



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA



MODELAMIENTO EN TRES DIMENSIONES DEL NÚCLEO DEL SALAR DE ATACAMA, REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE.

Memoria para optar al Título de Geólogo

FRANCISCO EDUARDO FIGUEROA ARANCIBIA

Profesora Patrocinante: MSc. Liubow Nikolaivna González Martínez

Profesional Guía: Dr. Juvenal Antonio Letelier Villalón

Profesores Comisión Sr. Ramiro Ulises Bonilla Parra

MSc. Abraham Elías González Martínez

Concepción, 2024

A mi familia.

TABLA DE CONTENIDOS

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	2
1.2. OBJETIVOS	3
1.2.1. OBJETIVO GENERAL.....	3
1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	3
1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS.....	3
1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	5
1.4.1. ELABORACIÓN DE LOS MODELOS.....	8
1.5. AGRADECIMIENTOS.....	12
2. MARCO GEOLÓGICO.....	13
2.1. GENERALIDADES.....	13
2.2. ROCAS Y DEPÓSITOS ESTRATIFICADOS.....	13
2.3. ROCAS INTRUSIVAS.....	17
2.3.1. CORDÓN DE LILA.....	17
2.3.2. CERRO QUÍMAL.....	18
2.3.3. CORDILLERA PRINCIPAL.....	18
2.4. EVOLUCIÓN TECTÓNICA.....	18
2.5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	22
3. RESULTADOS.....	27
3.1. MODELO GENERAL.....	27
3.2. MODELO DEL NÚCLEO.....	40
4. DISCUSIÓN.....	44
5. CONCLUSIONES.....	46
6. REFERENCIAS.....	48
ANEXO.....	53

ÍNDICE DE FIGURAS

1.	1.	Mapa de ubicación y accesos.....	4
1.	2.	Conversión gráfica de escala de tiempo de <i>Two-Way-Travel-Time</i> a profundidad en kilómetros.....	6
1.	3.	Leyenda ampliada de unidades estratificadas.....	7
1.	4.	Leyenda ampliada de unidades intrusivas.....	8
1.	5.	Pasos para la importación y colocación de un perfil sísmico en LeapfrogGeo.....	9
1.	6.	Ejemplo de fallas y bloques.....	10
1.	7.	Trazado de superficies de contacto.....	11
2.	1.	Mapa geológico del área de estudio.....	14
2.	2.	Esquema de la disposición del Arco Puneño y los depósitos de la Formación Lila	20
2.	3.	Esquema de esfuerzos tectónicos en el área de estudio.....	21
2.	4.	Esquema de depositación de unidades cretácicas.....	22
2.	5.	Mapa de fallas del área de estudio.....	24
2.	6.	Perfil transversal de la Cordillera de la Sal.....	25
3.	1.	Extensión del modelo general.....	28
3.	2.	Mapa geológico de las unidades clasificadas por edad.....	29
3.	3.	Fallas del área de estudio consideradas en el modelo general.....	30
3.	4.	Bloques obtenidos en el modelo general.....	31
3.	5.	Vista superior del modelo general.....	31
3.	6.	Vista superior del modelo general, quitando las unidades de cobertura.....	32
3.	7.	Perfil W-E del sector Cerro Químal.....	33
3.	8.	Perfil NW-SE del Llano de la Paciencia y Cordillera de la Sal.....	34
3.	9.	Perfil W-E de la zona central del salar.....	34
3.	10.	Perfil W-E de la zona N del modelo general.....	35
3.	11.	Perfil W-E de la zona SW del modelo general.....	36
3.	12.	Perfil W-E de la zona de Cerro Negro.....	36
3.	13.	Perfil W-E de la zona SE del modelo general.....	37
3.	14.	Perfil W-E de granodioritas cretácicas.....	38

3.	15.	Perfil W-E de la zona sur del Cordón de Lila.....	39
3.	16.	Perfil W-E del sector centro del Cordón de Lila.....	39
3.	17.	Extensión del modelo del núcleo.....	40
3.	18.	Fallas del área de estudio consideradas en el modelo del núcleo.....	41
3.	19.	Mapa geológico para el modelo del núcleo.....	42
3.	20.	Progresión de la depositación de costras salinas.....	43

RESUMEN

El Salar de Atacama es uno de los salares más importantes del mundo, constituyendo en Chile la mayor fuente de litio en salmueras. El estudio de su geología y transporte de aguas superficiales y subterráneas es un punto importante en el desarrollo científico, por lo que tener claridad sobre su configuración geológica y estructural es fundamental como base para estudios posteriores. El objetivo de este trabajo es elaborar dos modelos geológicos tridimensionales que muestren tanto la disposición de las unidades geológicas como su relación con las fallas principales mapeadas en el área.

El primer modelo es de carácter general, mientras que el segundo corresponde a una zona acotada al núcleo del salar, donde se concentran las actividades de extracción de salmueras. Para esto, se compiló una serie de perfiles de reflexión sísmica con la correspondiente interpretación de distintos autores, y se utilizó el *software* LeapfrogGeo para trazar polilíneas que constituyen el armazón de fallas y superficies de contacto entre unidades geológicas cuya interpolación dio como resultado una serie de volúmenes que constituyen los modelos geológicos obtenidos. Estos muestran la disposición general de las características estructurales del área, constituidas por una serie de fallas inversas de rumbo NS y manteos en general al W; así como la disposición de las unidades geológicas afectadas por estas fallas, que se caracterizan por una serie de cabalgamientos de unidades antiguas sobre unidades jóvenes, plegamientos anticlinales y sinclinales, e intrusiones de cuerpos plutónicos.

La configuración estructural, producto de la serie de procesos geológicos que han afectado al área de estudio, es una característica relevante en el modelamiento del paisaje y en la disposición de unidades litológicas presentes. La inversión de fallas durante el Cretácico se destaca como un factor especialmente relevante en dicha configuración estructural. Los modelos propuestos, en tanto permiten apreciar de manera gráfica el resultado de los procesos tectónicos ocurridos, y constituyen un paso importante en responder la pregunta científica que sirvió como motivo de este trabajo, que cuestiona la relevancia del control estructural en el transporte de aguas subterráneas en el Salar de Atacama.

1. INTRODUCCIÓN

Los salares son cuencas topográficamente cerradas endorreicas, que poseen un balance hídrico negativo durante más de la mitad del año (Boutt y otros, 2016). Aquellos que son catalogados como salares maduros contienen gruesas capas de halita que alojan acuíferos de diferentes características (Houston y otros, 2011, en Boutt y otros, 2016), desde los que se puede extraer litio.

En Chile se encuentra una de las mayores operaciones mundiales de producción de litio (USGS, 2017). Los recursos de este elemento en salares constituyen el 22% del total a nivel mundial (COCHILCO, 2013), siendo el Salar de Atacama el que posee las más altas concentraciones, alcanzando los 7000 mg/L con un promedio en torno a 1400 mg/L (Munk y otros, 2016), constituyendo reservas de alrededor de 6.3 Mt (Gruber y otros, 2011).

En este contexto, la comprensión del comportamiento de las aguas subterráneas en el Salar de Atacama constituye un aspecto científico importante para el desarrollo de futuros estudios relacionados. La interrogante de este trabajo es la relación que guardan las características estructurales del núcleo del salar con el transporte de fluidos a gran escala debajo del mismo. Para esto, es necesario confeccionar un modelo en tres dimensiones de las unidades geológicas y los aspectos estructurales que caracterizan el área, el cual servirá como base para otros trabajos.

El modelamiento geológico tridimensional puede realizarse en la actualidad utilizando diversos *softwares*, dentro de los cuales se encuentra LeapfrogGeo. Este *software* permite al usuario modelar unidades a través de la inserción de datos como información de pozos y sondajes, o como en el caso de este trabajo, mediante información de perfiles de reflexión sísmica.

Estudios científicos anteriores de reflexión sísmica se han realizado en el núcleo del Salar de Atacama, sin embargo, estos sólo incluyen los primeros cientos de metros de profundidad, por lo que uno de los objetivos de este trabajo es entrelazar las unidades someras con formaciones más antiguas, incluyendo el basamento paleozoico y su relación con los sistemas de fallas de gran escala presentes en el área.

Arriagada y otros (2006) llevan a cabo un estudio sobre la tectónica a través de perfiles sísmicos, identificando con esto diferentes unidades con edades que van desde el Triásico al Oligoceno. Mpodozis y otros (2005), en tanto, realizan un trabajo en el que describen unidades del Mesozoico Superior al Paleógeno, en relación con la evolución tectónica del área. Jordan y otros (2007), a partir de datos de perfiles sísmicos elaborados por ENAP y de información del pozo Toconao-1, realizaron un estudio de interpretación identificando seis unidades, con edades desde el Cretácico al Plioceno. Marazuela y otros (2018, 2019, 2020) realizan distintos estudios sobre el modelamiento del comportamiento de las aguas subterráneas en cuanto a la zona de mezcla entre las salmueras y el agua subterránea infiltrada para el caso del Salar de Atacama. Munk y otros (2021), a su vez, presentan una caracterización hidrogeológica y geoquímica del sistema salmuera-agua subterránea. Finalmente, dentro de las conclusiones de Reutter y otros (2006) en un estudio de anomalías gravitacionales, se destaca la inversión tectónica del área durante el Cretácico.

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La literatura científica disponible en el área es extensa, sin embargo, la ausencia de estudios respecto a la relación entre la geología estructural y el transporte de fluidos a gran escala en el núcleo del Salar de Atacama representa una oportunidad de investigación que puede ser abordada mediante el modelamiento 3D.

La principal interrogante en esta línea de investigación es cuál es la relevancia que posee el control estructural de gran escala en el transporte termohalino del núcleo del Salar de Atacama. Una posible hipótesis para responder esto es que los elementos estructurales presentes en el núcleo del salar conducen el flujo subterráneo de agua a través de zonas de debilidad como fallas o diaclasas.

Para poder responder este cuestionamiento, es necesario seguir una serie de pasos, dentro de los cuales se encuentra el objetivo de esta memoria, que es elaborar un modelo geológico en tres dimensiones. Este ayudará al entendimiento de la estructura geológica bajo el salar, y posteriormente podrá ser utilizado en conjunto con otros datos para realizar estudios científicos en el área.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. OBJETIVO GENERAL

Elaborar un modelo geológico en tres dimensiones con el fin de que sea utilizado para un futuro modelamiento del reservorio del Salar de Atacama.

1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Describir la estratigrafía y geología estructural del área a partir de literatura científica e informes técnicos anteriores realizados por organismos competentes.

Compilar y actualizar un mapa geológico a partir de literatura científica e informes técnicos mediante el *software* de información geográfica QGis.

Recopilar e interpretar series de perfiles sísmicos del área de estudio obtenidos de literatura científica e informes técnicos.

Modelar geológicamente la zona de estudio utilizando el *software* LeapfrogGeo interpolando la información de perfiles sísmicos.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

El Salar de Atacama está ubicado en el límite oriental de la Cordillera de los Andes de la Región de Antofagasta, al N de Chile, a una altura promedio de 2300 m s.n.m., 125 km al SE de Calama y 50 km al S de San Pedro de Atacama. Este salar se encuentra dentro de la cuenca Salar de Atacama. Las coordenadas UTM del punto central del salar son 7.405.230 N y 572.773 E.

El acceso al área desde Calama, como se observa en la Figura 1.1., es a través de la Ruta 23 hasta San Pedro de Atacama, localidad que se encuentra en el extremo N del salar. Para llegar a la zona S del salar, se debe acceder desde San Pedro de Atacama hasta la localidad de Peine, siguiendo en la Ruta 23 por 72 km, para luego recorrer 42 km por la ruta B-379 y finalmente 23 km hacia el S por la ruta B-355.

Existen dos aeródromos en el área; el Aeródromo San Pedro de Atacama, al E del poblado homónimo, y el Aeródromo Minsal, ubicado al S de las instalaciones de SQM S.A., las que se encuentran al W de la localidad de Peine, en la zona S del Salar de Atacama.

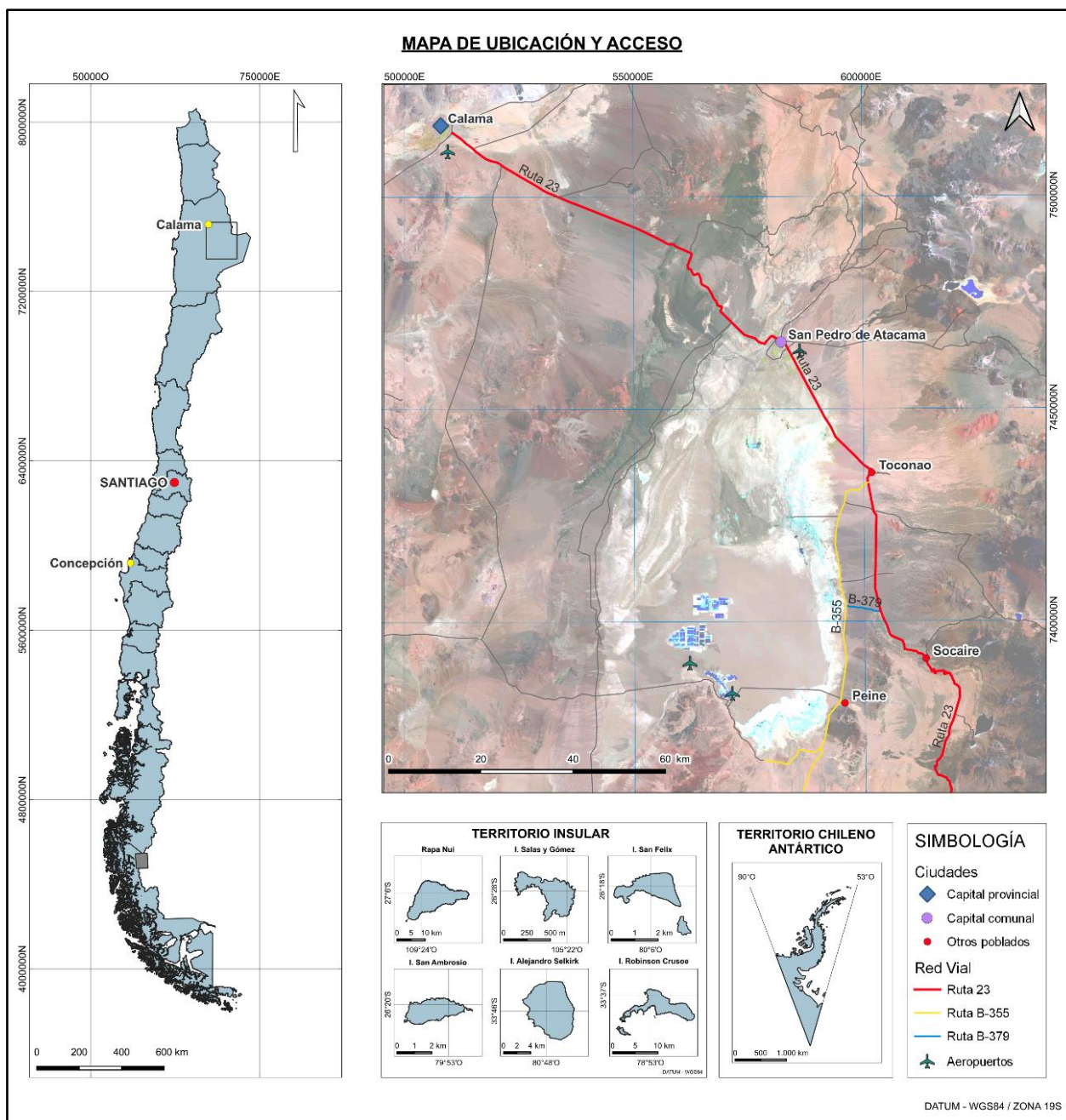


Figura 1.1. Mapa de ubicación y accesos. Muestra rutas y localidades en el área de estudio, así como la ubicación de los aeropuertos y aeródromos.

1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO

Se llevó a cabo en primer lugar una revisión bibliográfica de trabajos anteriores en el área de estudio. Estos corresponden a artículos científicos que abarcan la estratigrafía, geología estructural e hidrogeología, así como informes técnicos que describen procesos de mapeo en la zona del salar. Posteriormente y de los mismos informes revisados, se recopiló una serie de perfiles sísmicos, los cuales fueron reinterpretados y comparados con las interpretaciones originales de los autores. Estos perfiles corresponden a los analizados por Arriagada y otros (2006), Pananont y otros (2004), Aron (2008) y Martínez y otros (2018, 2021), obtenidos a través de ENAP, y realizados con el método de reflexión sísmica. También se consideró en un principio perfiles obtenidos con el método de transiente electromagnético (TEM) y magnetotelúrico (MT), por la empresa ICASS Ltda. en la zona E del salar, pero estos fueron descartados en el proceso de construcción del modelo geológico por ofrecer muy poca información relativa a estratigrafía y geología estructural.

En la interpretación de los perfiles sísmicos, la mayoría de estos tenía la escala vertical expresada en tiempo, más específicamente en segundos de TWTT (*two-way-travel-time*), que corresponde al tiempo que pasa entre la emisión de una onda desde el equipo en superficie, y la recepción de la misma onda luego de que esta haya rebotado en una superficie (Badawy, 2016). Para convertir esta escala de tiempo a profundidad, se utilizó una equivalencia de $1s\ TWTT = 1.8km$, lo cual se basa en una correlación gráfica obtenida de Pananont y otros (2004), como se ilustra en la Figura 1.2.

El resultado de la interpretación de los perfiles sísmicos fue integrado en el *software* LeapfrogGeo, para su unificación a través de modelamiento tridimensional, utilizando para ello las herramientas dadas por el programa. Con esto, se elaboraron dos modelos tridimensionales, uno general a gran escala y otro específico de la zona del núcleo del salar, donde se encuentran las zonas de extracción de las empresas que explotan el litio. Esto con el propósito de representar de mejor manera el área del salar donde es más relevante dar luces respecto al comportamiento de las aguas subterráneas, el cual guarda relación con las mismas actividades de extracción de salmueras (Acosta y Custodio, 2008; Scheihing y Tröger, 2018, en Marazuela y otros, 2020a).

Para efectos de ahorro de costos computacionales, las unidades geológicas presentes en el área de estudio fueron agrupadas según su edad y el período geológico al que esta correspondía, los que se

obtuvieron de las cartas de SERNAGEOMIN disponibles para el área de estudio. Del mismo modo anterior, se seleccionó una serie de unidades de poco espesor (como ignimbritas) y unidades no consolidadas para agruparlas dentro de la categoría de unidades de cobertura en el modelo general. La escala de los espesores de estas unidades no permitiría apreciar de manera relevante su presencia en el mismo. Considerando todo lo anterior, se elaboró una leyenda ampliada con las rocas estratificadas e intrusivas presentes, las que se muestran en la Figura 1.3. y Figura 1.4, respectivamente,

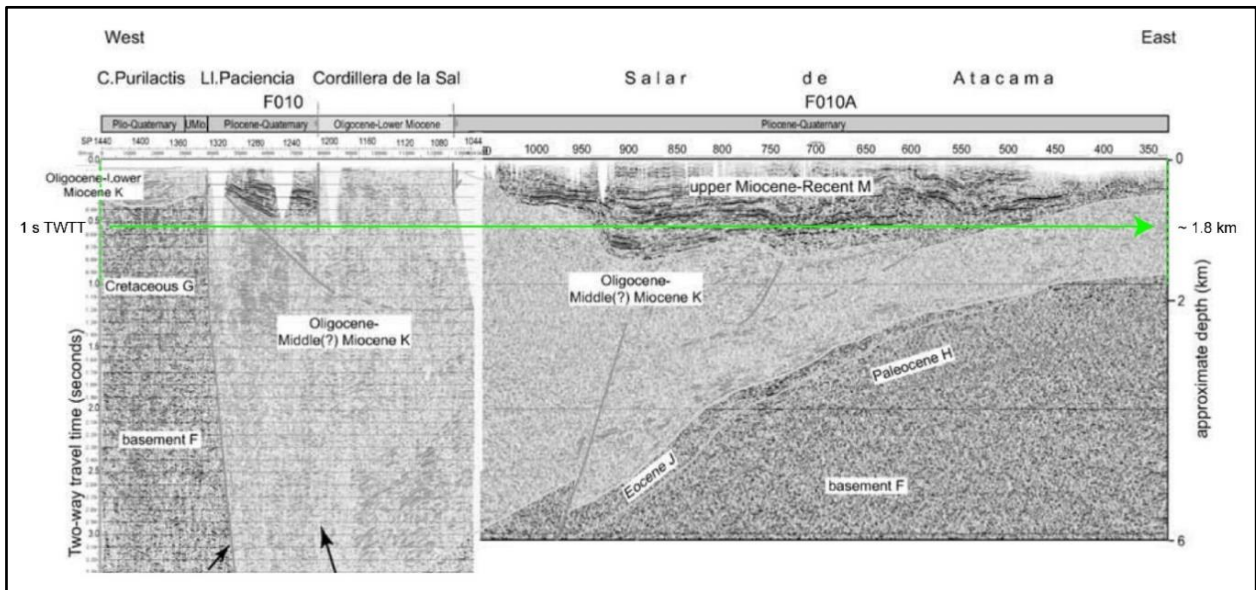


Figura 1.2. Conversión gráfica de escala de tiempo de *Two-Way-Travel-Time* a profundidad en kilómetros. Modificada de Pananont y otros, 2004.

Es importante destacar que, si bien algunos perfiles de reflexión sísmica presentaban en su interpretación capas del Jurásico, al no encontrarse afloramientos de esta edad en el área de estudio estas capas se dividieron entre el Triásico y el Cretácico. En el caso del Carbonífero, ningún perfil de reflexión sísmica mostraba capas asignadas a esta edad, por lo que esto no fue problema a la hora de trazar los contactos entre las unidades designadas. Por otra parte, algunos perfiles geológicos elaborados por SERNAGEOMIN fueron utilizados en la elaboración de los modelos, tanto para el área del Cordón de Lila como para el sector SE del modelo general.

ROCAS Y DEPÓSITOS ESTRATIFICADOS				
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	Depósitos aluviales y coluviales (Holoceno) (CL) Depósitos aluviales (Holoceno) (CL) Depósitos aluviales y coluviales modernos (Pleistoceno - Holoceno) (CQ)	ROCAS ESTRATIFICADAS CUATERNARIAS
		PLEISTOCENO	Depósitos eólicos (Pleistoceno - Holoceno) (SDA) Depósitos salinos (Pleistoceno - Holoceno) (CQ) Volcanes de Tilocalar (Pleistoceno) (CL) Formación El Tambo (Pleistoceno) (CL) Ignimbrita Cajón (Pleistoceno) (SDA) Estratovolcanes IV (Cuaternario) (TOC) Lahares (Cuaternario) (TOC)	
	NEÓGENO	PLIOCENO	Estratovolcanes III (Plioceno) (TOC) Depósitos piroclásticos (Plioceno) (TOC) Ignimbrita Patao (Plioceno) (CL) Ignimbrita Tucúcaro (Plioceno) (CL) Ignimbrita Atana (Plioceno) (TOC) Gravas del Llano de la Paciencia (Plioceno Inferior) (CQ)	ROCAS ESTRATIFICADAS NEÓGENAS
			MIOCENO	
		OLIGOCENO	Formación San Pedro (Oligoceno Superior - Mioceno Superior) (SPA) Estratos de Quepe (Terciario?) (TOC)	
	PALEÓGENO	EOCENO	Formación Loma Amarilla (Eoceno - Oligoceno Inferior) (CQ)	ROCAS ESTRATIFICADAS PALEÓGENAS
		PALEOCENO	Formación Naranja (Paleoceno) (CQ)	
	MESOZOICO	CRETÁCICO	Formación Purilactis (Cretácico Superior) (CL) Formación Tonel (Cretácico Inferior alto - Cretácico Superior) (CQ)	ROCAS ESTRATIFICADAS CRETÁCICAS
			JURÁSICO	
		TRIÁSICO	Estratos El Bordo (Triásico Medio - Triásico Superior) (CQ) Formación Cerros Negros (Triásico Inferior) (CL) Formación Cas (Triásico Inferior) (CL) Formación Peine (Triásico Inferior) (CL)	ROCAS ESTRATIFICADAS TRÁSICAS
PALEOZOICO	PÉRMICO	Estratos de Cerro Negro (Pérmico) (CL) Formación Agua Dulce (Carbonífero Superior - Pérmico Inferior) (CQ)	ROCAS ESTRATIFICADAS PÉRMICAS	
		CARBONIFERO		
	DEVÓNICO	Formación Lila (Devónico Inferior) (CL)	ROCAS ESTRATIFICADAS DEVÓNICAS	
	SILÚRICO	Formación Quebrada Ancha (Llandoveryano) (CL)	ROCAS ESTRATIFICADAS SILÚRICAS	
	ORDOVÍCICO	Formación Quebrada Grande (Darrwilliano) (CL) Complejo Ígneo - Sedimentario del Cordon de Lila (Ordovícico Inferior) (CL)	ROCAS ESTRATIFICADAS ORDOVÍCICAS	

Figura 1.3. Leyenda ampliada de unidades estratificadas, agrupadas por edad. Encerradas en cuadro verde las unidades consideradas como cobertura. En cuadro rojo unidades combinadas como Depósitos Aluviales Cuaternarios. Entre paréntesis, código de la carta geológica desde la que se extrajo la edad: CL: Geología del área Cerro Lila – Peine (Niemeyer, 2013); CQ: Carta Cerro Químal (Basso y Mpodozis, 2012); SDA: Geología del área Salar de Atacama (Becerra y otros, 2014); TOC: Hoja Toconao (Ramírez y Gardeweg, 1982).

