

**ANÁLISIS CINEMÁTICO DE LA DEFORMACIÓN  
MESOZOICA Y CENOZOICA TEMPRANA EN EL LÍMITE  
DE LA CORDILLERA FRONTAL Y LA PUNA (27°S),  
QUEBRADA DE PAIOTE, REGIÓN DE ATACAMA,  
CHILE**

Memoria para optar al título de Geólogo

Autor:

Matías Francisco Arellano Rojas

Profesor Guía:

Matías Alberto Peña Gómez

Profesores Co Guía:

Rodrigo Adolfo Quiroga Carrasco

Fernando Martínez

Santiago, Chile

2022

## **Agradecimientos**

Agradezco el financiamiento otorgado por la Universidad Mayor y Conicet Mendoza IANIGLA para el proyecto a cargo de los profesores Matías Peña y Rodrigo Quiroga, en especial al proyecto Foncyt PICT-2016-0269 a cargo del profesor Rodrigo Quiroga. Además agradezco la licencia académica de los softwares ArcGis 10.1 y FaultKin 8.

## **Dedicatoria**

En primer lugar, agradezco a mi familia, específicamente a mis dos hermanas mayores Antonieta Arellano y María de los Ángeles Arellano que a pesar de todas las dificultades que hemos pasado en nuestra familia, siempre han estado para apoyarme. Ustedes me han brindado crianza, apoyo emocional, valores y siempre han estado ahí para apoyarme en las buenas y en las malas para mejorar mi desempeño académico, laboral y crecer como personas. ¡Simplemente las amo!

Agradezco a mis amistades de siempre Nacho y Tomas que siempre han estado ahí para despejar la cabeza y pasar buenos e inolvidables momentos juntos. También me gustaría agradecer a mi polola Daniela Collio por su apoyo fundamental en la última mitad de este proyecto.

Por otro lado, agradezco a mis profesores guías de tesis, Matías Peña y Rodrigo Quiroga quienes tuvieron la disposición de ayudarme y enseñarme ante cualquier duda que surgiera a lo largo de este proyecto. Sin ustedes no hubiera podido sacar adelante esta etapa que fue totalmente desafiante en donde aprendí muchísimo gracias a ustedes. Por último, agradezco al profesor Juan Norambuena por apoyarnos con la discusión geológica y asistencia logística en la etapa de terreno.

# Índice

<b>Resumen</b>	<b>5</b>
<b>1.- Introducción</b>	<b>7</b>
1.1.- Formulación del Problema	9
1.2.- Hipótesis	10
1.3.- Objetivos	10
1.3.1.- Objetivo General	10
1.3.2.- Objetivos Específicos	10
1.4.- Ubicación y vías de acceso	11
1.5.- Metodología	11
1.5.1.- Etapa preparación de terreno	11
1.5.2.- Etapa de terreno	12
1.5.3.- Etapa de gabinete	12
1.5.3.1.- Trabajo con base de datos	12
1.5.3.2.- Mapeo y perfiles geológico de la zona	12
1.5.3.3.- Análisis de indicadores cinemáticos	12
1.5.3.4.- Proposición de modelo estructural.	12
<b>2.- Marco Teórico</b>	<b>13</b>
2.1.- Análisis Cinemático	13
2.2.- Métodos de los Diedros	15
2.3.- Estilos Estructurales	19
<b>3.- Marco Geológico</b>	<b>22</b>
3.1.- Generalidades	22
3.2.- Evolución tectónica Orógeno Andino	23
3.3.- Dominios Morfoestructural	26
3.3.2.- Cordillera Frontal	27
3.3.3.- La Puna Austral	27
3.3.4.- Precordillera	27
3.3.5.- Sierras Pampeanas	28
3.4.- Estratigrafía de unidades geológicas de la zona de Estudio	28
Devónico-Pérmico	28
Formación Chinchas (Devónico-Carbonífero) (Mercado, 1982)	28
Formación Pantanoso (Pérmico)(Mercado, 1982)	28
Batolito El Hielo (Pérmico; ca 252-260 Ma) (Muzzio, 1980)	29
Triásico-Cretácico	29
Estrato El Mono (Triásico superior – Jurásico Inferior) (Mercado, 1982; emend. Blanco, 1994)	29
Formación Lautaro (Jurásico Sinemuriano-Bajociano) (Segerstrom, 1968)	29
Estrato Cerro Los Carneros (Cretácico Superior) (Iriarte et al., 1995)	29
Intrusivos hipabisales andesítico (Cretácico Superior, ca 80 Ma) (Zentilli, 1974)	29
Paleoceno-Oligoceno	30
Estrato de cerro Valiente (Paleoceno)(Iriarte et al., 1995)	30

Formación Pircas (Eoceno) (Iriarte et al., 1995)	30
Oligoceno-Plioceno	30
Complejo de domos, cuerpos hipabisales y depósitos piroclásticos (Oligoceno-Mioceno; ca. 23-21 Ma)	30
Mioceno Medio - Superior	30
Ignimbrita Santa Rosa (Mioceno Medio; ca. 17-16 Ma) (González-Ferrán et al., 1985)	30
Domos subvolcánicos (Mioceno Medio; ca. 16 Ma) (Mpodozis, 1995a)	30
Lavas andesíticas y daciandesíticas (Mioceno Medio; ca. 16-15 Ma) (Mpodozis, 1995; Iriarte et al., 1995)	30
Depósitos de bloques y cenizas (Mioceno Medio; ca. 15 Ma) (Mpodozis, 1995a)	31
Ignimbrita Maricunga (Mioceno Medio; ca.16-14 Ma) (Mpodozis, 1995a)	31
Gravas de Atacama (Mioceno Medio-Superior) (Mortimer, 1973)	31
Pleistoceno-Holoceno	31
Depósitos Coluviales (Pleistoceno-Holoceno) (Rubiolo y Pereyra, 2001)	31
Depósitos aluviales (Pleistoceno-Holoceno) (Rubiolo y Pereyra, 2001)	31
3.5.- Geología Estructural Local	31
<b>4.-Resultados</b>	<b>33</b>
4.1.- Estratigrafía de la Quebrada Paipote en la transición franja Maricunga-Cordillera Frontal	33
Estrato El Mono (Triásico superior – Jurásico Inferior)	34
Formación Lautaro (Jurásico Sinemuriano-Bajociano)	35
Estrato Cerro Los Carneros (Cretácico Superior)	36
Intrusivos hipabisales andesítico (Cretácico Superior, ca 80 Ma)	37
Definición, distribución y relaciones estratigráficas. Stocks definidos por Zentilli, 1974. Intruye a los Estratos El Mono en el centro de la zona de estudio. Constituido por 3 stocks que alcanzan 1 kilómetro cuadrado cada uno (Figura 22).	37
Formación Pircas (Eoceno) (Iriarte et al., 1995)	38
Definición, distribución y relaciones estratigráficas. Secuencia estratificada, definida formalmente por Iriarte et al. (1995). Aflora en el sector occidental del área de estudio al norte y sur de la ruta C-601 (Figura 4), cubriendo con una discordancia angular a la unidad Estratos de Cerro Los Carneros. Alcanzando un espesor de 800 metros.	38
Mioceno Medio - Superior	39
Ignimbrita Santa Rosa (Mioceno Medio; ca. 17-16 Ma)	39
Ignimbrita Maricunga (Mioceno Medio; ca.16-14 Ma)	40
4.2.- Geología Estructural Quebrada Paipote	42
4.2.1.- Dominios y Sistemas Estructurales	42
4.2.1.1.- Dominio Occidental	43
4.2.1.2.- Dominio Oriental	44
4.2.2.- Estructuras a Mesoescala	46
4.3.- Análisis Cinemático Quebrada Paipote	48
4.3.1.- Estación 1: Estrato El Mono (Tr-Jem)	49
4.3.2.- Estación 2: Formación Lautaro (JI)	51

4.3.3.- Estación 3: Formación Pircas (Ep)	54
4.3.4.- Estación 4: Zona de Falla Vegas La Junta	56
4.4.- Modelo Estructural	59
<b>5.- Discusiones</b>	<b>62</b>
5.1.- Correlación de análisis cinemático con la estructuras propuestas	62
5.2.- Variación de la arquitectura estructural de las cuencas Triásicas-Jurásicas en la Cordillera Frontal del límite central del Flat-Slab Pampeano	65
5.3.- Evolución estructural límite Cordillera Frontal y la Franja Volcánica de Maricunga	70
<b>6.- Conclusiones</b>	<b>71</b>
<b>7.- Bibliografía</b>	<b>74</b>

SOLO USO ACADÉMICO

## Resumen

En los Andes Centrales ubicado entre los 15° a 33°S, diversos estudios se han enfocado en el entendimiento de la evolución geológica de las sucesiones mesozoicas expuestas en el antearco chileno (Isack et al., 1982; Jordan y Allmendinger, 1986 y 1989; Ramos et al., 2002, entre otros). Particularmente, alguno de estos estudios buscan dilucidar la evolución tectónica del antearco chileno a los 26°S (Mpodozis, Martínez et al 2020, Peña et al 2013), en donde se documenta estilo de deformación predominante asociados a sistema de corrimientos y transporte tectónico dominados por sistemas de fajas plegadas y corridas, (Faja Plegada y Corrida de Potrerillos). El mismo mecanismo ha sido documentado a los 28°S (Martínez, et al 2012 y 2016). La mayor predominancia de rocas afectadas por estilos de deformación se asocia a la inversión de estructuras extensionales que configuraron durante el Jurásico la Cuenca Lautaro y también a sistemas extensionales Triásicos que obedecen a un estilo de deformación contraccional que obedece a estos mismo mecanismo de reactivación e inversión de fallas. Lo anterior sugiere que, mecanismo de inversión tectónica, sería la estructuración de primer orden de la deformación documentada desde tiempos Cretácicos a Eocenos entre las latitudes anteriormente mencionadas para el antearco chileno ubicado al oeste de la cordillera frontal chilena. Sin embargo, dichas evidencias han sido asumidas como absolutas a lo largo de todo este sector, a pesar de que sus documentaciones son solo puntuales. Más aún, a los 27°S, diversos estudios cartográficos documentan la existencias de rocas de edades triásicas a jurásicas depositadas en esta cuenca aun sin entender cuales son los estilos de deformación que las afectaron en tiempos posteriores al jurásico, delatando la ausencia de estudios que aporten a la resolución de esta problemática: ¿Es la inversión tectónica de fallas normales, es el mecanismo de primer orden controlador de la deformación cretácica y Paleocena? ¿Son estos mecanismos homogéneos latitudinalmente a lo largo de la distribución de las sucesiones mesozoicas?.

Este estudio busca determinar cuáles son las variaciones y similitudes de la arquitectura de los depocentros mesozoicos desarrollados a esta latitud y sus diferencias hacia el norte y el sur, y determinar si existen diferencias entre el estilo de deformación de piel gruesa y fina documentados cercanos al área de estudio. Para llevar a cabo este objetivo, se realizará un estudio estructural a los 27°S en la Quebrada Paipote, III° Región de Atacama, Chile.

Dicho estudio estructural consiste en 3 etapas: una preparación, compilación, integración de datos, trabajo de terreno y análisis de datos posterior al terreno. Primero, en la etapa pre terreno se recopila información bibliográfica del área de estudio y un mapeo geológico fotointerpretado con imágenes satelitales. Posteriormente se realiza una salida a campo, visitando la zona para recopilar datos estructurales, con los que se pretende modelar cinemáticamente a fin de obtener elipsoides de deformación locales. Por último, en la etapa de gabinete, digitaliza mapa geológico con todos los datos georreferenciados, se obtienen las soluciones del plano del elipsoide de strain a partir del método de los diedros. Se propone un perfil estructural a partir de los datos estructurales, utilizando el método Kink y los gráficos de Suppe, et al (1990) para proyectar fallas en profundidad que expliquen la deformación expuesta en la superficie.

En base a los resultados de este estudio, la formación expuesta en el área presenta evidencias de estilos que obedecen a mecanismos estructurales de de piel fina, y con

compromiso del basamento en la formación las estructuras; bivergentes, y con evidencias que sugieren la reactivación de fallas normales, con cinemática mayormente inversa, compatible con mecanismos de inversión tectónica, mayormente parcial, y que afecta a rocas de naturaleza syn-rift de Triásico-Jurásico. Las evidencias anteriormente descritas están conformando un sistema de Faja plegada y corrida híbrida, similar a lo documentados hacia el norte y el sur de esta latitud. Más aún, las similitudes en la arquitectura con la Faja Plegada y Corrida de Potrerillos se observan en que ambos sistemas comparten fallas que se prolongan en el rumbo y participan en ambos sistemas, como la fallas Pedernales con Paipote, junto con las fallas El Mono y F3 del modelo del presente trabajo. Respecto a la geometría de la Cuenca Lautaro hay similitudes con F1 y la falla que se encuentra al oeste de Calquis. También hay semejanza entre las fallas Pauna La Estancilla y El Mono. En base a los estilos de deformación, relaciones de corte de las estructuras identificadas, y el análisis cinemático de estructuras mesoscópicas, en el área es posible reconocer tres eventos deformativos: El primero es de carácter extensional y ocurrió durante el Triásico al Jurásico, el segundo evento es de carácter compresivo y ocurrió entre el Cretácico Superior al Paleoceno, y el tercer evento que afecta a los dos anteriores es de tipo strike-slip y ocurrió durante el Eoceno Medio-Tardío. En este último, no existe correlación directa con estructuras a macroescala, pero hacia el norte de la zona entre los 26°30' y los 27°S, Bischoff (1999) documentó fallas de rumbo sinestrales generadas durante ese periodo, por lo que este trabajo asocia las estructuras identificadas a este sistema mayor de orientación NW-SE.

Analizando la distribución espacial de las rocas involucradas en este trabajo y la arquitectura de los depocentros identificados, y en comparación con los modelos propuestos por Martínez, et al, (2020 y 2016) a los 26° y 28°S, se puede deducir que el depocentro de las cuencas Triásicas-Jurásicas está hacia el sur oeste.

## 1.- Introducción

La Cordillera de los Andes es un orógeno no-colisional formado por la interacción de una placa oceánica que se subducta bajo una placa continental, donde la placa de Nazca se subduce bajo la Sudamericana. Este se divide en cuatro segmentos de primer orden. Andes del Norte, Andes Centrales, Andes del Sur, y Andes Australes.

En los Andes Centrales, las características geotectónicas del sistema de convergencia entre los 15° y 33°S presenta una división morfoestructural caracterizado por elementos topográficos de primer orden. Por el norte se ubica el Altiplano (Figura 1), dispuesto desde los 15° S a los 23° S, donde la placa oceánica es subductada con un ángulo de aproximadamente 30° hasta profundidades de 550 km. Al sur de los 23° S limita con La Puna, que está dispuesta hasta los 28° S, en donde la placa oceánica mantiene su ángulo de subducción. No obstante, entre 100 a 150 km de profundidad se produce una sub-horizontalización de la subducción, generando el “Flat-Slab” Pampeano que cada vez se hace más amplio hacia el sur hasta los 32°S, donde coincide con la subducción de la dorsal de Juan Fernández (Isack et al., 1982; Jordan y Allmendinger, 1986; Ramos et al., 2002).

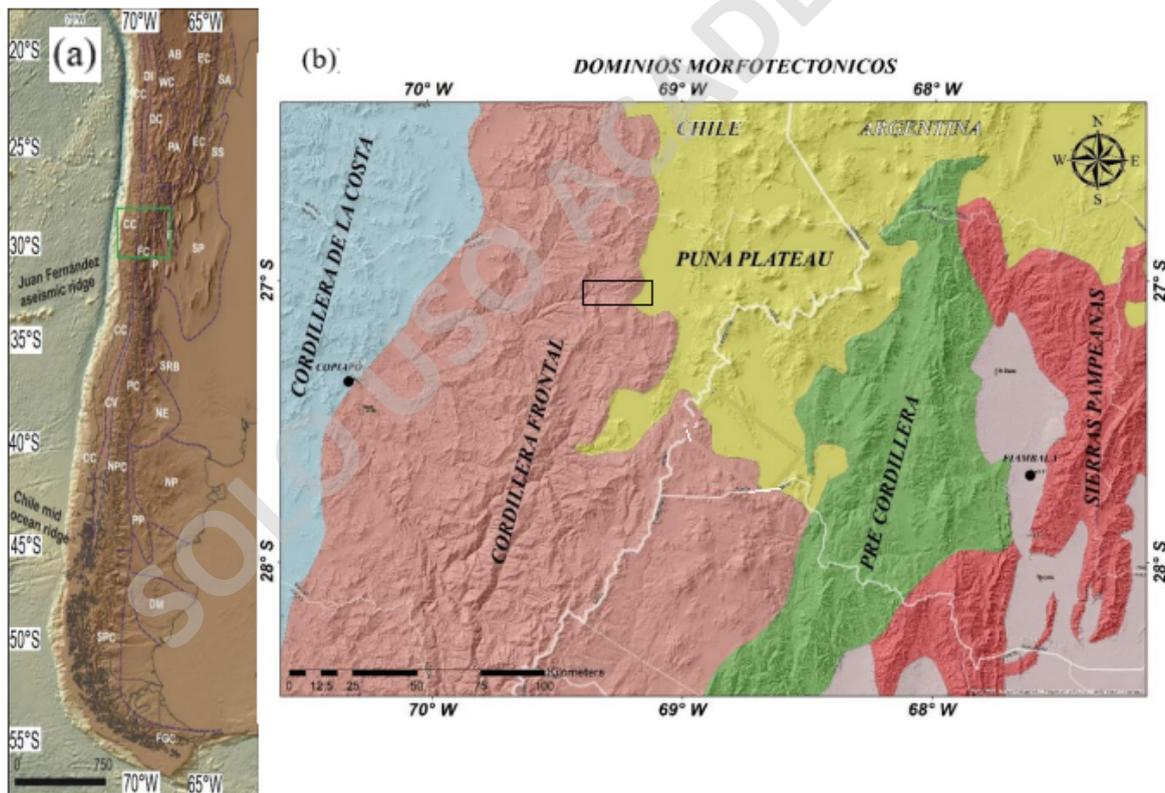


Figura 1: a) Hillshade que muestra los diferentes dominios morfotectónicos del margen continental Chileno y ubicación de imagen satelital DEM. Modificado de Folguera et al. (2018). b) Hillshade que exhibe los diversos dominios morfotectónicos de la latitud de trabajo propuestos por diferentes autores: Puna: modificado de Ramos et al. (2002). Precordillera: modificadas de Rubiolo y Pereyra (2001) y Ramos et al. (2002). Cordillera Frontal: modificado de Rubiolo y Pereyra, 2001; Martínez et al. (2015). Cordillera de la costa: modificada de Arevalo (2005), Ramos et al. (2002), Ramos y Folguera (2009). (extraído y modificado de Wagner, 2021).

