



**Universidad
Andrés Bello®**

UNIVERSIDAD ANDRÉS BELLO

Facultad de Ingeniería

Carrera de Geología

**CONFIGURACIÓN ESTRUCTURAL DE LA VERTIENTE OCCIDENTAL DEL
ALTIPLANO ENTRE LOS 21°00' – 21°15', REGIÓN DE TARAPACÁ, CHILE.**

Tesis de pregrado para optar al título de Geólogo.

Autor:

Rodrigo Javier Muñoz Mardones

Profesor guía:

Guillermo Andrés Fuentes Espinoza

Miembros de la Comisión:

Ximena Contardo Berrios

Cristian Rodrigo

Viña del Mar de Chile, 2017.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradezco a mi familia. A mis padres por guiarme en el torrencioso y caudaloso río de la realidad sobre la cual fui arrojado y por su incondicional suspicacia y apañe a mis decisiones y acciones, tanto en lo medible como en lo metafísico. A mi hermana, aquellos ojos vigilantes y colaborativos que moldearon el trayecto de mi personalidad. Nada los detuvo para entregarme su amor en píldoras de cariño, advertencias, recomendaciones y amonestaciones. Ni la muerte los imposibilitará de continuar guiándome. Los amo y admiro.

A quienes consecutivamente conectaron los circuitos de mi imaginación y encauzaron mi curiosidad; mis profesores. Al profesor Guillermo “guillotina” Fuentes, de quien agradezco la oportunidad brindada para realizar este estudio, su enorme confianza y amistad. A los profesores miembros de la comisión, por su apoyo y dedicación a mi formación como profesional, Ximena Contardo y Cristian Rodrigo. Al PhD. Checho Calderón, a quien debo más que mi motivación por las ciencias de la tierra y algunos conceptos que logré memorizar, por la vida. Al profesor Harry Esterio por su gran disposición y enorme entrega, tanto como docente y como persona.

Agradezco a tod@s los que tuve el privilegio de conocer en la carrera, tanto en sus inicios como en su final, por el magnífico ambiente generado que siempre llenó de colores el gris y pálido centro de estudios, por esos gratos momentos de camaradería y grandes terrenos. En forma especial, al Nico Phillipi, Gonza, Jaime y Diego Zu, con quienes siempre fue muy grato trabajar y discutir ideas.

Gracias a la corte, quienes siempre estuvieron ahí para escuchar mis idioteces y locura. Me permitieron olvidar las penas y aflorar lo mejor en mí. Gracias cabros por todo el aguante.

Agradezco a mis amig@s de infancia, con los cuales comencé a descubrir el mundo y, a pesar de los distintos trayectos, generé lazos inquebrantables. Gracias por su eterna compañía y sólida amistad.

El que quiere solamente, dentro de cierta medida, llegar a la libertad de la razón, no tiene derecho durante mucho tiempo para creerse sino un viajero, y no como el que hace el viaje hacia un fin último, porque no lo tiene. Pero se propondrá observar bien, tener los ojos muy abiertos para todo lo que pasa realmente en el mundo; por esto no puede vincular su corazón con demasiada estrechez a nada particular; es necesario que exista en él algo del viajero que encuentra su goce en el cambio y en la mudanza. Sin duda que tal hombre tendrá que pasar noches en que, sintiéndose cansado, hallará cerrada la puerta de la ciudad donde buscaba el descanso; quizá otras como en Oriente, el desierto se extenderá delante de él o sobrevendrá un siroco, o, por fin, los bandidos le robarán sus animales de carga y silla. Entonces quizá la noche caerá sobre su corazón como un segundo desierto dentro del desierto, y su corazón estará ya cansado de viajar. Que se eleve entonces el alba para él, candente, abrasadora, como la divinidad de la cólera; que la ciudad se abra, y tal vez halle en el rostro de sus habitantes mayor desierto, mayor ansiedad, mayor engaño, mayor inseguridad que antes de penetrar en la población; y así, el día será peor que la noche. Tal sucede frecuentemente al viajero; pero en compensación, contempla otras regiones y otros días, las brumas de los montes y los corazones de las musas que avanzan danzando a su encuentro, en los cuales un poco más tarde, cuando plácido, en el equilibrio del alma, se pasee por la mañana bajo los árboles, verá caer a sus pies de sus copas y de sus ramas los dones saludables de los espíritus libres de los que tienen su morada en la montaña, en la selva y en la soledad, y que así como él son viajeros y filósofos a su manera, tan pronto alegre y ligera, tan pronto reflexiva. Nacidos entre los misterios matinales, piensan en lo que puede recibir del día, entre el décimo y duodécimo sonido de la campana que da las horas, un rostro purísimo, radiante de luz, gozoso por su aureola de claridad: buscan la filosofía del mañana (Humano, demasiado humano. 635. El viajero).

Humano, demasiado humano. 635. El viajero.

TABLA DE CONTENIDOS

I. INTRODUCCION	14
I.1 Formulación del problema	14
	19
I.2 Hipótesis de trabajo	19
I.3 Objetivos	20
I.3.1 Objetivo general	20
I.3.2 Objetivos específicos	20
I.4 Materiales y métodos	20
I.5 Ubicación y vías de acceso	22
II. MARCO GEOLÓGICO	24
II.1 Marco tectónico	24
II.2 Marco Geomorfológico	27
II.2.1 Cordillera de la Costa (CC)	27
II.2.2 Depresion Central (DC)	27
II.2.3 Precordillera (PC)	27
II.2.4 Cordillera Occidental (CO)	28
II.2.5 Altiplano (AP)	28
II.3 Marco Estructural	28
II.4 Evolución Geodinámica	32
II.4.1 Etapa Pre – Subducción	32
II.4.2 Etapa de Subducción	33
III. ESTRATIGRAFÍA	35

III.1 Complejo Ígneo – Metamórfico Sierra de Moreno	39
III.2 Formación Quehuita	39
III.2.1 Miembro Inferior (Jqm)	40
III.2.2 Miembro Punilla (JKqp)	47
III.2.3 Miembro Los Tambos (JKqIt)	50
III.2.4 Miembro Capona (JKqca)	53
III.2.5 Formación Tambillo (Kst)	54
III.2.6 Formación Tolar	55
III.2.7 Formación Cerro Empexa (Kse)	55
III.2.8 Unidades plutónicas (Ksi - Ei)	55
III.2.9 Formación Icanche (Eiv)	56
III.2.10 Cobertura Oligo – Neógena (OMc)	56
III.2.11 Ignimbrita Carcote (Msc)	57
III.2.12 Gravas del Mioceno – Plioceno (Tsg)	57
IV. GEOLOGIA ESTRUCTURAL CONSTREÑIDA POR SUPERFICIE	58
IV.1 Estructura Superficial	60
IV.1.1 Dominio Cinturón Plegado Norte	60
IV.1.2 Dominio Cinturón Plegado Sur	71
IV.1.3 Falla Quehuita	74
IV.1.4 Dominio Pampa del Tamarugal	76
IV.2 Interpretación en profundidad	79
IV.2.1 Metodología de trabajo	79
IV.2.2 Dominio Cinturón Plegado Norte	83
IV.2.3 Dominio Cinturón Plegado Sur	87
V. GEOLOGIA ESTRUCTURAL CONSTREÑIDA POR SISMICA DE REFLEXIÓN	90
V.1 Metodología de trabajo	93

V.1.1	Tipos de reflectores (Veeken, 2007)	96
V.1.2	Configuración de la terminación de reflectores (inconformidades)	97
V.1.3	Carácter de reflectores (Veeken, 2007; Bjorlykee, 2010)	97
V.1.4	Configuración interna (Bjorlykke, 2010; Veeken, 2006)	98
V.2	Estratigrafía sísmica	100
V.2.1	Secuencia B0	100
V.2.2	Secuencia S1	101
V.2.3	Secuencia S2	102
V.2.4	Secuencia S3	103
V.2.5	Estructuras	105
V.2.6	Anticlinal Maní	108
V.2.7	Falla Tamarugal	111
V.2.8	Estructuras secundarias	118
V.2.9	Modelo estructural del dominio occidental	119
VI.	CONFIGURACION ESTRUCTURAL DE LA CUENCA DE TARAPACÁ	122
VI.1	Secciones Integradas	122
VII.	DISCUSIONES	126
VII.1	Análisis de la variación de espesores	126
VII.2	Estilo estructural de la PC y DC	129
VII.3	Edad de la deformación	134
VIII.	CONCLUSIONES	139
IX.	REFERENCIAS	141

X. ANEXOS	146
X.1 Mapa Geológico de la zona en estudio.	146
X.2 Mapa Estructural de la zona en estudio.	146
X.3 Secciones sísmicas interpretadas.	146

TABLA DE FIGURAS

Figura I.1 Cordillera de Los Andes entre los 26°S – 14°S.....	18
Figura I.2 Modelos de Los Andes Centrales.....	19
Figura I.3 Ubicación del área en estudio. 22	
Figura I.4 Mapa de Quebradas presentes en la zona en estudio.	23
Figura II.1 Variación de la configuración tectónica del borde occidental de Sudamérica. (A)	26
Figura II.2 Marco geomorfológico de la zona de estudio.	29
Figura II.3 Correlación cronoestratigráficas de unidades que afloran entre los 22°S – 20°S.	34
Figura III.1 Mapa Geológico de la zona en estudio escala 1:55.000. Se señalan las trazas de los perfiles y nombres de estructuras principales.	36
Figura III.2 Mapa geológico de la porción occidental del área en estudio (Precordillera). Escala 1:25.000.	37
Figura III.3 Leyenda de Mapas y Perfiles Geológicos.....	38
Figura III.4 Afloramientos del Miembro Inferior de Formación Quehuita.	41
Figura III.5 Columnas estratigráficas realizadas a partir de los estructurales obtenidos de la sección A-A'.	43
Figura III.6 Columna estratigráfica realizada con datos estructurales de la sección B-B'.	44
Figura III.7 Columnas estratigráficas realizadas con datos estructurales de la sección D-D'.	45
Figura III.8 Columnas estratigráficas construidas con datos estructurales de la sección E-E'.	46
Figura III.9 Contacto entre miembros de la Formación Quehuita en el limbo occidental del Sinclinal Alegría.....	47
Figura III.10 Limbo oriental del Sinclinal Alegría y extensión septentrional del Anticlinal.	48
Figura III.11 Afloramiento de Miembro Los Tambos en flanco NW de Sinclinal Tolerancia.	50

Figura III.12 Afloramiento de Miembro Los Tambos al Sur de la Quebrada Choja.	51
Figura III.13 Contacto entre Miembro Capona y Punilla en el Sinclinal Alegría, desde el Sur de la Quebrada Choja.	53
Figura IV.1 Perfil geológico A-A'. Escala 1:1200.	61
<i>Figura IV.2 Perfil geológico B-B' Escala 1:1200.</i>	61
Figura IV.3 Perfil geológico C-C'. Escala 1:1200.	62
Figura IV.4 Anticlinal Honestidad al Sur de la Quebrada Paguana.	63
Figura IV.5 Cierre Sur del Anticlinal Honestidad.	64
Figura IV.6 Sinclinal Alegría desde el Sur de la Quebrada Choja.	65
Figura IV.7 Extensión septentrional del Anticlinal Felicidad.	66
<i>Figura IV.8 Pliegues parásitos en limbo occidental del Anticlinal ubicado más al Este.</i>	67
Figura IV.9 Anticlinal central del Miembro Inferior de la Formación Quehuita. Se ubica al occidente del basamento.	68
Figura IV.10 Extensión meridional del Anticlinal Alegría.	68
Figura IV.11 Extensión septentrional del Sinclinal Amistad.	69
Figura IV.12 Perfil geológico D-D'. Escala 1:1200.	72
Figura IV.13 Perfil geológico E-E'. Escala 1:1200.	72
Figura IV.14 Extensión meridional del Sinclinal Amistad.	73
Figura IV.15 Falla Quehuita - Choja aflorante en el Sur de la Quebrada Choja.	75
Figura IV.16 Falla Quehuita - Choja al Norte de la Quebrada Choja. Se visualiza un color verdoso para el Basamento. La falla presenta un manteo subvertical en partes inferiores de la Quebrada, disminuyendo en posiciones más superficiales.	76
Figura IV.17 Vista Sur desde Quebrada Maní. Se visualiza el borde occidental del Cerro Maní.	77
Figura IV.18 Vista Norte desde la Quebrada Maní. Se visualiza el Cerro Raúl.	78
Figura IV.19 Morfología del pliegue por propagación de falla.	80

Figura IV.20 Gráficos que exhiben la relación entre la morfología del pliegue y la falla asociada. Extraído de Allmendinger (2015).	81
Figura IV.21 Esquemas de propagación de fallas de basamento según la morfología de la falla.	83
Figura IV.22 Perfil geológico A-A' interpretado en profundidad. Escala 1:1600. La simbología correspondiente está en la Leyenda.	85
Figura IV.23 Perfil geológico B-B' interpretado en profundidad. Escala 1:1600. La simbología correspondiente está en la Leyenda (Fig., III-3).	86
Figura IV.24 Perfil geológico C-C' interpretado en profundidad. Escala 1:1600. La simbología correspondiente está en la Leyenda (Fig., III-3).	86
Figura IV.25 Perfil geológico D-D' interpretado en profundidad. Escala 1:1600.	89
Figura IV.26 Perfil geológico E-E' interpretado en profundidad. Escala 1:1600.	89
Figura V.1 Perfil sísmico 99_8 correspondiente a la traza F-F' en Mapa Geológico 1:55:000 no interpretado (superior) e interpretado (inferior).	91
Figura V.2 Perfil sísmico 99_9 correspondiente a la traza G-G' en Mapa Geológico 1:55.000 no interpretado (superior) e interpretado (inferior).	92
Figura V.3 Caracteres sísmicos y configuración interna de reflectores sísmicos. (Modificado de Vail, 1987)	99
Figura V.4 Columna que relaciona los caracteres sísmicos a rocas ubicadas en superficie. A la izquierda, escala en (seg). Es la misma posición en la cual fue realizado el pozo soledad 1 (Gallardo, 1962). Para ver su ubicación en la sección sísmica ver Fig. V-2.	104
Figura V.5 Método de construcción de pliegues paralelos y no paralelos.	106
Figura V.6 Método de interpretación de secciones sísmicas con reflectores plegados.	107
Figura V.7 Interpretación sísmica extraída desde Virtual Seismic Atlas (http://www.seismicatlas.org/).	107

Figura V.8 Imagen de sección sísmica 99_8 exhibiendo la porción en la cual se interpreta la ubicación del Anticlinal Maní y su falla asociada.	109
Figura V.9 Imagen de sección sísmica 99_9 exhibiendo la porción en la cual se interpreta la ubicación del Anticlinal Maní junto a su falla asociada.	110
Figura V.10 Imagen de sección sísmica 99_9 exhibiendo la porción en la cual se interpreta la ubicación de la Falla Tamarugal.....	113
Figura V.11 Imagen de sección sísmica 99_8 exhibiendo la porción en la cual se interpreta la ubicación de la Falla Tamarugal.....	114
Figura V.12 Falla Soledad en sección sísmica 99-9.....	115
Figura V.13 Falla Soledad en sección sísmica 99-8.....	116
Figura V.14 Estructura Pop - Up en sección sísmica 99-9.....	117
Figura V.15 Modelos cinemáticos de inversión de cuencas.	121
Figura VI.1 Mapa estructural de la zona en estudio 1:55.000. Dem 12.5 extraído de Alos Palsar.	123
Figura VI.2 Secciones integradas Norte (Superior) y Sur (Inferior) 1:4.000.	124
Figura VII.1 Modelo estructural estilo pop – up para la Cordillera de Domeyko en Quebrada Profeta.....	132

RESUMEN

El alzamiento y acortamiento del borde occidental del Altiplano entre los 21°S – 22°S ha sido explicado como una consecuencia de la actividad de un conjunto de fallas inversas con vergencia occidental y oriental, alto ángulo y orientación N-S a NNE-SSW denominadas Sistema de Fallas de Sierra de Moreno (SFSM). El SFSM alza el Basamento de la Cuenca de Tarapacá por sobre su cobertura Jurásico – Cretácica Inferior la cual conforma un cinturón plegado (CPSM) de similar orientación. La cobertura Oligo – Neógena, que constituye la Cuenca de la Pampa del Tamarugal (CPT), sobreyace en discordancia angular a todas las estructuras.

Sin embargo, no se han establecido relaciones genéticas entre las asociaciones estructurales descritas ni tampoco se ha identificado su presencia bajo la cobertura Oligo – Neógena. Mediante un análisis estructural descriptivo junto con la cuantificación del acortamiento y alzamiento, este trabajo propone la arquitectura actual de la Precordillera y Depresión Central.

Se define un estilo estructural de piel gruesa para la vertiente occidental del Orógeno Andino en esta latitud. La asociación estructural de la Depresión Central está compuesta por una falla normal invertida de vergencia occidental, fallas de atajo, estructuras pop – up, cabalgamientos fuera de secuencia y fallas de paso. Estas estructuras están relacionadas espacialmente con altos topográficos locales. Por otro lado, en la Precordillera, fallas inversas de bajo a alto ángulo que comprometen basamento, están involucradas en la generación de pliegues asimétricos, cerrados a abiertos, con planos axiales subverticales buzantes al este y localmente volcados. Relaciones de corte con intrusivos y arquitectura depositacional sintectónica facultan fechar la edad de la deformación en el Cretácico Tardío. Estas estructuras generan un acortamiento promedio de 4Km en equivalente al 20% y un máximo de 5Km equivalente al 37%, junto con un alzamiento promedio de 4 Km.

ABSTRACT

The elevation and shortening of the western edge of the Altiplano between 21 ° S - 22 ° S has been explained as a product of the activity of a set of reverse faults with western and eastern vergence, high angle and orientation NS to NNE - SSW denominated System Of Fault de Sierra de Moreno (SFSM). The SFSM increases the Basin of the Tarapacá Basin over its Jurassic - Lower Cretaceous age coverage, which forms a folded belt (CPSM) of similar orientation. The Oligo - Neógene cover, which constitutes the Tamarugal Pampa Basin (TPB), overlaps in angular discordance to all structures.

However, no relationships have been established between the described structural associations neither their presence it has been identified under Oligo - Neogene coverage. Throughout a descriptive structural analysis along with the quantification of shortening and uprising, this work proposes the current architecture of the Precordillera and Central Depression.

A thick skin structural style is defined for the western slope of the Andean Orogen at this latitude. The structural association of the Central Depression is composed of a normal inverted fault of western vergence, shortcut faults; pop - up structures, out - of - sequence ridges and step failures. These structures are especially related to high local topographies. On the other hand, in the Precordillera low-to-high-angle inverse faults involving basement are involved in the generation of asymmetric folds, closed to open with sub vertical axial plots to the east and locally overturned. Cutting relationships between intrusive and CPSM stratified rocks, with the identification of the syntectonic depositional architecture make it possible to date the age of the deformation in the Late Cretaceous. These structures generate an average shortening of 4 km in equivalent to 20% and a maximum of 5 km equivalent to 37%, together with an average rise of 4 km.

I. INTRODUCCION

I.1 Formulación del problema

La Meseta o Plateau de Los Andes Centrales es la superficie de corteza continental con magmatismo asociado más extensa y alta en el mundo (Fig.1) (Allmendinger et al., 1997; Issacks, 1998). Se ha definido como toda superficie de más de 3km de altura prolongada desde los 13°S hasta los 27°S (Issacks, 1998); posee raíces corticales de 70km de extensión en sus bordes occidental y oriental (James, 1971; Wigger et al., 1994; Zandt et al., 1994) los cuales son paralelos al margen de subducción y se denominan Cordillera occidental (WC) y Cordillera oriental (EC), correspondientemente (Armijo et al., 2015). La CO aloja el Arco magmático activo en el actual espacio-tiempo. A los 22°S, El Plateau se divide en una porción septentrional y otra meridional en función de características topográficas, magmáticas, paleogeográficas, litosféricas y evolución temporal: Altiplano y Puna, respectivamente (Fig.1) (Whitman et al., 1996; Allmendinger et al., 1997). La vertiente occidental de la porción Sur del Altiplano (20°S-22°S) constituye un escalón topográfico de 0.8km a 4.0km de altura en menos de 60km (Fig.1) en el cual aflora un cinturón plegado Mesozoico-Cretácico Superior llamado Cinturón Plegado Sierra de Moreno (CPSM) intruido por plutones Paleógenos a Eocenos, cabalgado al oriente por su basamento Paleozoico–Triásico Inferior mediante fallas inversas de alto ángulo, y subyacido en discordancia angular abrupta por una cobertura sedimentaria Oligo-Neógena en la Depresión Central (DC) (Tomlinson et al., 2001) impidiendo la visualización completa de los registros de deformación previos en el actual antearco.

La compleja evolución geodinámica del margen occidental de Sudamérica registra periodos de acreción tectónica y subducción, la cual se ha mantenido continua, al menos, desde el Jurásico Inferior. La subducción de la litósfera oceánica bajo el margen continental fue iniciada en respuesta a la traslación al Oeste de la placa Sudamericana y ha tenido peaks intermitentes en su velocidad de convergencia causando condiciones tectónicas críticas en el margen

litosférico continental gatillando en un régimen tectónico extensivo hasta el Cretácico Inferior solapado por un régimen tectónico contraccional que comenzó durante el Cretácico Superior (Tomlinson et al., 2001). Los enormes espesores de rocas estratificadas Mesozoicas de origen marino y continental junto con su basamento registran la presencia de una cuenca extensional ensiálica con estadios de transgresión en el Jurásico Inferior y regresión en el Jurásico Superior (Vicente et al., 2006), denominada Cuenca de Tarapacá (CT), flanqueada al oeste por el Arco magmático Jurásico cuyo remanente se ubica en la actual Codillera de la Costa (CC). Mientras que la CT corresponde a la cuenca de trasarco Jurásico – Cretácico Superior, los depósitos sobreyacentes constituyen la cuenca de antearco Oligo-Neógena, llamada Cuenca de la Pampa del Tamarugal (CdT) (Nester y Jordan, 2012), cuya superficie de depositación fue previamente erosionada y se denomina Pediplano de Choja (Galli-Olivier, 1967).

En el borde occidental de la WC se han definido un conjunto de fallas paralelas al frente topográfico de cinemática inversa y alto ángulo, con vergencia tanto al oeste y este, que alzan el basamento de la CT por sobre su cobertura (Maksaev y Zentilli, 1988; Boric et al., 1990; Scheuber y Reutter, 1992; Tomlinson et al., 2001; Mpodozis y Cornejo, 2012). Por otro lado, se han reconocido flexuras monoclinales de vergencia occidental en los depósitos de la CdT cuyas trazas coinciden con altos topográficos locales de la DC. No obstante, no existen análisis estructurales descriptivos que establezcan una relación entre las estructuras generadas en ambas cuencas, la distribución y geometría de las rocas estratificadas de la CT bajo su cobertura, el origen del plegamiento del CPSM y el estilo estructural. Este trabajo se enfoca en determinar la configuración estructural entre 21°00'S-21°15'S tanto en la parte cubierta, con métodos geofísicos, cómo en el área aflorante del CPSM y su basamento con el fin de responder a aquellas interrogantes junto con dilucidar la contribución del acortamiento cortical pre-neógeno al alzamiento del margen occidental de Los Andes Centrales y explicar el escalón topográfico. Una de las principales dificultades radica en la sobreimposición de eventos de deformación tanto extensivos como compresivos.

No hay acuerdo respecto a la relación entre acortamiento, espesor cortical y topografía del Plateau. La mayor parte de los estudios consideran sólo el acortamiento asociado a estructuras de actividad Neógeno ubicadas al oriente del Arco magmático actual (Trasarco) y pocos investigan la deformación observada en rocas más antiguas aflorantes en el borde occidental del Altiplano. Sempere et al., (1990), Sheffels (1990), Schmitz (1994) y Allmendinger et al., (1997), quienes estudian el Trasarco, sugieren que el engrosamiento cortical se puede explicar mediante el acortamiento tectónico Neógeno y estiman que el aporte de este mecanismo oscila entre 70%–90% mientras que el resto debe ser contribuido por estructuras no reconocidas y adición magmática, principalmente. Sin embargo, otros autores que han construido secciones balanceadas en el Trasarco de los límites Norte y Sur del Altiplano determinan 191km y 231km de acortamiento, respectivamente, concluyendo que es insuficiente para explicar el engrosamiento y postulan que la migración de sedimentos desde la cuña astenosférica hasta debajo del Altiplano asociada a la subducción explica el engrosamiento cortical (Baby et al., 1997). En contraste, otros investigadores afirman que el acortamiento y el engrosamiento están escasamente relacionados a lo largo de todo el Plateau andino y aseguran que sólo es el mecanismo dominante en zonas donde el estilo estructural es de piel delgada, no obstante, advierten que es necesario considerar el acortamiento previo al Neógeno para confirmarlo (Kley y Monaldi, 1998). Por otro lado, quienes han realizado secciones en el actual Antearco han determinado diferentes magnitudes para el acortamiento. Skarmeta y Marinovic (1981) realizaron secciones balanceadas en el cinturón plegado Mesozoico a los 22°S y estimaron un 40% de acortamiento. Amilibia et al., (2008) elaboraron perfiles balanceados entre los 23°S – 27°S y determinaron un acortamiento tectónico promedio de 20%.

En cuanto a la síntesis de los datos a escala regional, se han presentado modelos que postulan la manera en la cual se construyen Los Andes Centrales (Fig. 2). La mayoría de ellos afirma que la subducción del cratón brasileño bajo el Altiplano constituye un rasgo de primer orden a estas latitudes y es responsable de la mayor parte del acortamiento al oriente junto con la posición actual en la

cual se concentra la deformación del Orógeno. Además, se realizan en el Sur del Altiplano, latitudes cercanas a la zona en estudio. Sin embargo, presentan diferencias en la relevancia y origen otorgado al Sistema de Fallas ubicado en la vertiente occidental del Altiplano. McQuarrie et al., (2005) y Charrier et al., (2012), quienes estudian la relación entre procesos litosféricos someros y profundos, reconocen que las estructuras ubicadas al oeste del Altiplano conforman una estructura tipo Pop – Up resultante desde un nivel de despegue buzante hacia el oeste, ubicado bajo el Altiplano. Mientras que Armijo et al., (2012) propone que este Sistema de Fallas de vergencia occidental, cuyas fallas aumentan el manto hacia el oriente, alza el bloque tectónico del Altiplano por sobre un bloque rígido ubicado al oriente, denominado bloque marginal. De esta manera, explica la diferencia topográfica entre la Depresión Central y el Altiplano, junto con la variación en el engrosamiento cortical, como la consecuencia de la actividad de un nivel de despegue a escala cortical sintético a la subducción, cuya actividad comenzó en el Eoceno.

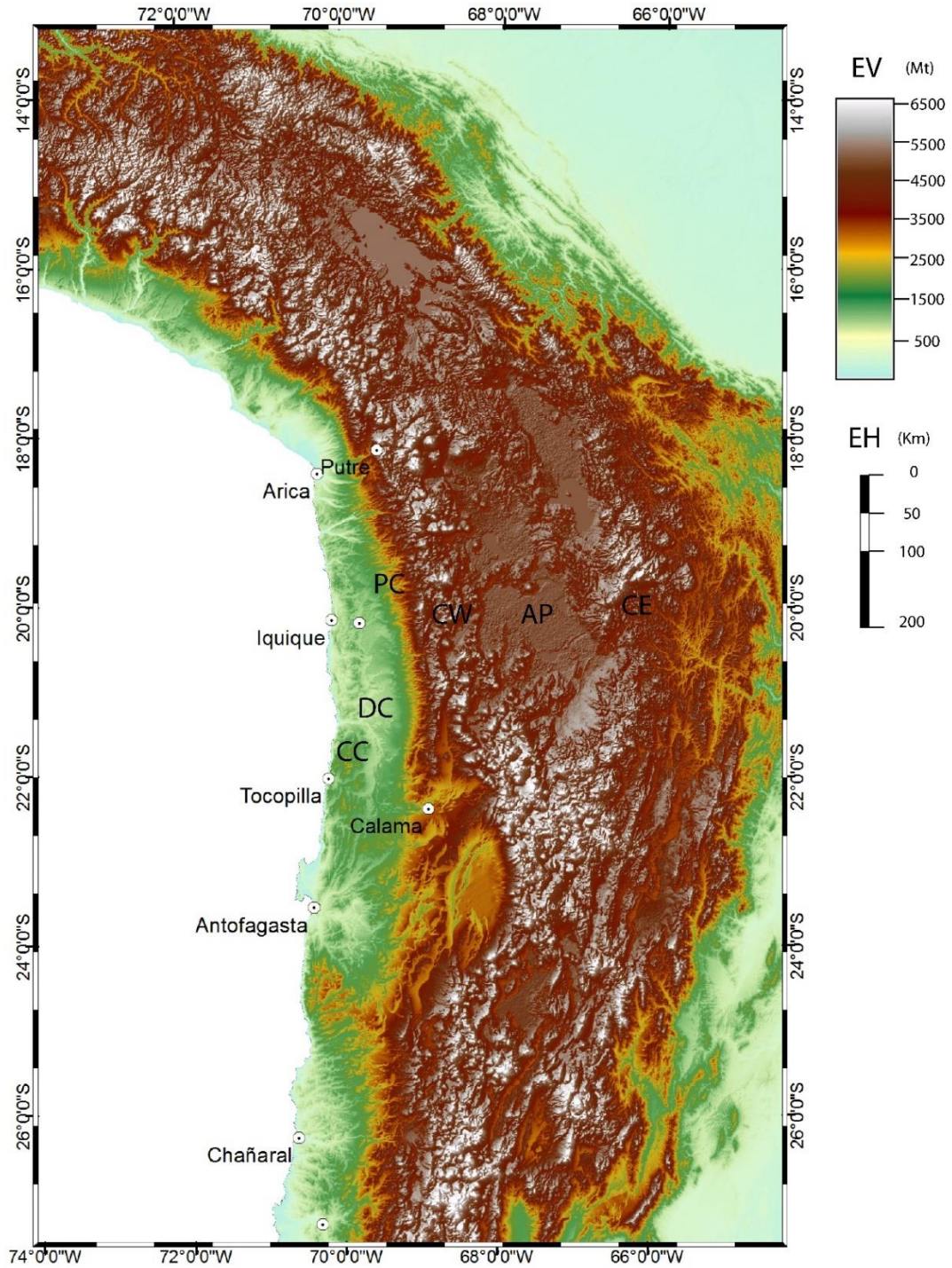


Figura I.1 Cordillera de Los Andes entre los 26°S – 14°S. Se exhiben los rasgos topográficos más relevantes del Orógeno andino. El Plateau Sudamericano corresponde a toda superficie mayor a 3000 Mt. sobre el nivel del mar (Color marrón – pardo oscuro - blanco). Al costado derecho, se presenta la escala vertical (EV) respecto al nivel del mar y horizontal (EH). AP: Altiplano. CE: Cordillera Oriental. CW: Cordillera Occidental. PC: Precordillera. CC: Cordillera de la Costa. DC: Depresión Central.

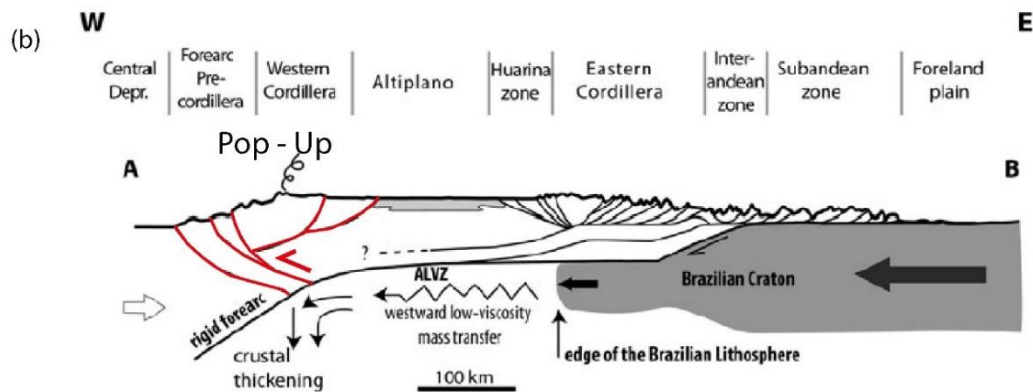
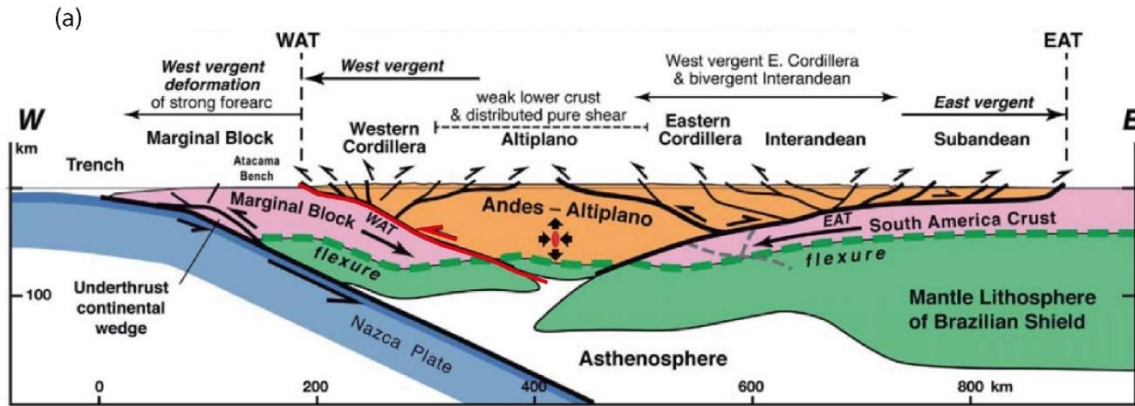


Figura 1.2 Modelos de Los Andes Centrales. Las fallas de vergencia occidental que afloran en el borde occidental del Altiplano se presentan en color rojo. Son correlacionables al Sistema de Fallas de Sierra de Moreno y Domeyko. (a) Arquitectura del Orógeno a los 21°S consecuencia de un crecimiento bivergente. Comienza con el cabalgamiento del bloque Altiplano por sobre el bloque rígido denominado Marginal, sobre el cual se emplaza la actual Cuenca de la Pampa del Tamarugal. El diferente comportamiento reológico tiene relación con la evolución tectonoestratigráfica y la posición del arco magmático (b) Modelo esquemático realizado para representar la arquitectura estructural a escala litosférica en el Norte de Chile y centro occidente de Bolivia. Bajo la Precordillera y Cordillera Occidental (Borde occidental del Altiplano) la configuración estructural está dominada por una estructura tipo Pop – Up con una falla principal de vergencia occidental enraizada desde un nivel de despegue buzante hacia el oriente. Extraído de Charrier et al., (2012) y basado en McQuarrie et al., (2005)

1.2 Hipótesis de trabajo

La distribución y deformación de las rocas que afloran en el borde occidental del Altiplano está controlada por fallas ciegas de cinemática inversa generadas durante un evento contraccional posterior al cese del régimen extensional que controló su depositación. La ubicación de las estructuras contraccionales principales tiene relación directa con la configuración actual del frente topográfico en esta vertiente del Orógeno Andino.

I.3 Objetivos

I.3.1 Objetivo general

Determinar la configuración estructural de la vertiente occidental del Altiplano entre los 21°00' y 21°15' y proponer modelos cinemáticos teóricos que permitan comprender las relaciones geométricas distinguidas.

I.3.2 Objetivos específicos

- i. Establecer la distribución y relaciones de contacto de las unidades litológicas que se encuentran en la zona de estudio.
- ii. Identificar estructuras principales, describirlas y caracterizarlas cinemáticamente
- iii. Reconocer la temporalidad de eventos que generaron la arquitectura actual en este punto del Orógeno Andino.
- iv. Determinar tasas de acortamiento y de alzamiento.

I.4 Materiales y métodos

Para establecer la distribución de rocas y estructuras geológicas en superficie se confecciona un mapa geológico escala 1:25.000. Los métodos para realizar esta tarea son los siguientes:

- i. Recopilar, analizar y sintetizar antecedentes estratigráficos, sedimentológicos y estructurales locales y regionales de la zona en estudio. Los materiales corresponden a artículos científicos publicados en revistas e informes emitidos por el Servicio Nacional de Geología y Minería SERNAGEOMIN.
- ii. Análisis de sensores remotos. Se utilizan imágenes satelitales de Google Earth, LANDSAT 8, Bing y SENTINEL 2 para generar un mapa geológico de la zona en estudio y determinar datos estructurales de rumbo y manteo a partir de la construcción de contornos estructurales y método de dos y tres puntos. Se ocupan Modelos de Elevación Digital (DEM) ALOS PALSAR de 12,5mt de resolución para obtener información topográfica.

- iii. Campaña de reconocimiento en terreno de cinco días de duración la cual permite corregir y verificar mapa geológico.
 - iv. Elaboración de secciones geológicas esquemáticas para comprender la distribución tridimensional de las rocas localizadas en la zona en estudio.
 - Para establecer la distribución de rocas y estructuras geológicas en subsuperficie:
 - a. Interpretación de dos secciones de reflexión sísmica ubicados en la Depresión Central realizadas mediante la metodología descrita en el capítulo asociado.
 - b. Análisis de informes petrológicos y estratigráficos de pozos realizados por ENAP en la Depresión Central.
 - Para determinar las estructuras que controlen la configuración estructural inferida y realizar su caracterización:
 - a. Revisión de modelos estructurales cinemáticos.

Análisis de las secciones geológicas realizadas y asociación a los modelos cinemáticos revisados.
- Para reconocer la temporalidad relativa de eventos de deformación:
- a. Revisión de antecedentes cronológicos de las rocas.
 - b. Revisión de la arquitectura depositacional de las unidades estratificadas y relaciones de contacto.
 - Para determinar tasas de alzamiento y acortamiento
 - a. Realizar secciones geológicas representativas a lo largo de la zona en estudio.
 - b. Calcular alzamiento y acortamiento mediante la medición de la distancia entre nivel horizonte de bloque colgante y nivel del horizonte del bloque yacente de una falla determinada y medir la distancia inicial y final de un

horizonte asociado a una unidad litológica particular para luego calcular la diferencia entre ambos, respectivamente.

I.5 Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio se encuentra al Sur de la localidad de Pica, en la Región de Tarapacá. Es posible arribar al área desde la ruta Panamericana 5 Norte, la cual se extiende desde Santiago hasta Iquique paralelo a la línea de costa (Figura I.2).

Para acceder a la parte Norte del área, Quebrada Blanca, se debe seguir la ruta A85 desde la Panamericana 5 Norte. Es posible acceder a la Quebrada Choja desde la Pampa del Tamarugal, seleccionando el camino de las antenas, el cual se extiende paralelo a la Quebrada nombrada (Figura I.3).

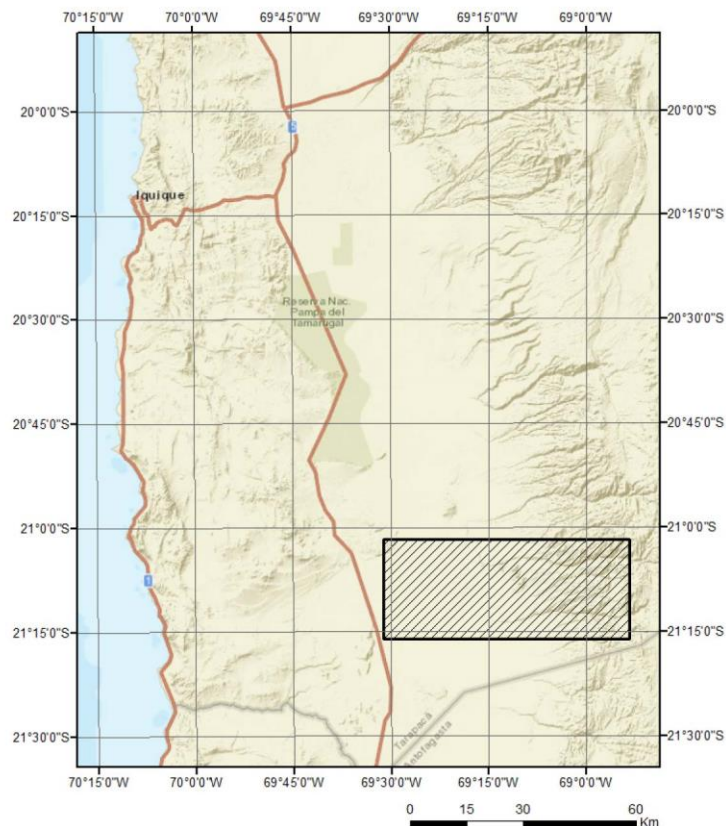


Figura I.3 Ubicación del área en estudio. El rectángulo achurado muestra la ubicación del área de estudio. Se encuentra cerca de 120 Km al Sur de Iquique

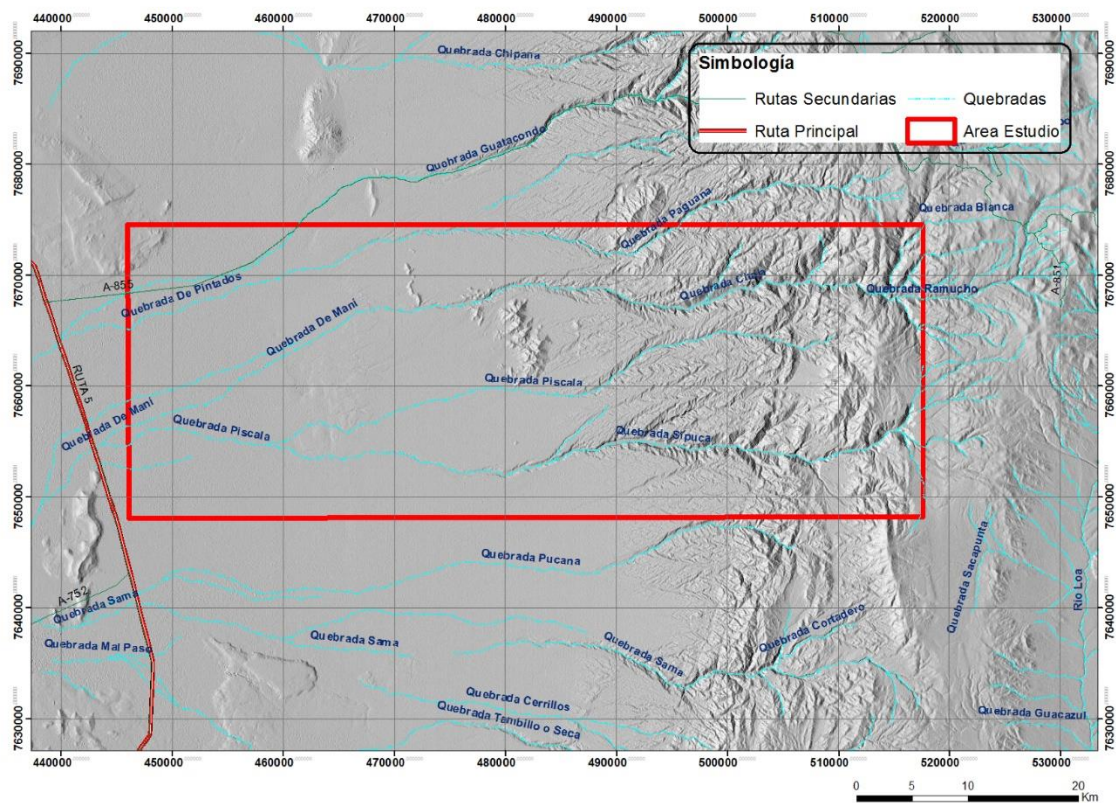


Figura I.4 Mapa de Quebradas presentes en la zona en estudio. El cuadro rojo muestra la extensión del área en estudio. Se puede acceder desde la Ruta panamericana 5. El camino de Las Antenas recorre el borde Sur de la Quebrada Maní, que luego cambia de nombre a Quebrada Choja en el dominio Precordillera.

II. MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio se ubica en el flanco occidental de Los Andes Centrales, particularmente en el inicio del frente topográfico que constituye el Plateau de Sudamérica. Corresponde a un Orógeno de estilo no colisional con más de 6.000 Mt de altura y para el cual se verifica, mediante estudios geofísicos, un grosor cortical cercano a los 70km (Allmendinger, 1997). Las rocas y estructuras que afloran, junto con los rasgos morfoestructurales configurados de manera longitudinal, son la expresión superficial de procesos endógenos acontecidos a lo largo del tiempo geológico.

II.1 Marco tectónico

En el borde occidental del continente sudamericano se ha verificado la existencia de un margen convergente con resultado de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana continua desde el Jurásico temprano (Charrier et al., 2007). En cuanto al régimen tectónico predominante en el orógeno Andino, se postula la ocurrencia de extensión desde el inicio de la subducción hasta el Cretácico medio (Mpodozis y Ramos, 1989; Scheuber y Reutter, 1992; Charrier et al., 2008), para luego dar paso a un periodo dominado principalmente por régimen contraccional hasta la actualidad (Figura II.1) (Scheuber y Reutter, 1992; Coutland et al., 2001).

En la actualidad, el ángulo de subducción varía a lo largo del orógeno Andino (Bevis y Isacks, 1984). En el oroclino boliviano, la zona Wadatti – Benioff tiene un buzamiento de 30° el cual desciende de manera transicional hacia el sur, hasta conseguir un ángulo subhorizontal cercano a 10° en los 28°S (Cahill y Isacks, 1992). Este carácter tectónico se correlaciona con la ocurrencia de volcanismo cuaternario en el orógeno y define la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) (Charrier et al., 2008).

Se han registrado variaciones en la tasa de convergencia absoluta entre las litosferas oceánicas involucradas en la subducción y la placa Sudamericana, al

menos desde el Cretácico Medio (Figura II.1) Se verifican pulsos de mayor intensidad durante el Cretácico tardío y Eoceno (Pardo-Casar & Molnar, 1987) los cuales coinciden con los tiempos en los cuales la tasa de la apertura del atlántico aumentó (Muller et al., 2008). Junto con ello, la dirección de subducción de la placa también ha variado, lo cual se ha postulado como factor fundamental en la construcción del Orógeno Andino (Scheuber y Reutter, 1992) debido a que controlaría el régimen tectónico en la placa superior (Placa Sudamericana). Restauraciones de la morfología del margen continental previo al Eoceno medio, eliminando efectos del acortamiento cortical y rotación de bloques, demuestran que la dirección de convergencia fue de carácter oblicuo respecto al margen continental (Arriagada et al., 2008; Muller et al., 2008). Esto tiene relación con la completa subducción de la placa Aluk (Scheuber y Reutter, 1992; Colli et al., 2014)

La tasa de convergencia ha disminuido continuamente desde el Mioceno temprano, tal que actualmente se registra una magnitud cercana a 37 mm/año con una dirección N78°E cerca de los 23°S (Norambuena et al., 1998; Angermann et al., 1998), latitud en la cual existe un margen NS. Por otra parte, registros magmáticos en los Andes Centrales sugieren que el ángulo de subducción en el Altiplano fue más somero durante el Neógeno temprano que en la actualidad (Allmendinger et al., 1997).

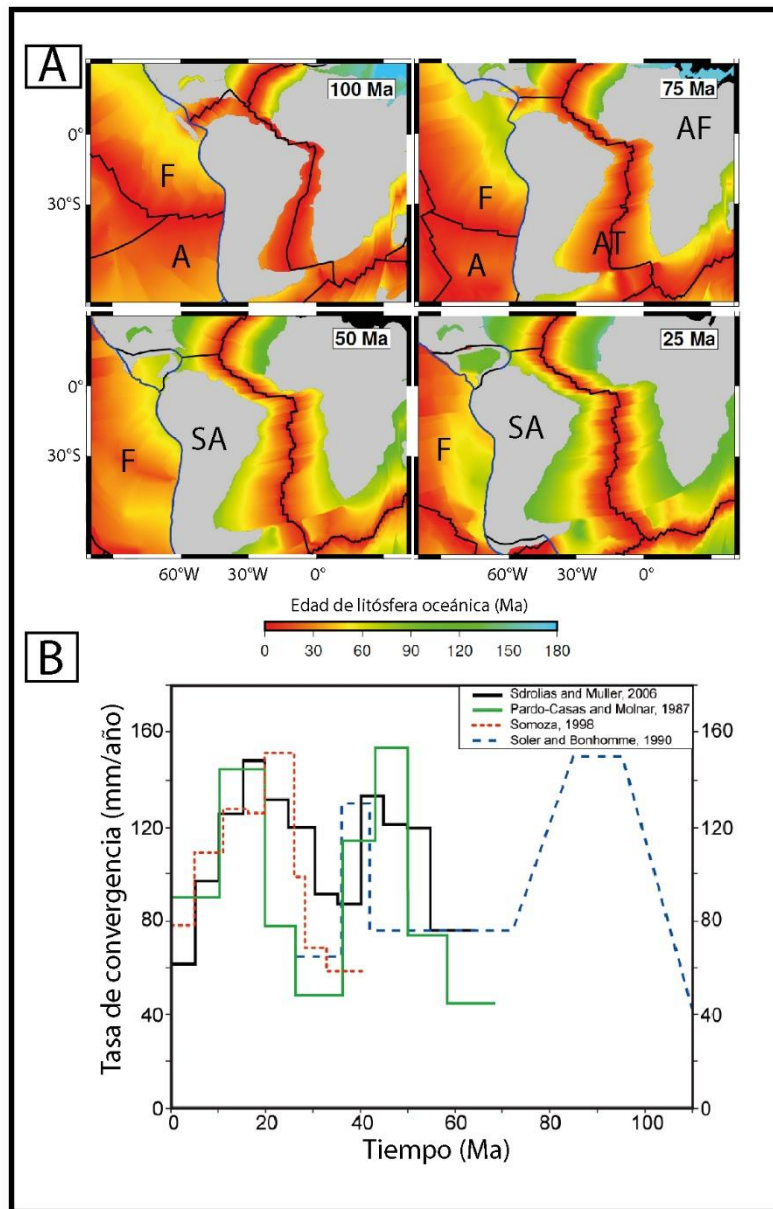


Figura II.1 Variación de la configuración tectónica del borde occidental de Sudamérica. (A) Reconstrucción de la configuración de placas tectónicas y edad de litósfera oceánica para cuatro periodos. (F: Farallón. SA: Sudamérica. AF: África. A: Aluk). Modificado de Colli y otros (2014). **(B)** Velocidad de convergencia entre placas Farallón-Nazca y Sudamérica a la latitud de Los Andes Centrales según reconstrucciones. (Modificado de Martinod et al., 2010). La máxima de Soler y Bonhomme (1990) coincide con el inicio de la apertura del Atlántico.

II.2 Marco Geomorfológico

II.2.1 Cordillera de la Costa (CC)

Es una cadena montañosa compuesta por rocas ígneas de edad Mesozoica con orientación suavemente oblicua a la línea de costa y su ancho disminuye gradualmente hacia el Norte hasta desaparecer en la región de Arica ($18^{\circ}15'S$). Su máxima altitud es cercana a 1.200 m.s.n.m. (Figura II.2). Constituía el Arco durante el Jurásico inferior – Cretácico inferior (García et al., 2004).

II.2.2 Depresión Central (DC)

Corresponde a una planicie de 40 – 55 Km de ancho compuesta de ignimbritas subyacentes a depósitos sedimentarios Cenozoicos de facies tipo abanico aluvial asociados a la erosión de las rocas presentes en los dominios orientales (Hartley et al., 2000). Su altura se incrementa desde los 500 a 1000 msnm hasta 1900 y 2300 msnm en la Precordillera. Esta diferencia de altura genera una pendiente suave de 1° - 2° al W. Es posible segmentar esta unidad morfoestructural en superficies interfluviales (pampa) a partir de las profundas incisiones desarrolladas desde el Mioceno tardío, periodo en el cual se comenzaron a desarrollar las condiciones climáticas áridas a hiper-áridas (Farías et al., 2005).

II.2.3 Precordillera (PC)

Extensa serranía que constituye el frente topográfico del borde occidental del Plateau Sudamericano (Figura II.2). Su elevación varía entre 1900 a 3700 m.s.n.m. desde Oeste a Este (Allmendinger et al., 1997). En su borde occidental se encuentra un Sistema de Fallas que involucra rocas del Paleozoico hasta el Oligoceno. Al Sur de los $21^{\circ}S$ se conoce como el Sistema de Falla de Domeyko (SFD) (Cornejo, 1997) y al Norte de los $21^{\circ}S$ se denomina West Andean Thrust System (WTS) (Charrier y Muñoz, 1992). Estudios que relacionan escarpes en superficie junto con hipocentros sísmicos sugieren que aún se encuentra en alzamiento (Farías et al., 2005). En la zona de estudio, este rasgo morfoestructural está subdividido por la West Fault (WF) desde Oeste a Este en Sierra de Moreno (SM) y Sierra del Medio (SdM). Sierra de Moreno se compone

de unidades estratificadas de edad Jurásica a Cretácica superior y un basamento Paleozoico alzado. Sierra de Moreno se constituye prácticamente de volcanitas y plutones de edad Triásico Superior (Formación Collahuasi).

II.2.4 Cordillera Occidental (CO)

Es el Arco Volcánico desde el Mioceno. Su altura varía entre los 3300 a 4800 m.s.n.m. Se constituye por rocas volcánicas y volcanoclásticas. Está limitado al Este por un Sistema de Fallas con extensión Norte – Sur denominado East Thrust System (ETS) (Farías., 2004; Charrier., 2009).

II.2.5 Altiplano (AP)

Corresponde a una Meseta con drenaje interno ubicada en los Andes Centrales. Con una altura promedio de 3700 m.s.n.m, es la segunda meseta más alta del mundo. Esto se atribuye al engrosamiento cortical, litósfera adelgazada termalmente, aporte magmático, acortamiento tectónico (Isacks, 1998; Allmendinger et al., 1997; Baby et al., 1997).

II.3 Marco Estructural

Desde el inicio del régimen contraccional, el acortamiento en el sector Norte de la Precordillera Chilena fué acomodado por la deformación asociada a dos sistemas de falla relacionados espacialmente: Sistema de Fallas Inversas de Sierra de Moreno (SFSM) y Sistema de Falla de Domeyko (SFD). Además, en el Norte del área de estudio se registran actividades de fallas fechadas en el Neógeno (Victor et al., 2004; Farias et al., 2005).

El SFSM está conformado por una serie de fallas inversas de alto ángulo, con geometría en echelon, las cuales desplazan al basamento Paleozoico Sierra de Moreno y pliegan la cobertura Mesozoica – Cenozoica (Tomlinson et al., 2001; Yoon et al., 2003) dando lugar a un estilo estructural de basamento comprometido y cinturones plegados con orientación NS. Se compone de al menos cinco fallas de escala regional (Sierra de Moreno, Quehuita, Choja, Barrera y Arca) con actitud N – NNE y NNW al Norte y al Sur de los 22°S respectivamente.

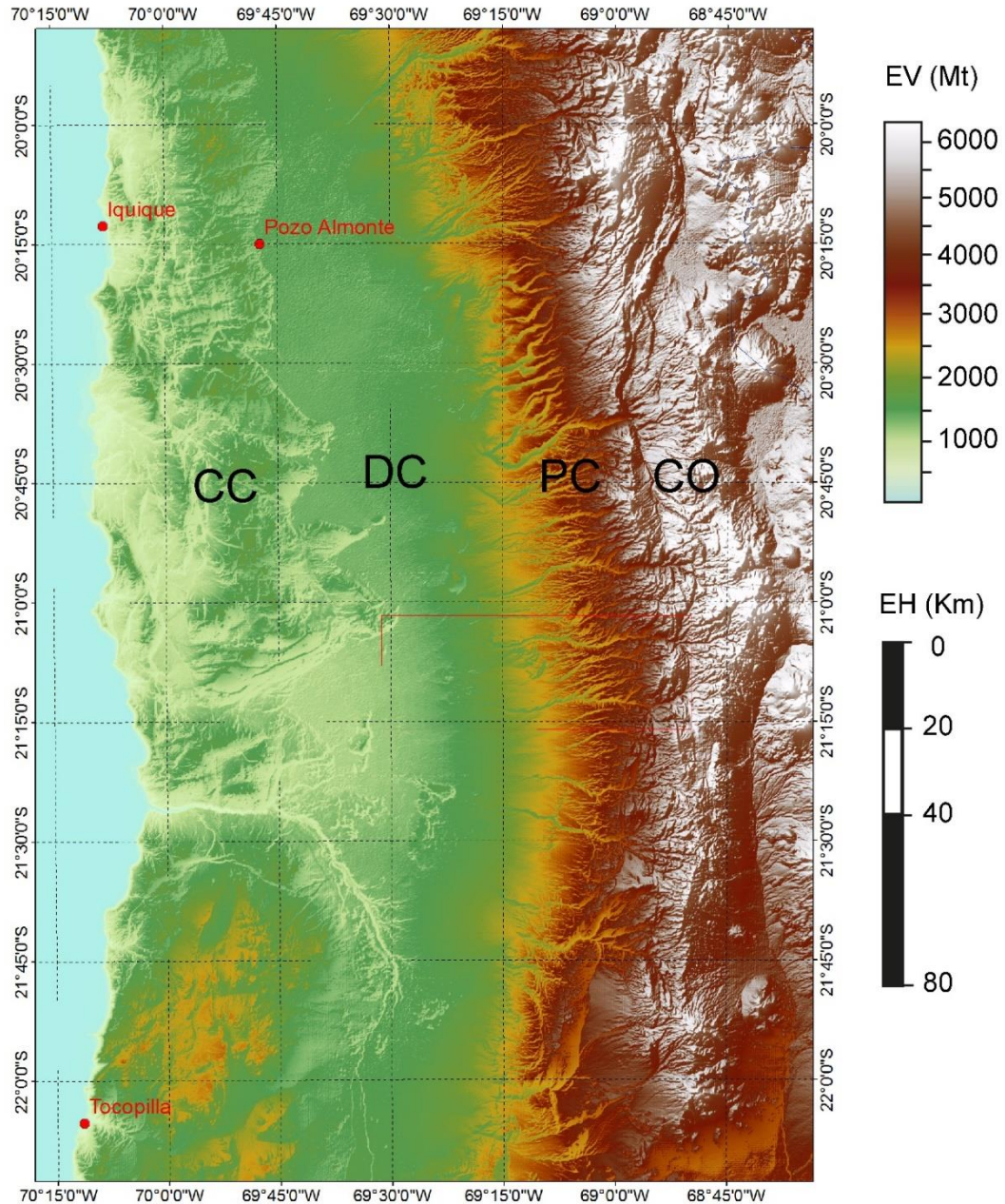


Figura II.2 Marco geomorfológico de la zona de estudio. De Oeste a Este, se encuentra la Cordillera de la Costa (CC), Depresión Central (DC), Precordillera (PC) y Cordillera Occidental (CO). La división de los dominios está en función de la altura. Esta varía según la latitud. En los 21°S, es posible pasar desde los 1.500 Mt hasta los 4.000 Mt en 20 Km. (EH: Escala Horizontal. EV: Escala Vertical).

La mayor parte de las fallas tienen vergencia occidental y flanquean el borde occidental de la unidad morfoestructural Sierra de Moreno, excepto la falla Arca la cual posee buzamiento hacia el oeste y limita las unidades Sierra de Moreno con Sierra del Medio (Ladino et al., 1999; Tomlinson et al., 2001). En cuanto a la edad de la deformación asociada a estas estructuras, se postula que

este sistema de fallas comenzó su actividad en el Cretácico Superior, entre los 109 Ma – 86 Ma (Ladino et al., 1997; Tomlinson., 2001), sin embargo, los diferentes niveles de basamento yuxtapuestos por la falla Arca sugiere que esta estructura tuvo actividad durante el Paleozoico – Triásico, previo a la depositación de la cobertura (Tomlinson et al., 2001).

El SFD corresponde a una zona de alta tasa de deformación relativa de más de 1000 Km de extensión (20° - 27°S) y 40 km – 60 km de ancho, con orientación paralela al orógeno y está compuesto por un complejo arreglo de fallas de vergencia variable a lo largo del rumbo y con registros de cinemática inversa, normal y transcurrente (Cornejo et al., 1997; Mpodozis y Cornejo., 2012). A partir de la evolución cinemática y los estilos estructurales asociados SFD es posible subdividirlo en tres segmentos (Tomlinson et al., 2001): Desde el Sur de Pica hasta Calama (segmento Norte), desde el Sur de Calama hasta la altura de Tal-Tal (segmento Centro) y desde el Sur de Tal-Tal hasta el Sur de Copiapó (segmento Sur). La zona de estudio se encuentra en el segmento Norte del SFD el cual se enmarca en la extensión Norte de la Precordillera, tiene orientación subparalela al SFISM y se ubica relativamente más al oriente, asociado al dominio de Sierra del Medio. Se denomina Sistema de Falla Oeste (SFO). Se ha fechado el inicio de su actividad en el Eoceno Medio (Tomlinson et al., 2001; Mpodozis y Cornejo, 2012). No obstante, hay otros autores que proponen que el inicio de la actividad del SFD en la zona Centro y Sur comenzó en el Cretácico tardío (Scheuber y Reutter, 1992; Amilibia et al., 2008).

El SFO está compuesto principalmente por las fallas Yocas y Challos las cuales se localizan a lo largo del frente topográfico de Sierra del Medio y de Sierra del Medio respectivamente (Tomlinson et al., 2001). La fecha de la actividad de la falla Challos es satisfactoria con la termocronología de Maksaeve y Zentilli (1999) para rocas de Sierra del Medio. La falla Challos alza el bloque de Sierra del Medio cabalgándola por sobre unidades del Cretácico Superior – Eoceno (Formación Tolar, Icanche y Sical), este evento es registrado por las disconformidades intraformacionales de la Formación Sical del Eoceno tardío. Además, se tiene

registros de que la actividad de su extensión Norte (Falla Puno), que originalmente fue una falla inversa con vergencia occidental, fue reactivada durante el Oligoceno – Mioceno Temprano como una Falla normal o transtensiva durante la depositación de la Formación Papajoy. Por otra parte, la falla Yocas yuxtapone unidades del Cretácico tardío (Formación Tolar) por sobre unidades marinas del Jurásico Inferior (Formación Quehuita) de tal forma que se interpreta como una inversión de cuenca de intraarco (Tomlinson et al., 2001). Su actividad está bien limitada en el Eoceno Medio por el desplazamiento en unidades del Eoceno Medio (Formación Icanche) y por la intrusión de un plutón granodiorítico del mismo periodo (Tomlinson et al., 1994).

En general, los estilos estructurales dominantes en la Precordillera tienen orientación NS, están asociados a eventos de acortamiento E-W comprenden el cabalgamiento del basamento Paleozoico-Triásico por sobre la cobertura Mesozoica y el plegamiento de la misma para dar lugar a cinturones plegados (Tomlinson., et al 2001; Amilibia y Skarmeta 2002; Amilibia et al., 2008). Sin embargo, se desconoce la manera en la cual el basamento Sierra de Moreno y cuál es su relación con los pliegues de la cobertura.

En la Depresión Central, al Norte de los 21°S, se han definido una serie de flexuras monoclinales con vergencia occidental (Muñoz y Charrier; 1991; Pinto et al., 2004; Victor et al., 2004; Farias et al., 2005). Estas estructuras conforman estratos de crecimiento en la cobertura Oligo – Neógena que sobreyace al cinturón plegado (Farias et al., 2005). Es posible correlacionar a la Flexura Chintaguay con los Cerros Isla de Maní.

II.4 Evolución Geodinámica

La configuración tectónica del margen del continente sudamericano se ha modificado a lo largo de la historia geológica, lo cual ha tenido implicancias en el régimen tectónico imperante en la placa superior y, por consiguiente, en la arquitectura de las paleogeografías generando estructuras que hoy en día son consideradas como controles de primer orden en los estilos estructurales observados en sectores de la Precordillera Chilena (Amilibia y Skarmeta, 2003; Amilibia et al, 2008). Es posible reconocer dos grandes etapas en la evolución geodinámica en esta zona y, que a su vez, se relacionan con la temporalidad de deformación del basamento y junto con su cobertura. Estas son los periodos Pre – Subducción y Subducción.

II.4.1 Etapa Pre – Subducción

Corresponde temporalmente a todos los eventos acontecidos previo al Jurásico inferior. Se postula un periodo de acreción de terrenos alóctonos hasta el en el margen occidental de Sudamerica (Ramos et al., 2008) representado por el Complejo Metamórfico Sierra de Moreno (CMSM). Sin embargo, otros interpretan este metamorfismo como un antiguo margen de subducción (Tomlinson et al., 2001). Luego durante el Triásico se desarrolló un sistema de cuencas de rifting de orientación NNW – SSE tipo half - grabben en patrón echelon (Alvarez y Ramos, 1999) representados por la Formación Collahuasi aflorante en la Precordillera (Figura II.3). Este régimen extensivo está asociado a la apertura del Atlántico del Norte y generan debilidades corticales consideradas como controles de primer orden para la deformación acontecida en tiempos posteriores (Mpodosis y Cornejo, 2012).

II.4.2 Etapa de Subducción

Se quiebra el continente Gondwana en el Jurásico inferior; comienza la apertura del Atlántico junto con la subducción de la placa litosférica oceánica (placa pacífico) bajo la Sudamericana con registros de dos regímenes tectónicos predominantes.

En un primer periodo, el escaso a nulo acople de las placas permitió el desarrollo de roll-back en la placa subductante. Esto tuvo como consecuencia el desarrollo de un régimen extensivo en la placa superior y la generación de una paleogeografía con un Arco en la actual Cordillera de la Costa y una Cuenca de Trasarco en los dominios actuales de la Depresión Central y la porción más occidental de la Precordillera (Cuenca de Tarapacá). Esto es confirmado por los registros estratigráficos de los CC y PC entre los 20°S – 21°S en los cuales la Formación Oficina Viz representa el Arco cuyos depósitos se intercalan con sedimentos marinos del Grupo Huantajaya (Blanco et al., 2012) (Figura II.3). Los depósitos marinos se hacen más antiguos hacia el oriente, donde la Fauna Marina de la Formación Quehuita indica las edades más antiguas de esta cuenca marina (Hettangiano)(Tomlinson et al., 2001). Luego del Kimmeridgiano, los registros muestran sedimentos continentales en la cuenca en la PC.

Durante el Cretácico tardío aumentó el movimiento absoluto de la placa sudamericana hacia el occidente y, junto con ello, la producción de corteza oceánica lo cual conlleva a una reorganización mayor de estas placas y el mayor acoplamiento mecánico entre la placa superior y la placa Farallón. De esta manera, se estableció un régimen compresivo en el margen occidental del continente sudamericano (Scheuber et al., 1994). Este evento ha sido relacionado como el comienzo de la Inversión de la Cuenca de Tarapacá (Amilibia et al., 2008)

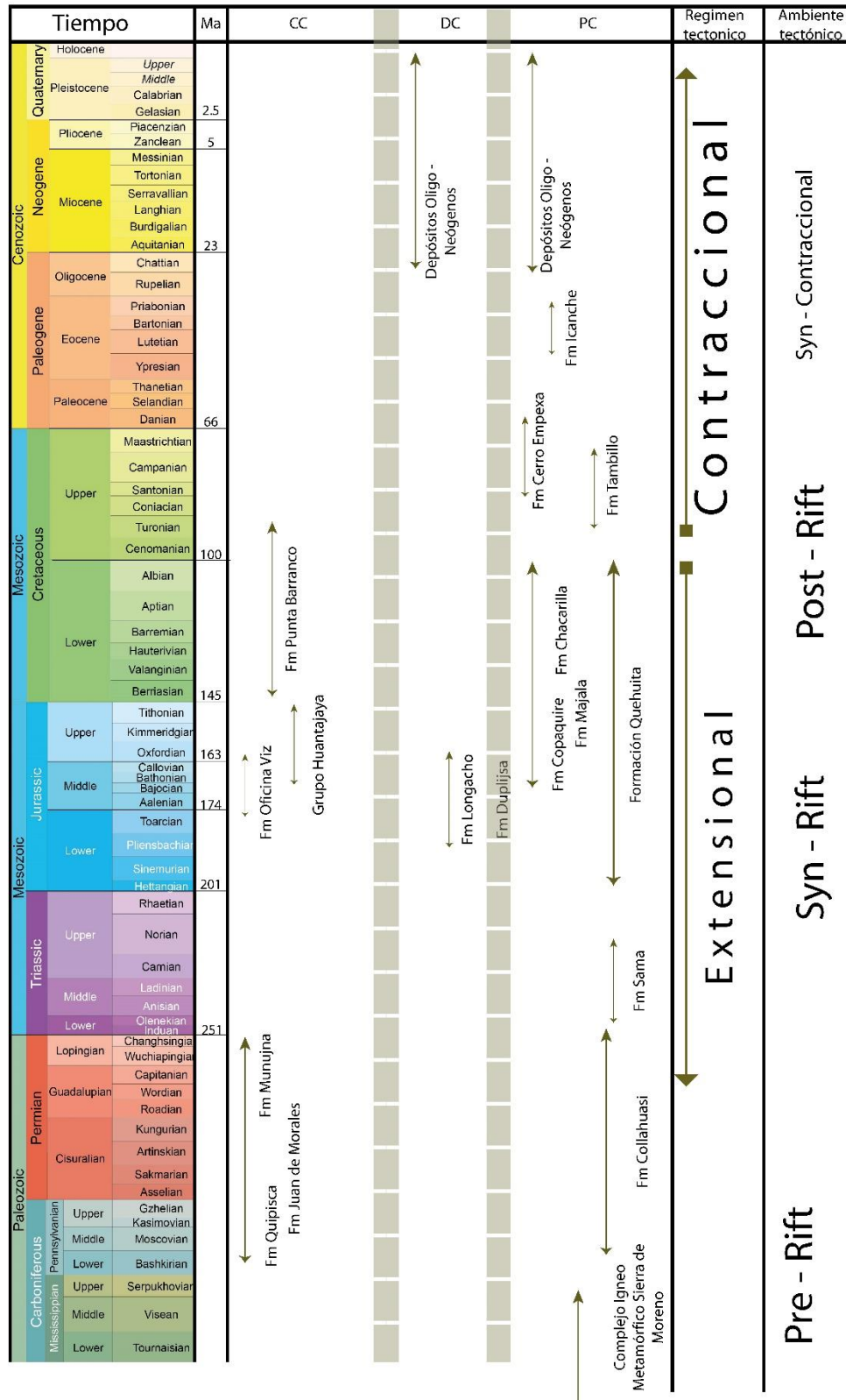


Figura II.3 Correlación cronoestratigráficas de unidades que afloran entre los 22°S – 20°S. Las flechas indican la extensión temporal máxima de las unidades. Realizado en base al trabajo de Blanco y otros (2012) y Tomlinson y otros (2001).

III. ESTRATIGRAFÍA

Los trabajos que tratan las unidades estratigráficas del Jurásico – Cretácico que se encuentran en la zona de estudio son escasos y contienen poco detalle sedimentológico para las secciones estratigráficas definidas (Vergara, 1978; Tomlinson, 2001). Estos datos son fundamentales para establecer correlaciones entre las unidades aflorantes y lograr inferir la presencia de estructuras que controlen la arquitectura en superficie. Además, están enfocados sólo en una porción del área estudiada; desde Sierra Capona como límite occidental hasta Sierra del Medio. Por tanto, para la representación cartográfica fiel de los depósitos de la Cuenca de Tarapacá, considerando las limitaciones del trabajo, y la posterior determinación de su configuración estructural, se utilizaron datos compilados regionales y locales, junto con observados en terreno y mediante imágenes satelitales.

Para categorizar a los grupos de rocas que afloran en el área de estudio se utilizan criterios cronológicos y litológicos. Para ello es necesario considerar también la estratigrafía a escala regional. En ese sentido, el trabajo realizado por Blanco y otros (2012) es útil para correlacionar con unidades ubicada al NO de la zona en estudio.

Considerando las limitantes del trabajo y el objetivo perseguido se decidió realizar un mapa de facies no cuantificados (Vera, 1994) (Figura III.1 y Figura III.2). Para su construcción, se utilizan datos de campo, inspección visual mediante sensores remotos y datos compilados para mostrar la distribución areal de facies dominantes.

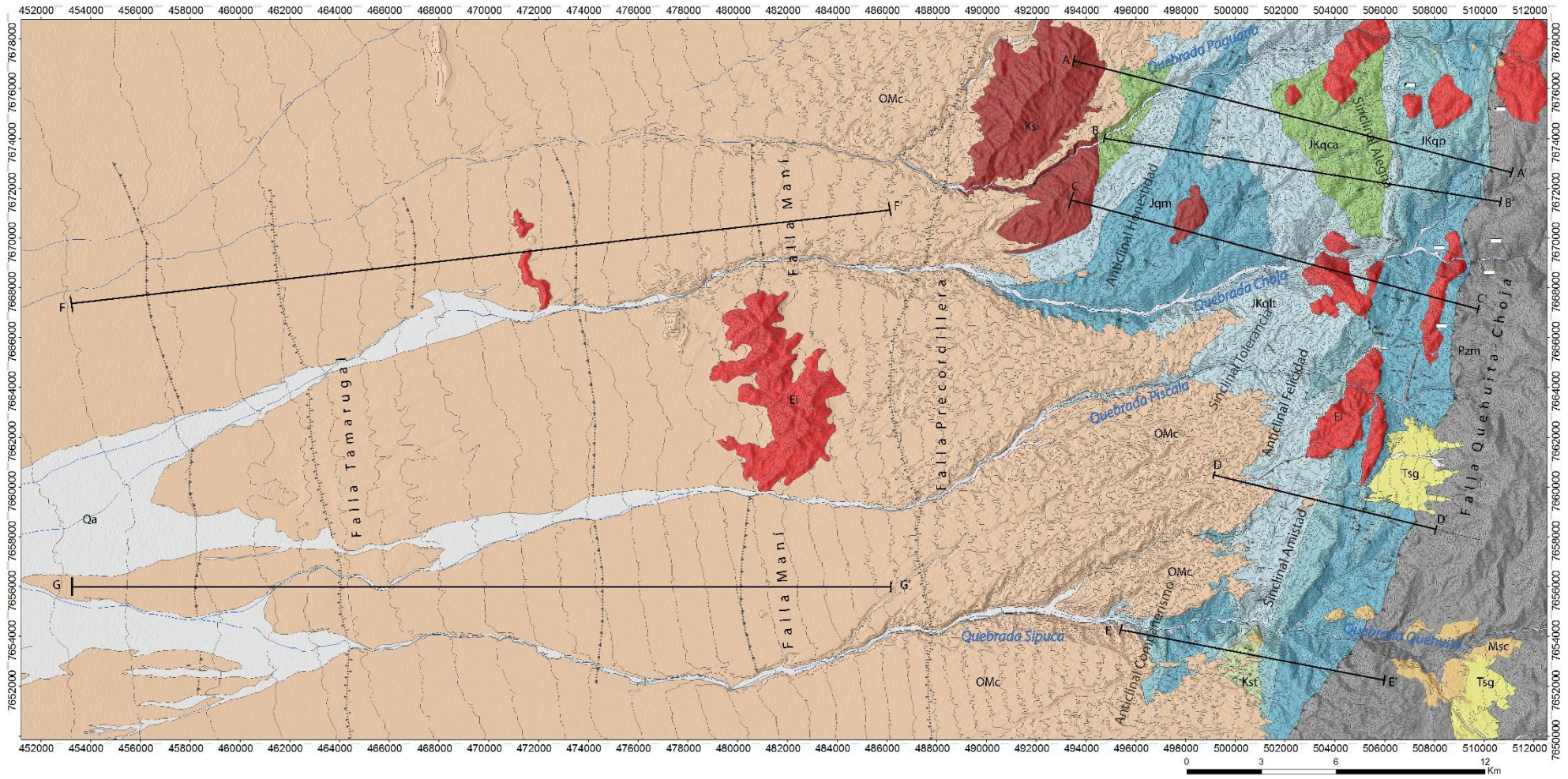


Figura III.1 Mapa Geológico de la zona en estudio escala 1:55.000. Se señalan las trazas de los perfiles y nombres de estructuras principales.

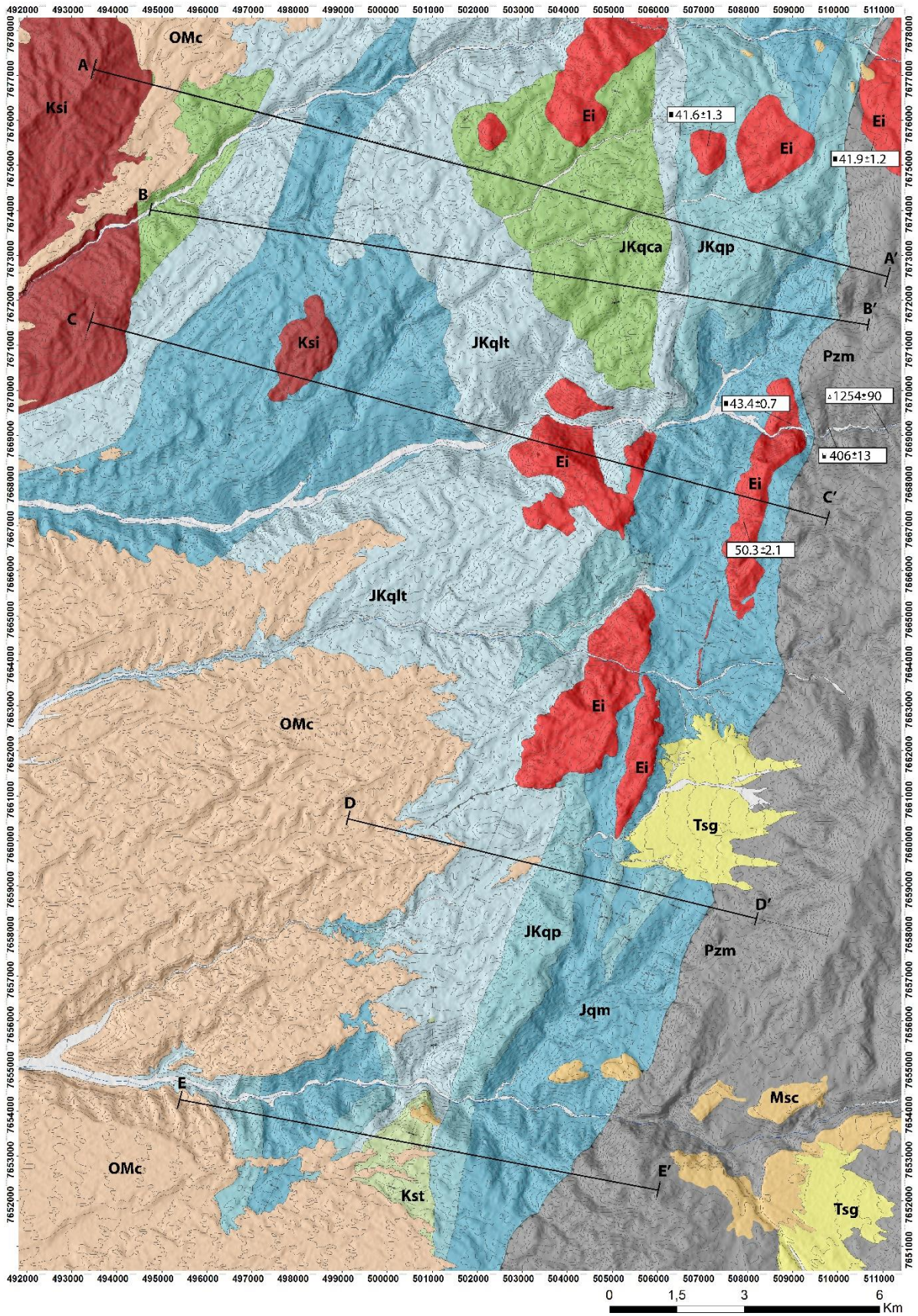


Figura III.2 Mapa geológico de la porción occidental del área en estudio (Precordillera). Escala 1:25.000. Las edades de las unidades Ei son extraídas de Tomlinson y otros (2001).

LEYENDA

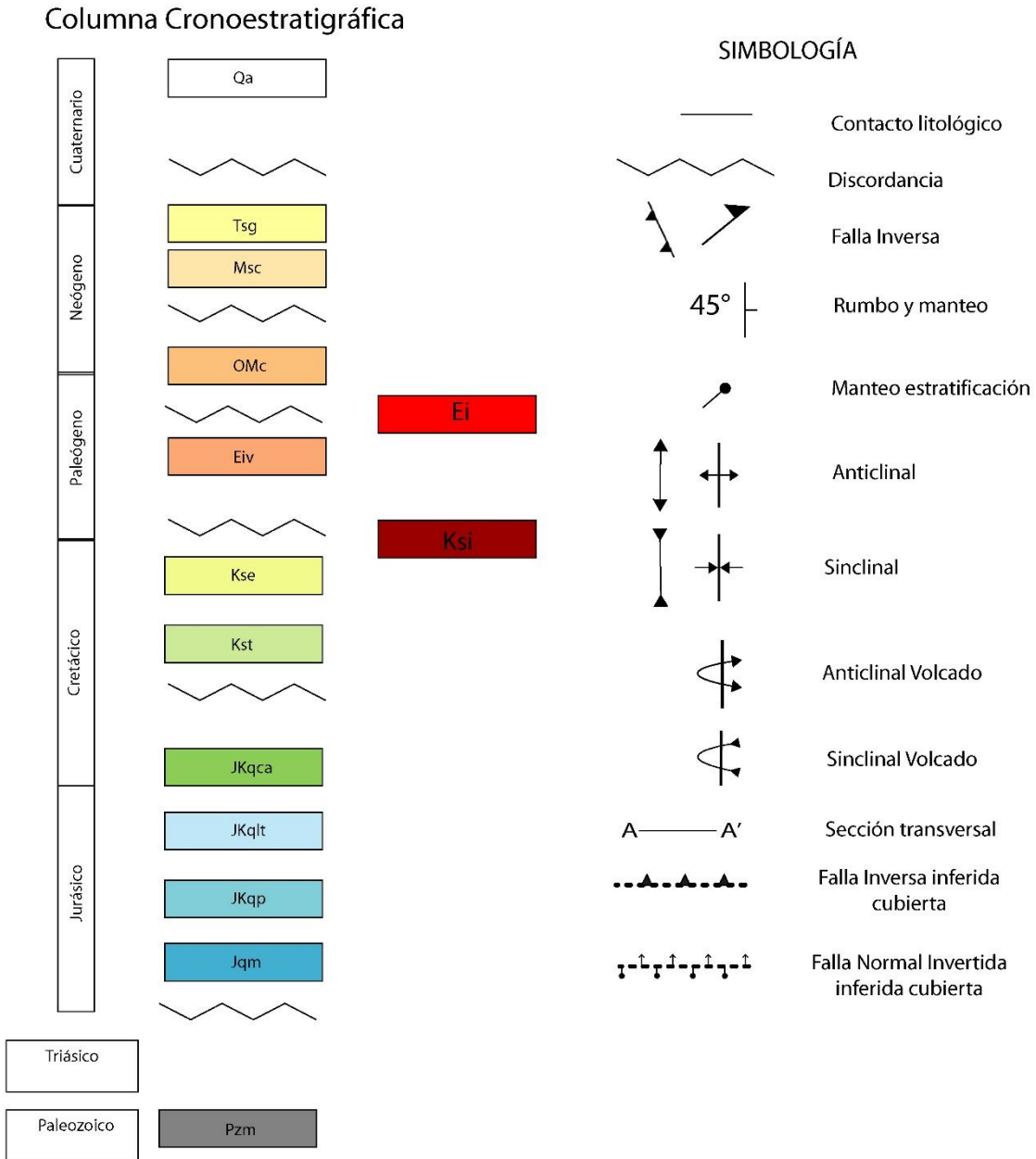


Figura III.3 Leyenda de Mapas y Perfiles Geológicos. Se muestra cuadro cronoestratigráfico con las unidades que afloran en la zona de estudio junto con la Simbología utilizada para representar los elementos geológicos.

III.1 Complejo Ígneo – Metamórfico Sierra de Moreno

Corresponde al basamento de las unidades estratificadas de la Cuenca de Tarapacá. Para este trabajo se define como una unidad cronoestratigráfica que representa el periodo pre – rifting (Figura II.3).

Está ubicado en el extremo oriental del área en estudio (Figura III.1) y los afloramientos tienen extensión Norte – Sur. Está alzado sobre las unidades estratificadas por la Falla Inversa Quehuita de alto ángulo. Se constituye por esquistos micáceos grises a negros, anfibolitas y migmatitas del Complejo Metamórfico Sierra de Moreno (CMSM) junto con Granitos de muscovita y Dioritas que lo cortan. El CMSM tiene edades de metamorfismo y migmatización asociadas al periodo Cámbrico - Ordovícico y los granitos registran edades K-Ar en anfíbola del Ordovícico – Silúrico con signaturas isotópicas peraluminosas (Tomlinson et al., 2001).

Esta unidad representa una sedimentación clástica con eventos de volcanismo básico que tuvo lugar durante el Proterozoico Medio – Cámbrico la cual estuvo sometida a un Metamorfismo regional de grado medio – alto durante el Cámbrico – Silúrico. Además, las migmatitas e intrusivos que cortan a las rocas metamórficas están asociadas espacialmente. Por tanto, se infiere un periodo de emplazamiento de magmas graníticos y dioríticos en dominio cortical dúctil, probablemente corteza media (Tomlinson et al., 2001).

III.2 Formación Quehuita

Conjunto de rocas sedimentarias carbonáticas y siliciclásticas depositadas en la Cuenca de Tarapacá durante un régimen tectónico de carácter extensivo. Esta unidad contiene la fauna fósil más antigua de la Cuenca (Hettangiano) (Tomlinson et al., 2001). Al menos en la zona en estudio, la depositación es continua desde el Jurásico Inferior. Tiene lugar en un ambiente marino que cambia a continental producto de un evento de regresión o colmatación de la cuenca. (Tomlinson et al., 2001)

Está conformado por cuatro miembros; dos están definidos litoestratigráficamente y cronoestratigráficamente mientras que otros dos sólo se definen de manera litoestratigráfica.

Los miembros definidos por Vergara (1978) están revisados y parcialmente modificados por Tomlinson y otros (2001) en cuanto a sus edades inferidas a través de fósiles, su contenido litológico y distribución en la zona (contactos). Además, las facies litológicas definidas en los miembros varían a lo largo de la zona. Por tanto, para resolver esta problemática con las limitaciones adquiridas en este trabajo y definir la distribución de las unidades estratificadas, se realizó una verificación petrográfica puntual en terreno, junto con una exhaustiva inspección visual mediante sensores remotos.

III.2.1 Miembro Inferior (Jqm)

Corresponde a una secuencia bien estratificada de 0,1 a 2,0 Mt. de potencia compuesta por ruditas con clastos graníticos y metamórficos en la base, lutitas, calizas, calcilutitas, calcarenitas, calizas, lutitas y niveles evaporíticos.

Las rocas carbonáticas de color pardo, gris y amarillo predominan en la porción inferior, mientras que cerca del techo la secuencia está dominada por lutitas negras con intercalaciones de yeso. En su base contiene conglomerados y areniscas pardo-amarillentas (Tomlinson et al., 2001).

En la zona de estudio, aflora en los bordes occidental y oriental del Mapa de la Precordillera. Presenta niveles conglomerádicos que permiten identificar la

polaridad de la estratificación (Figura III.4). En la parte centro no aflora producto de que se ubica en la parte inferior de un gran sinclinal (Sinclinal Tolerancia).



