



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

**CONFIGURACIÓN 3D DE LA CUENCA PAMPA DEL TAMARUGAL:
IMPLICANCIAS EN LA DISTRIBUCIÓN DE LA COBERTURA
OLIGOCENA-HOLOCENA, NORTE DE CHILE (20°20'-20°50'S)**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

NICOLÁS LABBÉ RUBIO

PROFESOR GUÍA
MARCELO GARCÍA GODOY

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
EDUARDO CONTRERAS REYES
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

SANTIAGO DE CHILE
MAYO 2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE: Geólogo
POR: Nicolás Labbé Rubio
FECHA: 02/05/2016
PROF. GUÍA: Marcelo García Godoy**

**CONFIGURACIÓN 3D DE LA CUENCA PAMPA DEL TAMARUGAL:
IMPLICANCIAS EN LA DISTRIBUCIÓN DE LA COBERTURA
OLIGOCENA-Holocena, NORTE DE CHILE (20°20'-20°50'S)**

La cuenca Pampa del Tamarugal, ubicada en la Depresión Central, entre los 20°20'-20°50'S, posee un relleno que se configura en superficie como un extenso pediplano interrumpido por cerros islas alineados en donde el substrato pre-oligoceno aflora. La cuenca ha sido rellenada con material sedimentario-volcánico desde el Oligoceno, cubriendo la ocurrencia de altos del substrato, los cuales, local y espacialmente, se encuentran asociados a pórfidos cupríferos del Cretácico Superior y de la franja Paleocena-Eocena. Debido a lo anterior, la determinación del espesor de la cobertura post-mineral por sobre el substrato pre-oligoceno resulta de gran importancia para la exploración minera.

El espesor de la cobertura oligocena-holocena en la zona de estudio fue interpolado, anteriormente, en base a la interpretación y conversión a profundidad teórica de perfiles sísmicos. Sin embargo, la baja densidad de puntos, y la falta de puntos de control del substrato en superficie, no permitieron definir claramente el espesor del relleno en la cuenca y localizar altos del substrato. En este trabajo, se reinterpretaron, y convirtieron a profundidad usando un modelo empírico de velocidades, seis perfiles sísmicos de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP), y luego se interpolaron en conjunto a la actual información catastrada del Servicio Nacional de Geología y Minería (SNGM) de la zona de estudio. Posteriormente, se generó un nuevo mapa isópaco de la cobertura, un modelo tridimensional de la superficie del substrato y, finalmente, integrando la distribución de la cobertura interpolada entre los 20°45'-21°30'S, se construyó un modelo ampliado de la cuenca Pampa del Tamarugal.

En el mapa isópaco de la cobertura, y en la superficie tridimensional del substrato, se reconocieron tres depresiones, o sub-cuencas, llamadas A, B y C. Las tres sub-cuencas están delimitadas por altos de substrato con orientaciones NNE-SSO, E-O y NNO-SSE. Los altos de substrato se asociaron en sub-superficie a dos fallas inversas de alto ángulo: la falla Challacollo controló el relleno de la sub-cuenca A y C; mientras que la falla Longacho lo hizo, además, con la geometría de la sub-cuenca B. Estas fallas estuvieron activas principalmente durante el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior y hasta al menos el Mioceno Medio en el sur, mientras que al norte se observó escasa deformación asociada a esta edad, lo cual sugiere que la sedimentación ocurrió bajo un mayor control climático que estructural. Se lograron reconocer al menos tres áreas favorables para la exploración en sub-superficie ubicadas, al sur del Cerro Longacho, al este de la quebrada Chacarillas, y en el cordón de cerros islas Challacollo-Antena. Las principales fuentes de errores analizadas, y asociadas a la metodología, corresponden al error de interpretación, ajuste topográfico y del modelo de velocidades.

TABLA DE CONTENIDO

| | | |
|-------|--|----|
| 1 | INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1 | FORMULACIÓN DEL ESTUDIO | 1 |
| 1.2 | ZONA DE ESTUDIO Y ACCESO | 2 |
| 1.3 | OBJETIVOS | 3 |
| 1.3.1 | Objetivo General..... | 3 |
| 1.3.2 | Objetivos Específicos | 3 |
| 1.4 | HIPÓTESIS DE TRABAJO | 4 |
| 1.5 | METODOLOGÍA..... | 4 |
| 2 | ANTECEDENTES GENERALES | 7 |
| 2.1 | MARCO TECTÓNICO | 7 |
| 2.2 | SEGMENTACIÓN MORFOESTRUCTURAL..... | 7 |
| 2.2.1 | Cordillera de la Costa | 9 |
| 2.2.2 | Depresión Central | 9 |
| 2.2.3 | Precordillera..... | 10 |
| 2.2.4 | Cordillera Occidental..... | 10 |
| 3 | GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO | 11 |
| 3.1 | ESTRATIGRAFÍA | 11 |
| 3.1.1 | Substrato Pre-Oligoceno | 11 |
| 3.1.2 | Cobertura Oligocena-Holocena | 14 |
| 3.2 | GEOLOGÍA ESTRUCTURAL | 19 |
| 4 | CONFIGURACIÓN 3-D DE LA CUENCA PAMPA DEL TAMARUGAL | 23 |
| 4.1 | INTERPRETACIÓN DE SECUENCIAS SÍSMICAS | 23 |
| 4.1.1 | Definición de secuencias | 24 |
| 4.1.2 | Perfiles sísmicos interpretados y convertidos a profundidad..... | 27 |

| | | |
|-------|--|----|
| 4.1.3 | Estructuras sub-superficiales y su relación con la distribución del espesor de la cobertura oligocena-holocena | 42 |
| 4.2 | MEDICIONES DE VELOCIDAD DE ONDA | 44 |
| 4.2.1 | Mediciones en el substrato..... | 44 |
| 4.2.2 | Mediciones en la cobertura..... | 45 |
| 4.3 | MODELO DE VELOCIDAD Y CONVERSIÓN DE LOS PERFILES SÍSMICOS | 46 |
| 4.4 | FUENTES DE ERROR | 47 |
| 4.5 | INTERPOLACIÓN DEL SUBSTRATO Y ESPESOR DE LA COBERTURA OLIGOCENA-HOLOCENA..... | 48 |
| 5 | CONCLUSIONES | 58 |
| 6 | BIBLIOGRAFÍA | 62 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1. Área de estudio en el margen occidental sudamericano. | 2 |
| Figura 2. Zona de estudio y vías de acceso | 3 |
| Figura 3. Mapas isópacos de la cobertura cenozoica de Nester (2008) y Simicic (2015)..... | 6 |
| Figura 4. Modelo de elevación digital de la zona de estudio | 8 |
| Figura 5. Estratigrafía del área de estudio | 12 |
| Figura 6. Esquema cronoestratigráfico comparativo de la Formación Altos de Pica..... | 15 |
| Figura 7. Sistema de Fallas Inversas propuesto por Victor et al. (2004)..... | 20 |
| Figura 8. Principales estructuras del área de estudio..... | 21 |
| Figura 9. Ejemplos de configuraciones y geometrías de los reflectores sísmicos..... | 24 |
| Figura 10. Definición de secuencias en los perfiles 99-5 y 99-3..... | 26 |
| Figura 11. Interpretación sísmica del pozo Pintados-1 en el perfil Z1F-003 | 27 |
| Figura 12. Perfil sísmico 99-5, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad | 28 |
| Figura 13. Perfil sísmico 99-4, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad | 30 |
| Figura 14. Perfil sísmico 99-13, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad | 32 |
| Figura 15. Perfil sísmico 99-3, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad | 34 |
| Figura 16. Perfil sísmico Z1F-003, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad..... | 36 |
| Figura 16 (continuación). Perfil sísmico Z1F-003, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad..... | 38 |
| Figura 17. Perfil sísmico Z1F-004, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad..... | 40 |
| Figura 18. Principales estructuras interpretadas en los perfiles sísmicos..... | 43 |
| Figura 19. Ubicación de las muestras de la cobertura y del substrato..... | 45 |
| Figura 20. Error de ajuste topográfico de los perfiles de ENAP | 47 |
| Figura 21. Error de interpretación de los perfiles de ENAP..... | 48 |
| Figura 22. Mapa isópaco de la cobertura oligocena-holocena en la zona de estudio..... | 50 |
| Figura 23. Configuración tridimensional del substrato pre-oligoceno en la zona de estudio | 52 |
| Figura 24. Mapa isópaco ampliado de la cobertura oligocena-holocena en la cuenca Pampa del Tamarugal..... | 54 |
| Figura 25. Configuración tridimensional ampliada del substrato pre-oligoceno en la cuenca Pampa del Tamarugal | 59 |

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|--|----|
| Tabla 1. Longitudes de los perfiles sísmicos estudiados | 23 |
| Tabla 2. Muestras ensayadas de las unidades de la cobertura y del substrato..... | 44 |
| Tabla 3. Datos de los pozos de ENAP y SGNM | 49 |

*A mis raíces a Tierra,
Laura, Sergio y Gustavo.*

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, por darme infinito apoyo, amor y la increíble oportunidad de estudiar, y a mi hermano, por enseñarme a aprender y perseverar.

A Marcelo García por darme la oportunidad de desarrollar el presente trabajo y por todo lo enseñado en el transcurso del proyecto. A los distinguidos miembros de la comisión, Eduardo Contreras-Reyes, Reynaldo Charrier y Cesar Arriagada, por el apoyo y los enriquecedores comentarios.

Agradezco a cada uno de la oficina 305 del Advanced Mining Technology Center (AMTC) de la Universidad de Chile, por todo el ánimo, gratos momentos, y oportuna ayuda.

A mis profesores y compañeros del Departamento de Geología y de la FCFM. Especial mención a LC, LCH, MH, y los Vicorti.

A mis amigos/as de la infancia y amigos/as de la vida, por su larga compañía y alegría.

1 INTRODUCCIÓN

1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO

Exploraciones petrolíferas de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP), en la Primera Región de Tarapacá, han permitido estudiar la cobertura oligocena-holocena y el substrato pre-oligoceno de la cuenca Pampa del Tamarugal, a partir de campañas de sondajes y levantamientos sísmicos de reflexión (Mordojovich, 1965; García, 1967; Roselló, 1999). Estos antecedentes se han reprocesado y reinterpretado para el reconocimiento cronoestratigráfico de unidades internas de la cobertura-substrato de la cuenca (Digert et al. 2003; Nester, 2008), cuantificar el alzamiento del borde occidental de los Andes Centrales (Victor et al. 2004; Jordan et al. 2010) y, de particular interés para este trabajo, determinar la distribución y espesor de la cobertura (Nester, 2008; Simicic, 2015).

Las secuencias volcánicas-sedimentarias de la cobertura oligocena-holocena de la cuenca Pampa del Tamarugal cubren ampliamente la ocurrencia de cuerpos intrusivos del Cretácico Superior y Paleoceno-Eoceno, relacionados con mineralización y alteración hidrotermal del tipo pórfido cuprífero en el substrato pre-oligoceno (Camus, 2003; Blanco et al., 2012). Por este motivo, cuantificar el espesor de la cobertura post-mineral es de gran importancia para las labores de exploración minera en la región.

Nester (2008) determinó la distribución del espesor de la cobertura, entre los 20°30'-21°30'S, digitalizando y reinterpretando las secciones sísmicas en papel, y convirtiéndolas a profundidad con un modelo teórico de velocidades. Por otro lado, Simicic (2015) lo hizo en la mitad sur del área de Nester, entre los 20°45'S-21°30'S, y a partir de los perfiles sísmicos en formato digital; además, usó un modelo empírico de velocidades para la conversión a profundidad e interpoló un mapa isópaco usando los puntos de control en planta del contacto substrato-cobertura. El mapa isópaco resultante aproximó con mayor detalle el relleno y permitió reconocer una franja de altos del substrato.

En este trabajo, realizando una reinterpretación geológica estructural-cronoestratigráfica de los perfiles sísmicos de ENAP, entre los 20°20'-20°50'S, y en base a la reciente información de superficie (Blanco et al., 2012) y procesamiento de datos sísmicos (Simicic, 2015), es posible mejorar y expandir la distribución del espesor de la cobertura en la cuenca Pampa del Tamarugal y estudiar la influencia del estilo estructural del substrato en su espesor. Estos modelos, desarrollados en el Advanced Mining Technology Center (AMTC) de la Universidad de Chile, tienen como propósito definir áreas favorables para la exploración minera en zonas cubiertas de la Depresión Central del norte de Chile.

1.2 ZONA DE ESTUDIO Y ACCESO

El área de estudio se encuentra en la Depresión Central del Norte de Chile (Fig. 1), abarcando las comunas de Pica y Pozo Almonte de la I Región de Tarapacá, desde el Cerro Longacho (22°20'S), hasta el norte del Cerro Challacollo (22°50'S). Está delimitada al oeste por la Cordillera de la Costa y al Este por la Precordillera. Desde Iquique, capital de la I Región de Tarapacá, el acceso a la zona de estudio es a través de la Ruta 16, la que conecta con la Ruta 5 (Fig. 2). Luego de viajar 14 km hacia el sur por la carretera, se puede acceder a la Ruta A-665, la que conduce a la comuna de Pica, 52 km al Este. Desde el Sur se puede acceder desde la Ruta 5 y luego por la ruta Ruta A-75, la que conduce a la comuna de Pica, 35 km al Este.

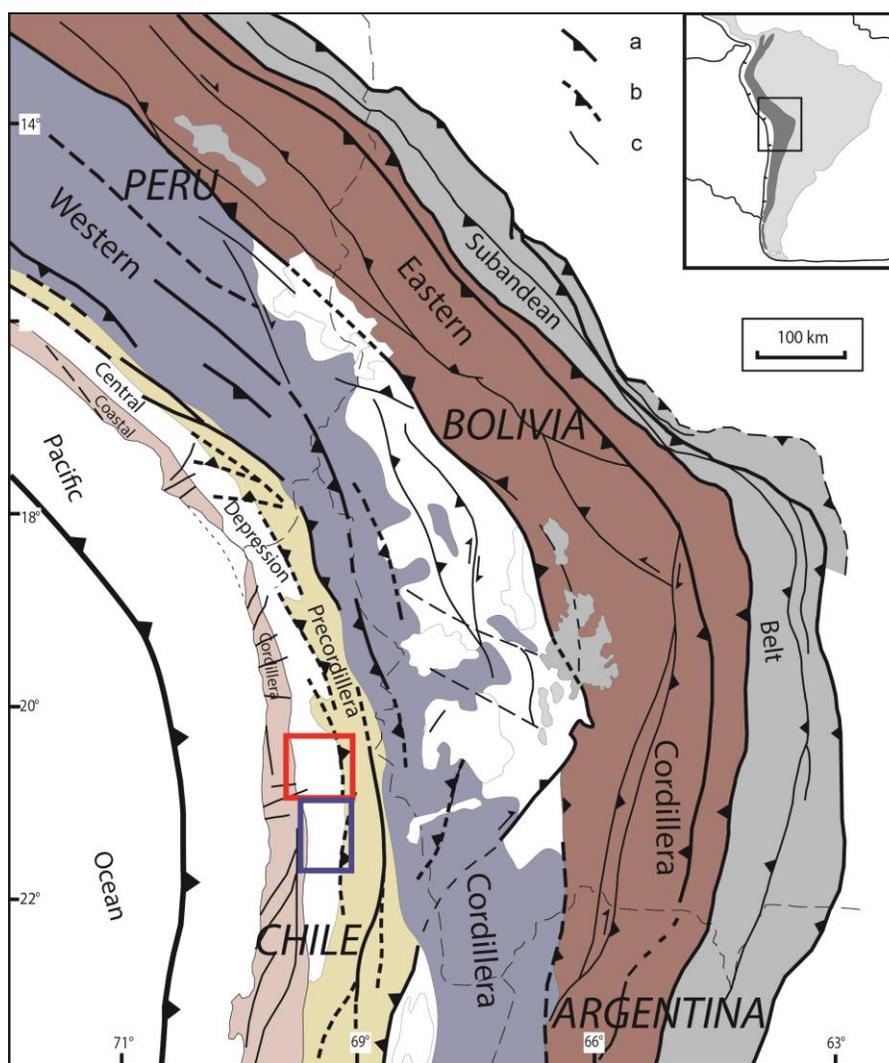


Figura 1. Área de estudio en el margen occidental sudamericano. Ubicación de la zona de éste estudio (cuadrado rojo), la zona estudiada por Simicic (2015) (cuadrado azul), y principales morfoestructuras en los Andes Centrales. (a), falla inversa mayor del Neógeno; (b), falla inversa cubierta o parcialmente invertida durante el Neógeno; (c), falla inversa menor pre-Neógeno o del Neógeno. Modificado de García et al. (2011).

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo General

El objetivo general del presente estudio es determinar la distribución del espesor de la cobertura sedimentaria-volcánica oligocena-holocena de la cuenca Pampa del Tamarugal, entre los 20°20'-20°50'S (Figs. 1 y 2), y comprender las implicancias del estilo estructural del substrato en su espesor, a partir de la interpretación estructural-cronoestratigráfica de perfiles sísmicos de reflexión y el desarrollo de modelos 2,5D y 3D.

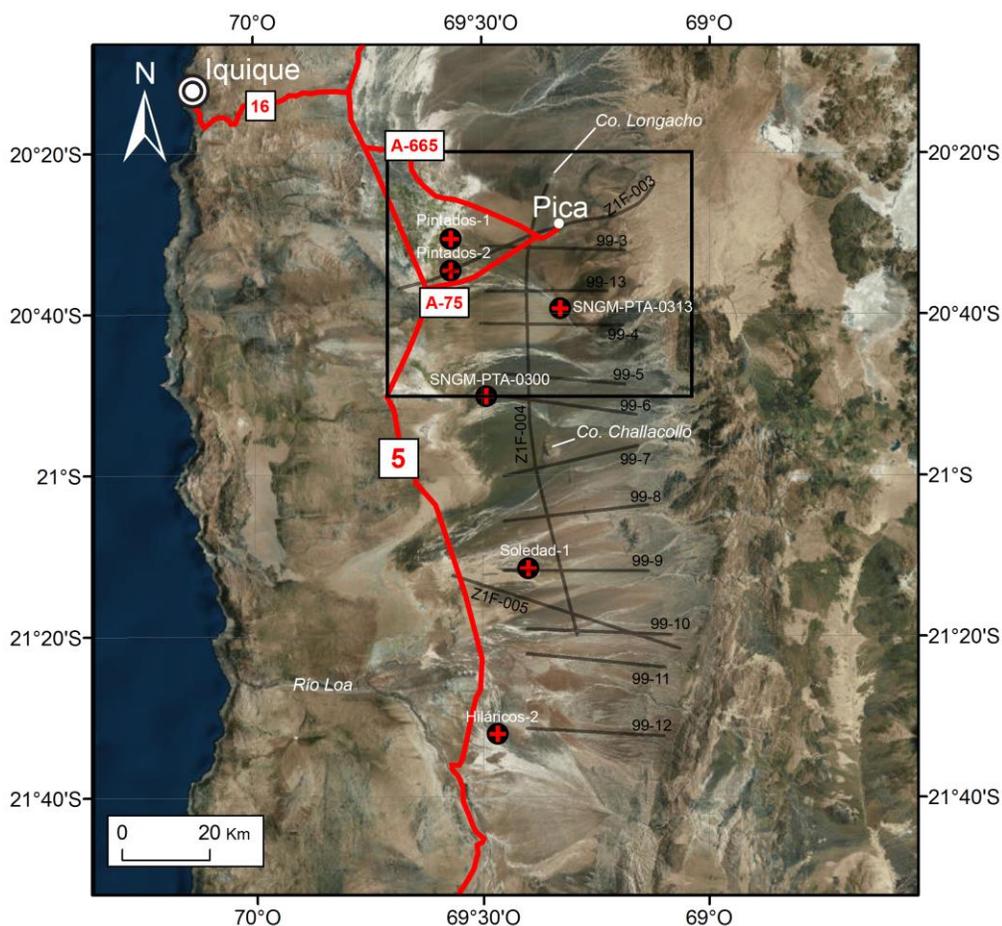


Figura 2. Zona de estudio y vías de acceso. Vista ortogonal de la zona de estudio, mostrando los poblados cercanos (puntos negros) y rutas principales (líneas rojas). Se presentan las trazas de los catorce perfiles sísmicos (líneas negras) y dos pozos petroleros de ENAP y los dos pozos catastrados por el SNGM (cruces rojas). Coordenadas proyectadas según datum WGS 84.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Procesar, sistematizar e interpretar la información sísmica y topográfica disponible de ENAP (seis líneas sísmicas y dos pozos petroleros) y SNGM.

- Definir las principales unidades internas de la cobertura oligocena-holocena, las estructuras tectónicas mayores y el contacto substrato-cobertura en cada perfil sísmico.
- Medir velocidades de onda en muestras de rocas de la cobertura y convertir los perfiles sísmicos a profundidad con un modelo empírico de velocidad.
- Interpolar el espesor de la cobertura entre los 20°20'S y 20°50'S.
- Integrar la información de sub-superficie aledaña (Simicic, 2015) y generar un mapa isópaco ampliado del espesor de la cobertura entre los 20°30'S y 21°30'S.

1.4 HIPÓTESIS DE TRABAJO

Los espesores de la cobertura oligocena-holocena de la cuenca Pampa del Tamarugal, estimados en trabajos previos (Nester, 2008; Simicic, 2015), presentan importantes variaciones locales, con un máximo de 1.400-1.800 m (Fig. 3). La geometría de la cuenca y las variaciones de espesor de la cobertura sugieren la existencia, en sub-superficie, de estructuras con actividad oligocena-holocena que controlaron el desarrollo de depresiones y altos del substrato. Tales estructuras, posiblemente estén asociadas a un arreglo pre-oligoceno heredado de la cuenca.

1.5 METODOLOGÍA

1.5.1 Procesamiento y análisis de la información geológica, sísmica y topográfica disponible

Se compiló la información de dos pozos petroleros (Mordojovich, 1965) y la información digital de seis perfiles sísmicos de reflexión de ENAP (en formato SGY), con sus respectivas trazas topográficas; también, dos pozos de agua (de CORFO y la DGA) y la geología regional del área catastrada por SGNM (Blanco et al., 2012). Luego se procedió a integrar la información con los softwares ArcGIS 10 y Move 2011.

Los perfiles sísmicos de ENAP en la zona de estudio se desarrollaron en dos campañas de exploración de hidrocarburos en el Norte Grande de Chile. El primer estudio se realizó entre los años 1958-1962 (Mordojovich, 1965), contratándose a la empresa United Geophysical Co., la que desarrolló los perfiles sísmicos Z1F-004 y Z1F-003 (Figs. 2 y 3). El segundo estudio se realizó en el año 1999, contratándose a la empresa EVERGREEN RESOURCES, en la que se generaron 13 secciones sísmicas orientadas E-W (Roselló, 1999), siendo 4 de ellas abarcadas en este estudio: las líneas 99-3, 99-13, 99-4 y 99-5 (Figs. 2 y 3). La frecuencia de la señal utilizada para generar

estos últimos perfiles permitió obtener una resolución de 50 m en profundidad (Marsden, 1992; Roselló, 1999)

1.5.2 Interpretación geológica estructural-cronoestratigráfica del substrato pre-oligoceno y la cobertura oligocena-holocena

Una vez montada los archivos SGY en los softwares Move, Seismic Unix y OpendTect, se realizó una interpretación estructural y cronoestratigráfica de las secuencias internas de la cobertura y del substrato. Los criterios utilizados en la interpretación y definición de unidades de la cobertura se explican con mayor detalle en el Capítulo 3.

1.5.3 Transformación de tiempo a profundidad e interpolación de los perfiles sísmicos

Usando las velocidades medidas por Simicic (2015), y nuevos ensayos en rocas (ultrasonido, ASTM D2845-08), se obtuvieron velocidades de onda (P y S) de las unidades internas de la cobertura y del substrato interpretado. Esto permitió convertir a profundidad los perfiles sísmicos interpretados, obteniendo el espesor de las unidades internas de la cobertura y la elevación por sobre el nivel del mar del contacto cobertura-substrato.

La conversión a profundidad de los perfiles sísmicos se realizó mediante el software Move, usando el comando “Depth Convert”. En dicho comando se elige el “Método de Horizonte”, el cual asume una relación lineal entre la velocidad y la profundidad, como también que la velocidad de la secuencia interpretada permanece igual a cualquier profundidad. Las ecuaciones que relacionan el espesor de un medio homogéneo, e isótropo, en sub-superficie, con el tiempo de viaje de una onda, se describen en el “Método V_0 - k ” (Marsden, 1992), y se definen como:

$$z = \frac{v_0}{k} \cdot \left[e^{\frac{k \cdot TWT}{2}} - 1 \right] \quad k \neq 0$$
$$z = v_0 \cdot \frac{TWT}{2} \quad k = 0$$

Dónde: z =espesor del horizonte (m); v_0 =velocidad inicial de la secuencia (m/s); TWT =tiempo de ida-vuelta de la onda (s); k =variación de la velocidad de la onda en la secuencia (s^{-1}).

1.5.4 Interpolación de la información sísmica-geológica y generación de un modelo tridimensional de la cuenca

Convertidos los perfiles sísmicos a profundidad, se traspasó a ArcGIS el contacto cobertura-substrato como puntos con elevación (m s.n.m.) y posición (datum WGS 84) ubicados en la traza de los perfiles, a una distancia menor a los 250 m, a diferencia de los 2,5 km de Nester (2008). El conjunto de puntos, sumados a los puntos de control en los afloramientos del substrato,

previamente intersectados con un modelo de elevación digital (DEM) de la zona de estudio, se interpolan utilizando el método “Vecino natural”. Con esto se obtiene una imagen ráster de la superficie del sustrato, la que posteriormente se proyecta en 3D. A continuación, se resta la interpolación del sustrato al DEM, para crear una nueva imagen ráster con el espesor de la cobertura oligocena-holocena en 2,5D.

Integrando los resultados de Simicic (2015), se generan modelos ampliados de la cobertura-sustrato entre los 20°30’-21°30’S y se trazaron las estructuras interpretadas en los perfiles sísmicos correlacionando la distribución del espesor de la cobertura y las depresiones del sustrato. Finalmente, las áreas con mayor espesor comparadas con las interpoladas por Nester (2008) y Simicic (2015) (Fig. 3).

