



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

**EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA DEL SALAR DE PUNTA NEGRA Y
SALAR DE IMILAC, ANDES CENTRALES DEL NORTE DE CHILE (24°-25°S)**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN
GEOLOGÍA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

GONZALO SEBASTIÁN SILVA VALENZUELA

**PROFESOR GUÍA:
MARCELO FARÍAS THIERS**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JUAN BECERRA MIRANDA
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ**

SANTIAGO DE CHILE

2019

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL TÍTULO DE:
Geólogo y grado de Magíster en ciencias, mención Geología
POR: Gonzalo Silva Valenzuela
FECHA: 10/01/2019
PROF. GUÍA: Marcelo Farías Thiers

EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA DEL SALAR DE PUNTA NEGRA Y SALAR DE IMILAC, ANDES CENTRALES DEL NORTE DE CHILE (24°-25°S)

La Depresión Preandina, ubicada en el norte de Chile, constituye una depresión tectónica que se extiende por más de 500 km a lo largo de la vertiente occidental de la región del antearco. Pese a presentar un completo registro geológico, a la fecha persiste gran debate sobre su evolución y arquitectura. Bajo este contexto, en este trabajo de tesis se ha desarrollado un detallado análisis estructural de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac (24°-25°S), la segunda mayor depresión de este importante rasgo morfotectónico de los Andes Centrales. El análisis integrado de una completa red de perfiles de reflexión sísmica 2D, gravimetría de la cuenca, secciones verticales de velocidad en subsuperficie e información geológica de superficie, ha permitido revelar y constreñir los principales rasgos arquitecturales de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac, así como su evolución.

La región se caracteriza por presentar tres dominios estructurales, que demuestran una evolución condicionada por la sobreimposición de múltiples episodios de deformación, reconocidos en el registro sísmico a través de 5 secuencias sin-tectónicas. Estas unidades, que se disponen en paquetes de variable extensión y potencia sobre el basamento Paleozoico, se habrían depositado inicialmente en cuencas con geometrías típicas de hemi-graben, reactivadas en sucesivos episodios durante la orogenia Andina.

A partir del Triásico Tardío-Cretácico Temprano, secuencias sin-extensionales habrían rellenado la cuenca (SF2). Marcadas discordancias e importantes cambios en el patrón de reflexión coinciden con variaciones en el régimen tectónico, evidenciadas por la ocurrencia de sucesivos pulsos compresivos/transpresivos durante las primeras etapas de alzamiento, erosión y sedimentación sin-orogénica (SF3 y SF4) entre el Cretácico Tardío-Oligoceno temprano. Una interrupción del régimen característico de la región ocurriría durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano, asociada a la acumulación de potentes secuencias sin-extensionales (SF5) controladas por la reactivación y generación de nuevas discontinuidades. Finalmente, un último episodio de sedimentación se registra en la cuenca (SF6), reflejada en la acumulación de pequeñas cuñas estratigráficas contemporáneas al alzamiento de mega bloques de basamento y reactivación de estructuras previas (Neógeno-Cuaternario).

En conclusión, en este trabajo de tesis se propone que la arquitectura heredada de la evolución polifásica de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac destaca como un rasgo de primer orden, ejerciendo un control mayor durante los episodios de alzamiento/erosión y acumulación, condicionando finalmente la actual configuración de la región.

Dedicatoria

"...El terreno tiene algo que a uno le demuestra, por un lado, lo pequeño que es el humano frente a la naturaleza...Yo creo que el primer día de trabajo geológico a uno le cambia la vida..."

Francisco Hervé Allamand

Agradecimientos

A mis padres, por su incondicional apoyo, cariño y aguante durante todos estos años. Gracias por todos los momentos y consejos. A mi hermano, por ser un crac y el mejor cómplice.

A todo el equipo del Laboratorio de Paleomagnetismo y Tectónica del Departamento de Geología, que influyeron de alguna u otra manera en el desarrollo de este trabajo de tesis. Agradezco a mis compañeros y maestros que me enseñaron a ver la geología desde el aula hasta el campo, desde la costa hasta la cordillera...simplemente gracias. Este equipo no sería tal sin agradecer al Warrior y al Vaca. Gracias a todos por hacer de un terreno una experiencia sin parangón.

A mis amigos de la Universidad, quienes hicieron de la facultad un segundo hogar, lleno de inolvidables momentos. Agradezco en especial a Felipe, Pancho, David, Tomi, Vero, Gianfranco, Coto, Javi, Sofi, Ruso y Mati.

A los amigos papayeros de la vida, esos que nunca fallan y siempre están. Gracias por la amistad incondicional y duradera.

Y también a mi tremenda compañera, por apañarme en esta etapa final y darme todos los ánimos para terminar.

Tabla de contenido

EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA DEL SALAR DE PUNTA NEGRA Y SALAR DE IMILAC, ANDES CENTRALES DEL NORTE DE CHILE (24°-25°S)	ii
Dedicatoria.....	iii
Agradecimientos.....	iv
Índice de figuras	viii
I Introducción	1
I.1 Marco tectónico.....	1
I.2 Presentación del problema	4
I.3 Ubicación	8
I.4 Objetivos	9
I.4.1 Objetivo general.....	9
I.4.2 Objetivos específicos	9
I.5 Hipótesis de trabajo.....	9
II Metodología y teóricos	11
III Antecedentes geológicos	12
III.1 Estratigrafía del Salar de Punta Negra-Imilac	12
III.1.1 Unidades del Paleozoico-Triásico Medio	12
III.1.2 Unidades del Triásico Superior-Holoceno	15
III.2 Geología estructural.....	18
III.2.1 Dominio occidental: Cordillera de Domeyko	18
III.2.2 Dominio central: Depresión Preandina	20
III.2.3 Dominio oriental: Cordillera Occidental.....	21
IV Manuscript: Structure of Salar de Punta Negra-Imilac basin (24°-25°S): Implications for the Meso-Cenozoic evolution of the Preandean Depression of northern Chile.	24
Abstract.....	24

IV.1 Introduction	25
IV.2 Geological framework.....	26
IV.2.1 Stratigraphy of Salar de Punta Negra-Imilac	27
IV.2.2 Regional structure	30
IV.3 Methodology and data acquisition	32
IV.3.1 Reflection seismic data	32
IV.3.2 Gravimetry	33
IV.4 Subsurface structure of Salar de Punta Negra-Imilac basin	33
IV.4.1 Seismostratigraphy.....	33
IV.4.2 Structural interpretation	36
IV.4.3 Interval velocity model	37
IV.4.4 Gravimetry and basin geometry.....	38
IV.5 Discussion	39
IV.6 Conclusions	42
V Discusión y conclusiones.....	54
V.1 Controles estructurales a lo largo de la Depresión Preandina	54
V.1.1 Influencia de la arquitectura extensional del Triásico-Cretácico Temprano.....	54
V.1.2 Cretácico Tardío-Holoceno: Inversión tectónica, alzamiento y extensión.....	55
V.2 Episodios extensionales Paleógenos en los Andes Centrales: Mecanismos.....	57
V.2.1 Extensión por variaciones en geometría del slab	58
V.2.2 Extensión en sistemas de antepaís: respuesta flexural	59
VI Bibliografía.....	61
VII Anexos	77
VII.1 Anexo 1: Secciones sísmicas complementarias	77
VII.2 Anexo 2: Tectónica de cuencas invertidas	83
VII.2.1 Cuencas extensionales/transtensionales.....	84

VII.2.2 Inversión tectónica.....	86
VII.3 Anexo 3: Estratigrafía sísmica	95
VII.3.1 Sísmica de reflexión	95
VII.3.2 Análisis de secuencias sísmicas.....	97
VII.3.3 Análisis de facies sísmicas.....	99
VII.3.4 Artefactos, reflexiones artificiales y reflexiones no sedimentarias	100
VII.3.5 Conversión Tiempo-Profundidad (Método V_0 -k).....	102

Índice de figuras

Figura I.1: (a) Imagen satelital de Sudamérica. Cuadro rojo indica ubicación imagen b. (b) Modelo de elevación digital del margen Occidental de Sudamérica entre los 21°S y 27°S, donde se destacan los principales dominios morfoestructurales de los Andes Centrales. Cuadro en rojo indica ubicación Figura I.2.....	3
Figura I.2: Imagen Satelital con los principales rasgos estructurales del sistema de falla de Domeyko y ubicación de los salares de la Depresión Preandina (1: Salar de Atacama; 2: Salar de Punta Negra; 3: Salar de Pedernales; 4: Salar de Maricunga). Cuadro en rojo indica área de estudio. Basado en mapa geológico de Chile 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2003).....	5
Figura I.3: Imagen Landsat del área de estudio con la distribución de perfiles de reflexión sísmica en la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac, entre los 24°S y 25°S. Base geográfica modificada del Instituto Geográfico Militar (IGM, Chile). Imagen Lansat 8 con combinación de bandas 7-5-3 (natural with atmospheric removal).....	7
Figura I.4: Imagen satelital con las principales vías de acceso al Salar de Punta Negra y Salar de Imilac, ubicada en la Región de Antofagasta, Chile.....	8
Figura III.1: Mapa Geológico simplificado. Modificado de SERNAGEOMIN (2003), Gardeweg et al. (1993; 1994), Marinovic et al. (1995) y Solari et al. (2017). (1) Ignimbrita Quebrada las Zorras y Tocomar (Oligoceno superior-Mioceno inferior); (2) Ignimbrita Río Frío (Mioceno inferior); (3) Ignimbrita Pajonales (Mioceno medio); (4) Ignimbrita Quebrada Guanaqueros (Mioceno superior); SVF: Falla Sierra de Varas; PNF: Falla Punta Negra; BBF: Falla Barrancas Blancas; GF: Falla Guanaqueros.	14
Figura III.2: Estratigrafía y tectónica resumida del área del Salar de Punta Negra y Salar de Imilac. Modificado de Gardeweg et al. (1993; 1994), Marinovic et al. (1995) y Solari et al. (2015). Contacto línea continua=concordante; contacto sinuoso=discordante; LTEK=Episodios extensionales del Triásico Tardío-Cretácico Temprano; K-TPh = Fase K-T; IPh =Fase Incaica; Ol-E=Extensión Oligoceno tardío-Mioceno temprano; Q-DPh=Fases Quechua-Diaguita; U1-U5: Discordancias regionales.	17
Figura III.3: Dominios estructurales caracterizados en la región de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac.....	18

Figura III.4: Sección geológica de la Cordillera de Domeyko en el sector del Portezuelo de la Sal. Modificado de Amilibia (2002).....	20
Figura III.5: Perfil sísmico Z2F004 interpretado de la cuenca del Salar de Punta Negra. Modificado de Martínez et al. (2017).....	21
Figura III.6: Sección en el sector de Pampa Pajonales y Sierra de Almeida. Modificado de Pino & Fuenzalida (1988).....	22
Figura III.7: Modelo de elevación digital de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac y principales estructuras mapeadas en superficie. Base geográfica modificada del Instituto Geográfico Militar (IGM, Chile). Línea verde representa distribución de secciones sísmicas. SVF: Falla Sierra de Varas; PNF: Falla Punta Negra; HF: Falla Hamburgo; IF: Falla Imilac; ESF: Falla El Salto; GF: Falla Guanaqueros; ZF: Falla Zanjones.	23
Figure IV.1: (Top) Digital elevation model with distribution of main morphotectonic features of Central Andes between 21°S and 28°S. NW-SE discontinuities modified from Salfity (1985). (Bottom) Topographic profile at 24°30'S. CC: Coastal Cordillera; CD: Central Depression; PR: Precordillera; PD: Preandean Depression; WC: Western Cordillera (Volcanic arc); CB: Calama Basin. Red polygon represents study area. OETZ: Olacapato-El Toro Fault Zone; AF: Archibarca Fault; CF: Culampaja Fault; ODSL: Ojos del Salado Lineament.	44
Figure IV.2: Simplified geologic map of Salar de Punta Negra-Imilac basin. Modified from SERNAGEOMIN (2003), Gardeweg et al. (1993; 1994), Marinovic et al. (1995) and Solari et al. (2017). (1) Quebrada las Zorras y Tocomar ignimbrite (upper Oligocene-lower Miocene); (2) Río Frío ignimbrite (lower Miocene); (3) Pajonales ignimbrite (middle Miocene); (4) Quebrada Guanaqueros ignimbrite (upper Miocene); SVF: Sierra de Varas Fault; PNF: Punta Negra Fault; BBF: Barrancas Blancas Fault; GF: Guanaqueros Fault. IF: Imilac Fault; ESF: El Salto Fault; HF: Hamburgo Fault; ZF: Zanjones Fault; PF: Puquios Fault; A-A' and B-B': Cross-sections modified from Amilibia (2002).	45
Figure IV.3: Stratigraphy and tectonics of the eastern Domeyko Cordillera, Sierra de Almeida and Cordillera Agua Amarga. Modified from Gardeweg et al. (1993; 1994), Marinovic et al. (1995) and Solari et al. (2017). Black line contact=conformity; sinuous line=unconformity; LTEK-R=Late Triassic-Early Cretaceous extensional episodes; K-TPh=K-T tectonic phase; IPh= Incaic tectonic phase; Ol-E=late Oligocene-early Miocene extensional episode; Q-DPh=Quechua-Diaguaita tectonic phases; U1-U5: Regional unconformities.	46

Figure IV.4: (a) Interpreted seismic section Z2F004. (b) Seismic pattern and correlation with stratigraphic record. Interpretation in section Z2F006. U1 to U5: Unconformities; SF1 to SF6: seismostratigraphic units.	47
Figure IV.5: (a) Uninterpreted seismic section MX01. (b) Interval Velocity model, V_{int} in [m/s] color-coded. (c) Interpreted seismic section MX01 with surface geology (see figure 2 for location). Faults are shown as red lines and blue lines with arrows. Vertical lines mark intersections of N-S sections. Vertical scales in Two-Way-Traveltime [TWT] and horizontal scale in [m].	48
Figure IV.6: (a) Uninterpreted seismic section MX02. (b) Interval Velocity model, V_{int} in [m/s] color-coded. (c) Interpreted seismic section MX02 with surface geology (see figure 2 for location). Faults are shown as red lines and blue lines with arrows. Vertical lines mark intersections of N-S sections. Vertical scales in Two-Way-Traveltime [TWT] and horizontal scale in [m].	49
Figure IV.7: (a) Uninterpreted seismic section MX03. (b) Interval Velocity model, V_{int} in [m/s] color-coded. (c) Interpreted seismic section MX03 with surface geology (see figure 2 for location). Faults are shown as red lines and blue lines with arrows. Vertical lines mark intersections of N-S sections. Vertical scales in Two-Way-Traveltime [TWT] and horizontal scale in [m].	50
Figure IV.8: (a) Uninterpreted seismic section MX04. (b) Interval Velocity model, V_{int} in [m/s] color-coded. (c) Interpreted seismic section MX04 with surface geology (see figure 2 for location). Faults are shown as red lines and blue lines with arrows. Vertical lines mark intersections of W-E sections. Vertical scales in Two-Way-Traveltime [TWT] and horizontal scale in [m].	51
Figure IV.9: (a) 3D view of Salar de Punta Negra basin surface. Alos Palsar DEM and residual Bouguer anomaly 3D surface. Residual Bouguer anomaly in [mGal] color-coded. (b) Plan view of Salar de Punta Negra-Imilac basin geometry. (c) Basin segmentation pattern through Salar de Punta Negra-Imilac basin.	52
Figure IV.10: (Top) 3D view of the subsurface architecture of the Domeyko Cordillera and Salar de Punta Negra-Imilac basin. (Bottom) Structural cross-section through the Salar de Punta Negra-Imilac basin (see figure 2 for location). Black units in sections represent salt core diapirs. PNF: Punta Negra Fault; SVF: Sierra de Varas Fault; BBFS: Barrancas Blancas Fault System.	53
Figura VII.1: (a) Sección sísmica Z2F004 no interpretada. (b) Sección sísmica Z2F004 interpretada.	77
Figura VII.2: (a) Sección sísmica Z2F006 no interpretada. (b) Sección sísmica Z2F006 interpretada.	78

Figura VII.3: (a) Sección sísmica Z2F002 no interpretada. (b) Sección sísmica Z2F002 interpretada.	79
Figura VII.4: (a) Sección sísmica Z1F018 no interpretada. (b) Sección sísmica Z1F018 interpretada.	80
Figura VII.5: (a) Sección sísmica Z1F016 no interpretada. (b) Sección sísmica Z1F016 interpretada.	81
Figura VII.6: (a) Sección sísmica Z1F014 no interpretada. (b) Sección sísmica Z1F014 interpretada.	82
Figura VII.7: Evolución esquemática de una cuenca extensional. A la izquierda se observa la evolución en planta, mientras a la derecha se observa la evolución en tres dimensiones. Modificado de Gawthorpe & Leeder (2000).	84
Figura VII.8: Ejemplos de geometrías en zonas de traspaso. (a) Rampa de relevo. (b) Rampa de relevo rota. (c) Zona de transferencia en-echelon. (d) Zona de transferencia antitética (hard). (e y f) Zona de transferencia antitética (soft).	85
Figura VII.9: Patrón de fallamiento en superficie de sistema de rift ortogonal y oblicuo en experimentos de arcilla. Modificado de Withjack et al. (2002).	86
Figura VII.10: Ejemplos característicos de geometrías de inversión tectónica. Modificado de Bonini et al. (2012).	87
Figura VII.11: Modelo conceptual de un hemi-graben invertido. Modificado de McClay (1995).	89
Figura VII.12: Secuencia de inversión tectónica de una falla extensional.	91
Figura VII.13: Circulo Mohr-Coulomb donde se observa efecto de los factores que condicionan la reactivación de fallas normales invertidas. (a) Comportamiento de la Cohesión (C_0). (b) Comportamiento presión de fluidos (P). (c) Comportamiento del ángulo de fricción (Φ). Modificado de McClay (1999).	93
Figura VII.14: (a) Relación entre la reactivación de una falla normal lítrica y el ángulo del plano de falla. (b) Diagrama donde se muestra la relación entre la inclinación de una falla normal y la oblicuidad entre la dirección de compresión y orientación del graben, dentro de un sistema que involucra despegues en la cobertura. (c) Diagrama donde se muestra la relación entre la inclinación	

de una falla normal y la oblicuidad entre la dirección de compresión y orientación del graben, dentro de un sistema frágil. Modificado de Brun & Nalpas (1996).	94
Figura VII.15: (a) Relación de una onda normal a la interfaz entre dos medios y sus respectivas ondas reflejadas y refractadas. (b) Relación de una onda incidente inclinada y sus respectivos pares de ondas reflejadas P-S y refractadas P-S. (c) Relaciones geométricas entre onda incidente y onda refractada (Ley de Snell). Modificado de Nanda (2016).	96
Figura VII.16: Sección sísmica de alta resolución mostrando los distintos patrones de reflexión. En esta sección se pueden observar patrones continuos y fuertes (alto R), contrastados con reflectores de menor intensidad (bajo R) y reflectores caóticos. Imagen tomada de http://www.seismicatlas.org	97
Figura VII.17: Esquemas y ejemplos de geometrías de sedimentación en secuencias sedimentarias y sus relaciones geométricas. Ejemplos tomados de http://www.seismicatlas.org	98
Figura VII.18: Ejemplos de expresión de distintas facies sísmicas, considerando amplitud, frecuencia y continuidad de reflectores. Modificado de Veeken & Moerkerken (2013).	100
Figura VII.19: Sección sísmica de la cuenca Inner Moray Firth. En esta sección es posible observar una serie de estructuras extensionales. Estas se caracterizan por zonas donde los reflectores guías se encuentran truncados. Sísmica tomada de http://www.seismicatlas.org	101
Figura VII.20: Ejemplos de artefactos y reflexiones artificiales. (a) Múltiple; (b) Sonrisas; (c) Sidewipe; (d) Curva de difracción.	102

I Introducción

I.1 Marco tectónico

La Cordillera de los Andes es una cadena montañosa que se extiende por más de 8000 km a lo largo del margen occidental de Sudamérica, siendo uno de los cordones más largos de la Tierra y el principal rasgo morfoestructural del continente (Gansser, 1973). La actual configuración de los Andes debe su origen principalmente a deformación contraccional desde el Cretácico Tardío (Jaillard et al., 2000; Kay et al., 2005; Ramos, 2010), tradicionalmente asociado al desarrollo de un margen de subducción establecido durante el Jurásico Temprano (Coira et al., 1982; Charrier et al., 2007), aunque nuevos estudios sugieren, al menos de manera parcial, que dicha configuración habría iniciado durante el Triásico (Coloma et al., 2017; Oliveros et al., 2018), incluso en episodios previos durante el Paleozoico tardío (Del Rey et al., 2016), en el norte de Chile.

La ocurrencia de extensos periodos de deformación y construcción del orógeno Andino, establecen que este constituye un ejemplo clave para estudiar y comprender sistemas geológicos asociados a márgenes convergentes activos. De acuerdo con sus características, puede subdividirse en los Andes del Norte, Andes Centrales, Andes del Sur y Andes Australes (*sensu stricto* Tassara & Yañez, 2003). Los Andes Centrales (15°-33.5°S), representando la porción intermedia, destacan por constituir el segmento más alto y amplio, donde se preserva parte importante de la evolución tectono-estratigráfica de la región.

Durante el Cenozoico, los Andes Centrales fueron objeto de una extensa etapa de alzamiento en respuesta a periodos de intensa deformación y magmatismo asociado, que habrían llevado a esta porción de la cadena a alturas que alcanzan un promedio de 4000 m.s.n.m (Lamb et al., 1997). La anatomía de los Andes Centrales y su configuración morfotectónica destaca por la presencia de dos rasgos mayores. El primero de ellos es la presencia del segundo plateau continental más alto del mundo (~ 4 km de altura), el plateau del Altiplano-Puna, sólo superado por el plateau del Tibet (Allmendinger et al., 1997). De acuerdo con el gran engrosamiento cortical y tasas de alzamiento que caracterizan al Altiplano-Puna, numerosos estudios han establecido su origen como la consecuencia de la acumulación de acortamiento tectónico (Isacks, 1988; Reutter et al., 1988; Allmendinger et al., 1997; Lamb et al., 1997; McQuarrie, 2002), sumado a otros procesos como adición magmática (Hoke et al., 1994), adelgazamiento litosférico, transferencia de masa dúctil

(Beck & Zandt, 2002) y *underplating* (Baby et al., 1997). El segundo rasgo característico de los Andes Centrales es el Oroclino Boliviano (Isacks, 1988; Arriagada et al., 2008), que resalta en la región a través de un cambio notable del rumbo de las estructuras y lineamientos desde una orientación NO-SE hacia el norte, a una N-S hacia el sur (Figura I.1).

Si bien la construcción de los Andes ha estado fundamentalmente marcada por una tectónica contraccional, los elementos arquitecturales previos han sido rasgos claves que habrían condicionado el desarrollo del orógeno. Así, la evolución tectónica de los Andes Centrales habría comenzado tras un largo periodo extensional, que se habría extendido desde el Triásico hasta el Cretácico Temprano. Este periodo se caracteriza por cinco elementos paleogeográficos importantes: el desarrollo de dos arcos magmáticos de orientación N-S, el primero ubicado en la Cordillera de Domeyko durante el Triásico (González-Maurel et al., 2016) y el segundo ubicado en la actual Cordillera de la Costa desde el Jurásico Temprano (Oliveros et al., 2006), sumado al desarrollo de cuencas de orientación NNO-SSE como resultado de *rifting* continental durante el Triásico (Charrier, 1979), así como cuencas de trasarco paralelas al margen durante el Triásico Tardío y Cretácico Temprano (Kay et al., 2005) y *rifting* intracontinental (Cuenca Andina de Perú, Bolivia y norte de Argentina; Viramonte et al., 1999). La apertura final del Océano Atlántico, el cambio en el movimiento absoluto de Sudamérica y cambios paleogeográficos importantes en el continente (Coira et al., 1982), coinciden con la ocurrencia de un intenso evento compresivo (Fase Peruana; Steinmann, 1929), registrado durante el Cretácico Tardío bajo, y reconocido en gran parte del margen occidental de Sudamérica (Cobbold & Rosello, 2003; Jaillard et al., 2005; Cobbold et al., 2007; Martínez et al., 2012; 2013; Bascuñán et al., 2015), marcando el fin de los episodios extensionales previos e iniciando los procesos de inversión tectónica, alzamiento y erosión de las cuencas mesozoicas, bajo un sistema de antepaís de retroarco (Charrier et al., 2007; Amilibia et al., 2008; Bascuñán et al., 2015). Durante el Paleógeno, se ha documentado una tectónica predominantemente contraccional en el norte de Chile, responsable de acomodar deformación asociada a una fuerte actividad tectónica en el borde oriental de la Cordillera de Domeyko (Henríquez, 2012). Distintos autores han reconocido episodios contraccionales durante esta etapa del orógeno Andino, siendo ejemplo de aquello la ‘Fase K-T’ del Cretácico Tardío alto-Paleoceno temprano (Cornejo et al., 2003) y la Fase Incaica del Eoceno-Oligoceno temprano, tiempo en el que se habría desarrollado parte importante del relieve actual de la Cordillera de Domeyko (Charrier et al., 2007; 2009). Durante el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano, y vinculado al origen de la cuenca del Salar de Atacama y cuenca de Calama, un breve episodio

extensional/transensional habría interrumpido el régimen característico del Cenozoico del norte de Chile (Pananont et al., 2004; Jordan et al., 2007; Blanco, 2008; Rubilar et al., 2017). Hacia el Mioceno medio y hasta la actualidad, importantes pulsos contraccionales habrían caracterizado la deformación Andina, tales como la ‘Fase Quechua’ de Mégard et al. (1984) y la ‘Fase Diaguita’ de Jordan & Alonso (1987), registradas durante el Mioceno-Pleistoceno y vinculadas a la deformación del plateau del Altiplano-Puna, al fuerte alzamiento del arco actual (Scheuber et al., 1994) y a la inversión de cuencas salinas como la cuenca del Salar de Atacama (Rubilar et al., 2017).

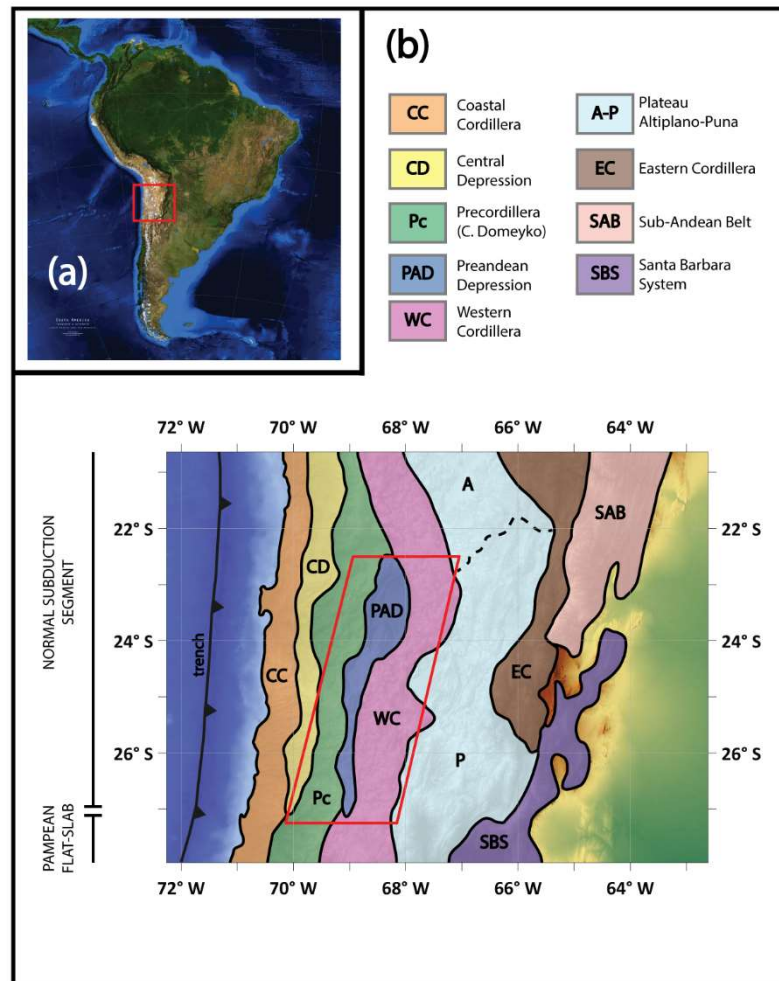


Figura 1.1: (a) Imagen satelital de Sudamérica. Cuadro rojo indica ubicación imagen b. (b) Modelo de elevación digital del margen Occidental de Sudamérica entre los 21°S y 27°S, donde se destacan los principales dominios morfoestructurales de los Andes Centrales. Cuadro en rojo indica ubicación Figura 1.2.

Los Andes Centrales del norte de Chile se encuentran constituidos por diversas unidades morfoestructurales alineadas N-S. De oeste a este, estas regiones corresponden a: (1) Cordillera de la Costa, (2) Depresión Central, (3) Precordillera Chilena o Cordillera de Domeyko a la latitud de estudio, (4) Depresión Preandina y (5) Cordillera Occidental (Figura I.1). Esta actual configuración morfoestructural se habría desarrollado durante el Cenozoico, particularmente desde el Oligoceno (Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997; Lamb et al., 1997), con cierto consenso de que en los últimos 10 Ma habría ocurrido el principal alzamiento de los Andes Centrales (Garziona et al., 2006; Hoke et al., 2007). En consecuencia, estos elementos reflejan que la evolución del margen constituye un complejo escenario tectónico, con cambios en los estilos estructurales y superposición de episodios contraccionales, extensionales, transcurrentes y rotacionales, acompañados de procesos de erosión y acumulación sin-tectónica. De esta manera, el estudio de cuencas de larga duración, tal como la del presente estudio, resultan fundamentales para comprender la evolución del orógeno.

En la región del antearco del norte de Chile (23°-27°S), entre la vertiente oriental de la Cordillera de Domeyko y el límite occidental del actual arco volcánico, se extiende la Depresión Preandina, una serie de bajos topográficos constituidos por múltiples depocentros subparalelos al margen continental. Trabajos desarrollados en esta zona, especialmente en las cercanías de la cuenca del Salar de Atacama, han documentado un completo registro estratigráfico y estructural, que señala la ocurrencia de importantes episodios tectónicos, manifestados como eventos de intensa deformación desde el Paleozoico.

I.2 Presentación del problema

Los rasgos morfoestructurales de primer orden en el norte de Chile, como son la Cordillera de Domeyko y la Depresión Preandina, representan regiones con un excepcional registro.

Estudios en la cuenca del Salar de Atacama (e.g Macellari et al., 1991; Flint et al., 1993; Wilkes & Görler, 1994; Muñoz et al., 1997; Muñoz et al., 2002; Jordan et al., 2002; Pananont et al., 2004; Arriagada et al., 2006a; Jordan et al., 2007; Rubilar et al., 2017) han abierto un debate sobre la evolución y origen de la Depresión Preandina, sobre el cual aún no existe consenso. Sin embargo, a pesar de que pareciera haber un modelo tectónico coherente para gran parte del Mesozoico y Cenozoico, este se basa esencialmente en investigación desarrollada en la zona de la Cuenca del Salar de Atacama (Figura I.2). A la fecha existe escasa información disponible que

permita generalizar este modelo tectónico a escala de toda la Depresión Preandina. Por otra parte, aún persiste debate sobre la ocurrencia de eventos extensionales entre el Paleógeno y Neógeno en los Andes Centrales (e.g Jordan et al., 2001; Pananont et al., 2004; Jordan et al., 2007; Blanco, 2008; Rubilar et al., 2017), así como también su relación con episodios tectónicos previos, tales como los eventos extensionales y contraccionales Meso-Cenozoicos.

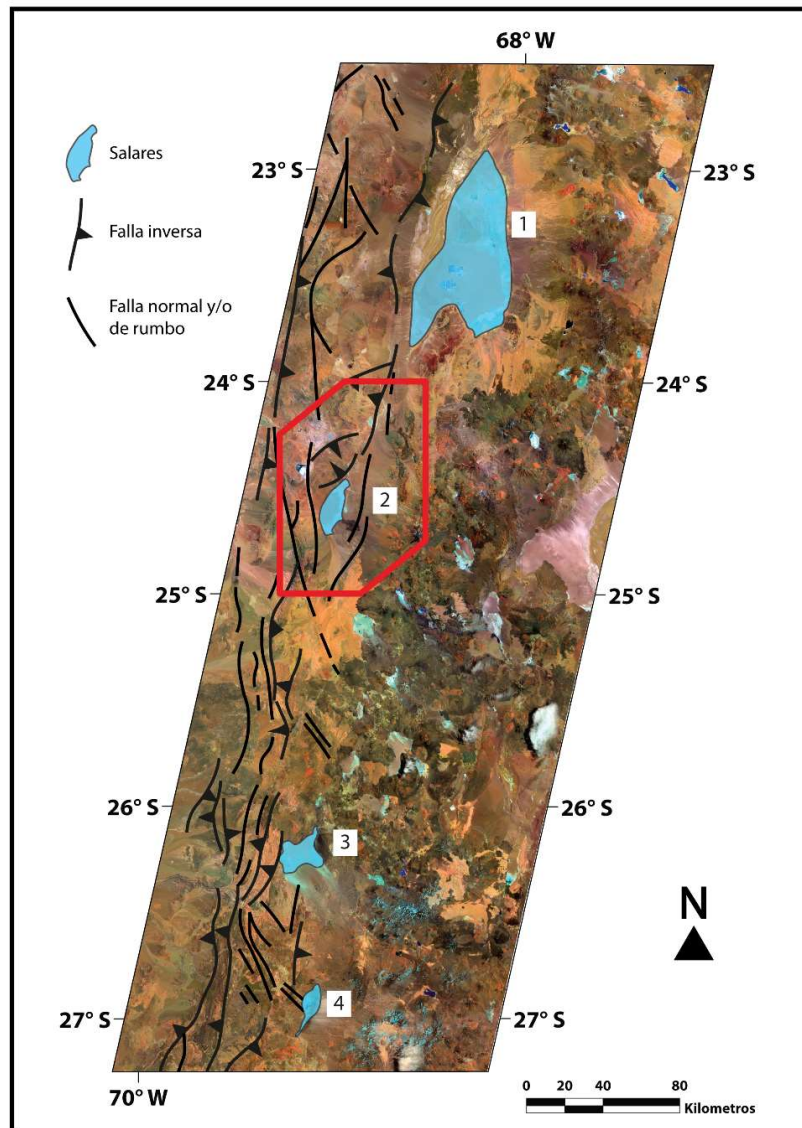


Figura I.2: Imagen Satelital con los principales rasgos estructurales del sistema de falla de Domeyko y ubicación de los salares de la Depresión Preandina (1: Salar de Atacama; 2: Salar de Punta Negra; 3: Salar de Pedernales; 4: Salar de Maricunga). Cuadro en rojo indica área de estudio. Basado en mapa geológico de Chile 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2003).

La cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac, ubicada en la porción central de la Depresión Preandina (Figura I.2), destaca como uno de los principales depocentros de la región. Debido a la

actividad minera de la zona, sumado al creciente interés por la extracción de litio y la necesidad de caracterizar los recursos hídricos del norte de Chile, numerosos estudios se han realizado en la zona (e.g. Alpers & Whittemore, 1990; Richards et al., 2001; Risacher & Fritz, 2009; Munk et al., 2016, entre otros). Sin embargo, tanto su origen como su evolución tectónica han sido escasamente constreñidas.

Durante la década de 1980, la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP Sipetrol S.A), realizó una extensa campaña de exploración petrolera en los salares de la Depresión Preandina, enfocadas principalmente en las cuencas del Salar de Atacama, Punta Negra-Imilac y Pedernales. A partir de esta colección, existe una amplia biblioteca de perfiles de reflexión sísmica de orientaciones N-S y E-W (Figura I.3), que sitúan a la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac en un lugar excepcional para estudiar los principales rasgos estructurales vinculados al origen de las unidades morfoestructónicas de la porción oriental del actual antearco, y en una escala mayor, estudiar el desarrollo de los Andes Centrales del norte de Chile.

En este contexto, y con el objetivo de comprender la evolución tectónica y la arquitectura de la Depresión Preandina y la Cordillera de Domeyko en su conjunto, en este trabajo de tesis se plantea un estudio que permita realizar un análisis estructural detallado de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac y develar así el rol de las estructuras profundas en la construcción de la Depresión Preandina. Lo anterior permitirá verificar si los principales elementos estructurales y tectónicos reconocidos más al norte en la cuenca del Salar de Atacama, pueden ser extrapolados coherentemente hacia el sur, hasta la latitud del Salar de Punta Negra-Imilac. Si lo anterior es demostrado, se estará en condiciones de presentar un modelo tectónico de escala regional para parte importante del antearco del norte de Chile de los Andes Centrales.