La construcción y la geometría estructural de los orógenos ha sido materia de estudios durante los últimos 60 años (Isack et al., 1982; Jordan y Allmendinger, 1986 y 1989; Ramos et al., 2002 entre otros). Se sabe que en los diversos cordones montañosos se reconocen dos estilos de deformación, fajas plegadas y corridas de piel gruesa y piel fina, los cuales son utilizados para describir las estructuras expuestas en superficie (Pfiffner, 2006) (Figura 2). Para caracterizar dependerá de las condiciones tectónicas relacionadas al orógeno, lo que afectará a la arquitectura, los sistemas de deformación producidos y sus aspectos mecánicos de la deformación (Pfiffner, 2017).

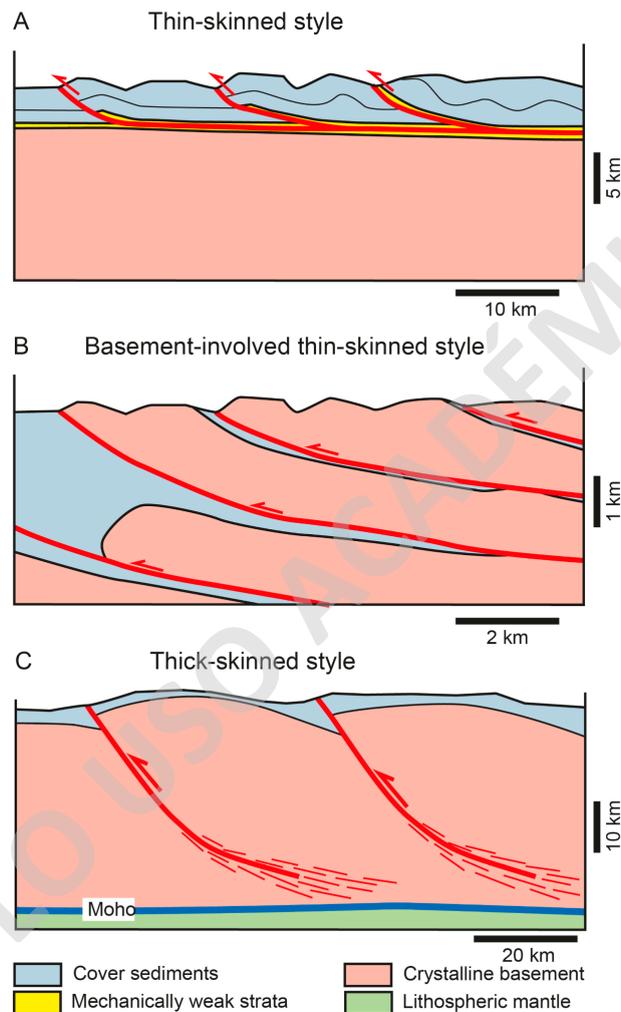


Figura 2: Fajas plegadas y corridas; A) piel fina; B)Basamento involucrado de piel fina; C) piel gruesa (Pfiffner, 2017).

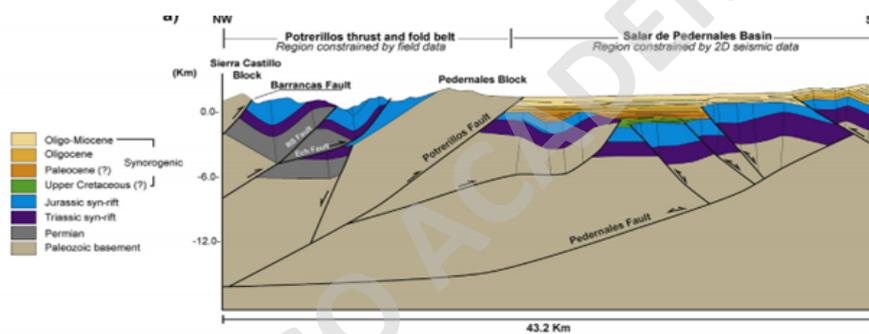
El estilo estructural de un sistema de piel fina consta en la deformación de la cobertura sedimentaria mediante planos de despegue que se originan desde el contacto con el basamento cristalino. Esto se genera producto a que este es un límite de debilidad mecánica entre estos bloques (Pfiffner, 2006; Pfiffner, 2017). Por otro lado, la tectónica asociada a un estilo de piel gruesa involucra fallas de alto ángulo que afectan al basamento cristalino. Es común que estas fallas sean paralelas al contacto de cobertura-basamento, a unos escasos metros bajo este límite, lo que produce la delimitación de delgadas franjas de basamento que se alzan (Pfiffner, 2017). En algunos casos, suele ocurrir una deformación mixta multi episódica, la cual es conocida como tectónica de piel fina que involucra al

basamento (Pffifner, 2006; Pffifner, 2017). Esta clase de estilos de deformación mixtos es como se han descrito un sin número de zonas en el orógeno andino asociados a deformación compresiva (Fuentes et al., 2020; Giambiagi et al., 2003; Amilibia et al., 2008; Martínez et al., 2012; Mardones et al., 2021; entre otros)

### 1.1.- Formulación del Problema

Relacionado a los estilos de deformación mixta antes mencionado, se ha planteado que la Cordillera Frontal a los 26°S representa es un sistema de contracción en el segmento de subducción de "Flat-Slab" Pampeano orientado al este, compuesto por grandes superficies de detachment desde el basamento, con fallas normales tectónicamente invertidas de movimiento extensional Mesozoico y compresional Mesozoico-Cenozoico y pliegues de escama fina relacionados a una vergencia regional hacia el oriente pliegues (Martínez, et al, 2020). Por otra parte, a los 28°S se propone que existe un estilo de piel hibrida con vergencia hacia el este y también con fallas normales invertidas (Martínez, et al, 2016) (Figura 3).

A



B

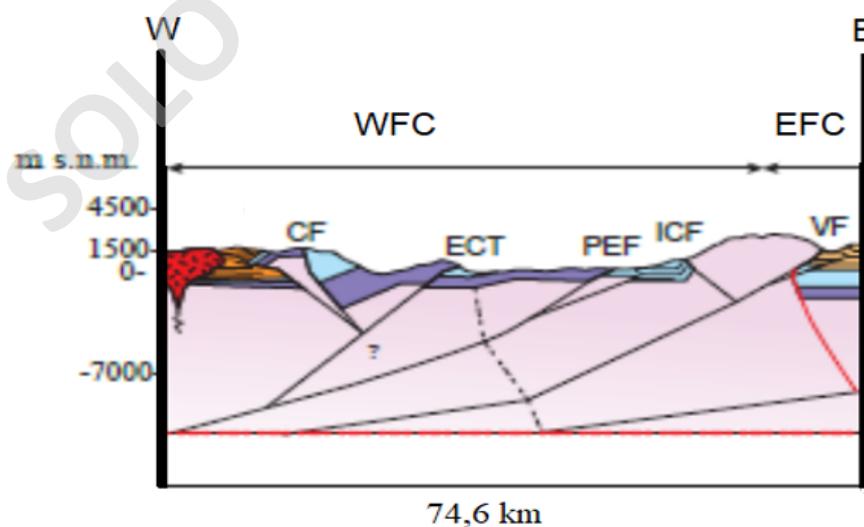


Figura 3: Modelos estructurales. A) Faja plegada y corrida de Potrerillos 26°S (Martínez, et al, 2020). B) Cuenca Lautaro 28°S (modificado Martínez, et al, 2016).

Sin embargo, los estilos estructurales de los Andes Centrales en la Cordillera Frontal entre los 26° y 28°S, Martínez (2012 y 2020) menciona que se desarrollaron en un comienzo en un periodo syn-tectónico de extensión durante el Triásico-Jurásico en donde se generaron cuencas de trasarco con la Formación Lautaro y Estratos Amolanas (Oliveros, et al., 2012). Luego durante el Cretácico Superior se desarrolla un régimen compresivo, en donde se reactivan las fallas normales a fallas inversas, a través de una inversión tectónica. Además, este régimen genera fallas de carácter contraccional que vergen hacia el este en Potrerillos y hacia el oeste en la Cuenca Lautaro (Martínez, et al, 2020 y 2012).

Lo expuesto, deja en evidencia la necesidad de realizar un análisis estructural entre la Cuenca de Lautaro (28°S) y Potrerillos (26°S) que permita dilucidar los estilos arquitectónicos, si varía las direcciones de vergencia, y comprender del Mesozoico en adelante entre las unidades morfoestructurales de Cordillera Frontal y La Puna.

Por esta razón, el presente estudio tiene como problemática comprender la geología estructural de la Quebrada Paipote, III° Región de Atacama (27°S), proponiendo un modelo que permita dilucidar mecanismos de deformación que expliquen las estructuras expuestas en superficie, testeando si es válido con estilos de inversión tectónica o directamente contraccional y comparar la relación espacial respecto a la arquitectura propuesta por los modelos de la Faja Plegada y Corrida de Potrerillos (26°S) (Martínez, et al., 2020) y con la Cuenca Lautaro (28°S) (Martínez, et al., 2012). Además, de analizar y explicar la transición e interacción de las unidades morfoestructurales de la Cordillera Frontal y La Puna en la zona de estudio, al oeste de la Laguna Santa Rosa.

## **1.2.- Hipótesis**

Las estructuras que afectan a las unidades Mesozoicas y Cenozoicas al oeste de la Laguna Santa Rosa, se pueden explicar por mecanismos de deformación marcados por estilos estructurales de piel híbrida, de doble vergencia, relacionado a un mecanismo de inversión tectónica en el Cretácico Superior y que construye la Cordillera Frontal con estilo de piel híbrida y la Puna Plateau con un estilo de piel fina.

## **1.3.- Objetivos**

### **1.3.1.- Objetivo General**

- Desarrollar un modelo geológico integrado que explique la evolución de la deformación y del campo de strain durante el Mesozoico y Cenozoico en el límite occidental de la Puna Austral y la Cordillera Frontal.

### **1.3.2.- Objetivos Específicos**

- Caracterizar los elementos litológicos, estructurales que afloran en la zona de estudio.
- Caracterizar la deformación frágil a través de estilos estructurales y de los indicadores cinemáticos en las rocas descritas del área de estudio.
- Determinar y correlacionar las características estructurales descritas para determinar los estilos estructurales, direcciones de vergencia y cantidad de deformación en el área de estudio.

#### 1.4.- Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se encuentra en la Región de Atacama, 80 km hacia el noreste de la ciudad de Copiapó (Figura 4), entre los 26,9° a 27,1°S y los 69,4° a 69,1°W, abarcando un área de 458,2 Km<sup>2</sup>.

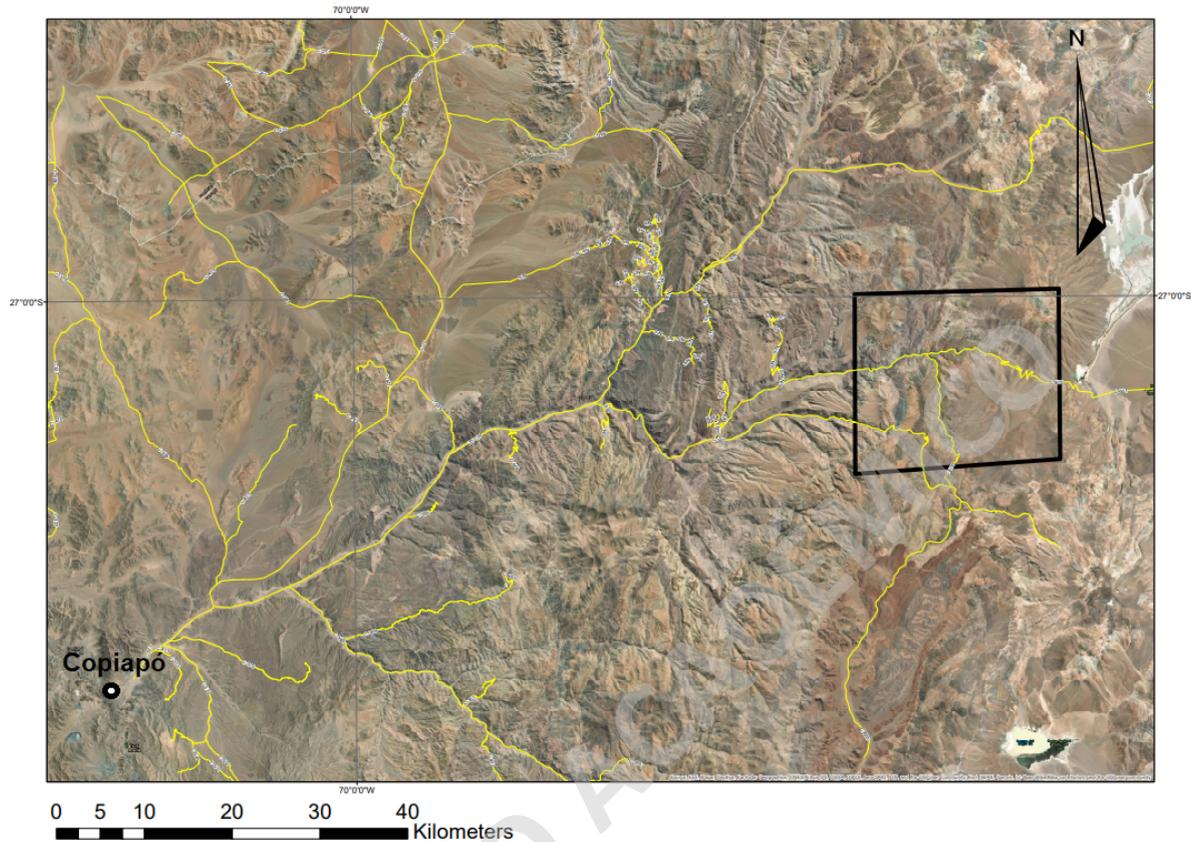


Figura 4: Imagen satelital en coordenadas geográficas que muestra la ubicación del área de estudio a escala, en coordenadas UTM que muestra vías de acceso en amarillo.

Desde Santiago se debe tomar la Ruta 5 o Panamericana norte hasta la ciudad de Copiapó, luego se debe acceder al paso internacional CH-31. La ruta se bifurca, hacia el noreste en la quebrada San Andrés y hacia el sureste es la ruta C-341. Esta última, corresponde al camino principal dentro de la zona de estudio que está en la quebrada de Paipote.

#### 1.5.- Metodología

##### 1.5.1.- Etapa preparación de terreno

En esta etapa se recopiló la bibliografía que permitió la elaboración un mapa geológico foto interpretado de la zona de la quebrada de Paipote, junto con otras informaciones relevantes tales como unidades litoestratigráficas, edades de dataciones radiométricas de trabajos anteriores, marco estructural, secciones estructurales, entre otras.

Se confeccionó un mapa geológico en el sector de la quebrada de Paipote a escala de 1:30.000 para establecer un marco geológico y estructural foto interpretado con el fin de comprender la disposición espacial a macro escala de las rocas en dicha zona.

Se utilizó el software ArcGis para georreferenciar los datos recopilados. Dentro de la misma plataforma, se empleó el uso las imágenes satelitales del Basemap para la realización de planchetas y posterior discriminación litológica.

### **1.5.2.- Etapa de terreno**

Esta etapa consistió en un periodo de una semana donde se realizó una salida a terreno a la zona de estudio dentro la primera quincena de marzo de 2021.

En la primera mitad del terreno tuvo como objetivo el reconocimiento de la geología de la quebrada de Paipote. Ahí se realizaron descripciones petrográficas de las diversas unidades litológicas del Mesozoico y Cenozoico. Además, se tomaron mediciones sistemáticas de rumbos y mateos, principalmente en las rocas deformadas del mesozoico y cenozoico. Con lo anterior permitió realizar un mapeo 1:30.000 en detalle de los afloramientos en planchetas. Obteniendo las características estructurales y sus relaciones de contacto con las rocas adyacentes.

La segunda mitad del terreno tuvo la finalidad de realizar estaciones de mediciones de indicadores cinemáticos que permitan entender las direcciones del campo de strain y reconocer los cambios en la arquitectura estructural de la zona de estudio.

### **1.5.3.- Etapa de gabinete**

#### **1.5.3.1.- Trabajo con base de datos**

Luego de terreno se elaboró una base de datos litológicos y estructurales tales S0 e indicadores cinemáticos y muestras de mano de cada punto. Cabe destacar que cada dato está georeferenciado con coordenadas UTM en la zona 19J.

#### **1.5.3.2.- Mapeo y perfiles geológico de la zona**

Utilizando los datos recopilados de otros autores, el mapeo y los datos obtenidos en terreno, se caracteriza la geología y las estructuras de la zona de la naciente Quebrada de Paipote. Digitalizando el mapa geológico a escala 1:30.000 y georeferenciando los datos con el software ArcGis 10.5. Además se realiza la traza para el perfil, se obtiene la topografía de la misma, se localizan los contactos litológicos y se disponen los datos de rumbos y mateos correspondientes a lo largo de toda la sección utilizando el Método Kink.

#### **1.5.3.3.- Análisis de indicadores cinemáticos**

Utilizando el software FaultKin se caracterizaron con el apoyo de redes estereográficas los datos de indicadores cinemáticos de cada estación para obtener una tabla de discretización, familias de direcciones de contracción y elongación. A partir de las características del ángulo del rake, la cinemática y la calidad del dato, se pueden generar diversas redes estereográficas que definan o vinculen a un cierto proceso de deformación, logrando obtener los ejes de compresión – extensión y los campos de strain asociado a cada estación cinemática definida en la etapa de terreno.

#### **1.5.3.4.- Proposición de modelo estructural.**

Una vez analizados los resultados de este trabajo se propone un modelo estructural el cual busca explicar en profundidad las estructuras que se encuentran en la superficie del área de

estudio. Utilizando el método Kink y comparando los modelos anteriores que están al norte y al sur de la quebrada Paipote.

## 2.- Marco Teórico

### 2.1.- Análisis Cinemático

En las zonas de cizalle asociadas a una deformación frágil es importante caracterizar estructuralmente los elementos que identifican uno u otro estilo de deformación frágil. Para ello, la medición sistemática de planos de fallas, fracturas, vetillas permiten obtener indicadores y patrones asociados a una cierta configuración del campo de strain y stress. Dichos elementos suelen ser estructuras desarrolladas a partir de patrones que derivan de los esfuerzos de cizalle que permiten establecer el sentido y direcciones de movimiento de las fallas. La observación y la cuantificación de dichos indicadores se basan en la medición en los planos de fallas a meso escala, lo cual al momento de interpretar procesos de escala regional se debe considerar esta información (Allmendinger et al, 1989).

Existen diferentes criterios definidos por distintos autores para comprender el movimiento en los planos de falla (Doblas, 1997; Petit, 1987; Tchalenko, 1970). Uno de los más utilizados en geología estructural es el denominado experimento de Riedel (1929), el cual consiste en determinar la cinemática de los esfuerzos de cizalle a partir de frecuentes fracturas secundarias asociadas al plano de falla principal, nombradas “fracturas de Riedel” (R) y “fracturas conjugadas de Riedel” (R’) (Tchalenko, 1970) (Figura 5a).

