



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

**ARQUITECTURA INTERNA Y DESARROLLO OLIGOCENO-NEOGENO  
DE LA CUENCA DEL SALAR DE ATACAMA,  
ANDES CENTRALES DEL NORTE DE CHILE**

**TÉSIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN  
CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

**JUAN FERNANDO SEBASTIAN RUBILAR CONTRERAS**

**PROFESOR GUÍA:  
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ  
GABRIEL VARGAS EASTON**

**SANTIAGO DE CHILE  
2015**

## Resumen

La cuenca del Salar de Atacama, ubicada en la Región de Antofagasta, es un lugar primordial para el estudio de la tectónica de los Andes Centrales, esto por el completo registro estratigráfico y estructural desde el Cretácico hasta el presente que ahí se encuentra, además de las condiciones de hiperaridez que imperan en la región lo que permite la preservación de esta información. Con estos antecedentes, elementos como su estructura interna siguen siendo aún materia de debate.

Con el fin de comprender la estructura interna de la cuenca del Salar de Atacama, además de las condiciones que dieron paso a la formación de la Cordillera de la Sal, rasgo estructural de primer orden dentro del área de estudio, se realizó un estudio que implicó la integración de datos estructurales junto con datos de reflexión sísmica, con los que fue posible desarrollar un modelo 3D de las principales estructuras del Salar de Atacama. Se realizó un detallado análisis de la amplia grilla de perfiles sísmicos dentro de la cuenca, especialmente en su vertiente occidental, con especial énfasis en el estudio de la Formación San Pedro, unidad principal que constituye la Cordillera de la Sal. Se trabajó, además, en la elaboración de una serie de perfiles estructurales en el área de la Cordillera de la Sal, los que fueron elaborados y compilados en el software Move (© Midland Valley Exploration Ltd) para la generación del modelo 3D, el que fue posteriormente restaurado también en 3D.

El análisis de datos sísmicos muestra que en largos depocentros se acumularon durante el Oligoceno facies aluviales y miembros evaporíticos de la Formación San Pedro, relacionados con procesos de extensión. Esta extensión estuvo controlada por una falla normal de primer orden, ubicada en el flanco occidental de la cuenca. Esta falla aparenta ser un rasgo clave de la estructura interna del Salar de Atacama.

Durante el Mioceno medio a superior, el alzamiento de la Cordillera de la Sal involucró compresión y movimientos de rumbo sinestrales en su dominio sur, en combinación con diapirismo salino en su dominio norte. Esta transición está relacionada a cambios en la profundidad del nivel de despegue de 4.000 a 6.000 metros de sur a norte, la asociación de este nivel de despegue con los niveles evaporíticos de la Formación San Pedro permite entender el control que ejercen las series evaporíticas sobre los procesos de deformación Neógena registrados en la cuenca del Salar de Atacama, así como también ocurre en otros cordones orogénicos como los Pirineos y los Cárpatos.

## Abstract

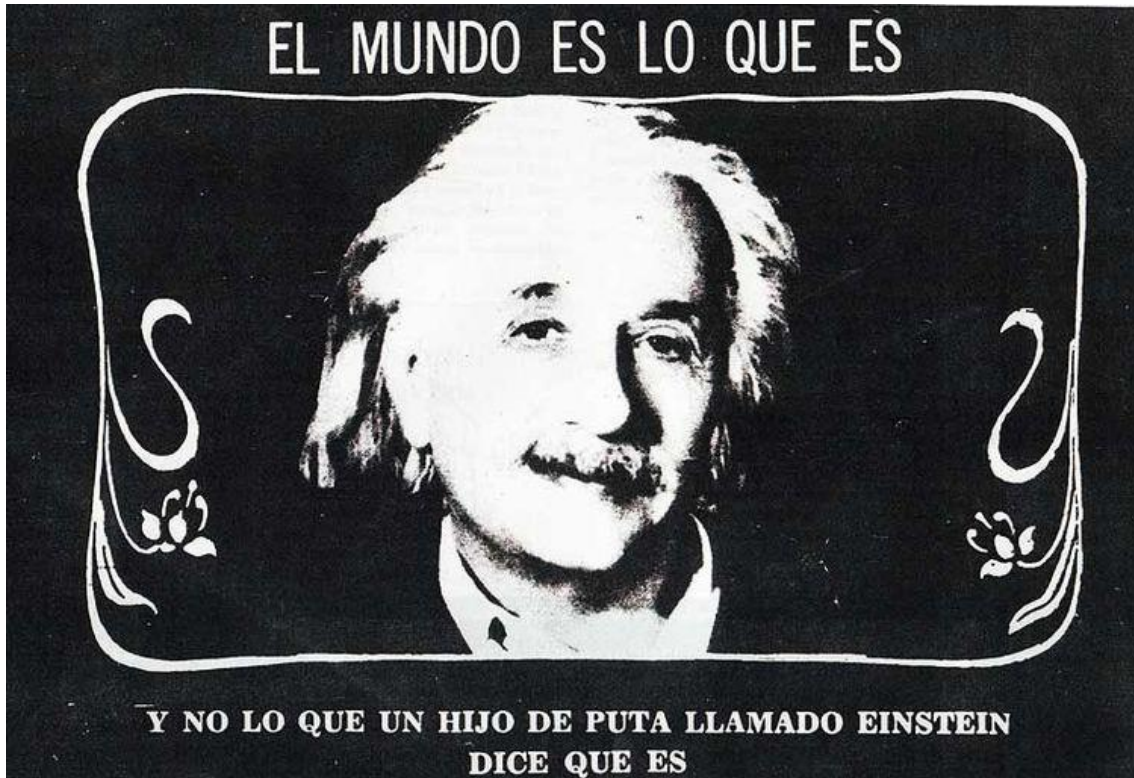
The Salar de Atacama basin, located in the Antofagasta region, is a prime place to study the tectonics of the Central Andes, this by the complete stratigraphic and structural record from Cretaceous to present located there, in addition to the hyper arid conditions prevailing in the region which allows the preservation of this information. With this background, elements such as its internal structure remain a matter of debate.

In order to understand the internal structure of the Salar de Atacama basin, in addition to the conditions that lead to the formation of the Cordillera de la Sal, a first order structural feature in the study area, a study was carried out involving integration of structural data with seismic reflection data, it was possible to develop a 3D model of the main structures of the Salar de Atacama. A detailed analysis of the extensive grid of seismic profiles within the basin was performed, especially in its western slope, with special emphasis on the study of the San Pedro Formation, main unit forming the Cordillera de la Sal. A series of structural profiles in the Cordillera de la Sal área was performed, wich were developed and compile on the Move software (© Midland Valley Exploration Ltd) to generate the 3D model, which was later restored also in 3D.

Detailed analysis of the seismic information shows that large depocenters involving distal alluvial facies and evaporitic members of the San Pedro Formation were accumulated in close relation with Oligocene extension. Extension was controlled by a first order normal fault located along the western flank of the Atacama basin, which appears as a key structural feature of the internal architecture of the Salar de Atacama.

During middle to upper Miocene, the rising of the Cordillera de la Sal involved compression and sinistral strike slip in its south domain, in combination with salt diapirism in its north domain, this transition is related to a change in the depth of the detachment level from 4000 to 6000 m from south to north, this detachment is mainly associated with the evaporitic lower members of the San Pedro Formation, the association of this detachment level with the evaporitic members of the San Pedro Formation allows to understand the mechanical control of the stratigraphy of the basin fill on the Neogene deformation processes registered in the Salar de Atacama basin, as also occurs in other orogenic belts like the Pyrenees and the Carpathians.

**Dedicación**



*Nicanor Parra*

## Agradecimientos

A quienes hicieron posible este trabajo, a toda la gente del Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, encabezado por el profesor Cesar Arriagada, gracias por confiar en mi trabajo y criterio. Gracias por el constante apoyo a Juan Becerra, Matias Peña, Sebastian Bascuñán, Ivan Gomez, Fernando Martinez, Katherin Narea, Daniela Villela, Ricardo Valdivia y a los próceres Sergio “Warrior” Villagran, Marcos “Vaca” Vaccaris y a Don Arnoldo Quilodran.

Al Plan Nacional de mapeo regional 1:100.000 de SERNAGEOMIN por los datos que hicieron posible este trabajo y el soporte para este proyecto de Tesis de Magister, a ENAP Sipetrol por los datos de sísmica de reflexión otorgados. Agradecer a Midland Valley Exploration Ltd. por la licencia académica para el uso del software Move.

A quienes me acompañaron en este trance misterioso que es la educación superior, a los amigos dentro y fuera de la universidad, pero en especial a mis amigos Pancho Parra, Chewi, Venado, Gordo, Flowers, Pablito Gomez, Guajiro, Papo, Nico Lopez, Mauri, JP, Chumis, Marta y Consuelo... hermanos en esta experiencia, gracias por esos chispazos de la amistad y tantas cosas más, hicieron de esto algo más que llevadero.

A toda la gente del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, desde el más arrogante profesor hasta el más anónimo funcionario, no quiero saltarme a nadie, son todos importantes en echar a andar esta máquina que es el departamento y todos tienen algo que entregar, un agradecimiento a todos quienes supieron compartir ese chiste rápido, un gesto de empatía, cosas pequeñas pero que son valiosas como el oro en un mundo lleno de amargados. No podría concluir estas palabras sin agradecer a quienes trabajan en la cafetería “Los mejores del barrio”, las tías que siempre acompañaron la noble labor de servir alimento con una simpatía y picardía tal que se ganaron mi corazón, no está de más decir que son los mejores almuerzos que comí en estos 8 años de carrera, comida para guerreros.

Finalmente agradecer a mi familia, padres y hermana, a mis abuelos presentes o no. Agradecimientos infinitos a Daniela Gaule por su amor y compañía, por su comprensión y apoyo. A mis compañeros de hogar y al pequeño “Alcalde” que poca idea tiene de la geología pero es uno de los mejores regalos que me ha dado la naturaleza.

Este trabajo de tesis está dedicado a Robinson Rodrigo Rubilar Contreras.

# Tabla de Contenido

Resumen.....	i
Abstract .....	ii
Dedicación.....	iii
Agradecimientos .....	iv
Tabla de Contenido .....	v
Índice de Figuras .....	vii
I. Introducción .....	1
I.1 Marco tectónico de los Andes Centrales.....	1
I.2 Problemática y Motivaciones del estudio .....	3
I.3 Objetivos generales y específicos .....	5
I.4 Metodología.....	6
I.4.1 Base de datos y estudio estructural .....	6
I.4.2 Modelación y restauración 3D .....	7
II. Antecedentes Geológicos .....	12
II.1 Geología del área del Salar de Atacama .....	12
II.2 Estratigrafía y paleogeografía de la Formación San Pedro.....	16
II.3 Tectónica de rocas salinas .....	22
III. Structure of the Cordillera de la Sal: A key tectonic element for the Oligocene-Neogene evolution of the Salar de Atacama basin, Central Andes of Northern Chile.....	29
III.1 Abstract .....	29
III.2 Introduction .....	30
III.3 Geological Framework.....	33
III.4 Data base and methods .....	38
III.4.1 3D structural modeling of the Cordillera de la Sal.....	38
III.4.2 Retrodeformation algorithm: Fault Parallel Flow .....	38
III.5 Results .....	39
III.5.1 Extension and inversion structures.....	39
III.5.2 3D restoration of the Los Vientos anticline .....	45
III.6 Discussion .....	46
III.6.1 Internal architecture of the Salar de Atacama basin.....	46
III.6.2 Controls on the structural styles of the Cordillera de la Sal .....	47

III.6.3 Oligocene-Neogene tectonics in the Central Andes .....	48
III.6.4 Summary: Structural evolution of the Salar de Atacama basin during Late Cenozoic. ....	49
III.7 Conclusions .....	52
IV. Resultados y factibilidad de la modelación y restauración 3D.....	53
IV.1 Resultados del trabajo con algoritmo de Flexural Slip Unfolding .....	53
IV.2 Resultados del trabajo con algoritmo de Fault Parallel Flow.....	54
V. Conclusiones .....	56
Bibliografía .....	58

## Índice de Figuras

Figura I.1: Modelo de elevación digital del margen W de Sudamerica entre los 18° y 26°S, destacando las principales unidades morfoestructurales de los Andes Centrales. En achurado se encuentra la Depresión Preandina, señalando el área de estudio. ....	2
Figura I.2: Distribución de los ejemplos mayores de cuencas salinas compresivas (áreas oscurecidas). Incluye márgenes continentales activos, foredeeps y cuencas intermontanas. Se muestra encerrado en un círculo rojo la región donde se encuentra el área de estudio. Modificado de Hudec & Jackson (2007). 4	4
Figura I.3: Imagen satelital de la cuenca del Salar de Atacama, mostrando las principales unidades morfoestructurales del área de estudio. Se muestra la posición de los perfiles estructurales realizados, la ubicación de los perfiles sísmicos interpretados (ver códigos) e incluye también la posición del pozo Toconao-1. ....	7
Figura I.4: Ejemplo de modelo 3D generado en el software Move 3D ©.....	8
Figura I.5: Ejemplo de generación de superficies a través del algoritmo de interpolación Linear. ....	9
Figura I.6: Algoritmos cinemáticos de deformación de estructuras para su posterior restauración. Modificado de Giambiagi et al., (2009). ....	11
Figura I.7: Ejemplo de restauración por el algoritmo de Flexural slip a través del software Move 3D ©.11	11
Figura I.8: Ejemplo de modelación forward con el algoritmo Fault-parallel flow, a través del software Move 3D ©.....	12
Figura II.1: Columna estratigráfica resumida del área del Salar de Atacama. Modificado de Jordan et al. (2007). ....	15
Figura II.2: Propiedades físicas de la sal en comparación a otras litologías. A) Densidad. B) Conductividad termal. C) Viscosidad. Modificado de Warren (2006). ....	22
Figura II.3: Modelación hidrodinámica de la inestabilidad de Raleygh Taylor. Modificado de Li & Li (2006). ....	24
Figura II.4: Condiciones para la perforación o piercement de un nivel salino (en oscuro) sobrecargado por un bloque rígido-frágil (en gris). Cuando la sobrecarga es de menor espesor que el gatillante o “piercement treshold”, la sal puede romper con el techo en condiciones no-extensionales (a.), o a través de bajos topográficos (b.), en el caso (c.) el techo es de un espesor tal que no permite el perforamiento, pero la extensión local permite disminuirlo. Modificado de Warren (2006). ....	25
Figura II.5: Modelos esquemáticos de tectónica de sal durante acortamiento regional en casos en ausencia (a) y en presencia (b) de diapiros preexistentes. Modificado de Hudec & Jackson (2007). ....	27
Figura II.6: Evolución estructural de la inversión tectónica de una sistema de graben con participación de basamento, la cual varía de acuerdo a estructuras heredadas de la fase extensional en la cuenca (niveles salinos en gris). A) Pliegues y fallas tipo short cut desarrolladas en las capas sobre las fallas de basamento.	



Los planos axiales de las estructuras extensionales son ortogonales al esfuerzo compresivo. B) Pliegues y cabalgamientos localizados en las estructuras salinas preexistentes. C) Cabalgamientos y pliegues localizados en las estructuras de basamento. Modificado de Letouzey et al. (1995) y Warren (2006). 28

Figure III.1: A) Elevation model of the Central Andes between 18° and 26°S showing the main morphostructural units, with emphasis on the Preandean Depression and the study area (red star). B) Elevation model of the Salar de Atacama basin, showing the structural mapping of the Cordillera de la Sal and the location of the structural cross sections and interpreted seismic reflection data. .... 33

Figure III.2: Geological map of the Salar de Atacama basin and stratigraphy of the Cordillera de la Sal area. .... 37

Figure III.3: Seismic section from southern Salar de Atacama basin (see Fig. 3.1b for location). Synextensional Oligocene units grow towards the west and show subsequent folding above a main detachment in the Cordillera de la Sal area, eastward they onlap on the Triassic units..... 40

Figure III.4: Seismic section from southern Salar de Atacama basin (see Fig. 3.1b for location). Synextensional Oligocene units grow towards the west. .... 41

Figure III.5: Seismic section across the Llano de la Paciencia (see Fig 3.1b for location). The main detachment level of the Cordillera de la Sal shows a deepening from 1-2 sec to more than 3 sec (TWT) towards the north. Lower San Pedro Formation salt diapirs folds the upper members during Neogene compression..... 42

Figure III.6: Unmapped seismic sections 1f028 (A), z1f024 (B) and z1f030 (C) from the Southernmost Salar de Atacama basin (see Fig. 3.1b and reference within the figure for location) showing folding and diapirism geometries. .... 43

Figure III.7: Structural sections performed from the Cordillera de la Sal (see Fig 1.b for location). ... 45

Figure III.8: Perspective view (to the north) of the 3D model of the Salar de Atacama main structures and the Los Vientos anticline from Southern Cordillera de la Sal..... 45

Figure III.9: 3D restoration of Los Vientos anticline, parameters of this retrodeformation are in Table 1. .... 46

Figure III.10: Conceptual model (not to scale) of the tectonic development of the Salar de Atacama basin, the eastern Cordillera de Domeyko and the Western Cordillera during the Upper Cenozoic..... 52

Figura IV.1: Izquierda: Vista en perspectiva (hacia el norte) del anticlinal de Los Vientos. Derecha: Restauración del anticlinal Los Vientos a través del Flexural Slip Unfolding..... 54

Figura IV.2: Izquierda: Vista en perspectiva (hacia el norte) del anticlinal de Los Vientos. Derecha: Restauración del anticlinal Los Vientos a través del Fault Parallel Flow. .... 55

Figura IV.3: Izquierda: Vista en perspectiva (hacia el norte) del anticlinal de La Paciencia. Derecha: Restauración del anticlinal La Paciencia a través del Fault Parallel Flow. .... 56

# **I. Introducción**

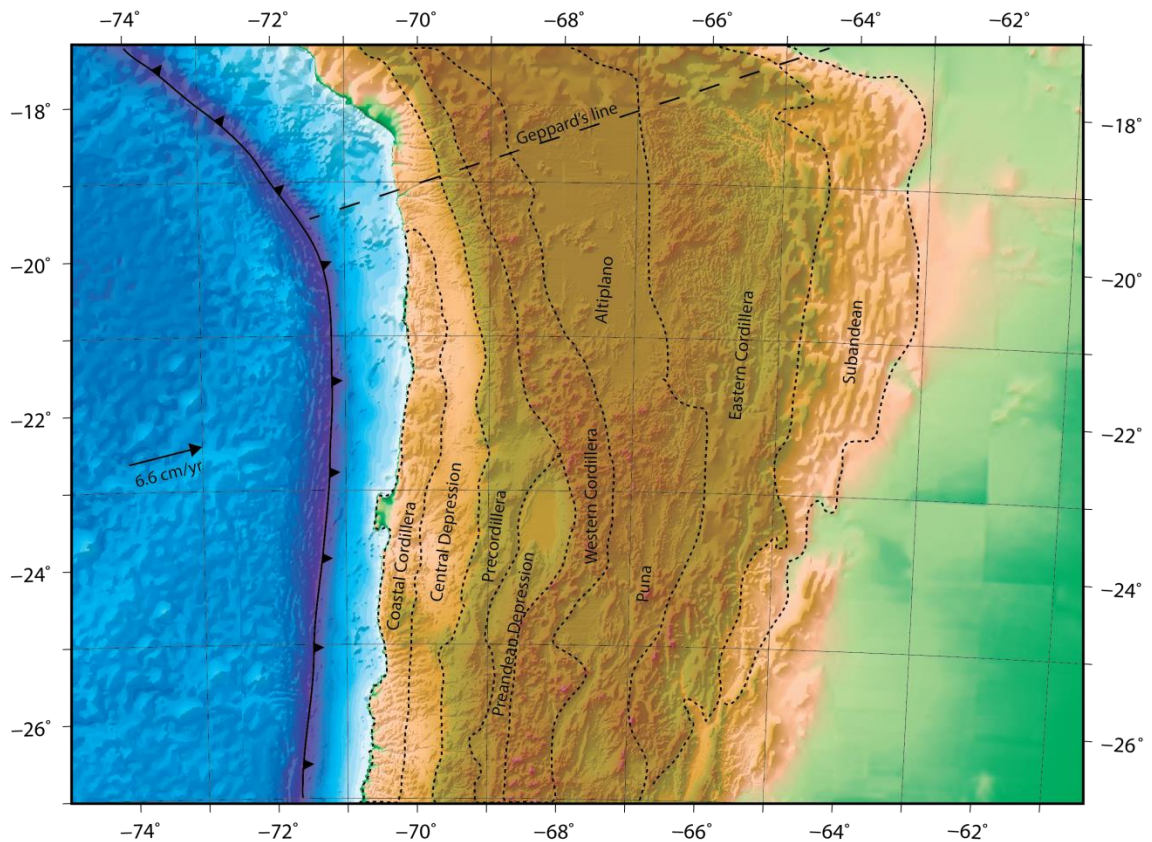
## **I.1 Marco tectónico de los Andes Centrales**

Los Andes son la cadena montañosa de mayor extensión en el mundo, alcanzando más de 7000 km de longitud, siendo uno de los más espectaculares ejemplos de un margen continental activo. En este orógeno se registra la subducción activa y continua de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana desde el Jurásico (Isacks, 1988), generando diversos procesos como variaciones en el espesor de la corteza, intensa deformación y actividad magmática, además del desarrollo de amplios depocentros y montañas (Charrier et al., 2007).

Dentro de este contexto, los Andes Centrales destacan como uno de los sitios de mayor interés para la investigación en ciencias de la Tierra, esto por la presencia del segundo **plateau** más alto del mundo, el Altiplano-Puna, con un ancho alrededor de los 350-400 km, 2000 km de largo y sobre 4000 m de altitud. En este plateau se registran espesores corticales que superan los 60 km (Isacks, 1988; Yuan et al., 2002). El origen del Altiplano-Puna es aún materia de debate, aunque diversos mecanismos han sido propuestos para explicar su topografía y raíz cortical. Su naturaleza ha sido atribuida a procesos que involucran adición magmática, acortamiento tectónico y engrosamiento cortical (Baby et al., 1997), estos procesos habrían ocurrido esencialmente durante el Oligoceno-Neógeno (Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997). Otro rasgo de primer orden en los Andes Centrales es la presencia de una notable flexura orogénica conocida como Oroclino Boliviano. Algunos autores plantean su origen como un derivado de las variaciones a lo largo del rumbo de acortamiento tectónico registradas durante el Neógeno (Isacks, 1988), mientras que otros autores proponen su origen durante el Eoceno-Oligoceno (Arriagada et al., 2008). Con estas condiciones de borde, cobra importancia entender la influencia y evolución de la deformación del Cenozoico superior en la zona del antearco de los Andes Centrales.