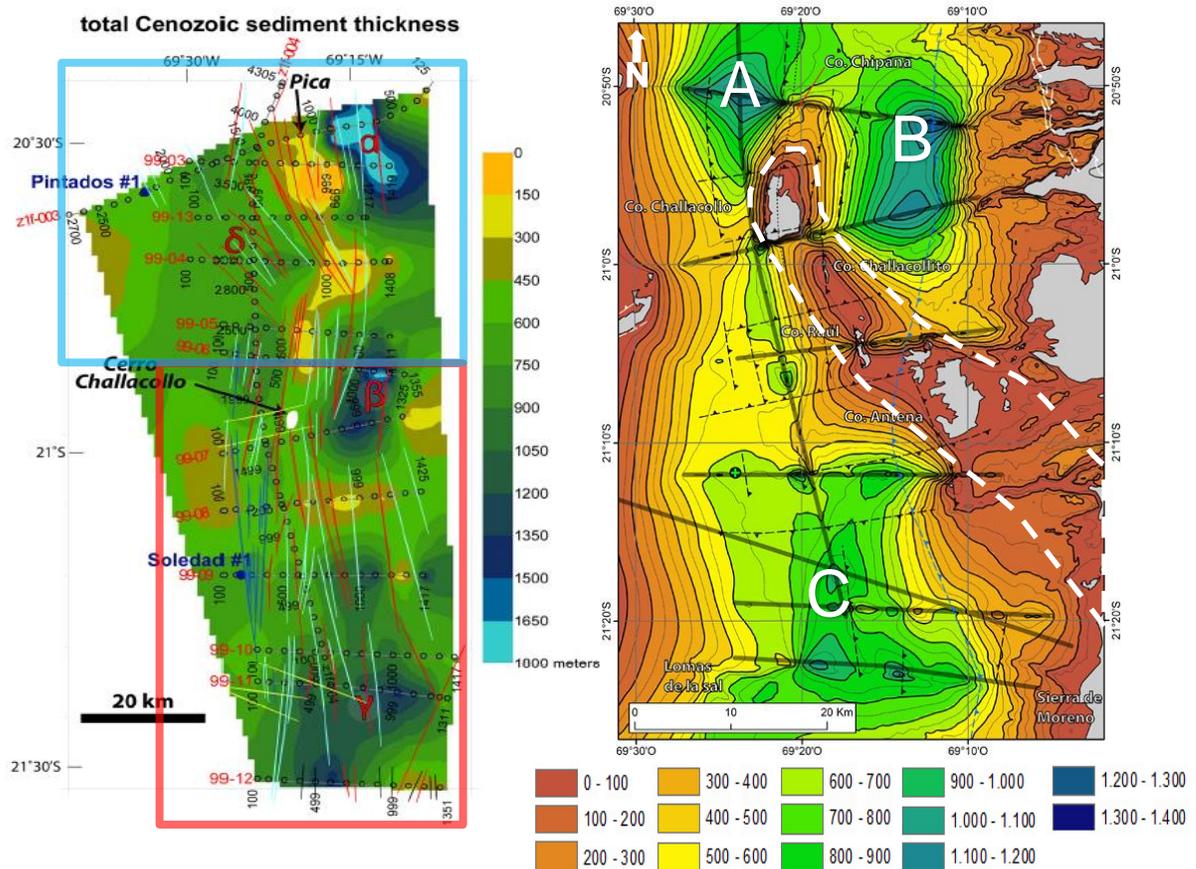


Figura 3. Mapas isópacos de la cobertura cenozoica de Nester (2008) y Simicic (2015). El cuadro rojo en el mapa de Nester (mapa izquierdo) resalta la zona de estudio de Simicic y en el cuadro azul la de este trabajo. Nester (2008) reconoció cuatro sub-cuencas, a las cuales denominó ‘α’, ‘δ’, ‘β’, y ‘γ’. Simicic (2015) identificó tres sub-cuencas, las que llamo ‘A’, ‘B’ y ‘C’, separadas por una franja de altos del sustrato pre-oligoceno orientado NO-SE (polígono blanco punteado). Las sub-cuencas obtenidas en ambos trabajos muestran una buena correspondencia espacial, pero la franja de altos del sustrato tiene un notable cambio de orientación. Además, notar como el espesor de la cobertura es aproximado y suavizado en las vecindades de los cerros islas en el mapa de Simicic (2015), y no así en el de Nester (2008), donde se observa un espesor de 600 m alrededor del Cerro Challacollo.

2 ANTECEDENTES GENERALES

2.1 MARCO TECTÓNICO

La zona de estudio se ubica en el antearco del margen continental de Sudamérica, al sur del Oroclino Boliviano de los Andes Centrales, entre las regiones de subducción plana Peruana y Pampeana (Carey, 1955; Gansser, 1973; Barazangi & Isacks, 1976; Jordan et al., 1983; Isacks, 1988). El espesor de la corteza continental aumenta desde el antearco al trasarco, alcanzando los ~70 km en el actual arco de la Cordillera Occidental (Beck et al., 1996; Tassara & Yáñez, 2003). La corteza oceánica que actualmente subduce al continente tiene una edad Eocena, alcanza los 60-80 km bajo el antearco y, al menos, desde el Jurásico la subducción ha sido de tipo normal e ininterrumpida (Coira et al., 1982; Mpodozis & Ramos, 1990; Scheuber et al., 1994; Charrier et al., 2007; Nester & Jordan, 2012). Las causas del gran alzamiento y engrosamiento cortical de la región han sido ampliamente discutidas, proponiéndose diversos modelos, algunos complementarios, que explican estos fenómenos: (1) acortamiento cortical episódico y ajuste isostático (Isacks, 1988; Gubbels et al., 1993; Schmitz, 1994; Muñoz & Charrier, 1996; Allmendinger et al., 1997; Baby et al., 1997; Victor et al., 2004; Farías et al. 2005; McQuarrie, 2005; Jordan et al., 2010), (2) cambio climático (Lamb & Davis, 2003), (3) delaminación de la corteza o remoción del manto litosférico (Kay & Kay, 1993, Garziona et al, 2006), (4) adición magmática (Thorpe et al. 1980, Reymer & Schubert, 1984), (5) termo-mecánicos (Pope & Willet, 1998), entre otros.

En la cuenca Pampa del Tamarugal, el substrato pre-oligoceno y la cobertura oligocena-holocena registran al menos ocho eventos de deformación desde el Cretácico, asociados a fases de extensión, compresión, e inversión positiva de estructuras heredadas (Charrier et al., 2007; Blanco et al., 2012). Estos eventos estarían correlacionados a altas variaciones de la tasa de convergencia y el cambio de placas subductantes (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Somoza & Ghidella, 2005). A pesar que el régimen tectónico en el antearco ha sido principalmente extensional, se ha descrito que durante el Mesozoico se desarrollaron dos fases compresivas, Peruana (Cretácico Inferior Alto) y K-T (Cretácico Superior), que invirtieron las estructuras formadas previamente; en el Cenozoico, las fases compresivas Incaica (Eoceno Medio) y Pehuenche (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior) habrían alzado el borde oriental de la zona de estudio (Victor et al., 2004; Charrier et al. 2007; Jordan et al., 2010). Posterior al Mioceno Inferior, la deformación en el margen sudamericano migra al este, causando el alzamiento del Altiplano (Charrier et al., 2007, 2013; Jordan et al., 2010).

2.2 SEGMENTACIÓN MORFOESTRUCTURAL

Entre los 20°20'-20°50'S de la I Región de Tarapacá, se distinguen 4 unidades morfoestructurales ubicadas en franjas orientadas N-NNO (Fig. 4). Desde oeste a este, en orden respectivo: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera y Cordillera Occidental. El

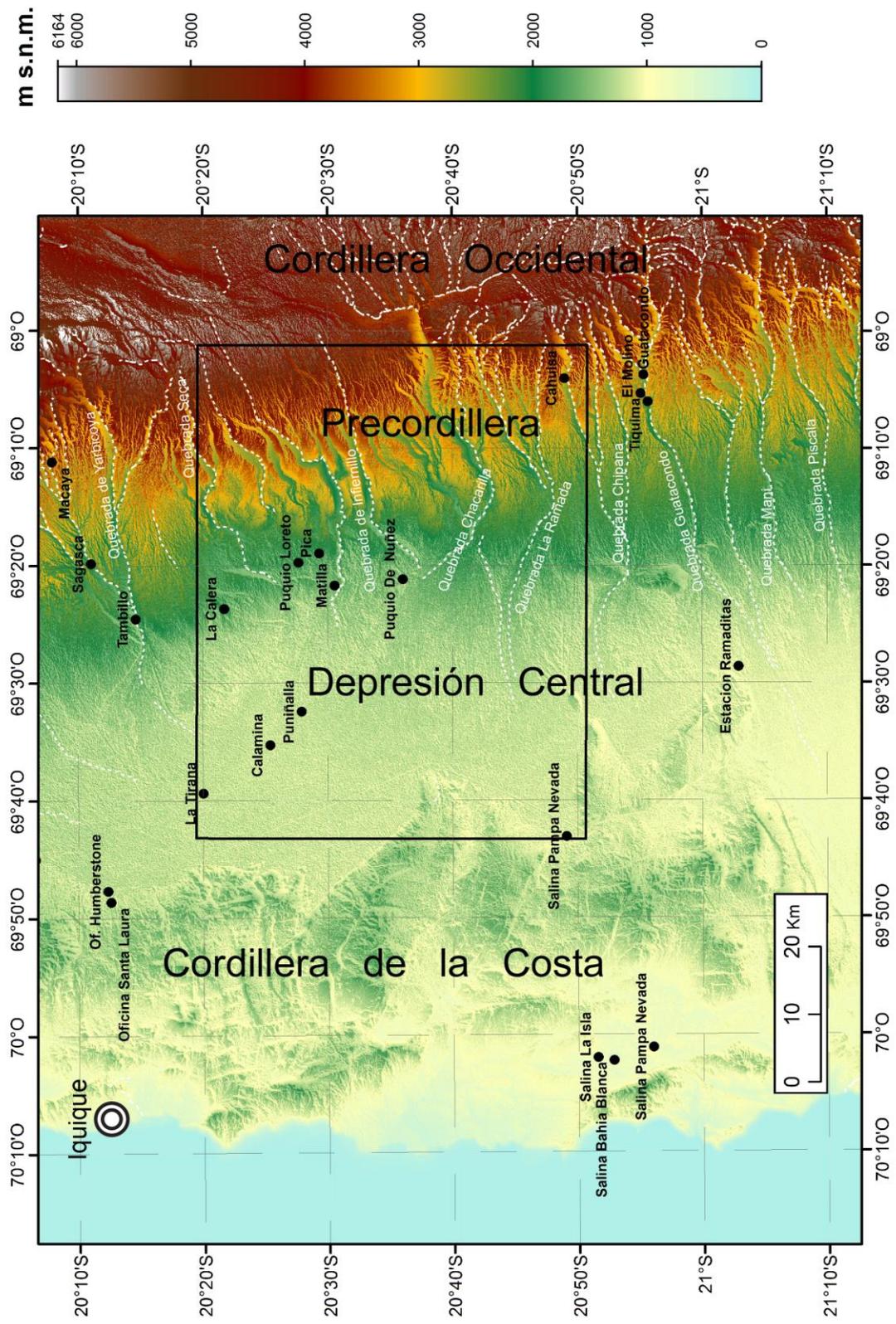


Figura 4. Modelo de elevación digital de la zona de estudio. Se destaca la segmentación morfoestructural de la zona de estudio (cuadro negro), con las principales quebradas (líneas punteadas blancas) y poblados (puntos negros). La grilla del DEM es de 30 m por 30 m. Coordenadas proyectadas según datum WGS-84.

área de estudio abarca principalmente la Depresión Central, el margen oeste de la Precordillera y el margen este de la Cordillera de la Costa.

2.2.1 Cordillera de la Costa

La Cordillera de la Costa posee un ancho de ~35-55 km y una altura que no supera los 2.000 m s.n.m. (Fig. 4). Está formada principalmente por rocas volcánicas-sedimentarias, y cuerpos intrusivos mesozoicos, que subyacen a depósitos sedimentarios y salinos cenozoicos (Blanco et al., 2012, y referencias en él). En el Jurásico-Cretácico Inferior formó parte del arco magmático emplazado en secuencias sedimentarias y metamórficas precámbricas-paleozoicas (García, 1967; Coira et al., 1982). Actualmente es parte del antearco emergido sobre la zona de acoplamiento entre las placas de Nazca y Sudamérica. Estructuralmente se caracteriza por el Sistema de Fallas de Atacama, el cual se extiende entre los 21°-30°S (Arabasz, 1971; Scheuber and González, 1999). El borde occidental de la Cordillera está marcado por acantilados, con diferencias de elevación entre los 500-1.000 m s.n.m., y depósitos marinos y litorales pleistocenos-holocenos, a elevaciones inferiores a los 150 m s.n.m. (Ortlieb et al. 1997). Por otro lado, el borde oriental presenta geometrías de bahías con depósitos evaporíticos y fallas con rumbo N-NNO Chile (González et al. 2003; Carrizo et al., 2008). Se ha propuesto que la Cordillera de la Costa se ha alzado, respecto al bloque adyacente a la fosa, gracias a la actividad de fallas lístricas mayores N-S en su borde occidental, asociadas a una extensión E-O en el borde del continente y al cambio de maneo de la placa subducida bajo él (Contreras-Reyes et al., 2012, 2014, 2015, y referencias en él).

2.2.2 Depresión Central

La Depresión Central corresponde a la actual cuenca de ante-arco del margen continental sudamericano (Mordojovich, 1981; Ingersoll, 1988). La cuenca se extiende entre los ~18°-22°S, con un ancho que no supera los 80 km y una altura promedio de 1.000 m s.n.m (Fig. 4). El borde oriental de la cuenca presenta incisiones fluviales cuya edad máxima de erosión es de 5.5 Ma (Naranjo & Paskoff, 1985; Hoke et al., 2007). En el borde occidental se encuentran los salares de Pintados, Bellavista y Sur Viejo, con edades pleistocenas-holocenas, cuyo origen está ligado a la condición climática hiperárida establecida en la región desde el Mioceno Superior (Nester, 2008; Nester & Jordan, 2012; Jordan et al., 2014). Localmente, el substrato mesozoico-paleozoico aflora en los cerros islas Challacollo (~1.545 m s.n.m.) y Longacho (~1.627 m s.n.m.). Ha sido rellenada por secuencias volcánicas y sedimentarias oligocena-holocenas, dispuesta sub-horizontal, e inclinada hacia el oeste (1-5°) (Dingman & Galli, 1965; García, 1967; Blanco et al., 2012). Debido a que las secuencias se acuñan tanto hacia la Cordillera de la Costa como la Precordillera, y la presencia de fallas vergentes al este y al oeste, en los bordes respectivos, algunos autores han propuesto la evolución neógena de la Depresión Central habría estado relacionada a fallas normales orientadas N-S, formando un graben a escala orogénica (Mortimer, 1973; Sáez et al., 1999).

Las rocas magmáticas del Cretácico Superior y del Paleoceno-Eoceno se ubican en franjas orientadas, principalmente, N-S, en las partes central y oriental de la Depresión Central,

respectivamente (Scheuber et al. 1994; Charrier et al., 2007). Los pulsos magmáticos de estos periodos se han asociado a alteración hidrotermal y al emplazamiento de pórfidos cupríferos (Camus, 2003; Vaccaro, 2003; Blanco et al., 2012). En el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, la superficie de erosión de la Depresión Central, denominada Pediplano de Choja, recibió aportes clásticos del este como consecuencia de la orogenia Andina (Galli, 1967; Victor et al., 2004; Jordan et al., 2010; Charrier et al., 2009; Blanco et al., 2012). Desde el Mioceno Superior, gracias a la convergencia de condiciones tectónicas y climáticas, en la Depresión Central se establecería la configuración geomorfológica del extenso Pediplano de Atacama en, el que se ha conservado hasta la actualidad (Naranjo & Paskoff, 1985; Nester, 2008; Charrier et al., 2009; Blanco et al., 2012).

2.2.3 Precordillera

La Precordillera, en la zona de estudio, comprende parte de la Sierra de Moreno y constituye un alto topográfico, con una elevación entre los 1.900-3.640 m s.n.m, de 20-50 km de ancho (Fig. 4). Se ha propuesto que el marcado desnivel entre la Depresión Central y la Precordillera se debe a un sistema de fallas de inversas vergentes al oeste, el cual basculó el substrato mesozoico, formando los pliegues Anticlinal Chacarilla y Sinclinal Higuieritas, y un gran pliegue monoclinal, la Flexura Altos de Pica, en las secuencias sedimentarias-volcánicas oligocena-holocenas suprayacentes (Victor et al., 2004; Charrier et al., 2007, 2009; Jordan et al., 2010; Blanco et al. 2012). El rasgo geomorfológico principal lo constituyen una serie de incisiones fluviales, en forma de quebradas, con orientación E-SSE, en las que se exponen los pliegues de las secuencias mesozoicas y la discordancia angular con los depósitos cenozoicos (Dingman & Galli, 1965; Naranjo & Paskoff, 1985; Blanco et al, 2012). Desde el Eoceno Medio, la Precordillera constituyó parte de la Cordillera Incaica, favoreciendo el flujo de material sedimentario hacia la Depresión Central (Galli, 1967; Charrier et al., 2007, 2009; Blanco et al, 2012).

2.2.4 Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental posee una superficie irregular con altitudes entre los 3.800-6.350 m s.n.m. y un ancho de 15-25 km (Fig. 4). Corresponde al alto topográfico donde el arco volcánico mioceno-holoceno y secuencias volcánicas-sedimentarias miocenas-pleocenas, suprayacen a un substrato mesozoico-paleozoico deformado (Victor et al., 2004; Blanco et al., 2012). Al este, con una altura promedio de ~3.800 m s.n.m, se ubica el plateau altiplánico, clasificado como el segundo más alto del mundo. Se ha sugerido que el alzamiento y deformación de la Cordillera Occidental estarían controlados por un sistema de fallas inversas bivergentes, formando una estructura pop-up (Farías et al., 2005; Charrier et al., 2012; Armijo et al., 2015).

3 GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

3.1 ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía de la cuenca Pampa del Tamarugal puede subdividirse en dos grandes grupos separados por una discordancia angular de carácter regional: el substrato pre-oligoceno y la cobertura oligocena-holocena (Galli & Dingman, 1962; Dingman & Galli, 1965; García, 1967; Mortimer, 1980; Naranjo & Paskoff, 1985; Blanco et al., 2012, y referencias en él). El substrato se distribuye ampliamente en la Precordillera y Cordillera de la Costa, y localmente en la Depresión Central, mientras que la cobertura, siliciclástica y volcánica, lo hace principalmente en la Depresión Central (Fig. 5).

3.1.1 Substrato Pre-Oligoceno

3.1.1.1 *Formación Longacho (Jurásico Inferior)*

Esta formación se expone en un anticlinal asimétrico en el Cerro Longacho, con un espesor de 93 m y en un área que no supera los 5 km². Está constituida por una sucesión que incluye estratos de lutita marina fosilífera gris, calizas, limolitas y areniscas de grano fino (Dingman & Galli, 1965; García, 1967). La base de esta sucesión no aflora, pero sobre ella se encuentra discordantemente la Ignimbrita Tambillo y escasamente el miembro Sagasca de la Formación Altos de Pica (Blanco et al., 2012). Localmente, hacia el sur del Cerro Longacho se encuentra intruida por un stock de pórfido dacítico (ca. 137 Ma) y por un cuerpo diorítico en el extremo norte (García, 1967; Blanco et al., 2012).

La edad de la Formación Longacho es determinada en base al hallazgo de tres fósiles del género *Arietites* pertenecientes al Jurásico Inferior (Hettangiano-Sinemuriano) (Dingman & Galli, 1965). La sucesión sedimentaria, y la presencia de ammonites, indican un ambiente de plataforma profunda para esta época (Blanco et al., 2012, y referencias en él).

3.1.1.2 *Grupo Huantajaya (Jurásico Medio – Superior)*

En el extremo suroeste de la zona de estudio, en el Cerro Gordo, se exponen rocas calcáreas fuertemente cornificadas y obliteradas, las que no son posibles correlacionarlas con alguna en particular del Grupo Huantajaya. La litología y alteración indican que pertenecen a rocas sedimentarias marinas del trasarco Jurásico (Blanco et al., 2012).

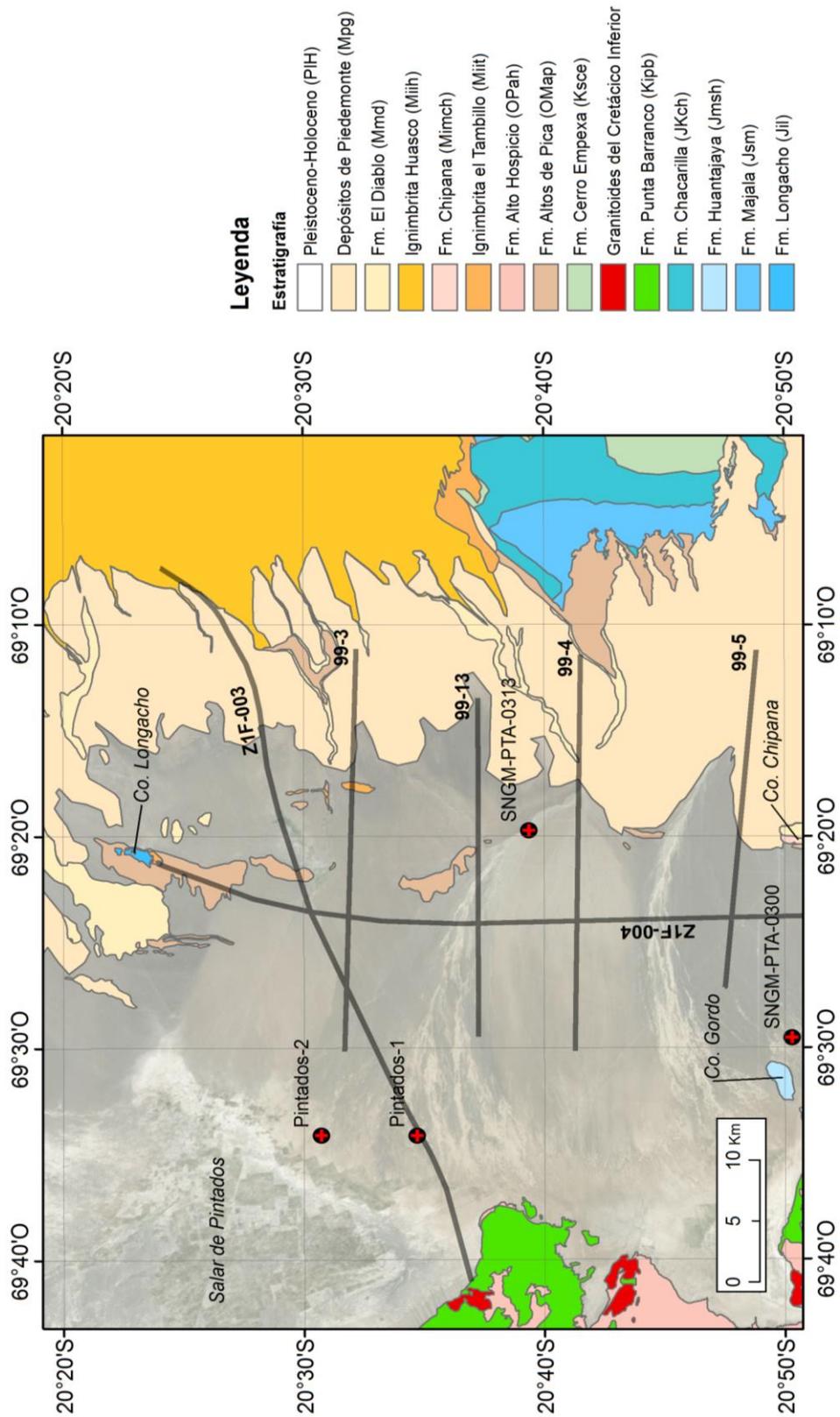


Figura 5. Estratigrafía del área de estudio. Mapa simplificado que ilustra las formaciones de la zona de estudio, como también las trazas de las secciones sísmicas (líneas negras) y pozos de ENAP-SNGM (cruces rojas). Las unidades del Pleistoceno-Holoceno se muestran transparentes. Coordenadas proyectadas según datum WGS-84. Modificado de Blanco et al. (2012).

3.1.1.3 *Formación Majala (Jurásico Superior)*

La Formación Majala está compuesta por secuencias sedimentarias marinas que afloran en las quebradas de la Precordillera. Localmente, en las quebradas de Guatacondo y Majala, se exponen 1.640 m de limolita gris verdosa clara, con intercalaciones de lutita silíceas y bancos delgados de arenisca fina, clara y compacta (García, 1967). Constituye el núcleo del pliegue Anticlinal Chacarillas, donde el espesor disminuye hacia el sur, aflorando apenas 290 m en la quebrada Sipuca; la litología, por otra parte, se presenta muy regular tanto en el norte como en el sur (García, 1967).

La presencia de fósiles le confiere una edad Oxfordiana, pero debido a que esta formación suprayace concordante y transicionalmente a la Formación Aquiuño, de edad Oxfordiana Superior, se determina que esta corresponde a su edad máxima (García, 1967). En abundantes niveles de la Formación Majala se observan marcas de oleaje, indicando un mar poco profundo (García, 1967). En efecto, la base está caracterizada por depósitos de ambiente infralitoral y el techo por depósitos litorales de altas energías, indicando un ambiente marino transicional de tipo deltaico (Blanco et al., 2012)

3.1.1.4 *Formación Chacarilla (Jurásico Superior – Cretácico Inferior)*

La Formación Chacarilla aflora en las quebradas ubicadas a los pies de la Precordillera, mostrando un espesor de 1.500 m en la quebrada de nombre homónimo (Dingman & Galli, 1965). Está compuesta por una potente secuencia, bien estratificada, de fangolitas, areniscas y ortocuarcitas, de colores gris rojizo o gris verdoso, dispuestas concordante y con facies transicionales sobre la secuencia sedimentaria marina de la Formación Majala, y discordantes respecto a los depósitos sedimentarios continentales suprayacentes de la Formación Cerro Empexa (Blanco et al., 2012). Constituye parte del núcleo del Sinclinal Higuieritas, donde se expone fuertemente deformada (Blanco et al., 2012).