		ROCAS INTRUSIVAS	
MESOZOICO	CRETÁCICO	Complejo Intrusivo Cerro Químal (Cretácico ca. 68 - 64 Ma) (CQ) Granodiorita (Cretácico) (TOC)	ROCAS INTRUSIVAS CRETÁCICAS
	JURÁSICO		
	TRIÁSICO		
PALEOZOICO	PÉRMICO	Monzogranito de Quebrada del Gancho (Permo - Triásico) (CL) Monzodiorita Chinquilcoro (Pérmico Medio, ca. 266 Ma) (CL)	ROCAS INTRUSIVAS PÉRMICAS
	CARBONÍFERO		
	DEVÓNICO		
	SILÚRICO		
	ORDOVÍCICO	Monzogranito Portezuelo (Ordovícico Inferior, ca. 476 Ma) (CL) Monzogranito Tucúcaro (Ordovícico Inferior, ca. 477 Ma) (CL) Sienogranito Tilopozo (Ordovícico Inferior, ca. 483 Ma) (CL) Monzogranito Tambillo (Ordovícico Inferior, ca. 484 Ma) (CL) Roof-pendant de diorita (Ordovícico Inferior) (CL)	ROCAS INTRUSIVAS ORDOVÍCICAS

Figura 1.4. Leyenda ampliada de unidades intrusivas, agrupadas por edad. Entre paréntesis, código de la carta geológica desde la que se extrajo la edad: CL: Geología del área Cerro Lila – Peine (Niemeyer, 2013); CQ: Carta Cerro Químal (Basso y Mpodozis, 2012); TOC: Hoja Toconao (Ramírez y Gardeweg, 1982).

1.4.1. ELABORACIÓN DE LOS MODELOS

Una vez compilada toda la información disponible del área de estudio relativa a la geología estructural, estratigrafía y evolución geológica de las unidades presentes, se procedió con el trabajo en los softwares utilizados, el cual se compone de una serie de pasos que se explican a continuación.

Para comenzar a elaborar los modelos, se importó a LeapfrogGeo un modelo de elevación digital (DEM) desde la página del USGS Earth Explorer, para obtener la topografía del área de estudio. Este DEM funciona, a su vez, como límite superior para los modelos geológicos. Una vez fue ajustado a las coordenadas requeridas, se ubicaron los perfiles sísmicos interpretados en el espacio del modelo general, de modo que coincidan con sus trazas en superficie, las cuales se obtuvieron de cada uno de los artículos revisados de bibliografía. Para hacer esto, se siguió el procedimiento observado en la Figura 1.5., que consiste en poner el perfil sísmico en las coordenadas de inicio y fin de la traza en superficie, para luego asignarle un espesor vertical dado por la conversión de TWTT a km que se describió anteriormente.

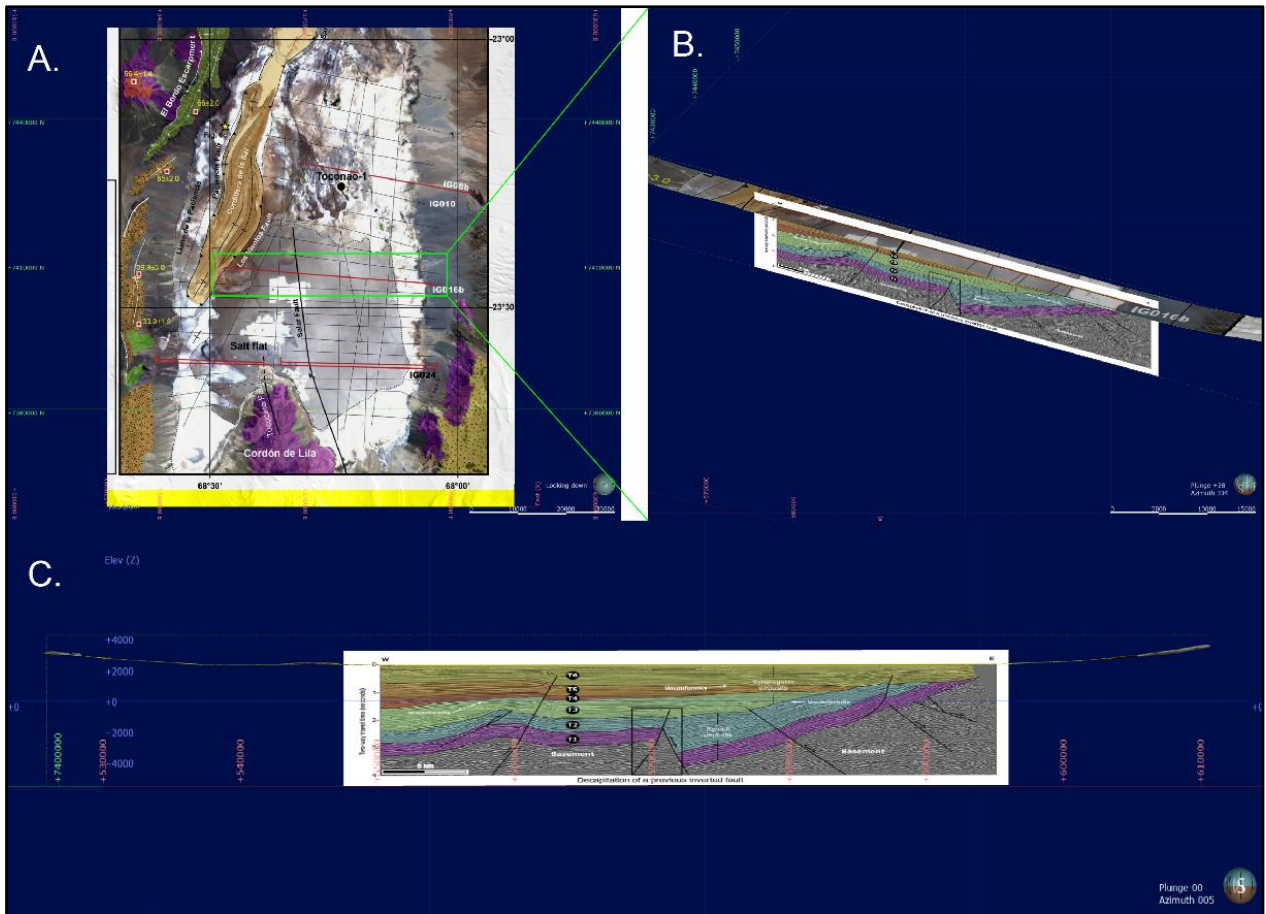


Figura 1.5. Pasos para la importación y colocación de un perfil sísmico en LeapfrogGeo. A. Vista en planta del mapa con la traza del perfil de reflexión sísmica requerido. B. Perfil importado bajo la superficie. C. Vista transversal del perfil importado.

Utilizando los perfiles sísmicos interpretados, se trazaron en primer lugar las fallas identificadas en cada uno de ellos, usando también las trazas en superficie que fueron obtenidas de bibliografía. Para esto, fue necesario georreferenciar los mapas, procedimiento que puede hacerse tanto en QGIS como en LeapfrogGeo. Una vez considerados todos los perfiles posibles para el área, se generaron las superficies de falla, las cuales están formadas a partir de las polilíneas dibujadas en el plano vertical. Estas superficies, o meshes, deben poseer una extensión que supere a las coordenadas límite del modelo, de modo que puedan cortarlo. Posteriormente se activaron las superficies de falla en el programa, lo que dio origen a diferentes bloques que están constituidos por una geología determinada, y limitados por planos de falla, como se observa en la Figura 1.6.

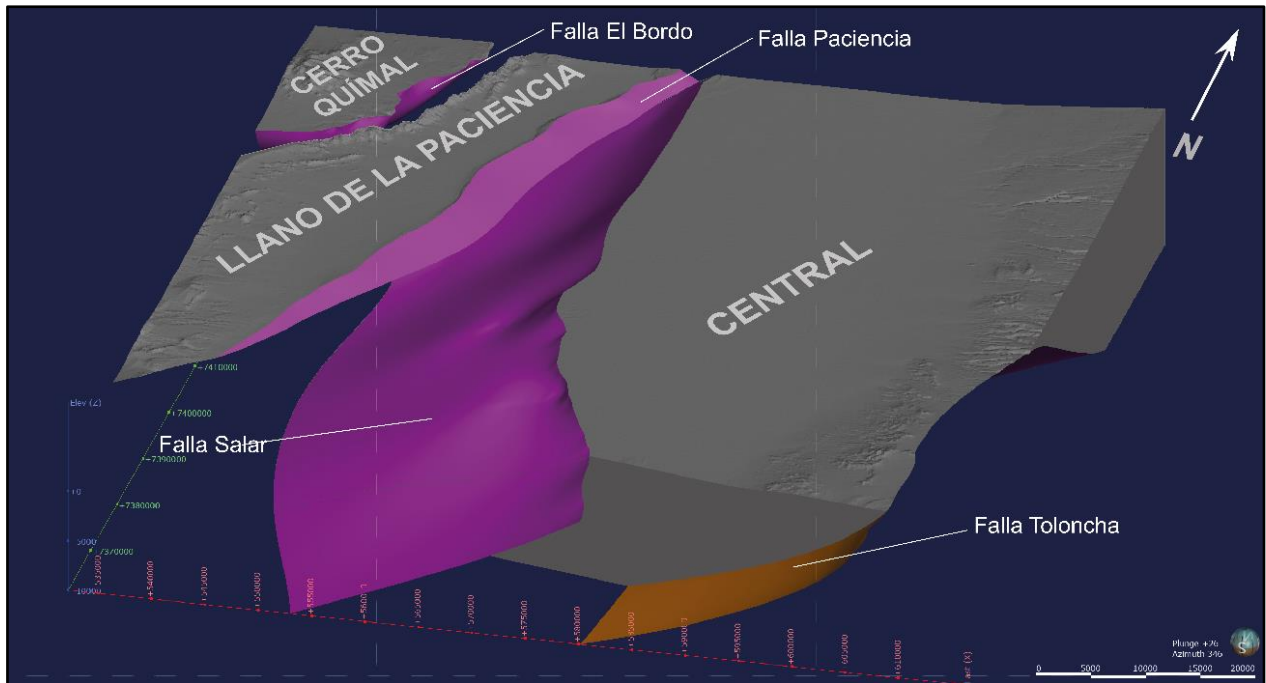


Figura 1.6. Ejemplo de fallas y bloques. Las fallas activadas dividen al volumen original en bloques delimitados por falla.

Una vez construidos los bloques necesarios al activarse todas las fallas del modelo, se trazaron los contactos de las unidades geológicas según la clasificación definida anteriormente. Para esto, se utilizó la función de polilíneas de LeapfrogGeo, las que se dibujaron sobre los perfiles siguiendo la interpretación efectuada. Este procedimiento se ilustra en la Figura 1.7. donde se aprecia como las polilíneas definen las superficies de contacto entre las unidades, que construyen los volúmenes constituyentes del modelo.

Finalmente, para la elaboración del modelo del núcleo, se cortó el modelo general siguiendo un polígono definido. Se construyeron las superficies de fallas y de contacto siguiendo el mismo procedimiento descrito para el modelo anterior, y se conservaron las todas las unidades definidas para este, excepto los Depósitos Salinos y las Unidades de Cobertura. Los primeros fueron subdivididos de en polígonos más pequeños de acuerdo con el tipo de costra salina al que correspondía cada uno, mientras que los segundos se subdividieron en Ignimbritas o Depósitos Aluviales Cuaternarios.

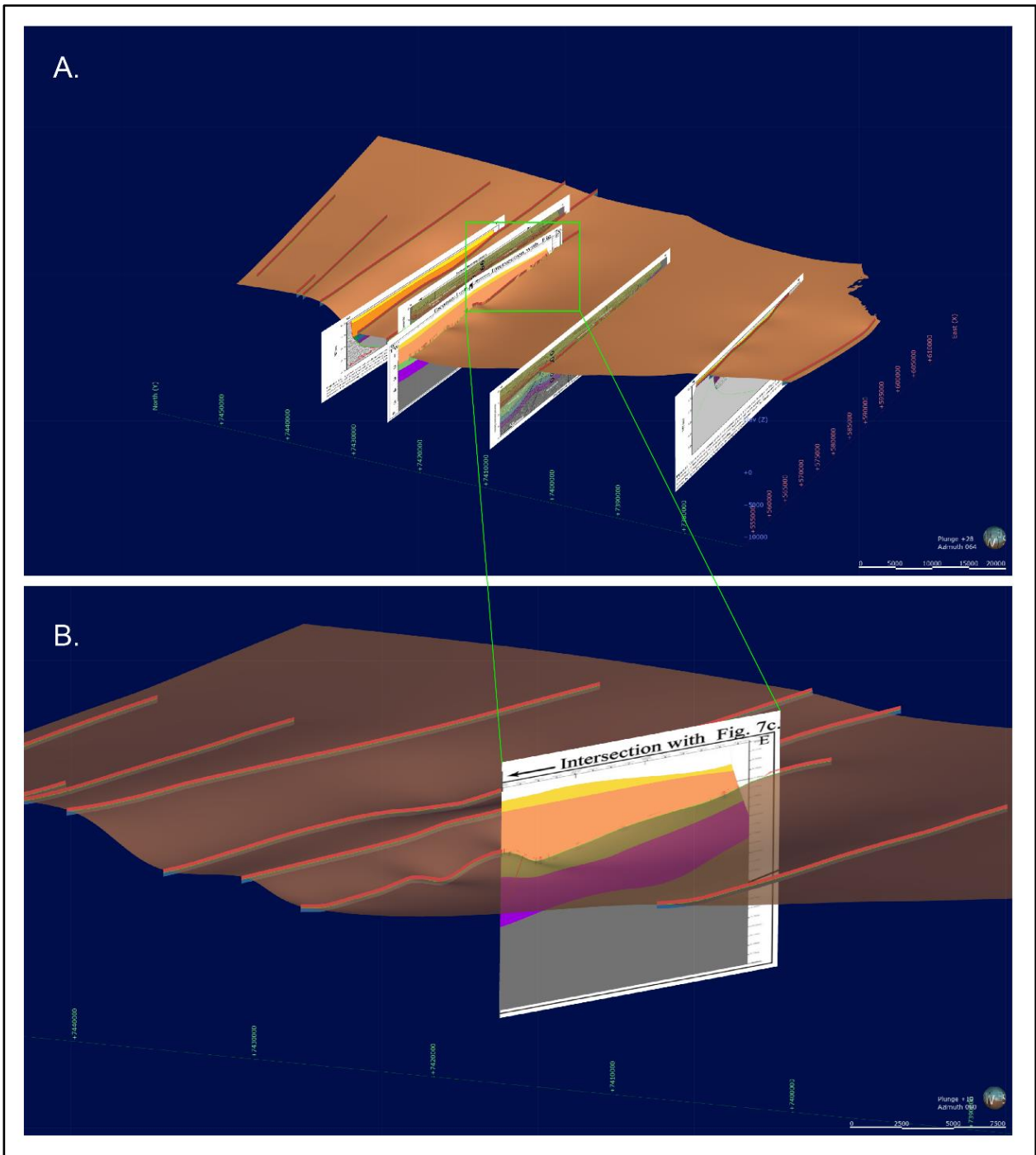


Figura 1.7. Trazado de superficies de contacto. Se utiliza la interpretación de los perfiles de reflexión sísmica para dibujar polilíneas que definirán los volúmenes de cada unidad. A. Vista general de la superficie de contacto entre rocas del Cretácico y el Paleógeno. B: Relación de la superficie de contacto con el perfil utilizado.

1.5. AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradezco a Juvenal Letelier y Yarko Niño, profesores del Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile, quienes me permitieron colaborar con ellos en este proyecto de memoria de título. Su ayuda y guía hicieron de este proceso una oportunidad de crecimiento y aprendizaje que valoro, y sin su apoyo este trabajo no hubiese sido posible.

A mi Profesora Patrocinante, Liubow González, agradezco su excelente disposición y voluntad de ayuda en la escritura y revisión de dudas. Agradezco de igual forma a los profesores de la Comisión de Memoria, Ramiro Bonilla y Abraham González. A todo el personal del Departamento de Ciencias de la Tierra, auxiliares y secretarías, agradezco por su apoyo en todas las actividades de la carrera.

Finalmente, a mis amigos y familia, cuyo amor y cariño incondicional fueron un pilar fundamental en el desarrollo de este paso final de mi vida universitaria. A ellos, gracias totales.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. GENERALIDADES

Las rocas presentes en la cuenca del Salar de Atacama han sido depositadas y han intruido a lo largo de un amplio período de tiempo geológico, que va desde el Paleozoico hasta la depositación de unidades cuaternarias en la zona central y alrededores del núcleo del salar. El mapa geológico de la Figura 2.1. muestra la amplia variedad de formaciones geológicas y cuerpos intrusivos presentes en el área.

Las principales unidades morfoestructurales de la cuenca del Salar de Atacama son, de W a E, la Cordillera de Domeyko, el escarpe El Bordo, el Llano de la Paciencia, la Cordillera de la Sal, el núcleo del Salar de Atacama y la Cordillera Principal, que corresponde al arco magmático actual. Al S de estos dos últimos se ubica el Cordón de Lila, donde se encuentran las rocas más antiguas del área de estudio (Niemeyer, 2013)

2.2. ROCAS Y DEPÓSITOS ESTRATIFICADOS

Con edades desde el Ordovícico hasta el presente, corresponden a la mayoría de las unidades en la cuenca del Salar de Atacama, la cual posee un amplio registro estratigráfico producto de una serie de procesos por los cuales se ha visto afectada.

El Complejo Ígneo y Sedimentario de Lila (CISL) corresponde a una unidad de edad ordovícica, con afloramientos que se extienden por más de 30 km de largo y 10 km de ancho (Niemeyer, 1989), constituyendo las rocas más antiguas presentes en el área de estudio. Se dispone en el Cordón de Lila, constituida por lavas basálticas y dacíticas intercaladas con lutitas y areniscas (Niemeyer, 2013). Esta unidad está cubierta en distintos sectores del cordón, mediante discordancia angular, por las rocas de la Formación Quebrada Grande, del Ordovícico Medio, compuesta por conglomerados y areniscas; por la Formación Quebrada Ancha, del Silúrico Inferior, constituida por cuarzoarenitas y conglomerados; y por depósitos de la Formación Lila, una secuencia de conglomerados y areniscas que datan del Devónico Inferior mediante contenido fosilífero (Niemeyer, 2013).

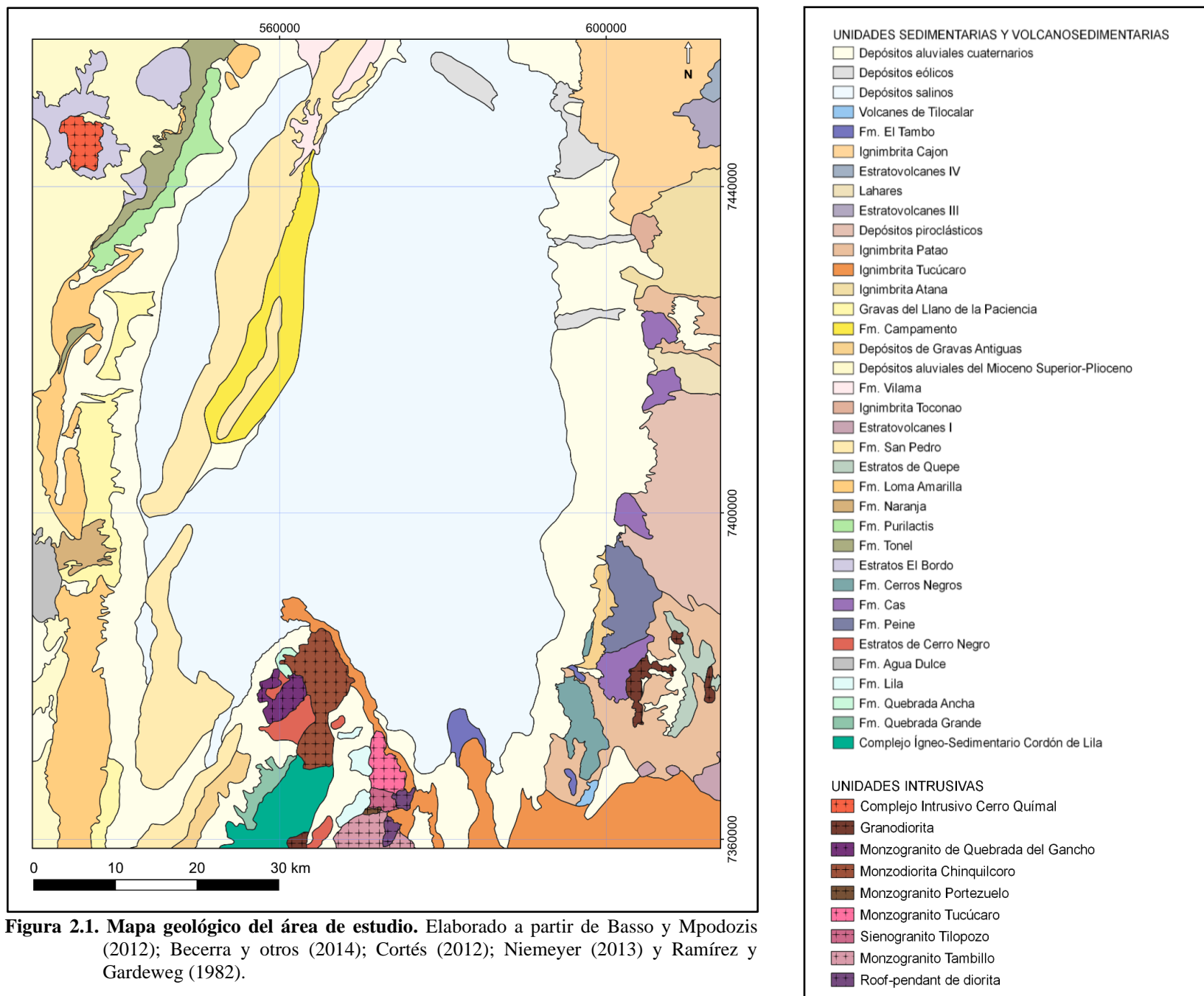


Figura 2.1. Mapa geológico del área de estudio. Elaborado a partir de Basso y Mpodozis (2012); Becerra y otros (2014); Cortés (2012); Niemeyer (2013) y Ramírez y Gardeweg (1982).

En discordancia angular sobre esta última unidad se encuentran los Estratos de Cerro Negro, unidad continental de rocas volcánicas cuya edad pérmica se obtuvo mediante dataciones K-Ar (Niemeyer, 2013). Estas rocas marcan el fin de los depósitos estratificados del Paleozoico en el sector del Cordón de Lila.

En el sector occidental de la zona de estudio, en tanto, se deposita la Formación Agua Dulce, de edad carbonífera a pérmica, la cual aflora como una franja discontinua de orientación NNE-SSO, constituida por brechas, conglomerados y tobas, cubiertas por andesitas de los Estratos El Bordo (Basso y Mpodozis, 2012).

Durante el Triásico, se deposita la Formación Peine, del Triásico Inferior, al NE de la localidad homónima. Esta unidad se compone de andesitas, brechas, lutitas y tobas, las cuales se encuentran plegadas. En la misma zona, la Formación Peine se encuentra cubierta en discordancia angular por la Formación Cas, una sucesión de lavas, areniscas y conglomerados, también del Triásico Inferior (Niemeyer, 2013). Al E de la localidad de Peine, en tanto, se encuentra la Formación Cerros Negros, formada por una secuencia de areniscas y andesitas, cuyas relaciones de contacto con las formaciones Peine y Cas no se observan en superficie (Niemeyer, 2013).