En el antearco de esta región, las principales unidades morfoestructurales presentes son, de W a E: la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Precordillera o Cordillera de Domeyko, la Depresión Preandina y la Cordillera Occidental (Fig I.1). La topografía de esta región ha sido considerada como una expresión de primer orden de los procesos tectónicos que han operado durante el Cenozoico (Isacks, 1988; Muñoz & Charrier, 1996; García, 2002; Riquelme et al., 2007). Con respecto al acomodo de la deformación derivada del alzamiento del

Altiplano-Puna en el antearco del norte de Chile, diversos autores han propuesto un sistema de cabalgamientos de alto ángulo vergente al W que opera como una serie de pliegues monoclinales por flexura como mecanismo asociado (Muñoz & Charrier, 1996; García & Hérail, 2005; Pinto et al., 2004; Farías et al., 2005; Armijo et al., 2015).



*Figura I.1: Modelo de elevación digital del margen W de Sudamérica entre los 18° y 26°S, destacando las principales unidades morfoestructurales de los Andes Centrales. En achurado se encuentra la Depresión Preandina, señalando el área de estudio.*

Entre los 22°-27° S destaca la presencia de la Depresión Preandina, una serie de cuencas y bajos topográficos alineados aproximadamente NS, flanqueada al W por la Cordillera de Domeyko y al E por el arco actual (Fig. I.1). En este segmento latitudinal se encuentran abundantes evidencias estratigráficas, estructurales, paleomagnéticas, termocronológicas y sedimentológicas que permiten registrar importantes episodios contraccionales concentrados principalmente en la Cordillera de Domeyko y en la cuenca del Salar de Atacama durante el

Mezosoico al Cenozoico (Charrier & Reutter, 1994; Makshev & Zentilli, 1999; Arriagada et al., 2003; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006; Charrier et al., 2007; Martínez et al., 2012; Bascuñán et al., 2015). Con estos antecedentes sobre la mesa, morfoestructuras de escala regional como la Depresión Preandina aún son escasamente constreñidas con respecto a su origen.

La cuenca del Salar de Atacama destaca como una depresión topográfica de primer orden dentro del antearco de los Andes Centrales y corresponde a su vez al depocentro más amplio dentro de la Depresión Preandina. Destaca, además, por el registro estructural y estratigráfico desde el Cretácico al presente, el que permite estudiar la evolución tectónica y condiciones registradas en la Depresión Preandina, sin embargo, su estructura interna es aún materia de debate.

## **I.2 Problemática y Motivaciones del estudio**

El Salar de Atacama ha sido indicado como uno de los mayores ejemplos de tectónica de rocas salinas en márgenes convergentes (Fig. I.2), lo que lo hace uno de los lugares más importantes para estudiar estos procesos (Hudec & Jackson, 2007). Se entiende así que incluir esta arista dentro de los modelos tectónicos para esta zona es una tarea primordial para constreñir a cabalidad la evolución de la cuenca más importante de la Depresión Preandina, sin embargo no se encuentran estudios estructurales que incluyan el rol del control mecánico en su estratigrafía como herramienta para entender su evolución tectónica.

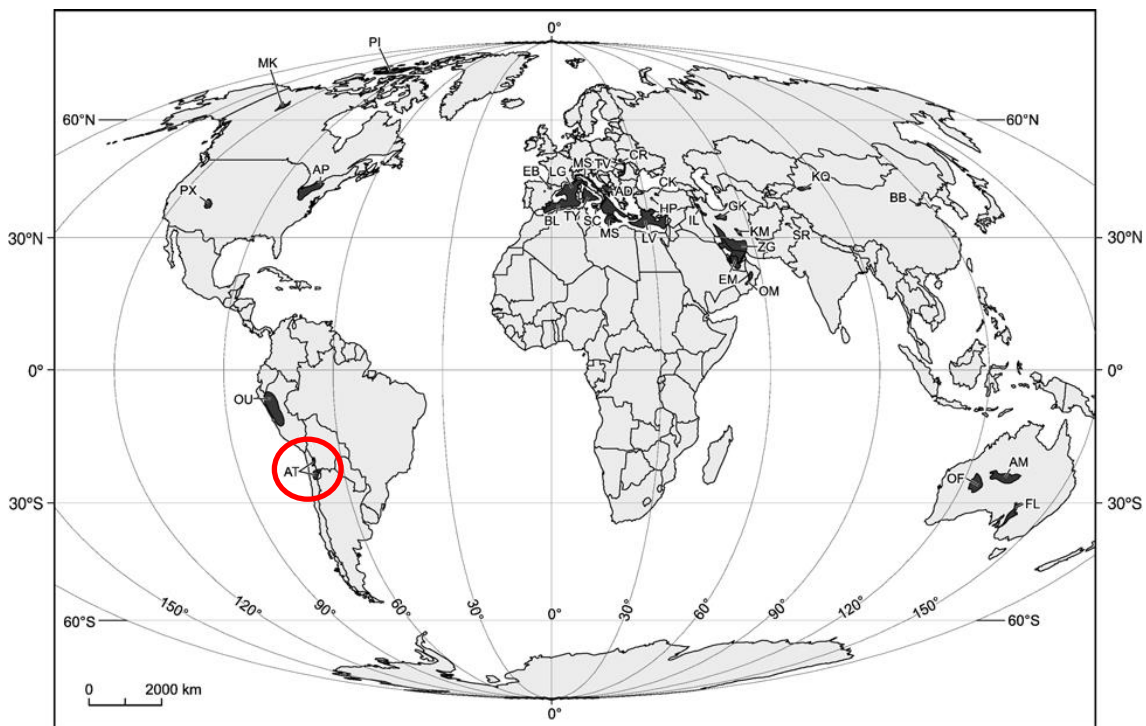


Figura 1.2: Distribución de los ejemplos mayores de cuencas salinas compresivas (áreas oscurcidas). Incluye márgenes continentales activos, foredeeps y cuencas intermontanas. Se muestra encerrado en un círculo rojo la región donde se encuentra el área de estudio. Modificado de Hudec & Jackson (2007).

Dentro del Salar de Atacama, la Cordillera de la Sal se alza como un rasgo estructural de primer orden. Esta cordillera comprende las series evaporíticas y clásticas de la Formación San Pedro, de edad Oligoceno a Mioceno inferior, deformadas en un notable arreglo *en echelon* lo que sugiere la combinación de estilos de deformación compresivos y de rumbo (Wilkes & Görler, 1994), en su sector norte se observa, además, la presencia de una serie de domos y diapiros salinos de origen aún desconocido, por lo que las condiciones de su formación siguen siendo materia de debate. Constreñir el origen de la Cordillera de la Sal en detalle constituye un avance notable para entender la evolución tectónica del Salar de Atacama durante el Oligoceno-Neógeno.

En este contexto surgen las siguientes preguntas:

¿Cuáles fueron las condiciones tectónicas que dieron origen al alzamiento de la Cordillera de la Sal? ¿Son estas condiciones relacionables con los modelos estructurales de los Andes Centrales durante el Cenozoico?

¿Cómo afectan los niveles evaporíticos en el control de los episodios de deformación Oligoceno a Neógeno en el Salar de Atacama?

¿Cómo opera la arquitectura interna 3D de la cuenca del Salar de Atacama en los procesos anteriormente descritos?

Para dar respuesta a estas preguntas se efectuó el presente trabajo, del cual sus objetivos se detallan a continuación.

### **I.3 Objetivos generales y específicos**

Dentro de los objetivos generales de este trabajo se encuentran:

- Aportar al entendimiento de la evolución del Cenozoico superior en la cuenca del Salar de Atacama
- Develar la estructura interna de la cuenca del Salar de Atacama, ya que a pesar de los variados modelos que han intentado comprenderla (Macellari et al., 1991; Muñoz et al., 2002; Jordan et al., 2002, 2007; Henríquez, 2012; entre otros) no existe un modelo concluyente que genere consenso entre la información en superficie y en profundidad.
- Discutir la actividad tectónica en el Salar de Atacama durante el Oligoceno-Neogeno en función de la deformación registrada en el antearco y el sector del Altiplano-Puna y analizar su relación temporal.

Dentro de los objetivos específicos:

- Estudiar los procesos y las condiciones que dieron paso a la construcción de la Cordillera de la Sal, un rasgo primordial para entender la tectónica durante este periodo en el Salar de Atacama.

- Probar la factibilidad de modelar los rasgos estructurales de la cuenca del Salar de Atacama en 3D, además de ejecutar restauraciones que permitan entender de manera cabal como operan los procesos de cabalgamiento tectónico en la Cordillera de la Sal.
- Aplicar conceptos de tectónica de sal para entender los procesos que dieron paso al desarrollo Oligoceno-Neógeno en el Salar de Atacama.

## **I.4 Metodología**

### **I.4.1 Base de datos y estudio estructural**

Para llevar a cabo el desarrollo de los objetivos de este trabajo, se compiló una base de datos con información de terreno, datos estructurales y estratigráficos, basada en el trabajo de mapeo en detalle (1:100.000) realizado en las áreas de San Pedro de Atacama (Henríquez et al., 2014), Salar de Atacama (Becerra et al., 2014) y el borde oriental de la Cordillera de Domeyko (Arriagada, 1999; Basso & Mpodozis, 2012). Los dos primeros trabajos anteriormente mencionados están enmarcados en el Plan Nacional de mapeo geológico desarrollado por SERNAGEOMIN en convenio con el Departamento de Geología de la Universidad de Chile durante los años 2012, 2013 y 2014. Tomando los datos de estos trabajos se elaboró un mapa 1:100.000 de la cuenca del Salar de Atacama y el borde oriental de la Cordillera de Domeyko.

El estudio estructural consistió en un análisis en detalle de los estilos estructurales de la Cordillera de la Sal, para ello se realizaron una serie de perfiles estructurales en el sector de la Cordillera de la Sal y al rededores. Se realizó además un análisis e interpretación de perfiles de reflexión sísmica 2D presentes en la zona, esta interpretación estuvo enfocada en distinguir unidades sismoestratigráficas y su respuesta a la deformación (ver Figura I.3 para ubicación). Se interpretaron a su vez las principales estructuras que caracterizan la arquitectura interna de la cuenca.

Estos perfiles estructurales y de reflexión sísmica fueron desarrollados y compilados en conjunto a través del software de modelación Move en sus plataformas 2D y 3D (© Midland Valley Exploration Ltd). Para establecer una correlación estratigráfica entre los datos estructurales en superficie y los **perfiles sísmicos** en subsuperficie se usó como referencia la información del pozo Toconao 1, un pozo exploratorio de 5500 m de profundidad realizado por ENAP junto con la grilla sísmica del salar.

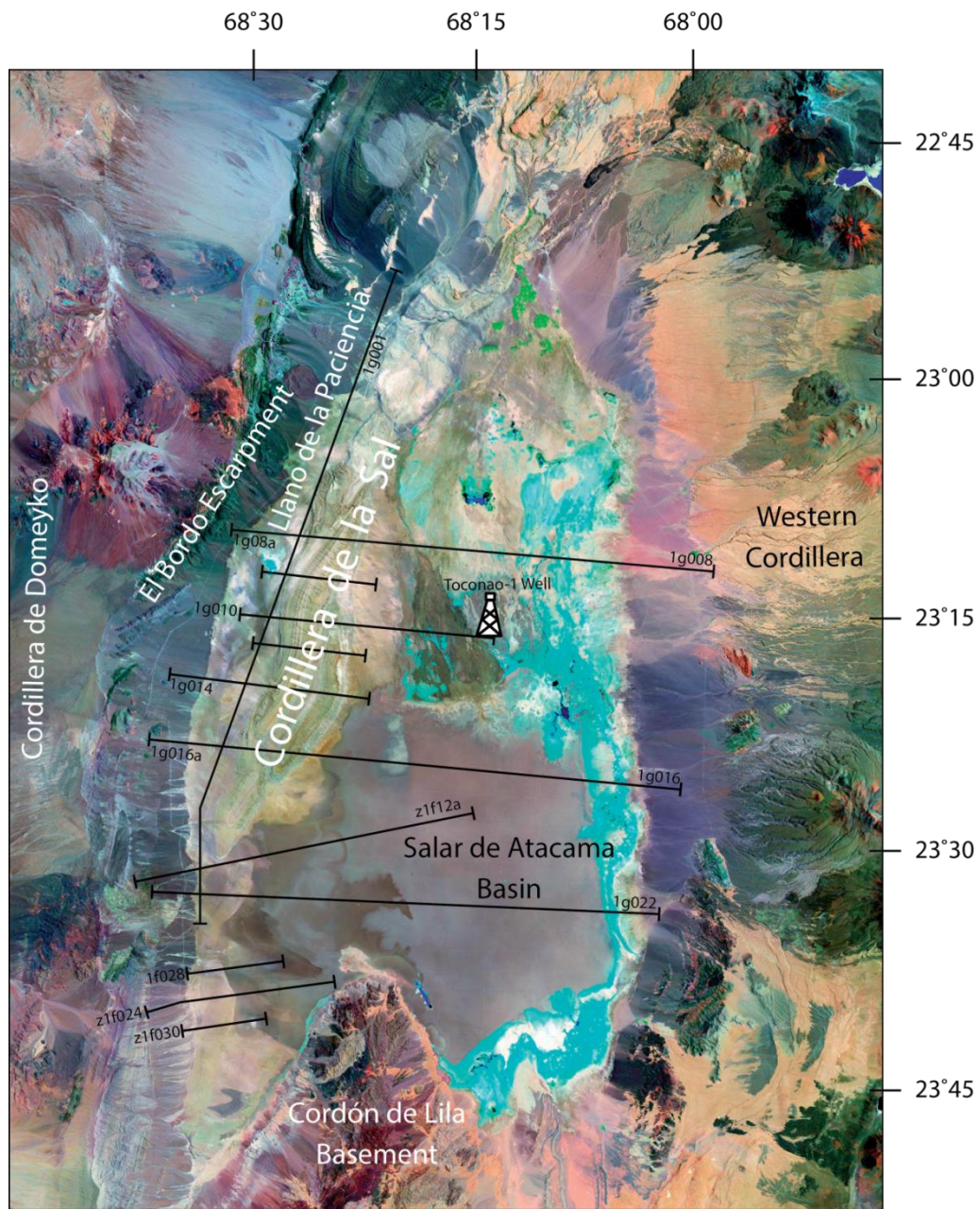


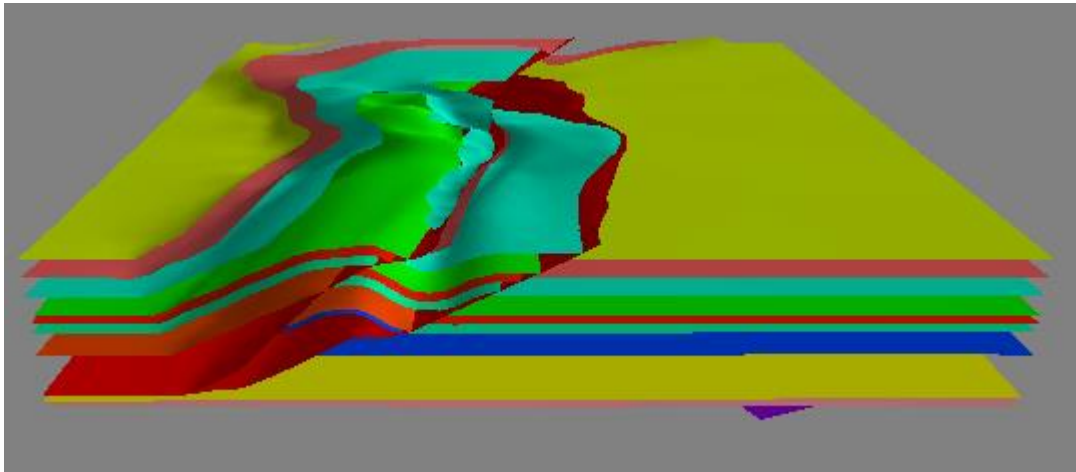
Figura I.3: Imagen satelital de la cuenca del Salar de Atacama, mostrando las principales unidades morfoestructurales del área de estudio. Se muestra la posición de los perfiles estructurales realizados, la ubicación de los perfiles sísmicos interpretados (ver códigos) e incluye también la posición del pozo Toconao-1.

#### I.4.2 Modelación y restauración 3D

La modelación estructural 3D fue llevada a cabo a través del software de modelación 3D Move (© Midland Valley Exploration Ltd). La modelación consistió en generar superficies que



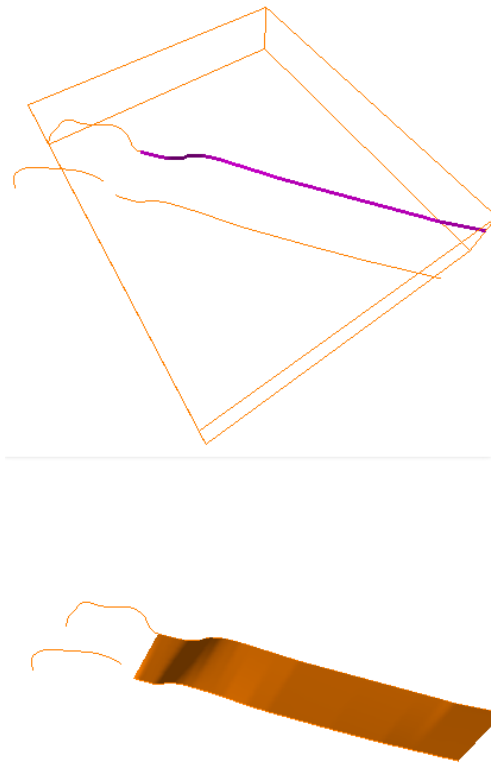
representan distintos niveles estratigráficos, fallas o niveles de despegue, el método para esto consiste en concatenar diversas líneas de cada uno de los perfiles estructurales. Una vez generado el modelo este permite visualizar como se manifiesta la deformación en tres dimensiones (Fig. I.4), además de permitir restaurar esta deformación por lo que se puede usar como herramienta para elaborar modelos forward en geología. Existen diversos algoritmos para elaborar y restaurar superficies en tres dimensiones.



*Figura I.4: Ejemplo de modelo 3D generado en el software Move 3D ©.*

Los algoritmos disponibles en el software para generar superficies son los siguientes:

- Lineal: Algoritmo de interpolación usado por defecto por el software, consiste en concatenar líneas generando una superficie que representa en totalidad la traza de las líneas (Figura I.5).
- Spline: Algoritmo basado en el método de refinación de superficies “b-spline” (Forsy&Bartels, 1988). Opera igual que el algoritmo “Linear” pero además controla el número de vértices generados en la superficie, optimizando y “refinando” el número de vértices para generar superficies más suaves.
- Tessellation: Algoritmo usado preferentemente para la generación de modelos a través de diversos sets de datos (puntos, pozos, líneas 2D, etc.)



*Figura I.5: Ejemplo de generación de superficies a través del algoritmo de interpolación Linear.*

Los algoritmos de restauración son herramientas para el análisis estructural cuantitativo de los efectos de la geometría de falla en la deformación de los bloques colgante y yacente. En lo concreto permiten aportar a los estudios estructurales metodologías para validar las interpretaciones estructurales construidas con información geológica o geofísica. Aunque en estos casos los mecanismos de deformación son simplificados y sus condiciones de borde implican simplificar procesos propios de la deformación, son sencillos de utilizar y la conservación del área y volumen en el estado restaurado. Estos algoritmos se basan en mecanismos de deformación, entre ellos está el *Flexural slip* (deslizamiento paralelo a las capas, Fig. I.6a), *Flexural flow* o *Fault-parallel flow* (cizalle paralelo a la falla o flujo paralelo a la falla, Fig. I.6b), *Cizalle antitético o sintético oblicuo a las capas* (Fig I.6c), y *Trishear* (Fig. I.6d)

Entre los métodos de restauración de superficies presentes en el software Move 3D, se testearon dos algoritmos para llevar a cabo la retrodeformación de superficies. El algoritmo *Flexural Slip Unfolding* (FSU) el cual permite el despliegue de superficies, preservando el volumen y variaciones en el espesor entre estas, además del largo de las líneas que las constituyen (Kane et al., 1997). Este algoritmo construye un sistema de deslizamiento o “slip-

system” paralelo a la superficie a restaurar, operando a través de 2 componentes principales. Las superficies son rotadas con respecto a una superficie de referencia horizontal o cualquier otra de orientación preferente elegida por el usuario mientras el componente de deslizamiento flexural es removido del pliegue (Fig. I.7). Los parámetros usados en este algoritmo son las superficies a desplegar, una superficie o cota que represente el plano horizontal hasta el cual deben ser desplazadas las superficies a través del desplegado, y un par de planos de despliegue que tienen relación a elementos estructurales del pliegue como la charnela (Fig. I.7). El otro algoritmo testeado fue el *Fault-parallel flow* (FPF), el cual se ajusta bien a los casos de modelación del movimiento de un bloque sobre una falla donde la mayoría del acomodo de la deformación ocurre discretamente entre las interfaces de los estratos (Egan et al., 1999). Permite restaurar deformación previamente acomodada en el bloque colgante por cizalle paralelo a la falla, asumiendo un flujo de masa paralelo a la falla modelada (Fig. I.8). Este algoritmo puede ser aplicado a fajas plegadas y corridas de escama delgada, regiones extensionales y settings híbridos, además de pliegues por flexura de falla (Egan et al., 1999). Los parámetros que operan a través de este algoritmo son el monto de desplazamiento (en metros) a través de la falla o *Slip*, el cual puede ser operado en ambos sentidos dentro del algoritmo por lo que permite tanto retrodeformar como realizar modelación tipo forward, el parámetro de *Angular Shear* o cizalle angular permite ajustar el ángulo de cizalle que afecta a las capas, pudiendo ser este cizalle positivo o negativo. Un parámetro primordial dentro de las restauraciones a través del FPF es el plano de transporte o *Transport Direction*, este plano determina la dirección en tres dimensiones en la que se mueven las superficies, por ende permite estimar el vector del esfuerzo principal que generó las distintas estructuras. La geometría de este plano queda determinada, naturalmente, por un *Azimuth* y un *Dip* los que determinan la orientación de este plano en el espacio, el aspecto más interesante de esto es que de acuerdo a la inclinación del plano se pueden inducir movimientos de rumbo, por lo que es posible realizar restauraciones que involucren transpresión o transtensión, algo que por supuesto no es posible en la restauración de perfiles en 2D.