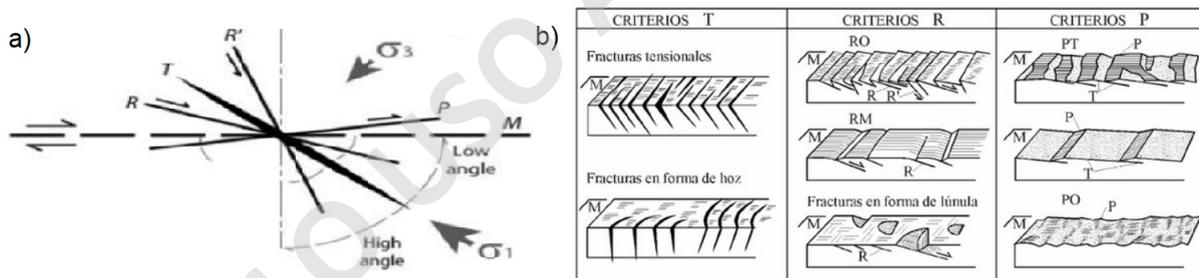


Figura 5: a) Terminología para describir los elementos de fracturas secundarias en un contexto de cizalle y criterio correspondiente para definirlos. b) Fracturas secundarias más estriamiento debido a elementos que generan surcos (Petit, 1987).

Estas fracturas asociadas al plano de cizalle se pueden dividir en 3 principales grupos. Uno de ellos es el “Grupo R”, que involucra aquellas fracturas secundarias sintéticas llamadas como R y antitéticas como las R’, generando así fallas conjugadas en donde la geometría de estas fallas significa direcciones de máximo acortamiento y extensión de los ejes del elipse de strain, orientados inicialmente a 45° de la zona de cizalle (Figura 3a). El “Grupo T” incluye una repetición de fracturas producidas por tensión a 45° respecto al plano de falla y a la dirección de acortamiento máximo y por último el “Grupo P” son aquellas fracturas secundarias de sentido sintético con bajo ángulo con respecto al plano de falla. No obstante, lo mencionado anteriormente solo se puede utilizar como una descripción geométrica de fracturas en un contexto de esfuerzos de cizalle y no como explicación mecánica en la zona de fricción (Petit, 1987).

En consecuencia, Petit (1978), define otros indicadores cinemáticos que no implican fracturas secundarias, los cuales se dividen en dos grupos. El primero es “Estriamiento debido a un elemento de surco” (Figura 3b), este grupo de indicadores son consecuencia a la fricción de un fragmento mineral o roca que tiene igual o mayor dureza que produce un surco en la pared en la cual se desliza. El segundo grupo se denomina “Cristalización asociada a irregularidades de los planos de falla” (Figura 6), el cual caracteriza por crecimiento de fibras minerales a escala local en las irregularidades del plano de falla, con peldaños perpendiculares al sentido de estriamiento.



Figura 6: Cristalización férrica asociada a irregularidades en planos de falla.

Luego de dos décadas, Doblas (1998), genera una nueva clasificación de indicadores cinemáticos, en planos en base a 61 criterios que son subdivididos en 11 grupos, los cuales integran todos los mencionados anteriormente. Entre estos grupos se tienen los siguientes: “V” o marcas de crecimiento (CM), escalones (ST), fracturas (FR), tren de planos estructurales inclinados (IS) , materiales de arrastre (TM), elevaciones asimétricas (AE), elementos deformados (DE), orientación mineral/cristalográfica, características asimétricas de la vista del plano, cavidades y pliegues asimétricos (PW) (Figura 7). A partir de estos 9 grupos fueron establecidos por características morfológicas y geométricas que se pueden presentar a escala métrica y microscópica. No obstante, es relevante destacar el grado de confiabilidad según la calidad de cada indicador cinemático, los cuales se indican de la siguiente forma: “Good”, “Fair” o “Poor” (Doblas, 1998).

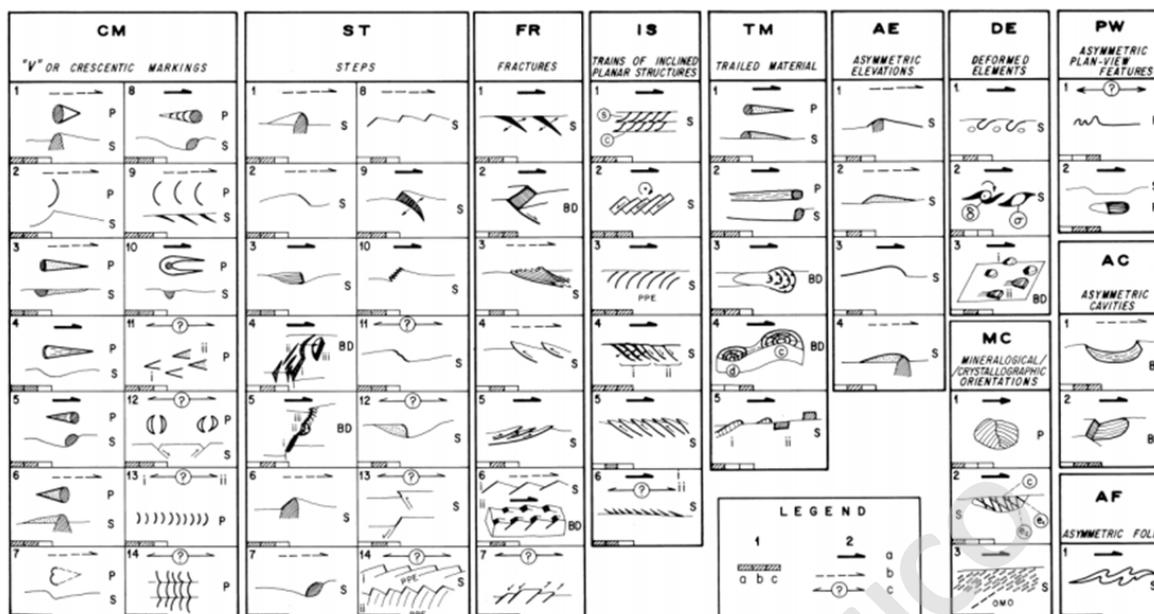


Figura 7: Clasificación de indicadores cinemático: 1) escala de ocurrencia del indicador (a = microscópico b = decenas de milímetros; c = métricas); 2 = las 3 flechas que se muestran apuntan en dirección del movimiento del bloque faltante, indicando los grado de confiabilidad en cada indicador cinemático (a) Good, b) fair, c) poor); Vistas de figuras, BD = diagrama 3D, OMO = orientación mineralógica oblicua, PPE= elemento planar previo, P = en planta, S = sección (Doblas, 1998).

En el 2014, trabajos realizados por Nováková y Brož, documentan un trabajo de campo es posible distinguir cuatro tipos de planos o zonas de falla de movimiento relativo entre los bloques: Strike-Slip (dextral o sinistral), Fallas Verticales (normal e inversa). La certeza y calidad respecto al sentido obtenido a partir de los indicadores cinemáticos puede ser catalogado como: Q0, Q3, Q2 y Q1 (Tabla 1). En donde Q0 sería “incerteza” y Q1 sería “seguro” (Nováková y Brož, 2014).

Quality factor	Uncertainty
0	Unknown
1	Sure
2	Probable
3	Supposed

Tabla 1: Nivel de incerteza en la determinación del sentido de movimiento (Nováková y Brož, 2014).

## 2.2.- Métodos de los Diedros

Los datos de estaciones cinemáticas son ingresados al software Faultkin (Allmendinger et al., 2012), el cual utiliza una serie de técnicas gráficas y numéricas que facilitan el análisis cinemático. Este usa los datos tomados para proyectarlos estereográficamente en una red estereográfica, donde la representación gráfica de cada falla y sus características se realiza mediante líneas curvas, puntos y flechas que representan la falla, estrías y el movimiento del bloque colgante respectivamente (Figura 8) todo esto para analizarlos mediante el método de los diedros rectos (De Vicente et al., 1992).

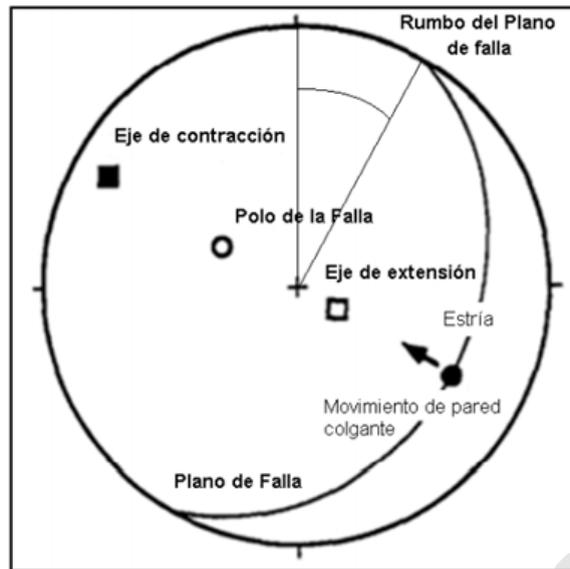


Figura 8: proyección estereográfica esquemática en el hemisferio inferior de la geometría de la cinemática de una falla y sus características (Marrett y Allmendinger, 1990).

Este método es una suma areal en proyecciones estereográficas de las zonas de contracción y extensión de las distintas fallas (Figura 9 y 10), los cuales determinan las posibles orientaciones comunes de los ejes de máxima contracción y extensión que en definitiva determina el elipsoide de strain (De Vicente et al., 1992). En el software se calcula a través de la distribución estadística de Bingham (Figura 10), proporcionando máximos direccionales objetivos de los ejes de acortamiento y extensión (Mardia, 1972). Mediante la orientación de los ejes resultantes es posible deducir de forma cualitativa la dirección de contracción y extensión que genera el movimiento de esa familia de fallas (De Vicente et al., 1992).

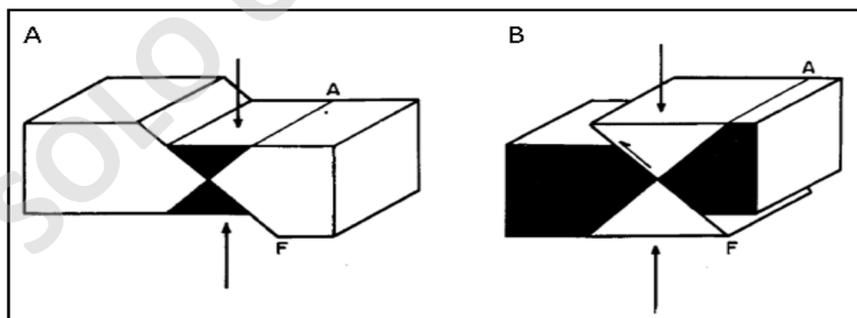


Figura 9: Esquemas de diedros rectos de una falla. (A) Diedros rectos de una falla normal (Negro: Compresión, Blanco: Extensión). (B) Ídem para una falla inversa. (De Vicente et al., 1992).

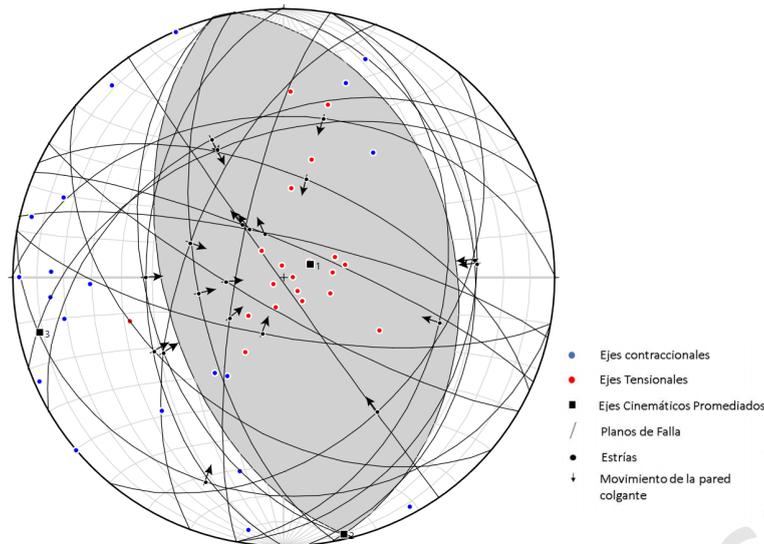


Figura 10: ejemplo de proyección estereográfica de estación cinemática 1, con movimiento inverso, rake mayor e igual de  $70^\circ$  y con un total de planos de falla de  $N=17$ .

Para esta investigación, se tomará como guía el trabajo de Marrett y Allmendinger (1990), en donde se ocupan el conjunto de fallas medidas en estaciones que pueden mostrar una cierta tendencia o patrones múltiples de los ejes de contracción y extensión, para así tener distintos métodos de análisis para cada uno de estos.

Cabe destacar que en ciertas situaciones en que se observa una tendencia clara es necesario identificar los ejes de strain tanto de la roca plegada como en la no deformada. Es por esto que se utiliza el cálculo “unfold data” del software para llevar a la roca en su estado original no deformada para tener los ejes de la roca plegada y no plegada. Lo anterior, es posible inferir si las estructuras medidas fueron generadas antes, durante o después de la deformación.

En el caso en que se observan patrones multimodales, se necesita separar las fallas en grupos según la orientación y cinemática. Con el fin de identificar bajo qué mecanismos fueron producidas y poder determinar la temporalidad de las deformaciones sobre impuestas (Allmendinger et al., 1989).

Allmendinger et al. (1989) describen 4 mecanismos principales (Figura 11):

- Deformación triaxial, explicada por Reches (1983), el cual se interpreta a partir de la presencia de sets de fallas que se cortan mutuamente. Estas deben cumplir con ser 3 o 4 sets de fallas con simetría ortorrómbica e igual número de distintas direcciones de desplazamiento (Marrett & Allmendinger, 1990).
- Reactivación anisótropa, corresponde a la reactivación local de anisotropías preexistentes (posiblemente de basamento) que no se acomoda idealmente, generando deformación heterogénea triaxial localmente. Esta se reconoce al observar un set de fallas y dirección de desplazamiento no relacionadas con las demás, es decir no es ni conjugada ni de simetría ortorrómbica. También puede producir una correlación entre las orientaciones de sets de fallas y la anisotropía de

basamento o entre cambios espaciales en la cinemática de los desplazamientos de las fallas y cambios en la orientación de la anisotropía de basamento (Marrett & Allmendinger, 1990).

- Compatibilidad de deformación, es posible observar entre dos grupos de fallas de orientaciones diferentes, en las cuales se requiere que ambas se desplazan paralelamente a la línea de intersección, en caso de que no haya estructuras. Una gran diferencia entre las orientaciones de fallas produce una gran diferencia en sus cinemáticas, esto dará como resultados múltiples sets de fallas que tendrán similar dirección de desplazamiento (Marrett & Allmendinger, 1990).
- Deformación múltiple, producida cuando un set de fallas (Figura 12 A) generado por un evento de deformación 1 es reactivado por otro evento de deformación que genera un segundo set de fallas (Figura 12 B) y un segundo set de indicadores cinemáticos, que se superponen al set de indicadores cinemáticos del primer set de fallas, por ende, las fallas a mesoescala estudiadas mostrarán dos o más direcciones de desplazamiento mediante su rakes dispuestos en el plano de falla (Figura 10 C) (Marrett & Allmendinger, 1990).

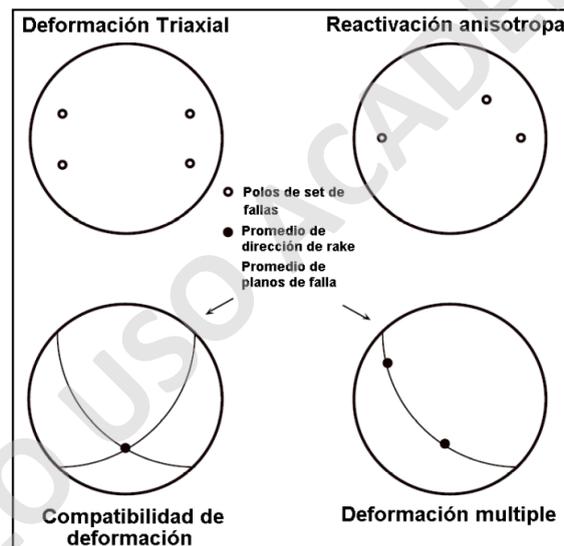


Figura 11: Mecanismos de deformación que generan patrones multimodales de cinemática heterogénea. (Marrett y Allmendinger, 1990).

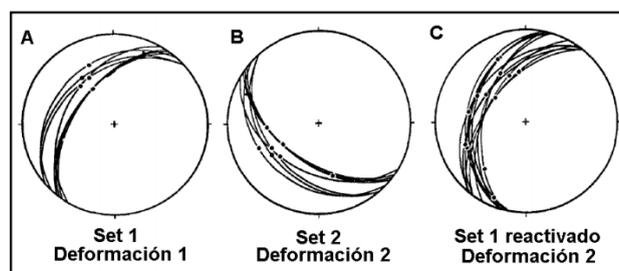


Figura 12: Representación gráfica de deformación múltiple. Las líneas representan los planos de falla y los puntos la ubicación de las medidas de rake. (Marrett y Allmendinger 1990).

Con los parámetros mencionados anteriormente, se realizará el análisis cinemático como en estudios previamente publicados (Por ejemplo, Giambiagi et al., 2016), en la cual se comenzó analizando los datos cinemáticos de las rocas más jóvenes y concluyó con los datos de las rocas más viejas. Esto se debe a que las rocas más jóvenes muestran fallas producidas por los últimos eventos de deformación, mientras que las rocas más viejas pueden registrar más de un evento de deformación (Figura 13).

Es por esto que en primera instancia es necesario conocer las direcciones de contracción de las unidades más jóvenes (Unidad 2, Figura 13, B y C), para luego “restarlas” de la solución del plano de falla de las unidades más antiguas (Unidad 1, Figura 13, D y E) y así poder obtener la dirección de contracción que deformó a las unidades más antiguas (Figura 13, F) antes de la última deformación, vista en las unidades más nuevas. De esta forma es posible ir determinando los diferentes eventos de deformación que afectaron al área de estudio y restringirlas temporalmente.