Figura III.4 Afloramientos del Miembro Inferior de Formación Quehuita. Intercalaciones conglomerádicas en facies de lutitas. Superficie de erosión asociada al clasto tamaño grava indica dirección de la polaridad de estratificación. Confirma interpretación estructural dispuesta en el Mapa.

El contenido fósil marino registra depositación durante el Hettangiano (*Psiloceras sp.*, *Curviceras sp.*, *Badouxia sp.* y *Schloteimia sp.*), Oxfordiano (*Perisphinctes sp.*, *Microsphinctes sp.* y *Euaspidoceras sp.*) hasta el Kimmeridgiano (*Exogyra vírgula*) presumiblemente continuado. Además, junto con las litofacies, esto permite interpretarlo como un ambiente marino, litoral a plataforma carbonática infralitoral (Tomlinson et al., 2001).

Vergara (1978) reconoce que el miembro inferior de las secuencias marinas ubicadas al occidente de Sierra de Moreno está compuesto por lutitas, areniscas y calizas grises con fósiles marinos e intercalaciones de yeso hacia el techo. Este miembro es denominado Chitigua. Blanco y otros (2012) correlacionan al miembro Chitigua con la Formación Duplijsa aflorante en la Quebrada Juan de Morales (20°15'S) cuyas litofacies corresponden a calizas de color rojo, pardo y gris junto con escasas arcosas líticas rojas carbonatadas de tamaño fino.

Estipulan que el ambiente de la Formación Duplijsa es marino infranerítico con influencia costera y que, por medio de la identificación de su fauna fósil, su edad se constriñe al Caloviano – Oxfordiano.

En el pozo Soledad – 1 realizado en la Pampa Soledad por ENAP (1962), a 10 Km al Oriente de la Carretera Panamericana, se reconoce que el techo de unas secuencias marinas compuesta por lutitas, margas y calizas fosilíferas bien estratificadas se encuentra a 1745 Mt. de profundidad (Mordojovich, 1962). Está sobreyacido por rocas siliciclásticas y volcánicas atribuidas a la Formación Cerro Empexa (Mordojovich, 1962; Gallardo, 1962). La perforación se realizó a una cota de 935 m.s.n.m.; por lo cual la profundidad del horizonte es cercana a los 3.615 Mt. sobre el nivel del mar. En el mismo pozo, se identificaron abundantes intercalaciones de Yeso entre los 1.850 a 2.155 Mt. relativo a la posición del pozo en superficie. Estas intercalaciones evaporíticas permiten fechar la edad mínima de la secuencia en el Oxfordiano (Gallardo, 1962).

En base a los datos recopilados, en este trabajo se considera que el techo de este miembro representa el Oxfordiano – Kimmeridgiano.

Los espesores de este miembro aumentan hacia el oeste en las secciones del sector Norte del Cinturón Plegado de Sierra de Moreno (A-A', B-B', C-C') sólo como consecuencia del acuñamiento del Miembro Punilla. Esto pues, se considera que el espesor mínimo de este miembro es constante. Sin embargo, efectivamente es posible afirmar un aumento de espesor mínimo hacia el oriente, en donde alcanza 2.200 mt. de espesor, casi el triple de lo visualizados en la traza A-A' (Fig III-5, Fig. IV-6, Fig. V-7, Fig. VI-8).

Traza A-A'

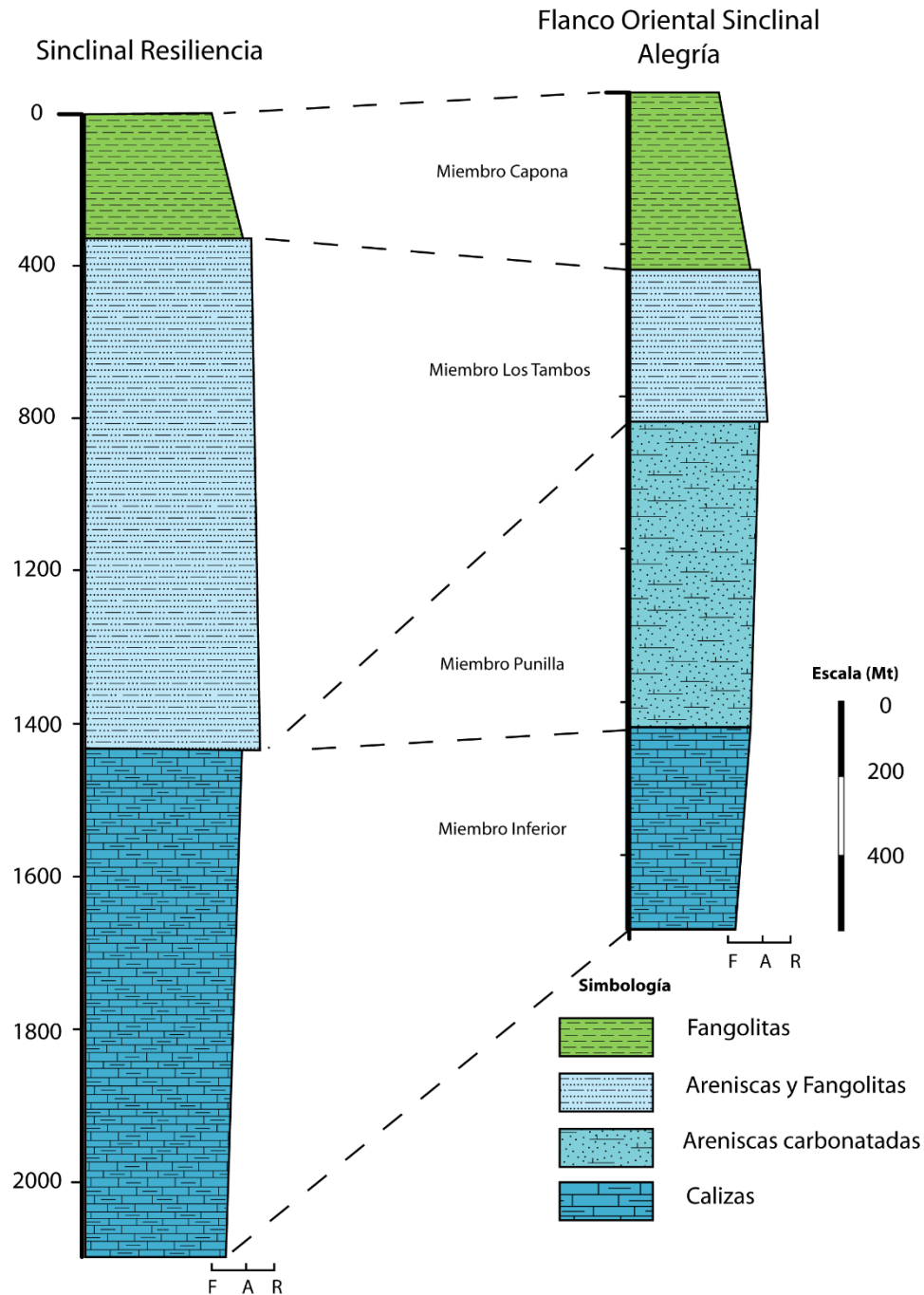


Figura III.5 Columnas estratigráficas realizadas a partir de los estructurales obtenidos de la sección A-A'. Se muestra la variación de los espesores de los miembros de la Formación Quehuita desde el extremo oeste de la zona de estudio hacia el oriente. Mientras que el miembro Punilla se acuña, el miembro Los Tambos aumenta su espesor. Los miembros Capona e Inferior muestran sus espesores máximos y mínimos respectivamente. El aumento del tamaño de grano, desde el Miembro Inferior a Los Tambos, evidencia la regresión de la Cuenca de Tarapacá. F: Tamaño fangolita, A: Tamaño Arenisca, R: Tamaño rudita. La simbología se describe en la parte inferior derecha.

Traza B-B'

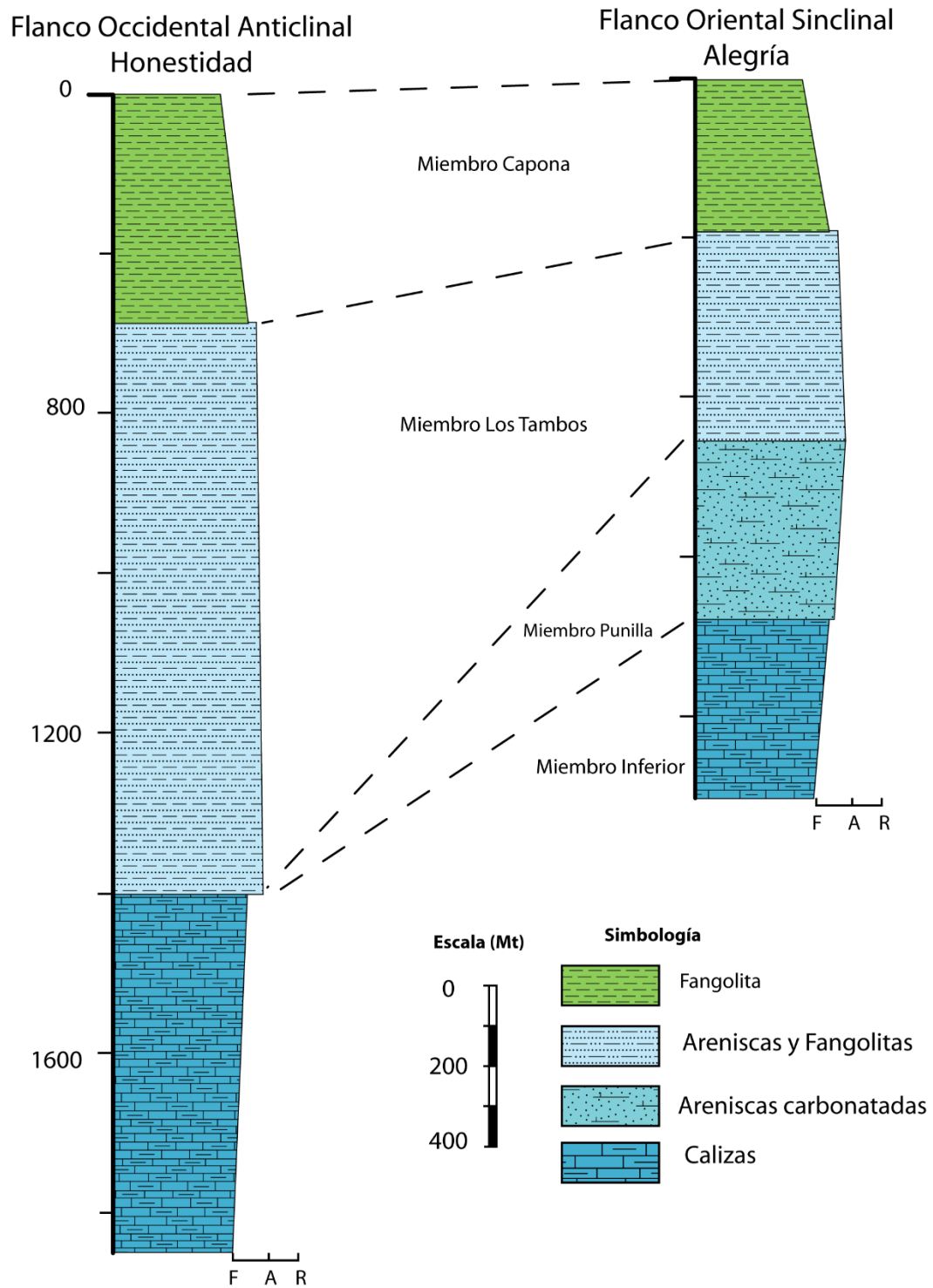


Figura III.6 Columna estratigráfica realizada con datos estructurales de la sección B-B'. Se ilustra el aumento de espesor del Miembro Los Tambos al oeste junto con el acuñamiento del Miembro Punilla. El aumento del tamaño de grano, desde el Miembro Inferior a Los Tambos, evidencia la regresión de la Cuenca de Tarapacá.

Sección D-D'

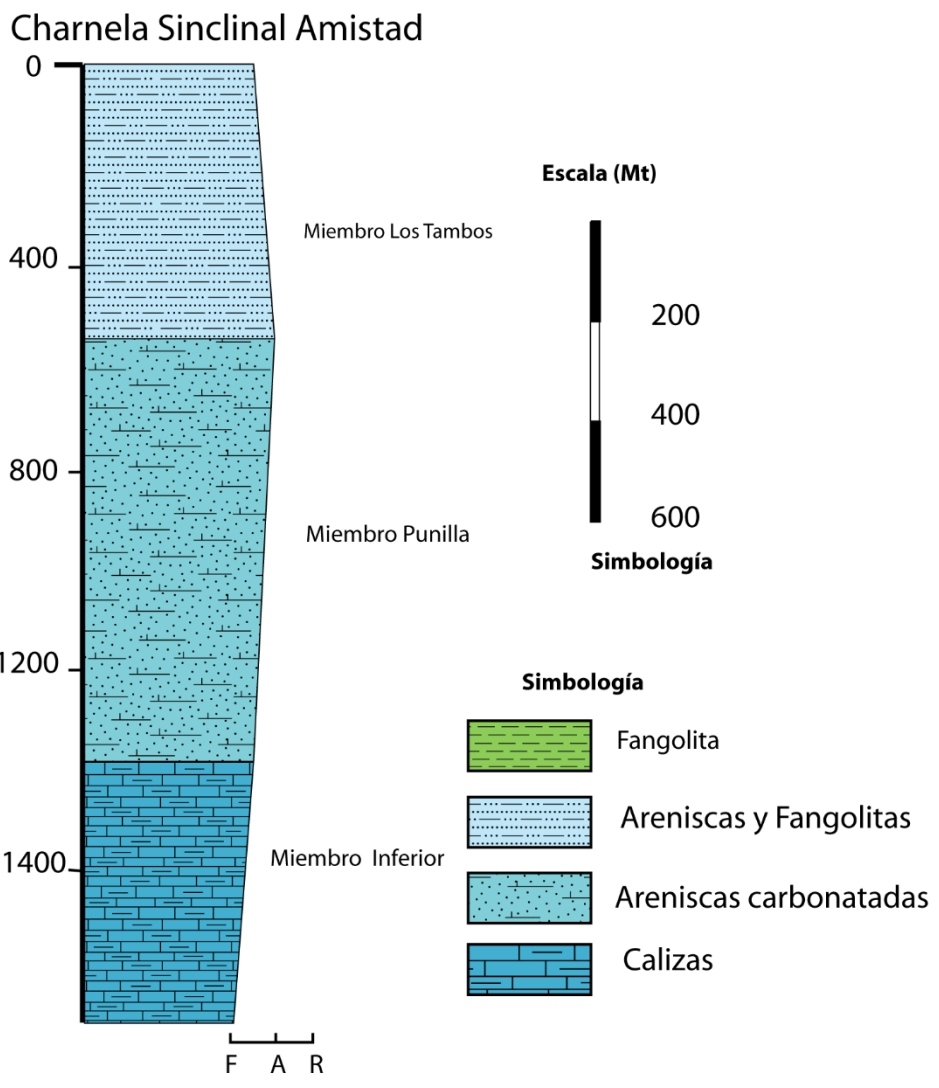


Figura III.7 Columnas estratigráficas realizadas con datos estructurales de la sección D-D'. En este tramo del Cinturón Plegado de Sierra de Moreno no aflora el Miembro Capona.

Sección E-E'

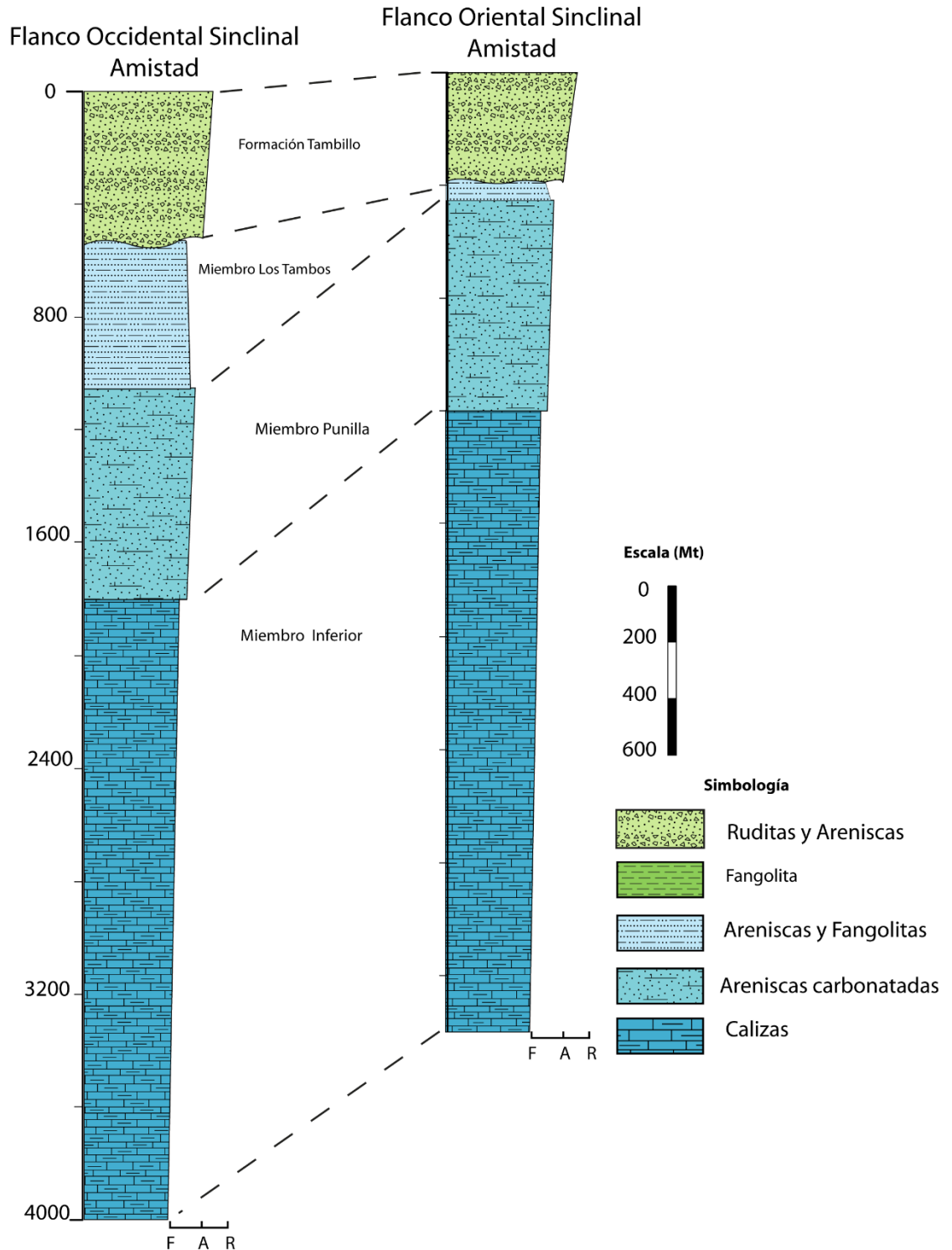


Figura III.8 Columnas estratigráficas construidas con datos estructurales de la sección E-E'. Se ilustra el mayor espesor del Miembro Inferior, junto con el aumento de espesor del Miembro Los Tambos, presumiblemente producto de erosión asociado al proceso erosivo que depositó a los sedimentos de la Formación Tambillo.

III.2.2 Miembro Punilla (JKqp)

Vergara (1978) define a las secuencias de lutitas y areniscas cuarcíferas pardas sobreyacentes al Miembro Chitigua como Miembro Punilla, cuyo espesor es aproximadamente de 1.300 Mt. Para Tomlinson y otros (2001) las litofacies de este miembro corresponden a areniscas cuarcíferas medias a finas, lutitas pardas y areniscas calcáreas sin fósiles. Además, los mismos autores indican que hacia el Sur de la Quebrada Choja este miembro se constituye por areniscas finas laminadas y limolitas con niveles verdes. También comentan que la separación de los miembros no es obvia.



Figura III.9 Contacto entre miembros de la Formación Quehuita en el limbo occidental del Sinclinal Alegría. Se distingue un aumento de espesores hacia el Oeste.

Mientras que Vergara (1978) no asigna una caracterización cronológica de este miembro, Tomlinson y otros (2001) lo consideran parte del miembro superior de ambiente continental el cual se encuentra concordante sobre el miembro inferior marino con edad mínima Kimmeridgiano.

Por otra parte, Blanco y otros (2012) consideran que este miembro es correlacionable con la Formación Copaquire y Formación Majala aflorantes en la localidad Copaquire y al Norte de la Quebrada Guatacondo cuyas edades mínimas son Oxfordiano y Oxfordiano Superior, respectivamente, a pesar de que estas Formaciones si contengan fauna fósil.

En cuanto al ambiente de formación, Tomlinson y otros (2001) sugieren que corresponde a un ambiente fluvial anastomosado, mientras que según la correlación de Blanco y otros (2012), este miembro es de ambiente marino transicional tipo deltaico que representa el inicio de la regresión de la Cuenca de Tarapacá en el Jurásico Inferior.

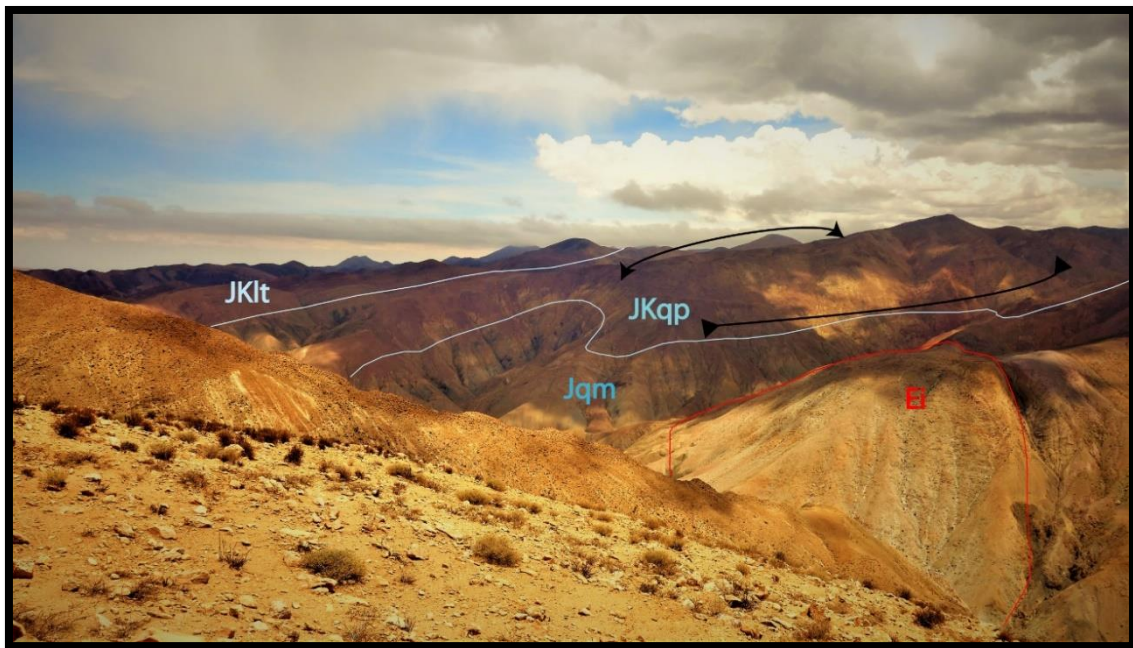


Figura III.10 Limbo oriental del Sinclinal Alegría y extensión septentrional del Anticlinal. Se exhibe la traza del contacto de los Miembros Punilla y Los Tambos.

En este trabajo, se considera como Miembro Punilla a las intercalaciones de fangolitas y areniscas pardo-amarillentas de estratificación métrica, sobreyacentes a las calizas grises – rojas y fangolitas verde-amarillas a azules del Miembro Inferior cuya mejor representación se encuentra en el flanco oriental del Sinclinal Alegría (Figura IV.6) y Sinclinal Amistad (Figura IV.14).

Su espesor disminuye, longitudinalmente, desde la Quebrada Quehuita hasta la Quebrada Choja (Sur a Norte) y muestra un acuñamiento hacia el oriente. Esto último es inferido a partir de que estas litofacies no se observan en las unidades aflorantes al oeste de Sierra Capona, en la Quebrada Choja (Figura III.9) (Figura III-5, III-6 y III-7).

Se registran contactos concordantes y transicionales en el limbo oriental del Sinclinal Alegría, visualizado desde el Sur de la Quebrada Choja en las cercanías de la Falla Quehuita.

En base a estos datos, se toma la decisión de correlacionar este miembro a la sección superior de las sucesiones sedimentarias depositadas en ambiente marino y, de esta forma, asignar este miembro a la edad Oxfordiano Superior tal y como sugieren las correlaciones de Blanco y otros (2012). A partir de la información recopilada, analizada y sintetizada, se interpreta que las litofacies del Miembro Punilla, junto con las superiores del Miembro Inferior, representan una secuencia de somerización calcarenítica (Vera, 1994,). Por la distribución de estas litofacies, se infiere que registran un evento regresivo progradante (Vera, 1994) en esta porción de la Cuenca de Tarapacá.

Esto necesariamente implica una paleogeografía compuesta por una línea de costa ubicada en el límite oeste de Sierra de Moreno, un mar epicontinental al oriente y un alto topográfico al occidente, en el sitio donde actualmente aflora el Basamento.

III.2.3 Miembro Los Tambos (JKqIt)

Corresponde a secuencias de areniscas finas laminadas y limolitas de color rojo intenso (Figura III.11), con intercalaciones de areniscas y limolitas verdes (Tomlinson., 2001). En la Quebrada Guatacondo, la porción inferior incluye intercalaciones de areniscas cuarcíferas mientras que la porción superior está dominada por limolitas y areniscas (Smoje, 1989 en Tomlinson., 2001). Las areniscas presentan estratificación cruzada, laminación (paralela y flaser), ondulitas, grietas de barro y restos vegetales fósiles (Tomlinson., 2001). Representa una llanura fluvial meandriforme.

Este miembro es correlacionable con la Formación Chacarilla cuyas litofacies de base a techo son fangolitas rojas laminadas con intercalaciones de areniscas en secuencia granodecreciente (desde escala decamétrica a centrimétrica), sucedidas por fangolitas rojas hacia el techo (Blanco et al., 2012).



Figura III.11 Afloramiento de Miembro Los Tambos en flanco NW de Sinclinal Tolerancia. Se exhiben intercalaciones métricas de areniscas pardas en las fangolitas rojas.

Las areniscas ubicadas en la base presentan laminación cruzada en artesa de bajo ángulo, intraclastos de fangolitas y ondulitas de corriente N45°W. Por tanto, se presume depositación en ambiente de alta energía relativa al anterior (Blanco et al., 2012).

El contacto ente la Formación Chacarilla y la Formación Majala subyacente es transicional; se registran areniscas canalizadas con intercalaciones de lutitas. Además, se sugiere que la arquitectura de facies y variaciones de color indicarían el contacto entre ambas Formaciones; la ausencia de areniscas pardas estratificadas y el paso a una sucesión de fangolitas rojas con intercalaciones de areniscas pardas laminadas indican la presencia del contacto entre dos unidades cronoestratigráficamente diferentes.

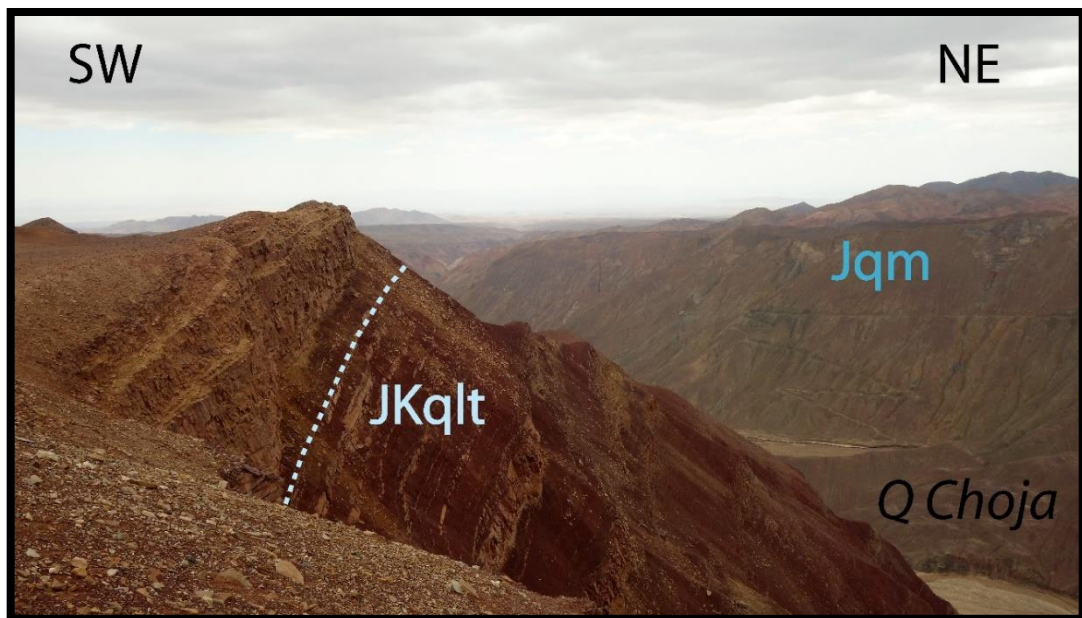


Figura III.12 Afloramiento de Miembro Los Tambos al Sur de la Quebrada Choja. Se visualizan grandes espesores de areniscas pardas en el techo de las fangolitas rojas.

Esta descripción litológica para el reconocimiento del contacto no es aplicable para las secuencias siliciclásticas rojas ubicadas entre las Quebradas Paguana y Quehuita. En la zona de estudio, los depósitos rojos que sobreyacen a las secuencias marinas azules contienen intercalaciones de areniscas pardas con espesores de escala métrica (Figura III.12).

Por consiguiente, para este trabajo, se considera que las litofacies asociadas al Miembro Los Tambos son fangolitas rojas laminadas con intercalaciones métricas de areniscas pardas aflorantes en los Sinclinales y Anticlinales ubicados entre las Quebradas Paguana y Quehuita.

Por otro lado, en la parte superior de las secuencias rojas sobreyacentes de los depósitos marinos, se reconoce un paquete siliciclástico compuesto por fangolitas rojas y azules hacia el techo, con intercalaciones centimétricas de areniscas finas de color pardo. Esto demuestra que la arquitectura granodecreciente se registra a escala regional, no obstante, en la Quebrada Quehuita, ocurre en el mismo ambiente continental.

Los niveles de areniscas contienen pisadas de Dinosaurios atribuibles al Cretácico Inferior (Tomlinson et al., 2001). La Formación Chacarilla presenta similares características las cuales han permitido registrar el Cretácico Inferior en estas secuencias (Rubilar, 2001; Blanco et al., 2000).

Para unidades estratificadas de esta edad, Bogdanic y Espinoza (1994) tienen registros de 37 estructuras de estratificación cruzada que evidencian dirección de paleocorrientes hacia el Oeste en la Quebrada Maní (Extremo Oeste de Quebrada Choja). Los datos estructurales muestran que los espesores de este miembro aumentan hacia el oeste (Figura III-5, III-6 y III-7).

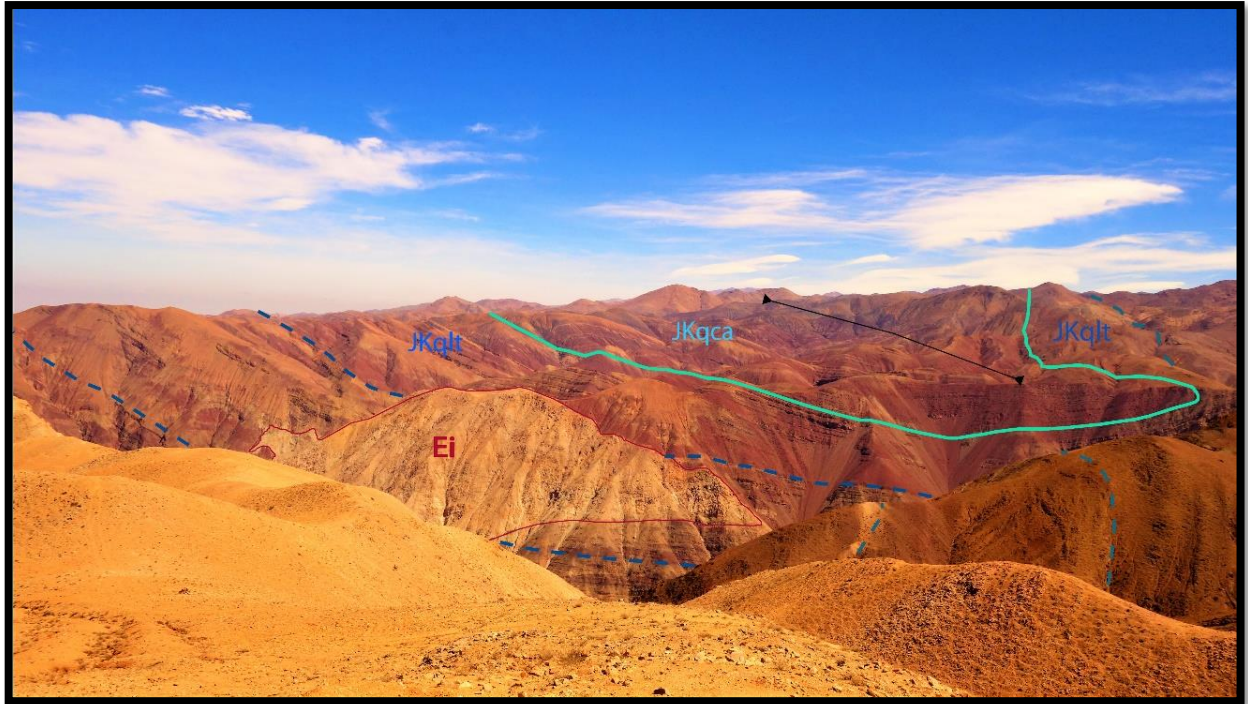


Figura III.13 Contacto entre Miembro Capona y Punilla en el Sinclinal Alegría, desde el Sur de la Quebrada Choja. Las líneas segmentadas muestran un manteo al W relativamente alto utilizado para la sección geológica C-C'.

III.2.4 Miembro Capona (JKqca)

El miembro Capona se define al Norte del Cerro homónimo, en el flanco occidental de un sinclinal asimétrico, donde se distingue el contacto concordante con el miembro subyacente y su morfología lenticular con un aumento de espesor hacia el Oeste y un acuñaamiento hacia el Este (Fig. III-13). Se constituye por fangolitas rojas a azules hacia el techo con escasas intercalaciones centimétricas de areniscas finas que se encuentran ausentes hacia el techo del miembro. Conforman una secuencia grano decreciente con respecto al miembro subyacente. Presenta un espesor mínimo de 500 Mt. en el Sinclinal Alegría.

Se ha inferido su presencia en el limbo occidental del Anticlinal Resiliencia a partir de la revisión exhaustiva de imágenes satelitales. En este sector, es sobreyacido, discordantemente, por la cobertura Oligo - Neógena. La principal característica que permitió reconocer a este miembro fue la variación de color presentada, desde tonos rojos a pardo – azul, junto con la arquitectura depositacional granodecreciente respecto al miembro subyacente.

Han hallado registros de icnofósiles asociados al Cretácico Inferior en las areniscas pardas del Miembro Los Tambos (Tomlinson et al., 2001). Esto permite señalar que la edad mínima del Miembro Capona es Cretácico Inferior.

Se interpreta como un ambiente fluvial continental que varía a lacustre. Esto es satisfactorio con las propuestas que sugieren que la somerización de la Cuenca de Tarapacá fué controlada por las variaciones globales del nivel eustático acontecidas durante el Cretácico Inferior (Ardill et al., 1998).

Para este miembro sólo es posible determinar espesores mínimos. En la zona Norte del Cinturón Plegado, las magnitudes de estos varían desde 600 mt. a 400 mt. (Fig. III-5 y Fig. III-6). En cambio, en la zona Sur, este miembro se encuentra ausente (Fig III-7 y Fig. III-8).

III.2.5 Formación Tambillo (Kst)

Sus afloramientos se encuentran en Sierra de Moreno. Se constituye de areniscas, calizas margosas a conglomerados con clastos volcánicos. Representa una sucesión desde ambiente lacustre a abanico aluvial (Tomlinson et al., 2001). Bogdanic y Espinoza (1994) afirman que mediciones de paleocorrientes indican dirección Oeste a Este para unidades de esta edad en Sierra de Moreno. Dirección contraria a las unidades correlacionables con el Miembro Los Tambos. Además, los mismos autores realizan estudios de proveniencia que permiten afirmar que su fuente está compuesta fundamentalmente por rocas volcanosedimentarias representando la erosión de un orógeno con actividad volcánica.

Su edad está constreñida por la datación de clastos andesíticos en su base (103 Ma) y por la datación de filones máficos que la intruyen (73 +- 1,5 Ma). Es correlacionable con Formación Tolar, la cual se encuentra en Sierra del Medio. Sobreyace en discordancia angular al miembro Los Tambos de la Formación Quehuita en el Sinclinal Amistad. Junto con la Formación Tolar, sus depósitos son secuencias granocrecientes alocíclicas, interpretadas como actividad tectónica pulsante (Blair y Bilodeau, 1988 en Tomlinson et al., 2001).

Los fragmentos líticos que componen las areniscas y conglomerados son volcánicos, siliciclásticos y carbonáticos, relacionados con la erosión de secuencias de la Formación Quehuita y rocas volcánicas de la Cordillera de la Costa. En la sección E-E' se registra una variación de espesor por parte de esta unidad (Fig. III-8). Se verifica un mayor espesor en el limbo oriental del Sinclinal Amistad, alcanzando cerca de 600 mt.)

III.2.6 Formación Tolar

Sucesión compuesta por conglomerados, areniscas y volcarenitas gruesas distribuida en el dominio morfoestructural de Sierra del Medio, al oriente de la zona en estudio. Se correlaciona cronoestratigráficamente con la Formación Tambillo. Registra 3000 Mt. de espesor en su localidad tipo. Representa una transición de ambientes desde abanicos aluviales y sistemas fluviales tranzados depositados en una cuenca de Piggyback (Tomlinson et al., 2001).

III.2.7 Formación Cerro Empexa (Kse)

Sus afloramientos se distribuyen en Sierra de Moreno y en la Depresión Central. Se constituye por conglomerados y brechas, lavas andesíticas a dacíticas y equivalentes volcanoclásticos. Representa un ambiente aluvial y transicional entre fluvial a lacustre con eventos volcánicos constantes. Se registran edades entre 68 – 82 Ma (Blanco et al., 2012). Tiene espesores de 1300 – 1800 Mt en la Depresión Central. Es correlacionable con Quebrada Mala y Llanta, dispuestas en sectores más septentrionales.

III.2.8 Unidades plutónicas (Ksi - Ei)

Corresponden, en general, a intrusivos cristalizados en profundidades someras cuya distribución ocurre en franjas N-S. Hay dos grupos de ellos, diferenciados por la edad determinada a partir de correlaciones de facies, geoquímica y relaciones de corte.

Los intrusivos del Cretácico Superior (Ksi) se distribuyen en el límite entre la Depresión Central y Precordillera. Constituye el Cerro Catina, en el Norte del área de estudio. Presenta facies de diorita – granodiorita y pórfidos andesíticos. Ya que intruyen a la Formación Cerro Empexa, su edad es constreñida en el

Cretácico Superior (Blanco et al., 2012). Se emplazan en el núcleo y en el flanco oriental del Anticlinal Honestidad.

Los intrusivos asignados al Eoceno (Ei) se encuentran en dos franjas en la zona de estudio; conformando el Cerro Maní y el Cerro Longacho junto con afloramientos que intruyen al cinturón plegado de Sierra de Moreno. Se emplazan en los cierres de pliegues Anticlinales y Sinclinales, en los contactos entre unidades y en medio de su estratificación. Mientras que las facies de pórfidos monzodioríticos cuarcíferos de horblenda, piroxeno y biotita junto con hipidiomórficas granulares presentan edades de 42 - 38Ma, las facies de pórfidos dacíticos registran edades de 52 – 43 Ma (Tomlinson et al., 2001). Estos últimos tienen morfología tabular a cilíndrica.

III.2.9 Formación Icanche (Eiv)

Sus afloramientos se distribuyen en Sierra de Moreno y Sierra del Medio. Se define de base a techo por lavas y piroclastos andesíticos junto con dacitas subordinadas. Sobreyace en discordancia a las volcanitas y sedimentitas del Cretácico Superior – Paleógeno. Representa eventos sucesivos de volcanismo proximal subaéreo. Tiene edades acotadas entre 52 – 38 Ma. Es correlacionable con la Formación Cinchado presente al Sur de la Zona de Estudio. En este estudio no se reconocen afloramientos asociados a esta unidad.

III.2.10 Cobertura Oligo – Neógena (OMc)

Término genérico para referirse a los depósitos aluviales y volcanoclásticos que constituyen a la Formación Altos de Pica, Ignimbrita Huasco y Formación El Diablo. Sus afloramientos representan el Dominio de la Depresión Central (Figura III.1). Conforman el Pediplano de Choja, una superficie erosiva sobre el cinturón plegado de edad Jurásico - Cretácico con buzamiento hacia el oeste. Corresponden a gravas polimícticas y arenas gruesas. Su depositación se correlaciona con la etapa más significativa del alzamiento del borde occidental del Altiplano (Victor et al., 2004)

III.2.11 Ignimbrita Carcote (Msc)

Corresponden a depósitos volcanoclásticos cuyas litofacies van desde tobas riolíticas soldadas a no soldadas. Representa eventos de volcanismo subaéreo fechados entre 5.8 Ma – 5.2 Ma. Registra espesores entre 10 a 30 Mt (Tomlinson et al., 2001). En la zona de estudio, se encuentra sobreyacente de manera discordante a la Formación Tambillo en el Sinclinal Amistad.

III.2.12 Gravas del Mioceno – Plioceno (Tsg)

Corresponden a gravas y ripios con intercalaciones de ignimbritas y tobas cineríticas. Representan planicies aluviales y eventos de volcanismo subaéreo subordinado. Se distribuyen en las paleoquebradas labradas desde el Mioceno Medio. Estos depósitos constituyen la evidencia del buzamiento del antearco hacia el Oeste (Tomlinson et al., 2001).

IV. GEOLOGIA ESTRUCTURAL CONSTREÑIDA POR SUPERFICIE

En este capítulo se muestra la información de geología estructural constreñida con datos obtenidos desde superficie. Fue recopilada durante la campaña de reconocimiento de terreno y la exhaustiva revisión de imágenes satelitales. Estos datos permiten describir y caracterizar la configuración estructural de la zona en estudio.

La zona de estudio se encuentra en el actual antearco. No obstante, en la paleogeografía del Jurásico Cretácico Inferior, la zona conformaba la Cuenca de trasarco. Mientras que durante, el Cretácico Superior – Eoceno, la zona en estudio alojaba las raíces del arco magmático. En este lado de flanco occidental del Altiplano, se definen dos grandes dominios estructurales distinguidos por las rocas involucradas y la edad de su deformación. Estos son, de este a oeste: (1) Cinturón Plegado de Sierra de Moreno (CPSM) (Tomlinson et al, 2001 y referencias en el texto) y (2) Cuenca de Antearco Pampa del Tamarugal (CPT) (Nester y Jordan, 2012).

El cinturón plegado de Sierra de Moreno se constituye por el basamento de la Cuenca de Tarapacá alzado por una falla de alto ángulo (Falla Quehuita - Choja, parte del Sistema de Falla de Sierra de Moreno) en el oriente junto con la cobertura compuesta de rocas carbonáticas y siliciclásticas Jurásico – Cretácicas deformadas plásticamente, con mayor acortamiento en las cercanías del basamento. No hay registros de desplazamientos importantes en la cobertura, ni repetición de secuencias (Tomlinson et al., 2001; Vergara, 1978).

