



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

**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

YERKO PABLO SIMICIC HERNÁNDEZ

PROFESOR GUÍA:
MARCELO GARCÍA GODOY

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
REYNALDO CHARRIER GONZALEZ
EDUARDO CONTRERAS REYES

SANTIAGO DE CHILE
2015

RESUMEN

La cuenca de la Depresión Central a lo largo del norte de Chile fue rellenada por sedimentos detríticos y depósitos volcánicos explosivos predominantemente durante el Oligoceno y Plioceno. Dicho relleno consiste principalmente en depósitos de conglomerados gruesos y tobas, al este, gradando a limos y evaporitas, al oeste. Esta cobertura se encuentra formada principalmente por las Formaciones Altos de Pica y El Diablo, las Ignimbritas Tambillo y Huasco, y los Depósitos de Piedemonte. Se han realizado trabajos que definen la configuración del relleno de la cuenca, sin embargo, una nueva metodología permite precisar dicha configuración.

Mediante la interpretación de 8 perfiles sísmicos de reflexión y la información de 2 pozos petroleros, en este trabajo, se determinó la profundidad del contacto basamento-cobertura y la configuración de la cuenca, en la parte sur de la Pampa del Tamarugal ($20^{\circ}45' - 21^{\circ}30' S / 69^{\circ}00' - 69^{\circ}30' O$). Además se definieron 4 horizontes sísmicos dentro de la Cobertura y se correlacionaron con las unidades geológicas del área. Se observaron dos discordancias angulares: una, entre el Basamento el Miembro 1 Fm. Altos de Pica, y otra, entre el Miembro 2 Fm. Altos de Pica y la Fm. El Diablo. En general, la posición de la interfaz basamento-cobertura, se inclina abruptamente al oeste en la porción oriental de la mayoría de los perfiles.

Se midió una velocidad de onda p de 1.497 [m/s] en la Formación El Diablo, 3.007 [m/s] en el Miembros 1 de la Formación Altos de Pica, y de 6.007 y 6.494 [m/s] en el Basamento. Los valores de velocidad de onda, el tiempo de viaje, el gradiente vertical de la velocidad (k) y la posición inicial permiten la conversión de la variable vertical (temporal) en profundidad de los perfiles sísmicos. Aplicando dicha conversión, las capas superiores de la Cobertura disminuyen su espesor, mientras que las inferiores, lo aumentan. Asimismo, en profundidad las fallas aumentan su inclinación. El análisis de sensibilidad del parámetro k, indica un error promedio para la posición de la interfaz basamento-cobertura de 48 ± 17 m.

Una vez realizada la conversión se interpoló el contacto Basamento-Cobertura, a partir de los espesores de cada perfil, de los pozos y de la ubicación en planta de dicho contacto. El relleno alcanza un espesor máximo de 1.310 m, al este del cerro Chipana. Existen 3 sub-cuencas: A, B y C, en las cuales se preservan ambos miembros de la Formación Altos de Pica, junto a las unidades superiores. Al oeste del cerro Raúl, el espesor presenta una menor variabilidad, entre 500 y 700 m. Existe una franja N-S a NO-SE de alto de basamento, desde el cerro Chipana, pasando por el cerro Challacollo, los cerros Raúl y Antena, hasta la Sierra Moreno. En la porción norte de esta franja, el alto de basamento separa las sub-cuencas A y B y se explicaría por la presencia de un sistema de fallas inversas, de edad neógena, con vergencia al oeste.

En las secciones sísmicas, se interpretaron o se infirieron estructuras, generando una solución a las geometrías presentes. La configuración del relleno de la cuenca puede explicarse por sedimentación pasiva y en parte por la actividad pre y syn-sedimentaria de las fallas inversas reconocidas. La forma asimétrica de las sub cuencas A y B, estaría determinada principalmente por dichas estructuras, que habrían acentuado el paleorelieve de la cuenca de la Pampa del Tamarugal, al reactivarse entre el Oligoceno y el Mioceno.

*A mi abuela Marieta Fernández Johnson; la Pelle,
quien anheló la llegada de este día y hoy me
acompaña desde la cumbre de la ciudad.*

Agradecimientos

La presente memoria fue realizada, entre el Departamento de Geología, el Departamento de Geofísica y el Advanced Mining Technology Center (AMTC), todos de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, y fue desarrollada en dependencias del grupo de investigación Exploración y Modelamiento de Yacimientos del AMTC. El financiamiento principal del estudio provino del AMTC. Se agradece especialmente a ENAP por facilitar la información sísmica. A los geólogos de ENAP, Lisandro Rojas, Enrique Zurita y Vicente Roselló, por su apoyo y sus comentarios. A Andrew Tomlinson y Andrés Quezada del SNGM por facilitar la información tanto de las cartas geológicas como la de trabajos anteriores en la zona de estudio.

Los profesores que me guiaron fueron Marcelo García y Eduardo Contreras-Reyes, a quienes agradezco por brindarme la oportunidad de desarrollar el presente trabajo y por su gran apoyo. Al distinguido miembro de la comisión, el profesor Reynaldo Charrier, por su motivación y sus comentarios. También a Juan Becerra y Andrei Maksymowicz por ayudarme a acotar diversas problemáticas del proceso, por su tiempo y ayuda. Agradezco a *Midland Valley* por las licencias educativas del software *Move*.

El profesor Eduardo Contreras Reyes agradece el apoyo del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (FONDAP-CEGA) Proyecto Nro. 15090013.

Agradezco a los integrantes del grupo y compañeros de oficina Juanaka, Lucho, Galle, Fabián, Pana, Peni, Denisse, Marcia, Daniel y Clau, a mis compañeros de curso Chicho, Pelao, Vladi, Guga, Joe, Basilio, Bascu, Zavaleta, Quiroga, Lester, Victor, Sepúlveda, Molina, Chino, Mary, Capo, Moyra, Damián, Poblete, Tomás, Vale y Pedro. A mis compañeros de carrera Estrella, Ataxia, Cata, Fofito, Nacho, Manfred, Tapia y Búho. A mis compañeros de Plan Común Soto, Eyleyn, Naty, Werner y German, y a mis amigos de Bachillerato Ilde y Matías, por haber sido parte de mi formación y del esparcimiento correspondiente. A mis amigas Nicole y Rose por su cariño, el cual se mantiene desde Bachillerato, apoyándome en los momentos difíciles y apañando cada vez que ha sido necesario. A la Tía Pilar y a Juan Paulo por su apoyo en esta última etapa, guiando y corrigiendo mi camino. A Blanca, Quilo, Don Carlos, Juanito, Carlos Alvarado, María Rosa y Tuco por su ayuda tanto en terreno como en el Departamento de Geología.

Agradezco Al Doping +, que semana a semana me permite defender sus colores. A los miembros de la RAFA Pancho, Pereira, Orino y Sarro, por sus extensas batallas épicas, donde un simple juego construyó una potente amistad. A la Vigésima Compañía del Cuerpo de Bomberos de Santiago, por abrir sus puertas y llenarme de orgullo, capacitándome técnicamente y formándome como persona. A mis amigos Pancho, Negro, Nacho, Sáez, Lalo y Cano.

Agradezco especialmente a mis padres y a mi familia Pau, Pelao, Vis, Vale, Tomy, Tía María, Piña y Guillermo, los que han estado siempre ahí, a mi lado, apoyándome, brindándome su cariño y canalizando sus energías para que todo resulte. También a la Pelle, la Güelly y los Nonos, aquellos que físicamente no están presentes, pero continúan a mi lado.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO	1
1.2 OBJETIVOS GENERALES Y ESPECÍFICOS	2
1.2.1 Objetivo General	2
1.2.2 Objetivos Específicos	3
1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO	3
1.4 METODOLOGÍA	3
1.5 ZONA DE ESTUDIO Y ACCESOS.....	5
2. ANTECEDENTES GENERALES	7
2.1 MARCOTECTÓNICO	7
2.2. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES.....	7
2.2.1. Cordillera de la Costa (CC)	7
2.2.1. Depresión Central (DC).....	9
2.2.2. Precordillera (PC).....	9
2.2.3. Cordillera Occidental (CO).....	9
2.3. MARCO ESTRUCTURAL.....	10
3. ESTRATIGRAFÍA	10
3.1. BASAMENTO (CARBONÍFERO-CRETÁCICO).....	12
3.1.1. Granitoides del Carbonífero Superior	12
3.1.2. Formación Majala (Jurásico Superior-Medio)	12
3.1.3. Formación Chacarilla (Jurásico Superior - Cretácico inferior)	12
3.1.4. Complejo Volcánico de Cerro Challacollo (Cretácico Superior)	12
3.1.5. Formación Cerro Empexa (Cretácico Superior)	13
3.1.6. Intrusivos del Paleoceno - Eoceno.....	13
3.2. COBERTURA (OLIGOCENO-HOLOCENO).....	13
3.2.1. Formación Altos de Pica (Oligoceno Superior – Mioceno Inferior).....	13
3.2.2. Ignimbrita Tambillo (Mioceno Inferior)	15
3.2.3. Ignimbrita Huasco (Mioceno Inferior alto)	15
3.2.5. Formación El Diablo (Mioceno Inferior alto – Mioceno Medio).....	16
3.2.6. Depósitos de Piedemonte (Mioceno Superior – Plioceno).....	16
3.2.7. Formación Soledad (Pleistoceno-Holoceno)	17
3.2.8. Depósitos sedimentarios no-consolidados del Pleistoceno-Holoceno.	17
4. DETERMINACIÓN DEL ESPESOR Y DISTRIBUCIÓN DE LA COBERTURA OLIGO - NEÓGENA	18
4.1 MÉTODO Y PROCESAMIENTO	18
4.2 INTERPRETACIÓN SÍSMICA	19
4.2.1 Definición de horizontes en la cobertura	20
4.2.2 Interpretación de secciones	27
4.3 MEDICIONES DE VELOCIDAD DE ONDA	39
4.3.1 Mediciones en el Basamento.....	39
4.3.2 Mediciones en la Cobertura	40
4.4 CONVERSIÓN A PROFUNDIDAD	40
4.5 ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD	42
4.6 INTERPOLACIÓN DEL ESPESOR DE LA COBERTURA.....	43
5. CONCLUSIONES	47
6. BIBLIOGRAFÍA	49

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

FIGURAS

FIGURA 1. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES DE LOS ANDES CENTRALES Y UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO EN LA DEPRESIÓN CENTRAL DEL NORTE DE CHILE.....	2
FIGURA 2. MAPA ISÓPACO DEL ESPESOR DE LA COBERTURA, SEGÚN NESTER (2008).	4
FIGURA 3. ZONA DE ESTUDIO Y VÍAS DE ACCESO.....	6
FIGURA 4. MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL DEM PARA EL ÁREA DE ESTUDIO.	8
FIGURA 5. MAPA GEOLÓGICO DE CHILE (CARTAS SNGM, 2012).	11
FIGURA 6. ESQUEMA COMPARATIVO CRONOESTRATIGRÁFICO DE LA FORMACIÓN ADP.....	15
FIGURA 7 . DIAGRAMA DEL SISTEMA RECEPTOR.	19
FIGURA 8. AGRUPACIÓN DE REFLECTORES EN HORIZONTES DE LA COBERTURA EN LA PORCIÓN ESTE DE LA SECCIÓN 99-6.	23
FIGURA 9. AGRUPACIÓN DE REFLECTORES EN HORIZONTES EN PARTE CENTRAL DE LA SECCIÓN 99-6.....	24
FIGURA 10. HOMOCLINAL EN UNIDADES MESOZOICAS.....	26
FIGURA 11. DISCORDANCIAS ANGULARES EN EL PERFIL 99_11.....	27
FIGURA 12. PERFIL 99_6.	29
FIGURA 13. PERFIL 99_7.	30
FIGURA 14. PERFIL 99_8.	31
FIGURA 15. PERFIL 99_9.	33
FIGURA 16. PERFIL 99_10.	34
FIGURA 17. PERFIL 99_11.	35
FIGURA 18. PERFIL 1FO04.....	37
FIGURA 19. PERFIL 1FO05.....	38
FIGURA 20. MAPA DISTRIBUCIÓN DE MUESTRAS.....	39
FIGURA 21. CONVERSIÓN DE TRAMO DEL PERFIL SÍSMICO 99_11.	41
FIGURA 22. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DEL PARÁMETRO K EN LA SECCIÓN 99_6.	42
FIGURA 23. MAPA ISÓPACO DEL ESPESOR DE LA COBERTURA DE LA PAMPA DEL TAMARUGAL.	44
FIGURA 24. PERFILES DE PROFUNDIDAD DEL BASAMENTO.	47

TABLAS

TABLA 1. LARGO DE PERFILES SÍSMICOS.....	20
TABLA 2. DESCRIPCIÓN DE REFLECTORES EN PERFILES SÍSMICOS DE REFLEXIÓN.	22
TABLA 3. VELOCIDADES DE ONDA PARA UNIDADES DEL BASAMENTO Y COBERTURA.	40
TABLA 4. ERROR PROMEDIO SEGÚN HORIZONTE.....	43

1. INTRODUCCIÓN

1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO

La estimación del espesor de la cobertura sedimentaria oligo-neógena de la Depresión Central del norte de Chile es crucial para fines, tanto científicos como aplicados. Estos incluyen la derivación geometría de la cuenca, la evolución tectónica neógena, balance de volumen acumulado-erodado durante el alzamiento de la cadena andina, ubicación de trampas para acuíferos someros y profundos y la localización del techo del basamento para la perforación en exploración minera.

La Empresa Nacional del Petróleo (ENAP) ha explorado los recursos de hidrocarburos en la Primera Región de Tarapacá, levantando varias líneas sísmicas de reflexión y perforando algunos pozos. A pesar de que dichos antecedentes fueron estudiados (Mordojovich, 1965; Digert et al., 2003; Victor et al., 2004; Nester, 2008; Nester & Jordan 2012) en la determinación y distribución del espesor de la cobertura Oligo-Neógena, es posible precisar en más detalle el límite basamento-cobertura y la configuración de la cuenca.

Los perfiles sísmicos de reflexión son generados a partir de un sistema receptor-emisor, obteniendo trazas con información del tiempo de viaje que demora una onda acústica en ir y volver desde la superficie hasta un horizonte en particular. El modelamiento de cada horizonte necesita los parámetros: gradiente vertical de velocidad (k) y velocidad inicial (v_0).

En la zona de estudio, los trabajos previos no han utilizado valores medidos (empíricos) de velocidad de onda p de las unidades, en la conversión de tiempo a profundidad, a partir de muestras ensayadas en comprensión simple. Tampoco se ha realizado un análisis de sensibilidad del parámetro k , ya que es necesario conocer la variación de la velocidad con respecto a la profundidad. La definición de las fases sísmicas y de las estructuras se ha realizado a partir de la información de los perfiles digitalizados desde papel y georreferenciándolos posteriormente (Nester, 2008). Este autor realizó la transformación de la variable vertical, de tiempo a profundidad, a partir de las velocidades arrojadas por un modelo numérico (teórico), asumiendo el viaje de una onda acústica en un medio isótropo y homogéneo. Para interpolar la cobertura entre líneas, utilizó la información cada 2,5 km de cada línea, logrando el modelamiento del espesor del relleno, con importantes variaciones locales y un máximo de 1.700 m.

Para el desarrollo del presente trabajo, ENAP facilitó la información de cada traza de los perfiles sísmicos de reflexión, en su formato de origen (SGY), así como la información topográfica georreferenciada. Dichos datos, además de la medición de velocidad en muestras tomadas en terreno, tanto de las unidades del relleno como del basamento, permiten un mayor rango de certidumbre en la ubicación espacial de los reflectores, y especialmente el límite basamento-cobertura. Al realizar un análisis de sensibilidad del parámetro k , es posible establecer un rango de error promedio de la posición que ocupan las distintas interfaces.

1.2 OBJETIVOS GENERALES Y ESPECÍFICOS

1.2.1 Objetivo General

El objetivo principal del presente estudio es determinar la distribución del espesor de la cobertura, sedimentaria y volcánica oligocena-holocena de la parte sur del Pampa del Tamarugal, entre los 20°45' y 21°30'S (Fig. 1) e inferir su relación con la evolución morfo-estructural.

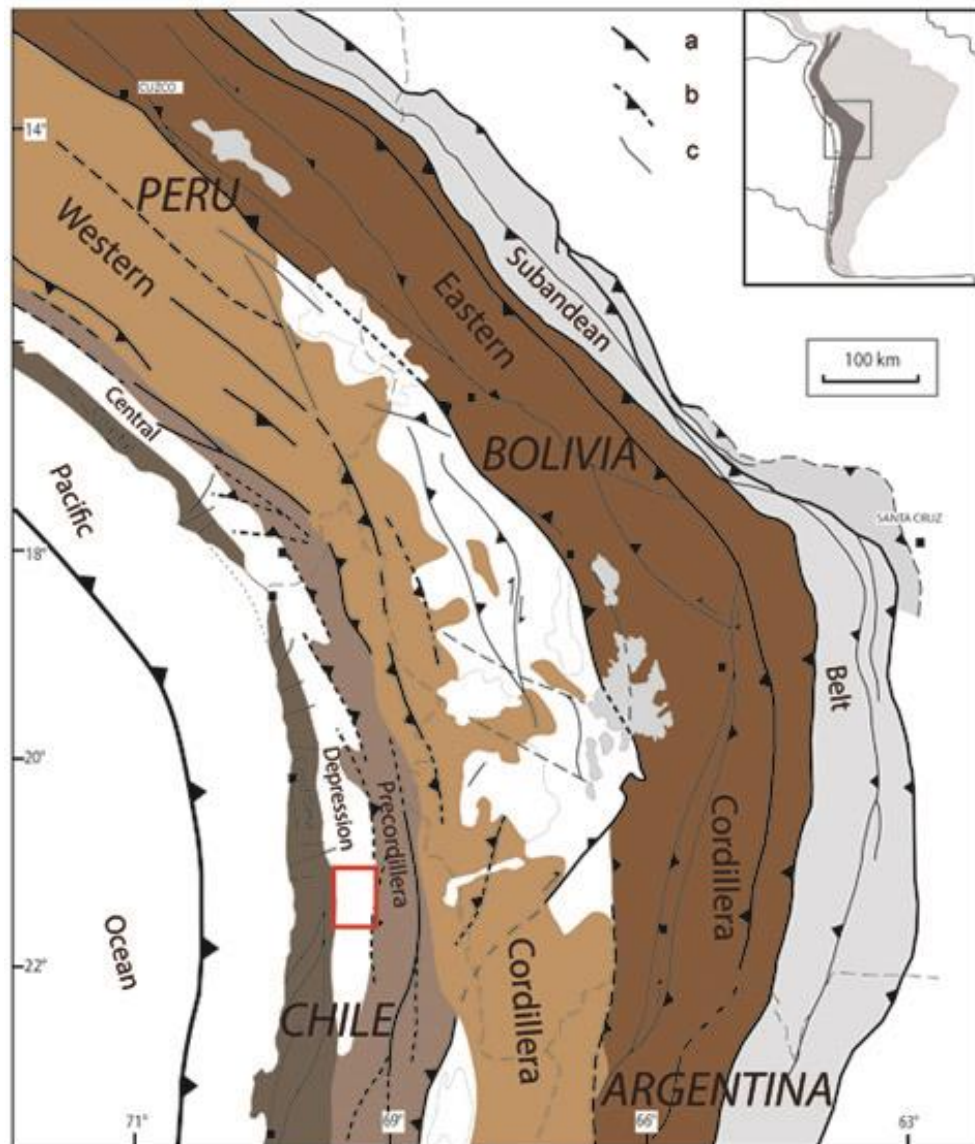


Figura 1. Unidades morfoestructurales de los Andes Centrales y ubicación del área de estudio en la Depresión Central del norte de Chile (rectángulo rojo, Figs. 2 y 3). Modificado de García et al. (2011).

1.2.2 Objetivos Específicos

- Procesar y sistematizar la información sísmica y topográfica disponible de ENAP (7 líneas sísmicas y 2 pozos petroleros).
- Definir el contacto basamento-cobertura sedimentaria en cada línea sísmica, y las unidades internas dentro de la cobertura.
- Medir la velocidad de onda P de las unidades del basamento y cobertura.
- Transformar la variable tiempo (vertical) en profundidad e interpolar el espesor de la cobertura entre las líneas, obteniendo un mapa isópaco.
- Establecer la geometría de las estructuras tectónicas oligo-neógenas y su implicancia en la configuración de la cuenca

1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO

Los espesores estimados, hasta ahora, del relleno de la cuenca de la Depresión Central (DC) en el área de estudio presentan importantes variaciones locales, con un máximo de 1.800 m y sugieren una configuración compleja de la cuenca (Nester, 2008; Fig. 2). En el borde occidental de la DC, a lo largo de los 69°25'O, los pozos de ENAP indican espesores del relleno entre 603 y 930 m (Mordojovich, 1965).

1.4 METODOLOGÍA

1.4.1 Procesamiento y sistematización de la información sísmica y topográfica disponible de ENAP (8 líneas sísmicas y 2 pozos petroleros).

Se compiló y revisó la información geofísica y topográfica de 8 perfiles sísmicos y de 2 pozos petroleros existentes en los archivos de ENAP. Luego se realizó el procesamiento computacional básico en la generación de los perfiles con 3 softwares distintos, a partir de los archivos en formato SGY y se georeferenciaron los pozos. En el capítulo 4 se describe, en específico, la metodología usada en el procesamiento sísmico para la generación de los perfiles y su interpretación.

1.4.2 Definición del contacto basamento-cobertura en cada línea sísmica, y las unidades internas dentro de la cobertura.

Interpretando los perfiles sísmicos de reflexión, se definió el contacto basamento-cobertura así como las interfaces entre las unidades internas de la cobertura. Se agruparon los reflectores en horizontes según sus fases sísmicas, establecidas a partir características tales como amplitud, frecuencia, configuración y coherencia.