3.1.1.5 *Formación Punta Barranco (Cretácico Inferior)*

Los depósitos sedimentarios volcánicos-continentales de esta formación se encuentran ampliamente distribuidos en la Cordillera de la Costa, aflorando en la zona de estudio en la localidad de Pintados. En el techo se encuentran en discordancia las Gravas Alto Hospicio y en la base, en contacto paraconcordante, las formaciones jurásicas (Blanco et al., 2012). Puntualmente se encuentra intruido por pórfidos y cuerpos hipoabisales del Cretácico Inferior (Blanco et al., 2012).

La Formación Punta Barranco está constituida por dos facies: una sedimentaria, con areniscas rojas y conglomerados; y una volcánica, con intercalaciones de brechas volcánicas y andesitas (Blanco et al., 2012). En base a dataciones con U-Pb en circonio, se obtuvieron edades entre 100 Ma y 129 Ma para ésta formación (Blanco et al., 2012). Las rocas indican que fueron

depositadas en un ambiente de arco o intra-arco continental, con un volcanismo abundante y depósitos sedimentarios asociados (Blanco et al., 2012).

3.1.1.6 Granitoides del Cretácico Inferior

Los granitoides del Cretácico Inferior afloran en la Cordillera de la Costa, en el extremo sur occidental de la zona de estudio. Las composiciones de estos cuerpos varían entre monzonita, monzodiorita, diorita, diorita cuarcífera y tonalita. Dataciones con U-Pb en circón asignaron una edad de 128-127 Ma a estos intrusivos (Blanco et al., 2012). Se encuentran intruyendo a la Formación Punta Barranco, con la cual tendría una relación genética, siendo altamente probable que estos cuerpos hayan sido los alimentadores de su volcanismo. Localmente, los granitoides están intruidos por cuerpos hipoabisales porfídicos, con edades de 111-129 Ma, en forma de diques y filones (Blanco et al., 2012).

3.1.1.7 Formación Cerro Empexa (Cretácico Superior)

La Formación Cerro Empexa aflora en el cerro homónimo (4.063 m s.n.m.), el que se ubica al sur de la quebrada Chacarilla. Se define como una secuencia continental constituida por brechas, conglomerados, traquitas, areniscas finas y fangolitas (Dingman & Galli, 1965; Blanco, 2012). Presenta principalmente facies clásticas sedimentarias y, subordinadamente, volcánicas. Análisis de U-Pb, en circones magmáticos y detríticos, arrojaron una edad de 79-65.7 Ma para esta unidad (Blanco et al., 2012).

Uno de los afloramientos típicos de esta formación se localiza en el Sinclinal Higuieritas, donde se observa una transición de un ambiente aluvial proximal a facies fanálticas y lacustres hacia el núcleo del sinclinal (Blanco et al., 2012). En la quebrada Chacarilla, por otra parte, las facies corresponden principalmente a depósitos volcánicos. En base a lo anterior, la Formación Cerro Empexa correspondería a material sedimentario-volcánico depositado en cuencas extensionales durante el Cretácico Superior (Blanco et al., 2012).

3.1.2 Cobertura Oligocena-Holocena

3.2.2.1 Formación Altos de Pica (Oligoceno Superior – Mioceno Inferior)

La Formación Altos de Pica compone la base del relleno de la cuenca Pampa del Tamarugal, el que se ha formado por la erosión del substrato y el volcanismo cenozoico de los Andes Centrales (Dingman & Galli, 1962). Principalmente aflora al oeste de la zona de estudio, en la gran flexura monoclinal de nombre homónimo. También se expone en las flexuras de la Depresión Central y en las incisiones fluviales de la Precordillera, suprayaciendo con discordancia angular y erosiva al substrato mesozoico-paleozoico (Blanco et al., 2012).

La definición formal de esta formación fue realizada por Galli (1957) (Fig. 6), la que describió como una secuencia constituida por fanglomerados y arenas de origen eólico, que incluye dos ciclos efusivos con tobas aglutinadas y cineríticas, depositada bajo condiciones climáticas áridas en un piedemonte alzado. Galli (1957), distinguió cinco miembros, tres de origen sedimentario intercalados por dos de origen volcánico.

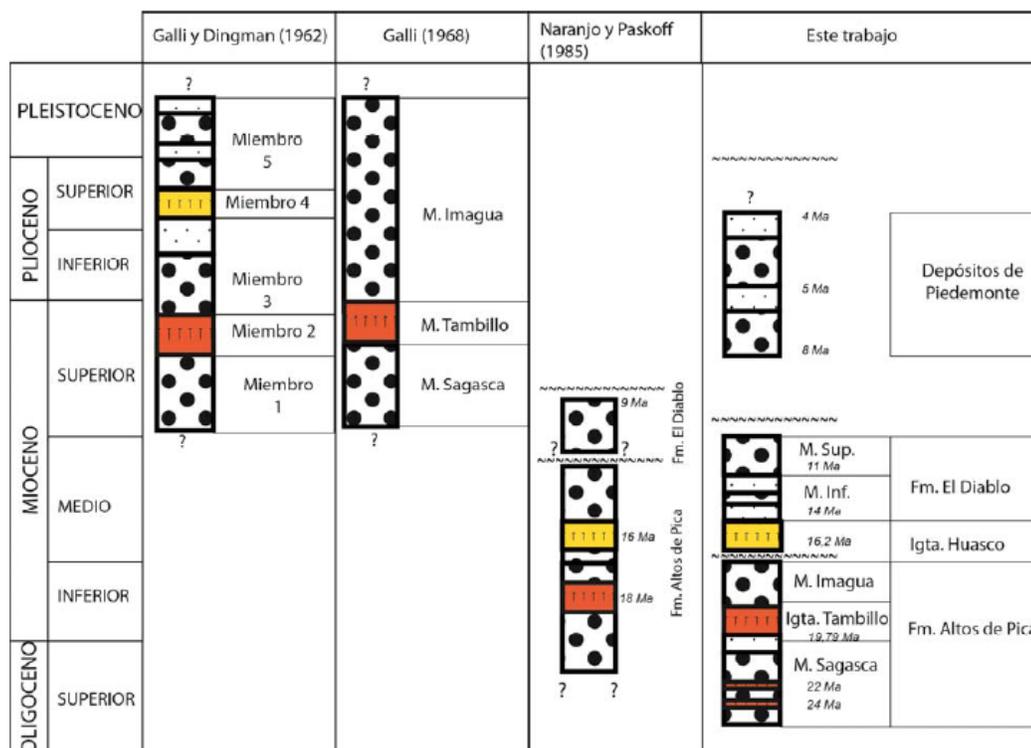


Figura 6. Esquema cronoestratigráfico comparativo de la Formación Altos de Pica. Se muestran las definiciones formales de la formación, con su autor asociado, desde 1962 al 2012. Tomado de Blanco et al. (2012).

En la siguiente década, Galli y Dingman (1962) amplían las definiciones litológicas previas y cronoestratigráficamente la sitúan en el Mioceno Superior-Pleistoceno (Fig. 6). La sección estratigráfica medida por los autores en la Quebrada Chintaguay, con un espesor de 740 m, se describe a continuación:

- Miembro I: Conglomerados, intercalados por areniscas, tobas y tufitas, con un espesor de 322 m.
- Miembro II: Toba soldada riolítica, de 17 m de espesor.
- Miembro III: Areniscas, intercaladas con conglomerados, con un espesor de 173 m.
- Miembro IV: Toba riolítica, de 23 m de espesor.
- Miembro V: Arenas cubiertas por gravas, con un espesor de 200 m.

Posteriormente, Galli (1968) (Fig. 6) reagrupa los cinco miembros y los reduce a tres miembros, los que se ordenan de base a techo: Sagasca (conglomerados y areniscas), Tambillo (ignimbrita soldada) e Imagua (conglomerado). Luego, Naranjo & Paskoff (1985) reagrupan los cinco miembros en dos formaciones: Formación Altos de Pica (miembros 1-5) y Formación El Diablo (miembro 5), con edades comprendidas entre el Oligoceno Superior alto-Mioceno Superior bajo (Fig. 6).

Actualmente, la nueva definición de la formación fue propuesta por Blanco et al. (2012), el que, en base a nuevas dataciones de los miembros ignimbríticos y sedimentarios, subdivide la formación original de Galli (1957) en cinco miembros (Fig. 6):

- Miembro Sagasca (Miembro I), conformado por facies de conglomerados y facies de areniscas. Suprayace discordante al substrato.
- Ignimbrita Tambillo (Miembro II), correspondientes a niveles de tobas soldadas. Suprayace discordante al substrato e intercalada entre los miembros Sagasca e Imagua.
- Miembro Imagua (Miembro III), conformado por facies de conglomerados y areniscas. Suprayace, localmente, con discordancia erosiva sobre la Ignimbrita Tambillo.
- Ignimbrita Huasco (Miembro IV), conformado por una secuencia de tobas soldadas. Suprayace con paradiscordancia a la Ignimbrita Tambillo y concordante al Miembro Imagua.
- Formación El Diablo (Miembro V), compuesto por un miembro superior de conglomerados y uno inferior de areniscas. Se deposita en discordancia angular sobre el miembro Imagua y concordante a la Ignimbrita Huasco.

3.2.2.2 *Gravas de Alto Hospicio (Oligoceno Superior- Plioceno)*

Marquardt et al. (2008) describió esta unidad como una secuencia de gravas matriz soportadas, con matriz de arena gruesa, e intercalada con gravas clasto soportadas y arenas gruesas. Posteriormente, Blanco et al. (2012) la define como una secuencia de bloques, gravas, arenas, limos y arcillas semiconsolidadas, de origen aluvial, con intercalaciones de ceniza volcánica.

La formación aflora principalmente en la Cordillera de la Costa, suprayaciendo a las formaciones e intrusivos mesozoicos. Está cubierta parcialmente, y en paraconcordancia, por depósitos aluviales, salinos y eólicos del Pleistoceno-Holoceno. Edades obtenidas por métodos radiométricos la han situado entre los 23-4 Ma (Blanco et al., 2012), por lo que es posible correlacionarla con la Formación Altos de Pica ubicada al este.

3.2.2.3 *Ignimbrita Tambillo (Mioceno inferior)*

Los depósitos de esta unidad se encuentran aflorando en las flexuras de la Depresión Central y de la Precordillera, donde suprayace con discordancia angular al substrato, intercalada entre los miembros de la Formación Altos de Pica, ó paraconcordantemente a la Ignimbrita Huasco. En la confluencia de las quebradas Yarvicoya y Tambillo (al norte de la zona de estudio) se expone la formación con un espesor de 110 m (Blanco et al., 2012).

La litología corresponde a una toba soldada de composición riolítica, con un nivel basal de vitrófiro negro, una parte central rica en fiammes y cavidades miarolíticas, y un nivel superior rico en pómez. Blanco et al. (2012), correlaciona esta unidad con el miembro II definido por Galli & Dingman (1962), y con la Ignimbrita Oxaya en la Precordillera de la XV Región (García, 1996), en base a la litología y edades obtenidas por dataciones radiométricas. Los valores más representativos para esta formación es de 19.55-19.9 Ma (Blanco et al., 2012). Nester (2008) correlaciona esta unidad usando los sondajes de ENAP (Pintados 1 y 2), y sismoestratigrafía, con tobas ignimbríticas ubicadas a 342-352 m desde la superficie.

3.2.2.4 *Ignimbrita Huasco (Mioceno Inferior alto)*

Esta formación se expone principalmente en la Flexura Altos de Pica, al oeste del salar homónimo, donde suprayace en paraconcordancia a la Ignimbrita Tambillo. Al este del cerro Longacho, aflora en las quebradas de las Precordillera, sobreyaciendo al Miembro Imagua concordantemente, y subyaciendo con igual relación a la Formación El Diablo. Consiste en una secuencia de tobas soldadas con edades comprendidas entre los 15-17 Ma, con espesores menores a 150 m (Victor et al., 2004; Blanco et al., 2012).

3.2.2.5 *Formación Chipana (Mioceno Inferior-Mioceno Medio)*

Se define esta formación como una secuencia bien estratificada de areniscas, conglomerados, limolitas, limolitas calcáreas, carbonatos palustres y calizas silicificadas, de color marrón claro, expuestas en el curso terminal de la quebrada homónima, en el Cerro Challacollito y al N del Cerro Challacollo, con un espesor estimado de 130 m (Blanco et al., 2012). La secuencia se dispone sobre el Miembro Sagasca de la Formación Altos de Pica en paraconcordancia y subyace concordante a la Formación El Diablo. Se ha dividido la Formación Chipana en dos miembros, los que presentan facies de ambiente lacustre somero y fluvio-deltaico (Blanco et al., 2012).

3.2.2.6 *Formación El Diablo (Mioceno Inferior alto – Mioceno Medio)*

La Formación El Diablo suprayace al Miembro Imagua de la Formación Altos de Pica. Aflora principalmente en las quebradas de la Precordillera, en paraconcordancia, y, localmente,

en las flexuras de la Depresión Central, en discordancia angular. Sin embargo, en ciertas localidades de la región, también se expone en paraconcordancia a la Ignimbrita Tambillo y concordante a la Ignimbrita Huasco (Blanco et al., 2012).

Los depósitos de esta formación se encuentran ampliamente distribuidos en la zona de estudio, con espesores que varían entre los 50 y 300 m. Están conformados por areniscas grises y pardas, conglomerados gruesos, con intercalaciones de tobas y tufitas (Blanco et al., 2012). Vogel y Vila (1980) distinguen dos miembros: uno inferior de facies arenosas y uno superior de facies gravosas. Ambos miembros están asociados al desarrollo de sistemas aluviales en el piedemonte Precordillerano, presentando una transición, de base a techo, de una condición climática árida a semi árida-árida (Blanco et al., 2012). Dataciones que se realizaron en un nivel tobáceo de la base de la formación, y de los depósitos de Piedemonte suprayacentes, se le asigna una edad de 11-14 Ma (Blanco et al., 2012, y referencias en él).

3.2.2.7 *Depósitos de Piedemonte (Mioceno Superior – Plioceno)*

Los Depósitos de Piedemonte están conformados por una secuencia de bolones, gravas, arenas gruesas, de origen aluvial, con intercalaciones de depósitos de caída y eólicos, de potencia variable de 50-200 m (Blanco et al., 2012). Suprayace a la Formación El Diablo en discordancia erosiva, localmente angular, y se encuentra disectado por depósitos aluviales Pleistocenos-Holocenos inactivos (Blanco et al., 2012). Se puede dividir en tres miembros concordantes entre sí: gravas y arenas inferiores, depósitos eólicos intermedios y gravas superiores. Estos tres miembros indican un ambiente de abanico aluvial de facies proximales, asociado a condiciones climáticas de aridez (Blanco et al., 2012).

Edades obtenidas por dataciones radiométricas, en un nivel de paleosuelo yesífero en el techo de la Formación El Diablo, y de una ignimbrita en el techo de los Depósitos de Piedemonte, permiten situar esta unidad entre los 8.8-11 Ma (Blanco et al., 2012).

3.2.2.8 *Depósitos Pleistocenos-Holocenos*

Se define como una unidad informal al conjunto de depósitos aluviales (antiguos y activos), coluviales, de deslizamiento, eólicos, salinos, que afloran en la zona de estudio, con edades comprendidas entre el Pleistoceno-Holoceno. Se distribuyen ampliamente en la región, cubriendo las quebradas de la Precordillera, la Depresión Central y el margen oriental de la Cordillera de la Costa.

Los depósitos aluviales antiguos están formados por gravas, arenas y limos no consolidados, con escasas intercalaciones de arenas (Blanco et al., 2012). Morfológicamente, constituyen una sucesión de abanicos, cuyas incisiones originan al menos tres terrazas en las partes bajas de las quebradas. Los sistemas aluviales activos disecan a los antiguos y se exponen en las quebradas, diversificándose en una serie de canales menores hacia la Depresión Central.

Los depósitos coluviales se sitúan en las laderas con mayor pendiente de las quebradas y se forman por la fragmentación de las formaciones Oligocenas-Pliocenas. Están constituidos por gravas y arenas gruesas, acumuladas en conos coluviales y escombros de falda (Blanco et al., 2012).

Los depósitos de deslizamiento corresponden a bloques angulosos y rodados menores, con una matriz de arena y limo (Blanco et al., 2012). Se forman por deslizamiento rotacional y derrumbes gravitacionales asociados al colapso de las laderas en las quebradas precordilleranas.

Los depósitos salinos afloran principalmente al oeste de la zona de estudio, al borde de la Cordillera de la Costa, en el Salar de Pintados, Bellavista y Sur viejo (Fig. 5). Se reconocen al menos cuatro facies en estos depósitos de sales y yeso, con nitratos subordinados: lisa, lisa ondulada delgada, gruesa rugosa y transicional (Blanco et al., 2012).

3.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La región de estudio se caracteriza por presentar flexuras y pliegues, con orientaciones NNO a NNE, y que deforman la cobertura-substrato de la cuenca, pero que se encuentran parcialmente cubiertos por depósitos de piedemonte del Mioceno Superior-Holoceno (Dingman & Galli, 1965; García, 1967; Victor et al., 2004; Nester, 2008; Jordan et al., 2010; Blanco et al., 2012). Victor et al. (2004) sugirieron un sistema de seis fallas inversas (de A a F), con actividad oligocena-miocena (Fig. 7). Las fallas A, B y C, con rumbo N-NNE en la Depresión Central, se relacionan, respectivamente, con un par sinclinal-anticlinal y los anticlinales Chintaguay y Longacho; las fallas D y E se orientan N-NNO y se relacionan con la Flexura Altos de Pica; la falla F se encuentra fuera del área de estudio (Figs. 7 y 8).

Al oeste de Cerro Longacho, a lo largo de ~8 km, aflora una pareja sinclinal-anticlinal con orientación N-S. Su geometría en sub-superficie indica que corresponde a un pliegue por propagación de falla con vergencia oeste (Nester, 2008) (Figs. 7 y 8). El pliegue deforma internamente la cobertura, mostrando estructuras de crecimiento en rocas del Mioceno Inferior, y subyace con discordancia angular a depósitos del Mioceno Superior (Nester, 2008).

El Anticlinal Longacho se reconoce en superficie por una serie de cerros orientados N-NNE, a lo largo de ~65 km (Blanco et al., 2012) (Fig. 8). Tiene una vergencia este y se asocia a una falla inversa, con manteo 30-40°O, denominada aquí como Falla Longacho, que aflora en la sierra Juan de Morales (al norte de la zona de estudio) y deforma internamente la cobertura cenozoica (Blanco et al., 2012). En dicha zona, además, la falla cabalga el substrato paleozoico sobre capas mesozoicas, indicando que el desplazamiento y tiempo de deformación fue superior a las demás fallas del área (Blanco et al., 2012). El desarrollo de estructuras de crecimiento en los depósitos neógenos muestran que la falla estuvo activa durante el Oligoceno-Mioceno Inferior y, escasamente, en el Mioceno Medio (Nester, 2008; Blanco et al., 2012).

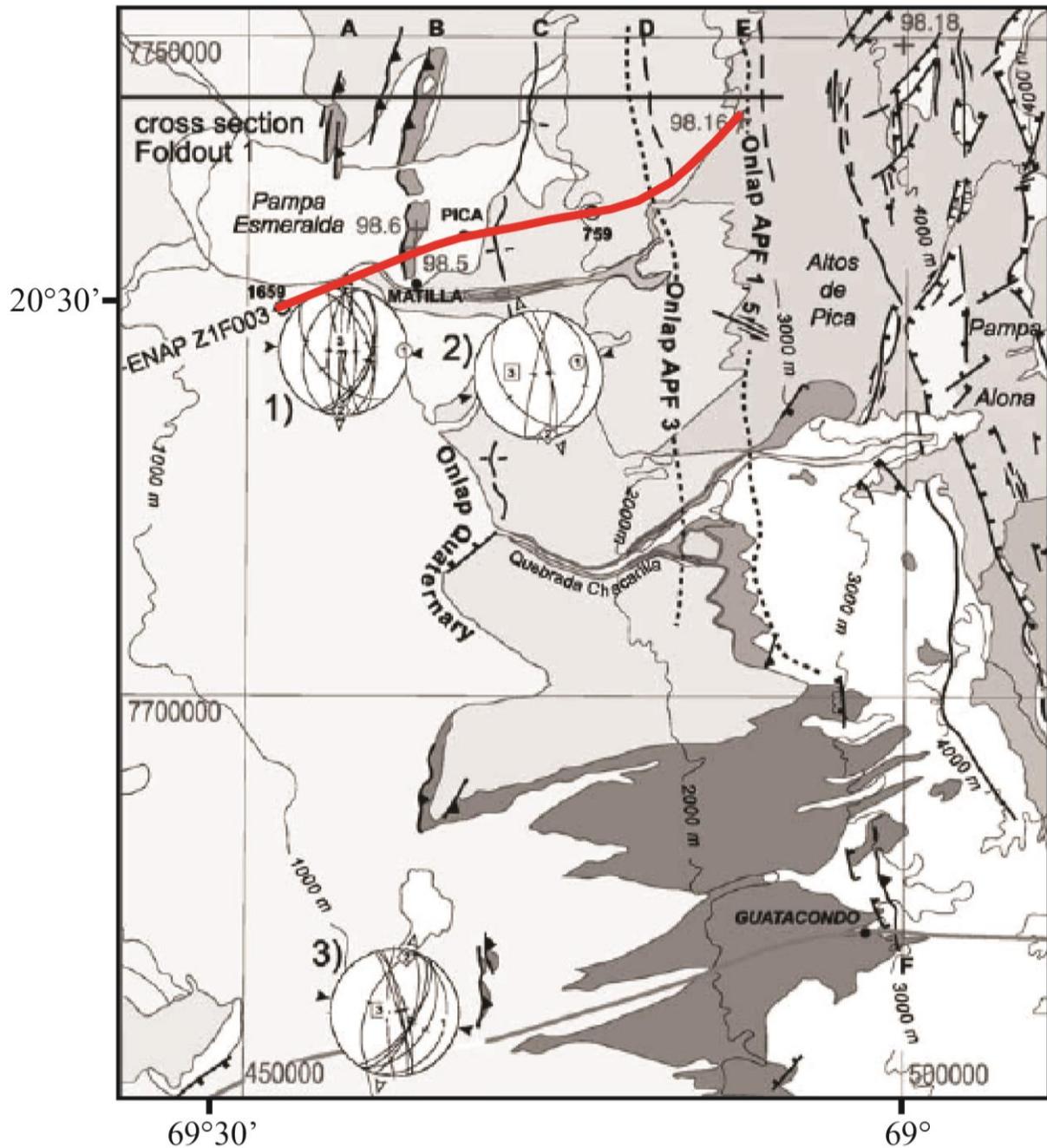


Figura 7. Sistema de Fallas Inversas propuesto por Victor et al. (2004). Mapa que muestra la traza del perfil sísmico Z1F-003 de ENAP estudiada por los autores (línea roja) y las seis fallas inversas (de A a F) interpretadas, orientadas principalmente N-S, e involucradas en el alzamiento del flanco occidental del Altiplano. Tomado de Victor et al. (2004).

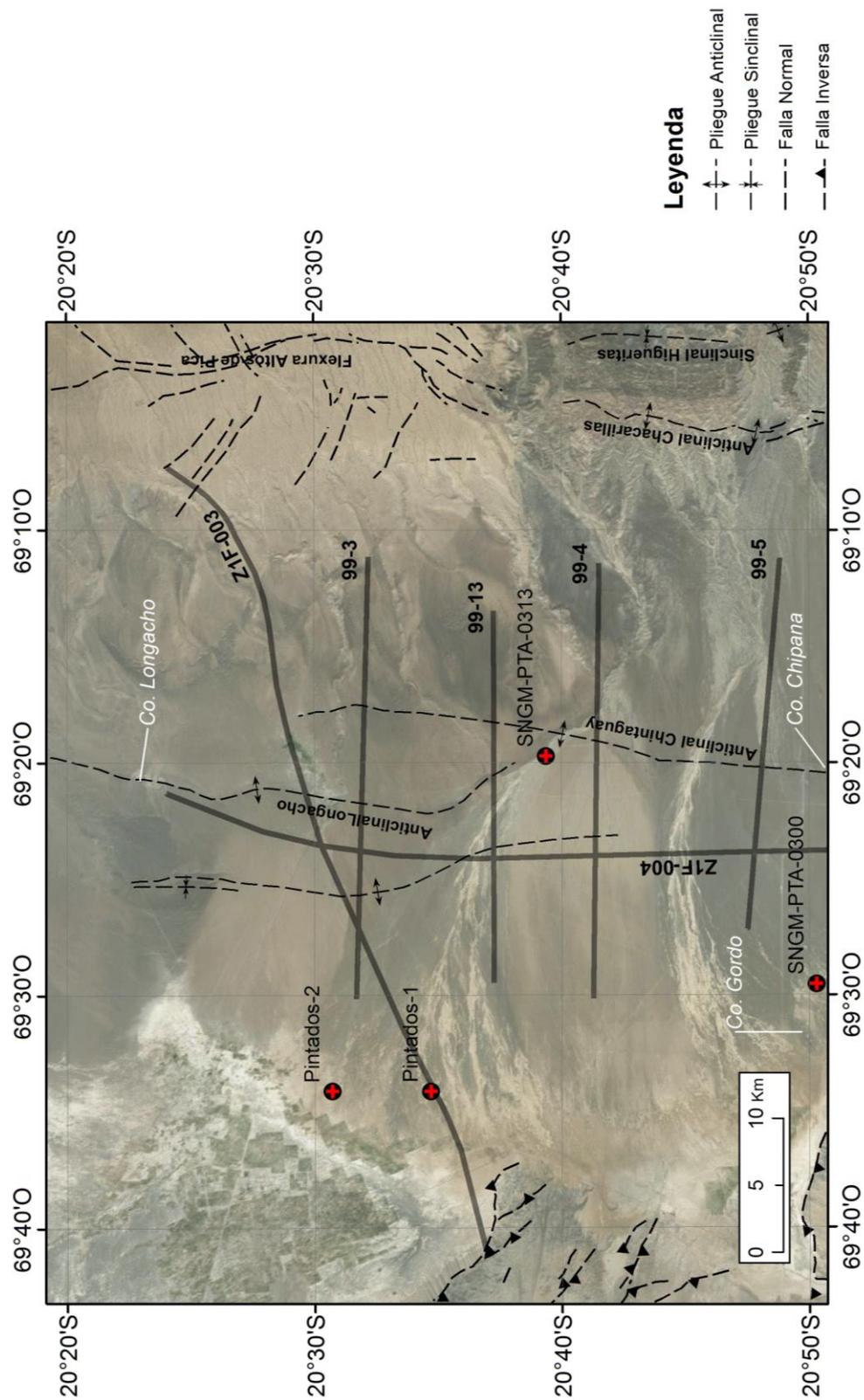


Figura 8. Principales estructuras del área de estudio. Mapa simplificado que ilustra las principales estructuras de la zona de estudio, como también las trazas de las secciones sísmicas (líneas negras) y pozos (cruces rojas) de ENAP-SGNM. Coordenadas proyectadas según datum WGS-84. Modificado de Blanco et al. (2012).