El dominio PdT corresponde a una cuenca sedimentaria continental presente en el actual antearco del Norte Grande de Chile. Está compuesta, en su mayoría, por depósitos aluviales y volcanoclásticos. Su edad es Oligocena máxima (Blanco et al., 2012). Se interpreta como registro de la evolución del clima desde semi árido a hiperárido (Nester y Jordan et al., 2012) coetáneo al alzamiento del frente topográfico del tipo monoclinal (Victor et al., 2004 y referencias en el texto).

A continuación, se describen las estructuras presentes en los dos dominios nombrados principalmente mediante la presentación de secciones geológicas obtenidas desde la información constreñida en el mapa geológico elaborado en este trabajo (Figura III.1). Luego, se presentará la interpretación de los perfiles en profundidad mediante la utilización de modelos cinemáticos teóricos.

IV.1 Estructura Superficial

IV.1.1 Dominio Cinturón Plegado Norte

El dominio estructural del CSM se extiende desde la Sierra de Moreno, en el oriente, en extensión Norte – Sur, y se encuentra cubierta al occidente por los depósitos Oligo-neógenos sobre el Pediplano de Choja. Representa la superficie de erosión el cinturón plegado. En la zona de estudio es posible dividir este dominio en dos, de manera latitudinal, basado en las características geométricas del conjunto de pliegues.

El dominio cinturón plegado Norte abarca desde la Quebrada Piscala, en el Sur, hasta la Quebrada Paguana, en el Norte. Sus estructuras tienen orientación NS, a NNE en el oriente.

Se constituye, de oeste a este, por un par anticlinal – sinclinal junto con un anticlinal abierto con pliegues parásitos en sus flancos y cabalgado por el basamento Sierra de Moreno en el limbo oriental. Los pliegues que constituyen este dominio se exhiben en las secciones A – A', B – B' y C – C'.

En las secciones es posible visualizar la variación del estilo de plegamiento de ambos anticlinales. En particular, el anticlinal que se encuentra en la posición más oriental, denominado Anticlinal Honestidad, presenta un ángulo interlimbo y vergencias variables a lo largo de su rumbo.

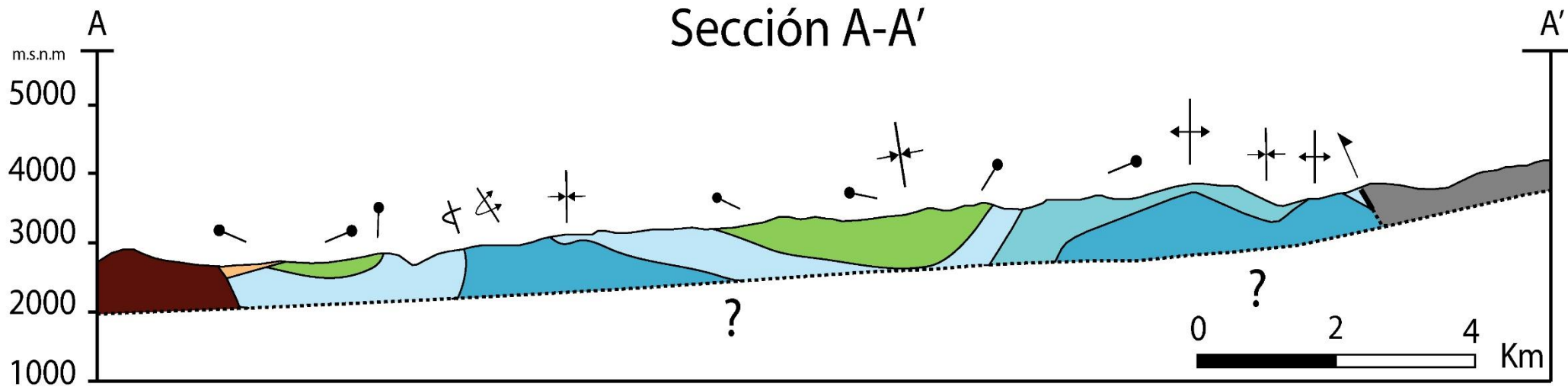


Figura IV.1 Perfil geológico A-A'. Escala 1:1200. La línea punteada corresponde a la topografía de la Quebrada Choja. De Oeste a este se muestra: Anticlinal Honestidad, Sinclinal Alegría, Anticlinal Felicidad, Cabalgamiento del basamento.

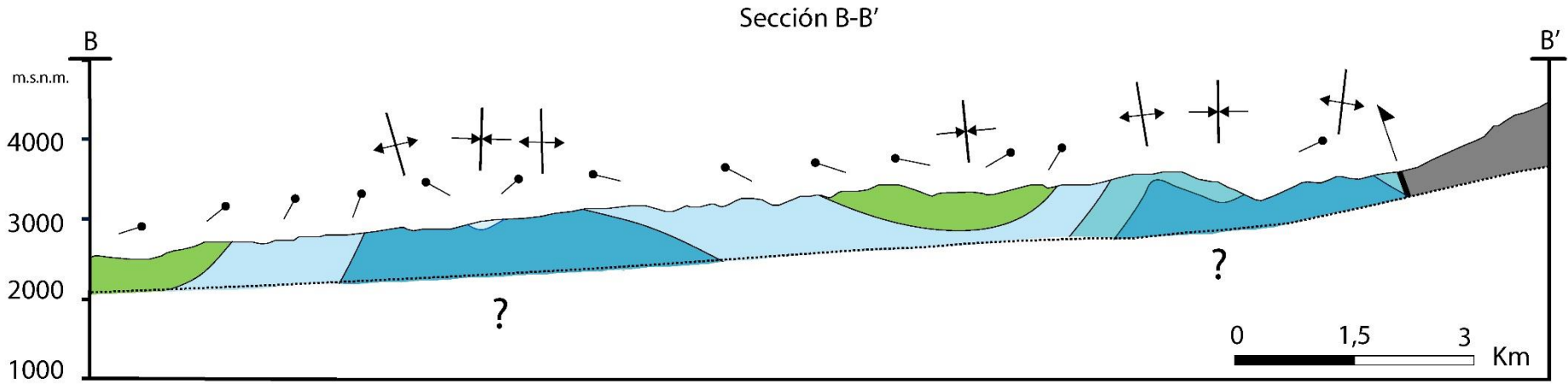


Figura IV.2 Perfil geológico B-B' Escala 1:1200. La línea punteada corresponde a la topografía de la Quebrada Choja. De Oeste a este se muestra: Anticlinal Honestidad, Sinclinal Alegría, Anticlinal Felicidad, Cabalgamiento del basamento.

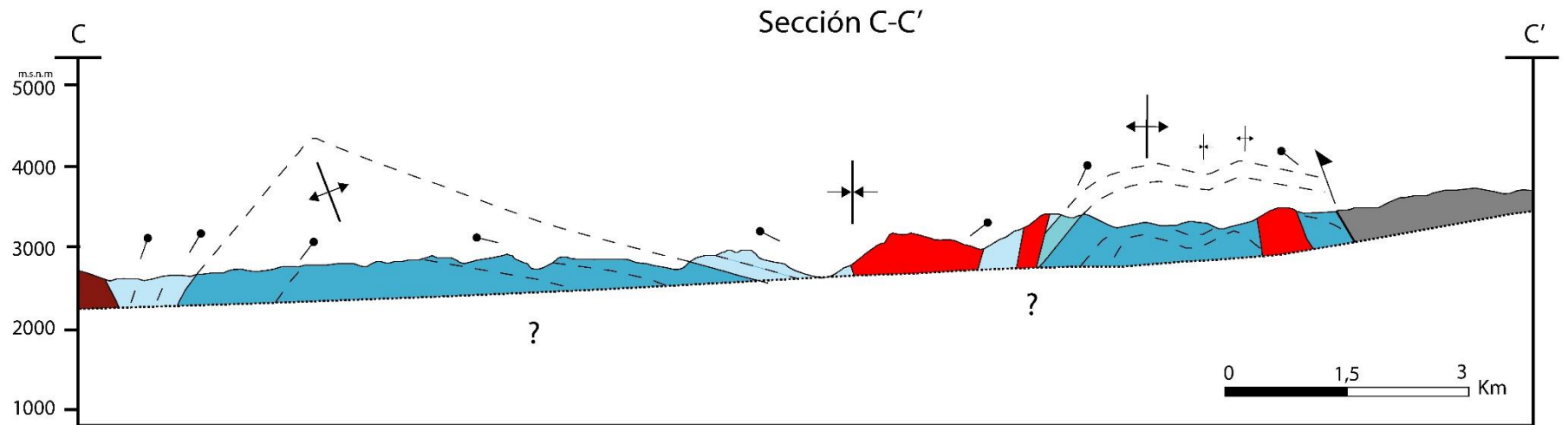


Figura IV.3 Perfil geológico C-C'. Escala 1:1200. Línea punteada corresponde a la topografía de la Quebrada Choja. Desde Oeste a Este se muestra: Anticlinal Honestidad inclinado, Sinclinal Alegría cortado por intrusivo, Anticlinal Felicidad, pliegues parásitos, cabalgamiento del basamento.

El anticlinal Honestidad tiene una extensión de 10 Km a lo largo de su eje axial de orientación NS a NNE, desde la Quebrada Choja (Figura IV.3) hasta la Quebrada Paguana (Figura IV.1 y Figura IV.4). Se constituye por el miembro inferior en su núcleo, sobreyacido por los miembros Los Tambos y Capona en la vertical. Esto confirma su carácter Anticlinal.

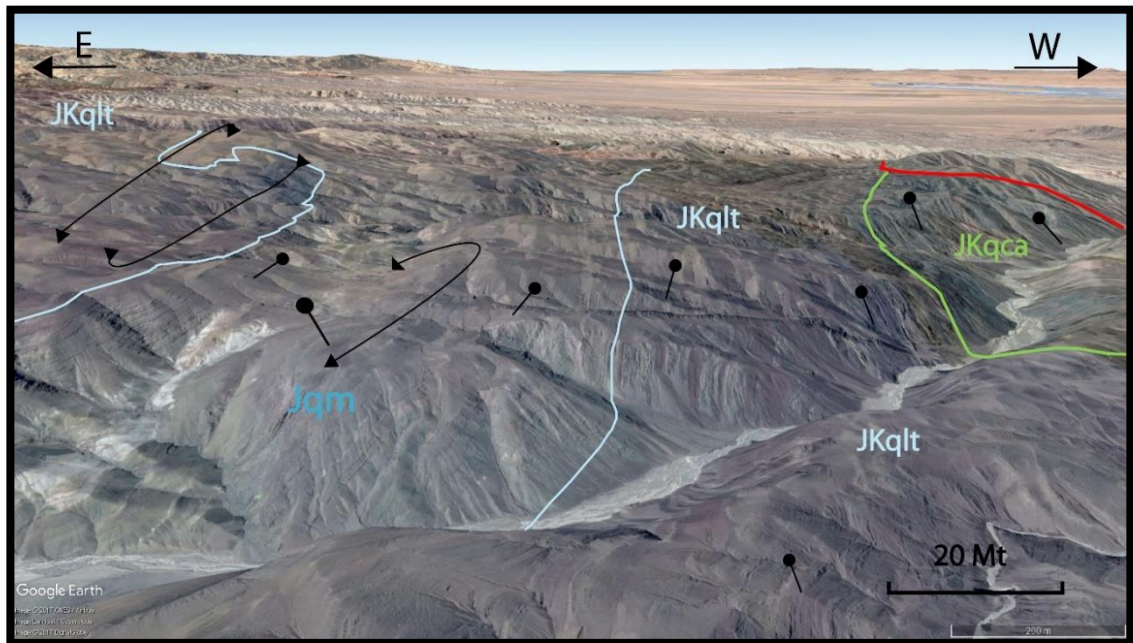


Figura IV.4 Anticlinal Honestidad al Sur de la Quebrada Paguana. Se visualiza el limbo occidental volcado del pliegue, constituido por el Miembro JKqlt. Imagen extraída desde Google Earth.

Es un pliegue disharmónico ya que presenta un par anticlinal – sinclinal en su flanco oriental, distinguidos como pliegues parásitos de vergencia occidental, indicando que el pliegue principal se encuentra al oeste de su ubicación (ver mapa (Figura III.2)). Es de carácter asimétrico. Su longitud de onda aumenta desde Norte a Sur, mientras que su amplitud disminuye en el mismo sentido. Esta variación geométrica se verifica en las secciones (Figura IV.1 y Figura IV.3).

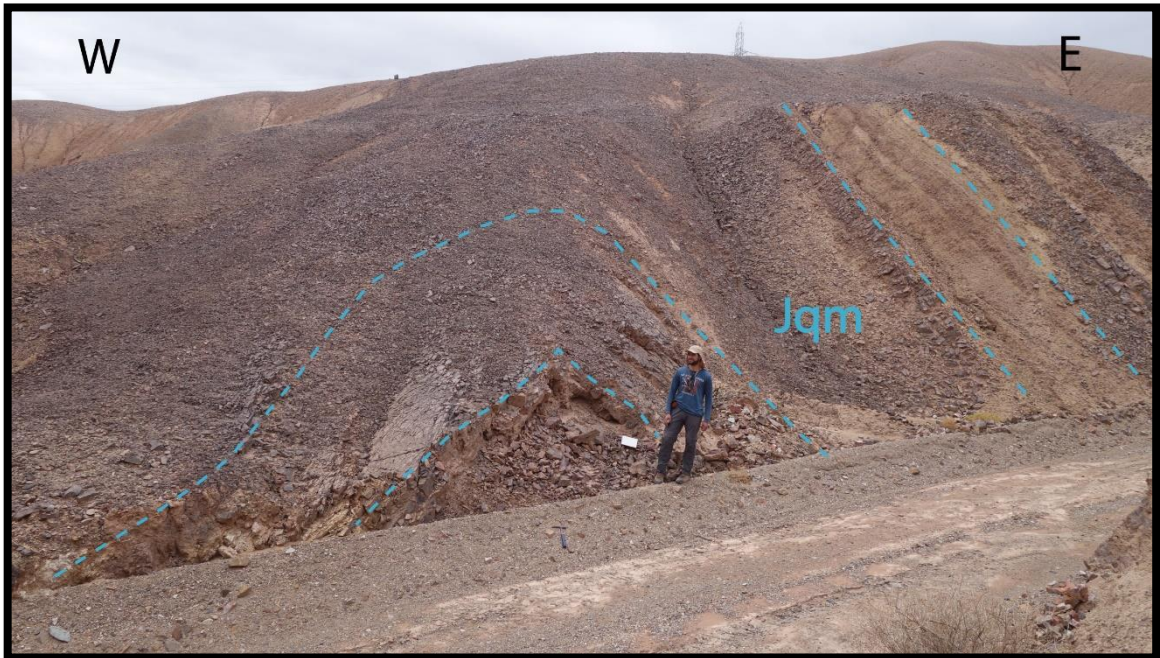


Figura IV.5 Cierre Sur del Anticlinal Honestidad. Fotografía se ubica al Sur de la Quebrada Choja, en el camino de las antenas, sobre la extensión Sur de la traza axial del Anticlinal Honestidad (Ver Mapa).

En su extensión Sur, en la Quebrada Choja, su plano axial buza hacia el Sur, En el mismo punto se verifica que es un pliegue curvilíneo, no cilíndrico, con cierre orientado hacia el Sur (Figura IV.5).

El sinclinal Alegría es un pliegue abierto que se ubica el oriente del Anticlinal Honestidad. Su eje axial tiene orientación NNW, cuya dirección se modifica hacia el Norte en sectores más septentrionales del pliegue. Es cilíndrico y en su punto de convergencia Sur está intruido por un Plutón Eoceno cuarzomonzonítico. Sus limbos muestran buzamientos distintos; mientras que el limbo oriental está inclinado hacia el Oeste, su flanco occidental se encuentra buzando en dirección NE.

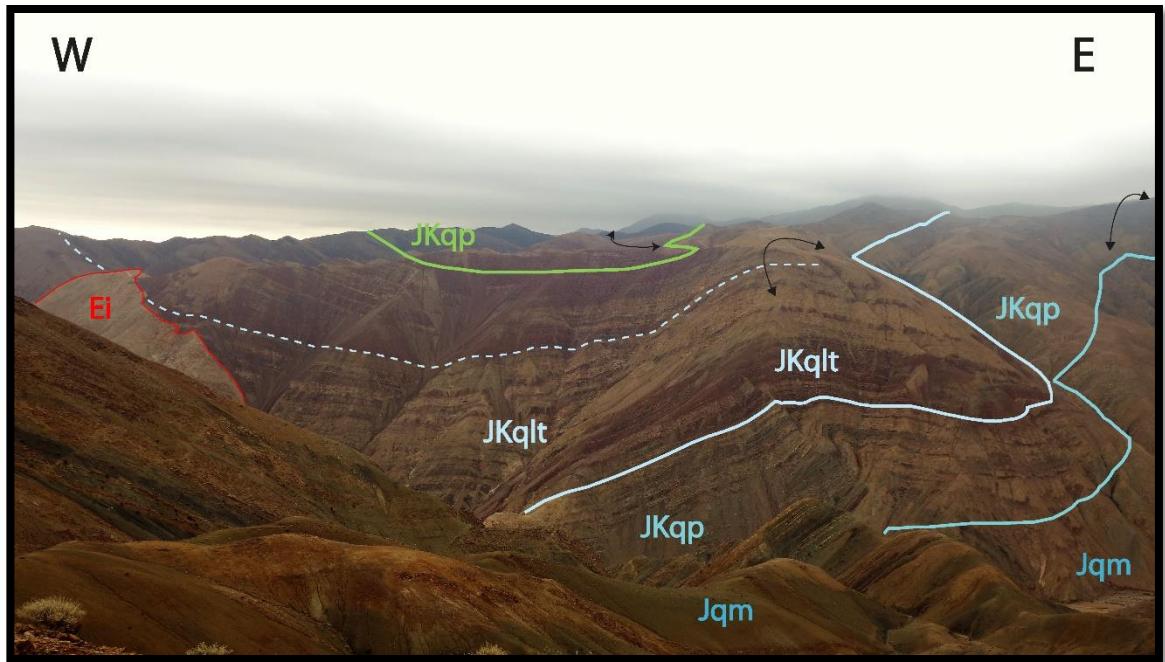


Figura IV.6 Sinclinal Alegría desde el Sur de la Quebrada Choja. Se evidencia el aumento de espesor hacia el oeste por parte del miembro Los Tambos.

Esta característica sugiere, al menos, dos eventos de acortamiento con direcciones NW – SE y W-E. El contacto entre el miembro JKqlt y JKqca se comporta como un nivel de despegue en el limbo occidental del pliegue generando pliegues secundarios en el Miembro Capona.

Hacia el Sur de la Quebrada Choja, el sinclinal disminuye aún más su longitud de onda, de manera tal que se hace cada vez más suave (Sinclinal Tolerancia). En este sector, el pliegue muestra un eje axial orientado hacia el NE, paralelo al Anticlinal Felicidad.

Al Este del Cerro Capona, el manto de las unidades estratificadas aumenta sustancialmente. En este punto, aparece el eje axial del anticlinal Felicidad, cuya traza modifica su dirección desde NE en el Sur a Norte – Sur en posiciones más septentrionales, al oriente del Sinclinal Alegría (Figura IV.6).

Este anticlinal se presenta recto en el Sur y levemente inclinado hacia el Este por el Norte (Figura IV.7). Es un pliegue cerrado cuyo ángulo de interlimbo tiene

cerca de 70°. Presenta variaciones de espesores en las unidades estratificadas que la componen (Figura IV.6). El miembro Los Tambos aumenta cerca de 200 a 300 Mt de espesor en dirección SW del eje axial del Sinclinal Alegría. La aparición de miembros inferiores hacia el Norte permite verificar su charnela está inclinada hacia el SSW.

Al Norte de la Quebrada Choja, al oriente de la extensión septentrional del anticlinal Felicidad (Figura IV.7), se verifica la presencia de un sinclinal apretado seguido al oriente por un anticlinal apretado, sobre el cual cabalga el Complejo Igneo Metamórfico Sierra de Moreno mediante una falla inversa de alto ángulo (70°E- 60°E). A partir de estas estructuras deformadas plásticamente denominadas como tren de pliegues, se infiere que el acortamiento aumenta drásticamente desde la charnela del Sinclinal Alegría (estratos subhorizontales) hasta el encuentro con el basamento en el oriente (estratos zigzagueantes).

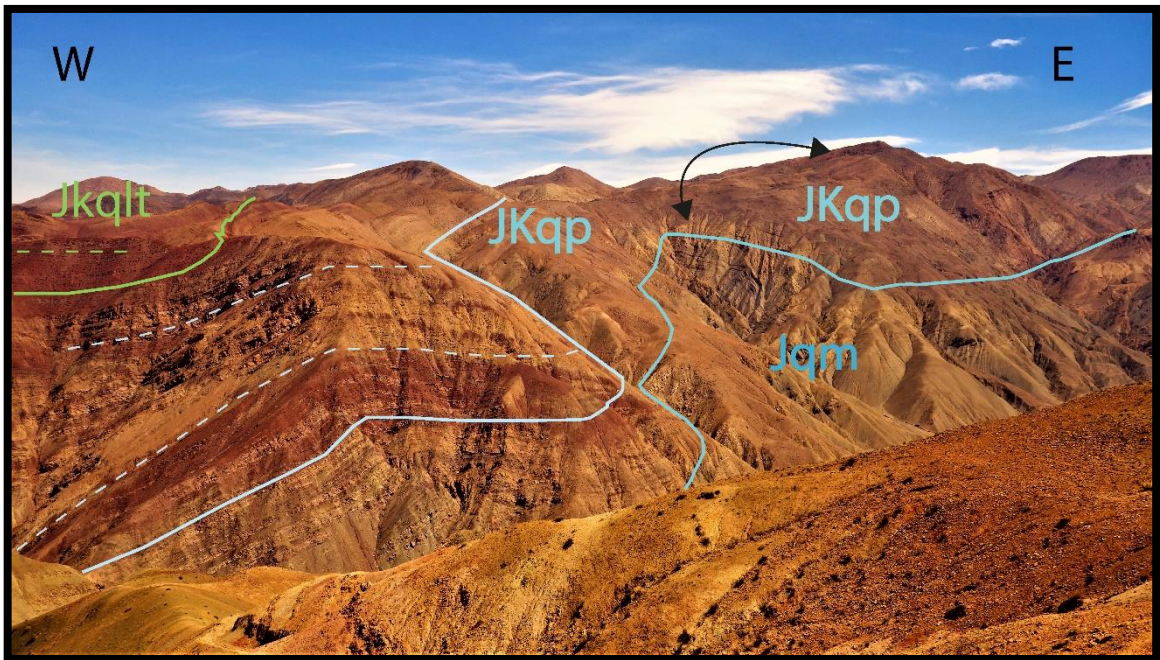
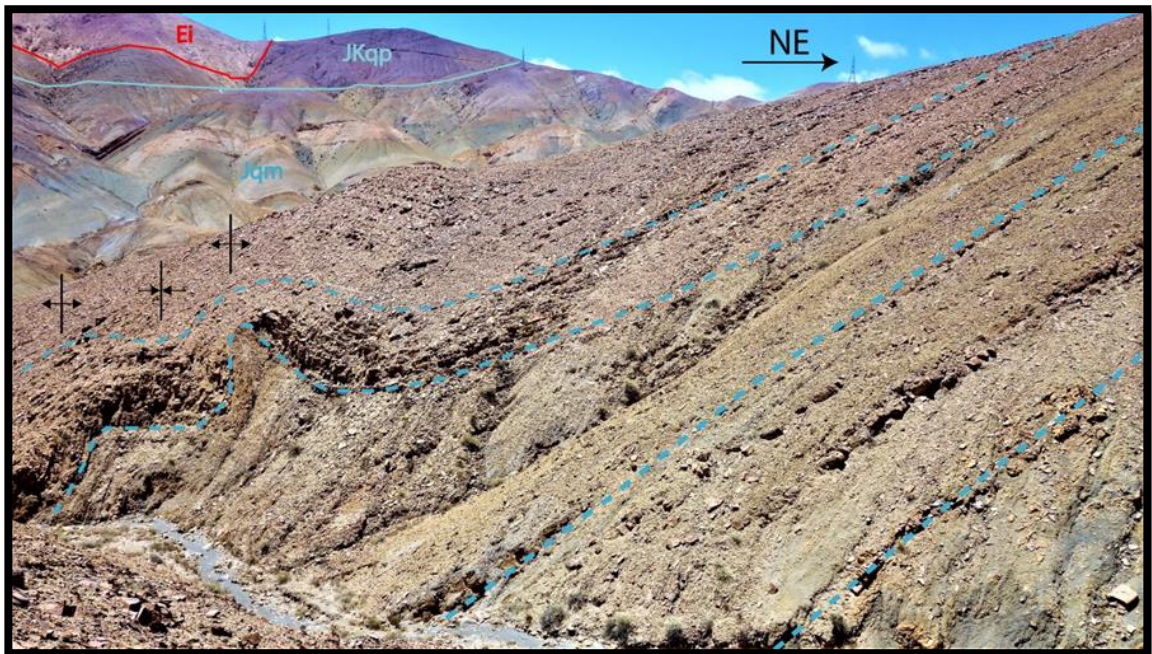


Figura IV.7 Extensión septentrional del Anticlinal Felicidad.

Es posible distinguir este mismo fenómeno al Oeste del Sinclinal Alegría, cuyo flanco occidental de 25°E culmina genera pliegues parásitos (par anticlinal-sinclinal de corta longitud de onda vergentes al Oeste) para luego culminar en la charnela de un anticlinal volcado hacia el Oeste (Anticlinal Honestidad).

Por otro lado, al Sur de la Quebrada Choja, en la vertiente oriental del Cerro Macata, se distingue una serie de pliegues conformados por el miembro inferior de la Formación Quehuita; anticlinales inclinados con morfología de rodilla seguidos por sinclinales apretados, desde Oeste a Este (



). Se ha corroborado la presencia de un anticlinal recto, justo en el punto medio de la distancia entre el Cerro Capona y la ubicación de la traza de la Falla Quehuita.

Figura IV.8 Pliegues parásitos en limbo occidental del Anticlinal ubicado más al Este. Forman parte del miembro Inferior de la Formación Quehuita.

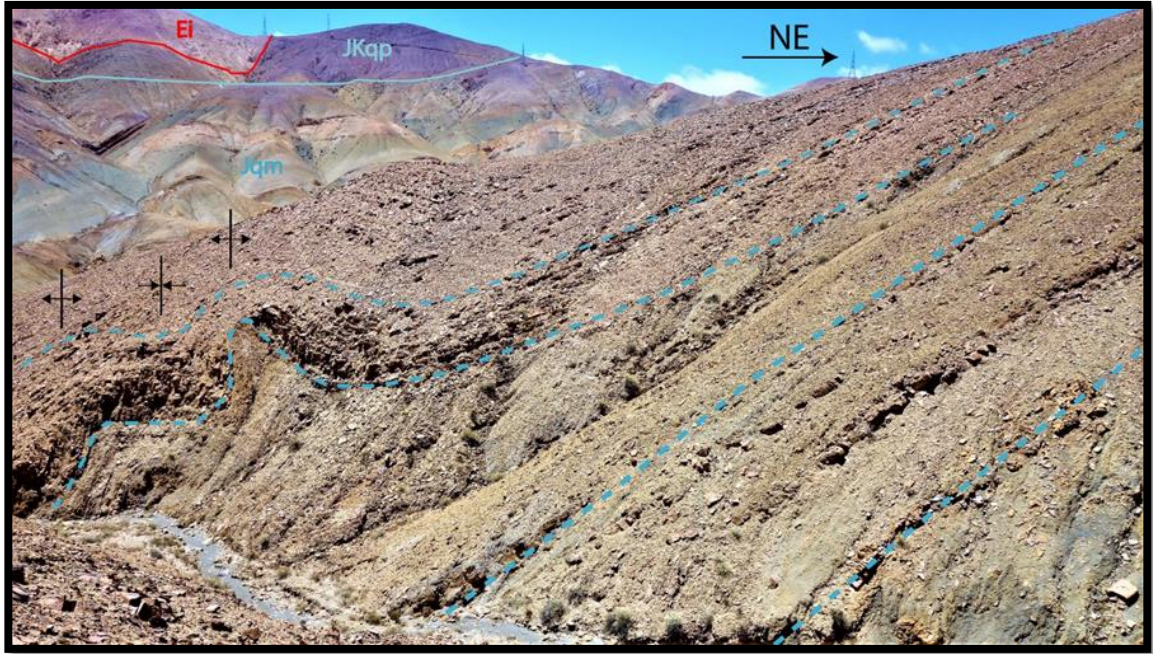
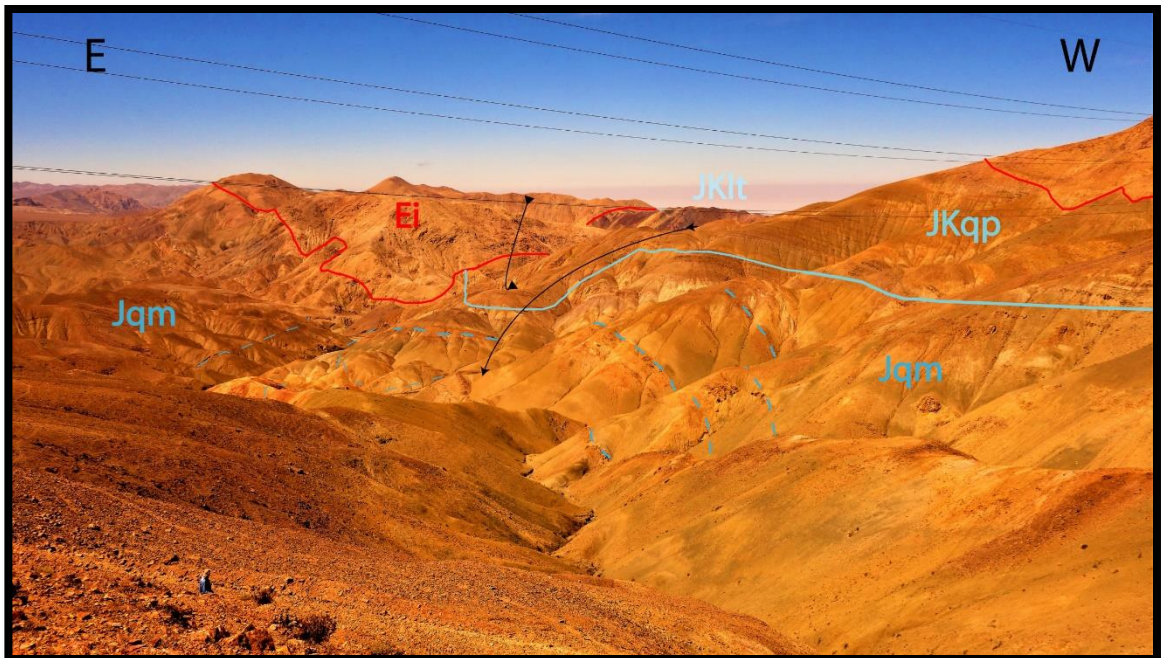


Figura IV.9 Anticlinal central del Miembro Inferior de la Formación Quehuita. Se ubica al occidente del basamento.

Figura IV.10 Extensión meridional del Anticlinal Alegría. Se visualiza el contacto entre las areniscas pardas del Miembro Punilla y las areniscas verdosas amarillentas del Miembro Inferior. Al oriente, se distingue la extensión septentrional del Sinclinal Amistad, cortado por Intrusivo de edad Eoceno.

Al este de este pliegue cerrado de baja amplitud, los estratos de las secuencias Jurásicas se encuentran buzantes hacia el Este, conformando un homoclinal extenso de manteo 40°E a 25°E . A partir de esto, se reconoce que este sector se configura por un anticlinal en cuyos limbos hay pliegues parásitos cuyas vergencias indican la dirección en la cual se encuentra el Anticlinal Central (Figura IV.9). Más al Sur, aumenta la cantidad de pliegues (Ver mapa, Figura III.2, Quebada Piscala, Pampa Los Barros). No obstante, se presume que la configuración del primer orden es similar.



La ausencia de los miembros Capona, Los Tambos y Punilla en este sector del cinturón plegado de Sierra de Moreno, y la consiguiente predominancia de litofacies marinas, se explica por medio de la arquitectura estructural descrita; la culminación de pliegues sinclinales en un gran anticlinal justo en el borde del Complejo Igneo-Metamórfico Sierra de Moreno. Junto a ello, los datos estructurales sugieren que el miembro Punilla se acuña hacia el Oeste, mientras que los miembros Los Tambos y Capona aumentan su espesor hacia la posición actual del margen de subducción (Figura IV.6 y Figura IV.11).

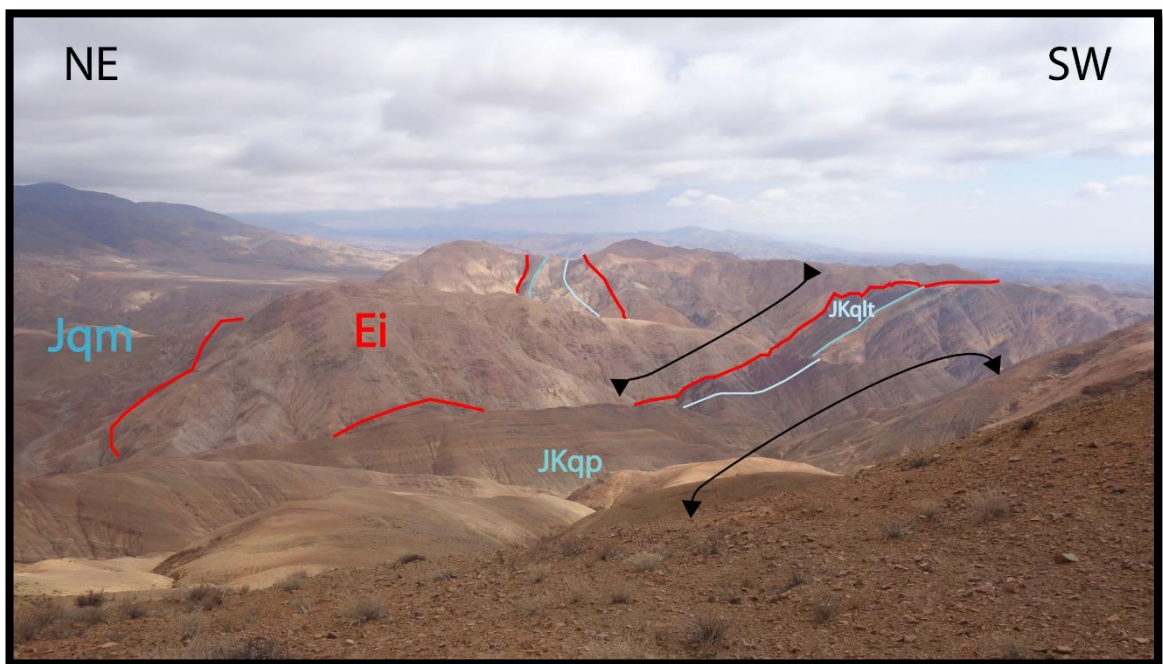


Figura IV.11 Extensión septentrional del Sinclinal Amistad. Se distingue un intrusivo en el contacto entre los miembros que componen la estructura. Los datos estructurales sugieren acuñamiento de los Miembros continentales hacia el oriente.

Junto con el drástico aumento de espesor en el miembro sobreyacente a Punilla, sus litofacies varían desde areniscas pardas de estratificación métrica a estar dominada por secuencias alterantes de fangolitas rojas y laminaciones de areniscas. Por otro lado, el acuñamiento del miembro Punilla inferido a partir de los datos estructurales junto con su ausencia en el flanco occidental del Sinclinal Alegría y Tolerancia (Figura III.9) se ha interpretado como un contacto tipo onlap sobre las secuencias marinas del miembro Inferior (Figura IV.2). Esto es

satisfactorio con el modelo de la arquitectura depositacional de una secuencia de regresión progradante (Vera, 1994)

IV.1.2 Dominio Cinturón Plegado Sur

La asociación estructural que compone el cinturón plegado de Sierra de Moreno se modifica al Sur de la Pampa Los Barros, en cuanto a los parámetros geométricos que la definen. Este dominio se diferencia del anterior por la ausencia de un gran anticlinal en el borde del basamento. En su lugar, aparecen dos diferentes tipos de pliegues que flanquean el borde occidental del basamento. En cuanto al límite oriental del dominio, se mantiene un par anticlinal – sinclinal.

Entre Quebrada Quehuita y la Pampa Los Barros, se visualiza un sinclinal (Sinclinal Amistad) compuesto por los miembros Los Tambos y Punilla en superficie. El cierre Norte de este pliegue es redondeado y en él se emplaza un intrusivo granítico de edad Eoceno. Está orientado hacia el NNE y hacia el NS de manera local en las cercanías de la Quebrada Quehuita. Su longitud de onda disminuye desde Norte a Sur, al igual que su ángulo de interlimbo; desde abierto a cerrado llegando a ser cerrado en posiciones más meridionales. Por otro lado, su amplitud aumenta en el mismo sentido. Es un pliegue simétrico y recto en toda su extensión.

En la misma extensión areal descrita anteriormente, el flanco oriental del sinclinal Alegría culmina en un anticlinal cerrado asimétrico de corta longitud de onda, vergente levemente hacia el oeste. En superficie, está compuesto por el miembro Punilla y es posible distinguir en su núcleo la presencia del miembro inferior. Hacia el oriente, aparece otro par sinclinal – anticlinal de menor longitud de onda relativa a los pliegues ubicados al oeste. En el flanco del basamento, este tren de pliegues culmina en un sinclinal volcado. La mayor parte de estos pliegues está constituida por el miembro inferior de la Formación Quehuita. La sección geológica D-D' (Figura IV.12) sugiere que los espesores del miembro Punilla disminuyen hacia el oriente.

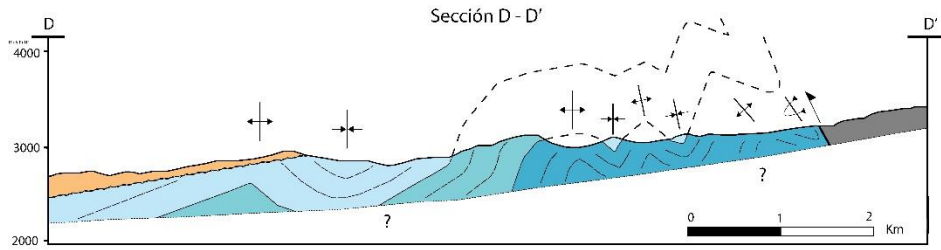


Figura IV.12 Perfil geológico D-D'. Escala 1:1200. La línea punteada corresponde a la topografía de la Quebrada Quehuita, ubicada al Sur. Desde Oeste a Este se muestra: Anticlinal Compañerismo, Sinclinal Amistad, tren de pliegues vergentes al occidente, cabalgamiento del basamento.

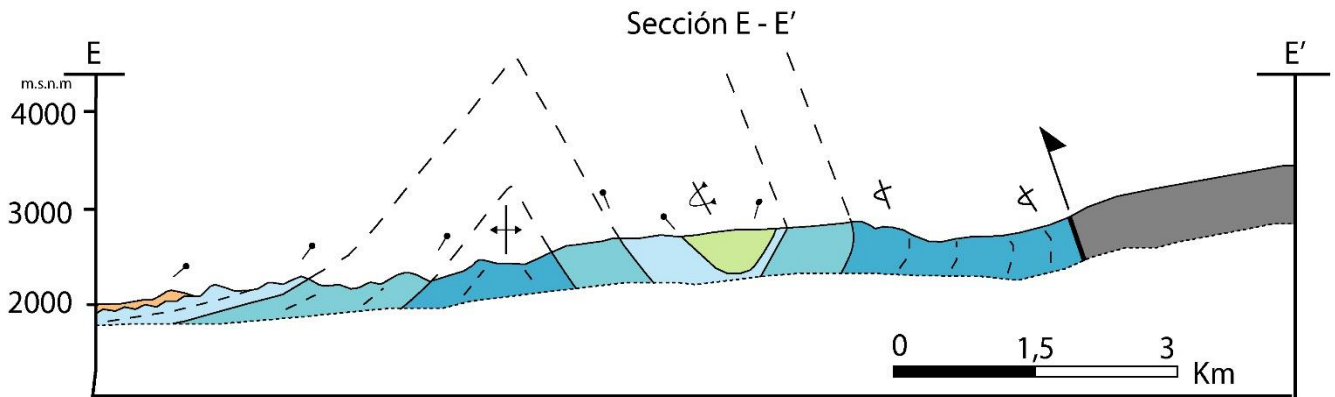


Figura IV.13 Perfil geológico E-E'. Escala 1:1200. La línea punteada corresponde a la topografía de la Quebrada Quehuita. Desde Oeste a Este se muestra: Anticlinal Compañerismo, Sinclinal Amistad, Basamento.

Al Sur de la Quebrada Quehuita, no se visualiza el mismo tren de pliegues. En su lugar, el limbo oriental volcado del Sinclinal Alegría (Figura IV.14) está flanqueando el borde occidental del Complejo Metamórfico Sierra de Moreno (CSM). En este sector, el Sinclinal tiene vergencia occidental. En su núcleo se encuentran los depósitos aluviales asociados a la Formación Tambillo sobreyacentes en leve discordancia angular a la Formación Quehuita. En la misma relación, se verifica la presencia de la Ignimbrita Carcote, sobre las rocas que constituyen el cinturón plegado.

Los manteos de la Formación Quehuita varían desde el centro del sinclinal hacia el oriente; $60^{\circ}W$ en las cercanías del núcleo y en las profundidades de la Quebrada Quehuita, hasta $20^{\circ}E$ al oeste de la Falla Quehuita (Figura IV.13). Por medio de la revisión de imágenes satelitales se infiere que la variación es gradual.

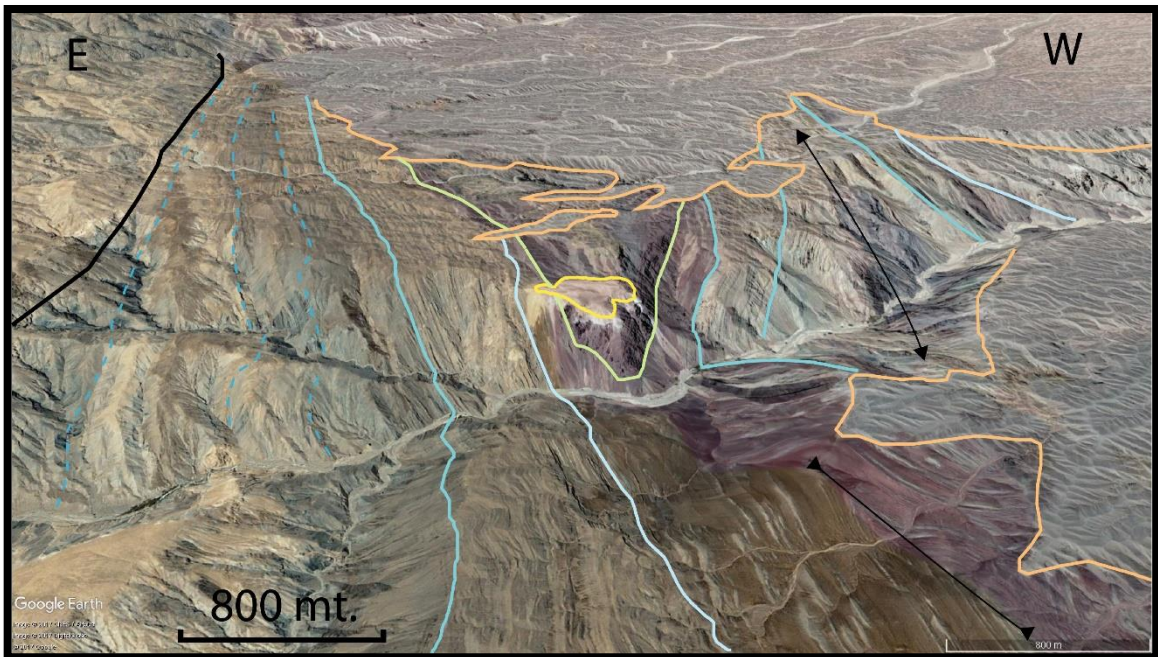


Figura IV.14 Extensión meridional del Sinclinal Amistad. Se distingue la leve discordancia angular entre la Formación Tambillo y miembro Los Tambos de la Formación Quehuita. Además, es posible distinguir un mayor espesor de esta unidad en el lado occidental. Los contactos trazados tienen los colores respectivos de las litofacies del Mapa (Ver Mapa).