En el sector del Cerro Químal, en la zona noroccidental del área, afloran los Estratos El Bordo, con edad triásica media a superior. Constituidos por una sucesión de lavas, brechas, tobas y andesitas, estos se disponen en discordancia angular sobre la Formación Agua Dulce, marcando el fin del Triásico en la zona de estudio (Basso y Mpodozis, 2012).

Las rocas estratificadas cretácicas más antiguas que afloran en el área corresponden a los depósitos de la Formación Tonel, unidad compuesta por lutitas, areniscas y conglomerados. Se disponen a lo largo del escarpe El Bordo, en una franja de orientación NE-SW, en discordancia angular y erosiva sobre los Estratos El Bordo (Basso y Mpodozis, 2012). En contacto por falla con la Formación Tonel se encuentra la Formación Purilactis, de edad cretácica superior, constituida por areniscas y conglomerados, cubiertos en discordancia angular por lavas de la Formación Cerro Totola, del Cretácico Superior (Basso y Mpodozis, 2012).

En el Paleógeno, a lo largo del escarpe El Bordo, se deposita la Formación Naranja, de edad paleocena. Esta unidad se constituye de capas de conglomerados y areniscas de color rojizo a anaranjado (Mpodozis y otros, 2005), las cuales le dan el nombre. Sobre esta, en discordancia angular, se encuentra la Formación Loma Amarilla, con una edad obtenida mediante datación K-Ar ubicada entre el Eoceno y el Oligoceno Inferior. Se compone de tobas, brechas, conglomerados y areniscas.

El Neógeno comienza en el área de la Cordillera de la Sal con la depositación de la Formación San Pedro, una sucesión sedimentaria compuesta por arcillas, limolitas y areniscas, extendidas a lo largo de unos 100 km en una franja NNE-SSW. Su edad, obtenida con dataciones K-Ar, está comprendida entre el Oligoceno Superior y el Mioceno Superior; y se encuentra en una relación de contacto de engrane lateral con la Formación Tambores (Dingman, 1963; Mpodozis y otros, 2005 en Henríquez y otros, 2014). Esta corresponde a una sucesión de areniscas y conglomerados de edad oligocena superior a miocena inferior (Henríquez y otros, 2014).

Sobreyaciendo en discordancia angular a la Formación San Pedro, se encuentra la Formación Campamento, de edad miocena superior a pleistocena (Becerra y otros, 2014). De la misma manera, sobre la Formación San Pedro, en discordancia angular, yace la Formación Vilama, una secuencia de areniscas y limolitas de edad miocena superior a pliocena, la que se obtuvo por el método U-Pb en circones (Henríquez y otros, 2014).

Las ignimbritas presentes en el área de estudio corresponden a productos del volcanismo plioceno y pleistoceno, y se ubican a lo largo de las faldas de la Cordillera Principal y en el sector del Cordón de Lila. La Ignimbrita Tucúcaro, una toba moderadamente soldada, se apoya discordantemente sobre rocas de los Estratos de Tilocalar. Fue datada mediante K-Ar, asignándosele una edad pliocena. Por sobre esta se encuentra la Ignimbrita Patao, una toba vítrea de edad pliocena, la cual es cubierta, junto con la Ignimbrita Tucúcaro, por la Formación El Tambo, compuesta por calizas del Pleistoceno (Niemeyer, 2013).

En el sector NE del área de estudio, se deposita la Ignimbrita Cajón, unidad compuesta por tobas bandeadas, la cual fue datada por diversos estudios, asignándole una edad del Pleistoceno

(Henríquez y otros, 2014). Por otra parte, en el sector SE del área, y también durante el Pleistoceno, el volcanismo de dos pequeños conos causó la depositación de una serie de lavas, andesitas y andesitas basálticas, denominadas como Volcanes de Tilocalar, cuyas edades fueron obtenidas mediante dataciones de K-Ar (Niemeyer, 2013).

Los depósitos salinos del Salar de Atacama constituyen gran parte de la superficie del área de estudio (Henríquez y otros, 2014). Estos se distribuyen siguiendo una zonación bien definida (Moraga y otros, 1974 en Niemeyer 2013; Vila, 1975), que se da en función del origen de las aguas transportadoras de las sales en disolución. En el caso del Salar de Atacama, Alonso y Risacher (1996) concluyen que las aguas enriquecidas en sales provienen de precipitaciones en la Cordillera Principal, las que se infiltran en los depósitos volcánicos y llegan al núcleo del salar. Esto, a su vez, causa la depositación de evaporitas, la que ha sido continua desde el Oligoceno (Alonso y Risacher, 1996), las cuales se disponen en costras cuya composición varía a medida que se van alejando de la fuente de las aguas subterráneas. Estas costras se constituyen de limos y arcillas de color pardo, intercaladas con facies arenosas originadas por el delta del Río San Pedro (Henríquez y otros, 2014).

Cubriendo a las unidades anteriormente mencionadas, se disponen capas de depósitos aluviales originados por la erosión de los cursos de aguas actuales, los que transportan detritos de las zonas elevadas a ambos lados de la planicie del Salar de Atacama (Basso y Mpodozis, 2012; Niemeyer, 2013; Henríquez y otros, 2013).

2.3. ROCAS INTRUSIVAS

Las rocas intrusivas en el área de estudio corresponden mayoritariamente a granitoides con edades que van desde el Ordovícico hasta el Cretácico. Estos se pueden clasificar según la zona en la que se encuentran los afloramientos, que son el Cordón de Lila, el Cerro Químal, y la Cordillera Principal.

2.3.1. CORDÓN DE LILA

En esta zona, situada al S del núcleo del Salar de Atacama, se encuentran las rocas plutónicas más antiguas del modelo, que corresponden al Monzogranito Tucúcaro, descrito por Mpodozis y otros

(1983) como Plutón Tucúcaro. Es un intrusivo de edad ordovícica inferior, que se encuentra en contacto con rocas del Complejo Ígneo y Sedimentario del Cordón de Lila, y cubierto por la Formación Lila. Tiene forma alargada y se dispone como *roof-pendant* (Niemeyer, 2013).

La Monzodiorita Chinquilchoro es un cuerpo plutónico que intruye a unidades del Complejo Ígneo y Sedimentario del Cordón de Lila, a la Formación Quebrada Grande, a la Formación Quebrada Ancha y a los Estratos de Cerro Negro. Dataciones de U-Pb indican edades de $266,1 \pm 3,5$ Ma y $267,3 \pm 2,5$ Ma (Niemeyer, 2013), lo que permite asignar a este cuerpo una edad del Pérmico Medio.

Por último, el Monzogranito Quebrada del Gancho, intruye a la Monzodiorita Chinquilchoro y a los Estratos de Cerro Negro. Corresponde a un monzogranito de biotita, con edad entre el Pérmico y el Triásico, datado con el método U-Pb en circones (Niemeyer, 2013).

2.3.2. CERRO QUÍMAL

En la zona NW del área de estudio, el Cerro Químal constituye el punto más alto del relieve con más de 4200 m s.n.m. (Basso y Mpodozis, 2012). El Complejo Intrusivo Cerro Químal es un plutón de cerca de 25 km² de superficie, compuesto por un cuerpo principal y cuerpos adyacentes secundarios, de granodioritas y dioritas. Estos intruyen a rocas de los Estratos El Bordo, con una edad calculada entre 68 y 64 Ma, es decir, del Cretácico Superior (Basso y Mpodozis, 2012).

2.3.3. CORDILLERA PRINCIPAL

Ramírez y Gardeweg (1982) describen cuerpos intrusivos de composición mayoritariamente granodiorítica y granítica, que se encuentran, entre otros lugares, en el flanco oriental de los cerros de Peine, en la Precordillera. Intruyen a formaciones más antiguas, como la Formación Peine, y se encuentran parcialmente cubiertos por las ignimbritas Patao y Tucúcaro (Ramírez y Gardeweg, 1982).

2.4. EVOLUCIÓN TECTÓNICA

La configuración geológica y estructural presente en el Salar de Atacama hoy en día es el resultado de una compleja historia geológica que comienza en el Paleozoico, durante la etapa conocida como Ciclo Famatiniano, entre el Cámbrico Superior y el Devónico Inferior (Charrier y otros, 2007).

Durante esta época, en el Ordovícico Medio, el *terrane* de Arequipa – Antofalla colisionó contra Gondwana, en el evento Guandacol (Bahlburg y Hervé, 1997, en Charrier y otros, 2007). En este contexto se da la depositación de las rocas más antiguas presentes en el área de estudio, el Complejo Ígneo y Sedimentario de Lila (CISL), de edad ordovícica (Niemeyer, 1989), que se encuentra intruido por una serie de plutones de edad ordovícica superior a silúrica inferior (Charrier y otros, 2007). Esta unidad se encuentra en el Cordón de Lila, como su nombre lo indica, la cual constituye la parte N de la Sierra Almeida, y que fuealzada por sobre unidades más jóvenes por acción de fallas (Damm y otros, 1991). De acuerdo con González y otros (2007), el Cordón de Lila habría formado parte del Arco Magmático Occidental (AMO), también mencionado como Faja Eruptiva de la Puna Occidental, por Charrier y otros (2007). Los productos de la erosión de este arco habrían dado origen a la Formación Quebrada Grande, en una cuenca ubicada en el margen occidental de Gondwana. Según Aceñolaza y otros (2009) una cuenca de estas características se desarrolló también en el Silúrico inferior, denominada Cuenca Chileno-Boliviana, y ubicada entre el *terrane* de Arequipa-Antofalla y el Arco Puneño, nombrado en su estudio como Dorsal Central Argentina. Fue en esta cuenca que se depositó de igual forma la Formación Quebrada Ancha, del Llandoveryano (Aceñolaza y otros, 2009).

Las condiciones tectónicas en el norte de Chile durante el período comprendido entre el Silúrico Inferior y fines del Carbonífero eran, de acuerdo con Bahlburg y Hervé (1997), de margen pasivo, en donde el margen occidental del *terrane* de Arequipa-Antofalla, ya acoplado, experimentó una ausencia de magmatismo. Bajo estas condiciones se da la depositación de la Formación Lila como una serie de depósitos turbidíticos, en donde el aporte de los sedimentos venía del ya mencionado Arco Puneño (Charrier y otros, 2007) (Figura 2.2.). El margen pasivo se mantuvo hasta el Carbonífero Superior, momento en el que se reactiva la subducción (Bahlburg y Hervé, 1997). Este evento causó la formación de un arco magmático activo durante el Carbonífero superior (Mpodozis y Kay, 1992, en Oliveros, 2020; Bahlburg y Hervé, 1997) el cual es responsable de la depositación de unidades volcanosedimentarias como la Formación Agua Dulce o los Estratos de Cerro Negro (Charrier y otros, 2007) (Figura 2.3.), y cuerpos intrusivos como la Monzodiorita Chinquilchoro (Niemeyer, 2013) en el área de estudio.

La consolidación del megacontinente Gondwana y el término de movimientos de las placas tectónicas favorecieron acumulación de calor en el manto superior y fusión de la corteza inferior, llevando al desarrollo de cuencas extensionales, en un período de cese de subducción que duró desde fines del Pérmico Inferior a hasta inicios del Jurásico (Charrier y otros, 2007). De esta manera, dentro de estas cuencas extensionales se depositaron formaciones como Cas y Peine (fig. 2.3.), bajo la influencia de fallas normales a lo largo del margen oriental de dichas cuencas (Breitkreuz, 1995).

Posteriormente, durante el Jurásico Inferior, la ruptura de Gondwana y la reactivación de la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana cambiaron la configuración tectónica del área. De acuerdo con Amilibia y otros (2008), durante esta época, la cinemática de subducción generó, en primer lugar, una fase extensional por retroceso del límite entre las placas, para luego generar esfuerzos compresivos, al detenerse el movimiento rotatorio de Sudamérica y desplazarse hacia el W. Con la reactivación de la subducción comenzó el denominado Ciclo Andino, responsable del arco magmático que prevalece hasta el presente (Charrier y otros, 2007).

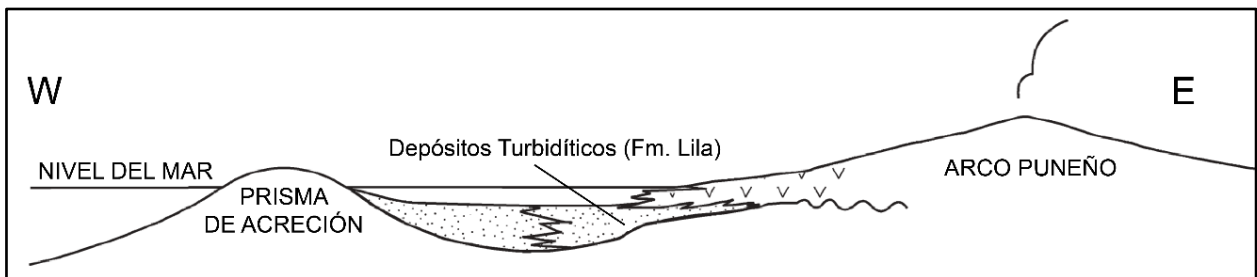


Figura 2.2. Esquema de la disposición del Arco Puneño y los depósitos de la Formación Lila. Modificado de Charrier y otros (2007).

A fines del Cretácico Inferior, la Fase Peruana fue el evento responsable de la ocurrencia de alzamiento y posterior erosión de diversos componentes del margen sudamericano (Bascañán, 2022) entre los cuales se encuentra la Cordillera de Domeyko. Los esfuerzos compresivos característicos de esta fase llevaron a una inversión tectónica de las cuencas extensionales preexistentes (Mpodozis y otros, 2005, en Aron, 2008) y es en este marco tectónico que se da la depositación sintectónica de las formaciones del Grupo Purilactis (Figura 2.4.), en la zona occidental del área, mostrando en sus depósitos dicha inversión (Mpodozis y otros, 2005; Reutter

y otros, 2006 en Aron, 2008). De acuerdo con Charrier y otros (2007) este evento se relaciona con el cambio de ángulo de la placa subductante, adoptando una subducción tipo Chilena.

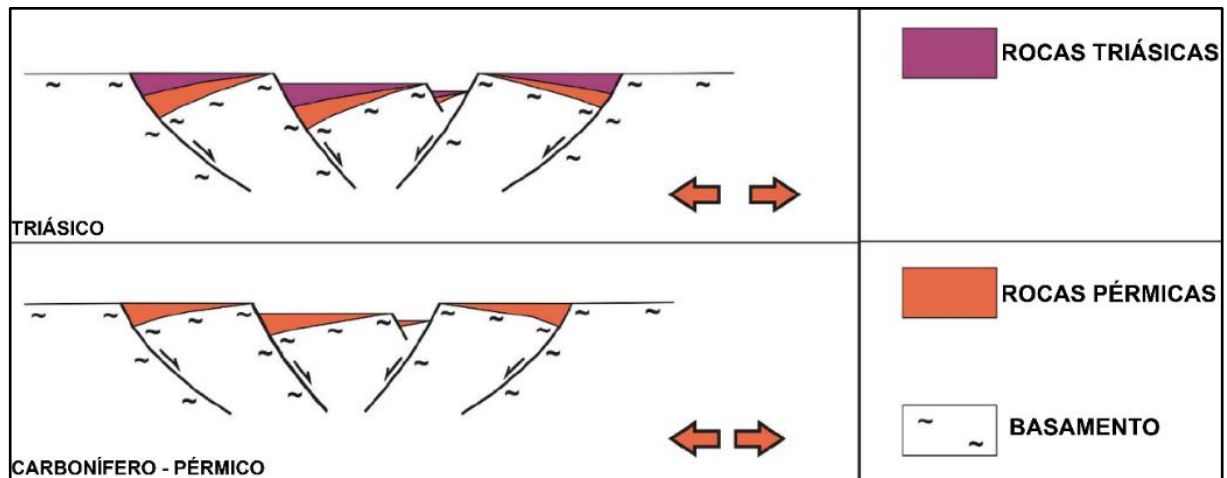


Figura 2.3. Esquema de esfuerzos tectónicos en el área de estudio. Período entre el Carbonífero y el Triásico. Modificado de López y otros (2020).

Luego de la Fase Peruana, el arco magmático sufre un desplazamiento notable hacia el E, y en su costado oriental, se forma una cuenca continental de antepaís (Charrier y otros, 2007), en la que se encuentra el sector de la Cordillera de Domeyko y la cuenca del Salar de Atacama (Amilibia y otros, 2008). En este contexto, la deformación compresiva que causó la inversión tectónica y alzamiento también fue responsable por la depositación de unidades como las Formaciones Naranja y Loma Amarilla, que muestran características propias de una depositación coetánea con el mencionado alzamiento y erosión (Amilibia y otros, 2008). De acuerdo con Mpodozis y otros, (2005) el evento compresivo responsable de la depositación de la Formación Loma Amarilla fue la Fase Incaica, la que coincide con un peak en la tasa de convergencia de las placas (Charrier y otros, 2007), y con el dominio de condiciones de transpresión (Mpodozis y otros, 2005).

Desde el Paleógeno al presente, la configuración tectónica del norte de Chile ha estado controlada por los movimientos relativos de la placa Sudamericana y la placa de Nazca (Charrier y otros, 2007). En este escenario, se siguen depositando unidades sintectónicas al alzamiento de la Cordillera de Domeyko sobre la cuenca del Salar de Atacama, como la Formación Tambores, engranada lateralmente con la Formación San Pedro (Charrier y otros, 2007; Amilibia y otros, 2008). De la misma forma, los productos del arco volcánico ubicado en su posición actual en la Cordillera Principal cubren a unidades más antiguas en toda la cuenca del salar (Amilibia y otros,

2008). Estos se originan después de un *gap* magmático entre los 38 Ma. y los 28 Ma. (Reutter y otros, 2001 en Charrier y otros, 2007; Reutter y otros, 2006). Por otra parte, según Arriagada y otros (2006), existió acortamiento y compresión al mismo tiempo que ocurría la depositación de las unidades neógenas de la cuenca, lo que se condice con el desarrollo de esta en un contexto de antepaís.

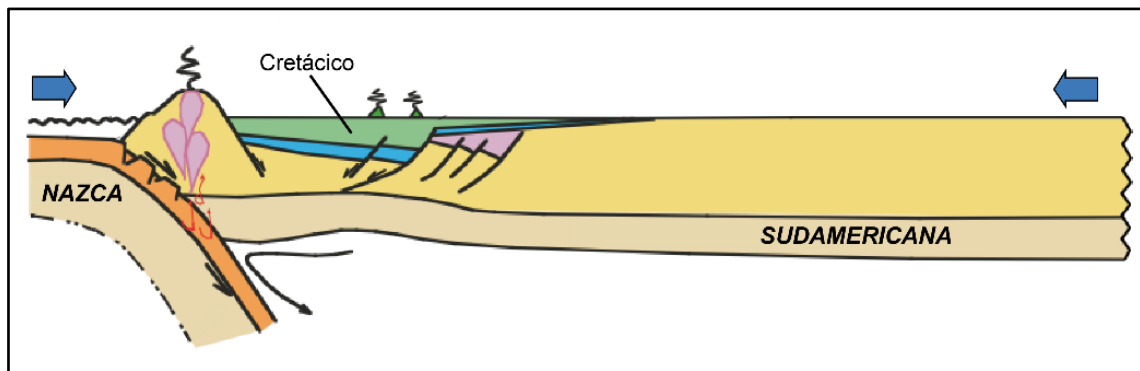


Figura 2.4. Esquema de la depositación de unidades cretácicas. Modificado de Amilibia (2008).

2.5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Las características estructurales del Salar de Atacama están definidas por discontinuidades de diversas longitudes, tales como fallas inversas (Figura 2.5.) y pliegues (Aron, 2008) así como una serie de estructuras de piel delgada (Kuhn, 2002), que modelan el paisaje de la Precordillera y la cuenca del Salar de Atacama (Díaz, 2011). Los mecanismos de deformación consisten en un sistema de cabalgamientos de vergencia W, responsables de transmitir el acortamiento que sufrió el basamento a las capas sobreyacentes, o cobertura (Muñoz y otros, 2002). Los sistemas contraccionales en los que la deformación por cabalgamiento involucra al basamento se denominan de piel gruesa, causando también cabalgamiento de la cobertura que sobreyace. En cambio, la deformación por cabalgamiento que involucra solo a las secciones estratigráficas distribuidas en capas relativamente delgadas se denomina de piel delgada (Muñoz y otros, 2002).

Diversos estudios de perfiles sísmicos (López y otros, 2020; Martínez y otros, 2018, 2021) muestran que la geometría de las fallas en cuencas Pre-Andinas, como el Salar de Atacama, está definida por zonas de debilidad cortical. La extensión cortical del Triásico generó fallas normales, las cuales se invirtieron por movimientos contraccionales (Amilibia y otros, 2008; Mpodozis y Ramos, 2008; Mpodozis y otros, 2005 en Martínez y otros, 2021).

En la Cordillera de Domeyko, el estilo estructural se define por un sistema de fallas de cabalgamiento de piel gruesa, con vergencia al E, las cuales son el resultado de la inversión de estructuras extensionales cretácicas. Estas fallas controlan la deformación en el área (Muñoz y otros, 2002; López y otros, 2020), la cual se expresa en el escarpe El Bordo, un alto topográfico que se alza a 900m de altura por sobre la cuenca del salar, y que define un límite estructural que separa rocas del Triásico de sucesiones cretácicas superiores y sistemas de faja corrida y plegada del Paleógeno. Al E del escarpe, se observan pliegues anticlinales y sinclinales afectados por fallas de cabalgamiento de segundo orden (López y otros, 2020). En este sector se mapeó la falla El Bordo, que alza rocas triásicas por sobre rocas cretácicas (Basso y Mpodozis, 2012) así como otra falla inversa ubicada al E, que no aparece bajo ningún nombre en las cartas geológicas y que para efectos de este estudio se denominó falla El Bordo 2.

En el sector de la Cordillera de la Sal, las estructuras principales del lado oriental corresponden a una serie de anticlinales y sinclinales con disposición en *echelon* que son producto de una tectónica de piel delgada resultado de la propagación hacia el E de la Cordillera de Domeyko (Martínez y otros, 2018). La sección occidental de la Cordillera de la Sal se caracteriza por mostrar de buena forma un sistema de cabalgamiento de vergencia W, el cual está limitado por la falla Paciencia (López y otros, 2020). La Cordillera de la Sal corresponde a un bloque alzado por una falla inversa de basamento, que mantea al W y aflora en la ladera oriental de la misma (Aron, 2008). Esta falla se mapeó en el área de estudio como falla Chulacao (Figura 2.6.)

Al S de la Cordillera de la Sal, también se observa un sistema de anticlinales y sinclinales dispuestos en *echelon*, el cual está afectado por fallas inversas de segundo orden, sintéticas y antitéticas respecto de las fallas principales, y con vergencia al E (Jolley y otros, 1990 en Aron, 2008).

En la parte central del salar, al E de la Cordillera de la Sal, se encuentra el Sistema de Fallas Salar, que se extiende por 30km a través de este (Jordan y otros, 2002). Está compuesto de fallas inversas de alto ángulo, rumbo aproximado N-S y manteos al W. Estas fallas afectan tanto al basamento bajo el salar como al núcleo detrítico-salino de la parte superior (Jordan y otros, 2002 en Aron, 2008). De acuerdo con López y otros (2020), corresponden a fallas normales mesozoicas que

sufrieron inversión tectónica, las cuales, a pesar de presentar grandes tasas de desplazamiento, no generaron ningún tipo de escarpe topográfico en la superficie del salar ni el núcleo de halita, lo que se debe a la ininterrumpida sedimentación de salmueras, alimentadas por aguas subterráneas (Jordan y otros, 2002).