Con el fin de construir los objetivos de este trabajo de tesis, y considerando los antecedentes anteriormente mencionados, se plantean las siguientes interrogantes:

- (1) ¿Cuáles son los principales estilos estructurales que se reconocen en la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac?
- (2) ¿Qué episodios tectónicos habrían participado en el desarrollo de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac y cuál es su relación con los principales eventos de la deformación Andina (24°-25°S)?
- (3) ¿Qué relación existe entre las unidades morfoestructurales adyacentes y el desarrollo de la Depresión Preandina?

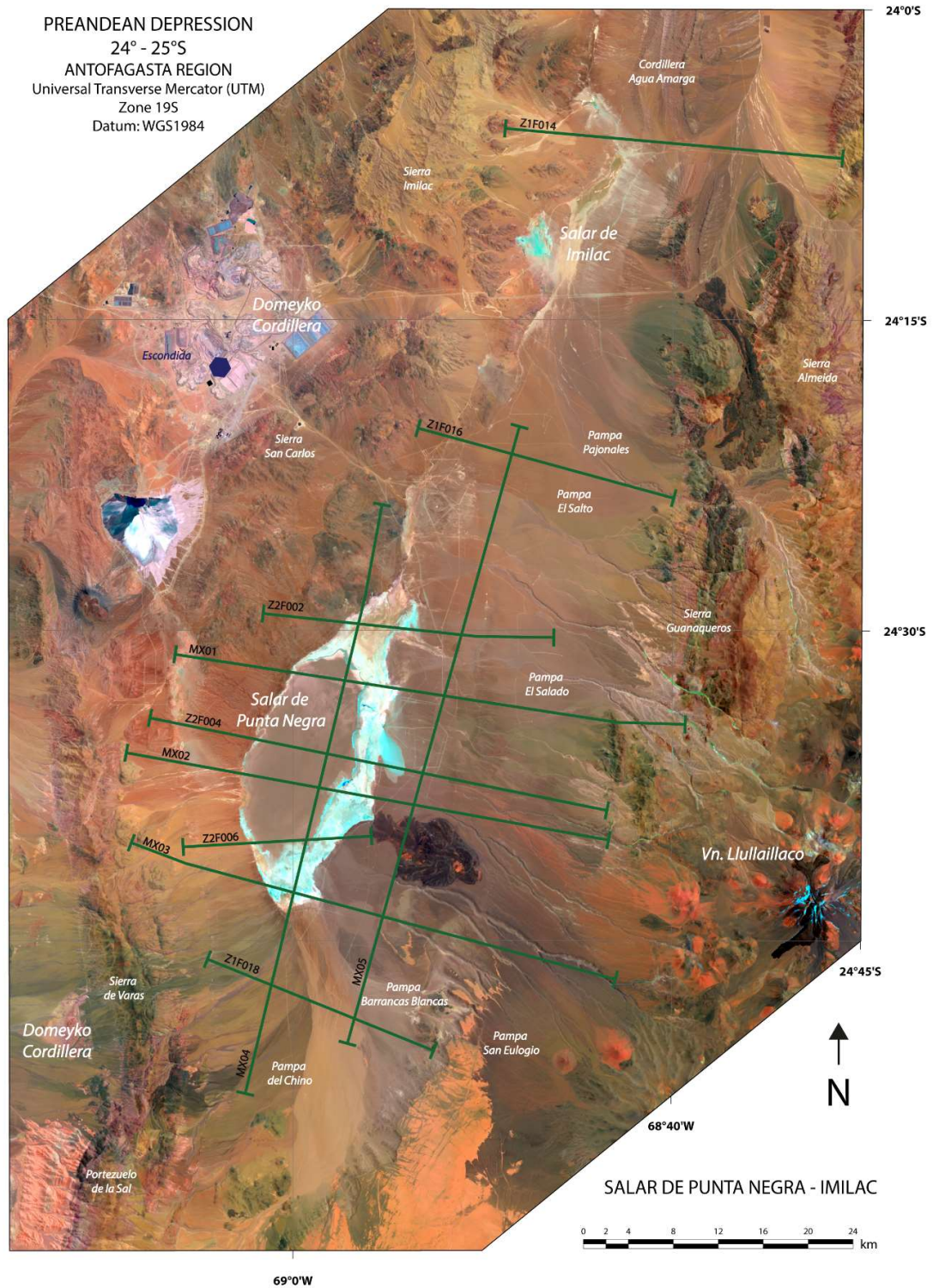


Figura I.3: Imagen Landsat del área de estudio con la distribución de perfiles de reflexión sísmica en la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac, entre los 24°S y 25°S. Base geográfica modificada del Instituto Geográfico Militar (IGM, Chile). Imagen Landsat 8 con combinación de bandas 7-5-3 (natural with atmospheric removal).

I.3 Ubicación

La cuenca del Salar de Punta-Imilac se ubica en la Región de Antofagasta, entre los 24°S y 25°S. Corresponde a una depresión estructural de 100 km de largo y 40 km de ancho. Se encuentra a una altura de 2945 m.s.n.m. y está limitado al oeste por la Cordillera de Domeyko, mientras que el arco volcánico actual, representado en la zona por el volcán Llullaillaco, cierra la cuenca por el este (Figura I.3).

La principal ruta de acceso a la zona de estudio inicia en el kilómetro 1.310 de la ruta 5 norte. El camino continúa al este por la ruta B-55 (camino Paso fronterizo de Socompa), que conduce hasta el cruce con el camino al Salar de Punta Negra. La ruta continúa hasta llegar a la intersección con las faenas de Minera Escondida, donde destaca un desvío a través del cual se puede acceder al borde oriental del Salar de Punta Negra (Figura I.4).



Figura I.4: Imagen satelital con las principales vías de acceso al Salar de Punta Negra y Salar de Imilac, ubicada en la Región de Antofagasta, Chile.

I.4 Objetivos

I.4.1 Objetivo general

El presente trabajo tiene como objetivo general comprender el desarrollo estructural de la Depresión Preandina a la latitud de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac, contextualizando su evolución con los principales eventos de deformación registrados en los Andes Centrales del norte de Chile (24°-25°S), y así entregar nuevos antecedentes para la construcción de un modelo estructural de escala regional.

I.4.2 Objetivos específicos

Dentro de los objetivos específicos, se encuentran:

- (1) Revelar la estructura interna de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac, a partir de la información sísmica disponible.
- (2) Determinar los principales estilos estructurales, geometría de la cuenca y cinemática de la deformación, tanto en su dimensión temporal como espacial.
- (3) Constreñir los eventos de deformación en el contexto de la orogenia Andina en el norte de Chile.
- (4) Construir un modelo tectónico unificado para la porción norte de la Depresión Preandina, a partir de la correlación con cuencas adyacentes.

I.5 Hipótesis de trabajo

“La estructura bajo la Depresión Preandina representa la consecuencia de la superposición de consecutivos episodios de deformación de variable naturaleza (entre compresión y extensión), traducido en la acumulación sin-tectónica desde el Mesozoico hasta la actualidad.

La cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac corresponde a una depresión inicialmente constituida por múltiples depocentros mesozoicos, controlados por estructuras normales invertidas en pulsos contraccionales intermitentes desde el Cretácico Tardío y vinculadas con el desarrollo de la cuenca de trasarco de Domeyko. Pulsos extensionales durante el Cenozoico

(Oligoceno tardío-Mioceno temprano) habrían interrumpido la deformación contraccional característica durante la evolución de la cuenca.

Finalmente, los principales rasgos estructurales presentes bajo la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac están íntimamente relacionados con el desarrollo y evolución de la Cordillera de Domeyko”.

II Metodología y teóricos

La caracterización estructural de cuencas sedimentarias cubiertas suele ser tarea compleja, pues la escasa información de superficie, disponible en limitados afloramientos, permite entender pocos aspectos de su evolución. Ante esta limitante, y con el fin de cumplir con los principales objetivos propuestos, en este trabajo se integraron datos geológicos de superficie junto a la interpretación de 11 perfiles de reflexión sísmica 2D y datos gravimétricos, adquiridos y tratados previamente por la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP Sipetrol S.A).

La aplicación de las técnicas de estratigrafía sísmica resulta ser primordial en la interpretación de datos sísmicos, puesto que en la actualidad es prácticamente el único método que permite interpretar de forma directa los rasgos geológicos subsuperficiales de una cuenca cubierta. Estas técnicas consideran que las distintas unidades geológicas son visualizadas como líneas de variable continuidad con complejos patrones, denominados reflectores sísmicos. Estos reflectores representan los patrones de estratificación resultantes de un proceso de deposición específico (Veeken & Moerkerken, 2013), dando cuenta de los episódicos eventos de sedimentación y deformación.

En este trabajo de tesis se utilizaron dos colecciones de perfiles sísmicos adquiridos por ENAP durante dos campañas: la primera de ellas corresponde a 6 secciones en formato SGY (colección Z1F y Z2F); la segunda colección está conformada por 5 secciones en formato TIF, escaneadas, tratadas y digitalizadas (colección MX). Estos perfiles fueron interpretados a partir de criterios estructurales (ver anexo 2 para mayor detalle) y sismoestratigráficos (ver anexo 3 para mayor detalle), utilizando el software de modelación Move (©Midland Valley Exploration Ltd.) en sus plataformas 2D y 3D. De esta manera, las interpretaciones de los perfiles sísmicos constituyeron la base para desarrollar el modelo de evolución presentado en esta tesis.

Complementariamente, se integraron datos gravimétricos obtenidos durante campañas paralelas a las realizadas para los perfiles sísmicos, sumado a datos de velocidad de intervalo a lo largo de algunas secciones sísmicas (colección MX). Estos datos resultaron fundamentales para la interpretación geométrica de la cuenca y para la estimación de espesores del relleno sedimentario, a través de la conversión Tiempo-Profundidad de algunas secciones (ver anexo 3 para ver detalle sobre esta conversión).

III Antecedentes geológicos

La cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac se ubica en la porción oriental del antearco del norte de Chile, en la Depresión Preandina (Figura I.2). Limita al oeste con la Cordillera de Domeyko y al este con la Cordillera Occidental, donde se ubica el actual arco volcánico, representado en la región por el volcán Llullaillaco (Figura III.1). Tanto en su borde oriental como occidental, el registro estratigráfico se compone principalmente por unidades Paleozoicas y Mesozoicas, mientras la mayor parte de la cobertura Cenozoica se distribuye a lo largo de extensas pampas, en una franja de orientación NNE-SSW, cuya continuidad es interrumpida por el escarpe Barrancas Blancas, el principal rasgo morfológico al interior de la depresión en la zona de estudio (Figura III.1).

III.1 Estratigrafía del Salar de Punta Negra-Imilac

III.1.1 Unidades del Paleozoico-Triásico Medio

Este conjunto de rocas corresponde a todas las unidades referidas en este y otros trabajos (e.g Pananont et al., 2004; Arriagada et al., 2006a; entre otros) como al basamento de las cuencas de la Depresión Preandina.

En la Sierra de Almeida, hacia su prolongación septentrional, aflora el Complejo Ígneo y Sedimentario de Lila (CISL; Niemeyer, 1989), una secuencia de 3000 m con basaltos toleíticos, dacitas calcoalcalinas y brechas dacíticas, intercaladas parcialmente con turbiditas, que rellenan un sistema de intra-arco submarino, desarrollado durante el Ordovícico (Zimmerman et al., 2010). Hacia el sur de este complejo, en el corazón de la Sierra de Almeida, afloran los depósitos siliciclásticos de la Formación Zorritas (Cecioni y Frutos, 1975; Isaacson et al., 1985; Niemeyer et al., 1997), una potente secuencia de 3000 m, constituida por cuarzoarenitas, conglomerados, fangolitas y limolitas, acumuladas en una plataforma marina (Niemeyer et al., 1997; Rubinstein et al., 2017) durante el Devónico-Carbonífero inferior (edad mínima de 330 Ma en circones detríticos; Augustsson et al., 2015). Estos depósitos, que se encuentran parcialmente intruidos por cuerpos ígneos del Carbonífero-Pérmico (285 ± 4 Ma; Rb-Sr en biotita; Brook et al., 1986; Figura III.1), reposan sobre cuerpos intrusivos del Paleozoico temprano al este de la Sierra de Almeida (Davidson et al., 1981). Conformando gran parte del basamento Paleozoico de la región, y

distribuida a lo largo de los principales bloques alzados que rodean la Depresión Preandina a esta latitud (Figura III.1), se extiende la Formación La Tabla (García, 1967), una sucesión volcano-sedimentaria de más de 1500 m de potencia (González et al., 2015), constituida por lavas riolíticas y andesíticas, tobas riolíticas y riodacíticas, conglomerados, brechas y fangolitas (Gardeweg et al., 1993; 1994). Reconocida como la expresión del volcanismo de arco del Paleozoico tardío (Coira et al., 1982), en el sector del Cordón Zamolana, esta formación sobreyace en discordancia a la Formación Zorritas (Gardeweg et al., 1993; 1994).

Las secuencias triásicas de este grupo afloran parcialmente en la región y su distribución se limita a escasos afloramientos en la mitad norte del área de estudio. Bordeando el límite suroeste del Salar de Imilac, se dispone una secuencia tobácea del Triásico Medio (239.8 ± 2.4 Ma; González et al., 2015; Solari et al., 2015), que se distribuye a lo largo de una franja de rumbo NNE-SSW, en contacto por falla con granitoides del Carbonífero-Pérmico. Su contraparte fluvio-lacustre, la Formación Pular (Brüggen, 1942), aflora en la Sierra de Almeida (Figura III.1), donde se encuentran expuestos ca. 380 m de conglomerados, areniscas y lutitas con intercalaciones calcáreas, que sobreyacen en discordancia erosiva a la Formación la Tabla (Niemeyer et al., 2008).

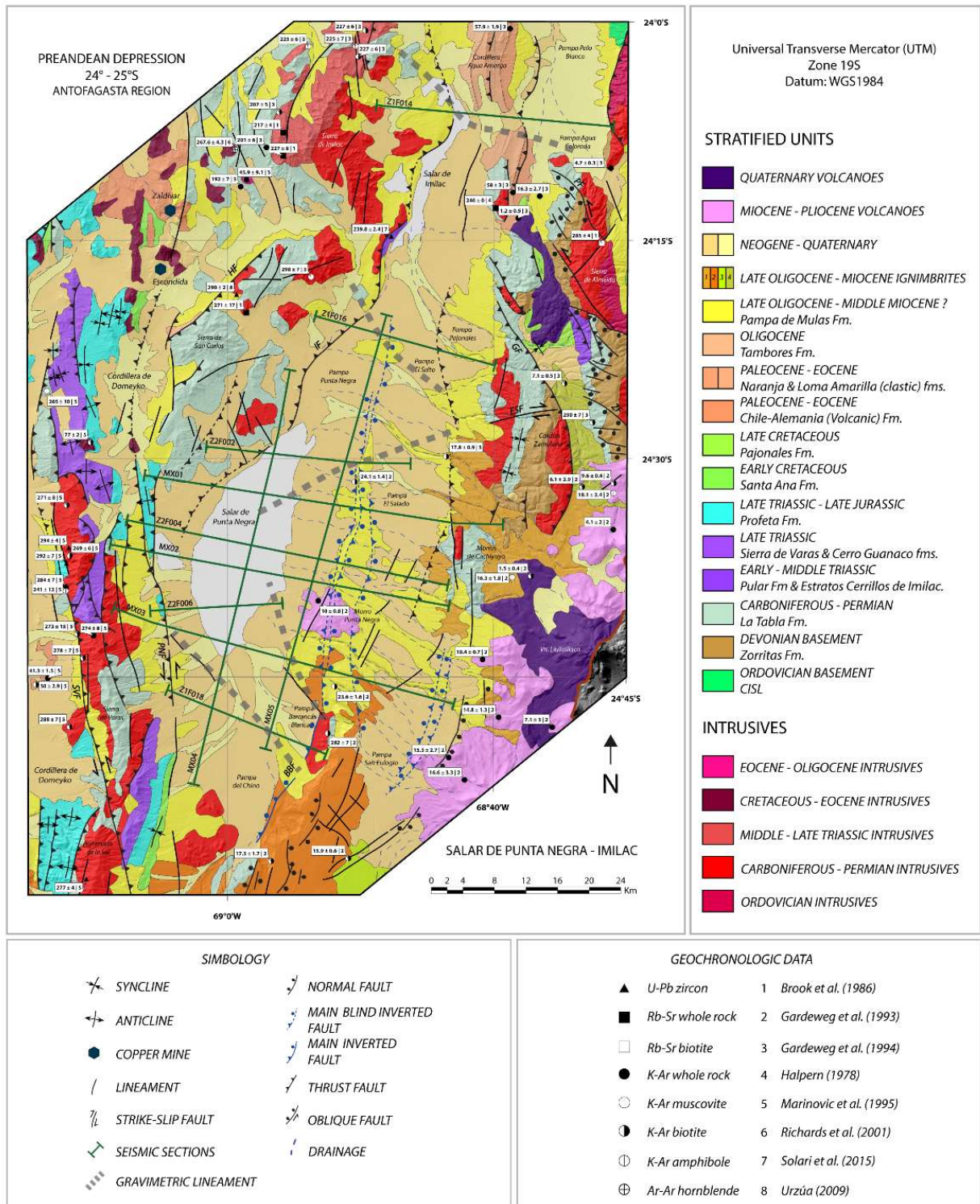


Figura III.1: Mapa Geológico simplificado. Modificado de SERNAGEOMIN (2003), Gardeweg et al. (1993; 1994), Marinovic et al. (1995) y Solari et al. (2017). (1) Ignimbrita Quebrada las Zorras y Tocomar (Oligoceno superior-Mioceno inferior); (2) Ignimbrita Río Frío (Mioceno inferior); (3) Ignimbrita Pajonales (Mioceno medio); (4) Ignimbrita Quebrada Guanaqueros (Mioceno superior); SVF: Falla Sierra de Varas; PNF: Falla Punta Negra; BBF: Falla Barrancas Blancas; GF: Falla Guanaqueros.

III.1.2 Unidades del Triásico Superior-Holoceno

Este grupo corresponde a todas las unidades depositadas durante el reconocido Ciclo Andino (Mpodozis & Ramos, 1990; Kay et al., 2005). En la zona de estudio, el registro pre-Neógeno se distribuye principalmente a lo largo de la Cordillera de Domeyko, y en menor medida en la Sierra de Almeida (Figura III.1), no así las unidades del Neógeno-Cuaternario, que se ubican en las regiones topográficas bajas.

Al oeste de la Sierra de San Carlos, aflora la Formación Sierra de Varas (Marinovic et al., 1995), una secuencia volcano-sedimentaria de 1650 m de potencia, constituida por depósitos fluvio-lacustres y piroclásticos (Figura III.2). En el sector noreste del Portezuelo de la Sal, se encuentra expuesta una secuencia volcánica subaérea con ca. 1300 m de andesitas con intercalaciones brechosas, basaltos, tobas dacíticas y aglomerados, reconocidos en el sector como Formación Cerro Guanaco (González et al., 2015). Ambas unidades, depositadas durante los episodios de *rifting* del Triásico Tardío (Ardill et al., 1998; Amilibia et al., 2008), reposan en discordancia angular sobre el basamento Paleozoico (Marinovic et al., 1995; González et al., 2015). En concordancia, y a lo largo de la Cordillera de Domeyko, sobreyace la Formación Profeta (Chong, 1973), una secuencia marina esencialmente calcárea de ca. 1600 m de potencia, compuesta por calizas, areniscas, lutitas y conglomerados, que subyacen concordantemente a la Formación Santa Ana (Naranjo & Puig, 1984), una secuencia clástica de ca. 500 m, con intercalaciones volcánicas andesíticas del Cretácico Inferior (Marinovic et al., 1995). Estas clásicas formaciones del norte de Chile representan un completo ciclo de transgresión-regresión marina, ocurrida entre el Jurásico y Cretácico Temprano (Marinovic et al., 1995). Junto a las secuencias del Triásico Superior, estas unidades corresponden al relleno de la cuenca de Tarapacá-Domeyko (Ardill et al., 1998; Amilibia et al., 2008).

En la Sierra de Almeida, el registro del Cretácico Tardío está representado por la Formación Pajonales (Harrington, 1961). Esta unidad comprende ca. 1900 m de areniscas y conglomerados, con intercalaciones de lutitas rojizas, que reposan en discordancia sobre la Formación Pular (Niemeyer et al., 2008). En la Cordillera de Domeyko y al oeste de esta, representando el volcanismo de arco del Paleoceno-Eoceno (Espinoza et al., 2011), se encuentran expuestas rocas riolíticas, dacíticas y andesíticas, pertenecientes a la Formación Chile-Alemania (Chong, 1973), mientras que hacia el sector de la Cordillera de Agua Amarga, e inclinando hacia el oeste, aflora la Formación Naranja (Arriagada, 1999; Mpodozis et al., 2005), una secuencia clástica de ca. 900

m, constituida por conglomerados, evaporitas y areniscas, con edades K-Ar en roca total entre 58 ± 3 Ma y 57.9 ± 1.9 Ma (Gardeweg et al., 1994; Figura III.2), que sobreyacen en discordancia angular a la Formación Cerro Totola del Cretácico Superior-Paleoceno (Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006a), al suroeste del Salar de Atacama. Mpodozis et al. (2005), interpretaron a esta unidad como una secuencia post-tectónica a un evento de deformación contraccional ocurrido durante el Paleoceno temprano, posiblemente relacionado con el evento de deformación ‘K-T’ (Arriagada et al., 2006a; Cornejo et al., 2003). Cubren en discordancia erosiva, estratos del Eoceno-Oligoceno inferior, reconocidos como Formación Loma Amarilla (Arriagada, 1999; Mpodozis et al., 2005), una secuencia de color rojiza y gris, compuesta por conglomerados, tobas y gravas, mayormente no consolidadas (Henríquez et al., 2014). Mpodozis et al. (2005) y Arriagada et al. (2006a) identificaron importantes cambios de potencia y presencia de discordancias progresivas internas, asignando un carácter sin-tectónico con el evento de deformación ‘Incaico’, documentado en el norte de Chile y responsable del principal alzamiento de la Cordillera de Domeyko (Ramírez & Gardeweg, 1982; Charrier & Reutter, 1994; Makshev & Zentilli, 1999). Depositada discordantemente sobre la Formación Loma Amarilla, se dispone la Formación Tambores (Brüggen 1934; Dingman, 1963; Solari et al., 2017), del Oligoceno superior (~28 Ma), perteneciente al Grupo Paciencia (Flint, 1985). Corresponde a facies aluviales, compuestas por conglomerados y areniscas (Henríquez et al., 2014), depositados parcialmente de manera contemporánea con los depósitos aluviales del Oligoceno superior (?)-Mioceno inferior (?), correspondientes a la Formación Pampa de Mulas (Gardeweg et al., 1993; 1994; Marinovic et al., 1995). Discordante sobre las unidades mencionadas anteriormente, se ubica la cobertura fluvio-aluvial post Mioceno inferior (Figura III.2; Gardeweg et al., 1993; 1994), que se intercala con importantes volúmenes ignimbríticos, depositados entre el Oligoceno superior y Mioceno superior (Gardeweg et al., 1993; 1994). Este conjunto de rocas, sumado a los campos volcánicos que cubren gran parte del sector sureste (Figura III.1), finalizan el registro estratigráfico de la región.

Sierra de Almeida and Agua Amarga Cordillera

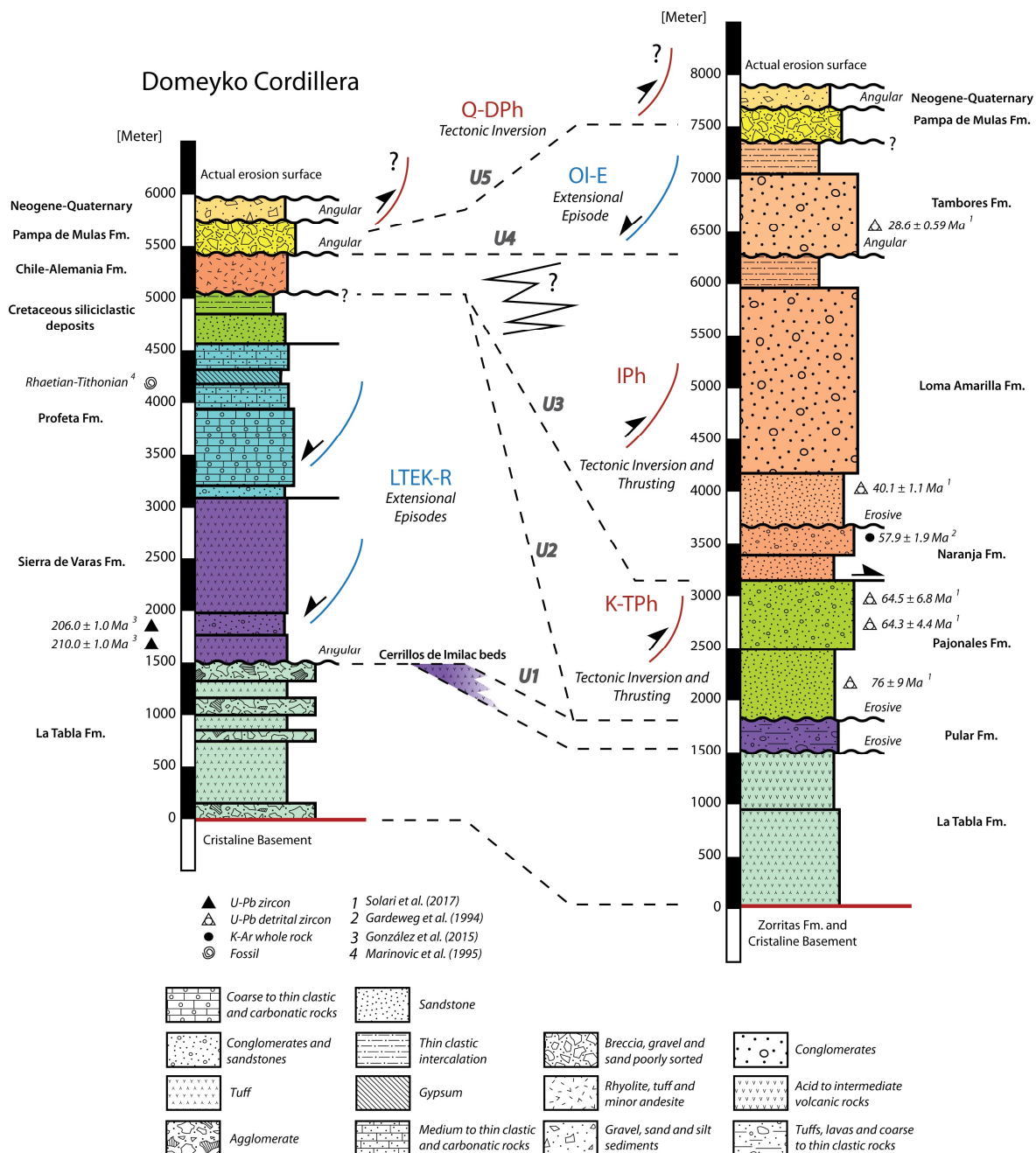


Figura III.2: Estratigrafía y tectónica resumida del área del Salar de Punta Negra y Salar de Imilac. Modificado de Gardeweg et al. (1993; 1994), Marinovic et al. (1995) y Solari et al. (2015). Contacto línea continua=concordante; contacto sinuoso=discordante; LTEK=Episodios extensionales del Triásico Tardío-Cretácico Temprano; K-TPh = Fase K-T; IPh =Fase Incaica; Ol-E=Extensión Oligoceno tardío-Mioceno temprano; Q-DPh=Fases Quechua-Diaguita; U1-U5: Discordancias regionales.

III.2 Geología estructural

La geología estructural de la zona de estudio está caracterizada por un complejo arreglo, conformado por distintas unidades morfotectónicas de orientación esencialmente NNO-SSE. Consecuentemente, cada unidad presenta un estilo de deformación particular, cuya expresión superficial es demostración de aquello. De acuerdo con este criterio de primer orden, se puede dividir la zona de estudio en tres dominios estructurales: Cordillera de Domeyko, Depresión Preandina y Cordillera Occidental (Figura III.3).

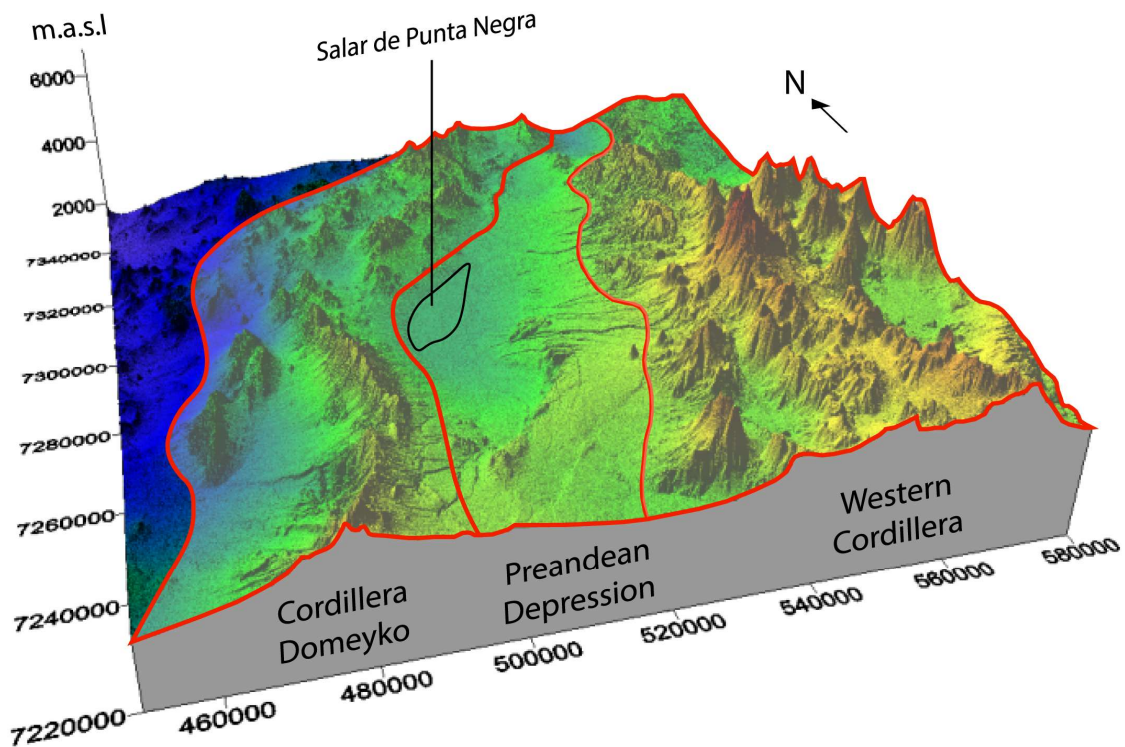


Figura III.3: Dominios estructurales caracterizados en la región de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac.

III.2.1 Dominio occidental: Cordillera de Domeyko

Está representado por la Cordillera de Domeyko hasta su límite oriental (Figura III.3). Este *ridge* está definido como un cordón montañoso que se extiende entre las dos anomalías topográficas negativas más importantes a la latitud de estudio, la Depresión Central y la Depresión Preandina. Está constituido por rocas volcánicas y complejos plutónicos del Paleozoico tardío y

Triásico, que se encuentran alzadas y cubiertas parcialmente por secuencias marinas falladas y plegadas del Triásico Superior al Cretácico Inferior. Sobre estos, y de manera discordante, se encuentran los depósitos continentales del Cretácico Superior, que a su vez subyacen de manera discordante a la cobertura Cenozoica (Figura III.1).

La estructuración de esta región ha sido interpretada como el resultado de sucesivos episodios de deformación desde el Cretácico Tardío (Amilibia et al., 2008; Bascañán et al., 2015). Si bien los principales eventos de deformación registrados han sido atribuidos a una tectónica esencialmente contraccional, en la región se ha documentado una importante componente de rumbo durante los episodios de deformación del Eoceno tardío-Oligoceno, relacionado a deformación transpresiva y rotación tectónica de bloques (Fase Incaica; Reutter et al., 1991; Mpodozis et al., 1993; Tomlinson et al., 1993; Arriagada et al., 2006b; Niemeyer & Urrutia, 2009; Peralta, 2015). Esta actividad de rumbo, vinculada al desarrollo del Sistema de Fallas de Domeyko, no resulta excluyente con la ocurrencia de una tectónica contraccional. Al contrario, y tal como se observa hoy, la Cordillera de Domeyko presenta múltiples estilos estructurales, ya sea inversión tectónica de sistemas extensionales previamente establecidos (Amilibia et al., 2008), deformación de escama delgada y gruesa (Figura III.4), relacionada al desarrollo de fajas plegadas y corridas (e.g FPC de El Profeta, FPC de Potrerillos; Chong & Reutter, 1985; Tomlinson et al., 1993), o bien deformación de carácter transpresivo, relacionado al desarrollo de complejas geometrías, tales como *pop-ups* (Mpodozis et al., 1993; Amilibia et al., 2008).

En la zona de estudio, este dominio estructural lo constituyen fallas de primer orden, tales como Falla Sierra de Varas y Falla Punta Negra (Figura III.7). Trabajos previos han documentado actividad de este sistema estructural durante distintos episodios de la orogenia Andina, establecidos durante las primeras etapas de *rifting* durante el Triásico-Jurásico (Amilibia et al., 2008) y posterior reactivación durante el Eoceno medio alto y un segundo episodio post Mioceno (Amilibia et al., 2008; Niemeyer & Urrutia, 2009; Martínez et al., 2017).

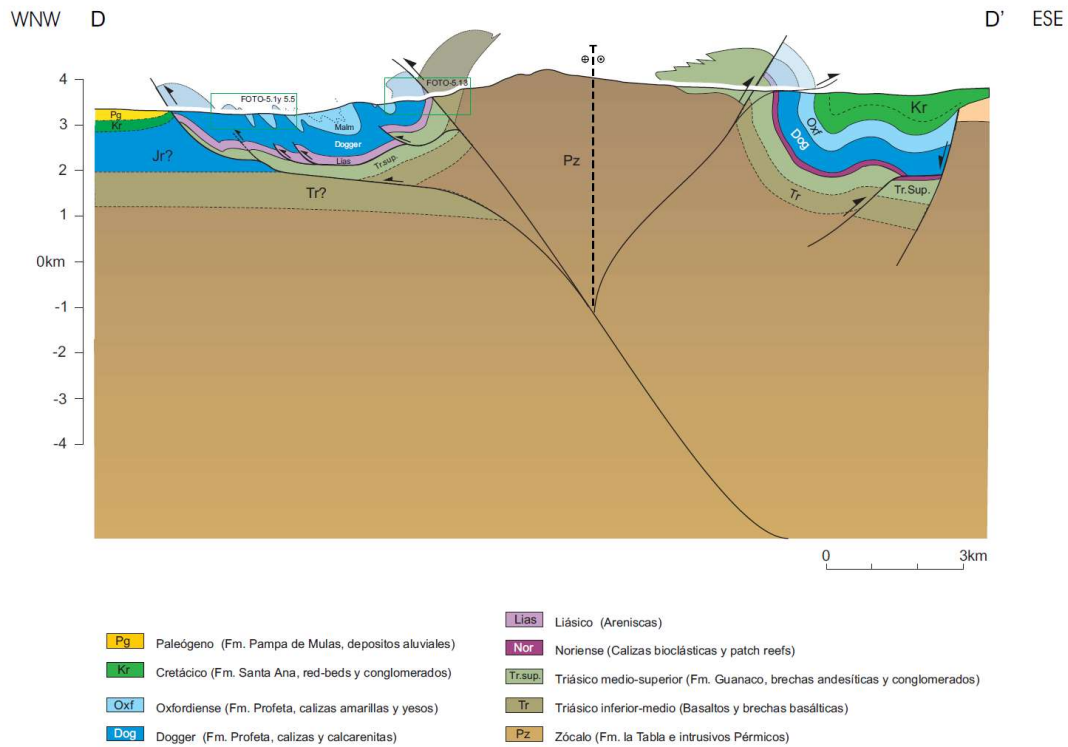


Figura III.4: Sección geológica de la Cordillera de Domeyko en el sector del Portezuelo de la Sal. Modificado de Amilibia (2002).