Las rocas de la Formación Quehuita que conforman el Sinclinal Amistad, pasan a formar parte del Anticlinal Compañerismo hacia el occidente. Este corresponde a un pliegue asimétrico cuyo flanco oriental presenta un buzamiento de 60°E mientras que su limbo occidental varía desde 60°E hasta 30°E a 10°E de manera gradual, hasta volverse subhorizontal bajo los depósitos Oligo – Neógenos.

La distribución y orientación de los pliegues permite inferir el Anticlinal Compañerismo es la continuación meridional del Anticlinal Felicidad. La aparición de facies marinas al Norte y Sur de este pliegue sugiere que es de carácter curvilíneo no-cilíndrico, con una depresión en la posición actual de la Quebrada Piscala y Pampa Los Barros. Considerando que en las cercanías de esta misma ubicación se emplaza un intrusivo que forma parte de la Franja metalogénica del Eoceno, es posible que la morfología del cinturón plegado controle la distribución de pórfidos cupríferos para esta zona en estudio.

IV.1.3 Falla Quehuita

La Falla Quehuita es parte del Sistema de Fallas Sierra de Moreno (Tomlinson et al., 2001). Al Norte de la Pampa Los Barros, su traza se denomina Falla Choja. No obstante, en este trabajo es nombrada Falla Quehuita – Choja y Falla Quehuita indistintamente.

Corresponde a una estructura planar de vergencia occidental y ángulo variable desde arriba hacia abajo en la vertical; en la parte inferior de la Quebrada Choja se verifica un manteo cercano a 60°E – 70°E (Figura IV.16), en cambio en la parte superior, en las faldas del Cerro Quehuita, su buzamiento es de 45° paralelo a la estratificación del miembro inferior de la Formación Quehuita (Figura IV.15). Estas características morfológicas sugieren una arquitectura tipo rampla – plano en superficie.

En la Quebrada Choja, hay un intrusivo pórfido dacítico de morfología tabular emplazado paralelo a la estratificación (Figura IV.16). Este intrusivo registra edades de 50+-2.1 Ma y 43.4 Ma. Hacia la superficie, su morfología se vuelve circular. En cambio, hacia el Sur, la orientación NS y su buzamiento de

40° hacia el Este, sugiere que su emplazamiento está controlado por la actitud de la estratificación del miembro inferior de la Formación Quehuita. En este trabajo, no se verifican relaciones de corte entre la Falla Quehuita – Choja y este intrusivo.

En el Sur del área de estudio, la falla Quehuita está cubierta por depósitos aluviales del Mioceno. En las cercanías de la Falla Quehuita, esta estructura alza el basamento por sobre la cobertura que conforma el cinturón plegado de Sierra de Moreno. Esto sugiere que la traza de la falla continúe bajo esta cobertura, a pesar de que el estilo de plegamiento en el cinturón plegado varíe.



Figura IV.15 Falla Quehuita - Choja aflorante en el Sur de la Quebrada Choja. En posiciones superficiales, la Falla presenta manteos paralelos a la estratificación del Miembro Jqm.

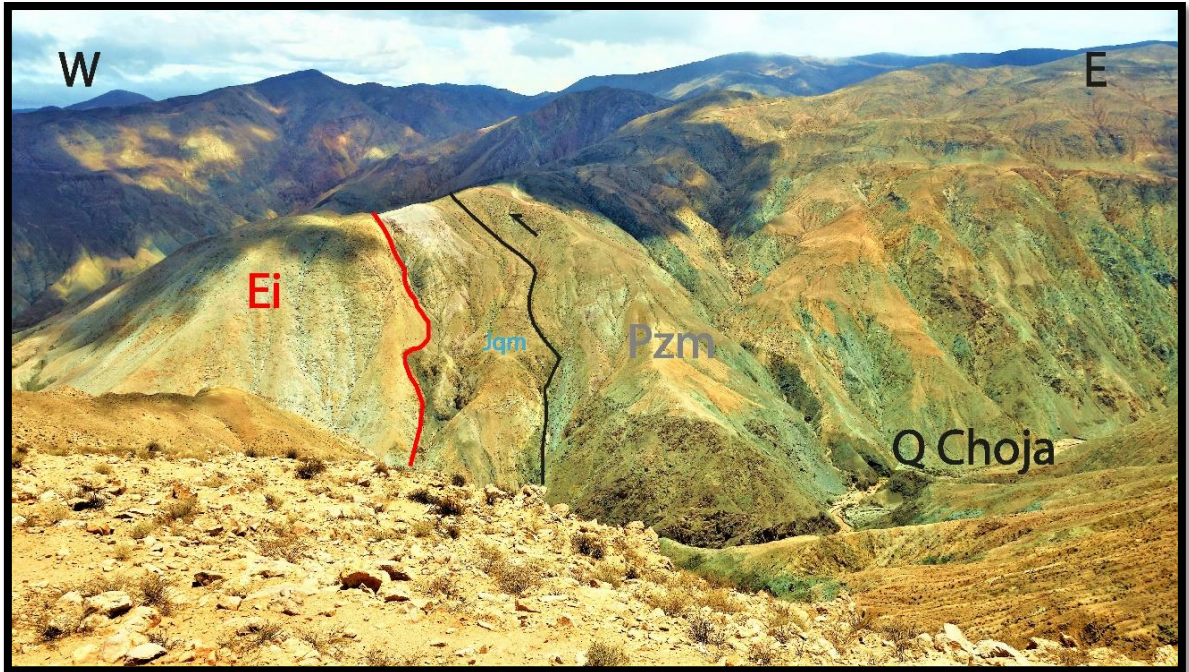


Figura IV.16 Falla Quehuita - Choja al Norte de la Quebrada Choja. Se visualiza un color verdoso para el Basamento. La falla presenta un manteo subvertical en partes inferiores de la Quebrada, disminuyendo en posiciones más superficiales.

IV.1.4 Dominio Pampa del Tamarugal

Corresponde al sector occidental del área de estudio. Está dominado en superficie litológicamente por las secuencias aluviales y volcanoclásticas Oligo – Neógenas. El límite con el cinturón plegado no es una traza recta. Más bien, en este trabajo se considera que este dominio comienza inmediatamente por la variación de litofacies superficiales descrita anteriormente. La variación topográfica está ligado íntimamente al a este cambio de litofacies.

Esta variación es sumamente relevante en términos de la definición de temporalidad de eventos de deformación; el contacto entre los depósitos Oligo-Neógenos y el cinturón plegado conformado por las unidades Jurásico – Cretácicas es una superficie inclinada erosiva sobre la cual los depósitos configuran una arquitectura depositacional tipo onlap (Figura IV.14). Esto sugiere que, luego de la deformación que generó el cinturón plegado, tuvo lugar un alzamiento, un periodo erosivo y posterior buzamiento continuado hacia el Oeste de la superficie que conforma la Cuenca de la Pampa del Tamarugal (PdT).

Además, su arquitectura depositacional sugiere que las tasas de alzamiento son mayores relativas a las tasas de depositación. Los espesores de los depósitos que conforman este dominio son mayores hacia el Sur de la Quebrada Choja. Esto sugiere que la erosión e inclinación de la superficie erosiva fue mayor en este sector. Este dominio no es una superficie completamente plana. Está conformada por altos topográficos locales de 100 a 500 Mt de altura denominados Cerros Isla. En la zona de estudio se distinguen cuatro principales: Cerro Challacollo, Cerro Raul (Figura IV.18), Cerros de Maní (Figura IV.17) y Cerro Catina. Su orientación es NNW a NS, excepto el último, el cual está orientado hacia el NE. Mientras que en la mayor parte de los cerros están constituidos por rocas ígneas intrusivas (Figura III.1) el Cerro Challacollo lo componen rocas estratificadas (Blanco et al., 2012). Al norte del área de estudio se han definido una serie de flexuras en este dominio (Farías et al., 2005; Pinto et al., 2004; Víctor et al., 2004). Es posible asociar la traza definida para la Flexura Chintaguay a los Cerros Isla Maní y Raúl presentes en este dominio estructural. Mientras que, la traza de la Flexura Altos de pica es relacionable espacialmente a la Falla Quehuita aflorante en la zona de estudio



Figura IV.17 Vista Sur desde Quebrada Maní. Se visualiza el borde occidental del Cerro Maní.



Figura IV.18 Vista Norte desde la Quebrada Maní. Se visualiza el Cerro Raúl.

IV.2 Interpretación en profundidad

IV.2.1 Metodología de trabajo

Para proponer una distribución válida de las rocas en profundidad es fundamental cumplir con las restricciones geológicas y geométricas establecidas desde los datos superficiales.

Se recomienda utilizar como profundidad límite de sección geológica la misma que la columna estratigráfica más extensa conocida en la zona (Allmendinger, 2015). Por tanto, para la construcción de secciones en profundidad se consideró como espesor mínimo la posición inferior de las secuencias aflorantes en superficie. Debido a que en la zona de estudio es posible encontrar tanto el basamento como las secuencias marinas, es factible elaborar una sección en profundidad con datos bastante constreñidos ya que tienen datos de la totalidad de la estratigrafía de la región.

El cabalgamiento del Complejo Igneo Metamórfico Sierra de Moreno (CMSM) por sobre la Formación Quehuita es un fenómeno de primer orden en el estilo de estructural de la zona en estudio. Además, la variación del ángulo de la Falla Quehuita – Choja al Sur y Norte de la zona de estudio se correlaciona con la variación en el estilo de plegamiento del cinturón plegado de Sierra de Moreno. A partir de lo anterior, se infiere que la actividad inicial de esta estructura estuvo estrechamente ligada al plegamiento de la cobertura Jurásico – Cretácica. De manera que el estilo estructural de la zona en estudio, en el dominio estructural Precordillera, se define como de piel gruesa. Esto es satisfactorio con los modelos propuestos que relacionan al plegamiento visualizado en superficie a fallas ciegas que alcanzan su basamento (Figura IV.21)(Suppe, 1985; Spang & Evans, 1988; Suppe y Medwedeff, 1990; McClay & Buchanan, 1992; Erslev, 1993; Narr & Suppe, 1994).

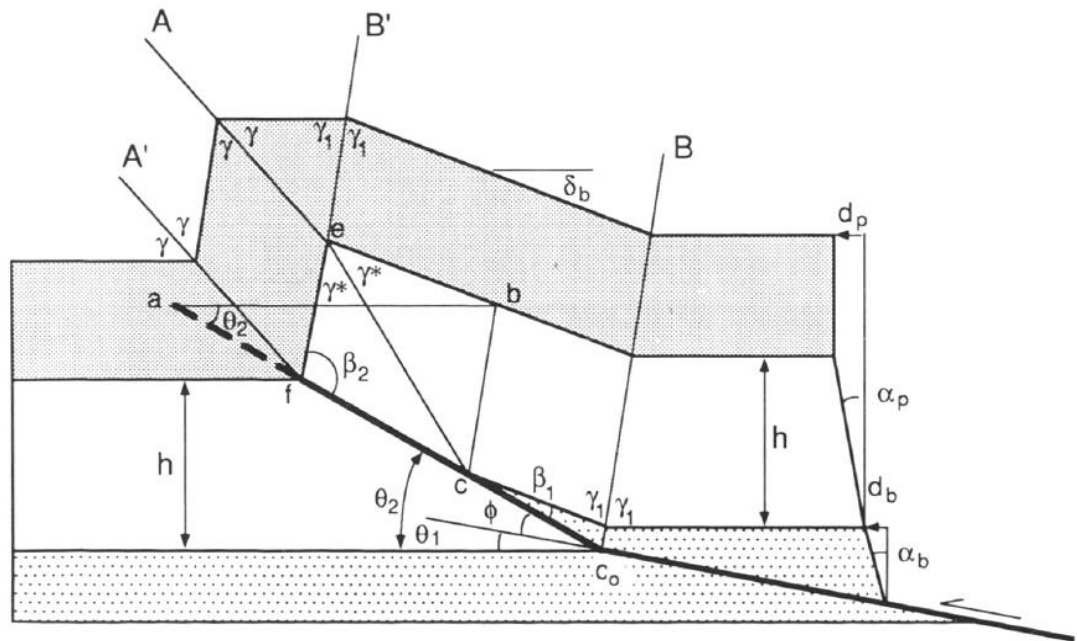


Figura IV.19 Morfología del pliegue por propagación de falla. Se exhiben las características geométricas del pliegue por propagación de falla. Extraído desde Suppe & Medwedeff (1990)

En la zona de estudio, no se reconocen grandes desplazamientos en el cinturón plegado (Tomlinson et al., 2001; Vergara, 1978; este trabajo). Esto sugiere que las fallas involucradas en el plegamiento están ciegas.

Los pliegues por propagación de falla (Figura IV.19) son pliegues que se forman y crecen en el extremo final (i.e tip) de la falla (Suppe & Medwedeff, 1990) la cual se propaga a una tasa mayor relativo a su desplazamiento (Allmendinger, 2015). Existen dos modelos cinemáticos que permiten explicar como la pérdida de deslizamiento es acomodada por el plegamiento: Trishear (Erslev, 1991) y pliegues paralelos/no paralelos (Suppe & Medwedeff, 1990). El primer modelo resuelve la deformación producida dentro de una zona triangular mediante planos de cizalle que radian desde el extremo final de la falla.

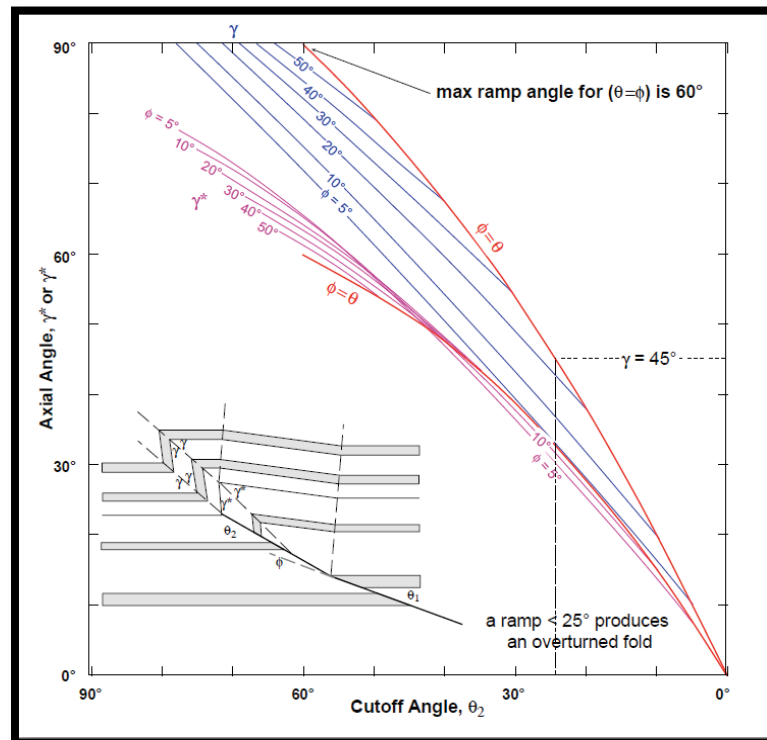
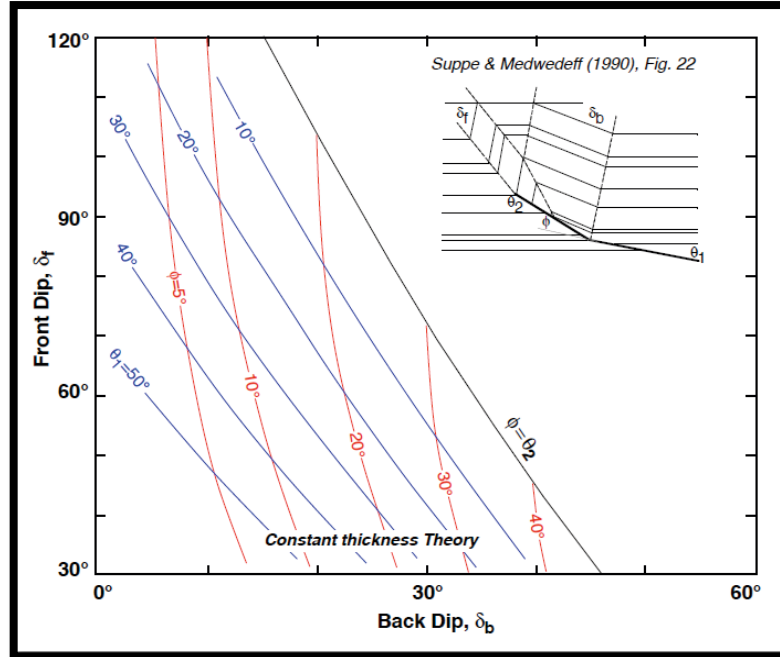


Figura IV.20 Gráficos que exhiben la relación entre la morfología del pliegue y la falla asociada. Extraído de Allmendinger (2015).

Este modelo no genera deformación en el bloque yacente bajo la falla, pero sí sobre su extremo final. Para su aplicación es necesario utilizar programas computacionales tipo forward (Almmendinger, 2015).

En cambio, el modelo de pliegues paralelos/ paralelos permite inferir la posición y buzamiento de la falla ciega mediante la revisión de gráficos. Dentro de este modelo cuantitativo, es posible considerar la mantención constante de los espesores de los estratos que componen el pliegue (Pliegue por propagación de falla con espesor constante) y también tener en cuenta los casos en los cuales no es mecánicamente posible mantener los espesores; superficie axial del anticlinal está bloqueada y la deformación adicional está confinada en un limbo frontal de manteo abrupto, en el cual su área es conservada -no así su espesor-

El gráfico superior de la Figura IV.20 muestra la relación entre el ángulo de corte de la falla y los ángulos de interlimbo del anticlinal y sinclinal (los cuales definen la forma del pliegue) para diferentes variaciones del ángulo de la rampla de la falla. Esto, aplicando la teoría de los pliegues paralelos. Para rampas menores a 25° se generan limbos frontales volcados. El gráfico inferior de la Figura IV.20 relaciona los buzamientos de los limbos frontales y traseros en función del ángulo de la rampla de la falla y la variación de su trayectoria

El modelo de pliegues de propagación de falla con superficie axial fija en el frente del anticlinal es útil para limbos frontales volcados (bajo ángulo de corte).

Para probar las teorías completamente, y definir la morfología de la falla, debemos considerar tanto la actitud de los limbos del anticlinal como la orientación de los ejes axiales, ya que no es posible asegurar que estos bisecan el ángulo interlimbo.

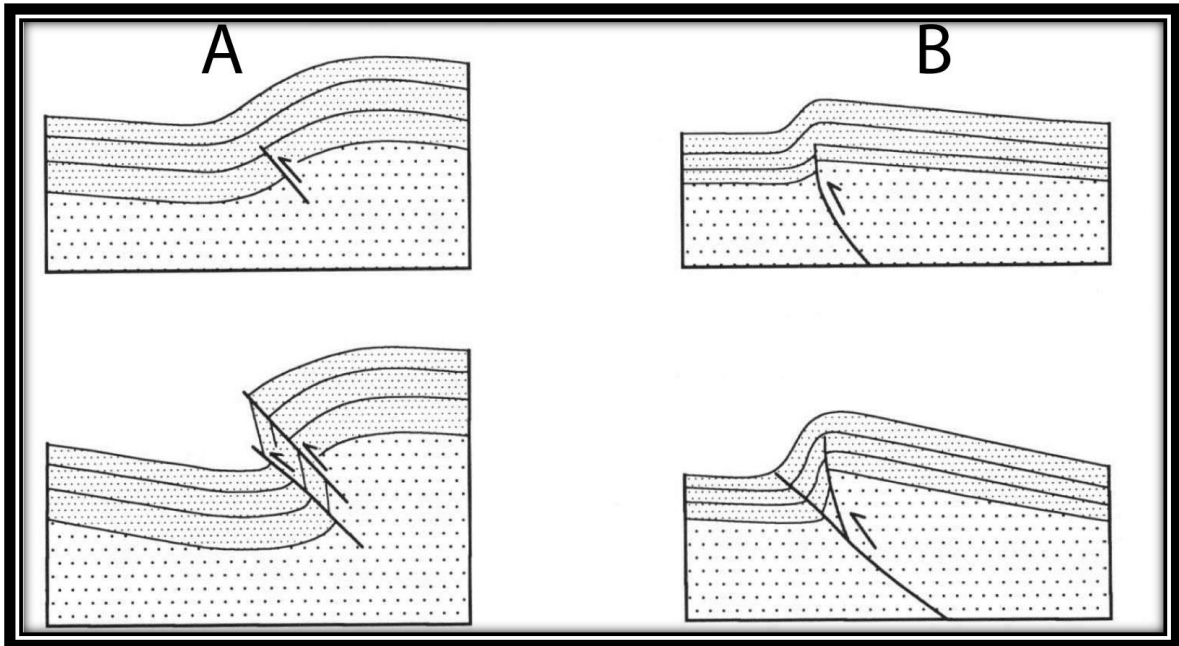


Figura IV.21 Esquemas de propagación de fallas de basamento según la morfología de la falla. (A) Morfología con doble rampla, variación del ángulo de falla (B) Morfología constante, sin variación del ángulo de falla. Para este caso es necesario acomodar la deformación con otra falla paralela. Extraído de Erslev (1993).

IV.2.2 Dominio Cinturón Plegado Norte

La interpretación en profundidad de la configuración estructural de este dominio fue determinada mediante tres secciones geológicas. Estas son las secciones A-A', B-B' y C-C'. En la sección A, se pone atención al anticlinal occidental (Anticlinal Honestidad). En su extensión más septentrional, en la Quebrada Paguana, es un anticlinal volcado con vergencia al oeste. Su limbo frontal se encuentra en el oeste y presenta un ángulo de $30^\circ - 20^\circ$ hacia el Este. Mientras que su limbo trasero, ubicado al oriente, presenta un manteo de 25°E promedio. Más al oriente, en el Sinclinal Alegría, el manteo de este limbo comienza con $5^\circ\text{E} - 10^\circ\text{E}$ en las cercanías de la charnela. A partir de ello, la reconstrucción del pliegue mediante el método kink permite descifrar que el ángulo de interlimbo es cercano a los 70° . De esta forma, es posible inferir que la falla asociada a este pliegue tiene vergencia occidental y presenta un ángulo de rampla inicial cercano a 10°E y final de 25°E . Los pliegues ubicados en el limbo trasero del anticlinal son secundarios y su generación está asociada a la respuesta dúctil de las unidades estratificadas al momento del plegamiento,

posiblemente deformación no coaxial generada a partir de la diferencia reológica entre los contactos de los miembros marinos y continentales. En el resto de las secciones es posible construir el mismo anticlinal mediante una falla de características similares. El anticlinal Felicidad presenta un limbo frontal de $60^{\circ}W - 40^{\circ}W$ y un flanco oriental de $40^{\circ}E - 30^{\circ}E$, dando lugar a un tren de pliegues. Es posible generar este plegamiento a partir de una falla de basamento de ángulo cercano a $40^{\circ}E - 30^{\circ}E$ con desplazamiento significativo, tal que alce gran parte de las rocas estratificadas sobreyacentes y permita ausentar las rocas de los miembros superiores de la Formación Quehuita.

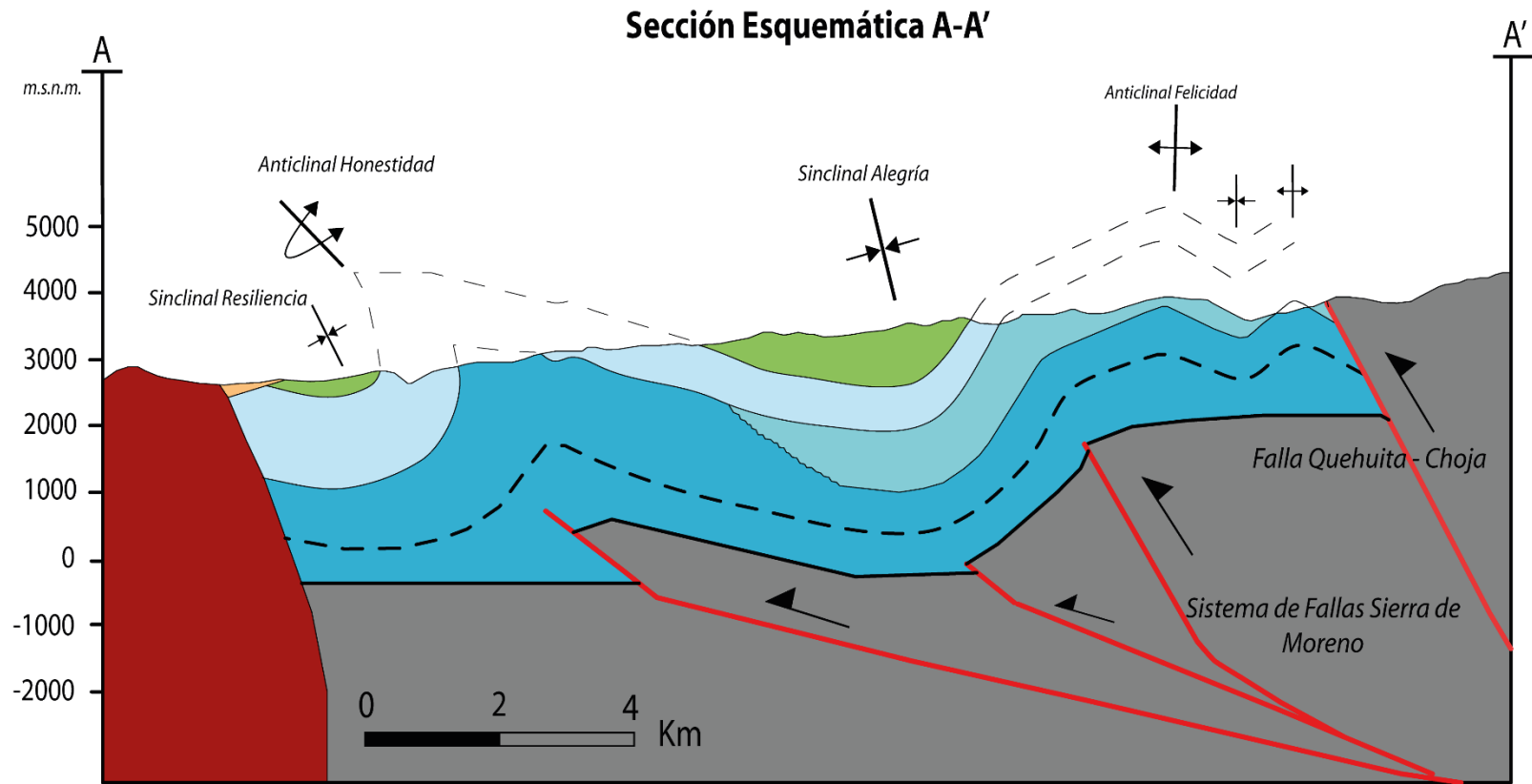


Figura IV.22 Perfil geológico A-A' interpretado en profundidad. Escala 1:1600. La simbología correspondiente está en la Leyenda.

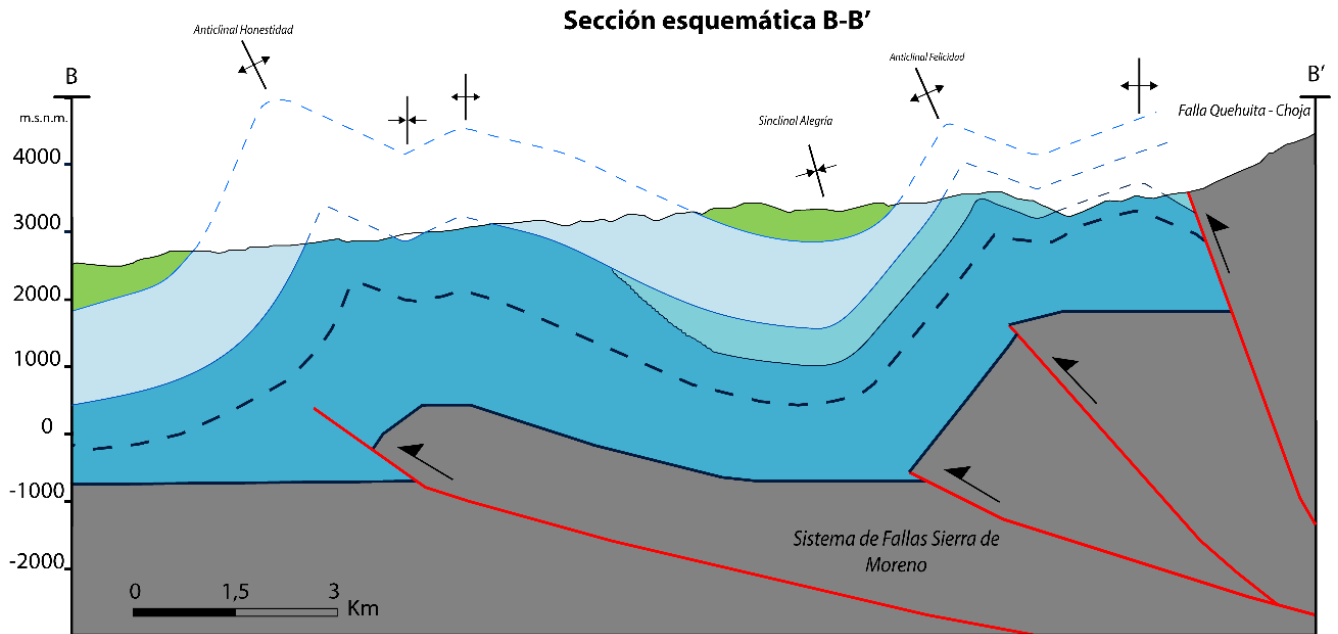


Figura IV.23 Perfil geológico B-B' interpretado en profundidad. Escala 1:1600. La simbología correspondiente está en la Leyenda (Fig., III-3).

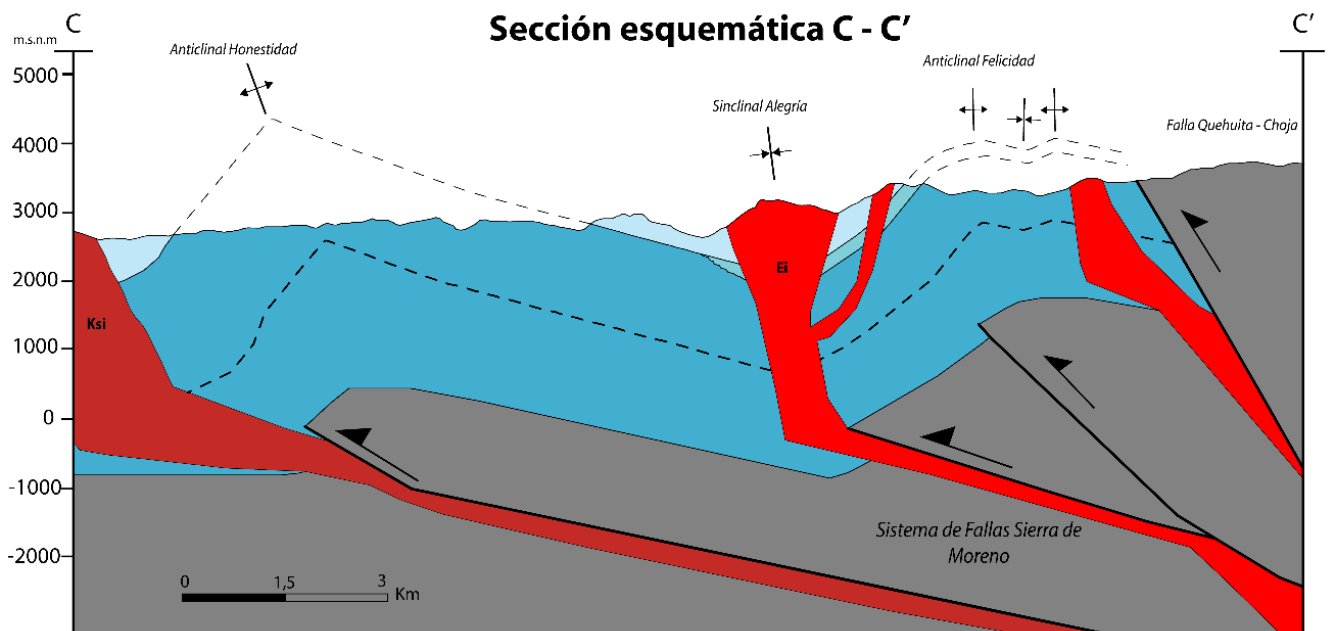


Figura IV.24 Perfil geológico C-C' interpretado en profundidad. Escala 1:1600. La simbología correspondiente está en la Leyenda (Fig., III-3).

IV.2.3 Dominio Cinturón Plegado Sur

En este dominio, el estilo de plegamiento de la cobertura Jurásico – Cretácica se modifica. Desde oeste a este, hay un par anticlinal – sinclinal para luego dar paso a un tren de pliegues ubicados más al oriente.

El Anticlinal Compañerismo tiene un flanco occidental subhorizontal, mientras que su flanco oriental presenta un buzamiento cercano a 60°E . Esto se verifica en la Sección E-E'. La generación de este pliegue puede realizarse mediante una falla de basamento de vergencia oriental con un ángulo de 30°W – 40°W . Esto tendría como consecuencia un leve plegamiento en el resto de la cobertura y por tanto, no explica el tren de pliegues ubicado más al oriente ni tampoco el sinclinal volcado.

Los trabajos de Sang & Evans (1988), Mitra & Mount (1998) junto con Narr & Suppe (1994) demuestran que es posible generar sinclinales y anticlinales con un limbo en común volcado mediante fallas de alto ángulo que involucren basamento durante el predominio de régimen contraccional en la corteza. En la mayor parte de los modelos cinemáticos propuestos, las fallas tienen una morfología tipo rampla plano rampla, o bien sólo aumentan su ángulo en superficie. Además, generan cizallen el bloque yacente del basamento o bien distribuyen el acortamiento mediante una serie de fallas inversas que alzan porciones del basamento. Prácticamente no generan deformación en la cobertura del bloque colgante, tal que la deformación se distribuye en una zona triangular generando un limbo volcado y altamente deformado junto con ejes axiales inclinados en igual o mayor grado que la falla.

Por lo anterior, se decide utilizar dos fallas inversas para representar la zona triangular que permite el volcamiento del Sinclinal Amistad, donde la Falla Quehuita es la estructura principal.

Hacia el oriente, en el Cerro Macata, se distinguen rocas estratificadas en posición horizontal. Esto sugiere que la falla que alza el basamento se encuentre justo en el núcleo de un pliegue anticlinal y que, por tanto, el modelo utilizado es válido.

Para el tren de pliegues, es posible considerar un par de fallas que permita generar el anticlinal ubicado al oriente del Sinclinal Alegría otra que permita realizar el alzamiento suficiente de la cobertura. Los plegamientos de corta longitud de onda visualizados en las rocas marinas de podrían generar durante el consecuente desplazamiento de las fallas o cabalgamiento del basamento por sobre la cobertura en un régimen dúctil, tal que no se muestren competentes ante el acortamiento generado.

El acortamiento de secciones geológicas varía tanto longitudinalmente como latitudinalmente. La Tabla1 muestra los largos iniciales y finales de los horizontes junto con la cantidad de acortamiento en distancia y porcentaje, para cada sección geológica. En A-A', B-B' y C-C' se utilizó la base del Miembro Los Tambos. En D-D' y E-E' se utilizaron horizontes paralelos al Miembro Inferior.

Sección	Li (Mt)	Lf (Mt)	A (Mt)	A (%)
A-A'	20.000	15.250	4.750	23.75%
B-B'	19.975.6	15.878	4097.6	20.5%
C-C'	17400	14475	2925	16.8%
D-D'	9254.9	7568.6	1683.3	18.22%
E-E'	15.294	9.647	5647	37%

Tabla 1. Acortamiento de secciones geológicas presentado en distancia y en porcentaje. Li: Largo inicial. Lf: Largo Final. A: Acortamiento, se encuentra en distancia (mt) y porcentaje.

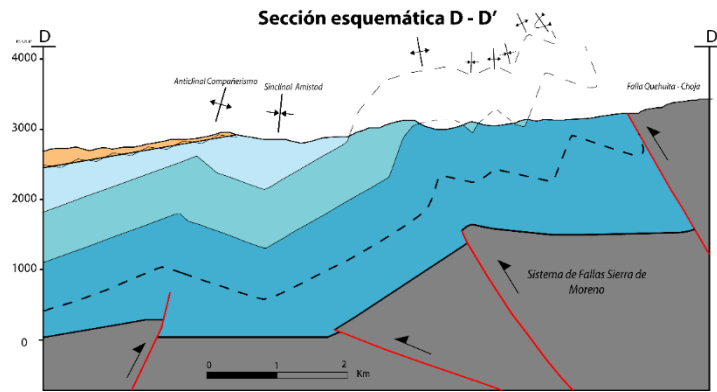


Figura IV.25 Perfil geológico D-D' interpretado en profundidad. Escala 1:1600.

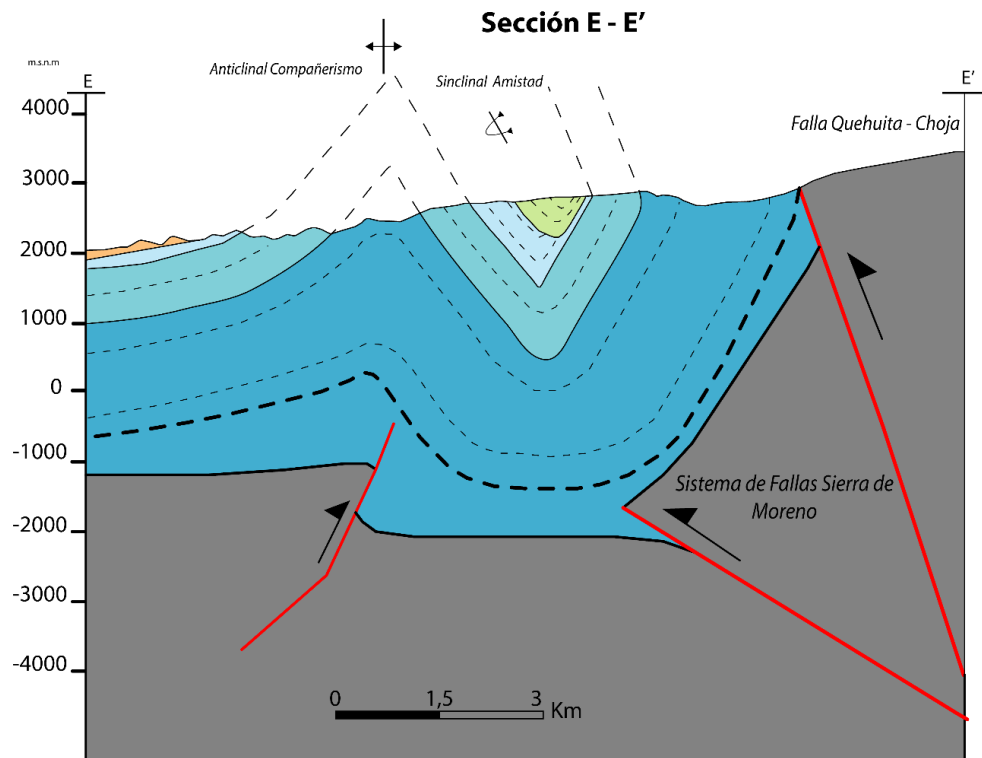


Figura IV.26 Perfil geológico E-E' interpretado en profundidad. Escala 1:1600.

V. GEOLOGIA ESTRUCTURAL CONSTREÑIDA POR SISMICA DE REFLEXIÓN

En este capítulo se presentan los perfiles geológicos de subsuperficie obtenidos a partir de la interpretación de secciones sísmicas. También se describen los criterios utilizados para la caracterización y la determinación de su significado geológico.

Las secciones sísmicas fueron obtenidas mediante la prospección geofísica que tuvo lugar en la Región de Tarapacá el año 1962 realizada por la Empresa EVERGREEN RESOURCER. Este trabajo fue solicitado por la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP) en el contexto de exploración de depósitos de hidrocarburo.

Debido al minúsculo contraste de impedancia acústica entre el aire y sedimentos no consolidados en superficie, se determinó arbitrariamente una cota de referencia en el aire de 2500 msnm. Este nivel equivale al TWT igual a cero. De esta forma, es posible visualizar la topografía asociada a cada traza, punto en el cual comienza la recepción de la señal.