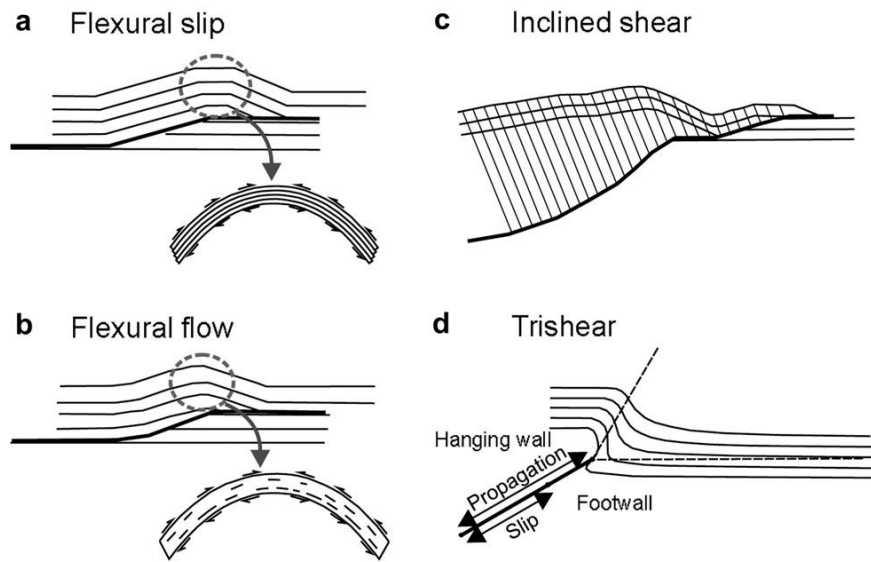


Figura I.6: Algoritmos cinemáticos de deformación de estructuras para su posterior restauración. Modificado de Giambiagi et al., (2009).

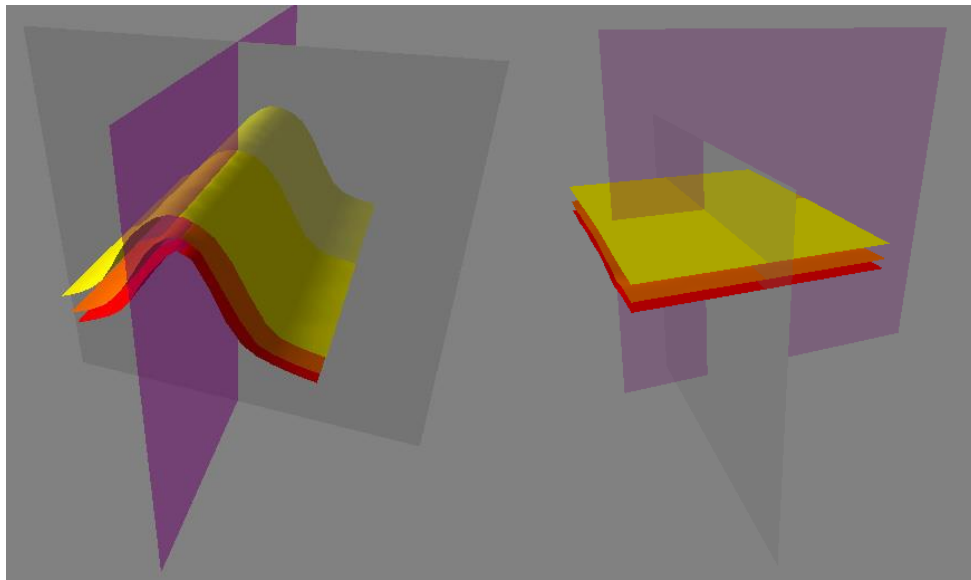


Figura I.7: Ejemplo de restauración por el algoritmo de Flexural slip a través del software Move 3D ©.

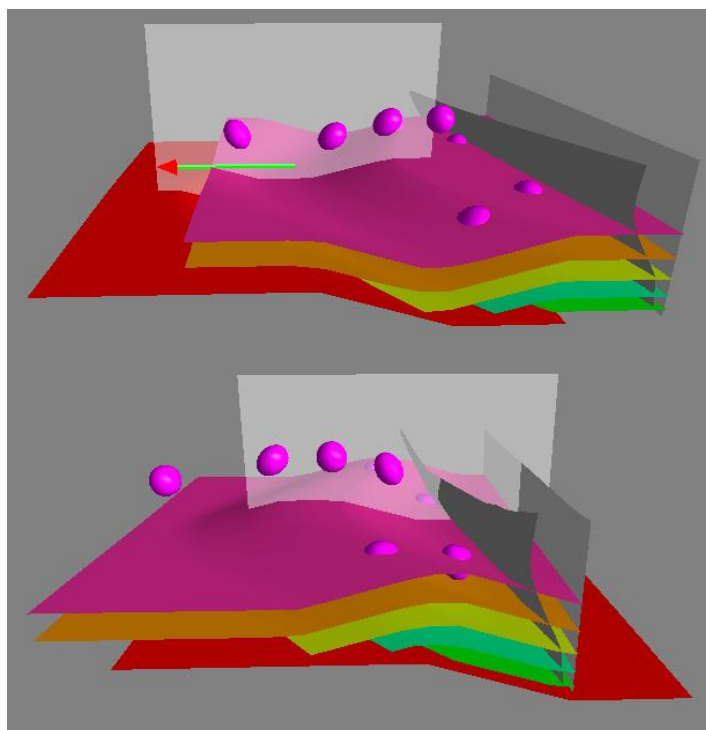


Figura I.8: Ejemplo de modelación forward con el algoritmo Fault-parallel flow, a través del software Move 3D ©.

## II. Antecedentes Geológicos

### II.1 Geología del área del Salar de Atacama

El área de estudio comprende las zonas de la Cordillera de Domeyko, el Salar de Atacama y el flanco oeste de la Cordillera Occidental, entre los 22°30' y los 24° S. Las unidades morfoestructurales de primer orden en esta área son, de oeste a este: La Cordillera de Domeyko, el Escarpe El Bordo, el Llano de la Paciencia, la Cordillera de la Sal y la cuenca del Salar de Atacama (Fig. I.3). El basamento Paleozoico a Mesozoico aflora principalmente en la Cordillera de Domeyko, un ridge de alrededor de 500 km de longitud, flanqueada por sets de fallas de alto ángulo formando una estructura tipo pop up (Amilibia et al., 2008). Conformando este basamento se encuentra la Formación Agua Dulce que corresponde a una serie de lavas, tobas y stocks de carácter andesítico a riolítico de edad Carbonífero superior a Pérmico inferior (Basso & Mpodozis, 2012). Al norte del área de estudio se observa la presencia de sucesiones volcánicas y

sedimentarias de edad Pérmico superior a Triásico medio agrupadas como Formación Tuina, estas lavas son andesíticas y en menor medida basálticas, mostrando intercalaciones con dacitas, tobas y series de areniscas y brechas volcánicas y sedimentarias (Henríquez et al., 2014). Se observan también en el área de estudio cuerpos intrusivos asociados a estas unidades del Paleozoico-Triásico medio. A lo largo del flanco oriental de la Cordillera de Domeyko y especialmente en los alrededores del Cerro Quimal se observa la presencia de series volcánico-sedimentarias de edad Triásico medio a superior agrupadas como Estratos El Bordo. Estas series comprenden lavas mayormente andesíticas alternadas con brechas volcánicas, tobas riolíticas a dacíticas y sucesiones sedimentarias de grano fino a medio con restos de vertebrados y flora fósil (Basso & Mpodozis, 2012). En el extremo oriental del área de estudio se encuentra también la presencia de secuencias volcánicas dacíticas a andesíticas de edad Tríasica correspondientes a la Formación Cas (Becerra et al., 2014).

Una discordancia angular separa las unidades descritas anteriormente de las series del Cretácico inferior tardío a superior (Becerra et al., en rev; Henríquez et al., en rev). Estas rocas afloran en mayor parte en el sector norte del Escarpe el Bordo y el Cordón de Barros Arana y son agrupadas como Grupo Purilactis (*sensu* Mpodozis et al., 2005) y agrupa las Formaciones Tonel, Purilactis, Barros Arana y Cerro Totola, todas afectadas por deformación y plegamiento en el área de estudio. Durante el Albiano-Santoniano se habrían depositado las sucesiones sedimentarias continentales de la Formación Tonel, las que serían producto del retrabajo de las series Permo-Triásicas asociado a un incremento en las tasas de subsidencia (Henríquez et al., en rev; Bascuñán et al., 2015). La Formación Purilactis comprende series sedimentarias de grano fino a grueso agrupadas en ocho miembros, los que muestran sucesivos ciclos de aumento y disminución del tamaño de grano evidenciando diferencias en los espacios de acomodación producto de la actividad tectónica en la zona (Henríquez et al., 2014; Bascuñán et al., 2015). Finalmente, la Formación Barros Arana corresponde a conglomerados de madurez regular con clastos que incluyen granitoides, riolitas y calizas lo que indica, junto a otros antecedentes, aportes por el alzamiento de la Cordillera de Domeyko (Henríquez et al., en rev; Bascuñán et al., 2015). Diversas evidencias indican que en la Cordillera de Domeyko una serie de eventos compresivos han generado alzamiento y erosión durante el Cretácico (Mpodozis et al., 2005; Amilibia et al., 2008; Bascuñán et al., 2015) producto de la orogenia Peruana, y durante el Eoceno medio asociado a la orogenia Incaica (Ramírez & Gardeweg, 1982; Charrier & Reutter, 1994; Makzaev & Zentilli, 1999; Muñoz et al., 2002). Dentro de las rocas intrusivas presentes

destaca el Complejo intrusivo Cerro Quimal correspondiente a cuerpos de granodioritas y dioritas de 68-64 Ma, este complejo aflora en el cerro homónimo alcanzando alturas sobre los 4000 m/s.n.m. (Basso & Mpodozis, 2012).

El escarpe El Bordo coincide con el límite oriental de la Cordillera de Domeyko, donde se exhiben rocas que abarcan del Mesozoico al Cenozoico (Arriagada, 1999; Charrier & Muñoz, 1994; Mpodozis, 2005). Sobreyaciendo en discordancia angular a las unidades Mesozoicas anteriormente descritas se encuentran las series sedimentarias aluviales “post-Purilactis” (*sensu* Mpodozis et al., 2005) agrupadas como Formación Naranja y la Formación Loma Amarilla, esta última de carácter syn-tectónico con respecto a la Fase Incaica (Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006).

La Cordillera de la Sal, que se alza cerca de 200 m por sobre la superficie del salar, es el alto estructural más relevante en la superficie del Salar de Atacama, interrumpiendo la conexión entre el Llano de la Paciencia y la cuenca principal del Salar de Atacama (Fig I.3). Esta cordillera está constituida mayoritariamente por los depósitos Oligocenos-Miocenos de la Formación San Pedro, una secuencia sedimentaria de un espesor superior a los 3000 m conformada por limolitas, areniscas, evaporitas y conglomerados, ampliamente plegados y deformados. Al sur de la Cordillera de la Sal, la Formación San Pedro subyace en discordancia angular a series arcillolíticas y evaporíticas poco consolidadas de edad Mioceno superior a Plioceno correspondientes a la Formación Campamento (Ramírez & Gardeweg, 1982), mientras que en el norte, la Formación Vilama, de edad Plioceno a Pleistoceno, está constituida por sucesiones de tobas intercaladas con cenizas y conglomerados (Moraga et al., 1974).

El Salar de Atacama presenta un amplio número de ignimbritas de edad Mioceno a Pleistoceno hacia su borde oriental, constituyendo en gran parte el flanco occidental del arco actual, representado por la Cordillera Occidental (Ramírez & Gardeweg, 1982; Marinovic & Lahsen, 1984). Al sur del área de estudio se encuentra el Cordón de Lila, compuesto de rocas ígneas y sedimentarias de edad Ordovícico a Carbonífero (Niemeyer, 1989).

La figura II.1 presenta una síntesis estratigráfica de las rocas que componen el área de estudio.

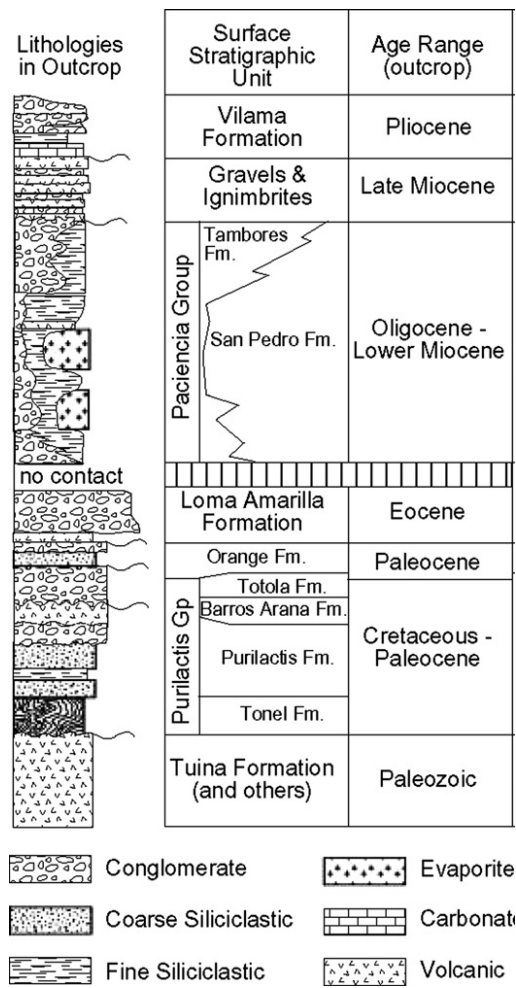


Figura II.1: Columna estratigráfica resumida del área del Salar de Atacama. Modificado de Jordan et al. (2007).

La evolución estructural y paleogeográfica del Salar de Atacama es aún materia de debate, diversos modelos han abordado la tarea de entender esta problemática. La cuenca del Salar de Atacama ha sido interpretada como una cuenca de origen extensional (Flint et al., 1993), ligada a procesos de inversión tectónica de escama gruesa (Muñoz et al., 1997; Muñoz et al., 2002), involucrando procesos de transpresión (Macellari et al., 1991; Wilkes & Görler, 1994), como una combinación de procesos extensivos con posterior compresión y diapirismo (Jordan et al., 2002; Pananont et al., 2004; Jordan et al., 2007), o bien como una cuenca de antepaís que ha sido sometida a compresión discretizada a través de diversos episodios o pulsos tectónicos (Arriagada et al., 2006).



## II.2 Estratigrafía y paleogeografía de la Formación San Pedro

La Formación San Pedro es parte del Grupo Paciencia, definido por Flint (1985) como una sucesión sedimentaria continental de c.a. 2 km de espesor, que se expone desde el área de San Bartolo hasta el sector sur de la Cordillera de la Sal, en las áreas de San Pedro de Atacama y del Salar de Atacama. El Grupo Paciencia está constituido por la Formación San Pedro (Brüggen 1934, 1942) y la Formación Tambores (Dingman, 1963), esta última es equivalente a los “Conglomerados de Tambores” (Brüggen, 1934). Este grupo sobreyace en discordancia angular al Grupo Purilactis y se encuentra cubierto o engrana con una serie de ignimbritas miocenas, pliocenas y pleistocenas (Marinovic & Lahsen, 1984; Flint, 1985; Flint *et al.*, 1993; Naranjo *et al.*, 1994; Arriagada, 1999; Mpodozis *et al.*, 2005; Jordan *et al.*, 2007). Este grupo, incluye asociaciones de facies de un ambiente distal caracterizado por depósitos de playa, evaporitas y arcillas lacustres (Formación San Pedro), las cuales se reconocen a lo largo de la Cordillera de la Sal, dentro del área de estudio, así como facies de abanicos aluviales (Formación Tambores), que se exhiben inmediatamente al norte en el área de San Pedro de Atacama. Los datos de proveniencia indican que este grupo corresponde a la erosión del Grupo Purilactis al oeste (Marinovic y Lahsen, 1984; Flint, 1987; Hartley *et al.*, 1992; Mpodozis *et al.*, 2000). Intercalaciones de ignimbritas encontradas hacia el techo del grupo permiten constreñir el techo de la secuencia en el Mioceno Inferior (Henríquez *et al.*, en rev).

La Formación San Pedro fue definida originalmente por Brüggen (1934 y 1942) en la quebrada Tambores y en la Cordillera de la Sal, en el área San Pedro de Atacama, como una secuencia continental formada por limolitas, areniscas, evaporitas, y conglomerados, con escasas intercalaciones de tufitas. En la Hoja Toconao (Ramírez & Gardeweg, 1982), la Formación San Pedro, está constituida por de areniscas y limolitas, con intercalaciones de sal y yeso, en coincidencia espacial con la unidad propuesta por Dingman (1963), en el cuadrángulo de Tulo, sin distinción de miembros.

En el área de San Pedro de Atacama, Travisany (1978) distinguió tres miembros para la Formación San Pedro, entre los sectores de San Bartolo, quebrada el Tunel y Pampa Vizcachita, de base a techo corresponden a: Palicaye, Río Grande y Abra Pampa, mismo esquema estratigráfico utilizado por Ramírez (1979). Posteriormente, Flint (1985) en el área de San Bartolo, distinguió 4 miembros, de base a techo: Palicaye, Artola, Cementerio y Río Salado, mientras que Wilkes (1990) al oeste y sur-oeste del pueblo de San Pedro de Atacama, donde la Formación San Pedro alcanza ca. 3000 m de espesor, distinguió 4 miembros, que de base a techo

corresponden a: Crisanta, Valle de la Luna, Cota 2567 y Quebrada Honda. Wilkes y Görler (1994), de acuerdo a la continuidad y semejanzas litológicas, correlacionaron los miembros Cementerio y Río Salado propuestos por Flint (1985) con el miembro Valle de la Luna interpretado por Wilkes (1990), y estos coinciden en su posición estratigráfica con el miembro Río Grande (Palicaye) de Travisany (1978).

De acuerdo al reciente trabajo de mapeo a escala 1:100.000 realizado en el área del Salar de Atacama y San Pedro de Atacama (Becerra et al., 2014; Henríquez et al., 2014) es posible distinguir 8 miembros para la Formación San Pedro, que son los usados como convención en este trabajo. Se distinguen así 4 miembros inferiores evaporíticos lacustres: Palicaye (OMsp1), Río Grande (OMsp2), Abrapampa (OMsp3) y La Sal (OMsp4) junto a 4 miembros superiores fluviales lacustres Paciencia (OMsp5), Pozo Bravo (OMsp6), Los Vientos (OMsp7) y Paciencia (OMsp8).

- **Miembro Palicaye (OMsp1):** Secuencias centimétricas de areniscas finas, limolitas y arcillolitas, ocasionalmente cementadas por halita, con estratificación planar, de colores pardo rojizo a anaranjado, con evaporitas estratificadas en capas centimétricas de halita y yeso. Se expone en la parte norte del área San Pedro, en el sector de San Bartolo, en las quebradas Abra Pampa y Agregano. Su base no está expuesta, y su espesor mínimo alcanza los 150 m. Dentro de esta unidad, domos salinos ocurren en la parte basal de este miembro, adyacente al sector de Alto San Bartolo, constituidos esencialmente por halita.

- **Miembro Río Grande (OMsp2):** Este miembro consta de capas centimétricas y métricas, de limolitas ferruginosas, areniscas finas, cementadas por sales, con estratificación planar, y evaporitas, esencialmente de cristales de halita, e incluye intercalaciones subordinadas de centimétricas a métricas de lutitas, tobas y conglomerados. en el área del paso Domingo Ramos, su geometría representa un domo salino elongado en dirección NNE (Domo Domingo Ramos), que extruye sobre los niveles medios y superiores de la Formación San Pedro (OMsp3, OMsp4, OMsp5 y OMsp6), relación que se reconoce en el extremo sur-oeste del domo salino. Por otra parte, este miembro OMsp2 aflora en el flanco occidental de la Cordillera de la Sal, en un pequeño anticlinal cerrado (Anticlinal de La Sal) y volcado hacia el oeste. En el sector de quebrada Gaínza, este miembro se compone de limolitas pardo a amarillo claro con intercalaciones de yeso y arenisca gruesa. En este sector, y al igual que en la quebrada Tambores, se intercala con conglomerados de la Formación Tambores y se cubre, en discordancia, por la Ignimbrita Sifón.

Dentro de este miembro se reconocen 3 unidades mapeables (OMsp2a, OMsp2b y OMsp2c) que fueron interpretadas como facies, entre los sectores de quebrada Tambores, San Bartolo y la Cordillera de la Sal (Henríquez et al., 2014). Esta distinción se debe a las diferencias litológicas, granulométricas, y al no presentar un definido orden estratigráfico.

- (a) Depósitos evaporíticos, constituidos principalmente de cristales de halita con bajo contenido detrítico, de arcillas y limos, con aparente estratificación, e intercalaciones centimétricas de areniscas y fangolitas, expuestas a lo largo de la Cordillera de la Sal, en particular como un núcleo de un domo de sal en el sector del Valle de la Luna, y se extiende hacia el sur, en el área de Salar de Atacama donde se exhibe como cristales de halita con detritos, de color gris claro a oscuro, cubiertos por una capa centimétrica clorurada. Estas facies incluyen a las secuencias de los miembros Crisanta y Cota 2567, según el sentido de Wilkes y Görler (1994), quienes la caracterizaron como capas pobremente definidas de cristales de halita con numerosas inclusiones fluidas.
  
