



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

**RECONSTRUCCION ESTRUCTURAL 3D SINCLINAL DE
BARROS ARANA, CUENCA DEL SALAR DE ATACAMA
(22°30'S-23°S)**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JOSÉ ANTONIO ARAYA ZULETA

PROFESOR GUÍA:

CESAR ARRIAGADA ORTEGA

MIEMBROS DE LA COMISION:

MARCELO FARIAS THIERS

GRABRIEL VARGAS EASTON

SANTIAGO DE CHILE

2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TITULO DE: Geólogo
POR: José Antonio Araya Zuleta
FECHA: 23/11/2016
PROFESOR GUÍA: Cesar Arriagada O.**

**RECONSTRUCCION ESTRUCTURAL 3D SINCLINAL DE BARROS ARANA,
CUENCA DEL SALAR DE ATACAMA (22°30´S – 23°S)**

Las rocas clásticas continentales del Grupo Purilactis, han sido depositadas en una cuenca de antepaís, entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno, asociadas al alzamiento de la Cordillera de Domeyko durante la Fase Peruana. En la zona del sinclinal de Barros Arana, las excelentes exposiciones de las rocas, hacen que este sea el lugar ideal para analizar los rasgos geométricos de los depósitos sinorogénicos de la Formación Purilactis. Dada las variaciones geométricas del sinclinal de Barros Arana, se hace necesario modelar en 3 dimensiones este pliegue. El modelo es realizado a través de la construcción de secciones geológicas seriadas junto con el análisis posicional de los contactos geológicos, los cuales son llevados a cabo por medio del método de las Isógonas (Ramsay) y el método 3D dip-domain (Ribbon), respectivamente. Finalmente se realiza una restauración del pliegue, mediante el método de Flexural Slip, para así apreciar la geometría interna del sistema previo al plegamiento.

Los resultados obtenidos muestran, para los miembros Río Grande y Seilao, pertenecientes a la Formación Purilactis, el desarrollo depocentros con geometrías de cuñas abiertas hacia el oeste, lo cual evidenciaría la subsidencia litosférica en el foredeep de una cuenca de antepaís durante el Cretácico Tardío. Las direcciones de paleocorrientes apuntan hacia los principales depocentros, los cuales podrían estar representando parte las zonas proximales de los sistemas sedimentarios. Por lo tanto, la geometría y ubicación de los depocentros de los miembros de la Formación Purilactis, son controladas en primer orden por la subsidencia tectónica generada en el foredeep de una cuenca de antepaís, durante periodos de actividad tectónica. Esta actividad también produciría variaciones en las facies sedimentarias que componen a los diferentes miembros de la Formación Purilactis, y por consiguiente, en las principales direcciones de paleocorrientes. La evolución estática de los depocentros de los miembros superiores de la Formación Purilactis, muestra que los pulsos tectónicos que componen la Fase Peruana, solo generarían subsidencia en el antepaís y no mayor deformación durante este periodo, acorde a una posición de foredeep.

La compleja organización y geometría del sistema de fallas presentes en el dominio norte del sinclinal, podría ser producto del exceso de rotación horaria del bloque rígido de los Cerros de Tuina. El principal mecanismo de plegamiento para el sinclinal de Barros Arana sería Flexural Slip, sin embargo, también se evidencia la participación de Flexural Flow como también de Orthogonal Flexure.

Dedicatoria

.....

Agradecimientos

A todos quienes ayudaron a la realización de este trabajo, especialmente a todo el equipo del Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo, muchas gracias por los consejos, indicaciones y comentarios.

A mi familia, quienes me dieron la oportunidad de poder estudiar esta hermosa carrera y siempre estuvieron presentes. Muchas gracias por ser quienes son, los amo.

Gracias a los compañeros de la universidad, a los compañeros de plan común, grandes personas que conocí en un momento clave de mi vida. También a los compañeros en geología LC Y LCH, cuanto terreno, cuanta conversación, muchas gracias por todo el cariño.

Gracias también a los amigos de siempre, los infaltables que siempre te hacen recordar quien eres y de dónde vienes. Grande Copiapó.

A mi querida hermana gemela, por estar siempre ahí acompañándonos. Te quiero negrita.

Mil gracias mi compañera de vida, a quien ha estado a mi lado llenándome de amor cada día, gracias por hacerme sonreír, te amo.

Tabla de contenido

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	PRESENTACIÓN DEL PROBLEMA.....	1
1.2	HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	4
1.3	OBJETIVOS.....	4
1.4	UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	5
1.5	METODOLOGÍA.....	6
2	MARCO TECTÓNICO	8
3	MARCO GEOLÓGICO	11
3.1	GEOLOGÍA DEL ÁREA DEL SALAR DE ATACAMA	11
3.2	ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE LA CUESTA DE BARROS ARANA	14
3.3	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DEL BORDE OCCIDENTAL DE LA CUENCA DEL SALAR DE ATACAMA	16
3.3.1	<i>Antecedentes</i>	16
3.3.2	<i>Sinclinal de Barros Arana</i>	18
4	MODELAMIENTO ESTRUCTURAL 3D	21
4.1	MARCO TEÓRICO	21
4.1.1	<i>Método de las isógonas (Ramsay)</i>	21
4.1.2	<i>Ribbon (3D Dip Domain)</i>	23
4.2	RESULTADOS	26
4.2.1	<i>Caracterización del sinclinal a través de datos de reflexión sísmica</i>	26
4.2.2	<i>Perfiles Geológicos</i>	28
4.2.3	<i>Superficies Ribbon</i>	29
4.2.4	<i>Modelo Sinclinal de Barros Arana</i>	32
4.2.5	<i>Restauración</i>	34
5	DISCUSIÓN	39
5.1	DEPOCENTROS	39
5.2	GEOMETRÍA DEL PLIEGUE.....	42
5.3	MECANISMOS DE PLEGAMIENTO	44
5.4	METODOLOGÍA DE MODELACIÓN	45
6	CONCLUSIONES	46
7	BIBLIOGRAFÍA	47

Índice de ilustraciones

<i>Figura 1.1:</i> a) Mapa geológico del Salar de Atacama y sus alrededores, extraído de Reutter et al., (2006). b) Mapa geológico del área de estudio, extraído de Bascuñan et al., (2015).	3
<i>Figura 1.2:</i> Zona de estudio y vías de acceso.	5
<i>Figura 2.1:</i> Modelo de elevación digital del margen W de Sudamerica entre los 18º y 24ºS. Extraído de Bascuñan, (2014).	9
<i>Figura 2.2:</i> Ciclo tectónico andino, subdivisiones en etapas y subetapas, y eventos tectónicos que marcan su desarrollo. Extraído de Charrier et al., (2007).	9
<i>Figura 2.3:</i> Modelo de evolución tectónica para la Cordillera de Domeyko desde el Jurásico Tardío. Modificado de Amilibia et al., (2008).	10
<i>Figura 3.1:</i> a) Imagen Landsat del borde occidental de la cuenca del Salar de Atacama, en la zona de la cuesta de Barros Arana y el escarpe El Bordo. Extraída de Arriagada et al., (2006). b) Estratigrafía de la Cuenca del Salar de Atacama. Extraída de Arriagada et al., (2006).	13
<i>Figura 3.2:</i> Cuadro Cronoestratigráfico para la zona de San Pedro de Atacama, desde el Pérmico, mostrando las principales unidades geológicas, unidades morfológicas locales y eventos tectónicos. Extraído de Henríquez et al., (2014).	14
<i>Figura 3.3:</i> Mapa geológico del área de estudio.	15
<i>Figura 3.4:</i> Imagen Landsat del borde occidental de la cuenca del Salar de Atacama, en la zona de la cuesta de Barros Arana. Extraído de Arriagada et al., (2006).	17
<i>Figura 3.5:</i> Recopilación de mapas y perfiles geológicos realizados en el Sinclinal de Barros Arana.....	19
<i>Figura 3.6:</i> Interpretaciones sísmicas de la línea F008, donde se aprecia el Sinclinal de Barros Arana.	20
<i>Figura 4.1:</i> Clasificación realizada por Ramsay (1967), basada en el manto de las isógonas.	21
<i>Figura 4.2:</i> a) Relación de Isógonas entre δ y \emptyset , junto con el tipo de pliegue que se asocia. b) sección que muestra la definición de los ángulos δ y \emptyset además de 2 capas con relaciones de isógonas diferentes. c) Ejemplo relación de isógonas para las rocas P y Q de la figura b).	22
<i>Figura 4.3:</i> Comparación de 2 perfiles construidos mediante 2 metodologías diferentes. a) Método Kink. c) Método de las Isógonas.	23

<i>Figura 4.4:</i> Imagen que muestra la topografía (en gris) y contacto geológicos (en negro), de un área del sinclinal de Barros Arana, además de atributos de orientación (líneas de colores) y superficies Ribbon (superficie burdeo). Discos rojos representan los datos de rumbo y manteo.	24
<i>Figura 4.5:</i> a) Distribución espacial de puntos de acuerdo a los diferentes valores entre $M = \ln(\lambda_1 / \lambda_3)$ y $K = \ln(\lambda_1 / \lambda_2) / \ln(\lambda_2 / \lambda_3)$. Los puntos que caen en el área gris, presentan buenos resultados de ajuste y confiabilidad. b) 2 conjuntos de puntos que entregan buenos valores de ajuste, pero el conjunto (a) presenta nodos distribuidos de forma más homogénea al rededor del centro de masa, es decir, menos colineales, por lo que entregara análisis de mayor confiabilidad.	25
<i>Figura 4.6:</i> Perfil sísmico del sinclinal de Barros Arana (ver Figura 3.4 para ubicación). a) Perfil no interpretado. b) Perfil interpretado. c) Perfil interpretado con colores.	27
<i>Figura 4.7:</i> Perfiles geológicos construidos mediante el método de las Isogonas.	28
<i>Figura 4.8:</i> Modelo 3D donde se observan las 5 superficies Ribbon continuas que representan la prolongación de los contactos geológicos del Miembro Licán, al Miembro Rio Grande de la Fm Purilactis, hasta una profundidad de 250 m. En negro los contactos geológicos proyectados al DEM y en rojo las fallas también proyectada.	29
<i>Figura 4.9:</i> Análisis Ribbon de espaciamiento ideal para el techo del Miembro Seilao.	30
<i>Figura 4.10:</i> Análisis Ribbon para el techo del Miembro Seilao y el Miembro Pajarito.	31
<i>Figura 4.11:</i> a) Modelo geológico 3D final. b) Modelo solo presentando niveles estratigráficos. c) Modelo solo presentando fallas.	33
<i>Figura 4.12:</i> Mapas de elevación para los miembros superiores de la Formación Purilactis.	34
<i>Figura 4.13:</i> Transformación del modelo 3D del Sinclinal de Barros Arana a su estado restaurado, el cual representaría la configuración interna de la cuenca al momento de finalizar la depositación de la Formación Purilactis.	36
<i>Figura 4.14:</i> Mapas de elevación para la base de los miembros Superiores de la Formación Purilactis.	37
<i>Figura 4.15:</i> Mapas de espesores para los miembros superiores de la Formación Purilactis.	38

<i>Figura 4.16:</i> Mapas del Sinclinal de Barros Arana, donde se muestran encerrados en un cuadrado negro las zonas donde se generan: a) Errores al construir el modelo 3D en el Miembro Pajarito; b) Errores al restaurar el Miembro Vizcachita.....	39
<i>Figura 5.1:</i> 4 casos que ilustran la posible interacción entre sedimentación y plegamiento de un sinclinal.	42
<i>Figura 5.2:</i> Esquema ilustrando el strain incremental asociado a cizalle simple en deformación strike-slip.	43
<i>Figura 5.3:</i> Modelo de rotación de bloques bordeados por 2 sets de fallas de rumbo. a) configuración inicial. b) después de la deformación.	44
<i>Figura 5.4:</i> Modelo de deformación del dominio norte del sinclinal de Barros Arana. Se muestran las rotaciones registradas en trabajos anteriores. En líneas gruesas se muestran los elementos estructurales similares correlacionables al modelo de deformación en torno a un bloque rígido para un caso de movimiento dextral, el cual se muestra en b). Figura modificada de Narea, (2014). b) Esquema de las características principales de la deformación alrededor de un bloque rígido para un caso de movimiento dextral.	44

1 Introducción

1.1 Presentación del Problema

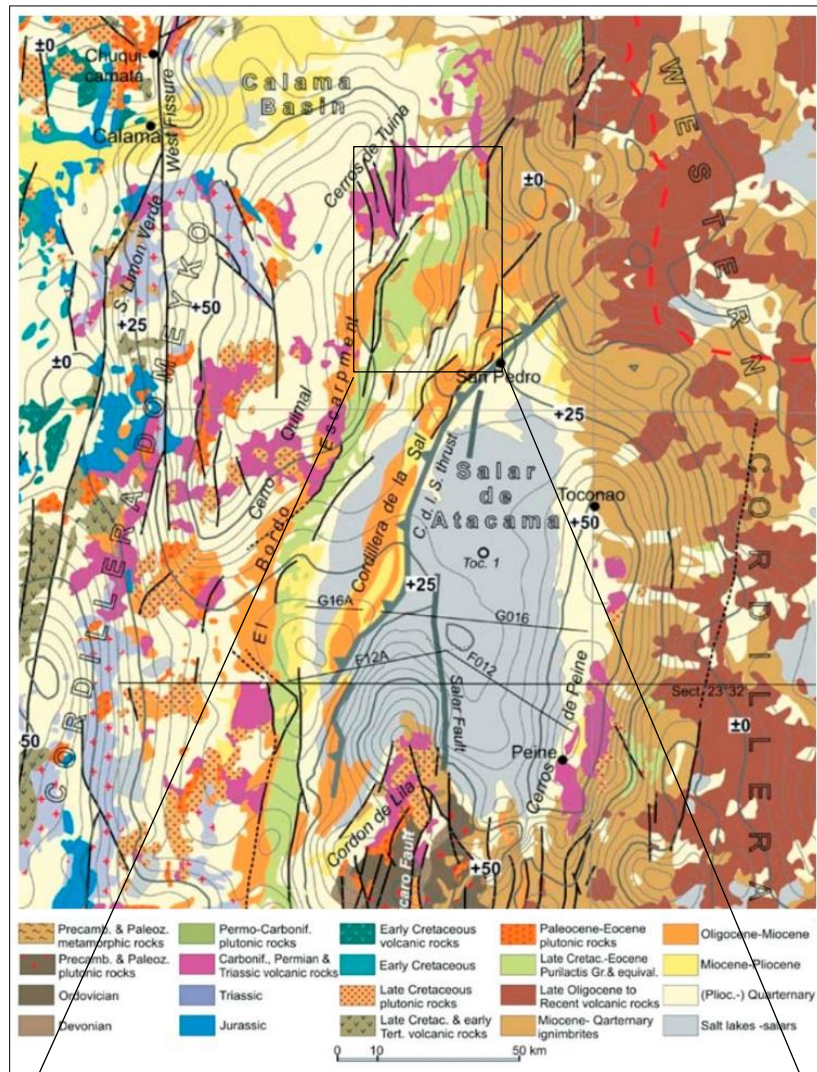
La cuenca del Salar de Atacama ($22^{\circ}30'$ - $24^{\circ}S$), ubicada en el ante-arco interno, entre los $22^{\circ}30'S$ y los $24^{\circ}30'S$, de los Andes Centrales, es la cuenca de mayor extensión dentro de la depresión pre-andina, abarcando 150 km (N-S) a lo largo y 80 km (E-O) a lo ancho (Figura 1.1a). Ésta posee un registro geológico completo desde el Cretácico Tardío hasta el presente (Brüggen, 1934; 1942; 1950; Arriagada, 1999; Ramírez & Gardeweg, 1982; Marinovic & Lahsen, 1984; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006). Formando el borde occidental de la cuenca y a la vez el frente oriental de la Cordillera de Domeyko, encontramos un importante escarpe tectónico, donde afloran rocas de edades Mesozoicas y Cenozoicas intensamente deformadas (Charrier & Muñoz, 1994; Arriagada, 1999; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006) (Figura 1.1a). Al oeste del área de San Pedro de Atacama, aflora la mayor parte del Grupo Purilactis, el cual abarca desde el Cretácico Superior al Paleogeno y está constituido por las formaciones Tonel, Purilactis, Barros Arana y Cerro Totola (Charrier & Muñoz, 1994; Arriagada, 1999; Mpodozis et al., 2005). Los estilos estructurales y estratos de crecimiento observados en la porción inferior de la Formación Tonel, asociados al alzamiento y empuje de la Cordillera de Domeyko, evidencian el carácter compresivo en el cual se han depositado estas rocas (Arriagada et al., 2002; Mpodozis et al., 2005; Bascuñan, 2014). No obstante, debido a la compleja geometría de las estructuras, junto con escasos datos geocronológicos, siguen existiendo interrogantes acerca de la temporalidad y el estilo de la deformación.

En el extremo noroccidental de la cuenca, como rasgo estructural de primer orden a escala regional, se ubica el sinclinal de Barros Arana. Este corresponde a un pliegue de 80 km de largo (NE-SO) y 16 km de ancho (E-O), compuesto de rocas mesozoicas del Grupo Purilactis de aproximadamente 5.000 metros de potencia (Hartley et al., 1988; Hartley et al., 1992; Arriagada, 1999; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006) (Figura 1.1b). Este sinclinal ha sido objetivo de diversos estudios, debido a que su registro estratigráfico, contiene información importante sobre los diferentes pulsos tectónicos ocurridos en el norte de Chile (Arriagada et al., 2006, Bascuñan, 2014). Actualmente, en su flanco occidental, numerosas fallas inversas de alto ángulo y vergencia oeste afectan miembros basales de la Formación Purilactis y la parte superior de la Formación Tonel (Charrier & Reutter, 1994; Henríquez et al., 2014), así mismo, la porción norte del sinclinal se encuentra complejamente deformada debido a la acción de numerosas fallas de rumbo (Kuhn et al., 1999). Adicionalmente, se han registrado importantes variaciones de espesor en los miembros de la Formación Purilactis (Bascuñan, 2014).

Definir la geometría interna y externa de este pliegue permite un mejor entendimiento de los procesos que se han hecho presentes durante la evolución de la cuenca. La gran preservación de las secuencias sedimentarias, sumado a su continuidad estratigráfica en superficie y amplia distribución areal, permiten que este sinclinal sea el sitio ideal para analizar en detalle diferentes aspectos geométricos, caracterización que al ser integrada con análisis sedimentarios, nos permitirá aportar nuevos antecedentes sobre la evolución tectónica de la cuenca.

A pesar de la gran cantidad de información recopilada en la zona, históricamente sólo se ha visualizado la deformación mediante secciones geológicas en 2-D (Jolley et al., 1990; Charrier and Reutter 1994; Pananot et al., 2004; Arriagada et al., 2006). Dadas las variaciones geometría del Sinclinal de Barros Arana, se hace necesario construir un modelo geológico estructural 3-D, el cual, integrando información superficial y subsuperficial, retrate la geometría de primer orden de este pliegue. Posteriormente este modelo estructural es restaurado a un estado pre-plegamiento, lo que nos permitirá apreciar la arquitectura interna de la cuenca al momento de finalizar la depositación de la Formación Purilactis. Se busca caracterizar las variaciones de espesores de los miembros superiores de la Formación Purilactis, para así, revelar aspectos de la relación entre la estructura interna del relleno mesozoico y la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca.

a)



b)

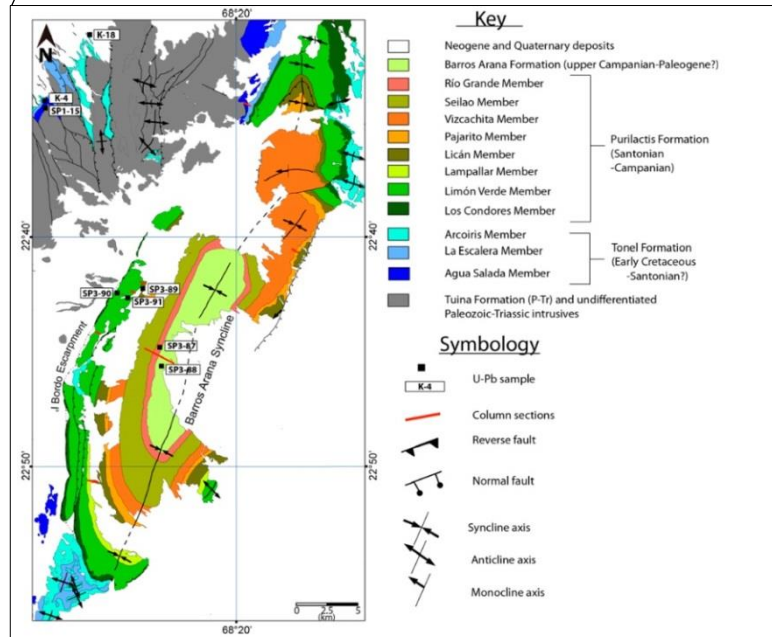


Figura 1.1. a) Mapa geológico del Salar de Atacama y sus alrededores, extraído de Reutter et al., (2006).
 b) Mapa geológico del área de estudio, extraído de Bascuñan, (2014).

1.2 Hipótesis de trabajo

Las rocas sedimentarias continentales del Grupo Purilactis, se depositaron en una cuenca de antepaís desde el Cretácico Tardío, durante la episódica acción de diferentes subpulsos tectónicos de la Fase Peruana. Variaciones litológicas, secuencias granodecipientes y estratos de crecimiento, observados en diferentes miembros de la Formación Purilactis, son evidencia de la acción de estos pulsos tectónicos, los cuales se conjugan para otorgar la geometría del Sinclinal de Barros Arana.

1.3 Objetivos

Objetivo general

Comprender los mecanismos de deformación y los factores que resultaron en la geometría del Sinclinal de Barros Arana.

Objetivos específicos

- Modelar la geometría actual en 3 dimensiones del Sinclinal de Barros Arana.
- Caracterizar la geometría interna del Sinclinal de Barros Arana previa al plegamiento.
- Aportar nuevos antecedentes a la evolución tectónica de la cuenca

1.4 Ubicación y vías de acceso

El área estudiada se ubica, en la región de Antofagasta, entre las coordenadas 22°30'S y 23°S de latitud sur y entre los 68°30' y 68°15' de longitud oeste. Corresponde a la carta geológica del área de San Pedro de Atacama, puntualmente el cuadrángulo de Barros Arana y Cordillera de la Sal.

La Carretera CH-23, la cual une las localidades de Calama y San Pedro de Atacama, corresponde a la principal vía de acceso (Figura 1.2). Esta ruta corta transversalmente al pliegue a estudiar. Y desde ella se accede mediante vehículo de doble tracción por antiguas huellas mineras, planicies o quebradas a las diferentes áreas de interés.

