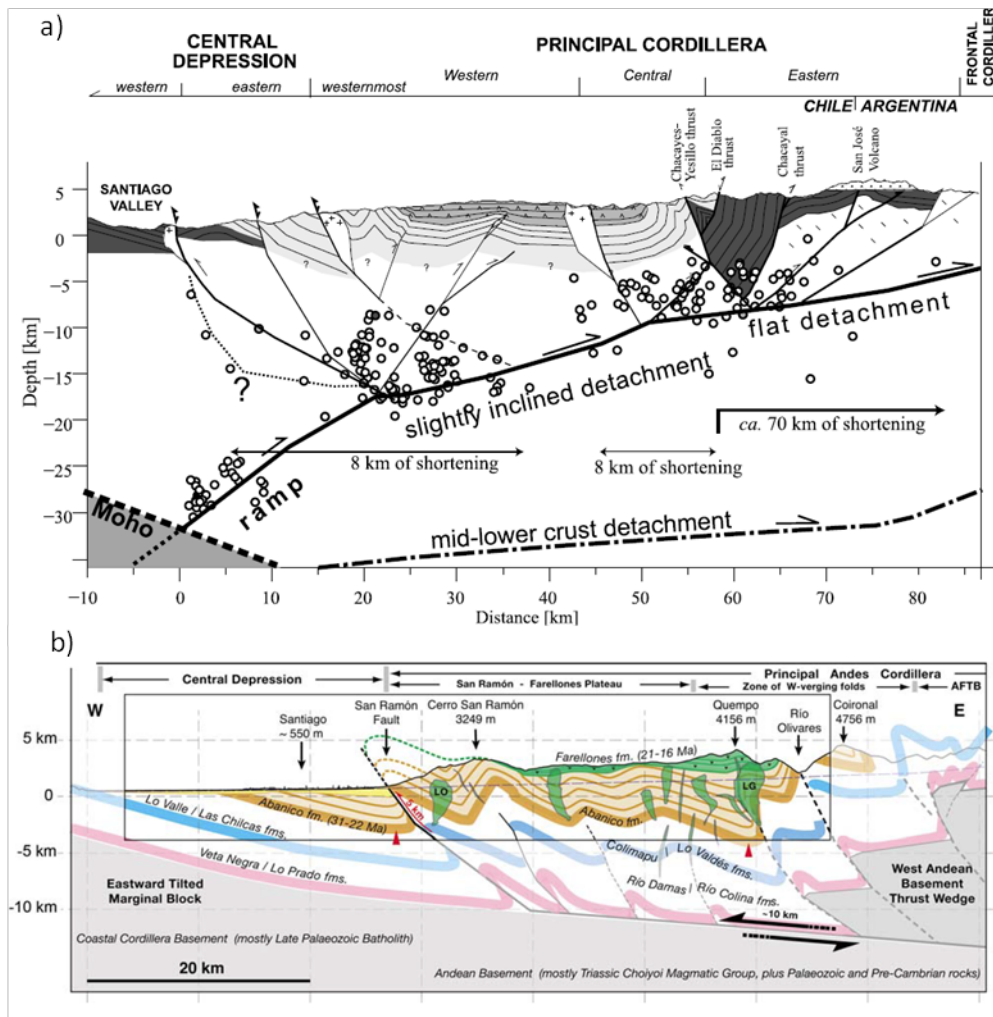


Figura 1: Modelos a escala cortical para la Cordillera Principal entre los 32° y 35°S. (a) Modelo estructural y cortical propuesto por Farías et al. (2010). Modificado de Farías et al., (2010). (b) Modelo cortical propuesto por Armijo et al., 2010. Modificado de Armijo et al., 2010

El contraste evidente de estos modelos estructurales propuestos sugiere que los mecanismos que controlaron la deformación y alzamiento de la Cordillera Principal Occidental no han sido totalmente clarificados, por lo que no respaldan directamente la hipótesis de la inversión tectónica ocurrida en la región, responsable de la secuencia de eventos de deformación propios de la evolución de la Cuenca de Abanico a esta latitud.

Es por esto que en este trabajo se propone un modelo estructural a partir de la descripción estratigráfica, secciones estructurales y su respectiva restauración con el objetivo de aportar con nuevos datos que ayuden a comprender qué mecanismos podrían haber controlado la evolución de la deformación de este sector de la cordillera y

a su vez determinar si estos están relacionados con el proceso de inversión tectónica propuesto hasta el día de hoy

1.2 OBJETIVOS

El objetivo general es proponer un modelo estructural que permita entender los mecanismos que controlaron el alzamiento de la Cordillera Principal Occidental, a los 33°20'S.

Los objetivos específicos son:

- I. Caracterizar la estratigrafía del área de estudio.
- II. Identificar la deformación de las unidades litológicas presentes en la zona.
- III. Reconocer los estilos estructurales expuestos en superficies.
- IV. Cuantificarla magnitud de la deformación observada

1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO

Los Andes Centrales (32° y 36°S), son el resultado de una serie de procesos tectónicos que ocurrieron desde el Mesozoico hasta el presente. El borde occidental de Los Andes, la Cordillera Principal Occidental, está conformada por una cobertura de rocas de edad Cenozoica depositadas en una cuenca extensional durante el Oligoceno, y deformadas durante el Mioceno (e.g., Godoy et al., 1999; Jordan et al 2001; Charrier et al., 2002, 2005; Fock et al., 2006; Parada; 2008; Jara et al., 2013). Bajo estos supuestos es probable que la deformación y el alzamiento involucrados en la formación de la Cordillera Principal entre los 32° y 36°S, obedezca a un modelo de inversión tectónica (propagación de la deformación y posterior deformación fuera de secuencia), por lo que se espera que las estructuras sean geoméricamente compatibles con los modelos de inversión ya planteados (e.g., Bally, 1984; McClay et al., 1992, 1995; Yamada y McClay, 2003)

1.4 METODOLOGÍA

I. Objetivo I

-Recopilación de trabajos relacionados al estudio de las unidades geológicas y las estructuras que afloran a esta latitud (32°-33°S); (e.g., Aguirre, 1960; Klohn, 1960; Thiele, 1980; Carrasco, 2000; Fock et al., 2005; Armijo et al., 2010; Farías et al., 2010; Rauld, 2011)

-Fotointerpretación previa y posterior al trabajo en terreno, utilizando imágenes satelitales, imágenes satelitales LANDSAT procesadas en el software ENVI y Google Earth.

-El trabajo de campo se realizó recorriendo las quebradas principales (Figura 3) y los principales caminos que permitan el uso de vehículo. Consistirá principalmente en la descripción de las unidades geológicas que afloran en la zona, la caracterización de las relaciones de contacto (discordancias, concordancias, contactos por falla, entre otros.) y de las estructuras, metodologías propias de los métodos clásicos de geología de campo con el fin de elaborar un mapa geológico a escala 1:100.000.

II. Objetivo II

Este objetivo específico fue realizado principalmente durante el trabajo en terreno. Consistió en el mapeo de estructuras visibles a una escala 1:25.000 y 1:50.000 cuantificando su disposición espacial mediante mediciones de rumbo y manteo. Además se analizaron modelos de elevación digital (DEM), procesados en el software GLOBALMAPPER.

III. Objetivo III

Para el reconocimiento y caracterización de la deformación de las unidades estratificadas (pliegues, cabalgamientos, repetición de secuencias, entre otros), serán utilizados los modelos geométricos en compresión de pliegues asociados a fallas

desarrollados por Suppe (1983, 1990) y Mitra (2002) y los modelos de estructuras extensionales e invertidas propuestos por McClay (1989, 1995, 1999) y Mitra (1993).

La sección estructural será construida según una orientación ~E-W cercana a la dirección de la deformación o de transporte tectónico, dirección definida como la ortogonal al rumbo de las estructuras de primer orden. Su escala será de 1:100.000.

IV. Objetivo IV

Para estimar el acortamiento (mínimo) es necesario conocer el estado predeformado, para lo cual se realizará la restauración de la sección estructural mediante el software MOVE 2D (*Midland Valley*).

1.5 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

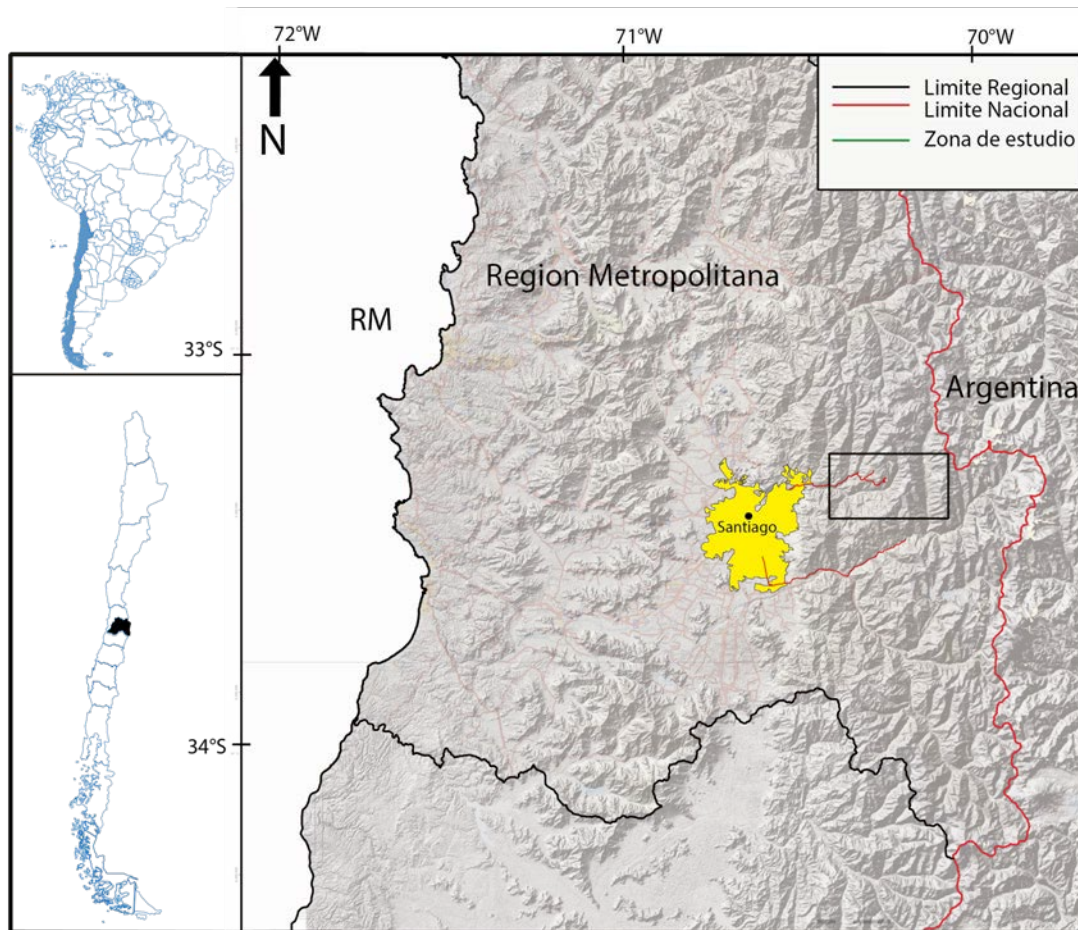


Figura 2: Ubicación regional del área de estudio (Recuadro negro).

La zona de estudio se encuentra localizada en la Región Metropolitana, específicamente hacia el este de la ciudad de Santiago, entre 33°18' y 33°25' (Figura 2).

Se accede al lugar tomando *Avenida Las Condes*, para luego seguir por la ruta *Camino a Farellones*. Al inicio de este camino se observa un desvío que conduce hacia las dos quebradas principales que se recorrieron en este estudio: Quebrada Estero Covarrubias y Quebrada Estero Molina. Ambas quebradas son de fácil acceso siguiendo un sistema de senderos bien marcados por el paso del ganado y lugareños. Al inicio de las quebradas existe un camino que sube hacia el *Plateu de Farellones*, en donde el recorrido permite llegar al sector de la hidroeléctrica El Alfalfal. Al final de la ruta principal (*Camino a Farellones*), se accede a los centros invernales ubicados en el límite oriental del área de estudio, sector por el cual se accede a la parte más oriental de la Quebrada Estero Molina, la que permite a su vez acceder al cordón El Quempo (Figura 3).

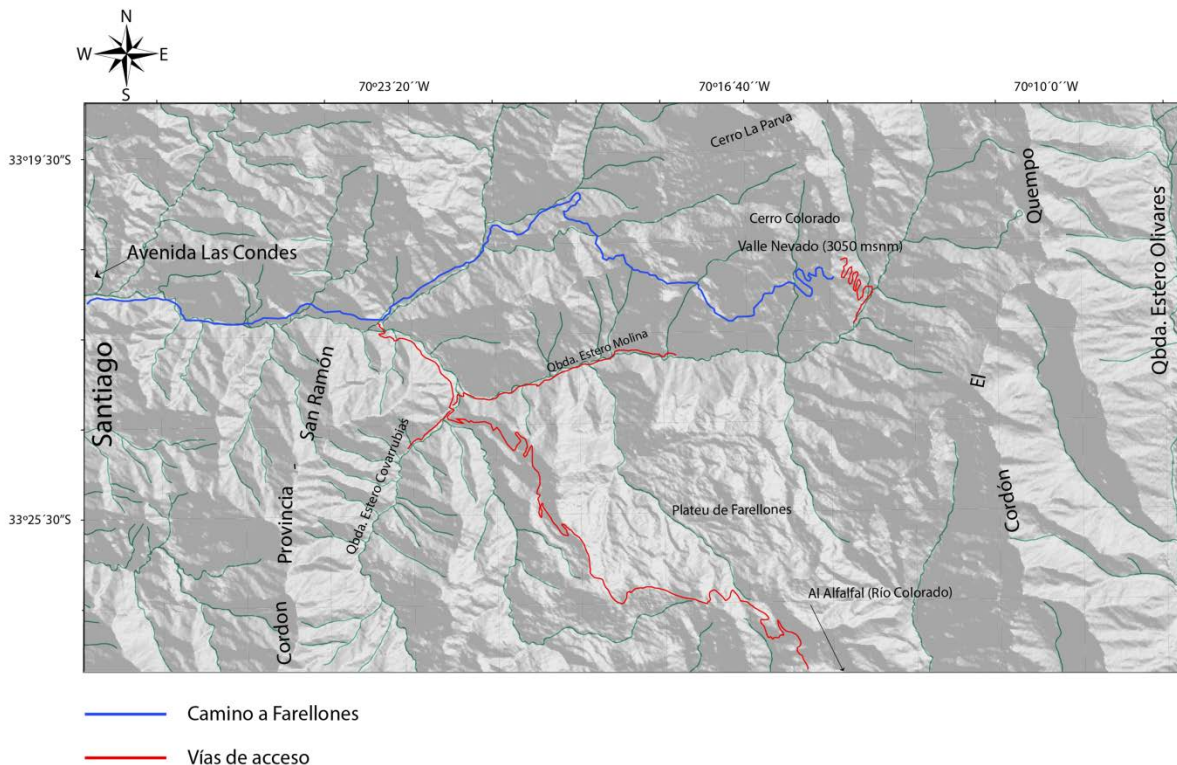


Figura 3: Sector de estudio junto a las principales vías de accesos.

CAPÍTULO II: MARCO GEOTECTÓNICO

2.1. GENERAL

La subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana es el principal proceso tectónico a lo largo de la mayor parte del margen Andino y ha sido continua, por lo menos, desde el Jurásico hasta el Presente (e.g., Mpodozis y Ramos, 1989; Jordan et al., 2001; Charrier et al., 2007).

Este proceso ha presentado importantes variaciones en los parámetros que controlan su vector de convergencia, es decir, cambios en la tasa de convergencia y/o en la oblicuidad con la que subducta la plaza Nazca bajo el continente (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2005).

Tales variaciones cinemáticas del margen han sido documentadas, utilizando datos paleomagnéticos, mediante un seguimiento de las trazas de *hot spots* en la corteza oceánica (Figura 4).

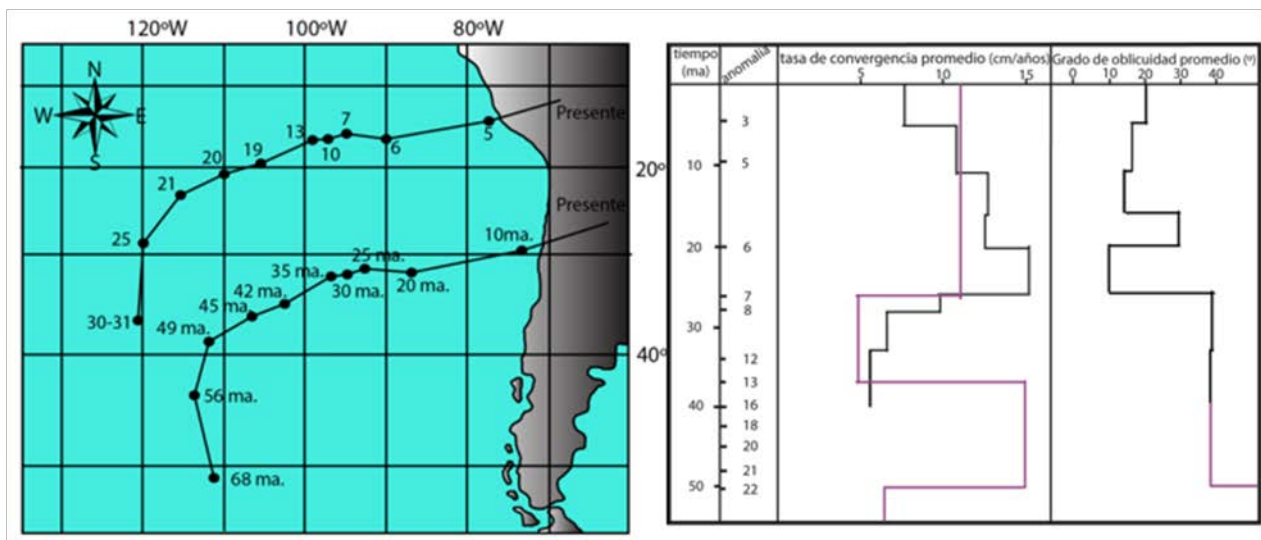


Figura 4: a) Reconstrucción de la cinemática de la placa de nazca desde el cretácico hasta la actualidad medida en 2 puntos (Pardo – Casas y Molnar, 1987). (b) variación de la convergencia y grado de oblicuidad e inclinación entre la placa oceánica subductante y placa continental según pardo-casas y Molnar (1987) (rojo) y Somoza (1998) (negro).

En el periodo comprendido entre 38 y 28 Ma la subducción en el margen occidental de Sudamérica se caracterizó por una tasa de convergencia entre 6 y 4 cm/año y un ángulo de oblicuidad cercano a los 55° respecto al margen continental.

Luego, a 28 Ma, la tasa de convergencia aumentó a ~9 cm/año, llegando incluso a valores de 15 cm/año (cerca de 26 Ma), y el grado de oblicuidad con valores cercanos a 10° con respecto al margen continental. Este cambio en los parámetros de la subducción están asociados a la fragmentación de la placa Farallón en dos porciones: placa Nazca y placa Cocos, siendo la convergencia más rápida y semi ortogonal del periodo (Figura 5). Estas condiciones se mantuvieron similares, por lo menos, hasta los 20 Ma, cuando la tasa de convergencia comenzó a disminuir aunque el ángulo se mantuvo con una leve oblicuidad entre ambas placas (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998).

La configuración tectónica de Chile Central, entre 33°S y 34°S, tiene la particularidad de ser una transición entre dos tipos de subducción. Entre los 28° y 33°S existe una subducción de bajo ángulo tipo Chilena-Pampeana, donde la placa subductante penetra subhorizontalmente (manteo menor a 10°) a profundidades entre 100 y 200 km bajo la placa Sudamericana (Cahill & Isacks, 1992). En cambio, hacia el sur (33° hasta los 46°S), la subducción de la placa Nazca bajo la Sudamericana es con un ángulo mayor (27-30°) correspondiendo al típico ejemplo de subducción tipo Chilena (en el sentido de Uyeda y Kanamori, 1979). Ambos segmentos de subducción están separados por una flexura en el segmento subductado de la placa de Nazca cuya proyección hacia el océano Pacífico coincide con la subducción del Ridge de Juan Fernández a los 32,5°S (Cahill & Isacks, 1992); (Figura 5). Adicionalmente, algunos rasgos aparecen a los 33°S, como la ausencia de arco volcánico y Depresión Central en el segmento *flat slab*, cambio en el rumbo de la Fosa, Cordillera de la Costa y de la Cordillera de Los Andes, desde una orientación N-S a NNE-SSW denominado como Oroclino del Maipo por Farías et al. (2010). Junto a lo anterior, se genera la segmentación de la Cordillera por la unidad morfoestructural de la Depresión Central al sur de los 33°S.

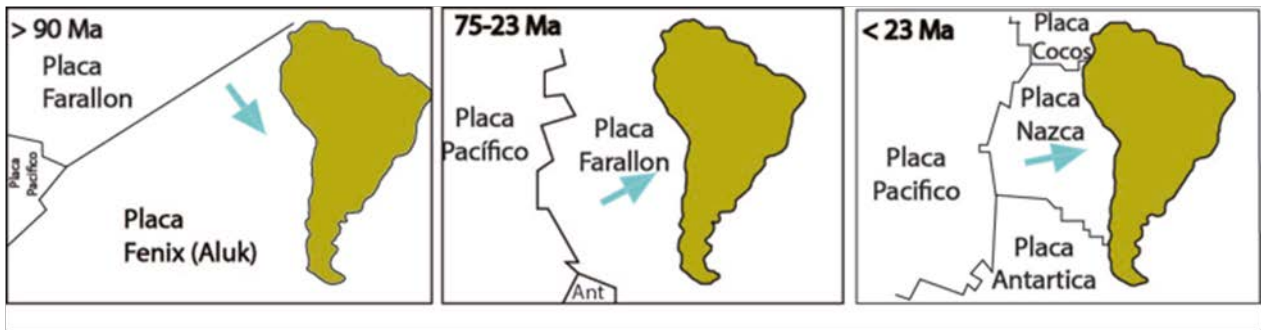


Figura 5: Evolución de la configuración tectónica de Sudamérica, desde el cretácico hasta el cenozoico tardío. Modificado de Zonenshajn et al. (1984).

2.2. SEGMENTACIÓN MORFOESTRUCTURAL

A lo largo del borde occidental de Sudamérica existe una segmentación morfoestructural, la que sería el resultado de una serie de procesos geotectónicos debido a la interacción entre la placa de Nazca y la placa continental Sudamericana (Isacks, 1988). En la zona central de Chile, entre los 33° y los 35°S, el relieve andino presenta cinco unidades morfoestructurales que se distribuyen en franjas de orientación ~NS a NNE-SSW. Tales dominios, descritos desde oeste a este, son: la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal y la Precordillera.

La Cordillera Principal, es el primero de las primeras unidades morfoestructurales en presentar una importante elevación en comparación con la Cordillera de la Costa y la Depresión Central, ubicados al oeste, alcanzando alturas de ~6570 m s.n.m. (como es el caso del Cerro El Plomo, Volcán Tupungato, Cerro Marmolejo, limítrofes con Argentina a los 33°S). Este segmento de la Cordillera Andina se puede dividir en dos franjas: la Cordillera Principal Occidental (donde se encuentra la zona de estudio de este trabajo), conformada por rocas de edad cenozoica, que constituyen las formaciones Abanico (Oligoceno-Mioceno superior), y Farellones (Mioceno medio-superior), y la Cordillera Principal oriental que, además de contener las rocas cenozoicas anteriormente nombradas, exhibe rocas mesozoicas fuertemente deformadas. (Figura 6).

Al este de la Cordillera Principal oriental, el relieve andino se expresa a través de la Cordillera Frontal constituida principalmente por rocas pre-jurásicas volcánicas de carácter ácido, asociadas al Grupo Choyoi. Estas se encuentran sobre un basamento cristalino de edad Protero-Paleozoico (Mpodozis y Ramos, 1989; Llambías et al., 2003).

Finalmente, la Precordillera, está constituida principalmente por rocas de edad Paleozoico Inferior. Al este de las tres últimas morfoestructuras mencionadas de grandes altitudes (ca. 6750 m s.n.m.), se han desarrollado cuencas de antepaís desde el Mioceno hasta el Holoceno. (Figura 6).

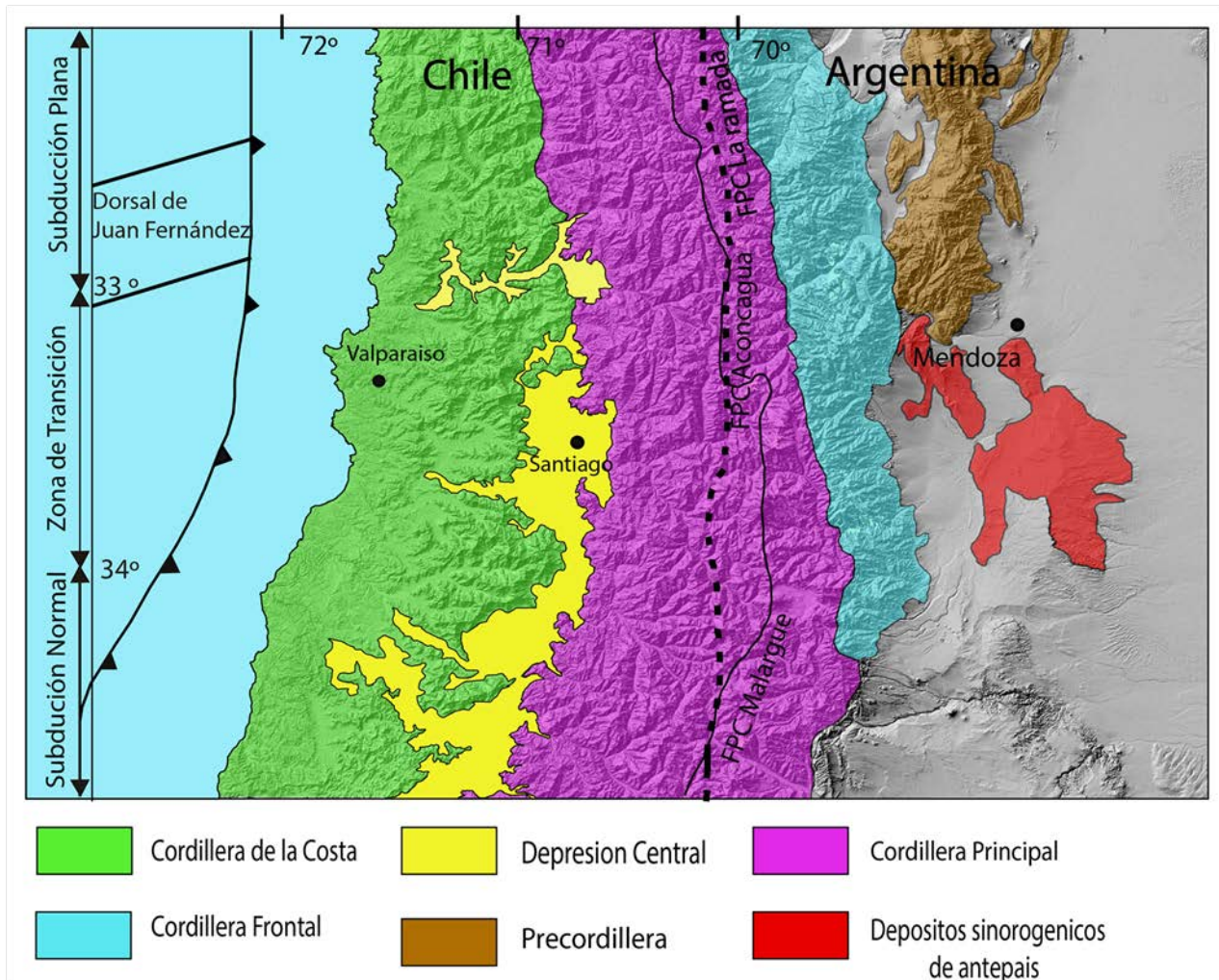


Figura 6: Segmentación morfoestructural del Orógeno Andino entre los 32° y 35°S basado en Charrier y Muñoz (1994); Giambiagi et al. (2003), (2012); y Tassara y Yáñez (2003).

2.3. MARCO GEOLÓGICO

Las rocas presentes en la región de estudio corresponden en su totalidad a sucesiones continentales, mayormente volcánicas y en menor medida, secuencias sedimentarias, las que se acumularon durante el Cenozoico en una cuenca continental de intraarco denominada Cuenca de Abanico (Charrier et al., 2002, 2005; Fock, 2005; Fock et al., 2006; Jara et al., 2012; 2013). Esta cuenca extensional, se desarrolló y evolucionó durante sucesivos regímenes tectónicos que pueden ser divididos en dos periodos principales.

La primera etapa se inició en el Eoceno medio, continuando hasta el Oligoceno, llegando incluso hasta el Mioceno temprano en algunas localidades, y se caracteriza por el desarrollo extensional y la generación de espacios (depocentros) en lo que se habrían acumulados los depósitos volcánicos y sedimentarios generados durante este periodo. En tales condiciones extensionales se produjo adelgazamiento cortical, alto flujo calórico y magmatismo primordialmente toleítico (Nyström et al., 2003; Charrier et al., 2009; Godoy et al, 2012), junto con un arco volcánico desplazado levemente más hacia al este respecto al arco desarrollado en el periodo anterior, denominado como Orogenia Incaica (Charrier et al., 2009) (Figura 7).

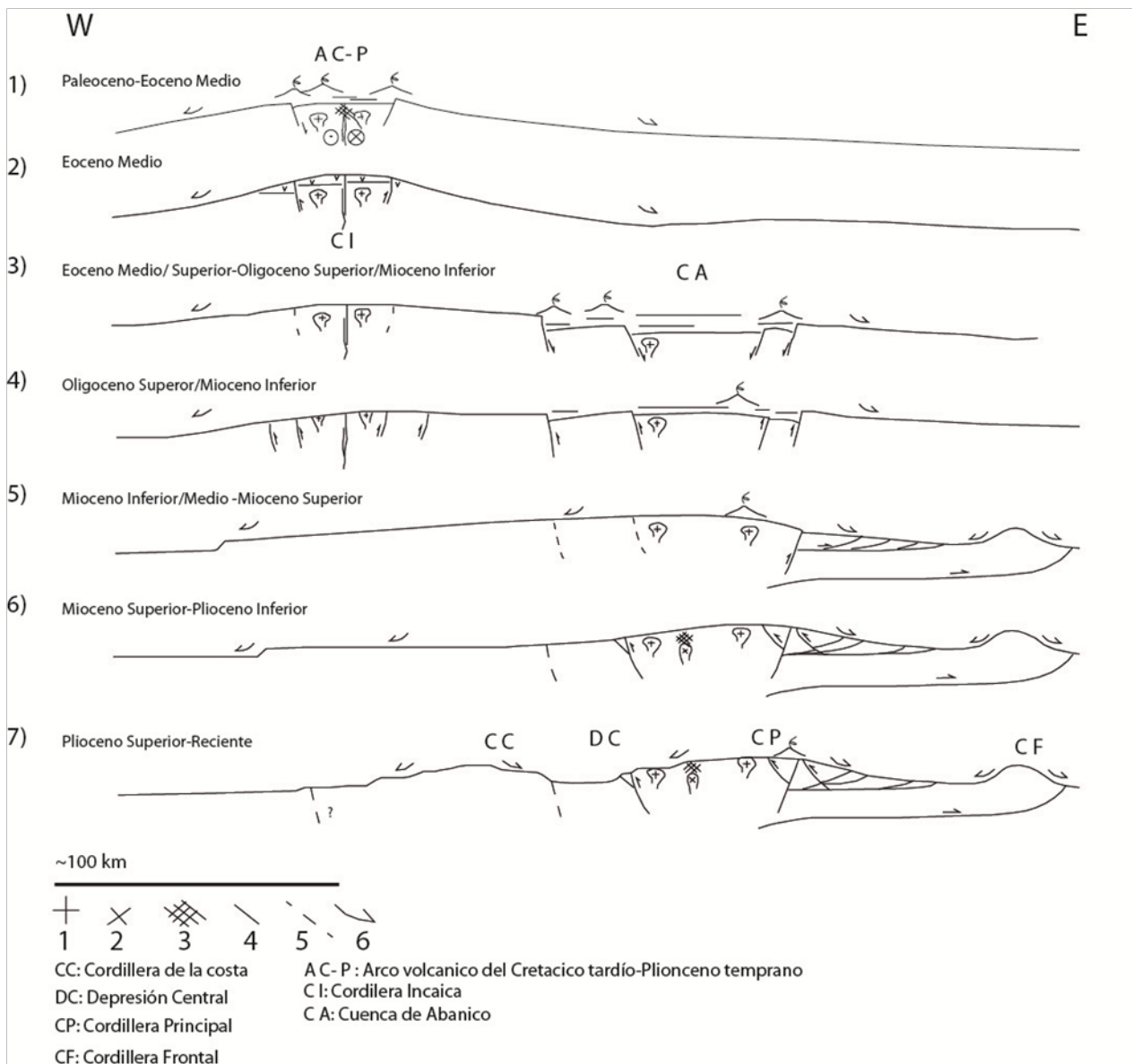


Figura 7: Evolución tectónica y paleogeográfica de Chile central entre los 27°S hasta los 36°S. 1) Desarrollo de un arco magmático (A C-p); 2) inversión tectónica del arco precedente y formación de la cordillera incaica (ci);(Orogenia Incaica); 3) Desarrollo de la cuenca extensional de Abanico, que alojó al nuevo arco migrado al este del anterior,al sur de 27°S; 4) Inversión tectónica de la Cuenca de Abanico (Orogenia Pehuenche), al sur de 27°S, 5) Migración de la deformación y del magmatismo hacia el este, formación de la cordillera frontal, basculamiento del orógeno hacia el oeste, penneplanización del antearco e inicio de la incisión fluvial, al sur de 27°S; 6) Expansión tectónica (reinicio de la deformación y emplazamiento de plutones fértiles al oeste del arco: yacimientos gigantes de pórfidos de cu-mo: río blanco - los bronce y el teniente) y progresión oriental de las convexidades en los perfiles longitudinales de los ríos (*knick-points*); 7) 1, plutones hipabisales, 2, plutones subvolcánicos, 3, alteración hidrotermal. 4, fallas activas, 5, fallas inactivas, 6, sentido de transporte de sedimentos. Modificado de Charrier et al. (2009).

La Cuenca de Abanico se caracterizó por ser un sistema de compartimentos fuertemente subsidentes, extendiéndose en territorio Chileno desde los 27° hasta los 39°S (Charrier et al., 2005, 2007, 2009; Flynn et al., 2008). Son interpretadas como contemporáneas a la Cuenca de Abanico, en el lado argentino, La Cuenca de Loncopue (Ramos y Folguera, 2005), y la Cuenca de Ñirihua (Cazau et al., 1987). Con una orientación ~NNE, se estiman como dimensiones un ancho de 70 km, más de 1000 km

de largo y espesores de ~3000 m (Figura 8), considerándose como un rasgo tectono-paleogeográfico de primer orden, del sur de los Andes Centrales (Charrier et al., 2009).

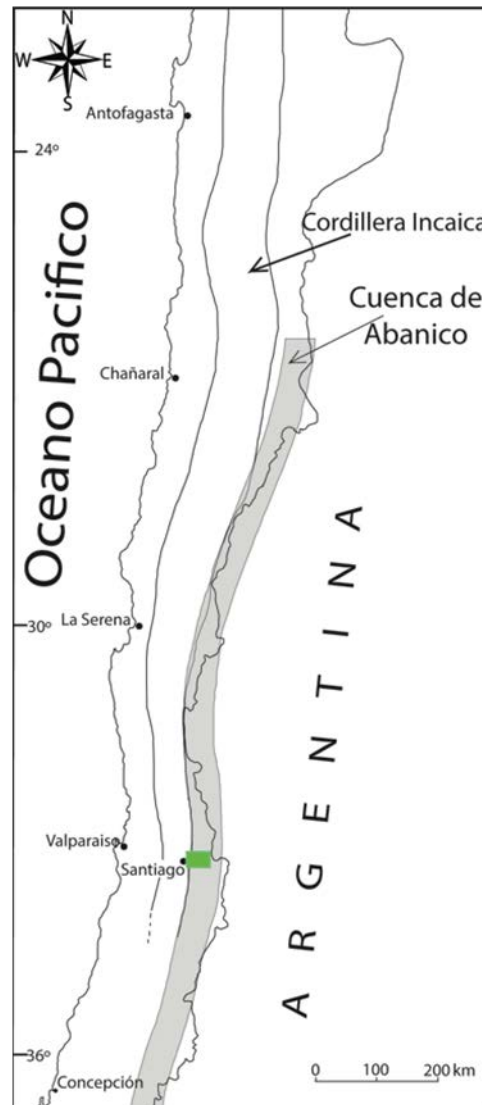


Figura 8: Extensión geográfica de la Cuenca oligoceno de Abanico y de la Cordillera Incaica, desarrollada durante la orogenia Incaica en Chile y Argentina según Charrier et al., (2009). El recuadro verde muestra la zona de estudio.