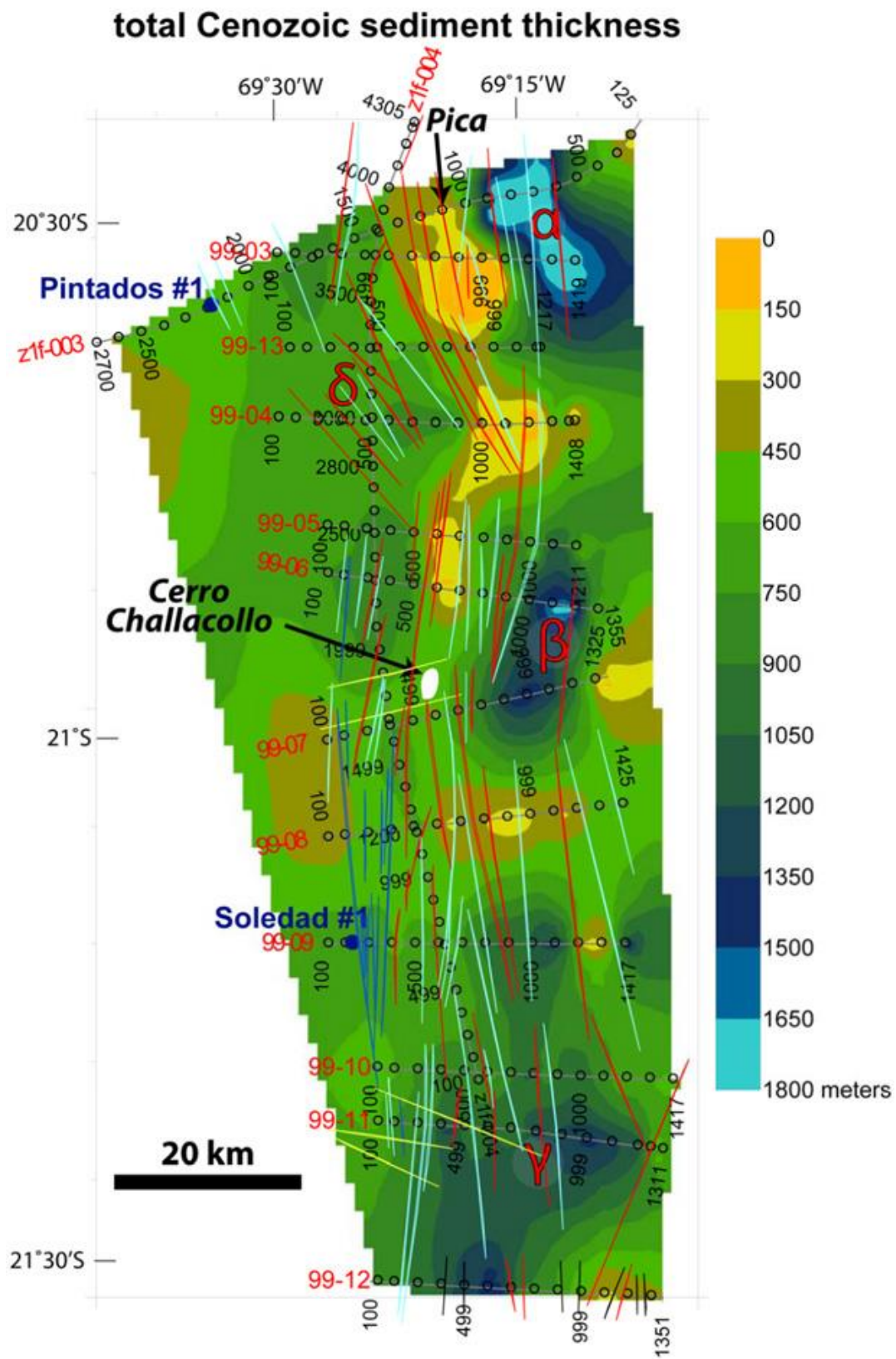


Figura 2. Mapa isópaco del espesor de la cobertura, según Nester (2008). Dicho autor digitalizó los perfiles sísmicos y luego modeló la variable vertical con valores de velocidad teóricos y utilizó la información resultante cada 2.500 [m] en cada perfil. Los círculos transparentes corresponden a dicha información, la cual finalmente se consideró en la interpolación.

1.4.3 Medición de la velocidad de onda P de las unidades del basamento y cobertura

Se realizó una campaña de cinco días para realizar un control geológico de terreno, fundamentalmente en sectores donde las líneas sísmicas intersectan al basamento (cerros “islas” y bordes de llano próximos) y/o a la cobertura sedimentaria deformada. Incluye recolección de datos, como observaciones geológicas, mediciones estructurales y muestreo de roca y gravas (consolidadas), para medición de propiedades físicas (velocidad de onda P y S), y para eventuales estudios petrográficos, análisis geoquímicos y geocronológicos. La información se registró directamente en terreno en la plataforma ARGIS, mediante un computador TABLET PC con GPS incorporado. Las muestras fueron enviadas a IDIEM para su análisis, donde se les realizó ensayos de compresión y cizalle obteniendo ambos valores de velocidad de onda.

1.4.4 Transformación la variable tiempo (vertical) en profundidad e interpolar el espesor de la cobertura entre las líneas, obteniendo un mapa isópaco.

Se convirtió la variable vertical temporal en profundidad utilizando la información del contacto desde los pozos petroleros y las velocidades de onda resultado de los análisis de compresión simple. A partir de los resultados de la profundidad del contacto basamento-cobertura, de las observaciones de terreno y la geología de las cartas geológicas SNGM 2012, se procedió a interpolar las profundidades entre perfiles y se generó un mapa isópaco (de iso-profundidades).

1.5 ZONA DE ESTUDIO Y ACCESOS

La zona de estudio se encuentra en la Depresión Central de I Región de Tarapacá, norte de Chile, entre los 20°45' S (cerro Challacollo) y los 21°30' S (Quillagua). El acceso al área de estudio se realiza por la Ruta 16 desde la capital regional, Iquique (200 km al Noroeste del co. Challacollo). La ruta 16 une la ciudad de Iquique con la exoficina salitrera Humberstone, donde se empalma a través de la Ruta 5 norte (carretera Panamericana) viajando 123 km. Este recorrido atraviesa los poblados de Pozo Almonte, Oficina Victoria y la Reserva Nacional Pampa del Tamarugal, para luego acceder por la ruta A-85 la cual se enfila al distrito minero de Qda. Blanca a través de la Quebrada de Guatacondo (Fig. 3).

Desde el sur se puede acceder por la carretera Panamericana, pasando por el control aduanero y policial de Quillagua (Límite entre las Regiones de Tarapacá y Antofagasta) recorriendo 66 km hasta la ruta A-85 (Fig. 3).

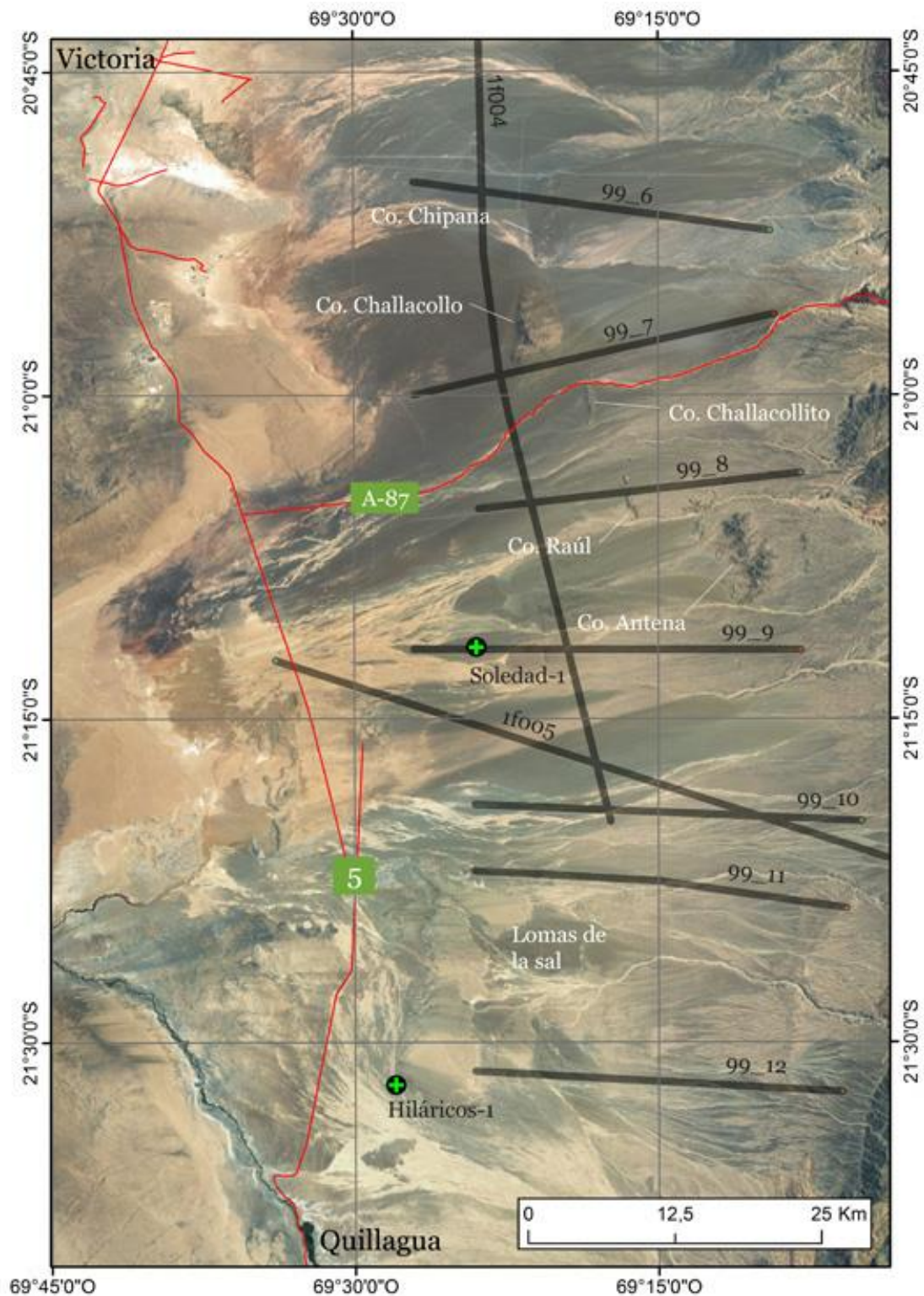


Figura 3. Zona de estudio y vías de acceso. Se exhiben los poblados cercanos y las rutas más importantes, así como las trazas de los perfiles sísmicos aportados por ENAP (líneas negras) y los pozos disponibles (cruces verdes). Notar que existen dos grupos de perfiles sísmicos: los levantados el año 1999 (secciones 99-6 a 99-12) y los levantados en los años 1958 a 1962 (secciones 1f004 y 1f005).

2. ANTECEDENTES GENERALES

2.1 MARCO TECTÓNICO

La zona de estudio se ubica en la parte Central de los Andes Centrales (Gansser, 1973), sobre la zona de subducción normal entre los segmentos de subducción plana Peruano y Pampeano, próxima al eje de simetría para el Oroclino Boliviano. Bajo dicho tramo, el grosor cortical alcanza más de 70 km, como respuesta del acortamiento y engrosamiento tectónico, y además de la adición magmática bajo el arco (Isacks, 1988; Saez, 1995; Allmendinger et al., 1997).

La actividad de estos procesos, ocurre desde el Cretácico medio en adelante (Arriagada et al., 2006), y su expresión en superficie corresponde a las unidades morfoestructurales que se pueden reconocer a lo largo del margen andino (Fig. 1). Para el Eoceno, Pardo-Casas & Molnar (1987) estimaron una alta tasa de convergencia seguida de una disminución en el grado de oblicuidad. Esta fase contraccional, afectó principalmente a la Cordillera Occidental y, localmente, a algunas áreas de la cuenca de ante-arco (Gregory-Wodzicki, 2000). En el Oligoceno Medio, se estimaron altas tasas de convergencia, de hasta 150 mm/a, como consecuencia de una reorganización de las placas oceánicas en el Pacífico oriental: la placa Farallón da origen a las placas de Cocos y de Nazca (ca. 25 Ma), y disminuye el grado de oblicuidad en la dirección de convergencia (Pardo-Casas & Molnar, 1987).

La configuración tectónica actual del margen occidental de Sudamérica se caracteriza por una subducción de la placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, a una tasa absoluta de convergencia de 37,7 mm/a y 36,7 mm/a, respectivamente, y una tasa relativa ca. 74 mm/a, con una dirección casi ortogonal ca. N78°E para los Andes Centrales (Tassara, 2005). Dichas condiciones permiten una configuración tectónica favorable para el acortamiento cortical en el margen occidental de Sudamérica y el consecuente desarrollo del Orógeno Andino en los Andes Centrales.

2.2. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

En la Región de Tarapacá, se reconocen 4 unidades morfoestructurales dispuestas en franjas de orientación NNW; de oeste a este, Cordillera de la Costa (CC), Depresión Central (DC), Precordillera (PC) y Cordillera Occidental (CO) (Fig. 1). La zona de estudio sólo incluye la Depresión Central y Precordillera (Fig. 4).

2.2.1. Cordillera de la Costa (CC)

La Cordillera de la Costa tiene un ancho aproximado de 50 km y una altura media de 1.500 m.s.n.m. Su margen occidental está configurado por abruptos acantilados, los cuales pueden alcanzar alturas de hasta 800 m s.n.m. Diferentes materiales se cuentan entre sus constituyentes, dominando las rocas volcánicas y granitoides (Botto, 1975). Su altitud alcanza valores de hasta 1590 m.s.n.m y se destacan por su elevación los Cerros Cerro Carrasco (1.592 m s.n.m), Oyarbide (1.460 m s.n.m), Constancia (1.744 m s.n.m), Punta Madrid (1.200 m s.n.m) y Camaraca (939 m s.n.m).

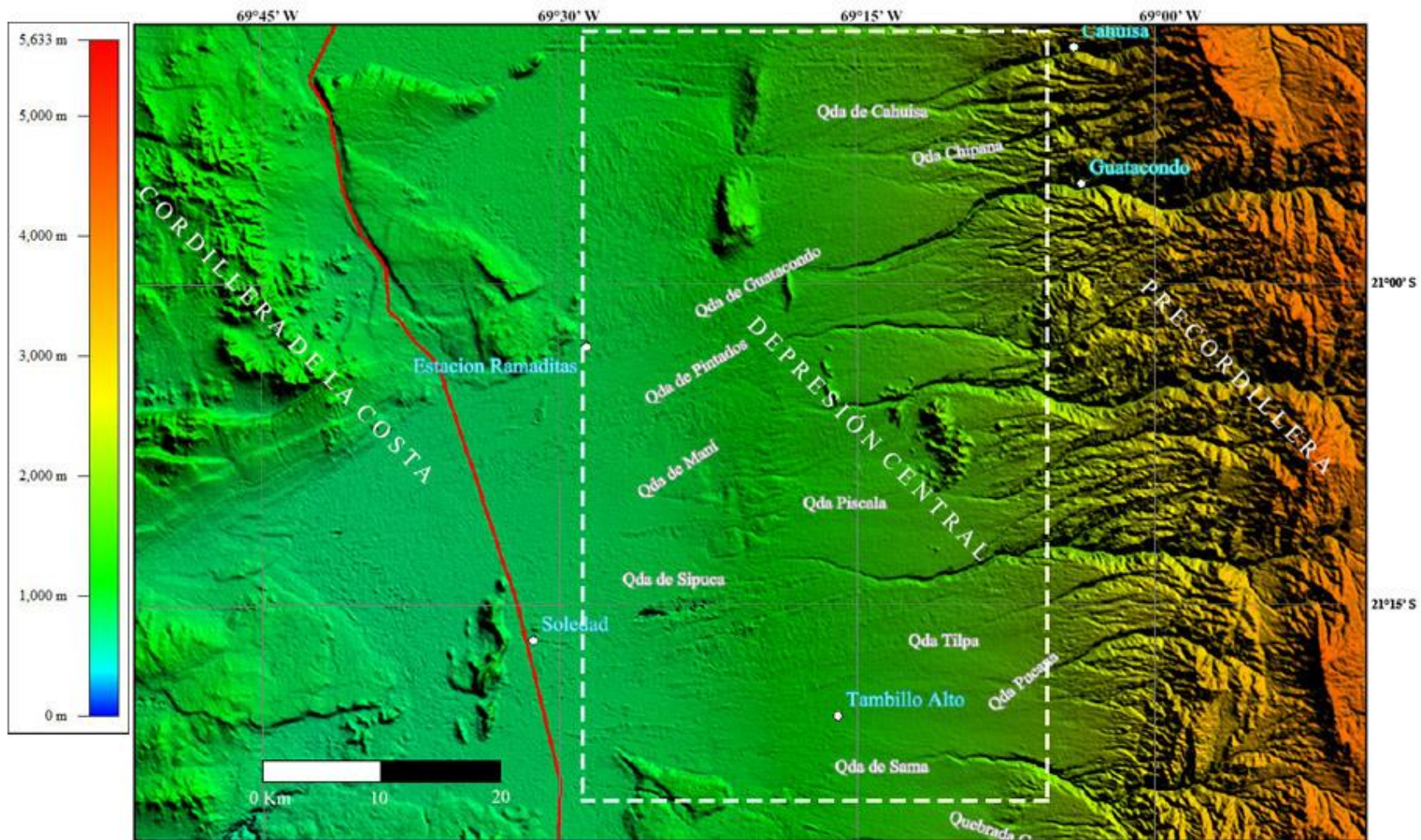


Figura 4. Modelo de elevación digital DEM para el área de estudio. Se destacan las unidades morfoestructurales que se incluyen en la región, junto con las quebradas principales y las localidades de la zona. El área de estudio se indica en el rectángulo con borde discontinuo.

2.2.1. Depresión Central (DC)

La Depresión Central (DC), o Pampa del Tamarugal, se define como la actual cuenca de ante-arco del margen Andino. Se presenta como una planicie de hasta 55 km de ancho, con un relleno de edad Oligo-Mioceno, de depósitos subhorizontales sedimentarios (principalmente aluviales), productos de la erosión de rocas de la PC y CO, e ignimbritas (Blanco et al., 2012). Es la actual superficie de pedimentación desde el Mioceno (Pediplano de Atacama según Naranjo y Paskoff, 1985), y su altura varía de oeste a este, desde 800 a 1000 m s.n.m. hasta 2000 a 2500 m s.n.m., generando una pendiente suave de 2,5-3° al oeste. La DC es una zona endorreica, delimitada por las incisiones de drenaje, entre Pisagua y la desembocadura del Loa, como consecuencia de la predominancia de condiciones climáticas áridas a hiperáridas desde el Mioceno Tardío.

Es en el Oligoceno Tardío hasta el Mioceno Medio cuando un gran volumen de sedimentos rellena la cuenca de la Pampa del Tamarugal (PdT). Este relleno está formado ampliamente por depósitos siliciclásticos, constituidos por conglomerados gruesos en el este, gradando a limolitas y evaporitas al oeste (Sáez et al., 1999). La superficie moderna de la Pampa del Tamarugal es un extenso pediplano desarrollado sobre la Formación El Diablo y sus equivalentes a lo largo del rumbo (Galli y Dingman, 1962; Jordan et al., 2010), aunque localmente la superficie de pediplano se sobreyace por el Abanico de Arcas (Kiefer et al., 1997). La depositación del relleno comenzó al mismo tiempo que el alzamiento del flanco este de la cuenca Pampa del Tamarugal por fallas inversas ciegas en el Mioceno Medio y generaron un set de pliegues monoclinales discontinuos a lo largo del rumbo que mantean al Oeste (Pinto, 1999; Victor, 2000; Farías et al., 2005).

2.2.2. Precordillera (PC)

La Precordillera se dispone como una superficie regular levemente inclinada, con geometría monoclinial (Isacks, 1988). Su elevación varía de 1900-2300 a 3200-3700 m s.n.m. de oeste a este, producto del desarrollo de una serie de estructuras contraccionales de escala regional y de vergencia oeste, pertenecientes al WTS (West Thrust System), generando desniveles topográficos de hasta 800 m en el límite DC-PC. Su desarrollo ha generado depósitos de acumulación syntectónicos (e.g., Fm. El Diablo), sobre una cubierta de Ignimbritas y Conglomerados (e.g., Fm. Altos de Pica). El registro de sismos someros en la región (Farías et al., 2005), sugiere que este sistema contraccional se encuentra activo, y que la Precordillera todavía se estaría alzando.

2.2.3. Cordillera Occidental (CO)

La Cordillera Occidental se dispone como una superficie irregular, formada por volcanes Miocenos-Holocenos, y secuencias volcánicas y sedimentarias Miocenas-Pliocenas deformadas. Su altitud varía de ca. 3300 a 4800 m s.n.m., con cumbres de hasta 6350 m s.n.m. Su deformación y alzamiento incluye corrimientos y pliegues asociados a sistemas contraccionales doble-vergencia, de poco acortamiento, que configuran un pop-up (East Thrust System).