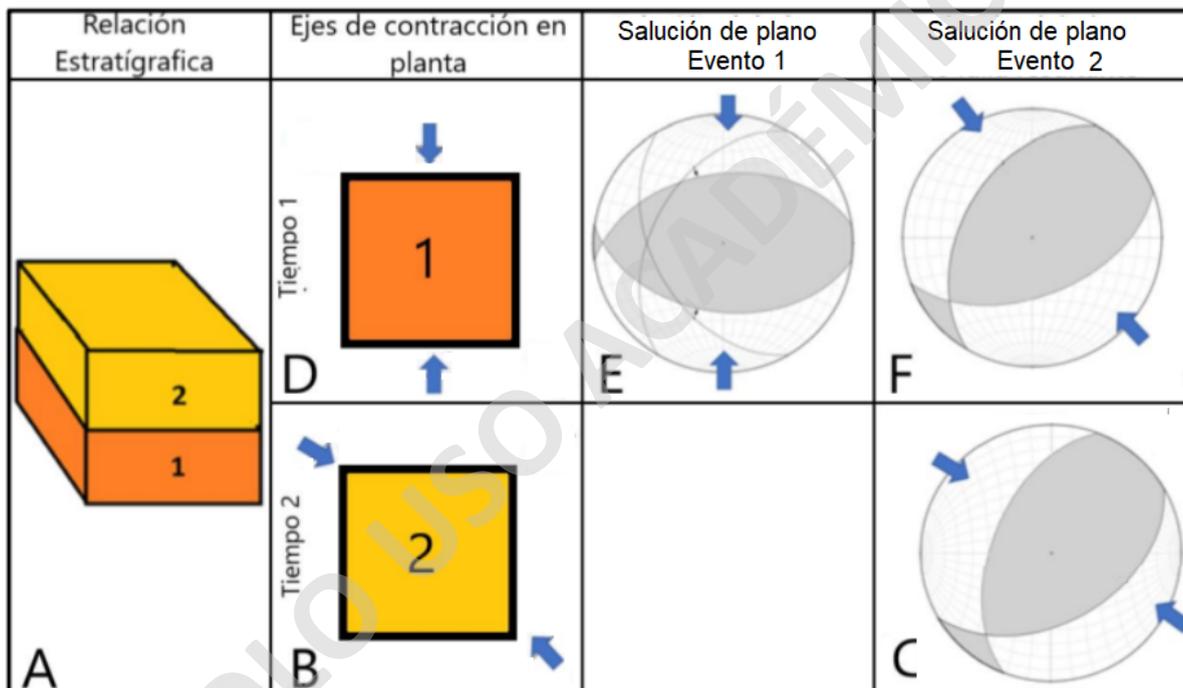


Figura 13: Ejemplo de variación espacio-temporal de las direcciones de contracción (modificado Saavedra, 2020).

### 2.3.- Estilos Estructurales

Carrapa et al. (2011) menciona que cada sistema orogénico es único, pero todos los cordones montañosos están sujetos al mismo proceso tectónico de contracción y transporte lateral del material de la corteza superior, dependiendo de su margen, estilo tectónico, capacidad de alzamiento y subsidencia dinámica (DeCelles & Giles, 1996).

Los estilos de deformación estructurales están dados por el transporte lateral que afectan a la evolución de las cuencas tras arco, ante arco y antepaís. Donde el transporte de rocas generado por una faja plegada y corrida actúa como incorporador de nuevos sedimentos a

la zona frontal mediante el cabalgamiento basal y algunas veces genera deformación interna bajo diversos sistemas ( Dahlstrom, 1970, Bally et al., 1966).

Como se mencionó anteriormente, los sistemas de piel delgada (Figura 1, B) están determinados por fallas de cabalgamiento de bajo ángulo, rampas de geometrías planas, estructuras dúplex y una progresión sistemática de la deformación, que generalmente se propaga hacia el antepaís a través de un paquete de rocas sedimentarias relativamente de baja resistencia mecánica (Bally et al., 1966; Davis et al., 1983).

Por otro lado, los sistema de piel gruesa (Figura 1, A) destacan por fallas más profundas y pronunciadas en el basamento cristalino, experimenta un desarrollo más errático y fuera de secuencias (ejemplo, Jordan, 1995). Lo anterior se debe a la alta resistencia mecánica presente en las rocas del basamento. A menudo las fallas de este tipo de estilo se deforman a lo largo de heterogeneidades preexistentes, como fábrica, zonas de cizalle antiguas, patrones de fracturas generalizadas o sistemas de fallas heredados (Allmendinger et al., 1983).

Sin embargo, existen numerosos casos en el mundo (por ejemplo: Martinez, et al, 2012) en que la deformación de piel delgada y piel gruesa coexisten y están a la propagación regional desde interior (Hinterland) hasta cuencas de antepaís (Foreland) (por ejemplo, Los Alpes europeos, la faja plegada y corrida de Sevier del oeste de Estados Unidos, el frente de cabalgamiento (thrust belt) del Himalaya (Burchfiel & Davis, 1972; Boyer & Elliott, 1982; Coogan, 1992; Yonkee, 1992; Royse, 1993; Hodges, 2000; DeCelles, 2004).

Otro estilo estructural son los estilos de inversión tectónica, los cuales se definen cuando una cuenca controlada inicialmente por fallas extensionales se reactiva con el movimiento inverso de dichas estructuras por una compresión tectónica posterior (Cooper y Williams, 1989). De esta manera se define una inversión parcial (Figura 14b), cuando hay reactivación de parte de la falla normal a inversa y las capas pre-rift en el basamento están en clara extensión, mientras que las capas post-rift están en clara compresión. Una inversión total (Figura 14c) en tanto, se genera cuando toda la falla normal es reactivada como inversa sin saltos extensionales a través de la falla en la secuencia pre-rift, reconstituyendo la estratigrafía previa al graben, produciendo una extrusión del material syn extensión (Bally, 1984).

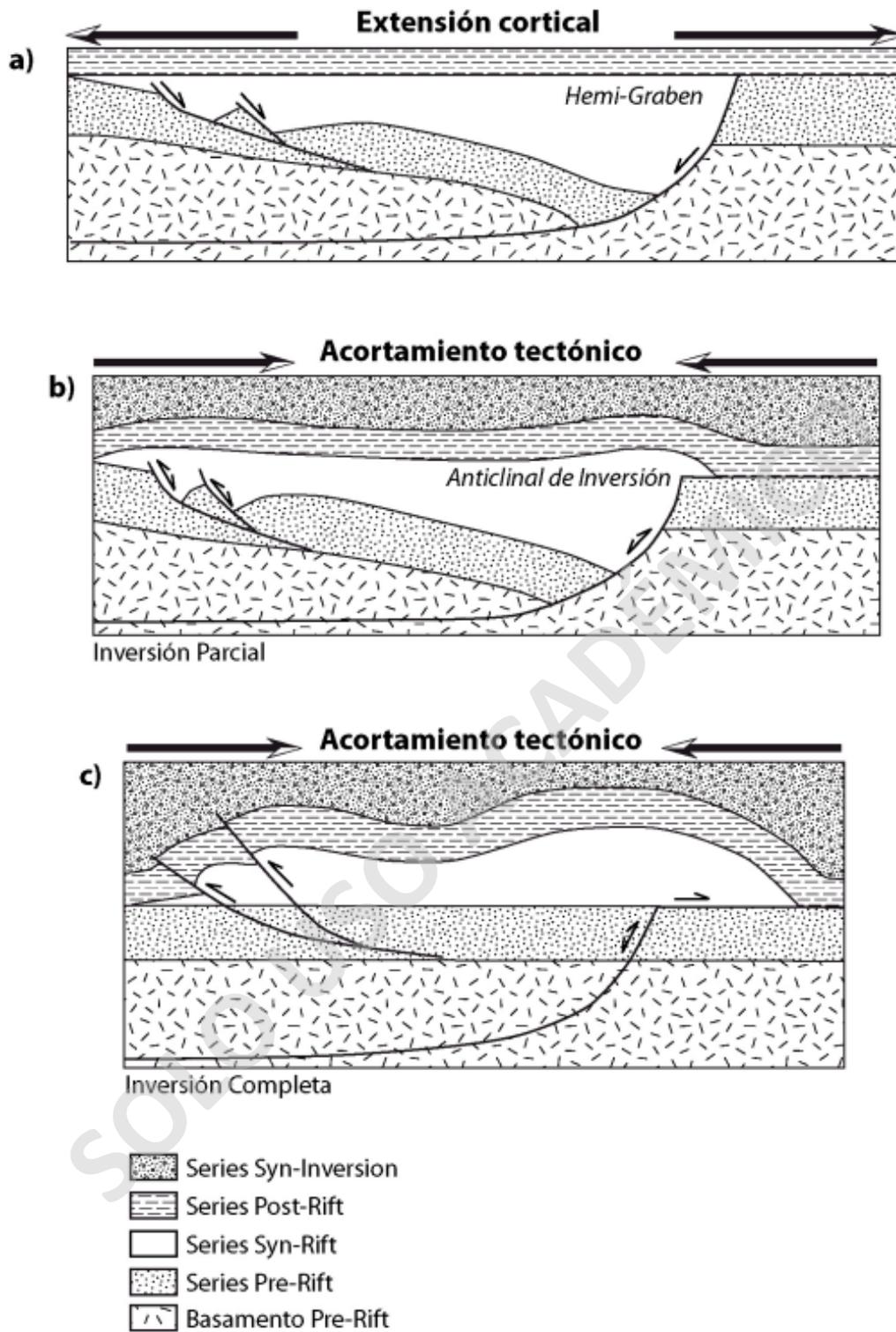


Figura 14: Ilustración a) hemigraben extensional b) inversión parcial c) total de un hemigraben (Bally, 1984)

### 3.- Marco Geológico

#### 3.1.- Generalidades

El área de estudio se encuentra en los Andes Centrales del Sur, en el margen de subducción activo de la placa de Nazca con la Sudamericana. No obstante, el ángulo de subducción no es uniforme a lo largo de las diferentes latitudes, lo que produce cambios estructurales y magmáticos en la placa superior (Jordan et al. 1983). Entre los 28° y 33° S se produce el denominado Flat slab pampeano (Figura 15) (Gutscher et al., 2000(a), Ramos et al., 2002) el cual evoluciona en transición a un sistema de subducción tipo Chilena (Uyeda y Kanamori, 1979) hacia el Sur a las latitudes 15° - 29° S (Isacks, B.L., 1988, Cahill y Isacks 1992, Pardo et al, 2002).

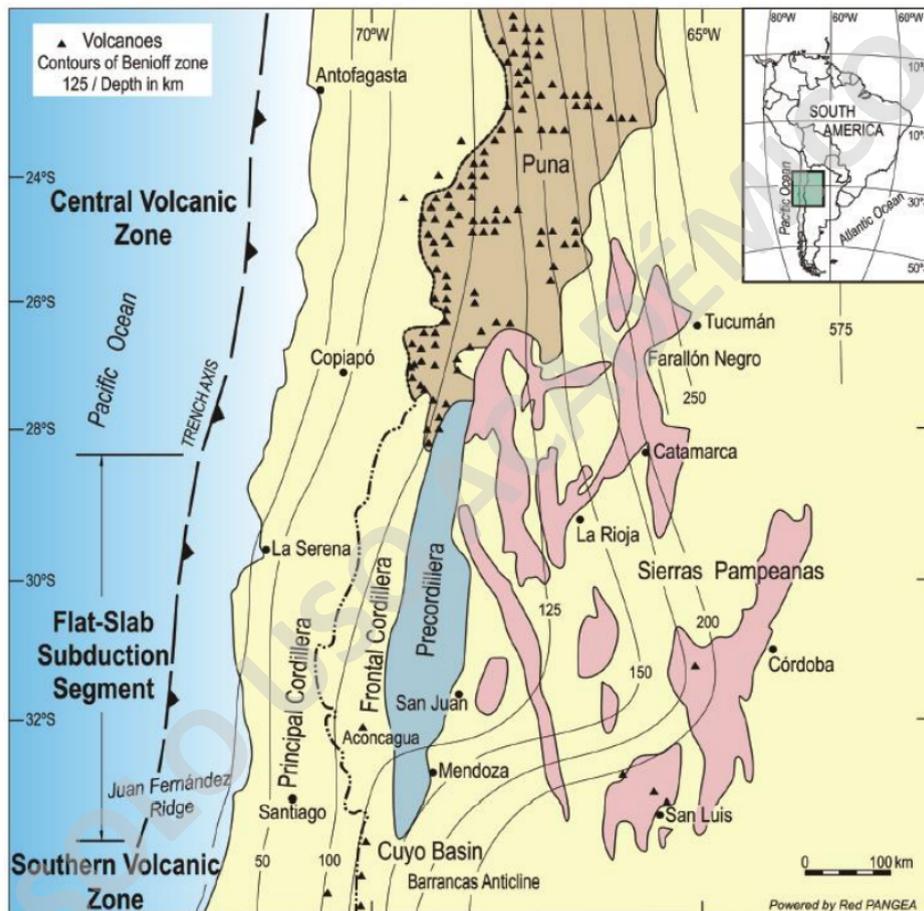


Figura 15: Segmento del flat-slab Pampeano con indicación de la profundidad de la placa de nazca basado en Cahill & Isacks (1992), y segmentación morfoestructural. (Ramos y Folguera, 2009, de Ramos, et al, 2002)

La transición desde el norte de una subducción normal tipo Chilena a flat slab pampeano, entre los 24° a los 28°S (Uyeda, 1982) se caracteriza por ser suave y gradual, en donde el ángulo de subducción cada vez va disminuyendo hacia el sur (Isacks, 1988, Cahill y Isacks 1992). No obstante La Puna Austral es único respecto a la geometría de la subducción que la produce (Isacks, 1988, Allmendinger et al, 1989) y esta zona de transición (Jordan et al., 1983 y Allmendinger et al., 1983) se puede caracterizar por 4 factores que la distinguen del segmento norte de La Puna (Allmendinger et al., 1989):

1. La parte del norte del altiplano corresponde a amplias cuencas con algunas variaciones de altura. Mientras que La Puna meridional se encuentra fragmentada en diversas cuencas (Allmendinger et al., 1983, 1989).
2. La Puna Austral posee una historia paleogeográfica diferente, en donde los niveles más profundos de la corteza han sido exhumados y expuestos antes del Cretácico asociado a hombreras de fallas extensionales (Allmendinger et al., 1983; Alonso et al., 1984). Sin embargo, durante el Eoceno ocurre una exhumación importante (Kramer et al 1999; Carrapa et al 2005).
3. El volcanismo producido en el cuaternario en La Puna meridional presenta abundante material volcánico basáltico y bimodal (Viramonte et al., 1984; Kay et al., 2000, 2009, 2013; Goss et al., 2013), los cuales pueden estar asociado con zonas de fallas activas durante el Cuaternario las cuales se caracterizan por poseer extensión horizontal (Alonso et al., 1984; Marrett y Allmendinger, 1987; Allmendinger, 1989).
4. Las fallas activas se presentan en diversos lugares de la meseta de La Puna, sin embargo, en La Puna Austral los escarpes jóvenes y terremotos corticales son más comunes en esta región (Allmendinger, 1989).

### **3.2.- Evolución tectónica Orógeno Andino**

Se conoce que el proceso tectónico de subducción de placas en el margen Andino ha sido el principal causante del acortamiento y aumento en el espesor cortical del margen occidental de la placa Sudamericana desde el Jurásico (Mpodozis y Ramos, 1990, Charrier et al., 2007). Posteriormente, otros autores complementan que esta subducción podría ser continua desde el Paleozoico, ya que no existirían razones para considerar el cese de subducción durante el Carbonífero al Triásico (Del Rey et al., 2016).

A comienzos del Mesozoico ocurre una fuerte disminución de la tasa de convergencia que caracteriza al ciclo Orogénico San Rafael generado por la separación del Gondwana, produciendo que este sistema colapse. Esto conlleva a la extrusión de una gran cantidad de magma riolítico denominada Provincia Magmática Ácidas de Choyoi (Kay et al., 1989, Charrier et al., 2007). Luego, la evolución Triásica de la región se caracteriza por un arco magmático desplazado hacia el oeste, en paralelo con una tectónica extensiva que genera grabens y hemigrabenes que permitieron el desarrollo de cuencas trasarco con depocentro de orientación NW rellenas de depósitos sedimentarios y volcánicos (Charrier et al., 1979, 2007, Franzese y Spalletti, 2001).

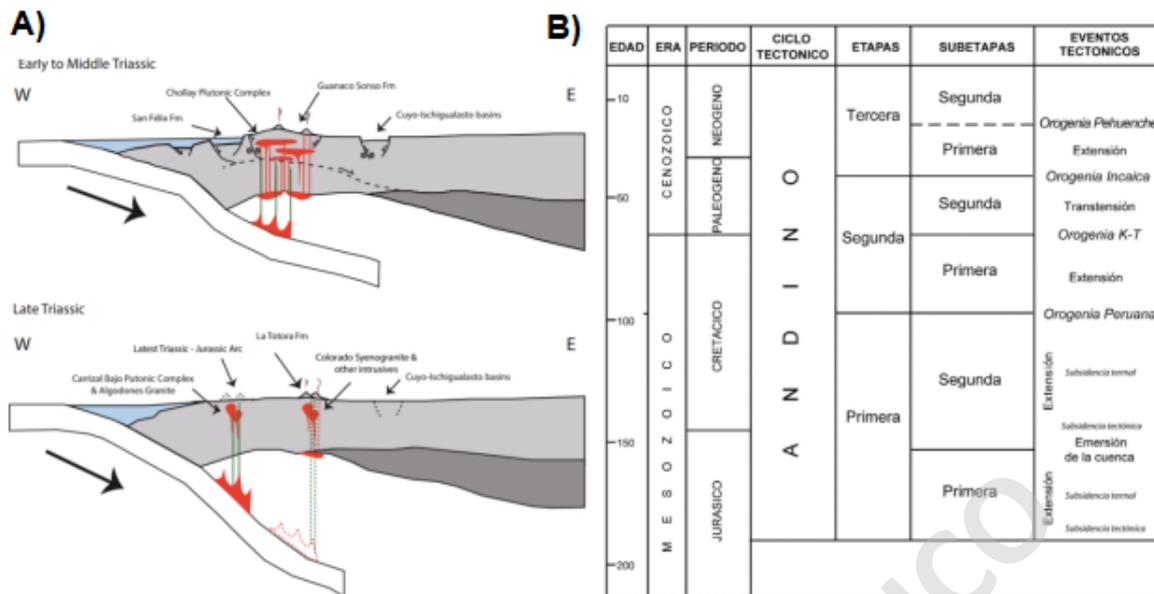


Figura 16: Ciclo tectónico andino desde el Jurásico Temprano tardío al Presente. Al mismo tiempo muestra las subdivisiones en etapas y subetapas de los eventos tectónicos que marcaron el desarrollo de la orogenia Andina. (Charrier et al., 2009).

El ciclo tectónico Andino (Figura 16B) comienza con un régimen extensivo durante el Jurásico Inferior. A principios del Cretácico Superior se registra la migración del arco volcánico hacia el este, el cual se ubicó en la actual Cordillera Occidental, en compañía de un volcanismo de tras arco, lo cual es explicado por un contexto geodinámico de subducción “roll-back” debido a la fragmentación de Gondwana (Franzese y Spalletti, 2001, Charrier et al., 2007). Esta primera fase evoluciona durante Kimmeridgiano – Titoniano al Aptiano-Albiano a una sub-etapa en donde comenzó un régimen compresivo, denominada Fase Peruana. Esta fase fue producto a un fuerte aumento en la tasa de subsidencia y acoplamiento entre las placas lo que genera un cambio de una subducción tipo Mariana a tipo Chilena, provocando que el arco migre hacia el este (Mpodozis et al, 1995; Camus, 2003; Charrier et al., 2007).