Las condiciones extensionales que predominaron durante la primera etapa del desarrollo de la Cuenca de Abanico se concentraron en tres sistemas de fallas mayores de alto ángulo y de orientación ~NS, las que posteriormente controlaron la inversión tectónica de la misma durante el Mioceno. Estos sistemas estructurales son, de oeste a este (Figura 9):

- 1) Los Ángeles, Infiernillo, Portezuelo Chada manteniendo al este.
- 2) Pocuro y San Ramón, manteniendo al este

3) El Diablo, Las Leñas y El Fierro manteniendo al oeste (Fock et al., 2006. Farías et al., 2008; 2010).

Dos compartimientos, principales y subsidentes habrían sido definidos por estos sistemas de fallas, siendo el compartimiento oriental aquel que acumuló un mayor espesor~3000m (Charrier et al., 2005, 2009)

Un evento compresivo asociado al aumento en la velocidad de convergencia de las placas (Pardo-Casas y Somoza, 1987) domina la segunda etapa en el desarrollo de la Cuenca de Abanico, la que se prolongó hasta el Mioceno medio.

Este cambio a un régimen compresivo de carácter regional, produjo durante su primer pulso en la Cordillera Principal, la inversión tectónica parcial de la Cuenca de Abanico, la que se inició en el Oligoceno tardío y se prolongó hasta el Mioceno temprano, generando la reactivación de las grandes fallas que dieron origen a la cuenca durante la etapa extensional previamente ocurrida (Godoy y Lara, 1994; Wyss et al., 1994; Charrier et al., 2002, 2005; Fock et al., 2006; Fock, 2005; Jara et al., 2013). El plegamiento y la generación de fallas de alto ángulo estuvo concentrada en los bordes de la cuenca durante los primeros estadios de la inversión (Fock et al., 2006). Relacionado a lo anterior, se produjo un gradual engrosamiento cortical junto a una intensa actividad volcánica que dio origen a la depositación de la Formación Farellones en el sector central de la cuenca, y el emplazamiento de diversos cuerpos plutónicos de carácter calcoalcalino que intruyeron a ambas formaciones (Charrier et al., 2002; Nyström et al., 2003; Kay et al., 2005; Muñoz et al., 2009).

De esta manera, la deformación producida durante el Mioceno temprano hasta tiempos presentes permite reconocer los siguientes eventos:

1) Inversión tectónica de la Cuenca de Abanico entre los 20 y 15 Ma junto a la migración hacia el este de la deformación y expansión del plutonismo hacia territorio argentino, probablemente controlado por el sistema de fallas El Diablo-El Fierro, en el borde oriental de la cuenca (Giambiagi et al., 2003a; Fock, 2005; Fock et al., 2006).

2) Desarrollo de la faja plegada y corrida de Aconcagua entre los 15 y 9 Ma con participación de basamento a través de fallas de bajo ángulo que generaron estructuras

híbridas de piel fina y gruesa, afectando principalmente rocas mesozoicas que se encuentran en la vertiente oriental de la Cordillera Principal (Giambiagi et al., 2003a; Fock et al., 2006; Charrier et al., 2009).

3) El alzamiento del basamento Proterozoico-Triásico inferior, a través de la inversión de fallas de alto ángulo terminó con el alzamiento de la Cordillera Frontal entre los 9 y 6 Ma (Ramos, 1996; Giambiagi 2003; Ramos et al., 2004), y el probable basculamiento del orógeno hacia el oeste (Charrier et al., 2009). Durante este Periodo, se inició la deformación fuera de secuencia en el borde occidental de la Cordillera Principal (Giambiagi et al., 2003a)

4) Durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano, prosiguió la deformación a causa de la reactivación de fallas normales, junto con la generación de retrocorrimientos fuera de secuencias en ambos bloques de la Cordillera Principal (Cordillera Principal Occidental y Cordillera Principal Oriental); (Giambiagi et al., 2003a; Fock, 2005, Fock et al., 2006). A partir de este periodo se inicia la configuración actual del relieve característico que en el presente se puede observar (Figura 5), junto con la incisión causada por los ríos (Charrier et al, 2009). Localmente la deformación volvió a manifestarse en el flanco occidental de la Cordillera Principal (Charrier et al., 2009).

5) Finalmente, a partir del Plioceno temprano hasta el presente (entre los 4 y 0 Ma), la deformación ya está instaurada en el ante país, generando la deformación de este sector a través de la inversión del *rift* triásico y el subsecuente desarrollo de fallas de bajo ángulo que cortan las estructuras previamente invertidas.

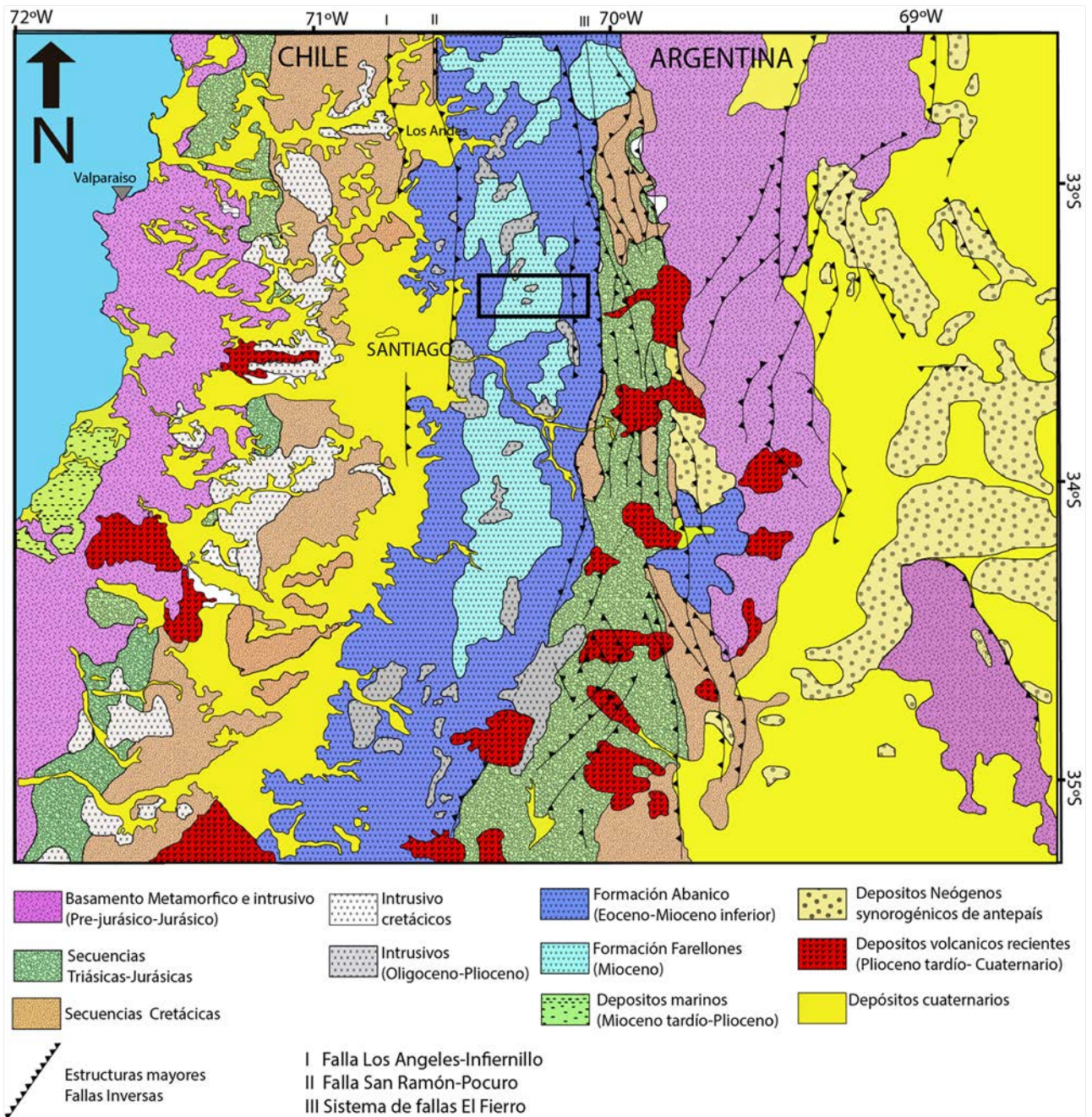


FIGURA 9: Configuración geológica regional del área de Chile central, entre los 33°s y 35°s. El recuadro de color negro indica la zona de estudio. Modificado de Farías et al. (2010).

CAPÍTULO III: ESTRATIGRAFÍA

3.1. INTRODUCCIÓN

La zona de estudio ha sido parte de diversos trabajos geológicos asociados a la evolución magmática y tectónica durante el Cenozoico. (e.g., Aguirre, 1960; Gonzales y Vergara, 1962; Thiele, 1980; Carrasco, 2000; Charrier et al., 2002, 2005, 2009; Nyström et al., 2003; Fock 2005; Fock et al., 2006, 2006b; Farías et al., 2008, 2010; Armijo et al., 2010; Castro 2012). Sin embargo, los estudios estratigráficos locales y regionales plantean una gran dificultad para diferenciar y correlacionar las formaciones Abanico y Farellones que registran el volcanismo durante el Cenozoico a lo largo de toda su extensión.

Esta problemática es originada, principalmente porque los depósitos pertenecientes a estas formaciones poseen una gran extensión espacial (desde 32° hasta 39°S) junto a una importante variación lateral de sus facies (Charrier et al., 2002, 2005, 2009; Jara et al., 2012) denominándose la Formación Abanico, desde los 36°S hacia el sur, como Formación Cura-Mallín (Charrier, 1981). Por lo que, no es posible definir una única secuencia representativa de ambas formaciones cenozoicas en toda su extensión geográfica. A su vez, una compleja relación de contacto ha generado mayores dificultades y grandes discusiones al momento de separar ambas formaciones en una misma localidad.

La estratigrafía presentada en este trabajo es el resultado de la confección de columnas estratigráficas a partir de la observación de los afloramientos del área de estudio, incluyendo una revisión de los estudios de la estratigrafía de este sector (e.g., González y Vergara, 1962; Thiele et al., 1980; Carrasco, 2000; Nyström et al., 2003; Fock, 2005).

A continuación se describen las unidades litológicas presentes en el área de estudio y aquellas correspondientes al marco geológico regional presentado en este trabajo, las cuales corresponden a la Formación Nieves Negras, Formación Río Colina, Formación Río Damas, Formación Lo Valdés, Formación Colimapu, Formación Abanico, Formación Farellones, Unidad Volcánica Vieja y Unidad Volcánica Nueva.

3.1.1. ROCAS ESTRATIFICADAS PRE CENOZOICAS

Formación Nieves Negras (Álvarez et al., 1997 y 2000)

Corresponde a una sucesión de areniscas finas a medias con intercalaciones de pelitas negras y limonitas. En su base contiene niveles de brechas junto a capas rítmicas de areniscas gruesas y limolitas hacia la parte superior. A esta formación se le asocia una edad Jurásico medio-superior.

Formación Río Colina (González, 1963; Thiele, 1980)

Sucesión marina de calizas, lutitas calcáreas oscuras, fisibles finas, areniscas y conglomerados finos intercalados con rocas volcánicas de composición andesítica. Se describieron niveles de yeso interestratificado y domos diapíricos. Según la fauna fósil encontrada, se le asigna una edad Caloviano–Oxfordiano.

Formación Río Damas (Klohn, 1960)

Sucesión continental de conglomerados (~3000 m), y brechas conglomerádicas, con intercalaciones de areniscas, limonitas, lavas andesíticas, y delgados niveles de yeso en la parte oriental de la Cordillera Principal. Dado que sobryace concordantemente a la Fm. Río Colina (Caloviano-Oxfordiano), y subyace concordantemente a la Fm. Lo Valdés, cuyas secuencias basales tienen una edad asignada al Tithoniano, se le asigna una edad Kimeridgiano (Jurásico superior).

Formación Lo Valdés (González, 1963; Hallam et al., 1986; Thiele, 1980; Palma, 1991)

Sucesión de lavas andesíticas, con intercalaciones de sedimentos marinos en el miembro inferior, y con secuencias de calizas, calizas fosilíferas, calcilitas, lutitas y areniscas calcáreas en el miembro superior expuestos en la Cordillera Principal Oriental. Tanto la base como el techo se disponen de manera concordante con la formaciones Río damas y Colimapu, respectivamente. Fauna fósil permite asignar a esta formación una edad Tithoniano-Hauteriviano (Thiele, 1980; Hallam et al., 1986).

Formación Colimapu (Klohn, 1960):

Secuencia continental con predominante coloración rojiza de areniscas lutitas, conglomerados de matriz arenosa, intercalaciones de tobas, lavas andesíticas y calizas lateralmente discontinuas. Se dispone concordantemente sobre la Formación Lo Valdés, e infrayace discordantemente a la Formación Abanico. Tiene una edad asignada al Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

3.1.2. ROCAS ESTRATIFICADAS CENOZOICAS

Formación Abanico (Aguirre, 1960)

La Formación Abanico fue definida por Aguirre (1960) y Klohn (1960), en el sector denominado Cerro Abanico, al este de la ciudad de Santiago. Depósitos equivalentes a esta formación han sido denominados como los de la Formación Coya-Machalí, entre los 34°-36°S (Klohn, 1960; Charrier, 1981). Está descrita como una sucesión de lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales (fluviales, aluviales y lacustres) dispuestas en forma de lentes cuyo espesor alcanza los 500 m (Charrier et al., 2002; Nyström et al., 2003).

Aun cuando se acepta que aparece aumentado por las numerosas intrusiones de filones-manto y lacólitos andesíticos (Thiele, 1980), estos depósitos alcanzan un espesor promedio de 3500 a 4000m. De acuerdo a su distribución geográfica regional, la Formación Abanico se dispone en dos franjas de orientación ~NS, que van desde los 32° hasta los 38°S (Charrier et al., 2002, 2005, 2009;) (Figura 9).

Respecto a las relaciones de contacto, la Formación Abanico sobreyace a las formaciones mesozoicas a través discordancias angulares que podrían representar un hiatus, como el caso del c0ontacto observado en la localidad de Angostura de Paine, al sur de Santiago (Sellés, 2000; Charrier et al., 2005). En el caso del margen oriental, la Formación Abanico está en contacto con depósitos mesozoicos a través de grandes fallas regionales (Godoy et al.,1999; Baeza, 1999; Charrier et al., 2002; Bustamante, 2001; Fock, 2005; Castro, 2012), mientras que, en el borde occidental los estratos

pertenecientes a esta formación cabalgan al actual valle del Río Mapocho sobre el cual se sitúa la ciudad de Santiago, a través del sistema de fallas vergente al oeste denominada sistema de fallas San Ramón (e.g., Charrier et al.; 2002, 2005, 2009; Fock, 2005; Fock et al., 2006; Farías et al., 2010, Armijo et al., 2010; Rauld,2011).

Equivalencias temporales con otras formaciones son observadas hacia el sur con la Formación Coya–Machalí definida por Klohn (1960) (Thiele, 1980; Drake et al., 1982; Charrier et al., 2002). La Formación Molle, que aflora más al sur pero en el lado argentino, correspondería a su equivalente temporal (Oligoceno superior) (Sruoga et al., 2000).

Diversas dataciones radiométricas y estudios de fauna fósil permiten asignar una edad Eoceno Superior–Mioceno (Wyss et al., 1994; Charrier et al., 1996, 2002; Gana et al., 1997; Sellés, 1999; Sellés et al., 2000; Fuentes et al., 2000, 2002).

Formación Farellones (Klohn, 1960)

La Formación Farellones está constituida por lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas volcánicas. Existe un predominio de las lavas por sobre las tobas y brechas (Thiele, 1980). Tiene una edad de desarrollo mioceno, correlacionándose con otras formaciones de edades similares pero depositadas en el lado argentino (conglomerados de Tunuyán y Agua de la Piedra), (Giambiagi et al., 2003a).

3.1.3. ROCAS ESTRATIFICADAS PLIOCENAS

Unidad Volcánica Antigua (Thiele y Katsui, 1969)

Se define así a los restos de edificios volcánicos pleistocenos de coladas andesíticas y traquiandesíticas observables en la zona fronteriza (Volcán Tupungato, Cerro Marmolejo y cordón del Cerro Castillo), cuyo basamento lo conforman las rocas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas. No parecen ser afectados por fallas de carácter regional.

Unidad Volcánica Nueva (Thiele y Katsui, 1969)

Se agrupan aquellos volcanes de edad holocena que presentan manifestaciones históricas (Tupungatito, Volcán San José).

3.1.5 ROCAS INTRUSIVAS.

A una escala regional, las rocas intrusivas se pueden caracterizar en franjas ~NS que van disminuyendo su edad hacia el este (Thiele, 1980; Fock 2005; Farías et al., 2008), definiéndose la franja de intrusivos del Mioceno inferior (20-18 Ma), franja de intrusivos del Mioceno superior; (Farías et al., 2008) e intrusivos del Plioceno-Pleistoceno (~1,1 Ma), (Consultar mapa fuera de texto).

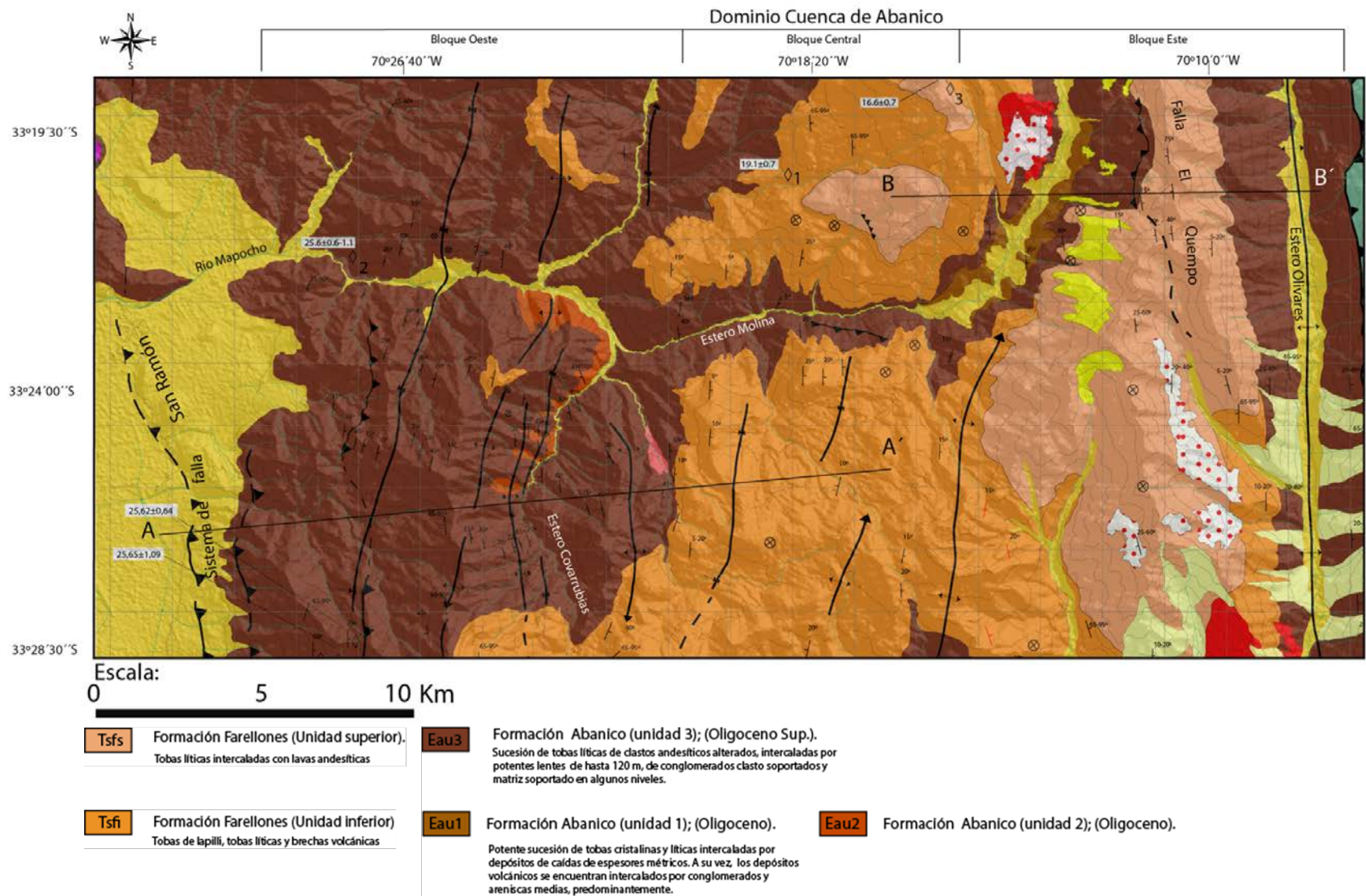


Figura 10: Mapa geológico del área de estudio. Para mayor información ver mapa fuera de texto.

3.2. ESTRATIGRAFÍA LOCAL

3.2.1. FORMACIÓN ABANICO

Su distribución abarca casi la totalidad del área de estudio, aunque se observa mejor expuesta en el borde occidental (Figura 10). La Formación Abanico consiste en depósitos volcánicos con predominio de piroclásticos, observándose tobas líticas verdes y rojizas, cuyos clastos son en su mayoría andesíticos. En menor medida se presentan lavas andesíticas y lavas autobrechizadas (Figura 11).

Estos depósitos volcánicos se encuentran intercalados por sucesiones sedimentarias caracterizadas, principalmente como areniscas medias en los niveles más inferiores (Figura 12), mientras que en niveles superiores se caracterizan por ser predominantemente conglomerados gruesos polimícticos de color verdoso, cuyos clastos subredondeados son en promedio de tamaños ~10 cm dispuestos en grandes lentes de hasta 120 m de longitud (Figura 13).



Figura 11: Depósitos volcanoclásticos más comunes observados en la Formación Abanico expuesta en el área de estudio, en la ladera este del cerro Provincia en la imagen se muestra brechas volcánicas de color rojizo (a) y tobas líticas (b) y (c).

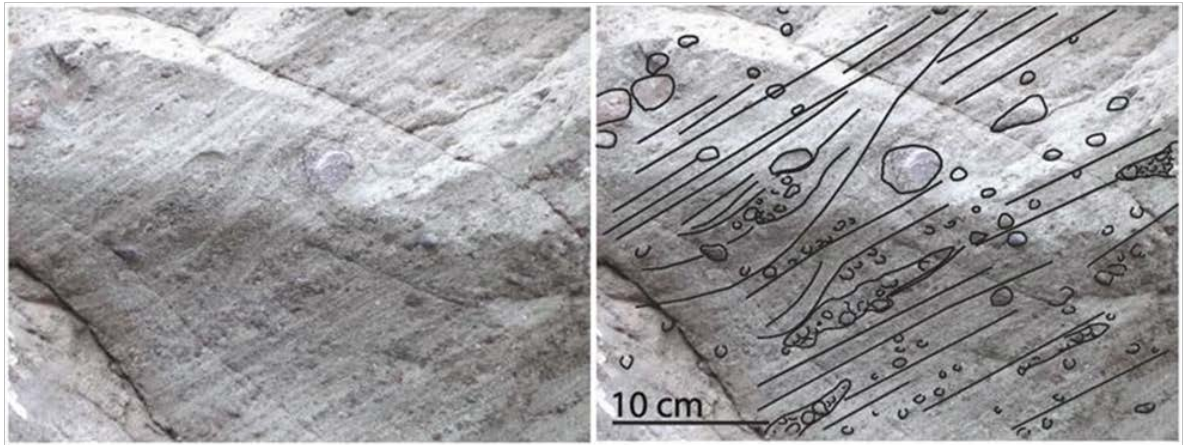


Figura 12: Areniscas medias con estructuras sedimentarias como laminación en artesa, laminación paralela y laminación cruzada. Se observan algunos lentes cuyos clastos son mayores que el tamaño promedio



Figura 13: Conglomerados dispuestos en grandes lentes (~120 m), en los niveles superiores de la Formación Abanico en la ladera oeste del cerro Provincia (a) y (b) y a los pies del cordón El Quempo (c) y (d).

Un aspecto importante de mencionar, es la presencia de estratos de crecimientos observables principalmente en los límites del área de estudio, aunque también se han identificado en la parte central, en el *Plateau* de Farellones (Figura 14d). Por un lado, las secuencias del borde occidental pertenecientes la Formación Abanico aumentan su

espesor hacia el oeste (Figura 14 a), mientras que en la Formación Farellones expuesta en el mismo sector presenta crecimiento hacia el este.

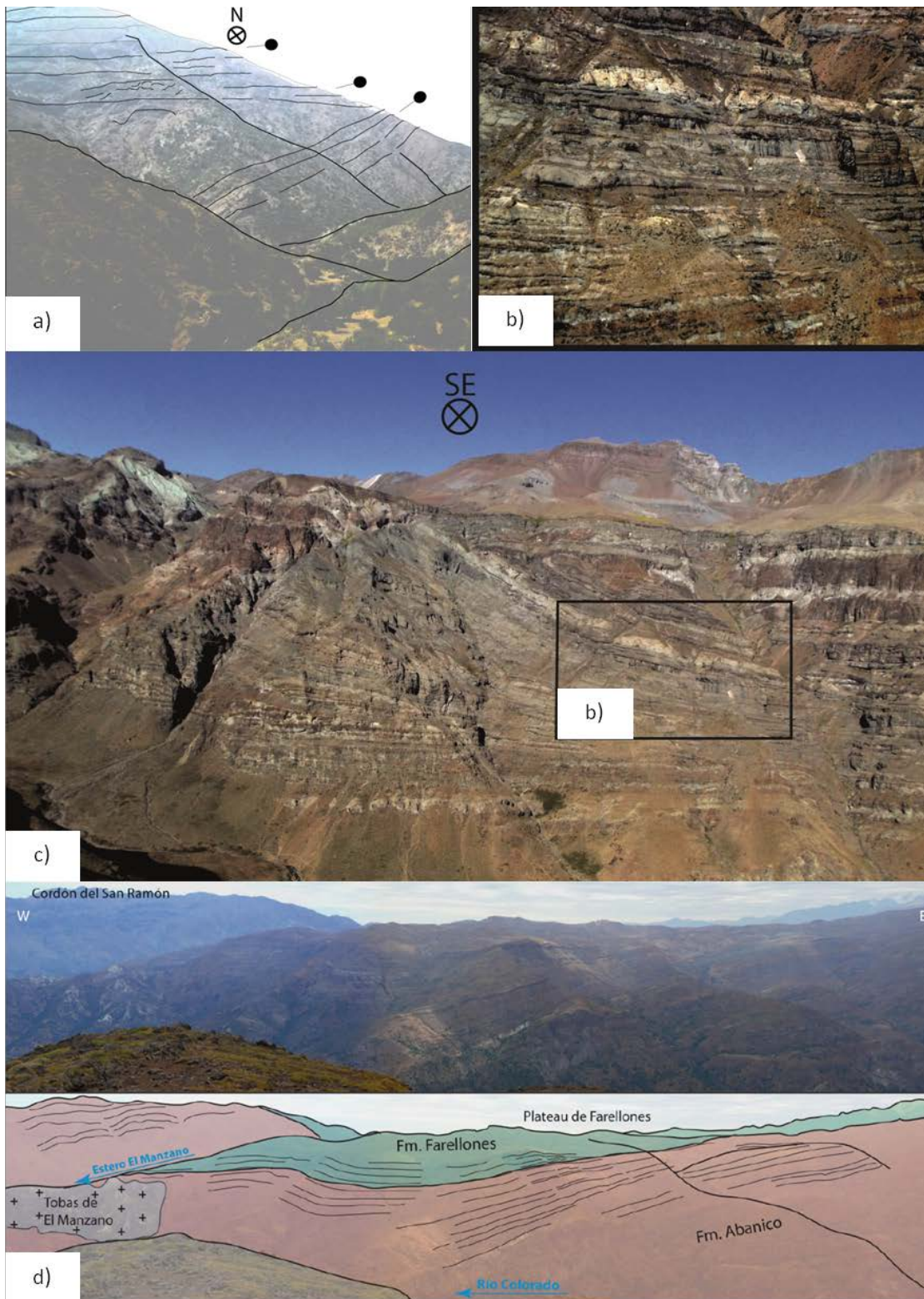


Figura 14: (a) Discordancias progresivas observadas en la ladera este del cerro Provincia, b) y c) en la ladera oeste del cordón El Quempo y d) en sector del *plateu de Farellones* (Modificado de Rauld, 2011).

En el borde oriental se observa una relación geométrica similar, pero en este caso los depósitos pertenecientes a la Formación Abanico presentan estratos de crecimiento hacia el este, mientras que la Formación Farellones muestra crecimiento hacia el oeste (Figura 14b y 14c). Estas discordancias, y el crecimiento de estratos asociado, indicarían una depositación sintectónica

Por otro lado, la Formación Abanico infrayace a la Formación Farellones a través de contactos de tipo discordante como también pseudocondordantes.



Figura 15: a) Vista hacia la quebrada Estero Molina, con una posible interpretación del contacto tipo discordancia angular entre las formaciones Abanico y Farellones, observado en el sector central del área de estudio. Hacia el este se puede ver que las formaciones se relacionan concordantemente. (b) discordancia angular observada en el cerro Provincia entre la Fm. Farellones y la Fm. Abanico

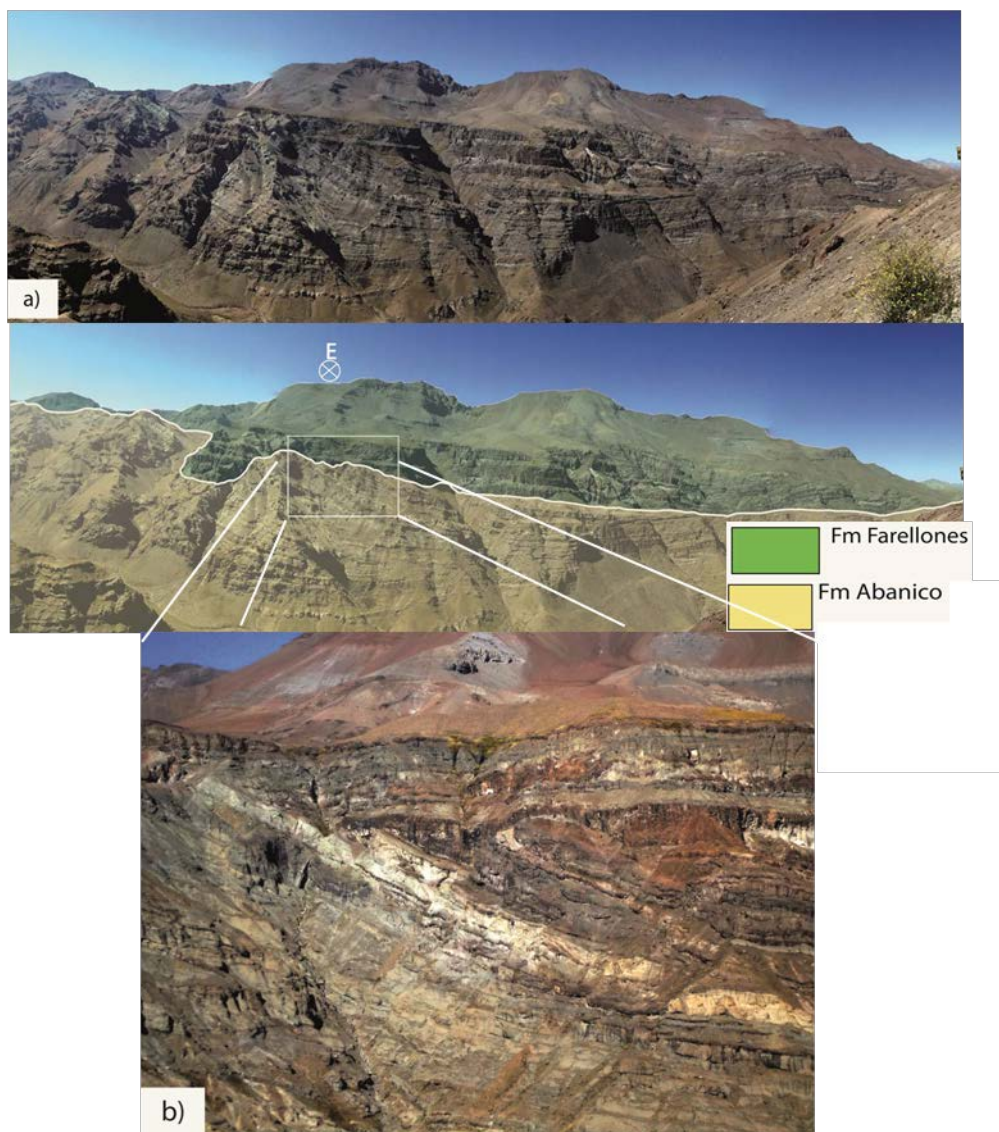


Figura 16: Contacto entre las formaciones Abanico y Farellones en el sector cordón El Quempo, en el límite este del área de estudio. Se observa la importante geometría irregular de esta discordancia, la que pone en evidencia un proceso erosivo y de deformación previo a la depositación de la Formación Farellones. La imagen b) muestra en detalle la geometría irregular del contacto observa en el sector, junto a ciertas geometrías interpretadas como fallas normales.

Debido a que la discordancia, que a veces aparece paraconcordante (Figura 15 y 16) es la relación de contacto predominante en el área de estudio, ésta será utilizada como el principal criterio de diferenciación entre las formaciones Abanico y Farellones (ISSG, 1987)

Por otro lado, se observa una tonalidad verdosa presente en algunos niveles volcánicos de la Formación Abanico (característica observada a lo largo de todos los puntos de control estratigráfico), y que podría asociarse a un proceso de metamorfismo

pervasivo de bajo grado cuya intensidad fue controlada por la profundidad de enterramiento y de la actividad epitermal conectada con centros volcánicos que generaron la acumulación rápida de considerables volúmenes de roca, y que en algunos casos, han sido caracterizados por calderas de colapso (Aguirre, 1960; Aguirre et al., 2000; Fuentes 2004; Levi et al., 1989; Thiele, 1980; Vergara 2004)

3.2.2. FORMACIÓN FARELLONES

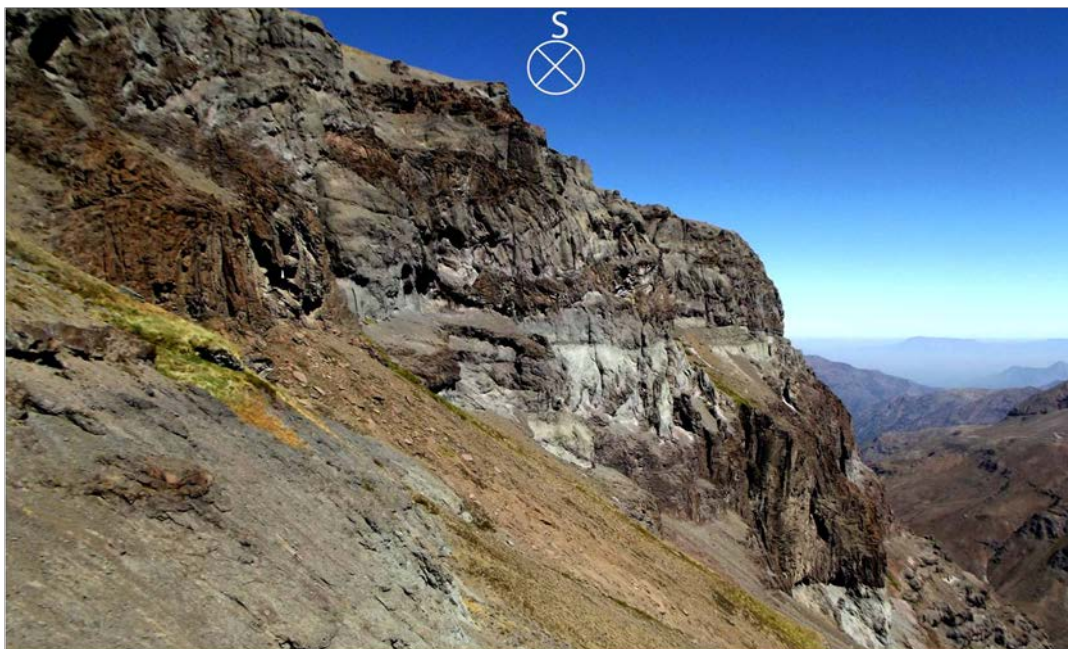


Figura 17: Afloramiento de tobas líticas y cristalinas, en la base la Formación Farellones, sector cordón El Quempo.