El Anticlinal Chintaguay también se reconoce topográficamente por una serie de cerros orientados N-NNE y distribuidos a lo largo de ~60 km, entre el pueblo de Pica y el Cerro Challacollo (Figs. 7 y 8). A diferencia del Anticlinal Longacho, este pliegue posee una vergencia al oeste, verificándose tanto en superficie, como en sub-superficie (Nester, 2008; Blanco et al., 2012). El anticlinal estaría asociado a una falla inversa con manteo al este, definida como Falla C por Victor et al. (2004) o como Falla Challacollo por Nester (2008), Blanco et al. (2012) y Simicic (2015). Al sur de la zona de estudio, en el Cerro Challacollo, desarrollo de solapamiento deposicional y estructuras de crecimiento, tanto en la base, como en el techo de los depósitos del Oligoceno-Mioceno Inferior, indican que la actividad del conjunto pliegue-falla precedía al relleno oligoceno y fue retomada durante el Mioceno Medio-Superior; al norte de la zona de estudio, en el sector de Pica, la Formación El Diablo no se encuentra deformada, acotando la deformación al Mioceno Inferior (Nester, 2008; Simicic, 2015; Blanco et al., 2012).

La Flexura Altos de Pica es un pliegue monoclinal de escala regional, que deforma principalmente a las ignimbritas miocenas y a los depósitos del Mioceno Superior-Plioceno (Figs. 7 y 8). El pliegue en superficie presenta una red densa de fallas normales de alto ángulo, que mantean al este y oeste, con orientaciones N-NO en el extremo occidental y N-NNE en el extremo oriental (Blanco et al., 2012). La generación de las fallas se ha atribuido a la extensión en superficie por flexión en la zona de charnela de un pliegue anticlinal subyacente (Blanco et al., 2012). Victor et al. (2004) asociaron la formación del gran monoclinal a las fallas inversas 'D' y 'E', pero Blanco et al. (2012) pusieron en duda la existencia de la última falla.

Al este de la zona de estudio aflora el Anticlinal Chacarillas, formado en secuencias sedimentarias jurásicas (Dingman & Galli, 1965; García, 1967; Blanco et al., 2012) (Figs. 7 y 8). El pliegue se orienta N-S y posee una longitud de onda ~1.6-10 km, con una traza axial levemente inclinada al este y una charnela que buza moderadamente al norte (Blanco et al., 2012). El análisis de este pliegue está fuera del alcance de este trabajo, pero el reconocimiento de la interfaz substrato-cobertura, en el extremo oriental de la región estudiada, se basa en la discordancia angular de este gran anticlinal con las secuencias sub-horizontales cenozoicas; lo mismo ocurre en el margen occidental, donde se observa en superficie una discordancia angular entre los depósitos neógenos con rocas mesozoicas de la Cordillera de la Costa (Blanco et al., 2012).

4 CONFIGURACIÓN 3-D DE LA CUENCA PAMPA DEL TAMARUGAL

4.1 INTERPRETACIÓN DE SECUENCIAS SÍSMICAS

La información de los perfiles sísmicos de ENAP fue entregada en formato digital (SGY) al Advanced Mining Technology Center de la Universidad de Chile. En estos archivos los datos sísmicos recopilados de cada perfil fueron previamente filtrados y procesados (i.e. migrados en tiempo). Debido al poco contraste de impedancia entre el aire y los sedimentos no consolidados en la superficie terrestre, se eligió una cota de referencia en el aire de 2.500 m s.n.m., equivalente al TWT (‘Two-way travel time’) cero de los perfiles. Las longitudes de los perfiles sísmicos estudiados se muestran en la tabla siguiente (Tabla 1).

Tabla 1. Longitudes de los perfiles sísmicos estudiados. El largo de la sección Z1F-004 corresponde al abarcado en la zona de estudio, ya que su extensión total es de 112,8 km.

| Línea | 99-5 | 99-4 | 99-13 | 99-3 | Z1F-003 | Z1F-004 |
|---------------|------|------|-------|------|---------|---------|
| Longitud (km) | 27,9 | 32,8 | 28,0 | 33,1 | 68,9 | 50,2 |

La interpretación de los perfiles sísmicos se efectuó en base a la caracterización de conjuntos de reflectores, los que son dependientes del contraste de litológico de las secuencias y cuerpos bajo la superficie. Existen cuatro tipo de reflectores distinguibles en las secciones sísmicas (Veeken, 2006): reflexiones sedimentarias (planos de estratificación), discontinuidades (discordancias, paraconformidad, etc.), artefactos (múltiples, difracciones, etc.) y reflexiones no sedimentarias (cuerpos intrusivos, fallas, fluidos, etc.). Particularmente, las reflexiones sedimentarias pueden ser vistas como “líneas de tiempo” y, por lo tanto, representan un intervalo de sedimentación continua. Las principales características que describen a estos reflectores son (Stoker et al., 1997; Veeken, 2006):

- Configuración: relacionado con la geometría de la estratificación según el proceso genético, paleotopografía y contacto con fluidos (Fig. 9).
- Continuidad: describe la extensión de un reflector a lo largo del perfil, indicando el ambiente y condiciones en que formó.
- Amplitud: estima el contraste litológico en profundidad, como también el contenido de fluidos y el espaciado de las capas.
- Frecuencia: mide el espesor de un estrato y, a su vez, indica la presencia de fluidos.

Una vez caracterizados conjuntos de reflectores, se agruparon según su geometría terminal, configuración externa e interna, continuidad a lo largo del perfil y las relaciones de contacto entre estos (Fig. 9).

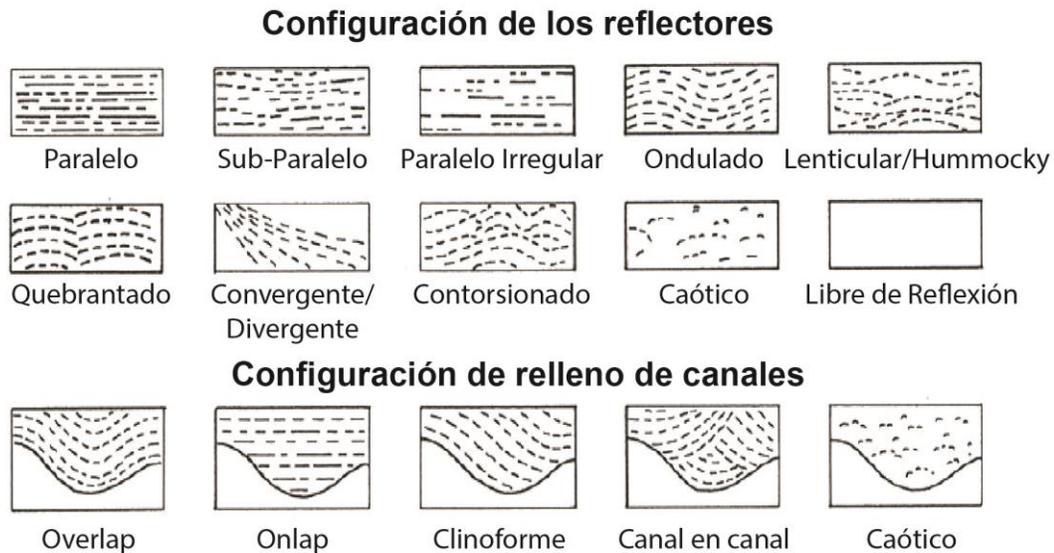


Figura 9. Ejemplos de configuraciones y geometrías de los reflectores sísmicos. Se muestran algunos ejemplos de las configuraciones internas y externas de los reflectores en un perfil sísmico, como también de su geometría terminal. Modificado de Stoker et al. (1997).

4.1.1 Definición de secuencias

Debido a la gran heterogeneidad litológica presente, tanto al interior de las formaciones del área de estudio, como a nivel regional, se necesitó utilizar criterios extensibles a los 6 perfiles para la definición de secuencias sísmicas. Es por ello que se agruparon los reflectores de la cobertura y del substrato (SS), e internamente se subdividió la cobertura en cuatro unidades (S1, S2, S3 y S4). Los horizontes de las secuencias fueron elegidos a modo de correlacionar la cronoestratigrafía del perfil sísmico con la actual información estratigráfica del área y pozos de ENAP. Internamente el substrato no se subdividió, pero se interpretaron las estructuras que lo deforman. De techo a base, se describen a continuación las secuencias reconocidas en la cobertura:

- La secuencia 1 (S1) se define por presentar áreas libres de reflexión, interrumpida por escasos reflectores quebrantados, contorsionados, caóticos, paralelos a sub-paralelos, muy difusos, de baja frecuencia y amplitud media-baja. En la base de S1 se observan, por lo general, reflectores continuos y con gran reflectividad a lo largo de los perfiles. Internamente se distinguen artefactos con forma de “sonrisa”, posiblemente asociados al proceso de sobre-migración del perfil sísmico. La mala definición, como el bajo contraste de impedancia de esta secuencia, se debe al problema de obtención de señal de los geófonos generado por la falta de un suelo cohesivo y consolidado en la superficie (Figs. 10-17).

- La secuencia 2 (S2) se identificó principalmente por presentar reflectores horizontales paralelos a sub-paralelos, de baja frecuencia y amplitud media-alta. La continuidad de los reflectores es limitada, interrumpida por tramos donde los reflectores se tornan paralelos irregulares a transparentes. Por lo general, el espesor de esta secuencia es semi-regular y, localmente, se observa una discordancia erosional y levemente angular en su base (Figs. 10-17).
- La secuencia 3 (S3) no se observa de igual modo en todos los perfiles, aunque se reconoció en su base la presencia de downlaps hacia el techo de S4. En el techo de S3 se exhiben reflectores con truncación erosional y lateralmente terminaciones de onlaps. Al interior de la secuencia, se distinguen reflectores paralelos a sub-paralelos, lenticulares, divergentes hacia las zonas deprimidas, con frecuencia media-baja y amplitud media-alta. Particularmente, en los perfiles 99-3 y Z1F-003 la secuencia se observa difusa y poco nítida (Figs. 10-17).
- La secuencia 4 (S4) se caracterizó por la presencia de reflectores de gran amplitud y baja frecuencia en su techo, a pesar de la gran variación interna y lateral de estas propiedades. Internamente la secuencia presenta reflectores discontinuos que mantean principalmente al oeste, con configuraciones paralelas a sub-paralelas, regulares e irregulares, quebrantados, transparentes, caóticos, con tendencia a divergir a zonas deprimidas y converger a los altos del substrato (Figs. 10-17).

Debajo de la cobertura, el substrato se encuentra altamente deformado, con reflectores sub-paralelos, de frecuencia media y amplitud media, por lo general, quebrantados, ondulados, formando una serie de pliegues anticlinales y sinclinales asimétricos, con longitudes de onda que varían entre 0.1 a 5 km. En los flancos y al interior de los pliegues la señal sísmica es caótica y contorsionada, posiblemente relacionado a zonas de fallas o al emplazamiento de cuerpos intrusivos. El contacto del substrato con la cobertura se interpretó utilizando la discordancia angular mostrada, por ejemplo, en los extremos del perfil 99-5, en donde, además, se observa un bajo contraste de impedancia acústica; particularmente, el contacto se interpretó con un alto contraste de impedancia acústica, vinculado a la presencia de conglomerados basales en S4, como se muestra en la base del perfil 99-3 (Figs. 10-17).

En la información compilada de la geología del área estudiada (Cap. 3), como en los trabajos de Nester (2008) y Simicic (2015), se establece una fuerte discordancia angular y contraste litológico entre el Miembro Sagasca de la Fm. Altos de Pica (S4) y el substrato pre-oligoceno (SS), análogo al observado en la base S4 (Figs. 10-17). La presencia de gran contraste de impedancia en el techo de S4, con reflectores nítidos y continuos, se asoció a la Ignimbrita Tambillo, tal como se observa a lo largo del perfil Z1F-003 (Figs. 16). La Fm. El Diablo suprayace, localmente, en paraconcordancia y discordancia angular al Miembro Imagua, relación que se identificó en la interfaz de S2 y S3 (Figs. 10-17). La discordancia erosiva entre los Depósitos Pleistocenos-Holocenos con la Fm. El Diablo se caracterizó como la pérdida de señal

vista en la base de S1 (Figs. 10-17). En base a lo anterior, se establece la siguiente correlación de las secuencias sísmicas y la estratigrafía de la zona de estudio:

- Secuencia 1 (S1): Depósitos de Piedemonte y Depósitos Pleistocenos-Holocenos
- Secuencia 2 (S2): Formación El Diablo
- Secuencia 3 (S3): Miembro Imagua de Fm. Altos de Pica, Fm. Chipana y la Ignimbrita Huasco.
- Secuencia 4 (S4): Miembro Sagasca de la Fm. Altos de Pica y la Ignimbrita Tambillo.
- Secuencia 5 (SS): Substrato Pre-Oligoceno

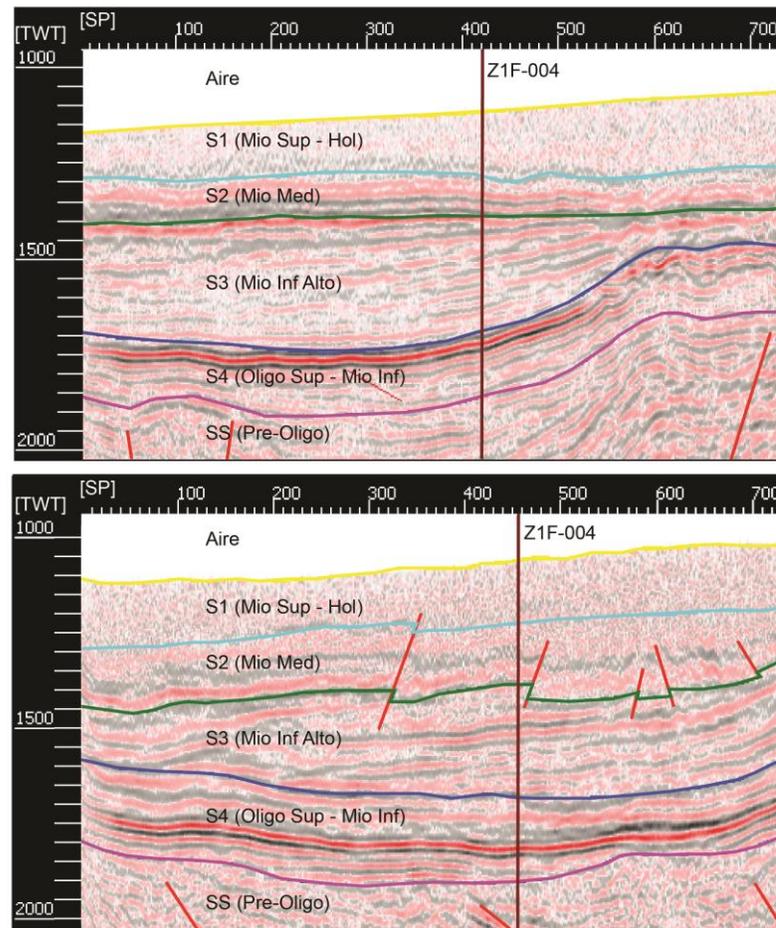


Figura 10. Definición de secuencias en los perfiles 99-5 y 99-3. Se muestran las secuencias internas de la cobertura y del substrato en los perfiles 99-5 (abajo) y 99-3 (arriba). Notar la discordancia angular de la cobertura con el substrato, y la deformación de la Secuencia 2 en el perfil 99-5, en comparación al perfil 99-3, a los costados de la traza del perfil Z1F-004.

4.1.2 Perfiles sísmicos interpretados y convertidos a profundidad

En base a los trabajos de Mordojovich (1965), Victor et al. (2004), Nester (2008) y Blanco et al. (2012), se correlacionó la geología del área con la información del pozo Pintados-1. Dicho pozo se ubica a 220 m al noroeste del perfil Z1F-003 (Fig. 11 y 16). En la proyección del pozo, en el perfil sísmico, se interpretaron las secuencias sísmicas con reflectores regularmente continuos y sub-paralelos, mostrando una buena correspondencia con la estratigrafía del área. Particularmente, se distinguió la discordancia angular y erosiva entre la Ignimbrita Tambillo (S4) y el Miembro Imagua de la Formación Altos de Pica (S3), en base al alto contraste de impedancia y geometría terminal de los reflectores en la interfaz. La profundidad del substrato en el pozo Pintados-1 es de 577 m y la profundidad obtenida con la conversión a profundidad del perfil Z1F-003 es de 571 m.

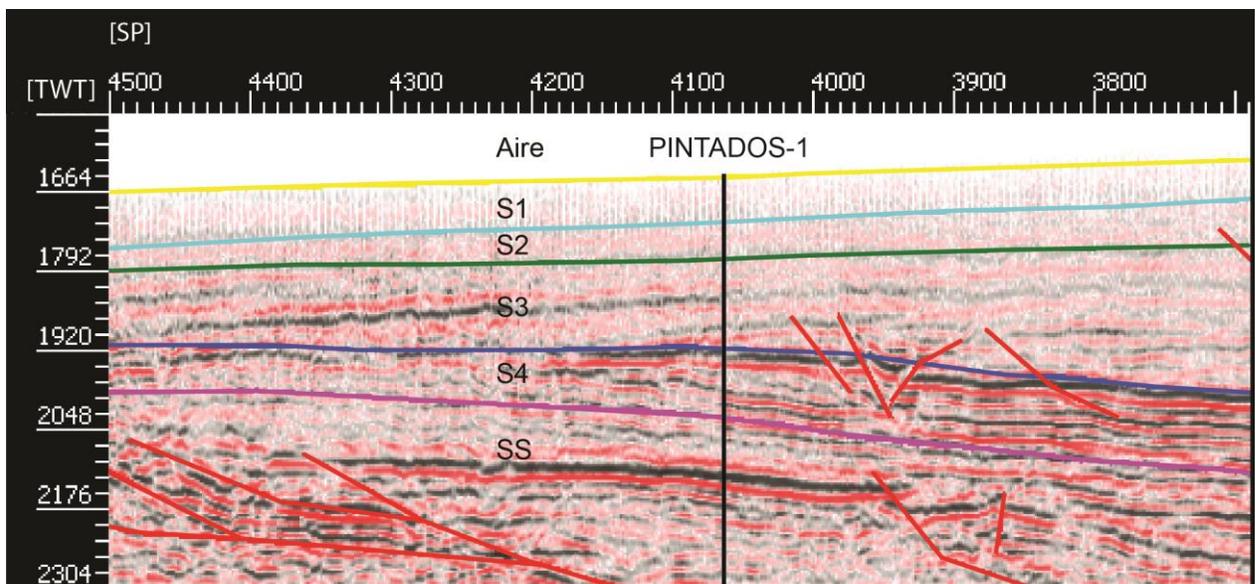


Figura 11. Interpretación sísmica del pozo Pintados-1 en el perfil Z1F-003. Se muestran las secuencias interpretadas de la cobertura y la secuencia indiferenciada del substrato. Notar los onlaps en el techo de S4 (Ignimbrita Tambillo) y la base de S3 (Miembro Imagua), a los costados del pozo Pintados-1.

A continuación, se presentan tres imágenes para cada perfil sísmico con las secuencias interpretadas de la cobertura (Figs. 12-17). La primera imagen muestra el perfil sin interpretar, seguida de la interpretación de estructuras y secuencias, y una tercera con la conversión del perfil de tiempo a profundidad utilizando el Método V_0 -k presentado en el Capítulo 1. Las figuras de los perfiles son ordenadas de sur a norte.

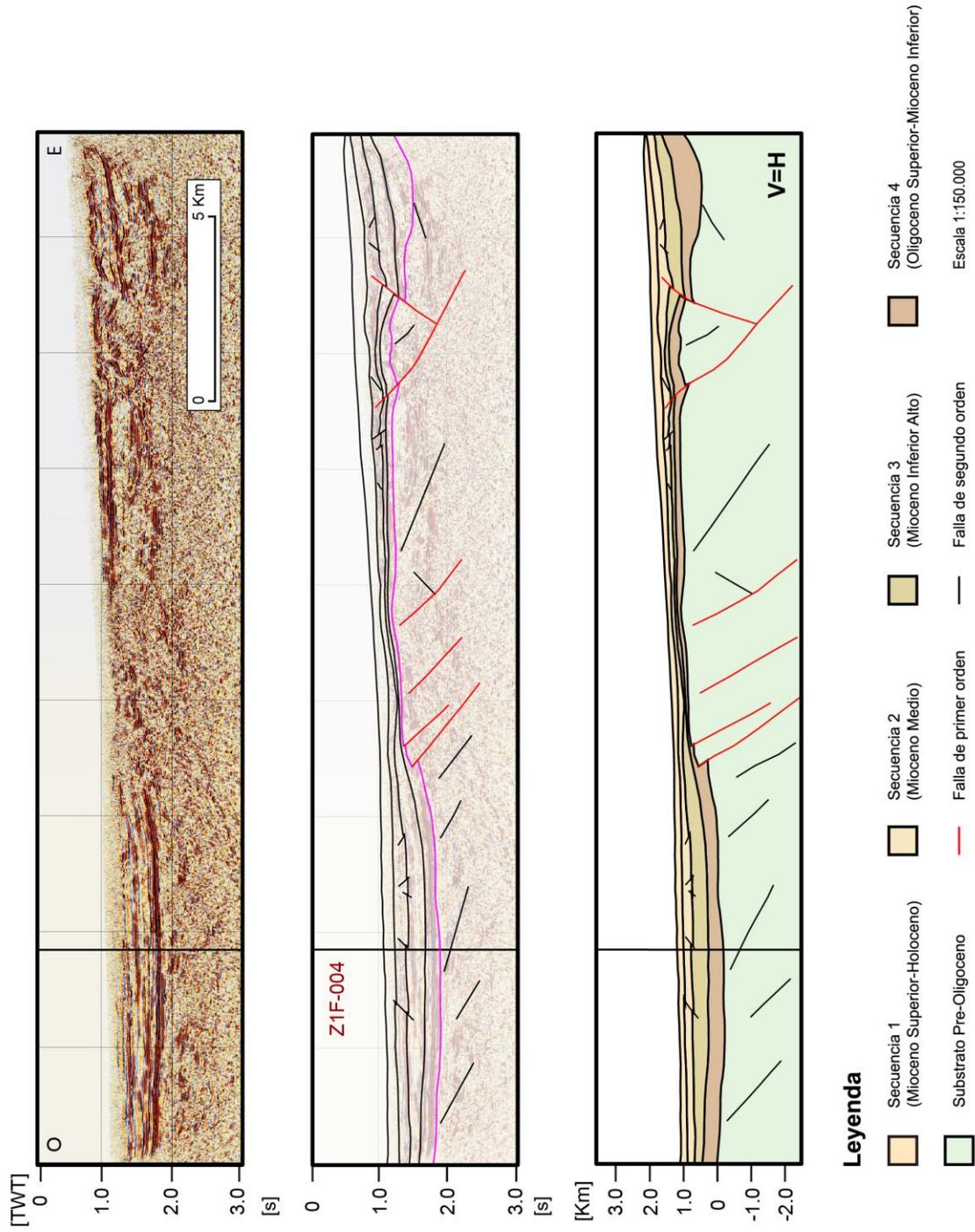


Fig. 12. Perfil sísmico 99-5, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad.

Figura 12. Perfil sísmico 99-5, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad.

Se diferencia la cobertura del substrato, principalmente, por la presencia por reflectores discontinuos, caóticos, quebrantados, discordantes angularmente, y áreas libres de reflexión, al oeste del perfil en éste último. La cobertura se presenta dividida en dos sub-cuencas, separadas por un alto del substrato, correspondiente a la prolongación hacia el norte del Cerro Challacollo y el Cerrito Chipana, ubicados al sur del perfil. La cobertura, en ambas sub-cuencas, presenta reflectores discontinuos, pero con un notorio cambio de frecuencias en la vertical, asociado a una disminución en la tasa de sedimentación desde el Mioceno Medio hasta la hoy: S4 presenta un alto contraste de impedancia acústica en su base, posiblemente ligado a la presencia de conglomerados basales; S3 se caracteriza por reflectores en onlaps, inclinados en su base y techo, divergentes respecto al alto del substrato, indicando que éste ya se conformaba como un relieve positivo desde el Oligoceno y que las fallas que le bordean tuvieron actividad sinsedimentaria; S2 presenta reflectores sub-horizontales de baja frecuencia, localmente deformados por fallas intraformacionales y mayores. Tanto la sub-cuenca oriental, como la occidental, se encuentran controladas por fallas inversas de alto ángulo, con manteo al este, y por grandes pliegues del substrato: la sub-cuenca del este suprayace a un gran sinclinal y la del oeste limita con el Anticlinal Chacarillas. Algunas de estas fallas son ciegas y solo afectan a un gran pliegue sinclinal reconocido en el substrato. Se sugiere que las numerosas fallas sintéticas de primer orden que bordean a la sub-cuenca occidental estén conectadas en profundidad a una estructura mayor; por otro lado, la diferencia lateral de espesor en la sub-cuenca oriental se puede relacionar con la inversión de una falla lítrica, que al no poder continuar propagando la deformación hacia el oeste, favoreció el desarrollo de una falla inversa con vergencia opuesta (backthrust) y la formación de una flor positiva. Es cuestionable el desarrollo de una estructura normal al extremo este del perfil 99-5, no solo por la dudosa calidad del perfil en este extremo, sino también porque en el perfil 99-6, al sur de éste, se interpretó que los sedimentos se depositaron pasivamente en el flanco oeste del Anticlinal Chacarillas (Simicic, 2015).