2.3. MARCO ESTRUCTURAL

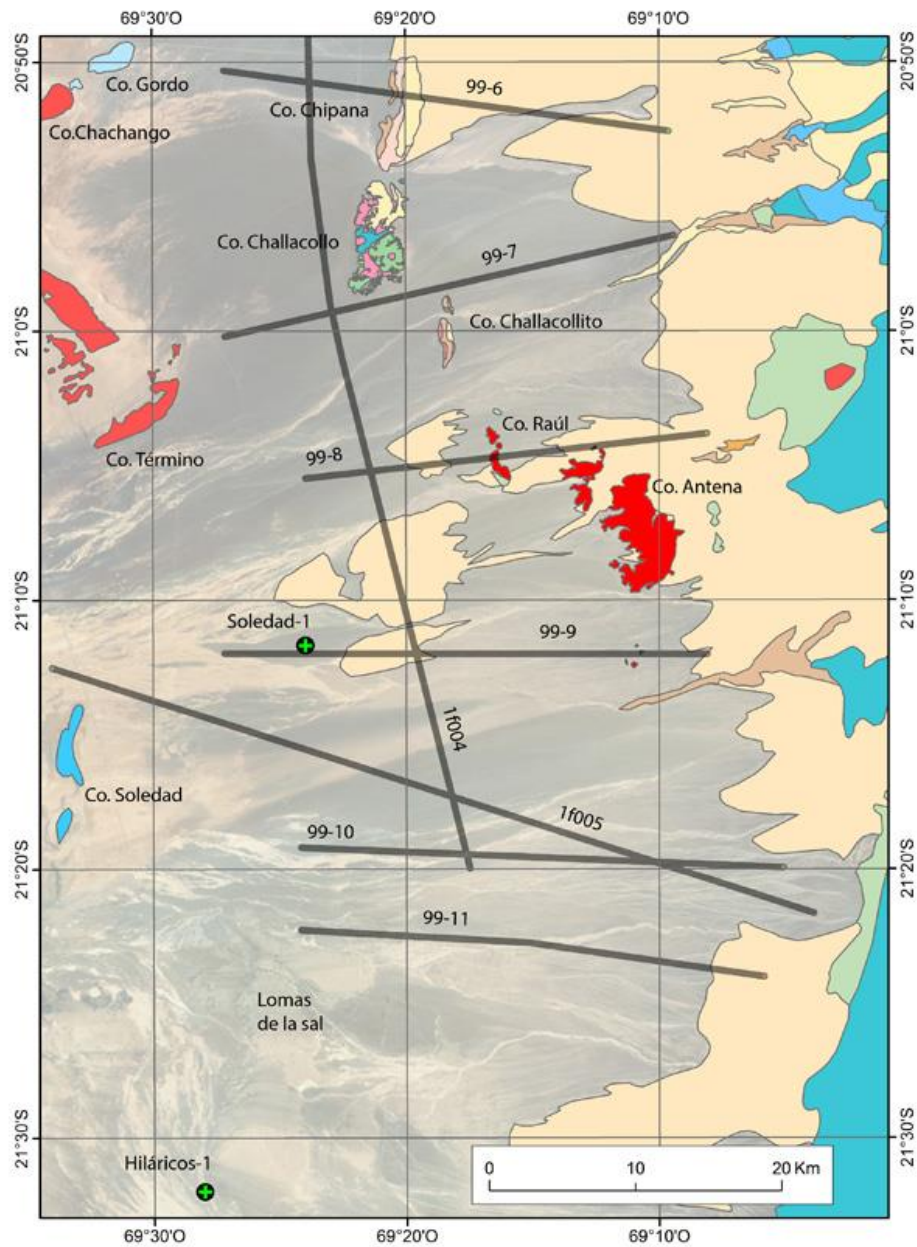
En la Depresión Central y Precordillera del norte de Chile, entre los 20 y 23°S, se registran varios eventos deformacionales que afectan a las secuencias estratigráficas del Cenozoico (Blanco et al., 2012). Durante el Eoceno-Oligoceno se desarrolló un evento de deformación, exhumación y erosión, conocido como evento orogénico Incaico (Noble et al., 1979; Tomlinson y Blanco, 1997a; Maksaev y Zentilli, 1999; Blanco et al., 2012). La erosión generó una superficie relativamente plana subhorizontal, conocida como Pediplano de Choja (Galli, 1967; Muñoz et al., 2008). Esta superficie está cubierta por las unidades del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (Victor et al., 2004; Muñoz, 2007; Muñoz et al., 2008) definiendo una discordancia angular regional entre las unidades del Paleozoico-Oligoceno Inferior y las del Oligoceno-Mioceno. Datos termocronológicos del zócalo Paleozoico y del Oligoceno de la Precordillera indican que la denudación, que acompañó al evento Incaico, afectó hasta 4-5 km de columna de rocas (Maksaev y Zentilli, 1999).

Entre el Mioceno Inferior y el Mioceno Medio, se desarrollaron pliegues abiertos, flexuras monoclinales y fallas inversas que afectan a las unidades del Oligoceno Superior al Mioceno Medio, pero que se encuentran selladas por las unidades del Mioceno Superior-Plioceno (Galli y Dingman, 1962; Victor et al., 2004; Nester, 2008; Nester y Jordan, 2012; Blanco et al., 2012). Las flexuras vergentes al oeste que afectan a las unidades del Oligoceno Superior-Mioceno Medio (e.g., Fm. Altos de Pica), presentan relaciones de crecimiento sedimentario sintectónico con las unidades del Mioceno Medio (e.g., Fm., El Diablo). En la Depresión Central, en los 20°S, en la falda occidental de los cerros Chipana y Challacollo, y bajo las capas del Mioceno-Holoceno, se encuentra una falla inversa de vergencia oeste (Nester, 2008), denominada Falla Challacollo, y donde las capas del Oligo-Mioceno forman una flexura abierta, denominada Flexura Chintaguay (Blanco et al., 2012). Inmediatamente al sur del cerro Challacollo, la Falla Challacollo alcanza un desplazamiento ca. 500 m (Nester, 2008). En los cerros Chipana y Challacollo, las unidades del Mioceno Medio (e.g., Fm. El Diablo) están plegadas, indicando una deformación polifásica o prolongada en el tiempo, consistente con relaciones inferidas para la Falla Challacollo (Nester, 2008).

La DC está afectada por suaves pliegues neógenos, de orientación NS a NW-SE y escala regional, que forman parte del WTS (García et al., 2011). Dichas estructuras vergentes al oeste son correlacionables con las que se han descrito más al norte, entre los 18 y 20°S (Muñoz & Sepúlveda, 1992; Muñoz & Charrier, 1996; Victor et al., 2004; García et al., 2011; Pinto et al., 2004; García and Hérail, 2005; Charrier et al., 2012).

3. ESTRATIGRAFÍA

En el área de estudio afloran rocas intrusivas, volcánicas y sedimentarias, que van en edad desde el Carbonífero al Holoceno (Galli y Dingman 1962; Vaccaro 2003; Blanco et al., 2012). Las unidades del Carbonífero al Eoceno presentan mayor compactación, consolidación y deformación, formando el Basamento, y se disponen regionalmente, en discordancia angular, debajo de los depósitos subhorizontales del Oligoceno-Holoceno, que forman la Cobertura. A continuación se describen las unidades presentes en la zona de estudio (Fig. 5).



Leyenda

■ Granitoides de Carbonífero Superior	■ Granitoides del Cretácico Superior	■ Ignimbrita Huasco (Miih)
■ Fm. Majala (Jsm)	■ Intrusivos Paleocenos-Eocenos	■ Fm. El Diablo (Mimd)
■ Fm. Chacarilla (JKch)	■ Fm. Altos de Pica (OMap)	■ Depósitos de Piedemonte (MPg)
■ C.V. Challacollo (Ksch)	■ Ignimbrita el Tambillo (MiiT)	■ Pleistoceno-Holoceno
■ Fm. Cerro Empexa (Ksce)	■ Fm. Chipana (Mimch)	

Figura 5. Mapa geológico de Chile (Cartas SNGM, 2012). Se exhibe la geología del área de estudio, las trazas de los perfiles sísmicos (trazos color negro) y los pozos petroleros (cruz verde-negra) disponibles. Coordenadas UTM según proyección WGS-84. No se muestran unidades del Pleistoceno al Holoceno.

3.1. BASAMENTO (CARBONÍFERO-CRETÁCICO)

3.1.1. Granitoides del Carbonífero Superior

Esta unidad se encuentra en el borde occidental de la zona de estudio en el borde oriental de la Cordillera de la Costa, al suroeste en la carta de Guatacondo. Está constituida principalmente por granitos de grano grueso y con biotita como único mineral máfico. A partir de una datación U-Pb en circón de $301,9 \pm 4,6$ Ma, su edad es considerada como carbonífera superior (Blanco et al., 2012).

3.1.2. Formación Majala (Jurásico Superior-Medio)

Se localiza en la parte este de la zona de estudio, principalmente en la Precordillera, en extensos afloramientos entre las quebradas Chacarilla y La Ramada, lugar donde se presenta plegada (García, 1967). Se dispone concordante y transicionalmente sobre la Formación Aquiuno, y subyace concordantemente a la Formación Chacarilla. La Formación Majala es una potente secuencia de limolitas gris verdoso con intercalaciones de lutitas silíceas y bancos delgados de arenisca fina, y que alcanza un espesor de 1.640 m (García, 1967). La Formación Aquiuno tiene una edad oxfordiana media-superior (García, 1967; Rubilar, 2010). Además, la fauna fósil presente en la Formación Majala la sitúa en el Oxfordiano Superior (Galli y Dingman, 1962; García, 1967; Blanco et al., 2012).

3.1.3. Formación Chacarilla (Jurásico Superior - Cretácico inferior)

Los afloramientos de dicha unidad se encuentran al este de la zona de estudio en el borde occidental de la Precordillera. Dicha unidad fue definida por Galli y Dingman (1962) como una secuencia bien estratificada de fangolitas, fangolitas fisibles, areniscas y ortocuarcitas de colores gris rojizo o gris verdoso, cuya base corresponde a la Formación Majala a la que sobreyace en contacto concordante y transicional, y subyace, en discordancia angular, a la Formación Cerro Empexa. Su espesor en la quebrada Chacarilla alcanza 2.000 m. La posición stratigráfica le da un rango de edad comprendido entre el Jurásico Superior (Oxfordiano) y el Cretácico Inferior.

3.1.4. Complejo Volcánico de Cerro Challacollo (Cretácico Superior)

Los afloramientos de dicha unidad se encuentran en el cerro Challacollo, en la parte central del área de estudio. Fue definida informalmente por Orrego et al. (1997) como una secuencia de lavas porfídicas intermedio-ácidas y rocas piroclásticas, y sedimentitas clásticas en la parte superior. Blanco et al. (2012) enmendaron la definición original para referirse a una secuencia, de al menos 900 m de espesor, de lavas y rocas piroclásticas dacíticas y riolíticas, con intercalaciones de rocas sedimentarias clásticas en varios niveles stratigráficos. Tres edades U-Pb en circón, de 83 a 80 Ma, en rocas riolíticas indican que la unidad se depositó en el Cretácico Superior. La unidad es correlacionable con la parte

inferior de la Formación Cerro Empexa (Galli, 1957, Galli y Dingman, 1962), la cual se encuentra al oriente de la zona de estudio.

3.1.5. Formación Cerro Empexa (Cretácico Superior)

Se encuentra en la Precordillera en la parte oriental de la zona de estudio, y fue definida por Galli y Dingman (1962) como una secuencia continental constituida por brechas, conglomerados, traquitas, areniscas finas y fangolitas. Su localidad tipo está definida en el Sinclinal de Higuieritas (Blanco et al., 2012). Sobreyace en discordancia angular a la Formación Chacarilla y subyace en discordancia angular y erosiva a la Formación Altos de Pica. Tiene un espesor máximo de 1.300 m y comprende 3 miembros. Los miembros 1 y 3 están constituidos por brechas y conglomerados grises-rojizos y traquitas grises, mientras que el miembro 2 está formado por areniscas finas y fangolitas rojas-grisáceas con intercalaciones de yeso. Blanco et al. (2012) realizaron varias dataciones radiométricas (U-Pb en circón), arrojando un rango de 79 a 65,7 Ma, correspondiente al Cretácico Superior.

3.1.6. Intrusivos del Paleoceno - Eoceno

Los afloramientos de esta unidad configuran un cordón N-S entre las Qdas. Maní y Piscala. Estas unidades afloran en los Cerros Raúl y Antena en franjas de 1 x 4 km, y 5 x 9 km respectivamente. Las rocas de composición granodiorítica están asociadas con monzogranitos y monzogranitos turmalinizados. Su relación de contacto es en forma gradacional y, localmente, por fallas NE-SW. La edad de las rocas granodioríticas es de $63,2 \pm 1,6$ Ma (K-Ar biotita), que permite asignarlas al Paleoceno (Vaccaro, 2003).

3.2. COBERTURA (OLIGOCENO-HOLOCENO)

Los estratos oligoceno-holocenos consisten en una serie de sedimentitas siliciclásticas, tobas, depósitos salinos y no consolidados. Estas corresponden a las formaciones Altos de Pica, Chipana, El Diablo y Soledad, las Ignimbritas Tambillo y Huasco, y los Depósitos de Piedemonte, salinos, aluviales y eólicos.

La Formación Altos de Pica está conformada por conglomerados y areniscas, la cual tiene un espesor grueso en la DC extendiéndose hasta la PC, disminuyendo su espesor acuñándose al este. En cambio las Ignimbritas Tambillo y Huasco están conformadas principalmente por depósitos de fragmentos volcánicos y tienen un espesor grueso al este y extendiéndose desde la PC hasta la DC disminuyendo su espesor acuñándose al oeste.

3.2.1. Formación Altos de Pica (Oligoceno Superior – Mioceno Inferior)

La definición de dicha unidad fue realizada por Galli (1957), refiriéndose a una secuencia constituida por fanglomerados y arenas de origen eólico, que incluyen dos

estratos de tobas. La sección tipo se ubica en la quebrada Chacarilla donde Galli (1957) diferenció 5 miembros, tres de origen sedimentario clástico y dos de carácter piroclástico, determinando un espesor total de 740 m. Galli y Dingman (1962) describen los 5 miembros como sigue:

- Miembro 1, constituido por conglomerados, areniscas, tobas y tufitas con un espesor de 322 m;
- Miembro 2, conformado por una toba soldada riolítica de 17 m de espesor.
- Miembro 3, constituido esencialmente por areniscas y conglomerados con un espesor de 173 m.
- Miembro 4, corresponde a una toba riolítica de 23 m de espesor.
- Miembro 5, constituido por arenas gravas de 200 m de espesor.

Luego Galli (1968) diferenció 3 miembros en esta formación, aquellos que en conjunto alcanzan 450 de espesor, éstos son:

- Sagasca, unidad inferior, está conformada por conglomerados y areniscas.
- Tambillo, unidad intermedia, está constituida por una ignimbrita soldada.
- Imagua, unidad superior, corresponde a conglomerados.

Blanco et al. (2012) enmendó la definición original y diferenció, de la sección tipo, 3 unidades litoestratigráficas distintas, separadas por discordancias, correspondiendo a la Formación El Diablo, la Ignimbrita Huasco y los Depósitos de Piedemonte. Así, la Formación Altos de Pica quedó constituida por las siguientes tres unidades:

- Sagasca, miembro caracterizado por facies conglomerádicas y facies de areniscas, la cual aflora en la carta de Guatacondo.
- Ignimbrita Tambillo, correspondiente a una toba de flujo de ceniza, de color rosado con 75m de espesor máximo (Miembro 2).
- Imagua, conformada por conglomerados gruesos y de bolones, de tonos grises claro a marrón, areniscas gruesas, pardas y blancas con intercalaciones de tobas ignimbríticas.

La edad propuesta por Galli y Dingman (1962), para la Formación Altos de Pica, comprendió un rango entre el Terciario Superior y el Pleistoceno. Luego, Vergara et al. (1986) extendieron la edad máxima al Mioceno Inferior a partir de dataciones radiométricas K-Ar en la Ignimbrita Tambillo (de 17,3 y 18,6 Ma). Finalmente, basados en numerosas dataciones Ar-Ar y K-Ar, Blanco et al. (2012) indicaron un rango de edad Oligoceno Superior alto-Mioceno Inferior.

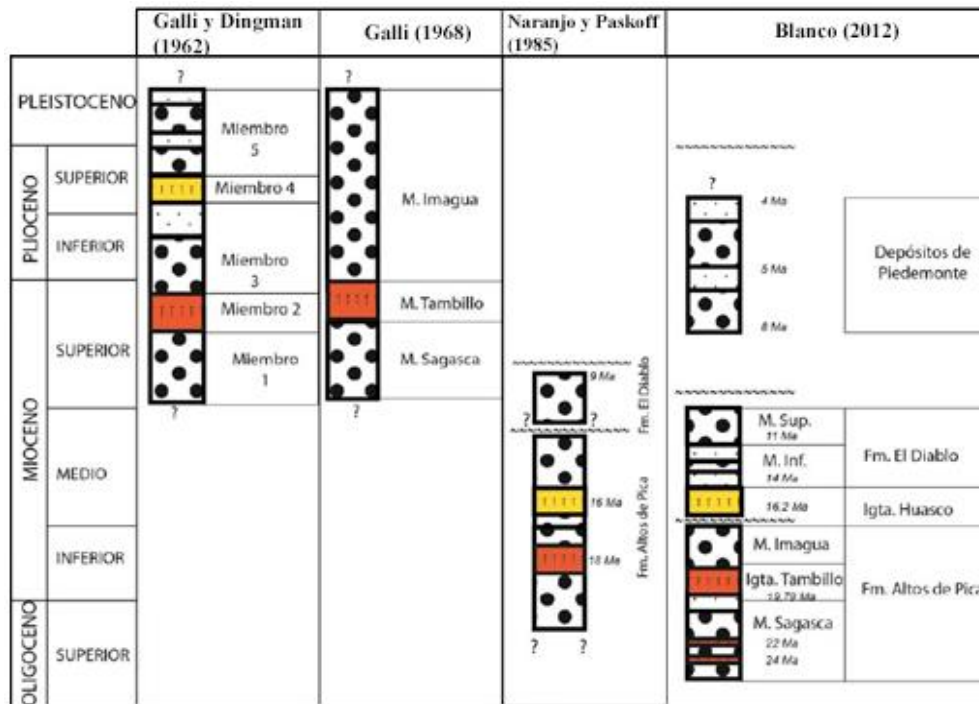


Figura 6. Esquema comparativo cronoestratigráfico de la Formación AdP. Se presenta su definición original y las modificaciones posteriores (modificado de Blanco et al., 2012).

3.2.2. Ignimbrita Tambillo (Mioceno Inferior)

Corresponde a una toba de flujo de ceniza, de color rosado anaranjado grisácea, castaño y negra, con un espesor máximo de 75 m (Miembro Tambillo; Galli, 1968). Blanco et al. (2012) abandonaron la definición como miembro dentro la Formación Altos de Pica, designándola como una unidad separada, pero conservando el nombre Tambillo. Así, la Ignimbrita Tambillo se intercala, concordantemente, entre los miembros Sagasca e Imagua de la Formación Altos de Pica, o subyace en paraconcordancia y, localmente en discordancia angular, a la Formación El Diablo. Blanco et al. (2012) la describieron como una toba soldada riolítica, con un espesor máximo de 110 m. A partir de numerosas dataciones representativas y confiables (Rb-Sr, K-Ar y Ar-Ar en sanidina y biotita), en el rango de 19,9 a 19,55 Ma, y con una media ponderada de $19,79 \pm 0,09$ Ma, se le asigna al Mioceno Inferior alto (Blanco et al., 2012).

3.2.3. Ignimbrita Huasco (Mioceno Inferior alto)

Se definió como una secuencia de tobas soldadas cuyos afloramientos se sitúan preferentemente al occidente del salar homónimo (Vergara y Thomas, 1984), en la parte nororiental del área de estudio. Correspondería a un solo depósito de flujo piroclástico con varias unidades de enfriamiento, incluyendo un vitrófiro en la parte media, y su espesor máximo es de 60 m (Blanco et al., 2012). Se dispone concordantemente sobre el Miembro Imagua de la Formación Altos de Pica, y localmente sobre la Ignimbrita Tambillo. Subyace, concordantemente, al Miembro Inferior de la Formación El Diablo. Es

asignada al Mioceno Medio sobre la base de numerosas dataciones radiométricas (K-Ar y Ar-Ar) de 17 a 15 Ma, con una edad promedio de $16,2 \pm 0,14$ Ma (Blanco et al., 2012).

3.2.4. Formación Chipana (Mioceno Inferior – Mioceno Medio)

Se define como una secuencia bien estratificada de areniscas, conglomerados, limolitas, limolitas calcáreas, carbonatos palustres y calizas silicificadas, de color marrón claro, cuya sección tipo se expone en el curso terminal de la quebrada homónima, en el cerro Challacollito y al norte de cerro Challacollo, con un espesor estimado de 140 m (Blanco et. al., 2012). Se dispone en paraconcordancia sobre el Miembro Sagasca de la Formación Altos de Pica, y subyace, concordantemente, a conglomerados asignados al Miembro Superior de la Formación El Diablo. Blanco et. al., (2012) separaron la formación en dos miembros: un Miembro Inferior, compuesto por limolitas, limolitas calcáreas, fangolitas, areniscas finas, areniscas tobáceas y conglomerados, con intercalaciones subordinadas de calizas laminadas carbonatos oquerosos y tobas de ceniza, y un Miembro Superior, formado por calizas estratificadas en bancos macizos reemplazadas total o parcialmente por sílice opalina. La posición estratigráfica que ocupa esta formación la sitúa en el rango Mioceno Inferior a Mioceno Medio.

3.2.5. Formación El Diablo (Mioceno Inferior alto – Mioceno Medio)

Definida en la quebrada homónima, al sureste de Arica, comprende 400 m de areniscas, limolitas, arcillolitas, calizas y gravas gruesas (Tobar et al., 1968; Vogel y Vila, 1980; García, 2002; García et al., 2004). Los afloramientos de esta unidad están ampliamente distribuidos en el área de estudio, y antes habían sido incluidos en el Miembro 3 de la Formación Altos de Pica. Sobreyace a la Ignimbrita Huasco concordantemente, y subyace a los Depósitos de Piedemonte, en discordancia erosiva. Su espesor varía de 50 a 300 m, e incluye areniscas, en parte eólicas, y gravas gruesas (Blanco et al., 2012). Se le asigna una edad Mioceno Inferior–Mioceno Medio en base a numerosas dataciones K-Ar y Ar-Ar en tobas, tufitas y clastos (Blanco et al., 2012).

3.2.6. Depósitos de Piedemonte (Mioceno Superior – Plioceno)

Corresponden a gravas y arenas pobremente consolidadas, con intercalaciones delgadas de cenizas volcánicas, expuestas ampliamente en la zona de estudio. Presentan contacto erosivo y localmente angular con la Formación El Diablo. Antes habían sido incluidos en el Miembro 5 de la Formación Altos de Pica. Se distinguen 3 unidades concordantes entre sí; gravas y arenas inferiores, depósitos eólicos intermedios y gravas superiores. Su espesor varía dependiendo de la ubicación, aproximadamente desde 50 (al oeste) a 250 m (al este). Blanco et al. (2012) le asignaron un rango de edad Mioceno Superior a Plioceno, a partir de abundantes dataciones radiométricas, incluyendo el método Ar/Ar.

3.2.7. Formación Soledad (Pleistoceno-Holoceno)

Bobenrieth (1979) define la Fm. Soledad situándola en el Cerro Soledad como localidad tipo. Dicho autor, indica que esta unidad sobreyace en discordancia de erosión a la Fm. Quillagua (al sur del área de estudio), y se encuentra parcialmente cubierta por depósitos salinos y detríticos del Pleistoceno- Holoceno. Jensen y Siglic (2009) restringen esta unidad a los depósitos que afloran en Lomas de Sal, el Co. Soledad, en Cono de Hilaricos y recubriendo gran parte del área del salar de Llamara. Además, estos autores redefinieron los dos miembros originales. El inferior tiene 60 m de espesor y está dominado por areniscas cementadas por halita con ondulitas de oscilación. El superior tiene 25 m de espesor y está compuesto por una alternancia rítmica de anhidrita y arenisca cementada por halita.

3.2.8. Depósitos sedimentarios no-consolidados del Pleistoceno-Holoceno.

El resto del relleno se conforma por depósitos salinos, aluviales (antiguos y activos) y eólicos, pertenecientes al rango Pleistoceno-Holoceno.

Los Depósitos salinos, con sulfatos subordinados, conformados por evaporitas, se ubican en pequeñas cuencas endorreicas en la parte occidental de la Depresión Central (Salares de Pintados, Bellavista, Sur Viejo y Llamara) (Bobenrieth, 1979; Sáez et al., 1999; enmend Blanco et. al., 2012). Los depósitos salinos cubren a las Gravas de Alto Hospicio y presentan una relación de engrane con los depósitos aluviales antiguos y aluviales activos.