En el área de estudio, la Formación Farellones aflora en el centro y al este (Figura 10), aunque también se puede observar en el borde occidental como una serie de relictos en las cumbres del sector NW del área hacia el sur (Figura. 15b). Las litologías predominantes corresponden a tobas grisáceas y verdosas, con intercalación de niveles más líticos, entre niveles cristalinos, además de niveles conglomerádicos menores (Figura 17 y 18)

Las columnas estratigráficas confeccionadas en este trabajo no incluye el espesor total de la Formación Farellones debido a la dificultad en el acceso en sector

del cordón El Quempo, sin embargo, es posible reconocer dos unidades diferenciadas por una discordancia, observada en el sector central del área de estudio (Figura 15a)

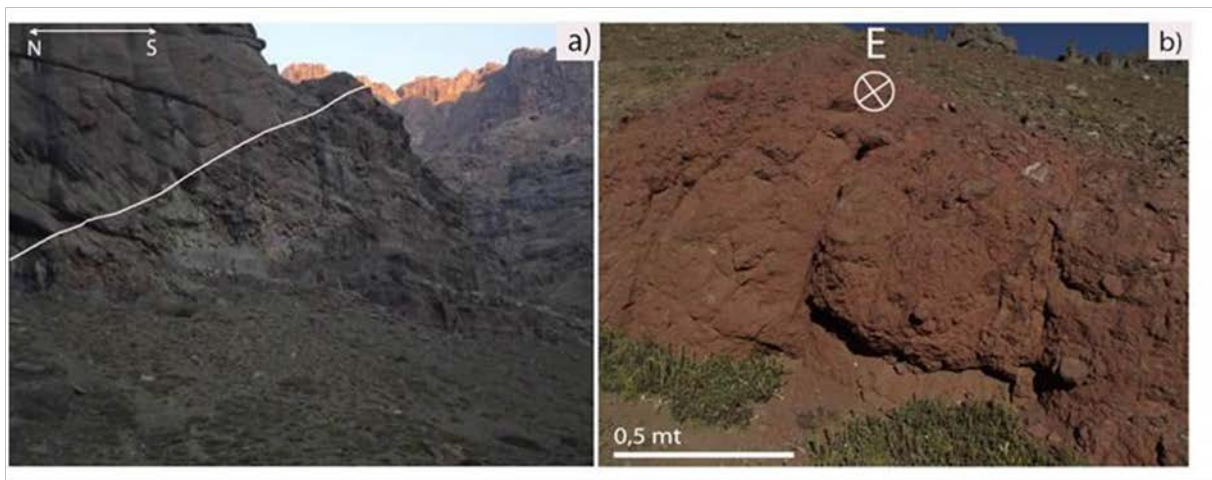


Figura 18: a) Areniscas en contacto irregular con tobas debido al relleno de un paleo canal por parte de las areniscas (b) afloramientos de conglomerados rojizos polimícticos pertenecientes a la Formación Farellones, en el sector del cordón El Quempo.

En los límites este y oeste del área de estudio se dispone discordantemente sobre la Formación Abanico, mientras que en el centro, se puede observar una relación pseudoconcordante a discordante (Figura 15 y 16). Su techo corresponde a la actual superficie de relieve.

3.2.3. ROCAS INTRUSIVAS

En el área de estudio, la unidad intrusiva está conformada por diques, sills y cuerpos de mayor escala emplazados en los núcleos de pliegues tipo sinclinal y anticlinal formados en rocas pertenecientes a la Formación Abanico reconocidos en la Quebrada Estero Covarrubias, en donde además se reconoce un fuerte diaclasamiento, fracturamiento y alteración en las rocas que son intruidas (Figura 19).



Figura 19: Roca intrusiva (rojo), en el núcleo de un sinclinal que se observa en la quebrada Estero Covarrubias. Las rocas estratificadas observadas en la fotografía, muestran la geometría del núcleo del sinclinal compuesta de tobas de lapilli y areniscas medias, fuertemente diaclasas y alteradas.

3.2.4. DEPOSITOS NO CONSOLIDADOS CUATERNARIOS

Corresponden a materiales clásticos no consolidados que rellenan el fondo de las distintas quebradas del área de estudio. En sectores como quebrada Estero Molina, se puede observar que estos depósitos se disponen en terrazas, tanto activas como inactivas (Figura 20).

Depósitos gravitacionales son observables con mayor frecuencia en la quebrada Estero Covarrubias.



Figura 20: Vista hacia oeste mostrando dos terrazas fluviales en la quebrada Estero Molina. El color amarillo más intenso indica la terraza actual formada en la quebrada.

Los depósitos glaciares corresponden principalmente a morrenas marginales y depósitos detríticos provenientes de glaciares de roca ubicados en la mayoría de las nacientes de los esteros sobre la cota de los 2500 m s.n.m., en circos glaciares ubicados en las cimas de las altas cumbres de la localidad de Farellones, principalmente del cordón El Quempo y Cerro El Plomo. (Figura 21)



Figura 21: Depósitos no consolidados mal seleccionados sin estructuras sedimentarias apreciables. Podrían corresponder a morrenas frontales cuyo origen obedece a glaciares generados en las altas cumbres del cordón el Quempo.

3.3. CORRELACIONES LITOESTRATIGRÁFICAS

A partir de la información recolectada en terreno e incluyendo la información bibliográfica disponible (Carrasco, 2000; Fock, 2005; Nyström et al., 2003; Thiele, 1980), se presentan en este trabajo tres columnas litoestratigráficas levantadas en la ladera oeste de la quebrada Estero Covarrubias y en la ladera occidental del cordón El Quempo (Figura 22, ver mapa fuera de texto). Estas permitieron reconocer las litologías que caracterizan las formaciones Abanico y Farellones en el área de estudio, y comprender la relación estratigráfica con trabajos anteriormente realizados (Villarroel y Vergara, 1988; Villarroel, 1990; Palma, 1991; Baeza, 1999; Aguirre, 1999; Medina, 2002; Muñoz, 2006; Fock 2005). Tal relación permite establecer correlaciones litoestratigráficas con las unidades definidas en este trabajo.

De esta forma, la figura 25 muestra la correlación de unidades propuesta por Fock (2005), en los que no se ha reconocido ningún tipo de discordancia entre ambas formaciones, diferenciándolas en base a las variaciones litológicas.

Sin embargo, en el presente estudio la definición de ambas formaciones se realiza tanto litológicamente, como a través de una discordancia observada en el área de estudio.

En base a lo anterior, se reconoce en la Formación Abanico un predominio de facies sedimentarias compuestas por areniscas finas a medias con estructuras sedimentarias de tipo laminación cruzada, paralela y en artesa dispuestas en lentes de espesores métricos formadas posiblemente en un ambiente fluvial, las cuales se encuentran intercaladas principalmente por niveles volcánicos de tobas líticas y cristalinas. Tales secuencias serán denominadas como Unidad Inferior 1 y 2 (Figura 22). Hacia el techo, estos depósitos presentan facies compuestas por areniscas gruesas y predominantemente conglomerados matriz soportados dispuestos en grandes lentes de hasta 120m depositados posiblemente en un ambiente de mayor energía respecto a las secuencias sedimentarias más inferiores. Estos depósitos, junto con rocas volcánicas tipo tobas líticas y cristalinas, lavas andesíticas y areniscas se le ha denominado como Unidad Superior 3.

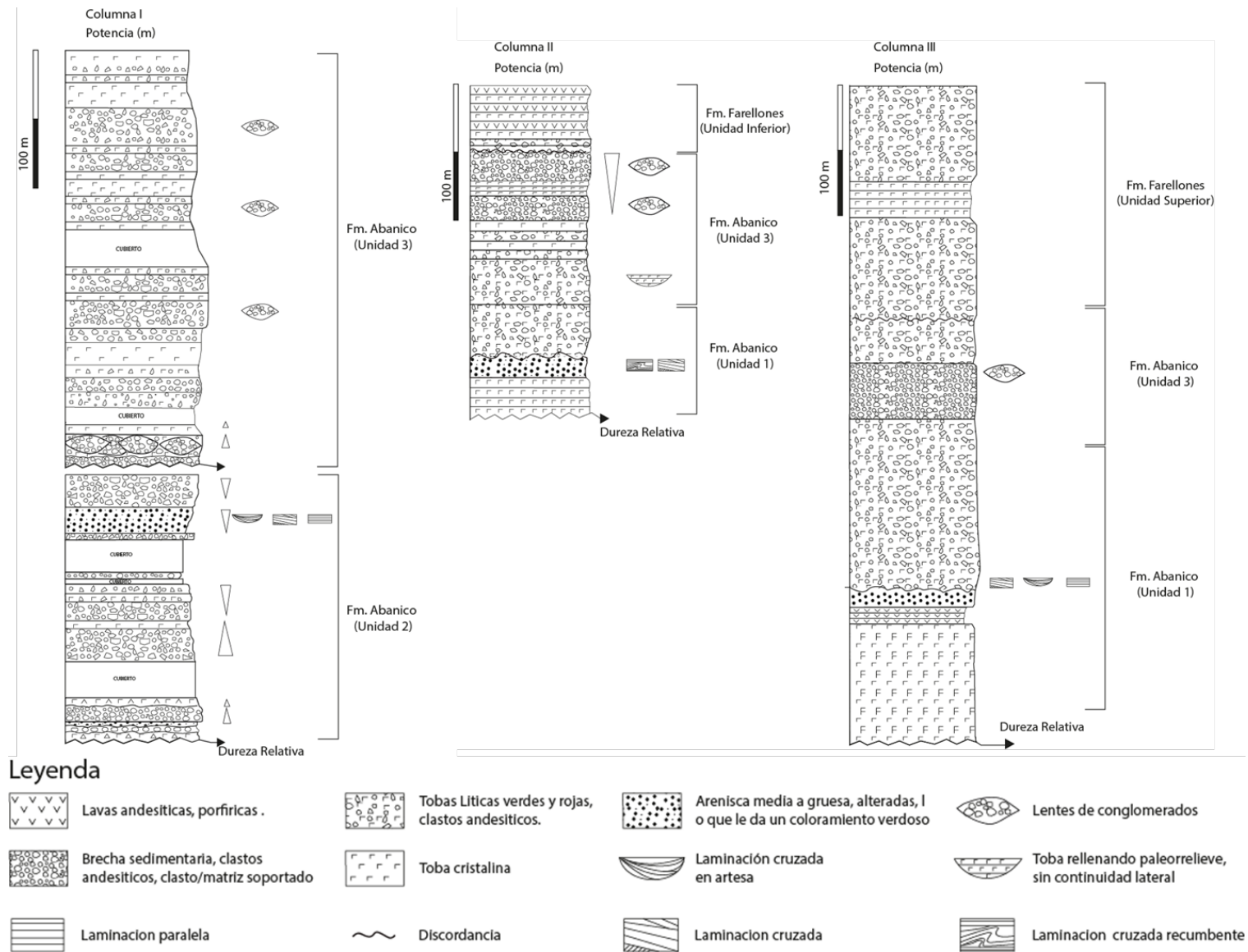


Figura 22: Columnas estratigráficas levantadas en el área de estudio. Sus ubicaciones son mostradas en mapa fuera de texto.

De esta forma, considerando la definición propuesta por Fock (2005) para las unidades pertenecientes a la Formación Abanico mostrada en la figura 25, la Unidad inferior 1 y 2 de la Formación Abanico definido en este trabajo se correlacionan con la unidad B, mientras que la Unidad 3 se correlaciona con la unidad C (Figura 24)

La Formación Farellones expuesta a esta latitud (33°-34°S), ha sido estudiada por diversos autores (Carrasco, 2000; Nyström et al., 2003; entre otros), quienes proponen diversas subdivisiones. Nyström et al. (2003) propone la división de la Formación Farellones en tres miembros, siendo característico en el Miembro Inferior un predominio de las depósitos piroclásticos de tobas líticas y cristalinas riolíticas, y depósitos de caída. Mientras que, en el Miembro Medio se observa un predominio de lavas andesíticas y conglomerados. El Miembro Superior, está compuesto por lavas andesíticas-andesítico basálticas con domos dacíticos a riolíticos.

Por otro lado Carrasco (2002) y Thiele (1980) definen para la Formación Farellones cuatro subunidades, las que corresponden, desde la más antigua a la más nueva a: Unidad Cerro El Tollo y Unidad Manzanito las que son concordantes entre sí, y discordantes bajo la Unidad Cerro La Parva y Unidad Cerro Colorado.

Al sur del área de estudio (Rio Volcán), Fock (2005) define dos miembros para la Formación Farellones, denominándolas por Unidad D y Unidad E. La unidad D se caracteriza por estar compuesta de brechas finas, tobas líticas y cristalinas, limolitas, tufitas y areniscas tobáceas, y en menor cantidad brechas volcánicas, las cuales se habrían depositadas sintectónicamente. Esta unidad, además de ser asignada a las capas basales de la Formación Farellones (Fock, 2005), se asigna al techo de la Formación Abanico expuesta en el Cerro Abanico-Los Azules. La unidad E correspondería a lavas andesíticas macizas, sectorizadamente brechizadas, con escasas intercalaciones de brechas volcanoclásticas y volcans arenitas mal seleccionadas.

Según lo observado en el área de estudio, se proponer dividir la Formación Farellones en dos unidades, una Unidad Inferior constituida predominantemente por tobas cristalinas y líticas, con brechas y conglomerados en menor medida las que

desarrollan estratos de crecimiento que indicarían una depositación sintectónica (Figura 23). La Unidad Superior se ha reconocido debido a que esta se encuentra en discordancia sobre los niveles basales de la Formación Farellones. Esta misma discordancia ha sido identificada por Carrasco (2000), en la parte central del área de este estudio. En este sector los depósitos asociados a la unidad superior se encuentran subhorizontales (Figura 23), mientras que hacia el sector más oriental, en las altas cumbres del cordón El Quempo, los depósitos de este miembro se encuentran más bien deformados.

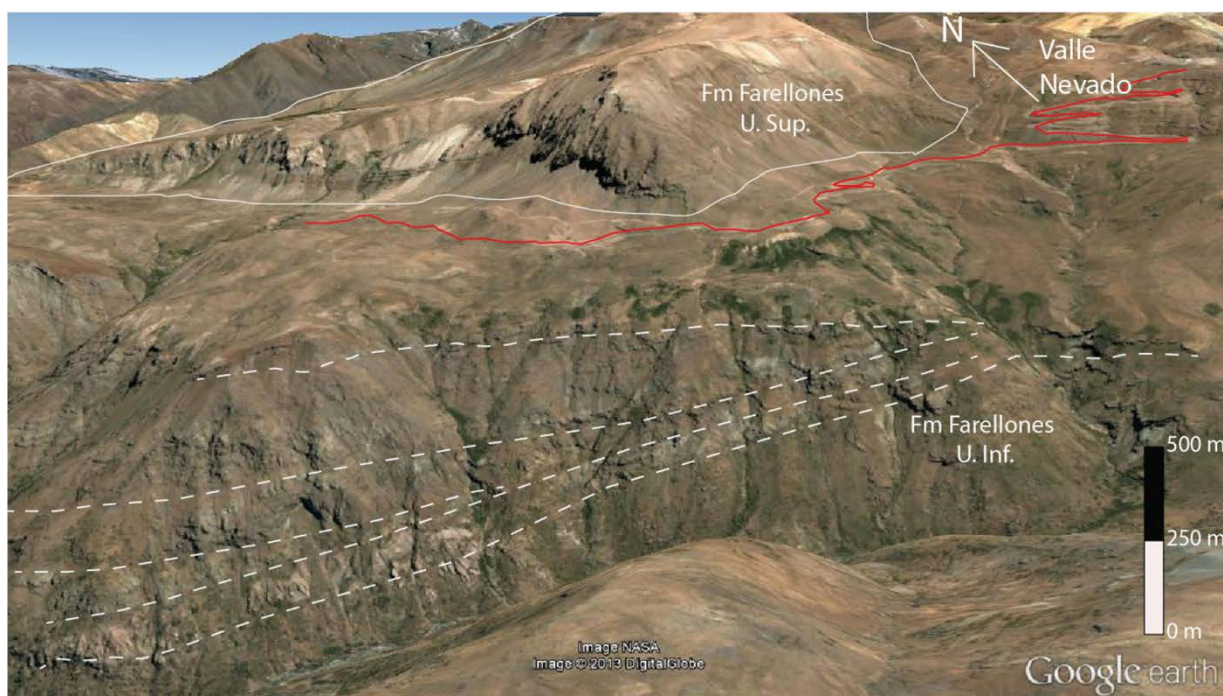


Figura 23: Crecimiento de estratos hacia el oeste en secuencias asignadas a la Formación Farellones. Imagen modificada de Google Earth.

De esta manera, el Miembro inferior definido por Nyström et al.(2003), la Unidad D definida por Fock (2005), y la Unidad El Manzano y Unidad El Tollo definidas por Carrasco (2000) y Thiele (1980), se correlacionan con la Unidad Inferior de la Formación Farellones definido en este estudio, mientras que la Unidad Superior se correlaciona con la unidad Cerro Colorado y Unidad La Parva definida por Carrasco (2000), con el miembro medio y superior definido por Nyström et al.(2003) y con la unidad E definida por Fock (2005) (Figura 24).

	Carrasco (2000)	Fock (2005)	Nystrom et al. (2003)	Este Trabajo
Fm. Farellones	Unidad El Tollo Unidad Manzanito	Miembro Superior (Unidad E)	Miembro Superior	Unidad Superior
	Unidad La Parva Unidad Cerro Colorado	Miembro Inferior (Unidad D)	Miembro Medio Miembro Inferior	Unidad Inferior
Fm. Abanico	Fm. Abanico	Unidad C Unidad B Unidad A	Miembro Superior Miembro Inferior	Unidad 3 Unidad 1 Unidad 2

Figura 24: Correlación entre las definiciones propuestas por Carrasco (2000); Fock (2005); Nyström et al., (2003), y este estudio para las formaciones Abanico y Farellones expuestas en el área de estudio

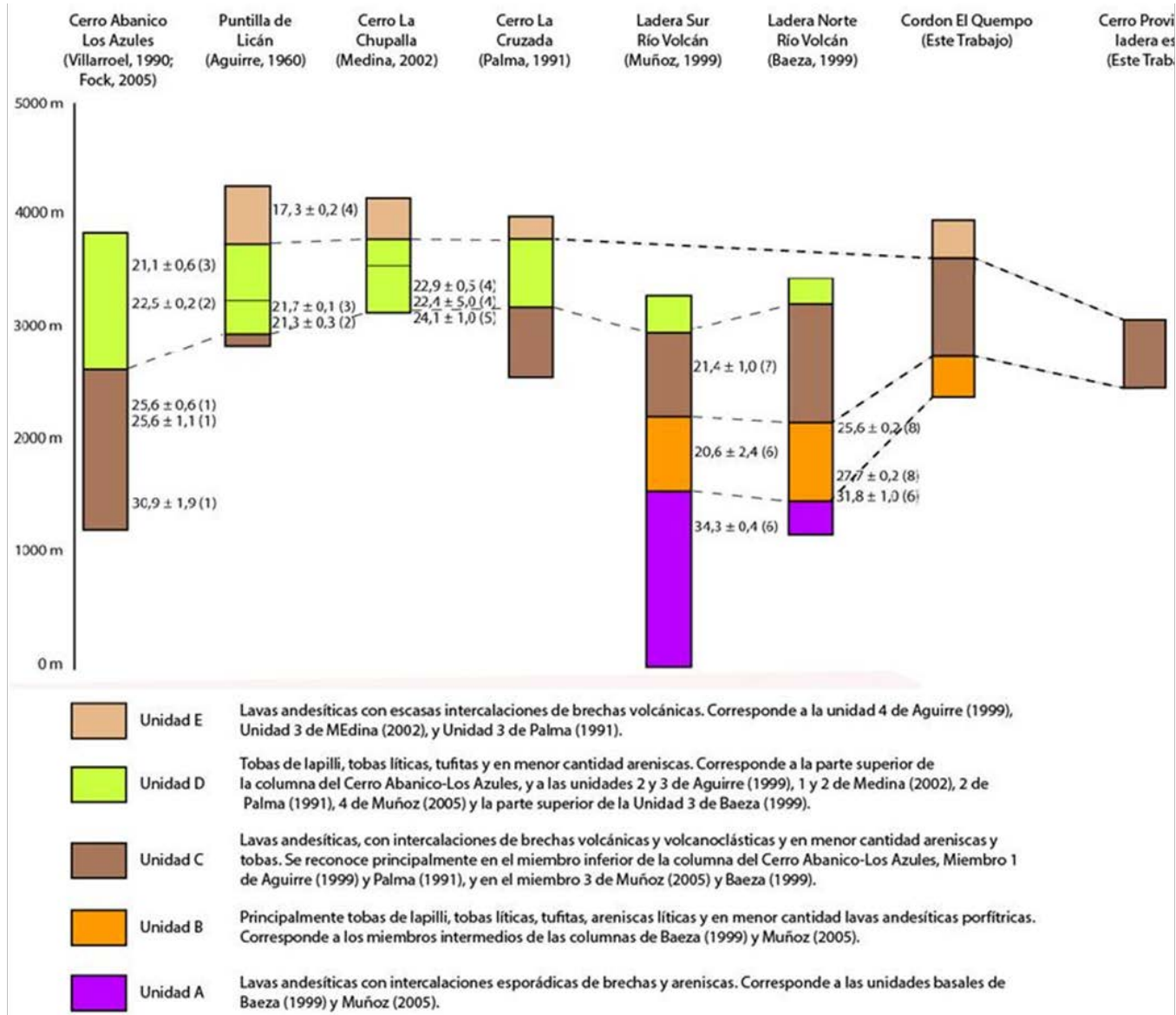


Figura 25: Recopilación de las columnas estratigráficas levantadas dentro del área de estudio y hacia el sur. Modificado de Fock (2005).

CAPÍTULO IV: GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

4.1. INTRODUCCIÓN

En la Cordillera Principal de Chile Central, se han definido 2 dominios estructurales de importancia regional, denominados como la Cuenca de Abanico, y Faja Plegada y Corrida (Figura 26), la que ha sido segmentada en La Ramada entre 32° y 33°S (Cristallini y Ramos, 2000), Aconcagua entre 33° y 34°S (Ramos, 1988; Kozlowski et al., 1993; Ramos et al., 1996) y Malargüe entre 34° y 35°S (Giambiagi et al., 2005; Yagupsky et al., 2008; Giambiagi et al., 2009); (Figura 27).

El primer dominio se define en el sector occidental de la Cordillera Principal, y corresponde a un sistema de cuencas extensionales desarrolladas durante el Oligoceno que se habrían invertido durante el Mioceno. Tanto las estructuras reinvertidas como generadas, serían también las responsables de la generación del distintivo relieve que delimita la Depresión Central con el frente cordillerano occidental (Charrier et al., 2005, 2009; Rauld 2011). La Cuenca de Abanico (CA) comprendía desde los 29°S hasta los 42°S y su orientación principal es norte-sur, variando a NNE-SW (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002, 2005, 2009; Fock et al., 2006; Charrier et al., 2009; Farías et al., 2010).

El segundo dominio, la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (FPCA), se puede observar en el límite oriental del área de estudio. El estilo de deformación y las unidades litológicas presentes en este bloque estructural varían considerablemente respecto al dominio CA, caracterizándose como un sistema estructural de tipo faja plegada y corrida de piel fina o epidérmica (*thin-skinned fold and thrust belt*) (Roeder, 1973) cuyo mecanismo de deformación solo involucró a la cobertura sedimentaria, sin alzamiento del basamento pre-jurásico. Este dominio está controlado por al menos cuatro corrimientos vergentes al este (Álvarez et al., 2000) provenientes de dos despegues ubicados en estas secuencias post-jurásicas (Ramos et al., 1991).

El dominio FPCA está en contacto con el dominio CA a través de la falla inversa El Coironal (Ramos et al., 1991, Fock, 2005; Castro, 2012). Hacia el sur el contacto de

ambos dominios existe a través de la Falla Laguna Negra, Falla Chacayes-Yesillo y Falla El Diablo (33°40'); (Fock, 2005; Fock et al., 2006; Charrier et al., 2005, 2009; Farías et al., 2010)

El sistema estructural analizado en este estudio será definido como Dominio Cuenca de Abanico (DCA) y corresponde al compartimiento oriental de la Cuenca de Abanico delimitado por el sistema de falla San Ramón y El Coironal (Fock, 2005; Charrier et al., 2009) (Figura 26).

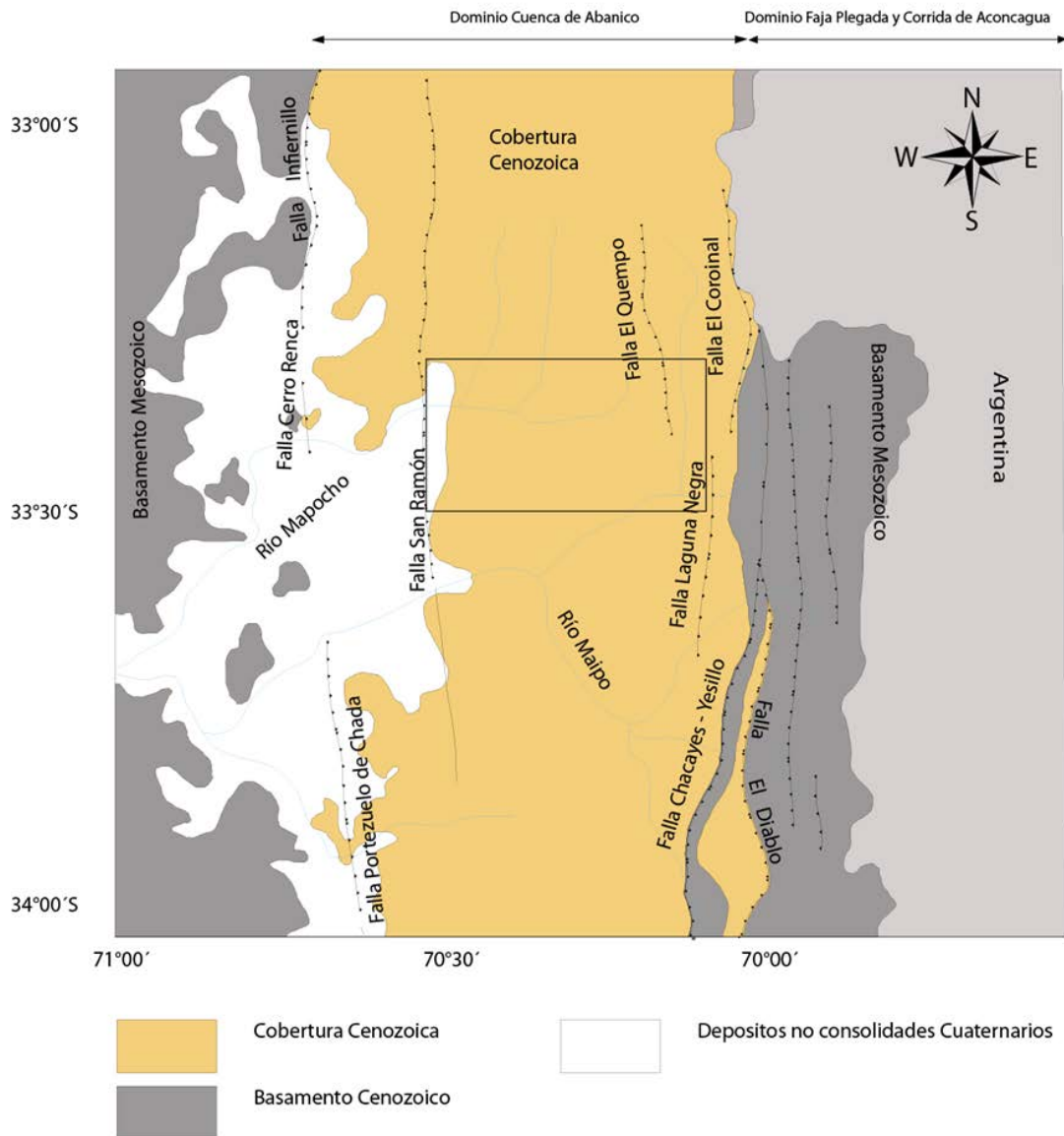


Figura 26: Dominios estructurales presentes en el área de estudio (recuadro negro). Modificado de Fock (2005)

4.2. DOMINIO CUENCA DE ABANICO: ESTRUCTURAS EN SUPERFICIE

La Cordillera Principal dentro de la zona de estudio se caracteriza por exponer en superficie una serie de estructuras compresivas bivergentes con una orientación principalmente norte-sur, presentando variaciones NNE y NNW. Estas estructuras corresponden, en su mayoría, a pliegues cuya longitud de onda, vergencia y amplitud es variable.

Las fallas, caracterizadas como cabalgamientos de alto ángulo que afectan a la Formación Abanico, también son principalmente bivergentes tanto en el borde occidental como en el borde oriental del dominio (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002, 2005; Fock et al., 2006; Rauld, 2011). (Figura.26).

La deformación de mayor escala se concentra principalmente en los bordes del dominio y contactos discordantes, paraconcordantes, estratos de crecimiento y variaciones de espesor en los depósitos de ambas formaciones, permite determinar un periodo de deformación compresiva que afectó principalmente a los depósitos oligocenos de la Formación Abanico. Estructuras compresivas observadas en los depósitos pertenecientes a la Formación Farellones indican la existencia de un segundo evento compresivo causante de su deformación.

Dominio Cuenca de Abanico

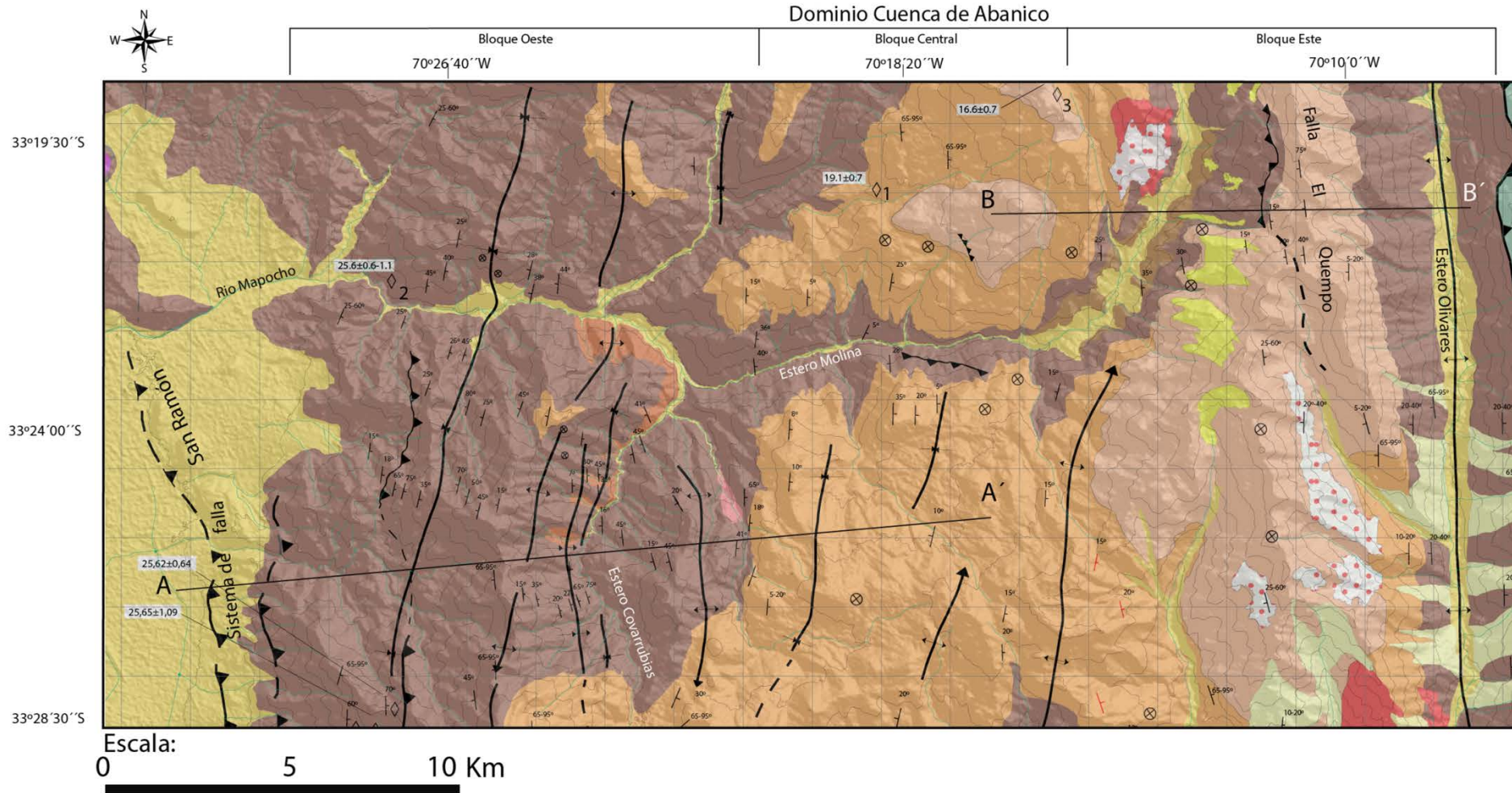


Figura 27. Mapa geológico del área de estudio. Mayor detalle consultar mapa fuera de texto.

Tsfs Formación Farellones (Unidad superior).
Tobas líticas intercaladas con lavas andesíticas

Tsfi Formación Farellones (Unidad inferior)
Tobas de lapilli, tobas líticas y brechas volcánicas

Eau3 Formación Abanico (unidad 3); (Oligoceno Sup.).
Sucesión de tobas líticas de clastos andesíticos alterados, intercaladas por potentes lentes de hasta 120 m, de conglomerados clasto soportados y matriz soportado en algunos niveles.

Eau1 Formación Abanico (unidad 1); (Oligoceno).
Potente sucesión de tobas cristalinas y líticas intercaladas por depósitos de caldas de espesores métricos. A su vez, los depósitos volcánicos se encuentran intercalados por conglomerados y areniscas medias, predominantemente.

Eau2 Formación Abanico (unidad 2); (Oligoceno).

Kic Formación Colimapu (Aptiano-Albiano).
Secuencia continental con predominante coloración rojiza de areniscas, lutitas, conglomerados de matriz arenosa, y con intercalaciones de depósitos volcánicos de tobas, lavas andesíticas y calizas

Unidad Intrusiva del Mioceno Superior
Microgranodioritas y pórfidos dioríticos, dacíticos y andesíticos, incluye intrusivos andesíticos de anfíbolos y piroxeno. Intruyen hasta la Formación Farellones.

Simbología

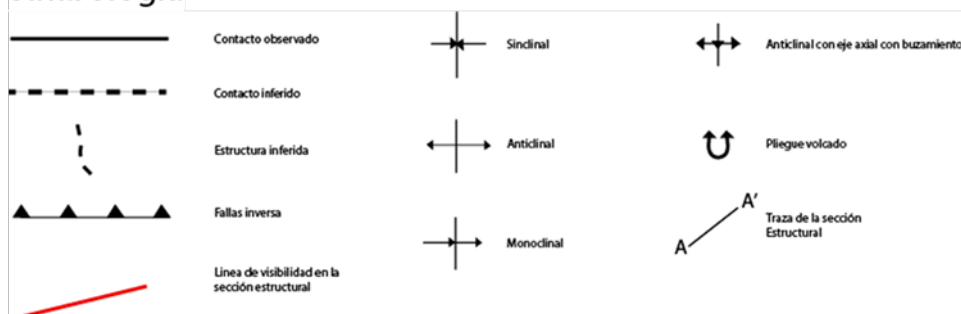


Figura 28: Leyenda y simbología del mapa geológico del área de estudio, figura 27

Debido a que los rasgos estructurales presentes en el área de estudio varían considerablemente desde el oeste hacia el este, se propone caracterizar la deformación en 3 grandes bloques: el bloque oeste, bloque central y bloque este. (Figura 27 y 29)

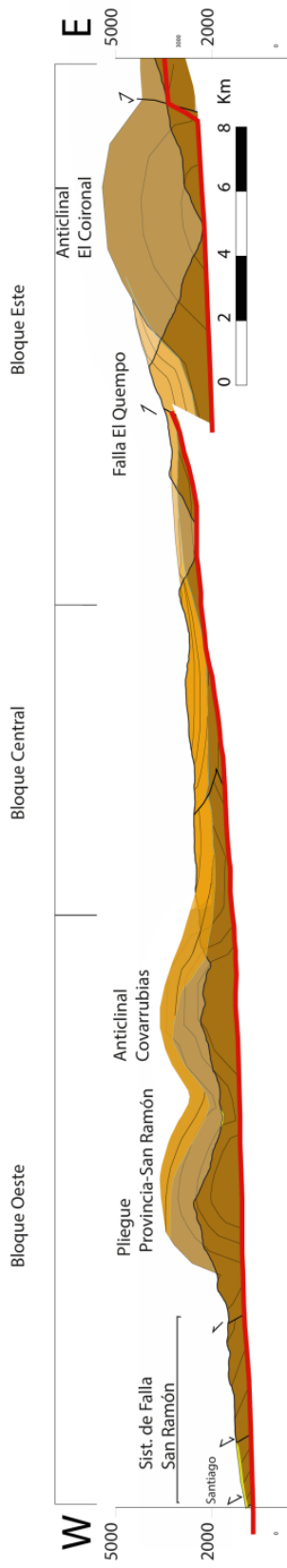


Figura 29: Sección estructural del área de estudio con la proyección de las estructuras por sobre la topografía (en color café claro).

4.2.1. BLOQUE OESTE

El Bloque Oeste está definido por estructuras bivergentes, con un predominio de la vergencia hacia el oeste. Estas corresponden al sistema de falla San Ramón, el Anticlinal Provincia-San Ramón y el Anticlinal Covarrubias (Figura 29)

Sistema de Falla San Ramón

Corresponde a uno de los sistemas de fallas de mayor escala que delimita el borde occidental de la Cordillera Principal Occidental y el borde oriental de la Depresión Central (32° y 34°S) y debido que no aflora directamente en el área de estudio, las características de este sistema serán tomadas a partir de los estudios anteriores (Charrier et al., 2005; Charrier et al., 2009; Farías et al., 2010, Rauld 2011).

De esta forma, este sistema de falla posee un manteo, en su segmento más superficial, de ~65°E y rumbo N-S, variando levemente hacia el NNE. Cabalga las acumulaciones cenozoicas plegadas del cordón Provincia-San Ramón sobre los depósitos cuaternarios de la Depresión Central. Este sistema de falla correspondería a una estructura de comportamiento normal durante el Oligoceno que se habría invertido durante el Mioceno (e.g., Charrier et al., 2002, 2005, 2009; Fock, 2005; Fock et al., 2006; Jara et al., 2013; Farías et al., 2008, 2010).