La Fase Peruana produjo que las cuencas extensionales de tras arco del Jurásico fueron exhumadas e invertidas debido a la contracción de esta etapa (Mpodozis y Allmendinger, 1993). Lo anterior fue evidenciado gracias a dataciones o U-Pb en circones provenientes de detritos depositados en cuencas syn-tectónicas de este periodo, mostrando un buen registro de alzamiento y erosión de las de las cuencas extensionales Permo-Triásicas y Cretácicas en la Cordillera Frontal y Cordillera de Domeyko (Bascuñán et al., 2015, Martínez et al., 2012, 2013).

Posterior al régimen compresivo, a mediados del Cretácico Superior ocurre régimen extensivo y una nueva migración del arco, pero esta vez hacia el oeste, ubicándose entre la Depresión Intermedia y la Cordillera occidental generando cuencas de trasarco en la Cordillera Oriental (Mpodozis y Allmendinger, 1993, Charrier et al., 2007, 2009). A fines del Cretácico Superior producto a una oblicuidad en el ángulo de subducción, comienza a ocurrir un nuevo evento compresivo cuya fase es denominada “K-T” o “Fase Incaica I”, la cual es evidenciado por la existencia de discordancia angular entre unidades Cretácicas y

secuencias volcánicas Paleocenas de la Cordillera Frontal y Cordillera de Domeyko (Cornejo 1997, 2003, Charrier et al., 2007, Martínez et al., 2013, 2016). Luego, debido a una intensa actividad volcánica y plutónica se produce una nueva etapa transtensiva de baja intensidad comparada a los eventos previos extensivos (Charrier et al., 2007).

La tercera etapa de la construcción del orógeno Andino llamada “Fase Incaica” (Steinmann 1929) comienza con el cese del volcanismo del arco y un evento compresivo de gran intensidad que genera un importante relieve (“Cordillera Incaica”) durante el Eoceno entre los 38.5 - 44 Ma (Hammerschmidt et al., 1992; Tomlinson y Blanco, 1997(a)(b); Charrier et al., 2007). Esto provoca que dominios paleogeográficos de la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental evolucionen de manera independiente durante el resto del Cenozoico (Charrier et al., 2009). En el cual la tectónica está marcada por la partición de la deformación y generación de fallas de rumbo longitudinales que termina generando la inversión tectónica del arco en conjunto con la exhumación de núcleos paleozoicos con vergencia al Este y Oeste (Charrier et al., 2007).

Esta fase, coincide con el periodo donde disminuye el ángulo de subducción en aproximadamente desde los ~ 35 Ma en conjunto con el aumento progresivo en la tasa de subsidencia de la placa Farallón bajo la Sudamericana (Figura 18) (Pardo-Casas y Molnar, 1987, Müller et al., 2016). Luego a los ~25 Ma se fragmenta la placa de farallón en la placa de Cocos y de Nazca (Figura 14) dando paso a los mayores peaks en las tasas subsidencia con 12-14 Cms/Año entre los 15-20 Ma (Figura 17 a) y una variación del ángulo de subducción de ~ 30° a los ~ 20 Ma, ~ 15° a los 15 Ma (Figura 17 b) (Zonenshayn et al., 1984; Somoza (1998); Müller et al., 2016).

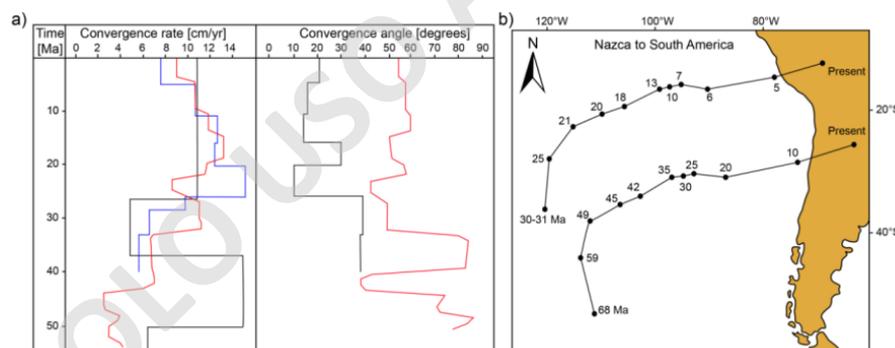


Figura 17: a) diferentes curvas que muestran la velocidad de convergencia y ángulo de subducción entre la placa oceánica bajo la continental, en azul según Pardo-Casas y Molnar (1987), en negro según Somoza (1998) y en rojo según Müller et al. (2016) b) Reconstrucción de la subducción y la cinemática de la placa de Nazca bajo la Sudamericana durante el Cenozoico según Pardo-Casas y Molnar (1987). (Extraído de Mardones, 2019).

Respecto al magmatismo y al volcanismo en la Fase Incaica, se generaron dos contextos diferentes. Al norte de los 27°S se genera el arco volcánico se mantuvo con respecto a la ubicación actual. Mientras que al sur de los 27°S se produjo una sucesión de arcos magmáticos los cuales denotan una migración hacia el este desde el Eoceno Tardío al Mioceno temprano en compañía con la generación de amplias cuencas extensionales de intra-arco (Charrier et al., 2007, 2009).

Finalmente a partir del límite entre el Oligoceno – Mioceno se generó un nuevo evento compresivo cuya fase es denominada como orogenia Pehuenche, este periodo rejuvenece

el núcleo de la Cordillera Incaica e invierte las cuencas extensionales de intra-arco, generando nuevos depósitos syn-tectónico (Charrier et al., 2009). Durante el Mioceno temprano - Plioceno la deformación generó el desarrollo de fajas plegadas y corridas, junto a cuencas de antepaís de retroarco en el borde oriental del orógeno Andino en Argentina (Charrier et al., 2007). Al mismo tiempo durante este periodo comienza a desarrollarse el margen como se observa actualmente, con un segmento de subducción plana entre los 27° a 33° S. Desarrollando alzamiento del basamentos pre Paleozoicos y la formación de la Cordiller Oriental, gracias a condiciones de subducción similares a las actual con tasas de de 7,5-8 Cms/año (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Ramos et al., 2002; Charrier et al., 2007; Müller et al., 2016).

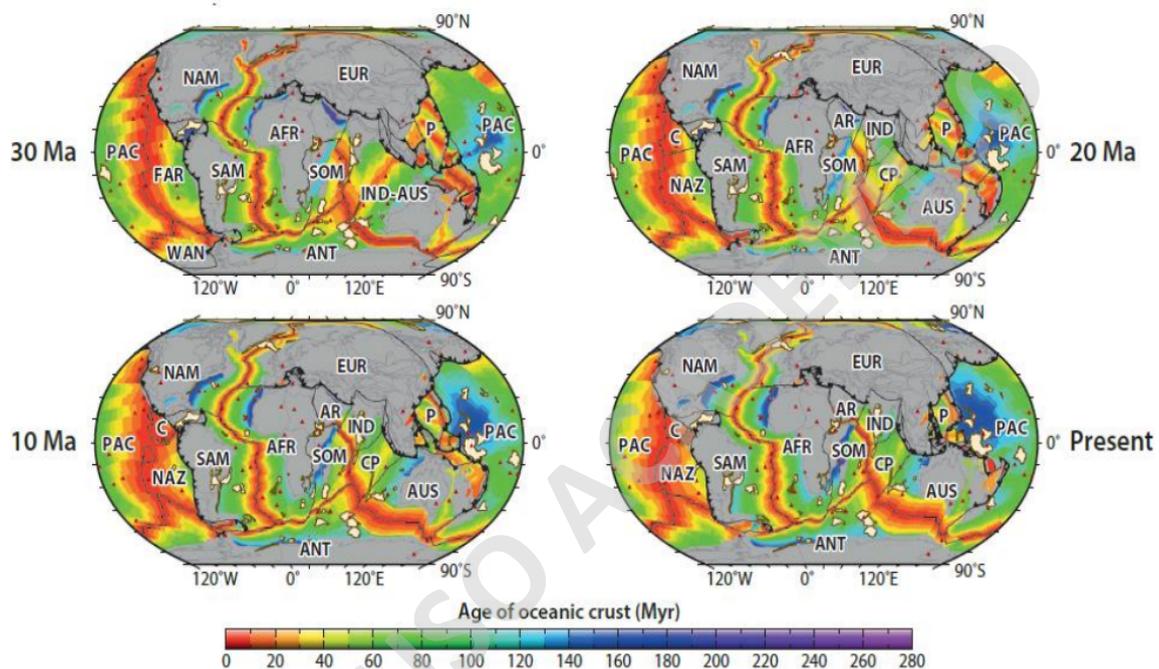


Figura 18: Reconstrucción de las placas desde los 30 Ma al presente en intervalos de 10 Ma en donde se muestra la distribución areal de las edades para las placas oceánicas y los márgenes activos de placas. Abreviaciones de placas colindantes al continente americano: SAM, Placa Sudamericana; C, Placa de Cocos; CA, Placa del Caribe; NAM, Placa norte americana; NAZ, Placa de Nazca; WAN, Placa antártica oeste; ANT, Placa antártica; PAC, Placa del Pacífico (Müller et al., 2016).

### 3.3.- Dominios Morfoestructural

Entre las latitudes 25° a 29°S, de oeste a este se definen los dominios morfotectónicos de La Cordillera de la Costa, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, La Puna, Precordillera Argentina y Sierras Pampeanas (Figura 19) (Jordan 1983; Allmendinger et al., 1989; Rubiolo y Pereyra, 2001; Arévalo, 2005a, 2005b; Ramos et al., 2002; Charrier et al., 2007; Martínez et al., 2015). Estas son definidas principalmente por la temporalidad: Lito estratigráfica y de los sistemas estructurales que lo conforman.

#### 3.3.1.- Cordillera de la costa

Representa una cadena montañosa de alturas discretas (<2000 msnm). Como se mencionó anteriormente, su origen viene desde el principio del ciclo orogénico Andino donde comienza a generar una nueva organización paleogeográfica que alza el basamento Paleozoico (Arévalo, 1995, Arévalo, 2005, Charrier et al. 2007). Trazas de fisión indicarían

que la exhumación y alzamiento del arco en la latitud se remonta al Aptiano-Albiano producto a un sistema Sinistral Transpressional denominado Atacama Fault Zone (AFZ), (Arabasz, 1971, Makshev 1990, Scheuber y Andriessen 1990). Además este dominó entre los 27° a 28°S está limitado por fallas de alto ángulo reactivadas durante el Cretácico que generan amplios anticlinales de inversión (Martínez et al. 2013).

### **3.3.2.- Cordillera Frontal**

Definida por Groeber (1938), se caracteriza por tener alturas que llegan hasta aproximadamente 4.500 msnm al oeste y al este hasta 5.500 msnm. De base a techo se conoce que existe basamento compuesto por rocas Paleozoicas, las cuales se encuentran cubiertas en inconformidad por un gran espesor de depósitos syn-rift continentales y marinos del Triásico Medio al Jurásico Medio (Charrier et al., 2007, Martínez et al., 2012, 2013). También se sabe que estas cuencas del Jurásico se encuentran cubiertas por depósitos syn-orogénicos volcano-sedimentarios del Cretácico Superior, los cuales subyacen en discordancia angular a rocas del Cenozoico (Martínez et al., 2012, 2013).

Este dominio se caracteriza por un sistema híbrido en donde hacia el oeste se presenta una faja plegada y corrida de piel fina con vergencia al este que afecta a las unidades Cretácicas Superior-Paleocenas (Peña et al., 2013, Martínez et al., 2013, 2015, 2016, 2017). Mientras que hacia el este presenta un sistema de piel gruesa con fallas de alto ángulo (70-80°) con vergencia al oeste, afectando a los depósitos synrift del Triásico - Jurásicos (Martínez et al., 2012, 2013).

### **3.3.3.- La Puna Austral**

Es el segundo plateau más grande de la Tierra, después del Tibet, con una elevación media de 3.700 msnm (Allmendinger et al., 1989, Isacks 1988). Este dominio al sur de los 27°S en el límite oriental se caracteriza por la existencia de un basamento metamórfico e intrusivo Precámbricos y rocas Paleozoicas, las cuales se encuentra cubierto por rocas Paleógenas Paleocena sedimentarias evaporíticas y una cobertura Neógena compuesta por Ignimbritas y Rocas Volcánicas asociadas a la Zona Volcánica Central (ZVC) y centros monogenéticos (Alonso et al, 1984, Allmendinger et al, 1982, Kay et al., 2000).

Su origen radica por un conjunto de procesos. El primero es en el Paleógeno, donde ocurre una inversión tectónica de fallas bivergentes de alto ángulo paralelas al orógeno, relacionadas genéticamente al rift de Salta lo que generaría el límite oriental de La Puna (Allmendinger et al., 1997, Cristallini y Ramos, 2000, Marquillas et al., 2005). Otro proceso está asociado a la migración constante del frente orogénico desde el Oeste (Cordillera de Domeyko) al Este con comienzo en el Paleógeno cuya deformación se caracteriza por un estilo de deformación de piel gruesa y piel fina con vergencia principal hacia el Este (Arriagada et al., 2006; Carrapa et al., 2008, 2011; DeCelles et al., 2011). Otro modelo propone que el alzamiento se debe también a la fusión de la litosfera, lo que produciría el alzamiento y la fragmentación romboidal dando génesis a los grandes lineamientos de rumbo de La Puna. (Kay et al., 1994; DeCelles et al., 2015; Schoenbohm and Carrapa, 2015; Zhou y Schoenbohm, 2015).

### **3.3.4.- Precordillera**

La Precordillera entre los 27°- 28°S se exhibe en la Sierra de las Planchadas al oeste de la cuenca de Fiambala y está conformada por un basamento pre Ordovícico compuesto por

rocas metamórficas sedimentarias y volcánicas (Aceñalozza, 1970, Bordonario 1999, Rubiolo y Pereyra 2001) en concordancia con rocas básicas Paleozoicas y depósitos del Devónico-Carbonífero (Faque y Limarino 1991), en discordancia angular sobreyacen depósitos marino-continentales del Carbonífero superior - Permias y pórfidos, rocas volcánicas y depósitos piroclásticos datados del Pérmico (Linares & González, 1990 Mpodosis et al, 1998) sobreyaciendo a estas rocas se encuentran secuencias asociadas a cuencas extensionales generadas durante el Pérmico, compuestas por Sedimentitas fluviales y eólica intercaladas con rocas Volcánicas (Rubiolo y Pereyra, 2001).

Se han reconocido sistemas de deformación heredadas del Paleozoico, las cuales ocurren en primer lugar durante el Carbonífero y posteriormente durante el Pérmico asociado a la fase orogénica San Rafael (Rubiolo y Pereyra, 2001). Durante el cenozoico tardío en paralelo con el génesis del flat slab pampeano, comienza a ocurrir una reactivación e inversión de las estructuras Neopaleozoicas y la generación de una faja plegada y corrida de piel mixta con vergencia al este y fallas inversas de alto ángulo (Rubiolo y Pereyra, 2001).

### **3.3.5.- Sierras Pampeanas**

Está constituida por una serie de sierras las cuales se presentan en el límite oriental del orógeno andino entre los 27° a 33° S (Isack et al., 1982, Jordan et al., 1983a, 1983b). El basamento está constituido por rocas metamórficas datados de entre 600-900 Ma (Spinelli, 1983) y Granitoides de edades Paleozoicas (Jordan y Allmendinger, 1986). El origen de este dominio radica a los 18 Ma y su alzamiento está relacionado con la generación del flat slab pampeano (Isack et al., 1982; Jordan y Allmendinger, 1986; Ramos et al., 2002). La exhumación se produjo durante Cenozoico tardío, donde se alzó el basamento producto al acotamiento de las cuencas antepaís cuya edad y desarrollo espacial de estas cuencas deformadas dan evidencia indirecta de los procesos relacionados en la subducción de la placa oceánica (Ramos et al., 2002).

A partir de lo anterior, este dominio se desarrolló un sistema de deformación de piel gruesa (Ramos et al., 2002), con fallas inversas bivergentes, en las cuales existe evidencia de deformación neotectónica (Cristallini et al., 1998, 2001; Mon y Drozdzeski, 1999).

### **3.4.- Estratigrafía de unidades geológicas de la zona de Estudio**

#### **Devónico-Pérmico**

Formación Chinchas (Devónico-Carbonífero) (Mercado, 1982)

Secuencia sedimentaria clástica de 2500 m de espesor mínimo. Constituida por una alternancia de lutitas y areniscas de colores verdes, grises y negras, con intercalaciones de calizas y bancos de conglomerados, principalmente hacia el techo. A partir de lo anterior presenta facies de depósitos de relleno de cuenca lacustre. Base desconocida. Se encuentra intruida por granitoides del Batolito El Hielo y está cubierta, discordantemente, por rocas volcánicas de la Formación Pantanoso y por rocas clásticas de la Formación La Ternera.

Formación Pantanoso (Pérmico)(Mercado, 1982)

Secuencia volcánica hasta 1000 m de espesor, de aspecto macizo a débilmente estratificada de colores gris oscuro a rojizo. Constituida por lavas y tobas asociadas a

corrientes de densidad piroclásticas diluidas de composición ácida e intercalaciones de areniscas, conglomerados y brechas volcanoclásticas. La secuencia cubre en discordancia angular a la Formación Chinchas, y está cubierta en discordancia por los Estratos El Mono y Formación Lautaro (Triásico-Jurásico Inferior). Se encuentra intruida por granitoides pérmicos del Batolito El Hielo.

Batolito El Hielo (Pérmico; ca 252-260 Ma) (Muzzio, 1980)

Conjunto de granitoides donde predominan los monzogranitos hololeucoclásticos de grano grueso, de color rosado pálido, con textura hipidiomórfica granular que intruye a las formaciones Chinchas y Pantanoso. Edades K-Ar en biotita reportadas por Muzzio (1980) indicaron valores de  $252\pm 9$  Ma,  $257\pm 8$  y  $260\pm 5$  Ma.

### **Triásico-Cretácico**

Estrato El Mono (Triásico superior – Jurásico Inferior) (Mercado, 1982; emend. Blanco, 1994)

Sucesión sedimentaria clástica de ambiente continental de hasta 1.500 m de espesor, con predominancia de conglomerados arenosos silíceos, areniscas calcáreas y silíceas. En la base contiene lutitas calcáreas con restos vegetales y algunas intercalaciones de tobas de lapilli líticas dacíticas. Hacia el techo se constituye por areniscas gruesas calcáreas. El ambiente de formación señala la presencia de abanicos aluviales proximales y abanicos deltaicos que hacia el techo gradúan a ambientes fluviales. Cubre a la Formación Pantanoso con discordancia y es concordante con la Formación Lautaro.

Formación Lautaro (Jurásico Sinemuriano-Bajociano) (Seegerstrom, 1968)

Secuencia sedimentaria marina compuesta por calizas fosilíferas, lutitas y areniscas calcáreas que alcanzan hasta 300 m de espesor. Dispuesta concordantemente sobre los Estratos El Mono, y las formaciones La Ternera y Pantanoso. (a) Intercalación de areniscas y conglomerados rojo y gris oscuros basales. En la parte media, incluye calizas, calcilitas y margas con ammonites (Cenoceras sp., Hammatoceras sp., Dactyloceras sp.) del Pliensbachiano-Aaleniano (Mercado, 1982). Hacia el techo contiene areniscas, bancos coralíferos y areniscas calcáreas con Terebratula sp., Sonninia sp. y Opella sp. del Bajociano-Caloviano (Mercado, 1982).