Los Depósitos aluviales antiguos, corresponden a un conjunto de bolones, gravas, arenas y limos no consolidados, expuestas, principalmente en el sector occidental de la zona de estudio (Blanco et. al., 2012). Se encuentran incisos en los Depósitos de Piedemonte, disecados por los aluviales activos y cubiertos por los eólicos activos. Constituyen una sucesión de abanicos en cascada cuyas incisiones dan origen a al menos tres grandes niveles de terrazas, expuestas en las partes bajas de las principales quebradas que drenan la Precordillera. En la Quebrada Chacarilla, la terraza más alta presenta una exposición, con aproximadamente 25 m de sección.

Los Depósitos aluviales activos, se definen como una serie de depósitos no consolidados, distribuidos ampliamente en la zona de estudio, que son encausados por los drenajes de las principales quebradas que drenan el margen occidental de la Precordillera, y que se diversifican en una serie de canales al salir del confinamiento (Blanco et. al., 2012). Disecan a los Depósitos aluviales antiguos y cortan y/o se encuentran cubiertos por los Depósitos eólicos activos. Están conformados, mayoritariamente, por flujos de lodo guijarrosos, de color pardo rosáceo claro, formados por una mezcla muy cohesiva de limo-arcilla y guijarros de variado tamaño angulares o redondeados.

Los Depósitos eólicos, están constituidos por arenas medias, finas y gruesas, de origen eólico y carácter activo, distribuidos, en el borde oriental de la Pampa del Tamarugal (Blanco et. al., 2012). Dichos depósitos, se encuentran localmente cortados y/o cubiertos por los Depósitos aluviales activos. Su espesor es muy variables, desde unos pocos decímetros a 15 m. En general, forman cuerpos elongados de dirección OSO-ENE

asociados, aparentemente, a corredores de viento, y a zonas donde los depósitos se encuentran 'represados' por altos topográficos.

4. DETERMINACIÓN DEL ESPESOR Y DISTRIBUCIÓN DE LA COBERTURA OLIGO-NEÓGENA

4.1 MÉTODO Y PROCESAMIENTO

El método sísmico de reflexión, consiste en generar ondas mediante una fuente emisora y registrarlas en una serie de estaciones sensoras o receptoras (geófonos) distribuidas sobre el terreno. A partir del estudio de las distintas formas de onda y sus tiempos de trayecto, se obtienen imágenes del subsuelo que luego se relacionan con las distintas capas geológicas.

El método se basa en las reflexiones del frente de ondas sísmico sobre las distintas interfases del subsuelo. Estas interfaces (reflectores) responden, a contrastes de impedancia generadas por las capas geológicas. Las reflexiones son detectadas por los receptores (geófonos) que están alineados con la fuente emisora. Dado que las distancias entre la fuente y los geófonos son pequeñas respecto a la profundidad de penetración que se alcanza, el dispositivo experimental soporta que se esté operando en "corto ángulo"; asegurando así la obtención de reflexiones y, distinguiéndose de la sísmica de refracción o de "gran ángulo".

Con el fin de conseguir un mejor reconocimiento, se realiza un número de disparos mayor y se aumenta la cantidad de geófonos en comparación con los empleados en un perfil de refracción de longitud equivalente. El resultado es un grupo de trazas sísmicas procedentes de todos los tiros que se analizan, que se procesan y luego se reordenan en conjuntos de "puntos reflectores comunes" (CMP), los cuales contienen la información de todas las reflexiones halladas. Una vez que todas las trazas de un mismo CMP se han agrupado, se suman y se obtiene una traza CMP. El conjunto de todas las trazas CMP constituye la sección sísmica de reflexión (resultado final de este método). Dicha sección sísmica es una imagen del subsuelo en donde las reflexiones se ven en forma de lóbulos negros de mayor amplitud y definen las capas reflectoras que después se asociarán a las estructuras geológicas.

Para el presente trabajo se usaron dos grupos de perfiles sísmicos, uno levantado entre los años 1958 y 1962, y un segundo, levantado el año 1999. Sólo para el segundo grupo se cuenta con un informe técnico que detalla la metodología usada. El segundo grupo tiene mejor resolución de reflectores que el primero, sobretodo en la parte más superficial. En el año 1999, la empresa EVERGREEN RESOURCES realizó un levantamiento sísmico de reflexión en la Primera Región de Tarapacá para la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP) con el fin de explorar hidrocarburos (Roselló, 1999). Se generaron 13 perfiles sísmicos, concentrados principalmente en el área de la Pampa del Tamarugal. Para construir cada traza, los geófonos (SM-24) se dispusieron en serie y en paralelo, donde el sistema receptor es compuesto por 3 arreglos en serie y 4 en paralelo y cada arreglo se conforma por 12 geófonos (Fig 7; Roselló, 1999). El primer arreglo es centrado en la primera estaca obteniendo además sus coordenadas XY y su elevación, el segundo en la estaca correspondiente y así consecutivamente. Al tener este sistema de

receptores, en serie y en paralelo, se obtuvo una señal de mejor calidad con mejor resolución final en cada perfil sísmico. La separación entre cada estaca fue de 25 m y entre cada geófono de 4,16 m.

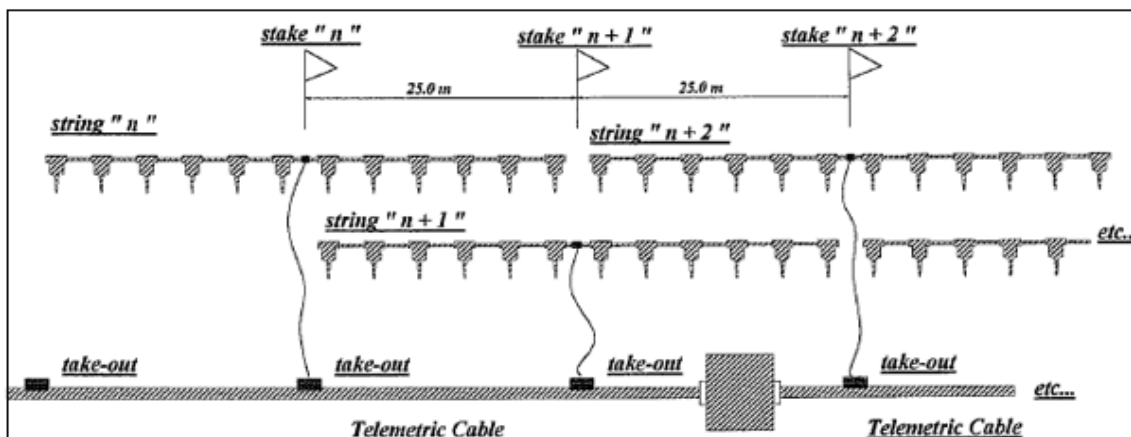


Figura 7 . Diagrama del sistema receptor. Se desprenden los arreglos por los cuales se obtiene la información de viaje de las ondas y la construcción de cada traza. Cada arreglo es centrado en la estaca (Tomado de Roselló, 1999).

La emisión de la onda se realizó mediante un Martillo percutor, el cual fue ejecutado 4 veces cada 50 metros donde en cada vibración se realizaron 4 barridos de 8 segundos cada uno. La información de los arreglos se recibió en una estación, concentrando la información en las trazas espaciadas cada 25 metros, para después generar la migración de ellas y construir el perfil sísmico. Se destacan problemas como la distorsión, pérdida y resistencia de la señal, teniendo un efecto de empobrecimiento de la señal afectando su calidad. Estos valores son $\pm 0,1 \%$, $\pm 5 \%$ y $\pm 2,5 \%$ respectivamente, además de $\pm 2.5\%$ para la sensibilidad de la señal (Roselló, 1999).

4.2 INTERPRETACIÓN SÍSMICA

La información de las trazas de cada perfil se encuentra en un archivo de formato SGY, del cual se generaron las imágenes para la interpretación. Los perfiles tienen diferente largo, variando de 28,83 a 33,2 km (Tabla 1). Se ocuparon 3 softwares en dicha generación (Move v.2011, OpenTect v.4.6.0 y Seismic Unix v.43R1), para el estudio de los distintos reflectores y comparar entre cada imagen. Se generaron las imágenes con distintos contrastes de colores, facilitando la determinación de las interfaces y estructuras, y permitiendo agrupar de mejor manera los reflectores.

El inicio de la información en los perfiles corresponde a una cota arbitraria conocida, lo que permite la visualización de la topografía en cada traza, donde comienza la recepción de la señal. A partir de los perfiles sísmicos de reflexión se construyeron perfiles geológicos por medio de la interpretación de los reflectores sísmicos, los cuales corresponden a horizontes estratigráficos, fallas y/o discordancias. En este trabajo se interpretaron 8 perfiles sísmicos (Fig. 3), centrándose principalmente en la definición, tanto de la base como del techo de la cobertura y separando las unidades intermedias.

Líneas	Líneas 99-						Líneas 1f00-	
Perfil	99-6	99-7	99-8	99-9	99-10	99-11	1f004	1f005
Largo [km]	30,7	31,5	33,2	33,0	33,0	28,83	105,150	53,39

Tabla 1. Largo de perfiles sísmicos. Se denominan líneas “99-” y “1f00-” a aquellas que fueron levantadas en el año 1999 y 1958-1962 respectivamente. El perfil 99-11 se cortó en los últimos 3 km, ya que dicha porción del perfil no presenta información de la cobertura.

4.2.1 Definición de horizontes en la cobertura

Un problema considerable en la interpretación de los perfiles radica en definir criterios extensibles para todas las líneas a tratar, por lo que la definición de ellos resulta clave tanto en la afinidad con los demás perfiles como en la correlación con las unidades geológicas presentes en el área de estudio. Es por ello que se agruparon los reflectores de las secciones en paquetes según sus características principales como amplitud, frecuencia, configuración y coherencia (Mitchum, 1977; Nester, 2008).

Los reflectores similares en características y posición estratigráfica fueron agrupados en horizontes permitiendo una correlación estratigráfica con las formaciones presentes en el área (Fig. 8). Para este fin se ocupó principalmente el trabajo realizado por Blanco et al. (2012), el pozo Soledad-1 descrito por Mordojovich (1965) y el cuadro comparativo realizado por Nester (2008).

Dada la diferencia en calidad entre las secciones 99- (levantadas el año 1999) y 1f00- (levantadas en los años 1958 a 1962), sólo se distinguieron en las primeras las horizontes (I, II, III y IV) dentro en la cobertura, los cuales están presentes en la mayoría de las secciones (Tabla 2, Figs. 8 y 9). En cambio, en las secciones 1f00-, solo se interpretó el contacto basamento-cobertura. En el presente trabajo no se diferenciaron horizontes dentro de las unidades del Mesozoico, aunque se interpretaron las estructuras extensibles hacia el basamento. En las figuras 8 y 9, se muestra la delimitación de horizontes en la sección 99-6 a partir de las características de los reflectores, según los criterios ya establecidos (amplitud, frecuencia, configuración y coherencia), posibilitando establecer horizontes continuos dentro de la sección. Además, es posible observar la diferencia de reflectores dentro de un horizonte definido y entre los otros horizontes definidos.

H	Descripción	Descripción
	99-6	99-7
IV	Difuso, con reflectores pequeños y presenta una geometría de pequeños cuadrados además de los lineamientos discontinuos.	Difuso, con fuerte presencia de artefactos y donde se observan reflectores pequeños discontinuos. Presenta lineamientos discontinuos tanto en la parte central como al este de la sección. Se observa una geometría de pequeños cuadrados.
III	Principalmente presenta reflectores continuos semi-difusos, excepto en el centro de la sección (ceranos a la estructura principal) y al final (donde se forma una discordancia angular con el mesozoico); donde se observan reflectores fuertes de gran espesor. Se observan artefactos.	Presenta reflectores difusos y discontinuos al oeste de la estructura ppal. Al este se observan reflectores continuos sobre toda la sub-cuenca, más gruesos al este de ella. Se observan artefactos.
II	Principalmente reflectores nítidos continuos al oeste de la estructura central. Al este de ella presenta reflectores discontinuos tanto difusos como nítidos.	Se observan reflectores continuos, de baja amplitud y semi-difusos. Desaparece sobre las estructuras centrales.
I	Principalmente reflectores nítidos continuos al oeste de la estructura central. Entre las estructuras centrales presenta reflectores gruesos. Al este de estas presenta reflectores discontinuos tanto difusos como nítidos. Al este, al final de la sección se observan en onlap acuñándose sobre los estratos al este.	Principalmente reflectores nítidos continuos al oeste de la estructura central. Al este de ella presenta reflectores continuos principalmente difusos. Al oeste donde termina el estrato finaliza en un difuso onlap, con una discordancia angular sobre los estratos más al este.
	99-8	99-9
IV	Muy Difuso, con geometría de pequeños cuadrados difusos y no se observan lineamientos. Se observan artefactos.	Muy Difuso, con geometría de pequeños cuadrados difusos y no se observan lineamientos. Se observan artefactos.
III	Difuso, con geometría de pequeños cuadrados nítidos y presencia de lineamientos menores. Se observan artefactos	Difuso, con geometría de pequeños cuadrados nítidos y presencia de lineamientos menores. Se observan artefactos
II	Principalmente reflectores nítidos continuos al este de la estructura central. Al oeste de ella presenta reflectores discontinuos tanto difusos como nítidos.	Reflectores continuos nítidos al oeste y difusos al este. Se acuña al este sobre el estrato inferior y al alejarse de la estructura central va disminuyendo en espesor hasta desaparecer.
I	Reflectores nítidos gruesos que disminuyen sus grosores a medida que se avanza hacia el este del pliegue sinclinal que presenta.	Reflectores nítidos continuos que aumentan de grosor de este a oeste. Se acuñan en onlap al oeste del cuerpo intrusivo al este de la sección.

	99-10	99-11
IV	Difuso, con geometría de pequeños cuadrados nítidos y presencia de lineamientos menores. Se observan artefactos	Difuso, con reflectores pequeños (50m max) y presenta una de geometría de pequeños cuadrados además de los lineamientos discontinuos.
III	Reflectores nítidos principalmente continuos con variaciones de espesor a lo largo del estrato. Al oeste se observa una menor continuidad. En el centro se observa una secuencia con reflectores gruesos, disminuyendo gradualmente al este.	Nítido con reflectores continuos y semi continuos. Se vuelven difusos en el 2/5 de la sección al final de ella al este. Al centro del estrato presenta su mayor nitidez y continuidad.
II	Principalmente reflectores nítidos continuos al este de la estructura central. Al oeste de ella presenta reflectores discontinuos tanto difusos como nítidos.	Principalmente difuso, con reflectores continuos. Al este presentar onlap al acuñarse sobre el estrato inferior y al oeste desaparece según la estructura presente que genera un pliegue anticlinal.
I	Reflectores nítidos continuos que crecen a medida que se aproximan a la primera estructura presente desde el oeste al centro de la sección. Al este antes de la última estructura, se observan los reflectores en onlap acuñándose.	Reflectores nítidos gruesos que disminuyen su grosor a medida que se avanza hacia el este del pliegue sinclinal que presenta la sección.

Tabla 2. Descripción de reflectores en perfiles sísmicos de reflexión. Se describen los reflectores según sus características y se agrupan en horizontes a partir de estas. H= Horizonte

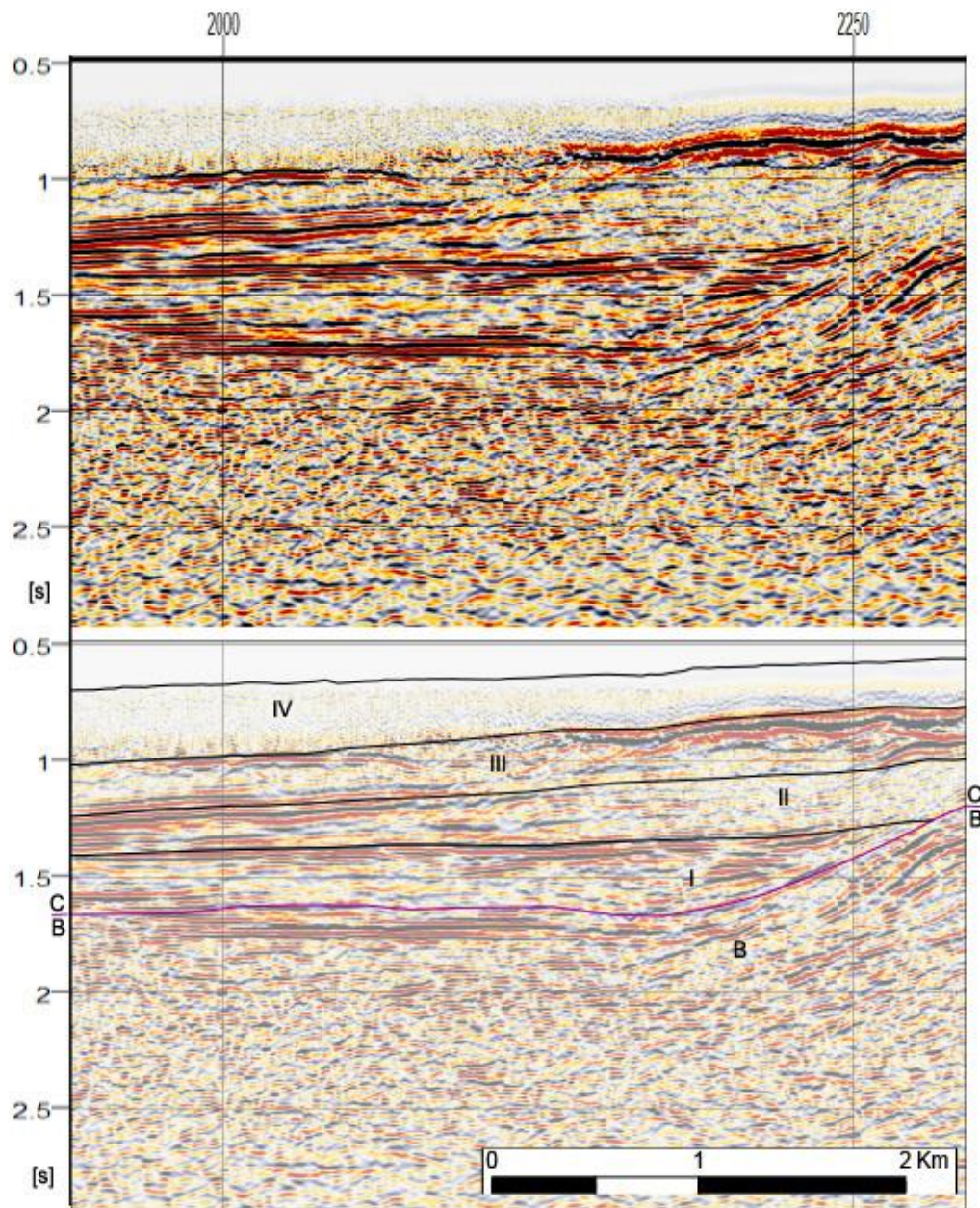


Figura 8. Agrupación de reflectores en horizontes de la cobertura en la porción este de la Sección 99-6. En los horizontes I, II, III existen variaciones laterales de reflectores, por lo que su definición se realizó según los criterios indicados en la Tabla 2 y según su correlación con la estratigrafía. B = Basamento.

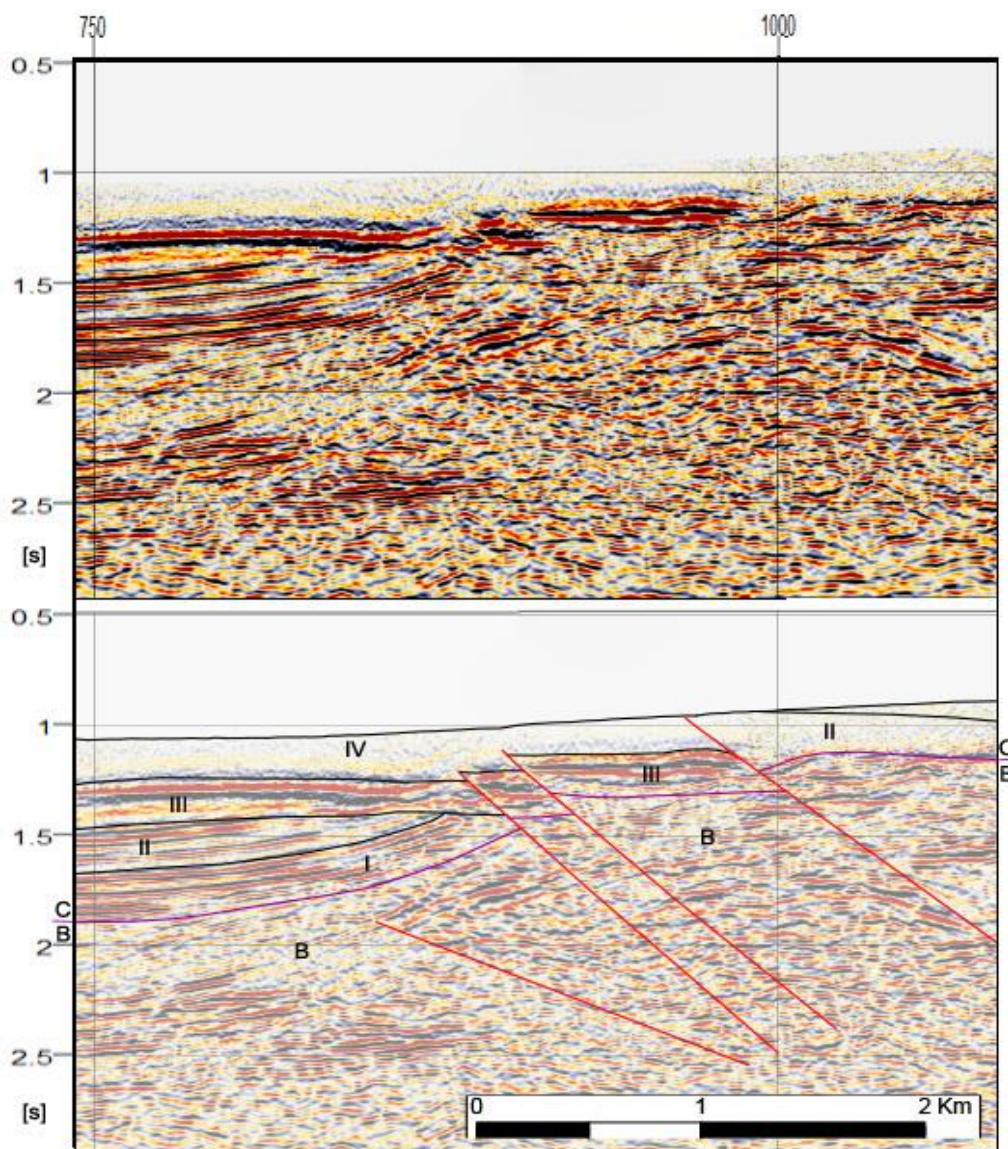


Figura 9. Agrupación de reflectores en horizontes en parte central de la Sección 99-6. Se distinguen los 4 horizontes de la cobertura. La interfaz entre el horizonte III y IV es aparente debido a la zona de silencio (se explica en la definición del Horizonte IV) de los primeros metros, lo que es posible observar en la porción este de la figura donde aflora el horizonte II mostrando dichas características de silencio. Línea morada indica la interfaz basamento-cobertura.