- (b) Sucesión sedimentaria bien estratificada compuesta de limolitas, areniscas y arcillolitas de colores pardo rojizo a crema, con escasas intercalaciones subordinadas de lutitas, conglomerados y escasos niveles tobáceos, con oquedades y vetillas de sales, e importantes variaciones en los espesores. Estas facies se caracterizan por un contenido de evaporitas ya sea como cemento, niveles de sal y yeso o vetillas. Aflora en el sector de la Cordillera de la Sal y a lo largo del valle del río San Pedro, donde posee una potencia de 1.000 m. En el Valle de la Luna su potencia alcanza los 300 m formando un nivel guía dentro de las facies OMsp2(a). Al igual que OMsp2(c), estas facies se disponen en aparente concordancia bajo el Miembro Abra Pampa (OMsp3) relación que se reconoce en el valle del río San Pedro. Esta unidad incluye al miembro Valle de la Luna y parte del Miembro Quebrada Honda (Wilkes & Görler, 1994).
  
- (c) Gravas, conglomerados y areniscas gruesas de color gris a pardo rojizo que afloran en el sector de la quebrada El Túnel. Las gravas y los conglomerados, matriz soportados, se constituyen de clastos líticos de areniscas, andesitas y granitoides, de tamaño variable (ca. desde 5 mm a 27 cm), de color grises a oscuro, angulares a subredondeados, de mala selección, y con una matriz de arena arcillosa y cemento salino y yesífero. Su potencia

alcanza los 300 m. Estas facies fueron descritas dentro de la parte superior del Miembro Río Grande según el sentido de Travisany (1978).

- **Miembro Abrapampa (OMsp3):** Corresponde a una sucesión bien estratificada de limolitas y areniscas finas, cementadas por halita y yeso, con estratificación planar de color pardo rojizo con abundantes guías de yeso y sales, que se exhibe en el sector norte de la Cordillera de la Sal como también a lo largo del valle del río San Pedro, cercano a la quebrada El Túnel y en el valle del río Grande. En el sector de la Cordillera de la Sal esta unidad se dispone en un amplio sinclinal abierto (Sinclinal de la Sal) de rumbo NNE, cuya longitud de onda alcanza los 2.800 m, y que hacia al norte pasa a formar parte del núcleo de una anticlinal vergente hacia el NW (Anticlinal de la Paciencia).

- **Miembro La Sal (OMsp4):** Aflora en el borde occidental de la Cordillera de la Sal, en contacto tectónico con el relleno del Llano la Paciencia, y se encuentra en aparente conformidad con OMsp3 y con OMsp5 (?). Forma parte del núcleo del Anticlinal de la Paciencia, en el frente occidental de la Cordillera de la Sal, en el cual se aprecian una serie de despegues enraizados en esta unidad, de vergencia oeste (Becerra et al., 2014). Está constituido por halita de color marrón, con abundantes detritos, en forma de costras duras, rugosas y agudas, cuyas diferencias de relieve pueden alcanzar los 50 cm. Además, presenta intercalaciones métricas de agregados de yeso, débilmente consolidados, interdigitado con detritos, y areniscas medias con ciclos granodecrecientes en capas centimétricas.

- **Miembro Paciencia (OMsp5):** Esta unidad, aflora a lo largo de la Cordillera de la Sal, en el flanco oriental del Anticlinal de la Paciencia. En aparente concordancia sobre OMsp4, yacen 564 m aproximadamente de un conjunto de areniscas conglomerádicas, de color pardo oscuro a gris claro, dispuestas en capas centimétricas de 50 cm, que ocasionalmente presentan ciclos granodecrecientes y capas subordinadas de 10 cm de areniscas cuarcíferas, de grano medio, y de niveles rugosos de 1-2 cm, de limonitas con evaporitas con abundantes oquedades, y con estratificación planar. Además contiene lentes milimétricos de halita opaca e intercalaciones métricas de niveles yesíferos, en su parte superior (Becerra et al., 2014).

- **Miembro Pozo Bravo (OMsp6):** Similar a OMsp5, aflora extensamente en el flanco oriental del Anticlinal de la Paciencia. Está dispuesto en aparente concordancia sobre OMsp5, con espesores que promedian los 602 m. Corresponde a una secuencia de areniscas de grano fino y limonitas, de varios colores, desde pardo claro a marrón, cementadas fuertemente por sales, con cavidades de disolución, dispuestas en capas centimétricas, con lentes milimétricos de halitas y

yeso. En general, las capas de esta unidad son de textura rugosa, presentan estructuras de expansión y abundantes agregados de yeso fibroso en forma tabular; en la parte superior de esta unidad, se han observado abundantes estratos métricos de agregados esencialmente de yeso de color amarillo (Becerra et al., 2014).

- **Miembro Los Vientos (OMsp7):** En aparente conformidad sobre OMsp6, se dispone con rumbo N-NE en el flanco oriental del Anticlinal de la Paciencia, en capas que inclinan hacia el este, y que grada a un sinclinal y un anticlinal abiertos (Anticlinal Los Vientos y Sinclinal Los Vientos), de longitudes aproximadas de 2.700 m, en el flanco oriental de la Cordillera de la Sal. Corresponde al miembro más potente de la Formación San Pedro, con 1.098 m de espesor en los alrededores del pozo Toconao-1 (Becerra et al., 2014). Se define como una serie heterogénea, terrígena continental, conformada por una alternancia de areniscas cuarcíferas marrones a gris claro, de grano fino, dispuestas en capas centimétricas y métricas, y areniscas de grano medio y limonitas que muestran estructuras de paleocanales, cuyos colores varían entre rojo, gris y marrón, con lentes de halitas y detritos. En la continuación sur de este miembro, fuera del área de estudio, afloran capas de conglomerados que rellenan paleocanales, clasto y matriz soportados, de espesor métrico, con clastos oscuros redondeados a subangulosos, y de mala selección (2 a 10 cm), cuyos componentes litológicos esenciales corresponden a lavas y granitoides.

- **Miembro Capricornio (OMsp8):** Corresponde al miembro superior, con 400 m de espesor, y subyace en discordancia angular a la Formación Campamento (MsPlc), en el extremo sur de la Cordillera de la Sal. En este mismo lugar forma parte del flanco occidental del Anticlinal la Paciencia y de ambas vertientes del Sinclinal y Anticlinal Los Vientos. Está constituido por areniscas conglomerádicas pardo oscuras a rojas, que se presentan en capas de 30 cm, con estratificación planar y vetillas de yeso fibroso de 3 mm; estratos más finos terrígenos y evaporíticos en capas de 20 cm, constituidos por arcillas marrones y pardo claras fuertemente cementadas con yeso y halita, y paraconglomerados con clastos de halita opaca. Los estratos evaporíticos son más abundantes hacia la base, ya que en su porción superior solo aflorarían las arcillas.

La edad de la Formación San Pedro ha sido estimada a través de distintos métodos. Los niveles tobáceos incluidos en el miembro Palicaye han sido datados radiométricamente en  $28 \pm 6$  Ma (K-Ar en biotita, Travisany, 1979) y en  $24.9 \pm 1$  Ma (K-Ar en biotita, Marinovic & Lahsen, 1984) en el sector de Lomas Negras y a 8 km al oeste de San Pedro de Atacama respectivamente. Dataciones por el método U-Pb en circones detríticos, al norte del área de estudio, en los

miembros Río Grande y Palicaye, indican edades mínimas de  $18,9 \pm 0,2$  Ma y de  $37,7 \pm 1$  Ma respectivamente. Lo anterior sugiere un rango máximo para la depositación de estos miembros, entre el Eoceno Superior (Bartoniano) y Mioceno Inferior (Burdigaliano) (Henríquez et al., 2014). En el sector de San Pedro de Atacama, en la cercanía de la quebrada Cuta, la Formación San Pedro presenta una relación de engrane con la Formación Tambores, de edad Oligoceno-Mioceno (Henríquez et al., 2014; Flint, 1985; Flint et al., 1993). Además, es sobreyacida discordantemente por la ignimbrita Artola del Mioceno Medio a Tardío (Henríquez et al., 2014), relación que se reconoce en la quebrada el Tunel. En el área de la Cordillera de la Sal, la Formación San Pedro subyace en clara discordancia angular a las formaciones Campamento y Vilama, con edades entre el Mioceno Superior y Pleistoceno (Becerra et al., 2014). Estos antecedentes permiten estimar, principalmente, un rango del Oligoceno-Mioceno Inferior para la edad de la Formación San Pedro.

Con respecto al ambiente de depositación de la Formación San Pedro, las facies limosas y arenosas presentes en los distintos miembros, representan depósitos fluviales y aluviales de energía baja a media relacionados a ambientes de lagos salinos a secos adyacentes a salares a juzgar también por los fósiles de ambiente lacustre (*Charophytes*, gastrópodos y ostrácodos) en los alrededores de río Grande y San Bartolo (Wilkes & Görler, 1988). Las series evaporíticas y terrígenas finas reconocidas dentro del Miembro Río Grande, se interpretan como parte de ambientes de lagos evaporíticos tipo playa/sabhka y perenes, con canales fluviales de alimentación, y facies lacustres a fluviales de baja energía, como planicies de inundación, en condiciones áridas y en la porción continental a juzgar por el bajo contenido de bromo en la halita (Wilkes & Görler, 1994). Las gravas y conglomerados esencialmente dentro del Miembro Río Grande representan depósitos aluviales y fluviales de alta energía, relacionados a abanicos aluviales y paleo ríos. Estas facies en conjunto sugieren una cuenca endorreica con drenajes internos, en condiciones áridas y continentales, en condiciones similares a las observadas actualmente en el Salar de Atacama. Estas facies serían sincrónicas a una fase extensional a partir del Oligoceno a Mioceno inferior, que habría permitido la acumulación de espesores del orden de los  $6 \pm 1$  Km (Pananont et al., 2004; Jordan et al., 2007) en la Formación San Pedro.

### II.3 Tectónica de rocas salinas

Para poder estudiar los procesos de deformación en evaporitas, es necesario entender las propiedades que permiten el flujo dúctil en este tipo de litologías, sus particularidades y efectos. La tectónica de sal (halotectónicas o haloquinesis) es un área de la tectónica que comprende las nociones de movimiento (flujo) lateral y vertical de la sal, a través de estratos, o en forma de diapiros o estructuras tipo pillow.

Una vez superados los 100-200 mts de profundidad de enterramiento, las rocas salinas se vuelven virtualmente incompresibles, con valores de densidad en torno a los 2.2 gm/cc que se mantienen constantes hasta los 6-8 kms. Alcanzando profundidades equivalentes a facies esquistos verdes, la halita puede sufrir procesos de recrystalización y disolución, junto con una leve disminución en su densidad de acuerdo a expansión termal (Fig. II.2; Lewis & Holness, 1996). En contraste, la compactación y enterramiento en lutitas y litologías de mayor tamaño de grano deriva en una pérdida progresiva de porosidad, asociado a un aumento de densidad. Esto significa que la sal tiene una bouyancia positiva bajo enterramiento por litologías no-evaporíticas una vez superado el kilómetro de profundidad.

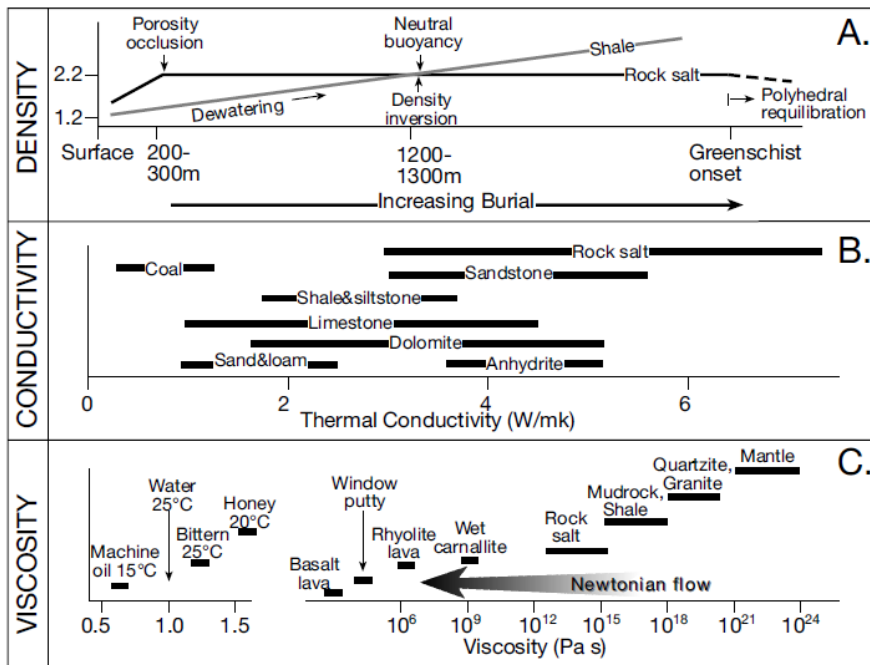


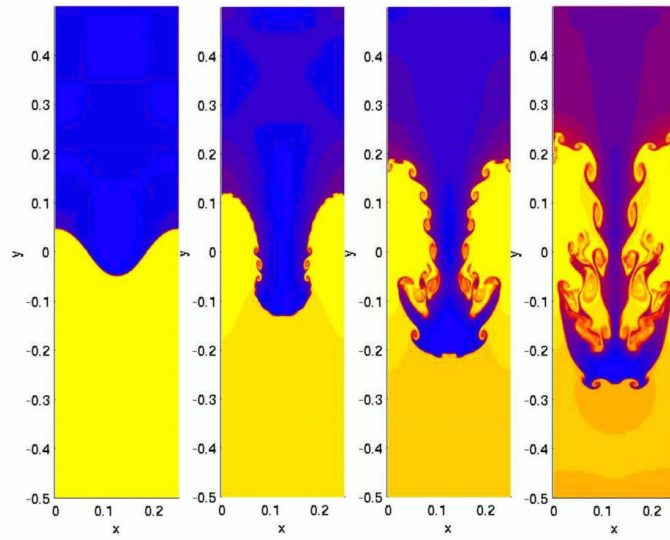
Figura II.2: Propiedades físicas de la sal en comparación a otras litologías. A) Densidad. B) Conductividad termal. C) Viscosidad. Modificado de Warren (2006).

Por otra parte, mediciones de laboratorio muestran que la viscosidad es un parámetro altamente dependiente de la temperatura, y en estos casos también de la influencia de otras litologías que puedan estar incluidas en las series evaporíticas, por ende los valores de viscosidad para distintas unidades puede variar de acuerdo al contexto geológico.

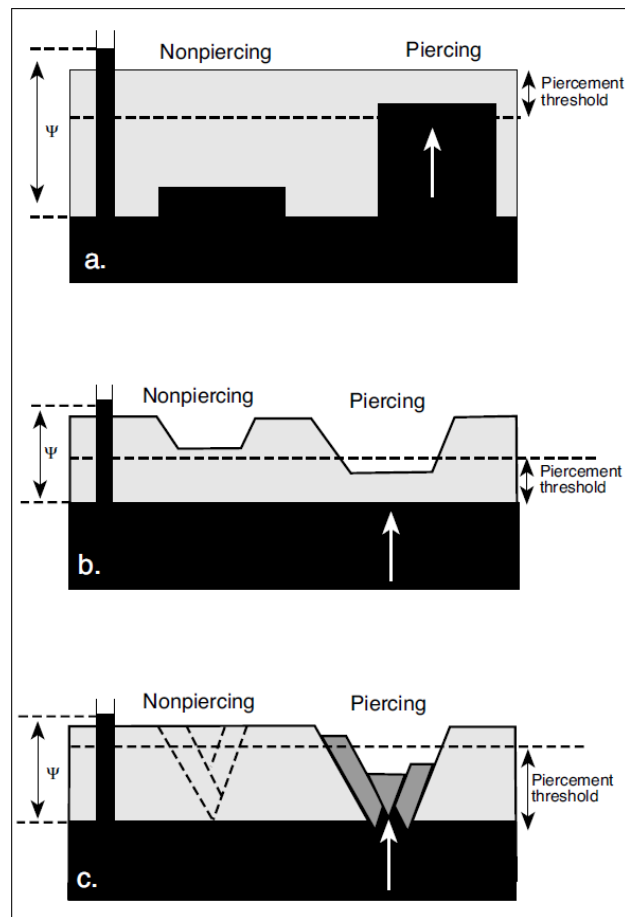
Dentro de los rangos de tiempo geológico, la sal seca de grano fino tiene el comportamiento de un fluido Newtoniano, y como cualquier fluido tiende a colapsar y esparcirse en superficie bajo esfuerzos de cizalle. Bajo la modelación tipo fluido viscoso, el diapirismo salino y su relación con la carga litostática puede ser relacionado con la inestabilidad de Raleygh Taylor, que es entendido como una inestabilidad producida en la interfaz entre 2 fluidos de distinta densidad, el equilibrio estable se pierde cuando, ante la influencia de perturbaciones la sistema, el fluido de menor densidad empuja o “intruye” al más denso (Fig II.3). Bajo este escenario, se entiende que el diapirismo salino puede ser gatillado por pequeñas irregularidades en la interfaz con respecto a las unidades sobreyacentes, derivadas en gran parte de los casos por la inversión de densidades, aunque este no es el gatillante principal del diapirismo salino (Warren, 2006), cobra importancia la consideración de los efectos de presión y temperatura en estos fenómenos.

Como cualquier capa de sedimento, un nivel evaporítico sufre presión bajo su propio peso, además del peso por sobrecarga, generando una carga hidráulica, altura piezométrica o “pressure head” ( $\Psi$ ). El proceso de perforación o “piercing” contra un nivel frágil ocurre cuando la altura piezométrica ( $\Psi$ ) ejercida por el fluido salino genera una fuerza de bouyancia que excede la fuerza de cohesión de los niveles sobreyacentes frágiles. El proceso de perforación por diapirismo depende entonces del volumen de sal disponible para fluir, la altura piezométrica, el espesor del “techo” o unidades sobreyacentes, el cual dependiendo el caso tiene un espesor mínimo o gatillo (“piercement treshold”) para generar la perforación (Fig II.4).





*Figura II.3: Modelación hidrodinámica de la inestabilidad de Raleygh Taylor. Modificado de Li & Li (2006).*



*Figura II.4: Condiciones para la perforación o piercement de un nivel salino (en oscuro) sobrecargado por un bloque rígido-frágil (en gris). Cuando la sobrecarga es de menor espesor que el gatillante o “piercement treshold”, la sal puede romper con el techo en condiciones no-extencionales (a.), o a través de bajos topográficos (b.), en el caso (c.) el techo es de un espesor tal que no permite el perforamiento, pero la extensión local permite disminuirlo. Modificado de Warren (2006).*

Además de los efectos de presión, variaciones en el gradiente termal pueden también incidir en el flujo de sal. Al igual que en el caso de enterramiento, esta litología también responde diferencialmente al calentamiento con respecto a los demás tipos de rocas. A profundidades en torno a los 5 km, y con un gradiente térmico de 30°C/Km, la halita sufre procesos de expansión 4 veces mayores que la contracción propia del enterramiento, gatillando un fenómeno de inversión de densidad termalmente inducida (Jackson & Talbot, 1994; Warren, 2006).

Existen dos factores principales que inhiben el flujo o diapirismo de un volumen salino. El primero está relacionado a oposición de los niveles sobreyacentes a ser deformados, a causa principalmente de su reología, compactación y presión de confinamiento. Techos sedimentarios de mayor espesor son por ende más difíciles de fracturar y perforar por un diapiro salino que los techos más delgados. Otro parámetro que se opone al flujo de volúmenes salinos es la fuerza de roce entre la periferia del diapiro y la roca de caja que lo aloja. Esta fuerza está ligada a la respuesta al cizalle de cada tipo de fluido, a la litología de la roca de caja, a parámetros asociados a las leyes del flujo donde las más importantes son el tamaño de grano y estrés diferencial (Van Keken et al., 1993); sin embargo, la resistencia a las fuerzas de cizalle afectarán en menor medida a grandes volúmenes de sal mientras que un nivel fino de sal puede virtualmente quedar inmovilizado por estas fuerzas de cizalle friccional, por ende el volumen de la sal al fluir es un factor primordial en oposición a las fuerzas que inhiben su movimiento (Warren, 2006).

De acuerdo a lo expresado anteriormente, el flujo de niveles salinos y diapirismo puede estar relacionado a extensión, compresión, actividad termal y guarda una relación con la estratigrafía de su techo, por ende la tectónica de sal está estrechamente ligada a la geología y tectónica regional de cada área de estudio. Se detalla a continuación la tectónica de sal en casos de compresión regional.

Las cuencas salinas sometidas a compresión o acortamiento tectónico son numerosas y se pueden asociar a 3 tipos de ambientes (Letouzey, 1995): Zonas de acortamiento local en áreas bajo pendiente en sistemas de plataformas, fajas plegadas y corridas de escama delgada y cuencas invertidas que involucran deformación de escama gruesa.