Anticlinal Provincia-San Ramón

Esta estructura abarca el cordón montañoso denominado Provincia-San Ramón, en el frente oriental de la Depresión Central a los 33°S. Está conformado por rocas pertenecientes a la Formación Abanico con pequeños relictos de la Formación Farellones en algunas cumbres del cordón y de los sectores cercanos al sector occidental de la Cordillera Principal.

Su geometría en superficie está caracterizada por la asimetría en la inclinación de los limbos, con mayor manteo hacia el oeste, alcanzando cada uno de ellos los 80° al SW y los 40° al NE (Figura 30), respectivamente, con una media longitud cercana a los 8 km. En su limbo occidental se desarrolla un sinclinal cuya geometría es propio de un pliegue tipo *chevron* (e.g., Suppe, 1990).

Las mediciones del manto del limbo occidental de este sinclinal son variables, y van desde 35° a los 75° hacia el SW relacionadas a estratos de crecimiento (Figura 30a). El Anticlinal Cerro Provincia posee un rumbo N-NW y buza levemente hacia el sur



Figura 30: a) Anticinal Provincia-San Ramón con una interpretación de la disposición de los estratos deformados que lo conforman. (b) Limbo frontal (occidental) del anticlinal asimétrico que conforma el anticlinal Provincia-San Ramón, se observa como las capas llegan a disponerse subverticalmente.

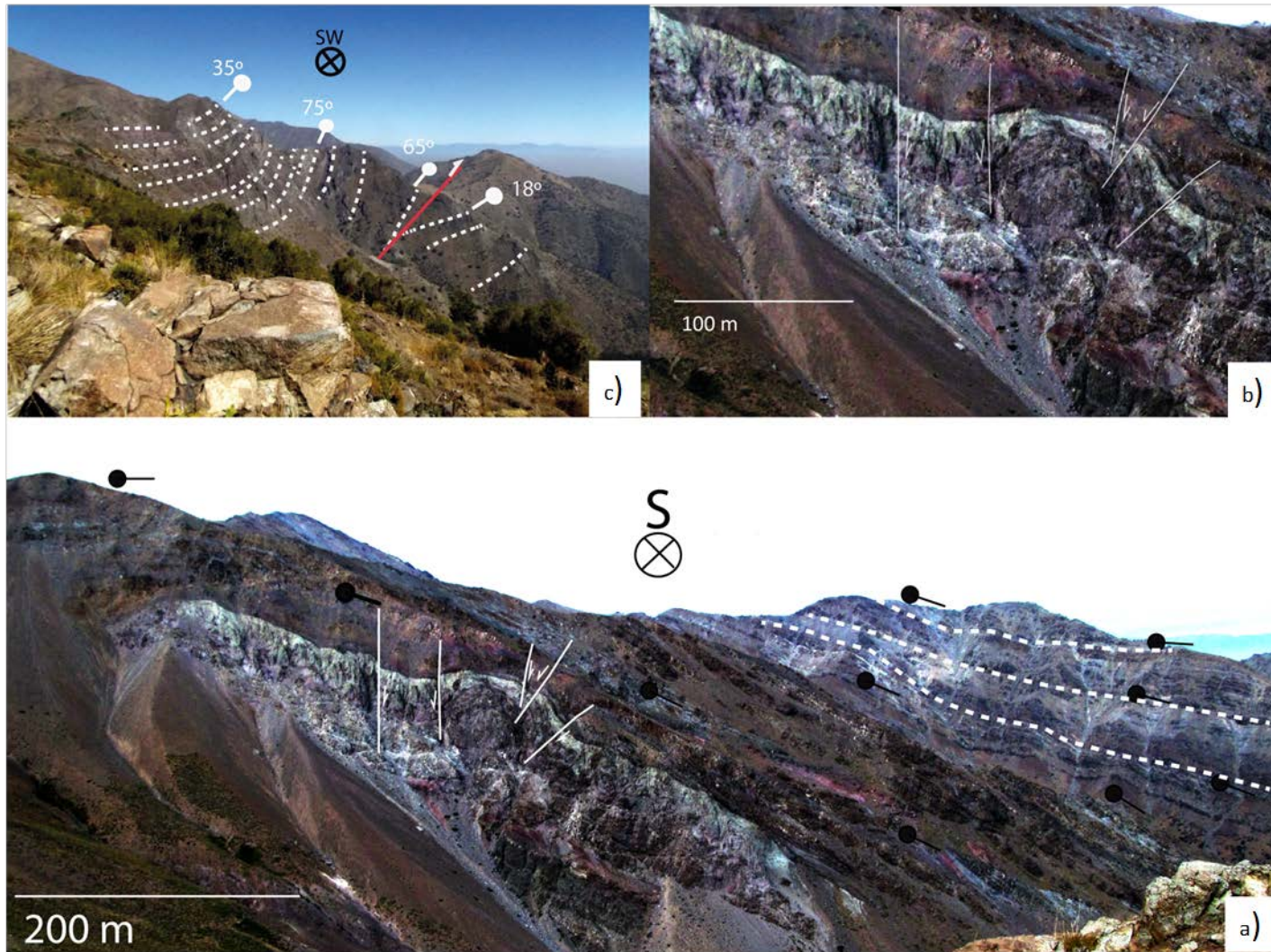


Figura 31: Crecimiento (a) y fallas de acomodo (b) en estratos que conforman el limbo frontal del Anticlinal Provincia-San Ramón. (c) limbo más occidental del sinclinal asociado al anticlinal, en el cual se observa la variación continua del manteo, además de una falla inversa que bascula notoriamente las capas del bloque cabalgante.

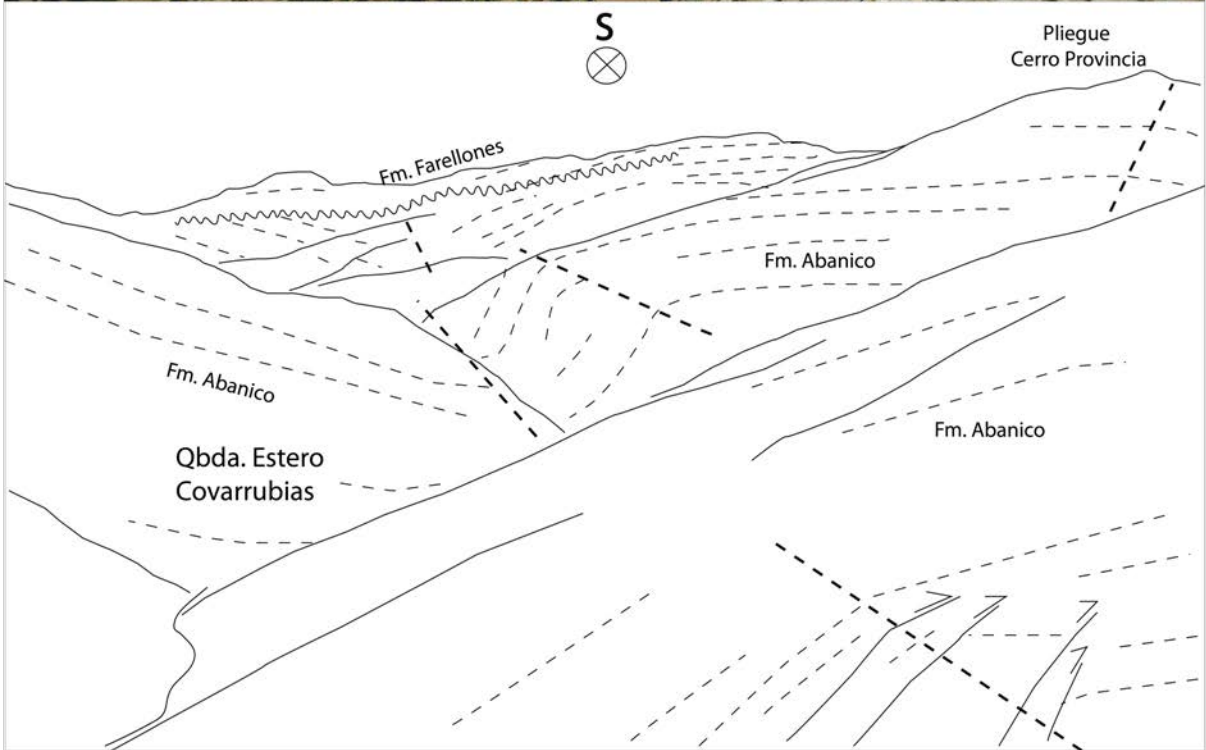


Figura 32: Monoclinal vergente al este desarrollado en el limbo oriental del Anticlinal Provincia-San Ramón, en la quebrada Estero Covarrubias. Esta estructura se genera en rocas pertenecientes a la Formación Abanico expuesta en el borde occidental del área de estudio. En la parte inferior derecha de la imagen se observan una serie de estructuras compresivas de acomodo *backthrust*, opuestas a la vergencia este del monoclinal. La deformación de estos depósitos continúa hacia el este a través de un sinclinal cuyo rumbo continúa a lo largo de toda la quebrada. Al fondo y cubriendo discordantemente a los depósitos de la Formación Abanico se observan estratos asignados a la Formación Farellones que fueron datados por Fock (2005) en $22,5 \pm 0,2$.

En el flanco NE del anticlinal Provincia-San Ramón, es posible observar un monoclinal cuyo manteo es de 85° NE llegando a ser casi subvertical, indicando su

vergencia en esa misma dirección (Figura 32). Hacia el este de esta estructura los estratos desarrollan un pliegue sinclinal cuyo rumbo recorre toda la quebrada estero Covarrubias (Figura 34a).

Anticlinal Covarrubias

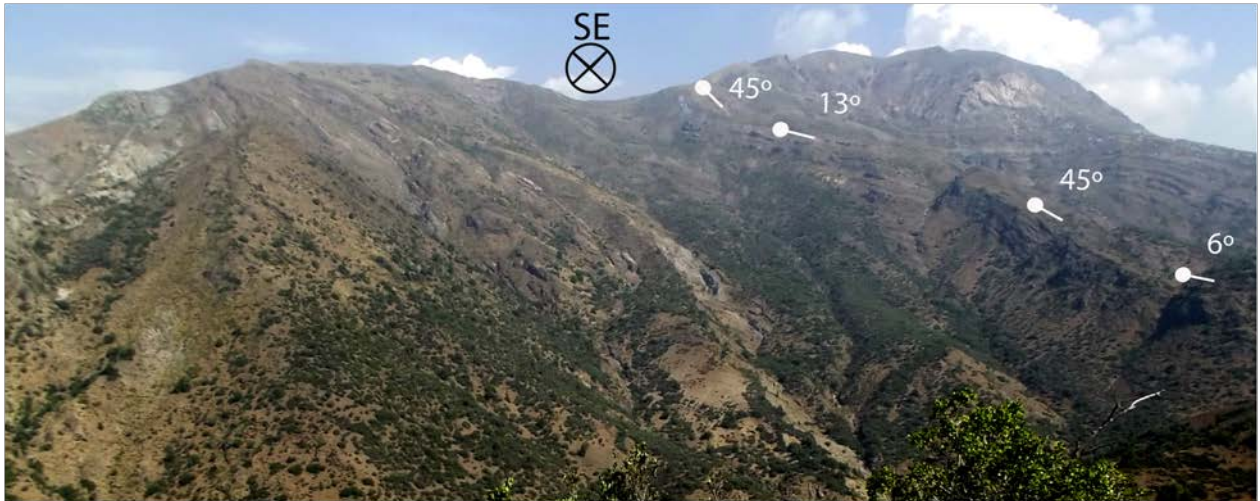


Figura 33: Vista hacia el limbo occidental del anticlinal Covarrubias mostrando la geometría tipo escalonamiento desarrollado en este limbo.

Esta estructura se desarrolla en la ladera este de la quebrada Estero Covarrubias principalmente en rocas de la Formación Abanico, identificándose sobre el limbo oriental a la suprayacente Formación Farellones levemente deformada. Esta diferencia en la deformación queda evidenciada por la discordancia existente entre ambas formaciones y documentada además, por la diferencia de manteos en el limbo oriental de la estructura (figura 34 b). Este pliegue corresponde a un anticlinal por propagación de falla vergente al este cuyos limbos mantienen 45-50°W y 41-65°E, observándose en su limbo W una geometría escalonada (Figura 33). El rumbo es variable, observándose al sur del área de estudio un rumbo aproximado NS y variando hacia el norte hasta llegar N15°W, presentando un leve buzamiento de 15° SW.

Hacia el este, el pliegamiento continua como un sinclinal sobre el cual se disponen depósitos de la Formación Farellones subhorizontales (Figura 34a y 35a).

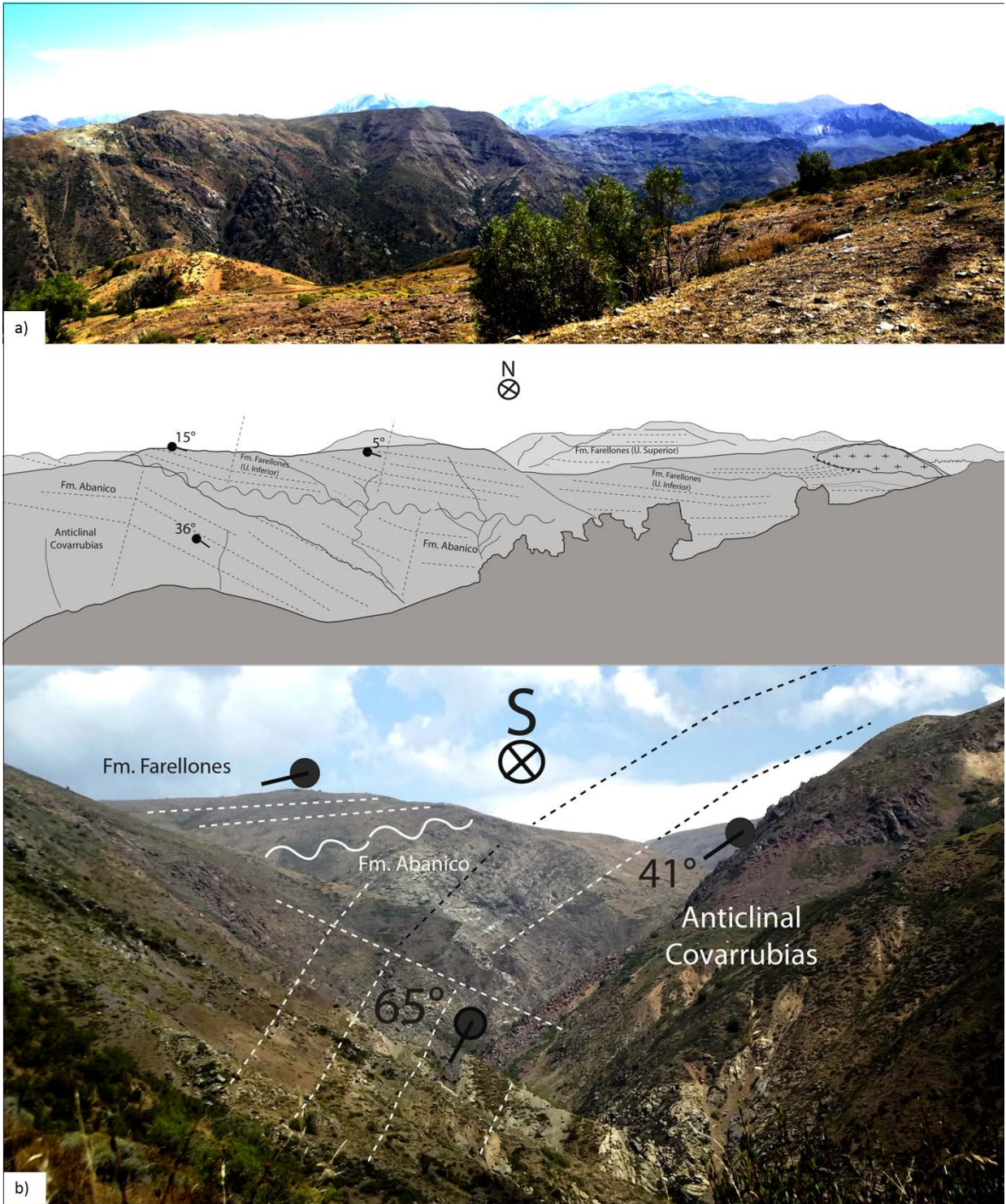


Figura 34: a) Vista panorámica hacia el sector de Valle Nevado junto a su interpretación. La imagen muestra el bloque estructural central, junto al limbo frontal del anticlinal Covarrubias. b) Vista e interpretación del limbo oriental del anticlinal Covarrubias expuesto en la ladera este de la quebrada homónima. Se observa la clara relación discordante entre las formaciones Abanico y Farellones expuestas en el sector, en donde la Formación Farellones se habría depositado con posterioridad al desarrollo del anticlinal Covarrubias.

4.2.2. BLOQUE CENTRAL

Se encuentra limitado al oeste por el anticlinal Covarrubias, y al este por el cordón El Quempo.

A diferencia del bloque Occidental y Oriental, los depósitos cenozoicos se encuentran aquí levemente deformados, y el relieve lo conforma una superficie suave y aplanada, interpretada como un pedimento por Farías et al. (2008) en la que la Formación Farellones desarrolla pliegues suaves cuya media longitud de onda alcanza los 4 km., mientras que la infrayacente Formación Abanico presenta un plegamiento mucho más intenso, lo que permite reconocer una discordancia entre ambas formaciones y que se vuelve pseudoconcordante hacia el extremo oriental de este bloque estructural. El rumbo de los pliegues en este sector es cercano al eje NS, con leves variaciones al NW.

Una estructura de acomodo tipo rampa generada en rocas de la Formación Abanico permite deformar y alzar uno de los limbos de un sinclinal desarrollado en rocas de la Formación Farellones (Figura 35a), generando una serie de *dúplex* de escala decamétrica vergentes al oeste, generados posiblemente como respuesta al movimiento de esta rampa (Figura 35b). Las estructuras presentes en este bloque buzán hacia el norte, a diferencia de las estructuras en el bloque oeste y bloque este que buzán principalmente hacia el sur.

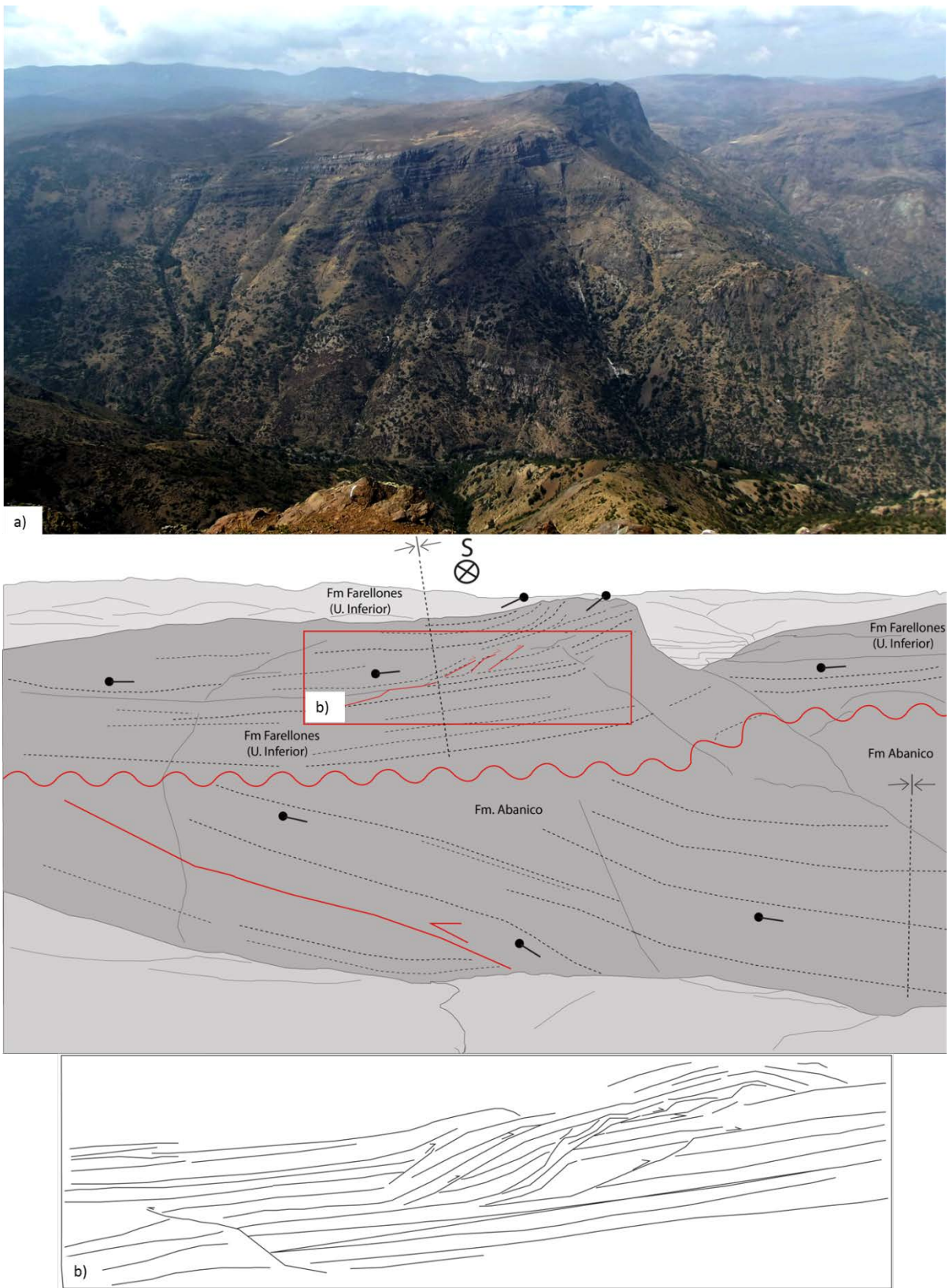


Figura 35: a) Fotografía panorámica del sector central del área de estudio junto a su interpretación, mostrando las principales estructuras que constituyen el bloque estructural central. b) Detalle de las estructuras tipo *duplex* de escala decamétrica desarrolladas en las secuencias pertenecientes a la Formación Farellones deformadas formando el limbo oriental de un amplio sinclinal.

4.2.3. BLOQUE ESTE

Corresponde al bloque estructural más oriental del área de estudio, abarcando las rocas aflorantes en el sector de Valle Nevado hasta las que constituyen el cordón El Quempo.

Anticlinal El Coironal.

Este pliegue se observa desde la quebrada Estero Molina, a los pies de la ladera oeste del cordón El Quempo, hasta la ladera oriental del valle Estero Olivares. El limbo occidental se caracteriza por ser amplio y su manteo llega a $\sim 65^\circ\text{SW}$ en las altas cumbres del cordón El Quempo (Figura 36 y 37). Su limbo oriental presenta estratos subverticales, incluso volcados, lo que determina su vergencia este (Castro, 2012) (Figura 38). Su rumbo es aproximadamente $\text{N}15^\circ\text{W}$ y se encuentra levemente basculado hacia SW. En esta estructura, las secuencias pertenecientes a la Formación Abanico presentan geometrías de estratos de crecimiento en dirección NE-E. La discordancia que separa ambas formaciones es de tipo angular erosiva, cuya irregular geometría varía verticalmente cerca de 500 m en el plano vertical. Este pliegue se encuentra en contacto con depósitos mesozoicos través de la Falla El Coironal (Ramos et al., 1991, Fock, 2005; Castro, 2012); (Ver mapa fuera de texto).

Falla El Quempo.

Una falla inversa vergente al este, denominada en este estudio como falla El Quempo recorre el filo del cordón homónimo. Esta estructura tiene un manteo cercano a los 70°W y afecta a los depósitos pertenecientes a ambas formaciones cenozoicas que afloran en el lugar (Figura 37c y d).

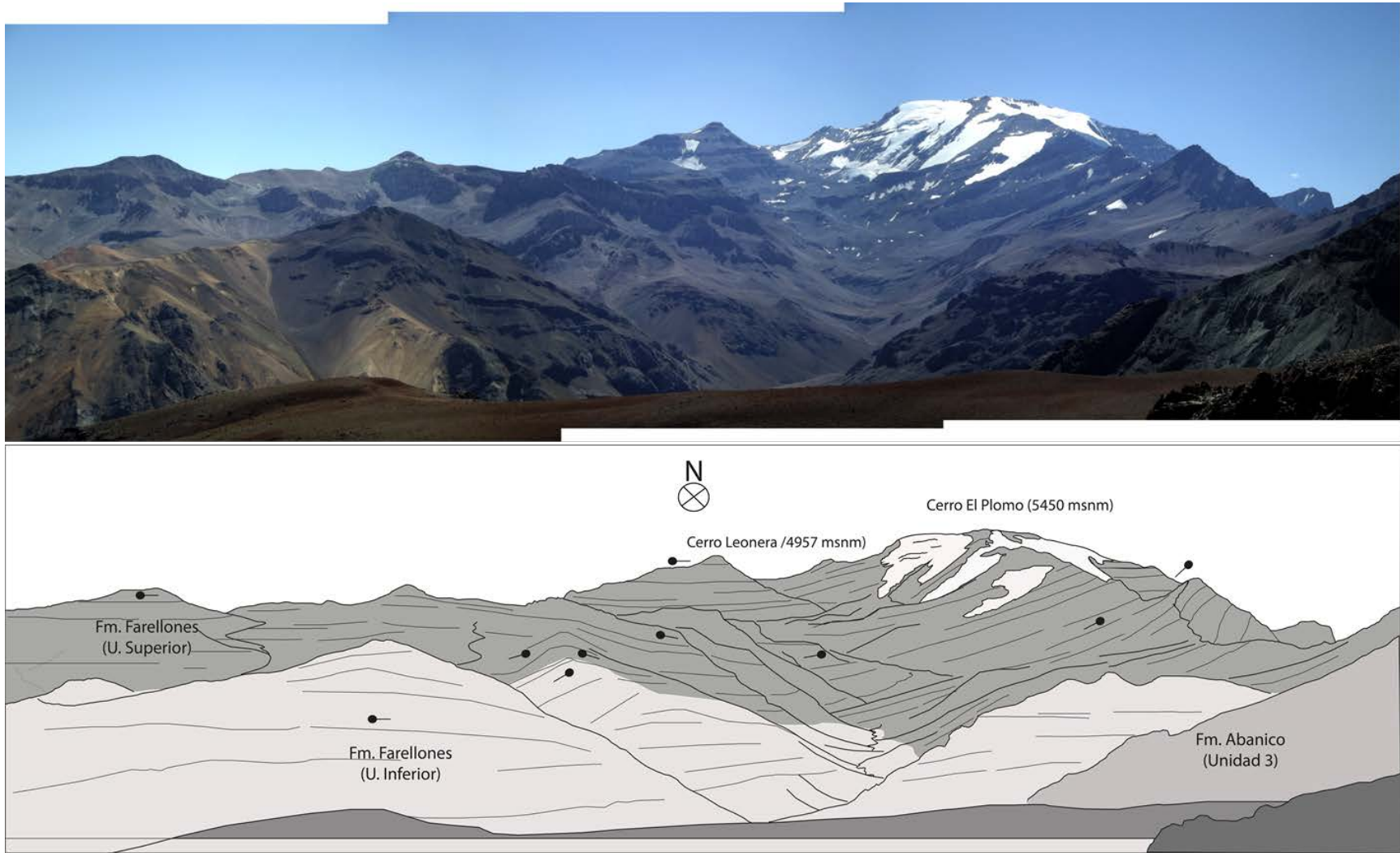


Figura 36: Vista panorámica, desde el cordón El Quempo, del bloque estructural este mostrando la inclinación de las secuencias de las formaciones Abanico y Farellones al desarrollar el limbo trasero del anticlinal El Coironal aflorando en este sector.

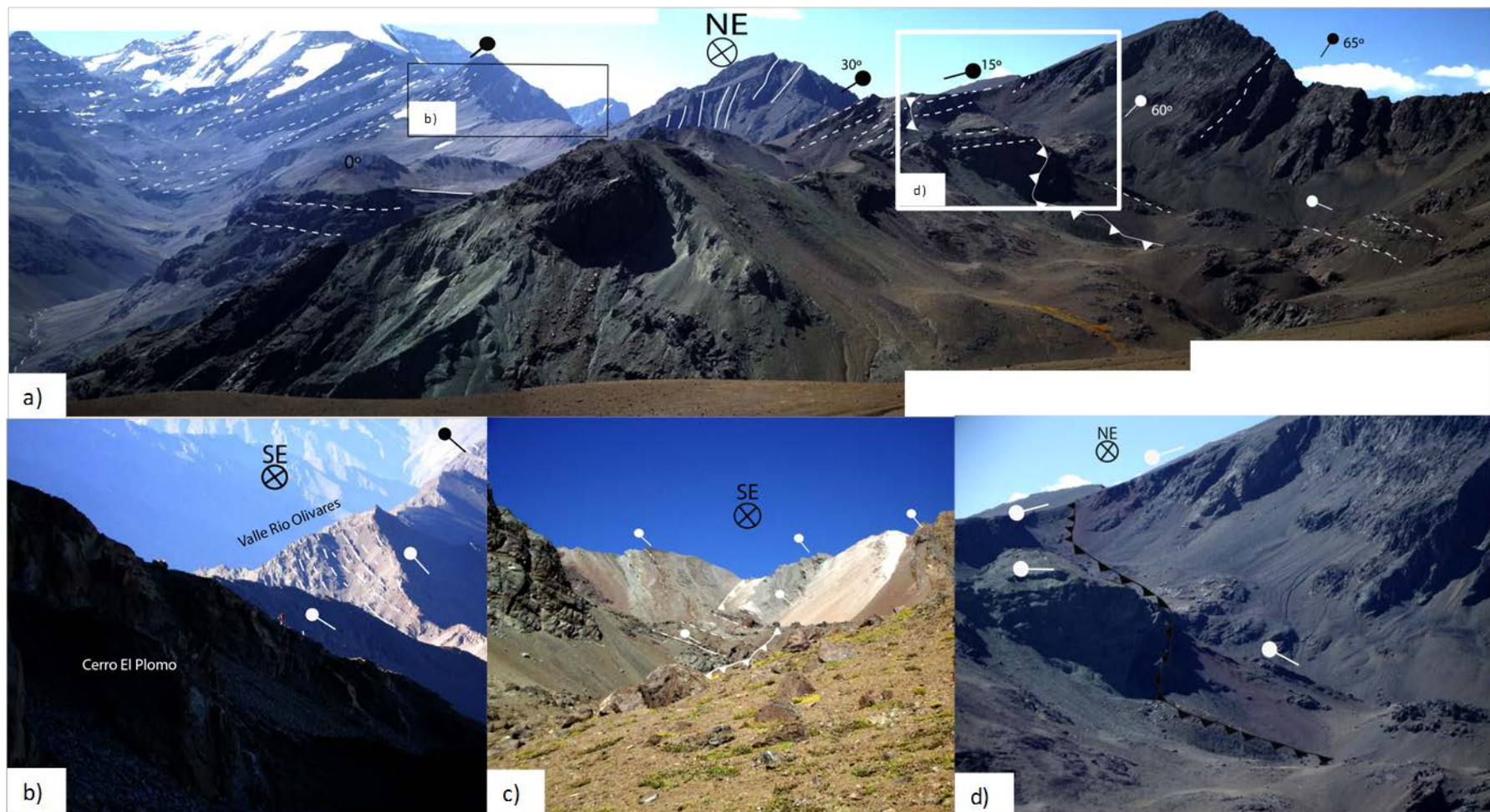


Figura 37: Limite oriental de área de estudio. a) y b) muestran la disposición de las secuencias pertenecientes a la Unidad Superior de la Formación Farellones alcanzando los 65°W de manteo. c) y d) corresponden a parte de la traza observada perteneciente a la falla El Quempe.



Figura 38: Sucesión de areniscas finas y lutitas rojizas volcadas pertenecientes a la Formación Abanico aflorando en la ladera este de la quebrada estero olivares. Las estructuras sedimentarias mostradas en las imágenes laterales indican la polaridad de las secuencias, permitiendo determinar su disposición estructural. Estos depósitos forman parte del limbo frontal del Anticlinal El Coironal.

4.3. DOMINIO CUENCA DE ABANICO: ESTRUCTURAS INTERPRETADAS EN PROFUNDIDAD

4.3.1. METODOLOGÍA DEL MODELAMIENTO DE LAS ESTRUCTURAS DE SUBSUPERFICIE

La interpretación de las estructuras en profundidad se realizó mediante la construcción de dos perfiles estructurales complementarios que abarcan todo el DCA. El primero comienza en el borde oeste del área de estudio a los pies del cerro Provincia y culmina en el sector de Valle Nevado, tiene una orientación E-W y una longitud de ~26,6 Km. El segundo perfil se extiende desde el sector de Valle Nevado hasta la ladera este del valle Estero Olivares, tiene una orientación ~E-W y una longitud de ~18 Km. Ambas secciones tienen una orientación cercana a la dirección de transporte tectónico, la que se define como la dirección ortogonal al rumbo NE-NW de las estructuras de primer orden. Si el ángulo que se genera entre la dirección de transporte tectónico y la traza de la sección estructural es menor que 25° , el error es menor al 10% en la cantidad de extensión/contracción estimada con respecto a la orientación ideal (Hill y Cooper, 1996 en Becerra, 2012).

Los datos utilizados en la construcción de la secciones corresponden a los obtenidos en este estudio, junto a los datos de Castro (2012) tomados en el sector del valle Estero Olivares, en el extremo este de la sección. Cada uno de los ejes axiales que constituyen las distintas estructuras fueron construidas con los métodos clásicos propuestos por Marshak y Woodward (1988) y Suppe (1983 y 1990). Los datos de manto entre cada eje axial son el promedio de numerosas mediciones en distintos planos, similar a lo realizado por Ford et al. (1997) para la construcción de las secciones estructurales.

La restauración se realizó tomando como principal criterio la conservación del largo de líneas (Suppe, 1983), lo que equivale a suponer que la longitud de los trazos que representan las distintas estructuras proyectadas en la sección se mantiene constante durante la reconstrucción al estado no deformado.

La retrodeformación de las estructuras se llevó a cabo utilizando los mecanismos *move on fault* y *unfold* en el programa MOVE 2D (*Midland Valley*). Ambos mecanismos tienen asociados una serie de algoritmos matemáticos convenientes de usar dependiendo de la situación geológica que se esté enfrentando. En este caso se utilizará el algoritmo de cizalle inclinado (*inclined shear*), ya que es el más adecuado de utilizar en dominios estructurales asociados a extensión e inversión tectónica, debido a que modela el colapso del bloque colgante a través de una estructura lístrica mediante planos discretos inclinados en un determinado ángulo denominado cizalle angular (*shear angle*), (Figura 39). De esta forma la deformación puede ser resuelta cuando ésta se debe al deslizamiento de estratos sobre una falla. Sin embargo, el plegamiento puede ocurrir también de forma indirecta respecto al movimiento de una falla, por lo que es necesario utilizar otro algoritmo denominado flujo flexural (*flexural slip*) asociado al mecanismo de tipo *unfold*, para el cual, la retrodeformación se realiza sin generar ningún tipo de movimiento con respecto a una falla, sino que desplegando las unidades (*Unfolding*) con respecto a una cota guía (*datum*) y un pivote (*pin*) hasta el estado no deformado, estado en que idealmente las capas se encuentran horizontales.

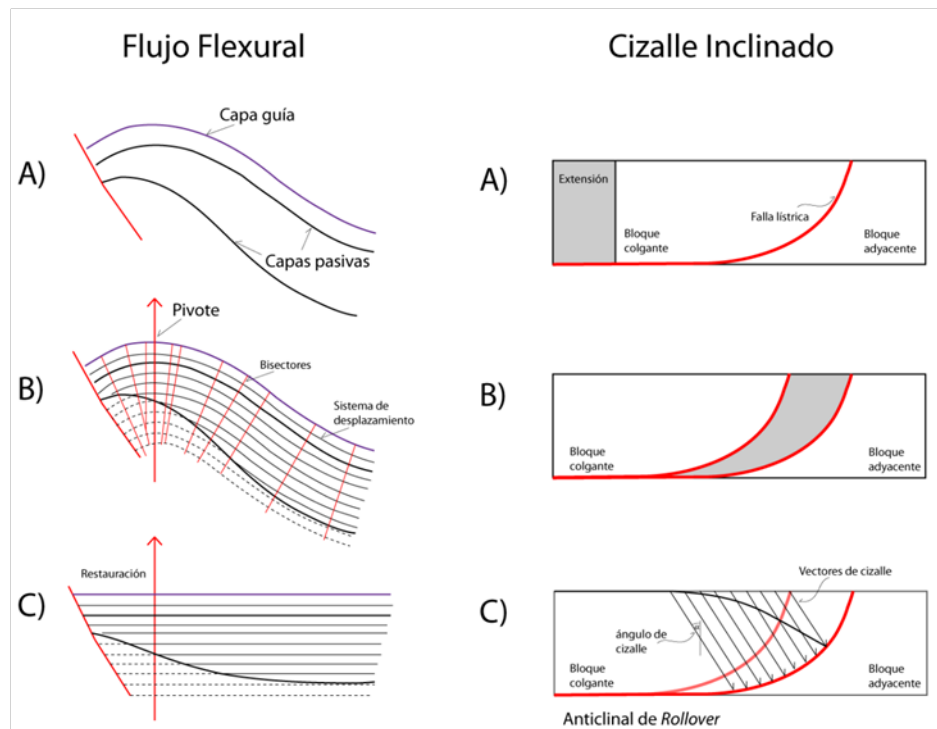


Figura 39: Algoritmos de flujo flexural (*flexural slip*) utilizado en este estudio para restaurar pliegues cuyo desarrollo no están directamente relacionado con el movimiento de una falla; a diferencia del algoritmo de cizalle inclinado (*inclined shear*) el cual fue usado para retrodeformar estructuras cuya generación se debe al directo movimiento de una falla. Modificado de Becerra (2012)

Utilizando la metodología anteriormente señalada, la restauración de la sección estructural se realizó desde el borde este hacia borde oeste.