El Horizonte I presenta principalmente reflectores nítidos continuos, y reflectores difusos que varían de amplitud según la posición del perfil en que se encuentran (Tabla 2; Fig. 8). En la porción oeste de los perfiles 99-6, 99-7 y 99-10 es posible observar el crecimiento en la amplitud de los reflectores de la cobertura, de oeste a este, el que se interrumpe en el sector del cerro Challacollo, donde se interpreta una serie de fallas inversas de vergencia oeste, siendo la falla más oriental definida por Blanco et al., (2012) como la Falla Challacollo (Fig. 9).

El Horizonte II presenta principalmente reflectores continuos de amplitud de onda media, con variaciones laterales en cada sección (Tabla 2; Fig. 8). Además, se observan

variaciones de espesor de los reflectores a lo largo de las secciones, se presentan acuñándose hacia el este (Fig. 10).

En el Horizonte III se observan diferentes características dependiendo de la sección. En un primer caso se agruparon reflectores de gran amplitud, muy nítidos y continuos a semi continuos, en general, sub-horizontales. Estos reflectores se presentan de manera localizada en las secciones con variaciones laterales y de espesor lo largo del estrato. En un segundo caso se observa un horizonte de características similares al primero, con reflectores muy difusos, con presencia de lineamientos menores y artefactos. Dentro de una misma sección pueden presentar ambas descripciones características.

El Horizonte IV fue definido a partir de la ausencia de reflectores sísmicos. Es prácticamente difuso a lo largo de todas las secciones, presentando una geometría de pequeños cuadrados y lineamientos menores. Generalmente se observan artefactos sísmicos positivos. Este horizonte no se debe a un estrato geológico, si no, a un problema en la obtención de la señal por parte de los geófonos, por lo que podría estar enmascarando al estrato de la parte superior de la cobertura Oligo-Neógena. Aun así, se observa una diferenciación con el Horizonte III a partir de la información desprendida del pozo Soledad-1, interpolando según las características generales al resto de las secciones. En las secciones que presentan altos de basamentos, dicha “zona de silencio” incorpora parte de los Horizontes I, II, III, por lo cual, se ocupa los perfiles sísmicos junto con la geología en superficie, para definir las interfaces de los horizontes.

En relación a las unidades estratigráficas con las que se pueden asociar estos horizontes se puede señalar: Las Ignimbritas Tambillo y Huasco como se señaló en el capítulo anterior, sobreyacen concordantemente al miembro 2 de la Fm. Altos de Pica, pero debido a la imposibilidad de diferenciarlas en un horizonte en los perfiles sísmicos, se asignan al Horizonte 2, como parte del techo del miembro 2 de la Fm. Altos de Pica. La Fm. El Diablo, sobreyace en paraconcordancia y discordancia angular local a estas unidades, y la base del miembro 1 de la Fm. Altos de Pica, se deposita en discordancia angular sobre las unidades del basamento pre Oligoceno (Figs. 10 y 11).

De esta manera la relación entre los horizontes sísmicos y las unidades estratigráficas se establece del siguiente modo:

Horizonte IV:	Depósitos de Piedemonte.
Horizonte III:	Formación El Diablo.
Horizonte II:	Miembro 2 (Imagua) Formación Altos de Pica.
Horizonte I:	Miembro 1 (Sagasca) Formación Altos de Pica.

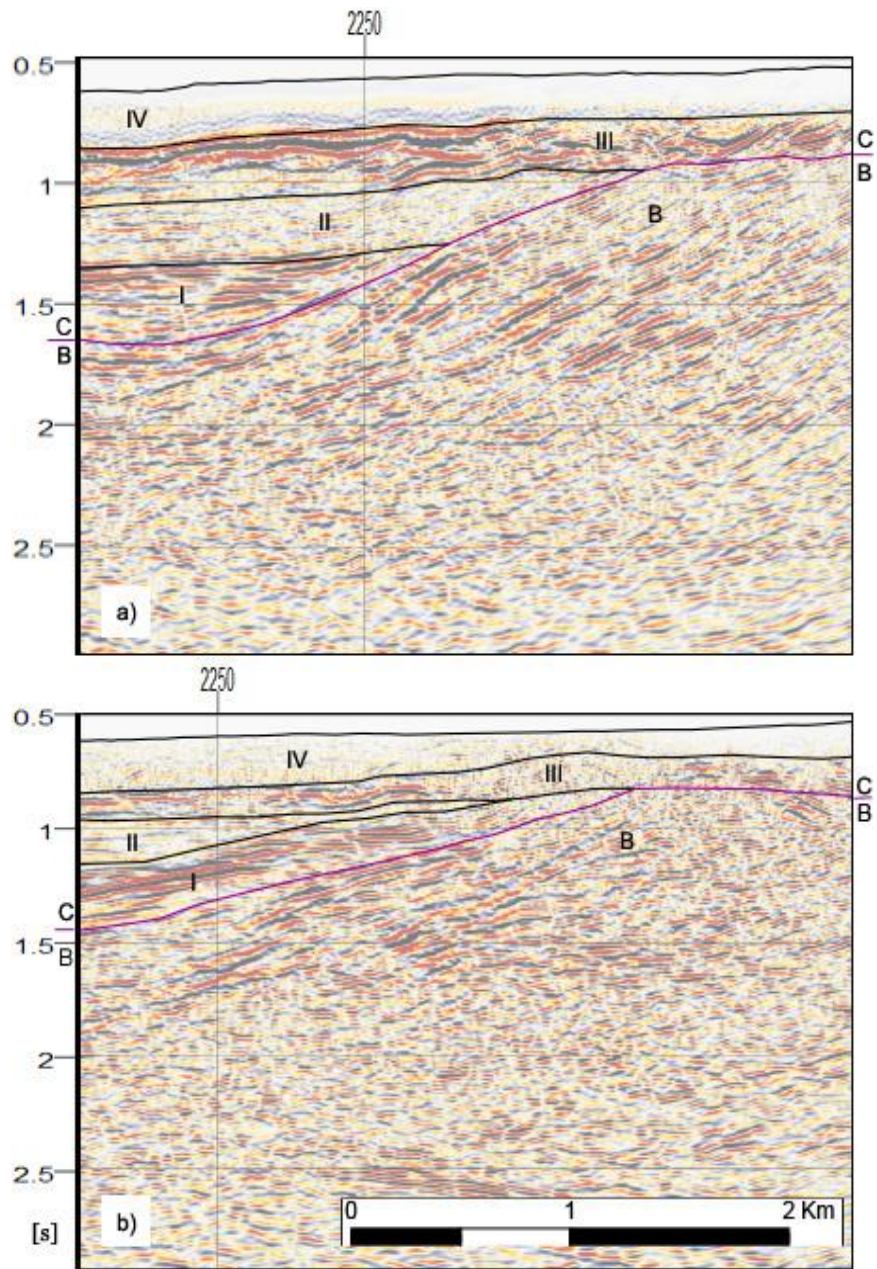


Figura 10. Homoclinal en unidades mesozoicas. a) Perfil sísmico 99-6, b) Perfil sísmico 99-7. Las unidades del basamento presentan una geometría homoclinal cayendo hacia el oeste, con una inclinación mayor en la sección 99-6, donde la cuenca tiene una mayor profundidad. Dicha geometría es extensible por todas las líneas (Nester, 2008; Jordan et al., 2010). La línea morada indica la interfaz basamento-cobertura.

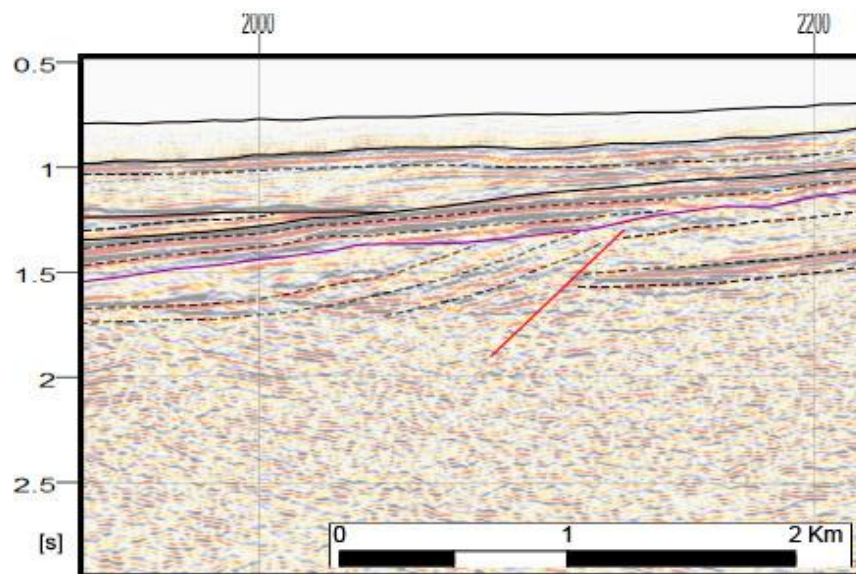


Figura 11. Discordancias angulares en el perfil 99-11. Se exhiben las discordancias angulares entre la base del miembro 1 de la Fm. Altos de Pica y las unidades mesozoicas. Luego, la discordancia angular entre la Fm. El Diablo y el techo del miembro 2 de la Fm. Altos de Pica. Se exhibe, además, una falla inversa vergente al este que afecta al basamento, la cual fue descrita como un posible contacto entre unidades Cretácicas y Jurásicas (Digert et al. 2003).

4.2.2 Interpretación de secciones

En general, las secciones presentan geometrías extensibles en la mayoría de los perfiles sísmicos, por lo que es relevante caracterizarlas en segmentos ampliados una vez interpretados, exhibiendo la disposición de las unidades.

En la porción oriental de las secciones 99-6, 99-7, 99-9 y 99-10 se observa una interrupción de los reflectores sísmicos, que se interpreta como un solapamiento depositacional (geometría en onlap) sobre el Basamento (B) (fig. 10). Además, se presentan 2 discordancias angulares: una entre los horizontes III y II (Fm. El Diablo – Fm. Altos de Pica, Miembro 2) y otra entre el Horizonte I y el Basamento (B) (Fig.11).

A continuación se presentan los perfiles sísmicos, junto con la interpretación y la posterior conversión a profundidad. Para cada perfil, se presentan 3 figuras: la primera con el perfil sísmico (sin interpretar), la segunda con el perfil sísmico interpretado (con horizontes y estructuras) y la tercera con la conversión de tiempo a profundidad que se explica más adelante.

- Sección 99-6.

En esta sección, la cobertura oligo-neógena es discontinua y se distribuye en dos sub-cuencas, separadas por el alto de basamento, que se correlaciona, fuera de la sección, con el cordón del Cerrito Chipana. Al oeste de la sección, se interpreta un alto relativo de basamento, generado por fallas inversas de vergencia oeste, las que no cortan la cobertura. En el centro, se observa el alto de basamento, del Cerrito Chipana, donde afloran el

Miembro 2 de la Fm. Altos de Pica y la Formación El Diablo. Se observa una serie de fallas inversas de vergencia oeste, y una falla de vergencia opuesta (*backthrust*) a partir de la estructura central. Inmediatamente al oeste de dichas fallas, se ve un fuerte cambio del manto hacia el oeste de los Miembros 1 y 2 de la Fm. Altos de Pica. En la sub-cuenca de la porción este de la sección, se preserva el Miembro 1 de la Fm. Altos de Pica, y es donde la cobertura presenta su mayor espesor (1.310 m) en toda la zona de estudio. Hacia el este, las unidades de la cobertura se acuñan sobre el basamento (Fig. 12).

- **Sección 99-7.**

En esta sección, al igual que la sección 99-6, la cobertura es discontinua y se presenta en 2 sub-cuencas, separadas por un alto de basamento que se correlaciona, fuera de la sección, con el Co. Challacollo. Al oeste de la sección, se interpreta una falla inversa de vergencia oeste la cual no corta a las unidades pre - oligocenas. En el centro, se observa una falla de vergencia oeste, levantando a las unidades del basamento y poniéndolas en contacto con las de la cobertura. Dicha estructura presenta una falla de vergencia opuesta (*backthrust*), al igual que en la sección 99-6. Inmediatamente al este, se interpreta una falla inversa de vergencia oeste, de menor profundidad que la anterior. En la sub-cuenca de la porción este de la sección los Miembros 1 y 2 de la Fm. Altos de Pica presentan un menor espesor que en la sección anterior, pero con una mayor extensión donde se preserva la secuencia completa. Hacia el este, las unidades de la cobertura se acuñan sobre el basamento (Fig. 13).

- **Sección 99-8.**

Se observa una clara disminución del espesor con respecto a las secciones anteriores, donde además existen altos de basamento aflorando en superficie correspondientes a un intrusivo Paleoceno - Eoceno (Monzogranito) al centro y otro correspondiente a la Fm. Cerro Empexa al este. Al oeste de la sección, se interpretan una serie de fallas inversas de vergencia oeste. Las 2 estructuras más al oeste, no afectan a la cobertura, en cambio la más cercana a la intersección con el perfil sísmico 1f004 afecta al Miembro 1 de la Fm. Altos de Pica y la Fm. El Diablo. Al este, se observa un alto de basamento con una falla inversa de vergencia este en su base, para luego dar paso una pequeña sub-cuenca donde se interpretan 2 fallas normales de vergencia opuesta en las unidades pre-Oligocenas. En esta sección no se observa el Miembro 2 de la Fm. Altos de Pica (Fig. 14).

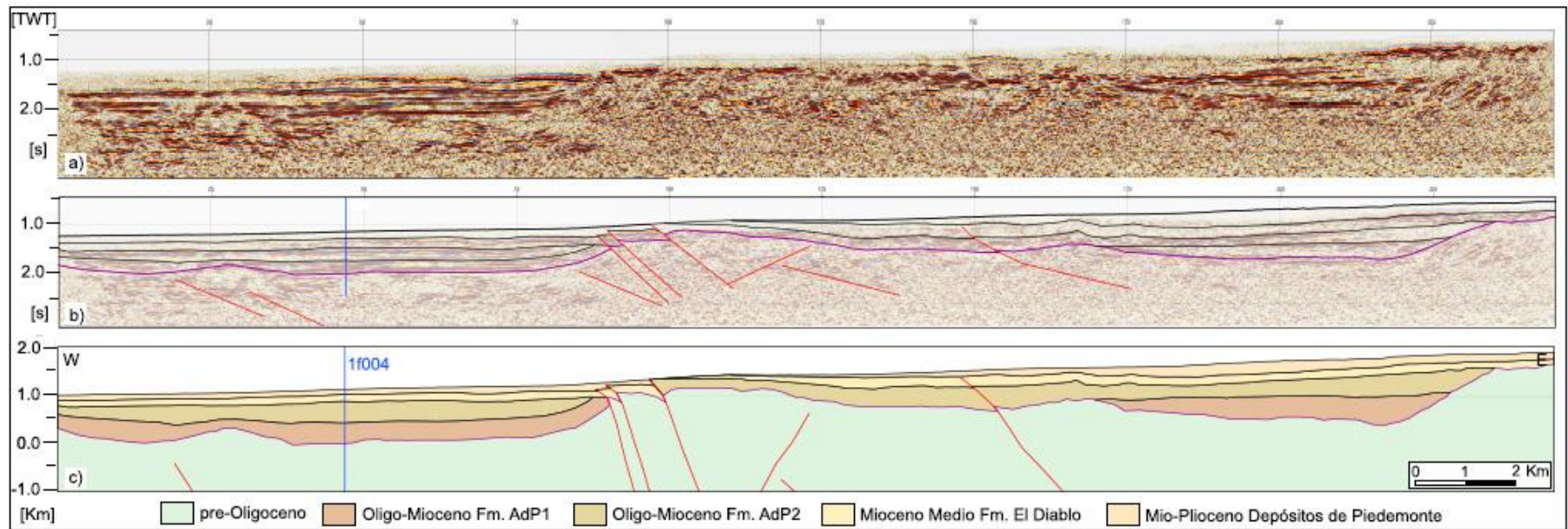


Figura 12. Perfil 99-6. a) Perfil sísmico de reflexión, b) Perfil sísmico-geológico interpretado, c) Perfil sísmico-geológico convertido. Los perfiles a) y b) tienen el eje vertical en tiempo (TWT, doble tiempo de viaje), en cambio, el perfil c) presenta la conversión del eje vertical, de tiempo a profundidad (escala 1:1, ver subcapítulo siguiente). En esta sección, la cobertura oligo-neógena es discontinua y se distribuye en dos sub-cuencas, separadas por un alto de basamento.

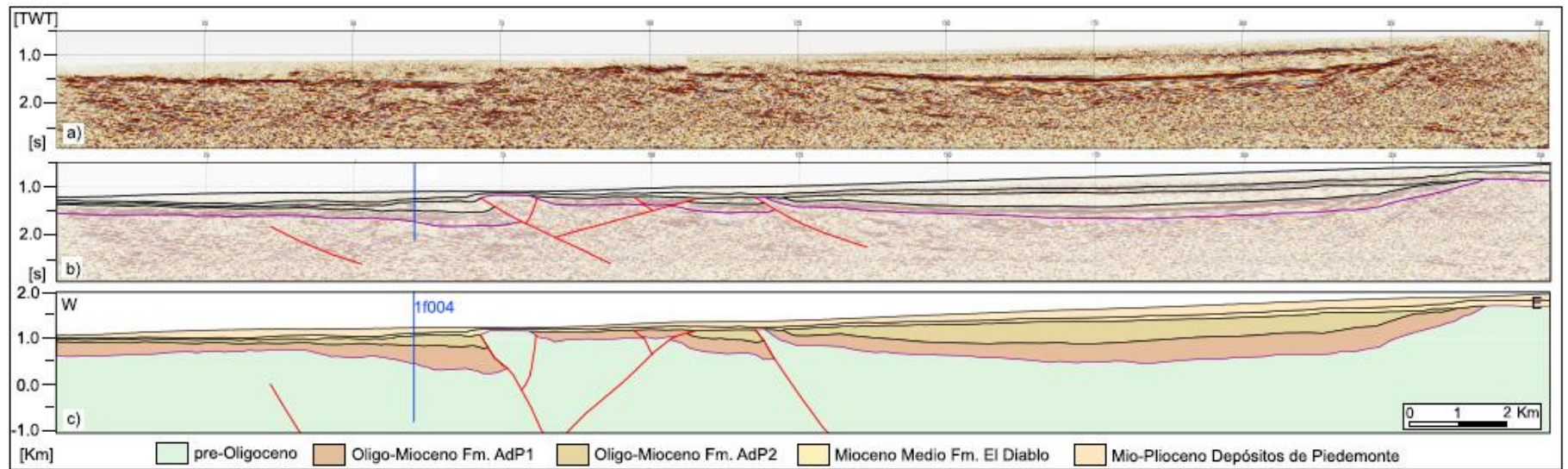


Figura 13. Perfil 99-7. a) Perfil sísmico de reflexión, b) Perfil sísmico-geológico interpretado, c) Perfil sísmico-geológico convertido. Los perfiles a) y b) tienen el eje vertical en tiempo (TWT, doble tiempo de viaje), en cambio, el perfil c) presenta la conversión del eje vertical, de tiempo a profundidad (escala 1:1, ver subcapítulo siguiente). En esta sección, al igual que la sección 99-6, la cobertura es discontinua y se presenta en 2 sub cuencas, separadas por un alto de basamento que se correlaciona, fuera de la sección, con el Co. Challacollo.

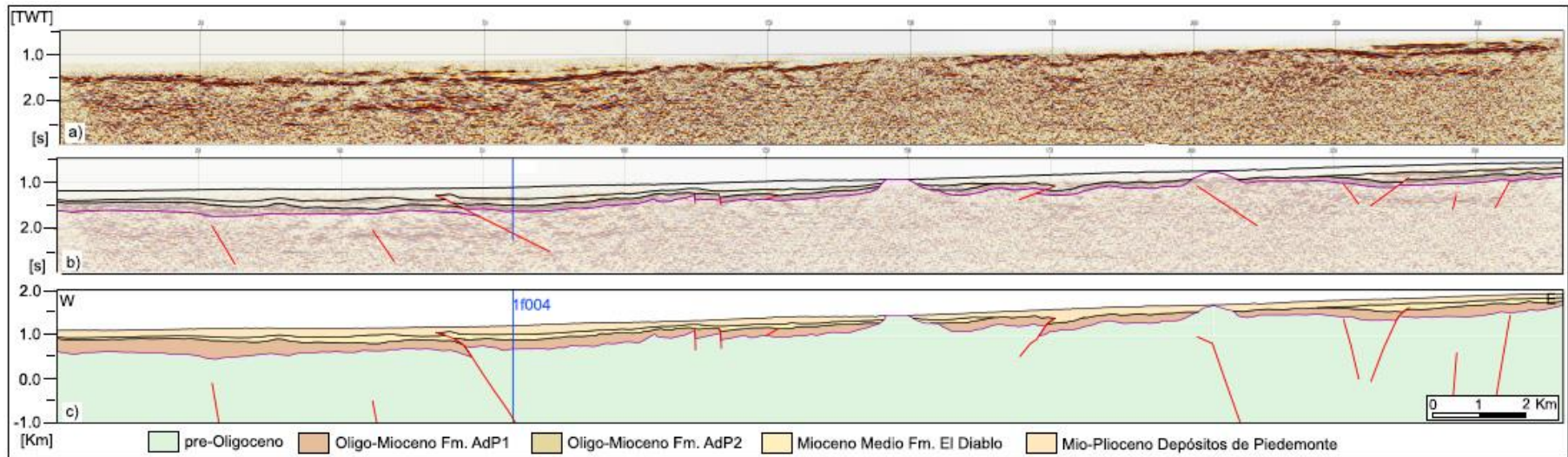


Figura 14. Perfil 99-8. a) perfil sísmico de reflexión, b) perfil sísmico-geológico interpretado, c) perfil sísmico-geológico convertido. Los perfiles a) y b) tienen el eje vertical en tiempo (TWT, doble tiempo de viaje), en cambio, el perfil c) presenta la conversión del eje vertical, de tiempo a profundidad (escala 1:1, ver subcapítulo siguiente). En esta sección se observa una clara disminución en el espesor, con respecto a los perfiles más al norte. Además, la secuencia es interrumpida por un intrusivo Paleoceno–Eoceno y más al este por un alto de basamento.