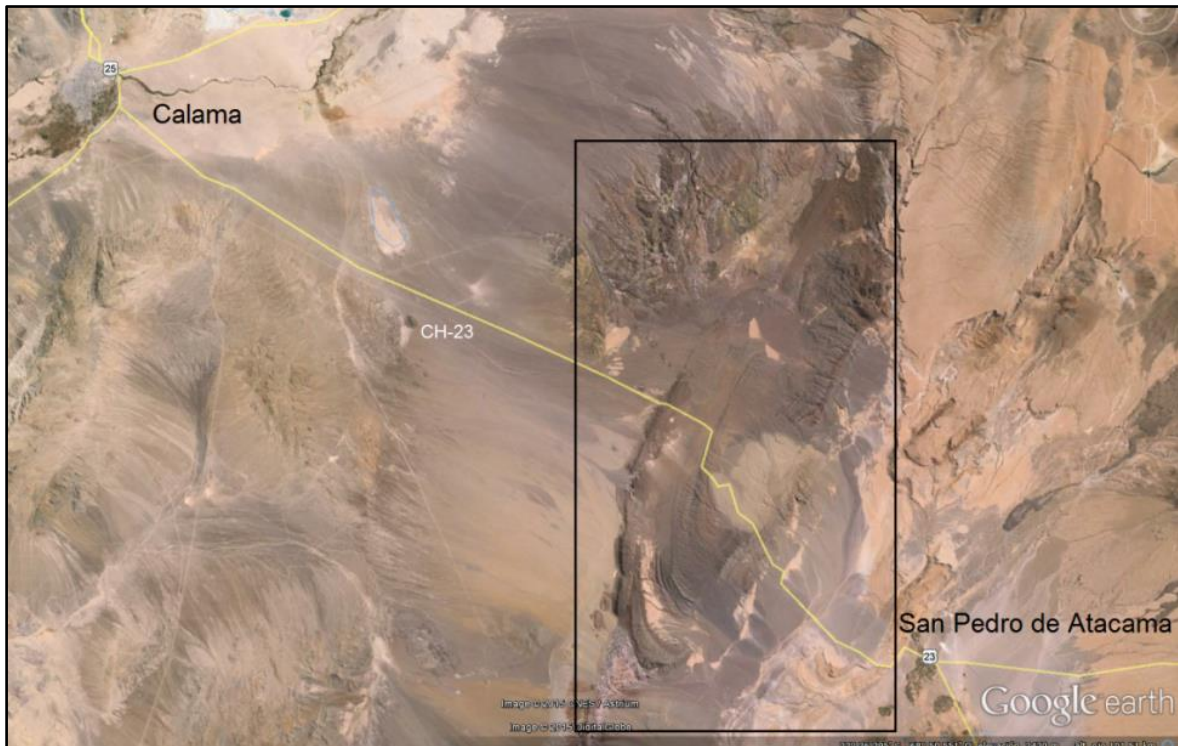


Figura 1.2. Vías de acceso a la zona de estudio delimitada con el rectángulo negro. Modificada de Google Earth.

1.5 Metodología

La base de datos utilizada, se basa principalmente en el trabajo de mapeo (1:100.000) realizado en el área de San Pedro de Atacama (Henríquez et al., 2014), el cual está asociado al Plan Nacional de mapeo geológico desarrollado por SERNAGEOMIN en convenio con el Departamento de Geología de la Universidad de Chile durante los años 2012, 2013 y 2014, junto con datos de sísmica de reflexión y estudios estructurales previos (Jolley et al, 1990; Macellari et al., 1991; Charrier and Reutter 1994; Kuhn et al., 1999; Muñoz et al., 2002; Pananont et al., 2004, Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006).

La construcción y restauración de las superficies se realizó mediante el software de modelación 2D y 3D MOVE 2015.1 (Midland Valley). Se realizó un modelo geológico estructural en 3 dimensiones, el cual consiste en una serie de superficies como niveles estratigráficos y fallas que representen la arquitectura del pliegue, el cual posteriormente es restaurado a un estado pre-plegamiento.

Se realizaron las siguientes metodologías:

Análisis estructural

- Recopilación y análisis de mapas y secciones geológicas del área de estudio.

Estratigrafía sísmica

- Interpretación de la línea de reflexión sísmica F008, identificando límites cronoestratigráficos, pliegues y fallas.

Modelamiento estructural

- Se construyeron 17 secciones geológicas y 4 secciones auxiliares, mediante la herramienta “Construct Horizon from Template”, se escogió el método de construcción “Isogon” (Ramsay Fold Classes) y utilizando como “Template” los Dip Data. Se utilizó este método ya que con él es posible modelar unidades geológicas que no presentes espesores constantes. Interpolar “linealmente” límites estratigráficos entre secciones geológicas seriadas, permite generar superficies que definan la continuidad de las estructuras en subsuperficie.

- Utilizando el método de construcción “3D Dip Domain”(Ribbon), a través de la herramienta “Construct Horizon from Template”, se escogió como “Template”, Lines. Donde estas líneas corresponden a los contactos geológicos mapeados en superficie. De esta manera es posible prolongar la extensión de un contacto geológico, mediante un análisis posicional de los nodos que componen la línea.
- Unir e integrar las superficies creadas mediante los 2 métodos descritos anteriormente, para así generar un modelo estructural completo.
- Mediante el algoritmo de “Unfolding” se realizó una restauración del modelo estructural, utilizando el método “Flexural Slip”. Este método permite el despliegue de superficies, preservando el volumen y variaciones en el espesor entre estas, además del largo de línea. Este algoritmo rota los limbos del pliegue hasta un datum horizontal o una superficie regional. Es necesario definir ciertos parámetros para realizar la restauración, como lo son (1) superficie base a estirar, (2) superficie o cota que represente en estado final a restaurar, (3) la dirección de transporte y (4) el plano axial del pliegue. Este método es normalmente utilizado para modelar complejas deformaciones producto de corrimientos, como también en situaciones donde se deforma la cobertura de intrusiones salinas.
- Finalmente las superficies son rotadas 30° en sentido antihorario, para sustraer los patrones de rotaciones tectónicas de grandes bloques registradas en la zona.

2 Marco tectónico

La Cordillera de los Andes es la cadena montañosa más larga del mundo y la segunda de mayor altura después del plateau del Tíbet (Allmendinger et al., 1997). Este orógeno es el resultado de numerosos eventos de deformación y magmatismo los cuales están controlados por la subducción activa de la placa de Nazca bajo la placa sudamericana desde el Jurásico Temprano. Dentro de esta cadena montañosa, destacan rasgos morfológicos de primer orden como son el plateau del Altiplano-Puna y el Oroclino Boliviano. En el norte de Chile, entre los 22 y 27° S, las principales unidades morfoestructurales presentes son, de oeste a este, la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Precordillera/Cordillera de Domeyko, la Depresión Preandina, la Cordillera Occidental/Arco Magmático y el Plateu Altiplano-Puna (Figura 2.1).

Según Charrier et al., (2007), la evolución del orógeno Andino, ha sido dividida en 5 periodos principales. El último de estos periodos, es el ciclo Andino, periodo que se divide en 3 etapas, separados unas de otras por disconformidades regionales o por significantes cambios paleogeográficos, los cuales indican la ocurrencia de drásticos eventos tectónicos (Figura 2.2). Variaciones en la tasa de convergencia, oblicuidad y acoplamiento de la placa subductada serían responsables de cambios en los régimen tectónicos durante este ciclo. La primera etapa, desde el Jurásico Temprano al Cretácico Temprano, está caracterizada por un arco magmático en la Cordillera de la Costa, junto con el desarrollo de elongadas cuencas de trasarco al este del arco. Un drástico cambio paleogeográfico marca el inicio de la segunda etapa del ciclo Andino, donde una intensa deformación compresiva, genera el alzamiento y erosión de las unidades que previamente rellenaron las cuencas de trasarco. Este paso, desde una tectónica extensional a una compresional, sería producto de la Fase Peruana (Steinmann, 1929; Cobbold et al., 2006; Ramos, 2010). Esta etapa, la cual dura hasta el Paleógeno Temprano, se caracteriza por sucesivas migraciones del arco magmático hacia el este, junto con cuencas de antepaís ubicadas al este del arco (Scheuber et al., 1994). Posteriormente, en el límite Cretácico-Terciario, una nueva fase compresiva correlacionada con la Fase K-T, generaría una fuerte discordancia a nivel regional (Cornejo et al., 2003; Charrier et al., 2007). La tercera etapa del ciclo Andino, comprendida entre el Paleógeno Tardío hasta el presente, comienza con la Fase Incaica, en este periodo se generan importantes alzamientos en la Cordillera de los Andes, como el alzamiento del relieve incaico, además del desarrollo de las unidades morfoestructurales modernas y la ubicación del arco volcánico en su posición actual. (Charrier et al., 2007; 2009).

Existen importantes evidencias acerca de los eventos tectónicos compresivos ocurridos durante el Mesozoico y Cenozoico en el norte de Chile, registrados en el borde oriental de la Cordillera de Domeyko (Arriagada 1999; Makzaev & Zentilli, 1999; Mpodozis et al. 2005; Arriagada et al., 2006; Charrier and Reutter, 1994; Bascuñan, 2014). Estos permiten colocar la cuenca del Salar de Atacama en una posición de

antepaís al menos desde el Cretácico Medio posterior a la inversión de la cuenca de trasarco de Tarapaca y el alzamiento de la Cordillera de Domeyko. Durante el Eoceno, el relleno de la cuenca es deformado, producto de la progresión de la deformación hacia el este (Amilibia et al., 2008) (Figura 2.3).

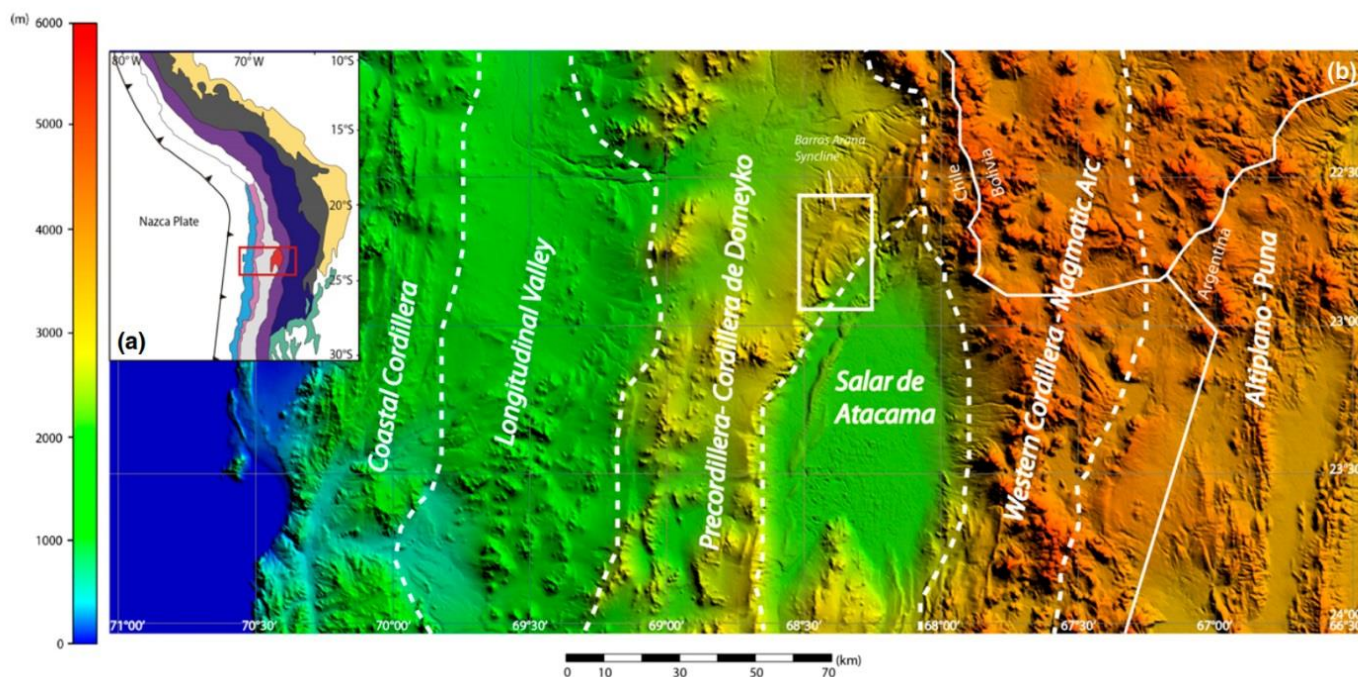


Figura 2.1. Modelo de elevación digital del margen W de Sudamerica entre los 18° y 24°S, destacando las principales unidades morfoestructurales de los Andes Centrales. Extraído de Bascuñan, (2014).

EDAD	ERA	PERIODO	CICLO TECTONICO	ETAPAS	SUBETAPAS	EVENTOS TECTONICOS		
10	CENOZOICO	NEOGENO	A N D I N O	Tercera	Segunda	Orogenia Pehuenche		
50					Primera	Extensión	Orogenia Incaica	
	100	CRETACICO		Segunda	Segunda	Transtensión	Orogenia K-T	
Primera					Extensión	Orogenia Peruana		
150	MESOZOICO	JURASICO		Primera	Segunda	Extensión	Subsidencia termal	
					Primera	Extensión	Subsidencia tectónica	Emersión de la cuenca
200						Extensión	Subsidencia termal	Subsidencia tectónica

Figura 2.2. Ciclo tectónico andino, subdivisiones en etapas y subetapas, y eventos tectónicos que marcan su desarrollo. Extraído de Charrier et al., (2007).

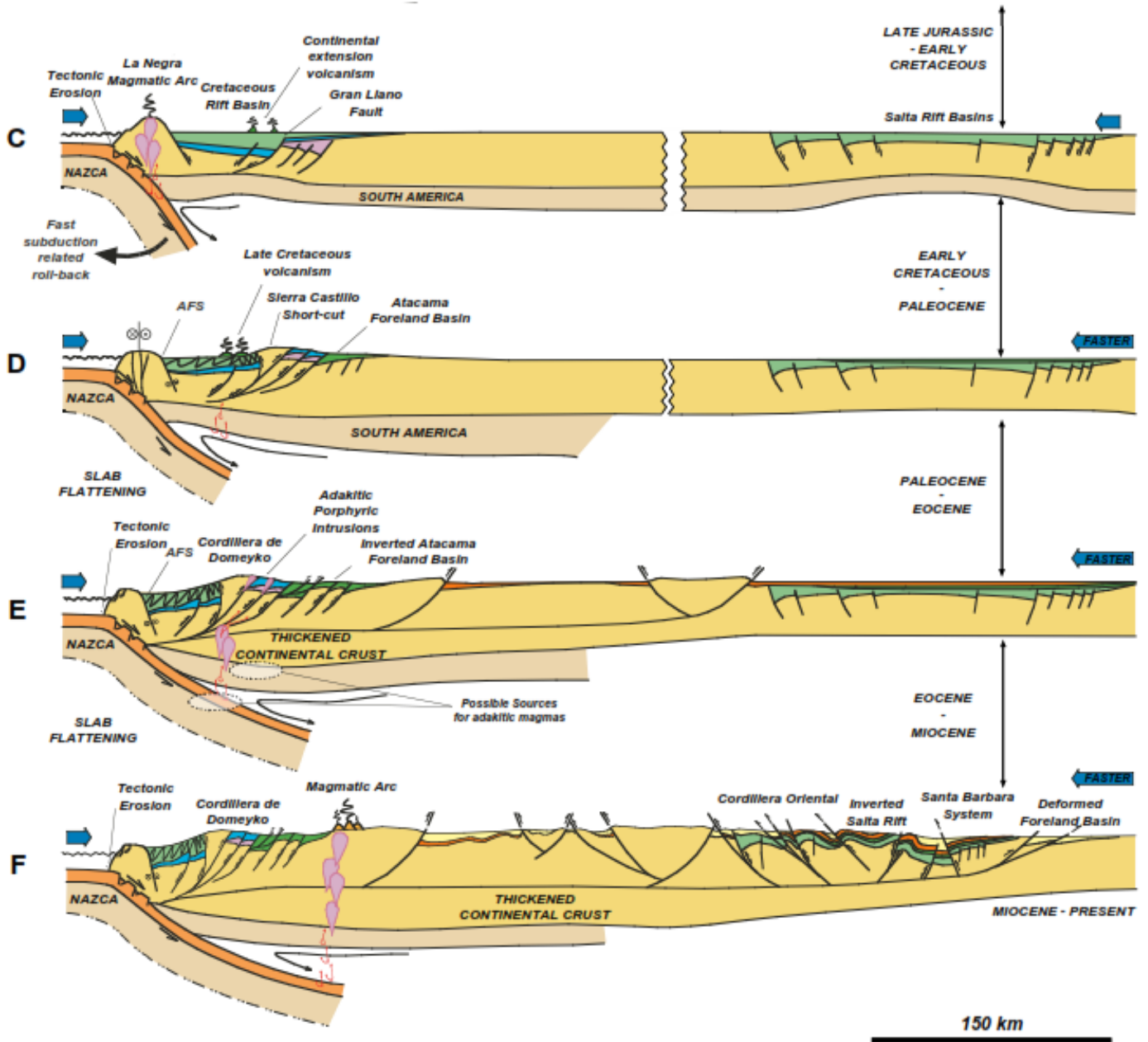


Figura 2.3. Modelo de evolución tectónica para la Cordillera de Domeyko desde el Jurásico Tardío. Modificado de Amilibia et al., (2008).

3 Marco geológico

3.1 Geología del área del Salar de Atacama

El Salar de Atacama es la mayor anomalía topográfica negativa en el antearco interno al norte de Chile. Esta cuenca se sitúa entre la Cordillera de Domeyko (Precordillera) al oeste, compuesta principalmente por rocas plutónicas y volcánicas del Paleozoico Tardío, las cuales forman núcleos de grandes anticlinales, bordeados por fallas de alto ángulo (Coira et al., 1982; Reutter et al., 1988; Amilibia et al., 2008), y al este por la cordillera Occidental, donde se ubica el arco volcánico actual, caracterizado por presentar una cubierta de ignimbritas del Mioceno y Plioceno que se inclinan suavemente cayendo hacia el salar. Al sur del área de estudio se encuentra el Cordón de Lila, de edad Ordovícico a Carbonífero y corresponde a rocas ígneas y sedimentarias (Niemeyer, 1989). Atravesando la cuenca del Salar, encontramos la Cordillera de la Sal, ridge de 5- 10 km de ancho, aflora 200 m por sobre la base del salar, posee una orientación NNE-SSO. Esta cordillera es un complejo sistema de faja plegada y corrida, que deforma depósitos desde edad Oligocena, y además genera una separación morfológica distinguiendo la cuenca principal del Salar de Atacama con el Llano de la Paciencia (Figura 3.1a).

Las rocas de mayor edad son las sucesiones volcano-sedimentarias de edad paleozoica a triásica, corresponden a las formaciones Tuina (Pérmico Superior-Triásico Medio) (Raczynski, 1963; Marinovic y Lahsen, 1984; Mundaca, 2002), Estratos El Bordo (Permo-Triásico) (Ramírez & Gardeweg, 1982), Grupo Peine (Bahlburg y Breitkreuz, 1991), Cas y sus equivalentes (Ramírez & Gardeweg, 1982). Estas se habrían depositado durante el rift Permo-Triásico que se desarrolló en Chile y en parte de Argentina (Charrier et al., 2007). Estas rocas afloran en el borde oriental de la Cordillera de Domeyko, como también en la zona SE del salar.

El borde oriental de la Cordillera de Domeyko corresponde a un escarpe de 900 m de altura y que recorre 120 km por el borde del salar. Aquí se expone parte del relleno sedimentario de la cuenca del Salar de Atacama (Figura 1.1a y 3.2a), relleno que ha sido deformado durante las Fases Peruana, K-T e Incaica principalmente (Reutter et al., 1996; Maksaev y Zentilli, 1999; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006).

En el área del Cordón de Barros Arana, encontramos el Grupo Purilactis, formando un sinclinal de 50 km de largo (NE-SW) y 16 km de ancho (NW-SE) (Figura 3.2a, 3.3 y 3.4). Este Grupo lo conforman secuencias volcanoclásticas, clásticas y evaporíticas que se han acumulado desde el Cretácico inferior tardío, hasta el Paleógeno y se encuentran separadas por una discordancia de las rocas subyacentes (Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006). El Grupo Purilactis, lo constituyen, desde la base al techo, la Formación Tonel, sucesión de areniscas rojas y evaporitas granodecrecientes

depositadas en una suave discordancia angular, sobre rocas volcánicas y sedimentarias del Triásico Superior (Charrier and Reutter 1994). Estos depósitos registran discordancias progresivas internas, lo cual evidencia una tectónica compresional para aquel periodo, además presentan direcciones de paleocorrientes provenientes principalmente desde el oeste, asociados al alzamiento de la Cordillera de Domeyko (Mpodozis et al., 2005; Bascuñan, 2014). Se ha interpretado que estas rocas se depositaron en un ambiente de playa/sabkha (Hartley et al., 1992). Sobreyaciendo a la Formación Tonel, mayoritariamente en contacto por falla como también levemente discordante, encontramos la Formación Purilactis, la cual está compuesta por series sedimentarias, color pardo rojizo, de grano fino a medio, de tendencia granocreciente (Charrier and Reutter 1994). Representan facies aluviales, fluviales, y en menor medida facies eólicas y lacustres (Hartley et al., 1992), la cual ha sido dividida en 8 miembros (Henríquez et al., 2014), donde sus numerosas variaciones en el tamaño de grano y en la litología de los clastos entre los diferentes miembros de la formación, serían evidencia de actividad tectónica (Bascuñan, 2014). La Formación Barros Arana, sobreyace concordantemente a la Formación Purilactis, y está compuesta por gruesos abanicos aluviales, con clastos derivados principalmente de granitoides Paleozoicos provenientes desde el oeste, lo que revela la erosión profunda de la Cordillera de Domeyko (Mpodozis et al., 2005; Bascuñan, 2014). Finalmente la Formación Cerro Totola, está conformada principalmente por andesitas, andesitas basálticas y menores dacitas, intercaladas con tobas riolíticas, areniscas y algunos conglomerados rojizos (Arriagada, 1999). Esta Formación sobreyace en discordancia a la Formación Tonel y al Miembro Licán de la Formación Purilactis, y se ha interpretado más joven que la Formación Barros Arana (Arriagada, 1999; Mpodozis et al., 1999; Mpodozis et al., 2005).

Al sur del Escarpe el Bordo, se encuentran las Formaciones Naranja y Loma Amarilla (Figura 3.1a), series aluviales, de edad Paleocena y Eocena respectivamente, que se encuentran en discordancia con el Grupo Purilactis y también entre ellas. La Formación Naranja sería posttectónica al evento K-T, mientras que la Formación Loma Amarilla sería sintectónica con la Fase Incaica (Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006).

Posteriormente durante el Oligoceno, el borde occidental de la cuenca del Salar de Atacama habría sufrido extensión, episodio durante el cual se habrían depositado, en discordancia, las series terrígenas y evaporíticas de la Formación San Pedro y la Formación Tambores. (Jordan et al., 2007; Rubilar, 2015). Estas habrían sido deformadas durante el Mioceno, dando origen a la Cordillera de la Sal (Ramírez & Gardeweg, 1982; Flint et al., 1993; Wilkes y Gôrlér, 1994). La Figura 3.1b muestra el principal relleno sedimentario de la cuenca del Salar de Atacama.