En ausencia de diapiros y estructuras preexistentes la sal actúa como nivel de despegue, sobre niveles finos de sal, los bloques conforman cabalgamientos y pliegues bivergentes, mientras que niveles gruesos de sal permiten la generación de pliegues por despegue de mayor amplitud (Hudec & Jackson, 2007. ver Fig. II.5). Diapiros pre existentes son preferentemente reactivados durante acortamiento por su baja competencia, estos cuerpos continúan su flujo o dan paso a cabalgamientos o pliegues con núcleo salino (Fig. II.5)

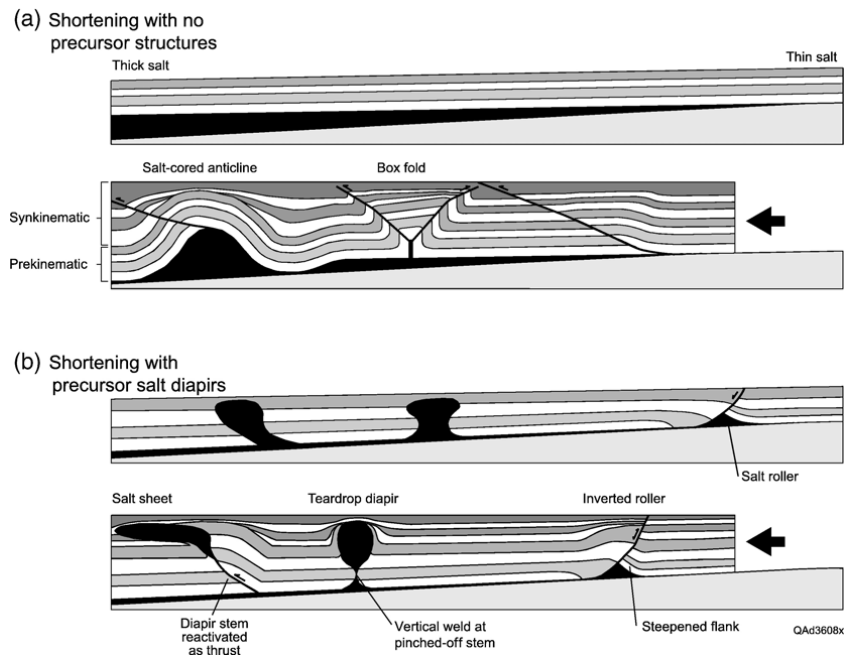
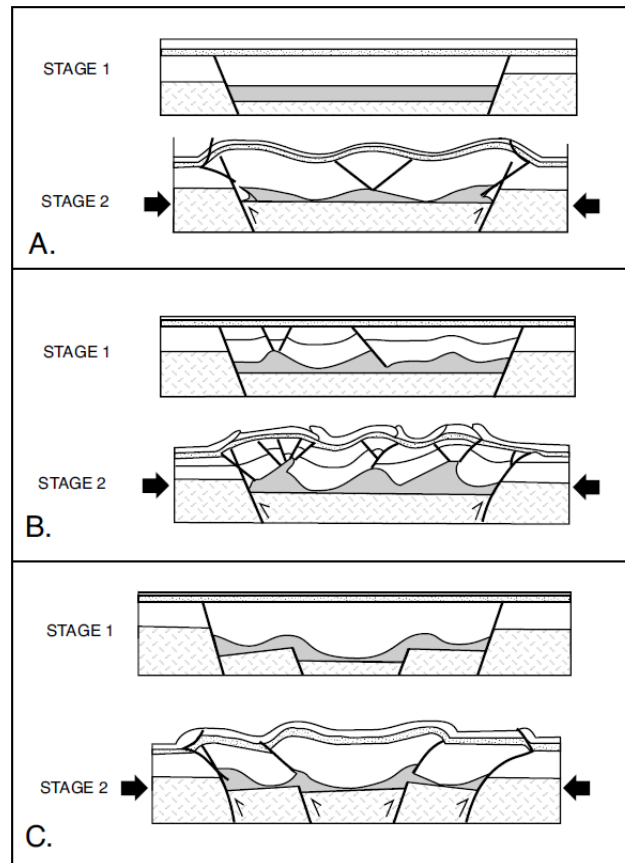


Figura II.5: Modelos esquemáticos de tectónica de sal durante acortamiento regional en casos en ausencia (a) y en presencia (b) de diapiros preexistentes. Modificado de Hudec & Jackson (2007).

En el contexto de cuencas invertidas que involucran deformación de basamento, es importante la relación entre la orientación de las estructuras heredadas de la extensión y la dirección del esfuerzo compresivo principal durante la inversión. Cuando los esfuerzos son mayormente ortogonales a las estructuras, la inversión es acomodada por plegamiento sobre los niveles salinos, en vez de deslizamiento y reactivación de las fallas extensionales (Letouzey et al., 1990). Nuevas fallas de bajo ángulo son generadas, enraizadas en los despegues salinos y típicamente situadas en las crestas de los bloques de basamento, transportando pasivamente los planos de las fallas extensionales antiguas. Si el esfuerzo compresivo es oblicuo a las estructuras extensionales, un componente de rumbo puede ser inducido en la deformación, llegando incluso a reactivar las fallas antiguas de alto ángulo, esta vez asociadas a movimientos transcurrentes. Además de los rasgos estructurales típicos de ambientes de inversión tectónica (pliegues tipo “arpón” o fallas tipo shortcut), los movimientos de rumbo también generan fallas sintéticas *en échelon* en los bloques colgantes de las fallas de basamento preexistentes (Fig. II.6; Letouzey et al., 1995). El proceso de desacople entre un bloque frágil-rígido y un nivel salino subyacente que opera como despegue durante compresión genera una serie de asociaciones:

- Plegamiento es más común que cabalgamiento de bloques.
- Pliegues y cabalgamientos carecen de una vergencia regional consistente, estructuras tipo *pop up* y retrocorrimientos como expresiones comunes.
- El acortamiento ocurre en fallas de bajo ángulo, lo que se traduce en fajas plegadas y corridas muy amplias.
- Complejos patrones de deformación 3D en los límites del sustrato salino.



*Figura II.6: Evolución estructural de la inversión tectónica de una sistema de graben con participación de basamento, la cual varía de acuerdo a estructuras heredadas de la fase extensional en la cuenca (niveles salinos en gris). A) Pliegues y fallas tipo short cut desarrolladas en las capas sobre las fallas de basamento. Los planos axiales de las estructuras extensionales son ortogonales al esfuerzo compresivo. B) Pliegues y cabalgamientos localizados en las estructuras salinas preexistentes. C) Cabalgamientos y pliegues localizados en las estructuras de basamento. Modificado de Letouzey et al. (1995) y Warren (2006).*

### **III. Structure of the Cordillera de la Sal: A key tectonic element for the Oligocene-Neogene evolution of the Salar de Atacama basin, Central Andes of Northern Chile.**

Juan Rubilar<sup>1</sup>, Juan Becerra<sup>1</sup> and César Arriagada<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

#### **III.1 Abstract**

The Salar de Atacama basin is the main topographic low of the Preandean Depression of the Central Andes of Northern Chile; however, although numerous studies have been carried out the origin of such as depression is still matter of debate. The integration of seismic reflection and surface structural data along the basin allows constrain the Oligocene and Neogene tectonic activity of the Salar de Atacama. A key element to unravel the Neogene to recent history of the basin is found along the Cordillera de la Sal which comprises more than 3.000 m of continental sedimentary succession assigned to the San Pedro Formation. Detailed analysis of the seismic information shows that large depocenters involving distal alluvial facies and evaporitic members of the San Pedro Formation were accumulated in close relation with Oligocene extension. Extension was controlled by a first order normal fault located along the western flank of the Atacama basin, which appears as a key structural feature of the internal architecture of the Salar de Atacama. The rise of the Cordillera de la Sal ridge involved compression and sinistral strike slip in its south domain, in combination with salt diapirism in its north domain, this transition is related to a change in the depth of the detachment level from 4000 to 6000 m from south to north, this detachment is mainly associated with the evaporitic lower members of the San Pedro Formation. The Neogene tectonic inversion in the Salar de Atacama can be correlated to the

Quechua and Diaguita tectonic phases described in the Puna-Altiplano and Eastern Cordillera in Miocene and Pliocene times. Our results show that the current relief of the Salar de Atacama basin is mainly due to Oligocene extension and the subsequent Neogene tectonic inversion.

**Keywords:** Salar de atacama, Cordillera de la sal, San Pedro Formation, salt tectonics, inversión tectonics, Neogene.

### **III.2 Introduction**

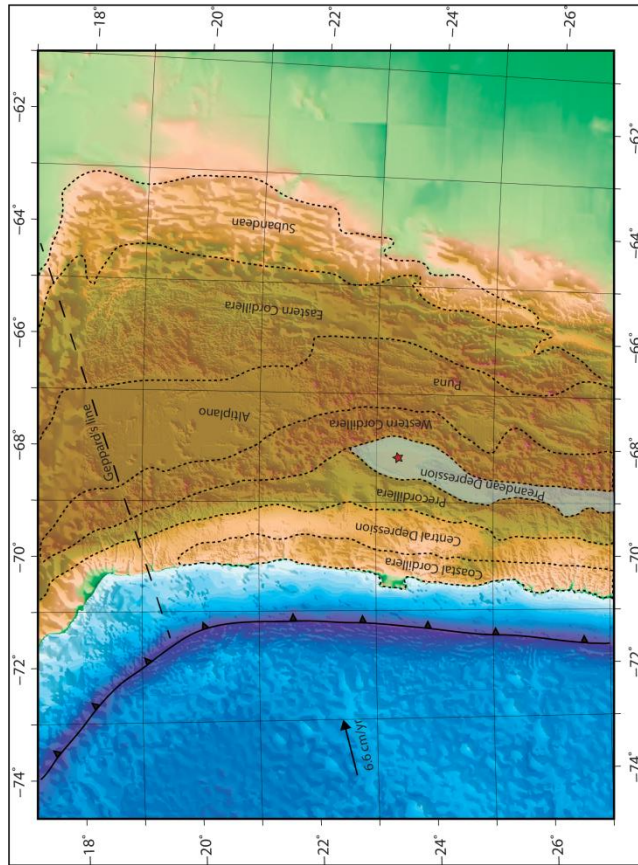
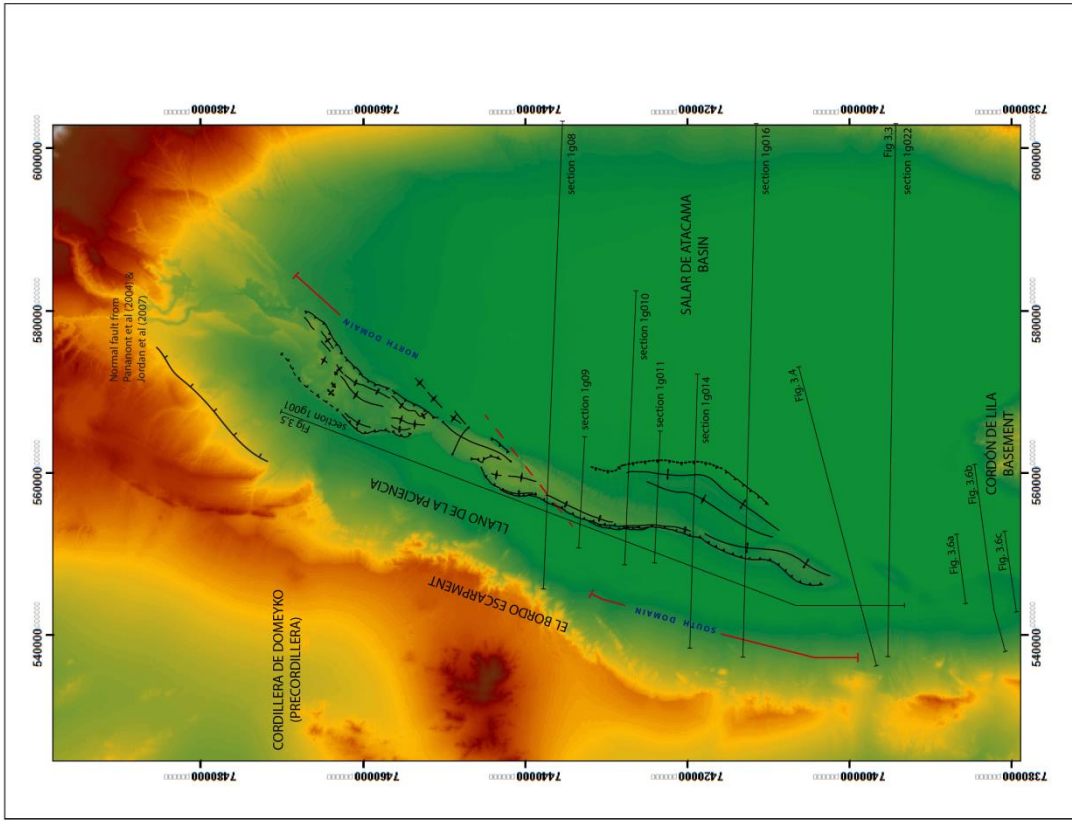
The Salar de Atacama basin is located along the driest region on Earth, the Atacama desert, within the Central Andes of northern Chile and represent one of the best examples of salt tectonics occurring in collision zones (*sensu* Hudec & Jakson, 2007). Crustal thickening, tectonic shortening and magmatism have occurred in this region due to the almost uninterrupted subduction of the oceanic Nazca plate beneath continental South America plate at least since Jurassic times (Isacks, 1988). In this plate boundary near-orthogonal convergence is registered at a rate of 50–150 mm/yr since ca. 50 Ma (Somoza, 1998; Pardo-Casas and Molnar, 1987). Neogene shortening has concentrated mostly in the back-arc region (Baby et al., 1997; Arriagada et al., 2008, and references therein); although there is evidence of moderate active tectonics in the forearc of the Central Andes (Farías et al., 2005; García & Hérail, 2005; Riquelme et al., 2003; Tibaldi et al., 2009).

The Salar de Atacama basin is the largest and widest topographic low of the Preandean Depression, a roughly N-S trending array of basins and depressions located in the forearc between 22° and 27° S, flanked to the east by the current volcanic arc (Western Cordillera) and to the west by the Cordillera de Domeyko (Chilean Precordillera) (Fig. III.1a). Many of these basins

are internally drained (endorheic) as a consequence of tectonics and arid climate (Chong Díaz, 1988; Reutter et al., 2006).

In spite of the numerous models that explain the geologic evolution of the Salar de Atacama (Flint et al., 1993; Wilkes & Görler, 1994; Muñoz et al., 2002; Pananont et al., 2004; Arriagada et al., 2006; Jordan et al., 2007; among others), the internal structure of the basin is still poorly constrained. Several studies have been focused in the Cretaceous-Tertiary tectonic evolution of this part of the Andes, however, the origin of the Cordillera de la Sal, a still-tectonically-active Salt range (Wilkes & Görler, 1994) and its relation to the evolution of the Atacama basin is poorly constrained. The Cordillera de la Sal, reaching 200 meters above the western side of the Salar de Atacama (Fig. III.1b and III.2) represents a large structural high exposing a notable *en echelon* array. Here we analyze the internal structure of the Oligocene-Neogene deposits forming the Cordillera de la Sal based on seismic reflection and surface data. A 3D model of the region has been produced in order to better constrain the structural evolution of the Atacama basin.





*Figure III.1: A) Elevation model of the Central Andes between 18° and 26°S showing the main morphostructural units, with emphasis on the Preandean Depression and the study area (red star). B) Elevation model of the Salar de Atacama basin, showing the structural mapping of the Cordillera de la Sal and the location of the structural cross sections and interpreted seismic reflection data.*

### **III.3 Geological Framework**

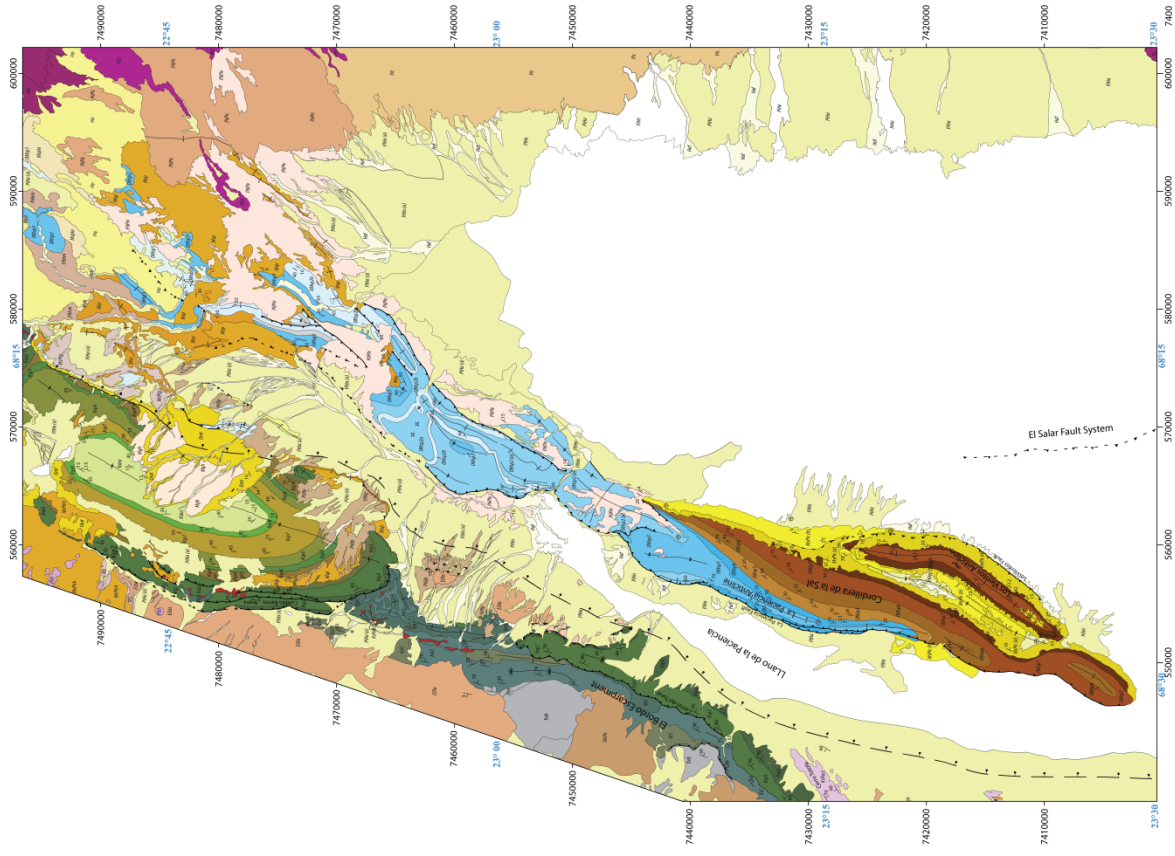
The Salar de Atacama basin is located in the present-day Andean forearc of northern Chile at 23°-24° S, but during the Cretaceous and Paleogene times it developed in a backarc position. The basin is 150 km long and 80 km wide, at a minimum altitude of about 2300 m/a.s.l. The main morphostructural units in the Salar de Atacama area are, from west to east, the Cordillera de Domeyko, El Bordo Escarpment, Llano de la Paciencia, the Cordillera de la Sal, and the active Salar (salt pan) de Atacama (*sensu* Ramírez & Gardeweg, 1982; Mpodozis et al., 2005. Fig. III.1b and III.2). The Cordillera de Domeyko is formed by Late Carboniferous to Tertiary rocks and its structure consists of several doubly-vergent high angle N-S-trending faults (Muñoz et al., 2002; Mpodozis et al., 2005). The Domeyko range went through a major period of uplift and erosion in middle Eocene times, probably as a result of the Incaic tectonic phase (Ramírez & Gardeweg, 1982; Charrier & Reutter, 1994; Maksaev & Zentilli, 1999). The eastern border of the Cordillera de Domeyko coincides with El Bordo Escarpment, a topographic scarp 900 m high and 120 km long developed along the western margin of the Atacama basin, with a well-exposed, thick succession of Cretaceous to Miocene deposits (Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006). East of the scarp the Cordillera de la Sal rises forming a morphologic division between the Salar de Atacama salt pan to the east and the Llano de la Paciencia to the west, which is a narrow sub-basin 80 km long and 9 km wide, containing Quaternary alluvial fans (Jolley et al., 1990). The Cordillera de la Sal is composed by evaporites and terrigenous

Oligocene-Miocene rocks of the San Pedro Formation, unconformably overlain by the upper Miocene-Pleistocene Campamento Formation and the Pliocene-Pleistocene Vilama Formation, in the Southern and Northern Cordillera de la Sal respectively. These Neogene units include several series of sedimentary evaporitic and terrigenous-siliciclastic rocks respectively (Fig. III.2). The San Pedro Formation is part of the Paciencia Group, defined by Flint (1985) as a continental sedimentary succession of ca. 2 km of thickness, which is exposed from the area of San Bartolo until the southern end of the Cordillera de la Sal. This group is also constituted by the Tambores Formation, formed up by gravels and conglomerates poorly lithified exposed along the Quebrada Tambores (Ramírez & Gardeweg, 1984; Mpodozis *et al.* 2005). The alluvial facies of the Tambores Formation well exposed in the western side of the Atacama basin interfinger with the evaporites of the San Pedro Formation mainly outcropping in the center of the basin (Wilkes & Görler, 1988).

According to the nature of the structures within, the Cordillera de la Sal can be subdivided in two domains (Fig. III.1b). Southern domain is characterized by extensive array of anticlinal and synclinal folds. Transversely, this system varies geometrically from an overturned fold (eg, La Paciencia anticline), at the western end, and a slightly symmetric open fold at the eastern end of the Cordillera de la Sal (eg, Los Vientos anticline). The Los Vientos anticline, in both east and west, limbs exposes the upper terrigenous members of San Pedro Formation unconformably overlain by the Campamento Formation, while the La Paciencia anticline exposes lower evaporitic members of the San Pedro Formation acting as a salt core, and a back limb to the east that exposes the overlying members, the upper contact with the Campamento Formation is also unconformably. Both flanks of the Cordillera de la Sal in its southern domain are flanked by inverse faults, La Paciencia fault to the west and Los Vientos fault to the east.

The North domain begins with the transfer of the La Paciencia anticline from south, to an arrangement comprising: a west-overtured anticline, an open and symmetrical syncline involving lower evaporitic members of the San Pedro Formation; and a salt dome 10 km long and 4 km wide elongated in a NE direction, whose internal structure corresponds to a complex arrangement of folds hosted in the basal series of the San Pedro Formation. North of the structures described above, a series of anticlinal and synclinal folds compose a dome of similar dimensions to that described above. This notorious contrast in structural styles through the range was previously explained through models that involve deformation in a transpressive regime (Macellari et al., 1991; Wilkes & Görler, 1994), and the northern thickening of the evaporitic members of the San Pedro Formation (Muñoz et al., 2000). The deformation observed on the Cordillera de la Sal has been explained by models that propose a link to the thick-skinned structures of the Cordillera de Domeyko (Jolley et al., 1990; Muñoz et al., 2000).