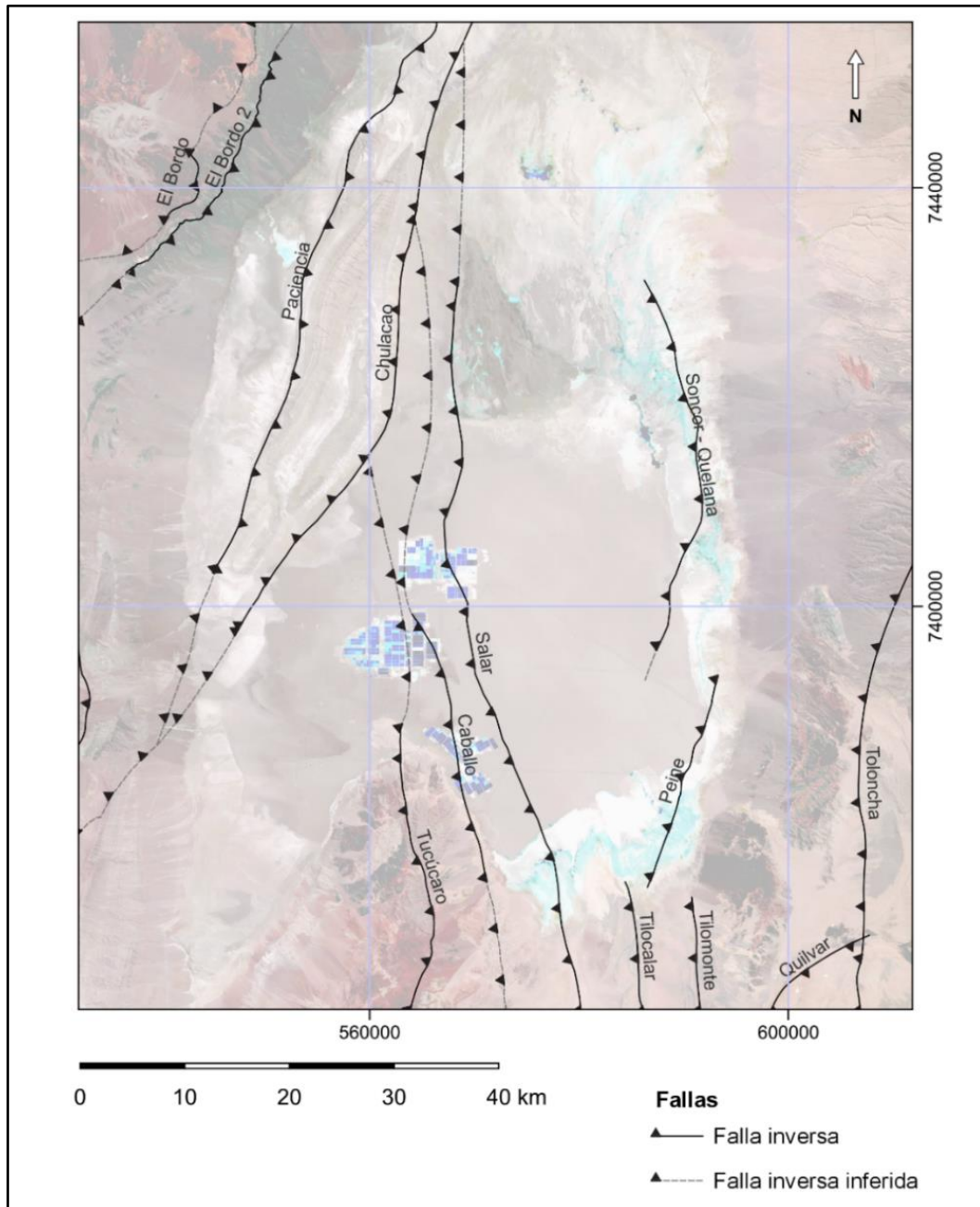


Figura 2.5. Mapa de fallas del área de estudio. Se muestran las fallas utilizadas para los modelos, así como la prolongación determinada por el programa LeapfrogGeo. Elaborado a partir de Aron (2008); Arriagada y otros (2006); Basso y Mpodozis (2012); Cortés (2012); González y otros (2007); López y otros (2020); Muñoz y otros (2002) y Trabucchi (2022).

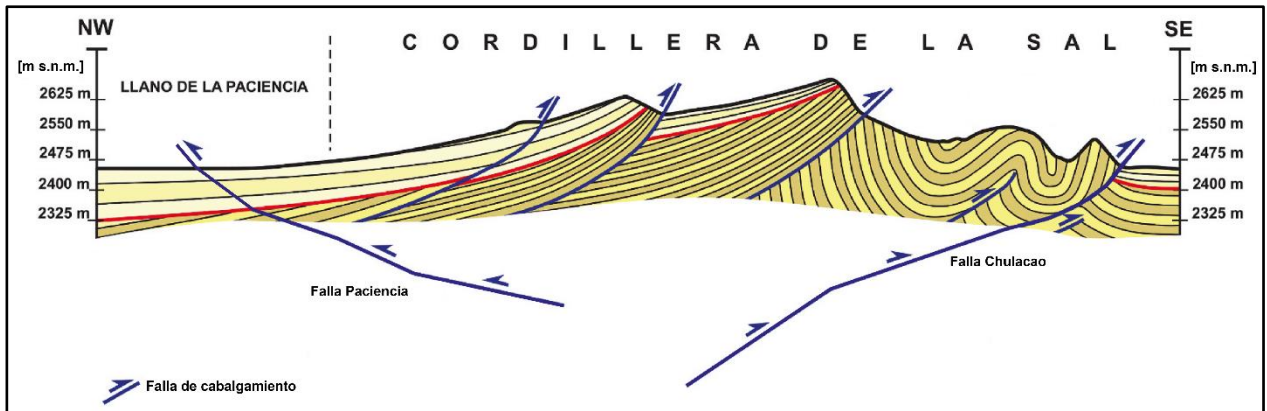


Figura 2.6. Perfil transversal de la Cordillera de la Sal. Muestra las fallas principales y secundarias. Modificada de López y otros (2020).

Otros autores, como Trabucchi y otros (2022), presentan una falla inversa, de rumbo aproximado NS, cuya traza en superficie se presenta a lo largo del margen oriental del salar, en la zona donde se encuentran los sistemas lagunares de Barros Negros, Soncor y Aguas de Quelana. En este mismo sector, un informe del Departamento de Geología (2016) de la Universidad de Chile reporta la presencia de dos sistemas de fallas, denominados como Sistema de Falla Soncor y Sistema de Falla Quelana, los que coinciden espacialmente con la falla inversa presentada por Trabucchi (2022). En este estudio, esta se denominó como falla Soncor-Quelana.

Al S de la planicie del salar, el Cordón de Lila se alza como un bloque de basamento levantado por un sistema de fallas de alto ángulo de vergencia E que afloran en su costado oriental, correspondientes con la parte sur del Sistema de Fallas Salar. Este bloque interactuó con la cobertura sedimentaria durante la evolución de la cuenca, y se puede interpretar como un anticlinal asimétrico con buzamiento hacia el N, donde se pierde por debajo de la cobertura salina (Muñoz y otros, 2002; Aron, 2008).

En la parte occidental del Cordón de Lila se encuentra la falla Tucúcaro, una falla inversa de alto ángulo, de rumbo NS, que se extiende por aproximadamente 30 km a lo largo del eje del Cordón de Lila y hacia el núcleo del Salar de Atacama (Aron, 2008). De acuerdo con Niemeyer (1984), esta falla comenzó su actividad en el Paleozoico, y presenta un escarpe de escala decamétrica, que mira hacia el oriente, el cual marca el límite entre la Quebrada de Tucúcaro y el Cordón de Lila. Al E de la falla Tucúcaro, Trabucchi y otros (2022) identifican una falla inversa de similares características, la que corresponde a la falla Caballo.

Al E del Cordón de Lila, se observan dos sistemas importantes de pliegues anticlinales asimétricos de piel delgada, de orientación general NS, asociados a la falla Tilocalar y a la falla Tilomonte (Aron, 2008; Niemeyer, 2013), ubicadas de W a E entre el Cordón de Lila y la pendiente occidental de la Cordillera Principal. Estos pliegues se expresan en la topografía como crestas de orientación NS con alturas entre 50 y 400m (Kuhn, 2002; Aron, 2008), y forman parte de una faja corrida y plegada (Aron, 2008), la cual se extiende hasta el sector más oriental del área, donde se encuentran las fallas Quilvar y Toloncha, fallas inversas responsables de la presencia de una serie de anticlinales y monoclinales con un rumbo general NS-NNE, y que son, respectivamente, antitética y sintética con respecto a las estructuras de primer orden del salar, que se presentan con vergencia al E (Aron, 2008).

Al N del Cordón Quilvar, se observa la falla Peine, que forma parte de un sistema de fallas inversas de rumbo N-NE que afectan a la parte SW del núcleo del salar (Breitkreuz, 1995; Jordan y otros, 2002; Godfrey y Álvarez, 2020), y que de acuerdo con Reutter y otros, mantuvo actividad de inversión tectónica hasta el Neógeno.

3. RESULTADOS

Siguiendo el procedimiento anteriormente descrito se elaboraron dos modelos geológicos. Uno de carácter general del área de estudio, de mayores dimensiones y que comprende más unidades litológicas; y otro modelo de menor tamaño, centrado en el núcleo del Salar de Atacama, que cuenta con más detalles respecto a la distribución de los distintos tipos de unidades de salinos que se han depositado en el mismo, diferenciados de acuerdo con su composición y orden de depositación.

Para todos los fines de elaboración de mapas y de ambos modelos, se utilizó el sistema de coordenadas WGS 84, Zona 19S. Es importante destacar que la presencia de varios estudios cuyos perfiles sísmicos e interpretaciones fueron ocupados para la elaboración de los modelos representa un desafío a la hora de combinarlos para obtener un resultado óptimo. En tanto, la ausencia de perfiles para algunas zonas del modelo hizo que el modelamiento de estas se basara únicamente en la información disponible de manera textual en la bibliografía.

3.1. MODELO GENERAL

El modelo general muestra las características a gran escala del Salar de Atacama. Para este se definió un límite dado por las coordenadas UTM 532.189 E, 611.825 E, 7.361.410 N y 7.455.817 N, como se aprecia en la Figura 3.1. El cuadrángulo definido por estos límites comprende la mayor parte del área de interés, incluyendo al núcleo del salar, así como un rango importante en el eje W-E, que va desde la Cordillera de Domeyko hasta la Cordillera Principal. El alcance en la escala vertical fue definido desde los 10000 m de profundidad hasta los 4500 m de altura, aunque la topografía definida a partir del modelo de elevación digital actuó como límite superior de las unidades modeladas.

Al agrupar las formaciones del área de estudio en función de su edad, se obtuvo un nuevo mapa geológico que muestra en gran parte la presencia de las Unidades de Cobertura, así como un dominio de rocas neógenas de las formaciones San Pedro, Campamento y Vilama, tanto en el sector de la Cordillera de la Sal como al S de esta, lo que se ve en el mapa de la Figura 3.2. También se puede observar la predominancia de rocas del Paleógeno - de las formaciones Loma Amarilla y

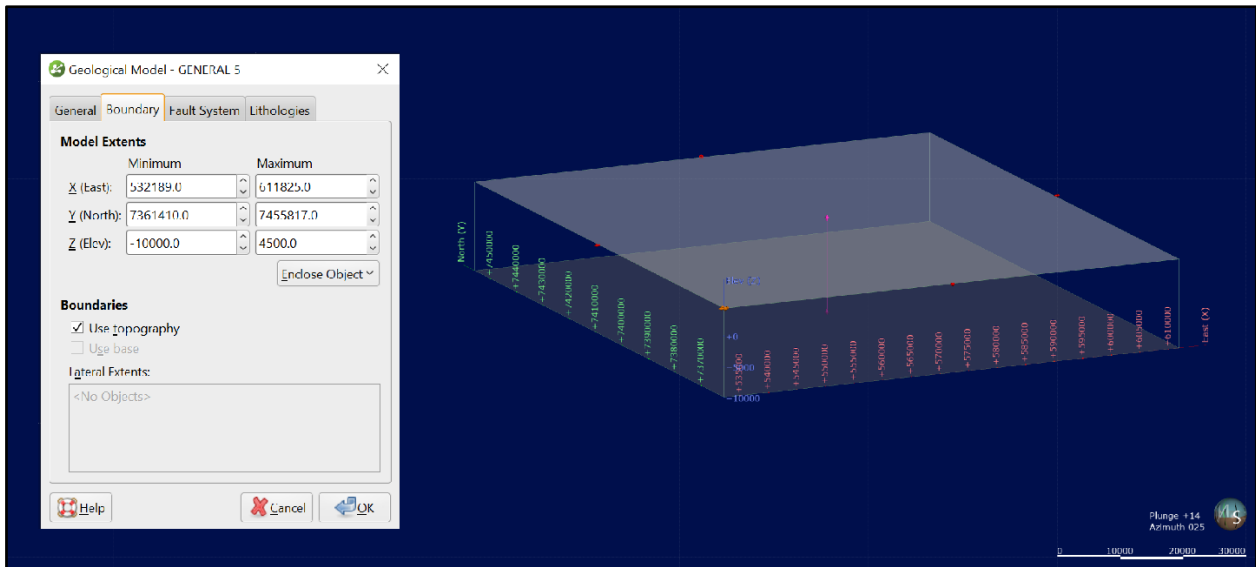


Figura 3.1. Extensión del modelo general.

Naranja, principalmente - en el sector oriental del área, en la Cordillera de Domeyko. En el Cordón de Lila, destacan los afloramientos de gran escala de rocas intrusivas de edad ordovícica y pérmica, así como las rocas pertenecientes al Complejo Ígneo – Sedimentario Cordón de Lila, etiquetadas como Rocas Estratificadas Ordovícicas. En el sector occidental del área, la mayor parte del mapa muestra presencia de unidades de cobertura, que en este caso corresponden a depósitos volcánicos de poco espesor, como ignimbritas y lahares, y depósitos aluviales poco o no consolidados. En esta zona destacan los afloramientos triásicos de las formaciones Cas, Peine y Cerros Negros, intruidas por granitoides cretácicos. Rocas triásicas también se observan en la esquina NW del área, correspondientes a los Estratos El Bordo, las que se encuentran en contacto por falla inversa con rocas del Grupo Purilactis, del Cretácico.

De la bibliografía consultada se consideraron las siguientes fallas: El Bordo, El Bordo 2, Paciencia, Chulacao, Tucúcaro, Caballo, Salar, Tilocalar, Tilomonte, Quilvar y Toloncha, así como la creación de una pared vertical arbitraria en la zona SE del modelo, que limita por el N a las fallas Tilocalar y Tilomonte, cuya continuidad hacia el N no está definida en trabajos anteriores. El mapeo a partir de bibliografía solo proporciona una extensión limitada de las trazas de las fallas en superficie, por lo que algunas de estas se extendieron de modo que LeapfrogGeo pudiese generar bloques separados por fallas sin generar errores. En la Figura 3.3. se observa en color verde la traza

de la falla obtenida a partir de bibliografía, mientras que la continuación en color amarillo es la interpretación propuesta, en conjunto con la interpolación efectuada por el programa.

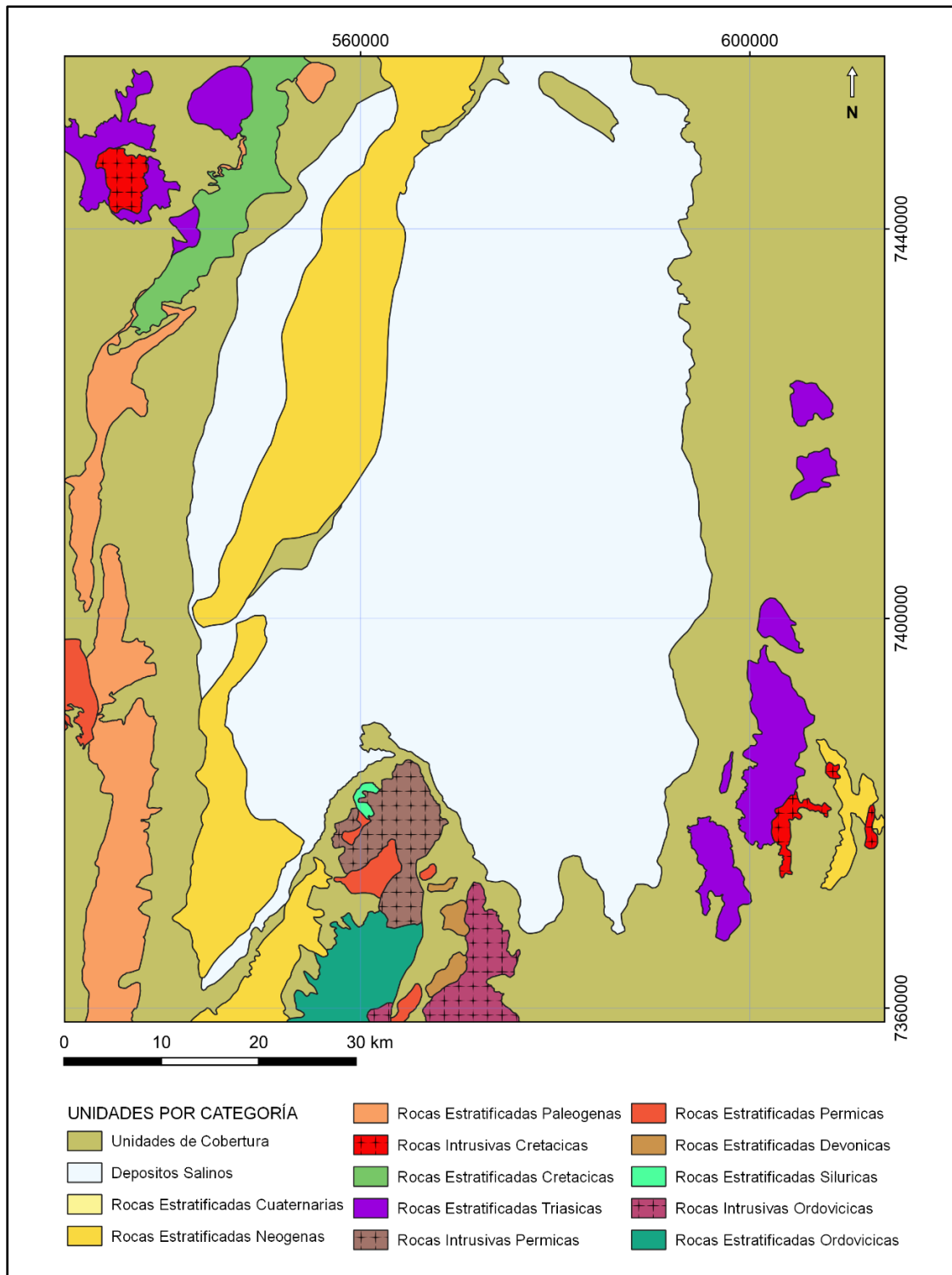


Figura 3.2. Mapa geológico de las unidades agrupadas por edad. Elaborado a partir de mapa geológico de Figura 2.1.

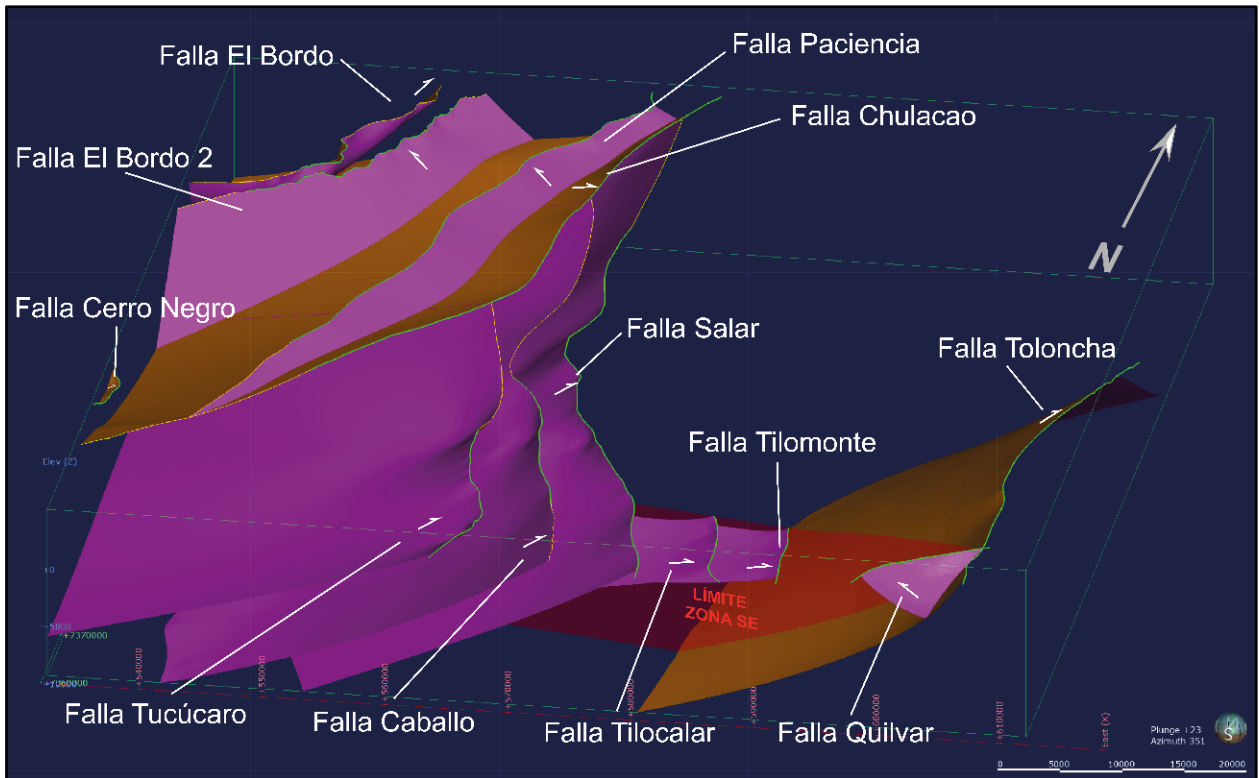


Figura 3.3. Fallas del área de estudio consideradas en el modelo general. Se observa el límite de la zona SE en rojo.

La definición de las fallas llevó a la creación de una serie de bloques, que fueron nombrados de acuerdo con su ubicación dentro del modelo, o por su coincidencia espacial con alguna característica geomorfológica importante. Estos bloques fueron nombrados como: Cerro Químal, Formación Tonel, Llano de la Paciencia, Cordillera de la Sal, Suroeste 1 (SW1), Suroeste 2 (SW2), Suroeste 3 (SW3), Central, Tilocalar, Tilomonte, Sureste 3 (SE3), Sureste 4 (SE4) y Sureste 5 (SE5). La ubicación de cada uno de estos en relación con las fallas se observa en la Figura 3.4.

La geometría construida para cada uno de los bloques constituye el resultado final del modelo, que muestra la distribución de las capas de distintas edades en la cuenca del Salar de Atacama. En conjunto, los bloques muestran la acción y efecto de la inversión tectónica de estructuras previas, al cabalgar unidades más antiguas sobre rocas más jóvenes, involucrando al basamento en la mayoría de los casos. Esto se puede apreciar en los perfiles transversales que se presentarán en este trabajo, los cuales presentan la disposición de las unidades en distintos sectores del modelo.

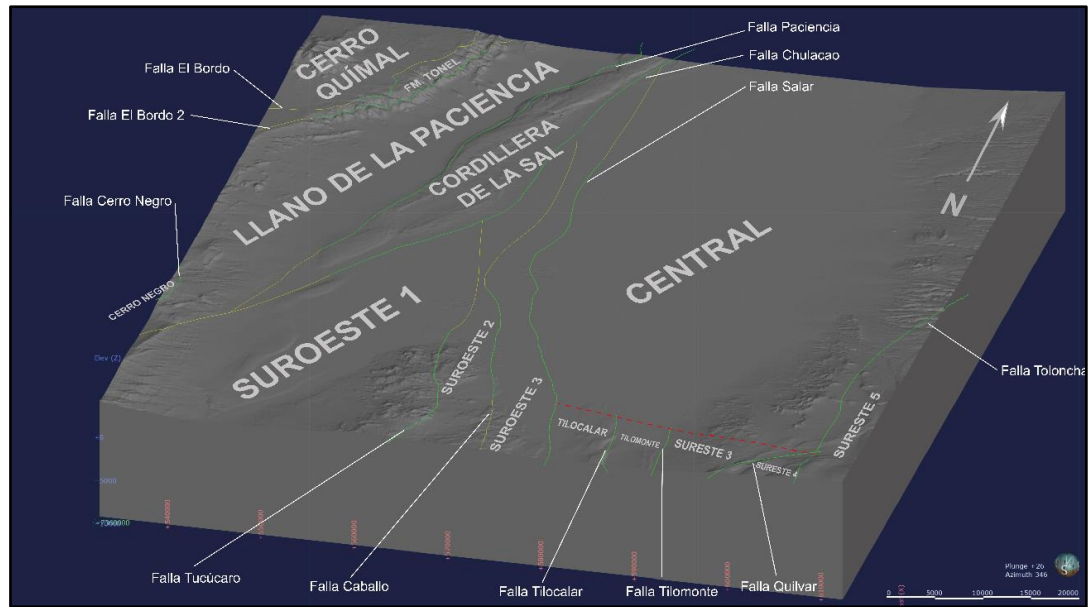


Figura 3.4. Bloques obtenidos en el modelo general. Se detallan las fallas presentes en el área.