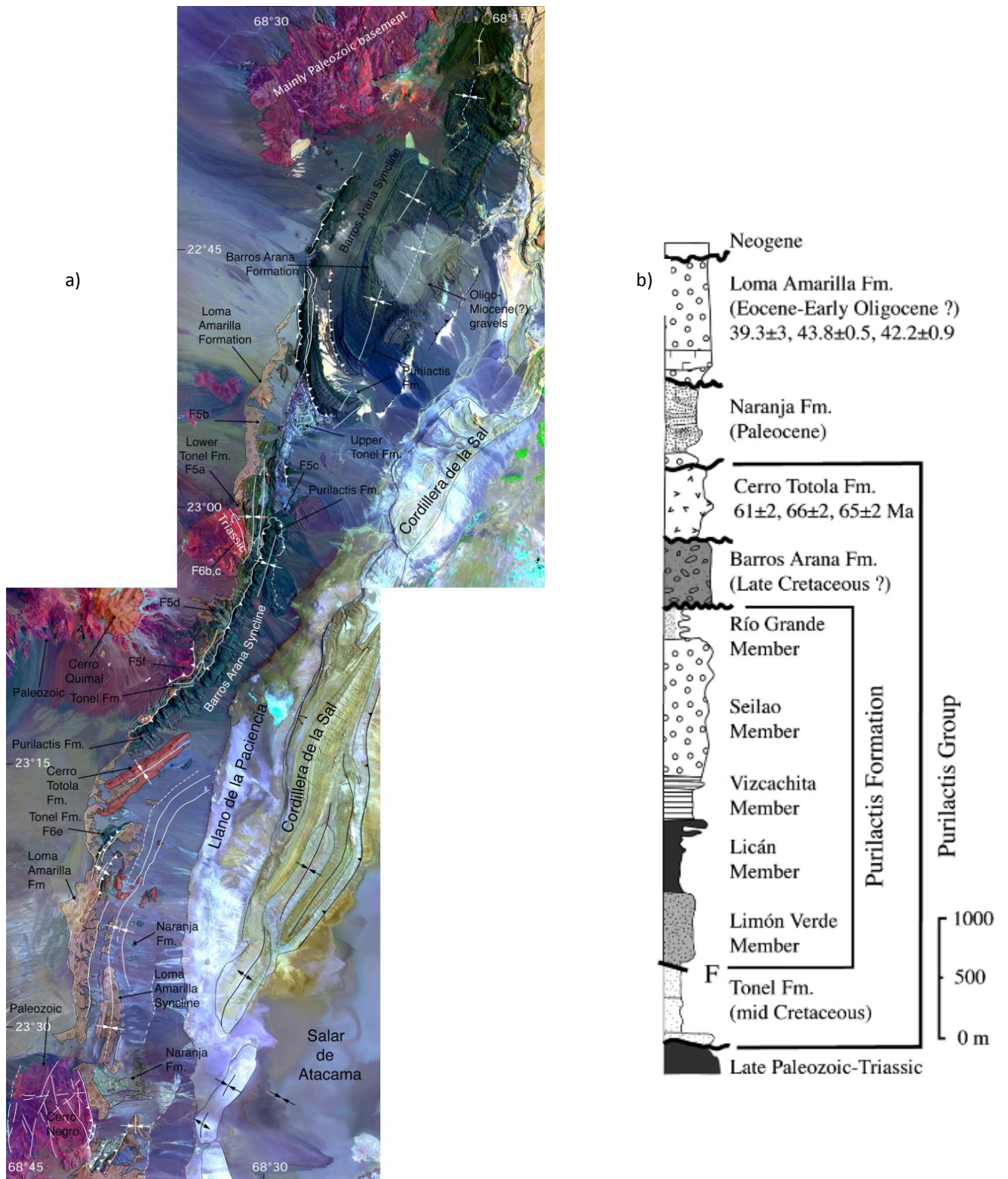


Figura 3.1. a) Imagen Landsat del borde occidental de la cuenca del Salar de Atacama, en la zona de la cuesta de Barros Arana y el escarpe El Bordo. Se muestran los principales rasgos estructurales, además de las unidades geológicas. Extraída de Arriagada et al., (2006). **b)** Estratigrafía de la Cuenca del Salar de Atacama. Extraída de Arriagada et al., (2006).

3.2 Estratigrafía de la zona de la cuesta de Barros Arana

La división estratigráfica del relleno más antiguo de la cuenca del Salar de Atacama, expuesto en las incisiones de largos cañones en el borde occidental de la cuenca, ha sido estudiada por diversos autores (Brüggen, 1934, 1942, 1950; Charrier & Muñoz 1994, Charrier and Reutter 1990, 1994; Arriagada, 1999; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006). Aunque han existido numerosas discrepancias en la definición de las Formaciones, sus divisiones internas y sus edades, en este trabajo utilizaremos la redefinición del Grupo Purilactis realizada por Mpodozis et al., (2005), junto con las definiciones de los miembros internos de las formaciones Tonel y Purilactis realizada por Henríquez et al., (2014), mostradas en el cuadro cronoestratigráfico de la Figura 3.2. Es posible observar la distribución y relaciones de contacto de estas rocas en el mapa del área de estudio (Figuras 3.1, 3.2 y 3.3)

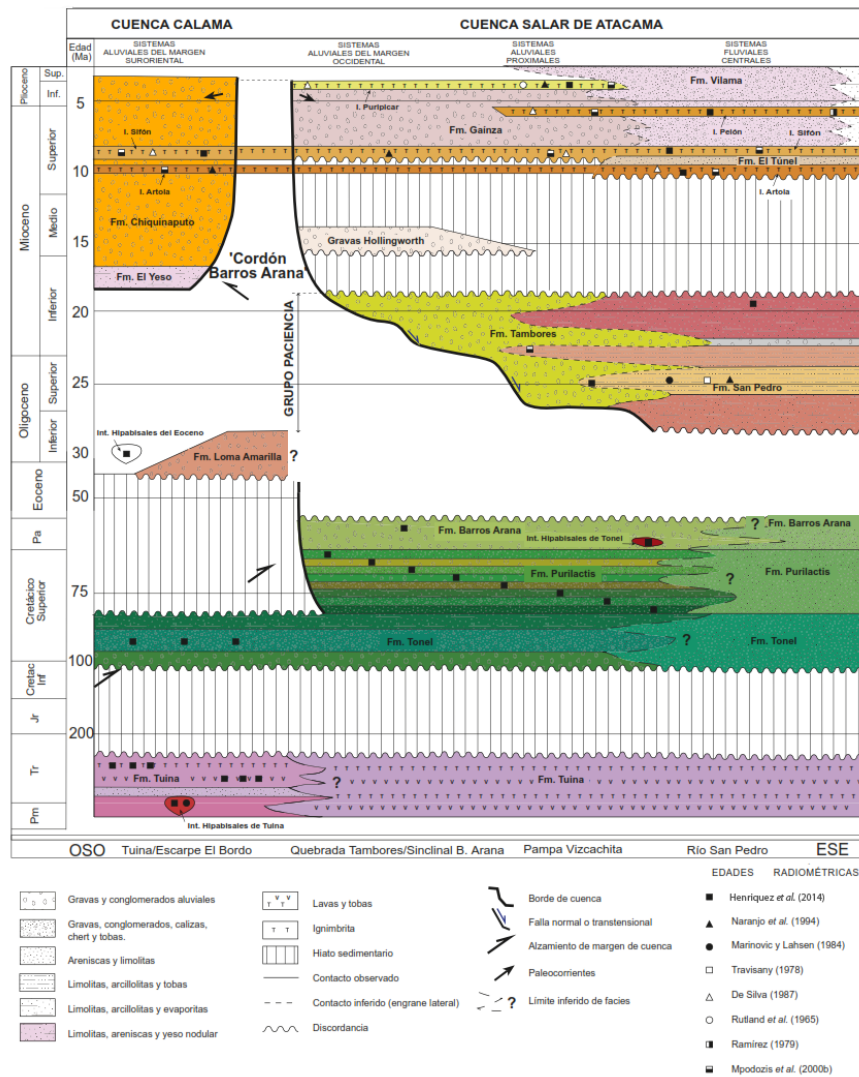


Figura 3.2. Cuadro Cronoestratigráfico para la zona de San Pedro de Atacama, desde el Pérmico, mostrando las principales unidades geológicas, unidades morfológicas locales y eventos tectónicos. Modificado de Henríquez et al., (2014).

Leyenda

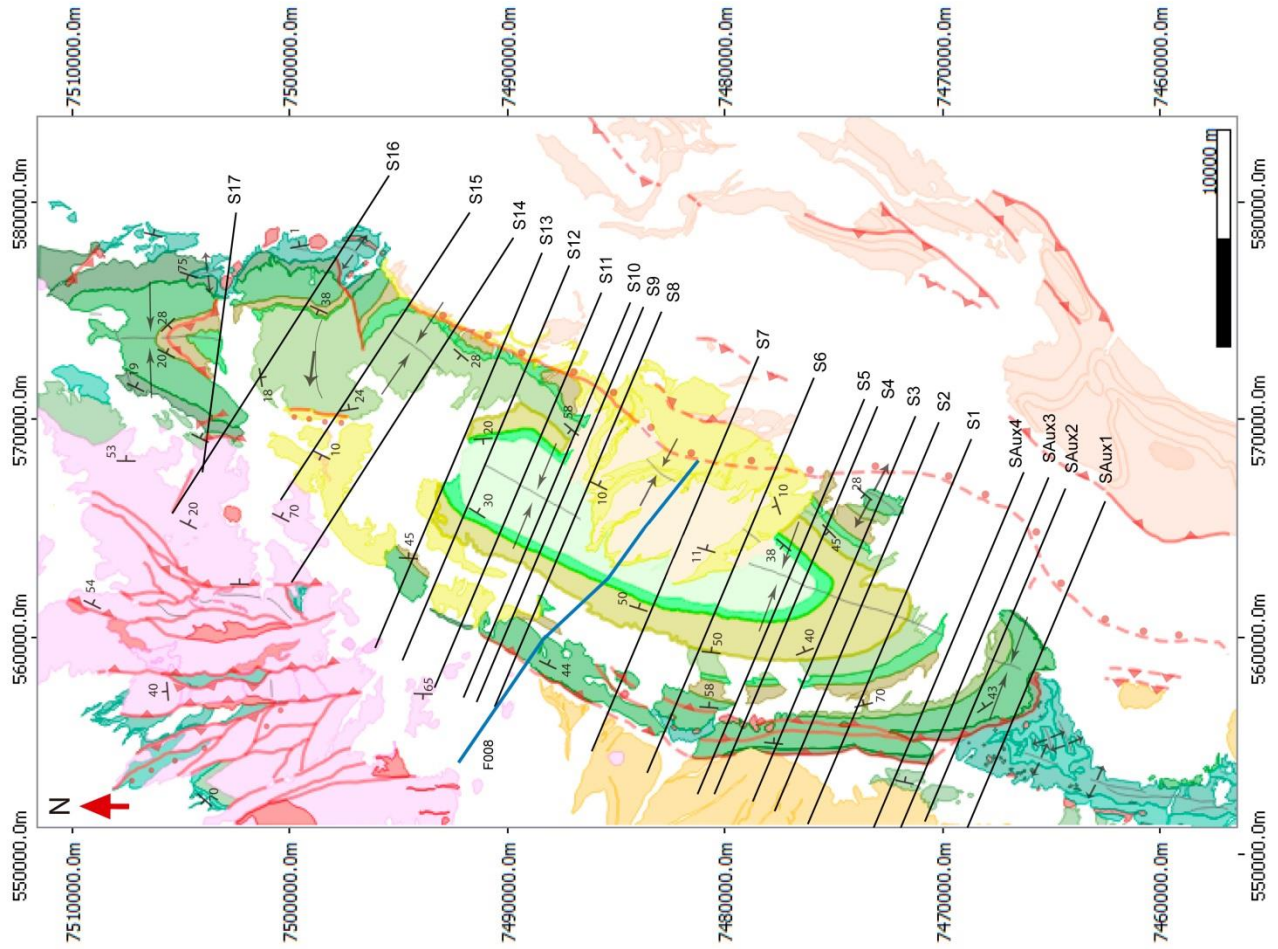
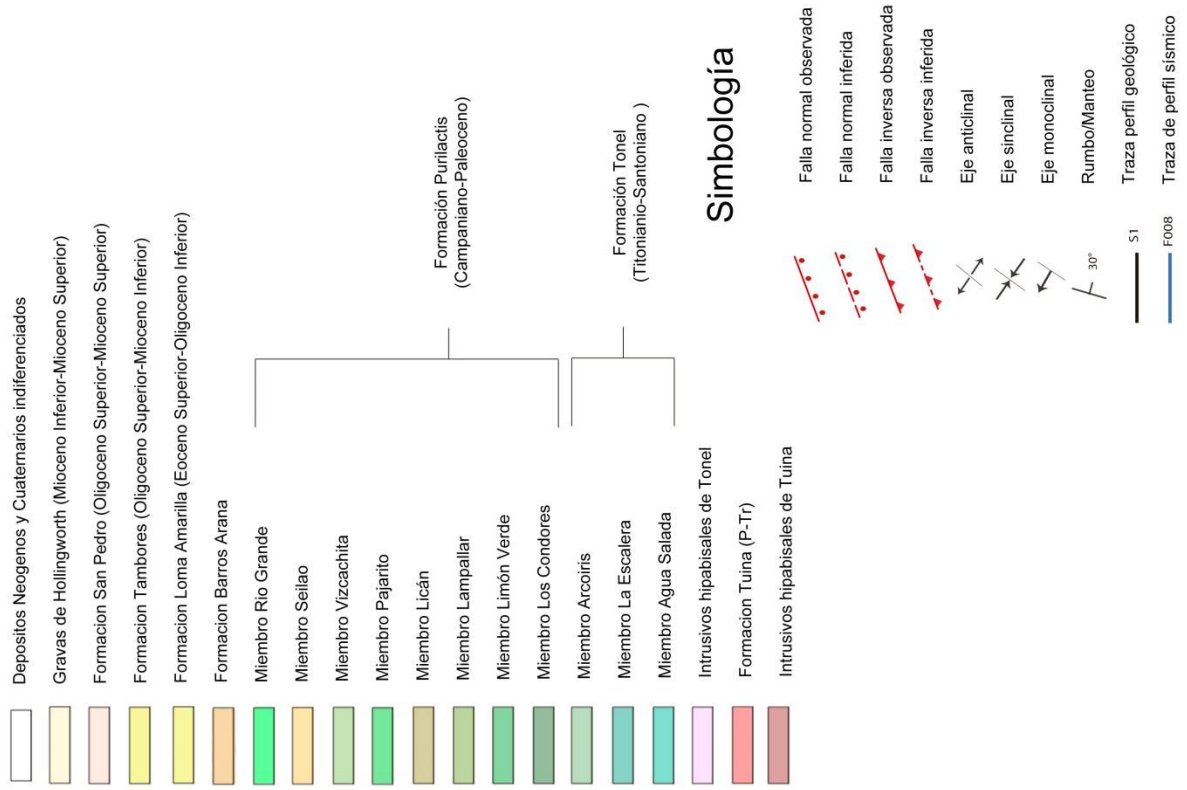


Figura 3.3. Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Henríquez et al., (2014).

3.3 Geología estructural del borde occidental de la cuenca del Salar de Atacama

3.3.1 Antecedentes

Diversos autores han prestado especial énfasis en las estructuras presentes en la cuenca del Salar de Atacama. Mediante correlaciones entre datos superficiales junto con estudios subsuperficiales provenientes de líneas de reflexión sísmica (Macellari et al., 1991; Muñoz et al., 1997, 2002; Pananont et al., 2004, Arriagada et al., 2006; Jordan et al., 2007; Rubilar, 2015), ha sido posible revelar aspectos sobre la estructura interna del Salar de Atacama.

En el borde occidental del Salar de Atacama, dominan pliegues cerrados y abiertos, de orientación NNE principalmente, junto con fallas inversas de alto ángulo vergentes tanto al este como al oeste (Figura 3.1a), donde existe la participación de bloques de basamento cabalgados, indicando acortamiento E-O y ESE-WNW. También se observan pliegues verticales asimétricos, los cuales son entendidos como producto de movimientos de rumbo N-S (Charrier and Reutter, 1994). Recorriendo de norte a sur se evidencian importantes variaciones en el estilo de la deformación.

En el extremo noroccidental de la cuenca, encontramos el sinclinal de Barros Arana, éste abarca desde la zona de la cuesta de Barros Arana, hasta la zona del Cerro Totola, aquí se exponen las rocas de la Formaciones Tonel y Purilactis, las cuales son plegadas desde el oeste por rocas paleozoicas (Figura 3.4). Al norte este pliegue se presenta como un sinclinal amplio, el cual hacia el sur, en la zona del Escarpe el Bordo, se vuelve más apretado. Al sur del Cerro Quimal, en la zona del Cerro Totola, se observa un cambio en el rumbo de eje del pliegue, desde N20°E a N60°E (Figura 3.1), y también se evidencia como rocas paleozoicas se cabalgan hacia el este sobre rocas de la Formación Tonel, formando un sinclinal bajo el bloque yaciente (Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006).

Entre la zona de Cerro Totola y la zona de Cerro Negro, observamos como aflora el sinclinal de Loma Amarilla. En este pliegue, constituido por las Formación Naranja y Loma Amarilla, de eje axial curvo, es posible observar como rocas de la Formación Tonel, se cabalgan sobre rocas más jóvenes de la Formación Loma Amarilla, a través de una falla inversa vergente al este (Figura 3.1). Más al sur, en las cercanías del Cerro Negro, la Formación Naranja junto con la Formación Loma Amarilla son intensamente deformadas en el bloque yaciente de un cabalgamiento vergente al este.

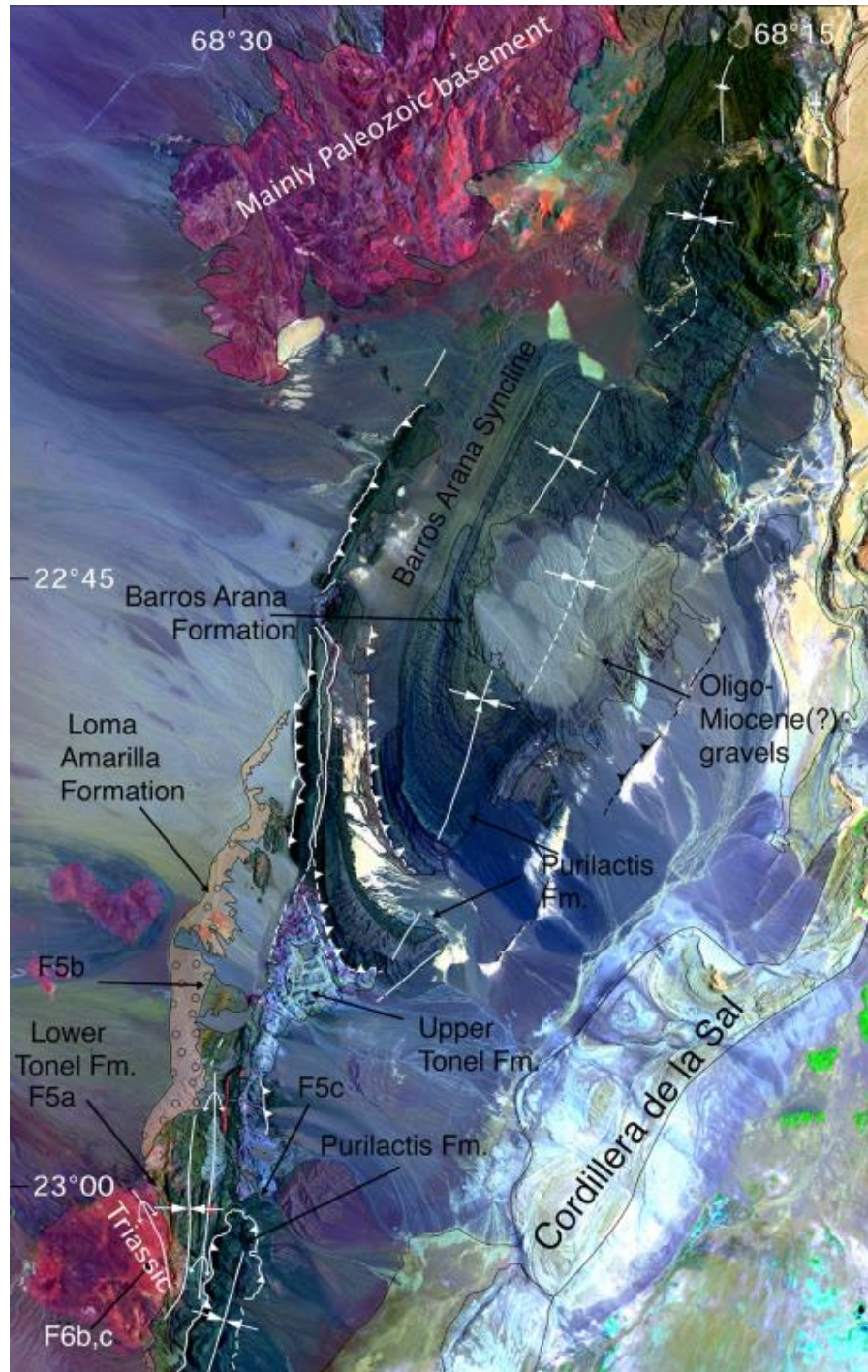


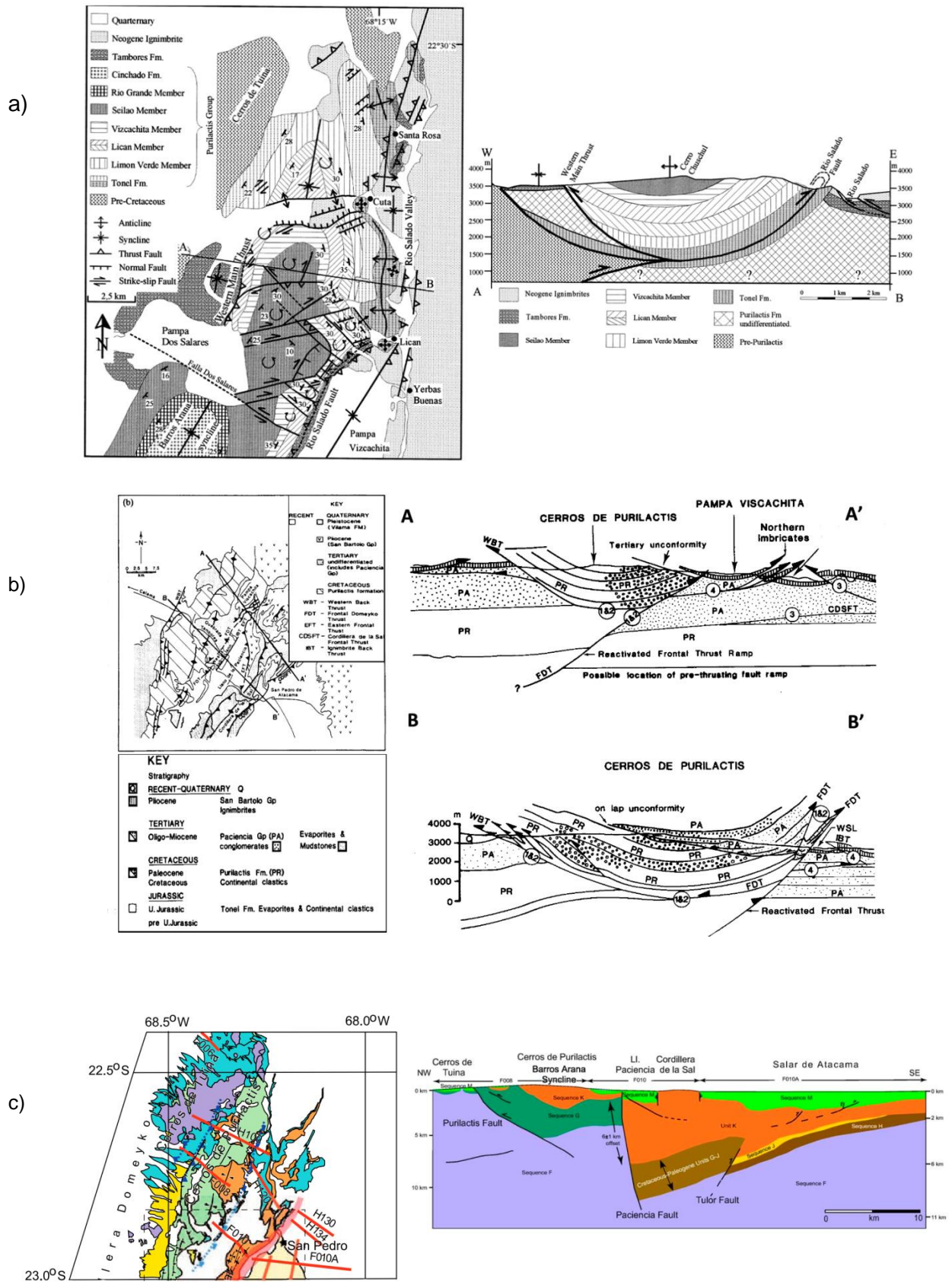
Figura 3.4. Imagen Landsat del borde occidental de la cuenca del Salar de Atacama, en la zona de la cuesta de Barros Arana. Se muestran los principales rasgos estructurales, además de las unidades geológicas. Extraído de Arriagada et al., (2006).