III.2.2 Dominio central: Depresión Preandina

La Depresión Preandina representa la menor expresión topográfica de la zona de estudio. Posee una orientación NNE-SSO, que se ensancha hacia el sur, donde se encuentra segmentada por la Cordillera de Agua Amarga. Van Overmeeren & Staal (1976), a partir de estudios gravimétricos, describen la estructura de la cuenca como un graben, asignando el origen extensional tempranamente. El escarpe Barrancas Blancas corresponde al principal rasgo morfológico al interior del área, segmentando dos depresiones parcialmente dislocadas. Mpodozis et al. (1993) y Marinovic et al. (1995) asocian este rasgo a una falla normal de inclinación al oeste. En superficie, sólo algunas estructuras normales han sido descritas (Gardeweg et al., 1993), principalmente en el sector de la pampa San Eulogio (Figura III.1). Pese a lo anterior, la interpretación de nuevos datos sísmicos señala un estilo estructural caracterizado por inversión tectónica, relacionado a la reactivación de sistemas extensionales previamente establecidos (Figura III.5), desde el Eoceno en adelante (Martínez et al., 2017). Sin embargo, en áreas adyacentes, se ha documentado una breve interrupción en el régimen tectónico, relacionado a un episodio

extensional del Oligoceno tardío (?)–Mioceno temprano, reconocido ampliamente hacia el norte de Imilac, en el sector de la cuenca del Salar de Atacama y cuenca de Calama (Pananont et al., 2004; Jordan et al., 2007; Blanco, 2008; Rubilar et al., 2017).

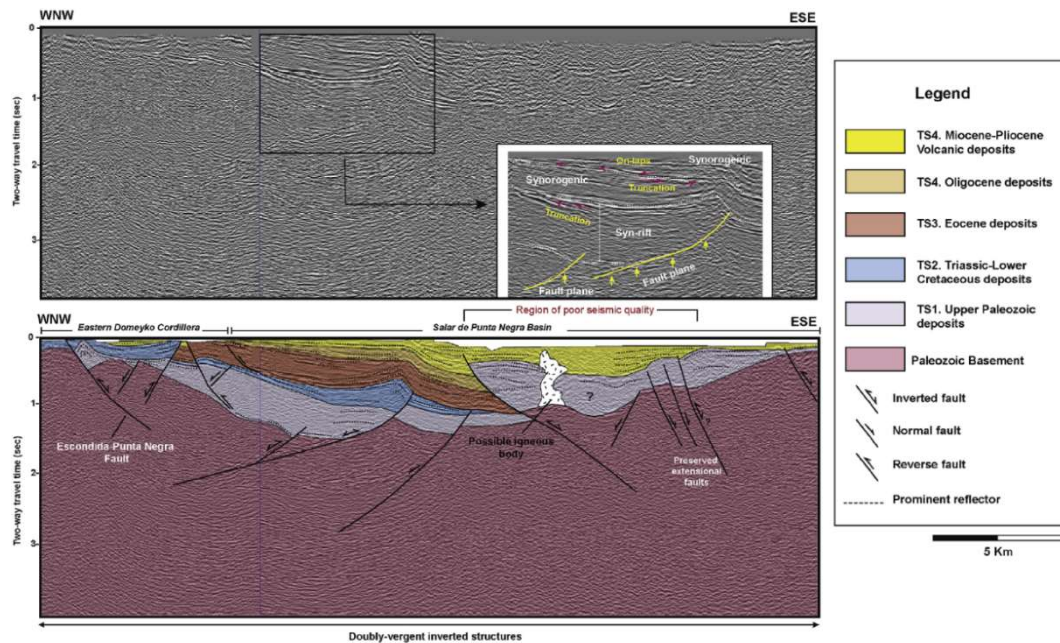


Figura III.5: Perfil sísmico Z2F004 interpretado de la cuenca del Salar de Punta Negra. Modificado de Martínez et al. (2017).

III.2.3 Dominio oriental: Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental constituye el dominio estructural más oriental del área de estudio. Hacia el sur de esta región, la cobertura volcánica del Mioceno-Pleistoceno destaca por ser el principal rasgo superficial, cubriendo la mayor parte del registro pre-Neógeno (Figura III.1). Pese a lo anterior, la estructuración de este segmento presenta notables diferencias a lo largo de su extensión, lo que permite distinguir dominios estructurales de menor orden. Hacia el norte, en el Cordón Zamolana, las estructuras se componen de fallas inversas de alto ángulo responsables de alzar extensos paneles de basamento Paleozoico (Figura III.6; Gardeweg et al., 1994). Por su parte, en la Sierra de Almeida, las discontinuidades están representadas por fallas normales y oblicuas (normal-sinistral) de orientaciones ONO-ESE y NO-SE que, en superficie, destacan por estar organizadas en un notable arreglo *en-echelon* (Figura III.7; Gardeweg et al., 1994). Niemeyer y Crignola (2003) asignaron una edad triásica a la actividad de estas últimas. Pese a que estos rasgos

estructurales son característicos de este segmento, en la Sierra de Varas se han reconocido discontinuidades similares en las cataclasitas triásicas que atraviesan los cuerpos intrusivos del Carbonífero-Pérmico (Padilla, 1988; Niemeyer et al., 2004).

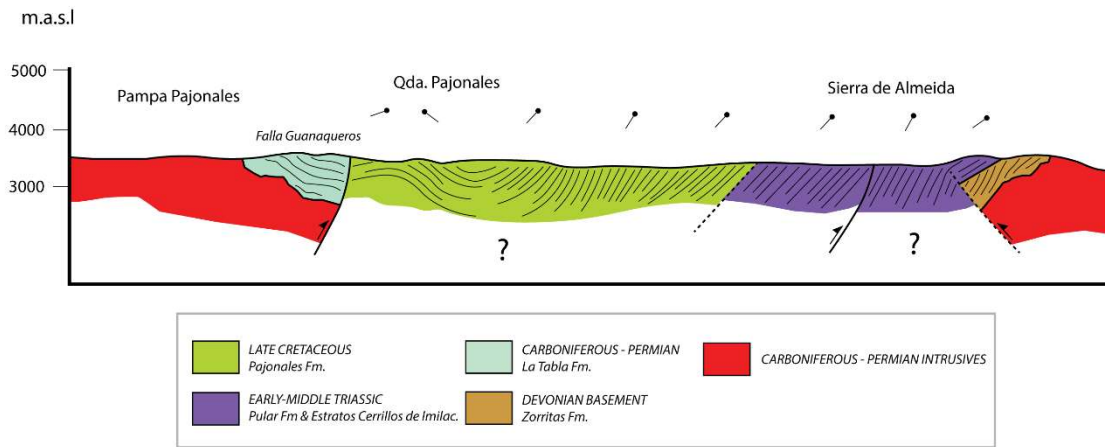


Figura III.6: Sección en el sector de Pampa Pajonales y Sierra de Almeida. Modificado de Pino & Fuenzalida (1988).

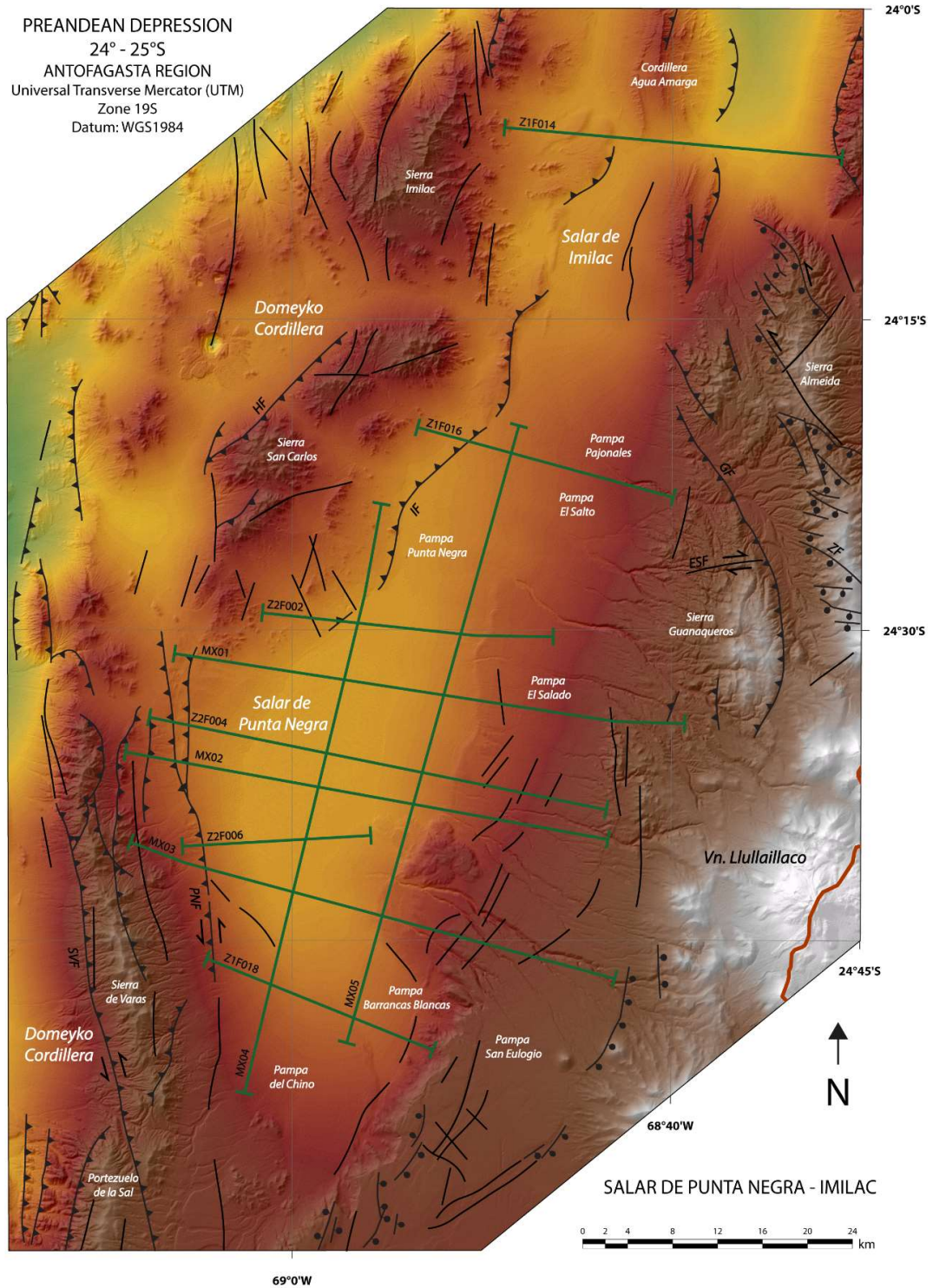


Figura III.7: Modelo de elevación digital de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac y principales estructuras mapeadas en superficie. Base geográfica modificada del Instituto Geográfico Militar (IGM, Chile). Línea verde representa distribución de secciones sísmicas. SVF: Falla Sierra de Varas; PNF: Falla Punta Negra; HF: Falla Hamburgo; IF: Falla Imilac; ESF: Falla El Salto; GF: Falla Guanaqueros; ZF: Falla Zanjones.

IV Manuscript: Structure of Salar de Punta Negra-Imilac basin (24°-25°S): Implications for the Meso-Cenozoic evolution of the Preandean Depression of northern Chile.

Gonzalo Silva^{1*}, César Arriagada² & Marcelo Farías¹.

¹ *Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.*

² *Independent Consultant-Structural Geology and Andean Tectonics.*

* *Corresponding author: gonzalo.silva@ug.uchile.cl*

Abstract

The Preandean Depression constitute a major morphotectonic feature located in the present-day inner forearc of the northern Chilean Andes. The structure and evolution of this region has not been entirely well understood and many questions about its anatomy remain unsolved. In this contribution we present a new tectonic model for a portion of this long-lived depression, through a detailed structural study of the Salar de Punta Negra-Imilac basin (24°-25°S), based on a wide library composed of nine WNW-ESE and two N-S 2D seismic profiles (407 km in length), subsurface interval velocity models, 3D gravimetry and surface data. The Salar de Punta Negra-Imilac basin displays a polyphasic evolution, represented by the occurrence of two cycles of positive tectonic inversion. First-order high angle basement faults are recognized beneath surface. They are organized in a double half-graben array, evidencing normal and reverse displacement during episodic deformational events, linked to accumulation of more than 5000 m of synextensional and synorogenic sequences, and related to major periods of deformation documented in the Central Andes of northern Chile, between the Triassic and Holocene. At the same time, these structural features conditioned and controlled depression evolution, as its geometry and morphology during Cenozoic times. Considering tectonic models in adjacent regions and new constrains for the Salar de Punta Negra-Imilac basin, we propose that the northern Preandean Depression has evolved from compressional/transpressional tectonic reactivation of inherited Triassic-Jurassic structural architecture, at least since Late Cretaceous, and interrupted by an extensional/transtensional period during late Oligocene-early Miocene.

IV.1 Introduction

The Central Andes is one of the best examples of subduction-related orogens. Its modern configuration owes its origin mainly to contractional deformation since the Late Cretaceous (Jaillard et al., 2000; Kay et al., 2005; Ramos, 2010), traditionally associated to an uninterrupted subduction margin established during the Early Jurassic (Coira et al., 1982; Charrier et al., 2007), although new studies suggest, at least partially, that subduction was already active during the Triassic (Coloma et al., 2017; Oliveros et al., 2018) or even before, during late Paleozoic times (Del Rey et al., 2016).

The Preandean Depression is a first order negative topographic anomaly located in the forearc region of the northern Chilean Andes. It extends along a wide NNE-SSW trending basin between 23°S and 27°S. It's bounded to the west by the Chilean Precordillera (Domeyko Cordillera) and to the east by the Western Cordillera (Figure IV.1). Major and discreet salt pans are distributed over the depression surface, covering closed drainage basins located at 2300 m.a.s.l on its northern side (Salar de Atacama basin) and 3800 m.a.s.l southwards (Salar de Maricunga basin), representing part of the biggest lithium-rich brines areas worldwide (Ericksen et al., 1976; Kesler et al., 2012).

Studies along the Preandean Depression and surrounding areas have opened a persistent debate about its origin and role during the tectonic evolution of the western slope of the Central Andes of northern Chile, where considerable deformation is documented (Hartley et al., 2000; Arriagada et al., 2006b). Although there is a consistent tectonic model for the evolution of this segment of the Andean range during Meso-Cenozoic times, this is essentially based on studies carried out in the Domeyko Cordillera (Mpodozis et al., 1993; 2005; Amilibia et al., 2008; Bascuñán et al., 2015; among others) and the Salar de Atacama basin (e.g Flint et al., 1993; Wilkes & Görler 1994; Muñoz et al., 2002; Pananont et al., 2004; Jordan et al., 2002; 2007; Arriagada et al., 2006a; Reutter et al., 2006; among others). Despite the amount of tectonic models for this region, there is currently scarce information allowing for the establishment of a regional scale model for the Preandean Depression. Also, the occurrence of an extensional episode during the late Oligocene-early Miocene (Pananont et al., 2004; Jordan et al., 2007; Rubilar et al., 2017), the influence of strike-slip tectonics during the Paleogene (Tomlinson et al., 1993; Mpodozis et al., 1993) and the significance of inherited Mesozoic architecture during Cenozoic evolution along this portion of the Central Andes (Amilibia et al., 2008; Martínez et al., 2017), highlight several

questions about the anatomy of this region, which has been poorly constrained. On the other hand, recent works (e.g Munk et al., 2016) have recognized an important influence of structural systems over the genesis of lithium-rich brine deposits, which are distributed along the Preandean Depression (Risacher & Fritz, 2009). Considering this scenario, clarifying the structure of this region is one of the most important issues in the eastern portion of the Chilean forearc.

To address this subject, we have focused on unraveling the subsurface structural architecture of the intramontane Salar de Punta Negra-Imilac basin, characterized by a well-documented stratigraphic and structural record (Gardeweg et al., 1993; 1994; Marinovic et al., 1995; González et al., 2015). It extends between 24°S and 25°S, presents an average elevation of 2945 m.a.s.l, and it constitutes the second largest Preandean basin, being 100 km long and 40 km wide. It corresponds to a NNE-SSW trending basin, surrounded by uplifted basement blocks, located immediately south of the Salar de Atacama basin. Previous works (e.g Van Overmeeren & Staal, 1976; Mpodozis et al., 1993; Martínez et al., 2017) in the region have demonstrated a lack of agreement regarding the internal structure of the basin, the mechanisms responsible for its evolution, and the temporality of deformation events as well.

Considering all this information, in this contribution we present a new tectonic model for the Salar de Punta Negra-Imilac basin, focused on understanding the internal architecture through a detailed structural study, integrating a wide library of new and published 2D seismic reflection profiles, subsurface interval velocity models, 3D gravimetry and regional geological mapping. As such understanding the basin anatomy beneath the Salar de Punta Negra and Imilac will allow us to verify if structural features recognized in adjacent regions could be coherently extended toward the study region and build a unified model for a significant portion of the Andean forearc of northern Chile.

IV.2 Geological framework

The modern Salar de Punta Negra-Imilac basin is situated in the present-day inner forearc, along the central portion of the Preandean Depression (Figure IV.1). It is flanked to the west by the Domeyko Cordillera (Sierra de Varas, Sierra de San Carlos and Sierra de Imilac) and to the east by the Andean volcanic arc, represented in the region by Lullaillo volcano (Figure IV.2). Both on its eastern and western boundaries, the stratigraphic record is composed mainly of Paleozoic and Mesozoic rocks, while the Cenozoic cover is mostly distributed along a wide NNE-

SSW trending depression, segmented by the Barrancas Blancas escarpment, the main morphologic and structural feature of the area (Figure IV.2).

IV.2.1 Stratigraphy of Salar de Punta Negra-Imilac

IV.2.1.1 Paleozoic-Middle Triassic units

These units correspond to the oldest deposits within the study region and are referred in this and other works (e.g Pananont et al., 2004; Arriagada et al., 2006a; among others) as the basement of the Preandean Depression basins.

Along the Sierra de Almeida and its northward prolongation, crops out the Cordón de Lila Complex ('Complejo Ígneo-Sedimentario de Lila', CISL; Niemeyer, 1989), a 3000 m thick sequence made-up of tholeiitic basalts, calc-alkaline dacites and dacitic breccias, partially intercalated with turbidites, which fills a submarine intra-arc system developed during Ordovician times (Zimmerman et al., 2010). South of this complex, in the middle portion of the Sierra de Almeida, crops out the siliciclastic deposits of the Zorritas Formation (Cecioni & Frutos, 1975; Isaacson et al.; 1985; Niemeyer et al., 1997), composed of 3000 m of quartzitic sandstones, conglomerates, mudstones and siltstones, accumulated on a Devonian-lower Carboniferous (330 Ma, youngest detrital zircon; Augustsson et al., 2015) marine platform (Niemeyer et al., 1997; Rubinstein et al., 2017). These units, which are intruded by Carboniferous-Permian bodies (285 ± 4 Ma, Rb-Sr in biotite; Brook et al., 1986), overlies early Paleozoic intrusives at the eastern margin of the Sierra de Almeida (Davidson et al., 1981). The La Tabla Formation (García, 1967), a 1500 m thick volcano-clastic succession (González et al., 2015), which exhibits rhyolitic and andesitic lavas, rhyolitic and rhyodacitic tuffs, conglomerates, breccias and mudstones (Gardeweg et al., 1993; 1994), constitutes the main outcrops of the Paleozoic basement of the region, distributed along major uplifted crustal blocks which surround the Preandean Depression at this latitude (Figure IV.2). Recognized as the late Paleozoic arc volcanism expression (Coira et al., 1982), in the Cordón Zamolana area, this formation unconformably overlies the Zorritas Formation (Gardeweg et al., 1993; 1994).

Lower to Middle Triassic rocks are partially exposed in the study region (Figure IV.2). Its distribution is limited to a few outcrops in the northern half of the area. Bordering the southwest limit of the Salar de Imilac is exposed a tuff unit of Middle Triassic age, informally called as Cerrillos de Imilac beds (239.8 ± 2.4 Ma, U-Pb zircon; González et al., 2015; Solari et al., 2015),

which shows a NNE-SSW trending distribution. In the same area, this unit is in fault contact with Carboniferous-Permian granitoids (Solari et al., 2015). Its fluvial-lacustrine counterpart, Pular Formation (Niemeyer et al., 2008), outcrops to the east of Pampa Pajonales (Figure IV.2), where it displays 379 m of conglomerates, sandstones and shales, with calcareous intercalations. An erosional unconformity separates these rocks from the La Tabla Formation (Niemeyer et al., 2008).

IV.2.1.2 Upper Triassic-Holocene units

This group is composed of all the units deposited during the so-called Andean Cycle (Ramos & Mpodozis, 1989; Kay et al., 2005; Charrier et al., 2007). In the study region, the Pre-Neogene stratigraphic record is distributed mainly along the Domeyko Cordillera, but there are also some outcrops along the Sierra de Almeida (Figure IV.2). A different distribution occurs with the Neogene-Quaternary record, which is generally located along low topographic regions.

To the west of the Sierra de San Carlos, crops out the volcano-clastic Sierra de Varas Formation (Marinovic et al., 1995), a 1650 m thick sequence, composed mainly of fluvio-lacustrine and pyroclastic deposits (Figure IV.3). A subaerial volcanic succession which contains ca. 1300 m of andesites with breccia intercalations, basalts, dacitic tuffs and agglomerates is exposed northeast of Portezuelo de la Sal, recognized in the region as the Cerro Guanaco Formation (González et al., 2015). Both units, deposited during Late Triassic rifting episodes (Ardill et al., 1998; Amilibia et al., 2008), overlie in angular unconformity the Paleozoic basement (Marinovic et al., 1995; González et al., 2015). Along the Domeyko Cordillera, the latter units are conformably overlain by the Upper Triassic-Upper Jurassic Profeta Formation (Chong, 1973), a 1600 m thick marine mainly calcareous sequence, made of limestones, sandstones, shales and conglomerates, which are conformably covered by the Santa Ana Formation (Naranjo & Puig, 1984), a 500 m clastic unit with volcanic andesitic intercalations, deposited during the Lower Cretaceous (Marinovic et al., 1995). All these classic units of the northern Chilean stratigraphy, represents a complete marine to continental transition (with transgression/regression episodes), developed during Late Triassic-Early Cretaceous times (Ardill et al., 1998). They also represent the main infill of the extensional Tarapacá-Domeyko back-arc basin (Ardill et al., 1998; Amilibia et al., 2008).

In the Sierra de Almeida, the Late Cretaceous record is represented by the Pajonales Formation (Harrington, 1961; Solari et al., 2017). It contains ca. 1900 m of sandstones and

conglomerates, intercalated with reddish shales, which unconformably overlie the Triassic Pular Formation (Niemeyer et al., 2008; Bahamondes, 2017). Recent published U-Pb detrital zircon geochronologic data give a maximum depositional age (MDA) of 64.5 ± 6.8 Ma and 64.3 ± 4.4 Ma for the upper member of the Pajonales Formation (Solari et al., 2017). In the Domeyko Cordillera and to the west, rhyolitic, dacitic and andesitic rocks of the Chile-Alemania Formation are exposed (Chong, 1973), representing the Paleocene-Eocene arc volcanism in the region (Espinoza et al., 2011), while in the Agua Amarga Cordillera and dipping to the west, crops out the Naranja Formation (Arriagada, 1999; Mpodozis et al., 2005), a 900 m thick clastic sequence which contains conglomerates, evaporites, sandstones, tuffs (57.4 ± 0.3 Ma, U-Pb zircon; Solari et al., 2017) and andesitic-basaltic lavas with K-Ar whole-rock ages of 58 ± 3 Ma and 57.9 ± 1.9 Ma (Figure IV.2; Gardeweg et al., 1994). Southeast of the Salar de Atacama, the former formation is underlain by the Upper Cretaceous-Paleocene Cerro Totola Formation through an angular unconformity relation (Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006a). Mpodozis et al. (2005), have interpreted the Naranja Formation as a post-tectonic sequence, deposited probably after the early Paleocene contractional event known as ‘K-T’ deformation phase (Cornejo et al., 2003; Arriagada et al., 2006a). An erosional unconformity separates this unit from the lower Oligocene-Eocene Loma Amarilla Formation (Arriagada, 1999; Mpodozis et al., 2005), recognized in the region as a reddish and grey sequence, composed of conglomerates, tuffs and partially unconsolidated gravels (Becerra et al., 2014; Henríquez et al., 2014). U-Pb detrital zircon geochronologic data reveals a MDA of 40.1 ± 1.1 Ma for the lower member of the Loma Amarilla Formation in the study area (Solari et al., 2017). To the north, Mpodozis et al. (2005) and Arriagada et al. (2006a) have identified important thickness variations and progressive unconformities along its outcrops, assigning a syntectonic character, possibly related to the ‘Incaic’ deformational phase, a contractional event documented in northern Chile characterized as a major period of uplift and exhumation along the Domeyko Cordillera (Ramírez & Gardeweg, 1982; Charrier & Reutter, 1994; Maksaev & Zentilli, 1999). Unconformably over the Loma Amarilla Formation, the upper Oligocene Tambores Formation is found (28.6 ± 0.59 Ma, U-Pb detrital zircon; Brüggén 1934; Dingman, 1963; Solari et al., 2017). It is traditionally thought of as part of the Paciencia Group (Flint, 1985). It is mainly constituted by alluvial facies, such as conglomerates and sandstones (Henríquez et al., 2014) which were deposited partly contemporaneously with the upper Oligocene (?) - middle Miocene (?) alluvial Pampa de Mulas Formation (Gardeweg et al., 1993; 1994; Marinovic et al., 1995). Unconformably over the latter units, and widely distributed along the study area, an important fluvio-alluvial cover deposited during the Neogene and Quaternary is preserved

(Figure IV.2; Gardeweg et al., 1993; 1994). Voluminous sheets of Miocene ignimbrites which crops out in the southern half, are interbedded with the latter deposits (Gardeweg et al., 1993; 1994). The expression of Neogene volcanism is also represented by numerous volcanic complexes located to the southeast of the study area (Figure IV.2). Together with modern volcanism, these units represent the uppermost stratigraphic record along this region.

IV.2.2 Regional structure

The Salar de Punta Negra-Imilac basin is located almost within the so-called Domeyko or Precordilleran Fault System (Reutter et al., 1991; Amilibia et al., 2008), a nearly N-S trending fault array that constitutes one of the most striking features of northern Chile. According to their structural characteristics, the study area can be coherently divided into three structural domains, recognized in the surface as the Domeyko Cordillera, the Preandean Depression and the Western Cordillera.

The Domeyko Cordillera or Chilean Precordillera is a well-defined mountain belt arranged in several sub ranges, located between 20°S and 27°S, known also because of the Eocene-early Oligocene Porphyry Copper Province found within it (Mpodozis & Cornejo, 2012), which constitutes the most important mining region of northern Chile. Its origin is traditionally attributed to shortening accumulated during compressional to tranpressional tectonics since the Late Cretaceous (Amilibia et al., 2008; Bascuñán et al., 2015), though it was mainly uplifted during the Eocene-Oligocene (40-30 Ma; Maksaev & Zentilli, 1999). In the region, the architecture of this chain is represented by several structural styles. The polyphasic history that characterized the evolution of the Domeyko Cordillera includes tectonic inversion of Triassic-Early Cretaceous extensional basins (Marinovic et al., 1995; Amilibia, 2002; Amilibia et al., 2008; González et al., 2015), the development of a thin skinned and thick-skinned deformation style (e.g Sierra de Varas and Portezuelo de la Sal; Marinovic et al., 1995; González et al., 2015) represented by the formation of basement blocks (Sierra de Varas; Amilibia et al., 2008) and a west-verging fold and thrust belt (El Profeta FTB; Chong & Reutter, 1985). Also, an important episode of strike-slip tectonics is present in the area, mainly as result of the occurrence of an Eocene-Oligocene tectonic episode of transpressive nature ('Incaic Phase'; Maksaev & Zentilli, 1999; Reutter et al., 1991; Mpodozis et al., 1993; Tomlinson et al., 1993; Marinovic et al., 1995; Arriagada et al., 2006b; Niemeyer & Urrutia, 2009; Peralta, 2015), evidenced by left-lateral and reverse displacements

along major faults (e.g Sierra de Varas and Punta Negra faults; González et al., 2015) and tectonic block rotations (e.g Sierra San Carlos; Mpodozis et al., 1993).

The Preandean Depression constitutes the lowest topographic expression of the study region. At this latitude it has a NNE-SSW trending orientation, with a sigmoidal shape that is segmented to the north by the Agua Amarga Cordillera, while to its southern limit remains open (Figure IV.2). Early studies in the region suggested an extensional origin for the Salar de Punta Negra-Imilac basin. Through gravimetrical studies, Van Overmeeren & Staal (1976) assigned for the first-time its extensional origin, describing its geometry as a graben developed beneath the Neogene-Quaternary cover. The Barrancas Blancas escarpment corresponds to the main morphologic and structural feature that extends along the middle portion of this depression (Figure IV.2), dividing it into two sub-depressions partially dislocated. Mpodozis et al. (1993) and Marinovic et al. (1995) associated this feature to a normal fault inclined to the west. In surface, only a few other normal faults were reported along the Pampa San Eulogio (Figure IV.2; Gardeweg et al., 1993). Despite these features, the interpretation of new seismic reflection data suggests a structural style characterized by tectonic inversion, related to the reactivation of inherited structural systems, at least since Eocene times (Martínez et al., 2017). However, in adjacent regions, some studies have documented an important interruption in the characteristic Cenozoic contractional regime, related with the occurrence of a late Oligocene (?)–early Miocene extensional/transensional episode, recognized widely to the north of the Salar de Imilac, in the Salar de Atacama and Calama basins (Pananont et al., 2004; Jordan et al., 2007; Blanco, 2008; Rubilar et al., 2017).

The Western Cordillera represent the last structural domain of the region. Towards the south, the Neogene-Quaternary volcanism presents a widespread distribution, covering most of the Paleozoic and Mesozoic outcrops and structures (Figure IV.2). To the north, in the Cordón Zamolana, the structural fabric is represented by thrust faults responsible for exposing basement blocks along the ridge (e.g Guanaqueros Fault; Gardeweg et al., 1994). To the east, in the Sierra de Almeida (Figure IV.2), the nature of faulting is quite different. In this region, the Paleozoic-Triassic record is deformed by NW-SE to NNW-SSE extensional to transensional faults which are arranged in an en-echelon array (Gardeweg et al., 1994). Based on field observations, Niemeyer & Crignola (2003) and Solari et al. (2017) assigned a Triassic age to the activity of the latter structures. Similar features were recognized also in Triassic cataclastic rocks distributed over intrusive bodies of Carboniferous-Permian age, emplaced along the Sierra de Varas (Padilla, 1988; Niemeyer et al., 2004).

IV.3 Methodology and data acquisition

IV.3.1 Reflection seismic data

In order to carry out the structural and stratigraphic interpretation, we used a set of eleven two-dimensional (2D) seismic reflection profiles, acquired by ENAP-Sipetrol during three seismic surveys between 1980 and 1990. This seismic collection consists in a grid of nine WNW-ESE sections and two NNE-SSW sections, stacked and migrated, which extends from the southern limit of Salar de Punta Negra to the northern boundary of the Salar de Imilac, comprising almost 407 km in length (Figure IV.2).

In this contribution we present the interpretation of three WNW-ESE seismic sections (MX01, MX02 and MX03) and one section NNE-SSW (MX04), which represents the longest sections of the collection, extending from the eastern Domeyko Cordillera to the Paleozoic outcrops located in Cordón de Zamolana and Morros de Cachiyuyo (Figure IV.2). They also are characterized for having the best resolution, with a moderate quality. The geological interpretation was made using Move software (©Midland Valley Exploration Ltd.), on its 2D and 3D platforms. For the seismostratigraphic and structural interpretations, we considered the identification of main discontinuities along seismic reflection patterns like breaks or displacement of prominent reflectors, as well as any changes of their inclinations. Given the lack of a stratigraphic borehole along the Salar de Punta Negra-Imilac basin, we have integrated stratigraphic columns, major reported unconformities and the distribution of main geological units exposed on the margins of the basin. Finally, we also considered the stratigraphic boreholes of adjacent basins such as the Salar de Atacama and Salar de Pedernales.

To establish better interpretations about basin architecture and its relationship with neighboring structural domains, we performed a Time-Depth conversion of section MX03 and MX02, based on our interval velocity model made with a simple kriging interpolation with data obtained during the seismic processing. The transformation was made using Surfer® software (Golden Software) and Move software, through the V_0 -k method (Marsden, 1992), with $V_0=2000$ m/s and a factor $k=0.43$ for the basin infill. This allowed us to get a realistic visualization of stratigraphic and structural features, and also provided us valid information about basement

geometry, basin depth along the depression and an estimation of the thickness of each unit defined in this work.

IV.3.2 Gravimetry

During 1980's, a gravimetric survey was carried out by ENAP-Sipetrol along the Salar de Punta Negra-Imilac basin (Pozo, 1987). 787 gravimetric stations, spaced between 0.5 and 1 km, were installed across the region, spanning an area of 6600 km². The data was measured with both Lacost Romberg (G-411 model) and Worden Master gravimeters. Elevation data was acquired with Thommen altimeters. The reference station was located in Escondida, at the northwestern boundary of the study area. Gravimetric data was filtered using free-air, latitude, Bouguer and topographic corrections, assuming a mean density of 2.57 gr/cm³ to obtain the complete Bouguer anomaly. Discounting the regional tendency, modeled as an east dipping plane, with a NNE-SSW strike, a Residual Bouguer anomaly map was obtained, which is presented in this work as a 3-dimensional surface (Figure IV.9).

IV.4 Subsurface structure of Salar de Punta Negra-Imilac basin

IV.4.1 Seismostratigraphy

According to the seismic reflection pattern properties, we have interpreted five major unconformities recognized along eleven seismic sections projected beneath the Salar de Punta Negra-Imilac basin. At the same time, we carried out a detailed seismic facies analysis, which allow us to define six seismic units (Figure IV.4). These stratigraphic units represent the basement and the basin infill, which are not homogeneously distributed over the region, making the interpretation of some of them difficult, even more on the northern and southern limits, where the seismic sections have a poor quality. An exception is the central region, where the seismic sections exhibits their best resolution.

The stratified record is constituted, from bottom to top, by an acoustic basement followed by five seismic units.

Acoustic Basement (SF1): This unit is characterized by a chaotic reflection pattern, with poor lateral and vertical continuity. The interval velocity for this unit range over 5000 m/s (Figures

IV.5, IV.6, IV.7 and IV.8), suggesting a compact geologic unit, probably related with crystalline or volcanic rocks (Bjørlykke, 2010). The roof of this unit shows a concave geometry, which can be easily recognized due to the strong acoustic impedance contrast between this and the upper sequences, as well as the striking differences in the reflection pattern, from a stratified array over this limit, to a chaotic character beneath of it. Although there are some sections where some discontinuous reflections can be seen within this unit (Figures IV.6 and IV.8). They represent mostly artifacts, and only a few of them could be interpreted as stratification or another internal structure.

Seismic Unit 2 (SF2): Overlying the acoustic basement is the first stratified sequence, which displays a high amplitude, medium frequency and good lateral continuity of its reflectors, except in the vicinity of first-order discontinuities, where the reflection pattern is mostly chaotic and poorly reflected. It extends exclusively beneath the Salar de Punta Negra (Figures IV.5 and IV.8) while to the north this unit progressively gets thinner until it disappears before reaching the Salar de Imilac (Figure IV.8). To the eastern and western boundaries, this unit overlies the acoustic basement in an onlap relation and gets continuously thicker toward first-order faults located in the central region of WNW-ESE sections (growth strata; Figures IV.5 and IV.6). Thickness variations are also recognized along strike. To the south, this unit gets thicker, reaching its maximum in the meridional sections. These characteristics, plus the occurrence of internal progressive unconformities (Figure IV.5 and IV.6), allow us to assign a synextensional character to SF2.

Seismic Unit 3 (SF3): This unit overlies SF2. Contact relations with the underlying unit vary along its prolongation, from an unconformity near faulted regions to a paraconformity over partially non-deformed strata. It shows a toplap geometric relation with the overlying SF4 (Figure IV.4). Its internal structure is characterized by more attenuated reflectors than SF2, with less lateral and vertical continuity, low amplitude and medium frequency (Figure IV.4). This unit shows internal progressive unconformities and a wedge geometry toward the western boundary of the basin, next to the eastern Domeyko Cordillera, suggesting a synorogenic character for this unit, after the deposition of SF2 (Figures IV.5, IV.6 and IV.7). The synsedimentary depocenter is restricted to the western half of the basin (Figure IV.5) and it is only partially visible in the eastern half.

Seismic Unit 4 (SF4): This unit displays a widespread distribution along the study region. Unit SF4 lies mostly conformably on top of SF3, although near the central basin faults, this unit gets thinner, and is usually separated from the underlying unit by an angular unconformity. In the

central sections, SF4 is imaged with an angular unconformity (erosional truncation) under SF5 (Figure IV.5). The internal character is represented by a reflector array with high frequency and medium amplitude (Figure IV.4). It generally shows good lateral continuity, except in the western basin boundary where it is regularly obliterated by contractional faults. Thickness variations are also observed, nevertheless they are not systematic. We interpreted a possible syntectonic character for this unit, however we lack direct evidence.