Estrato Cerro Los Carneros (Cretácico Superior) (Iriarte et al., 1995)

Sucesión volcánica y sedimentaria de hasta 2000 m de espesor. En la zona de estudio se constituye por las subunidades: 3a Tobas rojizas soldadas y brechas verdosas con clastos andesíticos y piroclásticos en una matriz pumícea. 3b Litoarenitas silíceas rojizas a verdes con fragmentos volcanoclásticos, con intercalaciones de lavas andesíticas y andesítico-basáltico. En el techo se compone por conglomerados y brechas arenosas silíceas, y areniscas de color pardo. La secuencia se apoya en discordancia angular sobre la Formación Lautaro, y está cubierta por los Estratos de Cerro Valiente (Paleoceno).

Intrusivos hipabisales andesítico (Cretácico Superior, ca 80 Ma) (Zentilli, 1974)

“Stocks” de textura afanítica y porfírica. Incluye uno diorítico, probablemente asociado a los intrusivos andesíticos. Intruye a los Estratos El Mono y a la Formación Chinchas (<1 km<sup>2</sup>). Reporta una edad K-Ar en hornblenda de  $80,3\pm 5,6$  Ma (Zentilli, 1974).

### **Paleoceno-Oligoceno**

#### Estrato de cerro Valiente (Paleoceno)(Iriarte et al., 1995)

Sucesión de lavas de color pardo negruzcas de composición traquiandesítica, con brechas en la base y techo de hasta 400 m de espesor. En la sierra Paipotito se apoyan en suave discordancia angular sobre los Estratos de Cerro Los Carneros y están intruidas por dacitas eocenas. La edad K-Ar en anfíbola en el borde noroccidental de la carta de  $57,4 \pm 2,1$  Ma (Iriarte et al., 1995).

#### Formación Pircas (Eoceno) (Iriarte et al., 1995)

Secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas de 800 m de espesor. La secuencia se dispone discordantemente sobre los Estratos de Cerro Los Carneros, en un sinclinal suave cubierto por filones manto daciandesíticos. Esta constituida por: (a) Sucesión de brechas sedimentarias de color pardo, conglomerados grises, areniscas conglomeraditas verdes y pardo, con intercalaciones de fangolitas lacustres, andesitas y tobas. (b) Andesitas basálticas, traquiandesitas y tobas. (c) Sucesión de conglomerados arenosos silíceos con clastos de calizas, andesitas y líticos subredondeados y de mediana esfericidad. Esta Formación describe un ambiente fluvial aluvial con presencia de volcanismo efusivo y explosivo.

### **Oligoceno-Plioceno**

#### Complejo de domos, cuerpos hipabisales y depósitos piroclásticos (Oligoceno-Mioceno; ca. 23-21 Ma)

(b) Brechas de explosión, corrientes de densidad piroclástica diluida y extensos depósitos piroclásticos de caída plinianos, de composición dacítica. Conjunto afectado por una intensa alteración hidrotermal. Intrusivos hipabisales del Eoceno (Eoceno Medio-Superior; ca. 46-35 Ma). "Stocks" epizonales y filones manto que cubren superficies entre 1-14 km<sup>2</sup>. (c) Intrusivos hipabisales daciandesíticos.

### **Mioceno Medio - Superior**

#### Ignimbrita Santa Rosa (Mioceno Medio; ca. 17-16 Ma) (González-Ferrán et al., 1985)

Toba de lapilli lítica dacítica de color rosado, no soldada, con fragmentos dacíticos de textura porfírica y tobáceos juveniles, que se presenta en unidades de corrientes de densidad piroclástica diluida de hasta 15 m de espesor. Poseen edades K-Ar en biotita de  $16,9 \pm 1,0$  Ma y en roca total de  $15,8 \pm 0,8$  Ma (González-Ferrán et al., 1985).

#### Domos subvolcánicos (Mioceno Medio; ca. 16 Ma) (Mpodozis, 1995a)

Rocas subvolcánicas de dacítica, con fenocristales de hornblenda, biotita y plagioclasas en una masa fundamental fluida con edades K-Ar en roca total de  $15,8 \pm 0,9$  Ma en el volcán Ojos de Maricunga; de  $16,0 \pm 0,9$  Ma y  $16,2 \pm 0,7$  Ma en Sierra Pastillitos, y de  $16,5 \pm 0,7$  Ma en las cercanías del yacimiento La Tigre, al este de Sierra Pastillitos (Mpodozis, 1995a).

#### Lavas andesíticas y daciandesíticas (Mioceno Medio; ca. 16-15 Ma) (Mpodozis, 1995; Iriarte et al., 1995)

Coladas andesíticas y daciandesíticas de hornblenda con orto y clinopiroxeno, con escasa biotita. Las edades K-Ar en roca total son de  $15,9 \pm 0,7$  Ma en el cerro Pastillitos, de  $16,2 \pm 0,6$  Ma en el cerro Lagunillas, de  $15,9 \pm 1,4$  Ma en el cerro Las Cluecas y de  $14,8 \pm 0,8$  Ma en la sierra Villalobos (Mpodozis, 1995a) y, además, en anfíbola de  $12,1 \pm 4,0$  Ma (Iriarte et al., 1995).

Depósitos de bloques y cenizas (Mioceno Medio; ca. 15 Ma) (Mpodozis, 1995a)

Depósitos levemente consolidados que forman gran parte de los volcanes Ojos de Maricunga y Santa Rosa, con edad K-Ar en roca total de  $15,1 \pm 0,7$  Ma, en el flanco sur volcán Ojos de Maricunga (Mpodozis, 1995a).

Ignimbrita Maricunga (Mioceno Medio; ca. 16-14 Ma) (Mpodozis, 1995a)

Tobas de lapilli pumícea dacítica, no soldada, de color blanquecino. Con biotita y hornblenda, depositada en unidades de corrientes de densidad piroclástica diluida con espesores hasta 15 m. Arrojó edades K-Ar en biotita de  $13,7 \pm 2,6$  Ma (Quirt, 1972) y en roca total de  $15,8 \pm 0,8$  Ma (Mpodozis, 1995a). Hacia el norte, fuera del área de estudio, Cornejo et al. (1993) obtuvo una edad K-Ar en biotita de  $14,3 \pm 1,6$  Ma.

Gravas de Atacama (Mioceno Medio-Superior) (Mortimer, 1973)

Depósito de tonalidades pardo claro pobremente consolidado. Gravas y arenas gruesas polimícticas, mal consolidadas, cortadas por el drenaje actual. Incluye intercalaciones ignimbríticas débilmente soldadas que, fuera de la zona de estudio, hacia el norte de la Carta, han sido datadas entre 17 y 14 Ma (Cornejo et al., 1993; Nalpas et al., 2008; Bissig y Riquelme, 2009). Depósitos alcanzan 250 m de potencia y se apoyan contra terrenos paleozoicos alzados en el Eoceno.

### **Pleistoceno-Holoceno**

Depósitos Coluviales (Pleistoceno-Holoceno) (Rubiolo y Pereyra, 2001)

Fragmentos de tamaño bloque a arena gruesa. Polimíctico, mal seleccionado, mayormente clasto soportado. Restringido a los conos deyección en las quebradas y en las laderas de los cerros.

Depósitos aluviales (Pleistoceno-Holoceno) (Rubiolo y Pereyra, 2001)

Fragmentos mayores contienen clastos tamaño bloque (10%), ripio (20%), grava (10%) y gravilla (10%), con matriz de arena gruesa (10%), Arena media (5%), arena fina (15%) y limo-arcilla (20%). Polimíctico, de mal redondeamiento y esfericidad. Asociado al drenaje activo espontáneo que se encauza en las quebradas principales.

### **3.5.- Geología Estructural Local**

La zona está caracterizada por deformación en estilo de piel gruesa dominada por la presencia de bloques de basamento de la Sierra Varillar y Monardes, las cuales presentan las Formaciones Chinchas y Pantanoso junto con el Batolito El Hielo con edades Paleozoicas desde el Devónico al Pérmico (Mpodozis, et al, 2012). Estos bloques están limitados por fallas inversas de rumbo NNE-SSO, de vergencia opuesta fallas Vegas La Junta, Varillar y Cerro Guerrita, las cuales están dispuestas de oeste a este respectivamente (Mpodozis, et al, 2012).

Al sur de la zona de estudio las fallas mencionadas, se encuentran separadas por un amplio pliegue sinclinal que involucra las Formación Lautaro y fuera del área, las formaciones Pedernales, Quebrada Monardes y los niveles volcánicos de la Formación Quebrada Seca (Mpodozis, et al, 2012).

Las fallas inversas que limitan los bloques del basamento son de alto ángulo que pueden alcanzar desplazamientos en la vertical mayores a 2.500 m. Fallas menores, tanto inversas

como normales, asociadas a las fallas inversas principales, se observan en el cordón El Varillar y Sierra Vizcachas, y en el sector norte del pliegue sinclinal mencionado anteriormente (Mpodozis, et al, 2012).

La edad de las fallas inversas y pliegues asociados a la deformación del basamento es, a lo menos, Pre-miocena media, debido a que los niveles de tobas del Mioceno Medio (Ignimbrita Maricunga), provenientes del volcán Ojos de Maricunga, que sellan fallas inversas. Indicando que la deformación habría ocurrido, probablemente, en el Eoceno-Oligoceno Inferior (42-35 Ma, Tomlinson et al., 1993, 1999; Cornejo et al., 1998; Arriagada et al., 2006).

SOLO USO ACADÉMICO

## 4.-Resultados

### 4.1.- Estratigrafía de la Quebrada Paipote en la transición franja Maricunga-Cordillera Frontal

En el presente trabajo se realiza un mapa geológico a escala 1:30.000 (Figura 19). A partir del mapeo e interpretación de la disposición espacial de las unidades que afloran en la Quebrada de Paipote y el límite occidental de la Puna Plateau y la Cordillera Frontal, es posible resumir las relaciones de contacto entre las diferentes unidades litológicas en tres grandes discordancias angulares. Las primeras dos están en la parte NE y SE del área de estudio, a los pies de los volcanes Ojos de Maricunga y Santa Rosa respectivamente, donde las Ignimbritas de Maricunga y Santa Rosa del mioceno medio cubren las unidades mesozoicas como la unidad informal Estrato El Mono y la Formación Lautaro. Por el sector occidental de la zona, se encuentran discordantes las unidad informal Estrato Cerros Los Carneros del cretácico superior cubierta por la Formación Pircas del Eoceno.

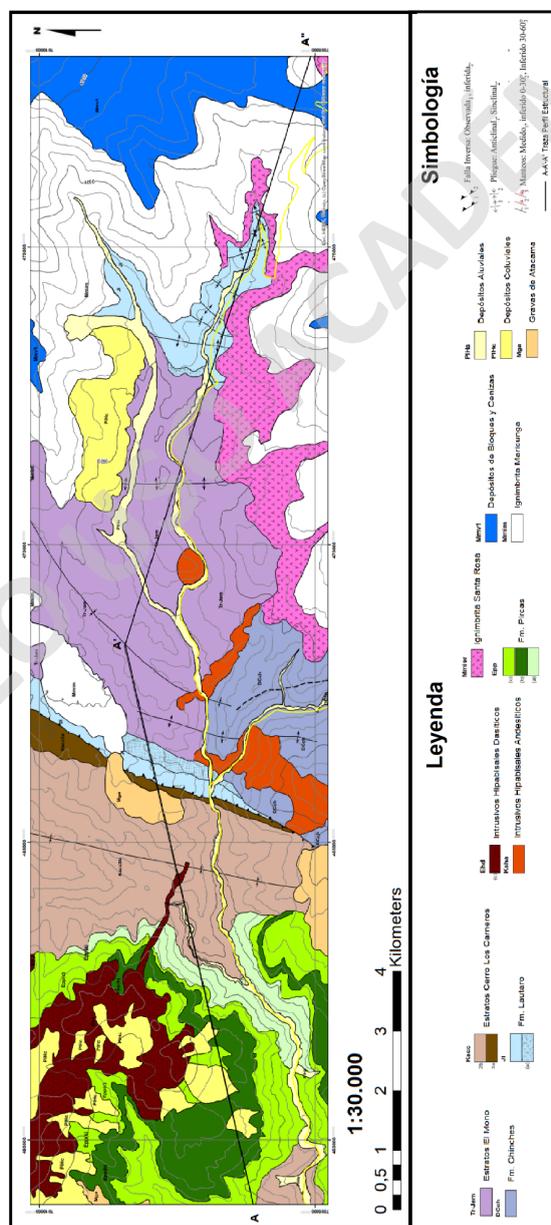


Figura 19: Mapa geológico 1:30.000 Quebrada Paipote al oeste de la laguna Santa Rosa.

## Triásico-Cretácico

### Estrato El Mono (Triásico superior – Jurásico Inferior)

**Definición, distribución y relaciones estratigráficas.** Definido informalmente por Mercado et al (1982). Esta unidad se encuentra en el centro del área de estudio, con un espesor máximo de 1.500 m. Es sobreyacida por una discordancia erosiva con la Formación Lautaro y con discordancia angular con las Ignimbritas de Maricunga y Santa Rosa.

**Litología.** Constituida de base a techo con lutitas calcáreas con 10% de restos vegetales y algunas intercalaciones de tobas de lapilli líticas dacíticas, con presencia de areniscas conglomeráticas silíceas, conglomerados arenosos férrico y litoarenitas gruesas calcáreas en el techo (Figura 20).

En la base posee un espesor de 300 metros, las lutitas calcáreas de tonalidad oscura con 10% de restos vegetales, intercalados con tobas de lapilli líticas dacíticas, estas carecen de estructuras depositacionales, tienen textura piroclástica, con fragmentos mayores tamaño lapilli 20% de plagioclasa, 5% biotita, 5% juveniles pómez y un 40% de matriz de ceniza media. Las areniscas conglomeráticas silíceas tienen un espesor de 500 metros, de color marrón con fragmentos mayores (20%) que van de tamaños de arena gruesa a gravilla, con fragmentos redondeados y con buena a mediana esfericidad, polimictica con selección moderada. Sobre estas lutitas, se encuentran 600 metros de conglomerados arenosos férricos, que poseen una textura clástica, polimictica y de moderada selección con cemento férrico, tiene 60% matriz de arena gruesa y 40% de fragmentos mayores constituidos por líticos de origen volcánico, de moderado redondeamiento y esfericidad, con laminación paralela y cruzada. Los 100 metros restantes corresponden a las litoarenitas gruesas calcárea de color gris claro, tiene textura clástica, polimictica y de moderada selección con cemento férrico, tiene 82% matriz de arena media y 18% de fragmentos mayores constituidos por líticos, cristales de cuarzo, de buen redondeamiento y esfericidad, con laminación paralela.



Figura 20: litoarenitas gruesas calcáreas presentes en el techo de Estratos El Mono.

**Edad.** La unidad Estratos El Mono no tiene una edad clara, no obstante la flora fósil de variados autores: Mercado (1982), Hillebrandt von y Schmidteffing (1981) e intervertebrados marino de Mercado (1982) indicaría una edad relativa del Triásico Superior al Jurásico Inferior.

**Ambiente Depositacional.** En base a lo anterior, el ambiente de formación señala la presencia de abanicos aluviales proximales y abanicos deltaicos que hacia el techo gradúan a ambientes fluviales y marinos poco profundos.

### **Formación Lautaro (Jurásico Sinemuriano-Bajociano)**

**Definición, distribución y relaciones estratigráficas.** Secuencia sedimentaria marina definida formalmente por Segerstrom (1968), que alcanza hasta unos 500 m de espesor según este trabajo. Se encuentra al este del área de estudio, en la naciente de la Quebrada Paipote, a los pies de los volcanes Santa Rosa y Ojos de Maricunga y al este de la falla Vegas La Junta. Sobreyace discordantemente con Estrato El Mono y hacia el techo la cubren con discordancia angular por la Ignimbrita Santa Rosa y en menor medida la Ignimbrita Maricunga.

**Litología.** La formación se encuentra compuesta, de base a techo, por una secuencia de areniscas calcáreas, lutitas y calizas fosilíferas. En detalle pueden describirse como: (a) Subunidad basal de la formación constituida por areniscas calcáreas de 50 metros de espesor, las cuales tienen textura clástica, polimíctica, de buena selección con cemento calcáreo, tiene 92% de matriz tamaño arena media y un 8% fragmentos tamaño gravilla constituida por un 4% de líticos de variado origen, 3% cuarzo y 1% feldespatos potásicos de buena esfericidad y redondeamiento. Respecto a las lutitas, son de color gris oscuro y contiene estructuras sedimentarias como laminación paralela, cruzada y en artesa, con principio de inclusión en la parte basal (a) de la formación. Hacia el techo se encuentran 100 metros intercalados las lutitas con calizas fosilíferas, mientras que los otros 350 metros son exclusivamente de calizas fosilíferas con con textura deposicional reconocible de micrítica y con un 10% de fósiles, tales como *Weyla Alata*, amonites (Figura 21), bivalvos, y gasterópodos.



Figura 21: rastros de fauna fósil marina en Formación Lautaro. Caparazón de ammonite. a) Imagen de afloramiento sin interpretar. b) Imagen interpretada.

**Edad.** En la Formación Lautaro registra abundante fauna fósil encontrándose entre ellos variedad de ammonites, gasterópodos y bivalvos tal como *Weyla Alata* acotando una edad entre Jurásico (Sinemuriano-Bajociano) (Seegerstrom 1968).

**Ambiente Depositacional.** En base a lo anterior, la formación Lautaro se depositó en un ambiente transicional a uno marino. Donde las distintas facies indican un ambiente continental fluvial a un transicional tipo deltaico con el miembro basal de areniscas calcáreas con laminación paralela, cruzada y en artesa. Luego se tiene un ambiente marino de plataforma somera con las lutitas y aumentando la profundidad con las calizas fosilíferas con presencia de *Weyla Alata*, lo cual indica una edad Jurásica.

### **Estrato Cerro Los Carneros (Cretácico Superior)**

**Definición, distribución y relaciones estratigráficas.** Los Estratos de Cerros Los Carneros fue definida por Cornejo et al., (1993) y enmendada por Iriarte et al., (1996). Esta aflora al oeste de la Falla Vegas La Junta y está cubierta con una discordancia angular por la Formación Pircas. Corresponde a una sucesión continental volcánica de conglomerados de clastos tonalíticos verdosos, con alteración clorita epidota. Esta unidad tiene 2000 metros de espesor mínimo. La subunidad 3b se encuentra inmediatamente al oeste de la Falla Vegas La Junta, mientras que la 3a de encuentra hacia el oeste de la subunidad anteriormente mencionada y bajo a la Formación Pircas.