3.3.2 Sinclinal de Barros Arana

Este rasgo estructural de primer orden, corresponde a un pliegue abierto, cónico, doble buzante, de orientación NNE-SSW, de 50 km de largo y 16 km de ancho y se encuentra bordeado por cabalgamientos mayores de vergencia este y oeste (Domeyko Frontal Thrust y Western Back Thrust, respectivamente) (Marinovic y Lahsen, 1984; Jolley et al., 1990; Hartley et al., 1992; Charrier and Reuter 1994; Arriagada et al., 2006; Mpodozis et al., 2005). Una Falla de rumbo WNW-ESE, llamada “Falla 2 Salares” corta la traza del eje del pliegue y a la vez segmenta el sinclinal en 2 dominios, cada uno con un estilo de deformación distinto (Kuhn and Reuther, 1999) (Figura 3.5a).

El dominio norte presenta un complejo patrón de fallas de rumbo conjugadas que separan y basculan bloques de diferente tamaño. Este dominio esta bordeado al oeste por el “Western Main Thrust”, que mantea al este, y al este por la “Falla Rio Salado”, que mantea al oeste (Kuhn and Reuther, 1999) (Figura 3.6a). El dominio sur del Sinclinal de Barros Arana, se caracteriza por numerosos corrimientos y fallas de rumbo de orientación aprox. NNE a N-S (Figura 3.5 y 3.6b). La Falla Cordón de Barros Arana y 2 fallas menores, que mantean hacia el este y ubicadas en el flanco occidental del pliegue, son las responsables de deformar y repetir tectónicamente los miembros basales de la Formación Purilactis (Mpodozis et al., 2005; Henriquez et al., 2014), Actualmente el flanco oriental del sinclinal, se encuentra disectado por una falla normal oligocena, de manteo hacia el este (Paciencia Fault) (Pananont et al., 2004) (Figura 3.6c).

En la Figura 3.7 se observan las interpretaciones de la línea sísmica F008 realizadas en trabajos previos por otros autores. Las estructuras que afectan las rocas sedimentarias, se han desarrollado en niveles tectónicos poco profundos, dado que no presentan clivaje, cataclasitas, ni tampoco milonitas, en las cercanías de las fallas (Charrier and Reutter 1994).



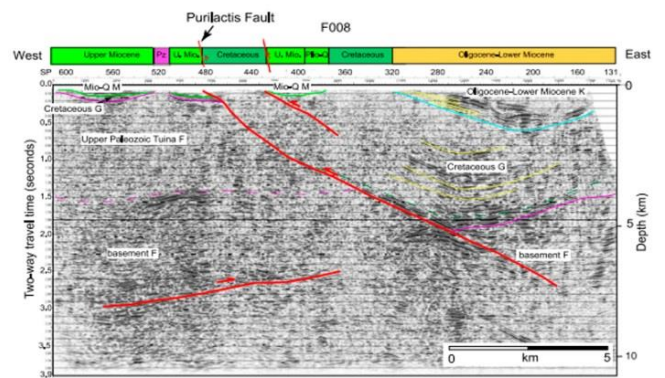
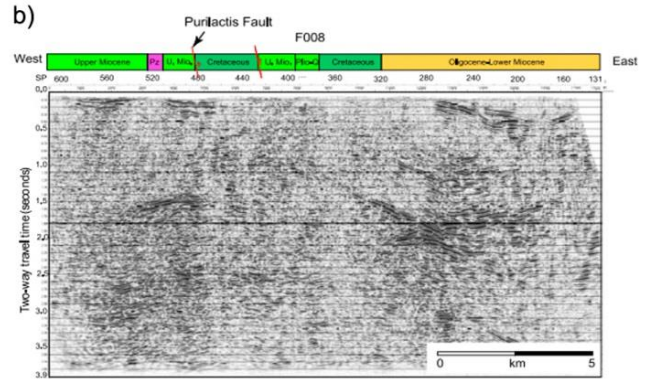
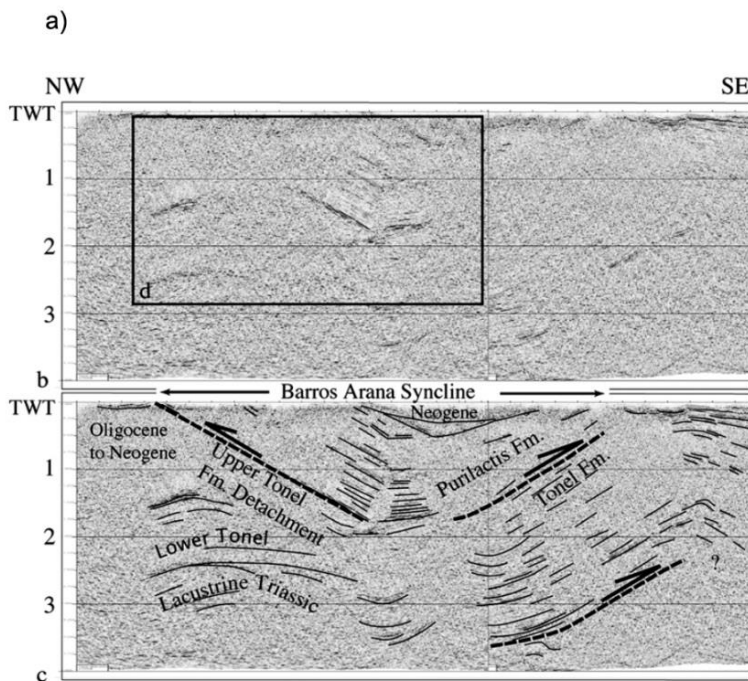


Figura 3.6. Interpretaciones sísmicas de la línea F008, donde se aprecia el sinclinal de Barros Arana. a) Trabajo realizado por Arriagada et al., (2006). b) Trabajo realizado por Pananont et al., (2004).

4 Modelamiento estructural 3D

4.1 Marco teórico

4.1.1 Método de las isógonas (Ramsay)

Ramsay (1967), propuso una clasificación de pliegues, la cual busca describirlos basados en la curvatura de los contornos internos y externos del pliegue y en el comportamiento de sus isógonas de manteo. Una isógonas de manteo es una línea que une puntos de igual manteo entre los bordes internos y externos de un pliegue. Basado en la convergencia de las isógonas hacia el eje axial del pliegue posicionado de manera vertical, se han definido 3 tipos de pliegues (Figura 4.1). Clase 1, Isógonas convergen hacia el arco interno del pliegue, el cual es más cerrado que el arco exterior, se puede subdividir en: Clase 1A, Pliegues con limbos más gruesos que la charnela; Clase 1B, Pliegues de espesor constante, también llamados “pliegues paralelos”; Clase 1C, Pliegues con limbos más delgados que la charnela. Clase 2, Isógonas paralelas al eje del pliegue, las formas del arco interno y externo del pliegue son idénticas, también llamados “pliegues similares”. Clase 3, Isógonas divergen hacia el arco interno del pliegue, el cual es más abierto que el arco externo.

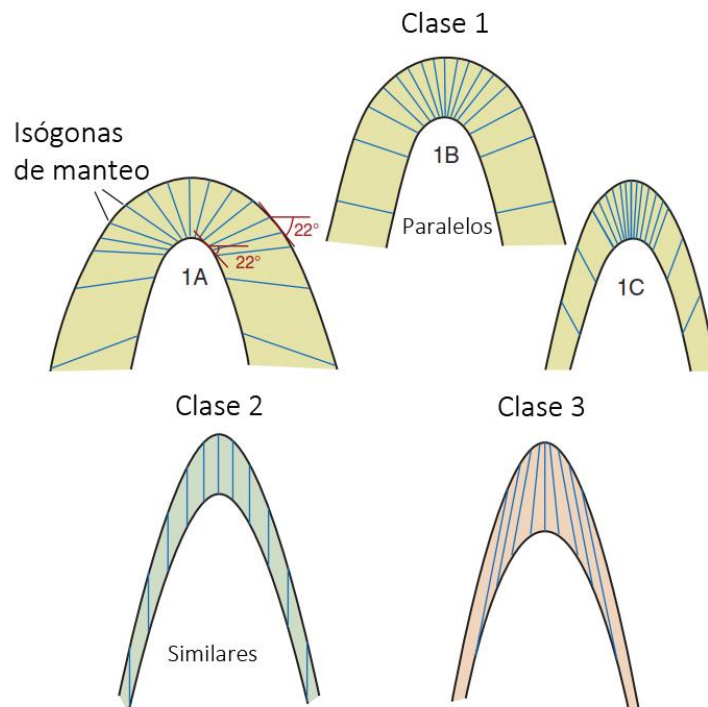


Figura 4.1. Clasificación realizada por Ramsay (1967), basada en el manteo de las isógonas. Extraído de Fossen (2010).

Cada clase está definida según los parámetros geométricos δ y ϕ los cuales representan el manteo de la capa y el ángulo de proyección de la isógona con respecto a la normal de la línea tangente al contacto, respectivamente (Figura 4.2a).

El método de las isógonas permite construir secciones geológicas, asignando diferentes clases de pliegues para las distintas capas que componen la sección (Figura 4.2c). La clase de pliegue depende de los mecanismos de plegamiento que actúen al momento de la deformación (Donath & Parker 1964).

La Figura 4.3 muestra una comparación entre 2 secciones construidas en base a los mismos datos pero mediante 2 métodos distintos.

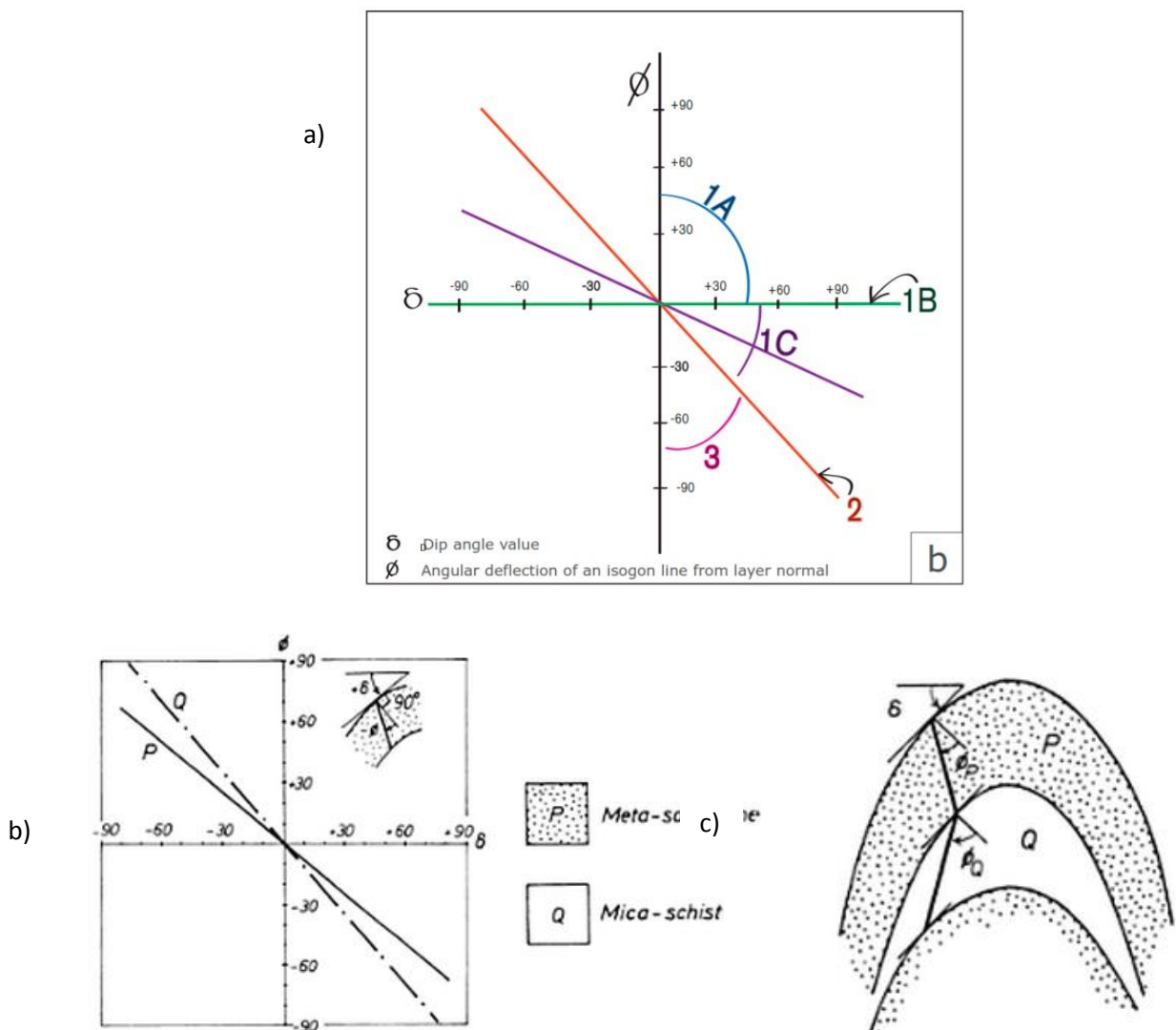


Figura 4.2. a) Relación de Isógonas entre δ y ϕ , junto con el tipo de pliegue que se asocia. b) sección que muestra la definición de los ángulos δ y ϕ además de 2 capas con relaciones de isógonas diferentes. c) Ejemplo relación de isógonas para las rocas P y Q de la figura b). Extraído de Ramsay, (1967).

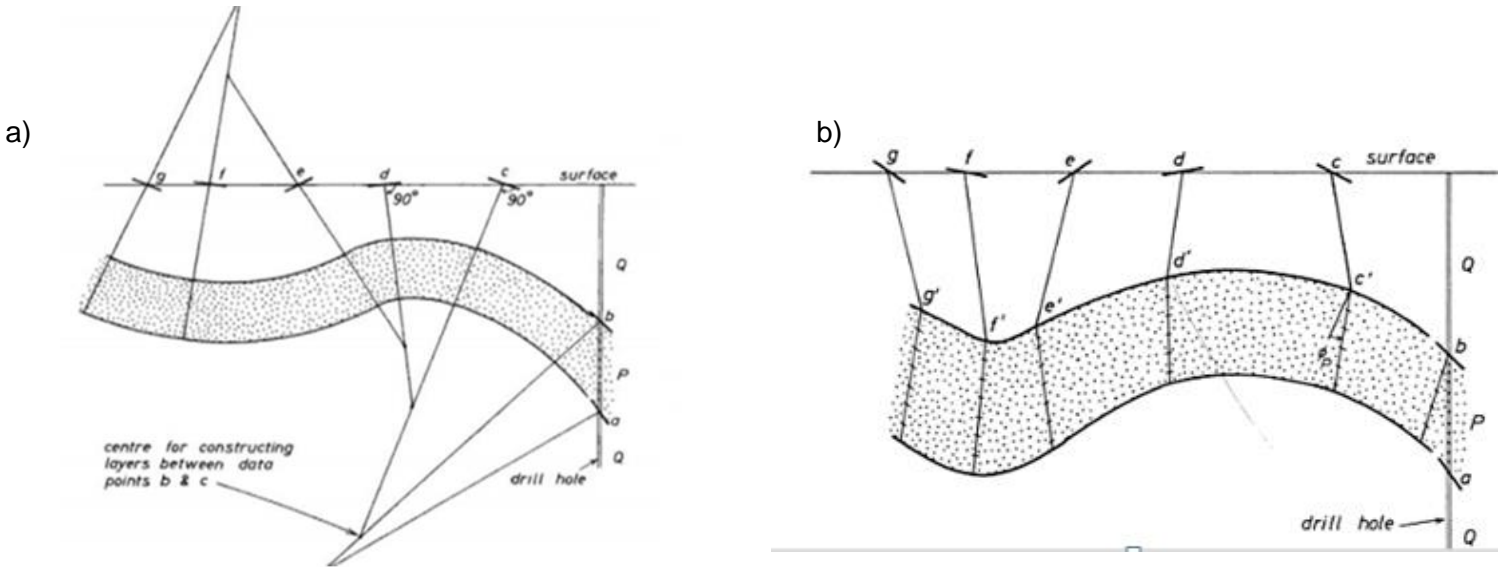


Figura 4.3. Comparación de 2 perfiles construidos mediante 2 metodologías diferentes. a) Método Kink. c) Método de las Isógonas. Extraído de Ramsay, (1967).

4.1.2 Ribbon (3D Dip Domain)

Una traza en un mapa es la interpretación geológica de la intersección de un límite geológico con la superficie terrestre. Una superficie Ribbon, es la extensión 3D de una traza en un mapa, cuya orientación es derivada del análisis de la posición en X, Y, Z de 3 o más puntos que componen la traza. Para obtener una orientación promedio de puntos pertenecientes a la superficie, se realiza un análisis del momento de inercia al set de puntos, donde el polo del plano que mejor se ajusta a los puntos representaría el eje de máximo momento de inercia. Para esto primero se calcula el vector que une el centro de masa con cada nodo, generando una matriz T (Woodcock, 1977):

$$\mathbf{T} = \begin{pmatrix} \sum l_i^2 & \sum l_i m_i & \sum l_i n_i \\ \sum m_i l_i & \sum m_i^2 & \sum m_i n_i \\ \sum n_i l_i & \sum n_i m_i & \sum n_i^2 \end{pmatrix}$$

Donde l_i , m_i y n_i son las componentes en X, Y, Z de cada vector, sin normalizar. Esta matriz T es simétrica y es posible calcular sus valores (λ_1 , λ_2 , λ_3) y vectores propios (v_1 , v_2 , v_3). λ_1 y v_1 , representan la orientación de máxima densidad de vectores, mientras que λ_3 y v_3 , representan la orientación de mínima densidad de vectores, por lo tanto el máximo momento de inercia y consecuentemente el polo del plano que mejor se ajusta a los nodos.

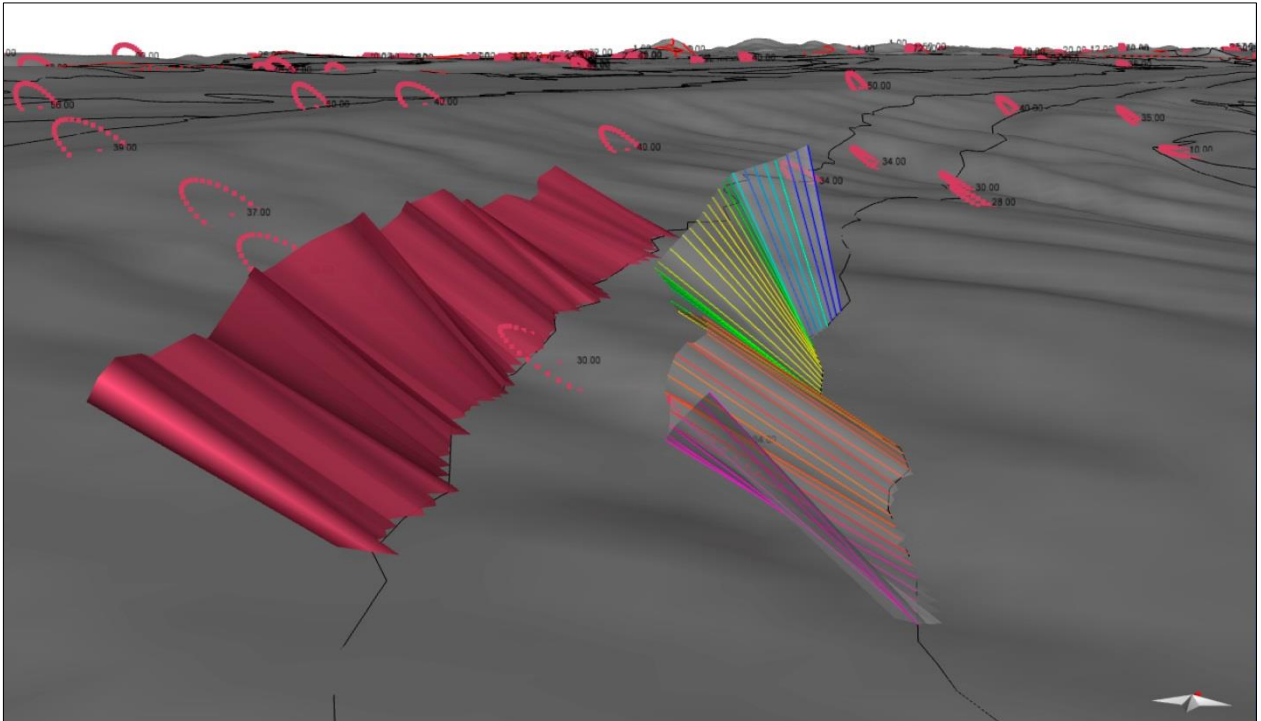


Figura 4.4. Imagen que muestra la topografía (en gris) y contacto geológicos (en negro), de un área del sinclinal de Barros Arana, además de atributos de orientación (líneas de colores) y superficies Ribbon (superficie burdeo). Discos rojos representan loa datos de rumbo y manteo.