Seismic Unit 5 (SF5): This unit is well imaged across the region. It represents the first unit directly correlated with surface. The seismic character is represented by reflectors with high frequency and low to medium amplitude. It displays regular lateral continuity and usually crops out in the eastern half of the basin. Geometrical relations vary along its prolongation and are recognized as onlap terminations toward the basin margins, and conformable with the underlying unit in the central region. Growth strata, wedge geometries and internal progressive unconformities reflect its syntectonic character. Its distribution is controlled by normal faults located in the central area or to the southeast, beneath the Pampa San Eulogio where a local extensional depocenter is recognized (Figure IV.7). Deformational features across this unit like the formation of inversion anticlines, backthrusting and shortcut faulting are interpreted as important structural elements, as they represent a change in the structural regime from extension to compression. A particular geometry recognized within this and the underlying (SF4) units is the occurrence of symmetrical folds over detachment levels located at the base of these sequences (Figure IV.6). According to the seismic pattern and its geometrical characteristics, these features are interpreted as salt core diapirs.

Seismic Unit 6 (SF6): This unit represents the last sequence deposited across the region, being recognized widely along the study area. The reflectors of this unit are imaged as low amplitude and low frequency reflections. It presents a limited lateral extension, making difficult its recognition along the entire seismic collection. Its geometrical relations are represented by paraconformity and onlap over SF5 and usually displays a wedge shape, becoming thicker to the eastern or western basin boundaries (Figure IV.7). However, this relation cannot be completely identified across the basin, because near the surface the reflections are poorly imaged. In spite of this, and considering all the features recognized within this unit, it is possible to assign it a synorogenic to post-tectonic character.

IV.4.2 Structural interpretation

The Salar de Punta Negra-Imilac basin is made of a complex structural array, characterized by the occurrence of first-order faults recognized at the surface and subsurface, related with tectonic inversion processes (Martínez et al., 2017). Nevertheless, an important imprint of strike-slip tectonics is recognized in the seismic sections as a secondary order event.

The dominant structural system is constituted by inverted normal faults, associated with the occurrence of inversion anticline folds and basement thrust faults. Inverted structures can be separated into two families according to their occurrence and geometrical features. The first family is represented by high angle listric faults generally located in the central area of the Preandean Depression at this latitude, displaying a NNE-SSW trending orientation, usually organized in a double half-graben array (Figure IV.5). The surface expression of these structures is recognized as an important geomorphologic feature, which displays the same trend of the structural array, known as the Barrancas Blancas escarpment (Figure IV.2). The deformational history revealed through the seismostratigraphic analysis, indicates that inverted structures were continuously involved during basin evolution, as evidenced by the sedimentary record and the geometrical relationship established between depositional units. Structures were active as normal faults during accumulation of SF2 and inverted during sedimentation of SF3 and SF4. The same pattern is recognized from the depositional character of SF5 (normal behavior) and SF6 (reverse behavior). In sum, this ancient structural system represents almost the whole deformational history of the basin and one of the oldest tectonic episodes recognized in subsurface, related with the accumulation of the first stratified seismic unit, SF2.

To the south of the Morros de Cachiyuyo, and widely extended throughout the Pampa San Eulogio (Figure IV.2), the eastern half-graben changes its morphology to an asymmetrical graben. This variation across the basin is coherently related with the recognition of inverted high angle faults at the eastern limit of MX03 (Figure IV.7). These structures can be interpreted as the second inverted fault family. Unlike the first structural family, this group of structures is developed during a later stage of deformation, since relations with earlier units were not established in this work. A first extensional episode is recognized during deposition of SF5, partially inverted during sedimentation of SF6. On the surface, only a few normal faults and lineaments were previously recognized, suggesting that those discontinuities are the surficial expression of this structural system (Figure IV.2), representing the basin prolongation to the south of the study region.

Normal faulting is also present along N-S sections (Figure IV.8). Unlike the NNE-SSW inverted faults, these structures have a NW-SE to WNW-ESE orientation and were mostly recognized in longitudinal sections across the study area. These structures are imaged as subvertical faults, and in spite of the lack of clear evidence of its influence over sedimentation, the size of these structures suggest that some of them are ancient structures, reactivated during younger episodes.

Two corridors of thrust faults are recognized through the seismic interpretation, whose geometries varies along strike, and which can also be recognized on the surface of the study area (Figure IV.2). To the west, the structural system is characterized by a doubly verging fault array, with a pop-up geometry, rooted in the core of the Domeyko Cordillera (Figures IV.5, IV.6 and IV.7), which at its southern prolongation displays inversion geometries (Figure IV.7). Punta Negra and Imilac faults represents the eastern boundary of this system between the Domeyko Cordillera and the Preandean Depression (Figure IV.2), both active during multiple contractional episodes, as it can be revealed from the deformational character of SF3, SF4 and SF6.

Eastwards, the basement blocks crop out in the Sierra de Almeida, Sierra Guanaqueros and Morros de Cachiyuyo. Uplifted during contractional episodes, these blocks and related faults are well recognized to the east, like the Guanaqueros fault, while to the west these structures are usually covered by Neogene-Quaternary deposits. On the WNW-ESE sections, the latter is characterized by west-verging thrust faults located in the eastern margin of the basin (Figures IV.5 and IV.6). According to these tectonic elements, and integrating surface and subsurface information, this fault array can be interpreted as a doubly verging thrust system, also with a pop-up geometry. Tectonic activity along these discontinuities is associated with multiple contractional episodes, like in the Domeyko Cordillera, as evidenced by the seismic record and regional surface mapping (Solari et al., 2017).

IV.4.3 Interval velocity model

Velocity models obtained by the interpolation of an available dataset for the MX seismic collection of the Salar de Punta Negra-Imilac basin, have provided us useful information about basin geometry, basement-cover interphase and reliable data for Time-Depth conversion.

The cover started with velocities near 2000 m/s at surface, probably related mostly with unconsolidated deposits (Bjørlykke, 2010), rising gradually in depth as it goes through

consolidated rock. The limit where the reflection pattern changes from a well-stratified to a chaotic pattern, occurs in a range between 5000 m/s to 6000 m/s. Coherently with the seismostratigraphic interpretation, this segmentation is closely related with the basement-cover interphase (velocities beneath this range represent the basin infill). As the seismic interpretation shows, basin geometry using velocity information also points out to a concave basement geometry which reaches the surface at the basin boundaries, while in the central area of the basin, this interphase is almost at 1.8 s, representing the depth of one of the deepest depocenters (Figures IV.6b and IV.7b).

In MX03 section, the velocity model is quite different from the other sections. Here, the basement-cover interphase does not reach the surface at its eastern portion. Contrary to the northern sections, this limit is almost stacked at 1.0 s (figure IV.7b). This feature can be interpreted as an intermediate basement step, coincident with the location where the southeastern inverted sub-basin is developed.

IV.4.4 Gravimetry and basin geometry

The residual Bouguer anomaly 3D model allows us to obtain better constraints of the geometrical features of the Salar de Punta Negra-Imilac basin, assuming all major anomaly variations as changes of the basement-cover interphase (thickness variations of the basin infill). Each gravimetrical anomaly is located on the 3D surface, in a range from 4 to -40 mGal (Figure IV.9a), where its lower values (blue to purple colors) are located mainly across the Preandean Depression, displaying a concave shape, interpreted as the tectonic basin beneath the Salar de Punta Negra and Salar de Imilac, while higher values (green to red colors), usually exhibiting a convex shape, represents basement uplifted blocks (Figure IV.9b). Minor circular anomalies were identified, however due to the local occurrence of these anomalies, they were interpreted as the result of local underground structures (e.g intrusions) or as artifacts of interpolated data.

The concave basin geometry extends towards its northern and southern boundaries, rising as a first order geometrical feature. It is distinguished as a NNE-SSW trending trough, which displays important latitudinal segmentations. The latter variations were related to major discontinuities (lineaments) which delimit basin regions of different width (Figure IV.9c). The orientation of these gravimetric lineaments varies between a NW-SE to a NE-SW orientation, which can be coherently related to surface and subsurface structures (e.g El Salto fault) recognized in the surface mapping or in the seismic interpretation, respectively. Surficial geomorphologic,

structural and stratigraphic variations are also associated with prominent gravimetric lineaments, like those north of Z2F002 section, where the region is evidently stretched respect to the south and fault strike variations occurs (Figure IV.2 and IV.9), or to the north of the Salar de Imilac, where lineaments coincide on the surface with strong strike variations of Paleocene-Eocene units (Figure IV.2).

IV.5 Discussion

According with the geological and geophysical data and its interpretation presented in this work, the tectonic evolution of the Salar de Punta Negra-Imilac basin can be defined as a complex geologic history associated with multiple episodes of deformation and sedimentation since early Mesozoic times. The detailed analysis of the seismic data, gravimetry and velocity models shown in this contribution indicates the presence of at least 6 major seismostratigraphic sequences that can be clearly identified. Although there is no previous direct geochronologic and stratigraphic data for the seismic sequences defined in this work, the correlations with surface geology point out that these units were deposited between the Triassic and the Holocene. Typical tectonic inversion geometries characterize the tectonic character of the oldest sequences recognized in the area (SF2, SF3 and SF4). Nevertheless, the study realized for the first time across the MX seismic collection, demonstrates that these geometrical features are also present in more recent sequences (SF5 and SF6; Figure IV.7), pointing out to a second episode of tectonic inversion. The latter interpretation is in opposition with recent published works (e.g Martínez et al., 2017), where a synorogenic character was assigned to younger units (Cenozoic), related to successive contractional episodes across the Salar de Punta Negra basin. New evidence shown in this contribution indicates that extension and subsidence also occur during Cenozoic times. This relaxation period is widely recognized to the north, along the Salar de Atacama basin (Pananont et al., 2004; Jordan et al., 2007; Rubilar et al., 2017) and Calama basin (Blanco et al., 2008), where Oligocene strata display a clear synextensional character in the seismic record.

The modern architecture of the Salar the Punta Negra-Imilac basin represents an excellent example of interaction between complex structural (Martínez et al., 2017) and sedimentary processes (Bahamondes, 2017; Solari et al., 2017). The characterization of the main infill stages has revealed an important structural control, where at least five major tectonic episodes of different nature are recognized. These episodes are well identified in the central region, where blind high-

angle master faults located beneath the Barrancas Blancas escarpment are developed. Extensional tectonics during the early history of the Salar de Punta Negra-Imilac basin (contemporaneous to SF2) are well established in adjacent regions, such as in the Sierra de Varas, where synextensional strata related to the early Domeyko basin were recognized in Middle-Late Triassic sequences (Espinoza et al., 2018).

N-S and NW-SE faults represent the early architecture of Salar de Punta Negra-Imilac basin, as suggested by the seismic and gravimetrical data (Figures IV.7 and IV.8). The same structural controls were recognized by Espinoza et al. (2018) in the Late Triassic sequences across the Domeyko Cordillera, identifying centimeter to meter-scale N-S and NW-SE synsedimentary faults. Previous works have recognized these NW-SE faults as a crustal Preandean fabric (Abel & Bischoff, 1999) but they are also identified in a more local scale, like in the Sierra de Varas or Sierra de Almeida (Padilla, 1988; Gardeweg et al., 1994; Niemeyer & Crignola, 2003; Niemeyer et al., 2004), both reactivated during later Andean evolution.

The contractional history through the basin started with sedimentation of SF3, associated with the first episode of tectonic inversion, thrusting and uplifting in the region. Along the Sierra de Almeida, Upper Cretaceous synorogenic strata were identified as the oldest Andean unit in the region with this character (MDA of 64.5 ± 6.8 Ma and 64.3 ± 4.4 Ma, U-Pb detrital zircon; Solari et al., 2017). Provenance analysis and sedimentological studies suggest an important sediment supply from the southwest, probably related to the exhumation and erosion of the Domeyko Cordillera during contractional tectonics (K-T phase; Solari et al., 2017). All these support that syntectonic SF3 corresponds to this synorogenic Upper Cretaceous sequence, deposited during tectonic inversion of first-order faults recognized on the surface along the Domeyko Cordillera and in the subsurface beneath the Salar de Punta Negra and Imilac.

Contractional tectonics continues during the Paleogene across the region. Paleocene strata were deposited during accumulation in response to erosion of the Sierra de Imilac, probably during a period of tectonic quiescence (Bahamondes, 2017; Solari et al. 2017). Eocene-lower Oligocene sequences were contemporaneous to contractional episodes (Incaic phase) in the region. Only an erosional unconformity was recognized between these two sequences (Solari et al., 2017). In the seismic record, SF4 overlies mostly conformably over SF3 and only in some sections a syntectonic character can be observed. Intra-progressive unconformities and thickness variations are barely recognized, most of them associated with thrust faults and inverted structures active during sedimentation (Figure IV.5, IV.6 and IV.7). The presence of evaporites as a matrix component of

some Paleogene sedimentary levels (Solari et al., 2017), can explain satisfactorily the occurrence of salt cored diapirs detached from the base of SF4 (Figure IV.6), as these levels may provide the evaporitic input material needed to generate diapir geometries. Considering all these facts, this seismic sequence can be coherently interpreted as a mix between both units (Paleocene Naranja Fm. and Eocene-lower Oligocene Loma Amarilla Fm.), as their lithological similarities and geometrical relations (Figures IV.3 and IV.4) make difficult its differentiation in the seismic record.

During the late Oligocene-early Miocene, the evidence shows some disparities about the tectonic character of the stratigraphic record. In the region, an angular unconformity was reported by Solari et al. (2017) in the Cordillera Agua Amarga between alluvial deposits with a maximum depositional age of 28 Ma (Tambores Fm.) over Eocene-lower Oligocene units (Loma Amarilla Fm.). The same relation was documented in the upper Oligocene (?) - middle Miocene (?) alluvial deposits of Pampa de Mulas Fm. (16 Ma, K-Ar whole rock; Gardeweg et al., 1994) over Paleozoic units in northern Sierra de Almeida. Along the western Sierra de Varas this unconformity is also recognized between upper Oligocene-lower Miocene (9 Ma, detrital zircon U-Pb; González et al., 2015) strata over Paleozoic, Triassic-Jurassic and apparently over Eocene-lower Oligocene deposits. A synorogenic character was assigned to these rocks due to their contact relationships and the internal geometric configuration (González et al., 2015). North of the Sierra de Imilac, different relationships were documented. Oligocene or younger normal faults at the surface were reported in the western border of the Salar de Atacama (Jordan et al., 2007), related to normal faulting and accumulation of more than 4 km of upper Oligocene-lower Miocene synextensional strata (Pananont et al., 2004; Rubilar et al., 2017). Although these deposits have been assumed as synorogenic in nature within the Domeyko Cordillera, in the Preandean Depression this interpretation results debatable, as only a few well-controlled unconformities are recognized (Solari et al., 2017), and no direct evidence of synorogenic character exists so far. Through the seismic interpretation, we propose that upper Oligocene-lower Miocene deposits in the region (Tambores Fm. and partially Pampa de Mulas Fm.) represent a thick synextensional sequence (SF5) that can reach more than 2 km of maximum thickness, which accumulation was controlled by high-angle normal faults and inherited structures (Figure IV.10). Like in the Paleocene-lower Oligocene units, evaporitic levels identified along the upper Oligocene stratigraphic record (Solari et al., 2017) plays an important role during the evolution of the basin, as they can be also the responsible of adding evaporites needed for the generation of salt cored diapirs recognized within

this seismostratigraphic unit (SF5; Figure IV.6). The change of faulting orientation, the sigmoidal shape of the basin and the lateral and longitudinal asymmetry of the upper Oligocene-lower Miocene infill suggest a possible transtensional nature of this event (Ingersoll, 2012; Wu et al., 2012).

The Neogene-Quaternary record is widely recognized along surface. A regional angular unconformity separates the Miocene-Holocene record from the oldest strata, related to contractional tectonics during the reactivation of older structures, uplift of basement blocks and the generation of different intramontane basins (Gardeweg et al., 1993; 1994; Solari et al., 2017). This last episode is also identified in the seismic record as the latest sedimentary and structural activity across the basin, during the accumulation of SF6.

Finally, some morphological and geometrical constraints should be discussed from the deep structure of the basin. In Sierra de Varas (Figure IV.2), and based on geomorphological markers, Soto et al. (2005) suggests that Neogene tectonic activity was responsible in part for the modern landscape of the Domeyko Cordillera, probably related with reactivated Andean structures as the main mechanism. To the north, in Salar de Atacama, the Cordillera de la Sal morphology is attributed mainly to Neogene thrusting and ductile deformation of the saline San Pedro Fm. deposits accumulated during late Oligocene-early Miocene extension (Rubilar et al., 2017). The modern Salar de Punta Negra-Imilac basin shape is interpreted as result of inversion tectonics and thrusting since the Late Cretaceous (Martínez et al., 2017; 2018), however, the new evidence suggests that the Preandean Depression at this latitude is highly controlled by not only Mesozoic reactivated structures as evidenced by the seismic profiles, but also by Paleogene extensional/transtensional structures along the region (Figure IV.10).

IV.6 Conclusions

The Salar de Punta Negra-Imilac basin is a tectonic anomaly located in the Preandean Depression. The new 2D seismic interpretations, supported by surface, gravimetric and velocity data across the basin, indicate that its evolution can be defined as the result of the complex interaction of deformational episodes, contemporaneously with the accumulation of more than 5000 m of syntectonic sediments. The Salar de Punta Negra-Imilac basin infill can be grouped into 6 major units divided by regional unconformities recognized in the region; Basement Unit SF1 (Paleozoic-Middle Triassic rocks); Unit SF2 (Upper Triassic-Lower Cretaceous sequences); Unit

SF3 (Upper Cretaceous sequences); Unit SF4 (Paleocene-lower Oligocene sequences); Unit SF5 (upper Oligocene-lower Miocene sequences); Unit SF6 (middle Miocene-Holocene sequences).

The structure of the basin is characterized by basement inverted faults (thick-skinned structural style), arranged in half-graben and graben geometries, active during extensional/transensional tectonics (Late Triassic-Late Jurassic and late Oligocene-early Miocene), each one followed by tectonic inversion due to compressional/transpressional periods (Late Cretaceous-early Oligocene and Neogene-Quaternary). According to available surface data, the oldest sedimentary and structural activity can be coherently associated with the early Domeyko basin, active since Late Triassic times. The change in Cenozoic faulting orientation, the sigmoidal basin shape and the lateral and longitudinal asymmetry of the Cenozoic infill suggest that strike-slip tectonics played an important role during the tectonic evolution of the Salar de Punta Negra-Imilac basin during Cenozoic times.

Inherited extensional structures of middle Cenozoic age across the northern Preandean Depression, like also the Mesozoic architecture, exert a first-order control during the growth and evolution of the eastern forearc region. The structural observations along surface and subsurface revealed that the interaction of normal faulting, inversion and thrusting across the northern Preandean Depression, constitutes the main responsible of modelling the modern morphology of this region.

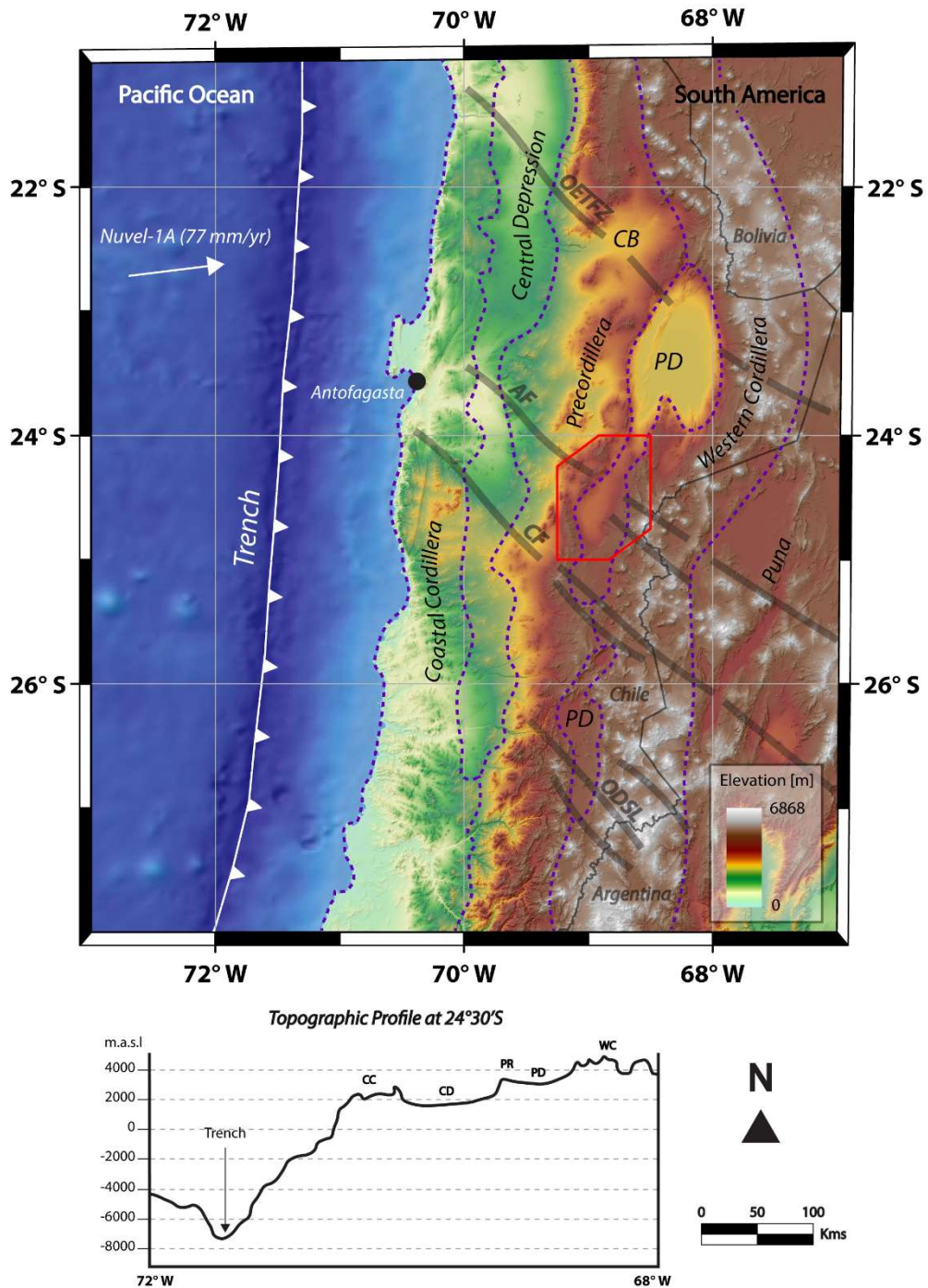


Figure IV.1: (Top) Digital elevation model with distribution of main morphotectonic features of Central Andes between 21°S and 28°S. NW-SE discontinuities modified from Salfity (1985). (Bottom) Topographic profile at 24°30'S. CC: Coastal Cordillera; CD: Central Depression; PR: Precordillera; PD: Preandean Depression; WC: Western Cordillera (Volcanic arc); CB: Calama Basin. Red polygon represents study area. OETZ: Olacapato-El Toro Fault Zone; AF: Archibarca Fault; CF: Culampaja Fault; ODSL: Ojos del Salado Lineament.

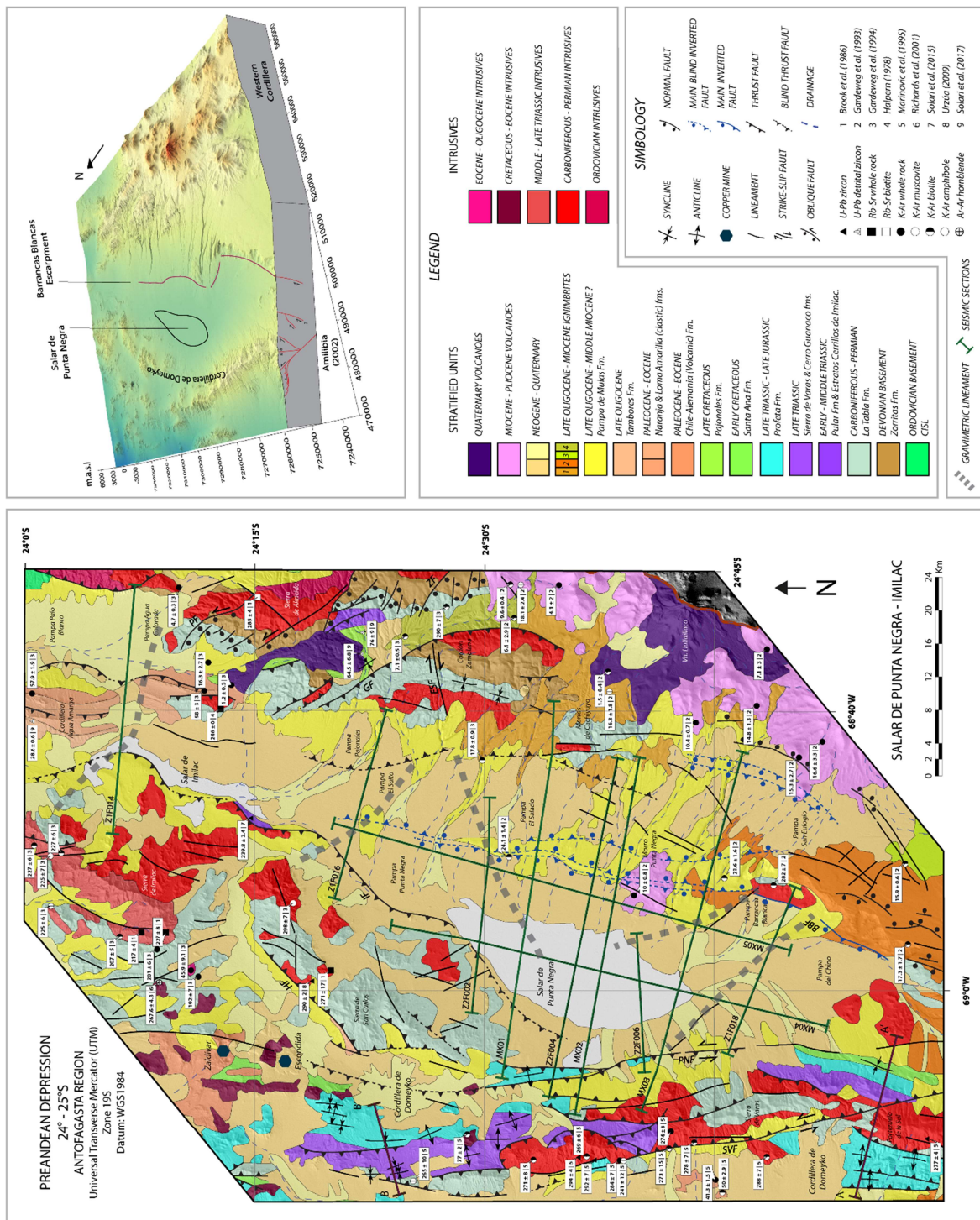


Figure IV.2: Simplified geologic map of Salar de Punta Negra-Imilac basin. Modified from SERNAGEOMIN (2003), Gardeweg et al. (1993; 1994), Marinovic et al. (1995) and Solari et al. (2017). (1) Quebrada las Zorras y Tocomar ignimbrite (upper Oligocene-lower Miocene); (2) Río Frio ignimbrite (lower Miocene); (3) Pajonales ignimbrite (middle Miocene); (4) Quebrada Guanaqueros ignimbrite (upper Miocene); SVF: Sierra de Varas Fault; PNF: Punta Negra Fault; BBF: Barrancas Blancas Fault; GF: Guanaqueros Fault. IF: Imilac Fault; ESF: El Salto Fault; HF: Hamburgo Fault; ZF: Zanjones Fault; PF: Puquios Fault; A-A' and B-B': Cross-sections modified from Amilibia (2002).

Sierra de Almeida and Agua Amarga Cordillera

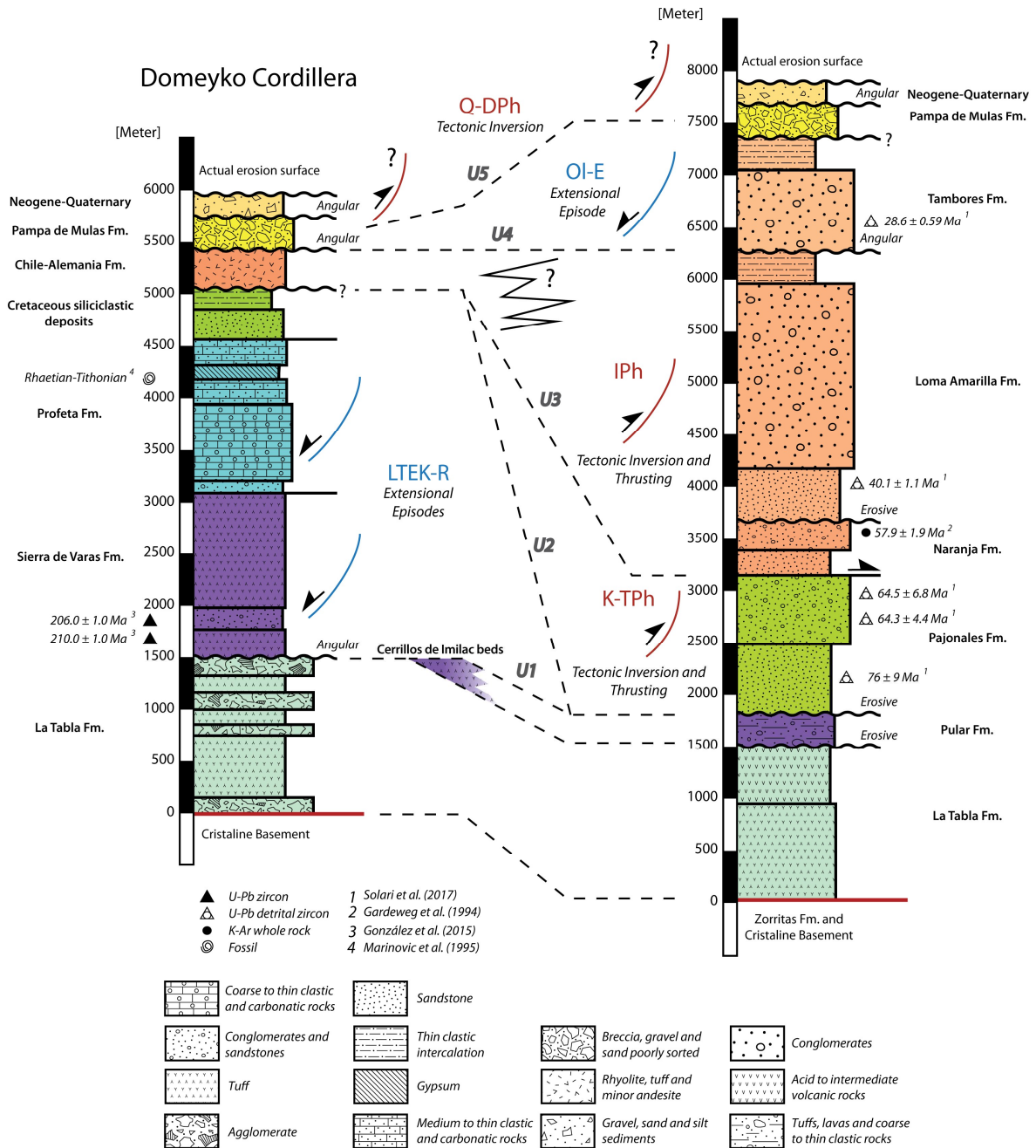


Figure IV.3: Stratigraphy and tectonics of the eastern Domeyko Cordillera, Sierra de Almeida and Cordillera Agua Amarga. Modified from Gardeweg et al. (1993; 1994), Marinovic et al. (1995) and Solari et al. (2017). Black line contact=conformity; sinuous line=unconformity; LTEK-R=Late Triassic-Early Cretaceous extensional episodes; K-TPh=K-T tectonic phase; IPh= Incaic tectonic phase; Ol-E=late Oligocene-early Miocene extensional episode; Q-DPh=Quechua-Diaguita tectonic phases; U1-U5: Regional unconformities.

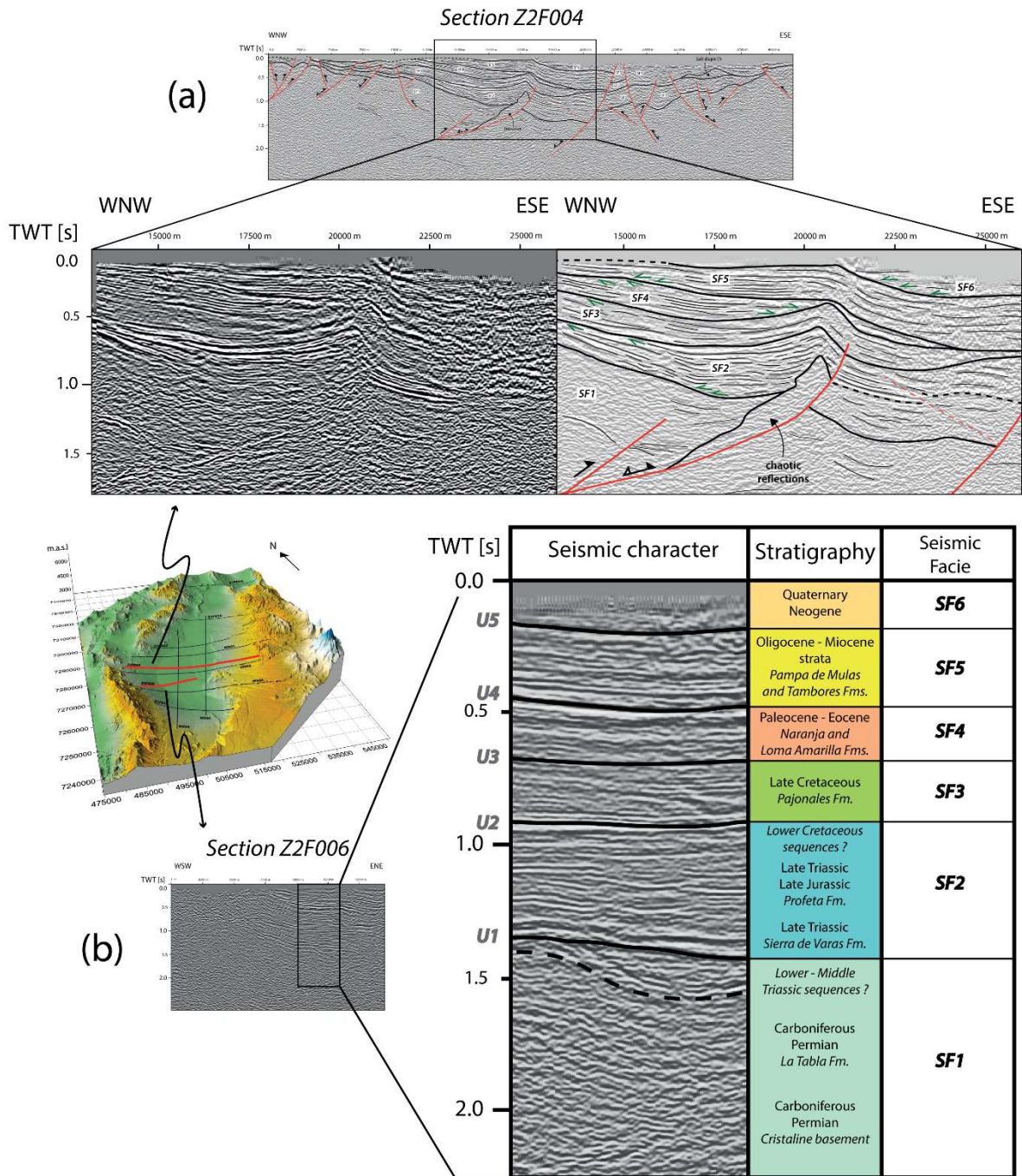


Figure IV.4: (a) Interpreted seismic section Z2F004. (b) Seismic pattern and correlation with stratigraphic record. Interpretation in section Z2F006. U1 to U5: Unconformities; SF1 to SF6: seismostratigraphic units.