La restauración permitió obtener una posible geometría del compartimiento oriental del DCA durante su etapa extensional, en que los depósitos *syn-rift* (Fm. Abanico) estarían sin ningún tipo de deformación compresiva importante, así como también la estimación del acortamiento mínimo producido durante los eventos compresivos registrados. Como es de suponer, las secuencias pertenecientes a la Formación Farellones generadas durante y con posterioridad a la inversión tectónica de la Cuenca de Abanico no existían en la etapa extensional, por lo que en la restauración, esta formación no fue considerada excepto en etapas intermedias en donde se describen los principales eventos reconocidos en el área.

4.3.2. RESTAURACIÓN DE LA SECCIÓN ESTRUCTURAL

La restauración se realizó en tres bloques principales correspondientes a los bloques estructurales definidos en este estudio para el DCA y está acotada entre su configuración actual (0 Ma) y los rasgos extensionales previos al Mioceno. De acuerdo a lo anterior, es importante mencionar que la restauración se hace bajo la hipótesis de que la Formación Abanico está constituida por depósitos acumulados en una cuenca continental de intraarco desarrollada durante el Oligoceno e invertida durante el Mioceno (Charrier et al. 1996, 2002, 2005, 2005; Godoy y Lara, 1994; Godoy et al., 1999; Jara et al., 2012; 2013; Jordan et al., 2001; Giambiagi et al., 2003a, 2003b).

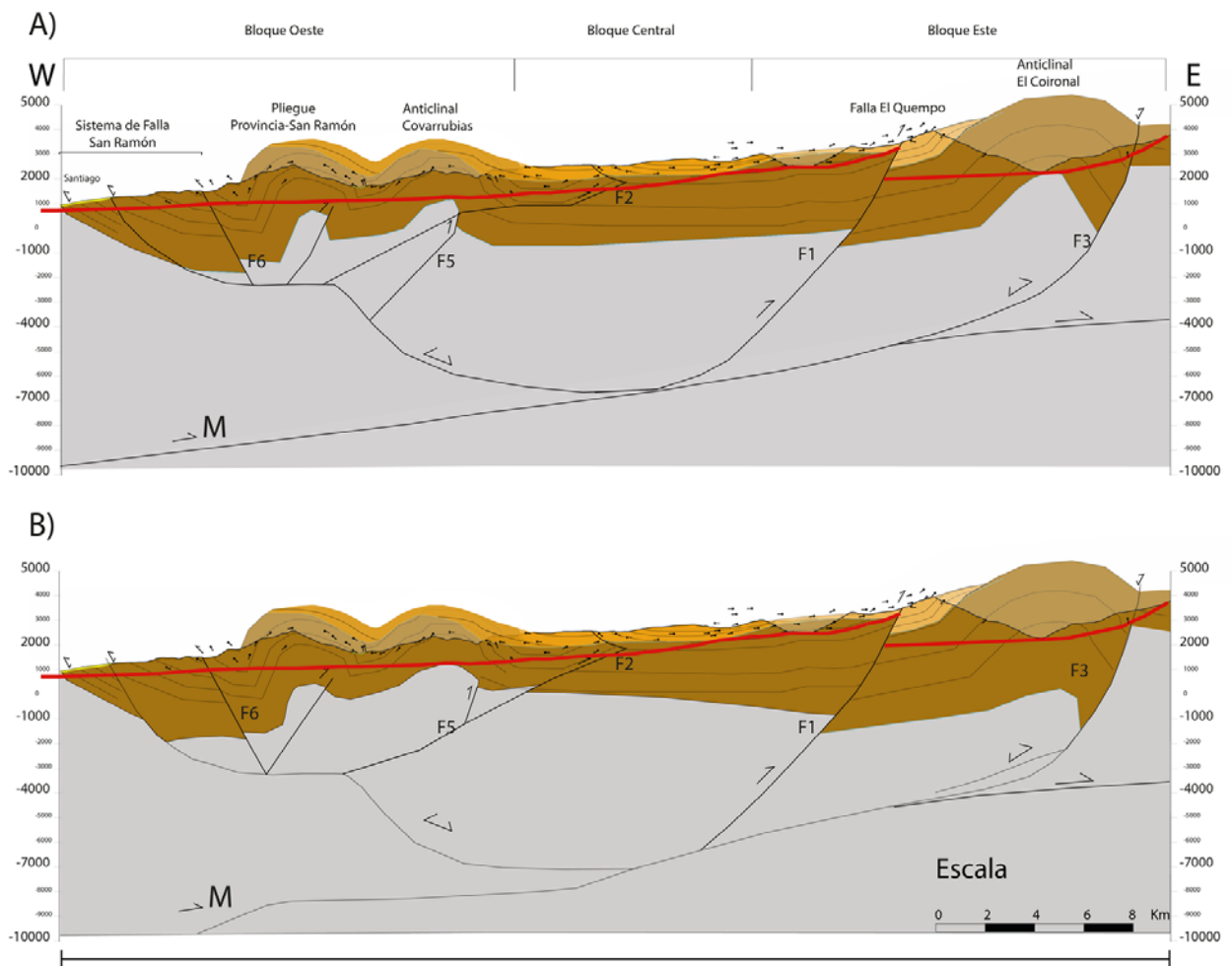
Debido a que el substrato de la cuenca no aflora dentro del área de estudio, no es posible determinar el espesor máximo de los depósitos de la Formación Abanico, por lo que es necesario analizar 2 situaciones. Por un lado se plantea un modelo (Modelo1) en donde el substrato de la cuenca, se encuentra justo por debajo de la línea de visibilidad existente en los bajos topográficos de las quebradas estero Covarrubias, estero Molina y estero Olivares (Figura 40 A), mientras que en el segundo modelo (Figura 40, B), el substrato se encuentra a una profundidad consistente con un máximo espesor hipotético, a partir de lo expuesto en Zurita et al., (1999, 2000); Charrier et al., (2002, 2005) los cuales sugieren que los depósitos del borde oeste de la cuenca

habrían alcanzado un enterramiento cercano a los 4000-4500 m., mientras que en el borde oriental habría sido del orden de 6000 m.

Las restricciones anteriormente planteadas sugieren que los modelos van a presentar esencialmente 2 diferencias, las cuales estarán directamente relacionadas al espesor que tengan los depósitos *syn-rift* (Formación Abanico) y en consecuencia, a la geometría que estos pudieran presentar. Para el primer modelo, se considera que la variación de espesor de la Formación Abanico es mínima; ~3500 m para el borde oeste, ~2500 para el bloque central y ~ 4000 m para el borde este (Figura 40a). Por otro lado, el modelo 2 considera que los depósitos *syn* extensionales sí presentan variaciones de espesor considerables a lo largo del dominio, presentándose las mayores potencias hacia los bordes de la cuenca, en base a que en estos sectores se encontrarían las estructuras extensionales de primer orden (Charrier et al., 2009; Fock et al., 2006) (Figura 40b). De esta manera, en el borde oeste de la cuenca, el espesor considerado fue de ~4000 m, ~1800 m en la parte central y ~ 4500 m para el borde oriental del dominio.

Tales espesores no representan el total que podría haberse acumulado ya que se han registrado en la zona de estudio importantes eventos de erosión durante las fases compresivas ocurridas a partir del Mioceno (Charrier et al., 2009, Farías et al., 2008, 2010; Fock, 2005; Fock et al., 2006), por lo que las secuencias observadas hoy en día no deberían corresponder al total del espesor acumulado durante el Oligoceno.

Por otro lado, la geometría de las estructuras en profundidad son esencialmente las mismas en ambos modelos, con leves variaciones debido al cambio en la geometría del substrato y en los espesores de los depósitos *syn-rift*.



Leyenda

44,4 Km










- | | |
|--|--|
|  Formación Abanico (Oligoceno medio-Mioceno inferior) |  Falla normal invertida |
|  Formación Farellones (Unidad Superior) (Mioceno medio) |  Falla inversa |
|  Formación Farellones (Unidad Inferior) (Mioceno medio) |  Visibilidad |
|  Substrato Cuenca de Abanico |  Manteo promedio |
| |  Despegue principal teórico |

Figura 40: Sección estructural del área de estudio junto a las interpretaciones en profundidad según el modelo 1 (a) y modelo 2 (b). Su ubicación y orientación se muestra en el mapa fuera de texto.

La figura 40 muestra la sección estructural construida junto a los modelos en profundidad, en donde cada una de las fallas ha sido designada por F1 hasta F6. De esta manera, la restauración se realizó siguiendo el mismo orden de cada una de estas estructuras, comenzando por la estructura F1, y finalizando con la estructura F6. Los detalles metodológicos de la restauración son mostrados en el capítulo de anexos.

La restauración del Modelo 1 (Figura 41) permitió estimar un acortamiento mínimo de 9,49 km, lo que equivale a un ~17% de la sección restaurada, mientras que la restauración del Modelo 2 (Figura 42) permitió estimar un acortamiento de 8 km, equivalente a un ~15%. Si bien ambos valores no son muy distintos, la geometría resultante en profundidad presenta variaciones importantes.

Al observar las figuras 41 y 42, las restauraciones de ambos modelos presentan variaciones principalmente en los extremos del dominio, observándose que la geometría de tipo *graben* del basamento es mucho más pronunciada en el Modelo 2 debido a que se ha considerado que los depósitos de la Formación Abanico presentan variaciones considerables en su espesor, resultando una geometría de cuña propia de los modelos clásicos de bordes de cuenca (Figura 44a).

Al comparar ambos modelos restaurados, en el modelo 1 el techo de los depósitos se encuentra cerca de ~0 m s.n.m. mientras que su base a ~-3700 m s.n.m. (Figura 40). En el modelo 2 el techo de los depósitos que conforman bloque occidental alcanza una profundidad por debajo de los 0 m s.n.m. (~ -1500 m s.n.m.), mientras que la base se encuentra a una profundidad de ~-4500 m s.n.m. (Figura 41).

La geometría que resulta al resolver la deformación en el bloque central es similar en ambos a modelos, observándose un menor espesor para el modelo 2.

En el caso del bloque más oriental del dominio, la deformación se resuelve de manera más compleja debido a que las diferencias entre ambos modelos son mayores en este sector respecto a los dos anteriores. Para el modelo 1 se llegó a la geometría no deformada utilizando *flexural slip unfold*. Por el contrario la restauración del modelo 2 se realizó utilizando *flexural slip unfold* y *simple shear move on fault*. La diferencia en el algoritmo utilizado radica en el hecho de que el basamento del modelo 2 presenta una geometría en la que, además de aplicar *unfold*, un desplazamiento mínimo de aproximadamente -2000 m a través de la falla F3 permitió resolver totalmente su deformación (Figura 44).

De esta manera, el resultado de la retrodeformación del modelo 1 muestra una geometría en el que los depósitos *syn-rift* presenta un leve crecimiento acorde a lo supuesto para este modelo, sin que el basamento aflore por sobre la línea de

visibilidad. Además el último nivel restaurado y proyectado sobre la línea que define la topografía en este sector coincide satisfactoriamente con los depósitos de la Formación Abanico que afloran en el bloque yacente que conforma esta estructura. Por el contrario, en el modelo 2 se puede observar el último nivel restaurado y generado por la proyección de los estratos sobre la línea topográfica, se encuentra ~1800 m por debajo de los depósitos existentes en el bloque yacente. De esta manera, existen ~1800 m de espesor que no se han considerado presentes en el modelo 2, lo que se podría deber por una importante tasa de erosión ocurrido durante la deformación. Sin embargo, al momento de realizar la restauración, se considera que los depósitos ya han sufrido algún grado de erosión, por lo que el espesor utilizado es menor respecto al máximo posible estimado para el sector (Zurita et al, 1999). Lo anterior sugiere que una variación de espesor tan acentuada como la planteada en el modelo 2, no es una solución satisfactoria.

Considerando lo anteriormente expuesto, el análisis de las estructuras que constituyen el Dominio Cuenca de Abanico definido en el área de estudio se realizará en base al modelo 1.

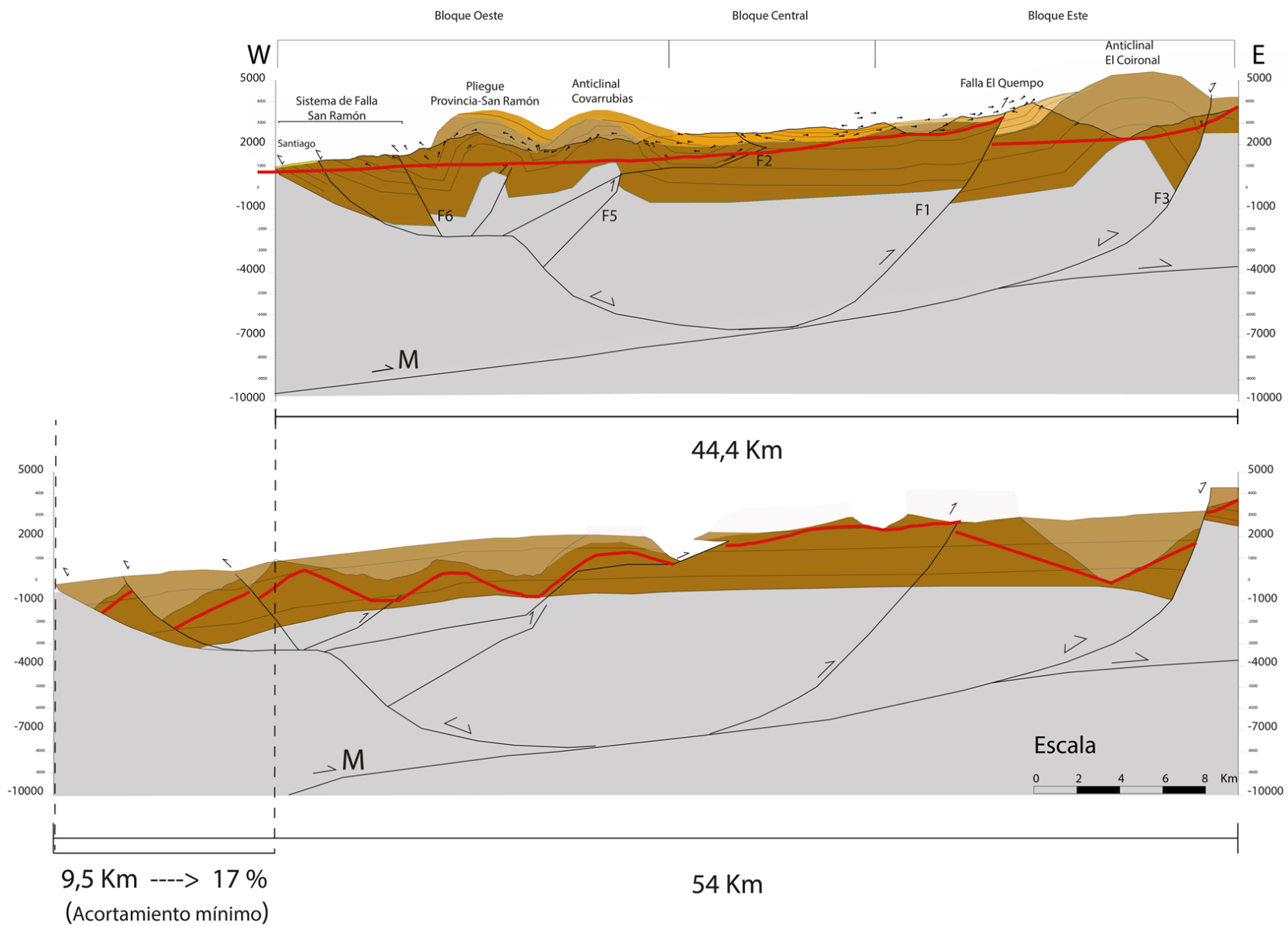


Figura 41: Restauración palinospástica del Modelo 1 a partir de la sección estructural construida en el área de estudio.

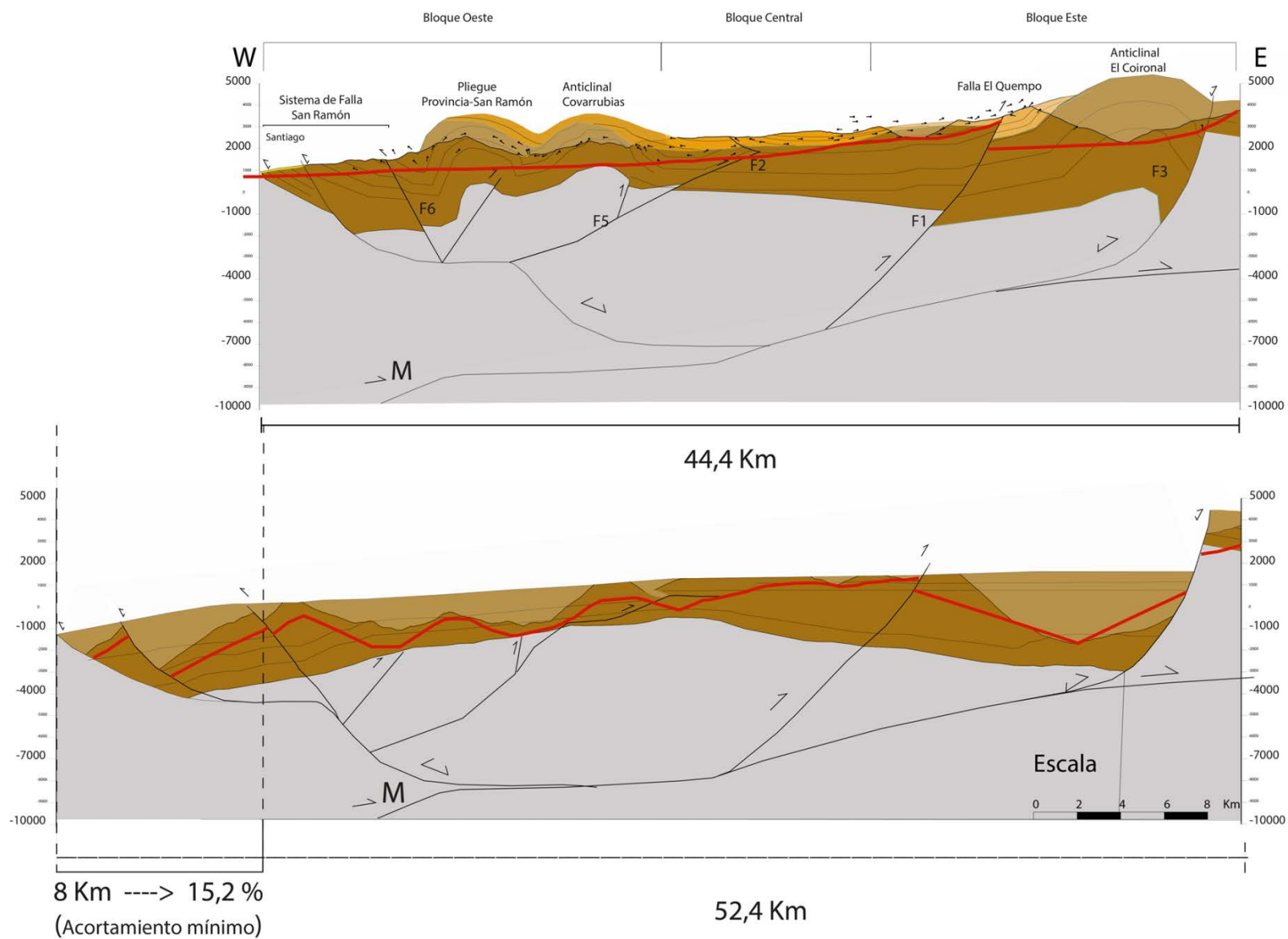


Figura 42: Restauración palinspástica del Modelo 2 a partir de la sección estructural construida en el área de estudio.

4.3.3. ANÁLISIS DEL DOMINIO CUENCA DE ABANICO

Bloque Oeste

El bloque oeste está constituido por estructuras cuyo rumbo es principalmente norte-sur variando a NW al norte del área de estudio. Está caracterizado por dos grandes estructuras denominadas como anticlinal Provincia-San Ramón y anticlinal Covarrubias. El anticlinal Provincia - San Ramón ha sido interpretado como un anticlinal por flexura de falla cuyo desarrollo fue controlado por una falla de borde vergente al oeste cuya expresión en superficie correspondería al sistema de fallas San Ramón. Esta estructura en profundidad constituye un sistema denominado como *ramp/flat listric fault* (Figura 43) que habría controlado la depositación de la Formación Abanico en este sector. Parte de la ramificación de esta estructura habría generado el plegamiento del limbo occidental del sinclinal desarrollado a continuación hacia el oeste de, mientras que el monoclinal observado en el limbo este se habría generado por la propagación de una falla ciega de alto ángulo tipo *short cut*, vergente al este. Esta estructura junto a fallas pequeñas reconocidas en el limbo occidental (Figura 31) podrían corresponder a estructuras de acomodo (*Fold acomodation thrust*) tipo *forelimb/backlimb thrust* cuyo desarrollo habría sido favorecido por las condiciones metamórficas de bajo grado registradas en estos depósitos, en donde un grado de *strain* de cizalle podría haberse generado durante la deformación dúctil involucrada en el plegamiento (Mitra, 2002). En este sector, los depósitos asignados a la Unidad Inferior de la Formación Farellones, dispuestos discordantemente sobre secuencias deformadas de la Formación Abanico, presentan geometrías de crecimiento hacia el este (Figura 32), lo que sugiere que estos depósitos se habrían depositado sinorogénicamente controlados por el desarrollo del anticlinal Provincia-San Ramón. El sinclinal desarrollado entre ambos anticlinales presenta un fuerte diaclasamiento en distintas direcciones, lo que se debería según Ford et al. (1997) a que esta estructura se mantuvo fija durante el traspaso de la deformación desde el anticlinal Provincia-San Ramón hacia el anticlinal Covarrubias.

Por otro lado, el anticlinal Covarrubias ha sido interpretado como un pliegue por propagación de falla ciega vergente al este generado posterior al anticlinal Provincia - San Ramón. El sinclinal que se observa a continuación al este de este anticlinal se

habría desarrollado como un *footwall syncline*, propio del desarrollo de pliegues por propagación con alta relación p/s (*propagation/slip*) en donde la propagación de la deformación habría sido mayor que el movimiento de la falla, lo cual explicaría que la deformación expuesta en superficie sea producido por plegamiento y que el *tip point* de la falla asociada no haya alcanzado la superficie.

En vista de lo anterior, la deformación se habría generado a partir de la inversión de la estructura de primer orden de tipo lítrica cuya expresión en superficie de asocia al sistema de falla San Ramón

La deformación fue resuelta usando *simple shear move on fault*, mientras que la deformación restante se solucionó a través del método *flexural slip unfold* para retrodeformar las secuencias cuya deformación residual estaría asociada de forma indirecta al movimiento de la falla.

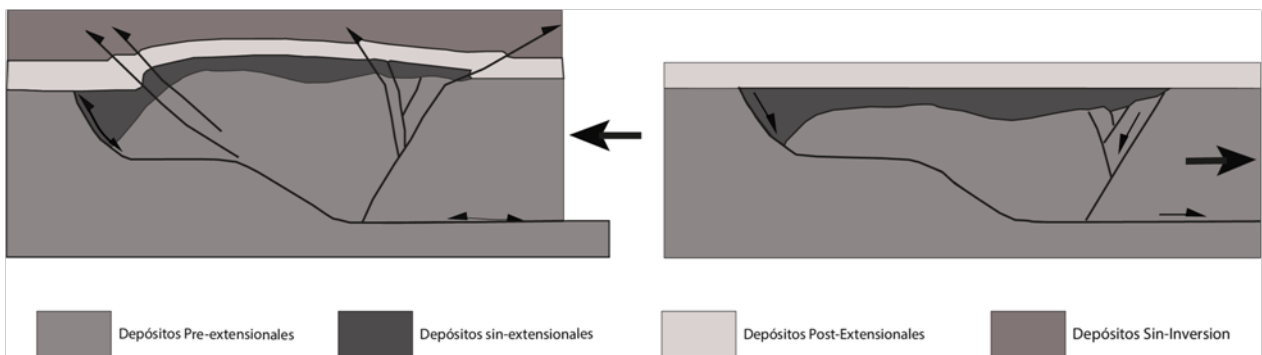


Figura 43: Modelo de inversión de una falla lítrica tipo *rampa flat*. Modificado de McClay, 2000

Bloque Central

Las estructuras presentes en este sector corresponden principalmente a pliegues tipo sinclinal desarrollados en depósitos de la Formación Farellones, de gran longitud de onda y limbos manteniendo suavemente. Adicionalmente se observa una falla tipo rampa vergente al este que afecta al limbo oriental de un sinclinal desarrollado en depósitos de la Formación Abanico. Esta falla se habría generado como una propagación hasta la superficie de la falla que desarrolla el anticlinal Covarrubias. De esta manera, esta estructura habría estado activa por lo menos desde el Mioceno,

debido a que deforma los depósitos miocenos de la Unidad Inferior de la Formación Farellones (Figura 33c)

La deformación asociada a la generación de esos sinclinales se resolvió con el algoritmo *flexural slip unfold*, mientras que el movimiento inverso asociado a la rampa no puede ser cuantificado debido a que la superficie de erosión existente como contacto entre los depósitos de la Formación Abanico montados sobre la rampa y la suprayacente Formación Farellones no me permite identificar el movimiento neto que podría haber producido esta estructura. Considerando lo anterior, la retrodeformación, se realizó con *simple shear move on fault* hasta que las secuencias montadas sobre la rampa queden dispuestas horizontalmente. La cantidad de movimiento realizado, en consecuencia, correspondería al movimiento mínimo producido.

Bloque Este

El Bloque Este está definido por la falla El Quempo y el anticlinal El Coironal (Figura 29). La geometría en profundidad de la falla El Quempo podría corresponder a una geometría tipo *hanging wall by pass*; (Figura 44 c) que compromete parte del substrato generando un alzamiento estimado en ~-500 m considerando la diferencia de cota que existe en la discordancia observada en la ladera este del cordón El Quempo, y en la ladera oeste de la adyacente quebrada Estero Olivares. Las estructuras *short cut by pass* tienden a generarse como una respuesta a la propagación de la deformación cuando las estructuras activas no son capaces de seguir produciéndolo. Una falla con un segmento de alto ángulo, como lo podría ser una falla lítrica, tiende a tener dificultades al momento de reactivar, lo que a su vez se ve desfavorecido por una alta carga sedimentaria y una diferencia de la dirección de deformación compresiva y extensional (Brun y Nalpas, 1996). Esta estructura ha sido interpretada como una falla fuera de secuencia debido a que afecta a depósitos pertenecientes a la Unidad Superior de la Formación Farellones, cuya edad (9 a 4 Ma., Giambiagi et al., 2003aa) es posterior al inicio de la inversión de la cuenca y a la generación de los corrimientos vergentes al este que dieron origen a la faja plegada y corrida del Aconcagua, periodo en que la deformación habría migrado hacia la vertiente argentina del macizo Andino

(Giambiagi et al., 2003a; Charrier et al., 2002, 2009; Fock 2005; Fock et al., 2006; Farías et al., 2010).

El anticlinal El Coironal es una estructura que se desarrolla principalmente en rocas de la Formación Abanico, y tiene una longitud de onda de 11 km. Corresponde a un pliegue cuyo limbo oriental se encuentra manteniendo subverticalmente (Figura 38) lo que sugiere que su vergencia es hacia el este. Su rumbo es principalmente norte-sur y buzamiento hacia el sur. En su limbo oeste y en discordancia erosiva sobre la Formación Abanico, se ha reconocido la presencia de depósitos pertenecientes a la Formación Farellones que presentan crecimientos de estratos en dirección W-SW. Tales secuencias y su geometría de depositación sugieren que estas se habrían generado sinorogénicamente, mientras se desarrollaba el anticlinal El Coironal.

El anticlinal El Coironal se ha interpretado como un pliegue tipo *harpoon* controlado por la reactivación de una falla de borde que correspondería a la estructura que delimita el borde oriental del dominio de la Cuenca de Abanico. El modelamiento realizado permite sugerir que la depositación fue controlada por el movimiento normal de una estructura de geometría lístrica (*listric fault*, Figura 44a) cuya horizontalización se alcanza a los ~ -4000 msnm y su movimiento inverso desarrollaría un pliegue como el observado en el sector. Sumado a lo anterior, el espesor de los depósitos pertenecientes a la Formación Abanico observados en el borde orientales mayor que el observado en la ladera este de la quebrada Estero Olivares. Esto refuerza la idea de que la estructura que desarrolla el anticlinal habría controlado la depositación de las secuencias pertenecientes a la Formación Abanico acumuladas en este sector.

Para realizar la restauración, La falla El Quempe fue retrodeformada utilizando *simple shear move on fault* hasta que las discordancias formaran una línea continua entre la ladera oeste y este del cordón El Quempe. El anticlinal El Coironal ha sido restaurado según el algoritmo *flexural slip unfold* de acuerdo a lo analizado entre las metodologías usadas en la restauración del modelo 1 y modelo 2.

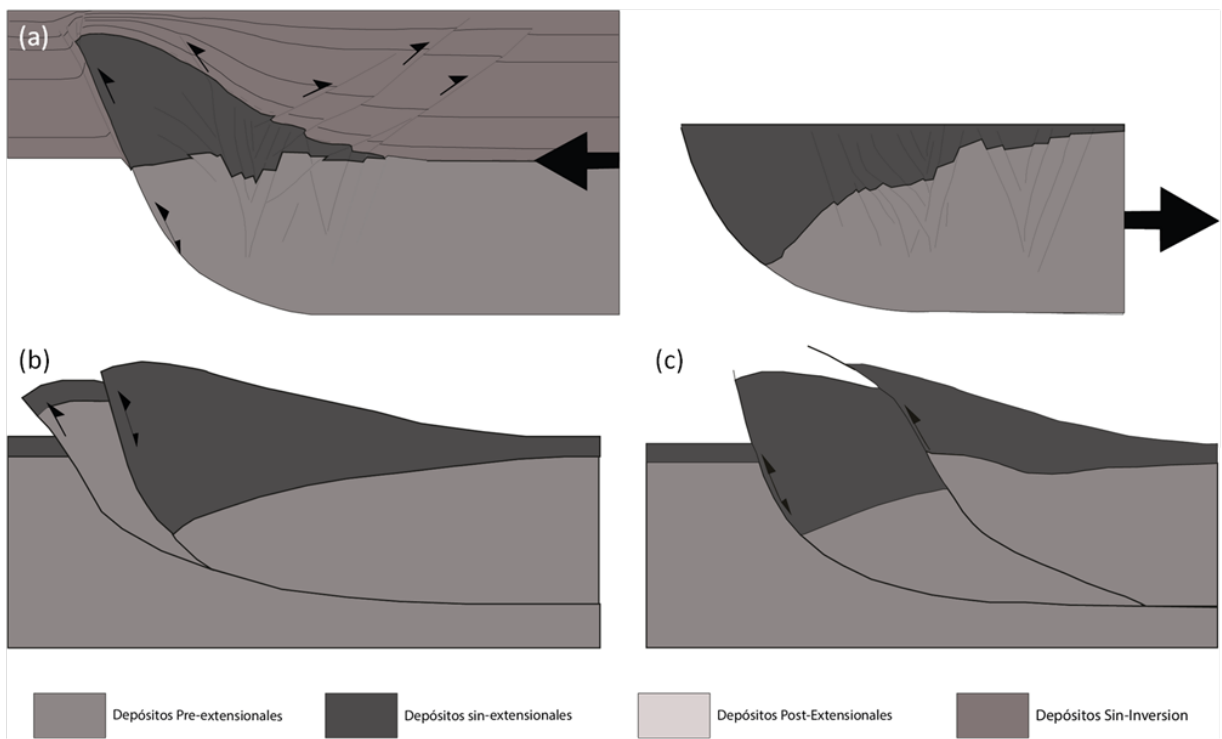


Figura 44: Modelos teóricos que describen las geometrías generadas durante la inversión: falla lístrica simple (a), *shortcut* de bloque yacente (b) y *bypass thrust* de bloque colgante. Modificado de Yamada y McClay, 2003; y McClay, 2000.

CAPÍTULO V: DISCUSIÓN

5.1. RELACIONES DE CONTACTO ENTRE LAS FORMACIONES CENOZOICAS PRESENTES EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Los estudios litoestratigráficos permiten concluir que aquellos depósitos asignados a las formaciones Abanico y Farellones se encuentran en contacto a través de discordancias progresivas (Charrier et al., 2002; Fock 2005; Fock et al., 2006), las cuales no están ausentes en el área de estudio. El contacto por discordancia se hace más evidente en las zonas de mayor deformación correspondientes a los bordes del dominio, mientras que en las zonas de menor deformación cercanas al centro del área, la relación de contacto varía en discordancia y pseudoconcordancia. Además de lo anterior, tales relaciones de contacto también varían a lo largo del eje de las estructuras y es posible observar en la ladera oriental del cerro San Ramón (33°29´S) una discordancia menos pronunciada que en el sector del cerro Provincia. Esto sugiere que el tipo de contacto entre ambas formaciones varía de acuerdo a la intensidad de la deformación en los depósitos acumulados durante la generación e inversión de la cuenca, siendo este último proceso heterogéneo y diacrónico en toda su extensión, como así lo sugieren algunos autores (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002, 2005).

Además de lo anterior, la geometría de estratos de crecimiento presentes en la Unidad Inferior de la Formación Farellones ha sido interpretada como depósitos syn-orogénicos generados mientras se desarrollaban los anticlinales Provincia – San Ramón y Covarrubias. Este carácter sin orogénico ha sido reconocido por Fock (2005) en la ladera sur del río Volcán, en la localidad de San Gabriel, por lo que no representa un evento aislado, sino más bien, un periodo depositacional tectónicamente activo asociado a la inversión de la Cuenca de Abanico

Según los modelos teóricos de inversión tectónica mostrados en la figura 43 y 44, los depósitos de carácter sintectónicos se sobre imponen discordantemente mientras que en zonas menos deformadas el contacto es más bien pseudoconcordante.

Estas secuencias desarrollarían estratos de crecimiento a medida que se desarrollan los limbos de la estructura compresiva, junto a eventos de erosión en zonas cercanas a la charnela la que correspondería a las zona más alzada y expuesta a la erosión, como lo muestra el modelo de desarrollo de pliegues con rotación progresiva del limbo por Hardy and Poblet, (1995), (Figura 45). De acuerdo a lo expuesto anteriormente, esto concuerda con lo observado en el limbo occidental del anticlinal El Coironal, sugiriendo un mecanismo para la generación de estos depósitos (Figura 29).

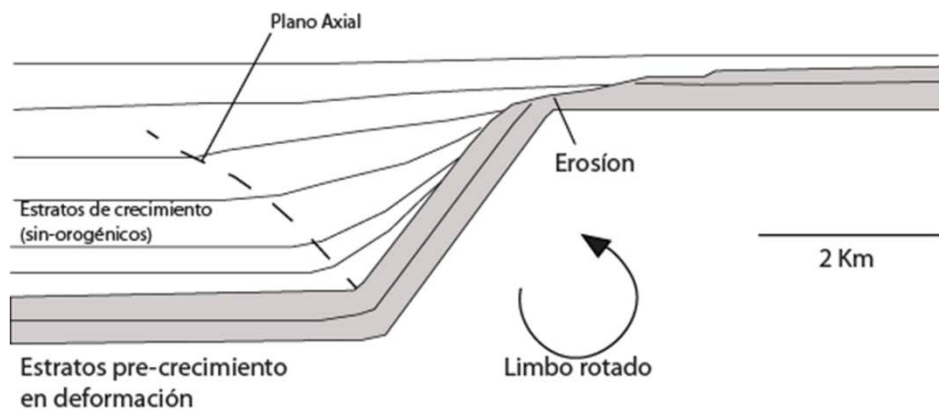


Figura 45: Modelo de generación de pliegue con rotación progresiva del limbo según Hardy y Poblet (1995). Imagen modificada de Ford et al., (1997).

Por otro lado, los depósitos asignados a la Unidad Superior de la Formación Farellones se encuentran en contacto discordante con los depósitos basales de la misma formación, y de la Formación Abanico, por lo que se habrían generado posteriormente a los eventos de deformación más importantes que generaron los anticlinales expuestos en superficie. Debido al registro actual de actividad sísmica en la Cordillera Principal Occidental asociado a su alzamiento (Charrier et al., 2005; Armijo et al., 2010; Rauld, 2001, 2011;), los depósitos superiores de la Formación Farellones podrían ser caracterizados como depósitos inter orogénicos.

Por otro lado, además de diferenciar ambas formaciones a través de su relación de contacto, los estudios geoquímicos en estos depósitos han sido considerados como un importante criterio de carácter regional para diferenciar ambas formaciones cenozoicas. Es así como el volcanismo de la Formación Abanico muestra tendencias

toleíticas, mientras que el de la Formación Farellones es francamente calcoalcalino. El primero se habría originado en condiciones de adelgazamiento mientras el segundo estaría ligado a engrosamiento cortical (e.g., Vergara et al., 1985, Nyström et al., 1993, 2003, Kay et al., 2005). Sin embargo, la variación desde la serie toleítica hacia la calcoalcalina es continua (Nyström et al., 2003), siendo casi imperceptible y ambigua en la transición de ambas formaciones expuestas en el área de este estudio.