De esta manera, se analiza la traza o una porción de una traza de un contacto geológico conociendo la posición de sus nodos en el espacio, una vez definido el espaciamiento de los nodos, de acuerdo a la escala del modelo, es posible obtener atributos de orientación para cada nodo analizado, los cuales son representados por líneas que pasan a través de estos (líneas de colores en Figura 4.4). Es necesario definir la profundidad a la cual se proyectaran los datos obtenidos. Finalmente mediante interpolación lineal entre estas líneas se construyen las superficies Ribbon (superficie roja en Figura 4.4).

Calidad de las mediciones

La calidad de las mediciones depende de que tan bien se ajuste el plano definido como que tan confiable son los datos.

Co-planaridad (M): Concepto que entrega información sobre qué tan alejados se encuentran los nodos del plano calculado, es decir, que tan bien se ajusta el plano a los nodos. Este parámetro se define como la razón entre los valores propios λ_1 y λ_3 . Entre mayor es la coplanaridad, mejor se ajusta el plano y por lo tanto menor es la distancia entre los nodos y el plano de mejor ajuste. $M = \ln(\lambda_1 / \lambda_3)$.

Co-linearidad (K): Parámetro que nos entrega información sobre qué tan confiable son los cálculos realizados. Para sets de nodos altamente colineales, muchos planos pueden ajustarse de buena manera. Este parámetro se define como la razón entre todos los valores propios de la matriz T. Entre menos colinear los datos, más confiables, por lo tanto, se busca un set de nodos, los cuales, al variar levemente el plano de mejor ajuste, varíe altamente el grado de ajuste, de esta manera, solo habrán menos planos que concuerden con los datos. $K = \ln(\lambda_1 / \lambda_2) / \ln(\lambda_2 / \lambda_3)$.

Según Fernández, (2005), valores de $M > 4$ y $K < 0.8$ nos indican que la calidad de las mediciones es buena (Figura 4.5a).

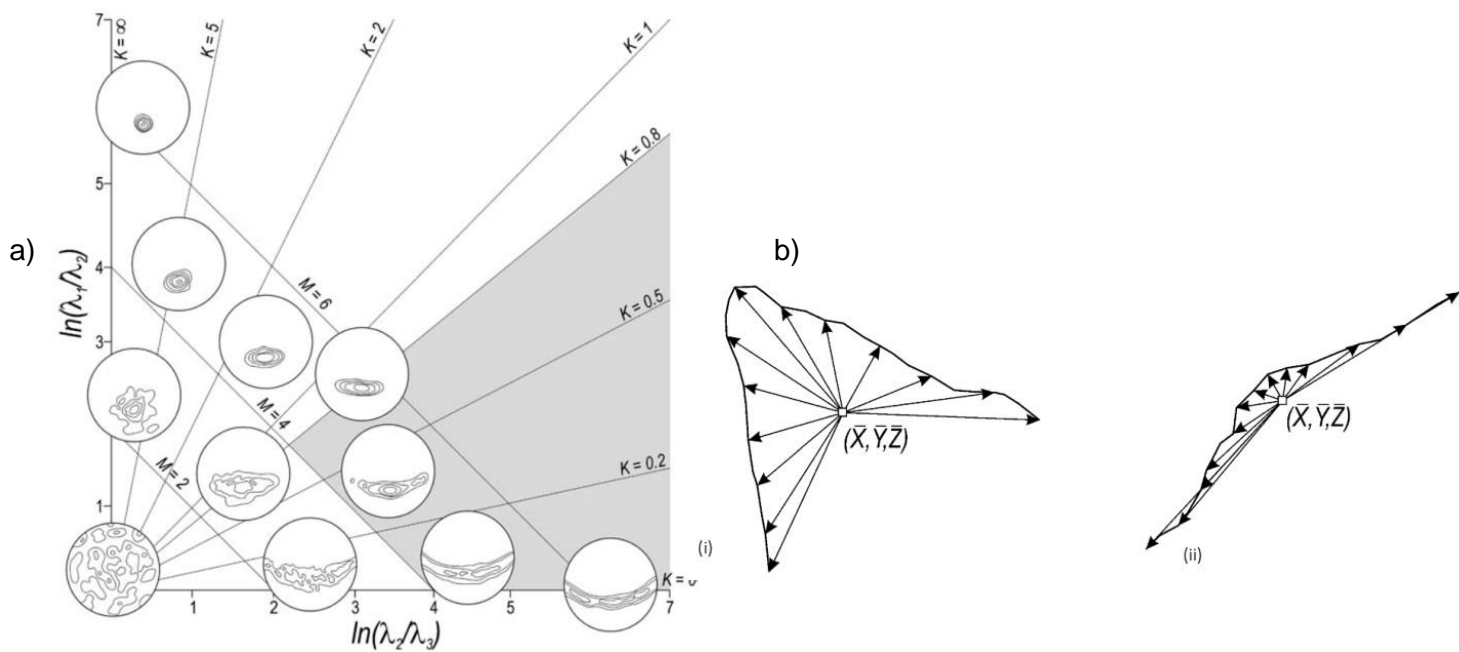


Figura 4.5. a) Distribución espacial de puntos de acuerdo a los diferentes valores entre $M = \ln(\lambda_1 / \lambda_3)$ y $K = \ln(\lambda_1 / \lambda_2) / \ln(\lambda_2 / \lambda_3)$. Los puntos que caen en el área gris, presentan buenos resultados de ajuste y confiabilidad. b) 2 conjuntos de puntos que entregan buenos valores de ajuste (alta coplanaridad), pero el conjunto (i) presenta nodos distribuidos de forma más homogénea al rededor del centro de masa, es decir, menos colineales, por lo que entregara análisis de mayor confiabilidad. Extraído de Fernández, (2005).

4.2 Resultados

4.2.1 Caracterización del sinclinal a través de datos de reflexión sísmica

En la línea sísmica F008, se definieron los techos de los distintos miembros de las formaciones que componen el Grupo Purilactis, también se identificaron las principales fallas de escala regional. La interpretación fue realizada considerando la información en superficie disponible.

Según nuestra interpretación sísmica (Figura 4.6b y c), el principal rasgo estructural observado, es el sinclinal de Barros Arana, bordeado por fallas inversas de vergencia opuesta, rasgo ya interpretado por Pananont et al., (2004) y Arriagada et al., (2006) (Figura 3.7). La falla inversa de manteo hacia el este, la cual se aprecia curva y de alto ángulo en su parte superior, disminuye su inclinación y se vuelve recta en profundidad, esta se enraíza en rocas de la Formación Tonel y es correlacionable con la Falla Cordón Barros Arana. Se identificó una falla menor, también inclinada hacia el este, ubicada al este de la Falla Cordón Barros Arana, al igual que Pananont et al., (2004) (Figura 3.7b), pero en este trabajo, se interpreta que ésta se enraíza en la falla Cordón Barros Arana. Debajo de los 2 segundos de profundidad, de forma similar a lo planteado por Pananont et al., (2004), se observa un nivel de despegue con vergencia este (Figura 3.7b), que en este caso no llegaría solo hasta el eje axial del pliegue, sino que continua hacia arriba y es cortado por una falla normal descrita más adelante. En este pliegue, gracias a la continuidad y subparalelismo de los reflectores y mediante correlaciones con los contactos expuestos en superficie, fue posible extrapolar en profundidad 7 de los 8 miembros de la Formación Purilactis, donde el Miembro Lampallar no fue indentificado, ya que este se acuña y desaparece hacia el norte, lo cual no permitiría observar este miembro en la sísmica. En la zona de la charnela, numerosas fallas pequeñas y reflectores caóticos, evidencian deformación interna. Según geometrías de onlap observadas, de forma discordante sobre el sinclinal de Barros Arana, se observa otro sinclinal, de menor escala, el cual alberga rocas del Oligoceno - Mioceno Inferior (Pananont et al., 2004) y están separadas internamente por una discordancia (Arriagada et al., 2006), estas rocas serían correlacionables con la Formación Tambores y las Gravas de Hollinworth. Finalmente debajo de este segundo sinclinal, se observa un cambio de reflectores claros y continuos más a la izquierda, a reflectores caóticos y discontinuos a la derecha, esto nos lleva a interpretar 2 fallas normales de alto ángulo que mantean hacia el este, correlacionables con la falla normal interpretada por Pananont et al., (2004) (Figura 3.6c) y Jordan et al., (2007).

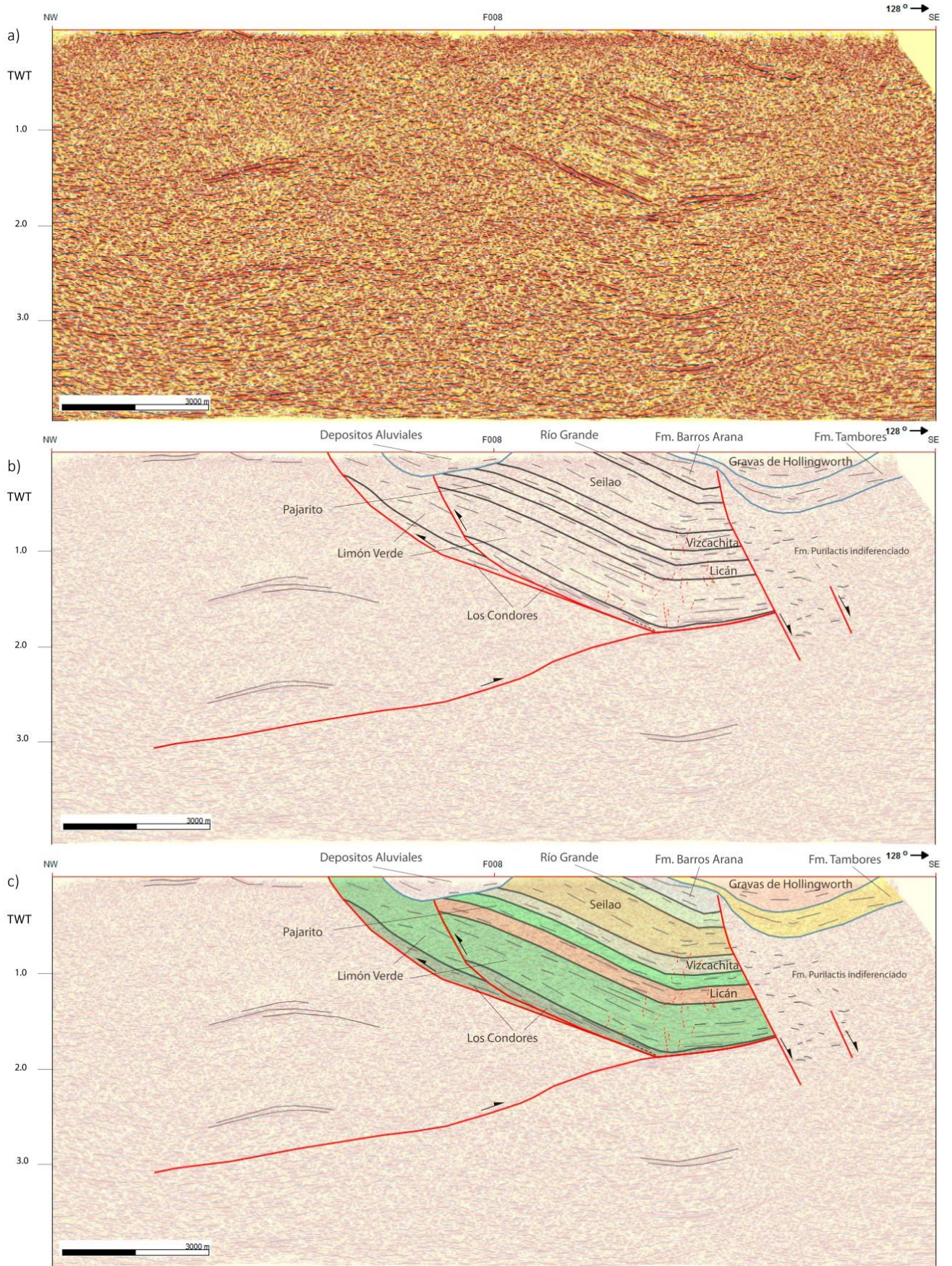


Figura 4.6. Perfil sísmico del sinclinal de Barros Arana (ver Figura 3.4 para ubicación). a) Perfil no interpretado. b) Perfil interpretado. c) Perfil interpretado con colores.

4.2.2 Perfiles Geológicos

Para constreñir en detalle las variaciones geométricas del pliegue a lo largo del rumbo, se realizaron 17 perfiles geológicos y 4 perfiles auxiliares, mediante el método de las Isógonas (Ramsay). Durante la construcción de los perfiles, diferentes miembros a modelar requerían de necesarias variaciones de espesores para poder concordar con los datos en superficie, por lo que fue necesario modificar manualmente las geometrías obtenidas mediante este método para honrar los datos superficiales. En la Figura 3.3 se observan las ubicaciones de los perfiles construidos. Mediante una interpolación lineal de un mismo nivel estratigráfico, a partir de seriadados perfiles geológicos, es posible construir superficies 3D (Figura 4.7b). Perfiles que representan las principales características del pliegue son mostrados en la Figura 4.7a.

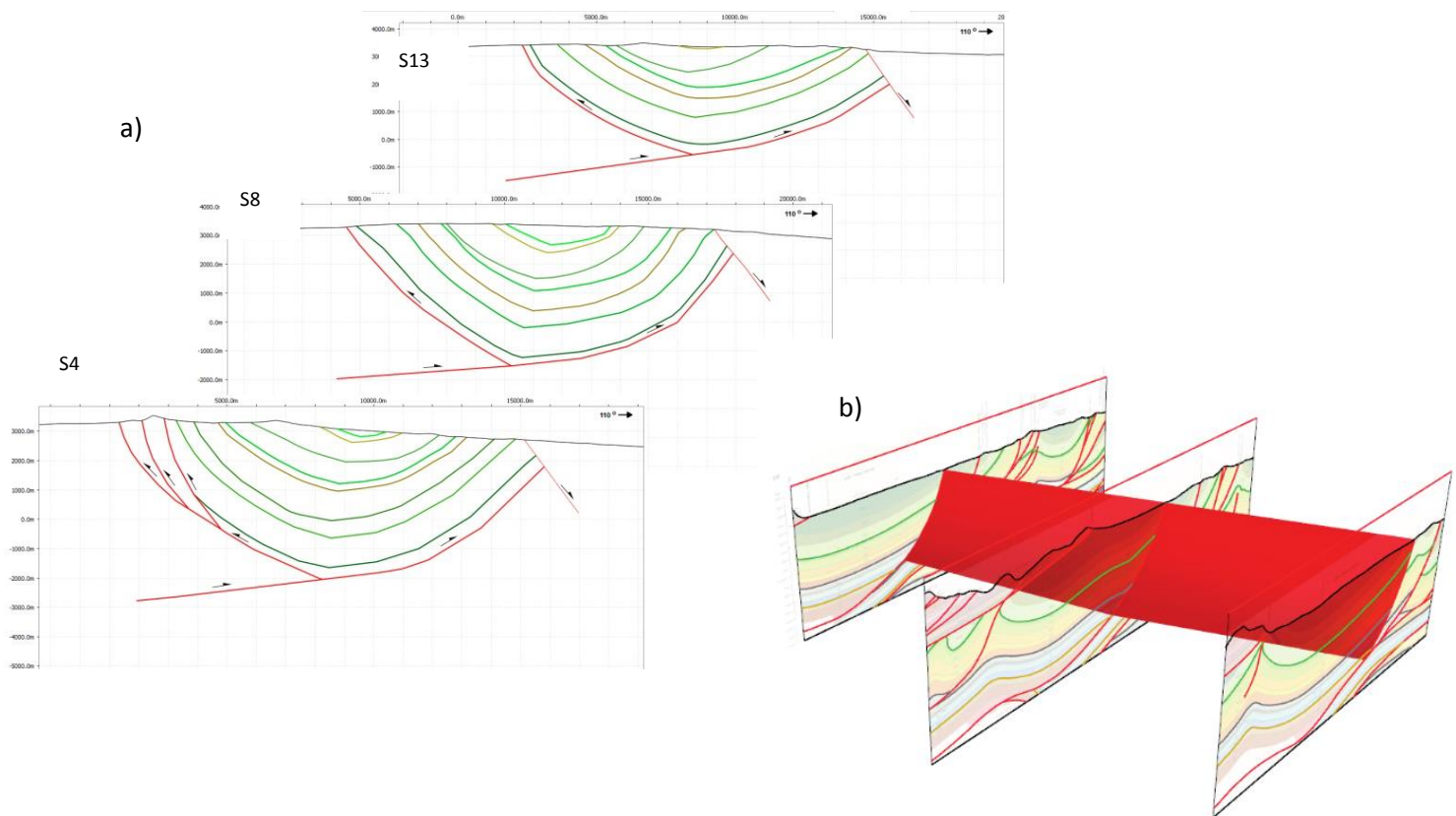


Figura 4.7. a) Perfiles geológicos construidos mediante el método de las Isogonas (ver ubicación en Figura 3.5). **b)** ejemplo de superficie creada mediante interpolación lineal entre secciones geológicas seriadas.

4.2.3 Superficies Ribbon

El extremo suroccidental del pliegue es el lugar donde afloran de forma más continua los contactos de los diferentes miembros de la Formación Purilactis, razón por la que se escogió este lugar para testear el espaciado ideal, junto con la calidad de las mediciones, evaluación realizada a los 8 miembros de la Formación Purilactis. Se observó que un espaciado de 30 m en un modelo de escala 1:100.000 entrega resultados con valores de M y K cercanos a los que Fernández et al., (2005) define como correctos, en comparación a espaciados de 10, 50 y 100 m (Figura 4.9).

Según los parámetros M y K descritos previamente, solo los Miembros Rio Grande, Seilao (Figura 4.10a, 4.10b, 4.10c, 4.10d.), Vizcachita y Licán presentan, en general, parámetros dentro de los valores aceptables para la mayoría de sus segmentos, según lo propuesto por Fernández et al., (2005). Los Miembros Pajarito (Figura 4.10e, 4.10f, 4.10g, 4.10h.), Lampallar, Limón Verde y Los Cóndores presentan, en algunos segmentos, parámetros alejados del rango aceptable y tampoco son del todo geológicamente coherentes. Mediante esta evaluación, además del hecho que los miembros inferiores de la Formación Purilactis no afloran continuamente alrededor del sinclinal, se construyeron superficies Ribbon en 5 de los miembros superiores de la Formación Purilactis (Miembros Rio Grande, Seilao, Vizcachita, Pajarito y Licán). En las porciones donde los datos no fueron confiables, se procedió a proyectar datos de mapeo de superficie, para así generar una superficie Ribbon continua, de mapeo constante, para cada contacto (Figura 4.8).

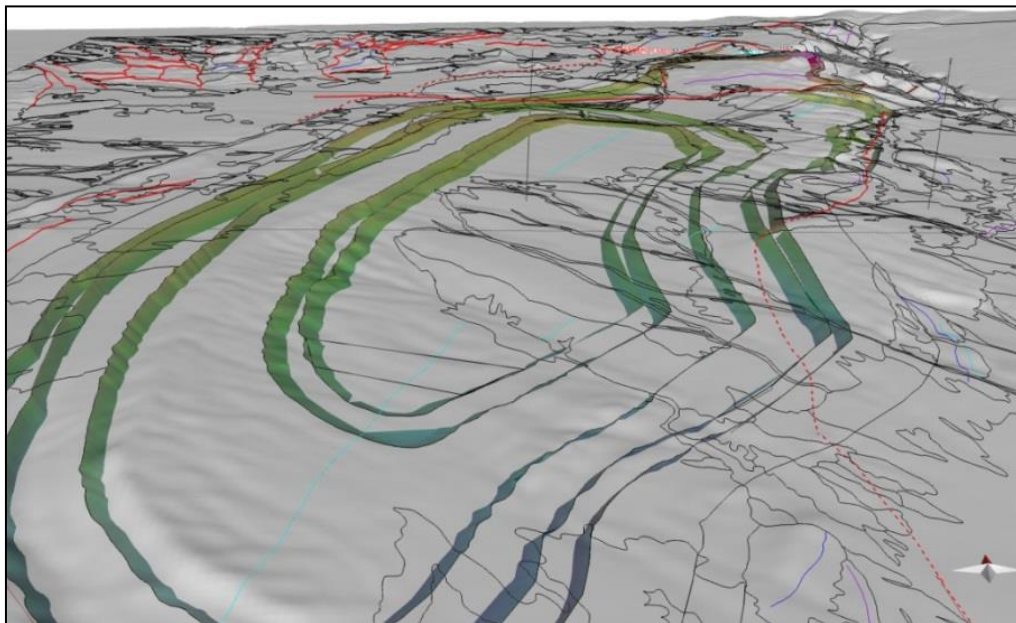


Figura 4.8. Modelo 3D donde se observan las 5 superficies Ribbon continuas que representan la prolongación de los contactos geológicos del Miembro Licán, al Miembro Rio Grande de la Fm Purilactis, hasta una profundidad de 250 m. En negro los contactos geológicos proyectados al DEM y en rojo las fallas también proyectadas.