# GEOLOGICAL MAP OF THE SALAR DE ATACAMA BASIN



## LEGEND

Depósitos aluviales del Salar de Atacama	Depósitos aluviales y fanalares recientes	Depósitos Aluviales	Fanalería Helada	Concretiones	Wollastonite Gneiss	Upper Alborne-Fanalería Helada deposits	DMF	San Pedro Formation	Bambas Formation	Lineament	Observed fault	Inferred/Covered fault	Normal fault	Inverse fault	Covered inverse fault	Strike slip fault	Anticline fold	Syncline fold	Saline dome or diapir	Strike and dip	Horizontal strata
Hr	PHu	PHv	FMHv	MGPK	MJh	MPa	DMF	EDu	EDu	Lineament	Observed fault	Inferred/Covered fault	Normal fault	Inverse fault	Covered inverse fault	Strike slip fault	Anticline fold	Syncline fold	Saline dome or diapir	Strike and dip	Horizontal strata
PHu	PHv	PHv	FMHv	MGPK	MJh	MPa	DMF	EDu	EDu	Lineament	Observed fault	Inferred/Covered fault	Normal fault	Inverse fault	Covered inverse fault	Strike slip fault	Anticline fold	Syncline fold	Saline dome or diapir	Strike and dip	Horizontal strata
PHu	PHv	PHv	FMHv	MGPK	MJh	MPa	DMF	EDu	EDu	Lineament	Observed fault	Inferred/Covered fault	Normal fault	Inverse fault	Covered inverse fault	Strike slip fault	Anticline fold	Syncline fold	Saline dome or diapir	Strike and dip	Horizontal strata

SCALE 1:100,000

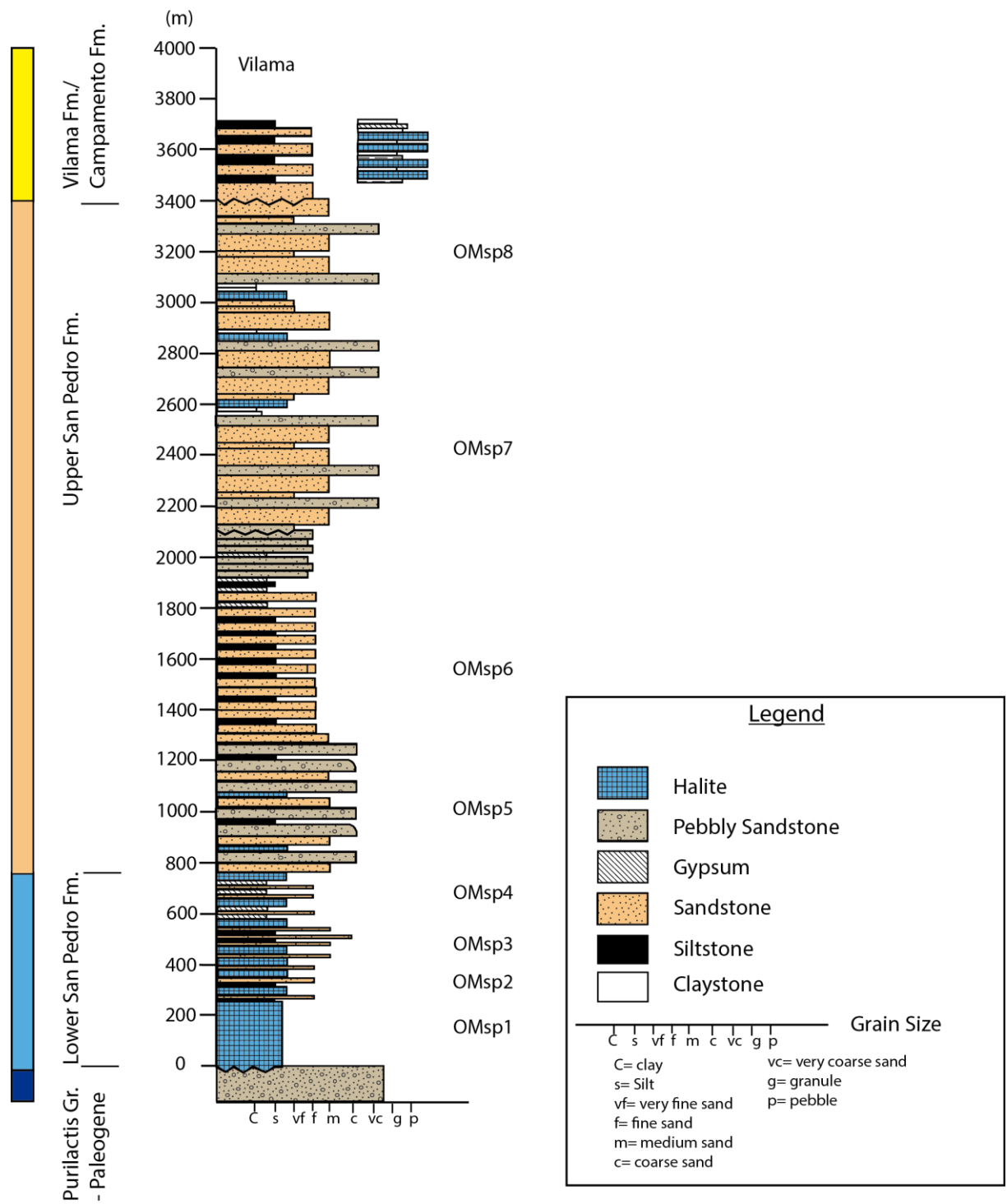


Figure III.2: Geological map of the Salar de Atacama basin and stratigraphy of the Cordillera de la Sal area.

## **III.4 Data base and methods**

### **III.4.1 3D structural modeling of the Cordillera de la Sal**

We studied the internal architecture and stratigraphy of the Cordillera de la Sal based on detailed geological mapping (1:100.000), seismic reflection data and previous structural studies (Muñoz et al., 2002; Pananont et al., 2004; Arriagada et al., 2006; Jordan et al., 2007). We constructed our model with the 3D-modelling software 3D-Move (© Midland Valley Exploration Ltd) by creating structural surfaces which represent key stratigraphic horizons like the top or bottom of members of the San Pedro, Campamento and Vilama Formations. To better constrain the 3D model, seven cross sections were constructed through the Southern Domain of the Cordillera de la Sal (see Fig. III.1b for location). Main structural features as faults and detachment levels well shown in seismic information were key elements to create the 2D sections. Finally, to build the three-dimensional surfaces, lines from each cross section were collected and linked together using de “Spline” interpolation algorithm of the 3D-Move software.

### **III.4.2 Retrodeformation algorithm: Fault Parallel Flow**

The retrodeformation method used in this work points to restore the slip through the main faults that rise up the Cordillera de la Sal range, allowing the validation of our structural interpretations from geological and seismic data. The fault parallel flow restoration algorithm models hanging wall deformation in response to the movement through the fault and its geometry, this deformation is accommodated by fault-parallel shear of the beds over a fault surface (Kane et al., 1997). One of the most important advantages of this 3D restoration algorithm is that allows trans-tensional, trans-presional or entirely strike slip movements to be modeled (Egan et al., 1999), so that the kinematics of the main thrusting events in the Cordillera

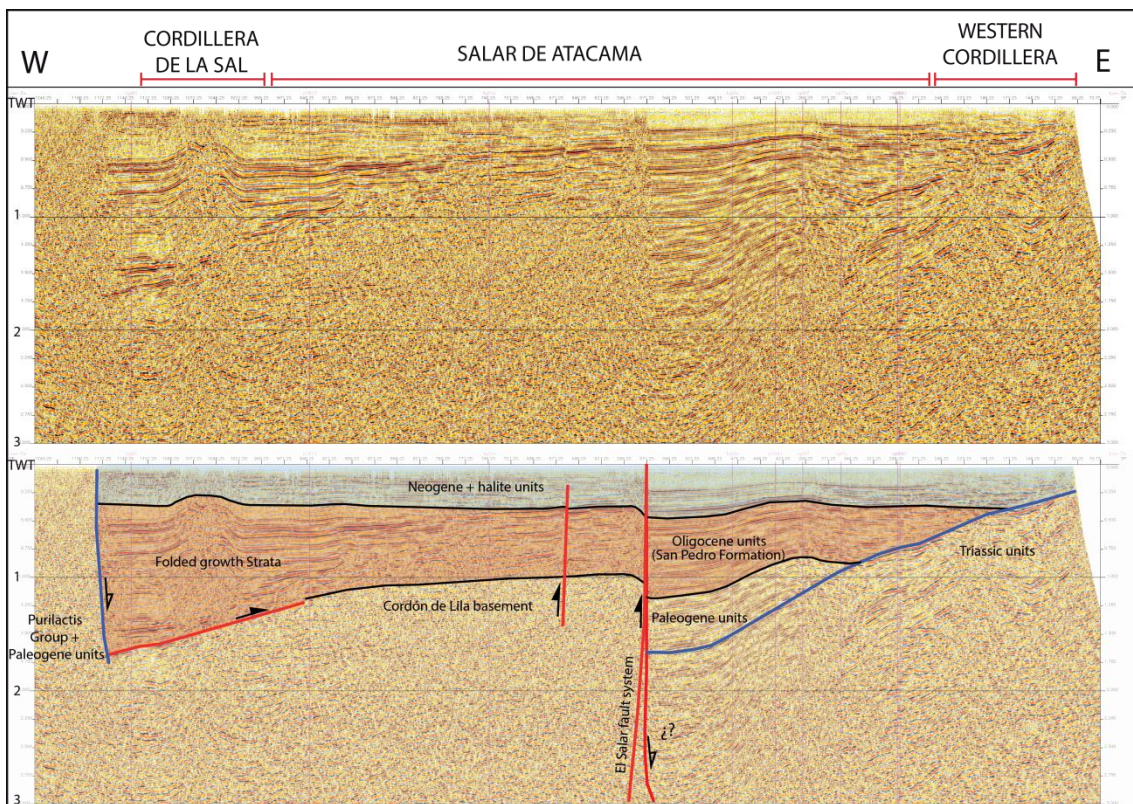
de la Sal can be better constrained. In this case we performed the restoration of the Los Vientos anticline because of the symmetry in both limbs and the absence of diapirism or another mechanisms that lead to over or underestimate the slip through the fault, while the elongated geometry of La Paciencia diapir-core suggests a hybrid behavior between folding and extrusion of evaporite levels and response to compression mechanisms.

## **III.5 Results**

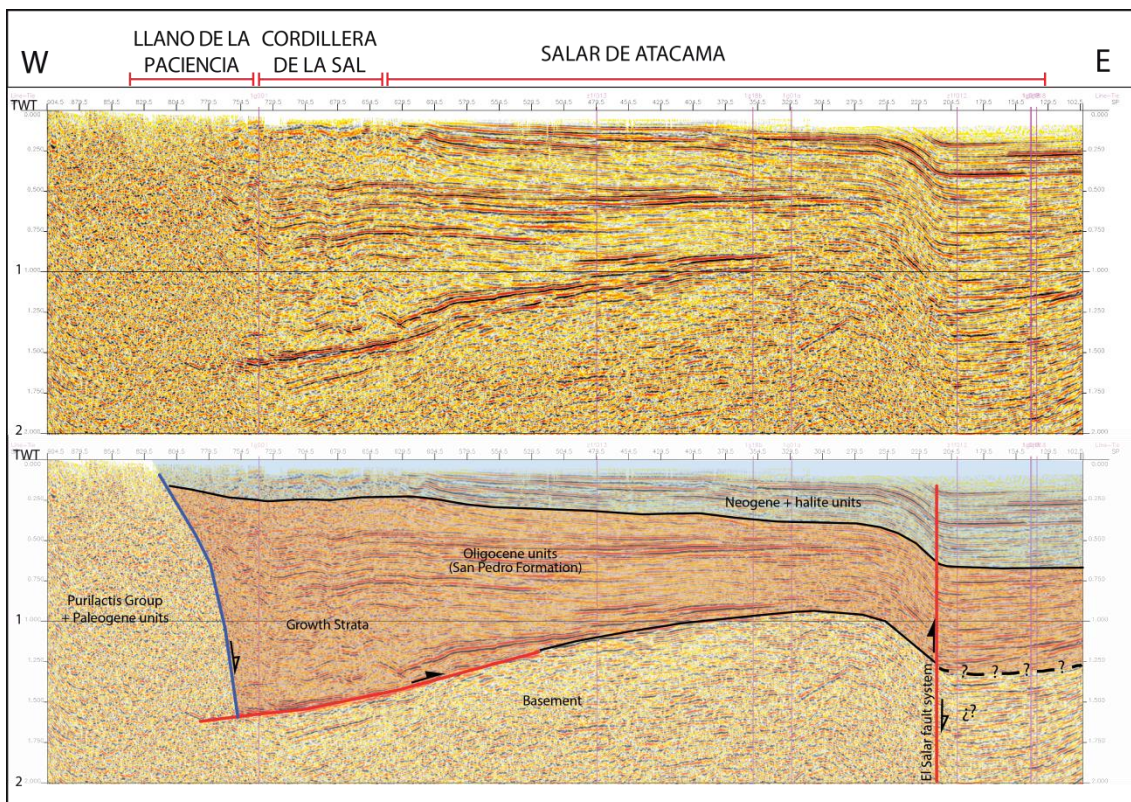
### **III.5.1 Extension and inversion structures**

Several authors have proposed that extension or transtension occurred in the Salar de Atacama during the Oligocene (Flint et al., 1993; Pananont et al., 2004; Jordan et al., 2007). Pananont et al. (2004) shown up to 5 km slip of normal faulting controlled the accumulation of the San Pedro Formation in the northwestern part of the Salar de Atacama, acting as a boundary of the basin during the Oligocene (see Fig. 7 in Jordan et al., 2007). In the southern part of the Cordillera de la Sal, evidence of syntectonic accumulation can be found along a 3 km slip measured at depth on a normal fault. The syn-extensional growth strata are well correlated with the San Pedro Formation, while the thickness increases to the west and to the north of the basin (Fig. III.3, III.4 and III.5). Probably the normal fault recognized by Pananont et al. (2004) is part of the same fault system that we have found in the southern Atacama basin, which implies that the western border of the basin was controlled by a major extensional border during the Oligocene.





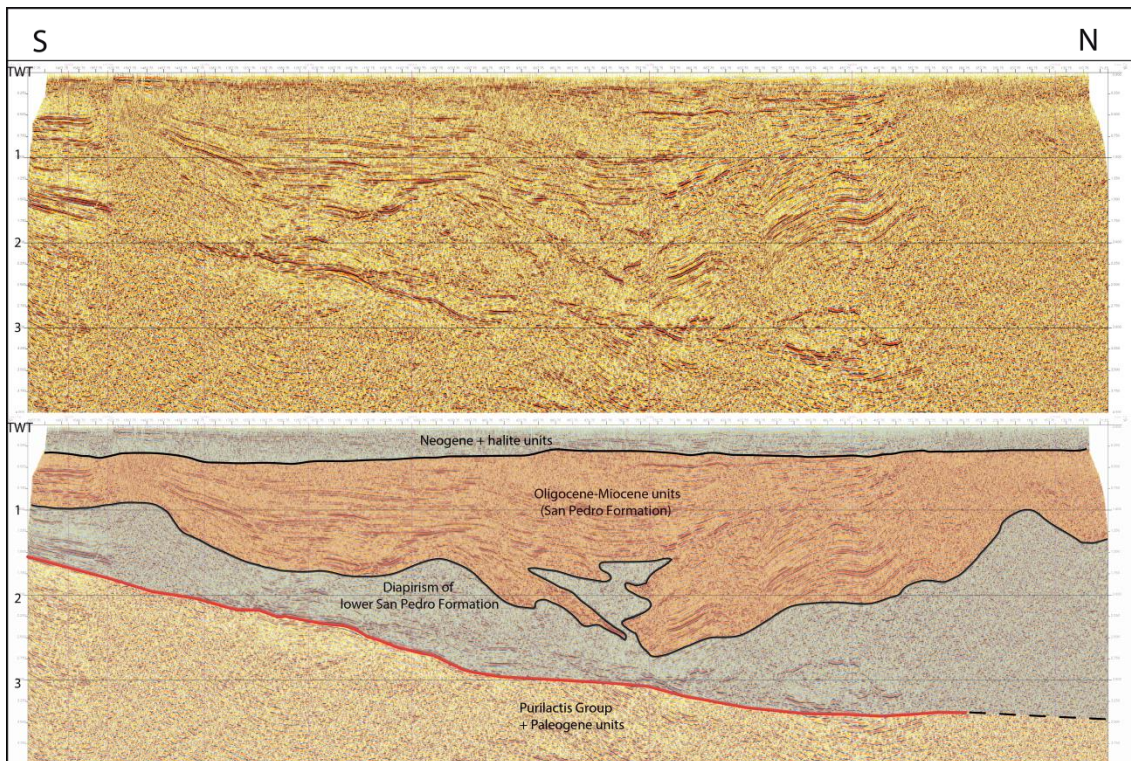
*Figure III.3: Seismic section from southern Salar de Atacama basin (see Fig. III.1b for location). Synextensional Oligocene units grow towards the west and show subsequent folding above a main detachment in the Cordillera de la Sal area, eastward they onlap on the Triassic units.*



*Figure III.4: Seismic section from southern Salar de Atacama basin (see Fig. III.1b for location). Synextensional Oligocene units grow towards the west.*

Compression took place in the Salar de Atacama during middle to upper Miocene (Wilkes & Görler, 1994; Pananont et al., 2004; Reutter et al., 2006; Jordan et al., 2007). Shortening was mostly accommodated in the Cordillera de la Sal, raising the ridge in different styles from south to north as described above; much of this inversion was accommodated by salt-cored folding and diapirism rather than slip along the former extensional faults (Fig. III.7), this is in agreement with the salt-related deformation models from Letouzey et al. (1995). In the southernmost Cordillera de la Sal, west of the Cordon de Lila, it is possible to visualize from seismic data examples of folding and diapirism as those seen on the surface in the area of the Cordillera de la Sal (Fig. III.6a, III.6b and III.6c). From seismic data and the 3D model it is possible to visualize a main

west dipping detachment at 4000 m (1-2 s TWT) depth in southern Cordillera de la Sal (Fig III.3, III.4, III.7 and III.8), allowing the idea of a main vergence towards the east for the Cordillera de la Sal ridge (Muñoz et al., 2002; Reutter et al., 2006). Although the La Paciencia anticline shows a clear sense of transport to the west, the tendency to form pop up structures induced by a symmetric stress system is a common feature in salt tectonics (Letouzey et al., 1995). Diapirism in the northern Cordillera de la Sal occurred between 17 and 10 Ma (Pananont et al., 2004).



*Figure III.5: Seismic section across the Llano de la Paciencia (see Fig 3.1b for location). The main detachment level of the Cordillera de la Sal shows a deepening from 1-2 sec to more than 3 sec (TWT) towards the north. Lower San Pedro Formation salt diapirs fold the upper members during Neogene compression.*

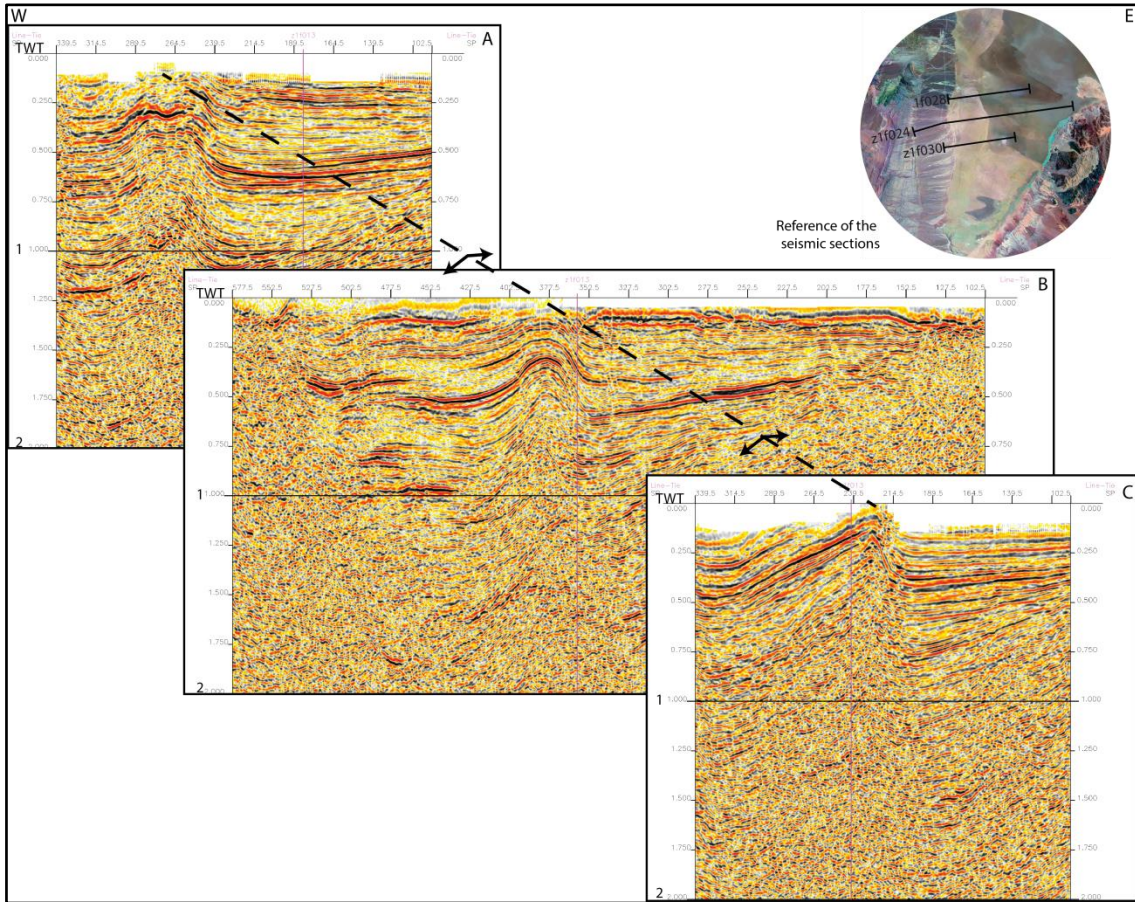
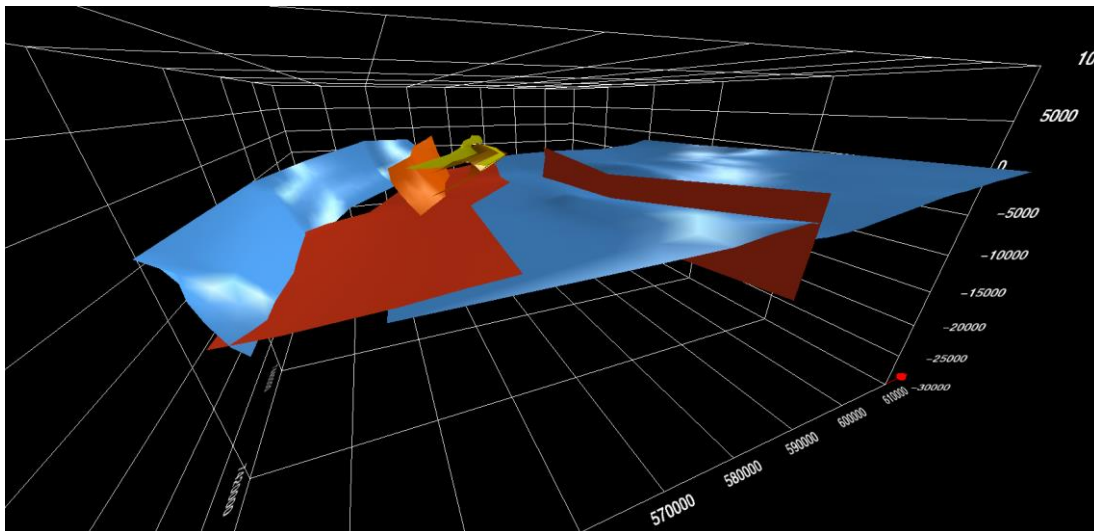


Figure III.6: Unmapped seismic sections 1f028 (A), z1f024 (B) and z1f030 (C) from the Southernmost Salar de Atacama basin (see Fig. 3.1b and reference within the figure for location) showing folding and diapirism geometries.