Si bien no es posible identificar una discordancia a escala regional entre ambas formaciones debido a que la deformación no fue homogénea en toda la cuenca (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002, 2005), sumado a que la Formación Farellones se habría depositado diacrónicamente sobre la Formación Abanico, particularmente la diferenciación a través de discordancias es el criterio más adecuado de acuerdo a las evidencias obtenidas en el trabajo de campo (*Ver capítulo de Estratigrafía para mayor detalle*).

5.2. VARIACIÓN DEL RUMBO Y ESTILO DE DEFORMACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES

Las estructuras que constituyen el dominio oriental de la Cuenca de Abanico presentan variaciones y discontinuidades en su desarrollo a lo largo del rumbo, como cambios en la dirección y buzamiento de los ejes axiales de los pliegues presentes en el dominio.

Por una lado, en el borde occidental, el anticlinal Provincia–San Ramón posee un rumbo NS que varía hacia el NE a medida que se avanza hacia el norte, mientras que el anticlinal Covarrubias posee un marcado quiebre hacia el NW y es de una menor escala (Figura 27). El eje axial de ambas estructuras está buzando $\sim 10^\circ$ S.

Por otro lado, el rumbo de las estructuras desarrolladas en el bloque central es esencialmente N15E y buzando hacia el norte, como es el caso del anticlinal Río Colorado expuesto en el sector de Río Colorado (e.g., Fock, 2005; Rauld; 2011; Thiele, 1980)

cuya expresión en superficie es discontinua hacia el norte debido a que su rumbo buza en esa dirección. En el sector oriental, el rumbo del anticlinal El Coironal es aproximadamente N10W y buzando al sur.

Este tipo de variaciones en la orientación, inclinación del rumbo y de la extensión de las estructuras podría estar directamente relacionado a que la configuración del substrato de la Cuenca de Abanico obedecería a un sistema de fallas geoméricamente heterogéneas, con diferentes grados de inversión y deformación. En tales condiciones, las diferencias cinemáticas y geométricas de las fallas invertidas y generadas durante la compresión habrían producido las diferencias de la deformación observada en superficie. Estos rasgos en las estructuras compresivas han sido estudiados por diversos autores (e.g., Shamy y Eyal, 1995; Tindall, 2000; Davis et al., 2005).

Si se considera la importante extensión areal de la cuenca, reconocida desde los 28° hasta los 39°S (Charrier et al., 2005, 2007, Flynn et al. 2008), y teniendo cuenta que los modelos que muestran la existencia de compartimientos dentro un sistema extensional de gran extensión (Twiss y Moore, 1992), es esperable que estas heterogeneidades se observen a una mayor escala, controlando el desarrollo de subcuencas que habrían depositados diferentes espesores entre una y otra. Tales depocentros, como es de esperar, estarían controlados por falla normales de distinta escala y extensión, conectados por zonas de transferencias entre una subcuenca y otra, permitiendo que en algunos sectores se acumulen espesores considerables, mientras que en otros la depositación haya sido mínima sin posibilidad de preservar alguna evidencia de extensión (Figura 46). Esto llevaría a que la reactivación de estas fallas extensionales durante una subsecuente inversión tectónica presente diferencias latitudinales en el estilo de deformación. Lo anterior se verifica al comparar los modelos estructurales para la cuenca de Abanico a distintas latitudes. En el sector del Valle del Rio Teno (35°S), Parada (2008) sugiere que el borde oriental de esta cuenca obedece un modelo extensional constituido por una serie de bloques de basamento dispuestos en estilo *dominó* (McClay, 1999) similar al mostrado en la figura 46. Por otro lado, a la latitud de Santiago (32°S) el modelo propuesto en este trabajo se asemeja a un sistema de *graben* constituido por un *hemigraben* basculado hacia el oeste delimitado por la

falla Infiernillo y falla San Ramón por el oeste y el este, respectivamente (Fock, 2005), y un *graben* cuyos compartimientos están delimitados por la falla San Ramón y por un falla de borde vergente al este (Castro, 2012; este estudio) (ver Figura 46).

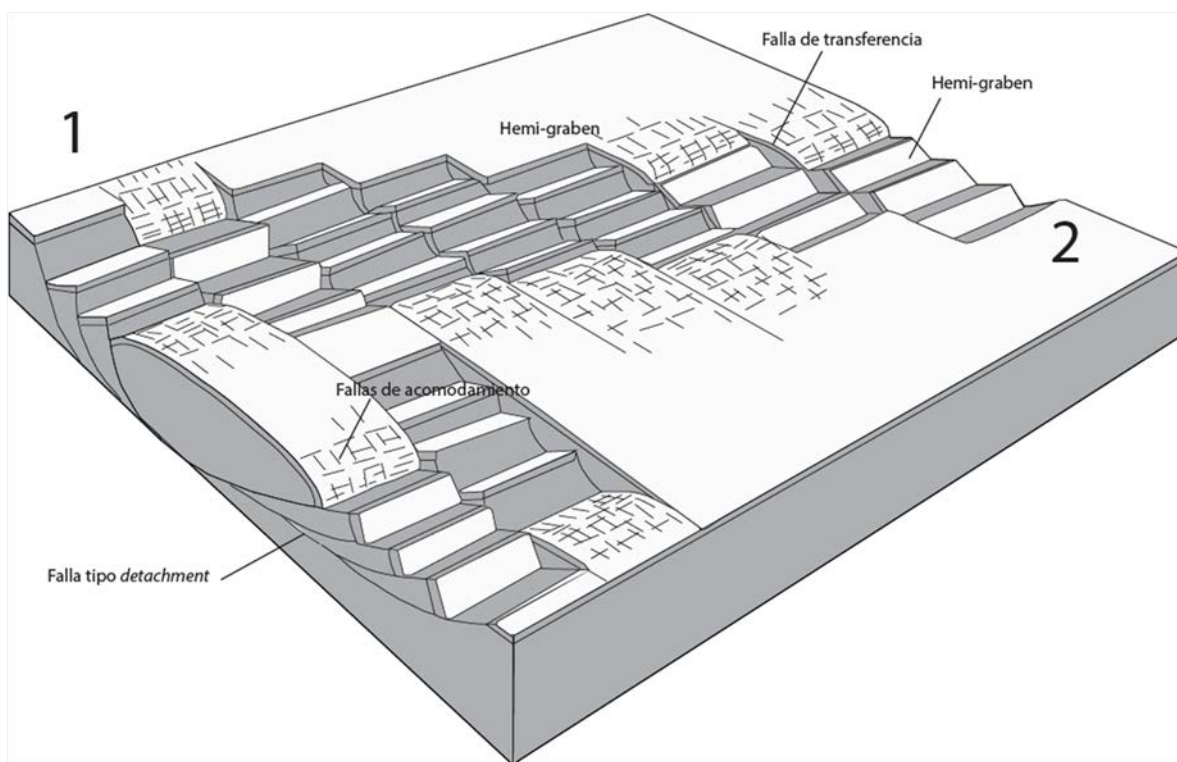


Figura 46: Modelo esquemático ejemplificando las variaciones geométricas presentes en una cuenca extensional constituida por un sistema de *hemigraben*es separados por fallas de transferencias. El sector 1 muestra de forma muy simplificada la geometría de primer orden de la Cuenca de Abanico a los 35°s, mientras que el sector 2 ejemplifica el modelo propuesto por Parada (2008). Esquema modificado de Twiss y Moore (1992)

5.3. GEOMETRÍA, ESTILO ESTRUCTURAL Y VERGENCIA DE LAS ESTRUCTURAS PROPUESTAS EN PROFUNDIDAD

El modelo estructural propuesto en este trabajo es un sistema principalmente bivergente. Está constituido por estructuras cuya geometría en profundidad ha sido interpretada como fallas lístricas extensionales que habrían controlado la apertura de los compartimientos que formaron la Cuenca de Abanico.

En particular, en el borde oeste del dominio estructural se ha propuesto una falla tipo *ramp-listric fault* (Figura 43), la cual es geoméricamente factible al observar el modelo *forward* en la figura 48, por lo que es posible suponer que una falla de tales

características permite generar un pliegue como el anticlinal Provincia - San Ramón. Sin embargo, existen variaciones adicionales (Figura 48a) que podrían dar resultados satisfactoriamente similares al pliegue modelado.

Por otro lado, el anticlinal Covarrubias debería estar controlado por una falla ciega propagada a partir del sistema de falla San Ramón (falla F6 en el modelo estructural); (Figura 47). Un caso opcional se observa cuando una falla profunda vergente al este permite generar un anticlinal como el observado (Figura 48 c y d), cuyo desplazamiento en profundidad generaría el descabezamiento de la falla San Ramón, lo que implica que el anticlinal Covarrubias sea la estructura activa principal. Sin embargo, los estudios realizados en la ladera oeste del cordón Provincia–San Ramón (Armijo et al., 2006, 2010; Rauld, 2005, 2011, Charrier et al., 2005) sugieren que el sistema de falla San Ramón es una estructura que actualmente registra actividad somera y profunda.

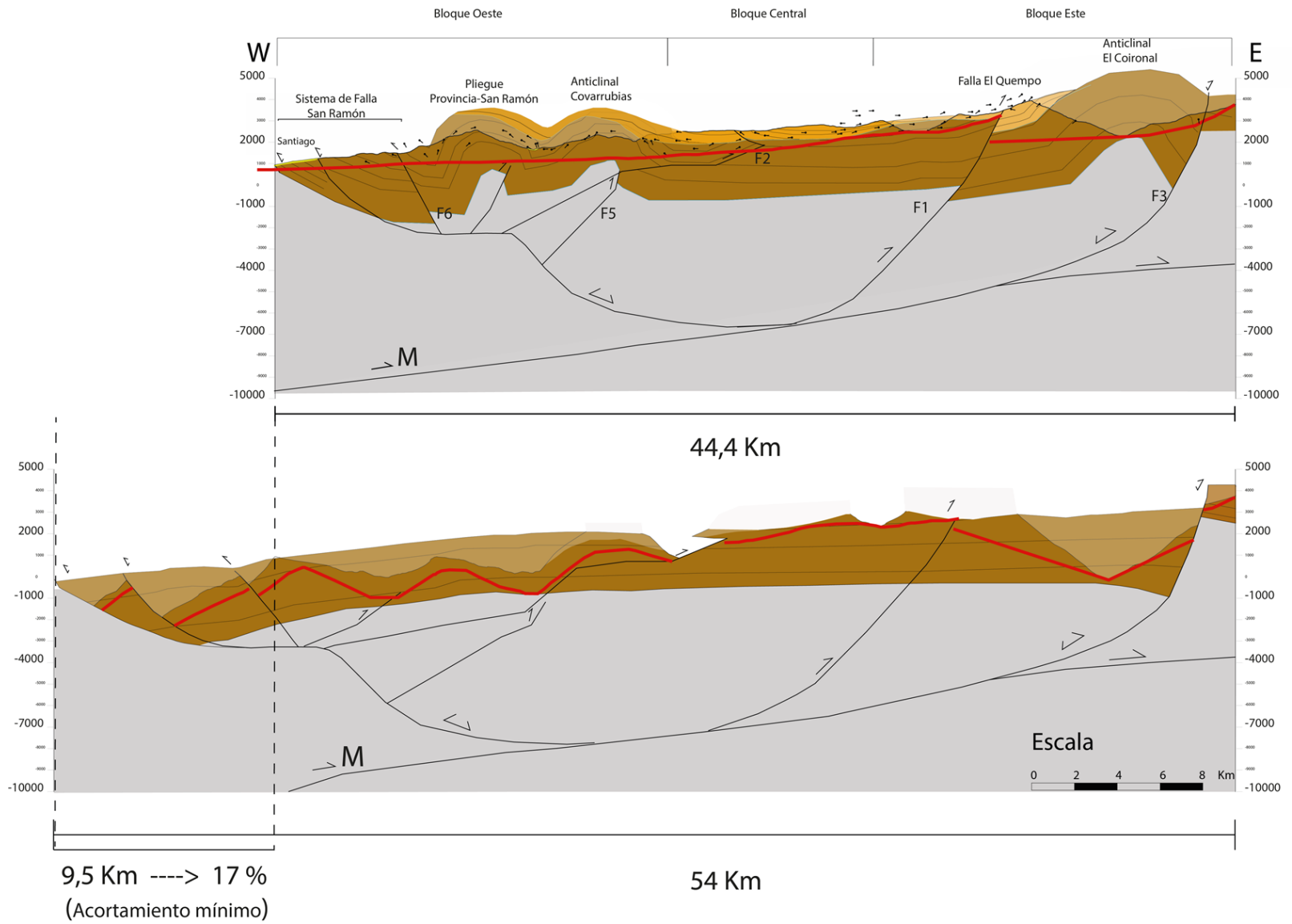


Figura47: Restauración palinspástica del Modelo 1 a partir de la sección estructural construida en el área de estudio.

De acuerdo a lo anterior, la falla asociada al anticlinal Covarrubias correspondería a una falla tipo *backthrust* vergente al este que se desarrolla a partir del sistema de falla San Ramón, siendo esta la estructura activa y de primer orden en el borde occidental de la Cuenca de Abanico analizada en el área de estudio.

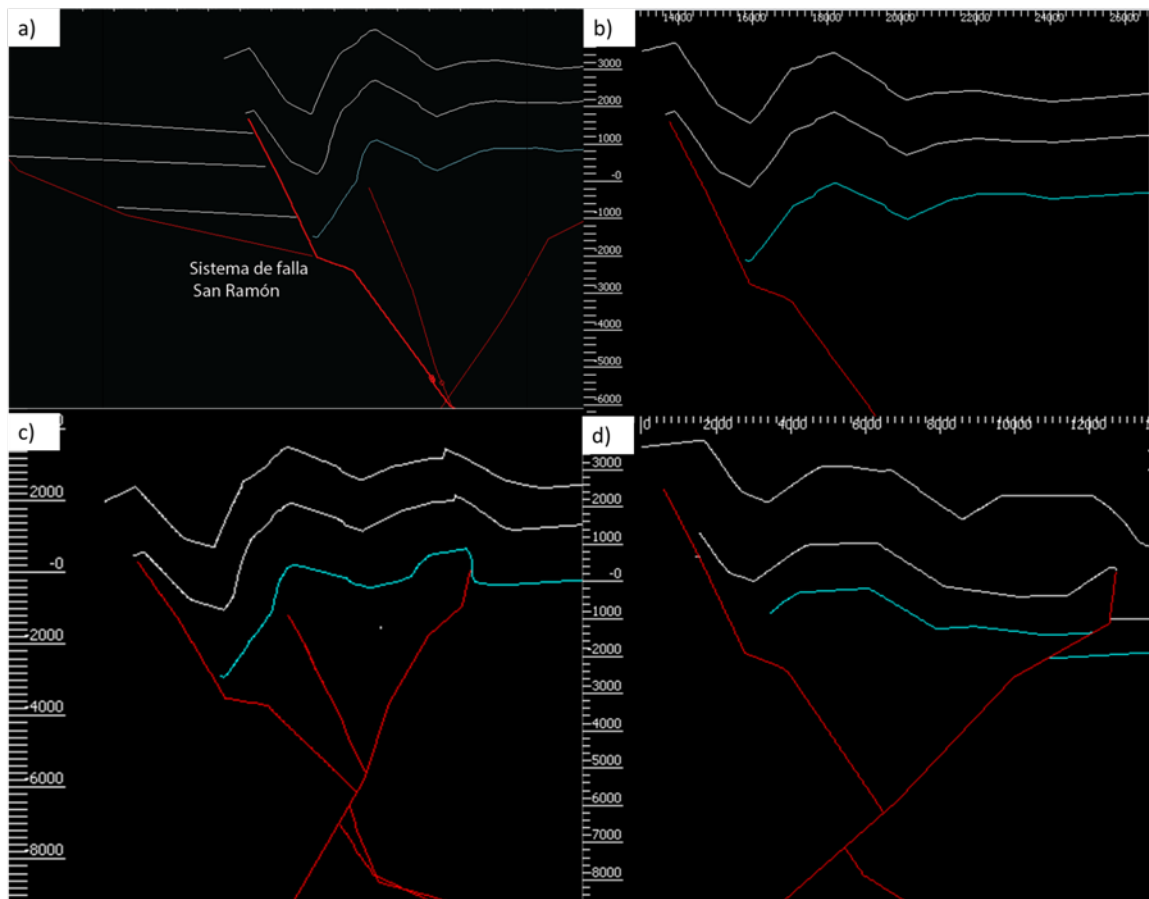


Figura 48: Modelos cinemáticos del borde occidental de la Cuenca de Abanico. (a) y (b) variaciones geométricas para el desarrollo del anticlinal Provincia–San Ramón. (c) y (d) variaciones geométricas del anticlinal Covarrubias

En cuanto al anticlinal El Coironal, éste ha sido interpretado como un pliegue tipo *harpoon* vergente al este. Este anticlinal se habría desarrollado por la actividad de una falla que no aflora en superficie, pero que ha sido interpretada a partir del análisis geométrico en superficie y del modelamiento realizado como una falla lístrica simple (*Simple listric fault*, figura 44), denominada en el modelo como F3. En base las caracterizaciones anteriores, junto a las diferencias de espesor de la Formación Abanico expuesta en ambas laderas de la quebrada Estero Olivares, se sugiere que la falla F3 es una falla de borde que habría controlado la apertura del depocentro oriental de la Cuenca de Abanico a esta latitud ($33^{\circ}20'S$).

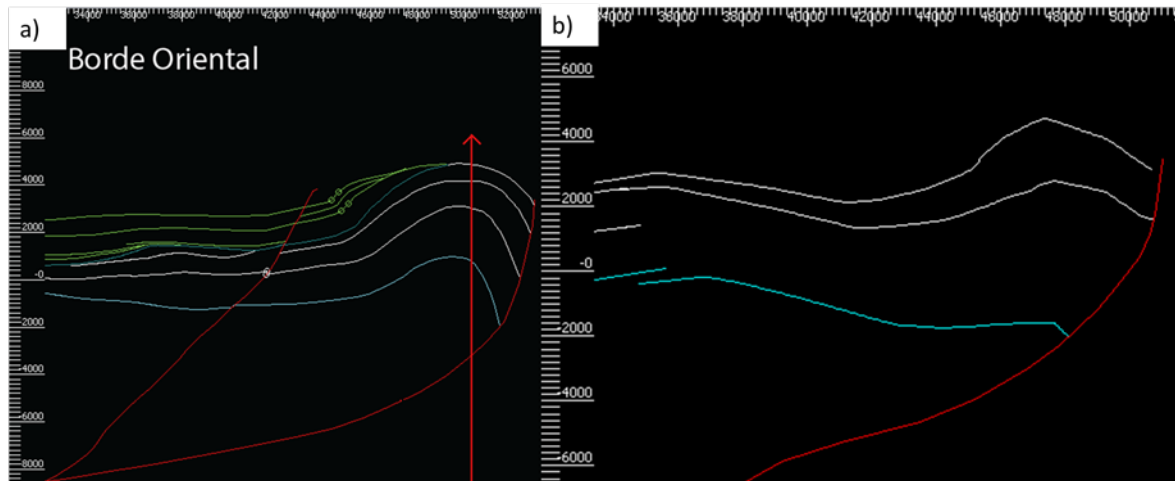


Figura 49: Modelos cinemáticos del borde oriental de la Cuenca de Abanico. a) *forward* a partir de la restauración. (b) *forward* a partir de un estado inicial geoméricamente compatible con un modelo clásico de borde de cuenca (Figura 44).

De esta manera, la sección restaurado (Figura 47) se asemeja a un *graben* simétrico, similar a otros modelos de cuencas, como el propuesto por Beauchamp et al. (1996). para la cuenca de Missouri, en la cadena montañosa de Atlas, Marruecos (Figura 50).

Las estructuras constituyentes del modelo propuesto (Figura 47) convergen a un despegue común, el cual correspondería a un segmento tipo *flat* ubicado a los. ~6,5-7 km de profundidad y que estaría controlado por una estructura hipotética más profunda (Falla M). La falla M continua en profundidad como una rampa, constituyendo una estructura mayor que controlaría el movimiento de las demás fallas.

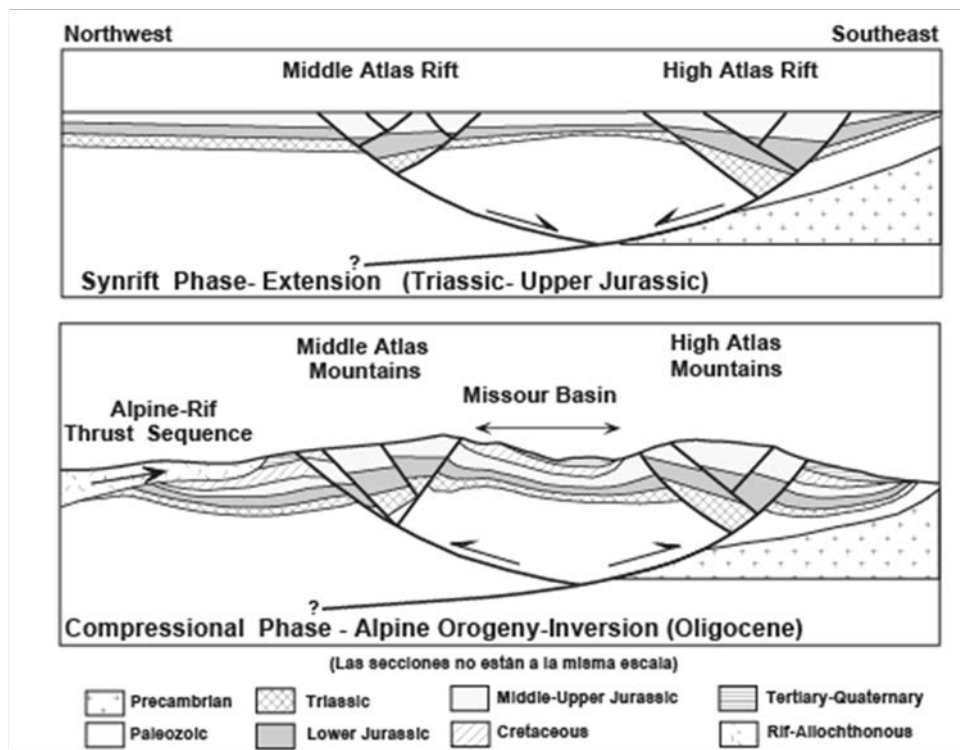


Figura 50. Modelo conceptual para la evolución de la Cuenca de Missouri y de la Cordillera de Atlas, Marruecos. Modificado de Beauchamp et al. (1996).

En síntesis, el modelo estructural propuesto para el área de estudio es compatible a un modelo de cuenca extensional tipo *graben*, delimitado por dos fallas principales que controlaron la apertura de dos depocentros, los que posteriormente fueron deformados y alzados debido a un cambio hacia un régimen tectónico compresivo, lo que correspondería a un proceso de inversión tectónica (Bally 1981; Cooper et al., 1989, en McClay 1999). De existir un control estructural más profundo y de mayor escala, este no afecta al desarrollo del modelo propuesto si su vergencia fuera tanto hacia el oeste (Armijo et al., 2010), como también hacia el este (Farías et al., 2010) ya que la horizontalización (segmento *flat* de la falla M) del despegue que se conecta con el sistema de fallas que conforman la cuenca da la posibilidad de que cualquiera de las dos vergencias genere el mismo resultado geométrico del modelo propuesto en este trabajo.

Además de lo anterior, si se considera que el modelo propuesto en este estudio representa solo un sector de la Cordillera Principal, y no involucra las estructuras

asociadas al dominio de la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua, ni de la Cordillera Frontal (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi et al., 2003a y Ramos et al., 2004) por lo que no explica la construcción de la Cordillera de Los Andes a esta latitud.

5.4. LIMITANTES DE LA SECCIÓN RESTAURADA

Debido a la carencia de estudios estratigráficos y geocronológicos en el extremo oriental del sector, no se ha podido entender la relación estratigráfica de las secuencias dentro y fuera de la cuenca con el fin de cuantificar el movimiento de las estructuras que afloran en superficie. Esto lleva a que la restauración presente dificultades al correlacionar regionalmente, por lo que las principales estructuras han sido restauradas con el algoritmo *flexural slip unfold* (Bishop y Buchanan 1995; Bulnes y McClay 1998) el cual no considera el efecto de la geometría ni del movimiento exacto de la falla sobre la deformación de los depósitos.

Estas restricciones cinemáticas no permiten corroborar la sensibilidad de las estructuras, esto es, la variación de la geometría en superficie a partir de la variación de la geometría de la falla asociada. Esto adquiere mayor importancia cuando la deformación se ha resuelto usando el método de restauración por desplazamiento de falla (*displacement fault restoration*, en Wu et al., 2005), a través del cual los efectos de la geometría de la falla sobre el bloque colgante asociado son consideradas durante la retrodeformación.

Es así como este modelo es de carácter estático, en donde solo se muestra el estado inicial (correspondiente al modelo restaurado que representa el estado predeformado), eventos intermedios asociados a episodios de deformación importantes y estado final (configuración actual del dominio estructural), por lo que los procesos intermedios asociados a la cinemática de las estructuras no son posibles de determinar.

5.5. MODELOS ESTRUCTURALES PROPUESTOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Los modelos estructurales a escala cortical propuestos para la Cordillera Principal a los 33°S presentan importantes diferencias tanto en el estilo de la deformación, como la vergencia de las fallas de primer orden. Por un lado, Farías et al. (2010) sugiere que los eventos deformativos ocurridos durante la construcción de la Cordillera Principal a los ~33°S serían el resultado de un sistema estructural con vergencia hacia el este, controlado por estructuras cuyo despegue proviene de una rampa que está directamente conectada con la placa subductante. En el trabajo anteriormente citado, las secciones estructurales levantadas en el sector del Maipo (33°S) y del Cachapoal (34°S) muestran que la Cuenca de Abanico consiste en un sistema estructural simétrico y de doble vergencia, el que habría acomodado aproximadamente en igual magnitud la deformación ocurrida durante el Mioceno inferior.

El modelo presentado en este trabajo también muestra un sistema estructural bivergente, en donde la deformación habría sido controlada por la inversión tectónica de fallas extensionales. Esto se ha concluido en base a las siguientes evidencias: Estratos de crecimiento y fallas de alto ángulo invertidas presentes en la Formación Abanico, la que consiste en un importante espesor alzado y fuertemente deformado delimitado por secuencias mesozoicas al este de la Cordillera Principal Occidental y al oeste, lo que indicaría, a su vez, la existencia de un espacio que acumuló las secuencias pertenecientes a la formaciones Abanico y Farellones.

El acortamiento mínimo estimado fue de ~9,5 km para el compartimiento oriental, mientras que Farías et al. (2010) estima un acortamiento mínimo de ~8km para cada compartimiento, mientras que Tapia (2012) estima 7,4 km para el borde oriental de la cuenca a los 35°S, diferencias que podrían asociarse a la disminución del acortamiento hacia el sur de la cuenca (Charrier et al., 2009; Giambiagi et al., 2003a,2012).

Por otro lado, a diferencia de lo propuesto por Farías et al. (2010), la deformación no fue distribuida equitativamente a lo largo del dominio, es más, en el presente modelo no se ha considerado el compartimiento occidental delimitado por el sistema de falla San Ramón y la falla Los Angeles-Infiernillo-Portezuelo de Chada (Farías et al., 2010; Fock et al., 2006; Fock 2005; Charrier et al., 2002,2005) por lo que la asimetría en la distribución del acortamiento sería más notoria si se considera este compartimiento. Esto puede asociarse a diferencias en el grado de acortamiento a lo largo de la cuenca debido a heterogeneidades en el estilo de deformación. Otra posible explicación recae en el aspecto metodológico en el proceso de la restauración. Como se señala anteriormente, la vergencia de la estructura principal no se ha considerado debido a que en este trabajo se sugiere que la dirección en que mantee el despegue principal no afectaría la geometría del modelo.

Por otro lado, Armijo et al. (2010), propone un modelo estructural vergente al oeste (*West Andean Thrust*), compuesto por un sistema de fallas que encuentran su despegue basal en una rampa ubicada en la cobertura meso-cenozoica con manteo de 4 - 5°E, a una profundidad de 10 – 9,5, la que emerge en superficie constituyendo el sistema de falla San Ramón. La sección estructural levantada por este autor es un modelo generalizado y de carácter estadístico, que surge de la confección de cinco secciones estructurales balanceadas, ubicadas entre el río Mapocho y río Colorado. A partir de esta sección generalizada, y con el objetivo de caracterizar el desarrollo de las estructuras propuesta, se realizó un modelo geométrico y cinemático de la deformación, utilizando el programa *Fault-Fold V.4.5.4* (Zehnder y Allmendinger, 2000) a partir de una geometría inicial de capas planas que completaban un total de 13 km, correspondientes al espesor estimado para la cobertura sedimentaria (o Cuenca Andina) (Figura 51)

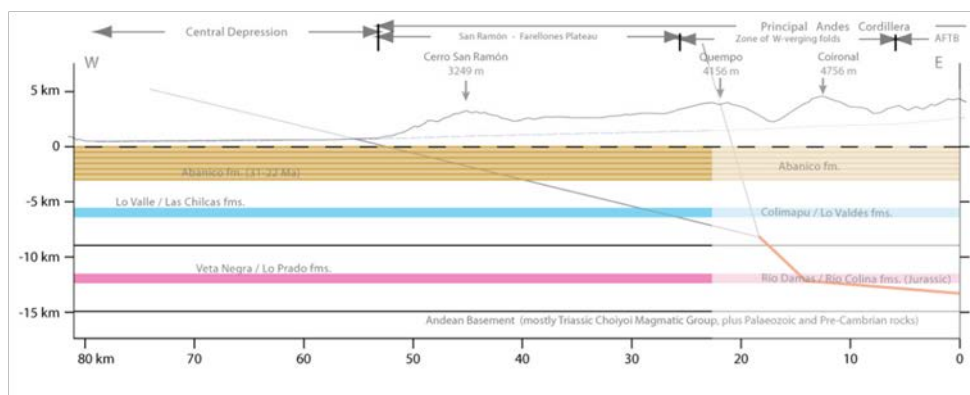


Figura 51: Condiciones iniciales establecidas para realizar el modelo cinemático propuesto por Armijo et al. (2010).consisten en capas planas, geometría de la falla inicial y plano de despegue. Imagen modificada de Rauld (2011).

Al comparar los modelos que representan los estados iniciales según Armijo et al. (2010) y este trabajo (Figura 46 y 51), es evidente las diferencias geométricas entre ambas secciones, y en consecuencia, las interpretaciones también lo son. Si bien el acortamiento estimado es similar en ambos modelos (~10 y ~9,5 km), el modelo propuesto por Armijo et al. (2010) no considera como condiciones de borde el importante rasgo de carácter regional que la Cuenca de Abanico significó para la evolución tectónica de las Cordillera Principal Occidental y central entre el Eoceno y Mioceno inferior. De esta manera, si se imponen estas condiciones de borde al modelo propuesto por Armijo et al. (2010), el modelamiento cinemático arrojaría resultados diferentes debido a este cambio en su geometría inicial

Además de lo anterior, la falla El Coironal, la falla El Quempo, deformación en secuencias con estratos de crecimientos pertenecientes a la Unidad Inferior y en secuencias de la Unidad Superior de la Formación Farellones son evidencias de deformación posterior a la inversión de la cuenca, indicando que la temporalidad de la deformación es distinta a lo supuesto en un modelo de propagación vergente al oeste.

En consecuencia, el modelo propuesto por Armijo et al. (2010) satisface la deformación expuesta en superficie, pero no es consistente con el contexto regional cenozoico relacionado a la formación y evolución de la Cuenca de Abanico.

5.6. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL Y PALEOGEOGRÁFICA DEL DOMINIO DE LA CUENCA DE ABANICO (33°18' Y 33°25'S)

La temporalidad de los eventos de deformación ocurridos durante la evolución de la Cuenca de Abanico, desde el Eoceno hasta el tiempo presente, es un tema ampliamente estudiado por diversos autores (e.g., Farías et al., 2010,2008; Fock et al. 2006; Giambiagi et al., 2003aa; Godoy et al. 1999; Charrier et al. 2002, 2005; Charrier 1981, Thiele 1980). En este trabajo, los eventos tectónicos reconocidos a partir de la deformación en superficie permiten identificar al menos 2 eventos directamente correlacionables con los trabajos previamente citados. Sin embargo es posible reconocer en base a lo observado en terreno, a la restauración del modelo y a los antecedentes que respaldan el supuesto de que la deformación se propagó hacia el este entre 16 y 8.5 Ma (Giambiagi and Ramos, 2002), una secuencia de eventos dentro de la cuenca ocurridos durante la inversión, ilustrados en la figura 53 y 54.

Oligoceno-Mioceno temprano: El inicio de la deformación en el borde oeste estaría condicionado por la competencia de los bloques que conforman substrato de la cuenca. La deformación fue acomodada en el bloque colgante compuesto de rocas cenozoicas debido a que el antearco habría actuado como un bloque rígido relativamente indeformable, según lo propuesto en Farías et al. (2010) (Figura 52). Como resultado de la inversión, controlado por la falla San Ramón, se desarrolló el anticlinal Provincia-San Ramón generándose un alzamiento relativo de ~3000 m y constituyendo gran parte del el frente occidental de la Cordillera Principal. La deformación se volvió mecánicamente inviable al intentar seguir alzando las secuencias por el segmento de mayor ángulo que el sistema de falla San Ramón posee en zonas más profundas, por lo que la deformación migró hacia el depocentro oriental, siendo esta la siguiente zona de mayor debilidad dentro del sistema estructural.

Esto es esperable que suceda cuando se intenta invertir en una dirección diferente a la dirección de mínimo esfuerzo de un régimen extensional, como ocurre en un proceso de inversión tectónica (Turner y Willimas, 2004). Si esta diferencia en la

direcciones de los esfuerzos se hace más pronunciada, en presencia de una falla de alto ángulo, la inversión tectónica no será viable (Brun y Nalpas, 1996.)

Por otro lado, la incisión en la Cordillera Principal comenzó en su borde occidental, y posteriormente se propagó hacia el este (Farías et al., 2010) lo que podría relacionarse a que la vergencia de la deformación, durante este periodo, es en dirección este, reforzando el supuesto de que el primer alzamiento ocurrió en el borde occidental y que posteriormente se alzó el borde oriental de la cuenca.

Mioceno medio a tardío: La inversión del borde oriental dio como resultado el desarrollo del anticlinal El Coironal, con un alzamiento relativo de ~2500 m. Debido a que este depocentro habría acumulado un espesor comparativamente mayor al borde occidental, inferido en los estudios de Zurita (1999, 2000) y Fock (2005), la deformación y alzamiento asociado a la inversión habría sido en menor magnitud ya que la carga volcanosedimentaria acumulada no hubiera permitido que se desarrollara completamente este proceso; así lo sugieren estudios en modelos análogos (Pinto et al., 2010), en que se ha concluido que la carga listoestratigráfica acumulada antes y durante la inversión tectónica actúa como una limitante en el desarrollo de la inversión de las fallas normales, lo que termina por transferir la deformación a través de fallas de transferencias de tipo *footwall shortcut* que se generan a partir de las fallas reactivadas durante la compresión. De esta manera, la deformación se propagó hacia el bloque conformado por depósitos predominantemente sedimentarios de edad mesozoica, a través de fallas cuyo despegue serían profundos y en el basamento, a partir del cual la deformación sería transferida hacia la cobertura sedimentaria mesozoica (Giambiagi et al., 2005; Castro, 2012)

El borde oriental de la Cuenca de Abanico habría actuado como un bloque rígido precursor de la propagación de la deformación hacia las secuencias mesozoicas de composición predominantemente sedimentaria que habría actuado menos competentemente respecto a un bloque compuesto de lavas y depósitos volcánicos variados. De esta forma, se habría desarrollado la faja plegada y corrida de Aconcagua.