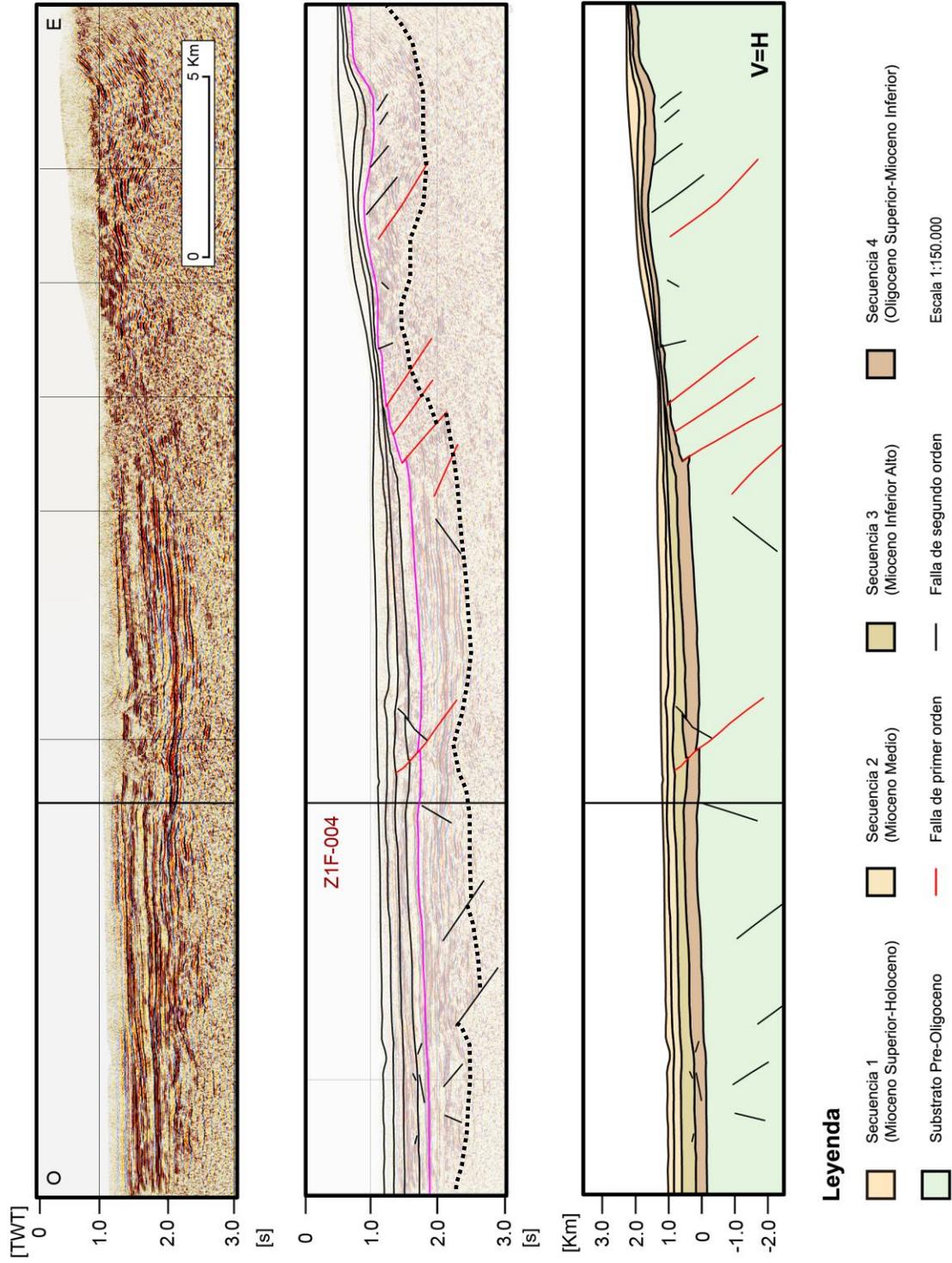


Fig. 13. Perfil sísmico 99-4, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad.

Figura 13. Perfil sísmico 99-4, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad.

Este perfil se caracteriza por una amplia sub-cuenca limitada al este por un alto del substrato. El substrato se encuentra altamente deformado por fallas de alto ángulo, algunas ciegas, las cuales levemente cortan la cobertura oligocena-holocena. Al interior del substrato es posible distinguir dos sub-unidades: una superior caracterizada por reflectores de amplitud media-alta y una inferior con reflectores caóticos y áreas libres de reflexión (línea negra punteada). En el tramo central del perfil, se interpreta que el substrato y la cobertura son deformados por dos fallas cuyo escaso desplazamiento es restringido a S3, sin embargo, no se descarta que la deformación de la cobertura y la pobre calidad del perfil en este tramo podrían relacionarse a un artefacto. La cobertura presenta overlaps sobre un substrato menos deformado, al centro del perfil, respecto a la misma posición del perfil 99-5 (Fig. 12). Las secuencias de la cobertura presentan similar arreglo que el perfil 99-5, con una marcada terminación en onlap hacia el este: S4 presenta reflectores con frecuencia media, baja amplitud y discontinuos en el borde oriental, deformados por un sistema de fallas, probablemente durante el Mioceno Inferior-Medio; se distinguen claramente las secuencias S2 y S3 en el borde occidental del perfil, tramo donde los reflectores de S2 descansan sub-horizontal a los levemente inclinados de S3; el espesor de S3 es nulo por sobre el sistema de falla, posiblemente causado por el alzamiento del substrato y su erosión durante el Mioceno Inferior-Medio. Al este del perfil, se encuentra una pequeña sub-cuenca que suprayace a un marcado pliegue sinclinal en el substrato y limita al este con el flanco occidental del Anticlinal Chacarillas.

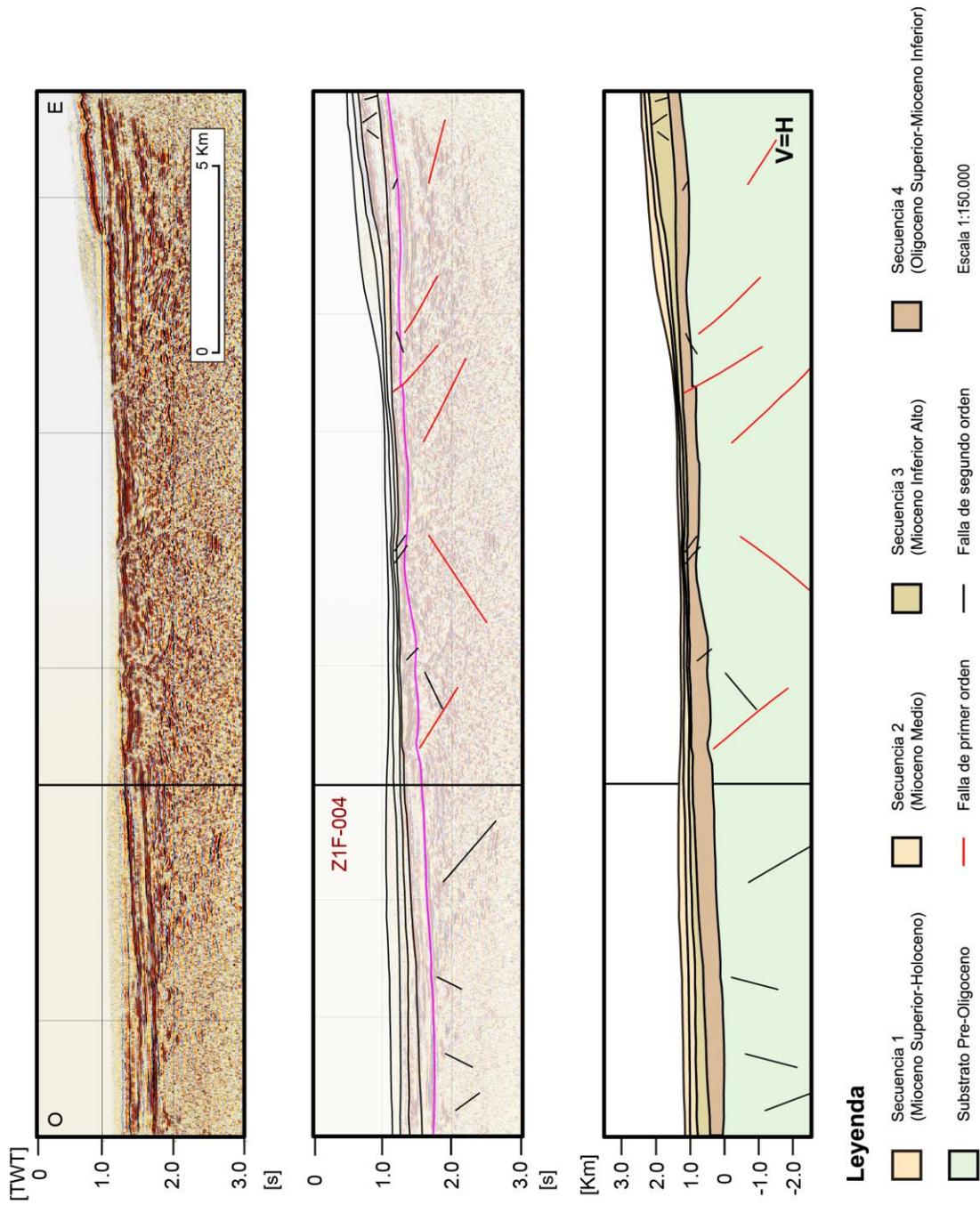


Fig. 14. Perfil sísmico 99-13, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad.

Figura 14. Perfil sísmico 99-13, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad.

El substrato pre-oligoceno posee una superficie suave y medianamente regular, sin presentar un alto topográfico tan marcado, en comparación a los perfiles 99-5 y 99-4 (Figs. 12 y 13). En los extremos del perfil se interpretaron que las secuencias de la cobertura tienden a ensancharse, mientras que al centro del perfil las secuencias tienden a acunarse. La cobertura se caracteriza por mantear suavemente hacia el oeste, presentando escasas fallas inversas que la deforman internamente. Las configuraciones de los reflectores de la cobertura se muestran, principalmente, en onlaps hacia el centro del perfil, overlaps hacia los extremos, y levemente inclinados hacia el oeste, probablemente relacionados a facies de depósitos aluviales, ampliamente distribuidos al este del perfil. En el techo de S4 se observa un reflector de gran contraste, interpretado como la Ignimbrita Tambillo. Dado que, al este y oeste del perfil, S3 se acuña al alto del substrato, S4 presenta deformación intradeformacional, y que S2 presenta reflectores sub-horizontales escasamente deformados, es posible acotar la actividad de las fallas al Mioceno Medio-Superior en este perfil. Se interpretan dos fallas inversas ciegas, bivergentes, de alto ángulo, correspondientes a la Falla Challacollo y a la prolongación hacia el sur de la falla que bordea al Cerro Longacho, las cuales deforman al substrato, dividiendo dos sub-cuencas, y escasamente desplazando a la cobertura por encima de él.

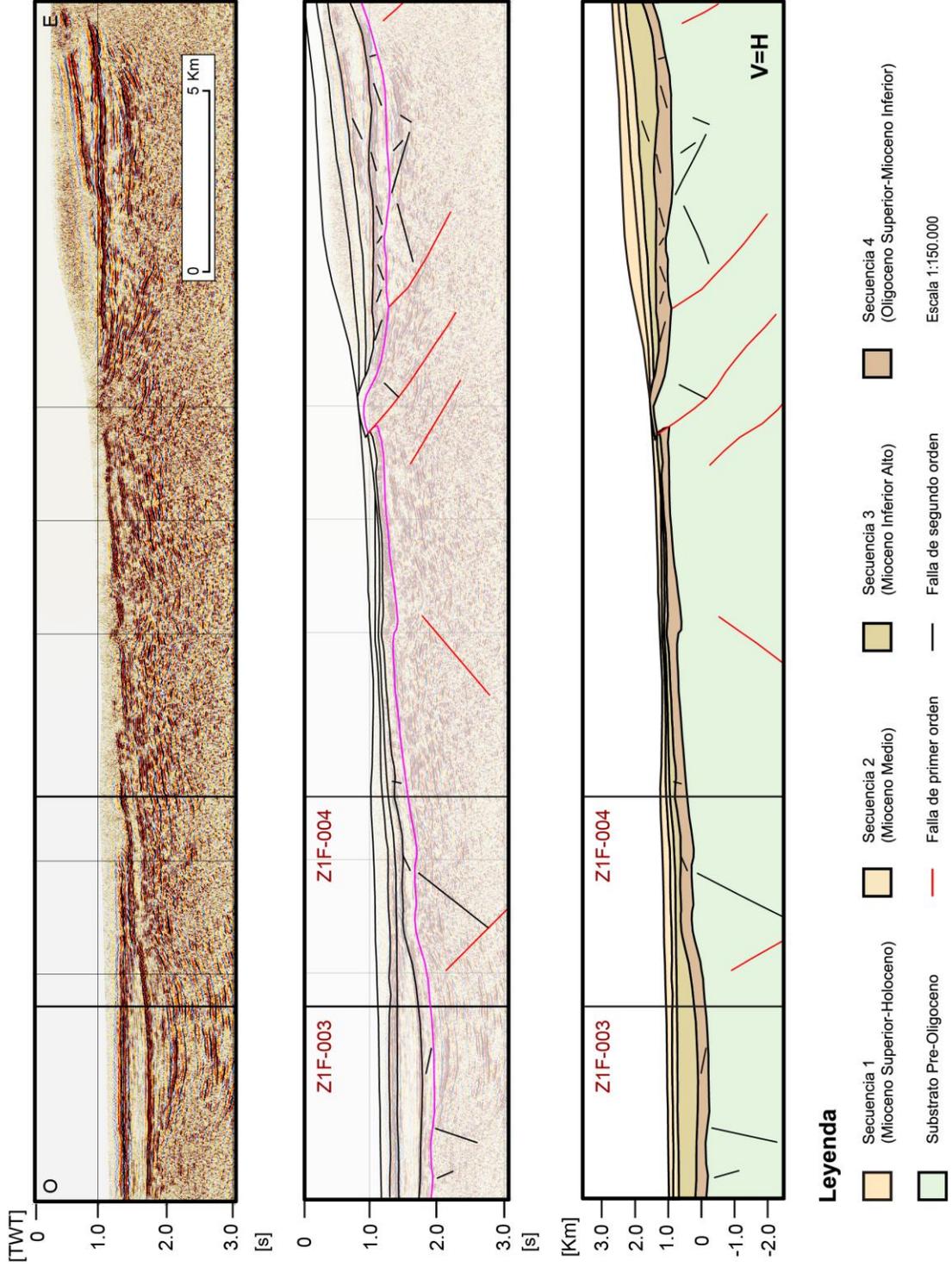


Fig. 15. Perfil sísmico 99-3, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad.

Figura 15. Perfil sísmico 99-3, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad.

La suave topografía del substrato, observada en el perfil 99-13 (Fig. 14), es ahora interrumpida por una falla inversa de alto ángulo, la cual condicionó el desarrollo de dos sub-cuencas, en las cuales se interpretaron las cuatro secuencias de la cobertura. La falla inversa desplaza cerca de 300 m al substrato y cerca de 100 m a la secuencia S4 de la cobertura. Dicha falla estaría relacionada con la Falla Challacollo, puesto que se encuentra en su proyección superficial y sub-superficial y, además, posee un pliegue anticlinal asociado a la propagación de la falla que controló el relleno de la sub-cuenca en su flanco oriental, de manera similar a los perfiles del sur. En el centro del perfil, la falla con vergencia al este, ligada al Cerro Longacho, se muestra restringida al substrato, deformando levemente a las secuencias suprayacentes. Se distingue internamente en la cobertura, de modo similar a los perfiles del sur: una S2 escasamente deformada y descansado sub-horizontal sobre S3; S3 presenta reflectores en onlaps, inclinados, divergentes respecto al alto de substrato, con una leve discordancia angular y erosiva en el techo; S4 se presenta internamente deformada, con reflectores en onlaps y overlaps, y un gran contraste de impedancia en el techo correspondiente a la Ignimbrita Tambillo.

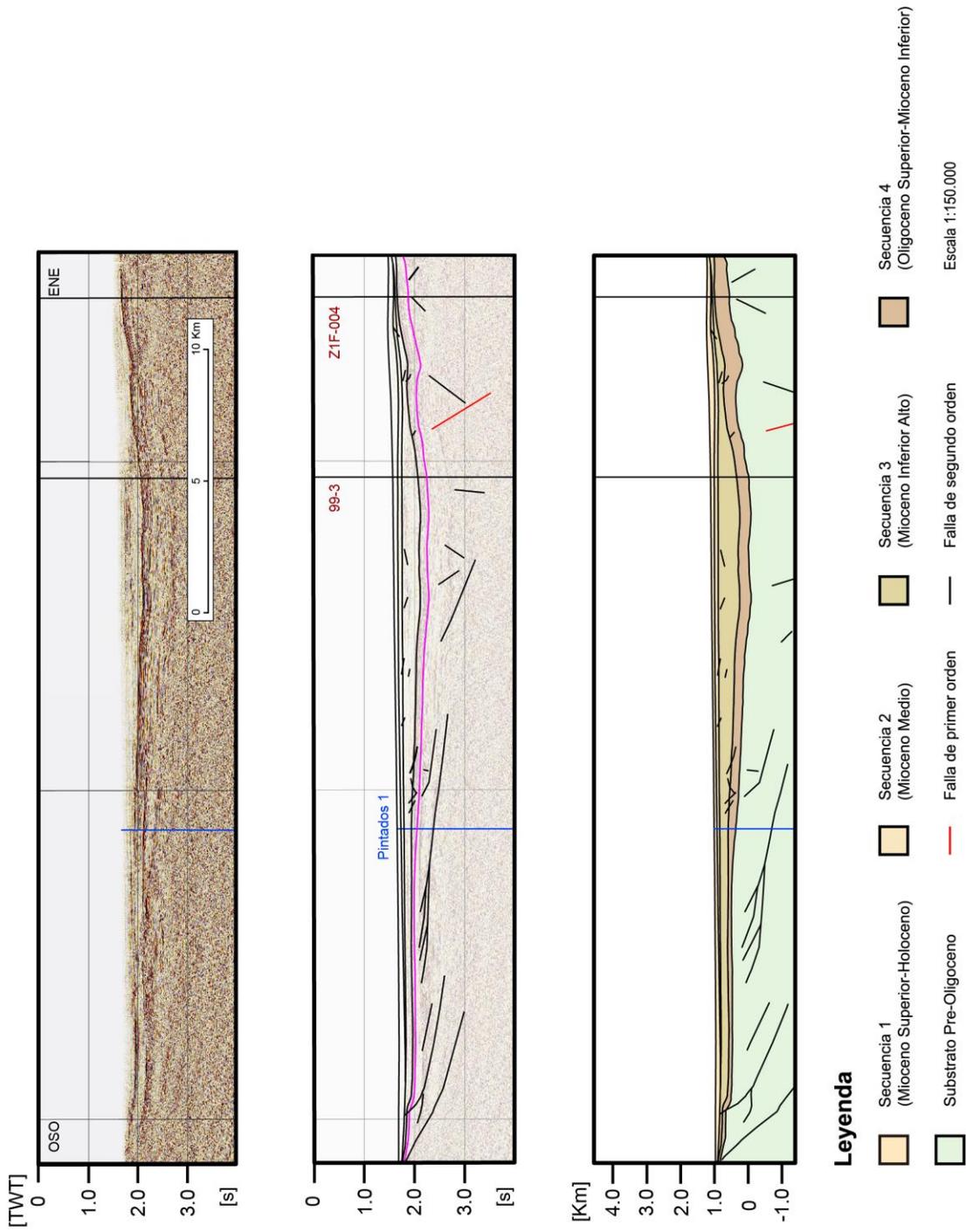


Fig. 16. Perfil sísmico Z1F-003, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad.

Figura 16. Perfil sísmico Z1F-003, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad.

Se interpretó una amplia sub-cuenca occidental, limitada al oeste por fallas que mantean al este en la Cordillera de la Costa, y al oriente por una falla inversa ciega de alto ángulo. Por encima de ésta última falla, se observan las siguientes relaciones de contacto en la cobertura: una paraconcordancia entre S4 y el deformado substrato pre-oligoceno; una discordancia angular de S3 y S4; y una discordancia levemente angular y erosiva entre S2 y S3. Los reflectores de la cobertura, por lo general, se configuran en onlaps hacia los altos de substrato y, particularmente, los reflectores de S2 se interpretaron sub-horizontales, con amplitud media y frecuencia baja, escasamente deformados, asociado a una escasa actividad posterior al Mioceno Medio. En el extremo occidental del perfil, se nota que los reflectores del substrato, en general, se inclinan moderadamente hacia el este, lo cual puede estar relacionarse al desarrollo de un pliegue anticlinal en el borde oriental de la Cordillera de la Costa. Se observan numerosas fallas normales restringidas al substrato, cuyas fallas de atajo, o shortcuts, estarían asociados a la inversión de estas estructuras durante los eventos orogénicos meso-cenozoicos.

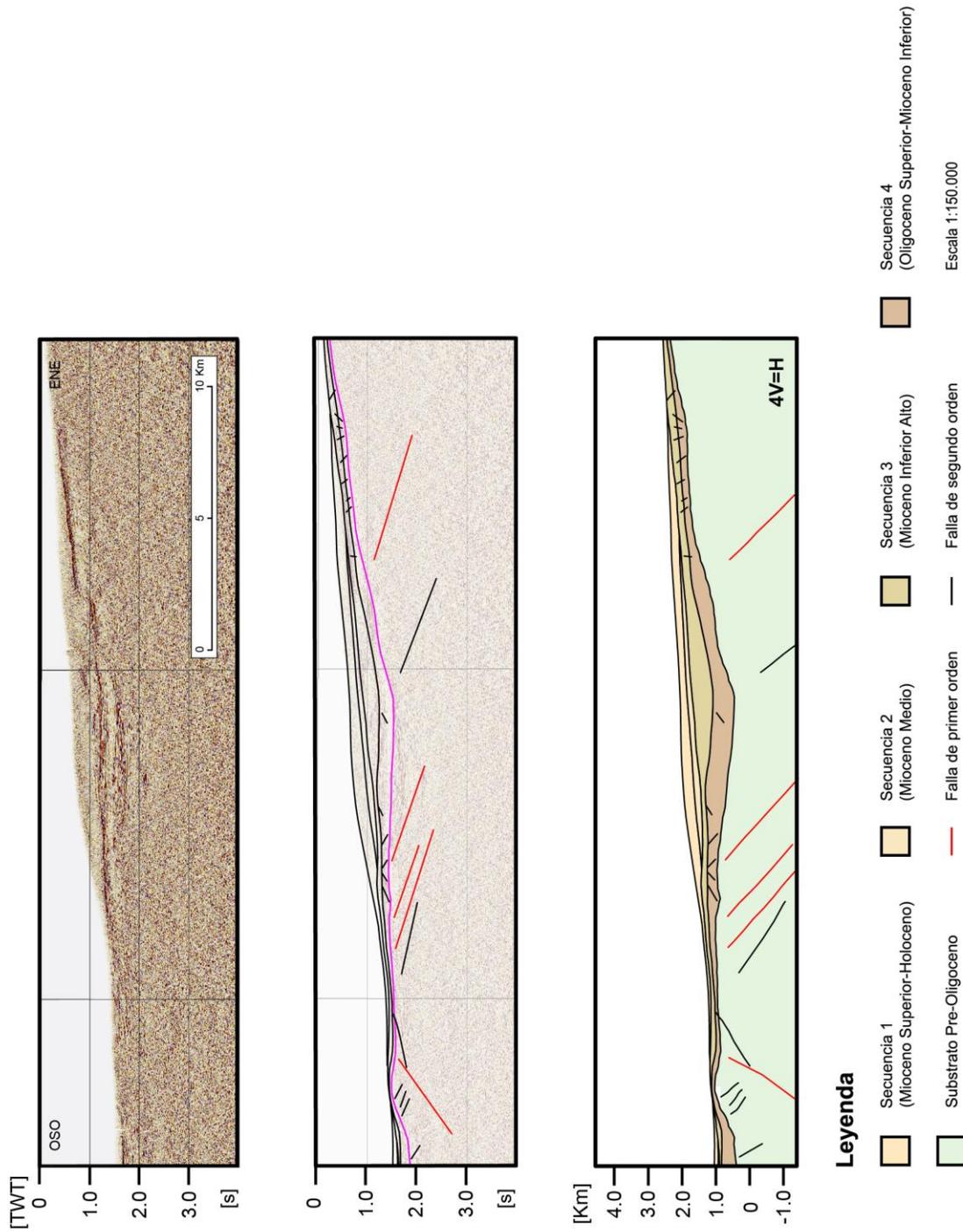


Fig. 16. Perfil sísmico Z1F-003, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad.