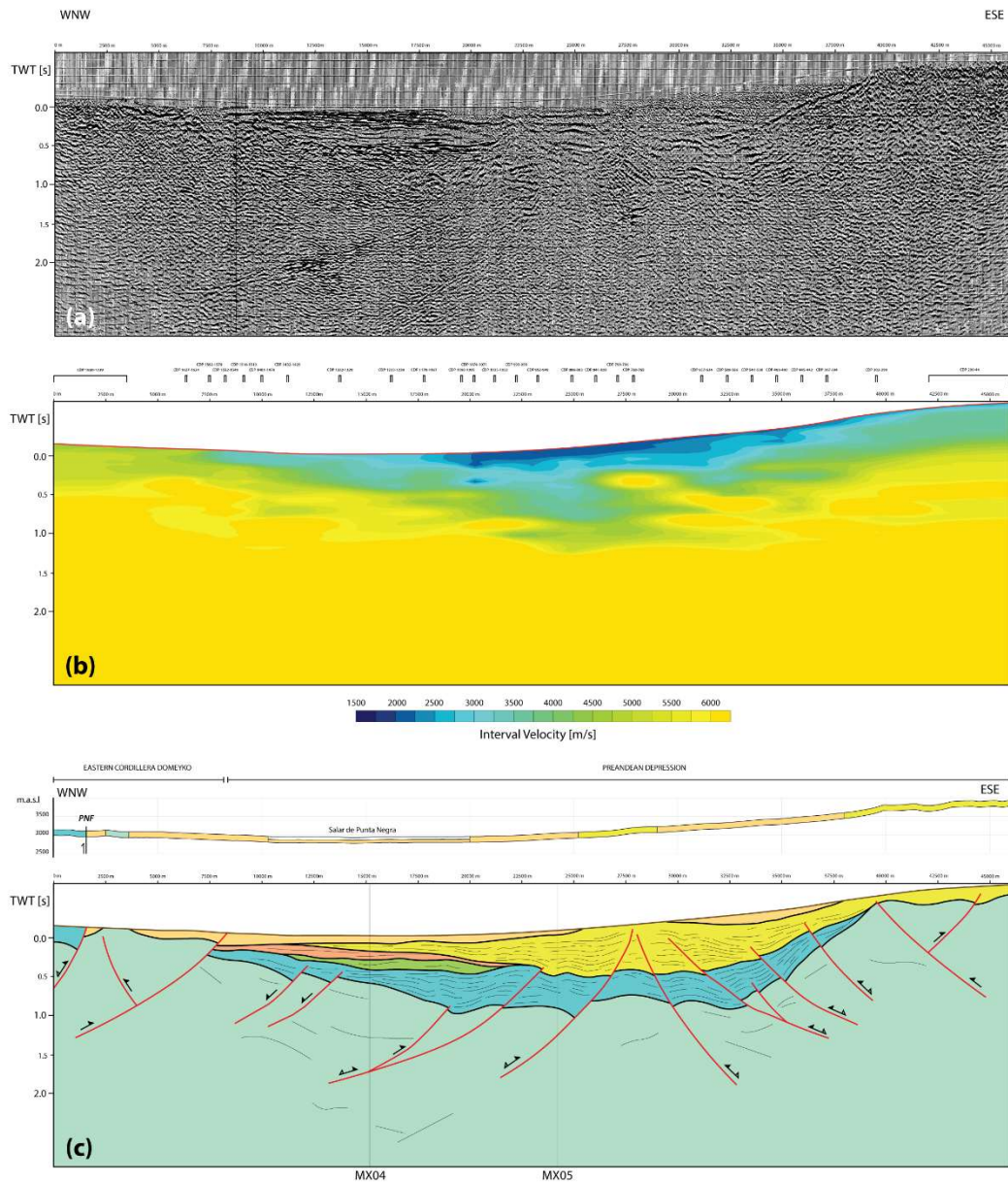


Figure IV.5: (a) Uninterpreted seismic section MX01. (b) Interval Velocity model, V_{int} in [m/s] color-coded. (c) Interpreted seismic section MX01 with surface geology (see figure 2 for location). Faults are shown as red lines and blue lines with arrows. Vertical lines mark intersections of N-S sections. Vertical scales in Two-Way-Traveltime [TWT] and horizontal scale in [m].

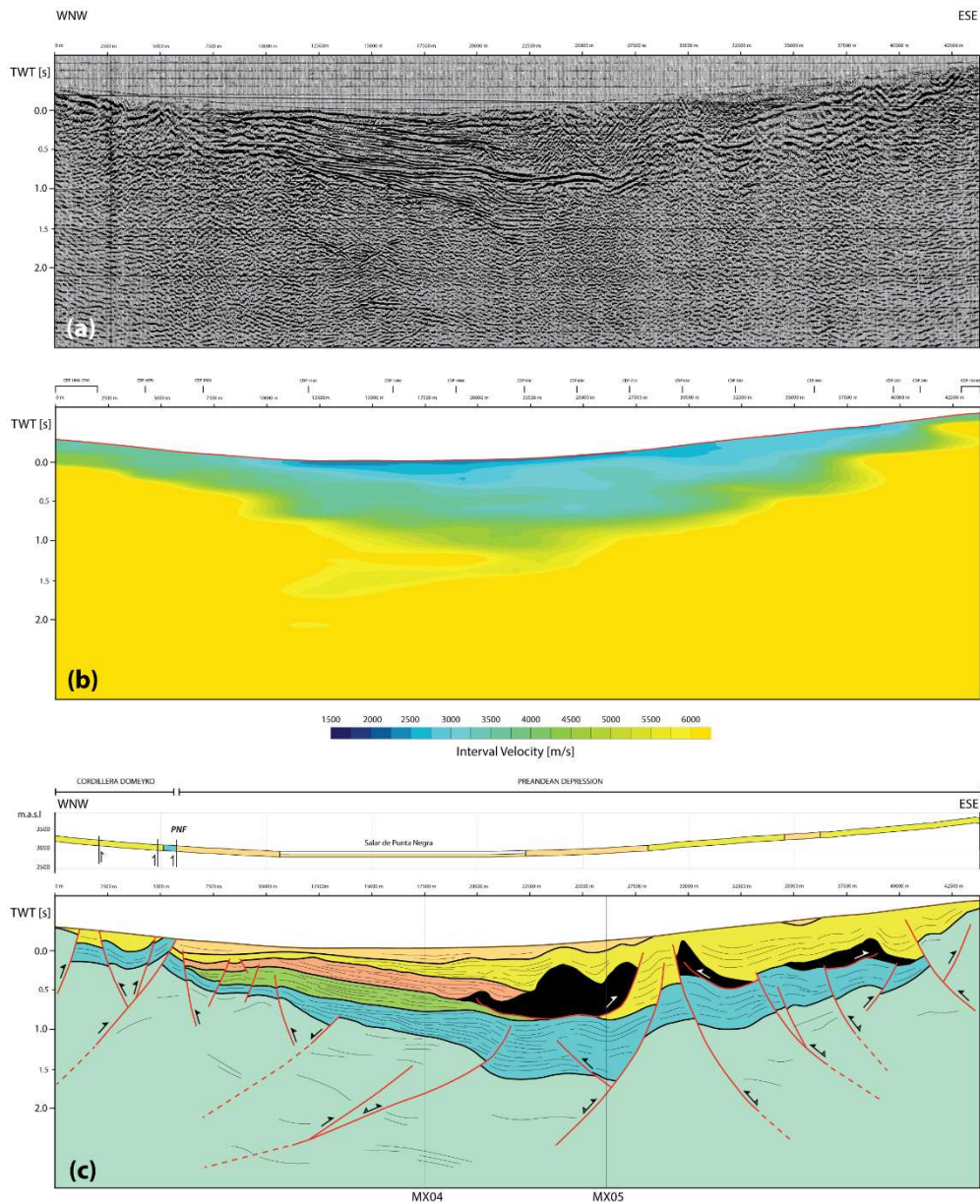


Figure IV.6: (a) Uninterpreted seismic section MX02. (b) Interval Velocity model, V_{int} in [m/s] color-coded. (c) Interpreted seismic section MX02 with surface geology (see figure 2 for location). Faults are shown as red lines and blue lines with arrows. Vertical lines mark intersections of N-S sections. Vertical scales in Two-Way-Traveltime [TWT] and horizontal scale in [m].

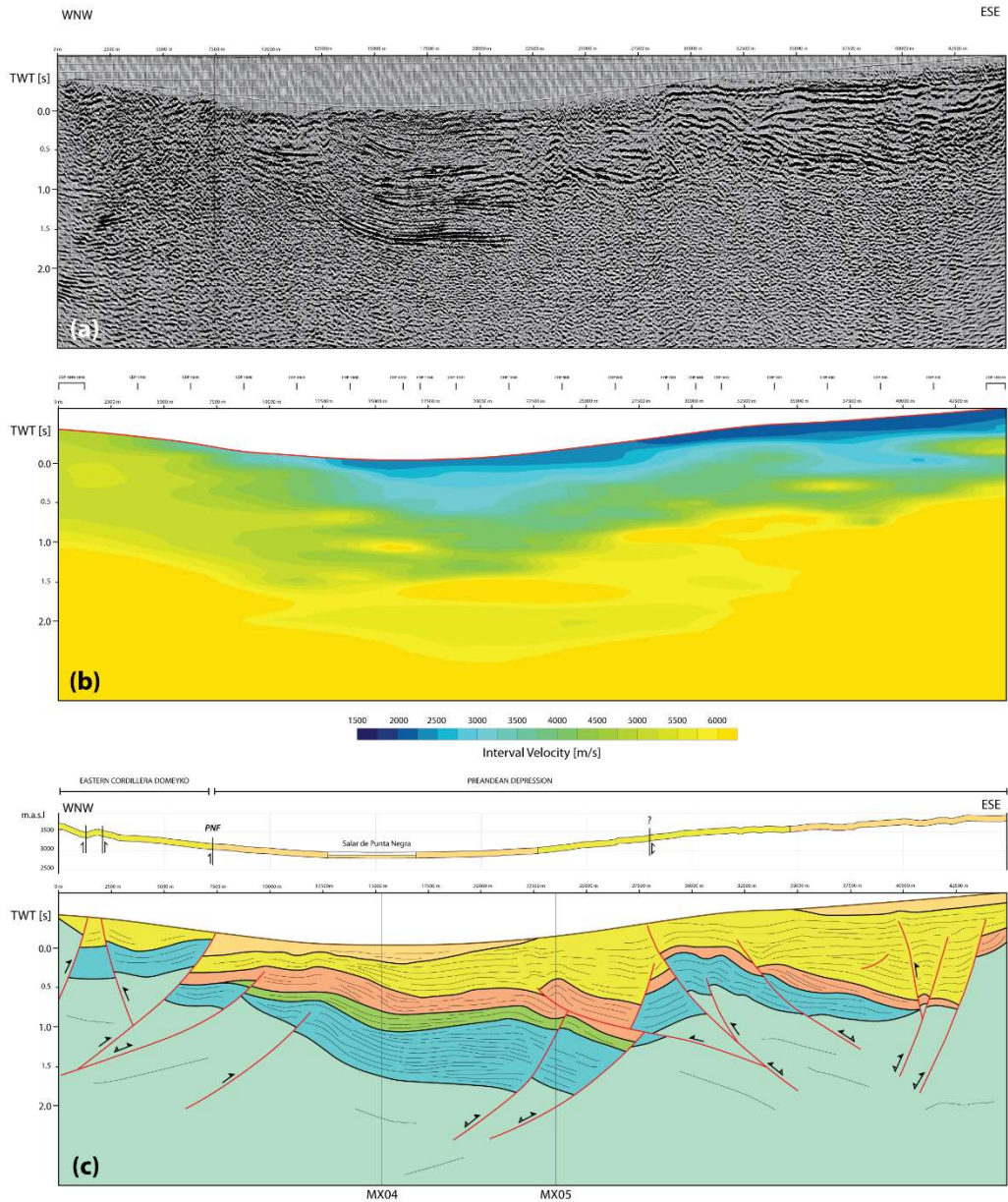


Figure IV.7: (a) Uninterpreted seismic section MX03. (b) Interval Velocity model, V_{int} in [m/s] color-coded. (c) Interpreted seismic section MX03 with surface geology (see figure 2 for location). Faults are shown as red lines and blue lines with arrows. Vertical lines mark intersections of N-S sections. Vertical scales in Two-Way-Traveltime [TWT] and horizontal scale in [m].

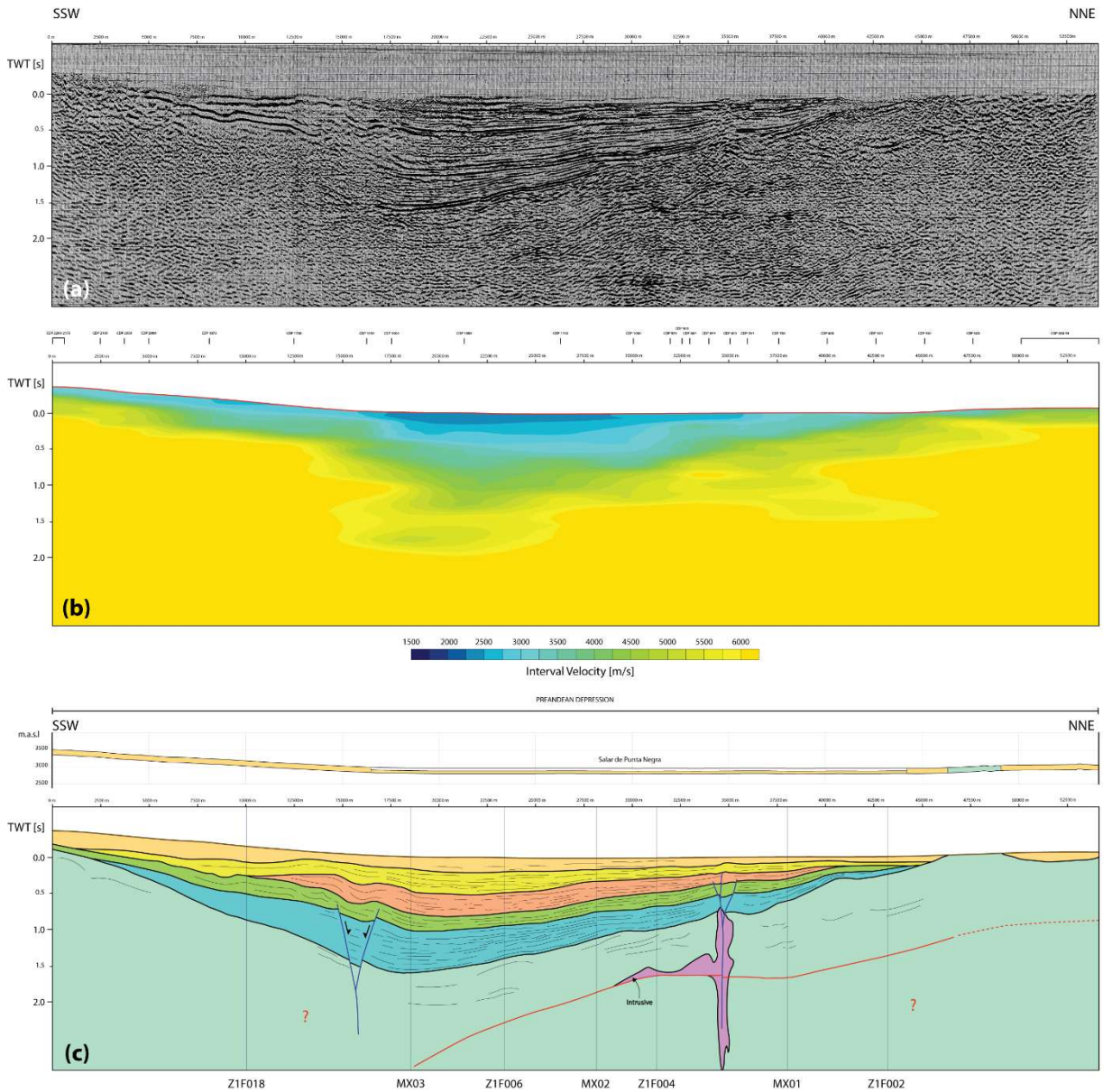


Figure IV.8: (a) Uninterpreted seismic section MX04. (b) Interval Velocity model, V_{int} in [m/s] color-coded. (c) Interpreted seismic section MX04 with surface geology (see figure 2 for location). Faults are shown as red lines and blue lines with arrows. Vertical lines mark intersections of W-E sections. Vertical scales in Two-Way-Traveltime [TWT] and horizontal scale in [m].

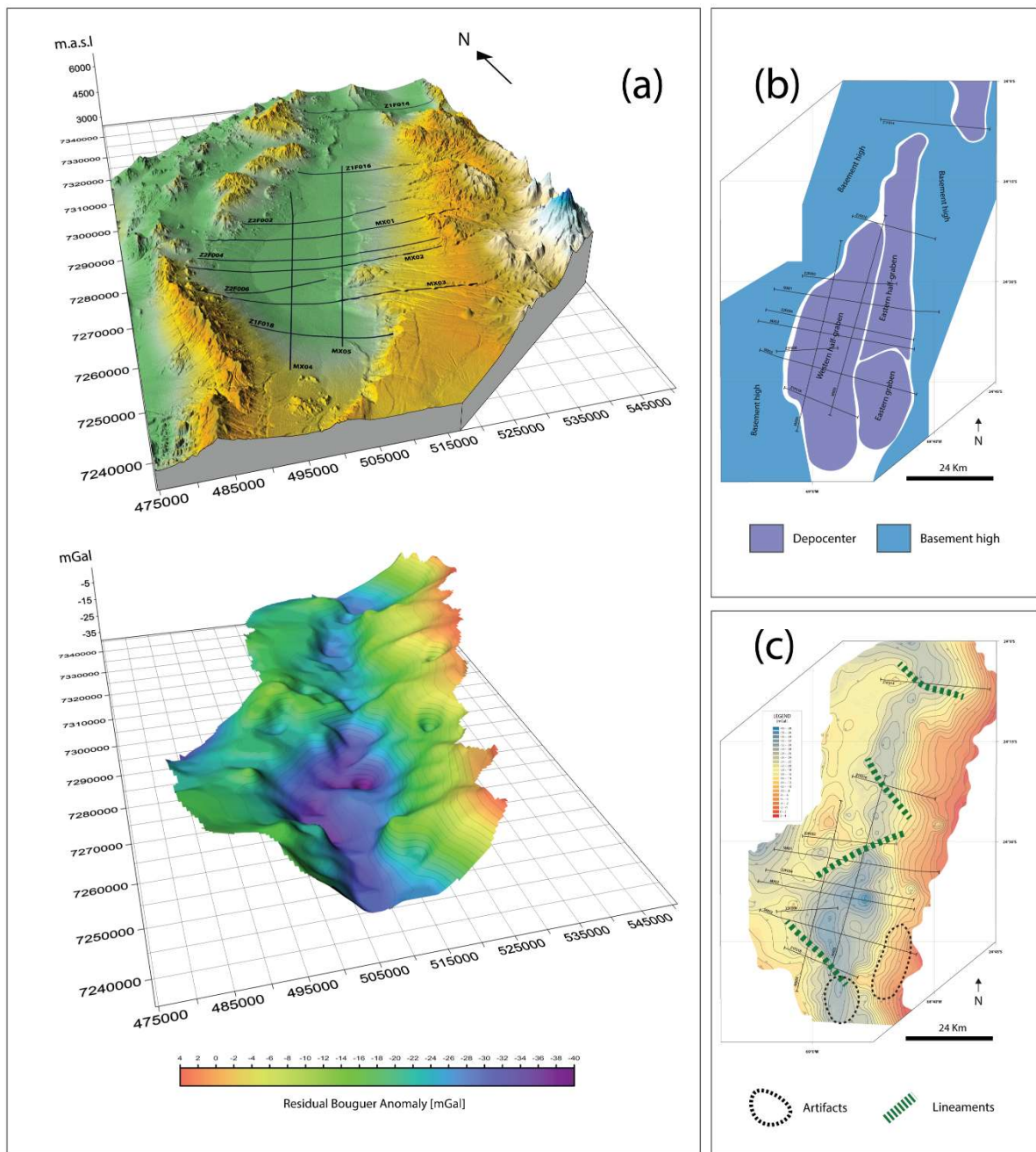


Figure IV.9: (a) 3D view of Salar de Punta Negra basin surface. Alos Palsar DEM and residual Bouguer anomaly 3D surface. Residual Bouguer anomaly in [mGal] color-coded. (b) Plan view of Salar de Punta Negra-Imilac basin geometry. (c) Basin segmentation pattern through Salar de Punta Negra-Imilac basin.

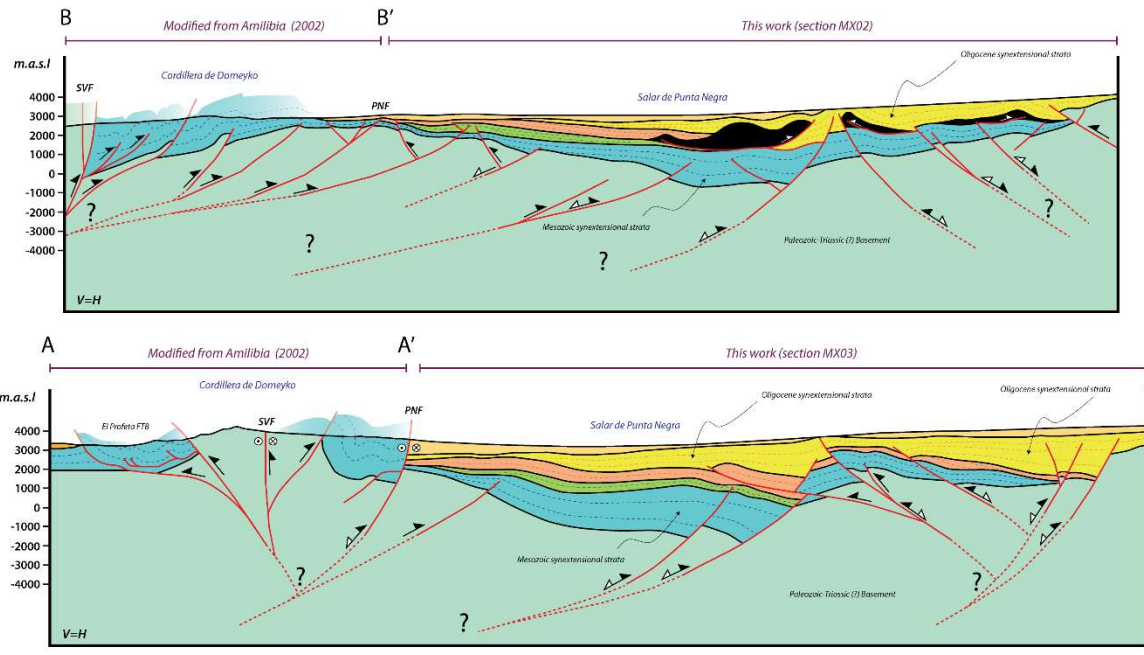
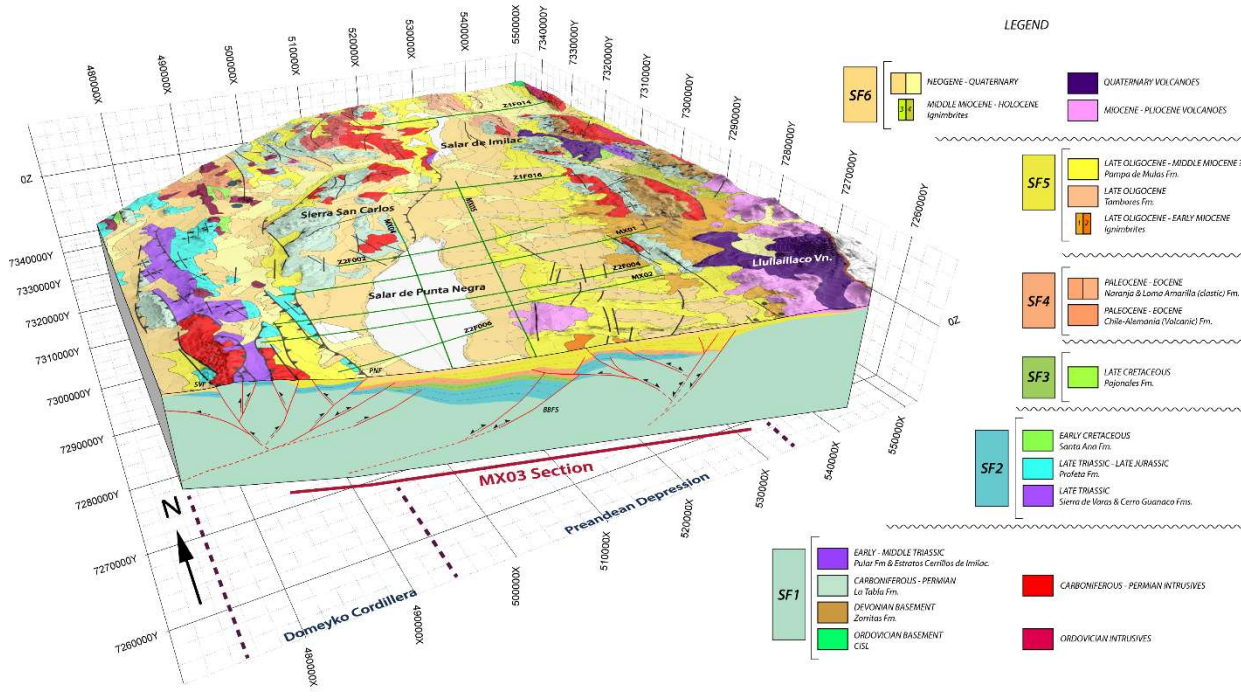


Figure IV.10: (Top) 3D view of the subsurface architecture of the Domeyko Cordillera and Salar de Punta Negra-Imilac basin. (Bottom) Structural cross-section through the Salar de Punta Negra-Imilac basin (see figure 2 for location). Black units in sections represent salt core diapirs. PNF: Punta Negra Fault; SVF: Sierra de Varas Fault; BBFS: Barrancas Blancas Fault System.

V Discusión y conclusiones

V.1 Controles estructurales a lo largo de la Depresión Preandina

La Depresión Preandina constituye una región anómala en la fisiografía del norte de Chile, cuya arquitectura subsuperficial ha condicionado fuertemente su evolución durante el Meso-Cenozoico (e.g Pananont et al., 2004; Arriagada et al., 2006a; Martínez et al., 2017; Rubilar et al., 2017). A lo largo de su extensión, la Depresión de los Salares forma parte de un sector transicional, que se caracteriza por un fuerte contraste entre las unidades que afloran hacia el oeste con respecto a aquellas unidades que afloran hacia el este. Debido a lo anterior, sumado a la falta de evidencia directa de subsuperficie, a la fecha no ha sido posible constreñir satisfactoriamente la estratigrafía de las cuencas Preandinas.

El registro documentado a lo largo de la región de la Depresión de los Salares, a través de pozos estratigráficos como el Pozo Toconao (Salar de Atacama) o el Pozo Fortuna (Salar de Pedernales), ha significado un gran avance en el detalle de la estratigrafía de la depresión. Trabajos en décadas pasadas han permitido correlacionar estas secuencias con unidades que van en un rango entre el Cretácico Tardío y el Holoceno (e.g Muñoz & Townsend, 1997). Sin embargo, la presencia de escasos afloramientos triásicos y jurásicos en las inmediaciones de algunas cuencas de la Depresión Preandina (Fm. Quebrada del Salitre; Tomlinson et al., 1999; Fm. Profeta; Gardeweg et al., 1993), sumado a la extensa cobertura Triásica-Jurásica en la Cordillera de Domeyko (sub-cuenca Sierra Exploradora y sub-cuenca Sierra de Varas; Espinoza et al., 2018), han establecido numerosas interrogantes sobre la continuidad de estas secuencias bajo los salares.

V.1.1 Influencia de la arquitectura extensional del Triásico-Cretácico Temprano

Durante el Triásico y hasta el Cretácico Temprano, en los Andes Centrales se habrían desarrollado amplios sistemas extensionales, conformando parte importante de la configuración paleogeográfica del margen durante la primera mitad del Mesozoico (Giambiagi et al., 2003; Martínez et al., 2013; 2016; Espinoza et al., 2018; entre otros). En el norte de Chile (21°-27°S), estos sistemas se habrían configurado a partir de grandes depocentros con geometrías de hemigraben asimétricos (cuenca de Domeyko), controlados por estructuras de orientaciones N-S y NW-SE, que habrían acumulado importantes secuencias volcano-sedimentarias durante dos episodios

de *rifting* (*synrift I* y *synrift II*; Espinoza et al., 2018), un evento de *post-rift* contemporáneo con una etapa de transgresión marina y un periodo final de regresión marina hacia el Cretácico (Ardill et al., 1998; Amilibia et al., 2008; Espinoza et al., 2018). Estos dos episodios de subsidencia se dividen en un primer evento de *rifting* durante los 240 y 225 Ma (Ladiniense-Carniense) y un segundo evento acotado entre los 217 y 200 Ma (Noriense-Rhaetiense). En la región de estudio, estos eventos han sido documentados en la Cordillera de Domeyko (Fm. Sierra de Varas-*synrift II*; Fm. Profeta-*post-rift*) y en la Cordillera Occidental (Fm. Pular-*synrift I*). Pese a que sólo escasos afloramientos del Triásico Superior-Jurásico Superior (Fm. Profeta) se han registrado a lo largo de la Depresión Preandina (Gardeweg et al., 1993), la ocurrencia de eventos extensionales de escala regional reconocidos hacia ambos flancos de la depresión durante el Triásico (Espinoza et al., 2018) sugiere la prolongación de estos episodios hacia la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac. En efecto, las secuencias sismoestratigráficas sin-extensionales profundas reconocidas en este trabajo, acomodadas por estructuras de geometría lítrica de orientaciones N-S, segmentadas por fallas NW-SE y organizadas en geometrías de hemi-graben, demuestran gran similitud con las características de la cuenca Triásica a la latitud de estudio, tanto en el arreglo estructural como la geometría de las unidades. A partir de lo anterior, se propone que estas secuencias sismoestratigráficas corresponden en parte a las secuencias del relleno *synrift* de la cuenca de Domeyko.

Lo anterior estaría en acuerdo con interpretaciones realizadas en estudios previos, tanto en esta región como en áreas adyacentes, tal como la cuenca del Salar de Atacama (Muñoz et al., 2002; Rubilar et al., 2017; Martínez et al., 2017; 2018; este trabajo), donde se han identificado importantes secuencias que se habrían acumulado durante episodios extensionales de la primera mitad del Mesozoico. De esta manera, integrando lo anterior resulta razonable presumir que la arquitectura de la Depresión Preandina, al menos en su porción norte, se encuentra fuertemente influenciada por la estructura heredada de episodios extensionales mesozoicos, condicionando la vergencia y estilo de deformación durante los episodios contraccionales y extensionales posteriores, y de esta forma su geometría final (Martínez et al., 2018).

V.1.2 Cretácico Tardío-Holoceno: Inversión tectónica, alzamiento y extensión

Durante el Cretácico medio (107-83.6 Ma; Bascuñán et al., 2016), un intenso evento de deformación habría afectado el margen Andino entre los 23°S y 25°S (González et al., 2015; Bascuñán et al., 2016). Lo anterior habría provocado una variación del régimen tectónico

imperante sobre el margen, desde uno extensional a uno contraccional. Esto resultó en la inversión de cuencas extensionales del Triásico-Cretácico Temprano, la conformación de un sistema de antepaís y el alzamiento de la Cordillera de la costa (Bascañán et al., 2016). Luego, entre los 79 y 64 Ma (Bascañán et al., 2016; Solari et al., 2017), un segundo episodio contraccional habría ocurrido al este, alzando parte de la Cordillera de Domeyko ('Fase K-T'; Cornejo et al., 2003). A la latitud de estudio, las secuencias del Cretácico Tardío-Paleoceno afloran en el bloque de la Cordillera Occidental (Sierra Guanaqueros; Solari et al., 2017), mientras las secuencias del Paleoceno-Oligoceno temprano se encuentran expuestas hacia el norte, en la Cordillera de Agua Amarga (Solari et al., 2017). Ambas unidades se habrían acumulado en respuesta a la erosión de los bloques cordilleranos alzados (actividad de Falla Punta Negra y Falla Imilac) ubicados al oeste de la región de estudio (Cordillera de Domeyko; Solari et al., 2017). Las variaciones de facies a lo largo de estas secuencias han permitido asignarles un carácter fundamentalmente sin-orogénico, representando secuencias depositadas en un sistema de antepaís, acumuladas en principio sobre la depozona del *foredeep* y luego en el *wedge-top* (Bahamondes, 2017, Solari et al., 2017). Lo anterior resulta coherente con las interpretaciones de este trabajo, donde las unidades asignadas al Cretácico Superior-Oligoceno inferior se han interpretado como el resultado de la acumulación sintectónica en pequeños depocentros controlados por la inversión positiva de fallas heredadas de episodios extensionales previos y fallas inversas contemporáneas mayormente de vergencia este. La geometría acuñada y la distribución asimétrica de estas unidades dentro de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac sostienen que estas se habrían acumulado potencialmente entre las regiones del *foredeep* y *wedge-top* (DeCelles & Giles, 1996).

Durante el Oligoceno tardío, la ocurrencia de un breve episodio extensional (~28 Ma) habría controlado la evolución de la parte norte de la Depresión Preandina (e.g Pananont et al., 2004; Jordan et al., 2007; Rubilar et al., 2017). Potentes secuencias sin-extensionales identificadas en el registro sísmico de algunas cuencas tales como la cuenca del Salar de Atacama y Calama, se habrían acumulado durante este episodio (Blanco, 2008; Rubilar et al., 2017). El mismo carácter tectónico se ha identificado en las secuencias contemporáneas presentes en el registro sísmico bajo la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac. Estas secuencias se habrían acumulado de manera sincrónica con la reactivación y formación de fallas normales subverticales y lítricas de orientaciones NNE-SSW, ubicadas en la parte central (Escarpe Barrancas Blancas; Figura IV.2) y centro-sur de la región de estudio (límite este de la Pampa San Eulogio; Figura IV.2). Al igual que en las cuencas adyacentes mencionadas anteriormente, los depocentros se caracterizan por

presentar geometrías de hemi-graben a graben, donde el relleno se distribuye asimétricamente a lo largo de la cuenca, lo que sugiere una posible naturaleza transtensional de este episodio (Ingersoll, 2012; Wu et al., 2012).

Hacia la Cordillera de Agua Amarga (Figura IV.2), Solari et al. (2017) identifican una marcada discordancia angular entre las secuencias del Oligoceno superior (Fm. Tambores) y las secuencias del Eoceno medio-Oligoceno temprano (Fm. Loma Amarilla). Bahamondes (2017) propone un carácter sin-extensional para las secuencias del Oligoceno superior, a partir de la discordancia angular mencionada y la gran variabilidad de facies sedimentarias presentes dentro de esta unidad. De igual manera, hacia el norte se observan las secuencias de la Fm. Tambores y las del Gp. Purilactis del Cretácico-Paleoceno en contacto por falla normal (Jordan et al., 2007), mientras Blanco (2008), en el sector de la cuenca Calama, observa estratos de crecimiento y discordancias progresivas dentro de la Fm. Yalqui (Oligoceno superior-Mioceno inferior), asociadas a la actividad de fallas normales, identificadas tanto en superficie como en las secciones sísmicas que cruzan bajo la cuenca.

Finalmente, durante el Neógeno y Cuaternario, la evolución de la región se caracteriza por la parcial inversión tectónica de las estructuras extensionales del Oligoceno tardío y el desarrollo moderno de la Depresión Preandina a la latitud de estudio. Solari et al. (2017) asigna un carácter sin-orogénico a las secuencias del Neógeno en el sector noreste del área de estudio, mientras Soto et al. (2005) y González et al. (2015) determinan la ocurrencia de pulsos contraccionales durante el Neógeno a lo largo de la Cordillera de Domeyko, posiblemente relacionados a la reactivación de estructuras previas (Soto et al., 2005). Esta actividad contraccional se ha identificado lo largo de las regiones aledañas, como por ejemplo hacia el norte, en el sector de la cuenca del Salar de Atacama (Jordan et al., 2002), como también al este de la Depresión Preandina, en la Cordillera Occidental (González et al., 2009; Solari et al., 2017; Naranjo et al., 2018).

V.2 Episodios extensionales Paleógenos en los Andes Centrales: Mecanismos

La evolución y origen de la Depresión Preandina ha sido permanente debate en las últimas décadas. La falta de evidencia directa en superficie sobre el carácter tectónico de algunas de las secuencias cenozoicas, al igual que la falta de un mayor número de afloramientos mesozoicos en la depresión, ha generado gran contraste entre los modelos propuestos. Caso contrario ocurre hacia el norte (18-21°S), donde mejor constreñida se encuentra la evolución del antearco durante el

Paleógeno-Neógeno (e.g Fariás et al., 2005; Charrier et al., 2013), la que se ha caracterizado por una evolución principalmente contraccional. Sin embargo, a partir de los 23°S, la aparición de la Depresión Preandina sugiere que la evolución de la región difiere considerablemente respecto a lo documentado al norte. Pese a que eventos extensionales durante el Paleógeno han sido ampliamente reconocidos en los Andes chilenos y peruanos (e.g Jordan et al., 2001; Folguera et al., 2010; Winocur et al., 2015; Encinas et al., 2016; Noury et al., 2017), unos pocos trabajos han abordado la problemática sobre los mecanismos o condiciones que habrían propiciado las condiciones para la ocurrencia de este episodio en la región de los Andes Centrales del norte de Chile (e.g Horton, 2018). Sólo mecanismos locales se han propuesto en la región (e.g Mpodozis et al., 1993), sin embargo, el alcance de este episodio en los Andes Centrales de acuerdo con los distintos trabajos que lo han documentado sugiere que corresponde a un mismo evento (Oligoceno tardío-Mioceno temprano), situándolo como un episodio de escala regional y, por lo tanto, debiese responder a mecanismos de mayor orden (Jordan et al., 2001).