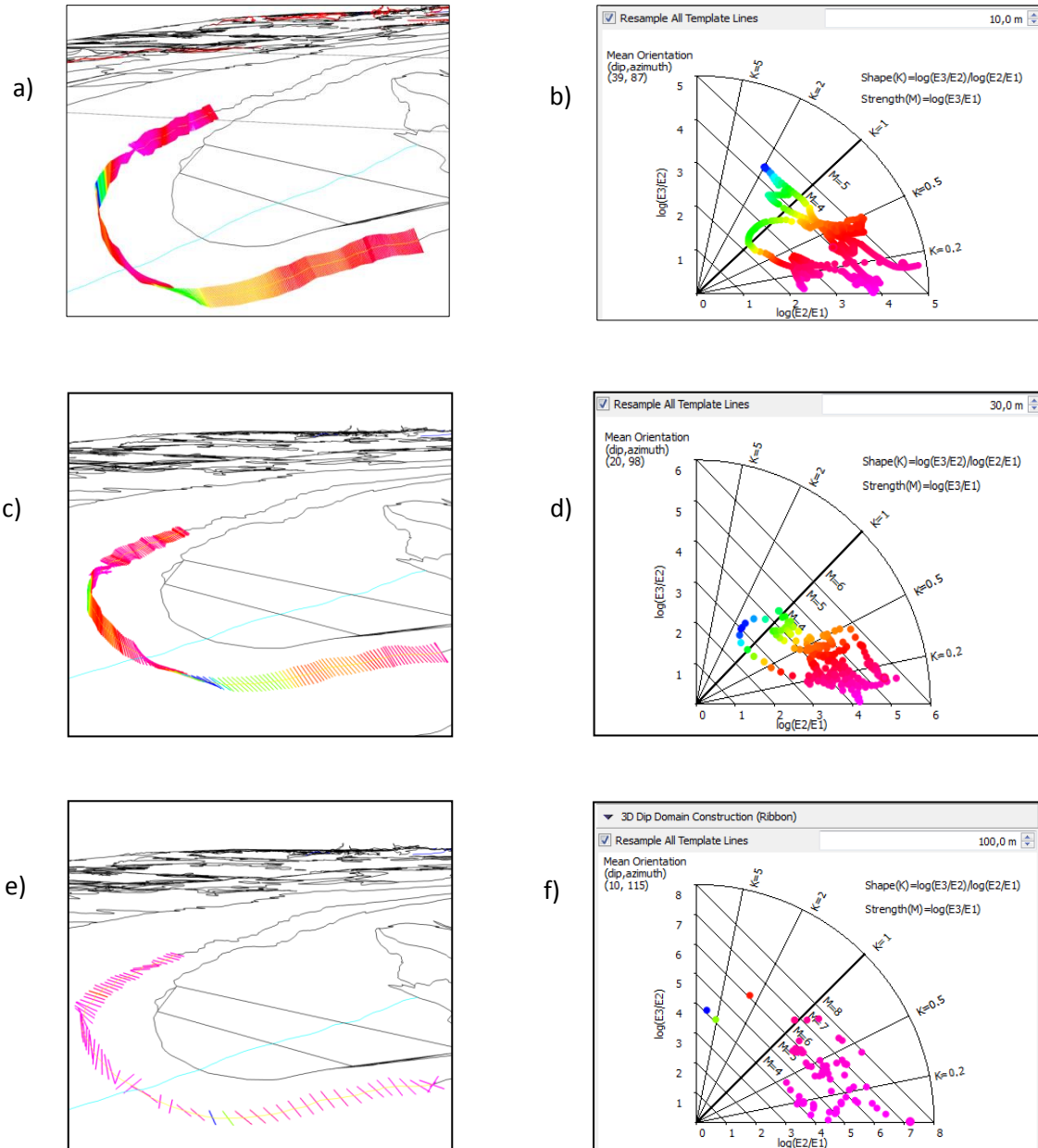


Figura 4.9. Analisis Ribbon de espaciamento ideal para el techo del Miembro Seilao. a) Líneas que representan los atributos de orientación, para un espaciamento de nodos de 10 m. b) Diagrama de Woodcock para techo de Miembro Seilao con espaciamento de 10m. c) líneas que representan los atributos de orientación, para un espaciamento de nodos de 30 m. d) Diagrama de Woodcock para techo de Miembro Seilao con espaciamento de 30 m. e) líneas que representan los atributos de orientación, para un espaciamento de nodos de 100 m. f) Diagrama de Woodcock para techo de Miembro Seilao con espaciamento de 100 m. En los diagramas E1, E2 y E3 corresponden a los valores propios (λ_1 , λ_2 y λ_3) de la matriz propuesta por Woodcock (1977) al realizar un análisis de momento de inercia. M corresponde al parámetro de coplanaridad y K parámetro de colinearidad.

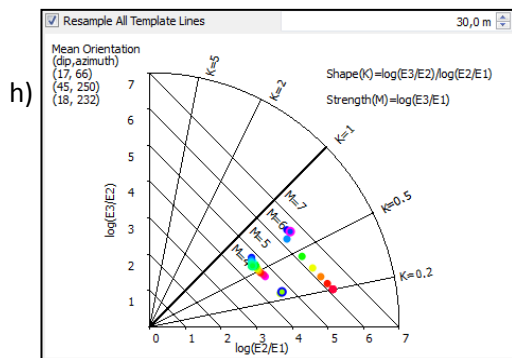
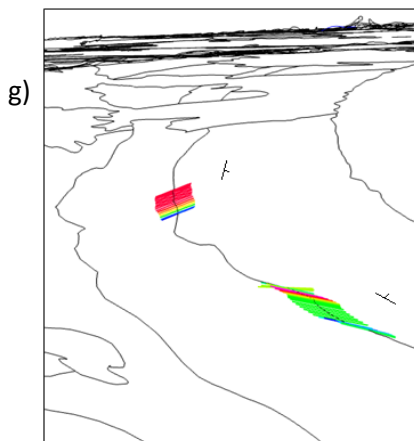
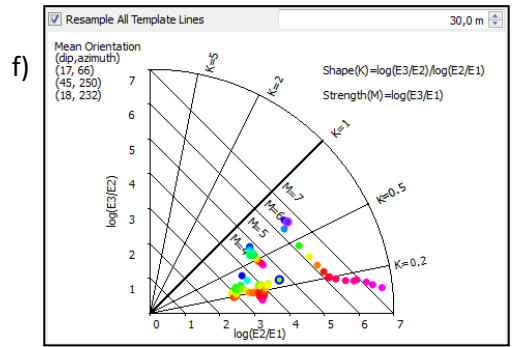
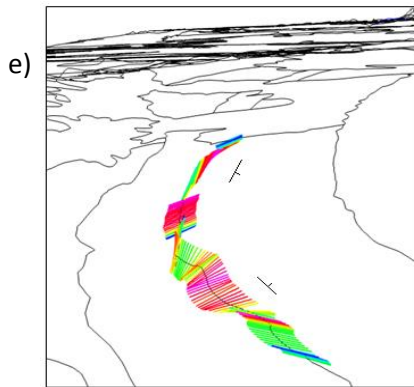
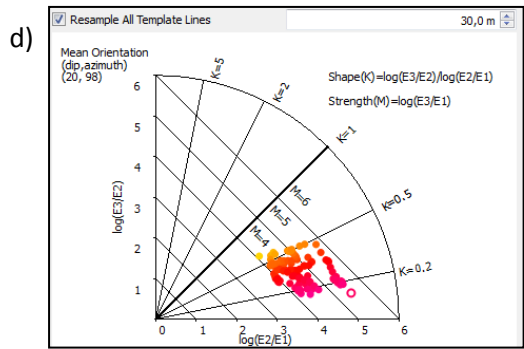
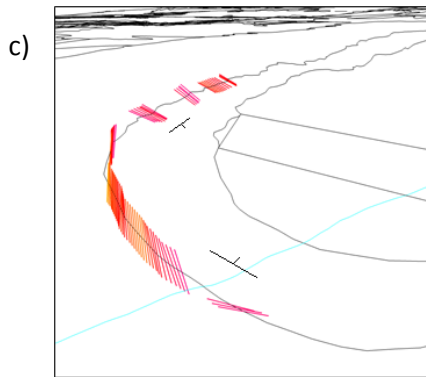
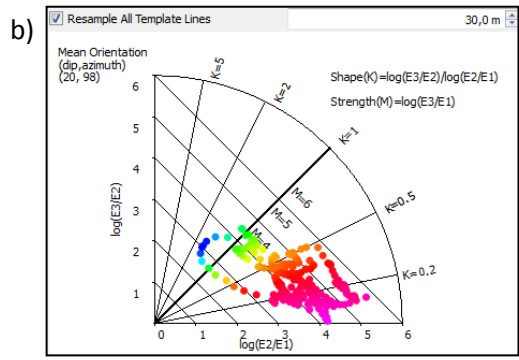
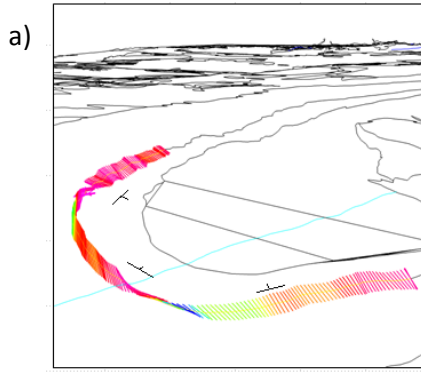


Figura 4.10. Análisis Ribbon para el techo del Miembro Seilao y el Miembro Pajarito. A) líneas que representan los atributos de orientación, son consistentes con los datos estructurales en superficie. B) Diagrama de Woodcock para techo de Miembro Seilao. C) Atributos de orientación, eliminando los que no caen en el área de datos correctos según Fernández et al., (2005). D) Diagrama de Woodcock, para techo de Miembro Seilao, eliminando los que no caen en el área de datos correctos según Fernández et al., (2005). . Análisis Ribbon para la el techo del Miembro Pajarito. E) líneas que representan los atributos de orientación, no del todo consistentes con los datos estructurales en superficie. F) Diagrama de Woodcock para techo de Miembro Pajarito G) Atributos de orientación, eliminando los que no caen en el área de datos correctos según Fernández et al., (2005). H) Diagrama de Woodcock, para techo de Miembro Pajarito, eliminando los que no caen en el área de datos correctos según Fernández et al., 2005. En los diagramas E1, E2 y E3 corresponden a los valores propios (λ_1 , λ_2 y λ_3) de la matriz propuesta por Woodcock (1977) al realizar un análisis de momento de inercia. M corresponde al parámetro de coplanaridad y K parámetro de colinearidad.

4.2.4 Modelo 3D Sinclinal de Barros Arana

Como resultado final, posterior a la integración de las superficies Ribbon con las superficies creadas mediante interpolación lineal entre secciones geológicas, es posible generar el modelo 3D final (Figura 4.11), el cual está caracterizado por 5 superficies que representan el techo los miembros Rio Grande, Seilao, Vizcachita, Pajarito y Licán (Figura 4.11b), además de 5 Fallas, la Falla Cordón Barros Arana junto con sus 2 fallas secundarias, la Falla 2 Salares y la Falla Chuilo (Figura 4.11c). La geometría del sinclinal puede ser observada en los mapas de elevación presentados en la Figura 4.12.

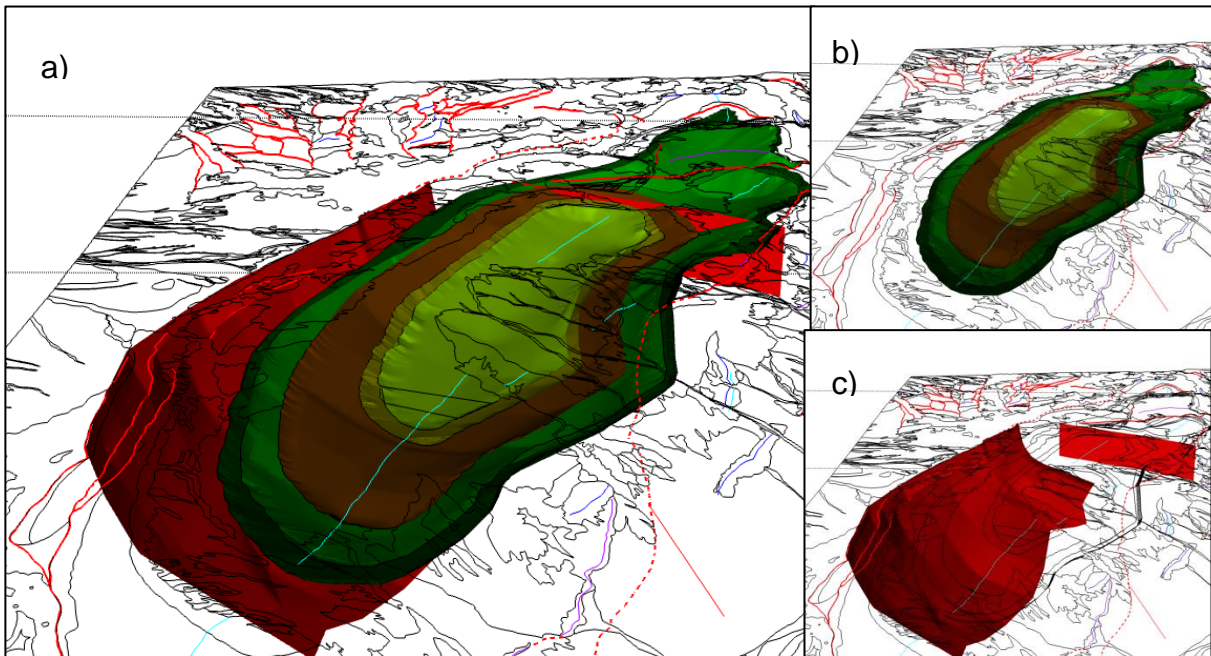


Figura 4.11. a) Modelo geológico 3D final. b) Modelo sólo presentando niveles estratigráficos. c) Modelo solo presentando fallas

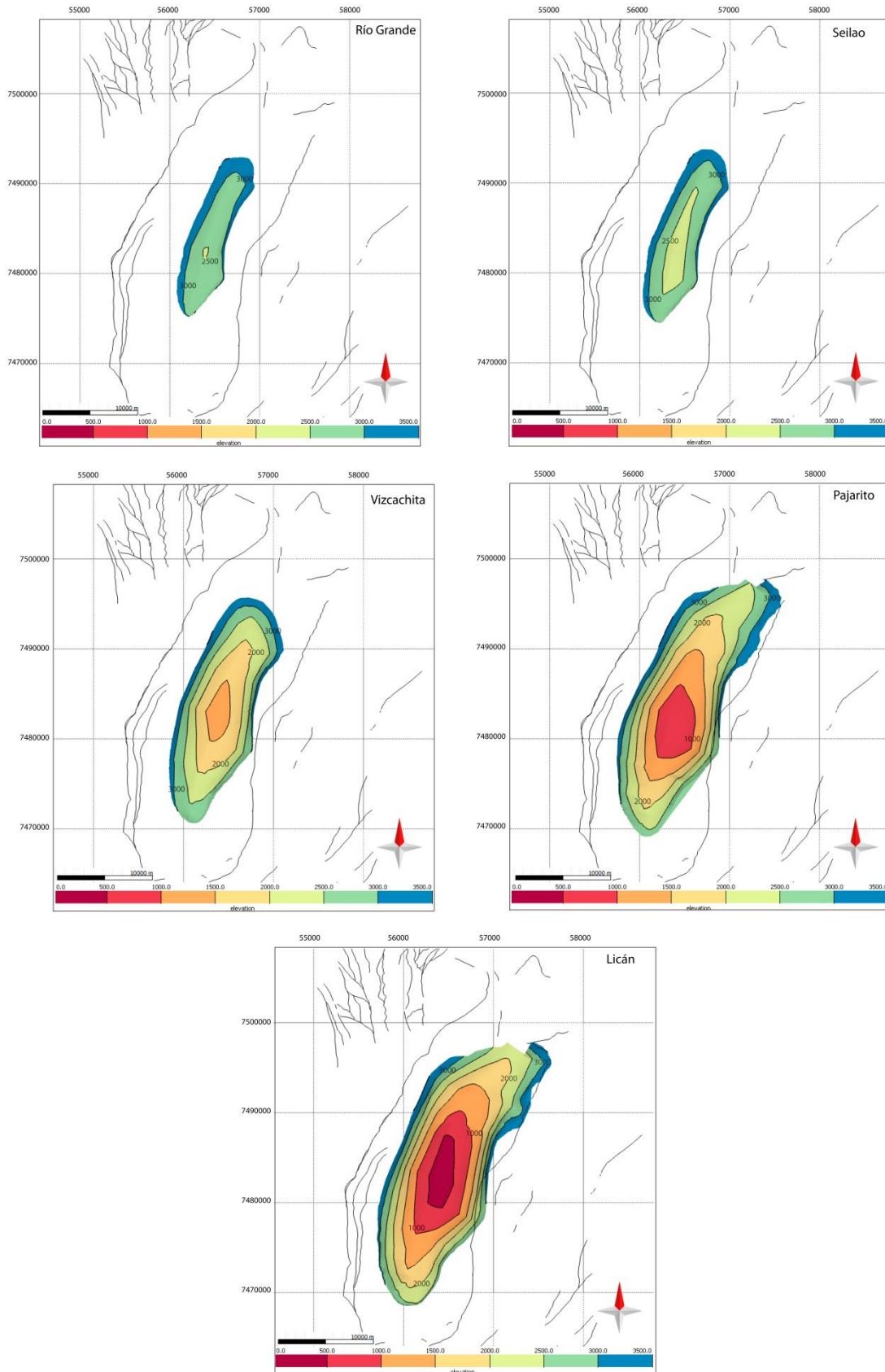


Figura 4.12 .Mapas de elevación para los miembros superiores de la Formación Purilactis. En colores fríos se muestran las zonas más elevadas y en colores cálidos las zonas menos elevadas. Curvas de nivel cada 500 m. En negro principales fallas y lineamientos como referencia,

4.2.5 Restauración

Mediante el método de Flexural Slip, el techo del Miembro Rio Grande fue desplegado a un hipotético datum horizontal a la altura de 0 m.s.n.m., mientras que los demás elementos estructurales fueron retro-deformados de forma pasiva (Figura 4.13). Se realiza esta acción ya que la naturaleza lacustre y fluvial de este miembro nos sugiere que el techo se depositó de manera horizontal, por lo que la restauración nos mostraría la configuración interna de la cuenca en el momento de finalizar la depositación de la Formación Purilactis. Los elementos fueron rotados 30° antihorario, para sustraer los patrones de rotaciones tectónicas registradas en trabajos previos (Arriagada et al., 2000; Somoza y Tomilson 2002; Narea, 2014). El datum es utilizado sólo como referencia y no representa la verdadera altura del miembro Rio Grande al momento de depositarse. La Figura 4.14, mediante mapas de elevación y curvas de nivel, retrata la geometría en profundidad de la base de los miembros de la Formación Purilactis luego de ser restaurados. De esta manera, los valores negativos de elevación representarían valores de profundidad.

Como primera observación, los niveles inferiores restaurados, aun presentan rasgos de deformación, lo que evidenciaría el carácter sintectónico de la sedimentación. Los miembros Rio Grande y Seilao presentan zonas de mayor profundidad al oeste del pliegue (Figura 4.14 a y b), el Miembro Vizcachita presenta zonas más profundas al sur (Figura 4.14c) y el Miembro Pajarito presenta mayores profundidades al centro del pliegue (Figura 4.14d).

Con respecto a los espesores, el Miembro Rio Grande presenta espesores cercanos a los 300 m al oeste los cuales disminuyen hasta cerca de 200 m hacia el este, variaciones en la N-S son menos importantes (Figura 4.15a). El miembro Seilao, posee un depocentro amplio al oeste de orientación N-S, el cual alcanza espesores de hasta 1000 m, al oeste y en los extremos norte y sur se alcanzan espesores mínimos de unos 600 m (Figura 4.15b). El miembro Vizcachita es un caso un poco más complejo, tiene una zona más potente al NNE del sinclinal donde presenta espesores de hasta 3000 metros (Figura 4.15c), esta zona de mayor espesor es inferible desde un análisis 2D del mapa, pero valores tan altos pueden deberse a errores en la metodología de restauración, ya que en esta zona, el eje del pliegue se curva (Figura 4.16b), por lo tanto, la restauración realizada con parámetros acordes a la porción sur del pliegue no es totalmente confiable en esta zona y produce una sobreestimación de los espesores. Valores cercanos a los 800 m se evidencian en la parte sur del pliegue para este miembro, los espesores mínimos de 100-200 m se concentran al oeste del pliegue (Figura 4.15c). El miembro Pajarito presenta espesores cercanos a los 400 m en los extremos norte y sur del pliegue, la zona de menor espesor se encuentra al extremo oeste del pliegue (Figura 4.15d), este valor extremadamente bajo puede deberse a irregularidades en las superficies del modelo 3D, por otro lado una zona de unos 200 m de espesor de orientación E-O se aprecia en la parte sur. Este miembro muestra un

depocentro de unos 700 m, ubicado al oeste del pliegue (Figura 4.15d). El espesor de este depocentro puede estar sobreestimado, dado que en el mapa los contactos en esta área se encuentran cubiertos (Figura 4.16a), por lo que tuvieron que ser inferidos y prolongados para poder construir las superficies.

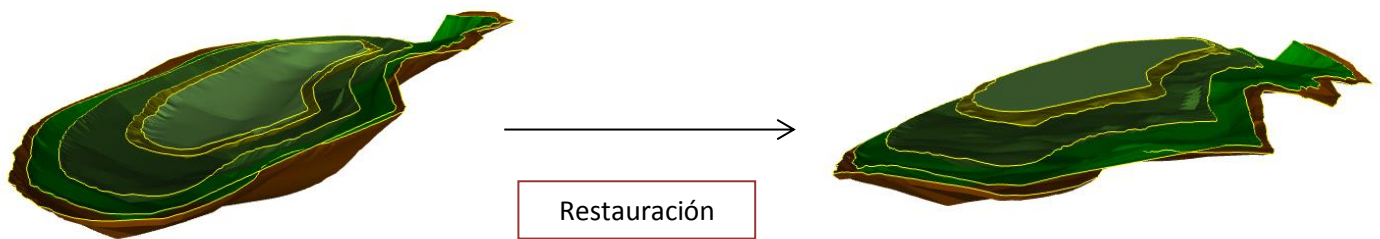


Figura 4.13. Transformación del modelo 3D del Sinclinal de Barros Arana a su estado restaurado, el cual representaría la configuración interna de la cuenca al momento de finalizar la deposición de la Formación Purilactis.

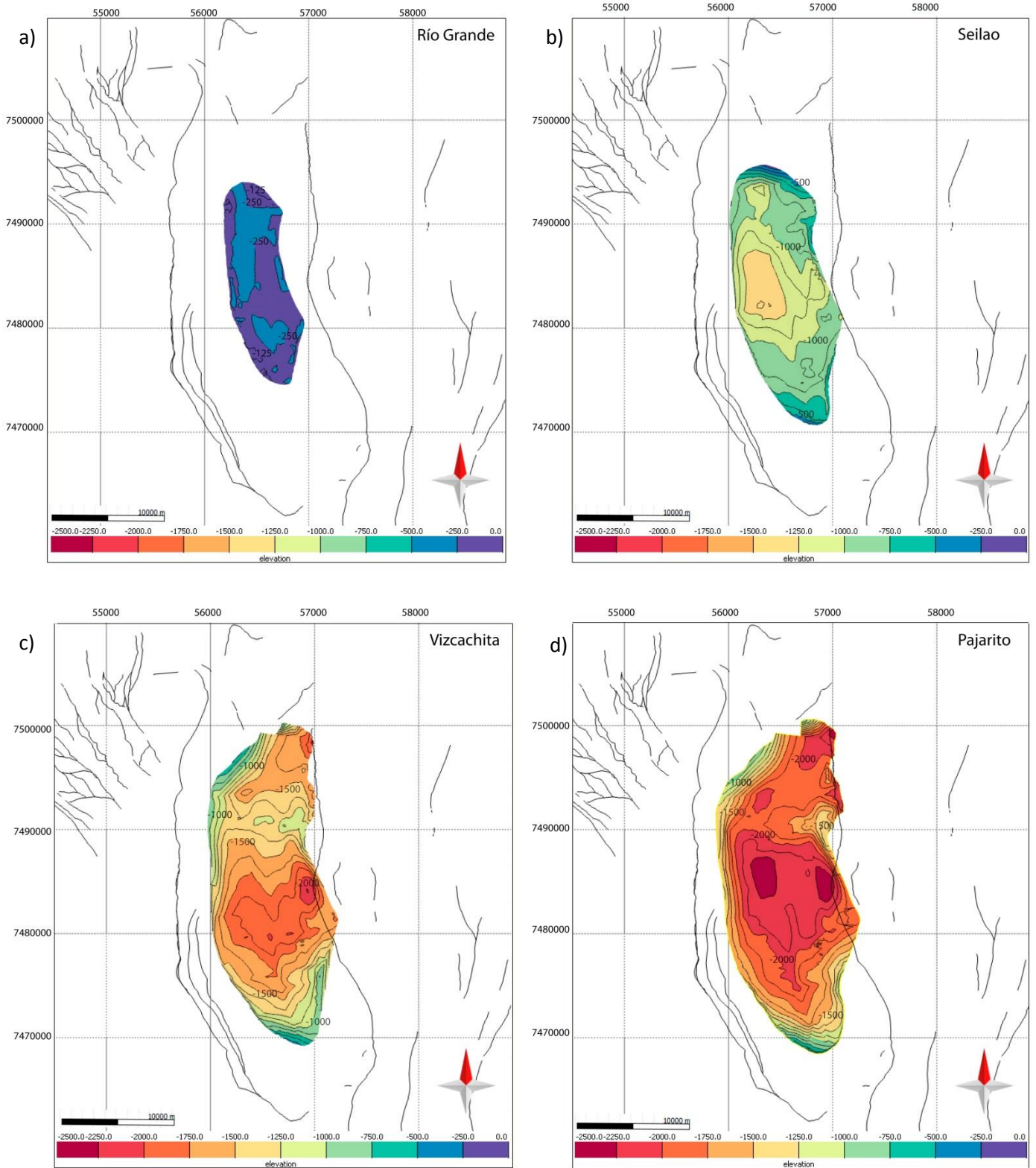


Figura 4.14. Mapas de elevación para la base de los miembros Superiores de la Formación Purilactis. En colores claros se muestran las zonas menos profundas y en colores cálidos las zonas más profundas. Curvas de nivel cada 125m. En negro principales fallas y lineamientos como referencia, Todo se encuentra rotado 30° en sentido antihorario.