En la Figura 3.5. se observa el modelo general visto desde el SW y desde arriba. Se puede apreciar que gran parte del área de estudio está bajo Unidades de Cobertura, las que fueron definidas considerando secuencias de muy poco espesor en relación con la escala del modelo, así como depósitos no consolidados, generalmente aluviales.

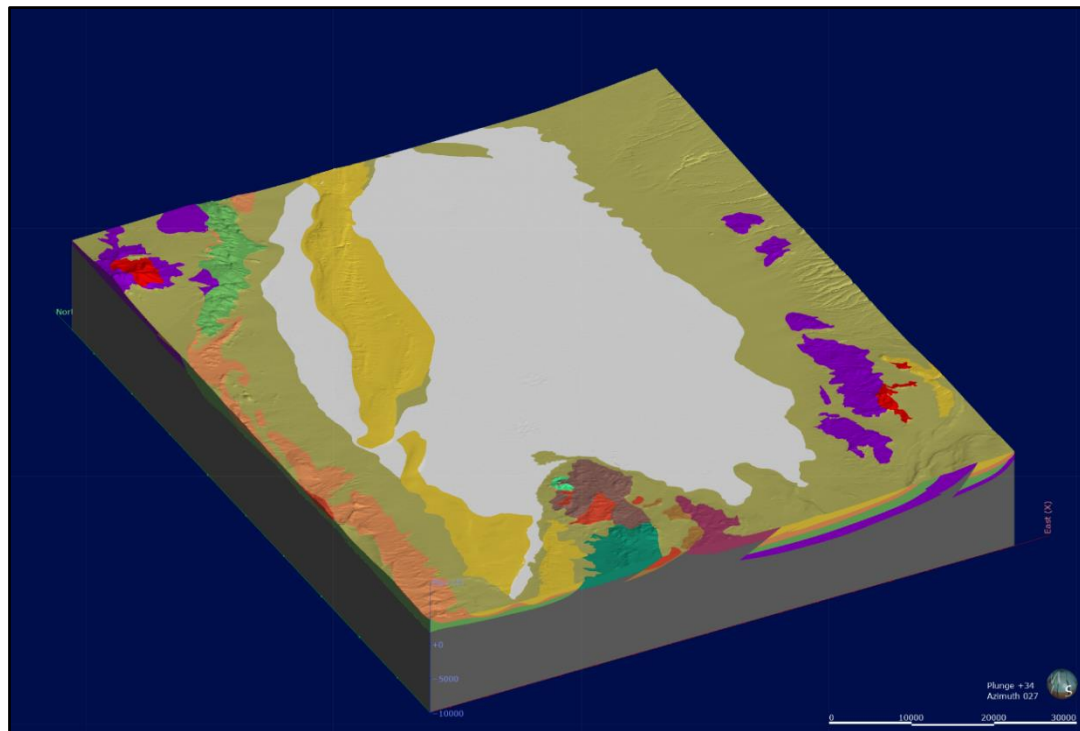


Figura 3.5. Vista superior del modelo general. Se observa desde el SW y desde arriba.

Quitando las Unidades de Cobertura es posible apreciar la distribución de las unidades más antiguas que se encuentran cubiertas por estas, como se aprecia en la Figura 3.6., donde es posible observar el cabalgamiento del Cordón de Lila como bloque por sobre unidades mesozoicas y cenozoicas de la zona SE del área de estudio.

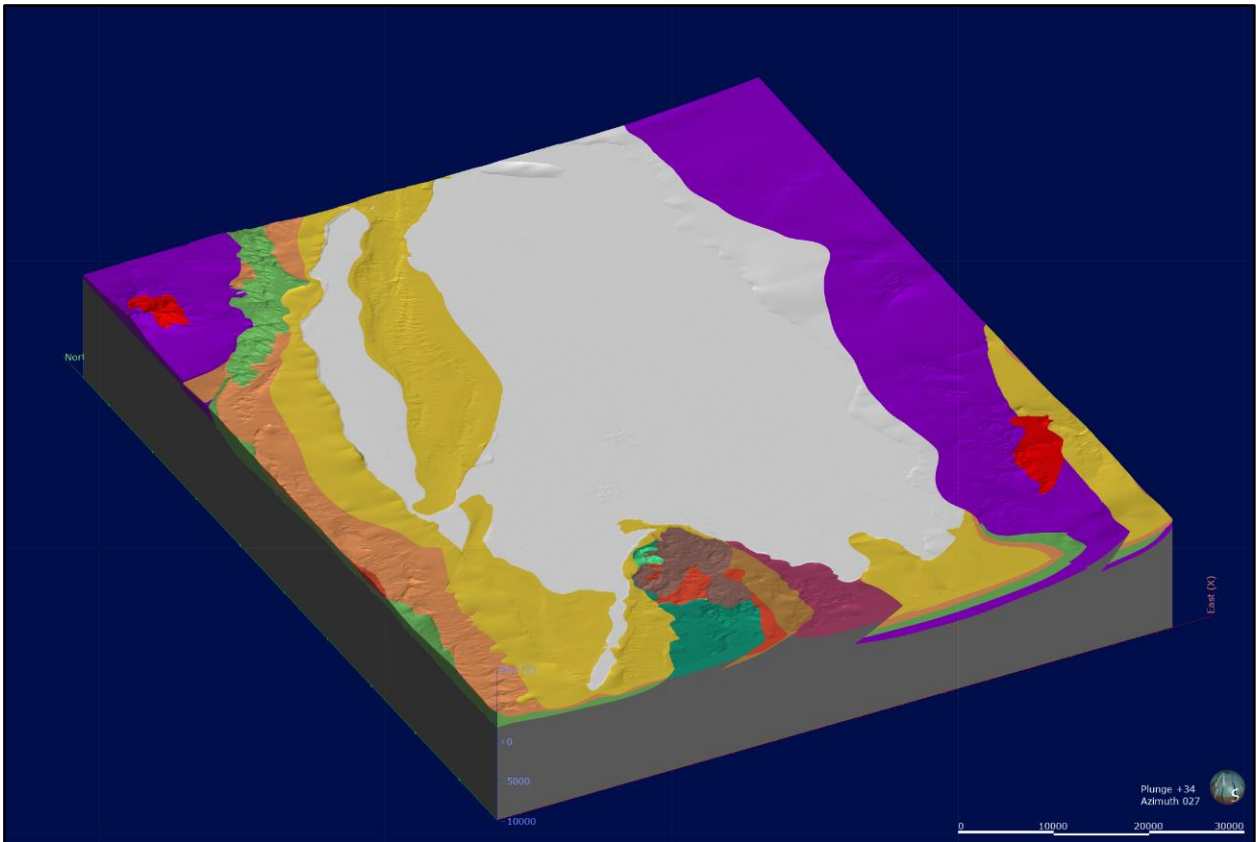


Figura 3.6. Vista superior del modelo general, quitando las unidades de cobertura. Se observa el dominio de depósitos salinos.

Una situación similar se aprecia en la zona NW del modelo, donde el Complejo de Cerro Químal se intruye en unidades triásicas correspondientes a los Estratos El Bordo, los que han sido alzados por mediante la falla inversa El Bordo. El perfil de orientación W-E de la Figura 3.7. muestra esta distribución de las unidades, las que se disponen sobre el basamento paleozoico.

Hacia el E, bajo el Llano de la Paciencia, se observa en la Figura 3.8. como las unidades mesozoicas se pliegan al ser afectadas por las fallas de basamento, alzándose la Cordillera de la Sal como resultado de este proceso, limitada por las fallas Paciencia y Chulacao. Todas las formaciones que componen la Cordillera de la Sal fueron clasificadas en la categoría de Rocas Estatificadas

Neógenas, por lo que el plegamiento es difícil de apreciar. La ausencia de afloramientos triásicos en el bloque del Llano de la Paciencia impide determinar de manera fehaciente el modelamiento correcto de una eventual capa de esta edad, por lo que se ha determinado no poner ninguna unidad bajo las rocas cretácicas, dejándolas en contacto directo con el Basamento Paleozoico.

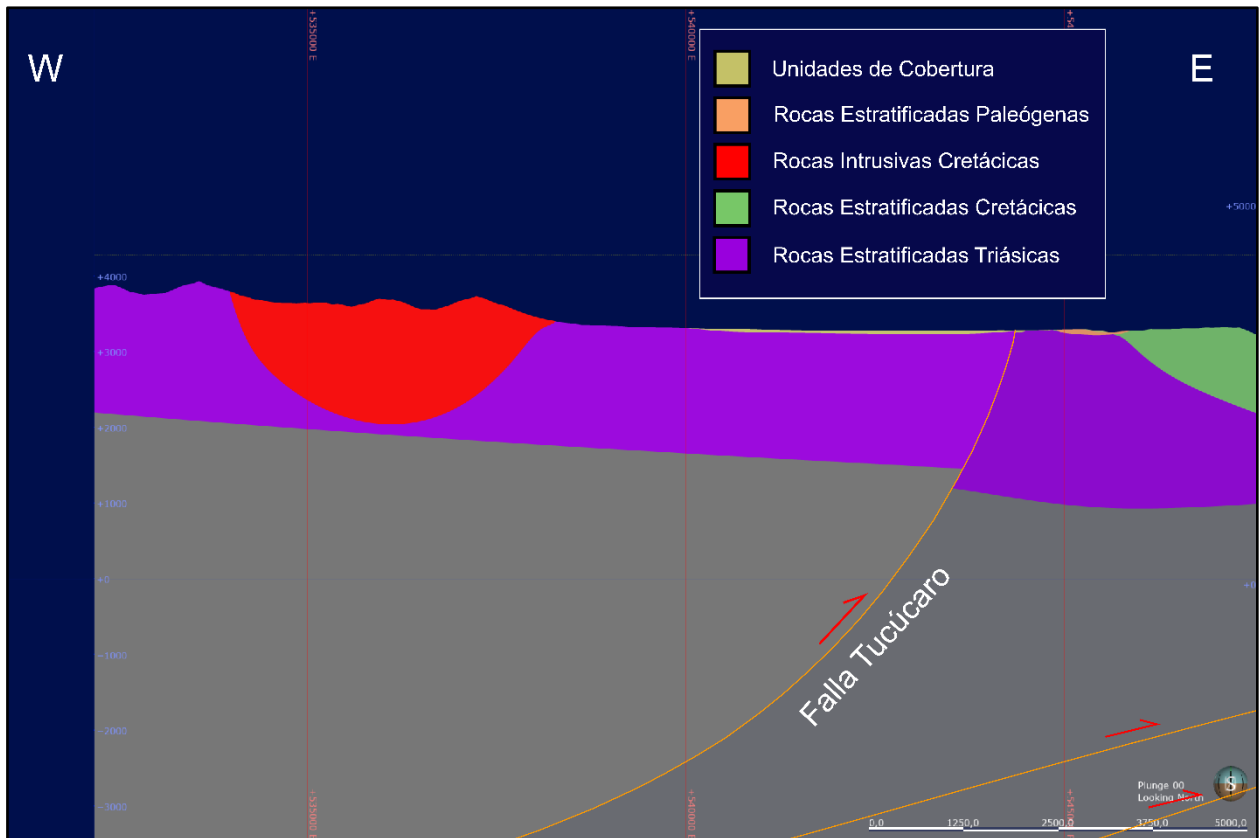


Figura 3.7. Perfil W-E del sector Cerro Químal. Se observa el cuerpo del Complejo Intrusivo Cerro Químal intruyendo unidades triásicas.

Cruzando la Cordillera de la Sal, la zona central del salar es el sector donde se encuentra la mayor parte de los depósitos salinos y evaporitas, por lo que esta capa destaca en el perfil mostrado en la Figura 3.9. Se observa también el desplazamiento causado por la inversión tectónica al presentarse un *offset* en la continuidad lateral de las unidades, el cual, si bien no es exacto en el modelo, representa de manera ilustrativa el efecto de los procesos tectónicos que afectaron al Salar de Atacama.

La ausencia de perfiles sísmicos en la zona norte del área de estudio no permite un modelamiento detallado, por lo que la representación de esta zona se basa en una proyección de los perfiles más

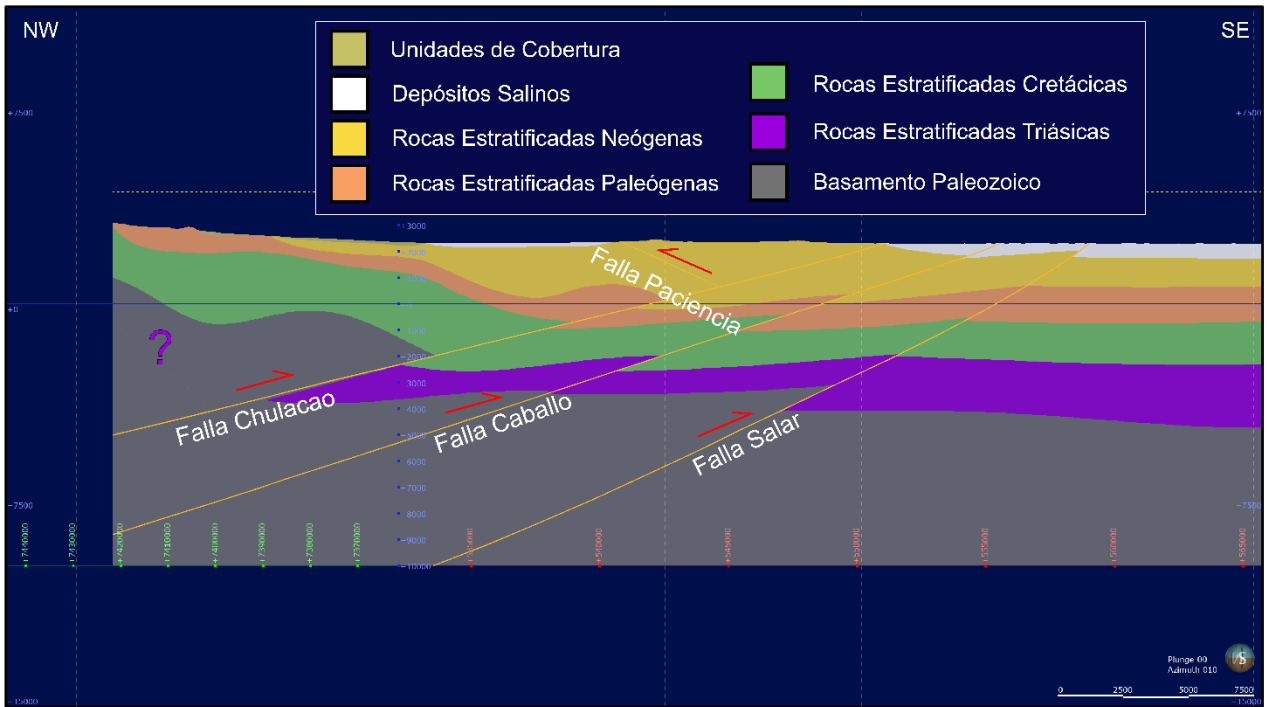


Figura 3.8. Perfil NW-SE del Llano de la Paciencia y Cordillera de la Sal. Se observa el plegamiento de las unidades mesozoicas y su continuidad hacia el centro del salar.

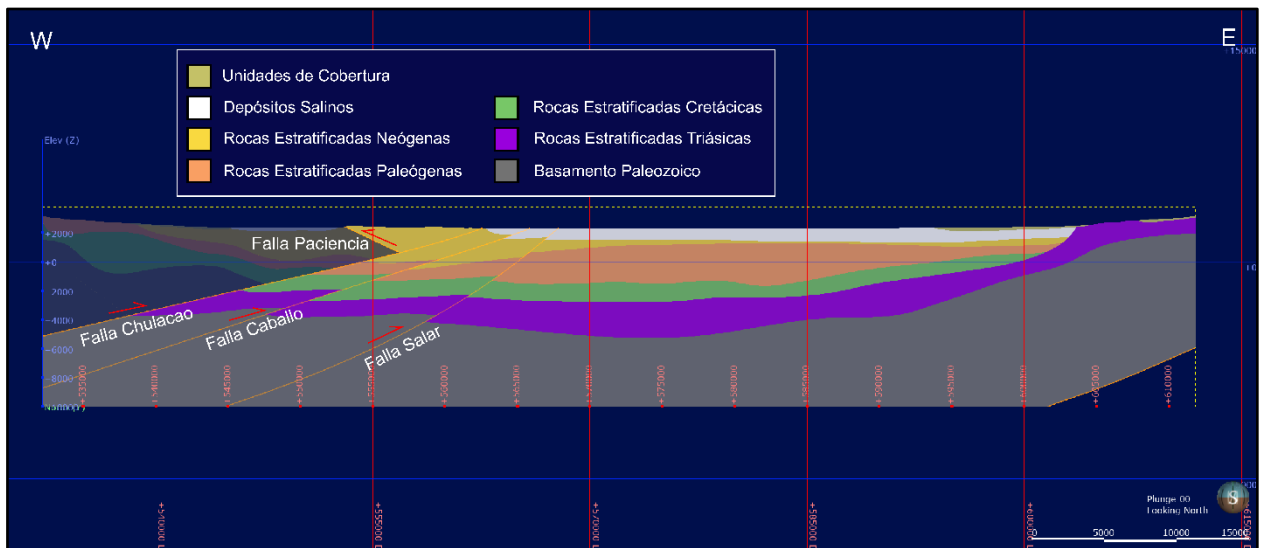


Figura 3.9. Perfil W-E de la zona central del salar. En este lugar se observa el mayor espesor de los depósitos salinos.

cercanos de modo que se permita conservar el sentido geológico general y la evolución tectónica dominante en el área. De esta manera, se observa una disminución general de la potencia de las capas hacia el N, con un protagonismo mayor del basamento, como se ve en la Figura 3.10.

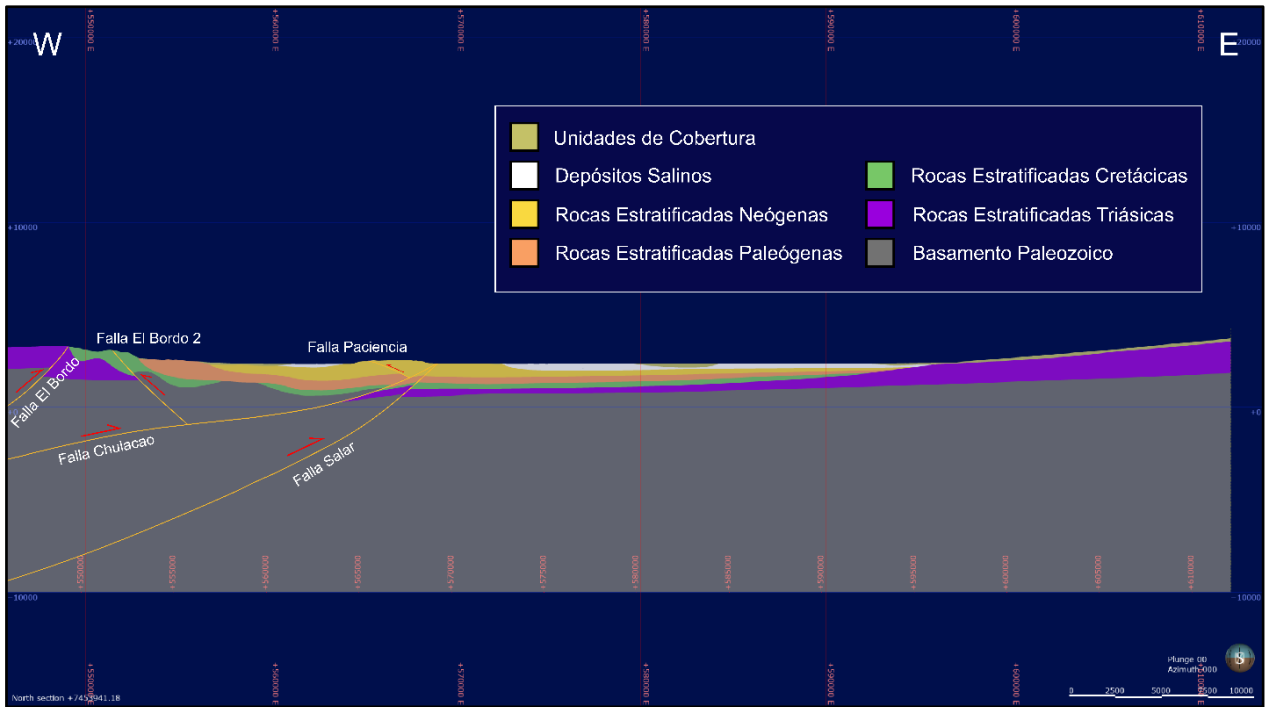


Figura 3.10. Perfil W-E de la zona N del modelo general. Se observa la presencia de la mayoría de las fallas en la zona occidental del modelo.

Hacia el SW del área de estudio, como se aprecia en el perfil de la Figura 3.11., las rocas paleógenas y neógenas cobran mayor relevancia al encontrarse afloramientos de la Formación Loma Amarilla y la Formación San Pedro. Estas, de acuerdo con la bibliografía citada (Cortés, 2012; Basso y Mpodozis, 2012), se encuentran plegadas en cierto grado, por lo que se presentan en el modelo con una leve curvatura que conjuga una serie de anticlinales y sinclinales simétricos que terminan apoyándose en rocas del Cordón de Lila, el cual interrumpe la topografía plana del núcleo del salar, alzándose gracias a fallas del Sistema Salar. En este mismo sector, los efectos de las fallas Tucúcaro y Caballo se aprecian en los intrusivos de edades Ordovícica y Pérmica, los cuales se modelaron afectados por las fallas, cuya actividad de inversión es posterior a la intrusión de estos cuerpos.

El perfil de la Figura 3.12. muestra como en esta misma zona, un pequeño bloque de rocas paleozoicas se alza sobre unidades más jóvenes del Cretácico y el Paleógeno. La falla Cerro Negro pone en contacto rocas de la Formación Agua Dulce con sucesiones de las formaciones paleógenas Naranja y Loma Amarilla.

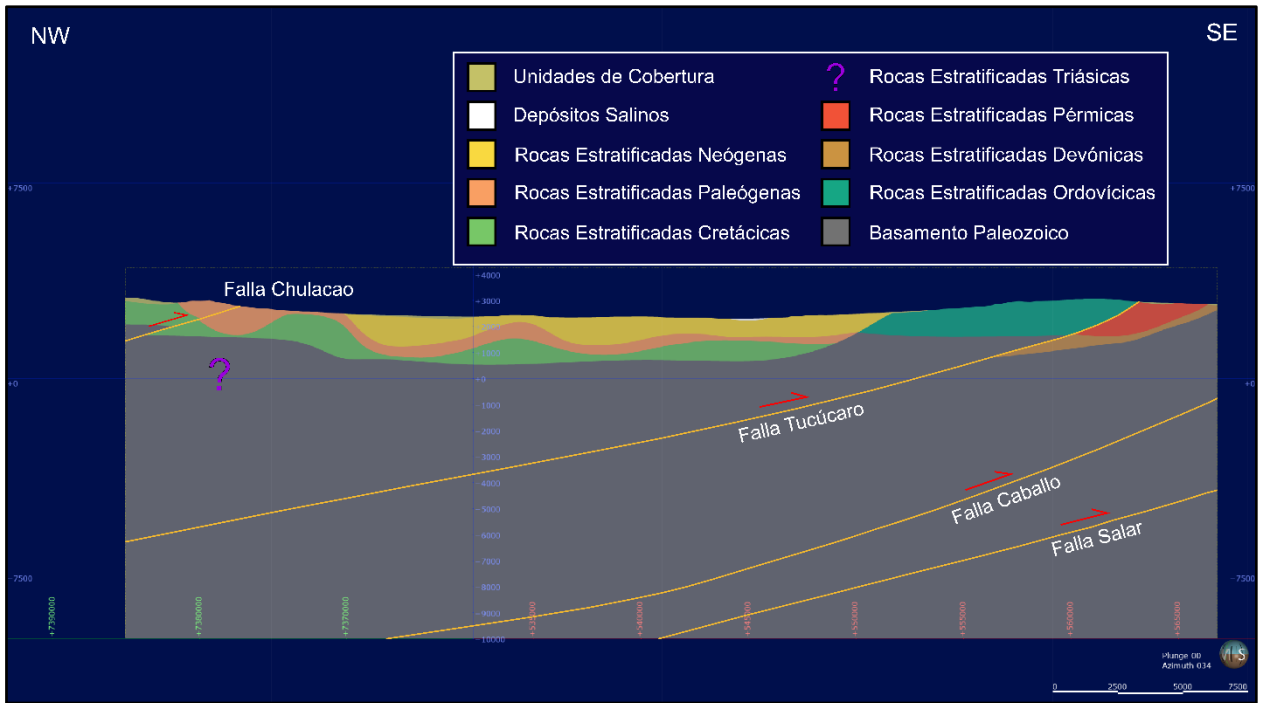


Figura 3.11. Perfil W-E de la zona SW del modelo general. Se observa el plegamiento de las capas del Paleógeno y Neógeno.