V.2.1 Extensión por variaciones en geometría del slab

Los Andes Centrales son usualmente reconocidos como el ejemplo típico de un margen de subducción Océano-Continente. La interacción entre la placa oceánica y continental constituye el principal control sobre la deformación, arquitectura y magmatismo en el continente, y por lo tanto resultan ser sumamente sensibles a los distintos cambios que pueden ocurrir entre la interacción de ambas placas. Uno de estos cambios corresponde a la variación del ángulo del slab. En el norte de Chile, estas variaciones en el ángulo del slab han marcado de manera sustancial la evolución del margen (e.g Haschke et al., 2002; Kay & Coira, 2009; O'Driscoll et al., 2012), como resultado de la subducción de la dorsal de Juan Fernández (Yáñez et al., 2001).

Tal y como se mencionó anteriormente, la deformación resulta ser uno de los rasgos sensibles a cambios en la inclinación de la placa subductante (Martinod et al., 2010). En la región del antearco del sur de Perú, estos episodios de somerización del slab habrían sido responsables de extensión en el antearco y compresión en la región de la Cordillera Oriental e Interandino durante los 52 y 30 Ma (Noury et al., 2017), momento en el que el slab se habría re-inclinado posiblemente como respuesta a su eclogitización (Haschke et al., 2002). De igual manera, Horton (2018) sugiere la somerización del slab como posible mecanismo para explicar la coexistencia de la extensión documentada en los Andes Centrales del norte de Chile (Pananont et al., 2004; Jordan

et al., 2007) y la deformación contraccional en la región de la Cordillera Oriental (Carrapa et al., 2011), durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano. Si bien este mecanismo podría explicar coherentemente la coexistencia de la deformación extensional y contraccional durante el Cenozoico medio, la prolongación de la deformación extensional en la Depresión Preandina (23°-25°S; Pananont et al., 2004; Jordan et al., 2007; este trabajo) difiere sustancialmente del área de deformación contraccional documentada en la Cordillera Oriental (18°-25°S; Carrapa & DeCelles, 2015 y referencias allí dentro). A la vez, ninguna de las áreas mencionadas es correlacionable con la extensión de la región sobre la que se ha propuesto la somerización del slab durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano (5°-25°S; O'Driscoll et al., 2012). De igual manera, el alcance del gap del volcanismo de arco y los grandes volúmenes ignimbríticos asociados (Trumbull et al., 2006), es considerablemente menor que la región del flat-slab.

V.2.2 Extensión en sistemas de antepaís: respuesta flexural

Un sistema de antepaís se define como una región elongada capaz de acomodar una gran potencia de sedimentos como resultado de la formación de una cuenca entre un cinturón orogénico contraccional y el cratón estable (DeCelles & Giles, 1996). En este contexto, pareciera no resultar factible la ocurrencia de eventos extensionales, sin embargo, estudios en los Himalayas, Apeninos, Alpes y otros orógenos, han demostrado que el fallamiento normal si puede ocurrir en contextos contraccionales (Blisniuk et al., 1998). A lo largo de un sistema de antepaís, episodios extensionales ocurren como respuesta a un alto grado de flexuramiento litosférico a lo largo de la cuenca, inducido por la carga que genera el frente de deformación en un sistema de antepaís (Sinclair, 1997; Scisciani et al., 2001). Lo anterior puede resultar en la generación de nuevas fallas normales o reactivación de estructuras previas (Sinclair, 1997).

Durante el Cretácico Tardío, en los Andes Centrales del norte de Chile se habría establecido un régimen predominantemente contraccional, configurándose de esta manera un amplio sistema de antepaís de retroarco en el continente, que se habría desarrollado mayormente durante el Cenozoico (Jaillard et al., 2000; Kay et al., 2005). Durante el Eoceno-Oligoceno, el frente de deformación se habría ubicado esencialmente a lo largo de eje oriental de la Cordillera de Domeyko, mientras la cuenca se habría extendido hacia el este de esta (Mpodozis et al., 2005). Trabajos recientes han interpretado las secuencias clásticas del Oligoceno superior-Mioceno inferior como secuencias sin-orogénicas en la Cordillera de Domeyko a la latitud de estudio

(González et al., 2015). Lo anterior permitiría inferir que durante el Eoceno-Mioceno temprano, la Cordillera de Domeyko habría actuado como un cinturón orogénico activo. La gran potencia de sedimentos del Eoceno-Oligoceno temprano a lo largo de la cuenca del Salar de Atacama habría significado la rápida subsidencia de esta durante este periodo (Mpodozis et al., 2005). A partir de la geometría interpretada de las líneas sísmicas que cruzan el Salar de Atacama (Arriagada et al., 2006a; Pananont et al., 2004; Rubilar et al., 2017), dan cuenta que la arquitectura del relleno Eoceno-Oligoceno permite inferir razonablemente que la subsidencia, como respuesta a la carga generada por el alzamiento de la Cordillera de Domeyko, habría generado una flexura de la cuenca en la región. De esta manera, la generación de fallas normales y/o reactivación de estructuras previas a lo largo de la cuenca del Salar de Atacama (Pananont et al., 2004; Rubilar et al., 2017) durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano, podrían ser explicadas tentativamente como una respuesta flexural bajo condiciones contraccionales en el sistema de antepaís Andino. Si bien a lo largo de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac, la geometría de esta, y en particular del relleno pre Oligoceno tardío, no demuestra una clara geometría tal que permita correlacionar de manera directa el fallamiento normal con la flexura de la cuenca de antepaís, se requieren mayores estudios que permitan corroborar o descartar esta hipótesis hacia la latitud del Salar de Punta Negra e Imilac.

VI Bibliografia

Abels, A., & Bischoff, L. (1999). Clockwise block rotations in northern Chile: Indications for a large-scale domino mechanism during the middle-late Eocene. *Geology*, 27(8), pp. 751-754.

Allmendinger, R., Jordan, T., Kay, S., & Isacks, B. (1997). The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual review of earth and planetary sciences*, 25(1), pp. 139-174.

Alpers, C., & Whittemore, D. (1990). Hydrogeochemistry and stable isotopes of ground and surface waters from two adjacent closed basins, Atacama Desert, northern Chile. *Applied Geochemistry*, 5(5-6), pp. 719-734.

Amilibia, A. (2002). Inversión Tectónica en la Cordillera de Domeyko, Andes del Norte de Chile. PhD thesis, Universitat de Barcelona. 149 pp.

Amilibia, A., McClay, K., Sàbat, F., Muñoz, J., & Roca, E. (2005). Analogue modelling of inverted oblique rift systems. *Geologica Acta: an international earth science journal*, 3(3).

Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K., Muñoz, J., Roca, E., & 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*, 30(12), pp. 1520-1539.

Ardill, J., Flint, S., Chong, G., & Wilke, H. (1998). Sequence stratigraphy of the Mesozoic Domeyko basin, northern Chile. *Journal of the Geological Society*, 155(1), pp. 71-88.

Arriagada, C. (1999). Geología y Paleomagnetismo del Borde Oriental de la Cordillera de Domeyko entre los 22°45' y 23°30' latitud Sur. Región de Antofagasta, Chile. MSc thesis, Universidad de Chile. pp. 1-176.

Arriagada, C., Cobbold, P., & Roperch, P. (2006a). Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics*, 25(1).

Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., & Fernandez, R. (2006b). Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert (25–28 S), northern Chile. *Tectonics*, 25(4).

Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., & Cobbold, P. (2008). Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics*, 27(6).

- Augustsson, C., Rüsing, T., Niemeyer, H., Kooijman, E., Berndt, J., Bahlburg, H., & Zimmermann, U. (2015).** 0.3 byr of drainage stability along the Palaeozoic palaeo-Pacific Gondwana margin; a detrital zircon study. *Journal of the Geological Society*, pp. 186-200.
- Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., & Hérail, G. (1997).** Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, 25(10), pp. 883-886.
- Bahamondes, B. (2017).** Evolución sedimentaria, cretácico superior a paleógena, de la cuenca Pre-Andina en los sectores del Salar de Imilac y Sierra de Almeida (24°-24°30'S). MSc thesis, Universidad de Chile. pp. 1-165.
- Bally, A. (1984).** Tectogenèse et sismique réflexion. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(2), pp. 279-285.
- Bally, A. (1989).** Phanerozoic basins of North America. *The Geology of North America-An Overview. AW Bally and AR Palmer (eds.). Geological Society of America, The Geology of North America, v. A*, pp. 397-446.
- Bascuñán, S., Arriagada, C., Le Roux, J., & Deckart, K. (2015).** Unraveling the Peruvian Phase of the Central Andes: stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Salar de Atacama Basin (22°30'-23°S), northern Chile. *Basin Research*, 28(3), pp. 365-392.
- Becerra, J., Henríquez, S., Arriagada, C. (2014).** Geología del área Salar de Atacama, región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 166: 111 pp., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago, Chile.
- Beck, S., & Zandt, G. (2002).** The nature of orogenic crust in the central Andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10).
- Bjørlykke, K. (2010).** Sequence Stratigraphy, Seismic Stratigraphy and Basin Analysis. In *Petroleum Geoscience* (pp. 235-251). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Blanco, N. (2008).** Estratigrafía y evolución tectono-sedimentaria de la cuenca cenozoica de Calama (Chile, 22°S). *Masterarbeit, Universidad de Barcelona*.
- Blisniuk, P. M., Sonder, L. J., & Lillie, R. J. (1998).** Foreland normal fault control on northwest Himalayan thrust front development. *Tectonics*, 17(5), pp. 766-779.
- Bonini, M., Sani, F., & Antonielli, B. (2012).** Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: A review based on previous and new experimental models. *Tectonophysics*, 522, pp. 55-88.

- Brook, M., Pankhurst, R., Shepherd, T., & Spiro, B. (1986).** Andchron: Andean Geochronology and Metallogenesis. *Final Report to the Overseas Development Administration, Open File Report.* No WI/IG/86/1. British Geological Survey, 83 pp. Nottingham, U.K.
- Brüggen, J. (1934).** Las Formaciones de Sal y Petróleo de la Puna de Atacama. *Boletín de Minas y Petróleo*, N° 32, pp. 105-122, Santiago.
- Brüggen, J. (1942).** Geología de la Puna de San Pedro de Atacama y sus formaciones de areniscas y arcillas rojas. *In Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología, Primera parte, 2:* pp. 342-367. Santiago, Chile.
- Brun, J., & Nalpas, T. (1996).** Graben inversion in nature and experiments. *Tectonics*, 15(3), pp. 677-687.
- Butler, R. (1989).** The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), pp. 105-122.
- Carrapa, B., Bywater-Reyes, S., DeCelles, P., Mortimer, E., & Gehrels, G. (2011).** Late Eocene–Pliocene basin evolution in the Eastern Cordillera of northwestern Argentina (25°–26° S): regional implications for Andean orogenic wedge development. *Basin Research*, 24(3), pp. 249-268.
- Carrapa, B., & DeCelles, P. (2015).** Regional exhumation and kinematic history of the central Andes in response to cyclical orogenic processes. *Geol. Soc. Am. Mem*, 212, pp. 201-213.
- Cecioni, A., & Frutos, J. (1975).** Primera noticia sobre el hallazgo de Paleozoico inferior marino en la Sierra de Almeida, norte de Chile. *In Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, No. 1, vol.1, pp. 191-207.
- Charrier, R. (1979).** El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones*. N° 26, pp 1-37.
- Charrier, R., & Reutter, K. (1994).** The Purilactis Group of Northern Chile: Boundary between arc and backarc from late Cretaceous to Eocene. *In Tectonics of the Southern Central Andes* (pp. 189-202). Springer Berlin Heidelberg.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., Muñoz, N., Wyss, A., & Zurita, E. (2002).** Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), pp. 117-139.

- Charrier**, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The geology of Chile (Moreno, T.; gibbons, W.; editors). The geological Society*, pp. 21-114.
- Charrier**, R., Fariás, 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), pp. 5-35.
- Charrier**, R., Hérial, G., Pinto, L., García, M., Riquelme, R., Fariás, M., & Muñoz, N. (2013). 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*, 102(1), pp. 235-264.
- Chong**, G. (1973). Reconocimiento geológico del área Catalina-Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta, Provincia de Antofagasta. *Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología*, pp. 1-284.
- Chong**, G., & Reutter, K. (1985). Fenómenos de tectónica compresiva en las Sierras de Varas y de Argomedo, Precordillera chilena, en el ámbito del paralelo 25 sur. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 4, pp. 219-238).
- Cobbold**, P., & Rossello, E. (2003). Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 20(5), pp. 429-443.
- Cobbold**, P., Rosello, E., Roperch, P., Arriagada, C., Gómez, L., Lima, C. (2007). Distribution and timing of Andean deformation across South America. *Global Tectonic Processes: The Legacy of Mike Coward*.
- Coira**, B., Davidson, J., Mpodozis, C., & Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18(3), pp. 303-332.
- Coloma**, F., Valín, X., Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Salazar, E., & Ducea, M. (2017). Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from northern Chile (28°-30°15'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean Geology*, 44(2).
- Contardo**, X., Cembrano, J., Jensen, A., & Díaz-Naveas, J. (2008). Tectono-sedimentary evolution of marine slope basins in the Chilean forearc (33 30'–36 50' S): Insights into their link with the subduction process. *Tectonophysics*, 459(1-4), pp. 206-218.

- Cooper**, M., Williams, G., De Graciansky, P., Murphy, R., Needham, T., De Paor, D., Stoneley, R., Todd, S., Turner, J., & Ziegler, P. (1989). Inversion tectonics-a discussion. *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), pp. 335-347.
- Cornejo**, P., Matthews, S., & Pérez de Arce, C. (2003). The “KT” compressive deformation event in northern Chile (24–27 S). In *Congreso Geológico Chileno* (No. 10).
- Davidson**, J., Mpodozis, C., & Rivano, S. (1981). El Paleozoico de Sierra de Almeida, al Oeste de Monturaqui, Alta Cordillera de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 12, pp. 3-23.
- De Paola**, N., Holdsworth, R., McCaffrey, K., & Barchi, M. (2005). Partitioned transtension: an alternative to basin inversion models. *Journal of Structural Geology*, 27(4), pp. 607-625.
- DeCelles**, P., & Giles, K. (1996). Foreland basin systems. *Basin research*, 8(2), pp. 105-123.
- Del Rey**, A., Deckart, K., Arriagada, C., & Martínez, F. (2016). Resolving the paradigm of the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*, 37, pp. 172-181.
- Dingman**, R. (1963). Cuadrángulo Tulor. Instituto de investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile N°11 (1:50.000), pp. 1-35, Santiago.
- Encinas**, A., Folguera, A., Oliveros, V., Del Mauro, L., Tapia, F., Riffo, R., Hervé, F., Finger, K., Valencia, V., Gianni, G., & Álvarez, O. (2016). Late Oligocene–early Miocene submarine volcanism and deep-marine sedimentation in an extensional basin of southern Chile: Implications for the tectonic development of the North Patagonian Andes. *GSA Bulletin*, 128(5-6), pp. 807-823.
- Ericksen**, G., Chong G., & Vila, T. (1976). Lithium resources of salars in the central Andes. In *Lithium Resources and Requirements by the Year 2000*. USGS Professional Paper, No. 1005, pp. 66-74.
- Espinoza**, F.; Matthews, S.; Cornejo, P.; Venegas, C. (2011). Carta Catalina, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica 129: 65 pp., 1 mapa escala 1:100.000.
- Espinoza**, M., Montecino, D., Oliveros, V., Astudillo, N., Vásquez, P., Reyes, R., Celis, C., González, R., Contreras, J., Creixell, C., & Martínez, A. (2018). The synrift phase of the early Domeyko Basin (Triassic, northern Chile): Sedimentary, volcanic, and tectonic interplay in the evolution of an ancient subduction-related rift basin. *Basin Research*.

- Fariás, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., & 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*, 24(4).
- Flint, S. (1985).** Alluvial fan and playa sedimentation in an Andean arid, closed basin: the Paciencia Group (mid Tertiary), Antofagasta, Province, Chile. *Journal of the Geological Society of London* 141, pp. 533-546.
- Flint, S., Turner, P., Jolley, E., & Hartley, A. (1993).** Extensional tectonics in convergent margin basins: An example from the Salar de Atacama, Chilean Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 105(5), pp. 603-617.
- Folguera, A., Vera, E., Bottesi, G., Valcarce, G., & Ramos, V. (2010).** The Loncopué Trough: A Cenozoic basin produced by extension in the southern Central Andes. *Journal of Geodynamics*, 49(5), pp. 287-295.
- Gansser, A. (1973).** Facts and theories on the Andes: Twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, 129(2), pp. 93-131.
- García, F. (1967).** Geología del Norte Grande de Chile. In Simposium sobre el Geosinclinal Andino. Sociedad Geológica de Chile, Publicación 3: 128 pp.
- García-Senz, J., Muñoz, J., & McClay, K. (2000).** Inversion of Early Cretaceous extensional basins in the central Spanish Pyrenees. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 84(9), pp. 1428-1429.
- Gardeweg, P., Ramírez, C., & Davidson Monett, J. (1993).** Mapa geológico del área del Salar de Punta Negra y del volcán Lullaillaco, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Documento de Trabajo No. 7, escala 1:100.000. Santiago, Chile.
- Gardeweg, M., Pino, H., Ramírez, C., Davidson, J. (1994).** Mapa Geológico del área de Imilac y Sierra de Almeida, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Documentos de Trabajo No. 7, escala 1:100.000. Santiago, Chile.
- Garzzone, C., Molnar, P., Libarkin, J., & MacFadden, B. (2006).** Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3-4), pp. 543-556.

- Gawthorpe, R., & Leeder, M. (2000).** Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12(3-4), pp. 195-218.
- Giambiagi, L., Alvarez, P., Godoy, E., & Ramos, V. (2003).** The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, 369(1-2), pp. 1-19.
- Glennie, K., & Boegner, P. (1981).** Sole pit inversion tectonics. *Petroleum geology of the continental shelf of northwest Europe. Institute of Petroleum, London*, pp. 110-120.
- González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E. E., & Shyu, J. B. H. (2009).** Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23°S–24°S). *Tectonics*, 28(6).
- González, R.; Wilke, G.; Riquelme, R.; Menzies, A.; Espinoza, F.; Herrera, C. (2015).** Carta Sierra de Varas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No. 178, escala 1:100.000. Santiago, Chile.
- González-Maurel, O., Menzies, A., González, R., & le Roux, P. (2016).** Understanding the onset of Andean subduction: New Sr and Nd isotopic data from late Paleozoic to late Triassic magmatism in northern Chile. In *International Geological Congress, paper* (No. 2525).
- Guiraud, R., & Bosworth, W. (1997).** Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics*, 282(1-4), pp. 39-82.
- Hall, R., & Morley, C. (2004).** Sundaland basins. *Continent-ocean interactions within East Asian marginal seas*, pp. 55-85.
- Halpern, M. (1978).** Geological significance of Rb-Sr isotopic data of northern Chile crystalline rocks of the Andean orogen between latitudes 23° and 27° South. *Geological Society of America Bulletin*, 89(4), 522-532.
- Hand, M., & Sandiford, M. (1999).** Intraplate deformation in central Australia, the link between subsidence and fault reactivation. *Tectonophysics*, 305(1-3), pp. 121-140.
- Harrington, H. (1961).** Geology of parts of Antofagasta and Atacama provinces, northern Chile. *AAPG Bulletin*, 45(2), pp. 169-197.

- Hartley, A., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S., & Jolley, E. (2000).** Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, 28(4), pp. 331-334.
- Haschke, M., Scheuber, E., Günther, A., & Reutter, K. (2002).** Evolutionary cycles during the Andean orogeny: repeated slab breakoff and flat subduction?. *Terra nova*, 14(1), pp. 49-55.
- Henríquez, S. (2012).** Estructura del Salar de Atacama: Implicancias en la estructura cortical de los Andes Centrales. MSc thesis (Unpublished). Universidad de Chile, Santiago: pp. 1-97.
- Henríquez, S., Becerra, J., & Arriagada, C. (2014).** Geología del área Salar de Atacama, región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1.
- Hoke, L., Hilton, D., Lamb, S., Hammerschmidt, K., & Friedrichsen, H. (1994).** ³He evidence for a wide zone of active mantle melting beneath the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 128(3), pp. 341-355.
- Horton, B. (2018).** Tectonic regimes of the central and southern Andes: responses to variations in plate coupling during subduction. *Tectonics*, 37(2), pp. 402-429.
- Ingersoll, R. (2012).** *Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature* (pp. 1-43). John Wiley & Sons, Ltd.
- Isaacson, P., Fisher, L., & Davidson, J. (1985).** Devonian and Carboniferous Stratigraphy of Sierra de Almeida, Northern Chile, preliminary results. In *Revista Geológica de Chile*. No. 25-26, pp. 113-124.
- Isacks, B. (1988).** Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B4), pp. 3211-3231.
- Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A., & Dumont, J. (2000).** Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. *Tectonic Evolution of South America*, 31, pp. 481-559.
- Jaillard, E., Bengtson, P., & Dhondt, A. (2005).** Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru: a refined stratigraphic framework. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(3), pp. 307-323.

- Jordan, T., Burns, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., & Mpodozis, C. (2001).** Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20(3), pp. 308-324.
- Jordan, T., & Alonso, R. (1987).** Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20-28 south latitude. *AAPG Bulletin*, 71(1), pp. 49-64.
- Jordan, T., Muñoz, N., Hein, M., Lowenstein, T., Godfrey, L., & Yu, J. (2002).** Active faulting and folding without topographic expression in an evaporite basin, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 114(11), pp. 1406-1421.
- Jordan, T., Mpodozis, C., Muñoz, N., Blanco, N., Pananont, P., & Gardeweg, M. (2007).** Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 23(2), pp. 122-146.
- Kay, S., Mpodozis, C., & Ramos, V. (2005).** Andes. In R. C. Selley et al. (Eds.), *Encyclopedia of Geology, Five Volume Set*. Oxford: Elsevier Academic Press. pp 118-131.
- Kay, S., & Coira, B. (2009).** Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *Backbone of the Americas: shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision*. Vol. 204, 229 pp.
- Kesler, S., Gruber, P., Medina, P., Keoleian, G., Everson, M., & Wallington, T. (2012).** Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits. *Ore Geology Reviews*, 48, pp. 55-69.
- Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L., & Dewey, J. (1997).** Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. *Geological Society, London, Special Publications*, 121(1), pp. 237-264.
- Lamplugh, G. (1920).** Structure of the Weald and analogous tracts. *Quarterly Journal Geological Society*, 75, LXXIII-XCV.
- Lawton, T. (1994).** Tectonic setting of Mesozoic sedimentary basins, Rocky Mountain region, United States. Rocky Mountain Section (SEPM).
- Macellari, C., Su, M., & Townsend, F. (1991).** Structure and seismic stratigraphy of the Atacama Basin, Northern Chile. In *Proc. VI Congr. Geol. Chileno* (Vol. 1, pp. 133-137).

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

Marinovic, S., Smoje, T., Maksaev, J., Hervé, A., & Mpodozis, M. (1995). Hoja aguas blancas. Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. No. 70, 150 pp., escala 1:250.000. Santiago.

Marsden, D. (1992). V₀-K method of depth conversion. *The Leading Edge* 11(8), pp. 53–54.

Martínez, F., Arriagada, C., Mpodozis, C., & Peña, M. (2012). The Lautaro Basin: A record of inversion tectonics in northern Chile. *Andean Geology*, 39(2), pp. 258-278.

Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Del Real, I., & Deckart, K. (2013). The structure of the Chañarcillo Basin: An example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 42, pp. 1-16.

Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Deckart, K., & Charrier, R. (2016). Tectonic styles and crustal shortening of the Central Andes “Pampean” flat-slab segment in northern Chile (27–29 S). *Tectonophysics*, 667, pp. 144-162.

Martínez, F., González, R., Bascuñán, S., & Arriagada, C. (2017). Structural styles of the Salar de Punta Negra Basin in the Preandean Depression (24°-25°S) of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*.

Martínez, F., López, C., Bascuñán, S., & Arriagada, C. (2018). Tectonic interaction between Mesozoic to Cenozoic extensional and contractional structures in the Preandean Depression (23°–25° S): Geologic implications for the Central Andes. *Tectonophysics*, 744, pp. 333-349.

Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., & Espurt, N. (2010). Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3-4), pp. 299-309.

McClay, K., & Buchanan, P. (1992). Thrust faults in inverted extensional basins. In *Thrust tectonics* (pp. 93-104). Springer, Dordrecht.

McClay, K. (1995). The geometries and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies. *Geological Society, London, Special Publications*, 88(1), pp. 97-118.

McClay, K. (1999), Inversion Fault Systems, in *Tectonic regimes and fault systems: structural geology for petroleum exploration*, short course, editado por K. R. McClay, Professor of Royal Holloway, University of London.

McQuarrie, N. (2002). The kinematic history of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia: Implications for building a high plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 114(8), pp. 950-963.

Mégard, F., Noble, D., McKee, E., & Bellon, H. (1984). Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of central Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 95(9), pp. 1108-1117.

Mpodozis, C., & Ramos, V. (1990). The Andes of Chile and Argentina. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. In: Ericksen G, Canas, M, Reinemund JA (eds) Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sci Series, 11*, pp. 59-90.

Mpodozis, C., Marinovic, N., & Smoje, I. (1993). Eocene left lateral strike slip faulting and clockwise block rotations in the Cordillera de Domeyko, west of Salar de Atacama, northern Chile. In *Andean Geodynamics, 2nd International Symposium, Oxford Press, U. K.* pp. 225-228, ORSTOM, Paris.

Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., & Reich, M. (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(1), pp. 125-154.

Mpodozis, C., & Cornejo, P. (2012). Cenozoic tectonics and porphyry copper systems of the Chilean Andes. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 16, pp. 329-360.

Munk, L., Hynek, S., Bradley, D., & Jochens, H. (2016). Lithium brines: A global perspective. *Reviews in Economic Geology*, 18, pp. 339-365.

Muñoz, N., & Townsend, F. (1997). Estratigrafía de la Cuenca Salar de Atacama. Resultados del pozo exploratorio Toconao-1. Implicancias Regionales. In *Proc. VIII Congr. Geol. Chileno* (Vol. 1, pp. 555-558).

Muñoz, N., Charrier, R., & Jordan, T. (2002). Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Revista geológica de Chile*, 29(1), pp. 55-80.

- Nanda, N.** (2016). Seismic data interpretation and evaluation for hydrocarbon exploration and production: A practitioner's guide. Springer. 224 pp.
- Naranjo, J., & Puig, A.** (1984). Hojas Taltal y Chañaral, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, No. 62 y 63, escala 1:250.000. Santiago, 140 pp.
- Naranjo, J., Villa, V., Ramírez, C., & Pérez de Arce, C.** (2018). Volcanism and tectonism in the southern Central Andes: Tempo, styles, and relationships. *Geosphere*, *14*(2), pp. 626-641.
- Niemeyer, H.** (1989). El Complejo ígneo-sedimentario del Cordón de Lila, Región de Antofagasta: significado tectónico. *Andean Geology*, *16*(2), pp. 163-181.
- Niemeyer, H., Urzua, F., & Rubinstein, C.** (1997). Nuevos antecedentes estratigráficos y sedimentológicos de la Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero de Sierra Almeida, región de Antofagasta, Chile. *Andean Geology*, *24*(1), pp. 25-43.
- Niemeyer, H., & Crignola, F.** (2003). Análisis estructural de fallas mediante el método de los diedros, aplicación al estudio de fallas de rumbo en Sierra de Almeida, Segunda Región de Antofagasta. *Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Revista Vertiente*, No. 18, pp. 11-16. Antofagasta.
- Niemeyer, H., Berríos, H., & Ruiz Cruz, M.** (2004). Temperatures of formation in Triassic cataclasites of Cordillera Domeyko, Antofagasta, Chile. *Andean Geology*, *31*(1), pp. 3-18.
- Niemeyer, H., Zavattieri, A., Ballent, S., Zamuner, A., & Gallego, O.** (2008). Triassic age of the continental Pular Formation, Sierra de Almeida, Antofagasta, northern Chile. *Andean Geology*, *35*(1).
- Niemeyer, H., & Urrutia, C.** (2009). Transcurrencia a lo largo de la Falla Sierra de Varas (Sistema de fallas de la Cordillera de Domeyko), norte de Chile. *Andean geology*, *36*(1), pp. 37-49.
- Noury, M., Philippon, M., Bernet, M., Paquette, J., & Sempere, T.** (2017). Geological record of flat slab-induced extension in the southern Peruvian forearc. *Geology*, *45*(8), pp. 723-726.
- O'Driscoll, L., Richards, M., & Humphreys, E.** (2012). Nazca-South America interactions and the late Eocene-late Oligocene flat-slab episode in the central Andes. *Tectonics*, *31*(2).
- Oliveros, V., Féraud, G., Aguirre, L., Fornari, M., & Morata, D.** (2006). The Early Andean Magmatic Province (EAMP): ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating on Mesozoic volcanic and plutonic rocks from

the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157(4), pp. 311-330.

Oliveros, V., González, J., Vargas, M. E., Vásquez, P., Rossel, P., Creixell, C., Sepúlveda, F., & Bastias, F. (2018). The Early Stages of the Magmatic Arc in the Southern Central Andes. In *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes* (pp. 165-190). Springer, Cham.

Padilla, H. (1988). Eventos intrusivos y deformaciones en la Cordillera de Domeyko a la latitud del Salar de Punta Negra. Antecedentes geocronológicos K-Ar. In *Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas*, Vol. 3, pp. 1229-1243. Santiago.

Pananont, P., Mpodozis, C., Blanco, N., Jordan, T., & Brown, L. (2004). Cenozoic evolution of the northwestern Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Tectonics*, 23(6).

Peralta, A. (2015). Estilo y evolución de la deformación presente en rocas de la Formación Profeta, entre el Portezuelo de la Sal y los 25° de latitud sur, Cordillera de Domeyko, II Región. Memoria de Título (Unpublished). Universidad Católica del Norte, Antofagasta, 246 pp.

Pino, H., & Fuenzalida, G. (1988). Mapa Geológico y perfiles estructurales del Área Sierra de Almeida-Sierra Guanaqueros, escala 1:100.000. II Región de Antofagasta, Chile.

Pinto, L., Muñoz, C., Nalpas, T., & Charrier, R. (2010). Role of sedimentation during basin inversion in analogue modelling. *Journal of Structural Geology*, 32(4), pp. 554-565.

Pozo, I. (1987). Proyecto Gravimétrico Salar de Punta Negra, II Región. Cálculo e Interpretación. *Informe Interno ENAP*. 39 pp.

Ramírez, C., & Gardeweg, M. (1982). Hoja Toconao; Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, No. 54, escala 1:250.000. Santiago, 122 pp.

Ramos, V. A. (2010). The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*, 45(1), pp. 2-25.

Reutter, K., Giese, P., Götze, H., Scheuber, E., Schwab, K., Schwarz, G., & Wigger, P. (1988). Structures and crustal development of the Central Andes between 21° and 25°S. In *The Southern Central Andes* (pp. 231-261). Springer Berlin Heidelberg.

Reutter, K., Scheuber, E., & Helmcke, D. (1991). Structural evidence of orogen-parallel strike slip displacements in the Precordillera of northern Chile. *Geologische Rundschau*, 80(1), pp. 135-153.

Reutter, K., Charrier, R., Götze, H., Schurr, B., Wigger, P., Scheuber, E., Giese, P., Reuther, C-D., Schmidt, S., Rietbrock, A., Chong, G., & Belmonte-Pool, A. (2006). The Salar de Atacama Basin: a subsiding block within the western edge of the Altiplano-Puna Plateau. In *The Andes* (pp. 303-325). Springer, Berlin, Heidelberg.

Richards, J., Boyce, A., & Pringle, M. (2001). Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology*, 96(2), pp. 271-305.

Risacher, F., & Fritz, B. (2009). Origin of salts and brine evolution of Bolivian and Chilean salars. *Aquatic Geochemistry*, 15(1-2), pp. 123-157.

Rubilar, J., Martínez, F., Arriagada, C., Becerra, J., & Bascuñán, S. (2018). Structure of the Cordillera de la Sal: A key tectonic element for the Oligocene-Neogene evolution of the Salar de Atacama basin, Central Andes, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 87, pp. 200-210.

Rubinstein, C., Petus, E., & Niemeyer, H. (2017). Palynostratigraphy of the Zorritas Formation, Antofagasta region, Chile: Insights on the Devonian/Carboniferous boundary in western Gondwana. *Geoscience Frontiers*, 8(3), pp. 493-506.

Salfty, J. (1985). Lineamentos transversales al rumbo andino en el Noroeste Argentino. In *IV Congreso Geológico Chileno*. Vol. 2, pp. 119-137.

Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., & Reutter, K. (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* (pp. 121-139). Springer Berlin Heidelberg.

Scisciani, V., Calamita, F., Tavarnelli, E., Rusciadelli, G., Ori, G., & Paltrinieri, W. (2001). Foreland-dipping normal faults in the inner edges of syn-orogenic basins: a case from the Central Apennines, Italy. *Tectonophysics*, 330(3-4), pp. 211-224

Scisciani, V. (2009). Styles of positive inversion tectonics in the Central Apennines and in the Adriatic foreland: Implications for the evolution of the Apennine chain (Italy). *Journal of Structural Geology*, 31(11), pp. 1276-1294.

Sernageomin (2003). Mapa Geológico de Chile, escala 1:1.000.000, Santiago.

- Sibson**, R. (1995). Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action. *Geological Society, London, Special Publications*, 88(1), pp. 3-19.
- Sinclair**, H. (1997). Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin*, 109(3), pp. 324-346.
- Solari**, M., Montecino, D., Venegas, C., Espinoza, F., & Bahamondes, B. (2015). Hallazgo de Triásico Medio en la sierra de Imilac, segunda región de Antofagasta. In *XIV Congreso Geológico Chileno*, La Serena, Chile. Vol.3, pp. 385-387.
- Solari**, M., Venegas, C., Montecino, D.; Astudillo N., Cortés, J., Bahamondes, B., Araya, C., & Espinoza, F. (2017). Geología del área Imilac-Quebrada Guanaqueros, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 191:88 pp., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Soto**, R., Martinod, J., Riquelme, R., Hérail, G., & Audin, L. (2005). Using geomorphological markers to discriminate Neogene tectonic activity in the Precordillera of North Chilean forearc (24–25° S). *Tectonophysics*, 411(1-4), pp. 41-55.
- Steinman**, G. (1929). Geologie von Peru. Carl Winters Universitats-Buchhandlung. 448 pp.
- Stille**, H. (1924). *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 443 pp.
- Tassara**, A., & Yáñez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47 S). *Revista geológica de Chile*, 30(2), pp. 159-186.
- Tomlinson**, A., Mpodozis, C., Cornejo, P., & Ramírez, C. (1993). Structural Geology of the Sierra Castillo-Agua Amarga Fault System, Precordillera of Chile, El Salvador-Potrerrillos. In *Andean Geodynamics, 2nd International Symposium*, Oxford Press, U. K. pp. 259- 262, ORSTOM, Paris.
- Tomlinson**, A., Cornejo, P., & Mpodozis, C. (1999). Hoja Potrerillos, Región de Atacama, Chile. *Servicio de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, (14).
- Trumbull**, R., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K., & Hongn, F. (2006). The time-space distribution of Cenozoic volcanism in the South-Central Andes: a new data compilation and some tectonic implications. In *The Andes* (pp. 29-43). Springer, Berlin, Heidelberg.

- Turner, J., & Williams, G. (2004).** Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening. *Earth-Science Reviews*, 65(3-4), pp. 277-304.
- Van Overmeeren, R., & Staal, J. (1976).** Floodfan sedimentation and gravitational anomalies in the Salar de Punta Negra, Northern Chile. *Geologische Rundschau*, 65(1), pp. 195-211.
- Veeken, P. (2006).** Seismic Stratigraphy, Basin Analysis and Reservoir Characterization. Vol.27. Elsevier, Amsterdam. 453 pp.
- Veeken, P., & Moerkerken, B. (2013).** Seismic Stratigraphy and Depositional Facies Models. European association of geoscientists and Engineers. 493 pp.
- Viramonte, J., Kay, S., Becchio, R., Escayola, M., & Novitski, I. (1999).** Cretaceous rift related magmatism in central-western South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(2), pp. 109-121.
- Wilkes, E., & Görler, K. (1994).** Sedimentary and structural evolution of the Salar de Atacama depression. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (pp. 171-188). Springer Berlin Heidelberg.
- Williams, G., Powell, C., & Cooper, M. (1989).** Geometry and kinematics of inversion tectonics. *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), pp. 3-15.
- Winocur, D., Litvak, V., & Ramos, V. (2015).** Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, main Andes of Argentina and Chile: evidence for generalized extension. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), pp. 109-130.
- Withjack, M., Schlische, R., & Olsen, P. (2002).** Rift-basin structure and its influence on sedimentary systems.
- Wu, J., McClay, K., Whitehouse, P., & Dooley, T. (2012).** 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. In *Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis* (pp. 700-730).
- Yáñez, G., Ranero, C., Huene, R., & Díaz, J. (2001).** Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32–34 S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B4), pp. 6325-6345.
- Zimmermann, U., Niemeyer, H., & Meffre, S. (2010).** Revealing the continental margin of Gondwana: the Ordovician arc of the Cordón de Lila (northern Chile). *International Journal of Earth Sciences*, 99(1), pp. 39-56.