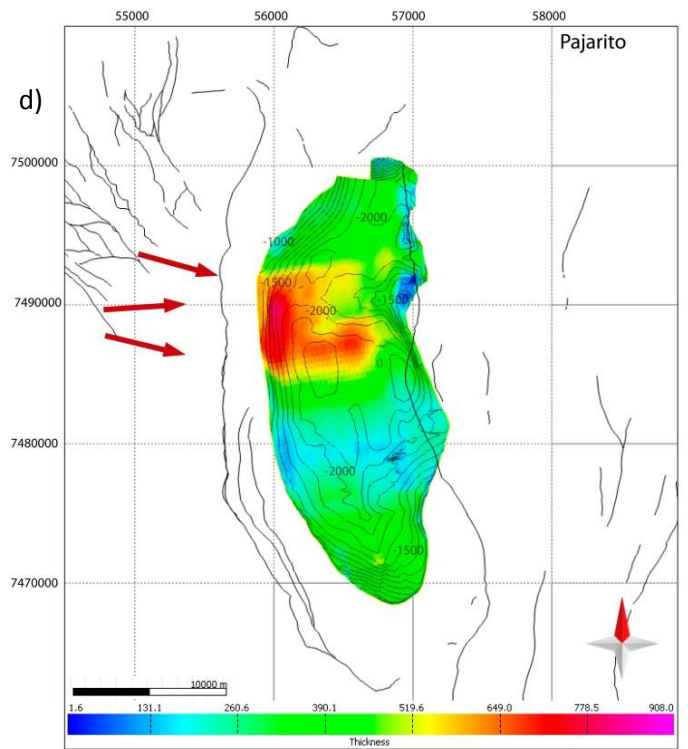
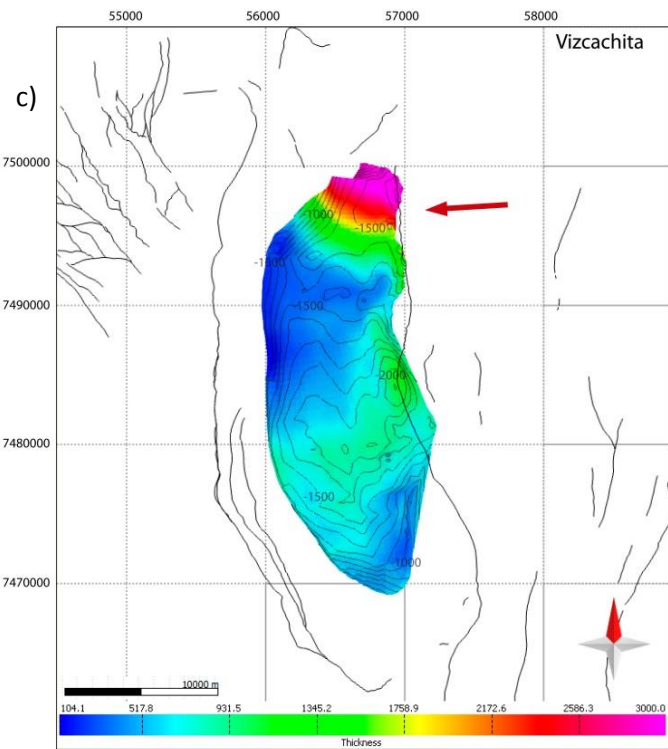
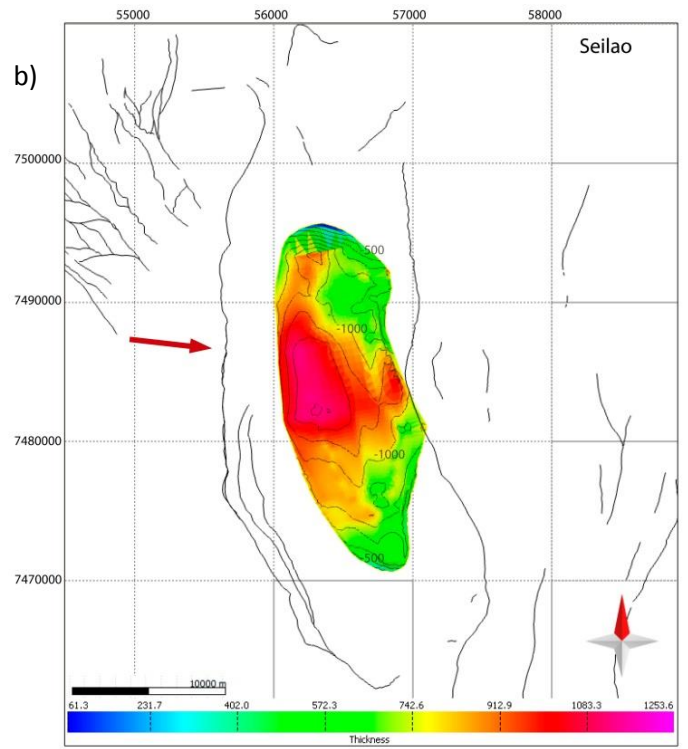
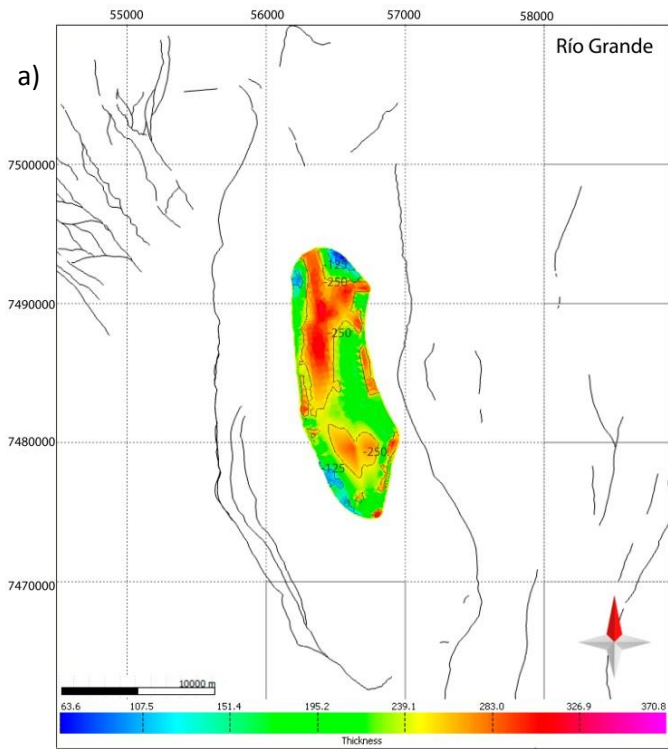


Figura 4.15. Mapas de espesores para los miembros superiores de la Formación Purilactis. Flechas rojas indican las principales direcciones de paleocorrientes publicadas por Bascuñan, (2014). Curvas de nivel cada 125 m. En negro principales fallas y lineamientos como referencia, Todo se encuentra rotado 30° en sentido antihorario.

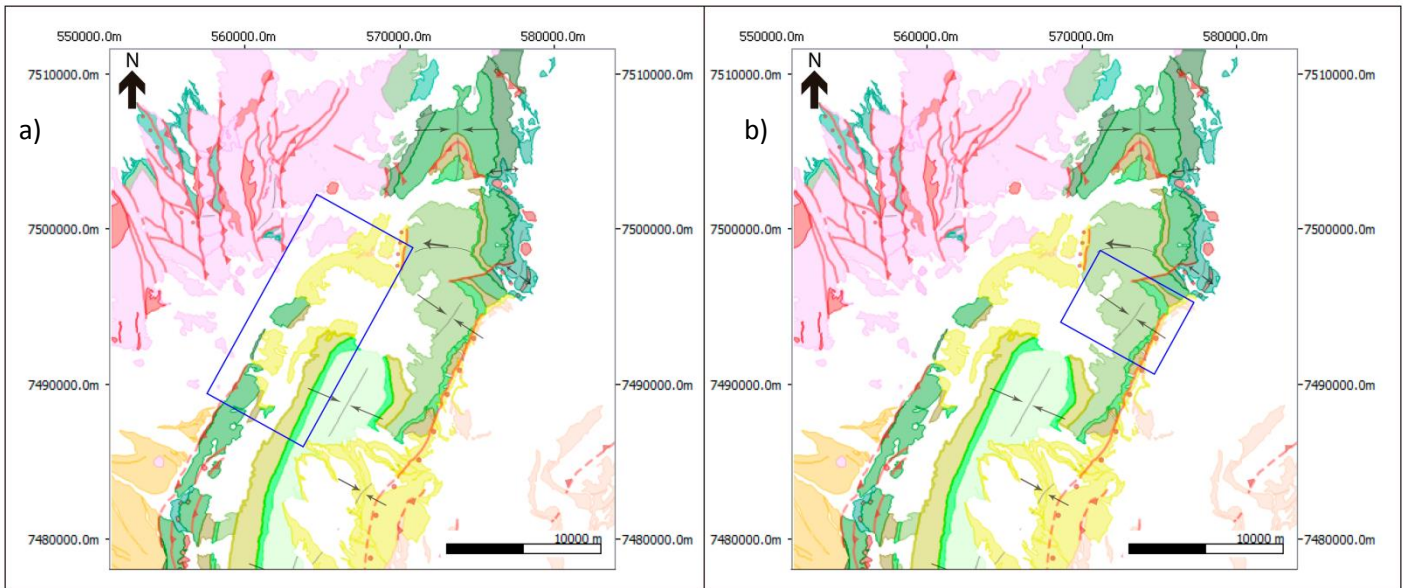


Figura 4.16. Mapas del Sinclinal de Barros Arana, donde se muestran encerrados en un cuadrado negro las zonas donde se generan: a) Errores al construir el modelo 3D en el Miembro Pajarito; b) Errores al restaurar el Miembro Vizcachita.

5 Discusión

5.1 Depocentros

El llevar a un estado horizontal el techo del Miembro Rio Grande, nos permite observar la estructura interna de la cuenca al momento de terminar la depositación de la Formación Purilactis, es decir, aproximadamente a los 73 Ma (Bascuñan, 2014). Similares metodologías han sido expuestas en trabajos realizados por Fernández et al., (2004) y Fernández et al., (2012), donde mediante la restauración de modelos estructurales 3D a su estado pre plegamiento, se analizan geometrías de crecimiento asociadas a una cuenca de antepaís y también Back et al., (2008), quien reconstruye paleo relieves de clinofomas en un sistema deltaico.

Los mapas de espesores (Figura 4.15) para los miembros Rio Grande y Seilao muestran una geometría de cuña abierta hacia el oeste (Figura 4.15 a y b). Estos depocentros, alargados en dirección N-S, concuerdan con las zonas de mayor profundidad de estos miembros. Por otro lado, los miembros Pajarito y Vizcachita presentan depocentros más locales, los cuales no concuerdan directamente con las zonas de mayor profundidad (Figura 4.15 c y d). En el trabajo de Bascuñan, (2014) se discretiza la Fase Peruana en pulsos, los cuales son representados por los cambios litológicos entre los diferentes miembros de la Formación Purilactis. En aquel trabajo se vinculan periodos de actividad tectónica a ciclos granodecrecientes y periodos de quietud tectónica a ciclos granocrecientes. Allí se propone que los miembros Rio Grande y Seilao, evidencian actividad tectónica, mientras que el miembro Pajarito evidencia quietud tectónica. Estos pulsos tectónicos, serían los responsables de generar alzamiento en Cordillera de Domeyko, ruptura de la cuña orogénica (Bascuñan, 2014) y además por carga tectónica, subsidencia local al este de la cordillera de Domeyko. Esta subsidencia, podría explicar la mayor acumulación de sedimentos en la parte oeste de la cuenca durante la depositación de los Miembros Rio Grande y Seilao. Esta configuración, sería correlacionable a estratos de crecimiento ubicados en el foredeep de una cuenca de antepaís (DeCelles & Giles, 1996), lo que sería consistente con el carácter sintectónico de la Formación Purilactis con la Fase Peruana, en una cuenca de antepaís, evidenciado en los trabajos de Mpodozis et al., (2005), Arriagada et al., (2006) y Bascuñan, (2014). Los miembros Vizcachita y Pajarito no presentan un claro aumento de sus espesores hacia el oeste, lo que podría indicar una disminución de la flexura litosférica para aquellos periodos (Figura 4.15 c y d). Las ubicaciones de los depocentros de estos últimos 2 miembros muestran que al no evidenciarse actividad tectónica, existirían otros factores, además de la subsidencia, que controlarían la distribución y acumulación de sedimentos.

Direcciones de paleocorrientes (Bascuñan, 2014) para 3 miembros de la Formación Purilactis apuntan hacia los depocentros (Figura 4.15 b, c y d). Según Hartley et al., (1992) y Bascuñan, (2014) facies de abanicos aluviales y fluviales dominan en los

miembros Seilao y Pajarito, mientras que la parte noreste del Miembro Vizcachita se caracteriza por facies eólicas (Hartley et al., 1992 y Bascuñan, 2014). Estas direcciones, a excepción de las del miembro Vizcachita, estarían controladas por el alzamiento de la Cordillera de Domeyko situada al oeste de la zona de estudio. Las facies eólicas del Miembro Vizcachita según, Hartley et al., (1992), serían producto de una “*tectonically-induced sediment starvation*”. Probablemente estos depocentros estarían, en parte, representando zonas proximales y de mayor espesor de estos sistemas sedimentarios.

La subsidencia tectónica generaría una geometría tipo sinclinal en la cuenca y además cambios en la distribución de las variaciones de espesores y en el patrón de inclinación de las capas sedimentarias. Estos rasgos nos permiten inferir aspectos de la interacción entre sedimentación y procesos de plegamiento y basculamiento, de manera similar a lo realizado por Salles et al., (2011). En los mapas de espesores, los depocentros de los miembros Rio Grande y Seilao se encuentran en el flanco occidental del sinclinal y evolucionan de manera estática, ya que no migran durante periodos de actividad tectónica (Figura 4.15 a y b). Adicionalmente, se observan disminuciones en la inclinación de las capas más antiguas a las más jóvenes en una sección horizontal (Ver mapa en Figura 3.3). Estos rasgos, nos permitirían interpretar que estos miembros se depositaron durante un periodo de “basculamiento progresivo pero de inactividad del sinclinal” (Figura 5.1 iv). Por lo tanto, los pulsos de actividad tectónica en los cuales se discretiza la Fase Peruana, solo habrían generado subsidencia en la actual zona del Salar de Atacama, mientras que el frente de deformación se habría localizado más al oeste, en el lado Occidental de la Cordillera de Domeyko, lo que apoya la teoría que estas rocas se hayan depositado en una posición de foredeep dentro de una cuenca de antepaís. La escasa deformación interna entre miembros, observada en la línea sísmica (Pananont et al., 2004, Arriagada et al., 2006, este trabajo) respaldaría esta afirmación. Como no coinciden los depocentros con el eje actual del sinclinal, inferimos que la geometría final de éste, fue concebida posteriormente a la depositación de la Formación Purilactis.

El miembro Seilao, presenta el mayor depocentro, tanto en distribución areal como en potencia sedimentaria (aprox. 1000 m). Lo que indicaría que durante la depositación del Miembro Seilao se registró el mayor pulso tectónico. Para definir si este es el subpulso más importante dentro de toda la Fase Peruana, es necesario reconstruir todos los miembros de la Formación Purilactis como también de la Formación Tonel, lo que se encuentra fuera del alcance de este trabajo.

La acumulación de cerca de 2.300 m de sedimentos entre los miembros Vizcachita y Rio Grande, entre los 75 y 73 Ma (Bascuñan, 2014), nos permite calcular una tasa de sedimentación de 1.15 mm/año para este periodo. Este valor es aproximadamente 3 veces mayor al calculado por Bascuñan, 2014 (0.36 mm/año), para el periodo en que se depositaron las formación Purilactis y Barros Arana (sin incluir el Miembro Los

Cóndores). Esto indica que durante los 75-73 Ma se evidenció el periodo de mayor actividad tectónica, periodo que incluiría al miembro Seilao.

Por lo tanto se propone, que los sub-pulsos tectónicos de la Fase Peruana, los cuales generan acortamiento y alzamiento en la Cordillera de Domeyko (Mpodozis et al., 2005; Bascuñan, 2014), serían los principales controladores de la ubicación de los depocentros de los miembros superiores de la Formación Purilactis, los cuales muestran rasgos correlacionables a una cuenca de antepaís. Esta actividad tectónica tendría repercusiones en los rasgos sedimentológicos, ya que induciría variaciones en las facies sedimentarias (Bascuñan, 2014), las cuales tendrían influencia en la distribución de los depocentros, ya que las zonas proximales de estas facies sedimentarias, pueden aportar mayores espesores en zonas locales de la cuenca.

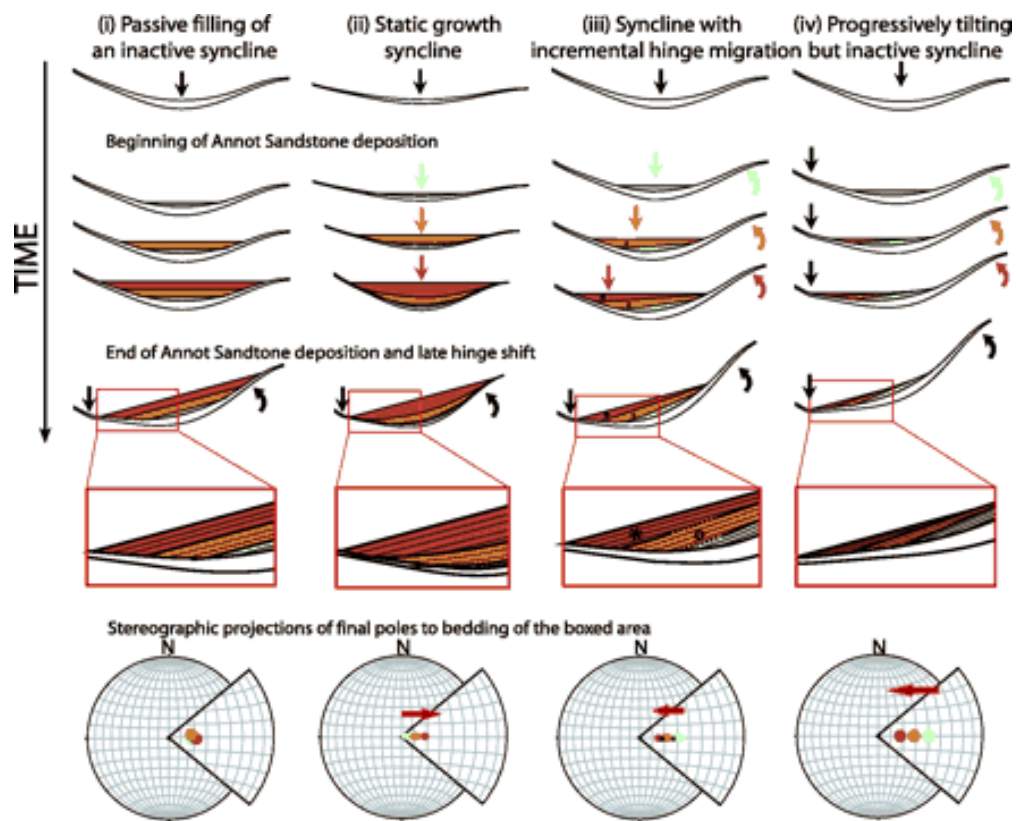


Figura 5.1. 4 casos que ilustran la posible interacción entre sedimentación y plegamiento de un sinclinal. (i) Relleno pasivo de un sinclinal inactivo, (ii) crecimiento estático de un sinclinal, (iii) migración y crecimiento de un sinclinal y (iv) progresivo basculamiento pero inactividad del sinclinal. Posición del eje incremental indicada con una flecha. Proyección estereográfica de los polos de las capas son presentados en cada modelo. La flecha roja indica la migración de los polos. Extraída de Salles et al., (2011).

5.2 Geometría del pliegue

La geometría actual del pliegue es producto de la sobre posición de los eventos de deformación y rotación ocurridos principalmente durante el Cretácico Superior, el Paleoceno y el Eoceno. Es sabido que la convergencia oblicua de las placas durante este último periodo, induciría una componente de cizalle dextral a los sistemas de fallas de escala regional (Pardo-Casas and Molnar, 1987). La geometría del sistemas de falla Cordón Barros Arana, junto con la rotación horaria del dominio sur es consistente con una deformación transpresiva dextral durante el Eoceno en un modelo de cizalle simple (Kuhn and Reuther, 1999) (Figura 5.2). La forma sigmoideal en planta junto con la localización de los puntos más altos del pliegue en superficie, ubicados en los extremos nororiental y suroccidental del pliegue, son rasgos acorde al estilo de deformación planteado (Figura 5.2).

Kuhn and Reuther, (1999), sostienen que las rotación antihoraria y deformación local en el dominio norte del sinclinal, no es acorde al estilo de deformación regional durante el Eoceno, fenómeno que puede ser explicado mediante un modelo de cizalle puro, donde distintos y adyacentes dominios conjugados de fallas de rumbo, pueden rotar en direcciones opuestas (Figura 5.3), el dominio sur gira en sentido horario y el dominio norte en sentido antihorario. Deformación que puede ser inducida por ejes de acortamiento en dirección E-W a ENE-WSW, compatibles con la convergencia oblicua durante el Eoceno.