Figura 16 (continuación). Perfil sísmico Z1F-003, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad. Al este del perfil se interpretó una falla con vergencia este, cuya propagación de la deformación genera el anticlinal y el alto de substrato del Cerro Longacho. Por encima de esta falla, el substrato presenta pequeñas fallas inversas antitéticas que lo deforman internamente; por otro lado, las secuencias de la cobertura se observan convergentes y levemente deformadas, lo cual sugiere, respectivamente, que el cerro ya se configuraba como un alto relieve en el Oligoceno y que la actividad de la falla fue escasa durante el Mioceno Medio-Superior. En el centro del perfil se distingue una amplia sub-cuenca donde se preservaron las cuatro secuencias de la cobertura, con reflectores en onlaps e inclinados al oeste. Al este de la sub-cuenca, en el techo de la cobertura, S1 y S2 se caracterizan por desarrollar un homoclinal, mientras que S3 y S4 forman un monoclinal. Debajo de la sub-cuenca se interpretaron fallas inversas ciegas, de alto ángulo, con mateo este, asociadas a la proyección hacia el norte de la Falla Challacollo. En el extremo este del perfil, se interpretó una falla inversa confinada al substrato que habría favorecido el alzamiento y erosión del substrato; sin embargo, la posición exacta de la falla no es totalmente definida, y su extensión en profundidad no fue posible determinar, debido a la gran presencia de reflectores caóticos en el substrato y la pobre calidad del perfil sísmico.

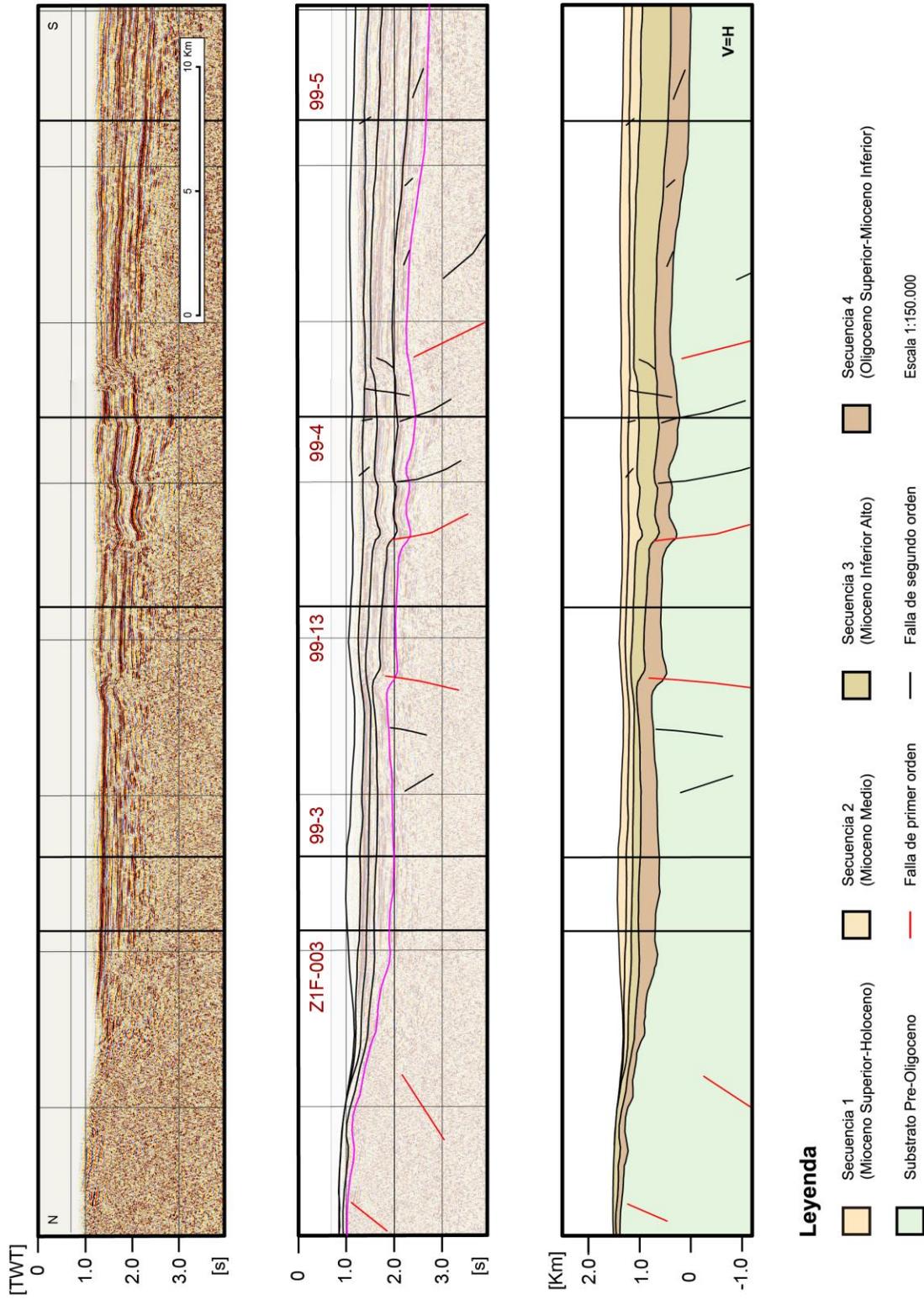


Fig. 17. Perfil sísmico Z1F-004, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad.

Figura 17. Perfil sísmico Z1F-004, sin interpretar, interpretado y convertido a profundidad.

Se distingue, a lo largo del perfil, un gradiente sur en la pendiente topográfica del substrato, lo cual se correlaciona con el gran espesor e inclinación de las secuencias S3 y S4 en la misma dirección. Se diferencia el substrato de la cobertura, principalmente, porque esta última suprayace en onlaps y overlaps, y presenta reflectores con gran impedancia acústica, continuos y discordantes angulares respecto al techo de la secuencia pre-oligocena. El substrato se encuentra altamente deformado por fallas inversas de alto ángulo, localmente ciegas, cuyas propagaciones formaron una sucesión de pliegues anticlinales y sinclinales que deformaron y distribuyeron la cobertura oligocena-holocena. Las secuencias S1 y S2 se interpretaron con escasa deformación en el extremo oeste del perfil, y levemente deformadas al este, sugiriendo que hacia el norte de la zona de estudio hubo una pobre actividad de las fallas posterior al Mioceno Medio. Particularmente, al centro del perfil, a los costados del perfil 99-13 (Fig. 14), se observa un juego de fallas bivergentes, el que divide una sub-cuenca norte alzada respecto a una sub-cuenca sur deprimida.

4.1.3 Estructuras sub-superficiales y su relación con la distribución del espesor de la cobertura oligocena-holocena

Se definieron estructuras de primer y segundo orden, según el control de éstas en la deformación del substrato-cobertura (Figs. 12-18). En general, presentan una buena correspondencia espacial con las estructuras de Victor et al. (2004), Nester (2008), Jordan et al. (2010) y Blanco et al. (2012). Principalmente las estructuras de primer orden corresponden a fallas inversas de alto ángulo, con predominante orientación N-S. Dichas estructuras se vinculan a un sistema de fallas, como el caso de la Falla Challacollo, o bien a estructuras individuales, como la falla inversa que bordea al Cerro Longacho (Figs. 16 y 18). Esta última falla corresponde a la única interpretada de primer orden con vergencia este, cuyo pliegue anticlinal asociado, en sub-superficie, posee un limbo corto manteniendo al este. Por lo general, internamente el substrato pre-oligoceno se observa altamente plegado debido a la actividad de fallas inversas ciegas de segundo orden, de vergencia marcadamente oeste (Figs. 12-18).

La Falla Challacollo posee una actividad distinta al sur y al norte de la zona de estudio (Figs. 12-18). El espesor y deformación de S4 y S3, a los costados de la falla, indican que se encontraba activa en el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior y que controló el espesor de la cobertura en las sub-cuencas durante ese intervalo. En los perfiles del sur, 99-5 y 99-4, S2 está deformada por sobre las fallas de primer orden, lo cual indica que la actividad de la Falla Challacollo se prolongó hasta al menos el Mioceno Superior (Figs. 12 y 13). En cambio, en los perfiles del norte, 99-3 y Z1F-003, S2 no es deformada por la falla y se encuentra adyacente a los altos de substrato desarrollados previo al Mioceno Medio (Figs. 15 y 16). Lo mismo sucede con la Falla Longacho, donde S2 se encuentra a los costados del cerro homónimo, suprayaciendo sub-horizontal a S3 (Fig. 15 y 16). Las observaciones anteriores sugieren que la deposición de S1 y S2, en el norte de la zona de estudio, se desarrolló bajo un mayor control climático que estructural.

La sub-cuenca observada al este del perfil 99-5 estuvo controlada por fallas inversas de primer orden con manteo este (Fig. 12). La falla occidental, como su retrocorrimiento, deforma a S2, S3 y S4 en el perfil 99-5, por lo que su actividad se acota al menos al Mioceno Superior (Fig. 12). Desde el perfil 99-13 hacia al norte, ésta falla se profundiza, propagando la deformación internamente en el substrato, por lo cual el control de esta falla sobre el espesor de la sub-cuenca del norte es escaso (Figs. 12-16). La falla oriental no se observa en el perfil sísmico 99-5, pero si fue interpretada por Jordan et al. (2010) y Simicic (2015) en el perfil 99-6, al sur de éste, (zona de interrogación, Fig. 18). Jordan et al. (2010) interpretó que esta falla habría rotado la paleosuperficie de la cuenca Pampa del Tamarigal, aumentando su pendiente, y ayudando la deposición sintectónica de las secuencias miocenas.

El espesor de la cobertura en la sub-cuenca al este de los perfiles 99-13 y Z1F-003, posiblemente, fue mayor a causa de la pendiente que existió en el paleorelieve pre-oligoceno, asociada a la orogenia incaica, la cual favoreció la erosión y deposición de sedimentos provenientes del este. La falla inversa interpretada al este de los perfiles Z1F-003 y 99-3 se

encuentra confinada al substrato, y corresponde en ubicación a la falla D de Victor et al. (2004), aunque su desplazamiento se interpreta de manera muy diferente (Figs. 15 y 16).

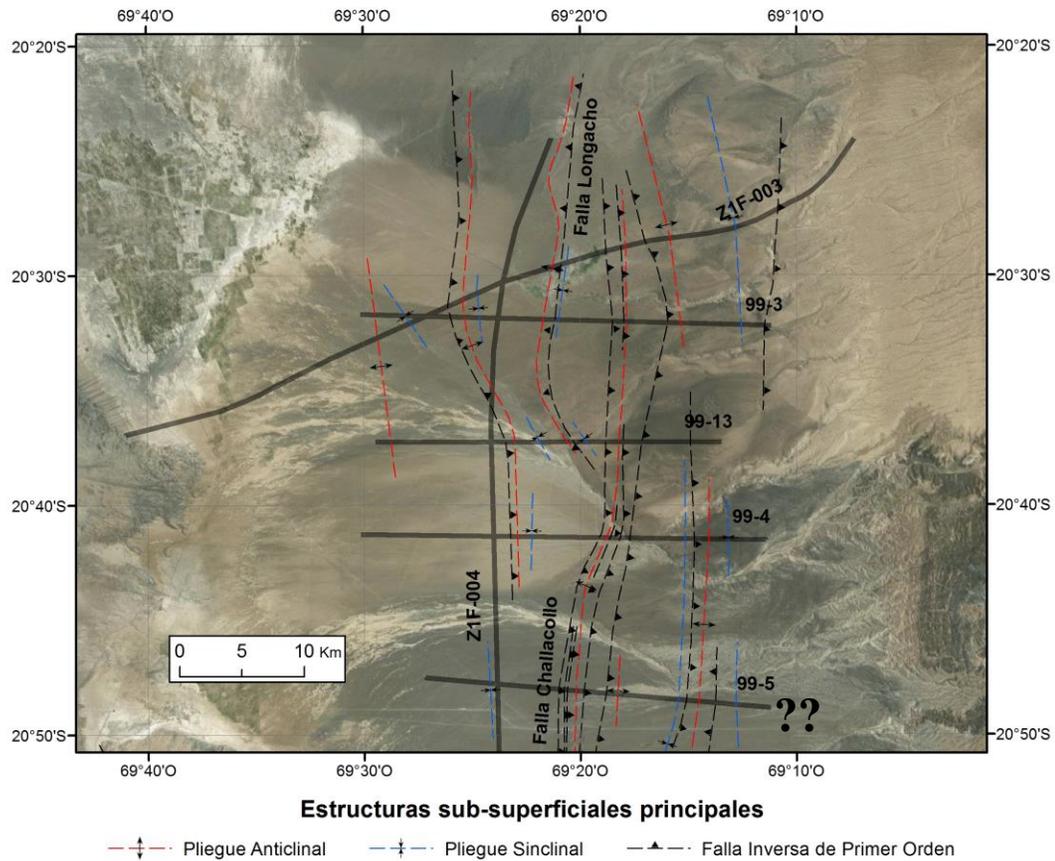


Figura 18. Principales estructuras interpretadas en los perfiles sísmicos. En el curso medio de la zona de estudio se interpretaron las fallas Longacho y Challacollo, ambas asociadas con pliegues anticlinales. La zona de interrogación, al este del perfil 99-5, corresponde a la zona donde Simicic (2015) interpretó una falla inversa que estaría relacionada con la deformación del Anticlinal Chacarillas.

En el perfil Z1F-004 se interpretaron estructuras cuyos rumbos no son posibles precisar, debido a la falta de información en superficie y sub-superficie. Al norte se interpretaron dos fallas de primer orden que habrían provocado el alzamiento del Cerro Longacho y sus vecindades a través de un pliegue anticlinal en el substrato; al sur, el gran espesor de la cobertura se correlaciona con una gran pliegue sinclinal en su base. En la zona de intersección de este perfil con el perfil 99-13, se presenta un juego de fallas bivergentes, que si se prolongaran al este, intersectarían la Quebrada Chacarillas (Figs. 16 y 17). La actividad de estas fallas se restringen al Mioceno Superior, dada la escasa deformación y espesor uniforme de S2. Estas fallas, se sugiere, podrían haber controlado el alzamiento relativo del bloque de la Flexura Altos de Pica y habría favorecido la erosión del bloque del Anticlinal Chacarillas al sur (Fig. 17).

4.2 MEDICIONES DE VELOCIDAD DE ONDA

Se recolectaron 13 muestras de rocas pertenecientes al substrato y a los depósitos semi-consolidados de la cobertura (Fig. 19). Dichas muestras formaron parte del trabajo de campo de Simicic (2015), pero en el cual se analizaron solo 4 de ellas (YS-1, YS-5, YS-4 y YS-2). En este trabajo se analizaron dos muestras más (YS-13 y YS-8) en el Instituto de Investigación, Desarrollo e Innovación de Estructuras y Materiales (IDIEM) de la Universidad de Chile, efectuándoles ensayos de ultrasonido para la obtención de las velocidades de onda P y S (Tabla 2). El instrumento utilizado en los ensayos fue el V-Meter MK-II, el cual tiene un porcentaje de error en la medición de velocidad de onda de $\pm 1\%$. Las muestras YS-8 y YS-2 no se presentaban totalmente consolidadas, o no tenían las dimensiones apropiadas para el ensayo, por lo que no se pudo obtener las velocidades de onda S.

Tabla 2. Muestras ensayadas de las unidades de la cobertura y del substrato. Se presentan las velocidades de onda de las muestras, indicando la unidad estratigráfica de la cual se extrajeron, con su posición y litología correspondiente. V_p y V_s corresponden a la velocidad de onda P y S, respectivamente.

V_s . *: Muestra del trabajo de Simicic (2015). **: Muestra de este trabajo.

| Unidad Estratigráfica | Muestra | UTM E (WGS 1984) | UTM N (WGS 1984) | Litología | V_p [m/s] | V_s [m/s] |
|----------------------------|---------|------------------|------------------|---------------------|-------------|-------------|
| Substrato Mesozoico | YS-1* | 462544 | 7680542 | Dacita | 6006,98 | 2544,45 |
| | YS-5* | 471780 | 7667100 | Andesita | 6494,19 | 3302,91 |
| Fm. Chipana | YS-13** | 465036 | 7696291 | Arenisca | 3535,35 | 1629,06 |
| Fm. Altos de Pica (Imagua) | YS-4* | 485260 | 7684818 | Brecha sedimentaria | 3097,93 | 1401,54 |
| Fm. El Diablo | YS-8** | 481657 | 7669288 | Arenisca | 2445,13 | - |
| Depósitos de Piedemonte | YS-2* | 476421 | 7679894 | Arenisca gruesa | 1486,55 | - |

4.2.1 Mediciones en el substrato

Simicic (2015) seleccionó dos muestras representativas del substrato mesozoico, YS-1 y YS-5, pertenecientes al Complejo volcánico Cerro Challacollo y de la Formación Cerro Empexa, ambas datadas del Cretácico Superior (Fig. 19). La muestra YS-1 se extrajo en el borde sur del Co. Challacollo, obteniéndose un V_p de 6006,98 m/s y V_s de 2544,45 m/s; la muestra YS-5 se ubicó en la Quebrada de Mani y se obtuvo un V_p de 6494,19 m/s y un V_s 2544,45 m/s (Tabla 2).

4.2.2 Mediciones en la cobertura

Para la cobertura se seleccionaron cuatro muestras, las que fueron extraídas de las quebradas Guatacondo, Mani y Cerrito Chipana (Fig. 19). Las muestras de la Quebrada Guatacondo, YS-2 y YS-4, pertenecen al Miembro Imagua de la Formación Altos de Pica y a los Depósitos de Piedemonte: para la primera formación se obtuvo un V_p de 3097,93 m/s y para la segunda 1486,55 m/s (Tabla 2).

Las muestras analizadas en este trabajo, YS-8 y YS-13, fueron extraídas de la Quebrada de Mani y del Cerrito Chipana, respectivamente (Fig. 19). La muestra YS-8 pertenece a la Formación El Diablo, para la cual se obtuvo un V_p de 2445,13 m/s. La muestra YS-13 se tomó de la Formación Chipana, arrojando un valor de 3535,35 de V_p (Tabla 2).

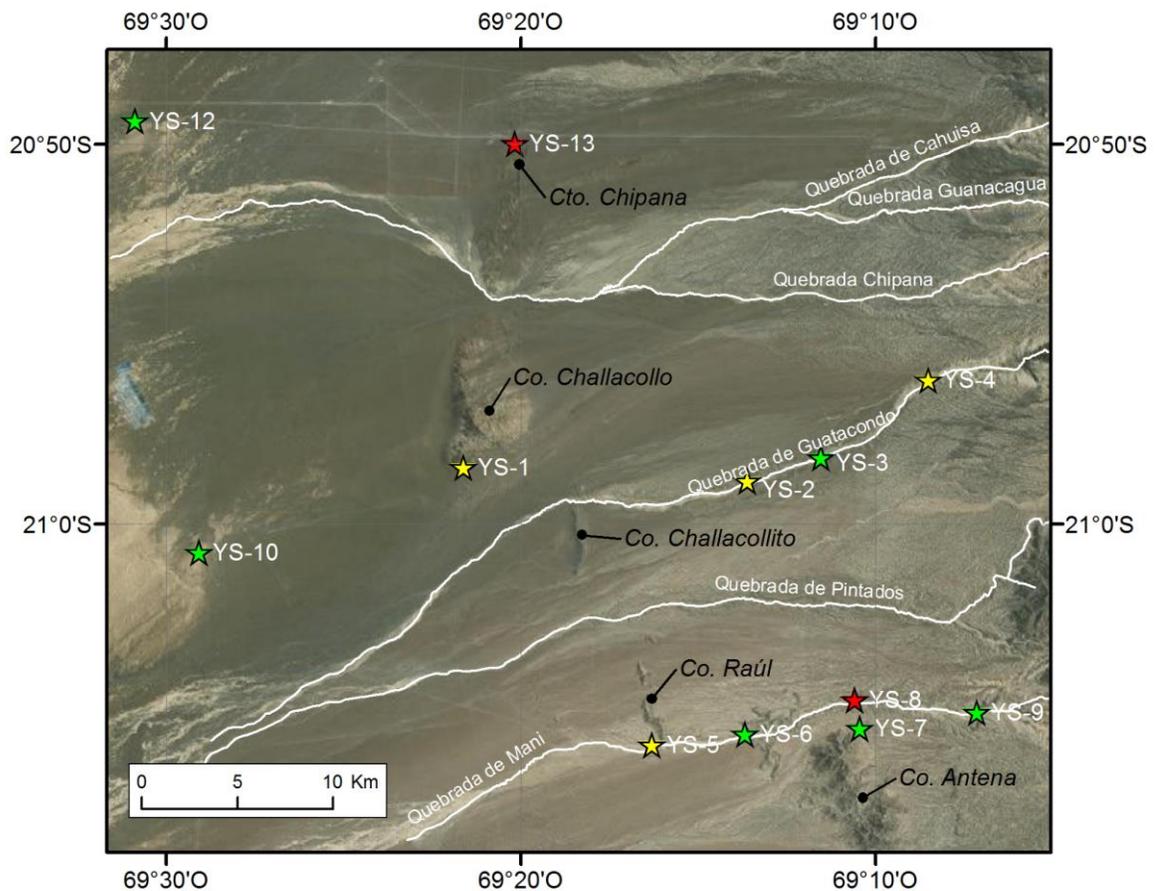


Figura 19. Ubicación de las muestras de la Cobertura y del Substrato. Las estrellas indican las posiciones de las muestras y su color al trabajo al cual pertenecen: en verde las muestras sin análisis, en amarillo las analizadas por Simicic (2015) y en rojo las analizadas en este trabajo.

4.3 MODELO DE VELOCIDAD Y CONVERSIÓN DE LOS PERFILES SÍSMICOS

La conversión de tiempo a profundidad, en cada perfil sísmico, requiere de un modelo de velocidad para transformar las diferentes unidades cronoestratigráficas interpretadas. Los modelos de velocidades empleados en la conversión pueden ser teóricos, derivados de funciones matemáticas, o empíricos, basados en ensayos realizados en rocas o registros acústicos en pozos. La transformación de los perfiles modifica el mapeo de las fallas, espesor de las secuencias sísmicas, e incide directamente en la geometría del substrato y, por lo tanto, de la cobertura.

En este trabajo se utilizaron las mediciones en muestras representativas de las formaciones del área (ver sub-capítulo anterior). El modelo de velocidad consideró solo la velocidad de onda P para la conversión, y asumió que la velocidad de onda aumenta en profundidad, siendo menor en el techo de la secuencia sísmica que en la base (ver Metodología).

La velocidad medida en los Depósitos de Piedemonte (S1) es de 1.487 m/s (Tabla 2), la cual es levemente menor que V_p en el agua de mar (1.500 m/s), calificándose como poco confiable, por lo que se decidió ocupar un valor arbitrario de 2.000 m/s, típico de rocas sedimentarias semi-consolidadas (Veeken, 2006). Para S2 se eligió una V_p de 2.445 m/s, la cual se obtuvo de la Formación El Diablo (Tabla 2). Del mismo modo para la S3 se eligió y obtuvo una V_p de 3.098 m/s en el Miembro Imagua (Tabla 2). No se midió la velocidad de onda del Miembro Sagasca, pero para la S4 se utilizó una V_p de 3.535 m/s, obtenida en una muestra de la Formación Chipana, la cual se encuentra en el techo del miembro basal de la Formación Altos de Pica (Tabla 2). Para el substrato pre-oligoceno se escogió una V_p de 6.007 m/s, correspondiente al menor valor medido en las dos muestras de éste (Tabla 2).

La diferencia de velocidad dentro de la secuencia depende del parámetro k o gradiente vertical (s^{-1}), el cual se asocia con el aumento de la presión confinante (Marsden, 1992). Utilizando el análisis de sensibilidad del parámetro k de Simicic (2015), se escogió un valor de 0,5 para la cobertura y de 0,1 para el substrato.

Debido a que los perfiles sísmicos se realizaron en tierra, durante la etapa de desarrollo de éstos, fue necesario asignar una velocidad de onda al aire a fin de crear un contraste de impedancia suficiente con los depósitos pobremente consolidados del Mioceno Superior-Holoceno. Particularmente, en este estudio, la velocidad del aire se eligió arbitrariamente en función de ajustar la topografía del perfil sísmico con la superficie de la Tierra, escogiendo un valor de 2.500 m/s para los perfiles 99-5, 99-4, 99-13 y 99-3, y un valor de 1.500 m/s para los perfiles Z1F-003 y Z1F-004. Se eligió un parámetro k de 0,5, en todos los perfiles, para la secuencia del aire, correspondiente al intervalo entre la topografía interpretada del perfil y el TWT cero.

4.4 FUENTES DE ERROR

Los principales factores de errores en la generación del mapa isópaco fueron el error de ajuste topográfico, el error del modelo de velocidad y el error de interpretación.

El error de ajuste topográfico se debió a la dificultad de calzar la topografía real del perfil sísmico, levantada durante su desarrollo en campo, con el techo del horizonte de S1 convertido a profundidad. Los mayores desajustes se observan al este de los perfiles sísmicos E-O, con diferencias que alcanzan los 300 m en el perfil Z1F-003, y al norte del perfil Z1F-004, con un error de ajuste de 50-150 m (Fig. 20). Particularmente, el error asociado al perfil Z1F-003 se ubica hacia la Flexura Altos de Pica, lo cual produjo un artefacto en la interpolación y, por lo tanto, el espesor de la cobertura es menor a la calculada (Fig. 20-23).