La fuente emisora fue un martillo percutor. Se ejecutó 4 veces cada 50 metros. En cada vibración se realizaron 4 barridos de 8 segundos cada uno. En cada traza, se dispusieron geófonos (sm-24) en serie y en paralelo, 3 y 4 respectivamente. Esto permitió obtener una señal de mejor calidad con mayor resolución final. Problemas tales como distorsión (0.1%), pérdida (5%) y resistencia de la señal (2.5%). La extensión de las secciones 99-9 y 99-8 es de 32.2 Km y 33 Km respectivamente

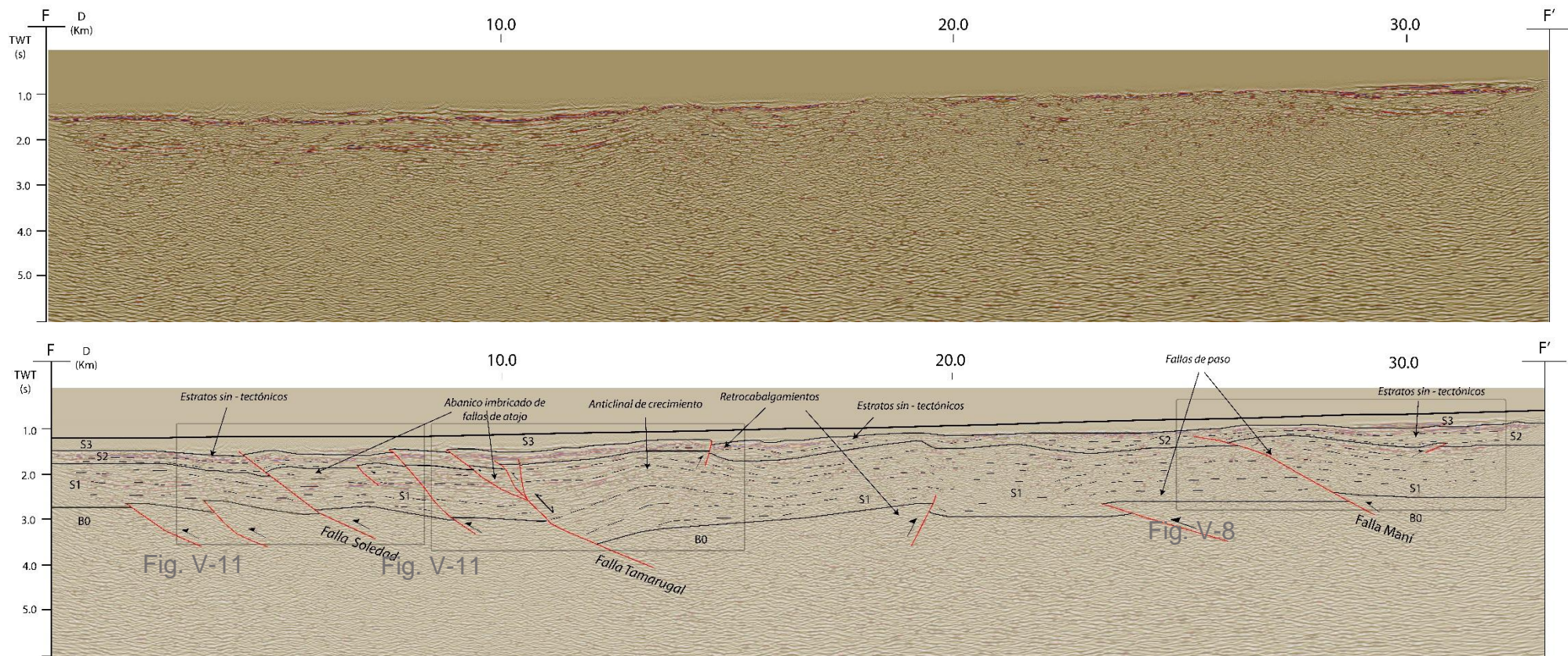


Figura V.1 Perfil sísmico 99_8 correspondiente a la traza F-F' en Mapa Geológico 1:55:000 no interpretado (superior) e interpretado (inferior). La simbología utilizada se describe en la Leyenda especificada anteriormente. B0: Basamento. S1: Secuencia 1. S2: Secuencia 2. S3: Secuencia 3. En la sección interpretada se señalan la categorización de estructuras y se indica en un cuadro color gris el número de la figura en la cual se ilustran las respectivas estructuras

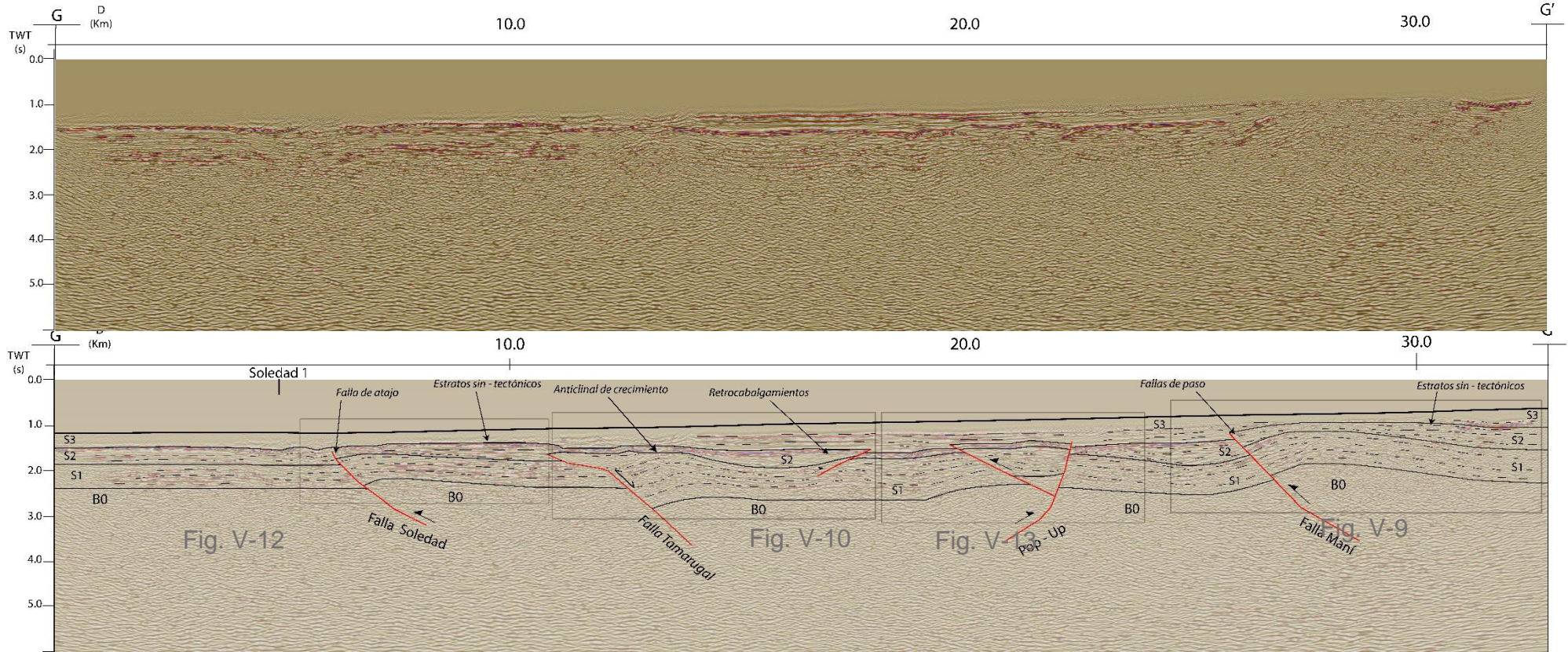


Figura V.2 Perfil sísmico 99_9 correspondiente a la traza G-G' en Mapa Geológico 1:55.000 no interpretado (superior) e interpretado (inferior). La simbología utilizada se describe en la Leyenda especificada anteriormente. B0: Basamento. S1: Secuencia 1. S2: Secuencia 2. S3: Secuencia 3. En la sección interpretada se señalan la categorización de estructuras y se indica en un cuadro color gris el número de la figura en la cual se ilustran las respectivas estructuras. Para esta sección existe un pozo denominado Soledad-1. Su ubicación se señala en la parte superior de la sección. Para ver los componentes de este pozo y su relación con las secuencias sísmicas, la figura V-4 muestra en detalle la porción de la sección sísmica en la cual se encuentra el pozo.

V.1 Metodología de trabajo

A continuación, se presentan los aspectos teóricos asociados a la interpretación de secciones de reflexión sísmica. Es necesario considerar cual es la base del método y cuáles son los aspectos técnicos a revisar junto con sus limitaciones.

El método de reflexión sísmica consiste en estudiar el comportamiento de la energía de un frente de ondas acústicas, emitidas desde una fuente acústica controlada, a lo largo de su trayectoria en subsuperficie. Se realiza una serie de disparos, desde esta fuente acústica, para los cuales existe una cantidad de geófonos distribuidos ordenadamente. Desde cada disparo se obtiene un conjunto de trazas sísmicas. Estas trazas son analizadas, procesadas y reordenadas en conjuntos de reflectores con puntos en común (CMP) y se obtiene una sección sísmica de reflexión (Badley, 1992; Milson, 2003). Luego de ello, se pasa a la etapa de procesamiento en la cual se aplican diversos filtros y arreglos para mejorar la visualización de los reflectores en busca de asegurar la fidelidad de la interpretación posterior. (Emery & Myers, 1996; Veeken, 2007; Bjorlykke, 2010)

Para estudiar el comportamiento del frente de ondas, se estipula que las rocas encontradas bajo la superficie son medios elásticos. El estudio se basa en la medición del tiempo de viaje de estas ondas (Travel Wave Time TWT). Por tanto, es esencial comprender qué controla la variación del frente de ondas, y cuál es su significado (Bjorlykke, 2010).

El frente de ondas que viaja por medios sólidos se compone de ondas P y S; ondas de compresión y cizalle respectivamente. En las rocas, los parámetros más influyentes en su velocidad de viaje son la porosidad, la composición mineral y qué tan unidas se encuentran las partículas (grado de cementación, compactación procesos de litificación, cantidad de vesículas); por lo cual la velocidad de las ondas en sedimentos medianamente consolidadas es de 2-3

km/s; en sedimentos litificados (compactados y cementados) sin metamorfismo sobreimpuestos su velocidad es de 3 – 5 km/s; mientras que en rocas metamórficas y volcanitas efusivas no vesiculares su velocidad es cercana a 5 – km/s (Bjorlykke, 2010).

En el momento en el cual el frente de ondas pasa por una interface que separa dos medios con distintas velocidades y densidades, parte de las ondas acústicas se reflejan y refractan. Mientras que la refracción se estudia a través de la variación de la trayectoria del frente de ondas mediante la Ley de Snell, es posible conocer la porción de energía que se refleja hacia la superficie por medio del coeficiente de Impedancia acústica. Este parámetro corresponde a la tasa de variación de la densidad y velocidad de ambos medios. A modo de ejemplo, es preciso señalar que la interfase arenisca – lutita tiene una impedancia acústica más significativa que la interfase caliza – lutita, debido a la diferencia de densidades. No obstante, esto puede variar en función de la porosidad de las calizas.

Además de los parámetros mencionados, los espesores relativos de las unidades involucradas también influyen en la impedancia acústica generada. Esta será más significativa mientras mayor sean los espesores. Típicamente las rocas que exceden los 20 a 30 mt. de espesor pueden ser distinguidos en el registro de reflexión sísmica (Bjorlykke, 2010).

Este problema es conocido como la resolución vertical y depende de la longitud de onda del pulso acústico y la profundidad a la cual se encuentra; los parámetros que la controlan son el espesor de los estratos, la atenuación de las frecuencias en profundidad, el necesario incremento de la velocidad acústica en profundidad y el ruido ambiental (Emery & Myers, 1996).

La interpretación de las secciones sísmicas se realiza mediante la estratigrafía sísmica (Emery & Myers, 1996; Veeken, 2007). Además, para indentificar, describir y caracterizar estructuras secundarias es necesario utilizar modelos de plegamiento aplicados en secuencias sísmicas (Shaw et al., 2004).

El principio fundamental de la estratigrafía sísmica es que los reflectores siguen líneas de estratificación y, tal como ellas, algunas particulares indican líneas de tiempo. Estas superficies generalmente contraponen rocas con distintas propiedades texturales y composicionales, las cuales generarán un contraste de impedancia acústica significativo (Emery & Myers, 1996). Por tanto, es preferible definir secuencias depositacionales (secuencias sísmicas) que representen superficies de tiempo, tal y como lo trabaja la estratigrafía secuencial (Mitchum et al., 1977). El método de reconocimiento de estas se denomina mapeo de reflectores (Vail et al., 1977). El mapeo de reflectores se ocupa de (1) identificar tipos de reflectores y definir secuencias sísmicas, (2) identificar superficies de inconformidad entre las secuencias y (3) describir su configuración interna y externa. Luego, junto con la interpretación estructural de las secuencias sísmicas, es posible caracterizarlas tectónicamente y asociarlas a unidades definidas en superficie.

Secuencia sísmica refiere a una unidad estratigráfica compuesta de sucesiones, en relativa conformidad, de estratos genéticamente relacionados y limitados en su techo y base por inconformidades (quiebre de secuencia estratigráfica resultado de un cambio en condiciones que causaron cese de depositación en un periodo de tiempo (Collinson, 2006)). Tiene un significado cronoestratigráfico (secuencias depositadas en un intervalo de tiempo definido). Son delineadas por reconocimiento de superficies de discontinuidad. Las

discontinuidades son reconocidas por la interpretación de patrones sistemáticos de terminaciones de reflectores a lo largo de superficies de discontinuidad.

V.1.1 Tipos de reflectores (Veeken, 2007)

- a. Reflexiones sedimentarias: Representan planos de estratificación o laminación. Su morfología varía en función del régimen depositacional o producto de procesos secundarios. Cada reflector coincide con un corto periodo de tiempo en el cual se mantuvieron diferentes ambientes depositacionales y, por consiguiente, representa un conjunto de litofacies depositadas en un tiempo determinado. Por lo anterior, es posible que un reflector varíe sus caracteres sísmicos a lo largo de la horizontal. Los reflectores sedimentarios se generan por contrastes de impedancia acústica significativos entredós unidades; es posible que represente un contacto litológico o bien una sucesión de litofacies en la vertical cercanamente espaciadas.
- b. Inconformidades: Límites de secuencias estratigráficas que representan tiempo de cese de depositación (Collinson, 2006). Son reflectivas cuando se interpone entre dos unidades con características composicionales y texturales distintas. Eventualmente, la impedancia acústica generada por este límite puede no ser constante lateralmente producto de variaciones laterales de facies de las unidades implicadas. Por tanto, la manera más precisa de identificarla es por medio de las relaciones geométricas entre la interfase y las secuencias sobreyacentes y subyacentes. En otros trabajos, este parámetro se define como configuración de la terminación de reflectores (Emery & Myers, 1996).
- c. Reflexiones no sedimentarias: En esta categoría se agrupan a reflectores que no es posible asociarlos a unidades de tiempo. Generalmente ocurren por procesos geológicos secundarios. Son fallas, contactos fluidos o gas acumulado. Las fallas pueden ser reflectivas cuando ponen contacto unidades litológicas de suficiente contraste de

impedancia acústica. También es posible reconocerlas por la configuración interna de reflectores.

- d. Artefactos: Son curvas de difracción generadas por la dispersión de energía sísmica alrededor de un punto fuente en la subsuperficie. Se distinguen como elementos caóticos distorsionados. Son producidos en la etapa de procesamiento de las líneas sísmicas. Pueden ser múltiples o difracciones.

V.1.2 Configuración de la terminación de reflectores (inconformidades)

Relación geométrica entre la inconformidad y la secuencia inferior:

- a. Truncación erosiva: Superficie de erosión. Es posible que el sustrato esté deformado tectónicamente.
- b. Toplap. Superficie de erosión que afecta a una secuencia progradante.
- c. Concordancia: Interfase cuya geometría es similar tanto en el sustrato como en la secuencia subyacente

Relación geométrica entre la inconformidad y la secuencia superior:

- a. Onlap: Reflectores subhorizontales en contacto lateral con superficie subyacente inclinada. Reflectores inclinados a subhorizontales.
- b. Downlap: Reflectores inclinados en contacto lateral con superficie más inclinada en la misma dirección. Se asocia a secuencias progradantes en ambientes subacuáticos.
- c. Concordancia: Interfase cuya geometría es similar tanto en el sustrato como en la secuencia subyacente

V.1.3 Carácter de reflectores (Veeken, 2007; Bjorlykke, 2010)

Corresponde a parámetros asociados a la impedancia acústica y resolución vertical de la secuencia (Figura V.3).

- a. Amplitud: Corresponde a la extensión vertical del reflector. Depende del contraste de impedancia acústica, el espaciamiento de las litofacies y

contenido de fluidos. En el frente de ondas, es la distancia máxima entre la onda y su punto de equilibrio.

- b. Frecuencia: Es la distancia en la vertical de los reflectores sobre una traza sísmica, entre dos puntos definidos. Depende del espesor de los estratos y el contenido de fluidos.
- c. Continuidad: Extensión horizontal de los reflectores. Es producto de los procesos sedimentarios o secundarios.

V.1.4 Configuración interna (Bjorlykke, 2010; Veeken, 2006)

Se define como la geometría de los reflectores en el interior de la secuencia sísmica (Figura V.3). Está controlado por el patrón de depositación, procesos deformacionales, magmáticos y, en algunos casos, metamórficos.

- a. Paralela – Subparalela - Ondulsa: Indica condiciones uniformes de depositación. Para esta configuración, alta amplitud indica alternancia de litologías contrastantes y una baja amplitud señala alternancia de litologías similares. La frecuencia es fiel indicativa del espesor. La alta continuidad reflejaría la extensión lateral de las condiciones de depositación, mientras que baja continuidad indica cambios rápidos de niveles de energía.
- b. Divergente: Secuencias de espesores asimétricos. Está controlado por las variaciones en tasas de sedimentación, subsidencia, efectos termales o bien puede ser indicativa de depositación sintectónica.
- c. Caótica: Reflectores discontinuos discordantes de amplitud y frecuencia variables en la lateral como en la vertical.
- d. Zonas libres de reflexión: Espacios en los cuales el contraste de impedancia acústica está ausente o es débil.
- e. Disruptados: Conjunto de reflectores discontinuos respecto a un plano.
- f. Contorneados: Conjunto de reflectores ondulosos.

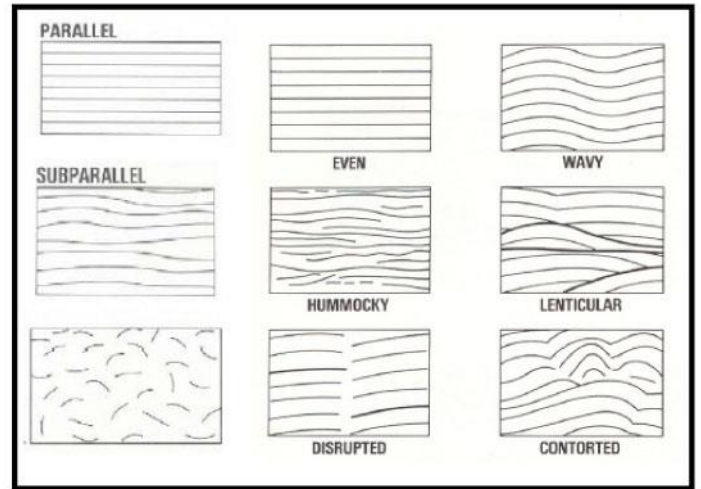
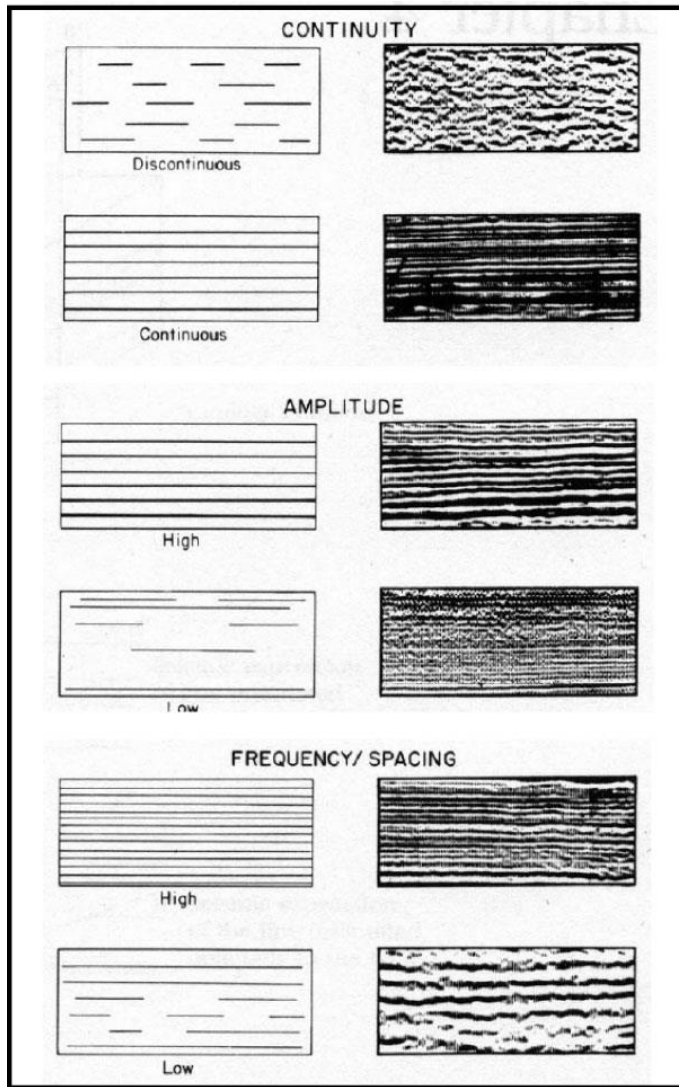


Figura V.3 Caracteres sísmicos y configuración interna de reflectores sísmicos. (Modificado de Vail, 1987)

V.2 Estratigrafía sísmica

Mediante la metodología mencionada, se definieron cuatro secuencias sísmicas a partir de la identificación de inconformidades, la comprobación de su continuidad lateral a lo largo de las secciones y la correlación entre ambas secciones. Puesto que ambas secciones sísmicas están separadas por 20 Km a 15 Km de distancia en sentido N-S, sitio en el cual no se han definido fallas que repitan o desplacen unidades, se presume que su continuidad lateral es factible.

Se realizó un pozo, denominado Soledad-1, entre los Kilómetros 6 y 7 de la sección 99-9 en la cota de 935 m.s.n.m, justo en el bloque yacente de la Falla Soledad. Gallardo (1962) señala que a los 603 Mt. y 1.745 Mt. se ubican los contactos entre los depósitos Oligo – Neógenos – Formación Cerro Empexa y estas últimas con Formación Quehuita. Además, menciona que este último contacto presenta una discordancia angular leve, en la cual el sustrato miente 10°W y los depósitos sobreyacentes se encuentran horizontales. En el mismo lugar, la sección sísmica muestra tres inconformidades relevantes (Figura V.4) Por otro lado, trabajos que han interpretado secciones sísmicas ubicadas más al Norte (Digert et al., 2003; Jordan et al., 2010; Simicic, 2015; Labbé, 2016; Fuentes et al., 2016) permiten constreñir la posición de los depósitos Oligo – Neógenos y los caracteres sísmicos asociados. De esta forma, es posible inferir la correlación con unidades de superficie (Figura V.4). Aunque la configuración interna de algunas secuencias sísmicas varía lateralmente, es posible trazar las inconformidades halladas a lo largo de ambas secciones.

V.2.1 Secuencia B0

Se define como basamento de las secuencias sin-rift. El techo de este nivel se distingue por el contacto discordante erosivo con la secuencia sobreyacente y por su reflectividad local. Los reflectores que componen esta secuencia presentan baja amplitud relativa a la secuencia uno (S1), son continuos y su frecuencia es baja. Esto último sugiere que corresponde a un medio anisótropo. En cuanto a su configuración interna, en el techo son subparalelos a ondulosos pasando a caóticos en la base. Además, están contorneados y disruptados

localmente en posiciones donde se infieren fallas. En ambas secciones sísmicas, su ubicación en la vertical es variable; desde Este a Oeste, su techo se encuentra a mayor profundidad, a pesar de que se encuentra alzado por fallas inversas de vergencia occidental. En el borde occidental de las secciones es posible distinguir que su posición en la vertical es más alta relativa al resto del perfil y su buzamiento es casi subhorizontal. Esto permite dividir a las secciones en dos bloques, en función de la altura a la cual se encuentra el basamento y su tendencia de buzamiento.

La ubicación del techo del basamento está íntimamente relacionada a las variaciones de espesores de la secuencia sin-rift.

V.2.2 Secuencia S1

Esta secuencia presenta los mayores espesores de las secciones sísmicas estudiadas. Los reflectores que componen esta secuencia tienen alta amplitud y baja frecuencia. Este último carácter sísmico generalmente es constante a lo largo de la extensión lateral y vertical de las secuencias, no obstante, la amplitud es variable localmente. Algunos reflectores presentan anomalías altas de amplitud. Esta variación lateral de carácter sísmico sugiere variaciones de litofacies en la secuencia, y, por consiguiente, la convivencia de dos ambientes depositacionales en el sitio del depósito.

En general, los reflectores de esta secuencia son parcialmente continuos y paralelos a subparalelos. En algunos sitios, se encuentran truncados lateralmente por superficies de alto ángulo.

El contacto con la secuencia suprayacente está definido por el cambio de caracteres sísmicos (frecuencia), por la truncación erosiva en su techo y por presentar zonas de muy baja impedancia acústica a no reflectivas. Es posible que estos sitios se generen producto de la disminución de la velocidad del frente de ondas reflejado, o bien por la presencia de unidades intrusivos (cuerpos cilíndricos composicionalmente homogéneos).

En cuanto al contacto con el basamento, se distingue por la disminución en la impedancia acústica de la sección junto con contactos discordantes tipo downlap.

En el bloque I de ambas secciones, los reflectores son subhorizontales. En cambio, en el bloque II presentan variaciones de buzamiento y están altamente contorneados. Debido a que su basamento presenta actitud similar y la secuencia sobreyacente se encuentra mayormente contorneada en el mismo punto, se asocia a procesos secundarios.

V.2.3 Secuencia S2

El techo de esta secuencia es un reflector de alta impedancia acústica. Este horizonte es generalmente subhorizontal. No obstante, se encuentra disruptado y contorneado en sitios particulares de la sección. Es un excelente horizonte guía ya que es continuo al igual que el resto de los reflectores que componen esta secuencia. Presenta amplitud relativamente baja respecto a la S1, alta frecuencia y alta continuidad. Bajo este reflector de alta impedancia acústica, la secuencia se compone de reflectores generalmente paralelos.

Esta secuencia es divergente (i.e. espesor variable a lo largo de la horizontal) evidenciando una depositación contemporánea a la generación de los pliegues y activación de estructuras (Fig. V10, V11 y V12) de manera que permite constreñir la edad de la deformación. Debido a que se relaciona con la Formación Cerro Empexa, la deformación registrada en las secciones sísmicas es de edad Cretácico tardío. El conjunto de sus reflectores presenta un contacto tipo onlap respecto a la superficie subyacente. Su espesor es mayor en los bloques yacentes y, en los bloques colgantes, aumenta desde la charnela hasta los limbos de las estructuras sinformes conformadas por la secuencia subyacente.

El mejor sitio para identificar el contacto tipo onlap es al oeste de la falla normal invertida de la sección 99-9 (Fig. V-2).

V.2.4 Secuencia S3

Está definida por un conjunto de reflectores sedimentarios continuos de alta amplitud y baja frecuencia. En general, para ambas secciones, la secuencia presenta un leve buzamiento general hacia el Oeste. Su espesor es variable; es notoriamente mayor en el bloque II de la sección 99-9.

En algunos sitios, los reflectores que componen esta secuencia están altamente contorneados y disruptados. En este mismo lugar, más bajo en la vertical, las secuencias subyacentes están altamente deformadas, configurando anticlinales. En cambio, en los sinformes estos depósitos son altamente continuos y con un mayor espesor.

En su techo se visualizan artefactos con forma de parábola cóncava hacia arriba. El contacto con la unidad subyacente, se distingue una pérdida de impedancia acústica ya que corresponde a una zona de baja impedancia acústica.

En el flanco del anticlinal asociado al Cerro Maní, los reflectores del techo se encuentran en contacto tipo onlap con el substrato. Esto permite inferir actividad tectónica coetánea en el momento de la deformación, y por tanto, que las fallas se han mantenido activas al menos hasta el Oligoceno.

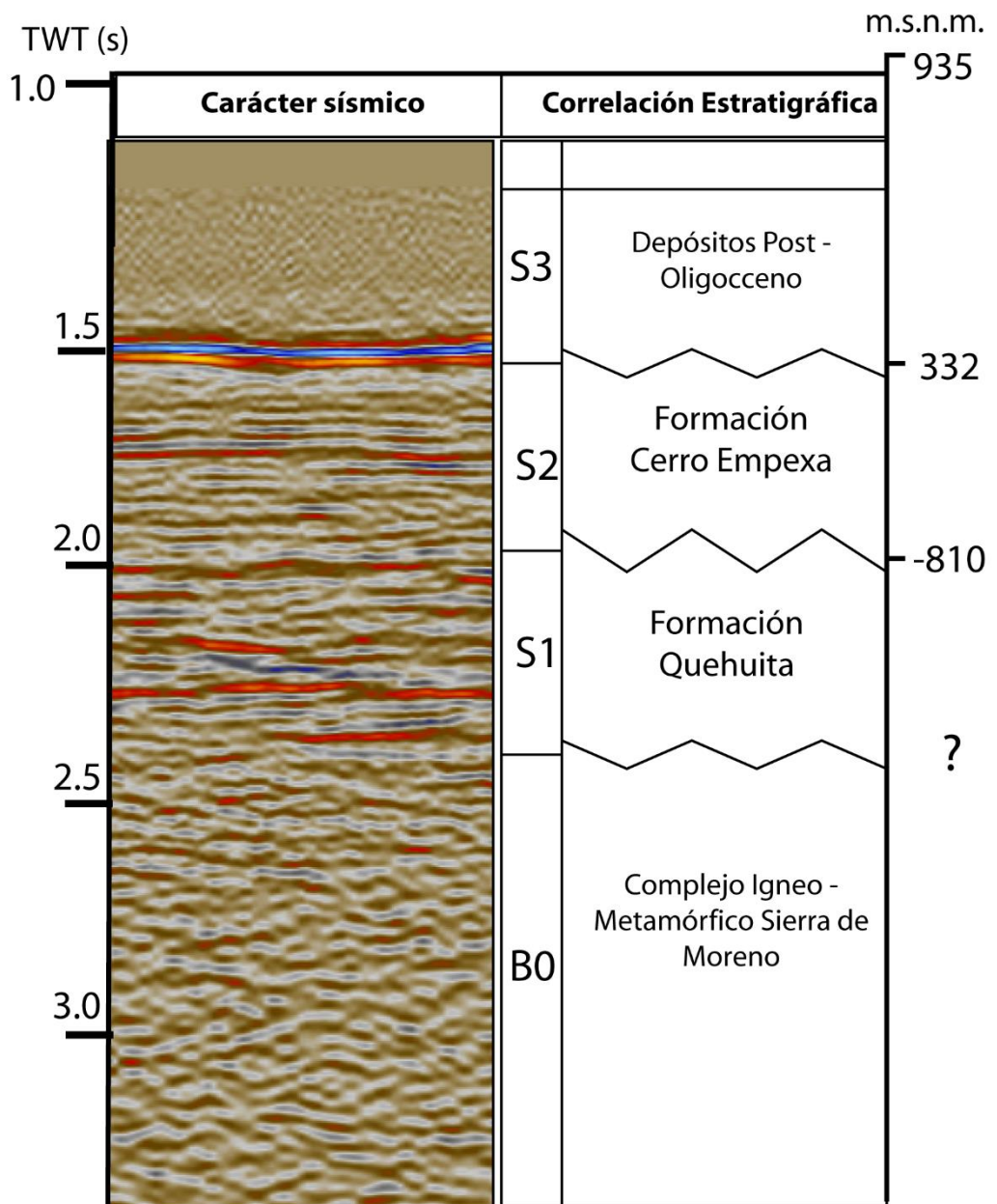


Figura V.4 Columna que relaciona los caracteres sísmicos a rocas ubicadas en superficie. A la izquierda, escala en (seg). Es la misma posición en la cual fue realizado el pozo soledad 1 (Gallardo, 1962). Para ver su ubicación en la sección sísmica ver Fig. V-2.

V.2.5 Estructuras

Los pliegues corresponden a curvaturas de capas de roca generadas producto del movimiento de las mismas a lo largo de fallas, por diapirismo, procesos de compactación, subsidencia o bien alzamiento regional (Shaw et al., 2004). En las secciones sísmicas, los pliegues se presentan como una o más regiones de reflectores buzantes (dominios de manteos) (Figura V.5). Los dominios de manteo están separados por superficies axiales. Estas superficies pueden ser cóncavas hacia arriba (antiformes) o cóncavas hacia abajo (sinformes). Se clasifican en pliegues paralelos y no paralelos. Los primeros mantienen su espesor constante, mientras que los segundos tienen cambios de espesor en sus limbos.

En secciones sísmicas, es posible que los pliegues estén distorsionados o se logren visualizar sólo de manera parcial (Figura V.6). También, es típico encontrar difracciones en el bloque yacente, en las cercanías del plano de falla y en la charnela. Para su reconocimiento, se sugiere hallar: (1) Reflectores sobreimpuestos, (2) Conjunto de reflectores buzantes (bloque colgante) sobre un conjunto de reflectores horizontales o bien subhorizontales (bloque yacente), (3) localizar superficies axiales inferidas mediante truncación de reflectores horizontales.

Teóricamente, los pliegues están asociados a fallas encontradas en profundidades relativas mayores. Para reconocer fallas inversas y estructuras de cabalgamiento se sugiere hallar: (1) Terminaciones de reflectores o cambios abruptos en sus caracteres sísmicos (Figura V.7) (2) Terminaciones de limbos (3) Planos de falla reflectivos.

Los pliegues hallados en las secciones sísmicas contienen limbos levemente buzantes, reflectores discontinuos en la horizontal y cambios abruptos en los caracteres sísmicos. No todas las superficies de fallas son reflectivas. Para la completa interpretación, se utilizaron los modelos de Suppe & Medwedeff (1990) y Mclay & Buchaman (1994) quienes estudian el comportamiento mecánico de los pliegues por propagación de falla y estilos de cabalgamientos

en cuencas invertidas, respectivamente. Además, se utilizan revisiones teóricas de los modelos realizados por otros autores (Shaw et al., 2004; Allmendinger, 2015).

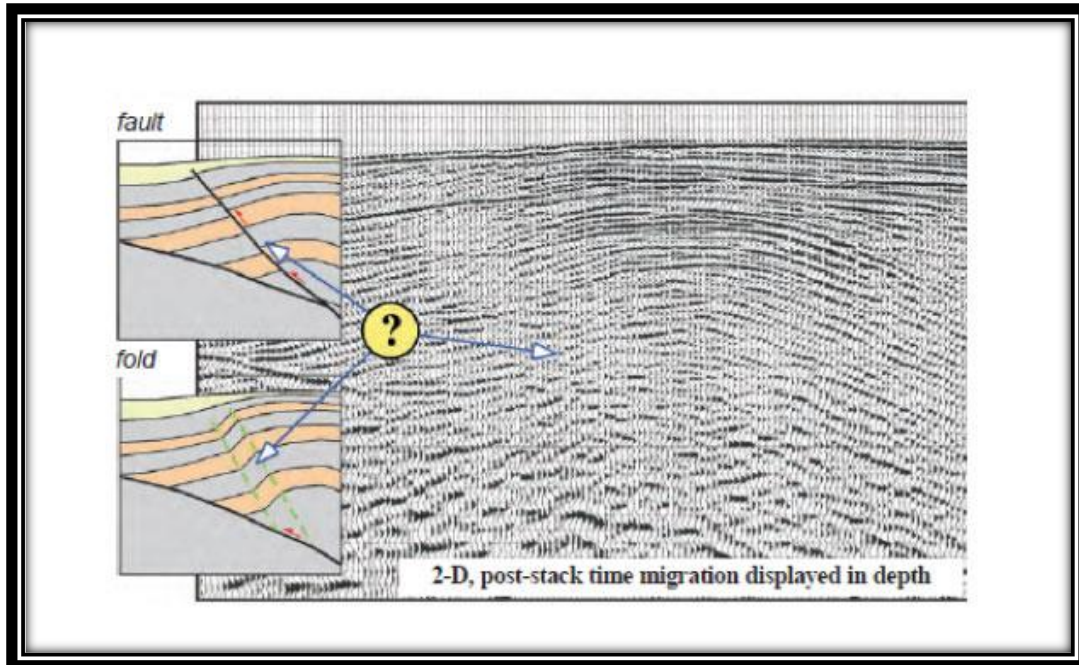


Figura V.5 Método de construcción de pliegues paralelos y no paralelos. Se deben hallar los dominios de manteos y luego sus trazas axiales asociadas. El espesor (T) dependerá del ángulo de interlimbo de las trazas axiales y, por consiguiente, del subtipo de pliegue. Extraído de Shaw y otros (2004).

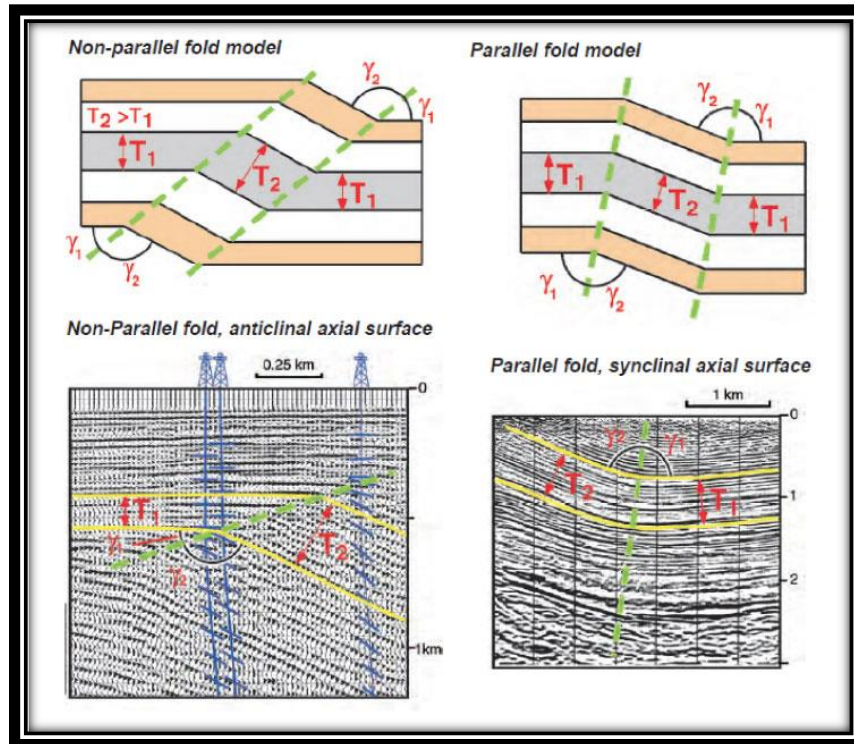


Figura V.6 Método de interpretación de secciones sísmicas con reflectores plegados. Para un mismo fenómeno (disrupción) es posible interpretarlo como pliegue o como discontinuidad asociada a falla. Extraído de Shaw y otros (2004).

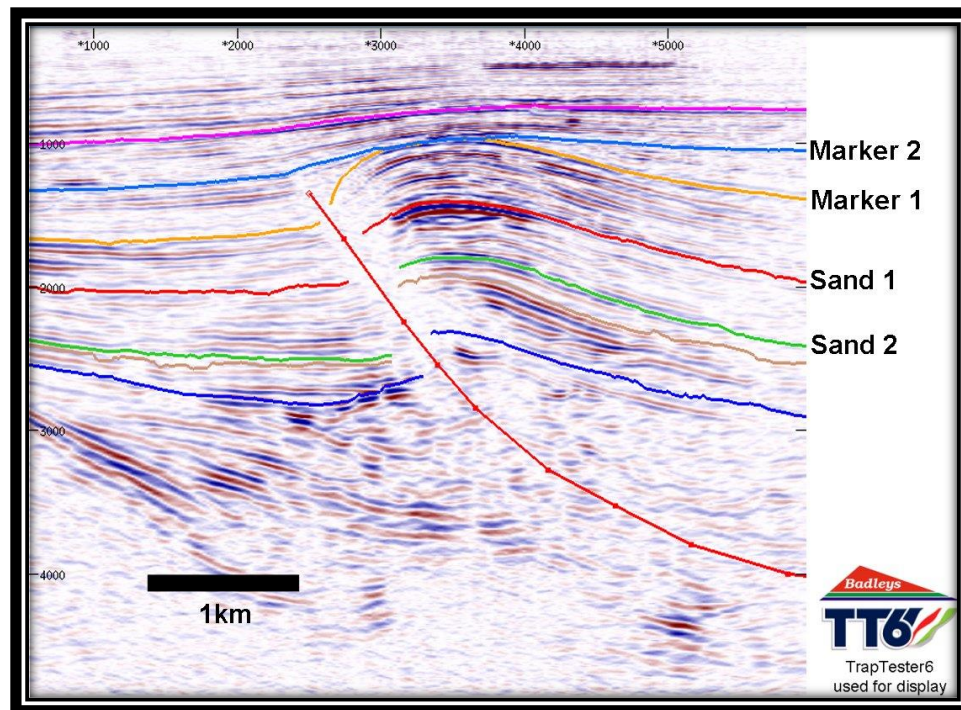


Figura V.7 Interpretación sísmica extraída desde Virtual Seismic Atlas (<http://www.seismicatlas.org/>). Marcador 1 base de secuencia syn - inversión. Marcador 2 base de secuencia Post - inversión. Se distingue la contraposición de caracteres sísmicos distintos.

V.2.6 Anticlinal Maní

Se ubica en el extremo oriental de ambas secciones sísmica. En superficie, se correlaciona con la posición del Cerro Maní (Figura IV.17) Este anticlinal se distingue en ambas secciones sísmicas (Figura V.8 y Figura V.9.).

Corresponde a un anticlinal abierto, de baja amplitud y extensa longitud de onda. Es un pliegue asimétrico conformado por las secuencias S1 y S2, cuyo flanco oriental es más amplio que el occidental. Esto permite diferenciar los dos limbos: frontal en el occidente y trasero en el oriente. Su eje axial se encuentra levemente buzante hacia el este, por lo cual se define de vergencia occidental. Los caracteres de los reflectores de las secuencias involucradas varían a lo largo de la horizontal. En la charnela del anticlinal se muestran con alta frecuencia respecto a sus limbos, mientras que su amplitud se mantiene parcialmente constante.

Este anticlinal está asociado a una falla inversa de vergencia occidental (Falla Maní). Esta estructura planar alza a las secuencias S1 y S2 junto con el basamento B0. Se propaga sólo hasta la Secuencia S2, tal que alcanza a cortar el horizonte S1 junto con el basamento B0. Hacia el techo del Anticlinal, la secuencia S3 está cubriendo a la estructura completa. No obstante, se verifica un leve contacto tipo onlap en uno de los reflectores. Esto sugiere que esta falla se reactivó durante la depositación de la parte superior de los depósitos Oligo-Neógenos.

La falla Maní es ciega. No aflora en superficie. Para determinar su traza en el mapa superficial, se correlacionó la ubicación de la falla en ambas secciones sísmicas junto con topografía sobre la cual se encuentra. Esto dio como resultado una orientación NNE de la estructura.

A pesar de que el Cerro Maní se compone de rocas intrusivas, en las secciones sísmicas no se distinguen reflectores asociados a este tipo litológico.

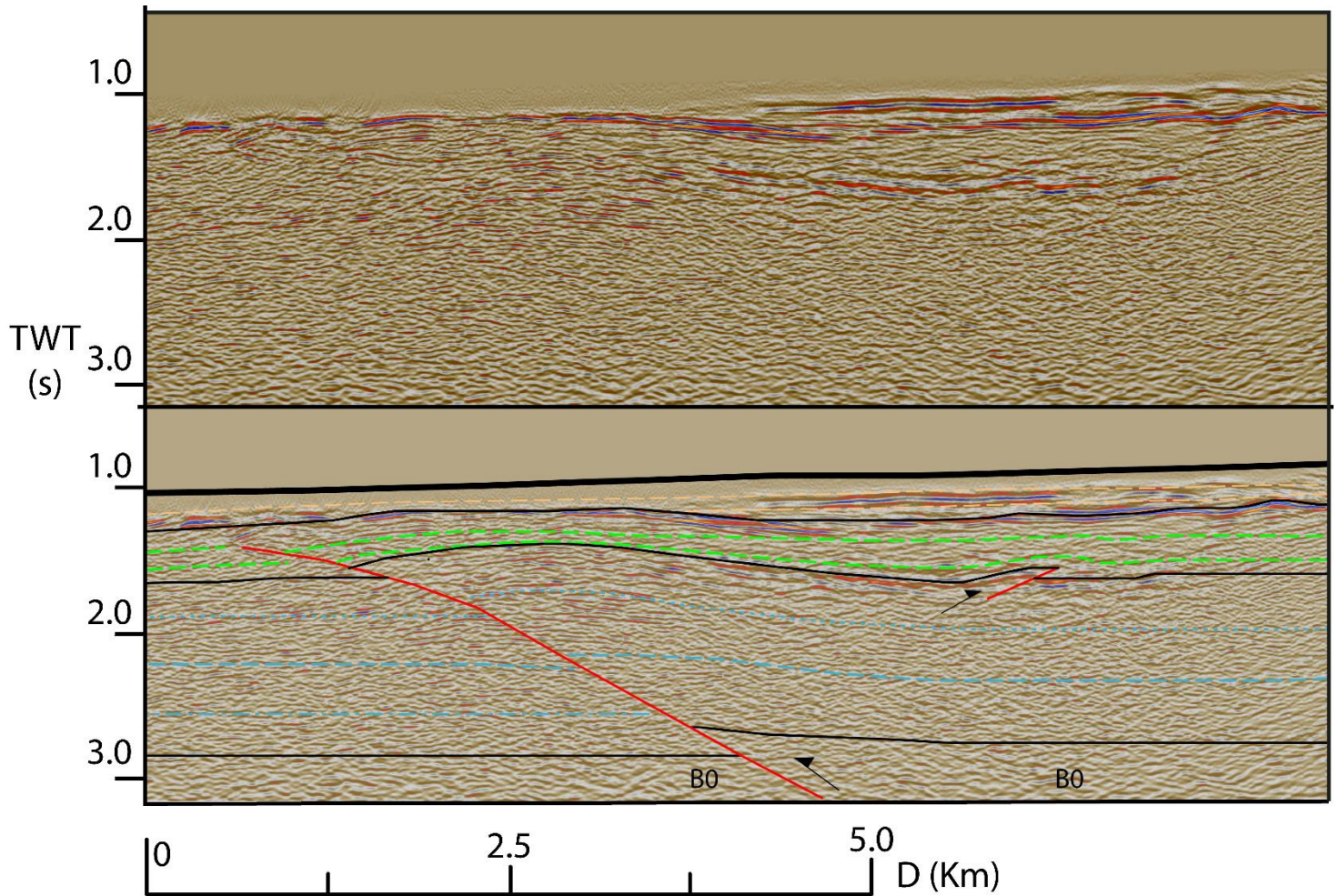


Figura V.8 Imagen de sección sísmica 99_8 exhibiendo la porción en la cual se interpreta la ubicación del Anticlinal Maní y su falla asociada. Se muestra imagen no interpretada (superior) e interpretada (inferior). Nótese la diferencia de espesor en la charnela y en el flanco occidental. La secuencia S2 exhibe una morfología tipo divergente, evidenciando depositación contemporánea a la deformación asociada al pliegue.