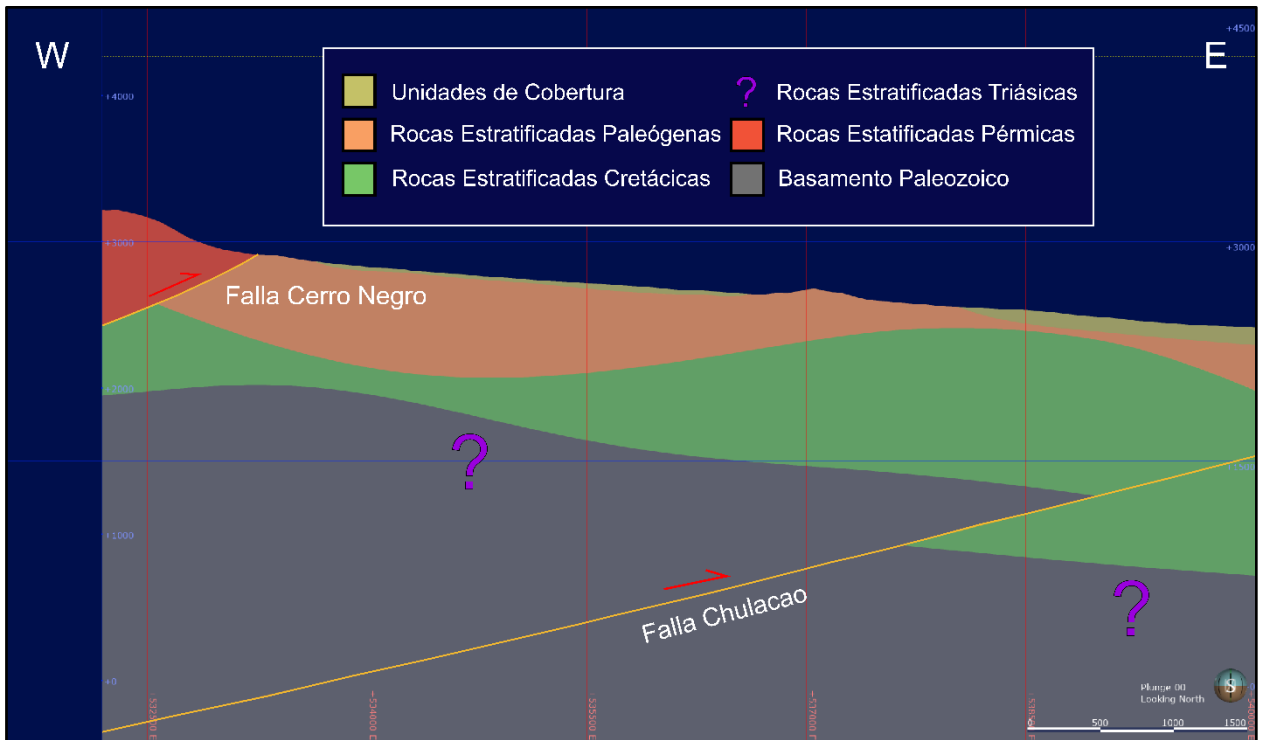


Figura 3.12. Perfil W-E de la zona de Cerro Negro. Ubicado en el borde occidental del área, muestra el alzamiento de rocas pérmicas sobre rocas paleógenas.

En el sector SE del modelo es evidente la acción de fallas de menor envergadura, como Tilocalar y Tilomonte, las cuales se engranan con la falla maestra Salar, formando un sistema de faja corrida y plegada que afecta a rocas del Paleógeno y Neógeno. Más hacia el E, las fallas Quilvar y Toloncha forman un sistema en el que el mayor protagonismo lo adquiere esta última, al ser responsable del alzamiento de las rocas del Triásico correspondientes a las formaciones Cas y Peine, sobre rocas más jóvenes como los Estratos de Quepe, datados entre el Paleógeno y el Neógeno por Ramírez y Gardeweg (1982) (Figura 3.13.).

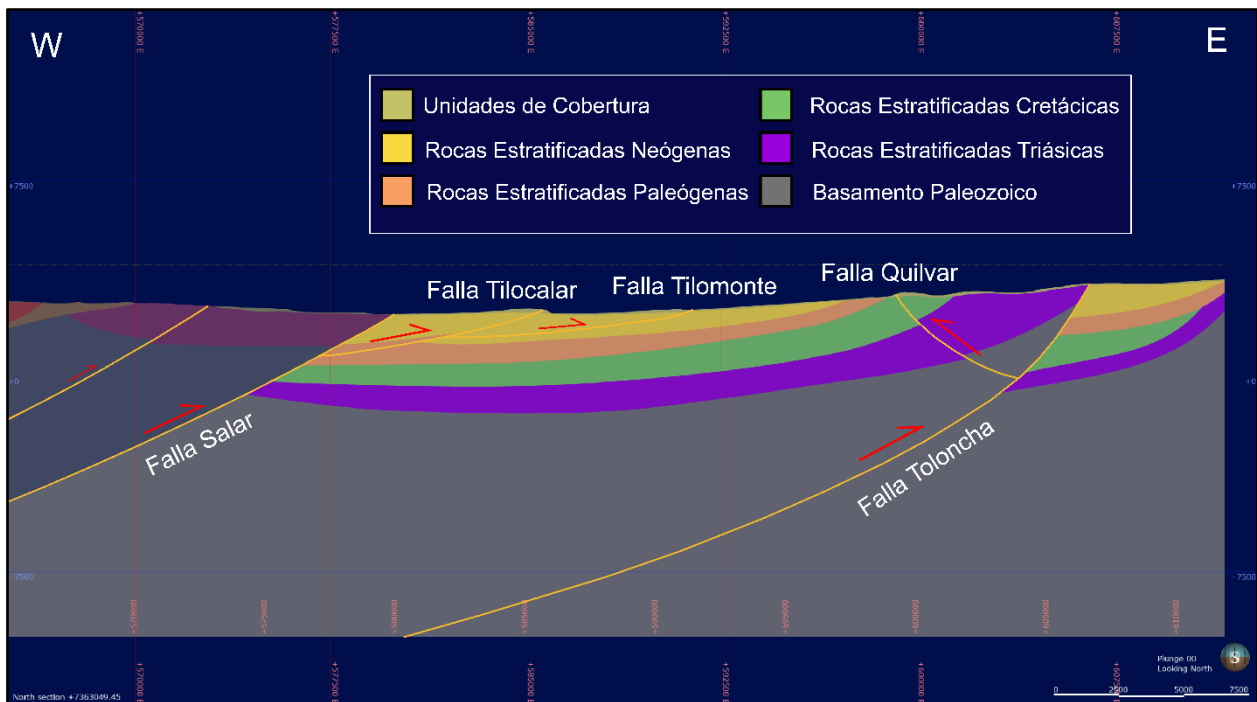


Figura 3.13. Perfil W-E de la zona SE del modelo general. Se ubica en el sector de Tilocalar.

En el borde oriental del mapa geológico mostrado en la Figura 3.2. se observan dos afloramientos de granitoides cretácicos que intruyen a afloramientos triásicos en las faldas de la Cordillera Principal. Este cuerpo corresponde a granodioritas descritas por Ramírez y Gardeweg (1982), quienes la describen como un cuerpo de gran volumen que intruye a rocas de la formación Peine. En el modelo general, se presenta como un cuerpo de gran volumen que intruye a todas las rocas estratificadas del área, en base a la definición de Ramírez y Gardeweg (1982), como se puede apreciar en el perfil de la Figura 3.14.

Por último, la geología del Cordón de Lila se caracteriza por una serie de unidades paleozoicas que

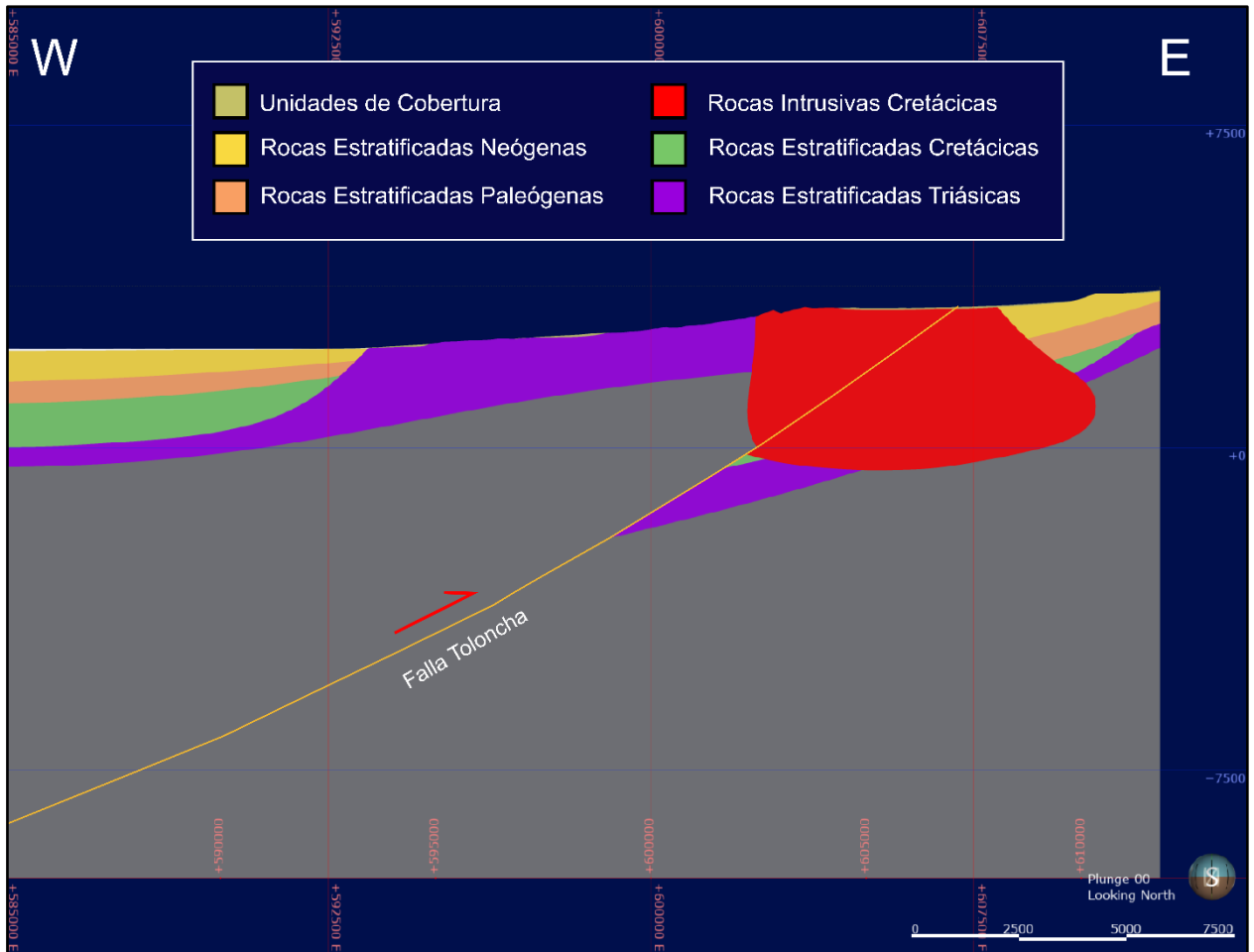


Figura 3.14. Perfil W-E de granodioritas cretácicas. Ubicado en la zona oriental del área de estudio.

se cabalgan sobre rocas mesozoicas mediante la falla Salar. Hacia la parte central del cordón (Figura 3.16.), se observa la acción de la falla Caballo, afectando a un cuerpo intrusivo, y hacia el W, la falla Tucúcaro nuevamente cabalga rocas ordovícicas del Complejo Ígneo – Sedimentario de Lila por sobre depósitos del Devónico y del Pérmico, correspondientes a la Formación Lila y Estratos de Cerro Negro, respectivamente. Estas unidades sedimentarias se encuentran en contacto con grandes cuerpos plutónicos que se dividen en dos edades. Los más antiguos, del Ordovícico, afloran en el extremo S de la zona con una serie de intrusivos de distintas composiciones, los que se agruparon como Rocas Intrusivas Ordovícicas, las que se emplazan en el basamento y se encuentran parcialmente cubiertos por depósitos devónicos, como se ve en el perfil de la Figura 3.15. Hacia el NW, se encuentran los afloramientos de los intrusivos correspondientes a las Rocas Intrusivas Pérmicas, que intruyen, entre otras, a las rocas silúricas de la Formación Quebrada Ancha.

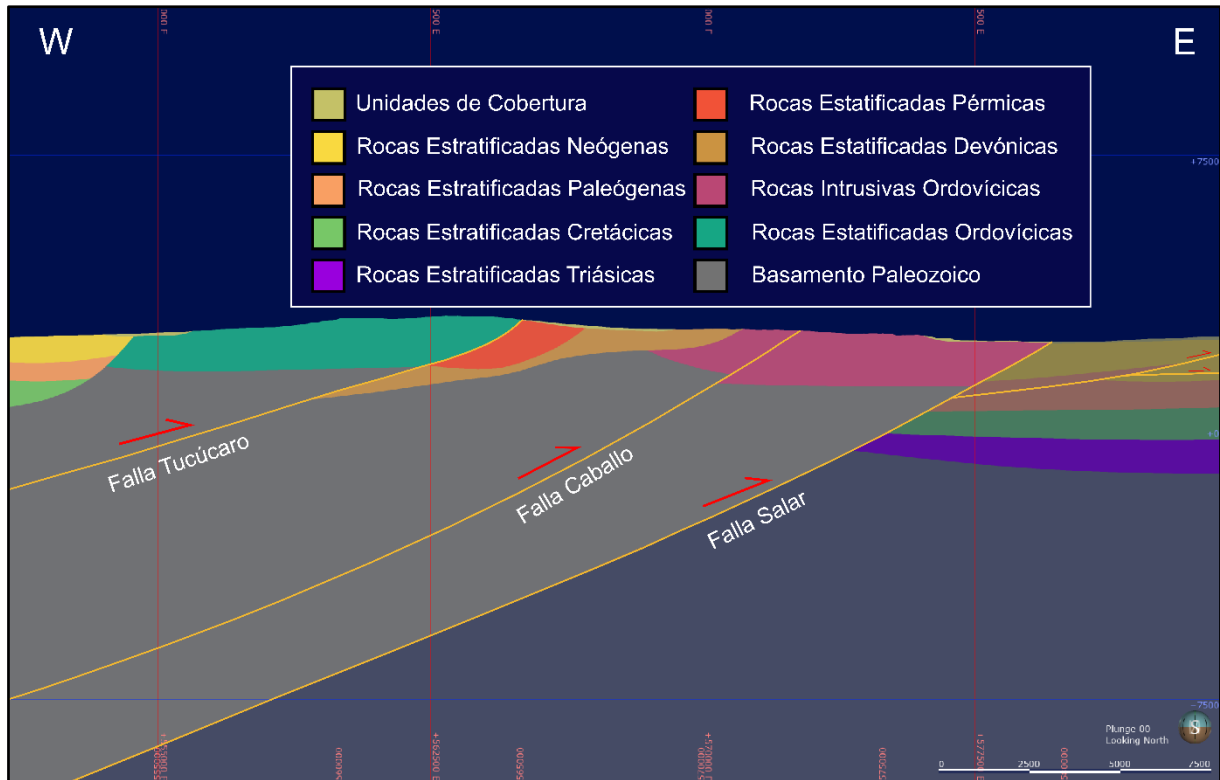


Figura 3.15. Perfil W-E de la zona sur del Cordón de Lila. Afloran los cuerpos intrusivos ordovícicos.

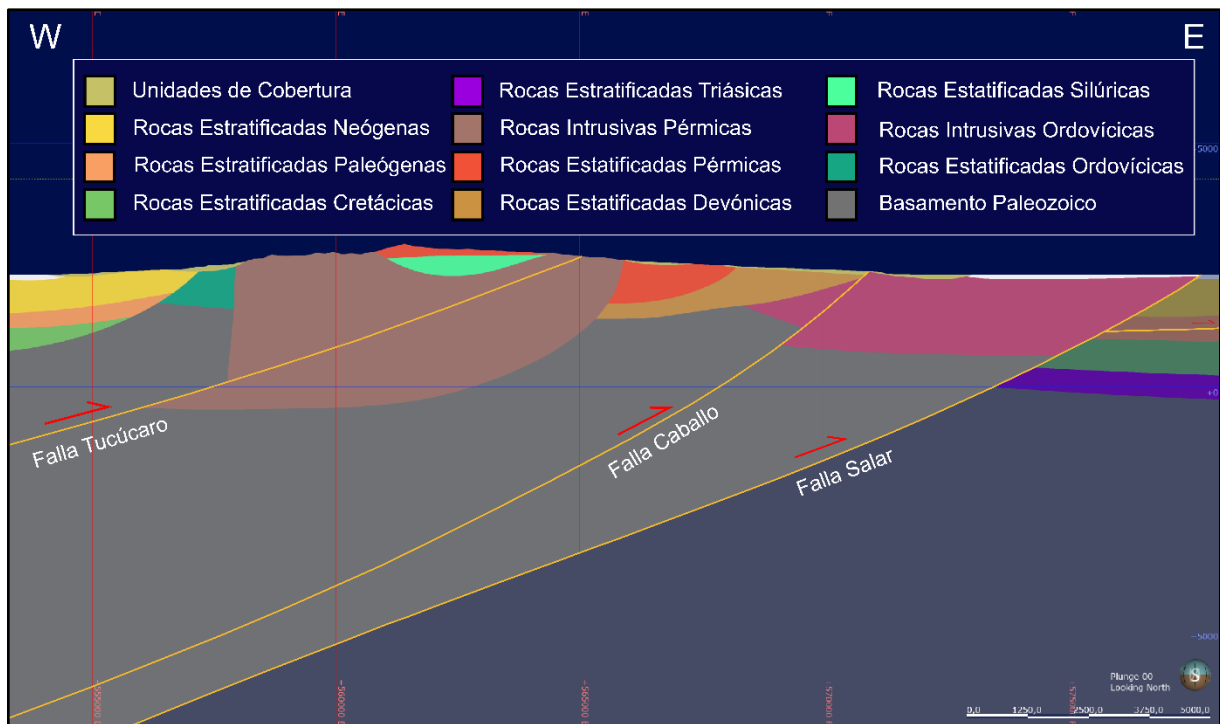


Figura 3.16. Perfil W-E del sector centro del Cordón de Lila. Se observan afloramientos de intrusivos pérmicos.

3.2. MODELO DEL NÚCLEO

Con el fin de representar con mayor detalle la disposición de las unidades de salinos y de cobertura en el salar, se elaboró un modelo constreñido al área de su núcleo, en un cuadrángulo dado por las coordenadas UTM 549.780 E, 597.122 E, 7.371.504 N y 7.421.124 N (Figura 3.17.). De la misma manera que el modelo anterior, el límite superior corresponde a la topografía, mientras que la profundidad escogida para el límite inferior es de 1500 m.

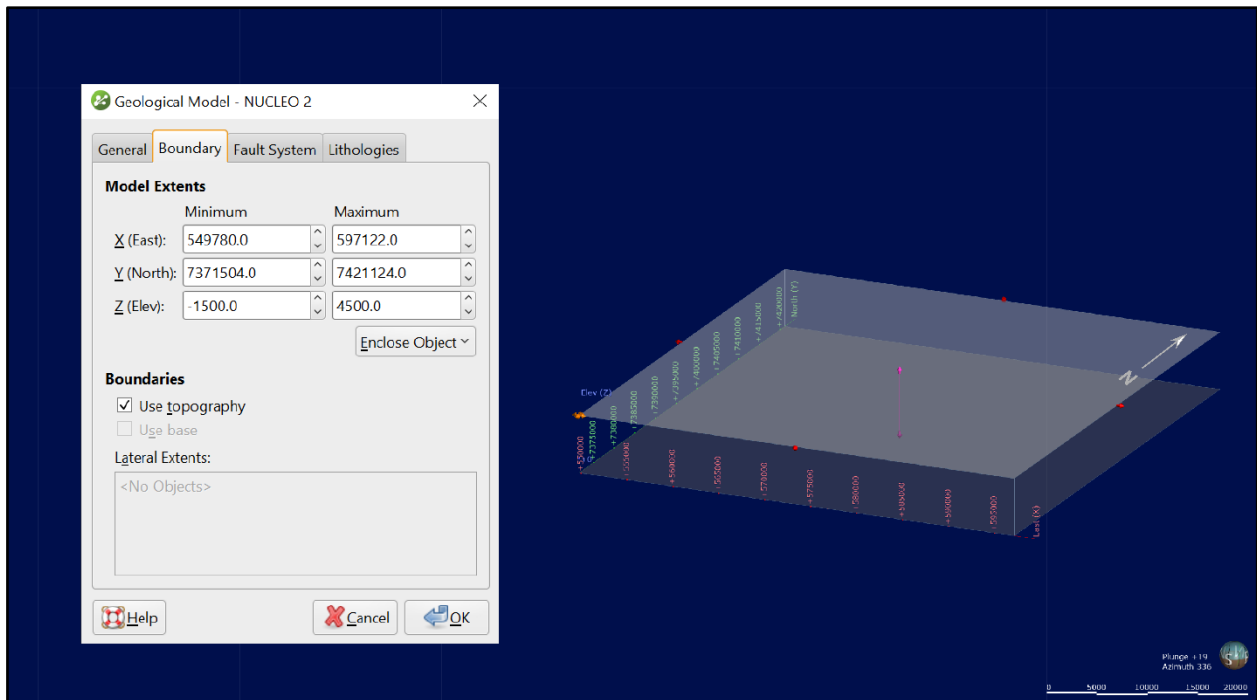


Figura 3.17. Extensión del modelo del núcleo.

Se agregaron dos fallas nuevas, la Falla Peine y la Falla Soncor-Quelana, las que se descartaron del modelo anterior por ser de poca profundidad en los perfiles y no involucrar al basamento. De esta forma, el sistema de fallas consideradas para este modelo incluye a las del anterior, más las dos fallas nuevas y un nuevo límite vertical dispuesto entre estas, de modo que se generen dos dominios diferentes en los que está presente cada una de ellas (Figura 3.18.).

Al activar las fallas mostradas en la Figura 3.18., se crearon nuevos bloques correspondientes a subdivisiones del bloque Central del modelo anterior, los que se etiquetaron como CENTRAL 1, CENTRAL 2, CENTRAL 3 y CENTRAL 4. Estos nuevos bloques heredaron las superficies de

contacto del modelo general, sobre las que se generaron nuevas superficies de contacto con más detalle. Los demás bloques corresponden a los mismos que vienen del modelo general.