- **Sección 99-9.**

En esta sección se ubicó el pozo Soledad-1, con el cual se controló el espesor de las unidades de la cobertura. Al este del pozo se observa una falla inversa de vergencia oeste que corta únicamente a unidades del basamento. Al centro, inmediatamente al oeste de la intersección con la sección sísmica 1f004, se observan 2 fallas de vergencia opuesta, las que afectan a los Miembros 1 y 2 de la Fm. Altos de Pica. En la parte central, se observa un pliegue anticlinal suave, de gran longitud de onda, en las unidades pre-Oligocenas. Más al este, se presenta una falla inversa de vergencia oeste, junto con una falla de vergencia opuesta (*backthrust*), que levanta levemente el basamento y afecta al Miembro 1 de la Fm. Altos de Pica. En la porción oriental de la sección, el Miembro 1 de la Fm. Altos de Pica y la Formación el Diablo se disponen en solapamiento depositacional (geometría en *onlap*) sobre el basamento, donde se interpreta una falla inversa de vergencia oeste, generando un alto de basamento permitiendo que afloren en dicho sector (Fig. 15).

- **Sección 99-10.**

En esta sección, la cobertura presenta un mayor espesor que la sección 99-9, y sólo se preserva al miembro 2 de la Fm. Altos de Pica en la porción central de esta. Al oeste de la sección, se observa un leve alto de basamento como consecuencia de una falla inversa de vergencia oeste, con una falla normal de igual vergencia más al este, la cual no afecta a las unidades del basamento. Al centro, inmediatamente al este de la intersección con el perfil sísmico 1f004, se observan 2 fallas inversas de vergencia oeste, las que afectarían a ambos miembros de la Fm. Altos de Pica. Dicha estructura es correlacionable hacia el sur, en la sección 99-11. En esta sección (99-10), la extensión del miembro 2 de la Fm. Altos de Pica es determinada por altos de basamento tanto al oeste como al este de la sección. Inmediatamente al este de la intersección con el perfil sísmico 1f005, se presenta un alto de basamento donde se disponen acuñándose ambos miembros de la Fm. Altos de Pica (Fig. 16).

- **Sección 99-11.**

El perfil 99-11 se cortó en los últimos 3 km, ya que dicha porción del perfil no presenta información de la cobertura. En esta sección, la cobertura se dispone prácticamente continua, donde el espesor del miembro 2 de la Fm. Altos de Pica es mayor que en la sección 99-10, y la cuenca presenta un máximo local de 1.100 m de espesor. En el oeste de la sección, se observa un alto de basamento como consecuencia con una falla inversa de vergencia este de bajo ángulo. El Miembro 2 la Fm. El Diablo se preserva al este a partir de dicho alto. En el centro, se observa una falla inversa de vergencia este la que corta al Miembro 1 y parte del Miembro 2 de la Fm Altos de Pica. Dicha estructura es correlacionable hacia la sección 99-10. Al centro, se presentan 2 fallas inversas de vergencia opuesta, las que cortan el miembro inferior de la Fm. Altos de Pica. Al este se presenta una falla inversa de vergencia este la cual sobrepones unidades Jurásicas sobre Cretácicas (Digert et al., 2003). Al este, ambos miembros de la Fm. Altos de Pica se acuñan sobre las unidades del Basamento (Geometría en *onlap*) (Fig. 17).

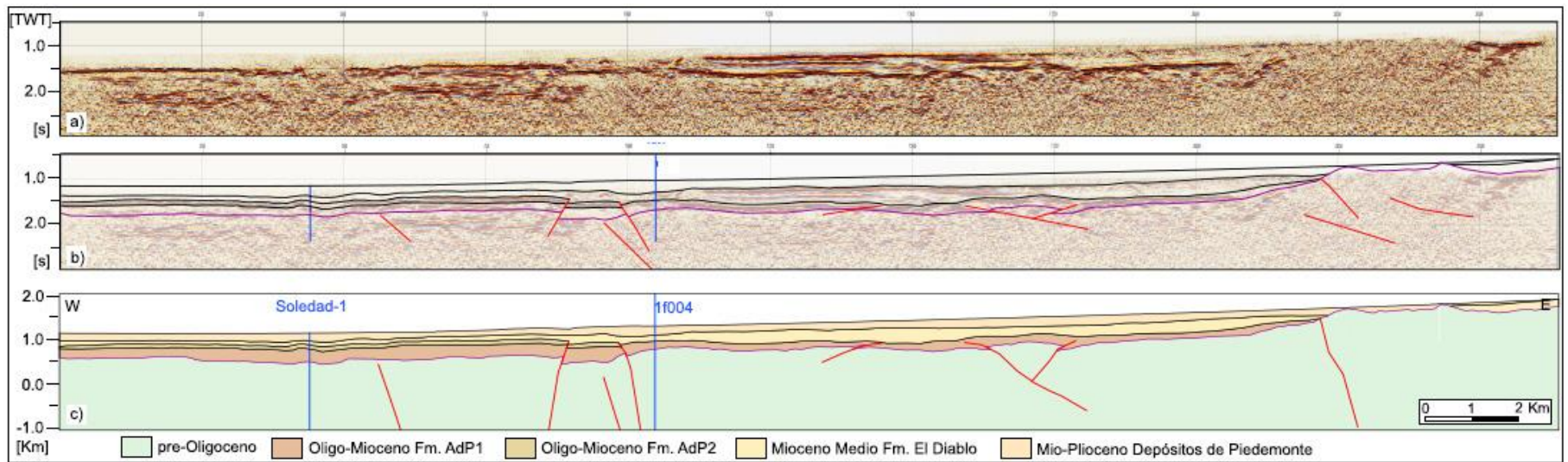


Figura 15. Perfil 99-9. a) perfil sísmico de reflexión, b) perfil sísmico-geológico interpretado, c) perfil sísmico-geológico convertido. Los perfiles a) y b) tienen el eje vertical en tiempo (TWT, doble tiempo de viaje), en cambio, el perfil c) presenta la conversión del eje vertical, de tiempo a profundidad (escala 1:1, ver subcapítulo siguiente). En esta sección, la cobertura se distribuye de manera relativamente completa y continua, hasta la porción más al este, donde aflora la Fm. Cerro Empexa. Además se ubica el pozo Soledad-1 para controlar el espesor de la secuencia.

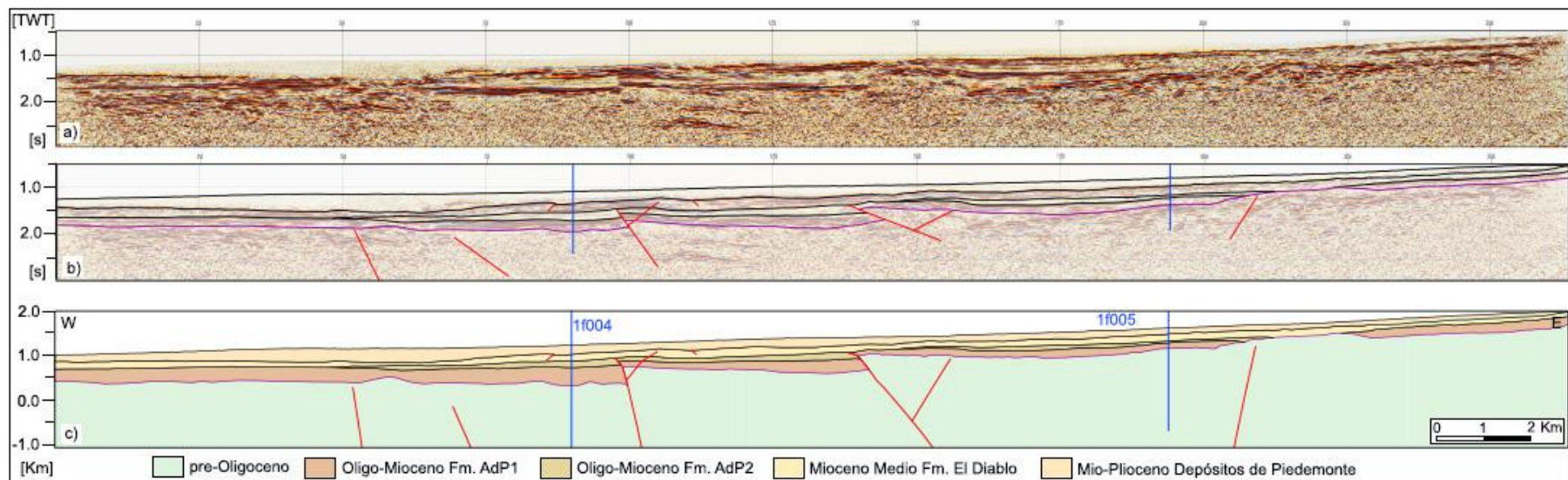


Figura 16. Perfil 99-10. a) perfil sísmico de reflexión, b) perfil sísmico-geológico interpretado, c) perfil sísmico-geológico convertido. Los perfiles a) y b) tienen el eje vertical en tiempo (TWT, doble tiempo de viaje), en cambio, el perfil c) presenta la conversión del eje vertical, de tiempo a profundidad (escala 1:1, ver subcapítulo siguiente). En esta sección, la cobertura presenta un mayor espesor que la sección 99-8, y sólo se preserva al Miembro 2 de la Fm. Altos de Pica en la porción central de esta.

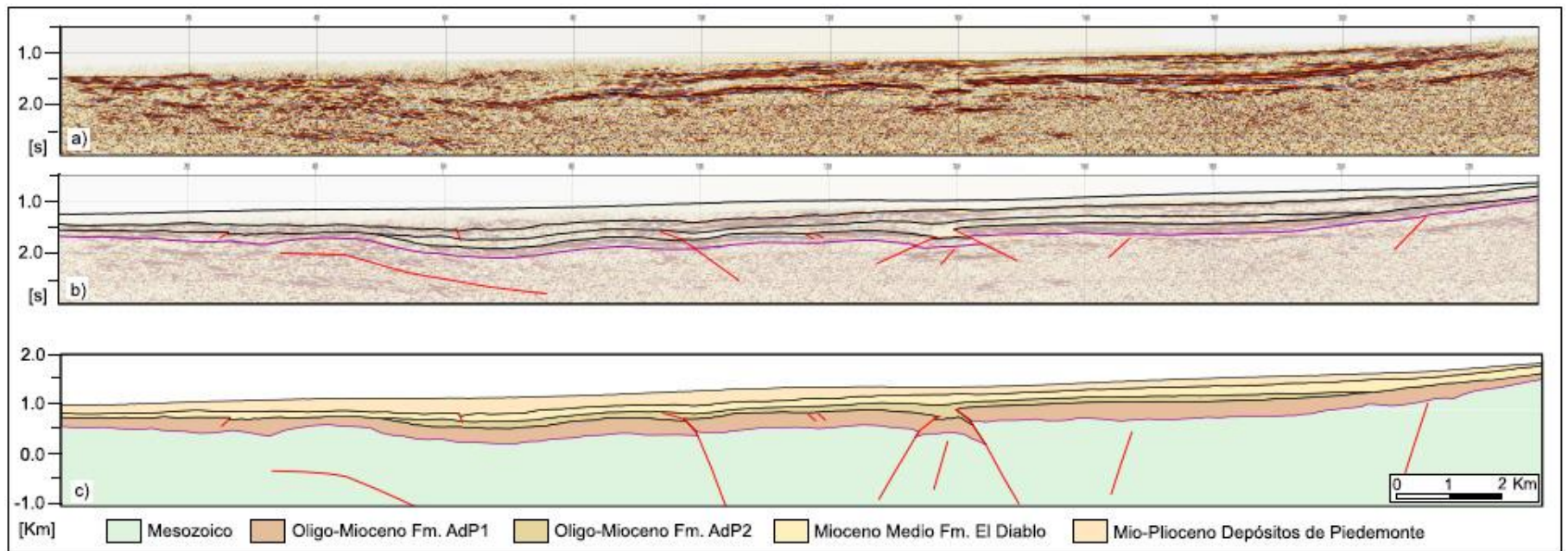


Figura 17. Perfil 99-11. a) perfil sísmico de reflexión, b) perfil sísmico-geológico interpretado, c) perfil sísmico-geológico convertido. Los perfiles a) y b) tienen el eje vertical en tiempo (TWT, doble tiempo de viaje), en cambio, el perfil c) presenta la conversión del eje vertical, de tiempo a profundidad (escala 1:1, ver subcapítulo siguiente). En esta sección, la cobertura se dispone prácticamente continua, donde la distribución del Miembro 2 de la Fm. Altos de Pica es mayor que en la sección 99-10, y presenta un máximo local de 1.100 m.

- **Sección 1f004.**

Dicha sección se dispone N-S por una extensión de 100 km aproximadamente, ocupando en este trabajo los 50 km más meridionales. De norte a sur, entre las líneas 99-6 y 99-7, los reflectores de la porción inferior de la cobertura se acuñan sobre las unidades del Basamento, los cuales son correlacionables estratigráficamente con ambos miembros de la Fm. Altos de Pica. En este sector, al norte de la línea 99-7 se observa un alto de basamento coincidente con el Cerro Challacollo, el cual se explica a partir de una falla inversa de vergencia sur (Nester, 2008). Al sur de dicho *inselberg*, entre la línea 99-7 y 99-8, se observa una secuencia de menor espesor que más al norte, donde no se encuentran todos los miembros de la secuencia y se preservaría sólo el Miembro Sagasca de la Fm. Altos de Pica. Al sur, entre las líneas 99-8 y 99-9, existe otro *inselberg*, donde se observan deformadas las unidades de la cobertura, junto a un menor espesor de relleno donde además en el basamento se observan reflectores muy discontinuos y de baja amplitud, correlacionándolos estratigráficamente con los Intrusivos Paleoceno-Eoceno. En dicho sector, se observan dos fallas inversas de vergencia opuesta, las cuales deformarían ambos miembros de la Fm. Altos de Pica. Al sur de la línea 99-9 el espesor del relleno aumenta al acercarse a la línea 99-10, preservándose la secuencia completa con ambos miembros de la Fm. Altos de Pica (Fig. 18).

- **Sección 1f005.**

De oeste a este, la cobertura aumenta su espesor, encontrándose la secuencia completa en el centro de la sección. Se observan 3 fallas principales, vergentes al este. La primera de ellas, de oeste a este, afecta a ambos Miembros de la Fm. Altos de Pica, en cambio la segunda sólo afectaría al Miembro 1. La tercera estructura se presenta como una falla de alto ángulo y también deformaría sólo los miembros inferiores de la cobertura. Además las capas del Basamento se observan con un fuerte manteo hacia el este, en clara discordancia angular bajo la Fm. Altos de Pica, lo cual se debería a una reactivación de la tercera falla mencionada. Hacia el este, se disponen en solapamiento depositacional sobre el Basamento, los Miembros de la Fm. Altos de Pica y al este de la intersección con la sección 99-10 las unidades superiores (e.g., Fm. El Diablo) presentan un aumento del manteo hacia el oeste.

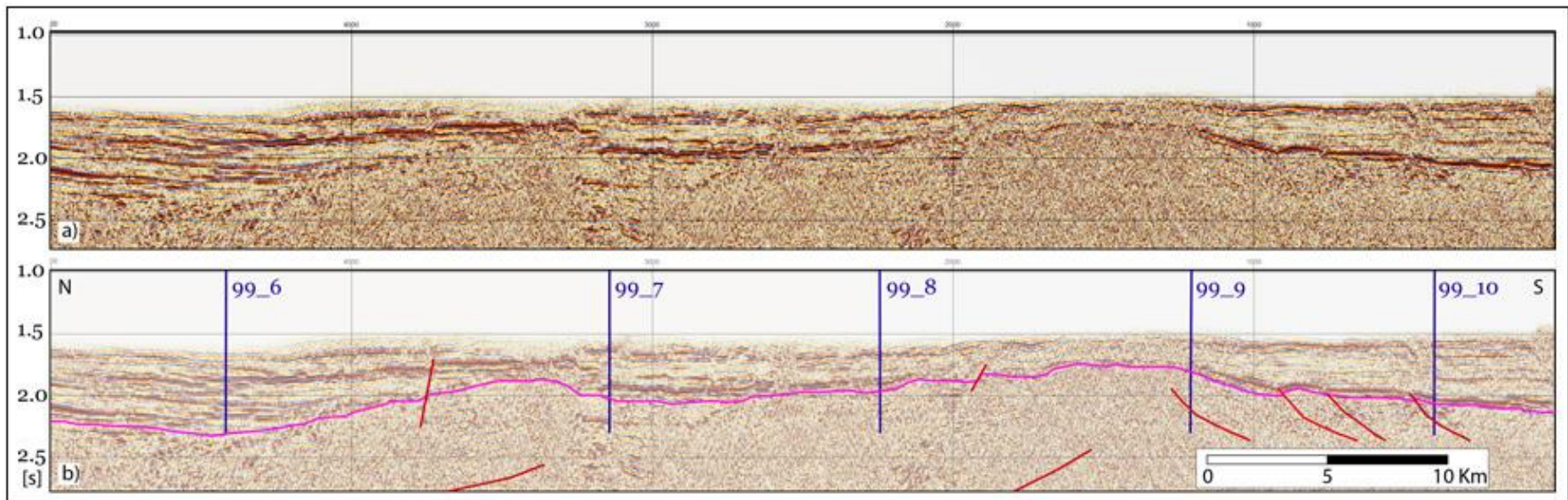


Figura 18. Perfil 1f004. a) perfil sísmico de reflexión, b) perfil sísmico-geológico interpretado. Los perfiles a) y b) tienen el eje vertical en tiempo (TWT, doble tiempo de viaje). Sólo se interpreta la interfaz basamento cobertura (línea morada), las estructuras (líneas rojas) y se indican las intersecciones con las secciones 99-6 a 99-10.

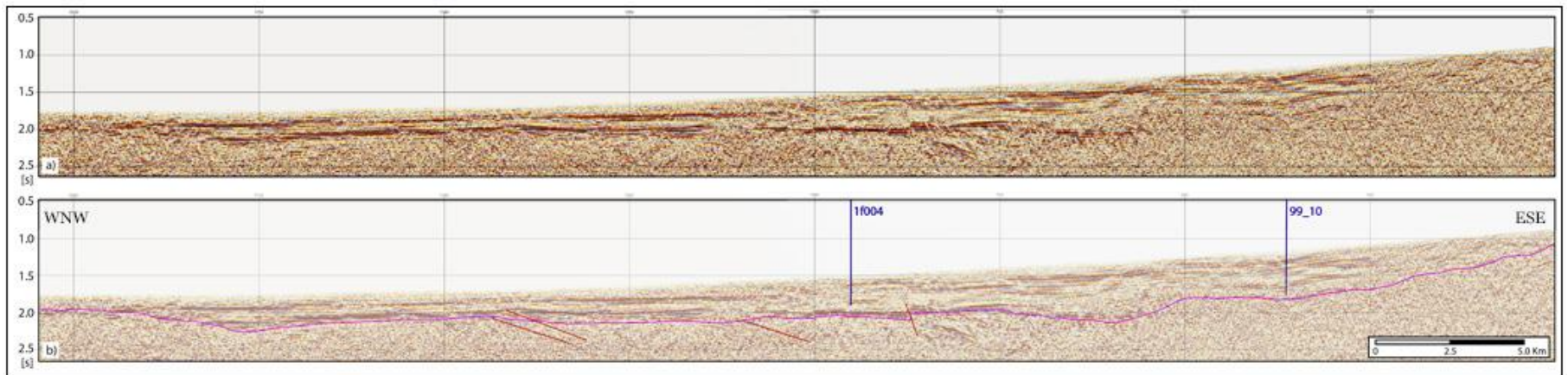


Figura 19. Perfil 1f005. a) perfil sísmico de reflexión, b) perfil sísmico-geológico interpretado. Los perfiles a) y b) tienen el eje vertical en tiempo (TWT, doble tiempo de viaje). Sólo se interpreta la interfaz basamento cobertura (línea morada), las estructuras (líneas rojas) y se indican las intersecciones con las secciones 1f004 y 99-10.

4.3 MEDICIONES DE VELOCIDAD DE ONDA

Durante la revisión de terreno se recolectaron 13 muestras de rocas (del Basamento) y de depósitos semi-consolidados (de la Cobertura), para medición de velocidad de onda. Luego de seleccionar las muestras más representativas, fueron enviadas a análisis, realizándoles ensayos en compresión y cizalle, para la obtención de las velocidades de onda p y s.

4.3.1 Mediciones en el Basamento

Se seleccionaron 2 muestras representativas de las unidades del basamento, una en andesitas de la Formación Cerro Empexa (Cretácico Superior) y otra en una brecha volcánica del Complejo volcánico de Cerro Challacollo (Cretácico Superior bajo). Dichas muestras (YS-1 y YS-4) se ubican en el borde sur del cerro Challacollo y en la quebrada Guatacondo, respectivamente (Fig. 20). En la primera muestra (YS-1) se obtienen 6006,98 y 2544,45 m/s para compresión y cizalle, respectivamente. La segunda (YS-5) muestra presenta valores mayores en ambos ensayos; 6494,19 y 3302,91 m/s (Tabla 3).