*Figure III.7: Structural sections performed from the Cordillera de la Sal (see Fig 1.b for location).*

Pliocene-Holocene compression in the Salar de Atacama is expressed in abundant structures within Pliocene to Pleistocene ignimbrites, alluvial and coluvial deposits in the margins of the Salar de Atacama (Reutter et al., 2006; Becerra et al., *en prep*). Expressions of recent tectonics are also revealed in seismic sections through the basin, first order structures like the Salar fault system shows compressive to transpressional movements, uplifting the western Salar de Atacama block.



*Figure III.8: Perspective view (to the north) of the 3D model of the Salar de Atacama main structures and the Los Vientos anticline from Southern Cordillera de la Sal.*

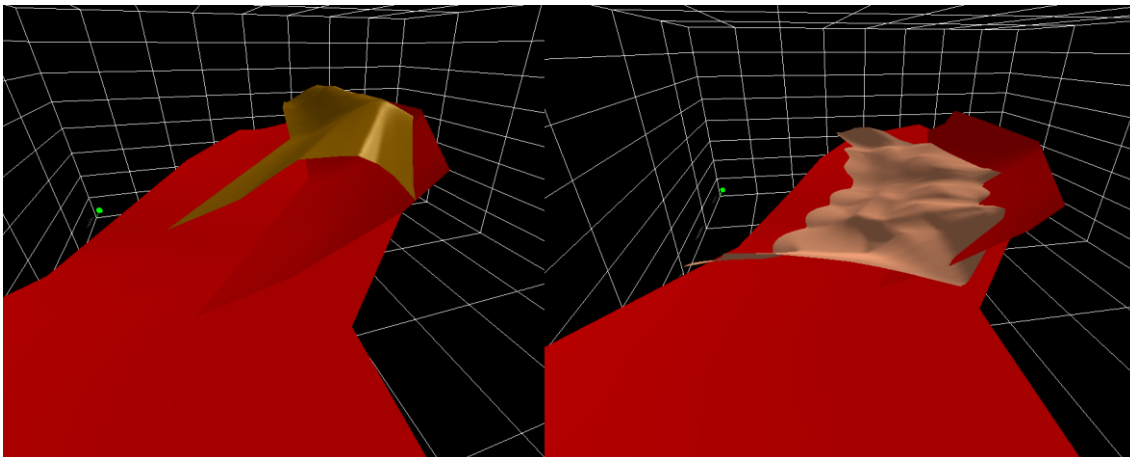
### **III.5.2 3D restoration of the Los Vientos anticline**

3D restoration parameters of the Los Vientos anticline through the Fault parallel flow can be seen in Table 1. Restoration of Los Vientos Anticline to a horizontal plane equivalent to the footwall east of the range was successfully performed (Fig. III.9). Our results suggest that the

tectonic inversion in the Salar de Atacama and the rise of the Cordillera de la Sal involved sinistral transpression; this could be controlled by the orientation of the pre-existing normal fault planes in relation with the regional stress field during compression (Letouzey et al., 1990).

Structure	Transport Plane		Slip (m)	Shear
	Azimuth	Dip		
Los Vientos Anticline	95	15°N	1000	35°

*Table 1: Parameters of restoration of the Los Vientos anticline, including slip above de Los Vientos fault, the shear during compression and the geometry of the Transport Plane.*



*Figure III.9: 3D restoration of Los Vientos anticline, parameters of this retrodeformation are given in Table 1.*

## **III.6 Discussion**

### **III.6.1 Internal architecture of the Salar de Atacama basin**

Based in our seismic data interpretations, we propose that the first order normal fault that controls the Oligocene extension in the Salar de Atacama is also the main western border of the basin in subsurface (Fig. III.7 and III.8), the relationship basin fill-basement is in contrast with the eastern border where the Tertiary units were deposited in onlap geometry over the Triassic

volcanic Cas and Peine Formations (Fig. III.3 and III.4; see also Jordan et al., 2007), this fault along with the geometry of the basement gives the idea of a hemigraben structure during the Oligocene extension event, this explain the sedimentary wedge of the basin fill in the western border of the basin and the onlap geometry in its eastern border. Another key structure of the Salar de Atacama, El Salar fault system, may have acted as a normal fault previously, separating two depocenters in the basin (Fig. III.3 and III.4). The main detachment of the Cordillera de la Sal is another of the principal structures of the basin because of the association of the depth of this structure and the development of the domains in the ridge.

### **III.6.2 Controls on the structural styles of the Cordillera de la Sal**

The transition from the Southern Domain to the Northern Domain of the Cordillera de la Sal coincides with the deepening of the main detachment level described above; this feature can be followed through the Llano de la Paciencia and Cordillera de la Sal in seismic sections from southern to northern Cordillera de la Sal, reaching depths from 4000 m to 6000 m (1-2 to more than 3 sec TWT), respectively (Fig. III.5 and Fig. III.7). This detachment is associated with evaporitic levels of the Purilactis Group and Paleocene Naranja Formation on its South Domain (Muñoz et al., 2000; Arriagada et al., 2006), and with the Oligocene lower San Pedro Formation to the North (Muñoz et al., 2002), this feature also coincides with the increasing thickness of the Oligocene deposits to the north (Wilkes & Görler et al., 1994; Muñoz et al., 2000; Muñoz et al., 2002; Pananont et al., 2004; Jordan et al., 2007). These antecedents validate the idea that the Neogene deformation is controlled by the mechanical stratigraphy of the basin fill (Muñoz et al., 2000; Muñoz et al., 2002), as also occurs in other thrust fronts like de Pyrenean and the Carpathian belts (Krzywiec & Vergés, 2007).



Regarding the 3D restoration of the Los Vientos Anticline, our results show that the *en echelon* geometry of the Cordillera de la Sal, especially in its South Domain, respond that the ridge was raised under a sinistral transpressive stress field, otherwise it is possible to think in the contribution of the large tectonics rotations occurred in the area specially during the incaic phase (Arriagada et al., 2000; Arriagada et al., 2006), paleomagnetic data show that the San Pedro Formation would not register tectonic rotations of any kind (Gomez et al., en prep) so it is possible to discount the effect of tectonic rotations in the geometry of the Cordillera de la Sal.

### **III.6.3 Oligocene-Neogene tectonics in the Central Andes**

In northern Chile, after the Incaic phase, tectonic activity in the Andean forearc shows notorious along strike variations from north to south. In northernmost Chile (18°-21°S), a west-vergent fault-propagation fold system is developed along the Precordillera related to contractional strain since Late Oligocene times to 7-8 Ma (García & Hérail, 2005; Farías et al., 2005), followed by an active tectonic system indicating Plio-Quaternary strike slip motion (Farías et al., 2005). This is in contrast with the tectonic events described here in our study area for this period, but the presence of the Salar de Atacama in the Central Andes forearc is in agreement with the development of the Preandean Depression, a morphostructural feature not present north of 22°S, there before the development of these two regions may and should differ. South of the Salar de Atacama, in Salar de Punta Negra (between 24°30'-25°S), Soto et al. (2005) showed that Neogene deformation episodes correspond to minor reactivation of structures previously active, conditions that may have prevailed since 23 to 17 Ma. Considering that the Salar de Atacama is the main topographic low of the Preandean Depression and that the outcrops of the Oligocene-Miocene San Pedro Formation do not exceed much the area of the basin (Wilkes & Görler,

1994), our attempt to constrain the internal structure of the Salar de Atacama could be a key to understand the origin of the Preandean Depression.

In contrast with most of the previous works in the area (Wilkes & Görler, 1994; Muñoz et al., 2002; Mpodozis et al., 2005; Arriagada et al., 2006), we consider the extension event during Oligocene as a first order event in the evolution of the Salar de Atacama, these extensional tectonics in northern Chile can be correlated to the low rates of convergence for this period (5-10 cm/yr according to Somoza et al., 1998). Oligocene extension tectonics are also reported in neighboring areas; based on structural, sedimentological and thermochronological data, Elger et al. (2005), Scheuber et al. (2006) have shown quiescence and extensional period during Oligocene in the Altiplano. Also northwest of the Salar de Atacama, in the Calama basin, a seismic line interpreted by Pananont et al. (2003) illustrates westward thickening of the Oligocene-Miocene strata against a steep, east dipping normal fault (seismic line F006, see Figure 1 from Pananont et al. (2003)).

The Miocene-Pliocene tectonic inversion in the Salar de Atacama basin can be correlated to the Quechua and Diaguita tectonic phases of Mégard et al. (1984) and Jordan and Alonso (1987) for the Puna-Altiplano and Eastern Cordillera deformation. This event supports the idea of Neogene deformation in both the backarc as in the forearc of the central Andes during this period.

#### **III.6.4 Summary: Structural evolution of the Salar de Atacama basin during Late Cenozoic.**

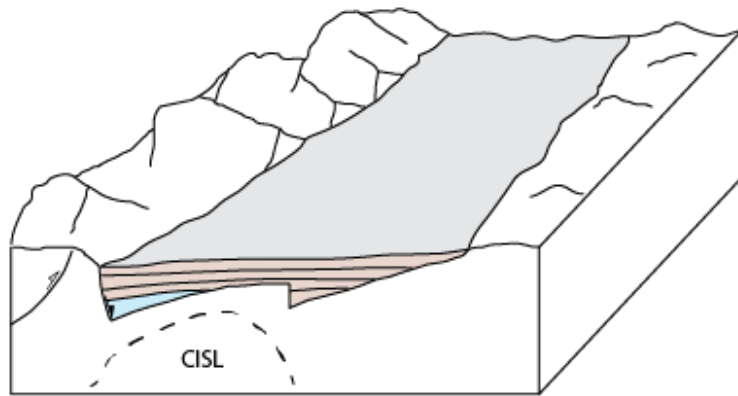
According to our results and previous works on the study area, we propose a model for the Oligocene-Neogene tectonic development of the Salar de Atacama; it can be described in 3 stages (Fig. III.10):

Deposition of the Paciencia Group occurred in endorheic and arid conditions in Oligocene to early Miocene times, this period is characterized by the inactivity of the volcanic arc (Kay et al., 1999) and extensional conditions concentrated mostly in the north western flank of the basin (Fig III.10a).

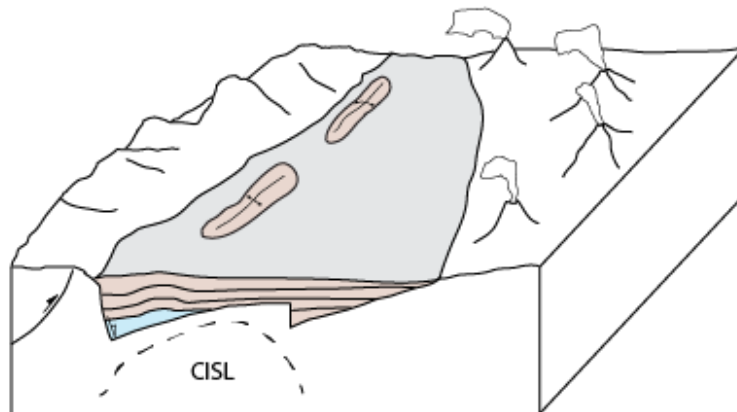
Between 17-10 Ma the Salar de Atacama basin took a forearc position during the emplacement of the recent arc in the Western Cordillera area (Ramírez & Gardeweg, 1982; Kay et al., 1999). This eastward shift of the volcanic arc previously located in the Cordillera de Domeyko area coincides with inversion tectonics in the Salar de Atacama basin as an expression of the Quechua tectonic phase in the Puna region. Shortening concentrated mostly in the southwestern area and diapirism of the lower San Pedro Formation was located in northwestern Salar de Atacama; this event marks the beginning of the uplift of the Cordillera de la Sal ridge. These compressional tectonics were roughly E-W, east vergent and involved a sinistral strike slip component (Fig III.10b).

Compression-transpression tectonics shifted to the eastern basin margin and continued during Upper Miocene-Pleistocene times when Vilama and Campamento Formations were deposited unconformably on the previously folded San Pedro Formation. The continuity of the Neogene deformation regime is expressed by folding of Pliocene ignimbrites and upper Pliocene to Pleistocene lavas, forming several ridges that controlled the construction of Pleistocene volcanoes (González et al., 2009). Recent neotectonics in the Salar de Atacama basin are revealed through seismic sections, showing evidence of activity along the El Salar Fault System and the Peine Fault System, affecting the recent Halite deposits of the basin (Jordan et al., 2002; Muñoz et al., 2002) (Fig III.10c).

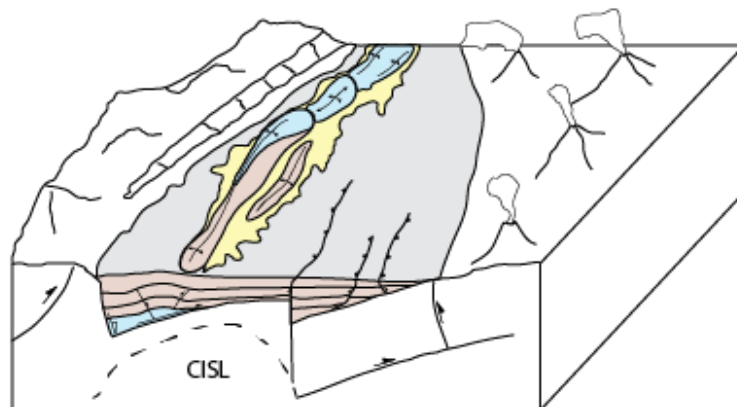
A) Oligocene - Lower Miocene



B) Lower Miocene - Middle Miocene



C) Upper Miocene - Present



*Figure III.10: Conceptual model (not to scale) of the tectonic development of the Salar de Atacama basin, the eastern Cordillera de Domeyko and the Western Cordillera during the Upper Cenozoic. CISL: Cordón Ígneo y Sedimentario de Lila.*

### **III.7 Conclusions**

Tectonic inversion in the Salar de Atacama during the Oligocene-Neogene period in the evolution of the basin is described for the first time. Extension was controlled by a first order km-scale normal fault in its western border, while in the eastern border the Tertiary units were deposited in onlap on the basement. The north increase in the thickness of the Oligocene synextensional evaporites of the lower San Pedro Formation play a key role in the development of the Neogene Cordillera de la Sal. According to 3D retrodeformation performed in the South Domain, this ridge was uplifted through sinistral transpression. The Cordillera de la Sal changes its deformation mechanism from south to north in response to a deepening of the main detachment; this level is associated with the evaporites of the basin fill and shows the structural control of the evaporite layers in this major example of salt tectonics in the Central Andes. The inversion of this salt-floored basin could be an attempt to understand the development of the Preandean Depression, a still controversial morphostructural unit in the Central Andes.

## **IV. Resultados y factibilidad de la modelación y restauración 3D**

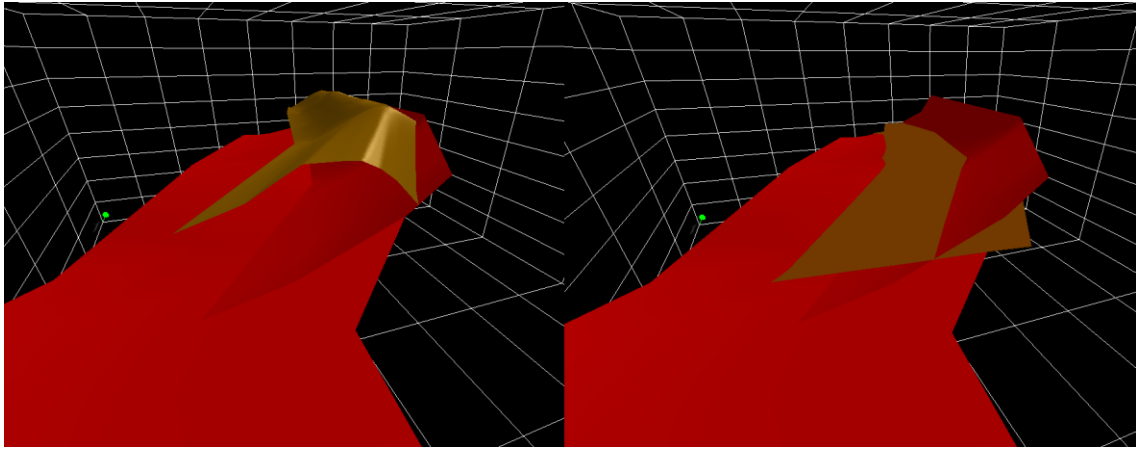
Una vez realizado el modelo estructural 3D del Salar de Atacama y la Cordillera de la Sal, es posible visualizar en perspectiva las diversas geometrías estructurales, además de las variaciones en los estilos de deformación a lo largo del rumbo (Fig III.8); sin embargo, esta visualización responde en si misma a nociones conceptuales que ya son parte del trabajo en cuanto a su geología estructural, en otras palabras, el modelo estructural no suma antecedentes extra que permitan responder a problemáticas de la geotectónica de la región; en cambio es una herramienta ilustrativa y eficiente para observar y comprender el estado de la deformación.

A partir de los resultados de este trabajo, se sugiere incorporar el procedimiento de restauración de superficies en tres dimensiones como metodología para futuros trabajos de modelación 3D, ya que la restauración permite en una primera instancia validar las interpretaciones estructurales que permiten construir el modelo, además de poder indagar en ciertos casos las condiciones de stress (vector de esfuerzo principal), en las que se conformaron las estructuras a estudiar, así como también el movimiento en bloque de diversas unidades.

### **IV.1 Resultados del trabajo con algoritmo de Flexural Slip Unfolding**

El algoritmo Flexural Slip Unfolding (FSU) fue uno de los mecanismos probados para estudiar la restauración en tres dimensiones de la Cordillera de la Sal. Si bien fue posible llevar a cabo la restauración con éxito (i.e. llevar la superficie de un estado deformado a una configuración planar, Fig 4.1), este algoritmo no arroja información como por ejemplo la cantidad de acortamiento tectónico en tres dimensiones, ni la dirección del esfuerzo principal, tampoco si involucró deformación netamente compresiva o si incluyó una componente de rumbo.

Una manera de complementar este algoritmo es en el caso de restauraciones en planta, donde, luego de desplegadas las superficies, es posible mover los bloques independientemente en planta y calcular el desplazamiento hasta alcanzar un estado retrodeformado, una metodología similar a la de trabajos de restauración en 3D como los de Rouby et al. (2002), o restauración 2D en planta como los de Rouby et al. (1993) y Arriagada et al. (2008). Debido a la configuración presente en el Salar de Atacama, y al estilo y escala de deformación de piel fina presente en la Cordillera de la Sal, no fue posible profundizar el estudio a través del FSU.



*Figura IV.1: Izquierda: Vista en perspectiva (hacia el norte) del anticlinal de Los Vientos. Derecha: Restauración del anticlinal Los Vientos a través del Flexural Slip Unfolding.*

## **IV.2 Resultados del trabajo con algoritmo de Fault Parallel Flow**

Diversas iteraciones fueron realizadas con el algoritmo de Fault Parallel Flow (FPF) para restaurar los anticlinales de la Cordillera de la Sal, ya que la mayor parte de los planos de restauración (*Transport plane*) utilizados llevaban a resultados inconsistentes geológicamente, llama la atención en este caso que para variaciones del orden de  $1^\circ$  para el rumbo de este plano, los resultados obtenidos fueron muy distintos, por lo que los valores de los planos de transporte que permitieron retrodeformaciones consistentes tienen un grado de error asociado muy bajo.