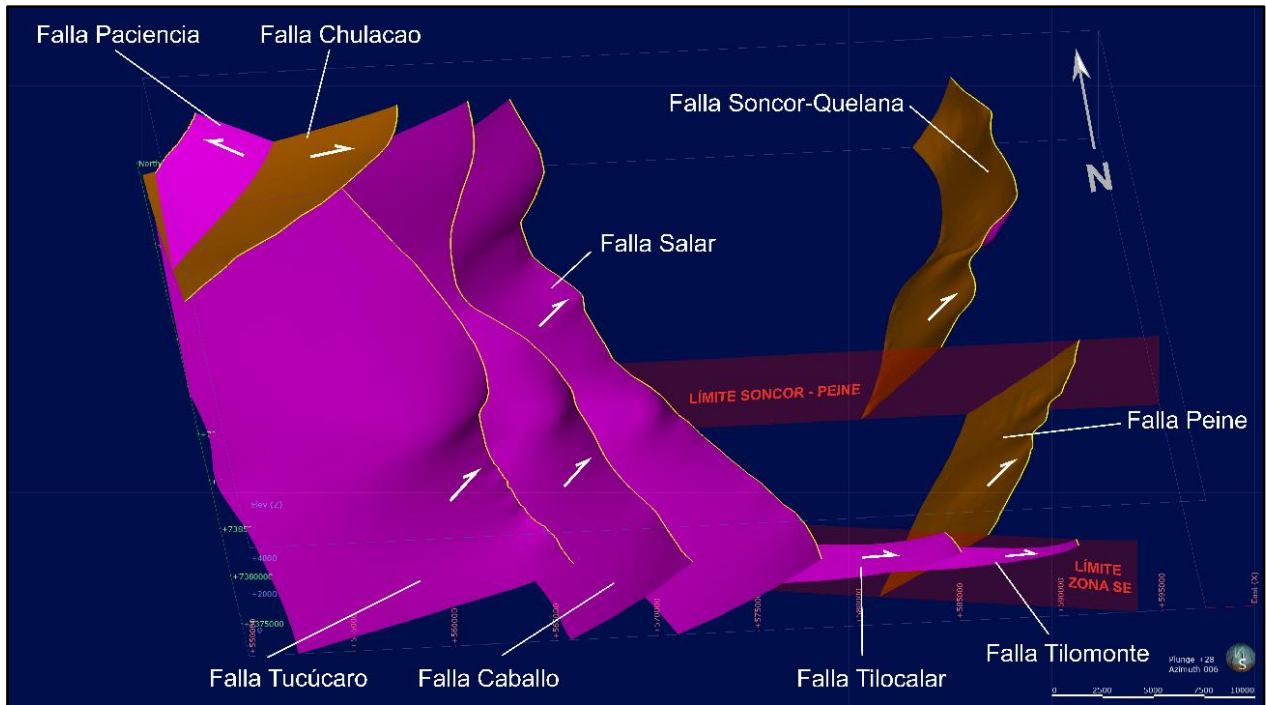


Figura 3.18. Fallas del área de estudio consideradas en el modelo del núcleo. Se observa el límite de la zona SE y el límite entre las fallas Soncor-Quelana y Peine, en rojo.

En este modelo, las unidades definidas como Depósitos Salinos en el modelo anterior fueron subdivididas de acuerdo con las composiciones de las costras salinas descritas en las cartas geológicas elaboradas por SERNAGEOMIN. Estas corresponden a:

- Cloruros
- Cloruros y Sulfatos
- Carbonatos, Cloruros y Sulfatos
- Sulfatos

El orden de depositación de estas unidades está controlado por el flujo subterráneo de aguas cargadas de las sales que constituyen a cada una, por lo que, en el caso del área de estudio, existe una zonación desde el borde oriental, de donde viene el flujo mayoritario de sales en disolución, hacia el borde occidental del núcleo, como se observa en el mapa de la Figura 3.19. De igual forma,

las Unidades de Cobertura se subdividieron en Depósitos Aluviales Cuaternarios e Ignimbritas, según su origen.

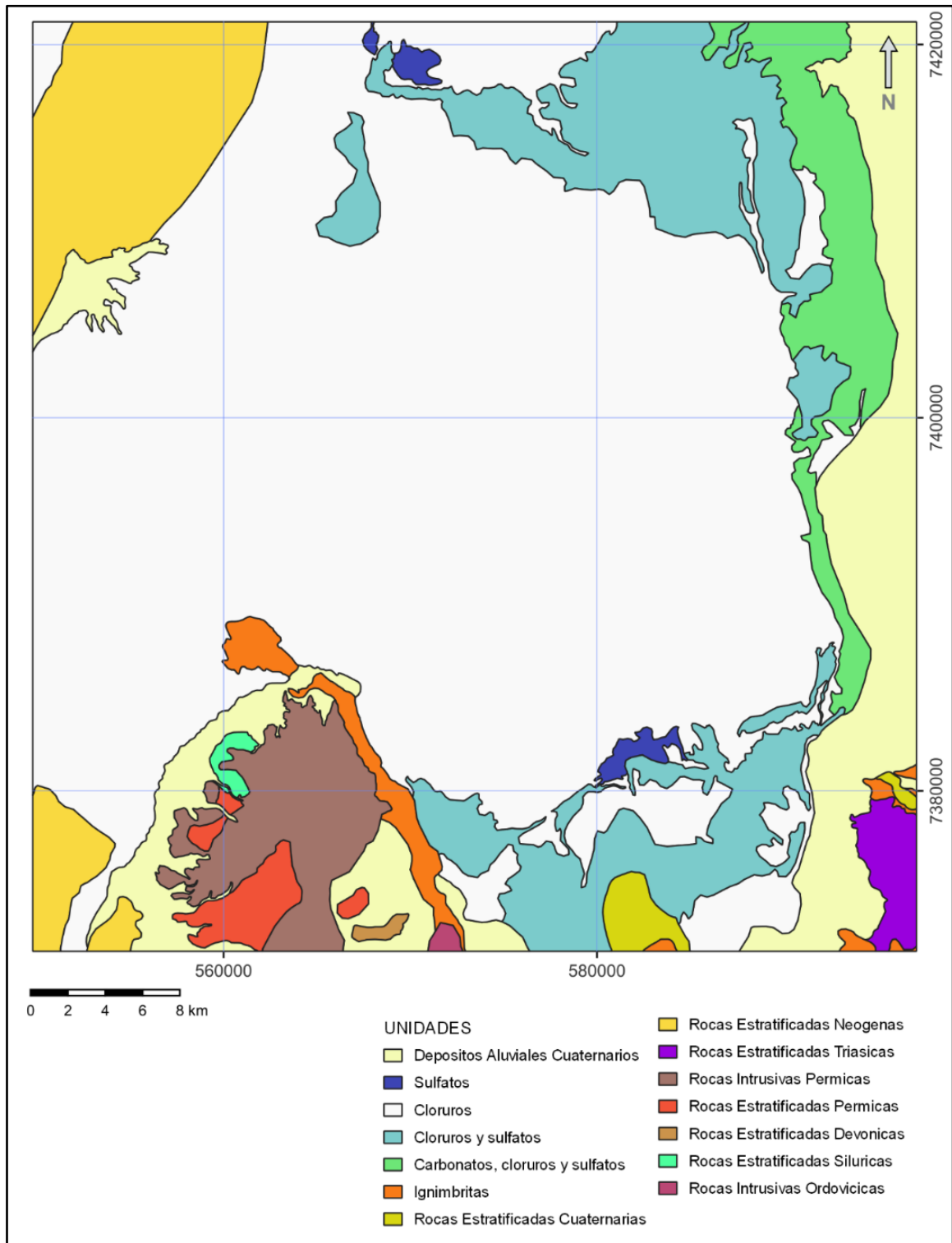


Figura 3.19. Mapa geológico para el modelo del núcleo. Se aprecia la zonación de las costras de salinos.

Considerando lo anterior, los resultados obtenidos para el modelo propuesto del núcleo se caracterizan por costras de salinos con formas acuñaadas dadas por una depositación en la que el aporte de sedimentos viene desde la Cordillera Principal al E y el Río San Pedro hacia el N, zonas donde se concentra el mayor espesor, disminuyendo la potencia hacia el W y hacia el centro del núcleo, donde existe una transición a una costra salina de diferente composición, de manera similar a la depositación de un abanico aluvial, como se puede observar en la secuencia mostrada en la Figura 3.20.

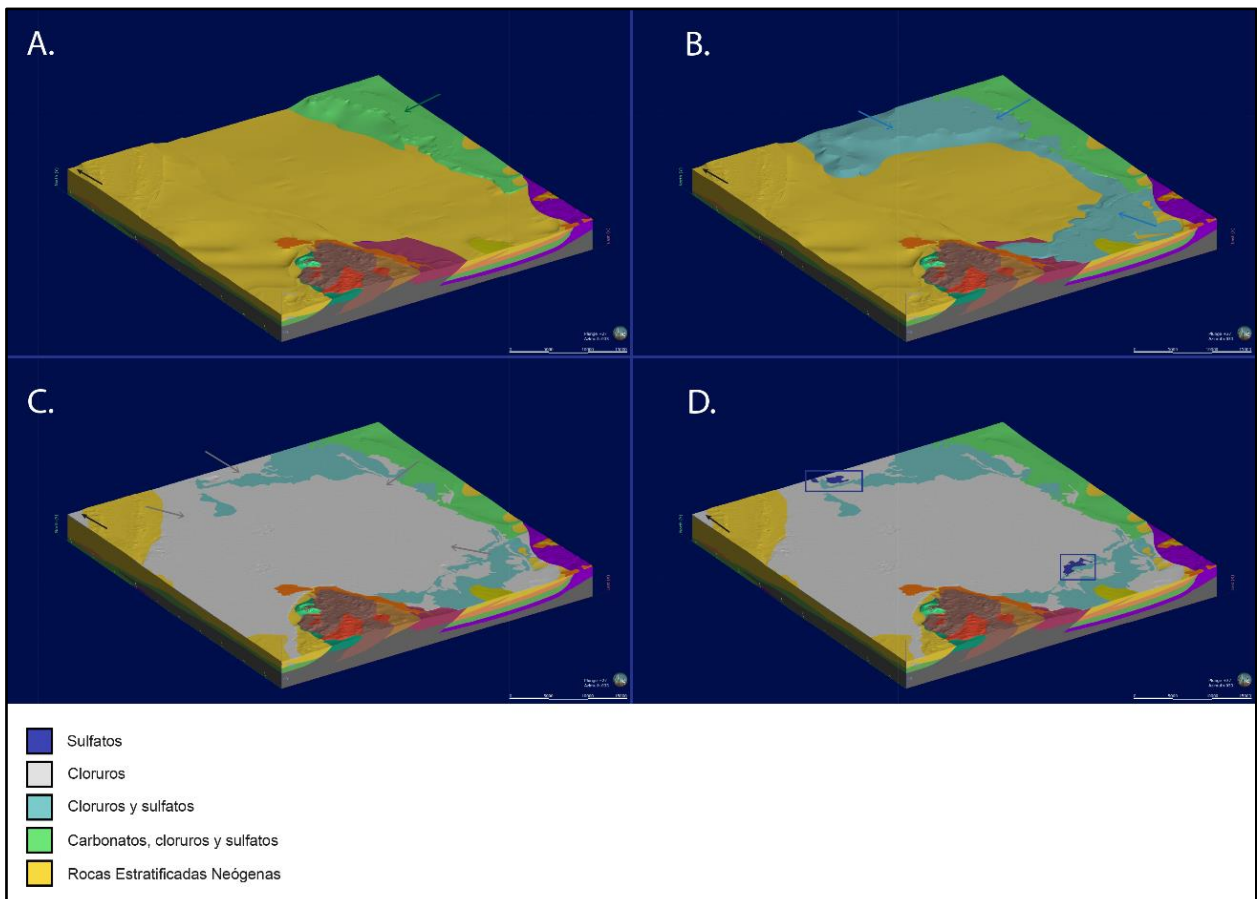


Figura 3.20. Progresión de la depositación de costras salinas. Las flechas indican el origen de las aguas.

4. DISCUSIÓN

La relevancia de la elaboración de un modelo geológico en tres dimensiones de una cuenca como la del Salar de Atacama reside en la importancia que esta representa para los estudios científicos futuros que se realicen en el área. Tener mayor claridad respecto a la configuración geológica y estructural es vital para poder comprender los procesos que allí ocurren, tales como el transporte de aguas subterráneas, responsable de la depositación de evaporitas en el núcleo del salar en las que se encuentra el litio, mineral de gran protagonismo en el desarrollo científico de nuevas tecnologías.

En cuanto al alcance del modelo general propuesto en este trabajo, se puede afirmar que la escala a la que se elaboró es de gran magnitud, por lo que el nivel de detalle en el mismo no es el mejor que podría lograrse, para el cual es recomendable enfocar el modelamiento a zonas más pequeñas dentro del salar. Haciendo esto, sería posible elaborar un modelo que considere a cada formación geológica como un volumen separado, sin que exista la necesidad de agruparlas por edad ni de separar las capas más delgadas como una cobertura. De la misma forma, al enfocarse en zonas más pequeñas, sería posible realizar un mejor trabajo en cuanto a los desplazamientos de falla y otros aspectos estructurales como el ángulo de los plegamientos o los manteos de cada capa.

Si bien existen estudios científicos previos del Salar de Atacama, la temática de estos no comprende específicamente lo cubierto en este trabajo, en el que gran parte de los artículos citados corresponde a estudios de interpretación de perfiles de reflexión sísmica para uno u otro fin (e.g. Martínez y otros, 2018; Arriagada y otros, 2006). La ausencia de modelos geológicos tridimensionales de esta zona es una brecha científica importante, dada la importancia de la zona de estudio.

Un aspecto que influye en las características del modelo propuesto es la calidad de los perfiles de reflexión sísmica. La interpretación de estos es el primer paso en el desarrollo de los volúmenes tridimensionales que resultarán del modelamiento en el *software*, por lo que, en el caso de este trabajo, se consideró en la mayoría de los casos como adecuada la interpretación provista por el autor para un perfil sísmico determinado. Con el fin de homogeneizar los posibles resultados, algunos perfiles fueron descartados, tanto porque su interpretación en la escala vertical difería en

gran manera de la mayoría, o porque no aportaban suficiente información geológica, como fue el caso de los perfiles de transiente electromagnético. Este filtrado de perfiles influye en el resultado final, por lo que es un paso fundamental en el desarrollo de un producto idóneo para futuros estudios.

La metodología que se utilizó en este trabajo puede presentar desventajas al compararse con otras más tradicionales a la hora de describir una cuenca de las dimensiones de la del Salar de Atacama. La reflexión sísmica por si sola ya entrega toda la información necesaria relativa a las unidades geológicas y estructurales que se quieran describir, considerándose los modelos presentados un paso extra en la presentación de dichas unidades. La motivación tras esta decisión viene de la mano con la necesidad de una visualización tridimensional más amigable de las características del área, así como con el posible uso de los productos de este trabajo en estudios posteriores que involucren la información presentada aquí. Por otra parte, es necesario destacar que los perfiles utilizados para este estudio, así como la gran mayoría de trabajos citados, corresponden a un trabajo provisto por ENAP-Sipetrol que no se ha renovado, por lo que es necesario y recomendable una revisión de estos y una renovación de los estudios de reflexión sísmica en el área.

Finalmente, el *software* utilizado, LeapfrogGeo, es una herramienta importante, si no esencial, en el desarrollo del producto final. Existen otras soluciones computacionales al desafío que constituye modelar en tres dimensiones, sin embargo, la interfaz provista por LeapfrogGeo, así como la eficacia de las herramientas que dispone para el usuario, hacen del proceso de modelamiento una etapa intuitiva en el desarrollo del trabajo.

5. CONCLUSIONES

La historia geológica y los procesos tectónicos que han ocurrido en el área de estudio, y a escala regional, en la zona norte de Chile, son responsables de la configuración estructural dominante en el Salar de Atacama, la que a su vez es un factor determinante tanto en el modelamiento del paisaje, como en la distribución de las unidades litoestratigráficas presentes. La inversión de fallas extensionales durante el Cretácico es, probablemente, la característica más importante en la depositación de formaciones sintectónicas que hoy constituyen el relleno sedimentario de la cuenca del Salar de Atacama. Junto con esto, el volcanismo y la actividad de arcos magmáticos de diferentes edades constituyen las principales fuentes de dicho relleno sedimentario.

Con los modelos propuestos se puede apreciar de manera clara el resultado de los esfuerzos tectónicos compresivos en el Salar de Atacama, así como la distribución de las unidades geológicas de distintas edades. La tendencia general de disposición de las fallas principales corresponde a una serie de estructuras de rumbo general NS, con manteo al W, las que en su mayoría corresponden a antiguas fallas extensionales normales que fueron invertidas por un evento compresivo hasta convertirse en fallas inversas de cabalgamiento de gran escala. Existen fallas secundarias, de mismo rumbo, pero manteo contrario, que surgen como accesorias a las fallas principales, y que se comportan como inversas. Si bien de acuerdo con la bibliografía existen fallas normales en el área, la cantidad de estas es considerablemente menor a la de fallas inversas. Se observa de igual manera que las fallas invertidas son responsables de poner unidades más antiguas sobre unidades más jóvenes, en una serie de cabalgamientos de bajo ángulo en profundidad, el que va aumentando a medida que se acercan a la superficie, cerca de la cual las fallas de cabalgamiento se hacen sub-verticales.

Se observa, tanto en el modelo general, como en el modelo del núcleo, que la presencia de unidades de cobertura sedimentaria de ignimbritas o depósitos aluviales cuaternarios cubre una extensión importante del área de estudio, especialmente en los bordes de ambos modelos, lo que coincide con la ubicación de las cadenas orogénicas principales del área: la Cordillera de Domeyko, la Cordillera de la Sal, el Cordón de Lila y la Cordillera Principal. Asimismo, la depositación de costras salinas en el centro del área es resultado del transporte de aguas superficiales y subterráneas provenientes

de varios sectores. En el modelo del núcleo se observa con más detalle que las costras de salinos se van depositando de manera secuencial, presentando una zonación desde los bordes hacia el centro del salar, debido a las características propias de las sales en disolución, lo que se condice con otros estudios de salares andinos.

Por otra parte, en el modelo general se observa como las unidades mesozoicas y cenozoicas ubicadas en la Cordillera de Domeyko, la Cordillera de la Sal y el centro del salar son afectadas por plegamientos anticlinales y sinclinales desarrollados como producto de los distintos esfuerzos tectónicos que actuaron en la zona. También es posible observar como las fallas principales de basamento forman una geometría característica de las unidades, desplazándolas y cabalgándolas en sentido W-E. Estas fallas son las responsables en la gran mayoría de los casos del afloramiento de unidades cenozoicas en las cercanías de rocas más antiguas, como ocurre en el caso de los Estratos de Quepe, que afloran a solo unos kilómetros de formaciones triásicas como Peine y Cas, en el sector SE del área.

La hipótesis presentada en este trabajo habla del transporte de aguas subterráneas y su relación con la geología estructural presente en el área, cuestionando la relevancia del papel que juega esta última. Si bien este trabajo no responde de manera directa a la interrogante, sí constituye un paso importante en el proceso de resolver esta duda científica, al presentar una herramienta que queda disponible para afrontarla de manera más dinámica. Es posible concluir que existe una configuración estructural compleja en el área de estudio, y que este factor es, por lo menos, importante en el contexto de depositación de costras salinas.

6. REFERENCIAS

- ACEÑOLAZA, F.G.; NIEMEYER, H.; NAVARRO, A. & BRUNA, M. 2009. Trazas fósiles, paleoambiente y paleogeografía del Silúrico Inferior del Cordón de Lila, Región de Antofagasta, norte de Chile. *Acta Geológica Lilloana*. Vol. **21** (2): 88-99. San Miguel de Tucumán.
- ALONSO, H. & RISACHER, F. 1996. Geoquímica del Salar de Atacama, parte 1: origen de los componentes y balance salino. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **23** (2): 113-122. Santiago.
- AMILIBIA, A.; SABAT, F.; McCLAY, K.R.; MUÑOZ, J.A.; ROCA, E. & CHONG, G. 2008. The role in inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean Mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*. Vol. **30**: 1.520-1.539.
- ARON, F. 2008. Arquitectura y estilo de la deformación compresiva neógena del borde sur-oriental del Salar de Atacama, norte de Chile (23°30'Sur): Su relación con el volcanismo Plio-Cuaternario de los Andes Centrales. Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte (Inédito): 152 pp. Antofagasta.
- 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*. Vol. **25**, (1): TC1008.
- BAHLBURG, H. & HERVÉ, F. 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **109** (7): 869-884.
- BASCUÑÁN, S. 2022. Tectonic evolution of the Central Andes of northern Chile and its record within the Salar de Atacama Basin (22°30'S-24°S). Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, Mención Geología. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile (Inédito): 245 pp. Santiago.
- BASSO, A. & MPODOZIS, M. 2012. Carta Cerro Químal, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N°143, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 48 pp. Santiago.
- BADAWY, M.M. 2016. Principles of Seismic Data Interpretation. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Alejandría: 45 pp. Alejandría.
- BECERRA, J.; HENRÍQUEZ, S. & ARRIAGADA, C. 2014. Geología del área Salar de Atacama, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N° 166, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 46 pp. Santiago.

- BOUTT, D. F.; HYNEK, S. A.; MUNK, L. A. & CORENTHAL, L. G. 2016. Rapid recharge of fresh water to the halite-hosted brine aquifer of Salar de Atacama, Chile. *Hydrological Processes*. Vol. **30** (25): 4.720-4.740.
- BREITKREUZ, C. 1995. The Late Permian Peine and Cas Formations at the Eastern margin of the Salar de Atacama, Northern Chile: stratigraphy, volcanic facies, and tectonics. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **22** (1): 3-23. Santiago.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile* (Moreno, T. & Gibbons, W. editores). The Geological Society of London: 21-114. Londres.
- COCHILCO. 2013. Mercado Internacional del Litio. Diciembre 2013. *Comisión Chilena del Cobre*: 62pp. Santiago.
- CORTÉS, J. 2012. Carta Sierra Mariposa, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N°144, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 30 pp. Santiago.
- DAMM, K. W.; PICHOWIAK, S.; BREITKREUZ, C.; HARMON, R.S.; TODT, W. & BUCHELT, M. 1991. The Cordón de Lila Complex, central Andes, northern Chile; An Ordovician continental volcanic province. *Geological Society of America*. Special Paper **265**.
- DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA. 2016. Estudio estructural Zona Marginal, sector oriente del Salar de Atacama. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. (Inédito): 15 pp. Santiago.
- DÍAZ, D. 2011. Magnetotelluric study of the Western Cordillera (Northern Chile), with a focus on Lascar volcano. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften am Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin (Inédito): 133pp. Berlín.
- GODFREY, L. & ÁLVAREZ-AMADO, F. 2020. Volcanic and Saline Lithium Inputs to the Salar de Atacama. *Minerals*. Vol. **10** (2): 201.
- GONZÁLEZ, J.; NIEMEYER, H.; BENEDETTO, J.L. & BRUSSA, E.D. 2007. The Ordovician Quebrada Grande Formation, Cordón de Lila (Antofagasta Region, northern Chile): stratigraphic and paleogeographic significance. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **34** (2): 277-290. Santiago.
- GRUBER, P.; EVERSON, M.; KEOLEIAN, G.; KESLER, S.; MEDINA, P. & WALLINGTON, T. 2011. Global lithium availability: a constraint for electric vehicles?. *Journal of Industrial Ecology*. Vol. **15** (5): 760-775.
- HENRÍQUEZ, S.; BECERRA, J. & ARRIAGADA, C. 2014. Geología del área San Pedro de Atacama, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N°171, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 99 pp. Santiago.

- 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*. Vol. **23** (2-3): 122-146.
- JORDAN, T.E.; MUÑOZ, N.; HEIN, M.; LOWENSTEIN, T.; GODFREY, L. & YU, J. 2002. Active faulting and folding without topographic expression in an evaporite basin, Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **114** (11): 1.406-1.421.
- KUHN, D. 2002. Fold and thrust belt structures and strike-slip faulting at the SE margin of the Salar de Atacama basin, Chilean Andes. *Tectonics*. Vol. **21** (4): 8-1 – 8-17.
- LÓPEZ, C.; MARTÍNEZ, F.; DEL VENTISETTE, C.; BONINI, M.; MONTANARI, D.; MUÑOZ, B. & RIQUELME, R. 2020. East-vergent thrusts and inversión structures: An updated tectonic model to understand the Domeyko Cordillera and the Salar de Atacama Basin transition in the Western Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **103**: 102741.
- MARAZUELA, M.A.; VÁSQUEZ-SUÑÉ, E.; AYORA, C. & GARCÍA-GIL, A. 2020. Towards more sustainable brine extraction in salt flats: Learning form the Salar de Atacama. *Science of The Total Environment*. Vol. **703**: 135605.
- MARAZUELA, M.A., AYORA, C.; VÁSQUEZ-SUÑÉ, E.; OLIVELLA, S. & GARCÍA-GIL, A. 2020. Hydrogeological constraints for the genesis of the extreme lithium enrichment in the Salar de Atacama (NE Chile): A termohaline flow modelling approach. *Science of the Total Environment*. Vol. **739**: 139959.
- MARAZUELA, M.A.; VÁSQUEZ-SUÑÉ, E.; AYORA, C.; GARCÍA-GIL, A. & PALMA, T. 2019. Hydrodynamics of salt flat basins: The Salar de Atacama example. *Science of the Total Environment*. Vol. **651** (1): 668-683.
- MARAZUELA, M.A.; VÁSQUEZ-SUÑÉ, E.; CUSTODIO, E.; PALMA, T.; GARCÍA-GIL, A. & AYORA, C. 2018. 3D mapping, hydrodinamics and modelling of the freshwater-brine mixing zone in salt-flats similar to the Salar de Atacama (Chile). *Journal of Hydrology*. Vol. **561**: 223-235.
- MARINOVIC, S. & LAHSEN, A. 1984. Hoja Calama, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N°58, escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 140 pp. Santiago.
- MARTÍNEZ, F.; LÓPEZ, C.; BASCUÑÁN, S. & ARRIAGADA, C. 2018. Tectonic interaction between Mesozoic to Cenozoic extensional and contractional structures in the Preandean Depression (23°-25°S): Geologic implications for the Central Andes. *Tectonophysics*. Vol. **744**: 333-349.
- MARTÍNEZ, F.; MUÑOZ, B.; LÓPEZ, C.; GONZÁLEZ, R.; PARRA, M. & RIQUELME, R. 2021. Complex Basement-Involved Contractional Structures in the Pre-Andean Basins of Northern Chile: A Review From Seismic Data. *Tectonics*. Vol. **40** (2): e2020TC006433.