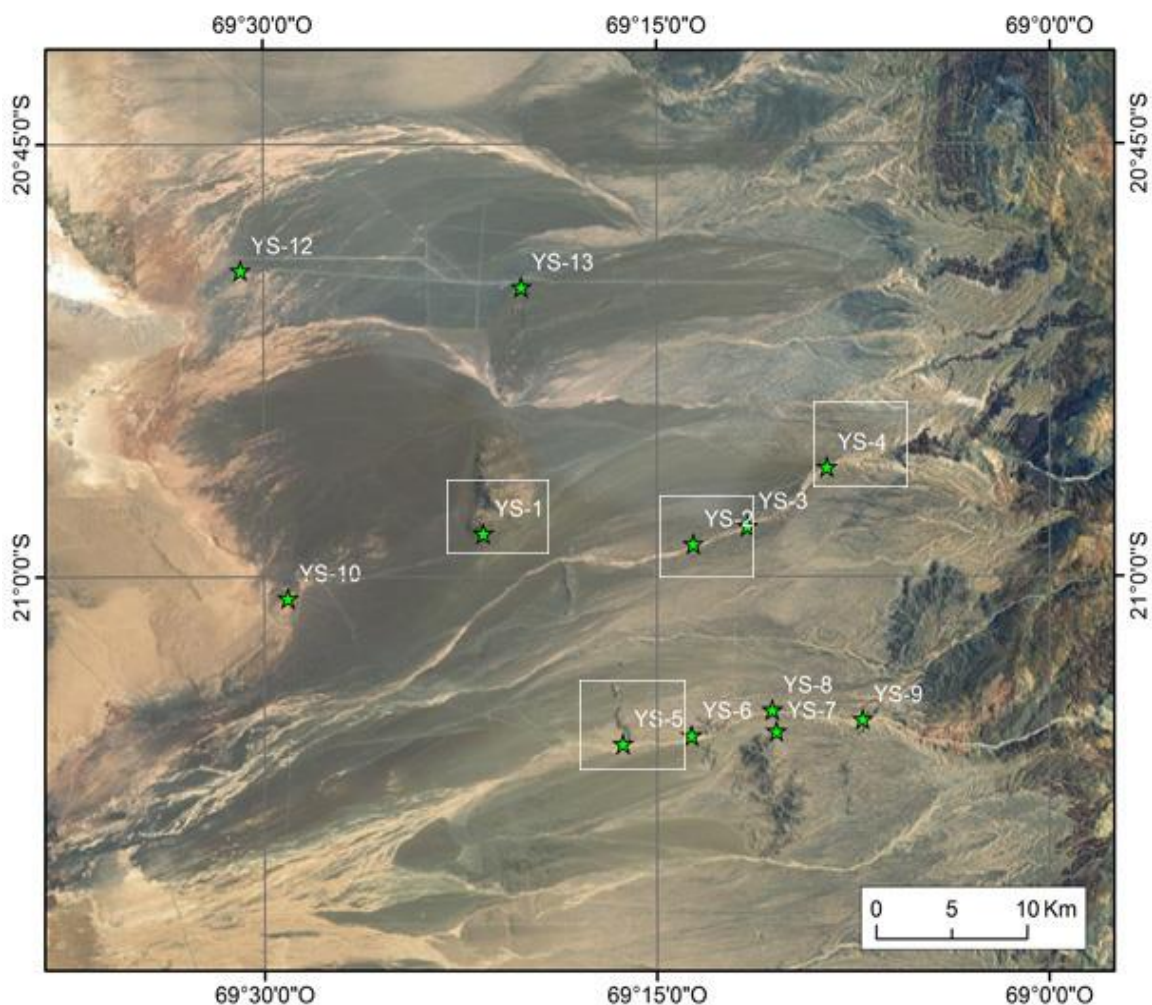


Figura 20. Mapa distribución de muestras. El muestreo se realizó principalmente en las Quebradas de Guatacondo y de Maní. Su ubicación es señalada con una estrella verde. Además se indican en blanco las muestras analizadas.

H	Correlación estratigráfica	Muestra	UTM E WGS 1984	UTM N WGS 1984	Litología	V _p [m/s]	V _s [m/s]
B	Basamento Mesozoico	YS-1	462544	7680542	Dacita	6006,98	2544,45
		YS-5	471780	7667100	Andesita	6494,19	3302,91
I II	Fm. Altos de Pica	YS-4	485260	7684818	Brecha	3097,93	1401,54
III IV	Depósitos de Piedemonte y Fm. El Diablo	YS-2	476421	7679894	Arenisca	1486,55	*

Tabla 3. Velocidades de onda para unidades del basamento y cobertura. Se especifica además la litología de cada muestra. Las muestras fueron extraídas según la información de las unidades en las cartas geológicas (Blanco et al., 2012). (*), La muestra YS-2 no se ensayó para obtener su velocidad de onda en cizalle y se le asigna el valor de velocidad de onda P de cada unidad a los horizontes interpretados en cada perfil sísmico de reflexión (H= Horizonte, V_p = Velocidad de onda en Compresión, V_s = Velocidad de onda en Cizalle).

4.3.2 Mediciones en la Cobertura

Es en la quebrada Guatacondo donde se toman 2 muestras representativas de dicha cobertura (Fig. 20); la primera, correspondiente al Miembro Sagasca de la Formación Altos de Pica y la segunda, al Miembro inferior de la Formación El Diablo. En la muestra 4 (YS-4) se obtuvo un valor de 3097,93 y 1401,54 m/s para compresión y cizalle respectivamente (Tabla 3). La muestra 2 (YS-2) en cambio, no se le pudo realizar ensaye de cizalle debido a que al humedecer dicha muestra se hubiese destruido. La velocidad de onda en compresión obtenida fue de 1486,55 m/s (Tabla 3).

Se les asigna a ambos miembros de la Formación Altos de Pica el mismo valor a partir de la muestra extraída del Miembro Imagua, al igual que a la Formación El Diablo y los Depósitos de Piedemonte, a partir de la muestra extraída del Miembro Inferior de la Formación El Diablo en la Qda. Guatacondo.

4.4 CONVERSIÓN A PROFUNDIDAD

En la conversión de tiempo a profundidad de los perfiles sísmicos, las unidades de edad pre-oligocenas se consideran indiferenciadas. Dicha conversión se aplica, tanto para las interfaces interpretadas como para las fallas interpretadas. La relación entre la profundidad (z) y el tiempo de viaje (t), en un medio homogéneo e isótropo, está dada por la siguiente ecuación (Voelker et al., 2013):

$$\begin{aligned}
 \text{Si } k \neq 0 & \quad z = \frac{v_0}{k} * \left[e^{\frac{kt}{2}} - 1 \right] \\
 \text{Si } k \rightarrow 0 & \quad z = v_0 * t/2
 \end{aligned}$$

Donde **z**: Profundidad; **v₀**: Velocidad inicial [m/s]; **k**: gradiente vertical de velocidad [s⁻¹]; **t**: tiempo de ida y vuelta [s]; **t/2**: tiempo de ida o tiempo de vuelta [s].

Los perfiles sísmicos de reflexión generados en tierra, a diferencia de los generados en fondo marino, necesitan definir una cota superior para generar un contraste con la superficie (topografía), donde se posicionan los geófonos. Es a partir de dicha cota que se realiza la medición de tiempo, considerando el aire como el medio de propagación, el que presenta una velocidad de onda conocida. En este caso la cota es de 2.500 m y se utiliza un valor de velocidad del aire de 2.500 m/s. En el caso de la constante k , se consideró por defecto un valor de $0,5 \text{ s}^{-1}$, que es típico, aunque en el siguiente capítulo se hace un análisis de sensibilidad de él obteniendo el rango de profundidad a la cual se encontraría la cobertura. Usando los valores indicados, de k , v_0 y la posición inicial, se obtuvo la conversión de los perfiles sísmicos estudiados, los que se presentan en las Figuras 12 a 19.

Una vez hecha la conversión, de tiempo a profundidad, las capas superiores disminuyen su espesor, mientras que las inferiores, lo aumentan. Asimismo, en profundidad las fallas aumentan su inclinación. Esto puede ser observado en la Figura 21, en el tramo central de la Sección 99-11.

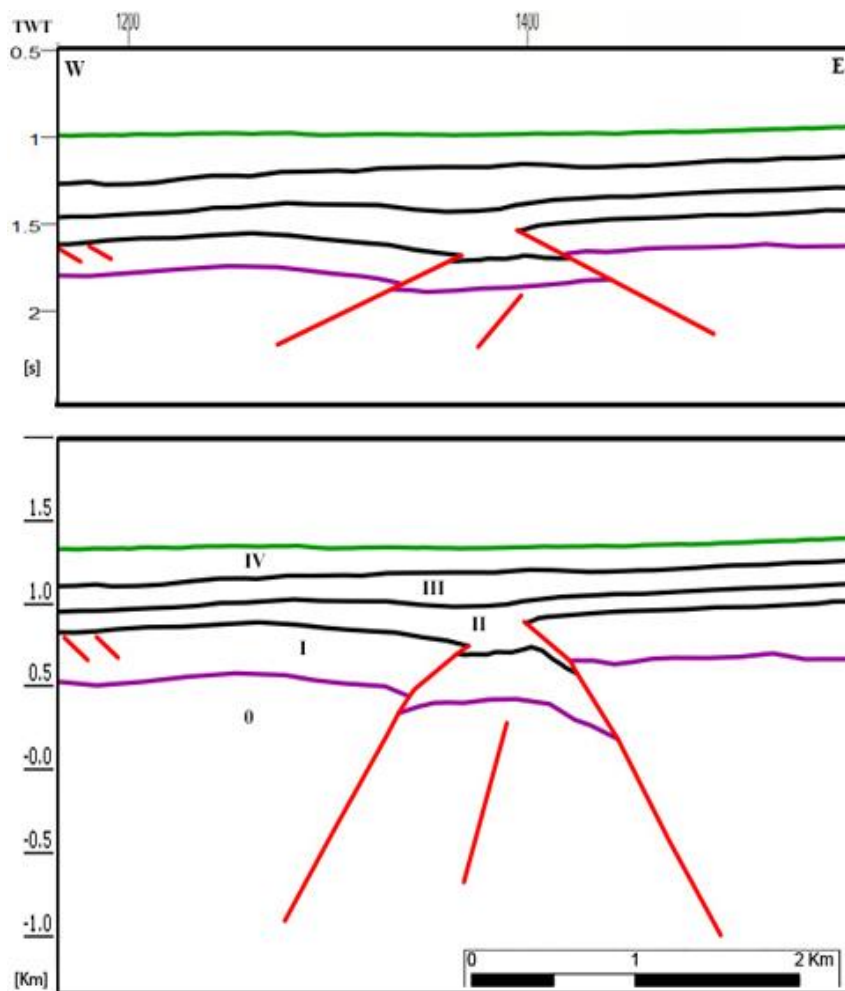


Figura 21. Conversión de tramo del perfil sísmico 99-11. Se genera una sección geológica a partir de los horizontes y fallas ya interpretados. (B), basamento indiferenciado; (Horizonte I y II), Formación Altos de Pica; (Horizonte III), Formación El Diablo y (Horizonte IV), Depósitos de Piedemonte.

4.5 ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

Los estratos tienen características inherentes tales como densidad, porosidad, humedad y fracturamiento, lo que afectan el tiempo de viaje de una onda a través de ellos. Se realizó un análisis de sensibilidad del parámetro k , variando su valor desde $0,1$ a $2,0 \text{ s}^{-1}$. Se aplicó a un tramo de sección sísmica representativo de la Sección 99-6, donde la secuencia se encuentra completa. De esta forma, para cada horizonte definido (Fig. 22), incluido el contacto basamento-cobertura, se obtuvo un rango de profundidad, y por tanto, un error promedio.

El cambio de profundidad de las interfaces, por la variación de k , es mayor a medida que aumenta la profundidad, por lo tanto se genera un efecto multiplicador en cada interfaz, al recorrer una mayor distancia hacia abajo. Las interfaces superiores presentan menor error promedio que las inferiores (Tabla 4). En particular, para la profundidad del contacto basamento-cobertura, se obtuvo un error promedio de $48,8 \text{ m}$ que varía de $31,8$ a $65,8 \text{ m}$.

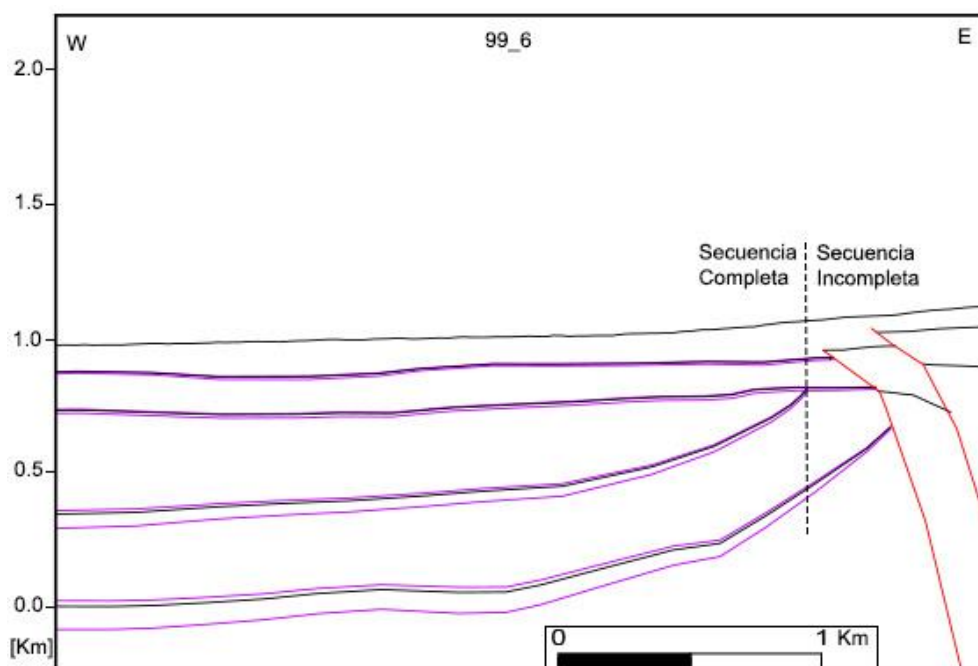


Figura 22. Análisis de sensibilidad del parámetro k en la sección 99-6. Se realizaron distintas pruebas modificando el gradiente vertical de velocidad (k) con valores entre $0,1$ y $2,0 \text{ s}^{-1}$ (líneas moradas).

Horizonte	Formación	Error Promedio (EP) (m)	Desviación Estándar (m)
IV	Depósitos de Piedemonte	3,0	±1,8
III	Fm. El Diablo	8,7	±1,5
II	Fm. Altos de Pica (2)	27,3	±8,6
I	Fm. Altos de Pica (1)	48,8	±17,0

Tabla 4. Error promedio según horizonte. Se estableció a partir de los horizontes donde la secuencia se encontraba completa (fig. 22). $DS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - EP)^2}{n-1}}$

4.6 INTERPOLACIÓN DEL ESPESOR DE LA COBERTURA

Se interpoló el contacto basamento-cobertura entre las secciones generadas a partir de la conversión de tiempo a profundidad. Además se consideró el contacto de los afloramientos, en planta, como puntos de control de espesor nulo de la cobertura, tanto en los cerros isla de la DC como en las quebradas y en el borde de la PC. También se utilizó la información de profundidad de los pozos realizados por ENAP (Mordojovich, 1965) (Fig. 3). Estos son el pozo Soledad-1 e Hiláricos-1, con 603 y 930 [m] de relleno respectivamente. A partir de dicha información, se generó un mapa con los espesores de la cobertura (Fig. 23). Se establecieron 2 superficies geométricas: el techo del basamento y el techo de la cobertura (equivalente a la topografía del relleno). Para la interpolación del techo del basamento, entre las secciones sísmicas, se utilizó la técnica de vecinos naturales, la cual encuentra el subconjunto más cercano de muestras de entrada a un punto de consulta y les aplica los pesos en función de áreas proporcionadas para interpolar un valor (Sibson, 1981). Luego se restaron ambas superficies obteniendo la diferencia de elevación, que permite graficar en planta la profundidad de la base relleno de la cuenca.

A partir de los resultados obtenidos se confeccionó un mapa que muestra las variaciones de espesor de la cobertura en el sector estudiado. Este mapa de isópacos o isopáquico, permite reconocer que el espesor del relleno de la cuenca obtenido varía desde 0 m hasta 1.310 m, máximo alcanzado al este del Cerrito Chipana. Se establecieron 3 zonas o sub-cuencas donde la cobertura tiene un mayor espesor, y se denominan A, B y C: al oeste del Cerrito Chipana, al este del Co. Challacollo y al este de las Lomas de la Sal (Fig. 23). Los máximos locales corresponden a 1.180, 1.310 y 1.100 m respectivamente. En estas sub-cuencas, el Miembro 1 de la Fm. Altos de Pica presenta un espesor mayor y el Miembro 2 de la Fm. Altos de Pica estaría preservado completamente. Dichas situaciones no ocurren en los perfiles 99_8 y 99_9 (Figs. 14 y 15), donde el espesor del relleno es menor. Al oeste del Co. Raúl, entre las Qdas. Pintados y de Maní y entre los perfiles 99_7 y 99_9, la cobertura presenta menor variabilidad de espesor, entre 500 y 700 m. Nester (2008) definió 2 sub-cuencas, “β” y “γ”, las que se ubican aproximadamente en el sector de las denominadas B y C en el presente trabajo. Los valores de espesor máximo, obtenidos por dicho autor, son 1.700 y 1.400 m respectivamente (Fig. 2), valores considerablemente mayores a los calculados aquí. Dicho autor, digitalizó las secciones interpretadas en papel y realizó la

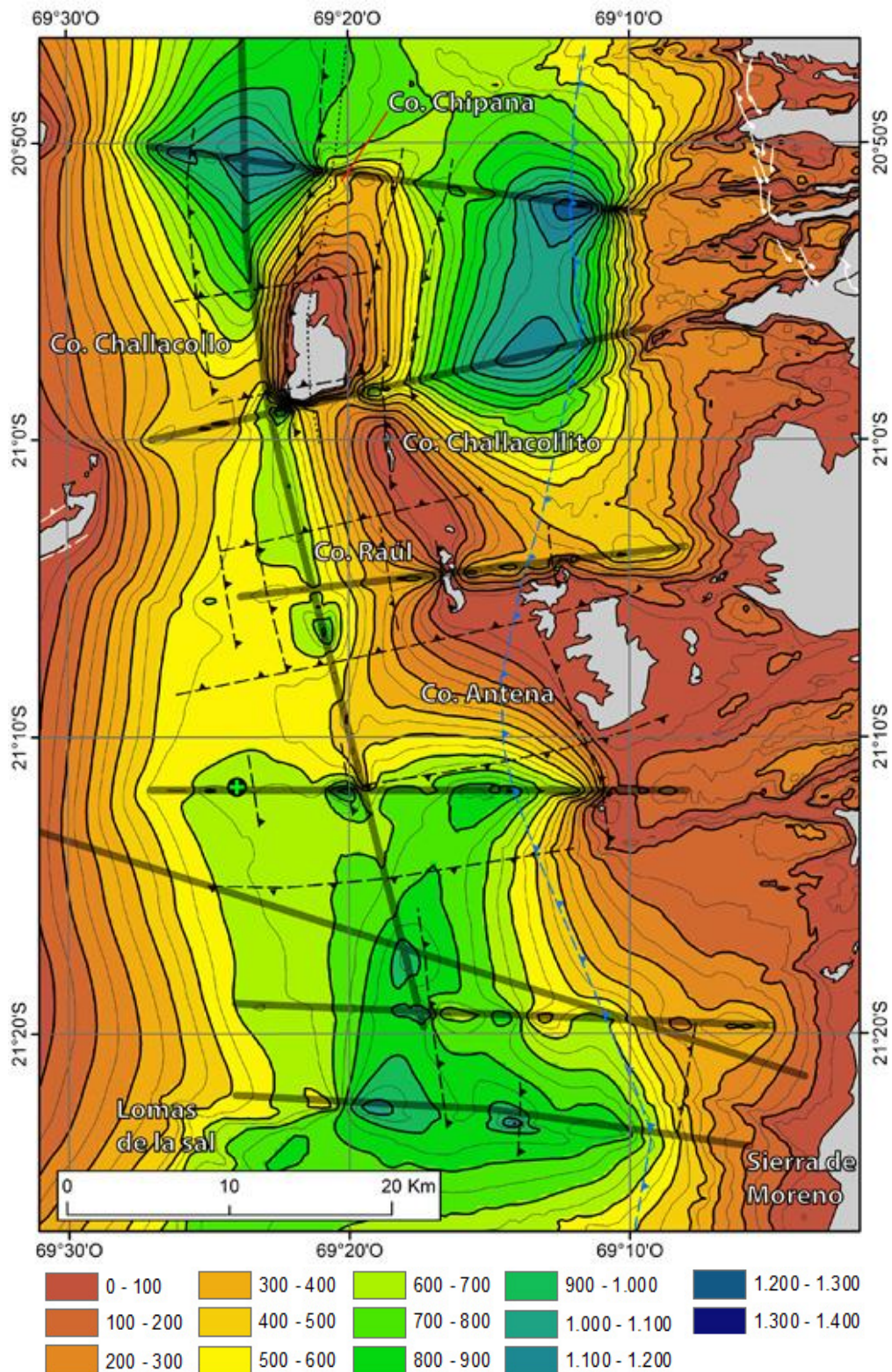


Figura 23. Mapa isópaco del espesor de la cobertura de la Pampa del Tamarugal. Espesores según color [m]. Las líneas rectas corresponden a las trazas de los perfiles sísmicos de reflexión. Los polígonos en gris corresponden a afloramientos del basamento, las líneas negras corresponden a las estructuras interpretadas, las líneas blancas corresponden a las estructuras presentes en las cartas SNGM (Blanco et al., 2012), la línea azul corresponde a la flexura de basamento inferida por Jordan & Nester (2010). Se indican las localidades de referencia.

conversión de tiempo a profundidad, sin la información de velocidad de onda medida directamente desde muestras, lo que podría generar una sobrestimación de los espesores de la cuenca, al no poder asignarle distintos valores de velocidad a las formaciones presentes.

En el presente trabajo, la sub-cuenca A disminuye su espesor rápidamente al sur antes de intersectar la línea 99_7 y su máximo, se ubica entre la línea f004 y el cerro Chipana, donde alcanza 1180 m de espesor. La sub-cuenca B tiene una orientación N-S y una forma asimétrica de su relleno. En la porción este de ella, el espesor del relleno disminuye abruptamente, debido a que los estratos se depositan en onlap sobre el basamento, mientras que hacia el oeste, al aproximarse al Co. Challacollo, los estratos se basculan levemente hacia el este y disminuye paulatinamente el espesor de la cobertura. Al sur de B, se observa una disminución paulatina de espesor de la cobertura y además cambia el rumbo N-S de su distribución por uno NO-SE. La sub-cuenca C, de orientación NNO-SSE, presenta una mayor extensión que las otras 2 sub-cuencas (20 km de largo y 15 de ancho). Se extiende entre las líneas 99_9 y 99_11, inmediatamente al este de los 69°20'O. Allí, el relleno de la cobertura presenta un espesor máximo de 1.100 m. Dicho máximo ocurre al centro del perfil 99_11, donde se encuentran 2 fallas inversas de vergencia opuesta afectando a las Miembros 1 y 2 de la Fm. Altos de Pica. Hacia el sur desde el perfil 99_9, la cobertura incrementa su profundidad, reapareciendo paulatinamente el Miembro 2 de la Fm. Altos de Pica.