VII Anexos

VII.1 Anexo 1: Secciones sísmicas complementarias

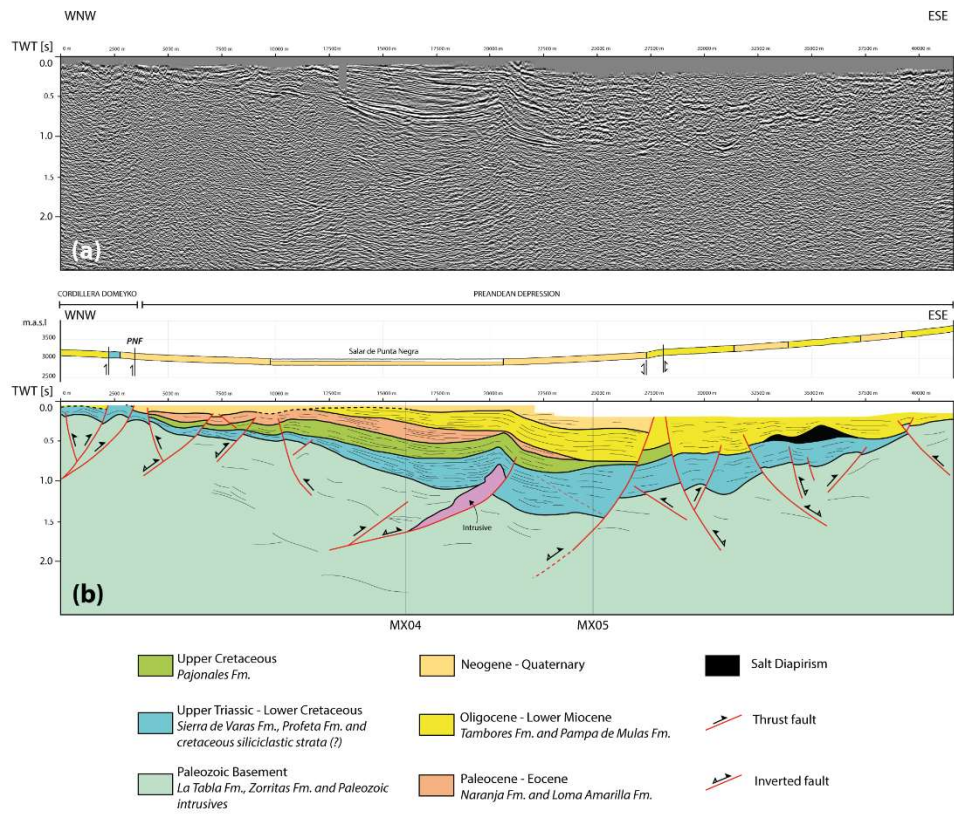


Figura VII.1: (a) Sección sísmica Z2F004 no interpretada. (b) Sección sísmica Z2F004 interpretada.

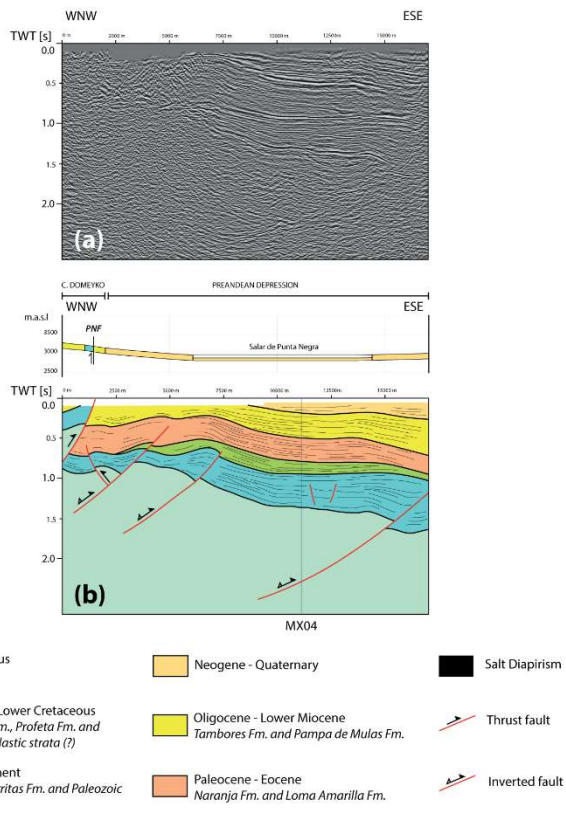


Figura VII.2: (a) Sección sísmica Z2F006 no interpretada. (b) Sección sísmica Z2F006 interpretada.

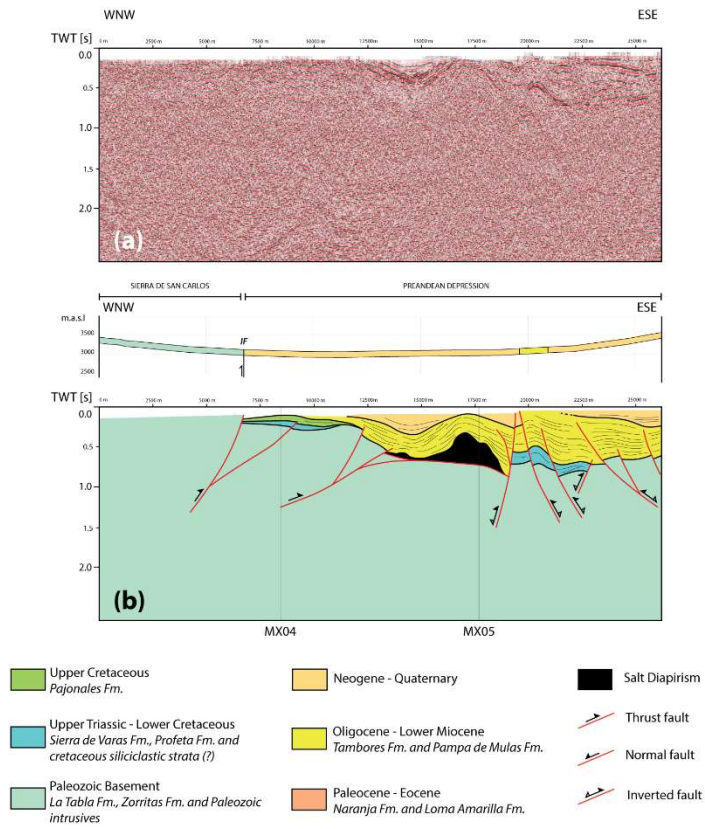


Figura VII.3: (a) Sección sísmica Z2F002 no interpretada. (b) Sección sísmica Z2F002 interpretada.

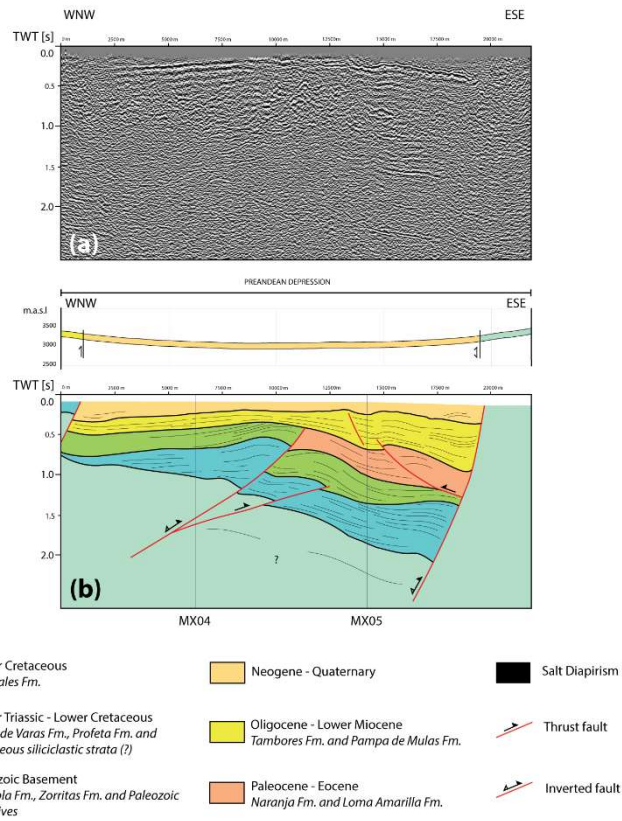


Figura VII.4: (a) Sección sísmica ZIF018 no interpretada. (b) Sección sísmica ZIF018 interpretada.

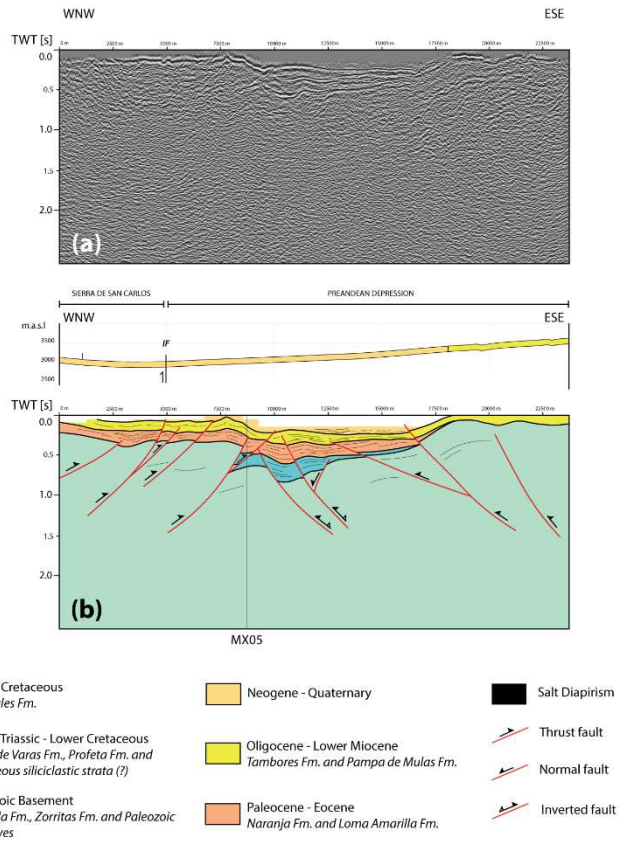


Figura VII.5: (a) Sección sísmica ZIF016 no interpretada. (b) Sección sísmica ZIF016 interpretada.

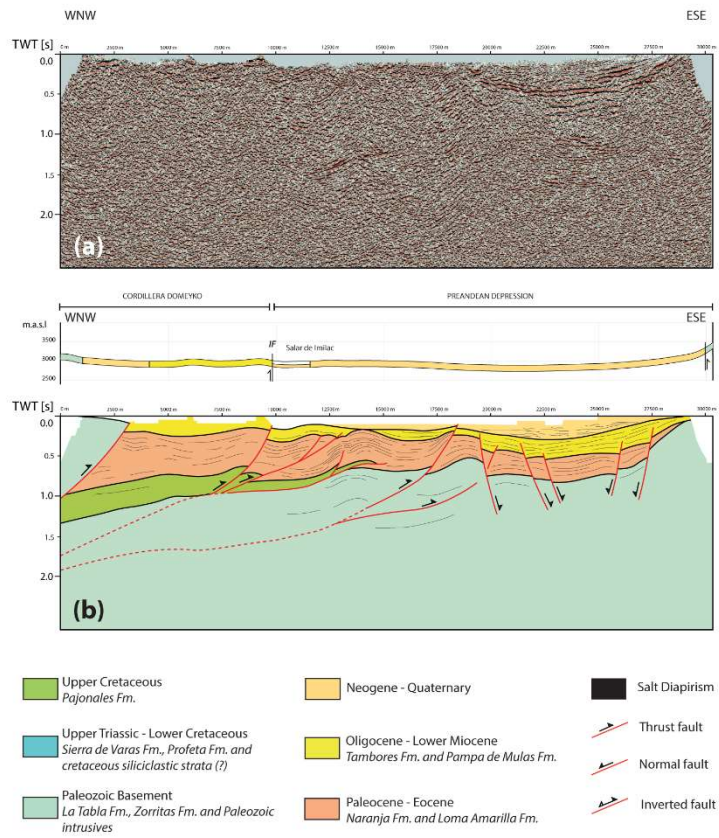


Figura VII.6: (a) Sección sísmica ZIF014 no interpretada. (b) Sección sísmica ZIF014 interpretada.

VII.2 Anexo 2: Tectónica de cuencas invertidas

En márgenes convergentes de subducción, el desarrollo de cuencas sedimentarias se encuentra fuertemente condicionado por factores geodinámicos, puesto que el régimen tectónico sobre el continente está controlado en primera instancia por la dinámica de las placas tectónicas (Ingersoll, 2012).

Las cuencas sedimentarias resultan ser un rasgo común en márgenes convergentes. El desarrollo de estas puede ocurrir en distintas posiciones respecto al margen y a distintas escalas de tiempo. Dependiendo de su origen, una cuenca puede extender su vida en un rango entre ca. 5 Ma y 100 Ma (Ingersoll, 2012) y que, en el caso de márgenes de subducción, pueden estar ubicadas en una posición de antearco (e.g Contardo et al., 2008), intraarco (e.g Charrier et al., 2002) y/o trasarco/retroarco (e.g trasarco Mesozoico de E.E.U.U occidental; Lawton, 1994).

La formación de una cuenca sedimentaria puede ocurrir bajo diversas condiciones tectónicas, ya sea en un régimen extensional, contraccional y/o transcurrente, como también puede ser resultado de una evolución polifásica (e.g Martínez et al., 2013). En este sentido, la arquitectura y geometría de una cuenca y su relleno resultan determinantes a la hora de describir los procesos tectónicos involucrados durante su evolución.

En los Andes Centrales del norte de Chile, el establecimiento de cuencas sedimentarias sobre el continente ha marcado la historia geológica del margen. Trabajos previos han documentado la importancia de la arquitectura de cuencas extensionales mesozoicas sobre la construcción del orógeno durante el Cenozoico (e.g Giambiagi et al., 2003; Amilibia et al., 2008; Martínez et al., 2012; 2013; 2016), demostrando que parte del desarrollo de la estructura andina ha estado gobernada por la reactivación de fallas normales y estructuras asociadas. De esta manera, la inversión tectónica y la reactivación de sistemas estructurales previamente establecidos distinguen como procesos fundamentales en la evolución de sistemas orogénicos, y pese a que han sido ampliamente estudiados (e.g Cooper et al., 1989; Williams et al., 1989; McClay & Buchanan, 1992; McClay, 1995; Amilibia et al., 2005; Bonini et al., 2012; entre otros), la geometría, cinemática y desarrollo de sistemas invertidos, continúa siendo objeto de estudio de la Geología Estructural.

VII.2.1 Cuencas extensionales/transtensionales

La geometría de una cuenca invertida está fuertemente determinada por el arreglo estructural establecido previo a la inversión. La arquitectura de una cuenca extensional puede resultar compleja, sobre todo en sistemas que no sólo incorporan estructuras extensionales, sino donde una importante componente de rumbo permite la interacción contemporánea entre fallas normales, oblicuas, de rumbo, y en muchos casos fallamiento inverso asociado (De Paola et al., 2005).

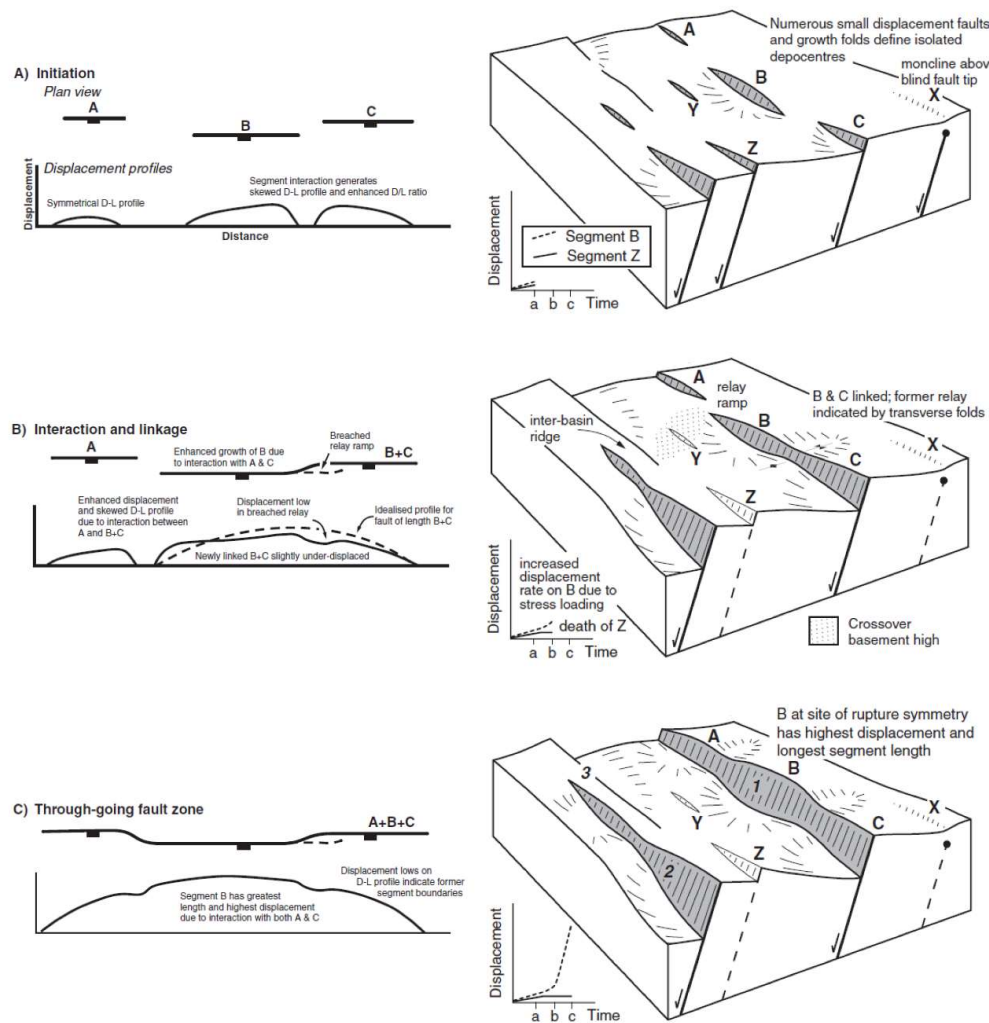


Figura VII.7: Evolución esquemática de una cuenca extensional. A la izquierda se observa la evolución en planta, mientras a la derecha se observa la evolución en tres dimensiones. Modificado de Gawthorpe & Leeder (2000).

Withjack et al. (2002) describen un *rift* como depresiones corticales de geometría elongada, limitada por uno o ambos lados por fallas normales de basamento. Estas depresiones están definidas de acuerdo con distintos componentes estructurales, tales como el comportamiento de los márgenes de falla, la formación interna de bloques de falla y largas zonas de transferencia.

De acuerdo con Gawthorpe & Leeder (2000), una cuenca extensional resulta de una evolución polifásica que comprende la ocurrencia e interacción de pequeñas estructuras normales, que conforme el sistema avanza, se unen para formar fallas maestras que concentran la deformación (Figura VII.7). Estas interacciones pueden no siempre resultar en la unión de dos fallas menores. Muchas veces la interacción es a través de la formación de grandes zonas de traspaso representadas por fallas de transferencia, rampas de relevo, arreglo de fallas *en-echelon*, entre otras geometrías (Figura VII.8). En estas regiones la deformación de rumbo es común y suele ocurrir como el acomodo de la extensión transferida de un set de fallas normales a otro (Withjack et al., 2002).

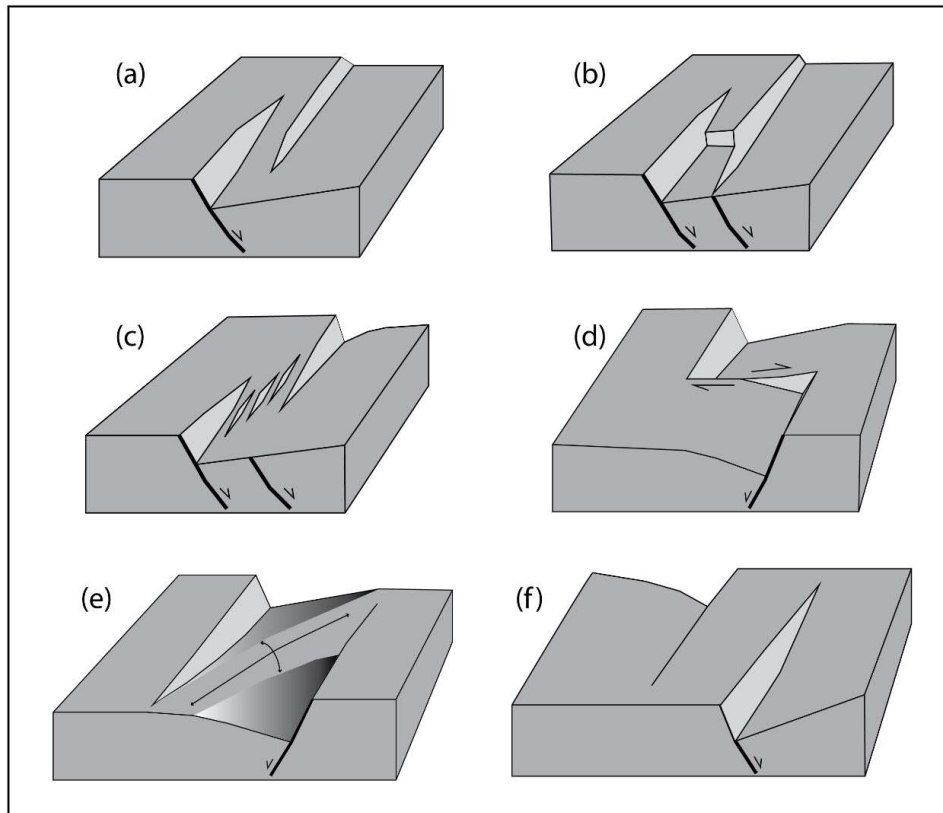


Figura VII.8: Ejemplos de geometrías en zonas de traspaso. (a) Rampa de relevo. (b) Rampa de relevo rota. (c) Zona de transferencia *en-echelon*. (d) Zona de transferencia antitética (*hard*). (e y f) Zona de transferencia antitética (*soft*).

En sistemas de extensión oblicua, la ocurrencia de fallamiento de rumbo también es un rasgo común. En términos generales, las cuencas extensionales suelen estar segmentadas por grandes fallas internas que presentan desplazamientos de cientos de metros y kilómetros de longitud. Ante un escenario de extensión oblicua, es posible que estas estructuras se desarrollen de manera oblicua al eje axial de la cuenca, demostrando desplazamientos normales y/o de rumbo en menor medida (Figura VII.9; Withjack et al., 2002).

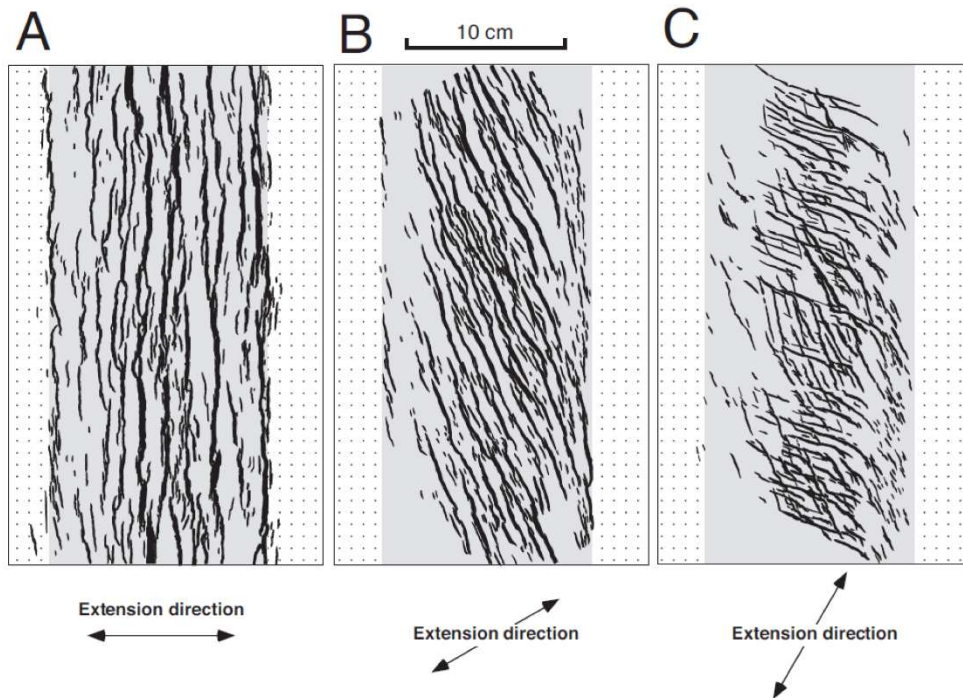


Figura VII.9: Patrón de fallamiento en superficie de sistema de rift ortogonal y oblicuo en experimentos de arcilla. Modificado de Withjack et al. (2002).

VII.2.2 Inversión tectónica

La inversión tectónica corresponde a un término globalmente utilizado que refiere al proceso donde sistemas extensionales son reactivados como inversos (McClay & Buchanan, 1992). Sin embargo, de manera genérica, la inversión tectónica se ha definido para dos escenarios. Por un lado, la inversión tectónica positiva refiere al paso de un sistema extensional a un contraccional, mientras que inversión tectónica negativa refiere al paso de un sistema contraccional a uno extensional (Williams et al., 1989).

El término inversión tectónica fue utilizado por primera vez por Glennie & Boegner (1981), sin embargo, cuencas invertidas ya habían sido reconocidas años antes (e.g Lamplugh, 1920; Stille,

1924). En la actualidad, este proceso ya se ha documentado en las más importantes cuencas de intraplaca y orógenos colisionales del mundo (Bonini et al., 2012). Entre los múltiples ejemplos que existe, destaca el Sureste de Asia (Hall & Morley, 2004), las Montañas Rocallosas (Bally, 1989), los Alpes (Butler, 1989), los Pirineos (García-Senz et al., 2000), los Andes (Giambiagi et al., 2003; Amilibia et al., 2008), Australia Central (Hand & Sandiford, 1999), la plataforma del Sahara (Guiraud & Bosworth, 1997), los Apeninos (Scisciani, 2009), entre otros.

En las últimas décadas, la inversión tectónica ha recibido especial atención, pues ha logrado situarse como un proceso clave durante la evolución de sistemas estructurales complejos. Además, ha captado especial importancia a nivel económico, dado que la inversión tectónica es uno de los mecanismos más efectivos para el entrapamiento de hidrocarburos (Turner & Williams, 2004) y puede resultar importante en el desarrollo de sistemas magmático-hidrotermales relacionados a depósitos minerales (Sibson & Scott, 1998).

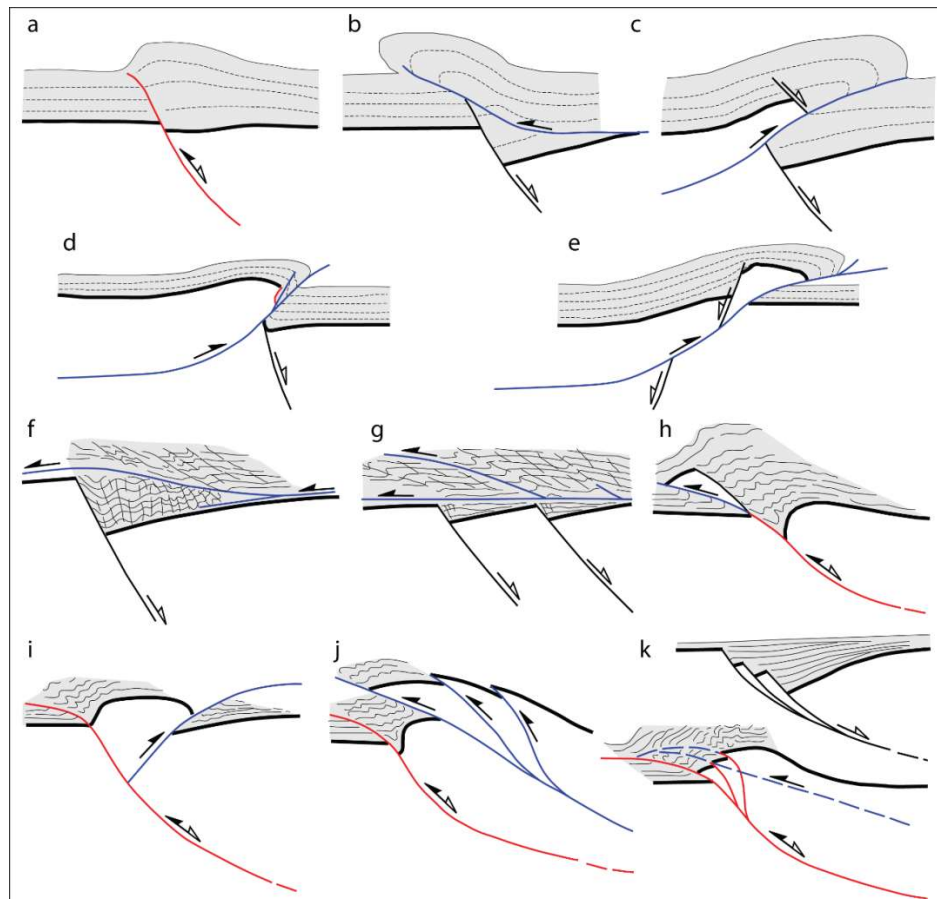


Figura VII.10: Ejemplos característicos de geometrías de inversión tectónica. Modificado de Bonini et al. (2012).

El concepto de inversión tectónica puede resultar fácil de comprender, incluso intuitivo. Sin embargo, los sistemas invertidos se caracterizan por presentar geometrías extremadamente complejas, lo que significa una mayor dificultad al momento de constreñir la estructura superficial y profunda. El motivo de lo anterior es que los sistemas invertidos no sólo están representados por la reactivación de fallas preexistentes, sino también por el desarrollo de nuevas fallas que pueden obliterar las características del sistema estructural previo (Figura VII.10; McClay & Buchanan, 1992; Bonini et al., 2012).

Las secuencias sedimentarias y volcánicas involucradas durante la historia de una cuenca invertida pueden clasificarse de acuerdo con su relación con la actividad tectónica. Las unidades tectono-estratigráficas pueden ser divididas en secuencias pre-extensión, sin-extensión, post-extensión, así como secuencias sin-inversión y post-inversión, dependiendo del régimen extensional o contraccional al cual está sometido la cuenca, respectivamente (Figura VII.11).

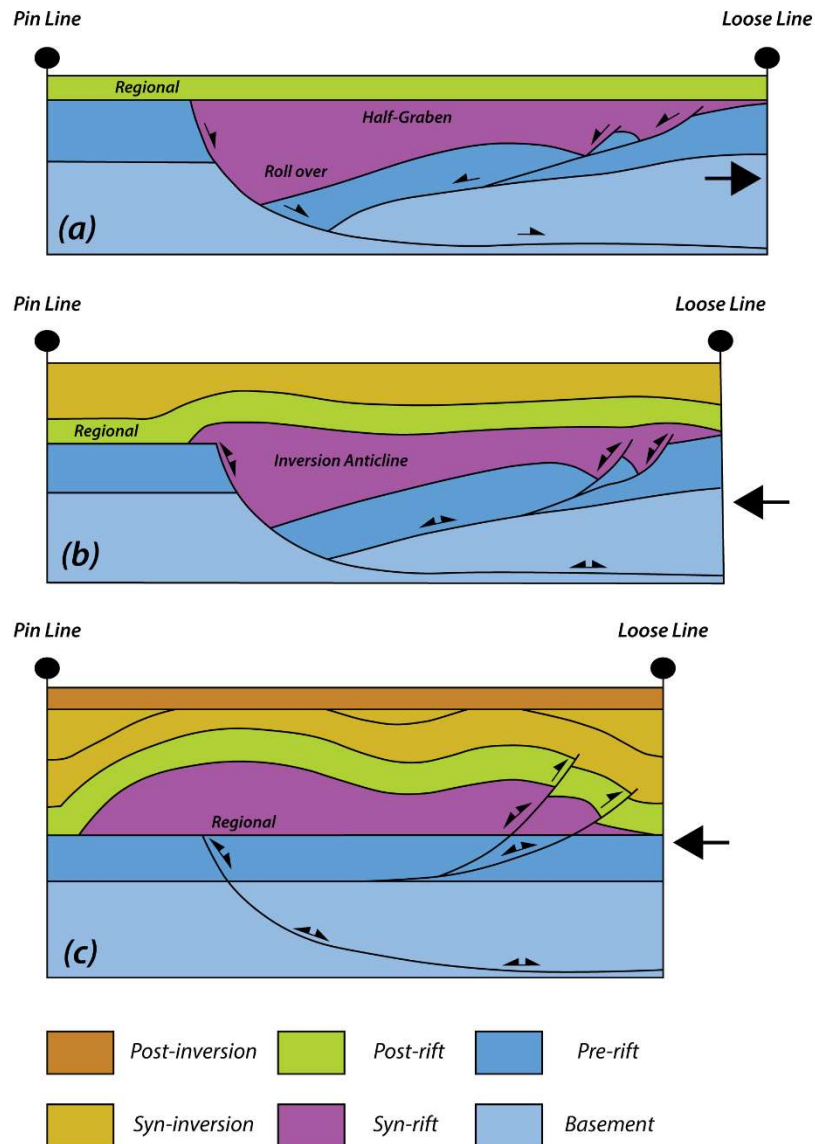


Figura VII.11: Modelo conceptual de un hemi-graben invertido. Modificado de McClay (1995).

VII.2.2.1 Reactivación de fallas normales

Durante la inversión tectónica positiva, las fallas normales preexistentes usualmente demuestran desplazamientos inversos durante su reactivación, las que a su vez producen alzamiento y extrusión del relleno de la cuenca (Cooper et al., 1989). Las cuñas estratigráficas formadas en episodio extensionales son deformadas y plegadas durante la inversión tectónica por sobre el nivel regional, generando anticlinales de inversión o estructuras con geometría de arpón (Figura VII.11b; McClay & Buchanan, 1992). Sin embargo, la reactivación positiva de fallas normales suele estar acompañada por el desarrollo de nuevas fallas inversas, generalmente

asociadas a las estructuras maestras del sistema extensional previo. Dependiendo de sus características, estas fallas inversas se clasifican como *shortcuts*, *backthrust* o *bypass* (McClay & Buchanan, 1992). Así, la arquitectura y polaridad de las discontinuidades que controlan el desarrollo de la cuenca, condicionan la generación de nuevas fallas durante la inversión tectónica (Bonini et al., 2012).

La magnitud de este proceso puede ser evaluado cuantitativamente a través del radio de inversión R_i ($R_i = d_c/d_h$), donde d_c representa la porción de la secuencia sin-extensional que se encuentra sometida a un estado de desplazamiento contraccional, mientras d_h que es la sección completa considerando la suma entre d_c y d_e , siendo esta última la porción de la secuencia sin-extensional que se encuentra en un estado de desplazamiento extensional (Figura VII.12). Este radio se define a partir de un marcador estratigráfico, denominado punto nulo, que corresponde al nivel estratigráfico de la secuencia sin-extensional que ha vuelto a su elevación original tras la inversión tectónica (Figura VII.12). Así, a medida que la inversión avance, el punto nulo irá migrando progresivamente hacia abajo.

VII.2.2.2 Grado de inversión tectónica

Como se ha mencionado en los párrafos anteriores, un mecanismo sencillo que permite cuantificar el grado de inversión es a través del radio de inversión (R_i). Sin embargo, uno de los principales conflictos con este método es la necesidad de un sistemático y completo control de la variación de potencias de las secuencias sin-extensionales. Bally (1984) clasificó el grado de inversión tectónica de acuerdo con el desplazamiento extensional de las fallas con las secuencias sin-tectónicas. La clasificación consiste en una escala cualitativa que permite clasificar la inversión tectónica en ‘parcial o total’.

La inversión parcial ocurre cuando la secuencia pre-extensional y sin-extensional demuestran un desplazamiento extensional, mientras la secuencia post-extensional mantiene un desplazamiento contraccional (Figura VII.5b). De esta manera, la inversión total ocurre cuando la secuencia pre-extensional y sin-extensional han recuperado todo su desplazamiento extensional. Así la porción basal se encuentra bajo un estado pre-deformación, mientras la porción superior se encuentra bajo un estado contraccional.