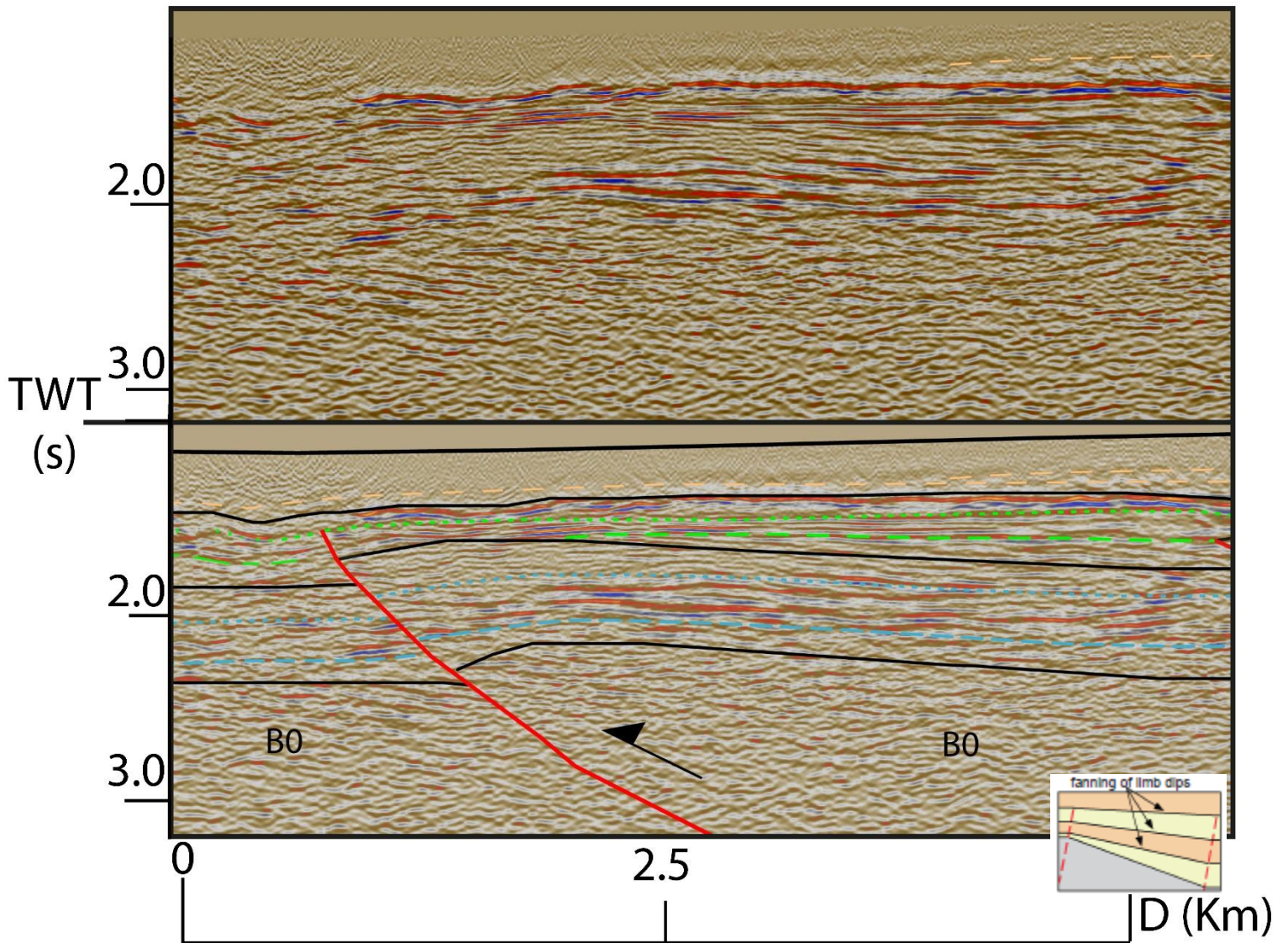


Figura V.9 Imagen de sección sísmica 99_9 exhibiendo la porción en la cual se interpreta la ubicación del Anticlinal Maní junto a su falla asociada. Se muestra imagen no interpretada (superior) e interpretada (inferior). Nótese la contraposición de reflectores de distinta amplitud en la traza de la falla. En la parte inferior derecha se exhibe la morfología típica de estratos de crecimiento (extraído de Suppe, 2004).

V.2.7 Falla Tamarugal

Esta estructura es visible en ambas secciones. Se encuentra a 1.0 km del límite occidental de la sección (

Figura V. **10** y

Figura v.11).

La presencia de esta estructura planar se identifica a partir de la variación abrupta de los caracteres sísmicos de la secuencia S3 junto con la configuración interna de la misma secuencia sísmica. De esta forma, divide a la sección sísmica en dos bloques: Bloque oriental (bloque yacente) ubicado hacia la dirección de la vergencia de la falla y Bloque occidental (bloque colgante) ubicado hacia la dirección de buzamiento de la falla.

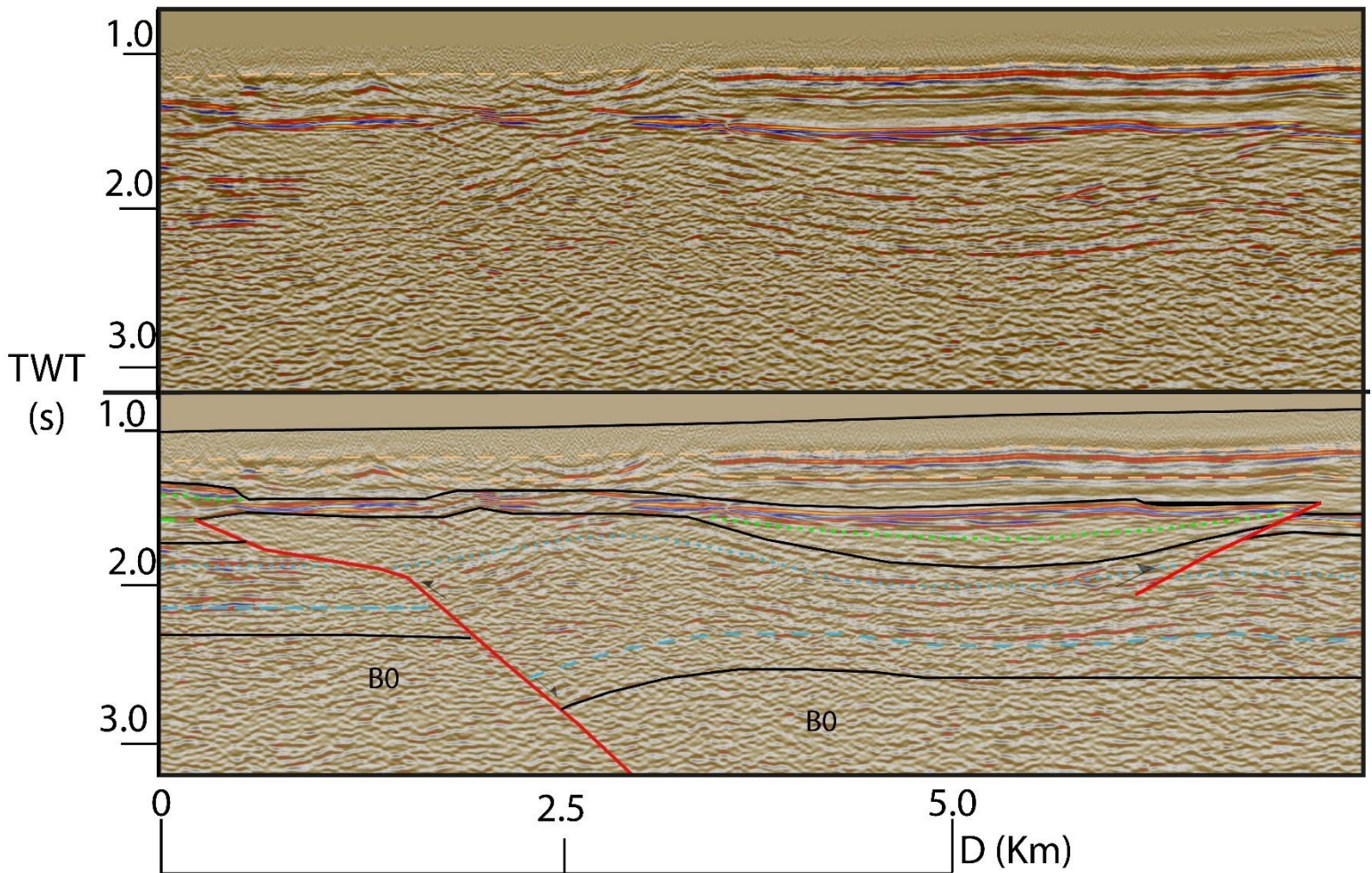
En el bloque colgante, la amplitud de la secuencia S1 disminuye de este a oeste al igual que su continuidad, mientras que la frecuencia se mantiene casi invariable. Además, es posible verificar la modificación del buzamiento de los reflectores; en la base de la secuencia, los reflectores van, desde este a oeste, con actitud subhorizontal a buzante hacia el oeste. En cambio, la porción superior de reflectores que compone esta secuencia se encuentra subhorizontal en el este, luego su inclinación aumenta gradualmente hacia el este para luego volverse subhorizontal en la posición en que se yuxtapone a la Falla Tamarugal.

Esta descripción de la actitud de los reflectores permite inferir una actividad cinemática normal en la porción inferior e inversa en la parte superior. Por consiguiente, es posible afirmar que esta estructura controló la depositación de la secuencia S1 asociada a la Formación Quehuita, indiferenciada respecto a sus miembros.

En el informe del pozo Soledad 1, realizado en la cota 935 m.s.n.m por sobre la traza de la sección 99-9, a 10 Km al Este de la Carretera Panamericana, se señala que a 1.745 Mt de profundidad se encuentra un contacto entre litofacies siliciclásticas y volcanoclásticas que sobreyacen en discordancia angular de $10^{\circ}W$ a calizas y lutitas fosilíferas bien estratificadas (Fig. V.4)(Mordojovich, 1962; Gallardo, 1962). A partir de ello, y mediante la verificación de la posición del pozo, se infiere que fue realizado en el limbo frontal del pliegue que se encuentra al occidente de la Falla Tamarugal. Además, permiten determinar que las rocas asociadas a los miembros Capona, Los Tambos y Punilla de la Formación Quehuita, están ausentes en el bloque oriental de las secciones sísmicas. Por consiguiente, cabe la posibilidad que la depositación de estos miembros esté controlada por la actividad normal de la Falla Tamarugal (secuencias synrift) y que las rocas del miembro Inferior representen secuencias post rift en el contexto del régimen extensional presente durante el Jurásico a Cretácico Inferior. Ante la dificultad de asegurar cuál de los miembros se encuentra en el bloque colgante, se prefiere asignar a la secuencia S1 como correlacionable con la Formación Quehuita de manera indiferenciada. Además, cabe la posibilidad que durante la depositación de las rocas de la Formación Quehuita la tasa de sedimentación haya sido superior a la tasa de acomodación asociada a esta estructura, de manera tal que tenga lugar depositación de estas litofacies en el bloque yacente. Autores que realizaron estudios sedimentológicos y estratigráficos en esta zona proponen que durante la depositación de las secuencias marinas de la Cuenca del Tamarugal tuvo lugar este fenómeno (Ardill et al., 1998; Groshke, 1998).

Esta estructura genera una morfología antiformal en la secuencia S1. En el techo de esta estructura, es posible verificar la variación de los espesores de la secuencia S2; aumenta progresivamente y conforma una morfología divergente desde la charnela hasta el flanco oriental. Corresponde a una falla normal invertida. Conforman un anticlinal asimétrico de tipo crecimiento. En su charnela, el espesor de la secuencia S2 disminuye y se engruesa desde el punto de inflexión hacia la charnela del sinclinal. En las cercanías del punto de inflexión de

esta estructura, se observa un contacto tipo onlap de la secuencia S2 relativo a



su sustrato. Esto sugiere que la secuencia S2 se depositó durante la actividad de la Falla Tamarugal, por lo cual es posible caracterizarla cinemáticamente como sin-rift.

Figura V.10 Imagen de sección sísmica 99_9 exhibiendo la porción en la cual se interpreta la ubicación de la Falla Tamarugal. Se muestra la imagen sin interpretan (superior) e interpretada (inferior). Nótese la contraposición de reflectores contorneados y de baja amplitud con reflectores horizontales de alta amplitud. En la parte inferior izquierda, se dispone una imagen esquemática que exhibe la morfología de estratos de crecimiento (Extraído de Suppe, 2004).

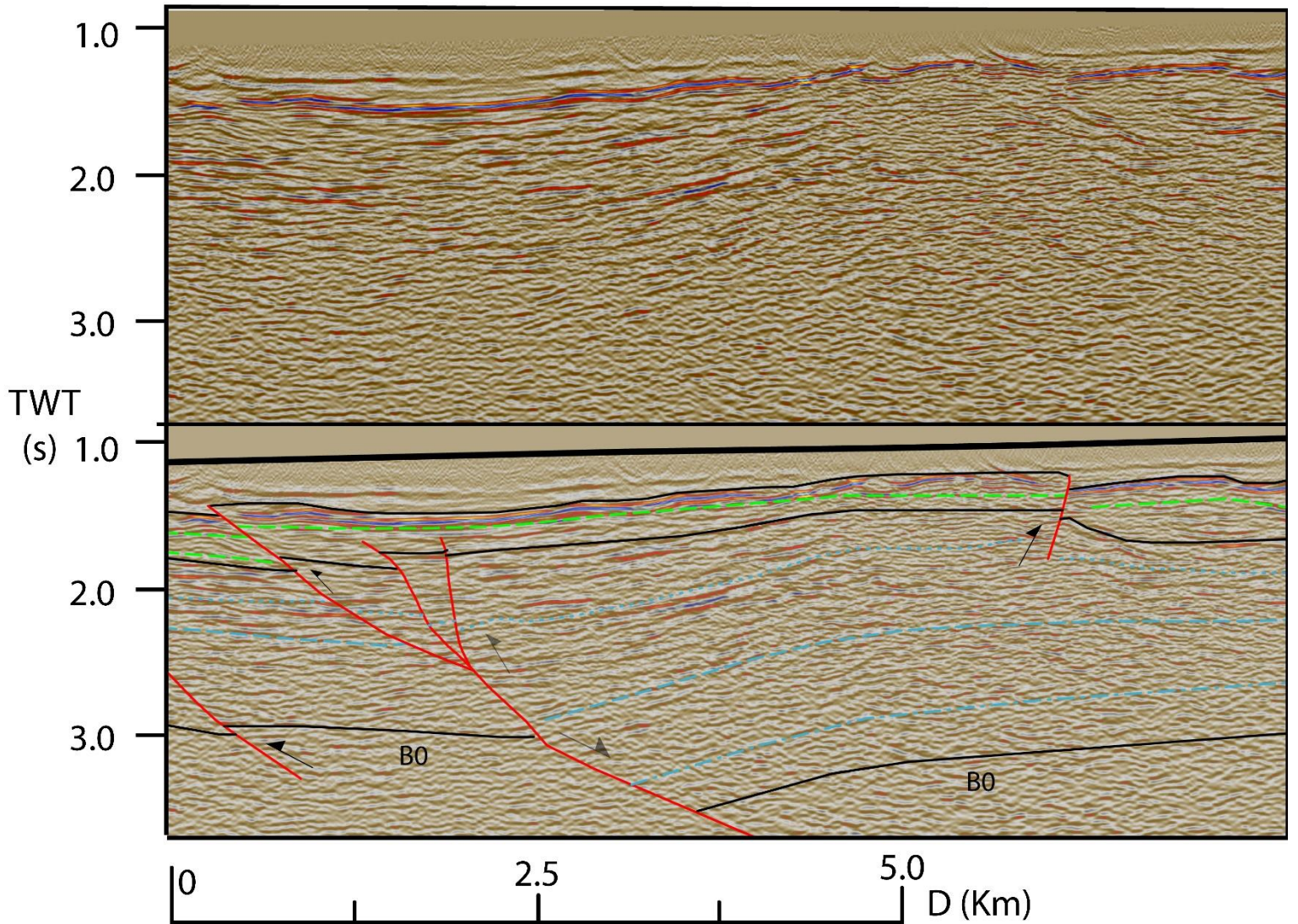


Figura V.11 Imagen de sección sísmica 99_8 exhibiendo la porción en la cual se interpreta la ubicación de la Falla Tamarugal. Se muestra la imagen no interpretada (superior) e interpretada (inferior).

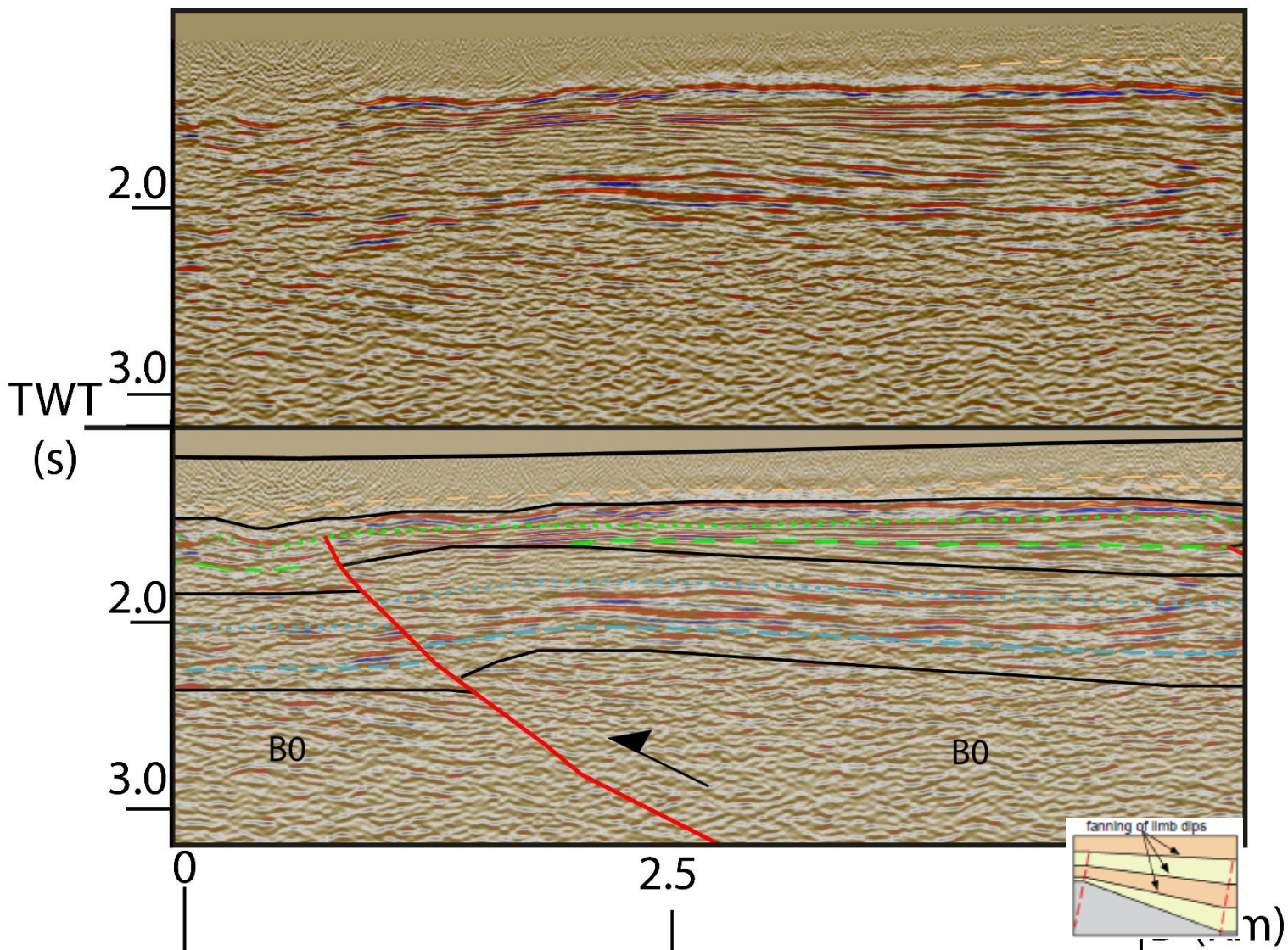


Figura V.12 Falla Soledad en sección sísmica 99-9. Se visualiza el estrato de crecimiento por sobre la secuencia sísmica S2 (Color verde). Se muestra la imagen no interpretada (superior) e interpretada (inferior).

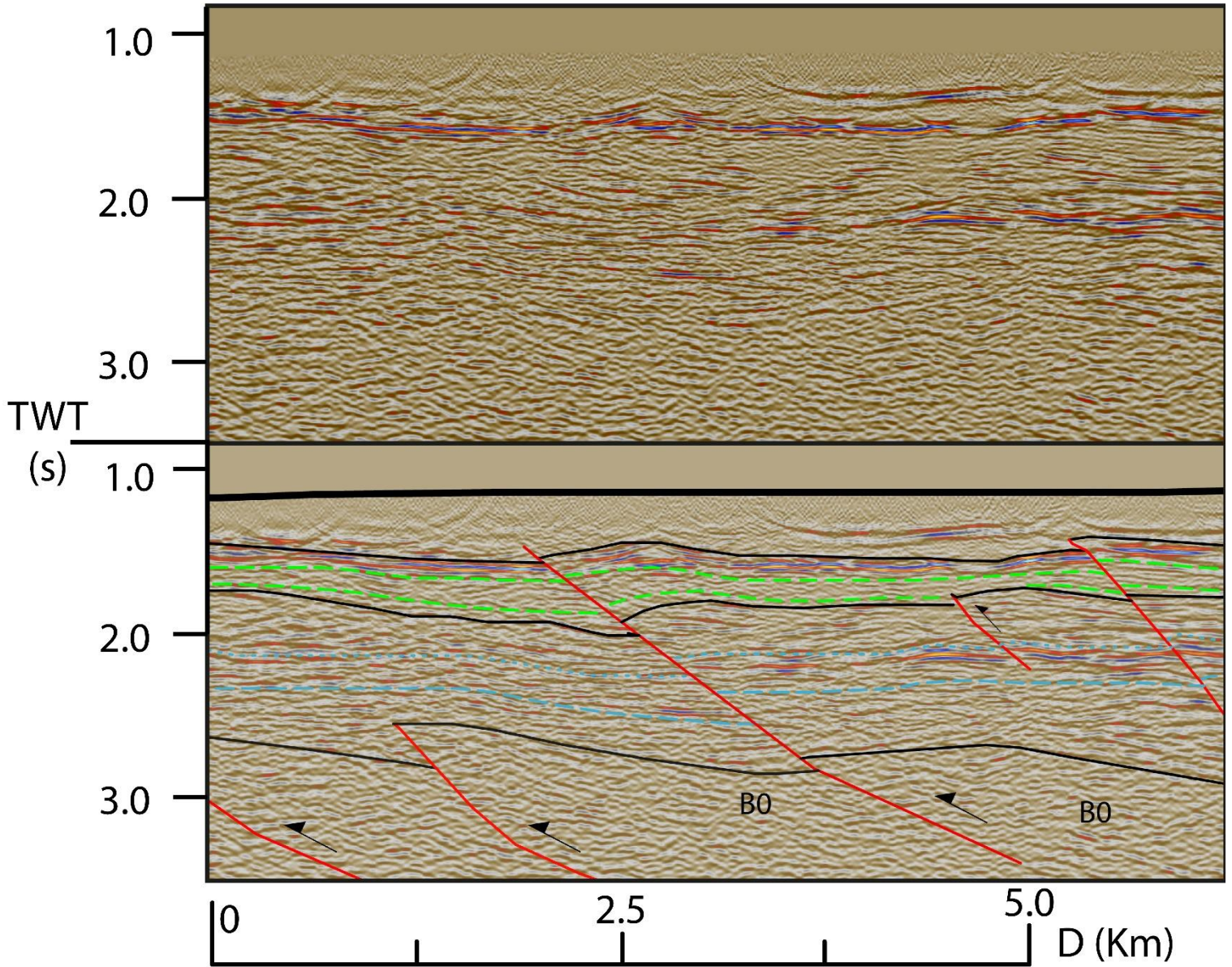


Figura V.13 Falla Soledad en sección sísmica 99-8. Se visualizan estratos de crecimiento en la secuencia S2 en los depósitos del bloque yacente. Este conjunto de estructuras corresponde a un abanico imbricado de fallas de atajo.

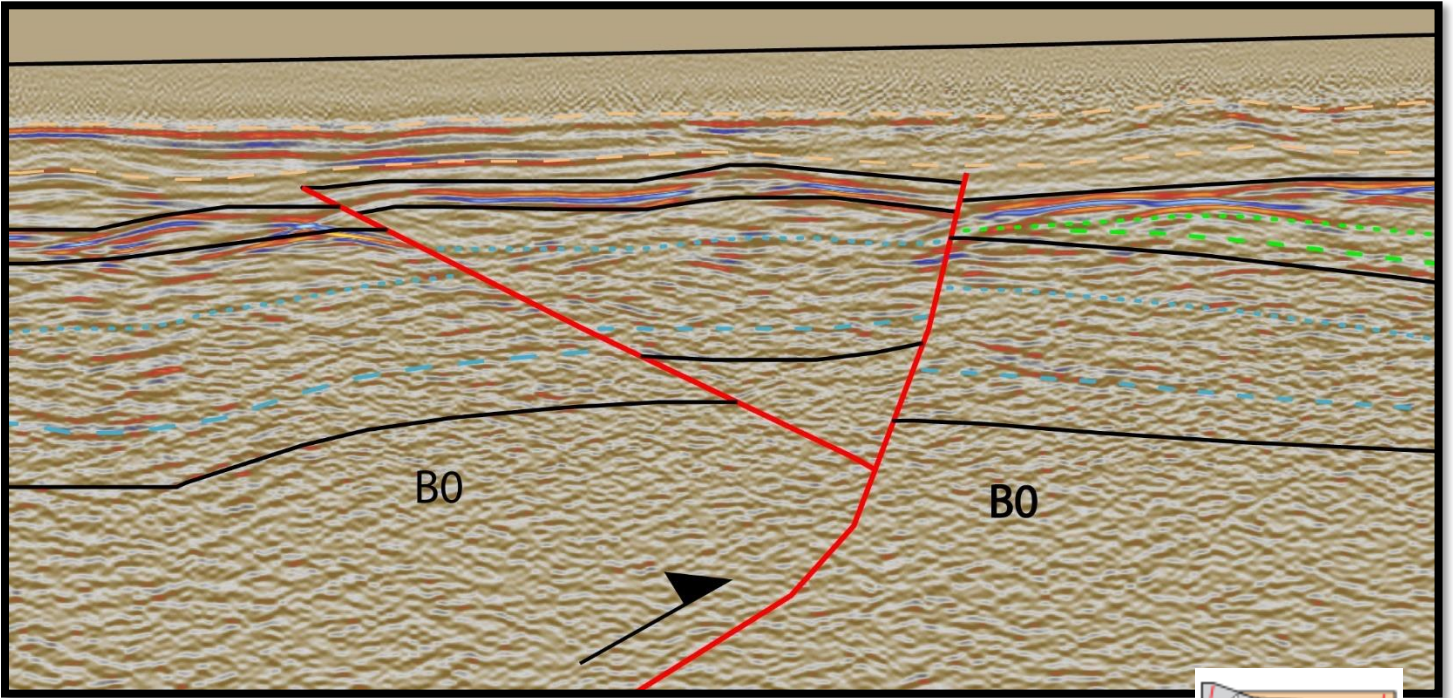
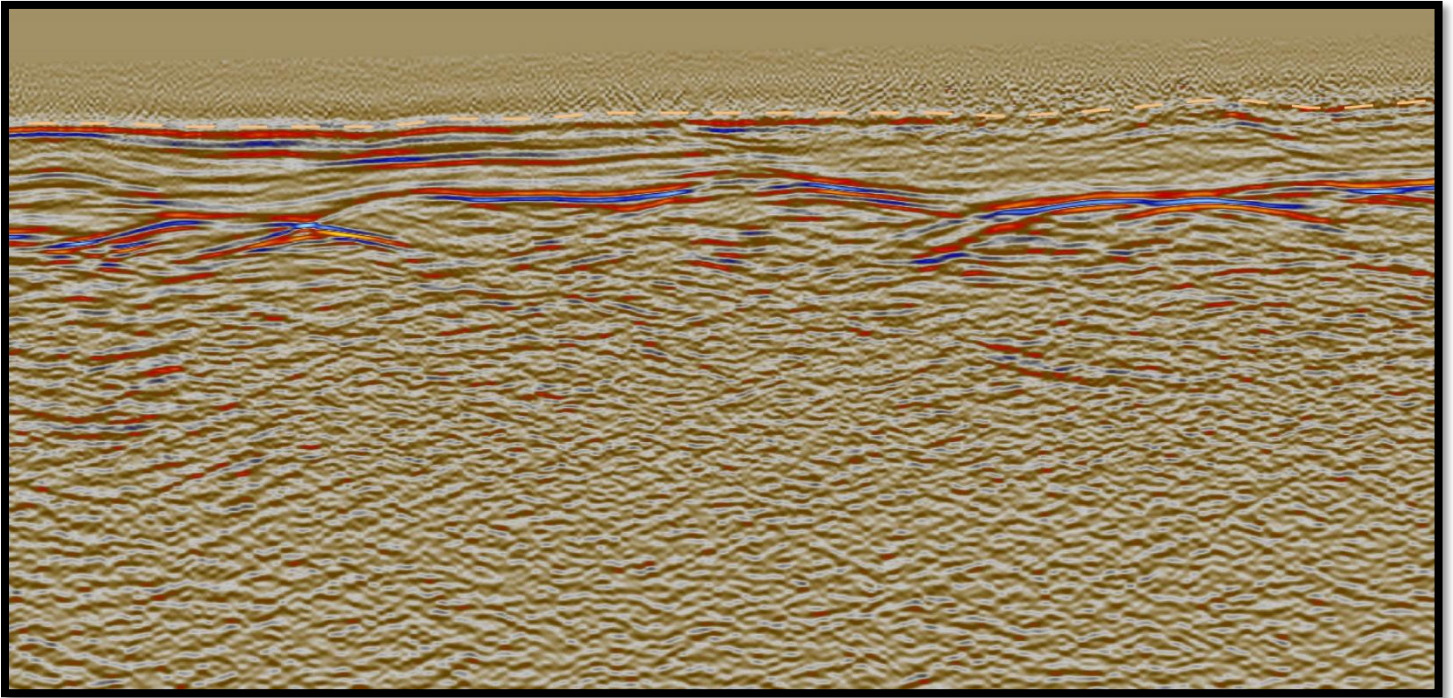


Figura V.14 Estructura Pop - Up en sección sísmica 99-9. Se visualizan los estratos de crecimiento en la secuencia S2 ubicada en el bloque yacente de la falla principal.

V.2.8 Estructuras secundarias

a. Estructura pop – up en el medio de la secuencia synrift

Se ubica en el kilómetro 2.0 de la sección sísmica 99-9 (V.14). Se compone de dos fallas principales de vergencia contraria. La estructura Planar que buza hacia el oeste se identifica como la principal, ya que desplaza al basamento B0 en magnitud mayor que la otra falla. La disrupción visualizada en los reflectores de la secuencia S2 permiten aseverar que ambas fallas desplazan este horizonte, junto con generar un leve plegamiento en las secuencias. También se distingue que yuxtapone a las secuencias S1 y S2. Por otro lado, en la posición inferida de las fallas, se posible verificar una zona planar menos reflectiva que el resto del perfil.

b. Estructuras tipo shortcut en el bloque colgante respecto a la falla normal invertida (bloque I)

En el bloque oriental, se distingue una variación del buzamiento de los reflectores que componen la secuencia S1. Componen un pliegue asimétrico, abierto, de amplia longitud de onda y baja amplitud, cuyo limbo oriental es mucho más extenso respecto a su limbo occidental. Está asociado a una falla de vergencia occidental cuya presencia se identifica a partir de la disrupción de parte de los reflectores de la secuencia S1 y por yuxtaponer parte del basamento por sobre su cobertura. La secuencia S2 que cubre en discordancia a esta estructura, se encuentra en contacto tipo onlap. Esto sugiere actividad sintectónica a la actividad de la falla y consiguiente plegamiento.

c. **Estructuras de retrocabalgamiento (back – thrust) en el techo de la secuencia sin-rift.**

Tanto en las sección sísmica 99-9 y 99-8 hay fallas de vergencia oriental asociada a la disrupción de los reflectores de la secuencia S2 junto con la modificación del buzamiento de los reflectores de la secuencia S1 y su consiguiente desplazamiento (

Figura V.1 y

Figura V.2). La mayor parte de la actividad de estas estructuras es distinguida en porciones superiores de las secuencias y se dificulta el seguimiento de la traza en profundidad, posiblemente producto de la pérdida de reflectividad en profundidad.

V.2.9 Modelo estructural del dominio occidental

Un modelo que permite explicar satisfactoriamente lo visualizado en las secciones sísmicas mediante la asociación de las estructuras identificadas en ellas, es el Modelo de inversión de fallas normales reactivadas en cinemática inversa con morfología lítrica de K. R. McClay & P. G. Buchanan (1991).

En su trabajo buscan ilustrar geometrías de cabalgamientos en sistemas de cuencas extensionales a varias escalas y demostrar, utilizando modelos análogos de cajas de arena, la geometría y mecánica del cabalgamiento durante la inversión. Los modelos análogos realizados buscan replicar las estructuras reconocidas en ejemplos de campo de manera que se descifre la temporalidad de eventos relacionada a cada estructura. En el modelo basado en fallas lítricas utilizan capas alternadas de arenas con diferentes colores (para identificar su carácter cinemático) dispuestas en una caja de madera de 30cm de largo, 20cm de ancho y 10cm de profundidad en cuyos bordes hay vidrios planos. Utilizan un bloque de madera compacto para replicar el comportamiento estático del bloque yacente. La deformación se genera mediante el desplazamiento constante de las paredes de vidrio; a una tasa de 4.16×10^{-3} cm/seg. La fricción entre el bloque yacente y el bloque colgante es simulada mediante una capa de plástico.

Los resultados del modelo indican que la reactivación inversa de la falla principal (Falla Tamarugal) genera una morfología de harpoon (

Figura V. 10) involucrando a las secuencias synrift, post rift y eventualmente a las secuencias se depositan en el tiempo mismo de la reactivación del despegue principal (sin-inversión). Los depósitos sin inversión son reconocibles por su mayor espesor en el bloque yacente y su morfología divergente en el bloque colgante; adelgazado en la charnela y engrosado hacia el punto de inflexión. Esto es distinguible en la secuencia S2

Los cabalgamientos sintéticos a la falla principal ocurridos en el bloque yacente se denominan fallas de atajo (Figura V.15). Corresponden a fallas propagadas por las secuencias synrift y post rift, y eventualmente pueden generar estratos de crecimiento en depósitos sin inversión. Son las primeras generadas luego de la reactivación del despegue principal.

Luego de la rotación del bloque colgante, típicamente se generan cabalgamientos en la parte superior de la secuencia synrift, propagándose hasta las secuencias post rift. Estas estructuras no nuclean desde el despegue principal. Están asociadas al colapso generado en los depósitos synrift durante el movimiento del despegue principal. Estas características son distinguibles en los cabalgamientos de vergencia oriental visibles en la sección 99-8 sobre la secuencia sin rift

Figura V.1).

En experimentos realizados con fallas listicas y de estilo rampla – plana se generan cabalgamientos fuera de secuencia antitéticos resultantes en estructuras pop – up los cuales generan significantes cantidades de alzamiento (Figura V.15). Están asociados a la generación de buttressing producido a partir de la cantidad de acortamiento acumulado por las secuencias sin rift. Típicamente, estas fallas presentan alto ángulo y son características de sistemas de fallas extensionales invertidos (Buchanan & McClay, 1991; Harding, 1985).

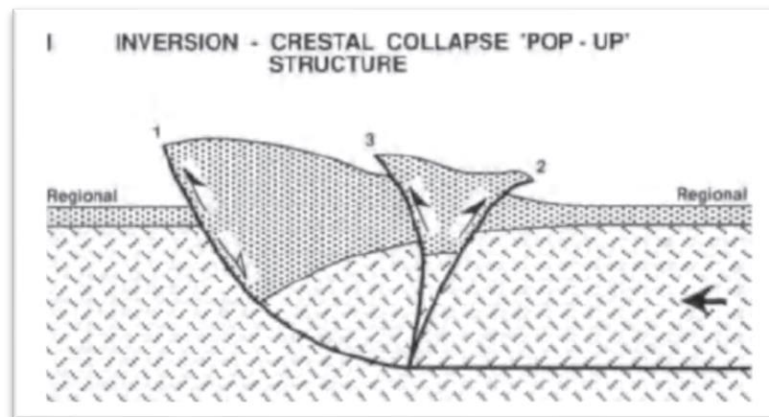
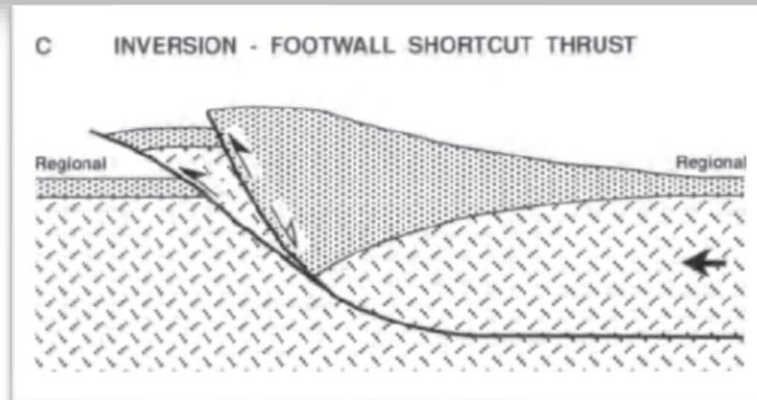
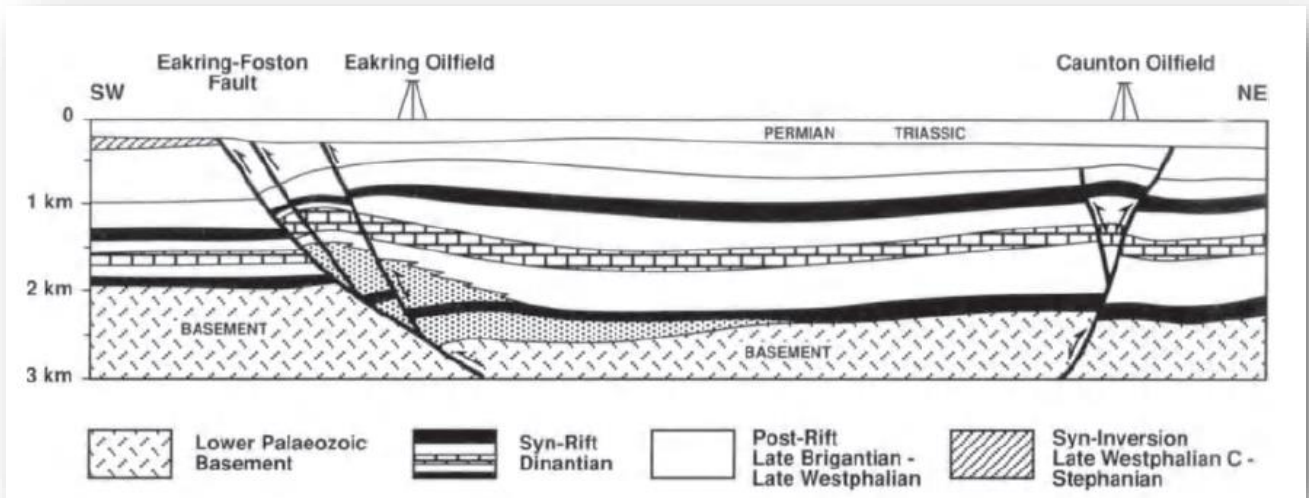


Figura V.15 Modelos cinemáticos de inversión de cuencas. En imagen superior se muestra caso de estudio. Las dos imágenes inferiores corresponden a modelos de activación de Falla principal normal invertida junto con una falla de atajo (short-cut) y una estructura de colapso (pop – up). Extraído de McClay (1992).

VI. CONFIGURACION ESTRUCTURAL DE LA CUENCA DE TARAPACÁ

VI.1 Secciones Integradas

Para elaborar estas secciones, se superponen los perfiles sísmicos y de superficie, a lo largo de la topografía generada por los mismos. La topografía se obtuvo gracias a un modelo de elevación digital. Para la sección integrada Norte se utilizó la sección sísmica 99-9 y perfil C – C', mientras que la sección integrada Sur se elaboró con la sección sísmica 99-9 y perfil superficial E – E'. La elección de los perfiles superficiales fue determinada por la cercanía respecto a la traza sísmica.

Las secciones integradas (Fig. VI.2) muestran un alzamiento mínimo de aproximadamente 4.0 Km para el Norte y Sur del área de estudio. A partir de la generación de la sección integrada se visualiza una significativa diferencia de espesor entre las secciones sísmicas y superficiales en la secuencia Sin-Rift (Formación Quehuíta). Esta variación es mayor en la sección sintética Sur, y se correlaciona con el mayor espesor de la cobertura Oligo – neógena constituida por los depósitos aluviales y volcanoclásticos de la Formación Altos de Pica, Ignimbrita Huasco y Formación El Diablo.