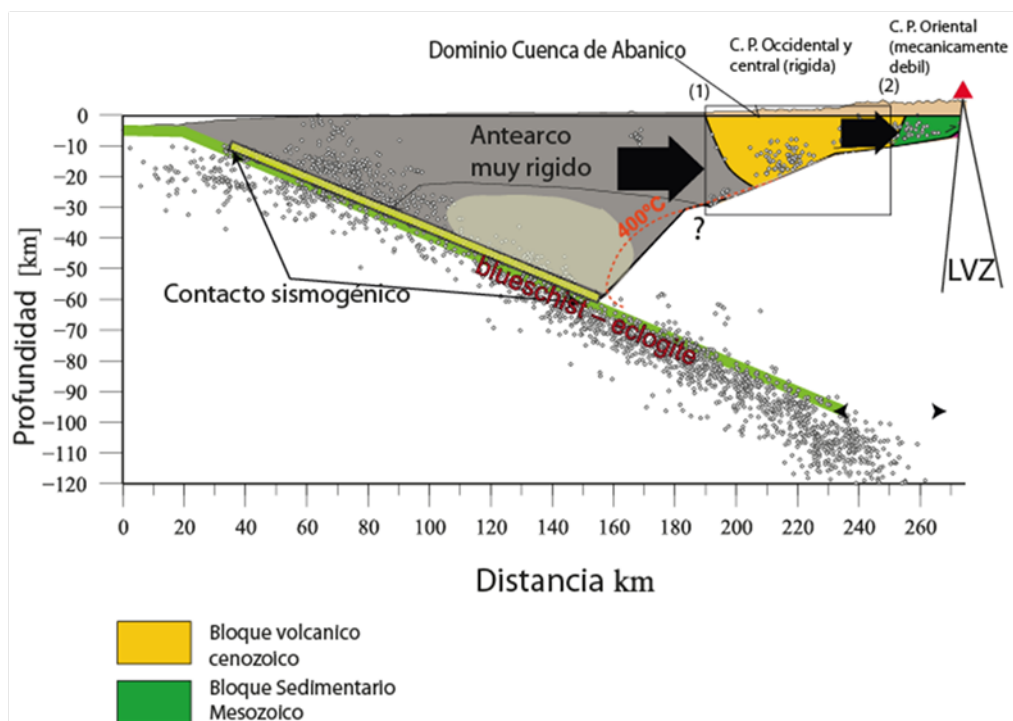


Figura 52: Modelo cortical indicando el comportamiento frágil, rígido y débil del antearco, Cuenca de Abanico (Bloque volcánico cenozoico) y de la Cordillera Principal Oriental (Bloque mesozoico), respectivamente. (1) indica el inicio de la deformación en el flanco occidental del bloque volcánico, mientras que la siguiente zona (2) en deformarse corresponde a su flanco oriental, una vez que el borde occidental no fue capaz de acomodar una mayor cantidad de deformación. Modificado de Farías et al. (2010)

Mioceno tardío-Plioceno temprano: Finalmente, la deformación volvió a expresarse en la Cordillera Principal Occidental y central, deformando los depósitos pertenecientes a la Unidad Superior de la Formación Farellones.

Plioceno-Presente: Se desarrolla la configuración actual observable en superficie (Figura 54)

La deformación neta ocurrida durante los eventos anteriormente descritos generaron un acortamiento total de 17%, cuyo mayor porcentaje (ca.10%) se concentró en el borde occidental del dominio estructural, mientras que el borde oriental acomodó cerca del 6%. El 1% restante sería proveniente de la deformación fuera de secuencia ocurrida en el sector. Esta diferencia en el acortamiento puede deberse a que el mecanismo involucrado en el alzamiento y la deformación de ambos bordes podría

haber sido distinto, o bien por las diferencias en la metodología de la restauración (*Para mayor detalle consultar Interpretación de estructuras en profundidad*).

Evolucion Estructural del Dominio Cuenca de Abanico (DCA)

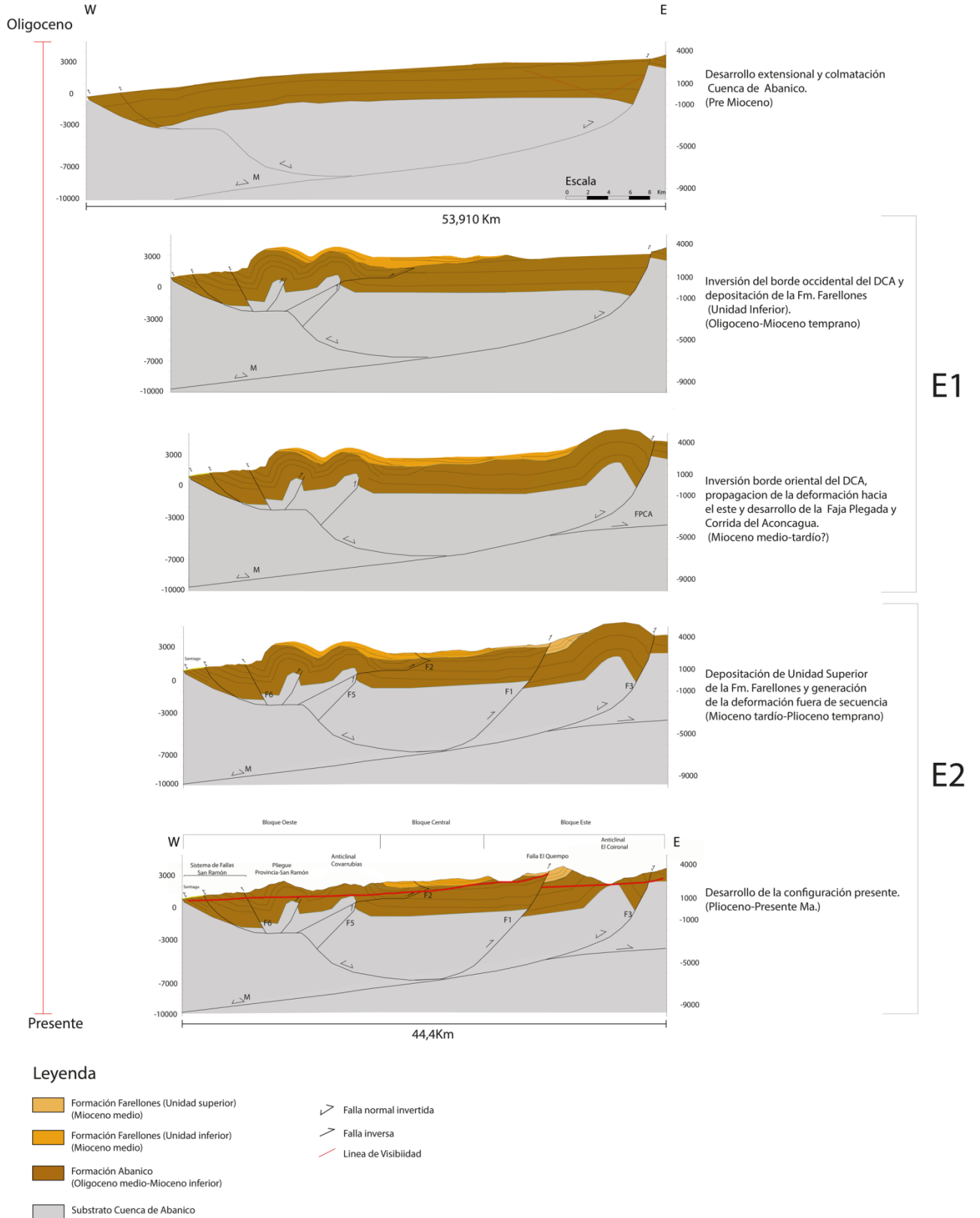
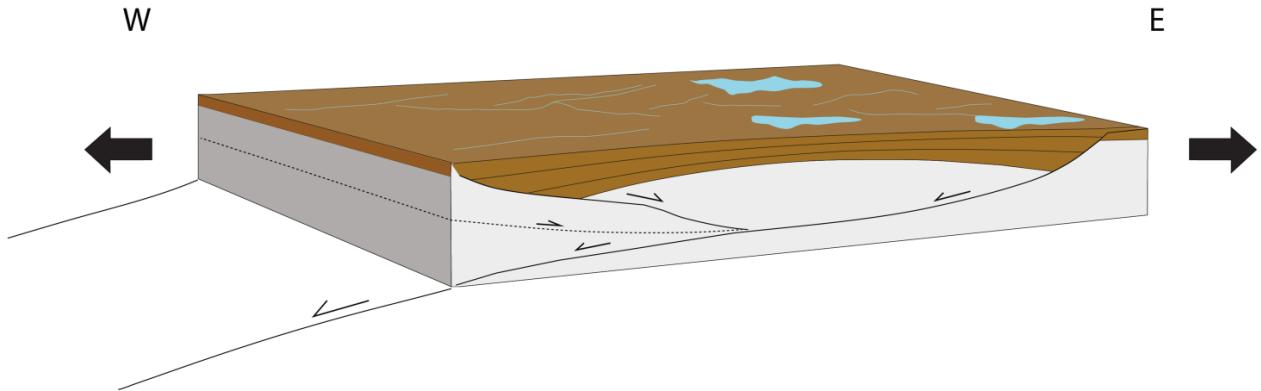


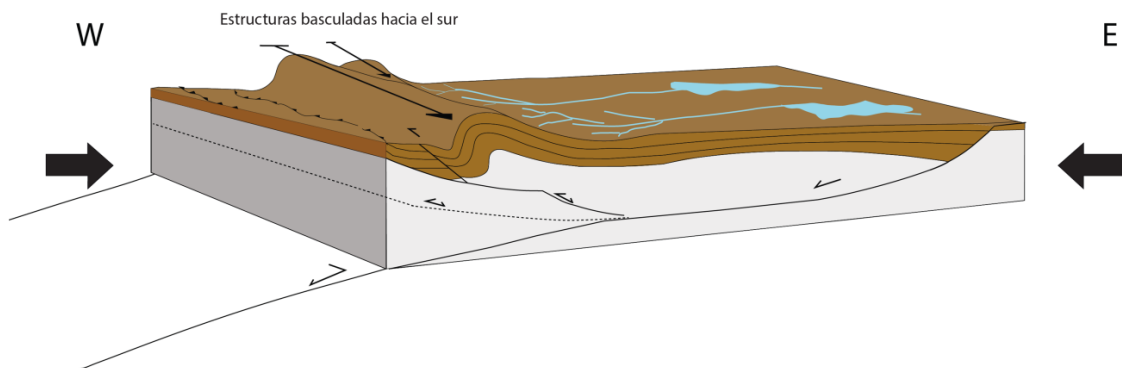
Figura 53: Evolución estructural desde el Oligoceno hasta la actualidad, del dominio de la Cuenca de Abanico definida en el área de estudio (33°20'")

Evolución paleogeográfica del dominio Cuenca de Abanico

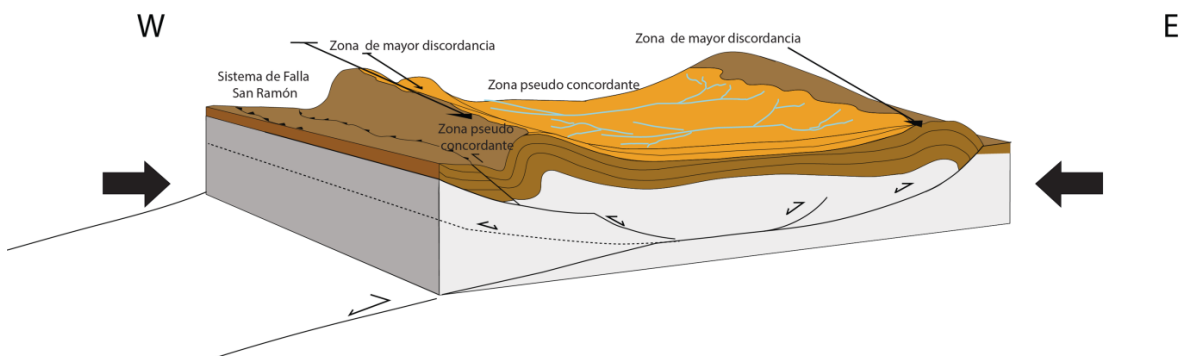
1) **Pre Mioceno:** Desarrollo extensional y relleno de la Cuenca de Abanico.



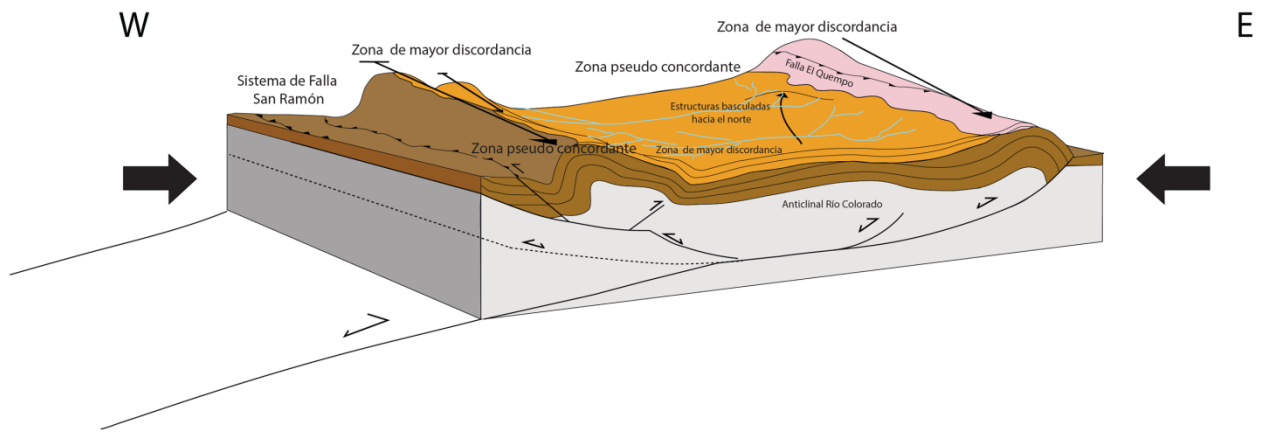
2) **Oligoceno-Mioceno temprano:** Inversión del borde occidental del DCA y deposición de la Fm. Farellones (Unidad Inferior).



3) **Mioceno medio-tardío?:** Inversión borde oriental del DCA, propagación de la deformación hacia el este y desarrollo de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua.



4) Mioceno tardío-Plioceno temprano: Deposición de Unidad Superior de la Fm. Farellones y generación de la deformación fuera de secuencia.



5) Plioceno-Presente Ma: Desarrollo de la configuración presente.

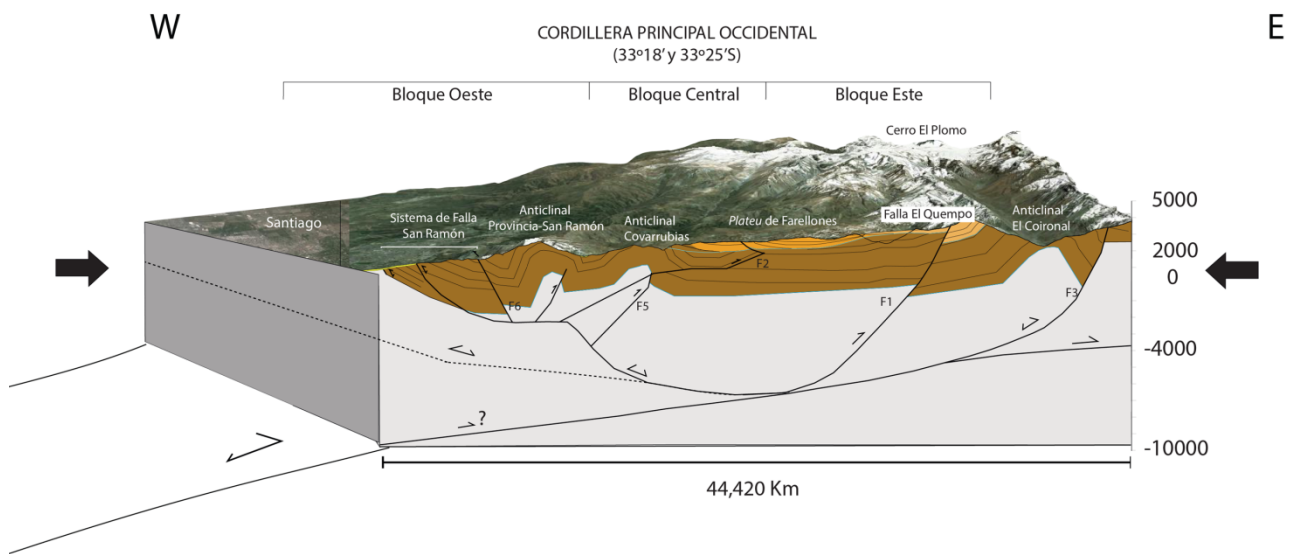


Figura 54: Evolución paleogeográfica del dominio Cuenca de Abanico.

5.7. IMPLICANCIAS ESTRUCTURALES A ESCALA REGIONAL

El modelo estructural propuesto en este estudio abarca el sector a la latitud de Santiago delimitado por el sistema de falla San Ramón y la falla inferida F3 (Figura 47). Bajo este contexto, los trabajos realizados hasta la fecha (Armijo et al., 2006, 2010; Rauld, 2002, 2011) indican que el sistema de falla San Ramón es una estructura de primer orden en el frente occidental de la Cordillera Principal que delimita dos rasgos morfoestructurales topográficamente diferenciados. Basado en las evidencias que indican que este sistema de falla tuvo un comportamiento normal, esta estructura habría controlado los compartimientos alineados a los largo de la traza de esta falla, y que se expresa a través del alzamiento y deformación de las secuencias cenozoicas que conforman el segmento occidental de la Cordillera Principal. Sin embargo, es necesario realizar un control estructural en detalle al norte y al sur de la región de estudio con el objetivo de constreñir los estilos estructurales involucrados en la deformación observada en superficie para así verificar si un modelo de cuenca extensional posteriormente invertido explicaría la geometría observada en superficie.

Por otro lado, la falla encargada de desarrollar el anticlinal El Coironal no expresa su existencia en superficie, sino que solo ha sido inferida a partir de la deformación desarrollada en el área, la que sido interpretada como un anticlinal de inversión, asociado a un estilo *harpoon*. Hacia el norte, en la ladera este del cerro El Plomo, el rumbo de este anticlinal cambia drásticamente su orientación disponiéndose paralelo al eje EW, en donde además Thiele (1980) ha reconocido lineamientos y fallas de rumbo cercanas a esa misma dirección, además de un bloque de depósitos mesozoicos intensamente deformadas manteando subverticalmente llegando incluso a disponerse volcados. Un poco más al norte, en el sector de Rio Juncal-Ojos de Agua, las secuencias pertenecientes a la Formación Abanico están deformadas y desarrollando un anticlinal de gran extensión (Figura 55), cuya media longitud de onda es ~5 km, y su rumbo varia en torno eje NS (Figura 56). El anticlinal el Juncal es de manteo fuerte en su limbo oriental, y presenta estratos de crecimiento hacia la misma dirección que su vergencia, por lo que esta estructura ha sido interpretada como un anticlinal en estilo *harpoon*. Esta estructura, junto a dos sinclinales de menor escala desarrollados al este,

se encuentra en contacto por falla con el dominio estructural de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua. Los rasgos anteriormente descritos sugieren que su similitud geométrica, y su alineación con el anticlinal El Coironal no es coincidencia, si no que ambas pliegues podrían corresponder a la expresión en superficie de dos depocentros invertidos tectónicamente y conectados a través de fallas de transferencia de orientación EW, como las mapeadas por Thiele (1980) y foto interpretadas en este trabajo, las cuales son esperables de encontrar en cuencas compuestas por más de un depocentro (*hemigrabenes*).

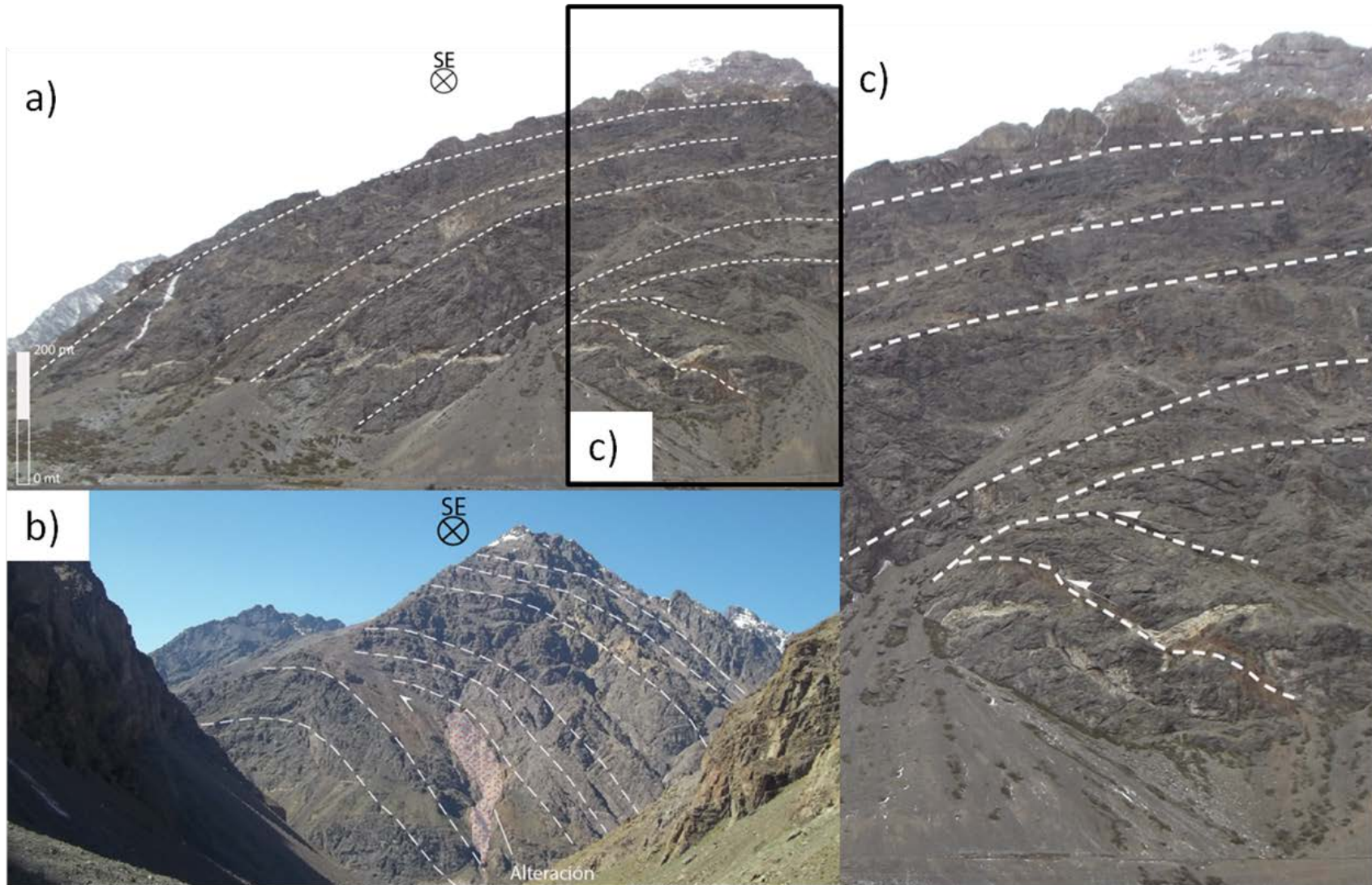


Figura 55: Anticinal Juncal expuesto en el sector de estero Ojos de Agua-río Juncal. Está desarrollado en secuencias pertenecientes a las Formación Abanico con geometría de estratos de crecimiento (a). Cerca de su núcleo, es posible reconocer estructuras compresivas tipo *dúplex* posiblemente fuera de secuencia (c), mientras que en el limbo occidental (b) se reconoce un cabalgamiento vergente al este, interpretados como estructuras fuera de secuencia, debido a que el anticlinal ha sido interpretado como un pliegue en estilo *harpoon*.

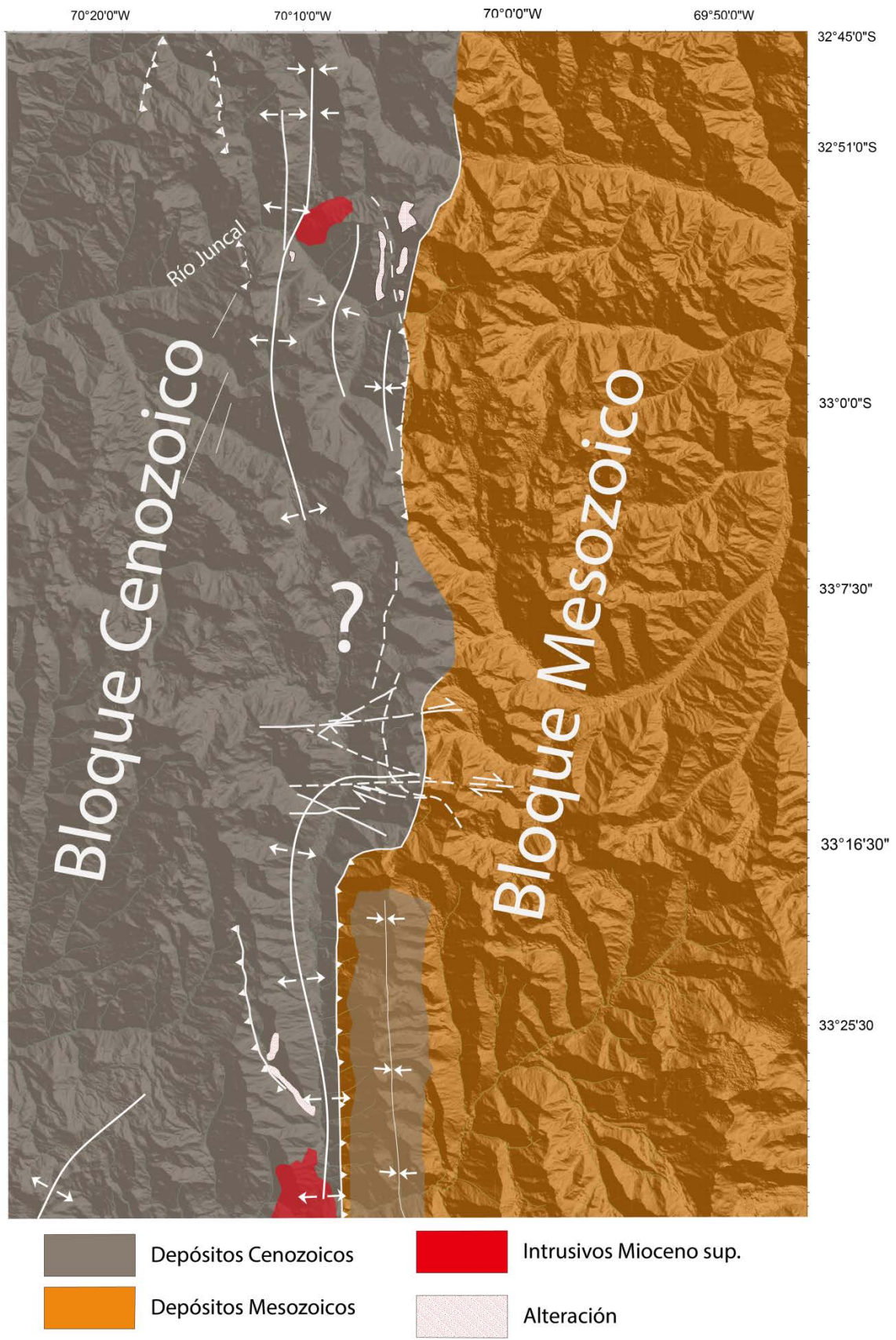


Figura 56: Configuración estructural en superficie del margen oriental de la Cuenca de Abanico entre los 32°49' y 33°29' s, considerando los resultados de Thiele (1980), Fock (2005), Castro (2012) y del presente trabajo.

Los modelos estructurales a escala cortical propuestos en los últimos años (Farías et al., 2010; Armijo et al., 2010; Giambiagi et al., 2012) buscan explicar qué mecanismo es el que controla la orogénesis andina a esta latitud (33°-34°S). Si bien, el modelo propuesto en estudio no se ve afectado por la vergencia de tales modelos, los antecedentes estructurales, geofísicos y sedimentarios mostrados en los trabajos citados sugieren que el modelo propuesto es compatible con sistemas de vergencia este y que no alterarían las condiciones geométricas iniciales y finales del modelo planteado. Más aun, Giambiagi et al. (2012) propone un modelo a gran escala donde la dinámica de interplaca podría ser el control de primer orden en los patrones de acortamiento tectónico presentes en la corteza continental. La cantidad de acortamiento, alzamiento, altos topográficos al este del área de estudio, coinciden con los rasgos esperados en un sistema orogénico cuya deformación tanto dúctil como frágil es acoplada de acuerdo a lo propuesto por Giambiagi et al. (2012) (Figura 57).

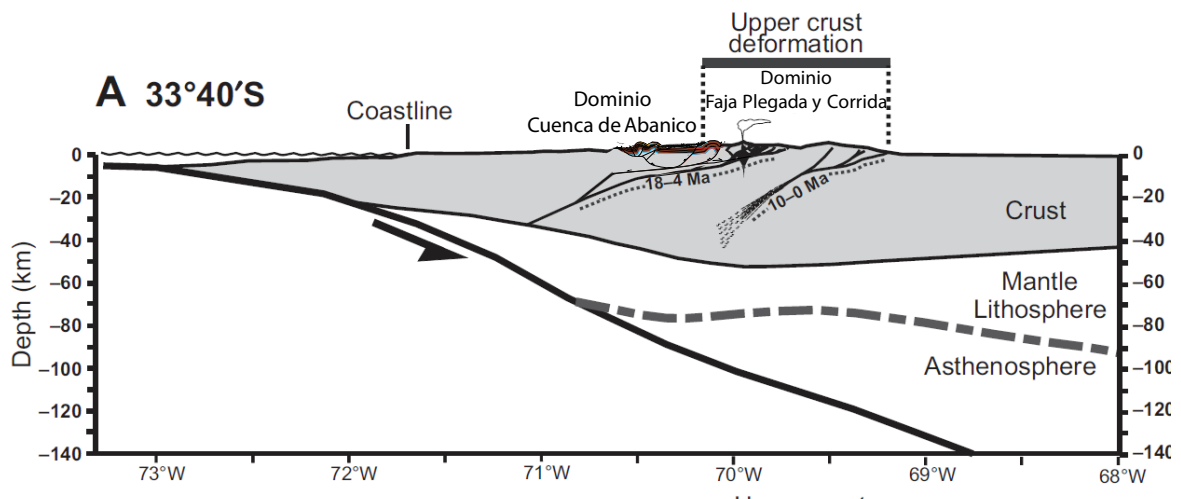


Figura 57: Modelo conceptual para los 33°40's con el estilo de deformación cortical propuesto por Giambiagi et al. (2012) junto al modelo de la Cuenca de Abanico propuesto en este estudio. El acortamiento cortical frágil de la corteza superior y el de carácter dúctil de la corteza inferior se encuentran alineados, debido a que ambos sectores de la corteza se encuentran acoplados

En tal modelo, la vergencia de las principales estructuras es esencialmente hacia el este, conectado con la zona de subducción a través de una estructura tipo rampa sugerida por Farías et al. (2010). Los despegues principales de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua presentes a continuación al este de las secuencias cenozoicas son más bien someros (8-7 km de profundidad) y se profundizan hacia el sur, mientras

que hacia el norte (32°S) son cercanos a una profundidad de 1 km (Ramos, 1985; Cegarra y Ramos, 1996). Es probable que la profundidad del despegue para la faja plegada del Aconcagua al este del área de estudio sea una transición entre ambos estilos de deformación, es decir, piel fina al norte y una de estilo híbrido/piel gruesa hacia el sur, lo que a su vez está controlado por la geometría de la cuenca de Neuquén en la que se desarrollarían las estructuras principales de la faja plegada y corrida. Tal control geométrico se debería a que el espesor de la cuenca de Neuquén disminuye hacia el norte hasta desaparecer a los 32°S (Giambiagi et al., 2003a, 2012)

De esta manera, el modelo propuesto en este estudio es compatible con el modelo cortical propuesto por Giambiagi et al.(2012) a los 33°40'S, lo que sugiere que la deformación de este sector de la corteza superior se alinea al máximo espesor cortical generado a esta latitud, el que sería resultado de la dinámica interplaca.

CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES

El dominio de la Cuenca de Abanico definido en este trabajo está constituido por las secuencias asignadas a las formaciones Abanico y Farellones en contacto discordante y pseudoconcordante, y abarca el denominado compartimiento oriental de la cuenca expuesto a los $33^{\circ}20'S$ (Fock et al., 2006; Charrier et al., 2009). En él se definieron 3 dominios estructurales caracterizados principalmente por el grado de plegamiento, longitud de onda y vergencia de la formación expuesta en superficie. Por un lado, el bloque occidental lo constituye el sistema de falla San Ramón, anticlinal Provincia-San Ramón de manteo fuerte en el limbo occidental y El anticlinal Covarrubias de manteo fuerte hacia el este. Estos últimos están buzando $\sim 10SW$. El bloque central abarca las estructuras expuestas en el *Plateau* de Farellones y se caracterizan por pliegues suaves de limbos poco inclinados con un rumbo $N20^{\circ}E$ y buzamiento $\sim 10N$. Finalmente el bloque oriental lo constituye la falla El Quempe de alto ángulo y el anticlinal El Coironal, ambos vergentes al este y buzando $\sim 15^{\circ}S$ constituyendo un rasgo estructural de primer orden en el límite oriental del dominio.

El estilo de deformación es variable, definiéndose para el anticlinal Provincia-San Ramón un estilo de plegamiento por flexura de falla, mientras que el borde oriental la deformación se produjo por el movimiento inverso de una falla lístrica simple inferida de lo observado en superficie y del modelamiento realizado. Estas estructuras podrían ser generadas tanto por un mecanismo de cizalle triangular como de cizalle inclinado.

Las estructuras constituyentes de los bloques definidos presentan variaciones de rumbo y buzamiento interpretados como una expresión en superficie de las heterogeneidades del substrato de la cuenca a lo largo de su extensión, lo que podría explicar variaciones latitudinales de mayor escala en el estilo de deformación

Es posible reconocer al menos 2 eventos de deformación, siendo el primero aquel interpretado como la inversión de la Cuenca de Abanico que habría alzado el borde occidental de la Cordillera Principal; y el segundo evento, reconocido por la deformación de la Unidad Superior de la Formación Farellones. Los estratos de crecimiento observados en la Unidad Inferior de la Formación Farellones discordantes

bajo la Unidad Superior, indican su naturaleza sinorogénica, mientras que la Unidad Superior podría corresponder a depósitos de tipo inter orogénicos.

A partir de la sección estructural construida, se desprende que las fallas de primer orden constituyen un sistema bivergente de fallas inversas y de fallas invertidas lítricas que involucran al substrato de la cuenca, suponiendo un estilo de deformación de piel gruesa para el dominio. Se estimó un acortamiento mínimo de ~12,5 km y un alzamiento relativo de ~3000 y ~2500 m para el borde occidental y oriental respectivamente.

Es necesario realizar estudios geocronológicos y estratigráficos que permitan delimitar exactamente el comportamiento cinemático y la geométrico de las estructuras propuestas.

Finalmente, el modelo estructural propuesto obedece a un modelo clásico de cuenca extensional constituido por dos compartimientos, cuyas fallas de primer orden analizadas en este trabajo se habrían invertido posteriormente en un ambiente tectónico compresivo generando el alzamiento del borde occidental de la Cordillera Principal Occidental a los 33°S. Tal configuración propuesta es compatible con el modelo a escala cortical propuesto por Giambiagi et al. (2012) para los 33°40'S.

CAPÍTULO VII REFERENCIAS

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

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

Allmendinger, R. W., (1998). Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, 17 (4): pp. 640 - 656.

Álvarez, P.P., Aguirre-Urreta, M., Godoy, E., Ramos, V.A., 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile ($33^{\circ} 45' - 34^{\circ} 00' \text{ LS}$). Actas VIII Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, p. 425-429.

Álvarez, P.P., Godoy, E., Sellés, D., 2000. Geología de la región del río Colorado, Andes principales de Chile ($33^{\circ} 25' \text{ S}$). Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Vol. 1, p. 736-740.

Aguirre, R., 1999. Depositación y deformación de la secuencia volcánica terciaria en el sector cordillerano de Pata del Diablo, Cajón del Maipo. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 60 p.

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

Baeza, O., 1999. Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 119 p.

Bally, A. W., 1984. Tectonogénesis et sismique réflexion. *Bull. Soc. Geol. France*, Vol 7, No 2; 279-285.

Beauchamp W., Muawia B., Ahmed D., Mohamed E., 1999. *AAPG Bulletin*, 80(9), 1459–1482.

Becerra, J., 2012. Estructura y Tectónica Cenozoica del sector sur de la Cuenca de Arauco, $\sim 38^{\circ}\text{S}$, Chile. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Bustamante, M. A., 2001. El contacto entre la Formación Abanico y las unidades mesozoicas, valle del río Volcán, Región Metropolitana. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 54 p.

Brun, J., y Nalpas, T., 1996. Graben inversion in nature and experiments, *Tectonics*, 15 (3), 677-687.

Brüggen, J., 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar, Santiago, 379 p.

Carrasco, J., 2000. La secuencia estratificada Valle Nevado de la Formación Farellones (Mioceno): química y metamorfismo de muy bajo grado. Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago (inédito), 93 p.

Castro, J., 2012. Estilo Estructural en los depósitos mesozoicos y cenozoicos en el valle del río Colorado-maipo, región metropolitana, Chile (~33°30'S). Memoria. Departamento de Geología. Universidad de Chile, Santiago 70 p.

Cahill, T., and Isacks B., L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate, *J. Geophys. Res.*, 97(B12), 17503–17529.

Cazau, L., Mancini, C., Cangini, J. y Spalletti, L., 1987. Cuencas Sedimentarias de Argentina, En Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.) Cuenca de Ñirihua, Serie de Correlación Geológica Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán. 6:299-318

Charrier, R., Munizaga, F., 1979. Edades K-Ar de volcánitas Cenozoicas del sector Cordillerano del Río Cachapoal (34° 15' Lat. Sur). Instituto de Investigaciones Geológicas, Revista Geológica de Chile, N° 7, p. 41-51.

Charrier, R., 1981. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the central Argentinean – Chilean Andes (32-35° S) and chronology of their tectonic evolution. *Zbl. Geol. Paläontol.*, Stuttgart 1, 344-355.

Charrier, R. y Muñoz, N., 1994. Jurassic Cretaceous palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°-24° S Latitude and 34°-35°S Latitude: A comparative analysis. In: Reutter, K-J., Scheuber, E. & Wigger, P. (editores): *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp 233-242.