- MPODOZIS M., C.; HERVE A., F.; DAVIDSON M., J.; RIVANO G., S. 1983. Los granitoides de Cerros de Lila, manifestaciones de un episodio intrusivo y termal del Paleozoico Inferior de los Andes del norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*. N°. **18**. Santiago.
- 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*. Vol. **399** (2): 125-154.
- MUNK, L.A.; BOUTT, D.F.; MORAN, B.J.; McKNIGHT, S.V. & JENCKES, J. 2021. Hydrogeologic and geochemical distinctions in freshwater – brine systems of an Andean Salar. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. **22** (3): e2020GC009345.
- MUNK, L.A.; BOUTT, D.; BRADLEY, D.; HYNEK, S.; JOCHENS, H. & LABAY, K. 2016. Lithium Brines: A Global Perspective. Rare Earth and Critical Elements in Ore Deposits. *Reviews in Economic Geology*. Vol. **18**: 339-365.
- 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*. Vol. **29** (1): 55-80. Santiago.
- NIEMEYER, H. 1989. El complejo ígneo-sedimentario del Cordón de Lila, región de Antofagasta: significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **16** (2): 163-181. Santiago.
- NIEMEYER, H. 2013. Geología del área Cerro Lila – Peine, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N°147, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 37 pp. Santiago.
- OLIVEROS, V.; VASQUEZ, P.; CREIXELL, C.; LUCASSEN, F.; DUCEA, M.N.; CIOCCA, I.; GONZALEZ, J.; ESPINOZA, M.; SALAZAR, E.; COLOMA, F. & KASEMANN, S.A. 2020. Lithospheric evolution of the Pre- and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*. Vol. **80**: 202-227.
- 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*. Vol. **23** (6): TC6007.
- RAMIREZ, C. & GARDEWEG, M. 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile N°54, escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: 122 pp. Santiago.
- REUTTER, K.J.; CHARRIER, R.; GÖTZE, H.J.; SCHURR, B.; WIGGER, P.; SCHEUBER, E.; GIESE, P.; REUTHER, C.D.; SCHMIDT, S.; RIETBROCK, A.; CHONG, G. & BELMONTE-POOL, A. 2006. The Salar de Atacama Basin, a Subsiding Block within the Western Edge of the Altiplano-Puna Plateau. The Andes (Oncken, O.; Chong, G.; Franz, G.; Giese, F.; Götze, H.J.; Ramos, V.A.; Strecker, M.R. & Wigger, P. editores) Springer Berlin: 303-325. Berlin.

- TRABUCCHI, M.; FERNÁNDEZ-GARCÍA, D. & CARRERA, J. 2022. The Worth of Stochastic Inversion for Identifying Connectivity by Means of a Long-Lasting Large-Scale Hydraulic Test: The Salar de Atacama Case Study. *Water Resources Research*. Vol. **58** (6): e2021WR030676.
- U.S. GEOLOGICAL SURVEY. 2017. Mineral Commodity Summaries 2017. *U.S. Geological Survey*: 202pp.
- VILA, T. 1975. Geología de los depósitos salinos andinos, provincia de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*. N°. **2**. Santiago.

ANEXO

PERFILES DE REFLEXIÓN SÍSMICA OCUPADOS EN LA ELABORACIÓN DE LOS MODELOS

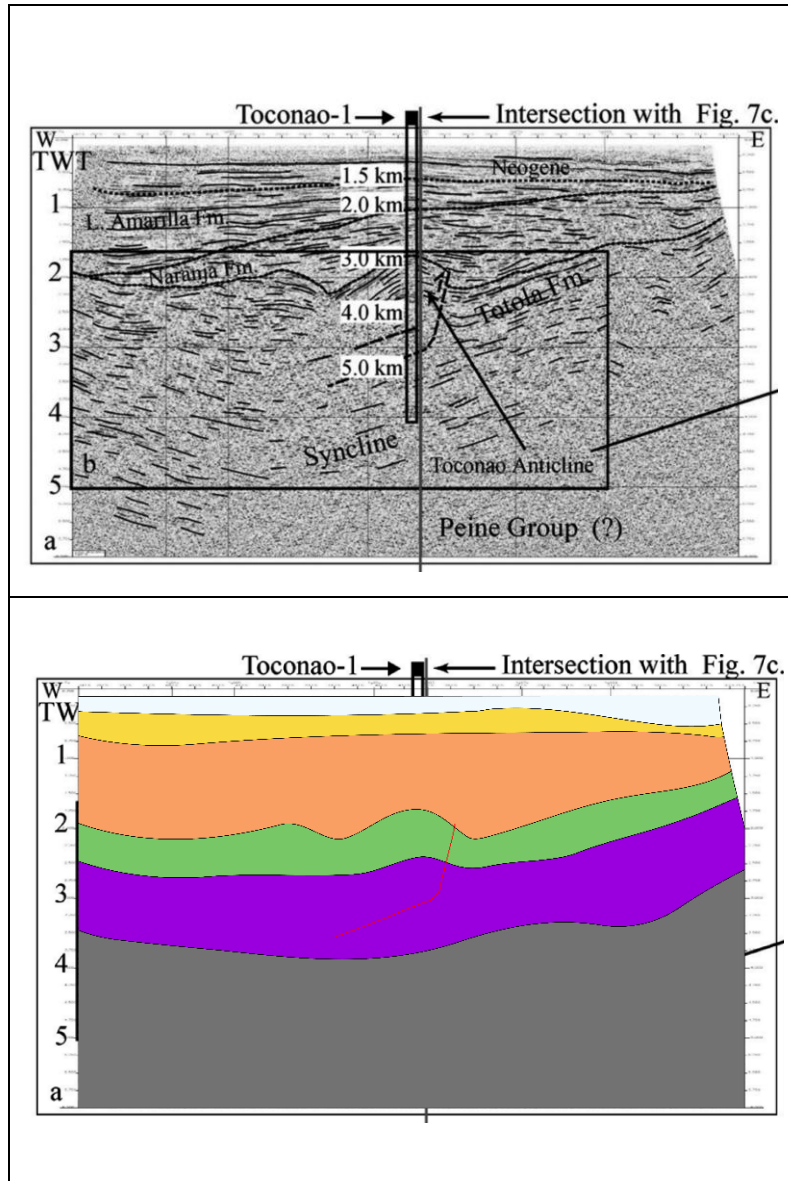


Figura 1.1.

Perfil F7, obtenido de Arriagada y otros (2006). Este se encuentra en el sector central del Salar de Atacama, donde se ubica el pozo de perforación Toconao-1, del que se obtuvieron las velocidades de reflexión sísmica usadas por Pananont y otros (2004), de cuyo trabajo se definió la escala vertical para posicionar los perfiles de este estudio.

Arriagada y otros (2006) indican la presencia de una serie de formaciones geológicas en este perfil:

- Formación Loma Amarilla
- Formación Totola
- Grupo Peine
- Rocas del Neógeno

Estas se utilizaron como guía para definir unidades según edad y obtener una interpretación del perfil, para posteriormente integrarlo a la elaboración del modelo general. Se definió la capa de salinos por sobre la unidad de depósitos neógenos, a pesar de que esta no se indica en el perfil.

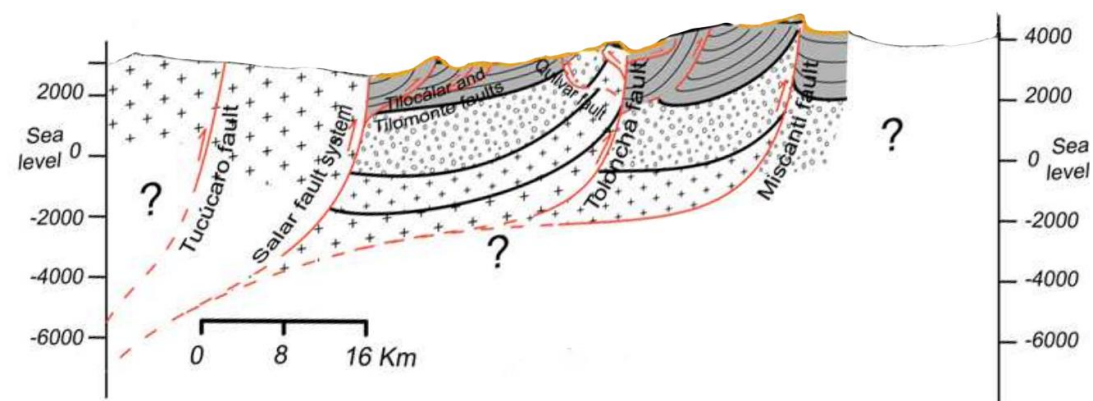


Figura 1.2.

Perfil de orientación W-E obtenido de Aron (2008). Presenta la disposición de las unidades litológicas y disposición de las fallas en el sector SE del área de estudio, ubicándose fuera de esta hacia el S. Las características de este perfil fueron proyectadas hacia el modelo general, de modo que coincidiera de la mejor manera posible con los demás perfiles utilizados.

En este perfil su autor identifica las siguientes formaciones geológicas:

- Ignimbritas Tucúcaro y Patao
- Formación San Pedro
- Formación Tambores
- Estratos de Quepe
- Grupo Purilactis
- Grupo Peine
- Complejo Ígneo-Sedimentario de Lila

Estas se agruparon de acuerdo con la clasificación de este trabajo para determinar las posiciones de cada unidad geológica en el modelo.

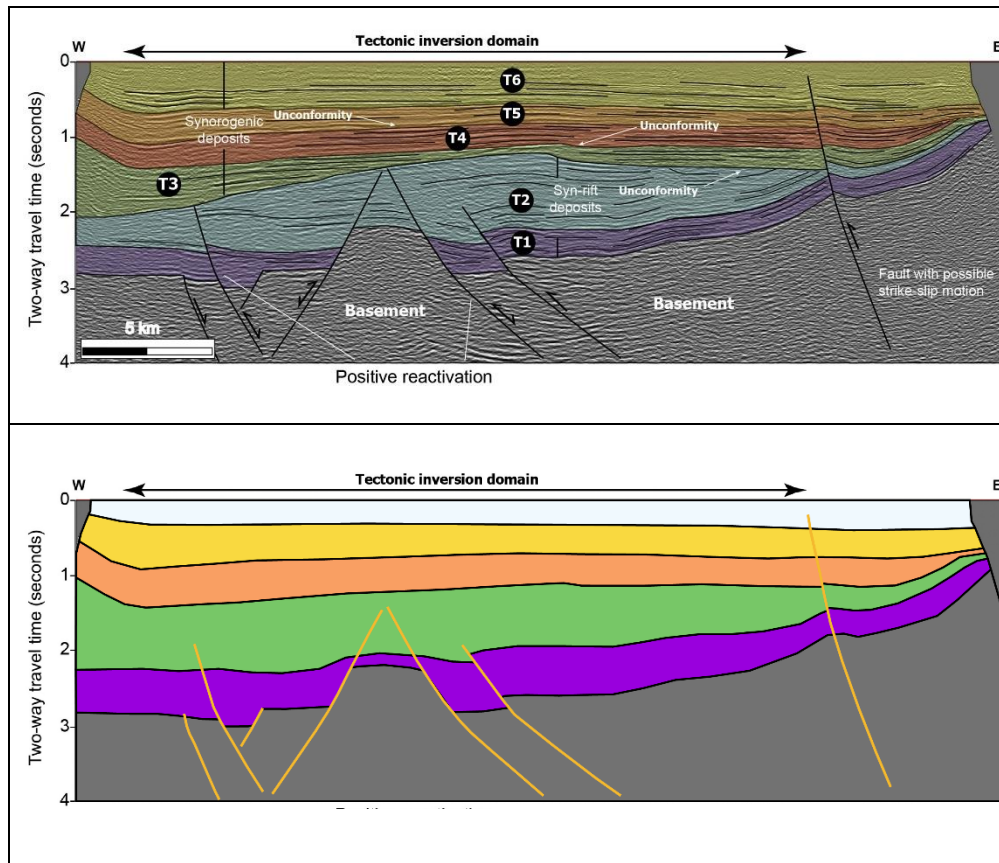


Figura 1.3.

Perfil IG08b, obtenido de Martínez y otros (2018). El autor identifica una serie de tectonosecuencias que asocia a diferentes formaciones geológicas del área de estudio. En concreto, los autores definen 6 tectonosecuencias numeradas en orden, de las cuales este estudio considera 5. La tectonosecuencia T2, asociada al Jurásico, fue dividida en este trabajo entre las rocas triásicas y cretácicas.

Las formaciones identificadas por el autor fueron:

- Formación Vilama
- Grupo Paciencia
- Formación Loma Amarilla
- Formación Naranja
- Grupo Purilactis
- Complejo de Lila

De acuerdo con la clasificación establecida, se asignó cada formación a una unidad determinada en el modelo general.

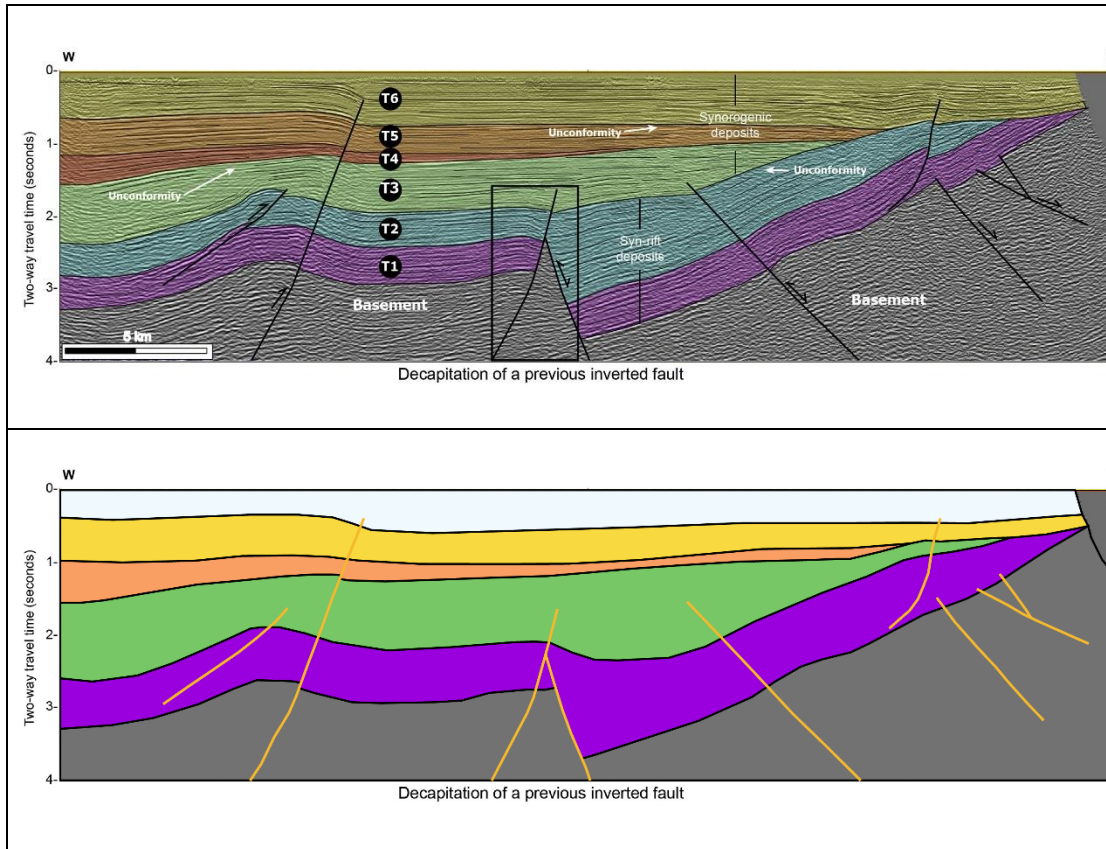


Figura 1.4.

Perfil IG016b, obtenido de Martínez y otros (2018). Al igual que en el caso anterior, la tectonosecuencia T2 fue dividida entre el Triásico y el Cretácico. El autor identifica las mismas unidades que en el perfil anterior.

Es importante destacar que, de las fallas presentes en los perfiles, se utilizaron de forma efectiva solo las que coincidían con una expresión en superficie obtenida de bibliografía.

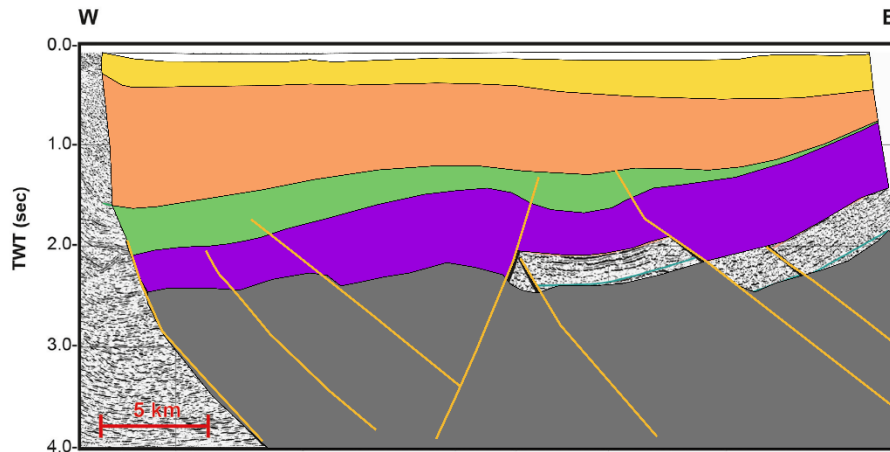
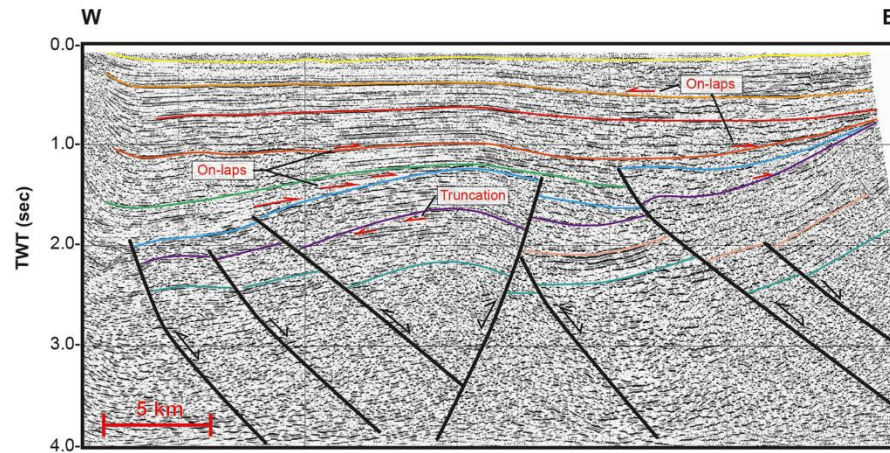


Figura 1.5.

Perfil 1G008, obtenido de Martínez y otros (2021). Es el que está ubicado más al N de la serie de perfiles utilizados. El autor asocia las tectonosecuencias definidas con las siguientes formaciones:

- Formación Vilama
- Grupo Paciencia
- Formación Loma Amarilla
- Formación Naranja
- Formación Purilactis
- Estratos El Bordo

Cada una de estas se asocia a la unidad correspondiente según la clasificación dada en este trabajo.

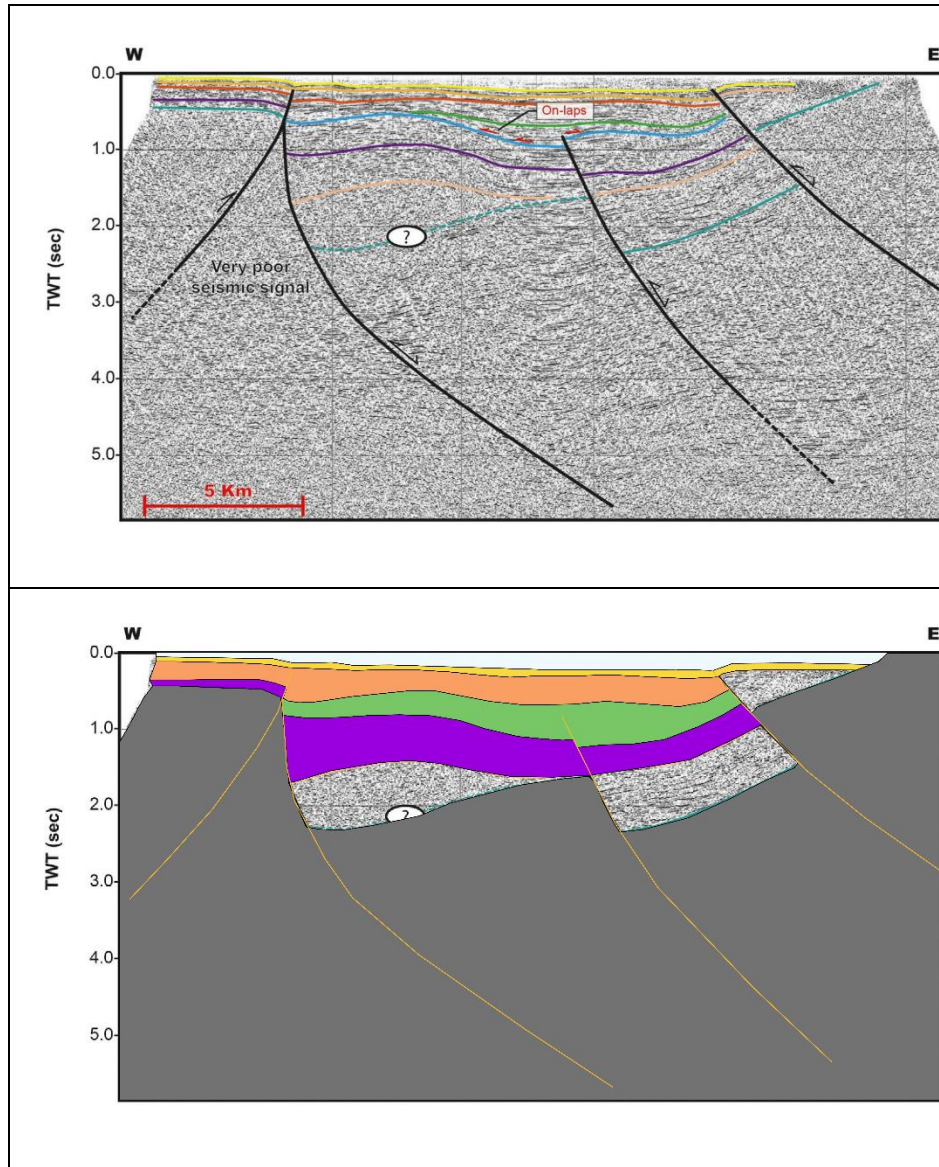


Figura 1.6.

Perfil 1G024a, obtenido de Martínez y otros (2021). Este perfil se ubica en la zona sur del núcleo, presentando como característica a destacar la posición de la falla Salar.

Las formaciones identificadas son las mismas respecto del perfil anterior, por lo que cada una de ellas se asocia a la unidad correspondiente según la clasificación dada en este trabajo.