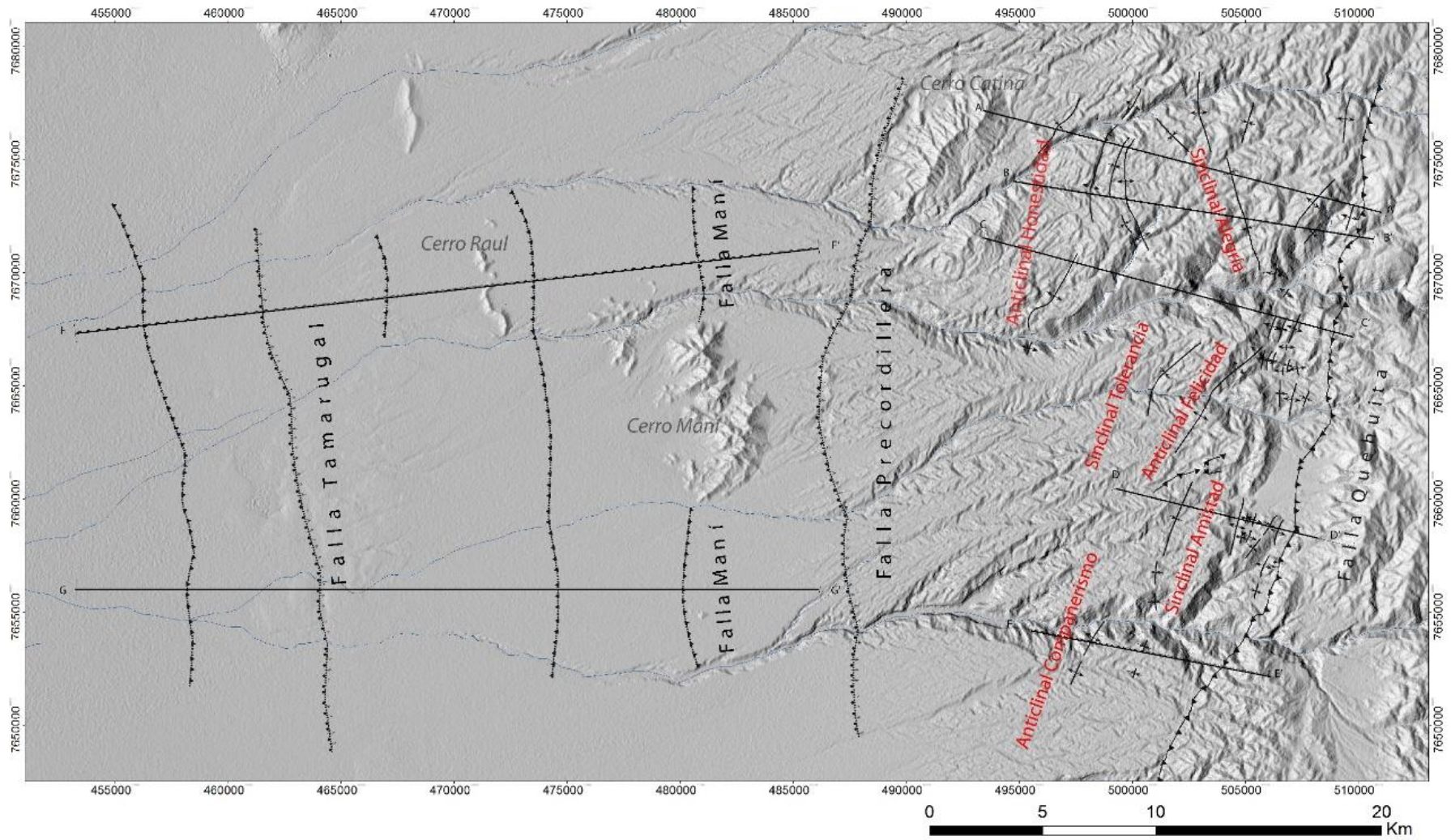


Figura VI.1 Mapa estructural de la zona en estudio 1:55.000. Dem 12.5 extraído de Alos Palsar. Se muestran las estructuras principales, sus nombres y las trazas de las secciones sísmicas ubicadas en la DC y secciones de superficie ubicadas en la PC. Los pliegues tienen nombres en rojo.

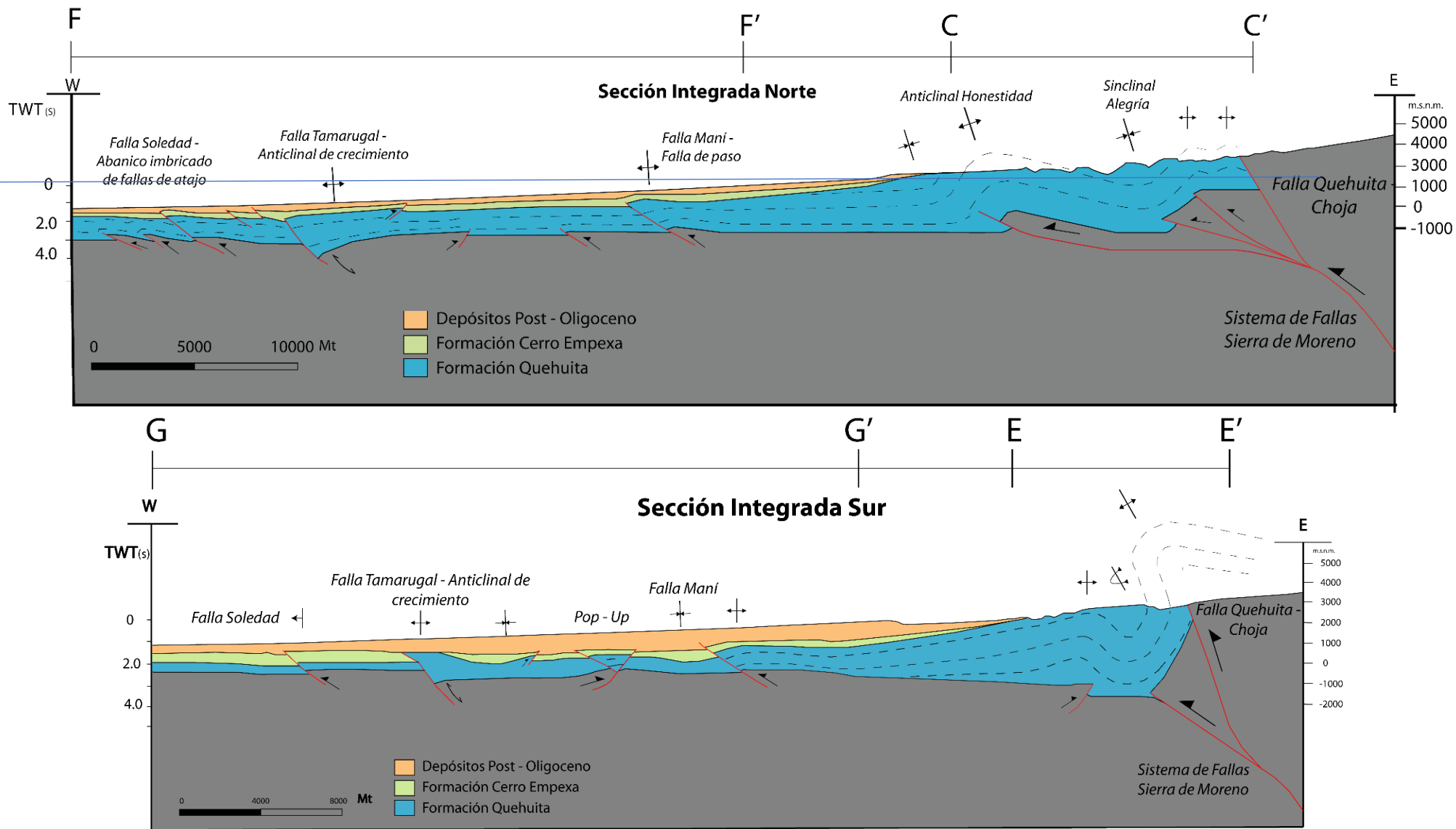


Figura VI.2 Secciones integradas Norte (Superior) y Sur (Inferior) 1:4.000. Para ver sus trazas revisar Fig. VI-1.

La secuencia S2 no aflora en superficie. Presumiblemente, se encuentra totalmente cubierta en el dominio morfoestructural Precordillera. Esto sugiere que este dominio representaba un alto topográfico relativo durante el tiempo de depositación, o bien que debido a la inclinación del Orógeno hacia el occidente, esta secuencia fue erosionada totalmente. Debido a que sus litofacies se componen de productos volcánicos efusivos y explosivo (rocas bastante competentes), la segunda opción es poco probable. Otro dato a considerar es que la Formación Cerro Empexa también se encuentra sobre las secuencias marinas y continentales que sobreyacen al basamento en el dominio morfoestructural de Sierra de Moreno, y que la Formación Tambillo, de edad Cretácico Superior, se encuentra en el sinclinal volcado al oeste de la falla Quehuita

. De aquí surge otra posibilidad a considerar: La presencia de un alto topográfico entre los dominios Precordillera y Depresión Central, conformado por la inversión de la Falla Maní.

VII. DISCUSIONES

VII.1 Análisis de la variación de espesores

Los espesores de los miembros de la Formación Quehuita varían dramáticamente de manera longitudinal como latitudinal. Por medio de las secciones realizadas, se determinaron espesores máximos de 3.350 Mt. y 3000 Mt para la totalidad de las secuencias en la Quebrada Quehuita y Norte de Quebrada Choja, respectivamente. Estos datos son cercanos a los obtenidos por Tomlinson et al., (2001) quienes determinaron que los espesores de la Formación Quehuita oscilan entre 3600 Mt. a 3200 Mt. Por otro lado, autores quienes realizaron estudios estructurales entre Quebrada Blanca (extensión oriental de Quebrada Choja) y El Salvador (Amilibia y Skarmeta, 2003) determinan espesores menor magnitud y con mayor variación; entre 800 – 2.400 Mt.

En la Precordillera, al Norte de la Quebrada Choja, la Formación Quehuita presenta un espesor total de 2660 Mt. en el Sinclinal Alegría el cual aumenta en 3000 Mt. en el limbo frontal del Anticlinal Honestidad, al Oeste de la Quebrada Paguana. Por otro lado, la ubicación en profundidad del basamento, en esta misma latitud, está muy bien constreñida por la posición inferida tanto en los perfiles geológicos de superficie como en las secciones sísmicas.

En particular, el miembro Capona disminuye su espesor máximo en 500 Mt. desde la charnela del Sinclinal Alegría hasta el limbo frontal del Anticlinal Honestidad, lo cual puede indicar mayor erosión relativa de las secuencias en el lado occidental. Comparando las mismas ubicaciones, El miembro Los Tambos aumenta su espesor a más de la mitad, mientras que el Miembro Inferior (Jqm) triplica su espesor. Gran parte del aumento de espesor del Miembro Inferior (Jqm) se adjudica al acuñamiento interpretado para el Miembro Punilla, pues el techo pasa a ser el mismo. Sin embargo, el aumento de espesor del Miembro Los Tambos sólo se explica por la posición de los contactos inferidos.

El aumento de espesor de las secuencias de la Formación Quehuita junto con la arquitectura inferida para el basamento sugieren que al Oeste de la

Quebrada Paguana, en el límite establecido para la Precordillera y Depresión Central, hay una falla normal invertida que controló la depositación de las secuencias durante el régimen extensional. La ausencia de actividad de fallas en el Plutón del Cerro Catina (Ksi) y la relación de corte que mantiene con el flanco occidental del Anticlinal Honestidad documenta la edad de reactivación de la falla en el Cretácico tardío, posterior a la depositación de las secuencias asociadas a la Formación Cerro Empexa (Kse).

En la Precordillera, al Sur de la Quebrada Quehuita, el espesor total de la Formación Quehuita alcanza los 3.352 Mt, el máximo en la zona de estudio.

Mientras que el espesor del Miembro Los Tambos disminuye a casi la mitad y el Miembro Capona se encuentra ausente, el Miembro Inferior cuatruplica su espesor mínimo respecto al determinado para el borde occidental de Sierra de Moreno al Norte de la Quebrada Choja. En cuanto al Miembro Punilla, este mantiene casi constante su espesor.

En la sección integrada Sur, la variación de espesores de la Formación Quehuita es transicional, desde el límite de la Depresión Central y el límite de Sierra de Moreno. Además, en esta transecta el aumento de espesor se correlaciona directamente con el aumento de acortamiento en las secuencias de la Formación Quehuita. El espesor mínimo inferido para el Miembro Inferior, en el limbo oriental del Sinclinal Amistad, está a una profundidad similar que el que se encuentra en el bloque yacente de la Falla Maní en la Sección 99-8. Por otro lado, es necesario notar que el desplazamiento inferido para la Falla Maní en la sección 99-8 es levemente mayor para el que fue determinado en la sección 99-9. Esto también tiene consecuencias en la variación de espesor determinada para la Formación Quehuita en esta transecta.

La vergencia y morfología del Anticlinal compañerismo son posibles de generar mediante una falla de vergencia oriental despegada desde algún nivel del Miembro Inferior producto de diferencias en el comportamiento reológico o bien, por una falla inversa de alto ángulo que compromete basamento. A fin de

seleccionar la opción más simple y que tenga relación con el estilo estructural regional, se decide por la primera propuesta.

Por otro lado, el aumento de espesor de la cobertura Jurásica – Cretácico Inferior permite, sobre todo por el aumento del Miembro Marino (2200 Mt. de espesor) sugiere la presencia de una falla normal más al Oriente que fué bisecada por la falla inversa de vergencia occidental que compromete basamento.

En la sección sísmica, el bloque yacente de la Falla Tamarugal en la sección 99-9 se conforma por unidades marinas en cuyo techo hay secuencias evaporíticas atribuibles al Oxfordiano (correlacionable con Miembro Inferior y Miembro Punilla de Formación Quehuita) sobreyacidas en leve discordancia angular por secuencias volcánicas, volcanoclásticas y siliciclásticas gruesas asociadas a la Formación Cerro Empexa. A su vez, estos depósitos están cubiertos por la unidad de edad Oligo – Neógena (Gallardo, 1962). Si bien en la interpretación sísmica no se diferenciaron los miembros de la Formación Quehuita, es claro que las litofacies asociadas a los Miembros Los Tambos y Capona no se registran en este sector. Considerando que en superficie se determinó que los espesores del Miembro Los Tambos aumentaban hacia el Oeste, este conjunto de datos sugiere que la Falla Tamarugal controló la depositación de las secuencias continentales de la Formación Quehuita.

Esto es satisfactorio con lo propuesto por Amilibia et al., (2008) quienes postulan que, durante el régimen extensional imperante en la corteza continental, se desarrolló una configuración tridimensional compleja en la cual se sobrepuso el sistema extensional del Jurásico Tardío – Cretácico Temprano al del Triásico – Jurásico Temprano. Adjudican la variación de vergencia de los sistemas contraccionales y la generación de fallas de atajo a este fenómeno.

Además, estudios realizados entre los 27°S - 28°S, al Sur de la Cuenca de Tarapacá, postulan que un sistema de fallas extensionales de rumbo NNW – SSE de edad Kimmeridgiano – Tithoniano se sobrepuso a otro conjunto de fallas extensionales de vergencia occidental de edad Sinemuriano – Oxfordiano. Se

sugiere que ambos controlaron la depositación de rocas estratificadas desde el Pérmico hasta, al menos, el Cretácico Inferior (Oliveros et al., 2012).

VII.2 Estilo estructural de la PC y DC

Las estructuras de inversión halladas en las secciones sísmicas junto con las variaciones de espesores presentadas por la Formación Quehuita de manera longitudinal como latitudinal permiten sostener que la actividad de la falla inversa Quehuita – Choja de alto ángulo, vergencia occidental y basamento involucrado junto con la orientación NNE – SSE a N – S y la distribución de las estructuras que componen el Cinturón plegado de Sierra de Moreno (CSM) fueron controladas por estructuras extensionales previas.

Esto es satisfactorio con los estudios realizados por Fuentes et al., (2016);(2017) entre los 20°30'S – 21°00'S y Amilibia et al., (2008) entre los 23°S – 26°S, la porción Sur de la Cordillera de Domeyko (Precordillera) relativo a este trabajo.

Fuentes et al., (2017) describe y caracteriza el estilo estructural de la Cuenca de Tarapacá mediante la interpretación de dos secciones sísmicas y datos de superficie de la Precordillera en la latitud mencionada. Resuelve que la arquitectura está conformada por fallas inversas con basamento involucrado que controlaron, en un inicio, la depositación de las secuencias del Jurásico - Cretácico Inferior caracterizadas cinemáticamente como sin - rift. Junto con ello, identifica que las secuencias sísmicas correlacionadas con unidades del Cretácico Superior son sintectónicas a la inversión de cuenca. Mientras que Fuentes et al., (2016) documenta la actividad de las estructuras en el Eoceno Medio y en el Oligoceno, junto con comprobar la admisibilidad de utilizar modelos cinemáticos de piel gruesa e híbridos para explicar la deformación observada. La factibilidad de utilizar un modelo híbrido para explicar la deformación, junto con la caracterización cinemática de secuencias y el hallazgo de estructuras de inversión concuerdan con lo postulado en este trabajo.

Por otro lado, Amilibia et al., (2008) comprueban el control ejercido por las estructuras extensionales previas llevando a cabo secciones balanceadas (retrodeformables) junto con modelos que relacionan la tectónica de basamento con la inversión de fallas extensionales pre – existentes debido al incremento en la tasa de convergencia y la existencia de subducción plana que caracterizó el marco tectónico durante el periodo deformacional propuesto (Cretácico tardío). En el modelo, la falla principal es antitética a la subducción.

La particularidad de la orientación del flanco occidental (NNW – SSE) y flanco oriental (NNE – SSE a N - S) del Sinclinal Alegría, constituido principalmente por unidades continentales, sugiere la ocurrencia de dos eventos de deformación con direcciones de acortamiento distintas, o bien, es indicativo de la orientación de la arquitectura depositacional inicial de los sedimentos (S0) controlados por una estructura particular, de manera que la deformación contraccional sobreimpone otra orientación (S1) generando esta variación. La segunda afirmación permite una solución más simple para explicar la deformación y es satisfactoria con lo propuesto por autores que identifican inversión de cuenca en la Precordillera asociada a un evento contraccional particular y sucesivas reactivaciones de las mismas estructuras (Amilibia y Skarmeta, 2003; Amilibia et al., 2008; Fuentes et al., 2016)

Al igual que en las secciones realizadas por Amilibia et al., (2008) y Amilibia (2002) en la Quebrada Profeta, este estudio determinó la presencia de un anticlinal con núcleo de basamento en la Quebrada Quehuita. Su limbo oriental se encuentra erosionado, mientras que su limbo occidental está volcado y cabalgado por el basamento. No obstante, los autores identifican la presencia de unidades sin – rift de edad Triásica en sus bloques colgantes. Para esta diferencia tectonoestratigráfica caben dos posibilidades; las unidades sin – rift que se encontraban sobreyaciendo el basamento se erodaron, o bien, no se desarrollaron sistemas extensionales de esta edad a esta latitud su depositación. La presencia del bloque Sierra del Medio al oriente del área de estudio, el cual

se constituye fundamentalmente por la Formación Collahuasi de edad Triásico, sugiere que la primera afirmación admisible.

Por otro lado, hacia el oriente, estudios de campo (Tomlinson et al., 2001) verifican que los espesores de la Formación Quehuita disminuyen. Además, indican que en Sierra del Medio el Miembro Los Tambos está ausente. Estos datos son consecuentes con lo postulado respecto al control ejercido por parte de fallas normales para los depósitos de los Miembros continentales de la Formación Quehuita. Sin embargo, contrastan con lo señalado por Fuentes et al., (2017). Aunque la propuesta de Amilibia (2008) respecto a sistemas extensionales sobreimpuestos invertidos, otorga una explicación satisfactoria para la convivencia de ambas propuestas; existen estructuras que controlan la depositación de unidades del Jurásico Superior – Cretácico Inferior tales como la Falla del Tamarugal, y otras que controlan tanto aquellas como las unidades del Jurásico Inferior.

El modelo de inversión tipo Pop – Up (Fig. VII-1) propuesto por Amilibia (2002) para el sector de la Quebrada Profeta tiene bastantes similitudes con lo propuesto para la sección Integrada Sur en cuanto a la tectónica de basamento. En el modelo mencionado, una falla inversa de alto ángulo y vergencia occidental alza el basamento por sobre la cobertura del Triásico Inferior a Jurásico Superior, generando un anticlinal de basamento y un retrocabalgamiento asociada a esta falla. De esta forma, se explica la aparición de Sierras de basamento a lo largo de la Cordillera de Domeyko (Precordillera). A pesar de las similitudes del modelo, es necesario comprobar cuál es la configuración estructural al oriente de la zona en estudio, en Sierra del Medio. Sin embargo, el modelo ofrece una explicación bastante factible para la arquitectura inferida en este trabajo.

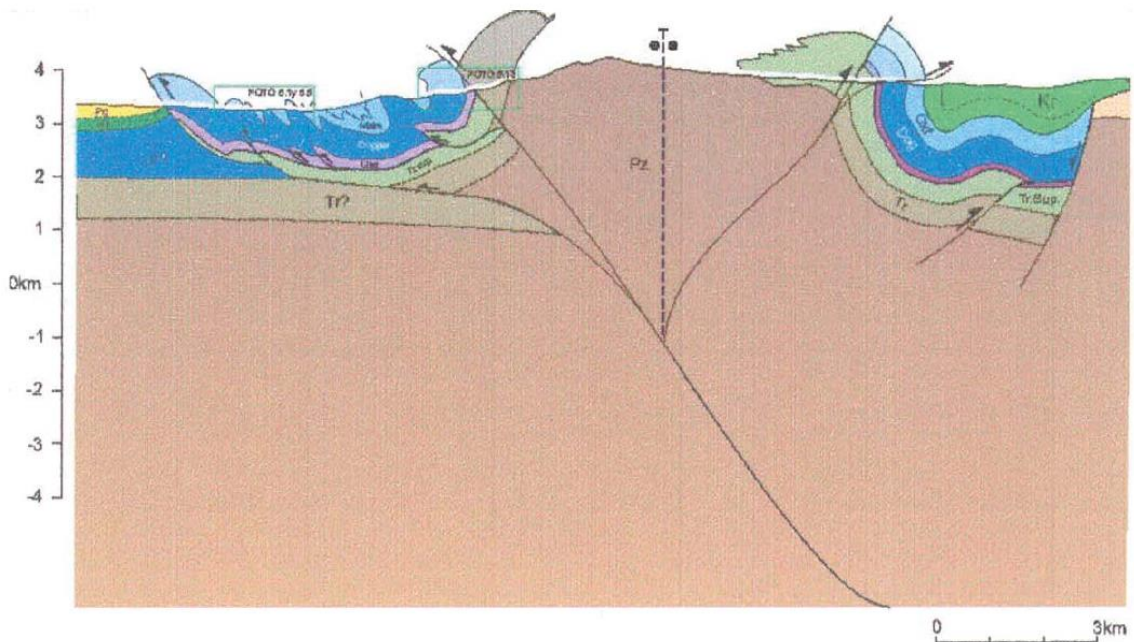


Figura VII.1 Modelo estructural estilo pop – up para la Cordillera de Domeyko en Quebrada Profeta. Falla inversa de alto ángulo de vergencia occidental biseca borde oriental de la Cuenca ensiálica desarrollada durante el Jurásico – Cretácico Inferior. Esta estructura controla la morfología de la Orógeno de carácter bivergente. Asociada a su actividad, se generan retrocabalgamientos antitéticos y estructuras de piel delgada en la cobertura. Extraído de Amilibia, 2002.

Blanco et al., (2012) señalan que el Grupo Huantajaya registra el inicio de la depositación de los sedimentos asociados a la transgresión marina en la Cuenca de Tarapacá. Estos depósitos se interdigitan y sobreyacen en discordancia a los productos volcánicos y volcanoclásticos del Arco Jurásico ubicado en la Cordillera de la Costa a los 20°00'S – 20°30'S. La fauna fósil que más antigua de este Grupo corresponde al Bathoniano.

Por otro lado, los mismos autores indican que en el Cerro Longacho (20°30'S), alto topográfico ubicado entre la Depresión Central y Precordillera, afloran unidades marinas que contienen fauna fósil asociada al Sinemuriano (Formación Longacho), las cuales representan, junto con los Estratos de Guata-Guata y la Formación Duplijsa, a un evento de depositación marina controlada por subsidencia termal y fluctuaciones del nivel del mar (Groschke et al., 1998; Ardill et al., 1998).

En tanto, la Formación Copaquire y Majala, ambas de techo Oxfordiano – Oxfordiano Superior respectivamente, representan un ambiente marino submareal y transicional tipo deltaico respectivamente (Blanco et al., 2012) los cuales son evidencia del inicio de la regresión marina iniciada en el Jurásico Superior (Groschke et al., 1998; Ardill et al., 1998). En la Quebrada Chacarilla y Quebrada Guatacondo se registran espesores de 1400Mt. y 1140Mt. respectivamente, para la Formación Majala.

Del mismo modo, en la Quebrada de Tarapacá, Gallardo (2015) registra afloramientos de la Formación Duplijsa y Copaquire (Caloviano – Oxfordiano Superior) sobreyaciendo en discordancia angular a rocas del Devónico.

Mientras tanto, en el área en la cual se realizó este estudio, se ha identificado fauna fósil asociada al Hettangiano en el Miembro Inferior de la Formación Quehuita (Tomlinson et al., 2001). Además, se registran cerca de 2200 Mt. de espesor para el Miembro Inferior en la Quebrada Choja.

Esto permite sostener la propuesta de un depocentro de la Cuenca de Tarapacá ubicado en la actual posición de Sierra de Moreno, en Quebrada Quehuita, cuya deformación posterior, asociada al proceso de inversión, generó un anticlinal de basamento.

Lo anterior modifica, en parte, lo afirmado por Amilibia et al., (2008) en cuanto que la Cordillera de Domeyko (Precordillera) se localiza a lo largo del margen oriental del rift Jurásico tardío – Cretácico Temprano. En este estudio se prefiere afirmar que la Sierra de Moreno, se localiza en el borde oriental de un rift que alcanzó a controlar la depositación de sedimentos durante, al menos, el Hettangiano.

Respecto al acortamiento tectónico, se identificó una reducción gradual del acortamiento hacia el Sur, desde los 23.75% a 20.5% en el Norte de Quebrada Choja, a 16.8% en el Sur de la misma Quebrada. Luego vuelve aumentar, pero de manera abrupta, desde un 18.2% en el Sur de la Quebrada Sipuca hasta un 37% en el Sur de Quebrada Choja. El alzamiento de la Falla Quehuita – Choja

inferido desde las secciones es, en general, cerca de 4000 Mt, con variaciones particulares en el Norte y Sur de Quebrada Choja.

Las magnitudes de alzamiento son consistentes con datos de termocronología de baja temperatura en el basamento de la Precordillera (Maksaev y Zentillini, 1999; Carrapa y Decelles; 2015)

El acortamiento estimado determinado para el Sur de la Quebrada Choja es satisfactorio con secciones balanceadas realizadas por Skarmeta y Marinovic (1981), en las cuales estimaron un 40% de acortamiento. Por otra parte, el acortamiento promedio es consecuente con la media estimada por Amilibia et al., (2008) entre los 23°S y 26°S. Además, Skarmeta y Marinovic (1981) estimaron un desplazamiento de 5 a 6Km por parte del Sistema de Fallas de Sierra de Moreno, en el cual está incluida la Falla Choja – Quehuita y es bastante cercano a lo obtenido en este trabajo, a pesar de no balancear las secciones.

Esta relación de fallas inversas de alto ángulo, alto alzamiento junto con tasas de acortamiento relativamente reducidas se ha estimado al Norte de los 21°S para el límite entre la Depresión Central y Precordillera (Victor et al., 2004).

VII.3 Edad de la deformación

El limbo occidental del Anticlinal Honestidad está intruido por un Plutón de edad Cretácico Superior (Ksi) cuyas litofacies y distribución se correlacionan con intrusivos ubicados más al Norte cuyas edades exhiben rangos de 70 -66 Ma y cortan a la Formación Cerro Empexa (Blanco et al., 2012).

Ya que este intrusivo no se encuentra deformado ni fallado producto de estructuras asociadas al plegamiento del Cinturón plegado de Sierra de Moreno y, además, corta de manera oblicua al limbo frontal del Anticlinal, se deduce que su emplazamiento ocurrió posterior a la deformación que generó el estilo estructural característico a esta latitud.

Por otro lado, se registran variaciones de espesores junto con estratos de crecimiento por parte de la Secuencia sísmica S2 asociada a la Formación Cerro

Empexa. Esto permite constreñir la deformación entre los eventos de la depositación de Cerro Empexa y el emplazamiento de estos intrusivos.

Además, los intrusivos de edad Eoceno (50 – 30Ma) que se distribuyen por el borde occidental de Sierra de Moreno, tienen orientación N-S subparalela a la traza de la Falla Quehuita – Choja, se emplazan como sills o filones en los contactos entre los Miembros de la Formación Quehuita o en los puntos de cierre de pliegues. Este trabajo no registra relaciones de corte entre los plutones Eoceno y la Falla Quehuita – Choja, no obstante, el hecho de presentar similar orientación tiende a sugerir que hay una estrecha relación entre ambos.

Amilibia y Skarmeta (2003) sostiene que los intrusivos de la Franja Eoceno – Oligoceno, ya sean pórfidos mineralizados o estériles, se emplazan en trampas estructurales que corresponden a zonas de extensiones locales, traspaso o acomodación dentro de las estructuras de inversión. Indican que la zona de alimentación de intrusivos se localiza en o adyacente a las fallas de borde de cuenca, por lo cual es típico hallarlos en las cercanías del basamento. Sibson (1995) indica que la presión magmática debe ser supralitostática para generar reactivaciones de fallas. En caso contrario, mecánicamente es más favorable desarrollar cabalgamientos, ya que las fallas de alto ángulo solo se desplazan si están lo suficientemente lubricadas. A partir de ello, se hace posible el transporte de magmas desde fuente a la trampa.

Tomlison y otros (2001) sugiere que la edad del Sistema de Fallas de Sierra de Moreno está constreñida por: (1) La edad de 109 \pm 4 Ma K-Ar en biotitas definida para un clasto andesítico ubicado en la base de la Formación Tolar en Quebrada Quinchamale y por (2) la edad de 84Ma K – Ar en anfíboles del Plutón Barrera de composición Cuarzomonzonítica considerado sintectónico a partir del reconocimiento de microestructuras en muestras ubicadas en el borde de este intrusivo (Ladino et al., 1997).

Las fábricas miloníticas en bordes de plutones son típicas para este tipo de rocas a lo largo del Orógeno Andino. Es posible distinguir microestructuras similares en el Plutón La Gloria considerado como post tectónico (Cornejo, 1991;

Gutiérrez, 2012; Payacán, 2014). Este tipo de fábricas se pueden generar producto de la diferencia reológica entre el frente de enfriamiento y el flujo convectivo del material fundido en sectores interiores del Plutón emplazado en profundidades someras durante su etapa de cristalización (Paterson et al., 1998; Vernon et al., 2004; Passchier y Throw, 2004). Sobre todo, en sitios corticales bajo un evidente régimen contraccional.

Otros trabajos han interpretado que el Plutón Barrera es post tectónico, a partir de la relación de corte con el Sistema de Fallas de Sierra de Moreno (Nicolas et al., 1999). Debido a que la cartografía del sector presenta al Plutón Barrera como cortado por el Sistema de Fallas de Sierra de Moreno, se considera igualmente como post tectónico al primer pulso de actividad del SFMS y pre-tectónico al último. Este último posiblemente está relacionado a la actividad de las fallas de inversión en la DC, las cuales se activan durante la depositación de la Formación Cerro Empexa de edad Cretácico tardío.

Tomlinson et al., (2001) determina la edad máxima de deformación mediante la edad de un clasto en la base de la Formación Tolar. Esta unidad se ubica en el bloque de Sierra del Medio, al oriente del Sistema de Fallas de Sierra de Moreno, a los 22°S. Sus litofacies, junto con la relación discordante sobre el sustrato subyacente permiten, correlacionarla con la Formación Tambillo, presente en la zona en estudio. Esto permite inferir la edad de depositación de estas secuencias aluviales.

No obstante, no son evidencia sustancial de la activación del Sistema de Fallas. Sólo sugieren la erosión de un alto topográfico constituido por rocas volcánicas y calizas, ya que aquella es la composición de sus clastos. En la zona de estudio, la arquitectura depositacional de la Formación Tambillo, con mayor espesor hacia el flanco oriental del Sinclinal Alegría, permite inferir que el alto topográfica fuente de estos depósitos se encontraba en posiciones más occidentales.

Además, la discordancia entre la Formación Tambillo y la Formación Quehuita es leve y presenta un estilo de plegamiento similar, por lo cual se piensa

que el evento de mayor acortamiento, que generó el actual Cinturón plegado de Sierra de Moreno, debió ocurrir posterior a su depositación. En ese mismo sentido, los estilos de plegamiento asociados a la Falla Quehuita, determinados en las secciones geológicas realizadas en el presente estudio, permiten inferir que la Falla Quehuita estuvo involucrada en el plegamiento, de manera que se dificulta sugerir que la Falla Quehuita se activó durante la depositación de la Formación Tolar y luego, a partir de otro evento de acortamiento, generó el plegamiento actual.

Tomlinson et al., (2001) presenta otras evidencias para documentar la actividad de la Falla Quehuita – Choja: (1) Discordancias angulares entre la Formación Cerro Empexa y unidades del Cretácico Inferior – Medio, (2) Formación Icanche sobreyacente a pliegue recumbente de la Formación Quehuita en Pampa Los Barros, (3) intrusión de pórfido dacítico de 50 – 43 Ma a la Falla Quehuita – Choja en la Quebrada Choja. Todas ellas permiten inferir un evento de deformación durante el Cretácico tardío, de manera que son satisfactorias con lo propuesto en este trabajo.

En general, los autores que documentan las discordancias entre las unidades del Cretácico Superior y las del Jurásico – Cretácico inferior comentan que son leves y la interpretan como (Mpodozis et al., (2005) Salar de Atacama; Arriagada et al., (2006) Salar de Atacama; Amilibia et al., (2008) Cordillera de Domeyko entre los 23°S – 26°S; Gallardo, 2015 en la Quebrada de Tarapacá; Fuentes et al (2017) Quebrada Guatacondo).

La reorganización de las placas tectónicas durante el Cretácico Superior tiene como consecuencia el cambio del régimen extensional a un régimen contraccional. Esto debido a la variación desde la convergencia sinistral entre las Placas Aluk y Sudamericana a la convergencia dextral entre las Placas Farallon y Sudamericana (Schuber y Reutter, 1991; Muller et al., 2008). Además, el aumento de velocidad absoluta de la Placa Sudamericana producto de la apertura del atlántico generó mayor acoplamiento entre las placas subductante y superior. De esta forma, se pasa desde subducción retrógrada a subducción

progradante (Scheuber, 1994). Este evento a escala global coincide con la edad de la deformación postulada. Sin embargo, en cuenta a las edades de termocronología, hay coincidencias y resultados no satisfactorios.

Las edades de termocronología obtenidas por Carrapa y Decelles (2015) junto con las de Amilibia y McClay (2004) en la Precordillera al Norte de los 23°S indican un evento de exhumación para el Cretácico tardío. Sin embargo, los datos presentados por Maksaev y Zentillini (1999) quienes documentan el alzamiento de Sierra del medio, son satisfactorios en cuando a las conclusiones de que se exhumaron mas de 4 a 5Km, no obstante, las edades corresponden a 45 – 30 Ma, lo cual no es coincidente con lo propuesto, más bien con las edades de emplazamiento de intrusivos. Entonces, es posible que existan dos eventos de alzamiento de la corteza, uno asociado a la actividad de las fallas y otro asociado a la denudación predominante.

VIII. CONCLUSIONES

La configuración estructural de la Cuenca de Tarapacá está dominada por estructuras asociadas a inversión tectónica y fallas inversas de bajo a alto ángulo que pliegan la cobertura e involucran basamento. En particular, la Falla Quehuita – Choja presenta un alzamiento cercano a los 4.0 km cabalgando el basamento por sobre la cobertura, y alzando niveles estratigráficos inferiores de las secuencias. Ambos estilos colaboran en la generación de un Orógeno bivergente en esta porción de Los Andes.

En la Depresión Central, se identificaron fallas normales invertidas de alto ángulo con tendencia N-S que conforman anticlinales de crecimiento. Estas estructuras controlaron la depositación durante tiempos donde imperaba el régimen extensional, fallas de atajo de sintéticas, retrocabalgamientos y estructuras de by – pass.

Mientras que, en la Precordillera, la cobertura se encuentra conformando una serie de anticlinales y sinclinales asociados, en el borde occidental, a una falla inversa de bajo ángulo de vergencia occidental de al Norte y oriental al Sur y, en el borde oriental, al cabalgamiento del basamento a través de una falla inversa de alto ángulo que buza hacia el este. Por tanto, se establece un estilo de deformación piel gruesa en este dominio, que involucra la actividad de un conjunto de fallas enraizado desde el oriente. La actividad de este sistema de fallas comenzó antes que la inversión tectónica, constreñida por las secuencias sinorogénicas de la Formación Cerro Empexa. Mediante la deformación avanzó hacia el oriente, estas fallas fueron las que acomodaron la mayor parte del acortamiento.

Tanto las fallas asociadas a la inversión tectónica como las fallas de piel delgada no afloran en superficie. No obstante, colaboran en la construcción del frente topográfico en la vertiente occidental de Los Andes Centrales. Por otro lado, la Falla Quehuita – Choja generan las mayores magnitudes de acortamiento en la cobertura, con anticlinales apretados, con ejes axiales volcados hacia el

oeste, a anticlinales con núcleo de basamento. Se adjudican cerca de 4Km de alzado para la Falla Quehuita – Chojá, junto con colaborar en la producción de 20% de acortamiento en promedio, llegando hasta 37% localmente.

IX.

REFERENCIAS

Allmendinger, R. W., T. E. Jordan, S. M. Kay, and B. L. Isacks (1997), The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the central Andes, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 25, 139 – 174.

Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K. R., Muñoz, J. A., Roca, E., y Chong, G., 2008, The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko: *Journal of Structural Geology*, v. 30, no. 12, p. 1520-1539.

Arriagada, C., Cobbold, P. R., & Roperch, P. 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics*, 25, T C10 08, doi: 10.1029/2004TC001770.

Arriagada, C., P. Roperch, and C. Mpodozis (2000), Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, northern Chile (22!450–23!300S), *Tectonophysics*, 326, 153 – 171.

Baby, P., P. Rochat, G. Mascle, and G. Hé'rail (1997), Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the central Andes, *Geology*, 25, 883 – 886.

Blanco, N., Vásquez, P., Sepúlveda, F., Tomlinson, A., Quezada, A., Ladino, M. 2012. Levantamiento geológico para el fomento de la exploración de recursos minerales e hídricos de la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá (20°-21°S). Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Registrado IR-12-50, 246 p., 7 mapas escala 1:100.000, Santiago.

Boggs, S., 2006, *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*, 4a ed. Pearson. New Jersey, Prentice Hall. 662 p.

Charrier, R., Farías, M., Makshev, 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* 65 (1): 5 – 35.

Charrier, R., Hérail, G., Pinto, L., García, M., Riquelme, R., Farías, M., Muñoz, N. 2012. Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west central Bolivia: implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*. DOI 10.1007/s00531-012-0801-4.

Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile*. p. 21 – 114.

Cornejo, R., Matthews, S., y Pérez de Arce, C., 2003, The 'K-T' compressive deformation event in northern Chile (24-27°S). In *Congreso Geológico Chileno*, No. 10, Actas, CD-Rom, Sesión Temática 1. Concepción.

deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S), *Tectonics*, v. 24, TC4001, doi:10.1029/2004TC001667.

Digert, F.E., Hoke, G.D., Jordan, T.E., Isacks, B.L. 2003. Subsurface stratigraphy of the Neogene Pampa de Tamarugal basin, northern Chile. *Congreso Geológico de Chile, Actas*, 8 p.

Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., and Hérail, G.. 2005. Late Cenozoic

Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., and Hérail, G.. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S), *Tectonics*, v. 24, TC4001, doi:10.1029/2004TC001667.

García, M. y Hérail, G., 2005. Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile. *Geomorphology* 65 (2005). p. 279 – 300.

García, M., 2002. *Évolution oligo-néogène del'Altiplano Occidental (Arc et Avant-Arc du Nord du Chili, Arica): Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosionsédimentation*, Tesis de Doctorado., Univ. Joseph Fourier, Grenoble, Francia. 117 p.

Gephart, J. W., 1994, Topography and subduction geometry in the central Andes: Clues to the mechanics of a non-collisional orogen, *J. Geophys. Res.*, 99, 12,279 – 12,288

Isacks, B. L. (1988), Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline, *J. Geophys. Res.*, 93, 3211 – 3231.

Isacks, B. L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian Orocline, *J. Geophys. Res.*, 93, p. 3211 – 3231.

James, D. (1971), Andean crustal and upper mantle structure, *J. Geophys. Res.*, 76, 3246 – 3271.

Jordan, T., Nester, P., Blanco, N., Hoke, G., Davila, F., & Tomlinson, A. 2010. Uplift of the Altiplano-Puna plateau: a view from the west. *Tectonics* 29(5): TC5007.

Ladino, M. 1998. *Geología de la parte occidental de los cuadrángulos Quebrada Chug-Chug y Cerros de Montecristo, Región de Antofagasta*. Tesis (Memoria de Título) (Inédito), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 138 p.

Lamb, S., and Hoke, L., 1997, Origin of the high plateau in the central Andes, Bolivia, South America, *Tectonics*, v. 16, p. 623 – 649.

Lamb, S., and L. Hoke (1997), Origin of the high plateau in the central Andes, Bolivia, South America, *Tectonics*, 16, 623 – 649.

Maksaev, V., and M. Zentilli (1999), Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: Implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis, *Explor. Min. Geol.*, 8, 65 – 89.

Maksaev, V., y Zentilli, M., 1999, Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: Implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis: *Exploration and Mining Geology*, v. 8, p. 65-89.

Mordojovich, C. 1965. Reseña sobre las exploraciones de la ENAP en la zona norte, años 1956 a 1962. *Minerales* 20. pp.30.

Mpodosis, C., C. Arriagada, M. Basso, P. Roperch, P. R. Cobbold, and M. Reich (2005), Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the central Andes, *Tectonophysics*, 399, 125 – 154,

Muñoz, N., y Charrier, R. 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile, *J. S. Am. Earth Sci.*, 9, p. 171 – 181.

Nester, P., & Jordan, T. 2012. The Pampa del Tamarugal forearc basin in northern Chile: the interaction of tectonics and climate. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. John Wiley & Sons. pp 369-381.

Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time, *Tectonics*, 6, p. 233 – 248.

Pinto, L., Hérail, G., Charrier, R., 2004. Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras Neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella (19°15'S, norte de Chile), *Rev. Geol. Chile*, 31, p. 19–44.

Roselló, V. 1999. Final Report, Seismic Acquisition Supervision, Tamarugal Basin, Northern Chile.

Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., & Reutter, K. J. 1994. Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and

magmatism since the Jurassic. In *Tectonics of the southern central Andes*. Springer Berlin Heidelberg. pp. 121-139.

Schmitz, M. (1994), A balanced model of the southern central Andes, *Tectonics*, 13, 484 – 492.

Sempere´, T., G. He´rail, J. Oller, and M. G. Bonhomme (1990), Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia, *Geology*, 18, 946 – 949.

Sheffels, B. M. (1990), Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes, *Geology*, 18, 812 – 815.

Somoza, R., & Ghidella, M. E. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4): 797-809.

Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallones) South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andes region, *J. S. Am. Earth Sc.*, 11, p. 211 – 215.

Suppe, J., y Medwedeff, D. A., 1990, Geometry and kinematics of fault-propagation folding: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 83, p. 409-454.

Tomlinson, A.J.; Blanco, N.; Maksaev, V.; Dilles, J.H.; Grunder, A.L.; Ladino, M., 2001. Geología de la Precordillera Andina de Quebrada Blanca – Chuquicamata, Regiones I y II (20°30' - 22°30' S). Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), Informe Registrado IR-01-20, 2 Vols., 44 p., 20 mapas escala 1:50.000. Santiago.

Veeken, P. Seismic stratigraphy, basin analysis and reservoir characterisation. 1ª ed. 2006. Amsterdam. Elsevier. Vol 37. 523p.

VERA, T.J.A. Estratigrafía, Principios y Métodos. Madrid, Rueda, 1994.

Vergara, H.; Thomas, A. 1984. Hoja Collacagua, Región de Tarapacá.

Victor, P., O. Oncken, y J. Glodny, 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the PreCORDillera between 20° and 21°S (northern Chile), *Tectonics*, 23, TC4004.

Yuan, X., S. V. Sobolev, and R. Kind (2002), Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 199, 389– 402.

X. ANEXOS

X.1 Mapa Geológico de la zona en estudio.

X.2 Mapa Estructural de la zona en estudio.

X.3 Secciones sísmicas interpretadas.