Charrier, R., Wyss, R., Flynn, J., Swisher, C., Norell M., Zapatta, F., McKenna, M. y Novaceck, M., 1996. New evidence for late Mesozoic - early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. (9), N° 2, p. 1-30.

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

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

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

Charrier, R., Farías, M., y MaksaeV, V., 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 65, p. 05-35.

Cristallini, E. O. and Ramos, V. A., 2000. Thick-Skinned and thinskin thrusting in La Ramda fold and thrust belt. Crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32°SL). *Tectonophysics*, 317:205-235.

Davis, K., Burbank, D., Fisher, D., Wallace Sh., Nobes D., 2005. Thrust - fault growth and segment linkage in the active Ostler fault zone, New Zealand. *Journal of Structural Geology*,. 27, 1528 – 1546.

Drake, R., Charrier, R., Thiele, R., Munizaga, F., Padilla, H., Vergara, M., 1982. Distribución y edades K-Ar de volcánitas post-Neocomianas en la Cordillera Principal entre 32° y 36° L. S. Implicaciones estratigráficas y tectónicas para el Meso-Cenozoico de Chile Central. *Actas III Congreso Geológico Chileno*, Concepción, Vol. 2, p. D42-D78.

Elgueta, S., Baeza, O., Aguirre, R., Charrier, R. Muñoz, N. and Gans, P., 2000. Mecanismos de la depositación volcánoclastica oligo-miocena en el Cajón del Maipo, Chile Central. *Proc. 9th Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, Vol. (2), p. 21-25.

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* (27), TC 1005, doi:10.1029/2006TC002046.

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

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. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Fock, A., Charrier, R., Farías, M., Muñoz, M., 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la Cuenca de Abanico (33°-34°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial* (6), 48e55.

Flynn, J., Charrier, R., Croft, D., Gans, P., Herriott, T., Wertheim, J. y Wyss, A., 2008. Chronologic implications of new Miocene mammals from the Cura-Mallín and Trapa- Trapa Formations, Laguna del Laja area, south Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* (26): 412-423, doi:10.1016/j.jsames,2008,05,006.

Ford, M., Williams, E., Artoni, A., Verges, J. and Hardy, S., 1997. Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Lloreq de Morunys, SE Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, Vol. (19), 413-441.

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

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

Fuentes, F., 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligoceno-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile central (33°S). Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 401p.

Gana, P. and Wall, R., 1997. Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central (33°-33° 30' S). *Revista Geológica de Chile*, 24(2), 145-163.

Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes: Twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, 129; 93-131.

Giambiagi, L., Ramos, V., Godoy, E., Alvarez, P., y Orts, S., 2003a. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 degrees and 34 degrees south latitude: *Tectonics*, 22(4), 1041, doi:10.1029/2001TC001354

Giambiagi, L., Álvarez, P.P., Godoy, E., Ramos, V.A., 2003b. The Control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua Fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, 369, 1-19.

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., Ghiglione, M., Cristallini, E., Bottesi, G., 2009. Kinematic models of basement/cover interaction: insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology* 31, 1443e1457.

Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Tassara, A. y Hoke, G., 2012. Thrust belts of the southern Central Andes: Along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation *GSA Bulletin*, 124;(7/8); p. 1339–1351.

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

Godoy, E., Navarro, M. y Rivera, O., 1996. Zonas triangulares en el borde occidental de la Cordillera Principal (32°30'-34°30'), Chile: una solución a la paradoja Abanico-Farellones. In XIII Congreso Geológico Argentino, y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, 2, 373-381.

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

Godoy, E., 2012. Sobre el variable marco geotectónico de las formaciones Abanico y farellones y sus equivalentes al sur de los 35°S. *Revista de la asociación geológica argentina* 69 (4): 570- 577.

Gregory-Wodzicki, K., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *Geological Society of America Bulletin* 112(7), 1091-1105.

Gubbels, T., Isacks B. y Farrar, E., 1993. High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology* 21(8), 695-698.

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.

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.

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.

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.

González, O., 1963. Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán. *Revista Minerale*s, Santiago, Vol. 17, Nº 81, p. 20-61.

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*, 32, 287-298.

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

Hardy, S. and Poblet, J., 1995. The velocity description of deformation. Paper 2: sediment geometries associated with fault-bend and fault propagation folds. *Marine and Petroleum Geology* 12, 165-176.

Isacks, B., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research* 93(B4), 3211-3231.

Jara, P; Charrier, R., 2013. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Mesozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S Implicancias estructurales y paleogeográficas.

Jara, P., Likerman, J., Cristallini, E., Ghiglione, M., Pinto, L., Charrier, R. y Jara, C., 2012. Analogue models of basins affected by differential deformation in extensional and compressional regimes. XIII Congreso Geológico Chileno, Actas. Antofagasta, Chile.

Jordan, T., Burns, W., Veiga, R., Pángaro, 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*, 20, 308-324.

Kay, S., Godoy, E., Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1), 67–88.

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

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.

Levi, B., Aguirre, L., Nyström, J., Padilla, H. y Vergara, M., 1989. Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes. *Journal of Metamorphic Petrology*, 7, 487-495.

Llambías, E. J., Quenardelle, S. y Montenegro, T., 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (4): pp. 243-257.

Marshak, S., and Woodward, N., 1988. Introduction to cross section balancing, in S. Marshak and G. Mitra, eds., *Basic methods of structural geology*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 446 p.

McClay, K., 1989. Physical models of structural styles during extension. In: Tankard, A.J., Balkwill, H.R. (Eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 46, 95– 110.

McClay, K. R., Buchanan, P.G., 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London, 93–104.

McClay, K. R., 1995. “The geometries and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies”, In Buchanan, J. and Buchanan, P. (eds): “Basin Inversion”, *Geological Society Special Publication*, (88), 97-118.

McClay, K. R., 1999. Tectonic regimes and fault systems: structural geology for petroleum exploration. In *Short Course*. London: University of London.

Medina, C., 2001. Condiciones de depositación y deformación de la secuencia miocénica en el sector cordillerano de San Alfonso, Cajón del Maipo, Región Metropolitana, Chile. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 62.

Mitra S., 2002. Fold-accommodation faults. AAPG Bulletin, 86(4), 671–693

Mitra, S., 1993. Geometry and kinematics Evolution of Inversion Structures. AAPG Bulletin, 77, (7), 1159-1191.

Mpodozis, C.; Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina, In: Eriksen, G.E., Cañas, M.T. and Reintmund, J.A. (Editors). Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources; Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, Earth Sciences Series, Houston, Texas, Vol. 11, pp 59-90.

Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Nyström, J., Feraud, G. y Demant, A., 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50pS). Revista Geológica de Chile, 33(1), 109-140.

Muñoz, M., 2009. Origen de los magmas de los intrusivos del yacimiento El Teniente y su significado en la evolución del arco magmático Mio-Plioceno en los Andes Chilenos entre 33°45' y 34°30'S, Tesis doctoral, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Nyström, J., Vergara, M., Morata, D., Levi, B., 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33° 15´-33° 45´S). GSA Bulletin 115(12),1523-1537.

Palma, W., 1991. Estratigrafía y estructura de la Formación Colimapu entre el Estero del Diablo y el Cordón de Los Lunes, Región Metropolitana. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 95 p.

Parada R., 2008. Análisis estructural del borde oriental de la cuenca terciaria de Abanico en el valle del río teno, 7ma región. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile

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

Pinto, L., Muñoz, C., Nalpas, T. y Charrier, R., 2010. Role of sedimentation during basin inversion in analogue modelling. Journal of Structural Geology, 32(4), 554-565, doi: 10.1016/j.jsg.2010.03.001.

Ramos, V. A., 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South-America - a Collisional History. *Episodes*, 11 (3): 168-174.

Ramos, V., Godoy, E., Lo Forte, G., Aguirre-Urreta, M., 1991. La Franja Plegada y Corrida del Norte del Río Colorado, Región Metropolitana, Chile Central. *Actas VI Congreso Geológico Chileno*, Santiago, 323-327.

Ramos, V. A., Cegarra, M. y Cristallini, E., 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30-36°S latitude). *Tectonophysics*, 259 (1-3): 185-200.

Ramos, V., Zapata, T., Cristallini, E. y Introcaso, A., 2004. The Andean thrust system—Latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening, in K. R. McClay, ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82*, 30–50.

Ramos, V. y Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraint derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwartz, E. (ed.): *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*, Geological Society, Special Publications 252, 15-35.

Rauld, R., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago oriente, entre el río Mapocho y la quebrada de Macul. Memoria. Departamento de Geología, Universidad de Chile,. 57 p.

Rauld, R., 2011. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile central (33°S), Region Metropolitana. Tesis de doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 311p.

Sellés, D., 2000. La relación discordante entre las Formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales. *Proc. 9th Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, 1, 555-558.

Sellés, D., y Gana, P., 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal. Escala 1:100000.: Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geología Básica,4.

Shamir, G. & Eyal, Y.,1995. Elastic modelling of fault – driven monoclinial fold patterns. *Tectonophysics*, 245, 13 - 24

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

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

Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A., Repol, D., 2000. Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo. Boletín N° 290, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 116 p.

Suppe, J., 1983, Geometry and Kinematics of fault-bend fold: *Am J Sci*, 30, 159-186.

Suppe, J. & Medwedeff, D.A. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 83 (Laubscher volume).

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

Tapia, F., 2010. Análisis estructural del sector occidental de la faja plegada y corrida de Malargüe en el curso superior del río Colorado de Lontué (35°18' y 35°23'S), región del Maule, Chile. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 101 p.

Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile (29), 21p.

Thiele, R., Katsui, Y. 1969. Contribución al conocimiento del volcanismo post-miocénico de los Andes en la Provincia de Santiago, Chile. Univ. Chile, Departamento de Geología, Publicación, N° 35, 23 p.

Tindall, S. & Davis, G.H. 1999. Monocline development by oblique – slip fault- propagation folding: the East Kaibab monocline, Colorado Plateau, Utah. *Journal of Structural Geology*, 21, 1303 – 1320.

Turner, J.P., y G.A. Williams (2004), Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening, *Earth-Science Reviews*, 65, 277-304, doi: 10.1016/j.earscirev.2003.10.002.

Twiss, R.J., Moore. E.M., 1992. *Structural Geology* W.H. Freeman and Company Ltd, New York, NY (1992), p. 532

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

Villarroel, R., Vergara, M., 1988. La Formación Abanico en el área de los cerros Abanico y San Ramón, Cordillera de Santiago. *Actas V Congreso Geológico Chileno, Santiago, Vol. 1, p. A327-A337.*

Villarroel, R. 1990. Geología del área del Cerro San Ramón, Cordillera Principal, Región Metropolitana. Informe de Proyecto III (Inédito), Departamento de Geología, Universidad de Chile, 34 p.

Vergara, M., López-Escobar, L., Palma, J.L., Hickey-Vargas, R., Roeschmann, C., 2004. Late tertiary volcanic episodes in the area of the city of Santiago de Chile: new geochronological and geochemical data. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 17, N° 3, p. 227-238.

Wyss, A. R., Flynn, J. J., Norell, M. A., Swisher III, C. C., Novacek, M. J., McKenna, M. C. y Charrier, R., 1994. Paleogene mammals from the Andes of central Chile: A preliminary taxonomic, biostratigraphic, and geochronologic assessment. *American Museum Novitates*, 3098 (3098): 1-31.

Wu, S., Zhaohua Y., Rongqiang, Z., Wengong, H. y Dongbo Z., 2005. Mesozoic–Cenozoic tectonic evolution of the Zhuanghai area, Bohai-Bay Basin, east China: the application of balanced cross-sections. *J. Geophys. Eng.* **2**. 158–168

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.

Yamada, Y. y McClay, K., 2003. Application of geometric models to inverted listric fault systems in sandbox experiments. Paper 2: insights for possible along strike migration of material during 3D hanging wall deformation. *Journal of Structural Geology*, 25 (8): 1331-1336.

Zehnder, A. T. y Allmendinger, R. W., 2000. Velocity field for the trishear model. *Journal of Structural Geology*, 22 (8): pp. 1009-1014.

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

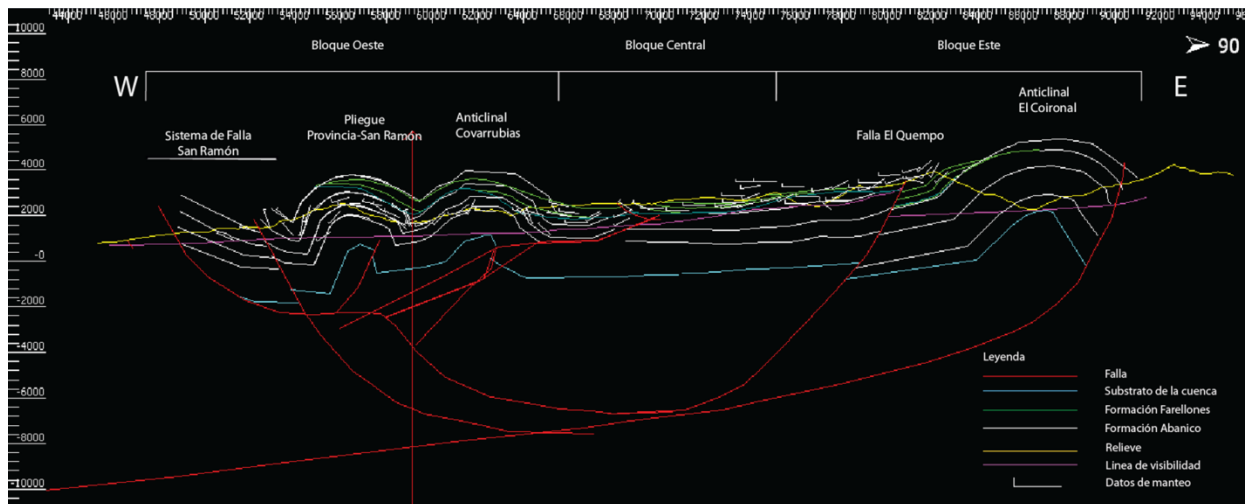
Zurita, E., 1999. Historia de enterramiento y exhumación de la Formación Abanico=Coya-Machalí, Cordillera Principal, Chile Central. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 156 p.

Zurita, E., Muñoz, N., Charrier, R., Harambour, S., Elgueta, S., 2000. Madurez termal de la materia orgánica de la Formación Abanico = Coya-Machalí, Cordillera Principal, Chile 179 Central: resultados e interpretación. *Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, 1*, 726-730.

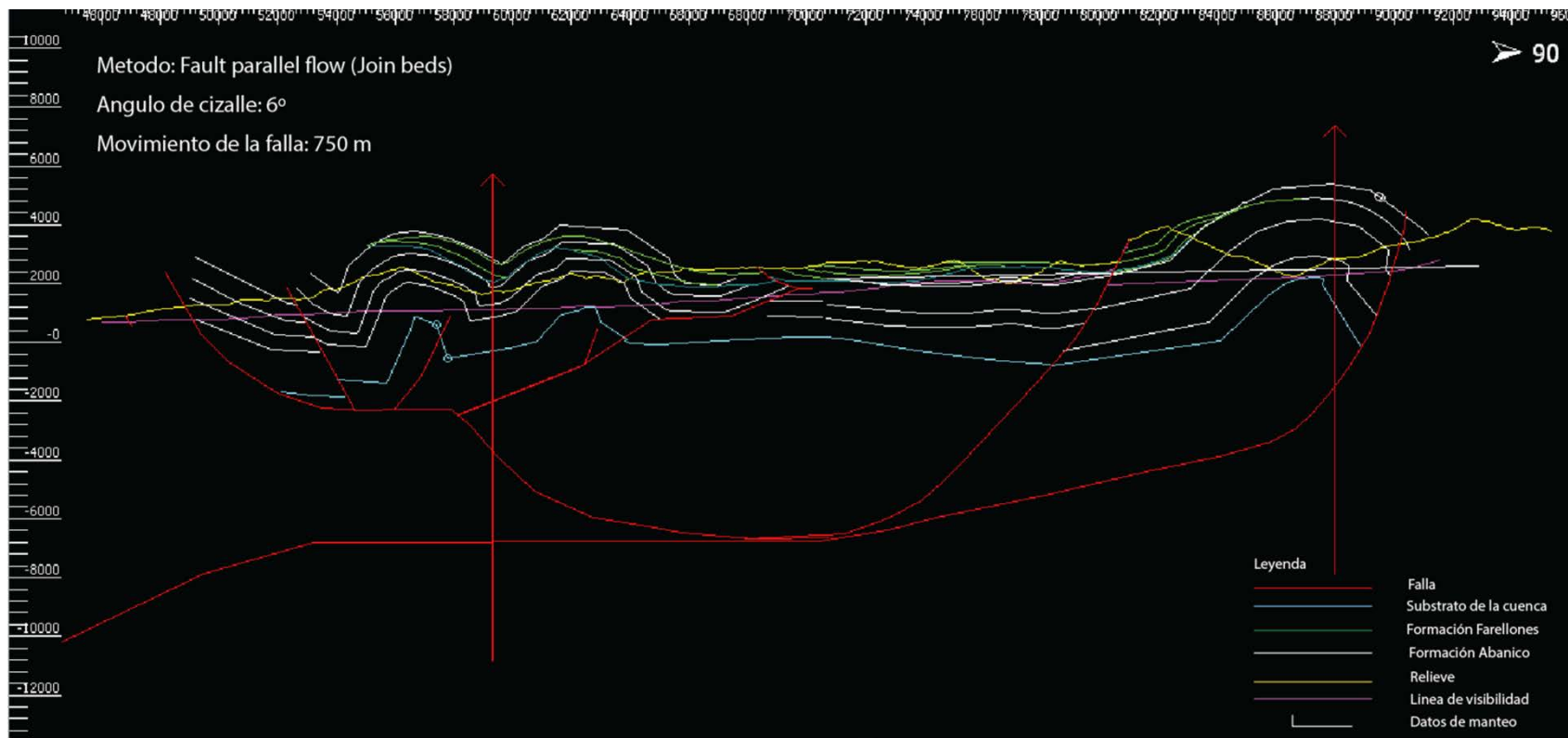
ANEXO A: ETAPAS DE LA RESTAURACIÓN EN *MOVE 2D*

1.1 INTRODUCCION

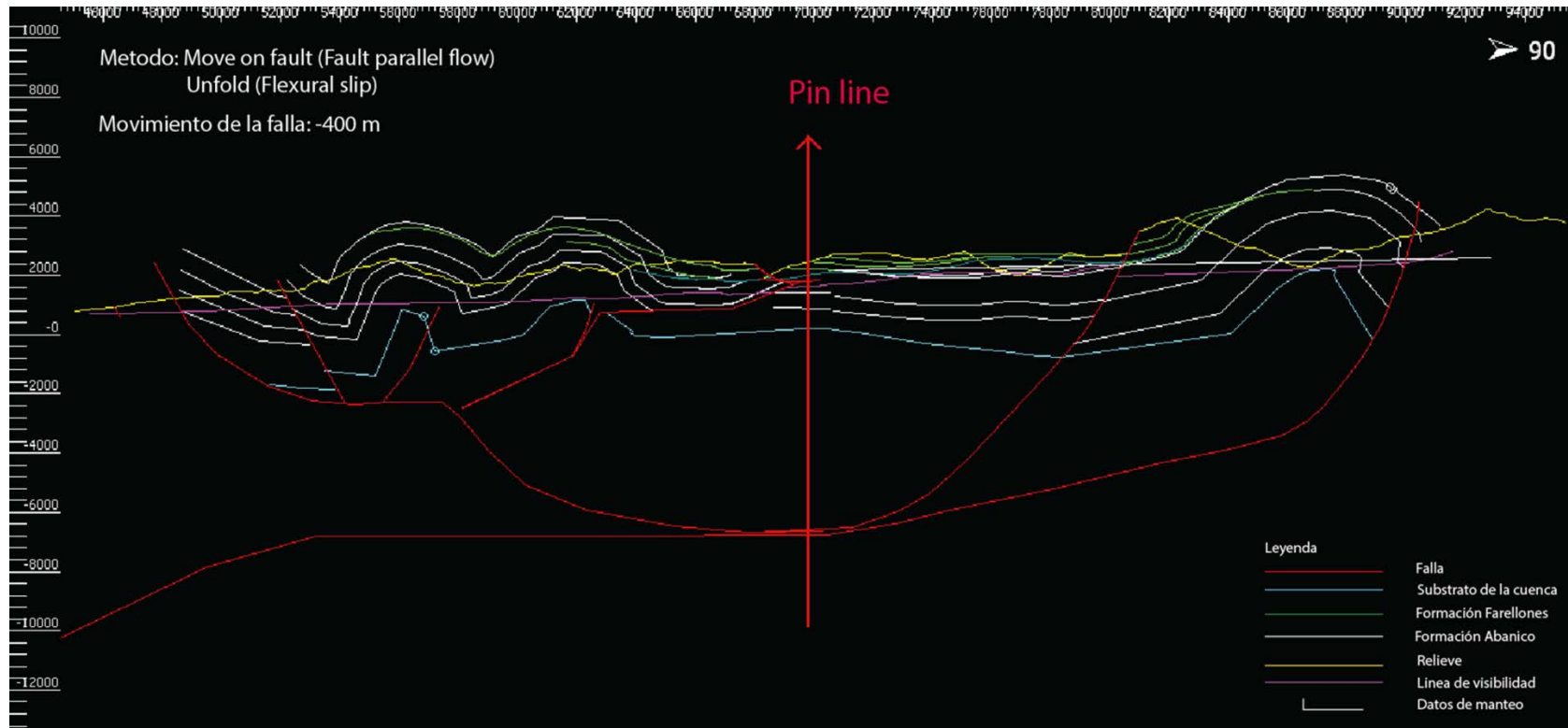
La restauración de la sección estructural se realizó en 6 etapas en las que se retrodeformó individualmente cada una de las estructuras principales. Los algoritmos utilizados son señalados en cada una de las figuras que muestran el proceso de la restauración directamente desde el software *MOVE 2D*.



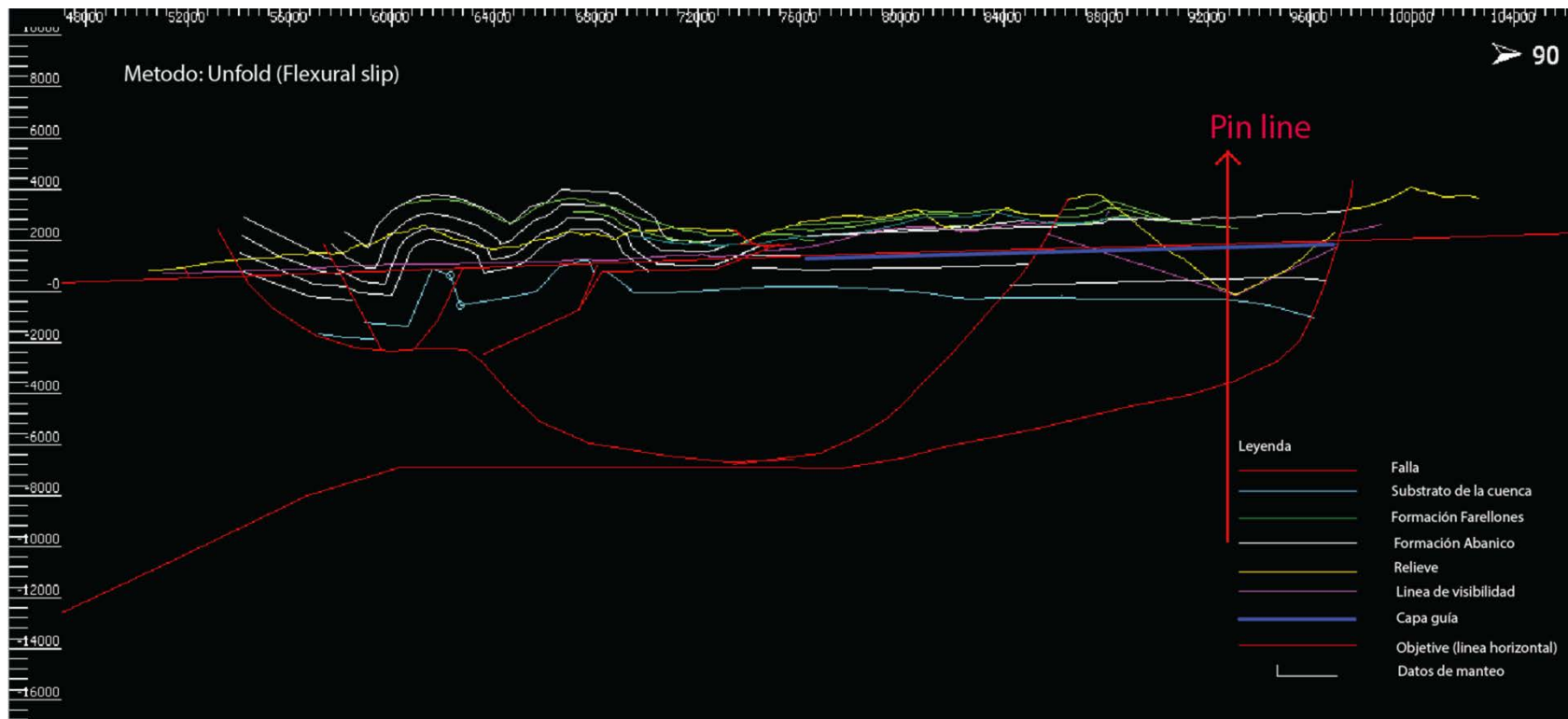
1.2 ETAPA 1: RESTAURACIÓN FALLA EL QUEMPO



1.3 ETAPA 2: RESTAURACIÓN BLOQUE CENTRAL

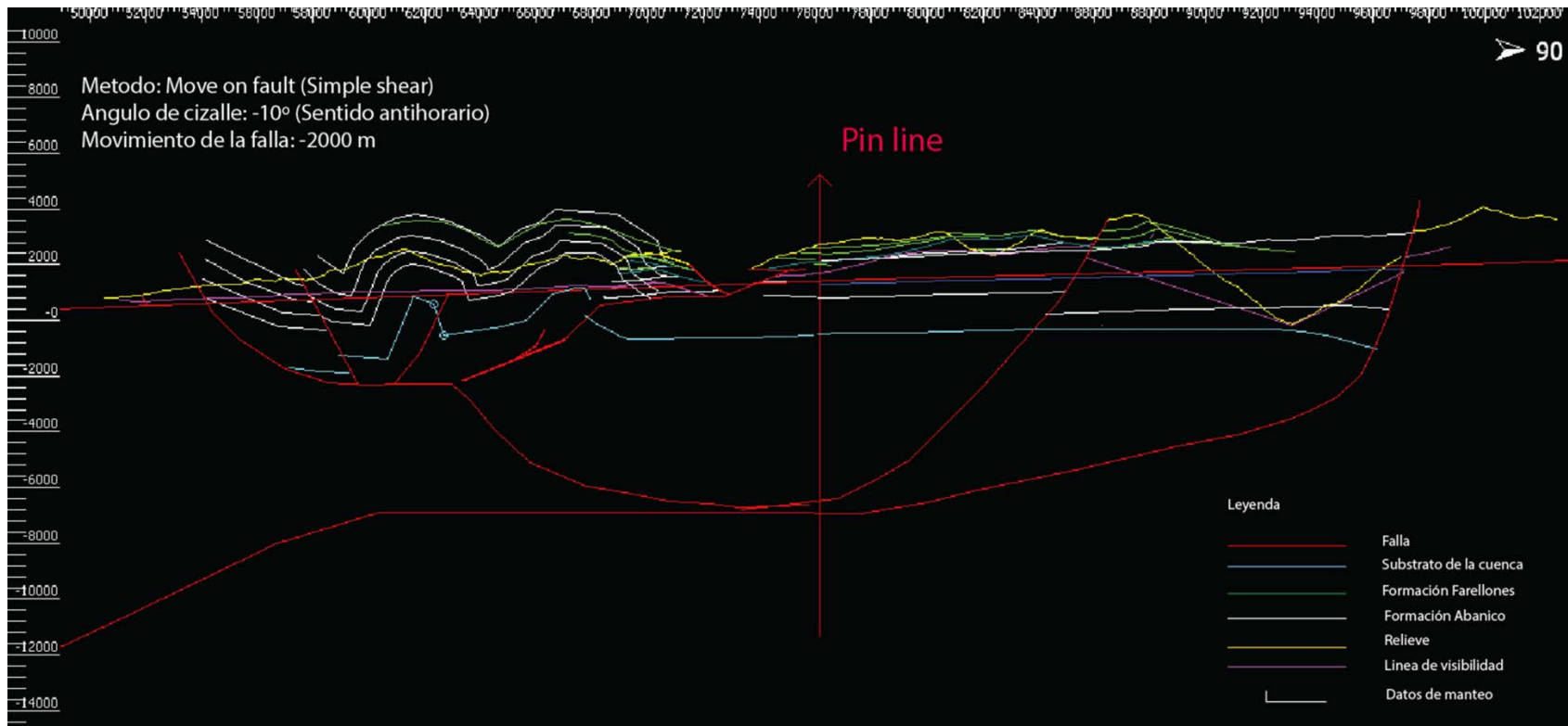


1.4 ETAPA 3: RESTAURACIÓN ANTICLINAL EL COIRONAL



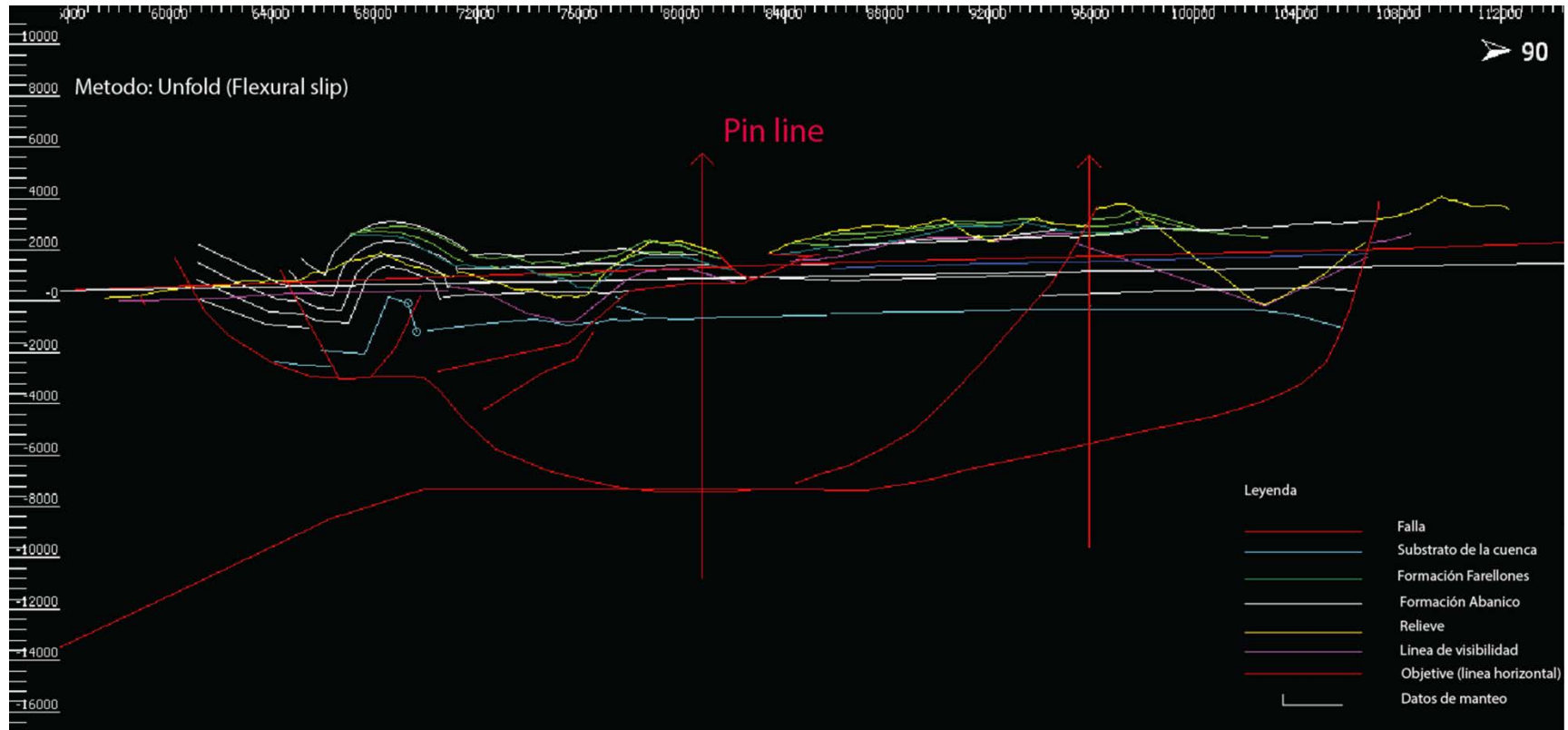
1.5 ETAPA 4: RESTAURACIÓN ANTICLINAL COVARRUBIAS (PARTE 1)

La primera etapa de esta restauración consiste en retrodeformar las capas trasladadas por la rampa que se encuentra en el bloque central, por lo que la metodología utilizada fue *Move on fault*.



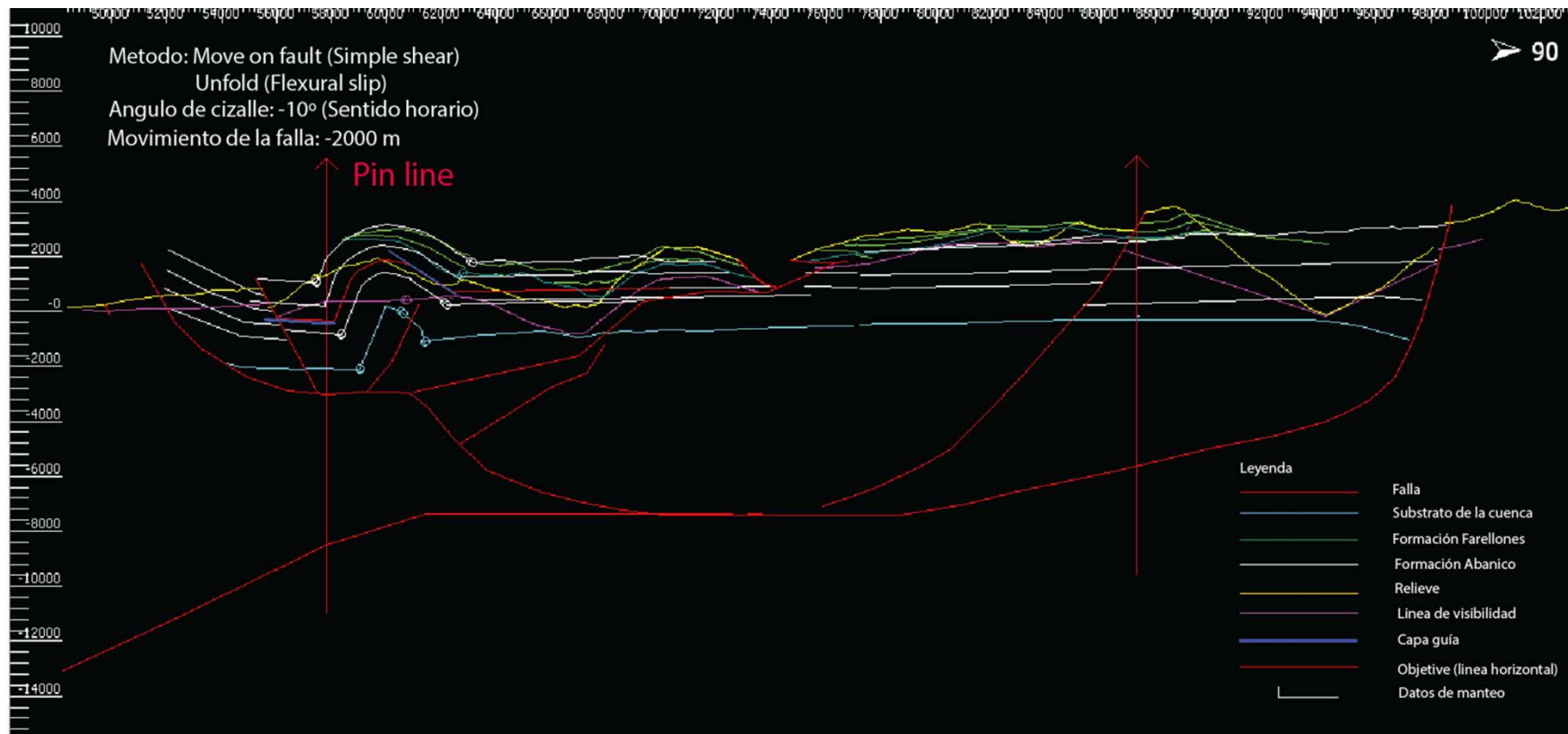
1.6 ESTAPA 4: RESTAURACIÓN ANTICLINAL COVARRUBIAS (PARTE 2)

La deformación restante ha sido resuelta con la mitología *Unfold* ya que se ha interpretado esta estructura como un pliegue por propagación de una falla ciega.



1.7 ETAPA 5: RESTAURACIÓN MONOCLINAL

Esta restauración corresponde a la primera retrodeformación de las estructuras observadas en el cordón Provincia-San Ramón.



1.8 ETAPA 6: RESTAURACIÓN ANTICLINAL PROVINCIA-SAN RAMÓN