En el trabajo de Narea, (2014), se muestra patrones de rotaciones horarias de 30 a 40° en sentido horario para las rocas permo-triásicas y cretácicas, las que son acorde a los resultados obtenidos en trabajos previos (Arriagada et al., 2000; Somoza y Tomilson, 2002). Además obtuvieron rotaciones tectónicas de entre 57 y 79,4° en sentido horario en el miembro superior de la Formación Tuina y un sitio correspondiente a la Formación Tonel (Figura 5.4). En aquel trabajo sugieren que una tectónica local transpresiva dextral, sería la responsable de generar un complejo arreglo estructural y rotaciones horarias mayores. El exceso de rotaciones horarias en los cerros de Tuina, junto con la cinemática dextral y rotaciones antihorarias de los bloques del dominio norte del sinclinal de Barros Arana, sugiere que la presencia de un bloque rígido (Cerros de Tuina) girando en sentido horario, asociados a una deformación transpresiva dextral, similar a lo propuesto en el trabajo de Nalpas et al., (2011) en modelamiento análogo (Figura 5.4b), podría, en parte, explicar el estilo de deformación observado. Mayores acortamientos en la zona norte del sinclinal, la influencia de rocas salinas en los niveles de despegue (Kuhn et al., 1999) y las heterogeneidades del basamento, son factores que también influyen la organización y geometría del sistema de fallas.

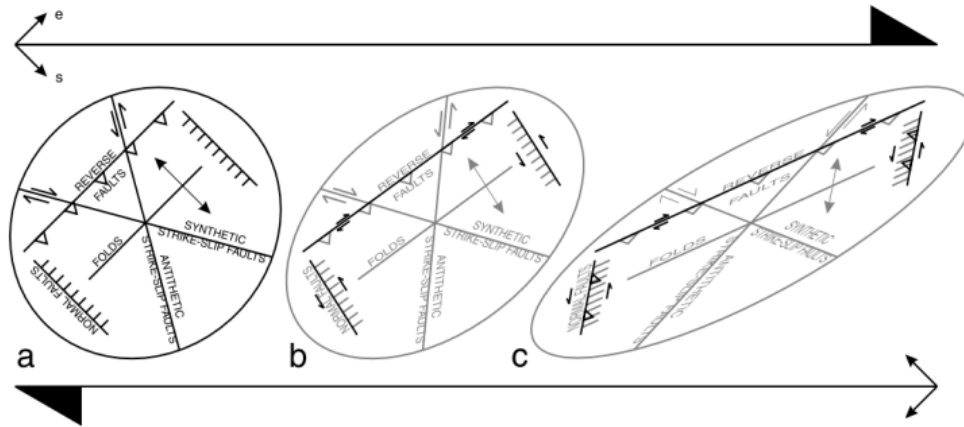


Figura 5.2. Esquema ilustrando el strain incremental asociado a cizalle simple en deformación strike-slip. Extraído de Waldron et al., (2005).

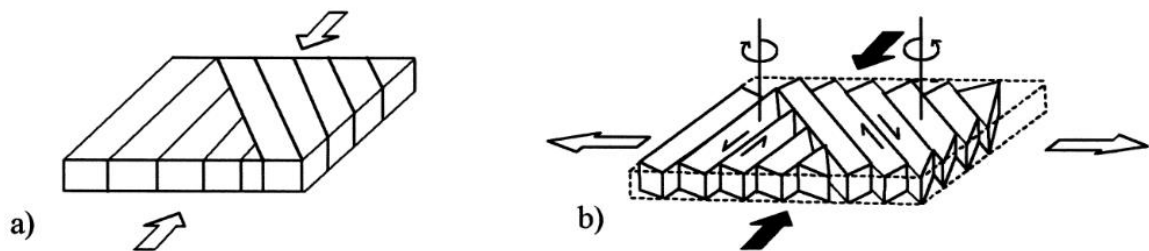


Figura 5.3. Modelo de rotación de bloques bordeados por 2 sets de fallas de rumbo. a) configuración inicial. b) después de la deformación. Extraído de Kuhn and Reuther, 1999

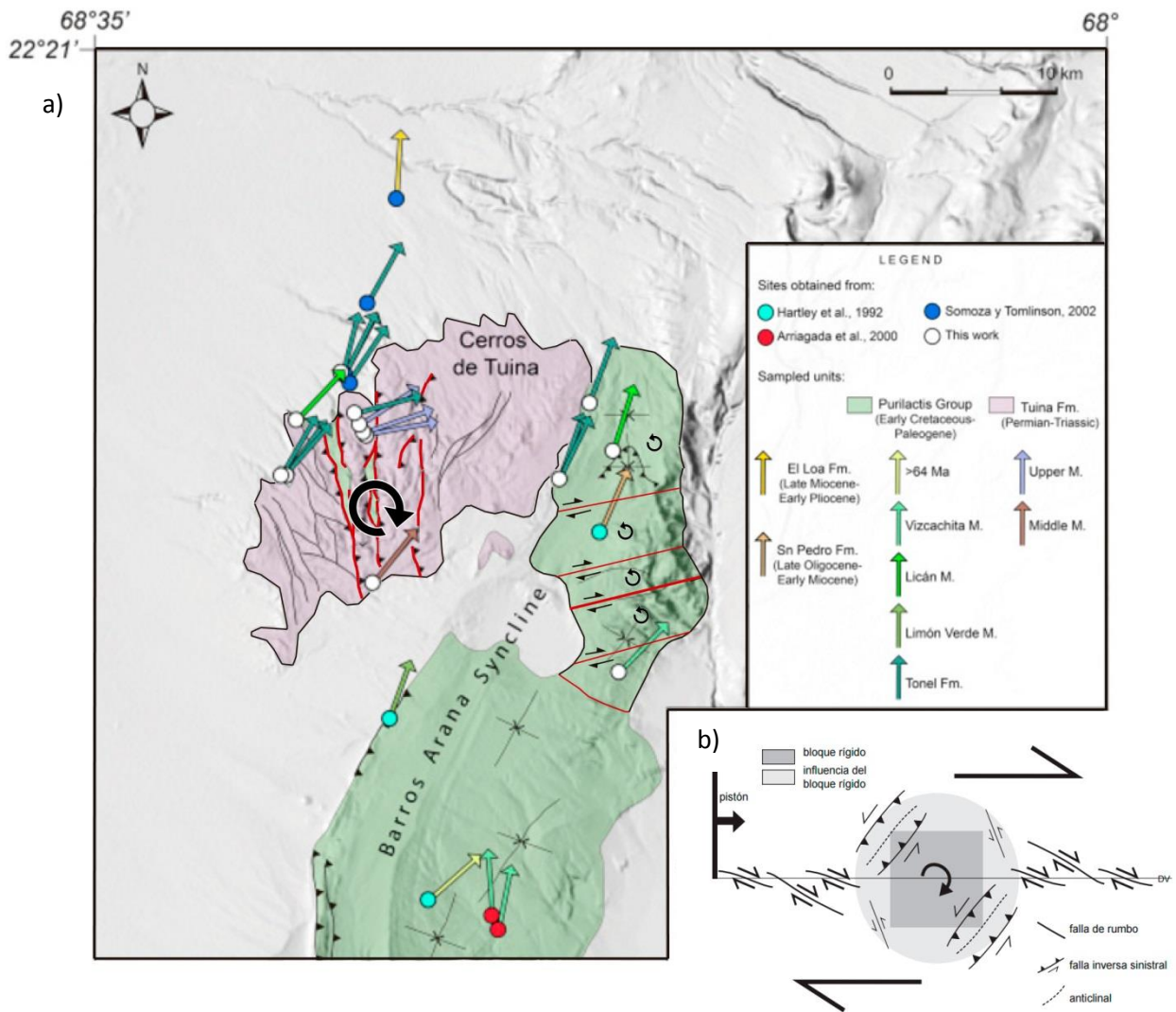


Figura 5.4. a) Modelo de deformación del dominio norte del sinclinal de Barros Arana. Se muestran las rotaciones registradas en trabajos anteriores. En líneas gruesas se muestran los principales elementos estructurales. b) Esquema de las características principales de la deformación alrededor de un bloque rígido para un caso de movimiento dextral. Extraído de Nalpas et al., (2011). Figura modificada de Narea, (2014).

5.3 Mecanismos de plegamiento

Las fallas ubicadas en el limbo occidental del pliegue, enraizadas en niveles salinos del Miembro superior de la Formación Tonel, junto con el carácter multicapa, escasa deformación interna y geometría tipo chevron de éste, sugieren que el mecanismo de plegamiento predominante es Flexural Slip. (Donath. & Parker 1964; Williams, 1980; Tanner, 1989). Además del Sinclinal de Barros Arana, existen más pliegues con geometrías tipo chevron encontrados a lo largo del escarpe el bordo, sin embargo estos pliegues tienen una menor longitud de onda (Arriagada, 1999; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006). Williams (1980) propone que para formar un pliegue tipo chevron, el pliegue debe ser multicapa y debe existir una anisotropía entre las

capas. Para el sinclinal de Barros Arana, dada la escala a modelar y los importantes cambios litológicos entre los miembros de la Formación Purilactis, consideramos que existen diferencias en las propiedades mecánicas entre los miembros dominados por areniscas y los miembros dominados por conglomerados. De esta manera la deformación interna interpretada en la zona de la charnela, evidencia la participación de Flexural Flow en las capas menos competentes y Orthogonal Flexure en las capas más competentes, mecanismos que permitirían explicar las variaciones de espesor entre limbos y charnela, como también la deformación en la charnela del pliegue.

5.4 Metodología de modelación

El modelamiento de superficies mediante el método de Ribbon, permite construir geometrías 3D de forma veloz y efectiva, optimizando la información superficial disponible. Este método permite abultar la base de datos estructurales y a la vez corroborar la representatividad de los datos colocados en un mapa, ya que permite obtener atributos de orientación en lugares donde no se han realizado mediciones in situ. Diversas incoherencias geológicas pueden ser obtenidas al procesar los datos, a pesar de haber filtrado mediante los parámetros de colinearidad y coplanaridad, por lo tanto, este filtro se hace insuficiente y es necesario testear su validez comparando los datos obtenidos con datos ya conocidos de superficie. Utilizar espaciamientos menores no siempre genera mejores resultados, es más, si el espaciamiento es menor a la resolución del DEM, solamente genera menor confiabilidad de los datos (Figura 4.9a).

El método de las isógonas retrata, solo variaciones entre limbo y charnela, y no entre limbos. Aquel tipo de variaciones geométricas es, en general, atribuida de rocas que tengan la capacidad de fluir para acomodar la deformación, como pliegues tipo chevron (Ramsay, 1974). De esta manera, este método es útil al momento de modelar pliegues que se deformen en regímenes más bien dúctiles. Sin embargo, dada la escala del modelo final y de la deformación interna del pliegue, la acumulación de masa en el eje axial del pliegue en capas competentes evidenciada en la interpretación sísmica (Figura 4.6) es simplificada y entendida como dúctil para el caso a modelar. Por lo tanto, el método de las isógonas es aplicable, para casos de deformación frágil, donde la escala, permita simplificarla a deformación dúctil. Variaciones de espesor, como acuñamientos, los cuales pueden ser identificados como estratos de crecimiento, no son posible retratar de forma automatizada mediante este método, por lo tanto, este método por sí solo, no es completamente efectivo a la hora de modelar variaciones de espesor producto de actividad tectónica y se hace necesario modificar manualmente para conseguir dichas geometrías. Esta modificación manual también es fuente de error en la modelación.

6 Conclusiones

La geometría y ubicación de los depocentros de los miembros de la Formación Purilactis, son controladas en primer orden por la subsidencia tectónica generada en una cuenca de antepaís, durante periodos de actividad tectónica dentro de la Fase Peruana. Actividad tectónica que produciría variaciones en las facies sedimentarias que componen a los diferentes miembros de la Formación Purilactis, como también en las principales direcciones de paleocorrientes. Este cambio en las direcciones de paleocorrientes influenciaría en la distribución de las zonas proximales de los sistemas sedimentarios, lo que también controlaría la localización de los principales depocentros.

La evolución estática de los depocentros de los miembros superiores de la Formación Purilactis, muestran que los pulsos tectónicos que componen la Fase Peruana, solo generarían subsidencia local en el antepaís y no mayor deformación en las rocas de la Formación Purilactis.

Se invoca un modelo de cizalle simple para explicar la deformación en el dominio sur y un modelo de cizalle puro para explicar la deformación en el dominio norte, como lo postula Kuhn and Reutter, (1999), sin embargo, proponemos que el exceso de giro en sentido horario, durante el Eoceno, de los Cerros de Tuina, al oeste del dominio norte del sinclinal, actuaría como bloque rígido y podría ser el responsable de la deformación local observada en el dominio norte.

El principal mecanismo de plegamiento involucrado en la formación del sinclinal de Barros Arana es Flexural Slip, evidenciado en la geometría de las fallas y en los niveles salinos de la Formación Tonel, donde se enraízan. Sin embargo, es necesario proponer la participación de Flexural Flow y Orthogonal Flexure para explicar la deformación en la zona de la charnela del pliegue

El método de Ribbon, constituye un medio rápido efectivo y válido para construir superficies 3D optimizando el uso de la información de superficie. Sin embargo, los parámetros de calidad de las mediciones postulados por Fernández et al., (2005), no siempre entregan resultados coherentes con la geología observada. Se sugiere, para el método de Ribbon, utilizar un espaciamiento no menor a la resolución del DEM, como también evaluar la consistencia entre los resultados obtenidos con datos de superficie en terreno, para así validar estos parámetros.

7 Bibliografía

- Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., & Isacks, B. L. (1997). The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual review of earth and planetary sciences*, 25(1), 139-174.
- Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K. R., Muñoz, J. A., Roca, E., & Chong, G. (2008). The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*, 30(12), 1520-1539.
- Arriagada, C. (1999). Geología y paleomagnetismo del borde Oriental de la Cordillera de Domeyko, entre los 22 45'y 23 30'Latitud Sur, II Región, Chile. *Memoria de Título (Inédito)*, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- 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(1).
- Back, S., Strozyk, F., Kukla, P. A., & Lambiase, J. J. (2008). Three-dimensional restoration of original sedimentary geometries in deformed basin fill, onshore Brunei Darussalam, NW Borneo. *Basin Research*, 20(1), 99-117.
- Bascuñan Hughes, S. A. (2014). Stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Tonel, Purilactis and Barros Arana formations in the Salar de Atacama Basin, (22°-23° S), Chile. *Memoria de Título (Inédito)*, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Bahlburg, H., & Breitzkreuz, C. (1991). Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes (northwestern Argentina and northern Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 4(3), 171-188.
- Brüggen, J. (1934). Las Formaciones de Sal y Petróleo de la Puna de Atacama. *Boletín de Minas y Petróleo* 32: 105-122. Santiago, Chile.
- Brüggen, J. (1942). Geología de la Puna de San Pedro de Atacama y sus formaciones areniscas y arcillas rojas. In Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geológica, Actas 2: 342-467. Santiago, Chile.
- Brüggen, J. (1950). Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar: 1 – 374. Santiago, Chile

- Charrier, R., & Reutter, K. J. (1994). The Purilactis Group of Northern Chile: Boundary between arc and backarc from late Cretaceous to Eocene. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (pp. 189-202). Springer Berlin Heidelberg.
- Charrier, R., & Muñoz, N. (1994). Jurassic Cretaceous Palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23–24 S latitude and 34–35 S latitude: A comparative analysis. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (pp. 233-242). Springer Berlin Heidelberg.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The geology of Chile (Moreno, T.; gibbons, W.; editors). The geological Society*, 21-114.
- Charrier, R., Farías, M., Maksaev, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 5-35.
- Cobbold, P. R., Rossello, E. A., Roperch, P., Arriagada, C., Gómez, L. A., & Lima, C. (2007). Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. *Geological Society, London, Special Publications*, 272(1), 321-343.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., & Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18(3-4), 303-332.
- Cornejo, P., Matthews, S., Pérez, C. (2003). The “K-T” compressive deformation event in northern Chile (24°-27°S). In *Proceedings 10th Congreso Geológico Chileno*. Concepción, Chile
- DeCelles, P. G., & Giles, K. A. (1996). Foreland basin systems. *Basin research*, 8(2), 105-123.
- Dingman, R.J. (1967). Geology and Groundwater Resources of the Northern part of the Salar de Atacama, Antofagasta Province, Chile. U.S. Geological Survey Bulletin 1219: 1-49 p.
- Donath, F. A., & Parker, R. B. (1964). Folds and folding. *Geological Society of America Bulletin*, 75(1), 45-62.

- Fernández, O., Muñoz, J. A., Arbus, P., Falivene, O., & Marzo, M. (2004). Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: An example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa basin (Pyrenees, Spain). *AAPG bulletin*, 88(8), 1049-1068.
- Fernández, O. (2005). Obtaining a best fitting plane through 3D georeferenced data. *Journal of Structural Geology*, 27(5), 855-858.
- Fernández, O., Muñoz, J. A., Arbués, P., & Falivene, O. (2012). 3D structure and evolution of an oblique system of relaying folds: the Ainsa basin (Spanish Pyrenees). *Journal of the Geological Society*, 169(5), 545-559.
- Flint, S. S., Hartley, A. J., Rex, D. C., Guise, P., & Turner, P. (1989). Geochronology of the Purilactis Formation, Northern Chile: an insight into late cretaceous/early tertiary basin dynamics of the central Andes. *Andean Geology*, 16(2), 241-246.
- Flint, S., Turner, P., Jolley, E. J., & Hartley, A. J. (1993). Extensional tectonics in convergent margin basins: An example from the Salar de Atacama, Chilean Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 105(5), 603-617.
- Foseen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge. Cambridge University Press. 463 p.
- Hartley, A. J., Flint, S., & Turner, P. (1988). A proposed lithostratigraphy for the Cretaceous Purilactis Formation, Antofagasta Province, northern Chile. *Proc. V Congr. Geol. Chileno*, 3, H83-H99.
- Hartley, A. J., Flint, S., Turner, P., & Jolley, E. J. (1992). Tectonic controls on the development of a semi-arid alluvial basin as reflected in the stratigraphy of the Purilactis Group (upper cretaceous-eocene), northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(3-4), 275-296.
- Henríquez, S. M., Becerra, J., & Arriagada, C. (2014). Geología del área San Pedro de Atacama, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, 1.
- Jolley, E. J., Turner, P., Williams, G. D., Hartley, A. J., & Flint, S. (1990). Sedimentological response of an alluvial system to Neogene thrust tectonics, Atacama Desert, northern Chile. *Journal of the Geological Society*, 147(5), 769-784.
- Jordan, T. E., Mpodozis, C., Muñoz, N., Blanco, N., Pananont, P., & Gardeweg, M. (2007). Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 23(2), 122-146.

- Kuhn, D., & Reuther, C. D. (1999). Strike-slip faulting and nested block rotations: structural evidence from the Cordillera de Domeyko, northern Chile. *Tectonophysics*, 313(4), 383-398.
- Macellari, C. E., Su, M. J., & Townsend, F. (1991). Structure and seismic stratigraphy of the Atacama Basin, Northern Chile. In *Proc. VI Congr. Geol. Chileno* (Vol. 1, pp. 133-137).
- Maksaev, V., & Zentilli, M. (1999). Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: Implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology*, 8(1/2), 65-90.
- Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Marinovic, N., & Alfredo Lahsen, A. (1984). *Hoja Calama: región de Antofagasta: carta geológica de Chile 1: 250.000*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Roperch, P. (1999). Cretaceous to Paleogene geology of the Salar de Atacama basin, northern Chile: A reappraisal of the Purilactis Group stratigraphy. In *Proceedings IV IRD-ISAG: 523-526*. Göttingen.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., & Reich, M. (2005). Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*, 399(1), 125-154.
- Mundaca, P. (2002). Geología de los Cuadrángulos Aguada de la Teca y Barros Arana, II Región, Antofagasta. *Memoria de Título. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*.
- Muñoz, N., Charrier, R., & Jordan, T. (2002). Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Revista geológica de Chile*, 29(1), 55-80.
- Nalpas, T., Townley, B., & Sanhueza, D. (2011). Influencia de un bloque rígido en un sistema de fallas de rumbo: modelamiento análogo. *Andean geology*, 38(1), 23-36.
- Narea Cavieres, K. A. (2014). Análisis paleomagnético y estructural de las unidades paleozoicas y mesozoicas del cuadrángulo Barros Arana, Región de Antofagasta, Chile. *Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología*.

- Niemeyer, H. (1989). El Complejo ígneo-sedimentario del Cordón de Lila, Región de Antofagasta: significado tectónico. *Andean Geology*, 16(2), 163-181.
- Pananont, P., Mpodozis, C., Blanco, N., Jordan, T. E., & Brown, L. D. (2004). Cenozoic evolution of the northwestern Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Tectonics*, 23(6).
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.
- Ramos, V. A. (2010). The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*, 45(1), 2-25.3
- Ramírez, C. F., Gardeweg, M. (1982). Hoja Toconao. Carta Geológica de Chile 54: 122 pp. 1 mapa escala 1:250.000.
- Ramsay, J.G. (1967). Folding and fracturing of rocks: McGraw-Hill, New York, 568 p.
- Ramsay, J. G. (1974). Development of chevron folds. *Geological Society of America Bulletin*, 85(11), 1741-1754.
- Reutter, K. J., Charrier, R., Götze, H. J., Schurr, B., Wigger, P., Scheuber, E., ... & Chong, G. (2006). The Salar de Atacama Basin: a subsiding block within the western edge of the Altiplano-Puna Plateau. In *The Andes* (pp. 303-325). Springer Berlin Heidelberg.
- Rubilar Contreras, J. F. S. (2015). Arquitectura interna y desarrollo oligoceno-neógeno de la cuenca del Salar de Atacama, Andes Centrales del Norte de Chile. *Memoria de Título (Inédito)*, Universidad de Chile, Departamento de Geología
- Salles, L., Ford, M., Joseph, P., De Veslud, C. L. C., & Le Solleuz, A. (2011). Migration of a synclinal depocentre from turbidite growth strata: the Annot syncline, SE France. *Bulletin de la Société géologique de France*, 182(3), 199-220.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., & Reutter, K. J. (1994). Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In *Tectonics of the southern central Andes* (pp. 121-139). Springer Berlin Heidelberg.

- Somoza, R., Tomlinson, A. J., Caffè, P. J., & Vilas, J. F. (2012). Paleomagnetic evidence of earliest Paleocene deformation in Calama (~ 22° S), northern Chile: Andean-type or ridge-collision tectonics?. *Journal of South American Earth Sciences*, 37, 208-213.
- Steinman, G. (1929). *Geologie von Peru*. Carl Winters Universitats-Buchhandlung. 448 pp.
- Tanner, P. G. (1989). The flexural-slip mechanism. *Journal of Structural Geology*, 11(6), 635-655.
- Waldron, J. W. (2005). Extensional fault arrays in strike-slip and transtension. *Journal of Structural Geology*, 27(1), 23-34.
- Wilkes, E., & Görler, K. (1988). Sedimentary and structural evolution of the Cordillera de la Sal, II Región, Chile. In *Congreso Geológico Chileno* (Vol. 1).
- Woodcock, N. H. (1977). Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geological Society of America Bulletin*, 88(9), 1231-1236.