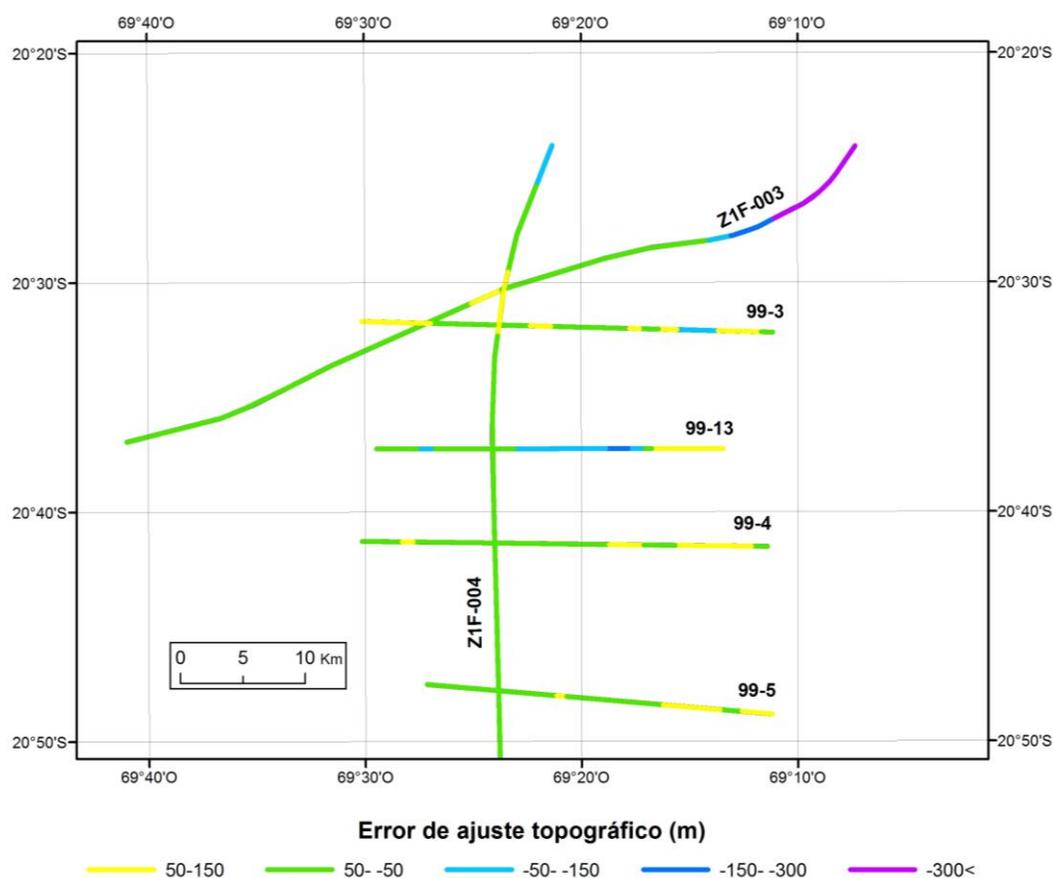


Figura 20. Error de ajuste topográfico de los perfiles de ENAP. Se muestran las seis líneas sísmicas estudiadas con sus respectivos errores de ajuste topográfico. Coordenadas proyectadas según datum WGS-84.

El error de interpretación se relaciona con la dificultad de escoger el contacto substrato-cobertura en los perfiles sísmicos, debido a la falta de calidad, principalmente, en los últimos segundos TWT. Se define como la desviación estándar de la posición del techo del substrato en

profundidad (Fig. 21). Este error es significativamente mayor al este de los perfiles E-O y al norte del perfil N-S. Se estima un error que supera los 150 m en las áreas con mayor dificultad para interpretar y un error cercano a los 50 m donde la señal es más clara.

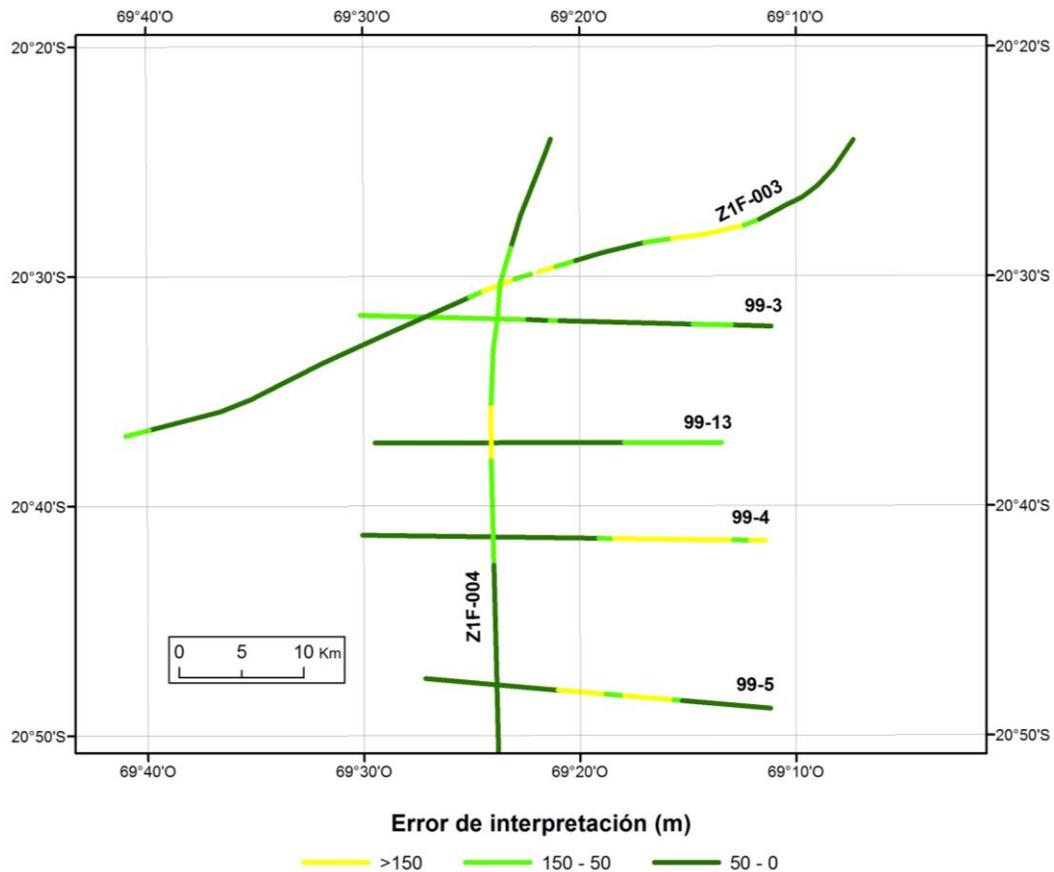


Figura 21. Error de interpretación de los perfiles de ENAP. Se muestran las seis líneas sísmicas estudiadas con sus respectivos errores de ajuste topográfico. Coordenadas proyectadas según datum WGS-84.

El error del modelo de velocidad proviene de la falta de un registro acústico que permita validar con consistencia el método V_0-k para la conversión a profundidad de los perfiles sísmicos. Debido a la gran variación lateral y heterogeneidad litológica en el área, como al interior de las secuencias interpretadas, es posible que la velocidad no aumente en profundidad linealmente, por lo que el método no sea el apropiado para este estudio (Marsden, 1992).

4.5 INTERPOLACIÓN DEL SUBSTRATO Y ESPESOR DE LA COBERTURA OLIGOCENA-Holocena

Una vez que fueron convertidos a profundidad los perfiles sísmicos, se interpoló la profundidad del substrato en el área de estudio. Para ello se extrajeron y posicionaron, en cada

perfil sísmico, puntos del contacto entre la cobertura y el substrato, distanciados en alrededor 250 m, con valor de elevación por sobre el nivel del mar (línea color rosa, Figs. 12-17). Posteriormente, estos fueron integrados a los puntos con valor de profundidad del substrato de los pozos petroleros de ENAP (Mordojovich, 1965), Pintados 1 y 2, y los pozos de agua de CORFO y DGA (SGNM, 2012), Quebrada Blanca (SGNM-PTA-0300) y Chacarilla (SGNM-PTA-0313) (Tabla 3). Se incluyeron, además, puntos de control en los afloramientos del substrato, con valor de elevación, ubicados en las quebradas de la Precordillera, al interior de la Depresión Central, y en el borde oriental de la Cordillera de la Costa.

Tabla 3. Datos de los pozos de ENAP y SGNM. Se muestran las posiciones de los pozos ubicados en la zona de estudio, con las respectivas profundidades del substrato.

| Fuente | Pozo | UTM E (WGS 1984) | UTM N (WGS 1984) | Cota (m) | Profundidad substrato (m) | Profundidad total (m) |
|-------------------------------------|-------------|------------------------|------------------------|-------------|------------------------------|--------------------------|
| Pozos ENAP (Mordojovic, 1965) | Pintados-2 | 440916 | 7732163 | 977,8 | 704 | 1255 |
| | Pintados-1 | 440941 | 7724784 | 1006 | 577 | 2475 |
| Pozos de agua (SNGM, 2012) | Qda. Blanca | 448816 | 7695625 | 974,4 | 235 | 266 |
| | Chacarilla | 465956 | 7716211 | 1297,8 | 827 | 882 |

La interpolación del contacto substrato-cobertura se obtuvo mediante el método Vecino Natural, el cual encuentra el subconjunto más cercano de puntos de entrada a un punto de consulta, y les aplica pesos en función de áreas entorno a los puntos para interpolar un valor (Sibson, 1981). La superficie geométrica interpolada del substrato se construye con una celda de 300 m por 300 m, la que, a continuación, se resta a un DEM con celda de 100 m por 100 m, obteniéndose una nueva superficie geométrica interpolada correspondiente al espesor de la cobertura oligocena-holocena, denominado mapa isópaco (Figs. 22 y 24). A dicho mapa, finalmente, se le generaron curvas de nivel cada 100 m.

En las figuras siguientes se muestran la interpolación tridimensional del contacto substrato-cobertura y el mapa isópaco de la cobertura en la zona de estudio, y también el resultado global de la distribución de la cobertura oligocena-holocena a partir de la integración del estudio de Simicic (2015) (Figs. 22-24). Se distinguieron 3 áreas deprimidas, o sub-cuencas, con espesores mayores a los 700 m, llamadas, de norte a sur, A, B y C, en la zona estudiada de la cuenca Pampa del Tamarugal. El espesor de la cobertura varía desde 0 m, en las áreas donde aflora el substrato, hasta cerca de 1.400 m, al este de los perfiles 99-5 y Z1F-003 (Figs. 12 y 16).

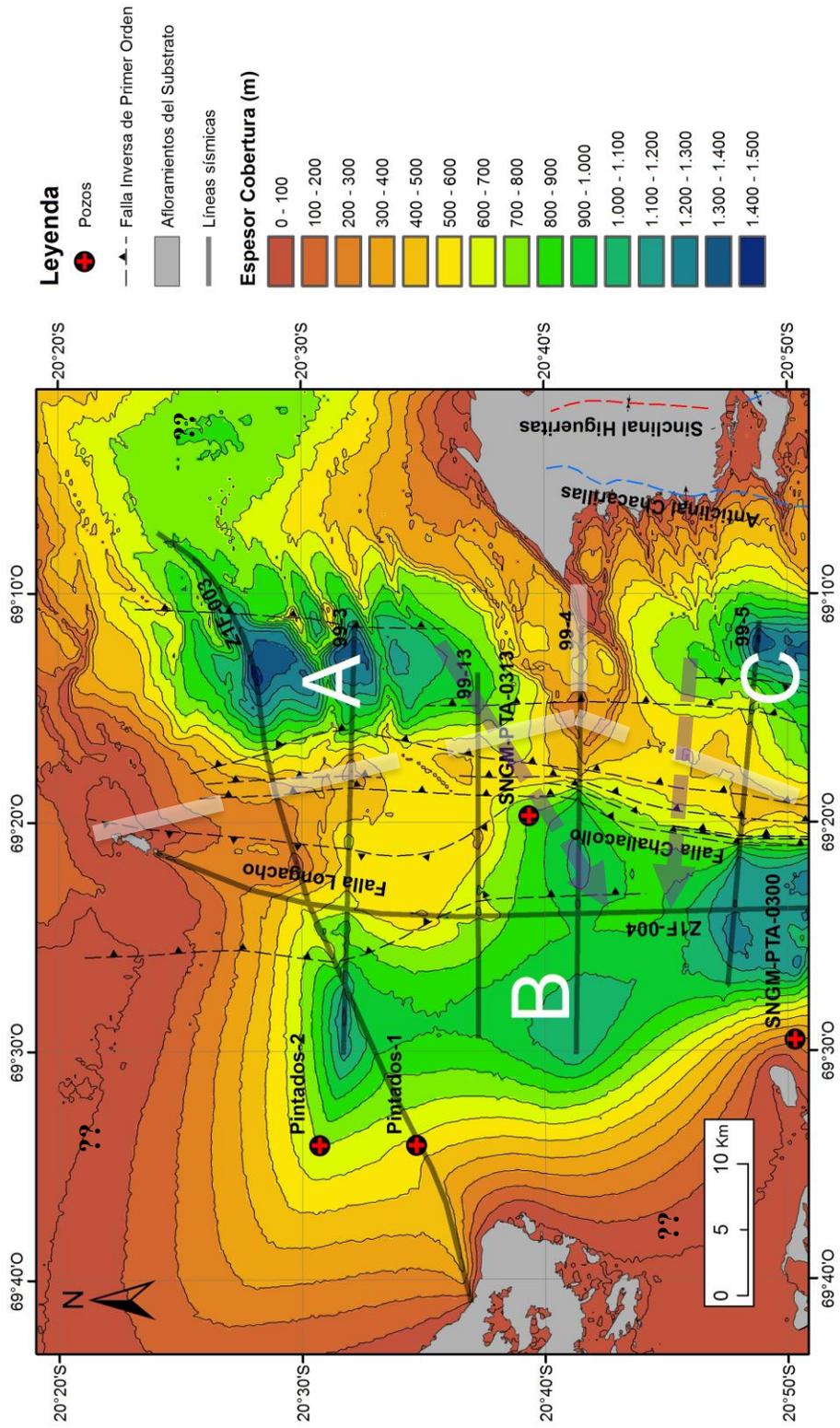


Figura 22. Mapa isópaco de la cobertura oligocena-holocena en la zona de estudio. Se reconocen tres sub-cuencas en la zona de estudio (letras blancas), con espesores que superan los 700 m. Las sub-cuencas se encuentran limitadas por fallas inversas y/o altos de substratos (líneas blancas punteadas). Las curvas de nivel cerradas al interior de las sub-cuencas se deben a artefactos generados por el método de interpolación, asociado a la falta de puntos de control en dichas direcciones (áreas con signos de interrogación). Las líneas gruesas moradas indican las posibles zonas de bypass entre las distintas sub-cuencas. La celda del mapa isópaco es de 300 m por 300 m. Coordenadas proyectadas según datum WGS-84.

Elevación (m s.n.m.)

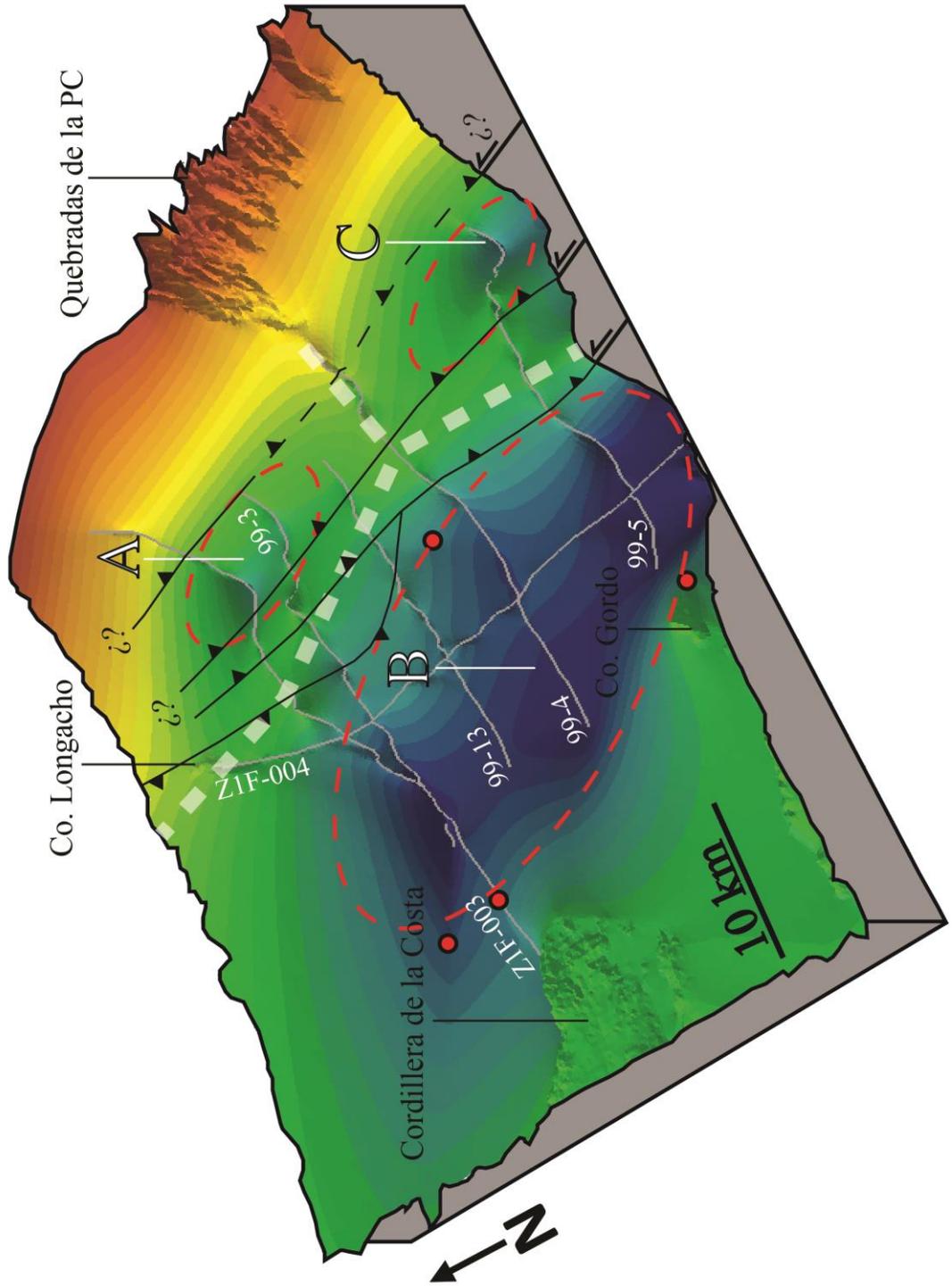
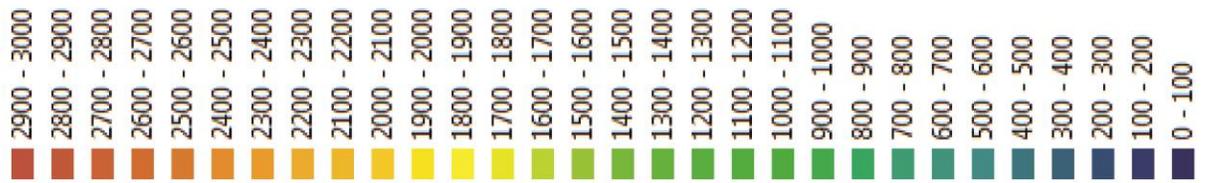


Figura 23. Configuración tridimensional del substrato pre-oligoceno en la zona de estudio. Vista al NE de substrato interpolado en la zona de estudio, con dato de elevación por sobre el nivel del mar. El contacto substrato-cobertura interpretado en las líneas sísmicas corresponden a las líneas grises. Se distinguen las tres depresiones, o sub-cuencas, donde la cobertura alcanza sus espesores máximos locales (elipsoides rojas), y los altos del substrato que les dividen (líneas blancas punteadas). Se ilustran el sistema de falla asociado a la falla Challacollo, la falla Longacho y las fallas que deforman las sub-cuencas orientales. La prolongación hacia el norte de las dos fallas del E es desconocida. Los puntos rojos indican las posiciones de los pozos. La celda de interpolación del substrato es de 300 m por 300 m. La escala de la figura es 1:1:5.

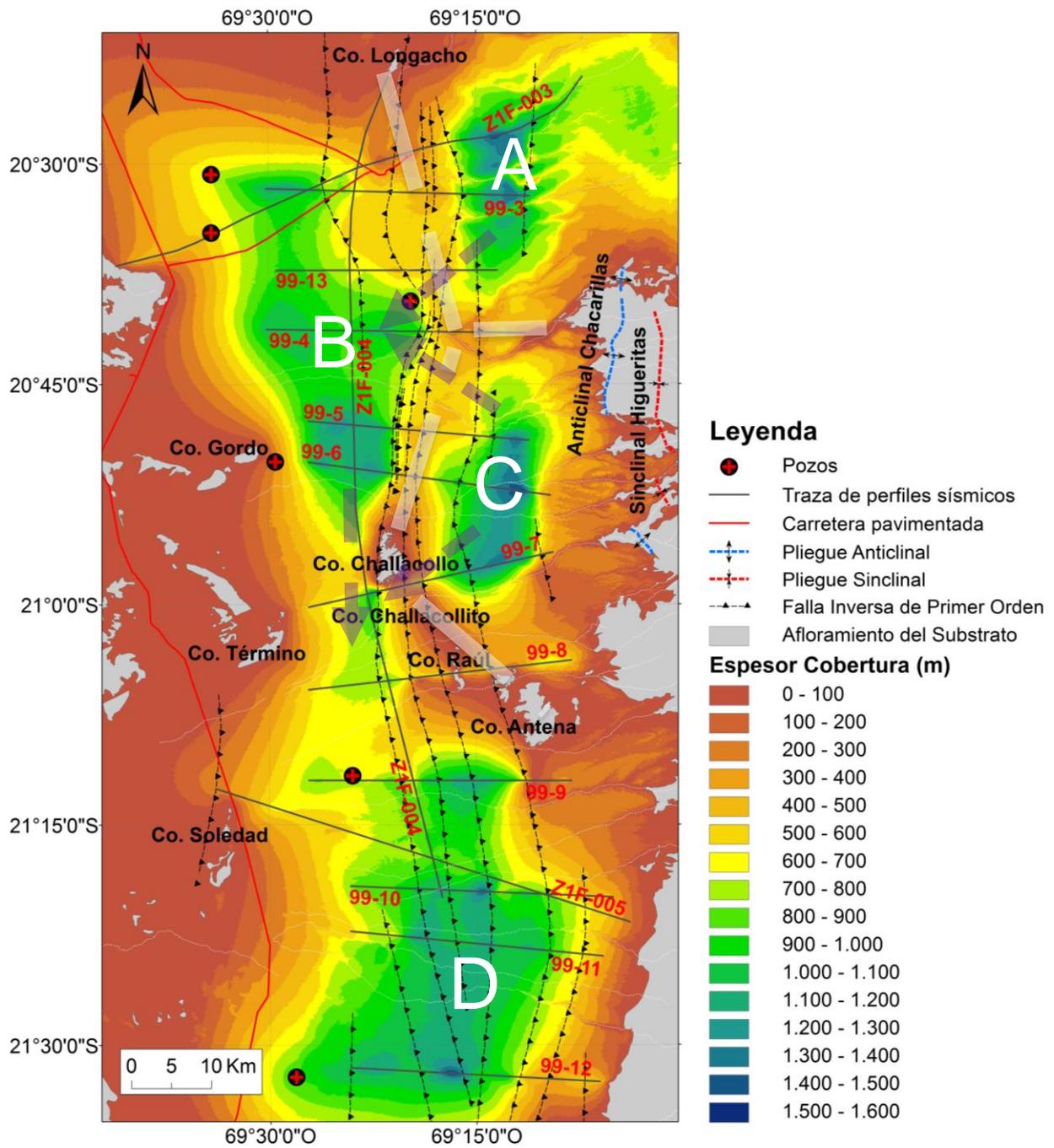


Figura 24. Mapa isópaco ampliado de la cobertura oligocena-holocena en la cuenca Pampa del Tamarugal. Integrando los resultados de Simicic (2015) a los de este trabajo, es posible identificar 4 sub-cuencas entre los 20°30'-21°30', denominadas con las letras A, B, C y D, divididas por altos del substrato (líneas blancas punteadas). Particularmente, la continuación hacia el sur de la sub-cuenca C es limitada por los cerros alineados NO, en donde el substrato pre-oligoceno aflora en superficie. La sub-cuenca D corresponde a la prolongación hacia el sur de la sub-cuenca B, y se encuentra flanqueada al O y al E por la Precordillera y el afloramiento del Cerro Soledad, respectivamente, aunque sin embargo, posiblemente hacia el oeste la cuenca posea mayor profundidad y solamente se trate de un artefacto debido a la falta de puntos de control. En la figura también se muestra una interpretación ampliada de las estructuras presentes en los perfiles E-O, siendo de algunas de ellas continuas en todo el mapa, mientras que otras son cortas y localizadas en los bordes o al interior de las sub-cuencas. Las líneas gruesas moradas indican las posibles zonas de bypass entre las distintas sub-cuencas.

La sub-cuenca A posee una elongación N-S, con un largo de 25 km y un ancho de 15 km (Figs. 22-24). Se extiende desde la Quebrada Chacarillas hasta el este del Cerro Longacho. Alcanza un espesor de 1.414 m y 1.464 m en los perfiles 99-3 y Z1F-003, respectivamente, siendo este último valor el máximo local de la sub-cuenca. Al noreste, el espesor de la cobertura aumenta hacia la Flexura Altos de Pica, correspondiendo a un artefacto de la interpolación, debido a la falta de puntos de control del substrato y al error de ajuste topográfico en el perfil Z1F-003. Esta sub-cuenca corresponde espacialmente a la sub-cuenca α de Nester (2008), en la cual él determinó un espesor máximo de 1.800 m de la cobertura cenozoica (Fig. 2).

La sub-cuenca B es la más amplia e irregular del área de estudio, con un ancho máximo de 25 km y un largo 46 km, extendiéndose desde el este del Cerro Longacho hasta el este del Cerro Chipana (Figs. 22-24). Posee una orientación NNO-SSE, y corresponde espacialmente a la sub-cuenca δ de Nester (2008), y a la prolongación norte de la sub-cuenca A de Simicic (2015), la cual disminuye su espesor al oeste del Cerro Challacollo (Fig. 2). La sub-cuenca B se profundiza al norte y al sur, alcanzando un espesor máximo de 1.246 m en el perfil 99-5 y de 1.237 m en el perfil Z1F-003. El extremo norte de la sub-cuenca se encuentra cerrado a causa de la falta de datos en esta dirección, por lo que posiblemente se prolongue y bordeé la Sierra Juan de Morales, ubicada al norte de la zona de estudio.

La sub-cuenca C abarca desde la Quebrada Chacarillas, hasta el este del Cerro Chipana (Figs. 22-24). Posee una forma de semi-elipse, con un ancho de 15 km y un largo de 11 km. Corresponde espacialmente a la sub-cuenca β de Nester (2008), y a la prolongación norte de la sub-cuenca B de Simicic (2015), la cual se extiende hasta el Cerro Raúl hacia el sur (Fig. 2). El espesor máximo de la cobertura es de 1.414 m, alcanzado al este de perfil 99-5.