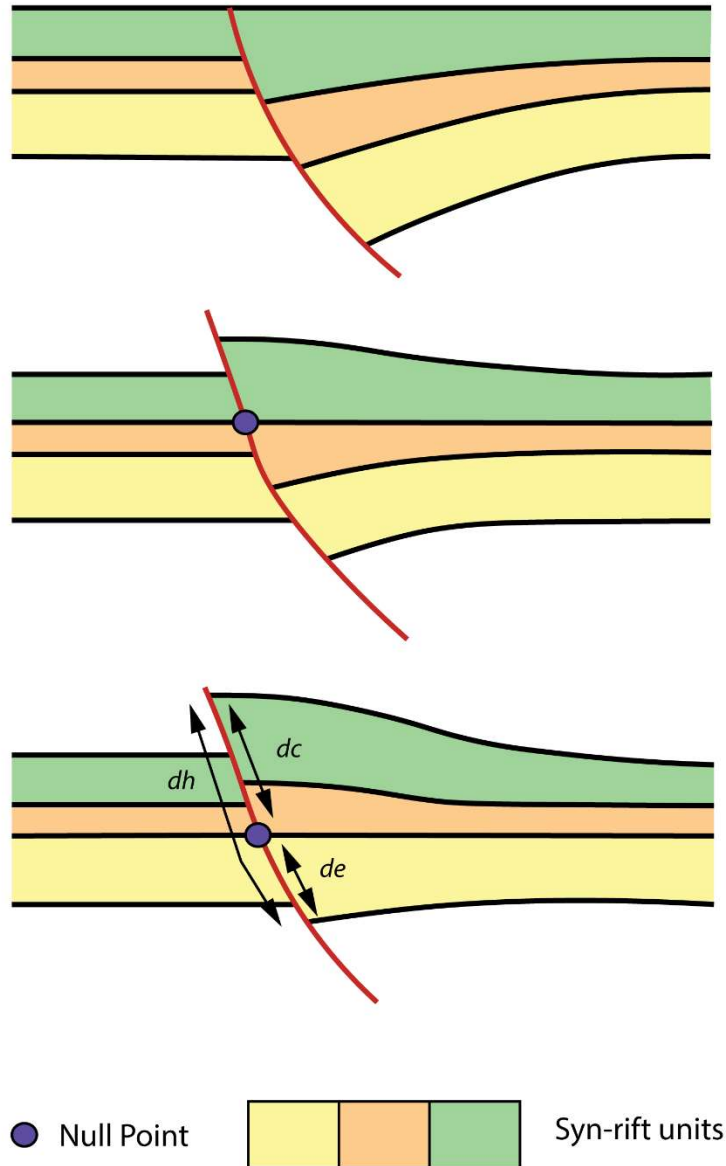


Figura VII.12: Secuencia de inversión tectónica de una falla extensional.

VII.2.2.2 Factores que controlan la inversión tectónica

La inversión tectónica es un proceso selectivo que depende de cinco factores: La cohesión, el coeficiente de fricción, la presión de fluidos, orientación de la falla y geometría de la falla. Estos factores afectan de distinta manera el proceso de inversión de una cuenca extensional, modificando el rango de orientaciones de fallamiento y el grado de inversión de las fallas. Durante la evolución

y desarrollo de la inversión de estructuras previas, la sedimentación resulta en un factor de primer orden que altera la evolución geométrica de una cuenca invertida (Pinto et al., 2010).

La cohesión y el coeficiente de fricción corresponden a dos factores que modifican las posibles orientaciones de falla durante la inversión. Así, una disminución de estos factores provocaría un incremento en el rango posible de orientación de fallas para el cizalle de ruptura en inversión para un determinado campo de stress (Figura VII.13). En el caso particular del coeficiente de fricción, este puede alterar la ocurrencia de la reactivación de estructuras. El coeficiente de Byerlee, valor que corresponde a un rango de valores donde el coeficiente de fricción se vuelve independiente del tipo litológico, puede ejercer un gran control sobre la inclinación de una falla donde la inversión es posible (Sibson, 1995). De esta manera, según este coeficiente ($0,6 < \mu < 0,85$), los ángulos de reactivación oscilan entre 30° - 60° .

La presión de fluidos es posiblemente el factor más influyente durante la reactivación de fallas previas (Sibson, 1995). Ante un aumento de la presión de fluidos, el esfuerzo efectivo se verá reducido, facilitando la reactivación de una falla previa y aumentando el número de posibles orientaciones de fallamiento (Figura VII.13).

La geometría de la falla es otro de los principales factores que influye en la reactivación de fallas normales. A partir de ejemplos reales y modelos análogos (McClay & Buchanan, 1992; McClay, 1995), se ha demostrado que las fallas normales reactivadas presentan distintos grados de inversión dependiendo del ángulo de la estructura en profundidad. En el clásico caso de fallas listricas, en la porción superior, donde la inclinación del plano de falla es alta ($>50^{\circ}$), la deformación tiende acomodarse a través de plegamiento, a diferencia de los segmentos de bajo ángulo, donde el grado de inversión suele ser mayor (McClay & Buchanan, 1992).

Durante el proceso de *rifting* se desarrollan pequeñas fallas normales que con el pasar del tiempo se unen, para luego formar fallas maestras que controlan el desarrollo de la cuenca (Gawthorpe & Leeder, 2000). Tras el cese del *rifting* y el consecutivo establecimiento de un régimen contraccional, la orientación de las fallas normales maestras heredadas se verán condicionadas durante la inversión al aumentar o disminuir la oblicuidad del vector de compresión respecto al eje axial de la cuenca extensional (Brun & Nalpas, 1996).

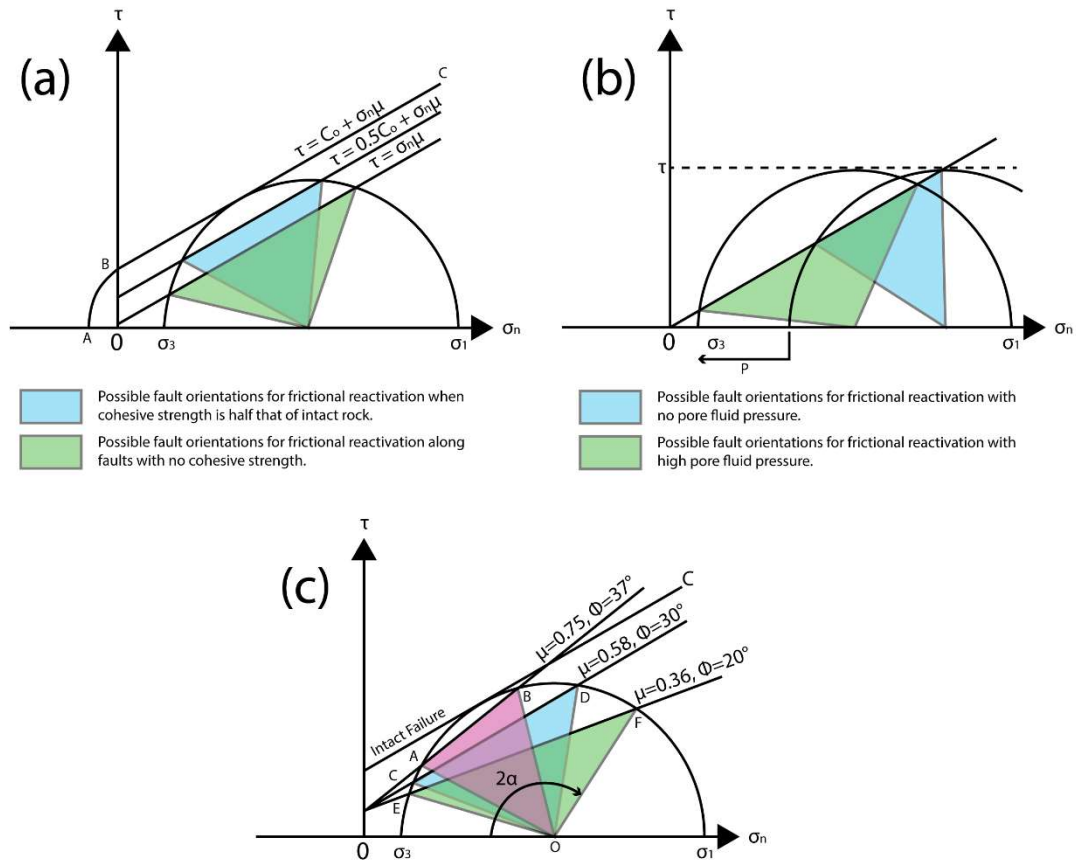


Figura VII.13: Circulo Mohr-Coulomb donde se observa efecto de los factores que condicionan la reactivación de fallas normales invertidas. (a) Comportamiento de la Cohesión (C_0). (b) Comportamiento presión de fluidos (P). (c) Comportamiento del ángulo de fricción (Φ). Modificado de McClay (1999).

De acuerdo con Brun & Nalpas (1996), durante la inversión de sistemas extensionales, las fallas de alto ángulo en un sistema frágil (inclinación media de 60°) son reactivadas en función de la oblicuidad entre el eje del graben y la dirección de compresión (ángulo α). En el caso que $\alpha = 90^\circ$, la deformación es acomodada exclusivamente a través del desarrollo de nuevas fallas inversas de bajo ángulo. A partir de α igual a 45° , las fallas normales preexistentes de alto ángulo comenzarán a ser reactivadas. Así, a medida que la oblicuidad disminuya, aumentará el grado de inversión, mientras que el desarrollo de fallas inversas perderá importancia progresivamente (Figura VII.14).

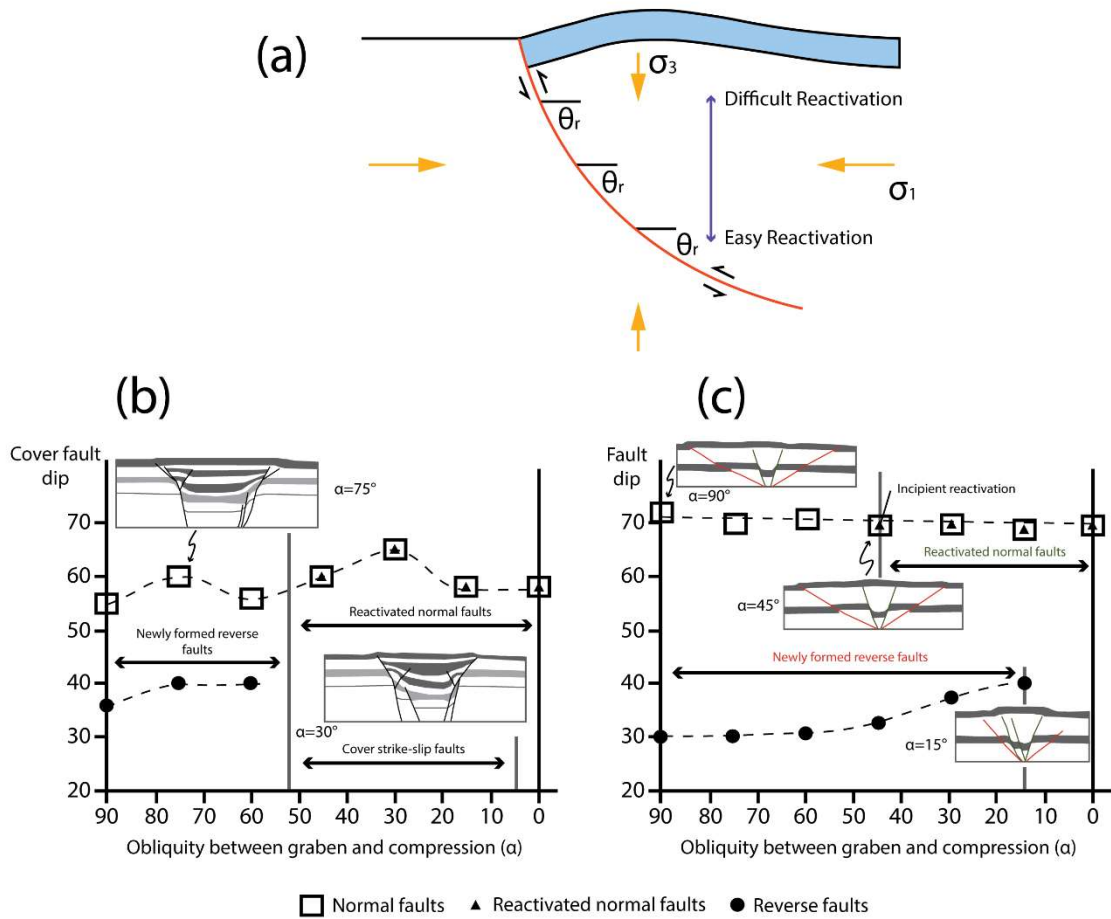


Figura VII.14: (a) Relación entre la reactivación de una falla normal listrica y el ángulo del plano de falla. (b) Diagrama donde se muestra la relación entre la inclinación de una falla normal y la oblicuidad entre la dirección de compresión y orientación del graben, dentro de un sistema que involucra despegues en la cobertura. (c) Diagrama donde se muestra la relación entre la inclinación de una falla normal y la oblicuidad entre la dirección de compresión y orientación del graben, dentro de un sistema frágil. Modificado de Brun & Nalpas (1996).

VII.3 Anexo 3: Estratigrafía sísmica

VII.3.1 Sísmica de reflexión

La sísmica de reflexión representa uno de los más importantes, si es que no el más importante, métodos de prospección geofísica. A partir de la interacción entre ondas acústicas y medios elásticos, esta tecnología permite obtener valiosa información sobre la arquitectura del subsuelo, a través de la visualización de una imagen que lo representa.

Cuando las ondas sísmicas generadas en superficie se propagan en medios elásticos como el subsuelo rocoso, se encuentran con distintos niveles de variable litología. Esta condición del medio obliga a que las ondas sufran fenómenos de reflexión, refracción, dispersión y difracción. El proceso de reflexión de una onda es aquella que constituye la base de esta técnica y por ende es la que se emplea en el desarrollo del método de proyectar el subsuelo en una sección sísmica.

Existen distintos tipos de ondas sísmicas, entre las que destacan las ondas P (primarias) y las ondas S (secundarias). Las primeras se caracterizan por viajar a altas velocidades, se desplazan tanto en medios sólidos como fluidos y son ondas donde el sentido de la deformación es paralelo a la dirección de propagación. Por su parte, las ondas S viajan a menor velocidad, se desplazan exclusivamente en medios sólidos y son ondas cuyo sentido de deformación es perpendicular a la dirección de propagación.

Cuando una onda incide sobre la interfaz de dos medios rocosos con un contraste suficiente de velocidad y densidad, esta se refleja y refracta (según la Ley de Snell), formando pares de ondas P y S reflejadas y refractadas (Figura VII.15b y VII.15c). Durante el proceso de medición de estas ondas, es la energía de la onda P reflejada la que finalmente es muestreada (Veeken, 2006). Esta onda es recibida y almacenada en superficie por instrumentos denominados geófonos.

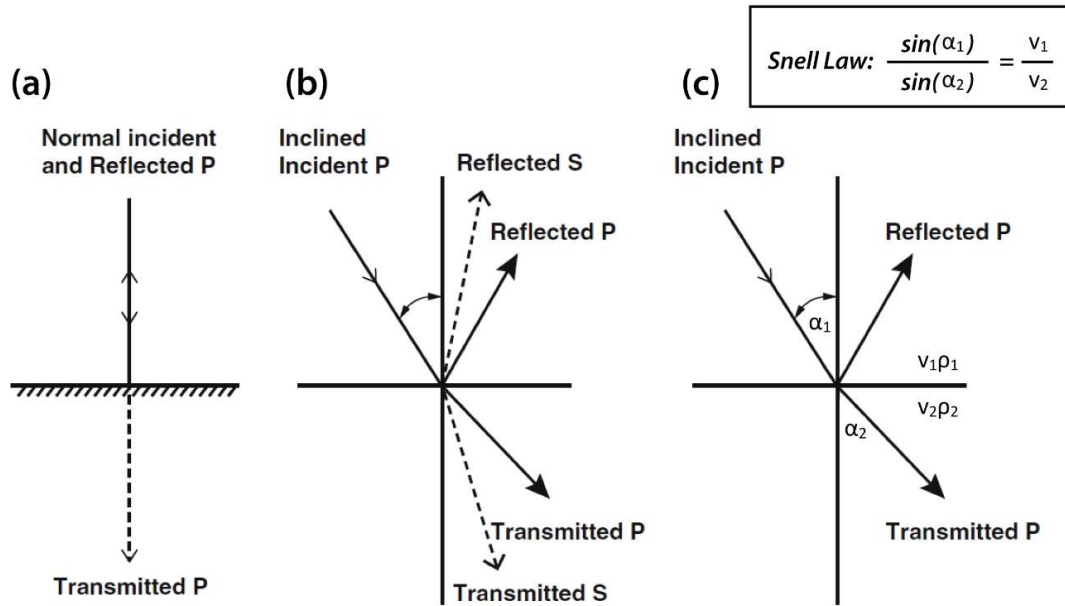


Figura VII.15: (a) Relación de una onda normal a la interfaz entre dos medios y sus respectivas ondas reflejadas y refractadas. (b) Relación de una onda incidente inclinada y sus respectivos pares de ondas reflejadas P-S y refractadas P-S. (c) Relaciones geométricas entre onda incidente y onda refractada (Ley de Snell). Modificado de Nanda (2016).

La respuesta sísmica de una onda acústica reflejada depende de una determinada impedancia acústica (IA), la que se define como el producto entre la densidad y la velocidad del medio. La diferencia de IA entre dos medios se mide a través del Coeficiente de Reflexión (R), que se representa a través de la siguiente ecuación:

$$R = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1}$$

Esta relación resulta ser primordial puesto que, a mayor diferencia de IA entre dos medios, el Coeficiente de Reflexión es mayor y por lo tanto la respuesta sísmica en la sección se verá reflejada como un fuerte reflector. Esta relación da cuenta de la presencia de límites estratigráficos relevantes para el análisis geológico (Figura VII.16).

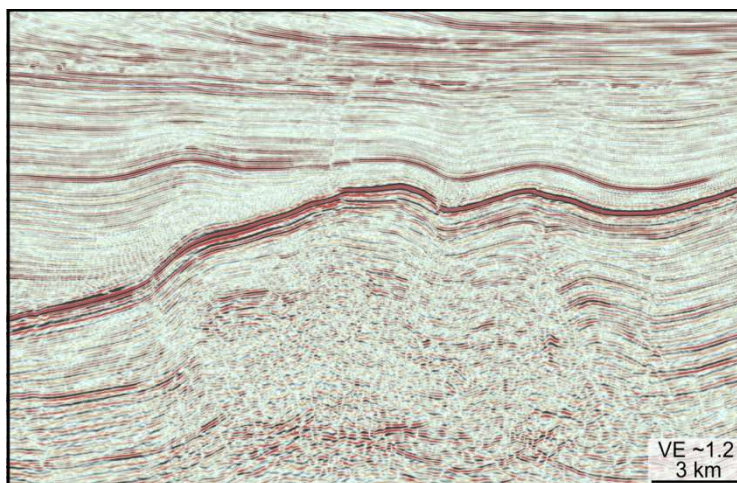


Figura VII.16: Sección sísmica de alta resolución mostrando los distintos patrones de reflexión. En esta sección se pueden observar patrones continuos y fuertes (alto *R*), contrastados con reflectores de menor intensidad (bajo *R*) y reflectores caóticos. Imagen tomada de <http://www.seismicatlas.org>.

VII.3.2 Análisis de secuencias sísmicas

Las secuencias sísmicas son definidas de acuerdo con sus relaciones de contacto, tanto en su límite superior como en su límite inferior (Nanda, 2016). Si se considera un reflector sísmico como un nivel de tiempo dentro de una secuencia sedimentaria, es posible establecer relaciones de contacto basados en cómo se encuentran dispuestos los reflectores dentro de una sección. De acuerdo con este criterio, se reconocen seis tipos de terminaciones (Figura VII.17): Solapamiento expansivo, biselamiento basal, terminación basal, biselamiento somital, truncamiento por erosión y concordancia.

- (1) **Solapamiento expansivo (*Onlap*):** Corresponde a una progresiva expansión de los niveles de sedimento depositados horizontalmente sobre una base inclinada, generando una relación discordante entre ambos. Su origen puede responder a procesos sedimentarios (transgresión de sedimentos sobre una superficie) y/o tectónicos (alzamiento/subsidencia).
- (2) **Biselamiento basal (*Downlap*):** Corresponde a un contacto discordante de una secuencia, inicialmente inclinada sobre una superficie que se encuentra horizontal o inclinada.
- (3) **Terminación basal (*Baselap*):** Corresponde a una relación discordante entre el límite inferior de una secuencia y la unidad que la subyace. Este término corresponde a la generalización de los contactos basales, es decir, se utiliza cuando no se puede determinar si el contacto es un *onlap* o un *downlap*.

- (4) **Biselamiento somital (*Toplap*):** Corresponde a una relación discordante entre el límite superior de una secuencia estratificada inclinada y la unidad joven que la sobreyace. Este tipo de relación puede ser el resultado de la no deposición de sedimentos, posiblemente con menor erosión.
- (5) **Truncamiento por erosión (*Erosional truncation*):** Este tipo de contacto también corresponde a una relación discordante del límite superior. La diferencia con la anterior es que la superficie que limita a la secuencia inclinada y la unidad que la sobreyace presenta una mayor angularidad (discordancia erosiva).
- (6) **Concordancia:** Corresponde a la relación que existe entre unidades que se depositan de forma paralela.

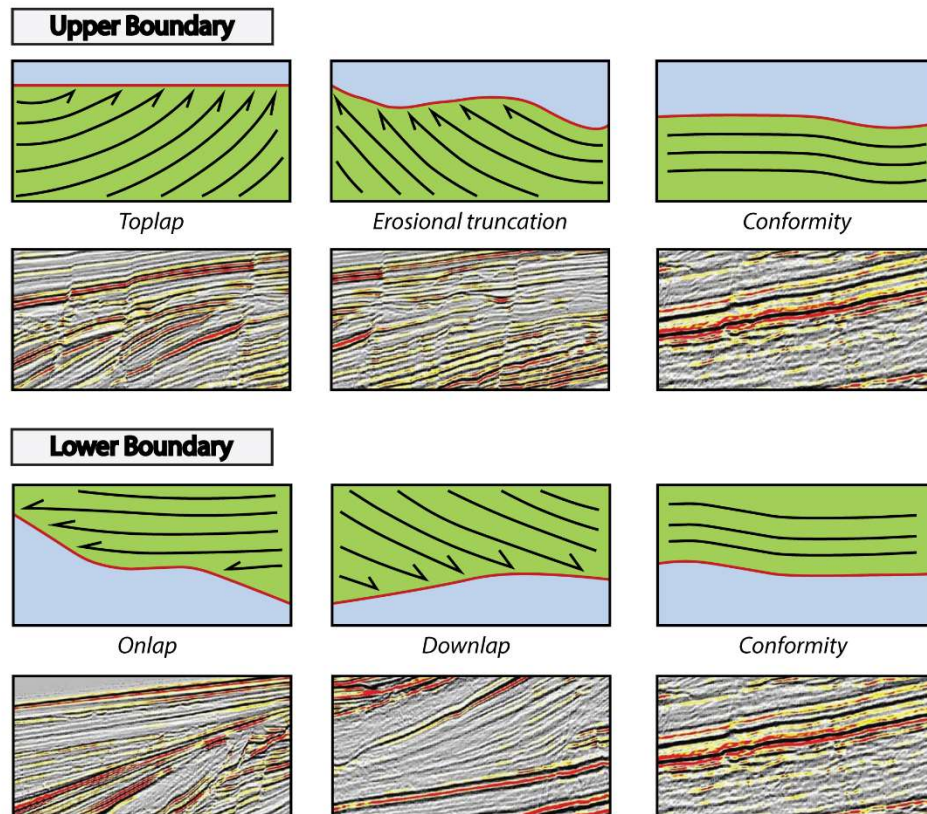


Figura VII.17: Esquemas y ejemplos de geometrías de sedimentación en secuencias sedimentarias y sus relaciones geométricas. Ejemplos tomados de <http://www.seismicatlas.org>.

VII.3.3 Análisis de facies sísmicas

Las unidades geológicas pueden presentar variaciones litológicas y reológicas, tanto en su prolongación lateral como vertical. Estos cambios están determinados por el ambiente de formación y los procesos sedimentarios involucrados durante su génesis. Dichos factores confieren propiedades particulares a las rocas, las que pueden ser distinguidas durante la interpretación sismoestratigráfica. De esta manera, a través de este método es posible obtener información sobre el tipo de litología, sus potenciales propiedades y ambiente de formación. Estos parámetros, según Nanda (2016) y Veeken (2006) corresponden a (Figura VII.18):

- (1) **Amplitud:** Corresponde a la intensidad con que se visualiza un reflector. Este parámetro depende directamente del contraste de impedancia acústica entre dos medios rocosos. De esta manera, reflectores intensos reflejan un fuerte contraste reológico entre las secuencias que se encuentran bajo y sobre este. Caso contrario, reflectores tenues indicarían bajo contraste de impedancia acústica entre ambos medios.
- (2) **Continuidad:** Como su nombre lo dice, corresponde a la continuidad lateral de un reflector. Esta característica indica cuan continuas son las capas sedimentarias dentro de una secuencia estratigráfica. Junto a la amplitud, estas propiedades permiten inferir características sobre el ambiente de deposición de una secuencia y la naturaleza de los sedimentos que la constituyen.
- (3) **Frecuencia:** Corresponde a la frecuencia con que aparecen reflectores en un segmento determinado. Dicho de otro modo, la frecuencia está determinada por la distancia que existe entre reflectores contiguos. Esta propiedad suele estar relacionada con la potencia de las unidades estratigráficas y los cambios de facie que pueden presentar.
- (4) **Configuración de reflexión interna:** Todo patrón de reflexión presente dentro de una secuencia sísmica, es un homólogo a la configuración interna de una secuencia sedimentaria. Estos patrones están determinados por la energía del agente de transporte que controla la sedimentación y por el espacio de acomodación disponible. De esta manera, la interpretación del patrón de reflexión entrega información sobre los ambientes sedimentarios donde se depositaron las secuencias en cuestión. Estos patrones se clasifican en reflexiones paralelas a ondulosas, divergentes, clinoformas, capas frontales (*foresets*) y mambladas (*Hummocky*).

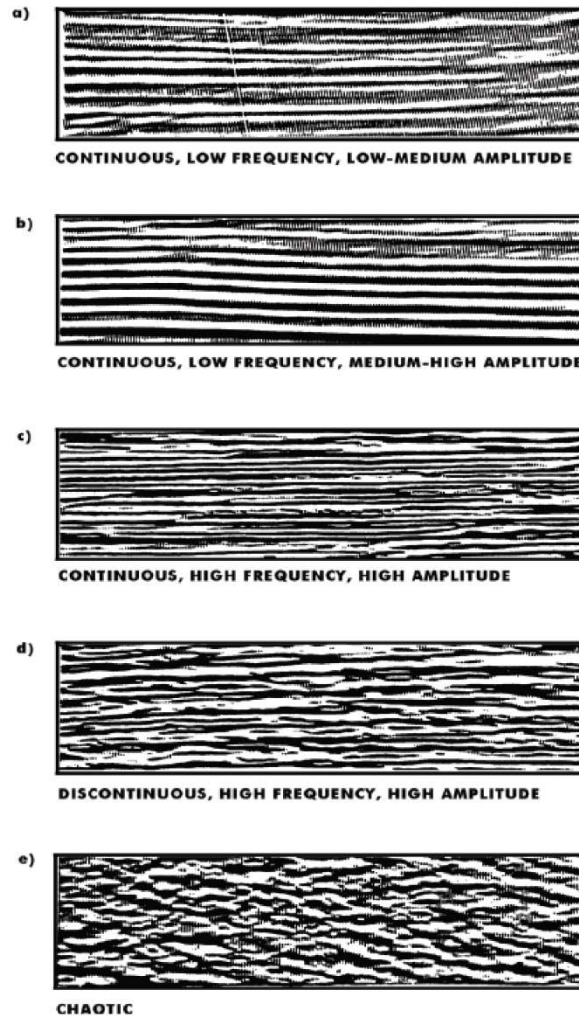


Figura VII.18: Ejemplos de expresión de distintas facies sísmicas, considerando amplitud, frecuencia y continuidad de reflectores. Modificado de Veeken & Moerkerken (2013).

VII.3.4 Artefactos, reflexiones artificiales y reflexiones no sedimentarias

En las secciones anteriores se han descritos los principales elementos que se observan en una sección sísmica y que caracterizan a cada unidad o secuencia. Sin embargo, existen otros tipos de reflexiones, que pueden ser reflexiones con mayor o menor coherencia geológica. Los planos de fallas constituyen un ejemplo de reflexiones coherentes no sedimentarias que se pueden observar en una sección sísmica. Pueden estar representadas a través del truncamiento de reflectores sedimentarios guías, caracterizados por un fuerte contraste de impedancia acústica o bien pueden visualizarse como zonas de intensa deformación, donde las reflexiones se vuelven

débiles y/o caóticas, representando zonas de daño producto de la actividad de fallas. Debido a la inclinación de una falla, usualmente no se observan como un reflector, sino más bien como la ausencia de reflectores que representan una falla, dificultando la interpretación de estas en zonas deformadas (Figura VII.19).

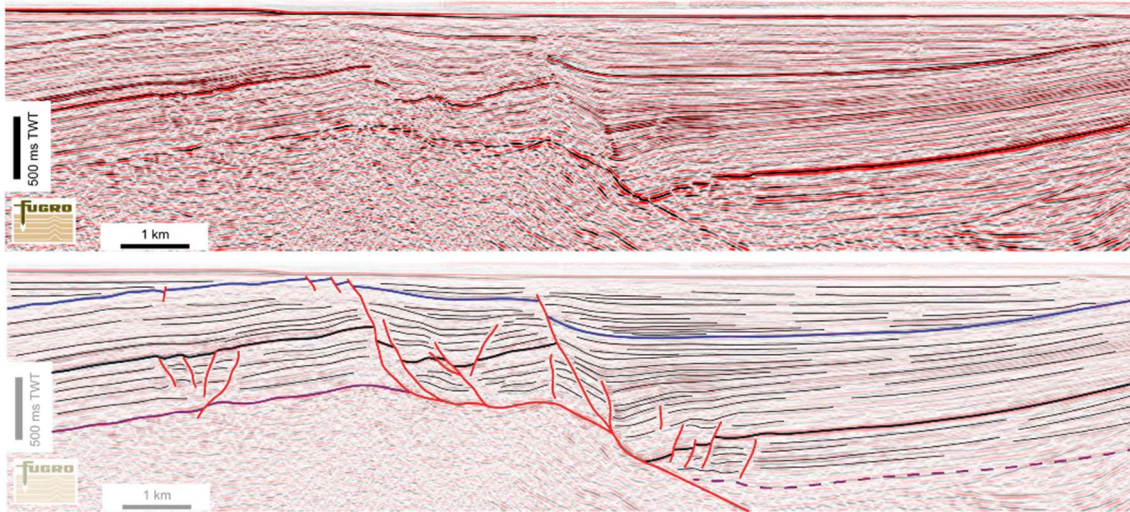


Figura VII.19: Sección sísmica de la cuenca Inner Moray Firth. En esta sección es posible observar una serie de estructuras extensionales. Estas se caracterizan por zonas donde los reflectores guías se encuentran truncados. Sísmica tomada de <http://www.seismicatlas.org>.

Otro tipo de reflexiones presentes en una sección sísmica corresponde a artefactos y reflexiones artificiales. El origen de este tipo de reflexiones es variable (Veeken & Moerkerken, 2013) y están representados en una sección sísmica como reflectores anómalos. Algunos de estos artefactos son (Figura VII.20):

- (1) **Curvas de difracción (*diffraction curves*):** Generadas por la dispersión de energía sísmica en torno a un punto (discontinuidad o singularidad) en subsuperficie.
- (2) **Múltiples (*multiples*):** Corresponden a reflexiones artificiales que resultan de ondas acústicas que viajan múltiples veces entre dos reflectores antes de ser interceptados por los geófonos. Existen dos tipos, los de corto y largo periodo.
- (3) **Sonrisas (*migration smiles*):** Artefactos que resultan del proceso de migración de una sección sísmica. Generalmente se visualizan en las partes profundas de una sección sísmica y ocurren cuando la velocidad de migración es más alta de lo necesario.
- (4) **sideswipe:** Corresponde a una reflexión generada por energía sísmica que proviene fuera del plano de la sección. Una topografía irregular es capaz de generar este tipo de artefactos.

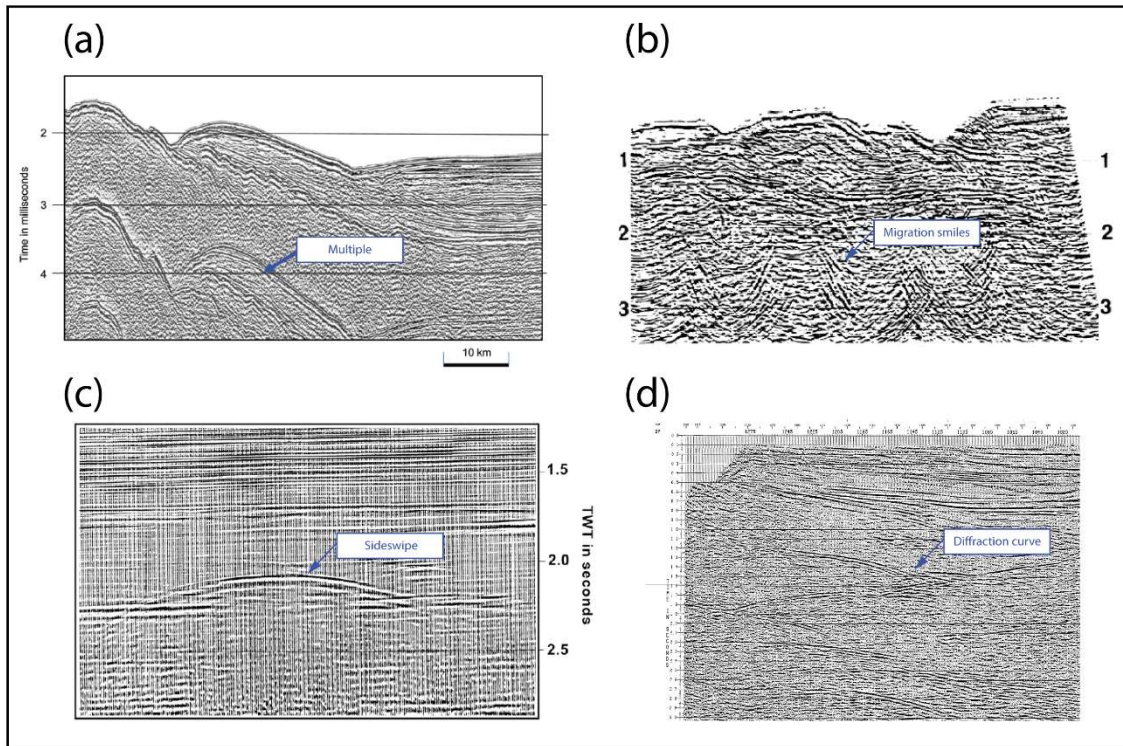


Figura VII.20: Ejemplos de artefactos y reflexiones artificiales. (a) Múltiple; (b) Sonrisas; (c) Sideswipe; (d) Curva de difracción.

VII.3.5 Conversión Tiempo-Profundidad (Método V_0-k)

Un perfil sísmico suele estar representado por una escala horizontal y vertical distinta. Por una parte, la escala vertical se encuentra definida por el tiempo de llegada (TWT: *Two way time*), a diferencia de la escala horizontal, definida en metros. A primera vista, esta diferencia de escala limita, en parte, la interpretación geológica, pues dicha configuración altera la real visualización de los elementos geológicos del subsuelo, modificando geometría de pliegues, fallas y la configuración del substrato.

Para resolver este problema, resulta necesario convertir la escala vertical de tiempo a profundidad. Esta conversión debe ser llevada a cabo obteniendo un modelo de velocidad basado en modelos matemáticos, en ensayos de roca o registro de velocidades medidas en pozos.

En el caso de la presente tesis, este modelo de velocidades se obtuvo a partir de velocidades de intervalo modeladas para la cuenca. La conversión a profundidad se realizó mediante el método

V_0 -k, utilizando una velocidad inicial de 2000 m/s con un factor $k=0.43$ obtenido de las secciones de velocidad. Dicha conversión se realiza utilizando la siguiente ecuación:

$$z = \left(\frac{V_0}{k} \right) * (e^{kt} - 1)$$

z =Profundidad (m); V_0 =Velocidad Inicial (m/s); k =Variación de velocidad respecto a profundidad; t =Tiempo (s).