**Litología.** Los Estratos de Cerros Los Carneros son una sucesión sedimentaria volcánica compuesta de base a techo por la subunidad 3a de 200 metros de lavas andesíticas de piroxeno hipocristalinas con textura porfídica con cristales de 40% plagioclasa euhedral

tabular, 10% de piroxeno subhedral y un 50% de masa fundamental vítrea. Por otro lado, la subunidad **3b** de espesor de 1800 metros está compuesta de base a techo por conglomerados arenoso lítico silíceo, tobas de lapilli y areniscas conglomeráticas silíceas. La primera tiene un espesor de 1000 metros, de textura clástica, polimíctica y de mala selección con cemento de silíceo, tiene 60% matriz de arena gruesa y gravilla, y 40% de fragmentos mayores de tamaño grava a bloque, constituidos por líticos volcánicos, moderada redondeamiento y esfericidad sin estructuras sedimentarias. 500 metros de tobas de lapilli lítica dacítica soldada, estas tienen textura piroclástica, con fragmentos mayores tamaño lapilli 20% de plagioclasa, 5% biotita, 5% juveniles pómez y un 40% de matriz de ceniza media. Tiene fiammes, por lo que está ligeramente soldada y aplastada. Por último, son de color pardo, con fragmentos mayores (20%) que van de tamaños de arena gruesa a gravilla, con fragmentos redondeados y con buena a mediana espericidad. Variedad de líticos polimícticos, con contenido de cuarzo-feldespato, moderadamente seleccionado, con mala madurez composicional y moderado textural.

**Edad.** Para los Estratos de Cerro Los Carneros se realizaron dataciones en trabajos anteriores al oeste de la Hoja Carrera Pinto en el borde oriental de la Carta Inca de Oro con el método K/Ar en biotita dando como resultados edades de  $67\pm 2$  y  $66\pm 2$  Ma K/Ar en roca total (Iriarte *et al.*, 1996) y el valor mínimo fue de  $63\pm 2$  Ma.

**Ambiente depositacional.** En base a lo anterior, los Estratos de Cerro Los Carneros se depositaron en un ambiente volcánico efusivo en primera instancia, luego en un ambiente continental fluvial y por último volcánico explosivo, debido a la presencia de conglomerados con clastos redondeados de tamaños hasta bloque que indican un retrabajo y un ambiente de alta energía. Posteriormente ocurre un evento volcánico con depósitos de caída y por último se genera una corriente de densidad piroclástica diluida.

#### **Intrusivos hipabisales andesítico (Cretácico Superior, ca 80 Ma)**

**Definición, distribución y relaciones estratigráficas.** Stocks definidos por Zentilli, 1974. Intruye a los Estratos El Mono en el centro de la zona de estudio. Constituido por 3 stocks que alcanzan 1 kilómetro cuadrado cada uno (Figura 22).



Figura 22: Stock intrusivo hipabisal andesítico.

**Litología.** Esta unidad está compuesta por andesita de hornblenda, dacita de hornblenda y dacita de biotita. La primera tiene textura porfírica, hipocristalina con fenocristales de: 25% plagioclasa euhedral, 15% hornblenda subhedral y 60% de masa fundamental. La segunda tiene textura porfírica, hipocristalina, con fenocristales: 35% plagioclasa, 5% cuarzo, 5% hornblenda y 55% masa fundamental .

**Edad.** Estos intrusivos hipabisales fueron datados por Zentilli (1974) en el cuerpo más oriental, utilizando el método K-Ar en hornblenda, entregando una edad de  $80,3 \pm 5,6$  Ma.

**Ambiente.** Unidad de cuerpos intrusivos subvolcánicos formados por pulsos magmáticos de composición intermedia. Emplazados a través de debilidades afectando a la unidad Estratos El Mono.

### Paleoceno-Oligoceno

#### **Formación Pircas (Eoceno) (Iriarte et al., 1995)**

**Definición, distribución y relaciones estratigráficas.** Secuencia estratificada, definida formalmente por Iriarte et al. (1995). Aflora en el sector occidental del área de estudio al norte y sur de la ruta C-601 (Figura 4), cubriendo con una discordancia angular a la unidad Estratos de Cerro Los Carneros. Alcanzando un espesor de 800 metros.

**Litología.** constituida por: (a) 150 metros de secuencia de conglomerados arenosos silíceos, brechas sedimentarias, areniscas conglomeráticas silíceas y férricas, lavas andesíticas y tobas de lapilli líticas dacíticas verdes. (b) 400 metros de sucesión de lavas andesíticas, y tobas de lapilli brechosas dacíticas. (c) 350 metros de sucesión de conglomerados areno-limoso silíceos con clastos de calizas y andesitas. Cada miembro puede describirse en detalle como:

- (a) Los conglomerados arenosos silíceos con fragmentos mayores (40%) de tamaño desde ripio a bloque con un diámetro promedio de 15 cm. Estos clastos son redondeados a subredondeados de composición andesítica y riolíticas, con una matriz (60%) de arena media a gruesa de cuarzo-feldespato de color verde. A partir de lo anterior, presenta una variedad de líticos polimícticos, matriz soportada, mal seleccionados con poca madurez textural y composicional. Contiene estructuras sedimentarias como lentes y estratificación paralela. Respecto a las brechas sedimentarias, son muy parecidas a los conglomerados en su texturas, porcentajes y composición, no obstante los clastos son angulosos y no presentan estructuras. Las areniscas conglomeráticas silíceas son de color verde y las ferricas son de color rojo, con fragmentos mayores (20%) que van de tamaños de arena gruesa a gravilla, con fragmentos redondeados y con buena a mediana espericidad. Variedad de líticos polimíctica, con contenido de cuarzo-feldespato, moderadamente seleccionado. Mala madurez composicional y moderada madurez textural.
- (b) Corresponde a lavas andesíticas de hornblenda de texturas hipocristalina, porfírica, inequigranular, hipidiomórfica, con estructura homogénea. Se compone por fenocristales 20%, se reconoce plagioclasa 15% de forma euhedral, hábito tabular y tamaño grano medio; hornblenda 5% y en el caso de que presentara biotita contiene 7%, de forma subhedral, hábito prismático y tamaño grano fino a grano medio. La masa fundamental abarca un 80% de la roca total y es aparentemente vítrea.

respecto a las tobas de lapilli de composición dacíticas, de color verde claro, con fragmentos líticos tamaño lapilli (25%) con una matriz (75%) de cenizas, cristalina (17%), vítrea (40%) y pómez (28%), que contienen cristales de plagioclasa 10%, biotita 7%.

- (c) Contiene conglomerados areno-limosos silíceos de textura clástica, polimíctica, de mala selección con cemento de sílice, tiene 65% matriz de arena media a limo y 35% de fragmentos mayores constituidos por líticos con clastos de calizas y andesitas y cristales de cuarzo, de moderado redondeamiento y esfericidad, no presenta estructuras sedimentarias.

**Edad.** En la Formación Picas presenta dataciones en el miembro (b) realizadas por Iriarte et al (1995) con el método K-Ar en roca total, entregando una edad de  $37,9 \pm 1,3$  Ma.

**Ambiente depositacional.** Con base a lo anterior, la Formación Picas se depositó en un ambiente continental fluvial y aluvial en el miembro (a). Mientras que en el miembro (b) presenta una actividad volcánica proximal marcado por coladas de lavas andesíticas, y proximal distal por las tobas de lapilli dacitas evidenciando episodios de corrientes de densidad piroclástica densa.

### Mioceno Medio - Superior

#### **Ignimbrita Santa Rosa (Mioceno Medio; ca. 17-16 Ma)**

**Definición, distribución y relaciones estratigráficas.** Definidas informalmente por González-Ferrán et al., 1985. Aflora en el sector oriental de la zona de estudio, a los pies del volcán Santa Rosa cubriendo con una discordancia angular a los Estratos de El Mono y la Formación Lautaro por el sector noreste (Figura 23). Esta unidad tiene un espesor máximo de 70 m en los sectores más cercanos a la Quebrada de Paipote.

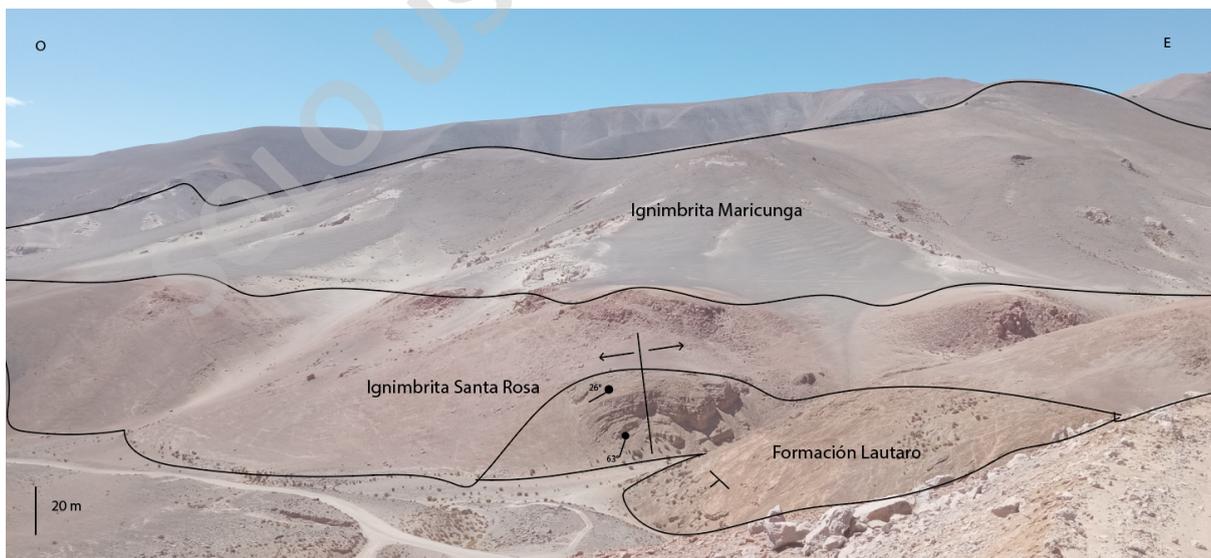


Figura 23: Discordancia angular entre la Formación. Lautaro y Ignimbrita Santa Rosa, la cual es concordante con la Ignimbrita Maricunga.

**Litología.** Constituida por Tobas de lapilli lítica dacítica de color rosado, sin estructuras, de textura piroclástica, con 30% fragmentos mayores sobre tamaño lapilli compuesta por un 2% de juveniles de pómez, 8% de plagioclasa subhedral y 20% de líticos volcánicos, la

matriz representa el 70% de líticos de tamaño ceniza gruesa y cristales fracturados de plagioclasas (2%), biotita (5%) y hornblenda (1%).

**Edad.** Esta unidad posee dataciones realizadas por González-Ferrán et al., 1985 con los métodos de K-Ar en biotita de  $16,9 \pm 1,0$  Ma y en roca total de  $15,8 \pm 0,8$  Ma.

**Ambiente depositacional.** La Ignimbrita Santa Rosa se deposita en un ambiente continental volcánico producto de erupciones explosivas del volcán Santa Rosa, de composición intermedia a ácida, originando una corriente de densidad piroclástica densa.

#### **Ignimbrita Maricunga (Mioceno Medio; ca.16-14 Ma)**

**Definición, distribución y relaciones estratigráficas.** Definida informalmente por Mpodosis, 1995a. Aflora en el sector oriental de la zona de estudio, a los pies del volcán Ojos de Maricunga. Sobreyace con discordancia angular a los Estratos de El Mono y la Formación Lautaro por el sector noreste. Esta unidad presenta un espesor máximo de 50 m en los sectores más cercanos a la Quebrada de Paipote.

**Litología.** Constituida por tobas de lapilli pumicea riódacítica, no soldadas, de color blanco, sin estructuras presentes. De textura clástica, con fragmentos líticos tamaño lapilli (25%) con una matriz (75%) de cenizas, cristalina (17%), vítrea (28%) y pómez (40%), que contienen cristales de plagioclasa (5%), biotita (7%) y cuarzo (5%).

**Edad.** Poseen edades K-Ar en biotita de  $13,7 \pm 2,6$  Ma (Quirt, 1972) y en roca total de  $15,8 \pm 0,8$  Ma (Mpodosis, 1995a). Hacia el norte, fuera del área de estudio, Cornejo et al. (1993) obtuvo una edad K-Ar en biotita de  $14,3 \pm 1,6$  Ma.

**Ambiente depositacional.** La Ignimbrita Maricunga que al igual que la Ignimbrita Santa Rosa se asocia a un ambiente continental volcánico producto de erupciones explosivas del volcán Ojos de Maricunga, de composición ácida, originando una corriente de densidad piroclástica densa.

#### **Depósitos de bloques y cenizas (Mioceno Medio; ca. 15 Ma)**

**Definición, distribución y relaciones estratigráficas.** Definida por Mpodosis, 1995a. Aflora en los flancos de los volcanes Ojos de Maricunga y Santa Rosa. Sobreyace concordantemente con las Ignimbritas de Maricunga en el norte y la Ignimbrita Santa Rosa en el sur. Esta unidad presenta un espesor que alcanza hasta 50 m aproximadamente.

**Litología.** Constituida por depósitos pobremente consolidados, con fragmentos mayores tamaño bloque y una matriz tamaño ceniza, con fragmentos líticos y juveniles en forma de esquirlas, con presencia de cristales fracturados de grano fino plagioclasa, cuarzo y biotita entregando una composición riolítica.

**Edad.** Presenta dataciones en el flanco sur del volcán Ojos de Maricunga, realizada por Mpodosis, 1995a con el método K-Ar en roca total de  $15,1 \pm 0,7$  Ma.

**Ambiente depositacional.** Estos depósitos están asociados a un ambiente continental volcánico explosivo producto de corrientes de densidad piroclástica densa.

### **Depósitos Coluviales Activos (Holoceno Medio - Superior)**

**Definición, disposición y relaciones estratigráficas.** Unidad definida informalmente en este trabajo, la cual se encuentra ubicada principalmente en las laderas de la quebrada Paipote y en menor medida en las quebradas que tributan a estas, su proveniencia en local o in situ, con pendientes altas que llegan aproximadamente de 45°. Se encuentra en discordancia erosiva con respecto a los demás depósitos del cuaternario incluyendo aquellos Depósitos Aluviales activos.

**Litología.** Depósitos con presencia de clastos de tamaño bloque (10%), ripio (40%), grava (20%), gravilla (20%), arena media a gruesa (10%), definiéndose como fragmentos mayores de grava a bloque y matriz de gravilla a arena media. Los componentes existentes son: Líticos volcánicos de composición andesítica y de origen sedimentario, con mal redondeamiento, baja esfericidad. Los depósitos son de carácter monomíctico, en la base son clasto soportado y en el techo se observa de manera progresiva una variación hasta llegar a matriz soportada y, a su vez, con una buena selección con fábrica anisótropa. Hay presencia de estructuras lenticulares de tamaño limo y gradación normal desde tamaño ripio hasta limo. La madurez textural y composicional es mala.

**Edad.** Mediante las relaciones de contacto entre unidades anteriormente descritas y la disposición de estas, se puede acotar a edades entre holoceno medio al superior desde 0.0042 Ma hasta la actualidad.

### **Depósitos Aluviales Activos (Holoceno Medio - Superior)**

**Definición, disposición y relaciones estratigráficas.** Unidad definida informalmente en este trabajo, la cual se encuentra ubicada principalmente en los fondos de valle de la quebrada Paipote. Esta corta los demás depósitos cuaternarios presentes en la zona de estudio, ya sean de origen aluvial y/o coluvial. Su potencia alcanza hasta 10 m en algunas localidades, con discordancia angular con las unidades y formaciones mencionadas anteriormente.

**Litología.** Este depósito se encuentra estratificado, donde cuya sucesión se repite al menos dos veces, con una potencia total aproximada de un metro cada una de estas. De base a techo se reconocen brechas arenosa lítica, con fragmentos mayores (45%) que van de tamaño de gravilla a ripio de mal redondeamiento y esfericidad, con una matriz (55%) que tiene desde limo-arcilla a arena gruesa, polimíctico, matriz soportado, mal seleccionado, mala madurez textural y composicional, en algunos sectores presenta estructuras sedimentarias como clastos imbricados, estratificación paralela y lentes de areniscas limosas líticas. Posteriormente, se reconoce un estrato de areniscas limosas líticas con fragmentos mayores (64%) que tiene tamaños de arena media a gruesa de mediana esfericidad y redondeamiento, con una matriz (36%) de arena fina, polimíctica, clasto soportado, medianamente bien seleccionado, media madurez textural y mala madurez composicional, presencia de estructuras sedimentarias como laminación cruzada y cruzada en artesa. En el techo predomina una granulometría fina de limo-arcilla con estructuras como grietas de desecación y marcas de gotas de lluvias.

**Edad.** La última sucesión se depositó el 25 de marzo del 2015, en la cual generó fuertes aluviones en toda la región de Atacama, provocada por las precipitaciones torrenciales en la zona, que fueron producto al invierno boliviano.