Las tres sub-cuencas están delimitadas por altos de substrato (Figs. 22-24), los que pueden presentarse en superficie como cerros islas (cerros Challacollo y Longacho) u ocultarse debajo de la cobertura (al este del perfil 99-4). La sub-cuenca A y B se encuentran divididas por un cordón con orientación NNO-SSE, observado en los perfiles Z1F-003, 99-3, 99-13 y 99-4, donde la cobertura posee un espesor entre los 194-293 m en sus puntos extremos. Las sub-cuenca B y C se encuentran divididas por un alto del substrato, observado en el extremo este del perfil 99-4, con orientación E-O, similar a la Quebrada Chacarilla. Las sub-cuenca B y C están separadas por los altos del substrato correspondientes a la prolongación del Cerro Challacollo y Chipana, de orientación NNE-SSO.

Localmente, en las franjas de altos del substrato se encuentran 'bypass' entre las sub-cuenca, con espesores entre los 600-700 m: entre las sub-cuenca A y B ésta tiene una orientación SO; entre B y C se orienta NO (Fig. 22-24). Se sugiere que la actividad de la Falla Longacho, en conjunto a la Falla Challacollo, generó la zona triangular de alto de substrato que sirvió de barrera a los flujos de material provenientes del este (Figs. 22-24). Probablemente éstos fluyeron hacia la sub-cuenca B a través del 'bypass' SO, ubicado entre los perfiles 99-4 y 99-13, coincidente con la zona de relevo de estructuras mayores (Fig. 13 y 14). En la misma dirección, hacia la Cordillera de la Costa, en el Salar de Bellavista, el substrato presenta un embahiamiento y, probablemente, en sub-superficie se hayan acumulado dichos sedimentos; también, coincide con la dirección interpretada de paleocorrientes durante el Mioceno (Blanco et al. 2012).

En base a la integración de los resultados de Simicic (2015) a los de este trabajo, fue posible identificar cuatro grandes sub-cuencas asimétricas entre los 20°30'-21°30'S, denominadas con las letras A, B, C y D (Figs. 24 y 25). Las sub-cuencas orientales estuvieron bordeadas por fallas inversas y pliegues por propagación de fallas, en contraposición a las fallas normales inferidas por Saez et al. (1999) en la Depresión Central. Hacia el sur de la zona de estudio, las sub-cuencas D y C se encuentran limitadas por altos del substrato alineados NO-SE, correspondiente a la franja de los mineralizados cerros islas Challacollo, Chacollito, Raúl y Antena (Simicic, 2015); las sub-cuencas D y B, por otro lado, a gran escala constituyen una gran sub-cuenca orientada N-S, dividida por un área de bypass, y con máximos locales distantes entre sí. La elevación de las sub-cuencas B y D se encuentra próxima al nivel del mar, aunque es posible que el espesor sea sobre-estimado en ellas, ya que no hay evidencias de que S1 lo haya estado. La ocurrencia de pórfidos al centro de la cuenca, como en el borde de la Precordillera, convierte favorables para la exploración las áreas donde el espesor de la cobertura es menor (i.e. alto del substrato), y por lo tanto, constituyen de especial interés las zonas al sur del Cerro Longacho, al este de la quebrada Chacarillas, y en el cordón de cerros islas Challacollo-Antena.

A partir de la interpretación de perfiles sísmicos, se establece que el espesor de la cobertura en las sub-cuencas neógenas estuvo controlado por pliegues y fallas pre-oligocenas orientadas N-S. Tanto en los perfiles del norte, como en los del sur, fue posible notar que las sub-cuencas suprayacen a extensos pliegues sinclinales y que los altos del substrato se ubican, preferentemente, en el eje axial de los pliegues anticlinales. Las fallas se ubican, en general, en los limbos de los pliegues, posiblemente relacionadas a fallas de acomodo o pliegues por propagación de falla (Mitra, 2002; Brandes & Tanner, 2014). Estas estructuras se habrían originado, probablemente, por el acortamiento E-O durante las fases contraccionales Peruana, K-T, e Incaica, y se sugiere que estarían relacionadas con la inversión tectónica de las cuencas mesozoicas, especialmente a los bordes de éstas, en vista del alto ángulo de las fallas inversas, la geometría de arpon del substrato-cobertura, las edades de las formaciones deformadas y las dimensiones de los pliegues del substrato.

Las fallas inversas interpretadas en los perfiles sísmicos, en general, son ciegas, y restringidas al substrato pre-oligoceno (así también lo habría interpretado en el flanco oeste del Altiplano: Pinto et al. 2004; Farías et al. 2005; Nester, 2008; Jordan et al. 2010, entre otros), mostrando acortamientos de <2 km (Blanco et al. 2012), pero que habrían alzado en <3 km el substrato mesozoico-paleozoico de la cuenca (Jordan et al. 2010). Las fallas del curso central de la Pampa del Tamarugal se habrían reactivado en el Oligoceno Superior-Mioceno Medio, facilitando la creación de espacio en los bloques yacentes para la acumulación de los gruesos sedimentos sintectónicos inferiores de la cobertura. La escasa deformación de la cobertura posterior al Mioceno Medio en el margen occidental de la zona de estudio, y el bajo desplazamiento de las fallas y la formación de pliegues monoclinales en el extremo oriental, sugieren que la cuenca Pampa del Tamarugal acomodaba la deformación que progresivamente alzaba el Altiplano, mientras que la Cordillera de la Costa se mantuvo como un bloque rígido en el ante-arco, sin deformarse significativamente (Farías et al., 2005; Jordan et al, 2010; Blanco et al., 2012; Armijo et al., 2015). Este último estadio de deformación no habría contribuido mayormente al hundimiento del ante-arco, por lo que la deposición y volumen de sedimentos posterior al Mioceno Medio ha estado controlado hasta la actualidad en gran medida por la condición climática de la región.

5 CONCLUSIONES

En el presente trabajo se desarrolló un modelo tridimensional de la configuración de la cuenca Pampa del Tamarugal, entre los 20°20'-20°50'S, y se generó un mapa isópaco de la cobertura oligocena-holocena. Para producir dicho mapa se interpoló la interpretación del contacto substrato-cobertura en seis perfiles sísmicos de reflexión, convertidos a profundidad y usando criterios extensibles entre éstos, además de la información geológica disponible en el área, tanto superficial como de pozos. Los reflectores de los perfiles se agruparon según su amplitud, frecuencia, continuidad lateral y geometría terminal. Se definieron una unidad indiferenciada en el substrato pre-oligoceno y cuatro secuencias cronoestratigráficas internas en la cobertura (S1, Oligoceno Superior-Mioceno Inferior; S2, Mioceno Inferior Alto-Mioceno; S3, Mioceno Medio; y S4, Mioceno Superior-Holoceno). Para la conversión de los perfiles sísmicos a profundidad se utilizó un modelo empírico, midiendo la velocidad de onda P en dos muestras de rocas de la cobertura, e integrándolas con cuatro mediciones previas de Simicic (2015). Se establecieron las siguientes velocidades para la conversión de las secuencias en cada perfil sísmico: V_p de 2.000 m/s para S1, 2.445 m/s para S2, 3.098 m/s para S3, 3.535 m/s para S4 y 6.007 m/s para el substrato pre-oligoceno. Se escogió un parámetro k de 0,5 para las cuatro secuencias de la cobertura y de 0,1 para la secuencia del substrato.

Las principales fuentes de error reconocidas corresponden a: el error de interpretación, el error de ajuste topográfico y el error del modelo de velocidad. Los errores de interpretación y de ajuste topográfico son mayores, principalmente, en los tramos orientales de los perfiles, donde la calidad y nitidez de la información sísmica es escasa a nula. Estos errores también se vinculan a la pérdida de señal durante el desarrollo de los perfiles sísmicos por falta de consolidación de los sedimentos superficiales, lo cual no favorece el contraste de velocidad entre el aire y la tierra. Además, se debe considerar que la resolución vertical de los perfiles sísmicos es cercana a los 50 m, y por lo tanto, S1 pudo ser sub-estimado en todos los perfiles sísmicos. El error del modelo de velocidad se relaciona con el control del parámetro k y con la escasez de mediciones de V_p en rocas de la cobertura, por lo que es necesario realizar un registro sónico para su validación.

El mapa isópaco generado es una nueva aproximación a la configuración de la cuenca Pampa del Tamarugal. Nester (2008) calculó un espesor máximo de 1.800 m del relleno oligoceno-holoceno en la zona de estudio, sin incluir información superficial del substrato, mientras que, en este trabajo, el espesor máximo se redujo a 1.464 m. El espesor de la cobertura es anisótropo, y muestra una clara tendencia a aumentar hacia el sur (Fig. 25). Sub-superficialmente, se reconocieron tres depresiones, con profundidades superiores a 700 m, definidas como las sub-cuencas A, B y C. El espesor máximo de las sub-cuencas es de 1.464 m, 1.246 m, 1.414 m, alcanzados, respectivamente, al este del perfil Z1F-003, y al oeste y este del perfil sísmico 99-5. Dichas sub-cuencas se correlacionan con las sub-cuencas α , β y δ de Nester (2008), y las sub-cuencas septentrionales A y B de Simicic (2015). Las tres sub-cuencas se observaron delimitadas por altos de substrato, con orientaciones NNE-SSO, E-O y NNO-SSE, y profundidades entre los 0 a 600 m.

Elevación (m s.n.m.)

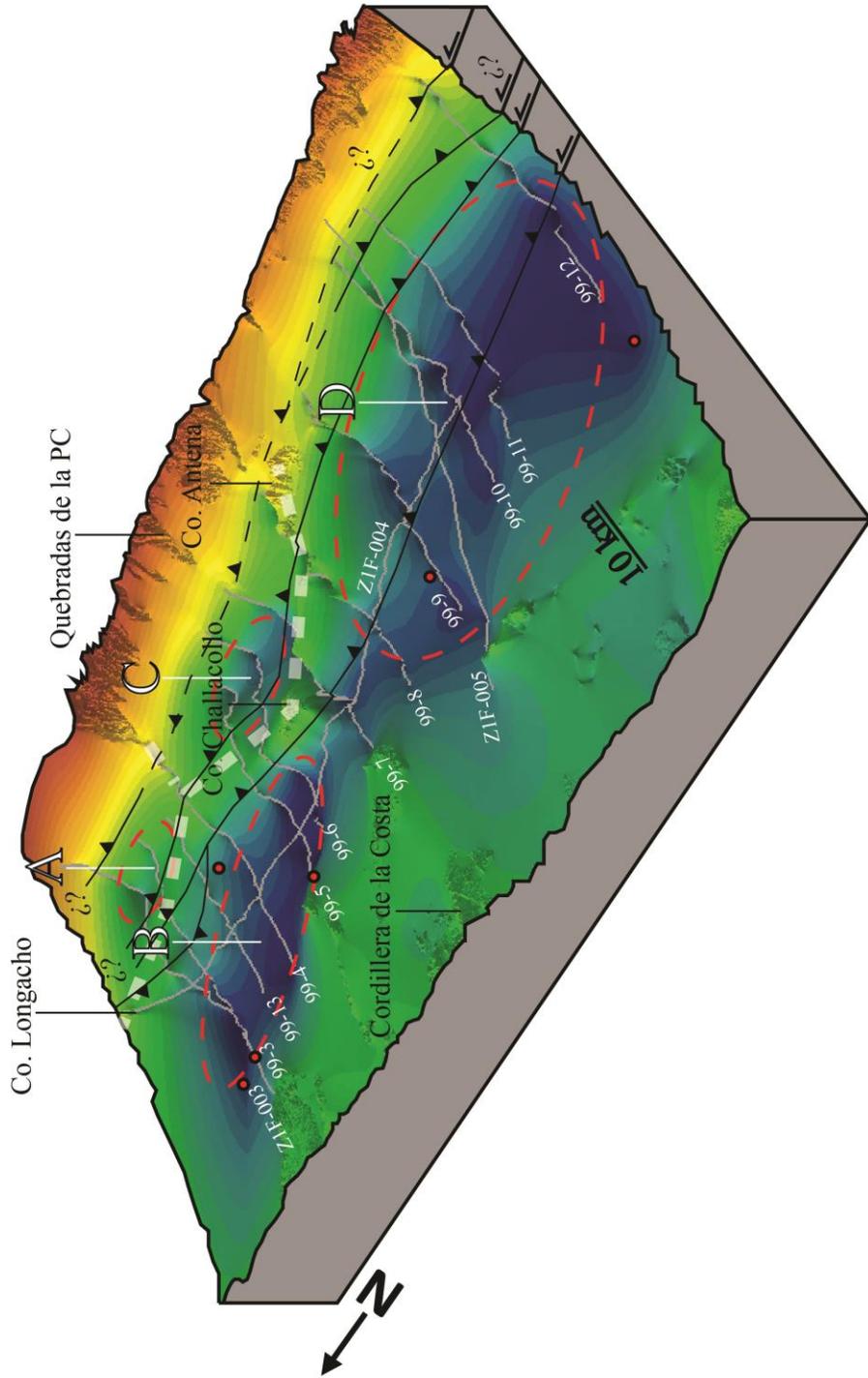


Figura 25. Configuración tridimensional ampliada del substrato pre-oligoceno en la cuenca Pampa del Tamarugal. Vista al NE del contacto substrato-cobertura ampliado de la cuenca Pampa del Tamarugal. Se muestran en círculos rojos las depresiones correspondientes a las subcuencas identificadas en este trabajo y por Simicic (2015). Se ilustran de forma ampliada las estructuras interpretadas en los perfiles sísmicos E-O que bordean la Precordillera y las subcuencas. Se observa que la falla Challacollo se prolonga hacia el sur, intersectando la sub-cuenca D en su tramo central. Las fallas en el extremo oriental del mapa son interpretadas solo en algunos perfiles sísmicos, por lo que sus continuidades hacia el norte de la cuenca son inferidas. Los puntos rojos indican las posiciones de los pozos. La celda de interpolación del substrato es de 300 m por 300 m. La escala de la figura es 1:1:5.

Los altos de substrato en el área de estudio se relacionaron con la actividad de las fallas observadas en los perfiles E-O. El alto de substrato asociado al Cerro Longacho corresponde espacialmente con un anticlinal suave vergente al este, causado por la propagación de la falla inversa Longacho, interpretada en los perfiles 99-13, 99-3 y Z1F-003; por otro lado, el alto del cerro Challacollo corresponde con un anticlinal vergente al oeste, formado por la propagación de la falla Challacollo, la que fue interpretada en todos los perfiles. Se infiere, a partir de la geometría del alto del substrato del Cerro Longacho, que éste sirvió de barrera a los flujos orientales de material y que los sedimentos de la cobertura fueron transportados en dirección SO, generando un gran volumen de relleno en la sub-cuenca B. Se interpretó que el Cerro Longacho y el Cerro Challacollo ya se configuraban como un relieve positivo en el Oligoceno y, por lo tanto, las fallas ya habrían estado activas a dicha época. La actividad Oligoceno Superior-Mioceno Inferior de las fallas acentuó estos relieves, deformando las secuencias S4 y S3. A continuación, en el Mioceno Medio-Superior, la Falla Challacollo tuvo una posterior deformación compresiva en el sur, involucrando la deformación de S2, y no así en el norte, puesto que S2 se observa sub-horizontal a los costados del pliegue anticlinal asociado. Similar observación se hace en el norte, respecto a la Falla Longacho, donde S2 se encuentra sin deformar a los costados del cerro homónimo.

Integrando los resultados de Simicic (2015), a los de este trabajo, fue posible generar modelos ampliados de la cuenca Pampa del Tamarugal entre los 20°30'-21°30'S (Figs. 24 y 25). En ellos se identificaron cuatro sub-cuencas con una buena correspondencia espacial con las definidas por Nester (2008), pero en este trabajo fue posible distinguir y prolongar franjas de altos del substrato que les dividen. Se reconoció, por ejemplo, la continuidad de altos del substrato alineados NO-SE con el Cerro Challacollo, que dividen a las sub-cuencas C y D. La ocurrencia local en el substrato de mineralización del Cretácico Superior al Eoceno implica que las áreas de altos son favorables para la exploración minera: dichas áreas se ubican en la extensión al sur del Cerro Longacho, al este de la quebrada Chacarilla y en las vecindades de los cerros islas del cordón Challacollo-Antena.

La distribución de la cobertura neógena habría estado controlada inicialmente por una tectónica contraccional (pliegues y fallas inversas) y finalmente por la condición climática hiperárida en la región. El desarrollo de fases compresivas, con activación-reactivación de fallas y generación de pliegues por propagación de falla, fue acompañada por la deposición de secuencias sedimentarias durante el Oligoceno Superior-Mioceno Medio en los bloques yacientes de las fallas inversas mayores, en los flancos de pliegues anticlinales y en la zona interna de pliegues sinclinales. Desde el Mioceno Medio hasta la actualidad, debido a que el frente de deformación contraccional migró hacia la Precordillera, las secuencias sedimentarias fueron solo levemente inclinadas al oeste, generando un gran pliegue monoclinial. Esta migración coincide con la instalación de la condición climática hiperárida de la región, la cual vendría a controlar los escasos y episódicos flujos detríticos que cubrieron la Depresión Central y formaron la superficie moderna de la cuenca Pampa del Tamarugal.

6 BIBLIOGRAFÍA

- Arabasz, J. 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama Fault System in Northern Chile. Tesis para optar al Título de Doctor. California Institute of Technology. 264 h.
- Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., & Isacks, B. L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual review of earth and planetary sciences* 25(1): 139-174.
- Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., & Carrizo, D. 2015. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews* 143: 1-35.
- 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): 883-886.
- Barazangi, M., & Isacks, B. L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4(11): 686-692.
- Blanco, N., Vásquez, P., Sepúlveda, F., Tomlinson, A., Quezada, A., Ladino, M. 2012. Levantamiento geológico para el fomento de la exploración de recursos minerales e hídricos de la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá (20°-21°S). Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Registrado IR-12-50, 246 p., 7 mapas escala 1:100.000, Santiago.
- Brandes, C., & Tanner, D. C. 2014. Fault-related folding: A review of kinematic models and their application. *Earth-Science Reviews* 138: 352-370.
- Beck, S. L., Zandt, G., Myers, S. C., Wallace, T. C., Silver, P. G., & Drake, L. 1996. Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology* 24(5): 407-410.
- Carrizo, D., González, G., & Dunai, T. 2008. Constricción neógena en la Cordillera de la Costa, norte de Chile: neotectónica y datación de superficies con ^{21}Ne cosmogónico. *Revista geológica de Chile*, 35(1): 1-38.
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodriguez, M. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. En: *Geology of Chile*, Chapter 3, Gibbons, W. and Moreno, T (Eds.). The Geological Society, London, Special Publication. 2007. pp. 21-116.
- Charrier, R., Farías, M., & MaksaeV, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(1): 05-35.
- Charrier, R., Hérail, G., Pinto, L., García, M., Riquelme, R., Farías, 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 (Geol Rundsch)* 102(1): 235-264.
- 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): 303-332.
- Digert, F., Hoke, G., Jordan, T., Isacks, B. 2003. Subsurface stratigraphy of the Neogene Pampa de Tamarugal basin, northern Chile. En: X Congreso Geológico de Chile. Concepción. Universidad de Concepción. No 10, Actas: 6-10.
- Dingman, R. J., & Galli, C. O. 1965. Geology and ground-water resources of the Pica area, Tarapaca Province, Chile. No 1189. US Govt. Print. Off.
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S., & Carrizo, D. 2012. Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile. *Nature Geoscience* 5(5): 342-345.
- Contreras-Reyes, E., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., & Díaz-Naveas, J. 2014. Seismic structure of the north-central Chilean convergent margin: Subduction erosion of a paleomagmatic arc. *Geophysical Research Letters* 41(5): 1523-1529.
- Contreras-Reyes, E., Ruiz, J. A., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., Maksymowicz, A., & Arriagada, C. 2015. Structure and tectonics of the central Chilean margin (31°–33° S): implications for subduction erosion and shallow crustal seismicity. *Geophysical Journal International* 203(2): 776-791.

- Fariás, M., Charrier, R., Comte, D., Marinod, 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: TC4001.
- Galli, C. 1967. Peditplains in northern Chile and the Andean uplift. *Science* 158: 653-655.
- Galli, C., & Dingman, R. 1962. Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio sobre los recursos de agua subterránea, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas. *Carta Geológica de Chile* 3(2): 3.
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes Twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society* 129(2): 93-131.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. En: *Symposium sobre el Geosinclinal Andino No. 3*. Sociedad Geológica de Chile. Departamento de Geología. Universidad de 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): 543-556.
- González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., Schneider, H. 2003. The link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16 (5): 321-342.
- Gubbels, T., Isacks, B. L., & Farrar, E. 1993. High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology* 21(8): 695-698.
- Hoke, G., Isacks, B., Jordan, T., Blanco, N., Tomlinson, A. J., & Ramezani, J. 2007. Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes 18° 30'–22° S. *Tectonics* 26(5).
- Ingersoll, R. V. 1988. Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin* 100(11): 1704-1719.
- Isacks, B. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth* 93(B4): 3211-3231.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V., & Ando, C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94(3): 341-361.
- Jordan, T., Nester, P., Blanco, N., Hoke, G., Davila, F., & Tomlinson, A. 2010. Uplift of the Altiplano-Puna plateau: a view from the west. *Tectonics* 29(5): TC5007.
- Jordan, T., Kirk-Lawlor, N., Blanco, N., Rech, J., & Cosentino, N. 2014. Landscape modification in response to repeated onset of hyperarid paleoclimate states since 14 Ma, Atacama Desert, Chile. *Geological Society of America Bulletin* 126 (7-8): 1016-1046.
- Kay, R., & Kay, S. 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219(1): 177-189.
- Lamb, S., and Davis, P. 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes, *Nature* 425: 792–797.
- Marquardt, R., Marinovic, S., Muñoz, V. 2008. Geología de las ciudades de Iquique y Alto Hospicio. Región de Tarapacá. *Carta Geológica de Chile. Serie Geología básica. No. 113*.
- Marsden, D. 1992. V0-K method of depth conversion. *The Leading Edge* 11(8): 53-54. Doi: 10.1190/1.1436898.
- McQuarrie, N., Horton, B., Zandt, G., Beck, S., & DeCelles, P. 2005. Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau. *Tectonophysics* 399(1): 15-37.
- Mordojovich, C. 1965. Reseña sobre las exploraciones de la ENAP en la zona norte, años 1956 a 1962. *Minerales* 20. pp.30.
- Mordojovich, C. 1981. Sedimentary basins of the Chilean Pacific offshore. *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology* (12): 732–749.
- Mortimer, C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society of London* 129: 505-526.
- Mitra, S. 2002. Fold-accommodation faults. *AAPG bulletin* 86(4): 671-694.
- Naranjo, J., y Paskoff, R. 1985. Evolución Cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18° –21° S). En: *IV Congreso Geológico Chileno*. Antofagasta. Departamento de Geociencias. Universidad Católica del Norte. pp. 19.
- Nester, P. 2008. Basin and paleoclimate evolution of the Pampa del Tamargual forearc valley, Atacama Desert, northern Chile. Tesis de Doctorado. Universidad de Cornell. 273 h.

- Nester, P., & Jordan, T. 2012. The Pampa del Tamarugal forearc basin in northern Chile: the interaction of tectonics and climate. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. John Wiley & Sons. pp 369-381.
- Ortlieb, L., Guzmán, N., Marquardt, C., Vargas, G. 1997. El Cuaternario marino del norte de Chile: revisiones cronológicas e identificación posible de depósitos de 400 ka. *En: VII Congreso Geológico de Chile*. Universidad de Concepción. Actas 6: 371-375.
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6(3): 233-248.
- Pinto, L., Hérial, G., & Charrier, R. 2004. Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella, Tarapacá (19° 15'S, norte de Chile). *Revista geológica de Chile* 31(1): 19-44.
- Pope, D., & Willett, S. 1998. Thermal-mechanical model for crustal thickening in the central Andes driven by ablative subduction. *Geology* 26(6): 511-514.
- Reymer, A., & Schubert, G. 1984. Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth. *Tectonics* 3(1): 63-77.
- Roselló, V. 1999. Final Report, Seismic Acquisition Supervision, Tamarugal Basin, Northern Chile. ENAP. pp. 179.
- Sáez, A., Cabrera, L., Jensen, A., & Chong, G. 1999. Late Neogene lacustrine record and palaeogeography in the Quillagua-Llamara basin, Central Andean fore-arc (northern Chile). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151: 5-37.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., & Reutter, K. J. 1994. Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In *Tectonics of the southern central Andes*. Springer Berlin Heidelberg. pp. 121-139.
- Scheuber, E. and González, G. 1999. Tectonics of the Jurassic-early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): a story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics* 18(5): 895-910.
- Schmitz, M. 1994. A balanced model of the southern Central Andes. *Tectonics* 13(2): 484-492.
- Simicic, Y. 2015. Distribución del espesor de la cobertura sedimentaria oligo-neógena de la Pampa del Tamarugal, Norte de Chile (20°45' a 21°30'S). Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología. Universidad de Chile.
- Somoza, R., & Ghidella, M. E. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4): 797-809.
- Stoker, M., Pheasant, J., & Josenhans, H. 1997. Seismic methods and interpretation. *Glaciated Continental Margins*. Springer. pp. 9-26.
- Tassara, A., y Yáñez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista geológica de Chile* 30(2): 159-186.
- Thorpe, R., Francis, P., & Harmon, R. 1981. Andean andesites and crustal growth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A. Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 301(1461): 305-320.
- Vaccaro, H. 2003. Geología del Complejo Intrusivo de Challacollo sur: Nuevo Componente de la Franja de Pipas y Brechas de Turmalina, Asociadas al Arco Magmático Cretácico Superior-Paleógeno, I Región de Tarapacá, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Concepción.
- Veeken, P. Seismic stratigraphy, basin analysis and reservoir characterisation. 1ª ed. 2006. Amsterdam. Elsevier. Vol 37. 523p.
- Victor, P., O. Oncken, y J. Glodny. 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics* 23: TC4004.