Entre las sub cuencas resultantes, se destaca la presencia de una franja N-S (líneas 99_6 a 99_7) a NO-SE (99_8 a 99_9) de alto de basamento, desde el cerrito Chipana, pasando por el cerro Challacollo, el cerro Raúl, hasta la Sierra de Moreno. En la porción norte, el alto de basamento separa el relleno en las sub-cuencas A y B, mientras que en la porción este de los perfiles 99_8 y 99_9 existen afloramientos tanto del Intrusivo del Paleoceno-Eoceno como de la Fm. Cerro Empexa, que separan el relleno de forma asimétrica con espesores importantes al O de dicho Intrusivo, mientras que el desarrollo al E es considerablemente menor (<300 m). De forma similar a las secciones anteriores, en la porción este del perfil 99_9, entre las Qdas. Piscala y de Sipuca, la cobertura presenta un espesor que no supera los 200 m. Esto podría deberse a la actividad, principalmente miocena, de la Falla inversa Challacollo, con vergencia oeste (Digert 2003), que permitió la exposición de las unidades del Basamento.

En la porción norte, a los 21°S, ca. 69°20' O se ubica al Cerro Challacollo en la Figura 23 y en su centro la Flexura Chintaguay, junto a la Falla Challacollo de rumbo N-S, que continúa hacia el norte con una dirección NNE-SSO (Blanco et al., 2012). Dicho *inselberg*, representó un relieve positivo en la depositación de los miembros de la Fm. Altos de Pica y de la Ignimbrita Tambillo, el cual se habría deformado a partir de la Falla Challacollo, reactivándose luego de la depositación de la Fm. El Diablo, siendo sellada esta última por los Depósitos de Piedemonte (Blanco et al., 2012). Esta relación es posible observarla en los perfiles sísmicos, donde existe una discordancia entre la Fm. Altos de Pica y El Diablo, con un leve manteo hacia el E de esta última. La Falla Challacollo, presenta un desplazamiento el cual alcanza 500 m inmediatamente al sur del cerro homónimo (Nester, 2008), permitiendo allí el afloramientos de las unidades más viejas y controlando, en parte, la distribución del relleno de la cuenca, al actuar como relieve positivo en la depositación. Inmediatamente al sureste del Cerro Challacollo, a partir de los datos sísmicos, se observa una falla inversa de vergencia oeste, la que controla la formación del anticlinal del Cerro Challacollito e implica un

menor espesor de relleno. Esta estructura, a diferencia de la Falla Challacollo, permite el afloramiento del Basamento (intrusivos) y sólo de las unidades más viejas de la Cobertura (Miembro 1 de la Fm. Altos de Pica y Fms. Chipana y El Diablo). En el sector de las líneas 99-8 y 99-9, en los Cerros Raúl y Cerro Antena (nombre informal) donde afloran rocas del Basamento (Fm. Cerro Empexa e Intrusivos del Paleoceno-Eoceno), los datos sísmicos no permiten observar una falla de borde que explique directamente el alto de Basamento, pero por la ausencia de reflectores continuos, se sugiere una estructura vergencia oeste, ubicada en el borde oeste. Por otro lado, para el Cerro Antena, en la sección sísmica N-S (línea 1f004), se observan dos estructuras de vergencia opuesta en los márgenes N y S de dicho cerro, que junto con la anterior falla inversa inferida, controlarían la presencia del alto de Basamento.

A partir de la geometría de la subcuencas obtenidas, las fallas interpretadas en las secciones sísmicas, junto con los altos de Basamento, se intenta dar una explicación para el espesor del relleno resultante. Nester (2008) interpretó las estructuras de las secciones y las ubicó junto al mapa de espesor de la cuenca (Líneas rojas, azules, celestes y amarillas en Fig. 2). En el presente trabajo, las estructuras principales fueron ubicadas de igual forma en el mapa isópaco (Fig. 23), con el fin de discutir y/o relacionarlas con la configuración del relleno y de los altos de basamento. Dichas estructuras se presentan como líneas punteadas e indican su carácter y vergencia.

La sub cuenca A, se presenta asimétrica en el eje ONO-ESE, donde su espesor disminuye abruptamente en las inmediaciones del flanco oriental del Co. Chipana (Fig.24), como consecuencia de la Falla Challacollo, que presentaría un rumbo NNE-SSO en dicho sector (Blanco et al., 2012). En la parte norte, dicha sub cuenca exhibe un efecto de borde, como consecuencia de las limitaciones de la interpolación. En el caso de la sub cuenca B, también presentaría una forma asimétrica (en este caso en el eje O-E), donde el relleno disminuye rápidamente su espesor al este (Fig.24). En cambio, a medida que se acerca al Co. Challacollo, el espesor, disminuye lentamente. Para la porción oriental, la Fm. Altos de Pica presenta una relación de solapamiento depositacional (geometría en *onlap*) con las unidades del Basamento y en las secciones sísmicas, no es posible observar una estructura que haya generado una discordancia. Sin embargo, Nester y Jordan (2012), trazan una línea continua por la Precordillera (línea azul punteada Fig. 23), la cual correspondería a una falla inversa de vergencia este de carácter regional, de edad pre-Oligocena y estaría relacionada con el alzamiento del flanco oeste del Altiplano. Para la porción occidental de la sub cuenca B, se observa en las secciones sísmicas, una discordancia angular de menor ángulo, como consecuencia de la actividad polifásica de la Falla Challacollo. Esta estructura, habría generado el alto de Basamento, siendo reactivada luego de la depositación de las Fms. Altos de Pica (Sagasca), Chipana y el Diablo, las cuales se encuentran levemente plegadas hacia el este, siendo post-datadas por los Depósitos de Piedemonte. Al sur de dicha sub cuenca, se observa una disminución abrupta del espesor, lo cual podría deberse a una falla OSO-ENE proyectada desde una falla de igual rumbo desde el Co. Término (Blanco et. al., 2012), pasando por el sur del Co. Challacollo, (Vaccaro, 2003) hasta la Qda. Guatacondo, la cual es posible observar en la sección f004 (Fig. 18) antes de la intersección con la línea 99_7. En la sub cuenca C, no se presentan altos de Basamento o sectores donde el espesor disminuya abruptamente. Si se existen fallas inversas de vergencia oeste, que controlarían parte del espesor en el centro de la sub cuenca, con profundidades mayores a 700 m.

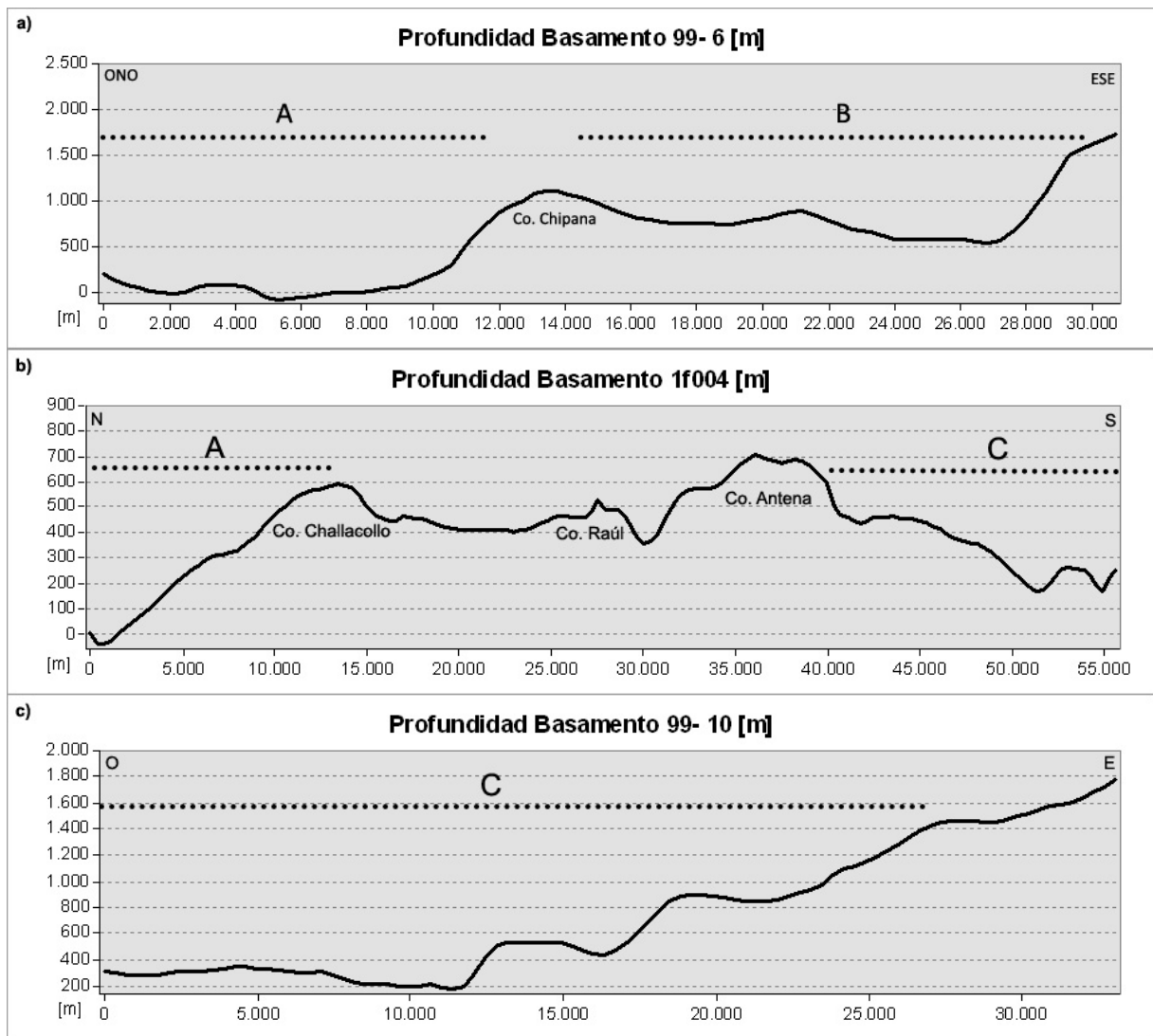


Figura 24. Perfiles de profundidad del Basamento. Se indica la profundidad a la cual se encuentra el techo del Basamento (línea negra), y la ubicación aproximada de las subcuencas A, B y C, en los perfiles sísmicos 99-6(a), 1f004 (b) y 99-10 (c).

5. CONCLUSIONES

El estudio permitió determinar la distribución del espesor de la cobertura oligocena-holocena de la Pampa del Tamarugal, en la Depresión Central del norte de Chile, entre los 20°45' (Cerro Challacollo) y 21°30'S (Quillagua). En el área afloran rocas intrusivas, volcánicas y sedimentarias, que van en edad desde el Carbonífero al Holoceno. Las unidades del Carbonífero al Eoceno presentan mayor compactación, consolidación y deformación, formando el Basamento sobre el cual se disponen regionalmente, en discordancia angular, los depósitos sub-horizontales del Oligoceno-Holoceno, que forman la Cobertura. Dicho relleno está formado por las unidades de las Formaciones Altos de Pica, El Diablo y los Depósitos de Piedemonte.

Para determinar el espesor de la Cobertura, se interpretaron 8 perfiles sísmicos de reflexión y se usó la información de 2 pozos petroleros. Los reflectores sísmicos se agruparon en paquetes según sus características principales como amplitud,

frecuencia, configuración y coherencia, y se correlacionaron con las unidades del área según su posición estratigráfica. En la Cobertura se distinguieron cuatro horizontes, los cuales están presentes en la mayoría de las secciones. No se diferenciaron horizontes dentro del Basamento, aunque se interpretaron las estructuras presentes en ellas. Se observan 2 discordancias angulares: una, entre el Basamento y el Miembro 1 Formación Altos de Pica, y otra, entre el Miembro 2 Formación Altos de Pica y la Formación El Diablo. En general, la posición de la interfaz basamento-cobertura, se profundiza al norte y al sur del Cerro Challacollo, inclinándose abruptamente al oeste en la porción oriental de la mayoría de los perfiles.

En la Cobertura oligocena-holocena se midió una velocidad de onda de 1.486 [m/s], en la Formación El Diablo, y 3.097 [m/s] en el Miembro 1 de la Formación Altos de Pica. Con estos valores se diferenciaron dos subunidades (o facies) sísmicas dentro de la cobertura. El Basamento presenta valores de velocidad de onda de 6.007 y 6.494 [m/s].

Usando los valores medidos de velocidad de onda, el tiempo de viaje, el gradiente de velocidad (k) y la posición inicial, se realizó la conversión de la variable vertical (temporal) en profundidad de los perfiles sísmicos estudiados. Luego de dicha conversión, las capas superiores disminuyen su espesor, mientras que las inferiores, lo aumentan. Asimismo, en profundidad las fallas aumentan su inclinación. El análisis de sensibilidad del parámetro k , variación de la velocidad con respecto a la profundidad, desde 0,1 a 2,0 (s), indicó que el error promedio para la posición de la interfaz basamento-cobertura es de 48 y su desviación estándar es de 17 m.

El espesor del relleno de la cuenca es variable, disminuyendo en general hacia los bordes y hacia los cerros islas (cerros Challacollo y Raúl). Se reconocieron 3 depocentros mayores: 2 al norte de la línea sísmica 99_7, y un amplio depocentro al sur de la línea 99_9. Se definen como 3 sub-cuencas: A, B y C, en las cuales se preserva completamente el Miembro 2 de la Formación Altos de Pica y el Miembro 1 de la misma formación presenta un espesor mayor. El relleno alcanza un espesor máximo de 1.310 m, al este del Cerrito Chipana. Al oeste del Co. Raúl, entre las Qdas. Pintados y de Maní y entre los perfiles, la cobertura presenta menor variabilidad de espesor, entre 500 y 700 m. Se destaca la presencia de una franja N-S a NO-SE de alto de basamento, desde el cerrito Chipana, pasando por el Cerro Challacollo, el Cerro Raul, hasta la Sierra Moreno. En la porción norte (cerrito Chipana, cerro Challacollo y cerro Challacollito), el alto de Basamento separa las sub-cuencas A y B y se explicaría por la presencia de la Falla inversa Challacollo, de edad neógena, y con vergencia al oeste.

La configuración del relleno de la cuenca puede explicarse por sedimentación pasiva y en parte por la actividad pre y syn-sedimentaria de las fallas inversas reconocidas. La geometría asimétrica de las sub cuencas A y B, estaría determinada principalmente por dichas estructuras, que acentúan el paleorelieve de la cuenca, al reactivarse entre el Oligoceno y principalmente el Mioceno. En las secciones sísmicas, se interpretaron o se infirieron estas fallas, con el fin de dar una solución a la configuración actual de la cuenca. En el caso del cordón del cerro Chipana-cerro Challacollo, afloran unidades mesozoicas a miocenas, formando una flexura (Chintaguay) a partir de fallas inversas vergentes al oeste (Challacollo), visibles en las secciones sísmicas. En cambio, tanto para el flanco oriental de la sub cuenca B, los cerros Raúl y Antena, no es posible ubicar una estructura directamente en los perfiles y sólo se infieren estructuras a partir de los manteos de las unidades y de los

afloramientos de unidades intrusivas. Dichos altos, habrían actuado como *inselbergs*, formando parte del paleorelieve sobre el cual se depositaron las unidades más jóvenes.

6. BIBLIOGRAFÍA

Allmendinger, R., Jordan, T., Kay, S. M. & Isacks, B. 1997. The evolution of the Altiplano - Puna plateau of the Central Andes. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, v. 25, p 139–174.

Arriagada, C., Cobbold, P. R., & Roperch, P. 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics*, 25, T C10 08, doi: 10.10 29/2004TC001770.

Blanco, N., Vásquez, P., Sepúlveda, F.A., Tomlinson, A.J., 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.

Bobenrieth, L., 1979, Geología de los cuadrángulos Cerro Desamparado y Cerro Soledad. Proyecto Cordillera de la Costa Tocopilla-Río Loa. Instituto de Investigaciones Geológicas (inédito), p. 97.

Charrier, R., Chávez, A., Elgueta, S., Hérail, G., Flynn, J., Croft, D., Wyss, A., Riquelme, R., García, M. 2005. Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the Chucal anticline and the Chucal-Lauca Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, v 19, p. 35-54.

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)*. DOI 10.1007/s00531-012-0801-4.

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

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

Galli, C., 1957. Las formaciones geológicas en el borde occidental de La Puna de Atacama, sector Pica, Tarapacá. *Inst. Ing. Min. Chile, Mineriales*, N°56, pp. 14-18.

- Galli, C., Dingman, R. J., 1962. Cuadrángulo Pica, Alca, Matilla y Chacarilla con un estudio sobre los recursos de agua subterránea, Provincia de Tarapacá. Carta Geológica de Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas. Cartas No. 7-10, 125 p.
- Galli, C. 1967. Pediplain in northern Chile and the Andean uplift. *Science* 158: 653-655.
- Galli, C. 1968. Cuadrángulo Juan de Morales, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 18: 53 p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes, *J. Geol. Soc. London*, 129, p. 93 – 131.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. In *Symposium sobre el Geosinclinal Andino No. 3*, Sociedad Geológica de Chile: 138 p. Santiago.
- García, M., and Herail, G., 2005, Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean 153 Precordillera of Northern Chile: *Geomorphology*, v. 65, no. 3-4, p. 279-300.
- García, M., 2002. Évolution oligo-néogène de l'Altiplano Occidental (Arc et Avant-Arc du Nord du Chili, Arica): Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosionsédimentation, Tesis de Doctorado., Univ. Joseph Fourier, Grenoble, Francia. 117 p.
- García, M., Riquelme, R., Farías, M., Hérail, G. y Charrier, R., 2011. Late Miocene-Holocene canyon incision in the western Altiplano, northern Chile; tectonic or climatic forcing? *Bulletin Geological Society, London* v. 168, p. 1047-1070.
- Gregory-Wodzicki, K., 2000, Uplift history of central and northern Andes: A review, *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.112, p 1091 – 1105.
- Isacks, B. L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian Orocline, *J. Geophys. Res.*, 93, p. 3211 – 3231.
- Jensen, A.; Siglic, Y. 2009. Organización de la estratigrafía Cenozoica de Quillagua. In *XII Congreso Geológico Chileno*, Santiago, Chile: S10-022.
- Jordan, T.E., Nester, P.L., Blanco, N., Hoke, G.D., Dávila, F.; Tomlinson, A. 2010. Uplift of the Altiplano–Puna plateau: A view from the west. *Tectonics*, 29, TC5007, doi:10.1029/2010TC002661.
- Kiefer, E., Dorr, M. J., Ibbeken, H., and Gotze, H. J., 1997, Gravity-based mass balance of an alluvial fan giant: the Arcas Fan, Pampa del Tamarugal, Northern Chile: *Revista Geologica De Chile*, v. 24, no. 2, p. 165-185.
- Mitchum, R. M., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part XI. Glossary of terms used in sequence stratigraphy, in Payton, C. E., ed., *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists*: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists, p. 205-212.

- Mordojovich, C.; 1965. Reseña sobre las exploraciones de la ENAP en la zona norte, años 1956 a 1962, *Minerales*, v. 20, 30 p.
- Muñoz, N., y Sepúlveda, P., 1992. Estructuras compresivas con vergencia al oeste en el borde oriental de la Depresión Central, norte de Chile ($19^{\circ}15'S$), *Rev. Geol. Chile*, 19, p. 241 – 247.
- Muñoz, N., y Charrier, R. 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile, *J. S. Am. Earth Sci.*, 9, p. 171 – 181.
- Muñoz, V.A. 2007. Evolución morfoestructural del piedemonte Altiplánico Chileno durante el Cenozoico Superior entre la quebrada de Tarapacá y la quebrada de Sagasca ($19^{\circ}45'-20^{\circ}15'S$). Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 118 p. Santiago.
- Muñoz, V.A.; Hérial, G.; Farías, M. 2008. Nature of a topographic height in the Tarapacá pediplain, Northern Chile. 7th International Symposium on Andean Geodynamics, Nice, Extended Abstracts, p. 365-368.
- Naranjo, J.A. y Paskoff, R., 1985. Evolución Cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile ($18^{\circ} - 21^{\circ} S$), trabajo presentado en el 4° Congreso Geológico Chileno, Dep. de Geocienc., Univ. Católica del Norte, Antofagasta, Chile.
- Nester, P. 2008. Basin and paleoclimate evolution of the Pampa del Tamargual forearc valley, Atacama Desert, northern Chile. Tesis de Ph.D. (Inédito), Universidad de Cornell: 253 p., EEUU.
- Nester, P. y Jordan, T. 2012. A forearc basin in northern Chile: the intersection of tectonics and climate. In Busby, C. Azor, A. (eds), *Recent Advances in Tectonics of Sedimentary Basins*, Blackwell Science, p. 369-381.
- Orrego, M., Cuitiño, L, Véliz, H., Niemeyer, H., 1997. Nuevos antecedentes sobre el distrito minero Challacollo, Provincia de Iquique, norte de Chile. Congreso Geológico Chileno 8, Actas, 2: 1077-1081.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time, *Tectonics*, 6, p. 233 – 248.
- Pinto, L. 1999. Evolución tectónica y geomorfológica de la deformación Cenozoica del borde occidental del Altiplano y su registro sedimentario entre los $19^{\circ}08' - 19^{\circ}27'S$ (Región de Tarapacá, Chile). Tesis (Memoria de Magíster), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 125 p.
- Roselló, V. 1999. Final Report, Seismic Acquisition Supervision, Tamarugal Basin, Northern Chile.
- 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*, v. 151, p. 5-37.
- Sibson, R. 1981. A brief description of natural neighbor interpolation (Chapter 2)". In V. Barnett. *Interpreting Multivariate Data*. Chichester: John Wiley. pp. 21–36.
- Tassara, A. 2005, Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano-Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15 –34 S), *Tectonophysics*, 399, 39 – 57.
- Vaccaro 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, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción. 171 p.
- Vergara, H.; Thomas, A. 1984. Hoja Collacagua, Región de Tarapacá. 79 p.
- Vergara, M., Marangunic, C., Bellon, H., Brousse, R. 1986. Edades K-Ar de las ignimbritas de las quebradas Juan de Morales y Sagasca, norte de Chile. *Comunicaciones* 36: 1-7.
- 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, doi:10.1029/2003TC001519.
- Voelker D, J. Geersen, E. Contreras-Reyes, and C. Reichert, 2013, Sedimentary fill of the Chile Trench (32-46°S): volumetric distribution and causal factors, *Journal of the Geological Society*, doi: 10.1144/jgs2012-119
- Vogel, S., Vila, T. 1980. Cuadrángulos Arica y Poconchile, Región de Tarapacá, *Carta Geol. Chile*, 35, 24 p.