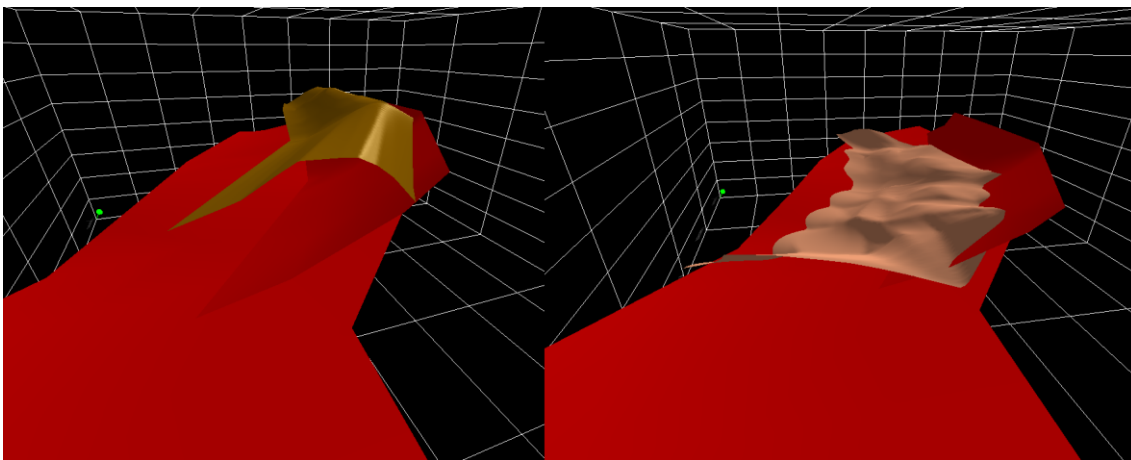
En la Tabla 2 se resumen los valores que arrojaron los resultados más coherentes en cuanto a la restauración en tres dimensiones de los anticlinales Los Vientos y La Paciencia usando FPF. Se observa que la construcción del anticlinal Los Vientos involucró un desplazamiento a lo largo de la falla homónima de 1000 mts, mientras que el anticlinal de la Paciencia se generó cuando los niveles de la Formación San Pedro se desplazaron sobre los 7000 mts a lo largo de la falla del mismo nombre, esto último sugiere un mecanismo adicional de deformación para conformar el anticlinal de La Paciencia, tal es el caso del diapirismo de los niveles inferiores de la Formación San Pedro; este flujo salino mayormente vertical habría generado “abombamiento” y posterior plegamiento en los niveles superiores de la Formación San Pedro, y por lo mismo un valor de desplazamiento de 7286 mts sería un valor sobreestimado considerando la tectónica de sal que es en parte gran responsable del alzamiento de la Cordillera de la Sal. Los demás valores de restauración son bastante cercanos para ambas estructuras y

muestran que la deformación que generó la Cordillera de la Sal involucró transpresión sinistral además de un cizalle positivo en torno a los 35°.

Structure	Transport Plane		Slip (m)	Shear
	Azimuth	Dip		
Los Vientos Anticline	95	15	1000	35°
La Paciencia Anticline	107	15	7286	36°

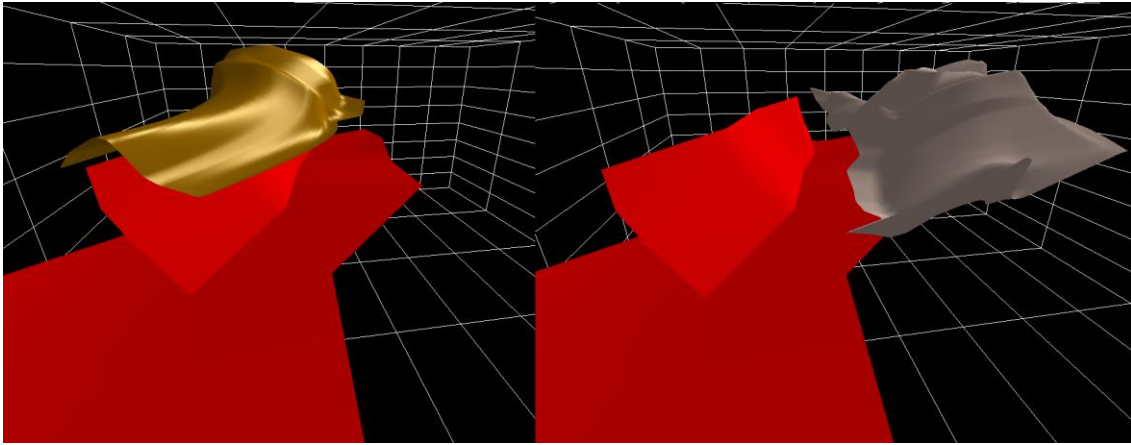
*Tabla 2: Valores de restauración 3D en la Cordillera de la Sal a través del algoritmo Fault Parallel flow*

En cuanto al estado retrodeformado de los anticlinales, se puede observar que el anticlinal de Los Vientos pudo ser llevado a un estado bastante aproximado a un estrato planar, que a su vez es muy consistente con los valores del plano de transporte, se considera la restauración del anticlinal Los Vientos como el ejemplo mejor logrado del proceso de modelación y restauración 3D (Fig. 4.2). La restauración del anticlinal de la Paciencia por su parte resultó en una geometría similar a la de una estructura tipo roll over (Fig. 4.3 ), lo que es coherente con una hipótesis de extensión durante el Oligoceno; sin embargo, como fue expuesto anteriormente el mecanismo de deformación del anticlinal de La Paciencia corresponde a un híbrido entre deformación frágil y dúctil, por lo mismo el monto de desplazamiento estaría sobreestimado y se recomienda el uso de otras metodologías para estudiar su retrodeformación.



*Figura IV.2: Izquierda: Vista en perspectiva (hacia el norte) del anticlinal de Los Vientos. Derecha: Restauración del anticlinal Los Vientos a través del Fault Parallel Flow.*





*Figura IV.3: Izquierda: Vista en perspectiva (hacia el norte) del anticlinal de La Paciencia. Derecha: Restauración del anticlinal La Paciencia a través del Fault Parallel Flow.*

## **V. Conclusiones**

El estudio sísmico-estratigráfico y estructural de la cuenca del Salar de Atacama ha permitido entender su evolución tectónica durante el Cenozoico superior. Un episodio de extensión durante el Oligoceno habría sido responsable de la acumulación de más de 3000 mts de depósitos evaporíticos-lacustres a fluviales de la Formación San Pedro, esta extensión se habría concentrado en una falla principal situada en el borde occidental de la cuenca, conformando un sistema de hemigraben a fines del Paleógeno. Esta falla principal, junto con la geometría del basamento, el Sistema de Falla El Salar y las fallas principales que construyen la Cordillera de la Sal conforman la arquitectura estructural interna del Salar de Atacama, su configuración actual está estrechamente ligada a esta estructuración.

Los niveles inferiores evaporíticos de la Formación San Pedro ejercieron un control de primer orden en la generación de la Cordillera de la Sal de acuerdo a su reología, espesor y distribución. La inversión de la cuenca y el alzamiento de la Cordillera de la Sal están asociados a los eventos compresivos principales estudiados en los Andes Centrales durante el Neógeno. Se considera entonces a la cuenca del Salar de Atacama como un ejemplo de primer orden a nivel mundial de inversión tectónica positiva en una cuenca salina, logrando combinar ejemplos de diapirismo salino, plegamiento sobre niveles salinos y un híbrido entre ambos mecanismos.

De la modelación estructural 3D y posterior restauración en el área de estudio se desprende que la Cordillera de la Sal fue alzada a través de movimientos transpresivos sinestrales, esto se habría debido a la orientación oblicua del esfuerzo principal de la compresión con respecto a las estructuras heredadas de la etapa extensiva.

El desarrollo de un modelo estructural 3D permite visualizar y corroborar las nociones estructurales 2D en perfil y en planta en cualquier zona de estudio, sin embargo para validar estas interpretaciones es necesario restaurar estos modelos en tres dimensiones.

Dentro de los algoritmos testeados para llevar a cabo la restauración 3D, el algoritmo de Fault Parallel Flow resultó ser el método más útil para retrodeformar estructuras y obtener información asociada a la dirección y cantidad de desplazamiento a lo largo de las fallas principales, sin embargo para el caso de deformación híbrida se sugieren metodologías complementarias para estimar los parámetros de su deformación. El algoritmo de Flexural Slip Unfolding si bien permite llevar las estructuras de un estado deformado a uno totalmente plano, no es un método que por sí solo permita desenvolver alguna problemática del estudio estructural en el área de estudio.

Los resultados arrojados de este estudio permiten establecer la modelación y restauración 3D como una herramienta útil para el trabajo en geología estructural, y en este caso constituyen un avance sustancial para develar la estructura y origen de una de las unidades morfoestructurales más enigmáticas de los Andes Centrales del norte de Chile.

## Bibliografía

- Allmendinger, R. W., Jordan T. E., Kay S. M., Isacks, B. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the central Andes, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 25, 139 – 174.
- Amilibia, A., Sábat, F., McClay, K.R., Muñoz, J.A., Roca, E., Chong, G. 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology* 30, 1520-1539.
- Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., Carrizo, D. 2015. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews*, 143, 1-35.
- Arriagada, C., 1999. Geología y Paleomagnetismo del Borde Oriental de la Cordillera de Domeyko entre los 22°45' y 23°30' latitud Sur. II Región, Chile. MSc thesis, Univ. pp. 1–176.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C. 2000. Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, northern Chile (22 45'–23 30' S). *Tectonophysics*, 326(1), 153-171.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Dupont-Nivet, G., Cobbold, P. R., Chauvin, A., Cortés, J. 2003. Paleogene clockwise tectonic rotations in the forearc of central Andes, Antofagasta region, northern Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 108(B1).
- Arriagada, C., Cobbold, P. R., & Roperch, P. 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics*, 25(1)
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Cobbold, P. R. 2008. Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics*, 27(6).
- Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., Hérial, G. 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the central Andes. *Geology*, v. 25, p.883–886.

- Bascuñán, S., Arriagada, C., Le Roux, J., Deckart, K. 2015. Unraveling the Peruvian Phase of the Central Andes: stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Salar de Atacama Basin (22° 30–23° S), northern Chile. *Basin Research*.
- Basso, M., Mpodozis, C. 2012. Carta Cerro Químal., Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 143: 48 p. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago, Chile
- Becerra, J., Henríquez, S., Arriagada, C. 2014. Geología del área Salar de Atacama, región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 166: 111 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago, Chile
- Brüggen, J. 1934. Las Formaciones de Sal y Petróleo de la Puna de Atacama. Boletín de Minas y Petróleo, N° 32, p 105-122, Santiago, Chile.
- Brüggen, J. 1942. Geología de la Puna de San Pedro de Atacama y sus formaciones de areniscas y arcillas rojas. Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología, Anales, v.2, p 342-367, Santiago, Chile.
- Charrier, R., Reutter, K. J. 1994. The Purilactis Group of Northern Chile: Boundary between arc and backarc from late Cretaceous to Eocene. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (pp. 189-202). Springer Berlin Heidelberg.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Origen in Chile. Chapter 3. In T. Moreno, & W. Gibbons, *The Geology of Chile* (pp. 74-99). London, England.: The Geological Society, London.
- Chong, G. 1988. The Cenozoic saline deposits of the Chilean Andes between 18 00' and 27 00' south latitude. In *The Southern Central Andes* (pp. 137-151). Springer Berlin Heidelberg.
- Dingman, R.J. 1963. Cuadrángulo Tulo. Instituto de investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile N°11 (1:50.000), p. 1-35, Santiago.
- Egan, S. S., Kane, S., Buddin, T. S., Williams, G. D., Hodgetts, D. 1999. Computer modelling and visualisation of the structural deformation caused by movement along geological faults. *Computers & Geosciences*, 25(3), 283-297.

- Elger, K., Oncken, O., Glodny, J. 2005. Plateau-style accumulation of deformation: Southern Altiplano. *Tectonics*, 24(4).
- Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., Hérail, G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19° 30' S). *Tectonics*, 24(4).
- Flint, S. 1985. Alluvial fan and playa sedimentation in an Andean arid, closed basin: the Paciencia Group (mid Tertiary), Antofagasta, Province, Chile. *Journal of the Geological Society of London* 141, 533-546.
- Flint, S., Turner, P., Jolley, E., Hartley, A. 1993. Extensional tectonics in convergent margin basins: An example from the Salar de Atacama, Chilean Andes. *Geol Soc Am Bull*, v. 105, p. 603-617.
- García, M. 2002. Évolution oligo-néogène de l'Altiplano Occidental (Arc et Avant-Arc du Nord du Chili, Arica). Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- García, M., Hérail, G. 2005. Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile. *Geomorphology* 65:279–300.
- Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., Bottesi, G. 2009. Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 31(12), 1443-1457.
- González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E. E., Shyu, J. B. H. 2009. Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23° S–24° S). *Tectonics*, 28(6).
- Hartley, A., Flint, S., Turner, P., Jolley, E. J. 1992. Tectonic control on the development of a semi-arid, alluvial basin as reflected in the stratigraphy of the Purilactis Group (Upper Cretaceous-Eocene), northern Chile. *J South Am Earth Sci*, v. 5(3/4), p. 275-296.

- Henríquez, S. M. 2012. Estructura del Salar de Atacama: Implicancias en la estructura cortical de los Andes Centrales. MSc thesis (Unpublished). Universidad de Chile, Santiago: 1-97 p.
- Henríquez, S., Becerra, J., Arriagada, C. 2014. Geología del Área San Pedro de Atacama, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 171: 111 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Hudec, M. R., Jackson, M. 2007. Terra infirma: Understanding salt tectonics. *Earth-Science Reviews*, 82(1), 1-28.
- Isacks, B. 1988. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, vol. 93, 3211-3231.
- Jackson, M. P. A., Talbot, C. J. 1994. Advances in salt tectonics. *Continental deformation*, 159-179.
- Jolley, E.J., Turner, P., Willians, G.D., Hartley, A.J. y Flint, S. 1990. Sedimentological response of an alluvial system to Neogene thrust tectonics, Atacama Desert, northern Chile. *J. Geol. Soc. London*, 147: 769-784.
- Jordan, T. E., Alonso, R. N. 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20-28 South latitude. *AAPG Bulletin*, 71(1), 49-64.
- 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*, 114(11), 1406-1421.
- Jordan, T.E., Mpodozis, C., Muñoz, N., Blanco, N., Pananont, P., Gardeweg, M. 2007. Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama Basin, northern Chile, *Journal of South American Earth Sciences* 23, p. 122–146.
- Kane, S.J., Williams, G.D., Buddin, T.S., Egan, S.S. & Hodgetts, D. 1997. Flexural-slip based restoration in 3D, a new approach. American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention Official Program: A58.
- Kay, S. M., Mpodozis, C., Coira, B. 1999. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22 to 33 S latitude). *Geology and Ore Deposits of the Central Andes (Skinner, BJ; editor)*. Society of Economic Geologists, Special Publication, 7, 27-59.

- Krzywiec, P., Vergés, J. 2007. Role of the foredeep evaporites in wedge tectonics and formation of triangle zones: comparison of the Carpathian and Pyrenean thrust fronts. In *Thrust Belts and Foreland Basins* (pp. 385-396). Springer Berlin Heidelberg.
- Letouzey, J., Colletta, B., Vially, R., Chermette, J. C. 1995. Evolution of salt-related structures in compressional settings, in M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, eds., *Salt tectonics: a global perspective*, AAPG Memoir, v. 65, p. 41-60.
- Letouzey, J., Werner, P., Marty, A. 1990. Fault reactivation and structural inversion. Backarc and intraplate compressive deformations. Example of the eastern Sunda shelf (Indonesia). *Tectonophysics*, 183(1), 341-362.
- Lewis, S., Holness, M. 1996. Equilibrium halite-H<sub>2</sub>O dihedral angles: High rock-salt permeability in the shallow crust?. *Geology*, 24(5), 431-434.
- Li, S., Li, H. 2006. Parallel AMR Code for Compressible MHD or HD Equations. *Los Alamos National Laboratory*. Retrieved, 09-05.
- Macellari, C.E., Su, M.; Townsend, F. 1991. Structure and seismic stratigraphy of the Atacama Basin, Northern Chile. Congreso Geológico Chileno N°6, Actas, v. 1, p. 133-137, Viña del Mar.
- Maksaev, V., Zentilli, M. 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile; implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology*, 8(1-2), 65-89.
- Marinovic, S.N., Lahsen, A. A. 1984. Hoja Calama, Región de Atacama. Carta Geológica de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería 58, 140, plus map (1:250,000).
- Martínez, F., Arriagada, C., Mpodozis, C., Peña, M. 2012. The Lautaro Basin: A record of inversion tectonics in northern Chile. *Andean Geology*, 39(2), 258-278.
- Mégard, F., Noble, D. C., McKee, E. H., Bellon, H. 1984. Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of central Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 95(9), 1108-1117.
- Mpodozis, C., Blanco, N., Jordan, T. E., Gardeweg, M. C. 2000. Estratigrafía, eventos tectónicos y deformación del Cenozoico tardío en la región norte de la cuenca del Salar de Atacama: La

- zona de Vilama-Pampa Vizcachitas, Paper presented at IX Congreso Geológico Chileno, Soc. Geol. de Chile, Puerto Varas, Chile.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., Reich, M. 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics* 399, p. 125–154.
- Moraga, A., Chong, G., Fortt, M. A., et al. 1974. Estudio geológico del Salar de Atacama, provincia de Antofagasta. *Inst. Invest. Geol. (Chile), Bol., No. 29*, 59 p.
- Muñoz, N., Charrier, R., 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. *Journal of South America Earth Sciences* 9, 171– 181.
- Muñoz, N., Townsend, F. 1997. Estratigrafía de la cuenca del Salar de Atacama, Resultados del pozo exploratorio Toconao I. *Implicancias Regionales. Proc VIII Congr. Geol. Chileno* 1, 555-558.
- Muñoz, N., Charrier, R., Radic, J. P. 2000. Formación de la Cordillera de la Sal por propagación de fallas y plegamiento por despegue, II Región, Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No, 9, Actas* (Vol. 2, pp. 604-608).
- Muñoz, N., Charrier, G.R., Jordan, T.E. 2002. Interactions between basement and cover during the evolution of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Revista Geológica de Chile* 29, p. 55–80.
- Naranjo, J.A., Ramírez, C.F., Paskoff, R. 1994. Morphostratigraphic evolution of the northwestern margin of the Salar de Atacama basin (23°S-68°W). *Revista Geológica de Chile*, v 16, N° 1, p. 91.
- Niemeyer, H. 1989. El Complejo ígneo-sedimentario del Cordón de Lila, Región de Antofagasta: significado tectónico. *Andean Geology*, 16(2), 163-181.
- Pananont, P. 2003. Structure and tectonics of the Lunpola Basin, Tibet, and the Salar de Atacama Basin, northern Chile, and complications of deep AVO analysis, Ph.D. thesis, pp 58-144, Cornell University, Ithaca, N. Y.



- 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*, TC6007, 10.1029/2003TC001595.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, vol.6, 233-248.
- Pinto, L., Hérail, G., Charrier, R. 2004. Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella, Tarapacá (19° 15'S, norte de Chile). *Revista geológica de Chile*, 31(1), 19-44.
- Ramírez, C.F. 1979. Geología del Cuadrángulo Río Grande y sector suroriental del Cuadrángulo Barros Arana, Provincia El Loa, II Región. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 139 p. Santiago.
- Ramírez, C.F., Gardeweg, M. 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta: Santiago. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N°58 (1:250.000), p. 1-121, 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. *In* The Andes Active Subduction Orogeny (Oncken, O.; editor). Springer: 303-325. Berlin.
- Riquelme R, Martinod J, Hérail G, Darrozes J, Charrier R. 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics* 361:255–275
- Riquelme, R., Hérail, G., Martinod, J., Charrier, R., Darrozes, J. 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26 S–28 S). *Geomorphology*, 86(3), 283-306.
- Rouby, D., Cobbold, P. R., Szatmari, P., Demercian, S., Coelho, D., Rici, J. A. 1993. Restoration in plan view of faulted Upper Cretaceous and Oligocene horizons and its bearing on the history of salt tectonics in the Campos Basin (Brazil). *Tectonophysics*, 228(3), 435-445.

- Rouby, D., Raillard, S., Guillocheau, F., Bouroullec, R., Nalpas, T. 2002. Kinematics of a growth fault/raft system on the West African margin using 3-D restoration. *Journal of Structural Geology*, 24(4), 783-796.
- Scheuber, E., Mertmann, D., Ege, H., Silva-González, P., Heubeck, C., Reutter, K. J., Jacobshagen, V. 2006. Exhumation and basin development related to formation of the central Andean plateau, 21 S. In *The Andes* (pp. 285-301). Springer Berlin Heidelberg.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallón)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 11, 211-215.
- Soto, R., Martinod, J., Riquelme, R., Hérail, G., Audin, L. 2005. Recent tectonic activity in the Precordillera of the North Chilean forearc at the Salar de Punta Negra latitude (24°-25°S).
- Tibaldi, A., Corazzato, C., Rovida, A. 2009. Miocene–Quaternary structural evolution of the Uyuni–Atacama region, Andes of Chile and Bolivia. *Tectonophysics*, 471(1), 114-135.
- Travisany, V. 1979. Consideraciones genéticas sobre el yacimiento estratiforme San Bartolo. Actas, II Congreso Geológico Chileno, Arica, v. 2, p. C149-C159.
- Van Keken, P. E., Spiers, C. J., Van den Berg, A. P., Muzyert, E. J. 1993. The effective viscosity of rocksalt: implementation of steady-state creep laws in numerical models of salt diapirism. *Tectonophysics*, 225(4), 457-476
- Warren, J. K. 2006. Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons. Springer Science & Business Media.
- Wilkes E. 1990. Die Geologie der Cordillera de la Sal, Nordchile. *BeriGeowiss Abh (A)* 128: 145 pp
- Wilkes, E., Görler, K. 1988. Sedimentary and structural evolution of the Cordillera de la Sal, II Región, Chile. In *Congreso Geológico Chileno* (Vol. 1).
- Wilkes, E., Görler, K. 1994. Sedimentary and structural evolution of the Salar de Atacama depression. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (pp. 171-188). Springer Berlin Heidelberg.

Yuan, X., Sobolev, S., Kind, R. 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth Planetary Science Letters* 199: 389–402.