#### 4.2.- Geología Estructural Quebrada Paipote

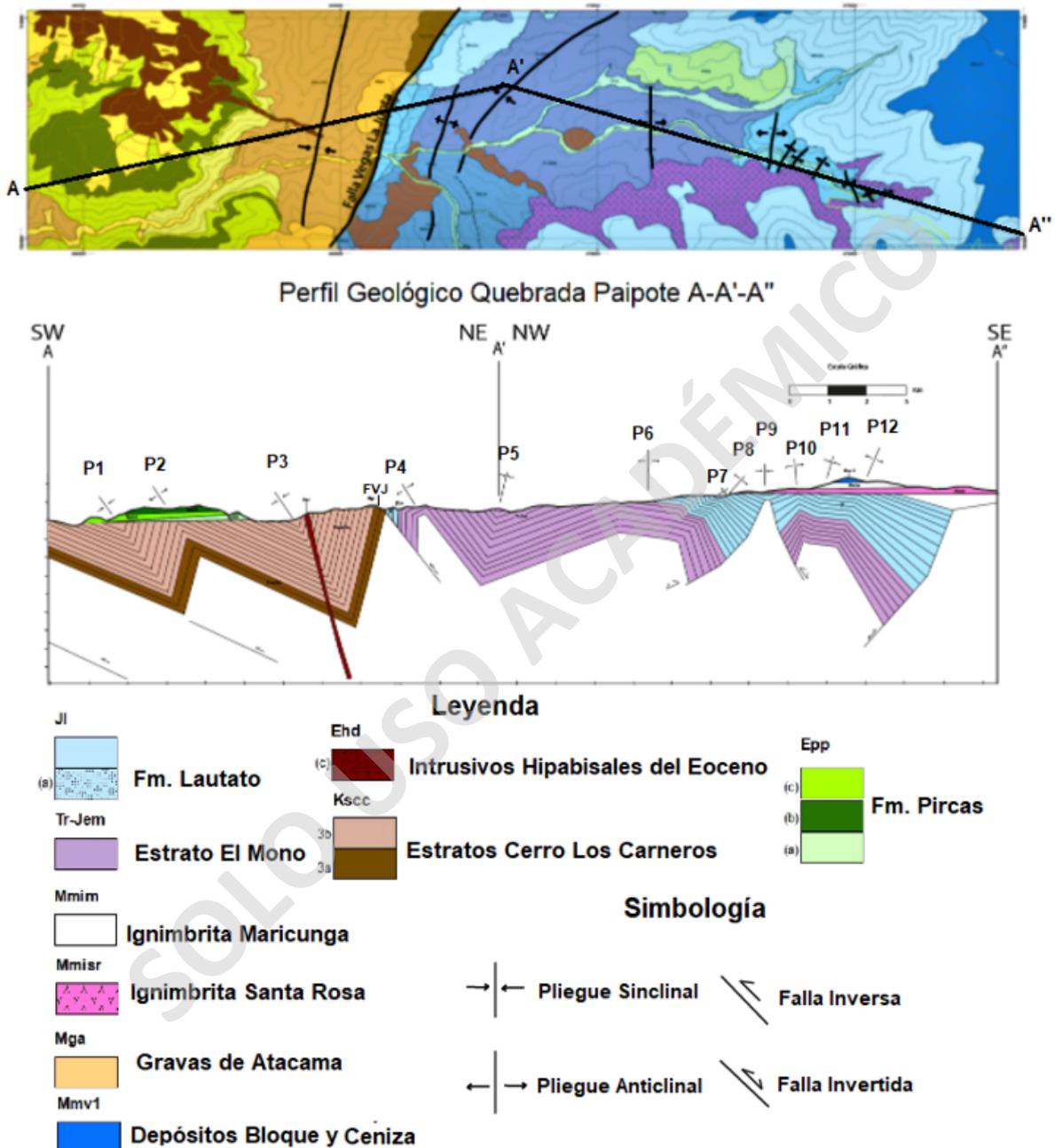


Figura 24: Mapa geológico 1:30.000 Quebrada Paipote dividido por dominios. Naranja: Dominio occidental; Celeste: Dominio oriental; Estructuras resaltadas. Parte inferior: Perfil Geológico Quebrada Paipote

##### 4.2.1.- Dominios y Sistemas Estructurales

La zona corresponde a un sistema estructural de piel híbrida con bivergencia de direcciones E-O. Principalmente la región se puede dividir en dos dominios, uno oriental y otro

occidental. Estos están separados por la falla inversa Vega La Junta (Figura 24: FVJ) de orientación general NNE-SSO con vergencia hacia el W (Figura 24) la cual pone en contacto rocas de edades Cretácicas-Eocenas en el bloque yacente, con rocas Triásicas-Jurásicas en el bloque colgante. Presenta un manteo de  $52^\circ$  hacia el SE, bastante mayor a las inclinaciones esperadas para fallas normales, sugiriendo que podría estar afectada por otra estructura o ser una falla normal de alto ángulo reactivada.

El sector occidental se caracteriza por un sinclinal y anticlinal vergente hacia el oeste en rocas de Estratos Cerro Los Carneros del Cretácico Superior, que subyacen con una discordancia angular con la Formación Pircas del Eoceno, que se encuentran de manera subhorizontal.

Por otro lado, el sector oriental se caracteriza por un tren de pliegues de piel fina, bivergentes, con variaciones de longitudes de onda media y con evidencias de inversión tectónica parcial.

#### 4.2.1.1.- Dominio Occidental

Este dominio se caracteriza por tener un tren de pliegues asimétricos con vergencia hacia el oeste en la unidad Estrato Cerro Los Carneros. Dos sinclinales en los extremos y un anticlinal entre estos. La orientación de los planos axiales es NNO-SSE, con manteo de dirección SE, y con longitud de onda de 4 Km aproximadamente. En el sinclinal este (Figura 24: P3), el limbo del mismo lado tiene un manteo de  $77^\circ$  hacia el SO, mientras que el limbo oeste mientea  $25^\circ$  hacia el NE (Figura 24 y 25). El anticlinal central (Figura 24: P2), su limbo oeste inclina  $76^\circ$  hacia el SO aproximadamente, mientras que el limbo oeste del sinclinal occidental (Figura 24: P1) tiene un manteo de  $23^\circ$  hacia el NE. Este tren de pliegues, debido a las inclinaciones asimétricas, se asocia principalmente a pliegues por propagación de falla con vergencia hacia el oeste.

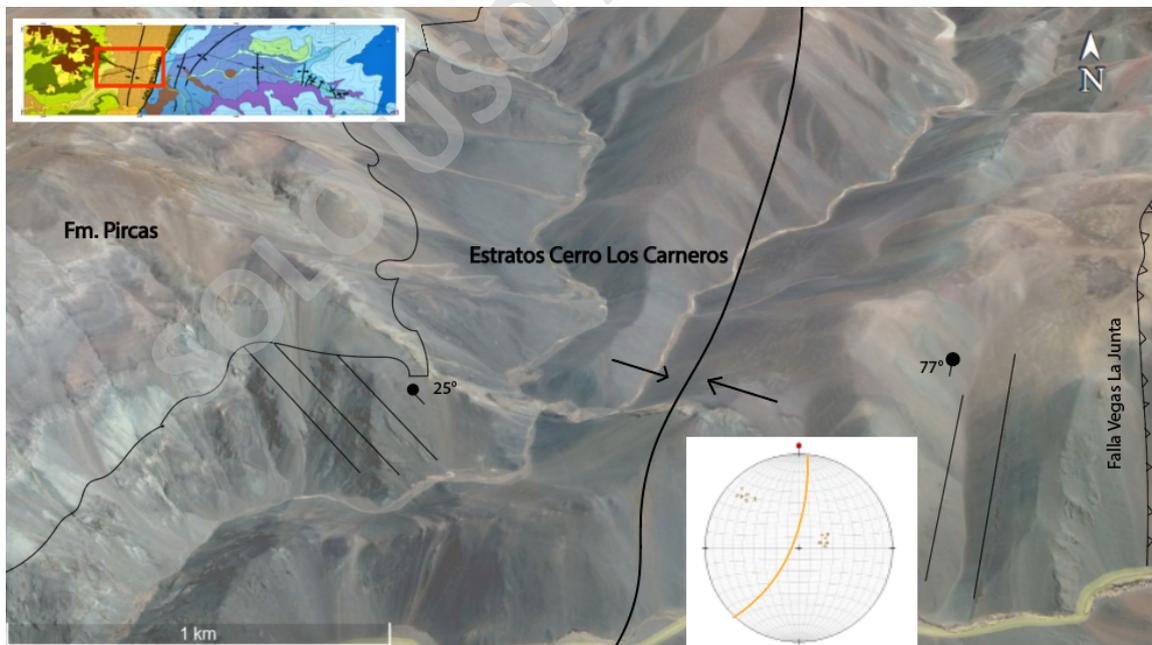


Figura 24: Sinclinal oriental Estaros Cerro Los Carneros. En la esquina superior izquierda mapa con la ubicación de imagen. Estereograma con concentraciones de polos de ambos limbos del pliegue sinclinal y línea naranja que representa el plano axial de este pliegue.

#### 4.2.1.2.- Dominio Oriental

El dominio oriental está marcado por un tren de pliegues desarrollados en rocas mesozoicas, sin presencia de basamento, con una longitud de onda variable. Dependiendo, principalmente de la reología de las rocas de las unidades presentes. En la unidad Estratos El Mono, las rocas están afectadas por pliegues de una longitud de onda de 5 Km aproximadamente. No es el caso de las Fm Lautaro, en la cual las rocas deformadas presentan pliegues que tienen una longitud de onda que va desde los 200 a 500 metros (Figura 24), con deformación y plegamiento intersecuencial, variaciones de espesores y geometrías compatibles con un proceso de inversión tectónica local y parcial (Figura 26, 27, 30 b y 41).

El tren de pliegues desarrollados en Estratos El Mono se componen, de oeste a este, de un anticlinal por propagación de la falla Vegas La Junta, descabezado, y vergente hacia el NO (Figura 24: P4), un sinclinal (Figura 24: P5) y un anticlinal (Figura 24: P6) por propagación de falla vergente hacia el SE, con ejes axiales subparalelos y con orientación NNE-SSO. El plano axial del anticlinal occidental (Figura 24: P4) tiene un manteo de 70° hacia el SE, cuyo limbo occidental manteea con 88° hacia el NO, con una charnela inclinada con 30° hacia el NO y el limbo oriental presenta manteo de 51° hacia el SE, con una longitud de onda media de un kilómetro. El sinclinal central de esta unidad (Figura 24 P5), tiene plano axial con un manteo de 77° hacia el NO, mientras que su limbo oriental tiene una inclinación de 22° hacia NO. El anticlinal oriental (Figura 24: P6) contiene un plano axial que manteea 77° hacia NO, subparalelo al sinclinal, no obstante, presenta una charnela con un manteo de 9° hacia el SE y un limbo frontal oriental de 40° hacia el SE (Figura 24 y 41).

Hacia el este de los Estratos El Mono, rocas de la Fm. Lautaro están plegados formando un tren de pliegues contraccionales asimétricos. la presencia de discordancias progresivas bivergentes se asociaron a secuencias depositadas durante la generación de espacio, en ambiente extensional, y posteriormente deformadas contraccionalmente, desarrollando geometrías compatibles con inversión tectónica parcial. Asociado a estos rasgos geométricos presentes en esta unidad, En el sector más occidental de esta formación, se observa un anticlinal tipo arpón, cuyo eje axial tiene orientación NNE-SSO, con un plano axial de 49° hacia el NO, de longitud de onda media de 500 metros, con un flanco occidental con discordancias progresivas desde los 60° cerca de la base, a 8° en el techo, con una dirección de manteo hacia el SE (Figura 26). El limbo oriental presenta rasgos similares, deformación intrasecuencial, estratos de crecimiento evidenciado por mediciones que documentan variaciones de manteo y truncamiento progresiva de la estratificación, a escala local, donde los estratos con mayor inclinación tienen una media de 83° hacia el SE, con una disminución en el manteo en la parte basal promediado 24° hacia SE (Figura 26).

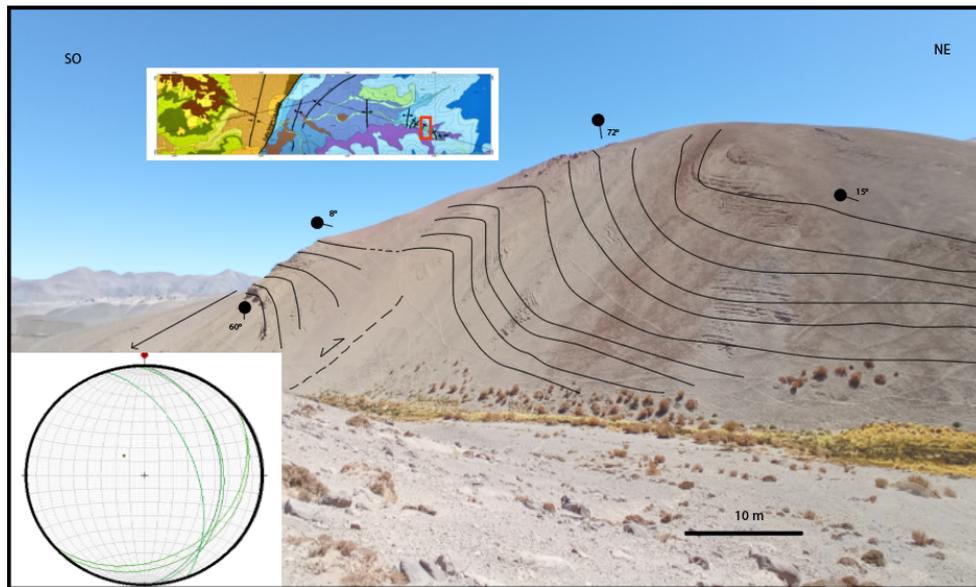


Figura 26: Pliegue anticlinal tipo arpón occidental en Formación Lautaro con red estereográfica que muestra las discordancias progresivas .

Finalmente, en el borde más oriental ,la deformación en secuencias jurásicas de la Formación Lautaro se expresa a través del desarrollo de sinclinales de eje axial N-S, plano axial subvertical, y con longitud de onda media de 300 metros. Sulimbo occidental mantea  $35^\circ$  hacia el SE y oriental  $40^\circ$  hacia el NO. Hacia el este, un se desarrolla un anticlinal con geometrías tipo arpón, de eje axial NNW-SSE, plano axial manteando  $82^\circ$  hacia el NE, y de longitud de onda media de 200 metros. El limbo oeste presenta discordancias progresivas que van desde  $40^\circ$  en los estratos basales a  $30^\circ$  en el techo, con una dirección de manteo hacia el SE, mientras que el oriental tiene un manteo  $23^\circ$  hacia el NE (Figura 27). Inmediatamente al este se encuentra otro sinclinal, cuyo eje axial tiene la misma orientación que el anticlinal tipo arpón descrito anteriormente, con un plano axial inclina  $74^\circ$  hacia el SO, y con un limbo oriental con una inclinación de  $6^\circ$  hacia el NE. Posteriormente hacia el este, hay un anticlinal, cuyo eje axial tiene orientación N-S, con un plano axial que mantea  $70^\circ$  hacia el Oeste, con un limbo oriental que presenta una discordancia progresiva vergente hacia el este, de manteos que van disminuyendo hacia el techo desde  $33^\circ$  a  $15^\circ$  hacia el E (Figura 28).

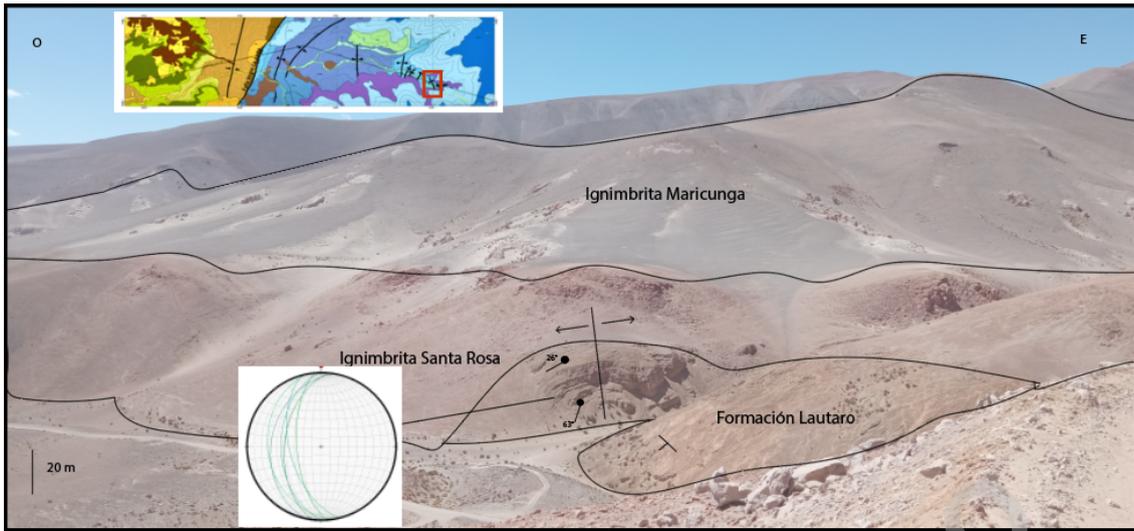


Figura 27: Pliegue anticlinal tipo arpón vergente hacia el oeste con red estereográfica que muestra las discordancias progresivas.

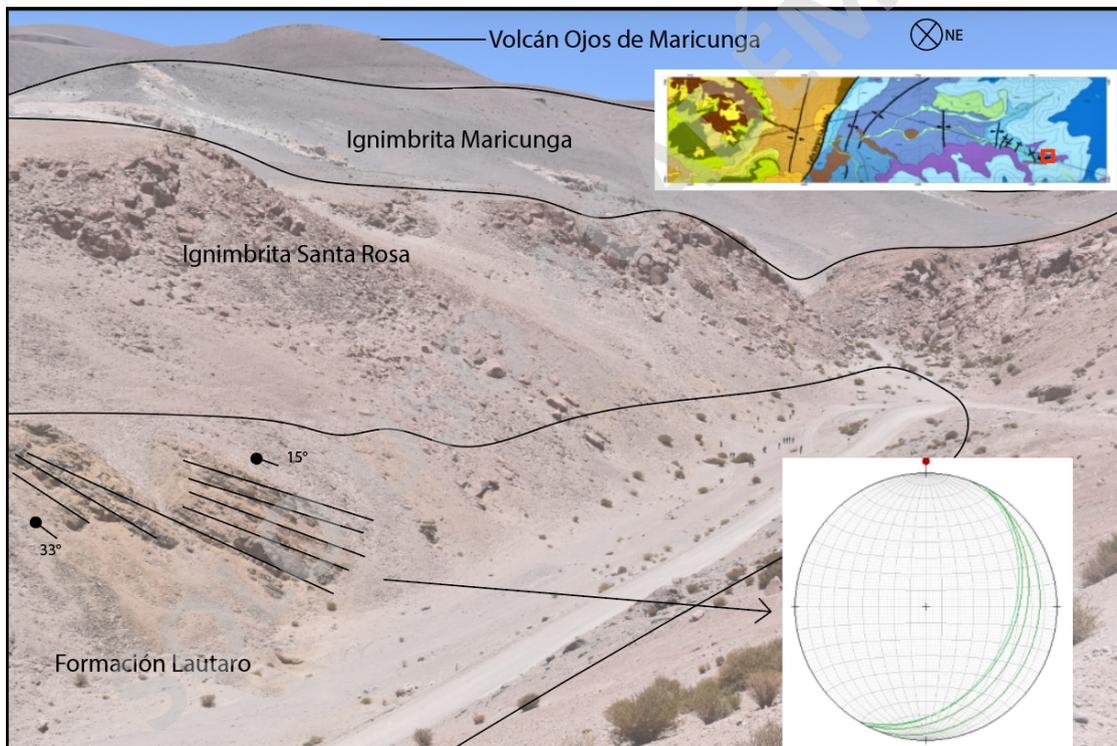


Figura 28: Limbo oriental con discordancia progresiva del pliegue anticlinal tipo arpón en el límite este de la Cordillera Frontal con la Puna Austral.

#### 4.2.2.- Estructuras a Mesoescala

En la zona de estudio es posible encontrar estructuras a mesoescala que entregan indicios del campo de deformación y temporalidad de eventos de la arquitectura de mayor escala.

En Estratos El Mono se encuentran planos de falla que alcanzan de 0,5 a 3 metros, con disposición espacial variables, tanto en su rumbo y manteos, con cinemáticas inversas, normales y de rumbo. Sin embargo, por principio de corte es posible determinar la

temporalidad de dichas estructuras. En un afloramiento estratificado con sublitoarenitas silíceas y calcáreas con laminación paralela, descritas en el capítulo 4.1, se encuentran fallas normales siendo cortadas por fallas inversas con menor ángulo, donde ambas fallas detienen su continuidad por un plano de falla subvertical de cinemática dextral, aunque como se menciona más adelante en este trabajo en el capítulo de análisis cinemático, estas últimas no solo son dextrales, sino también sinestral (Figura 29).

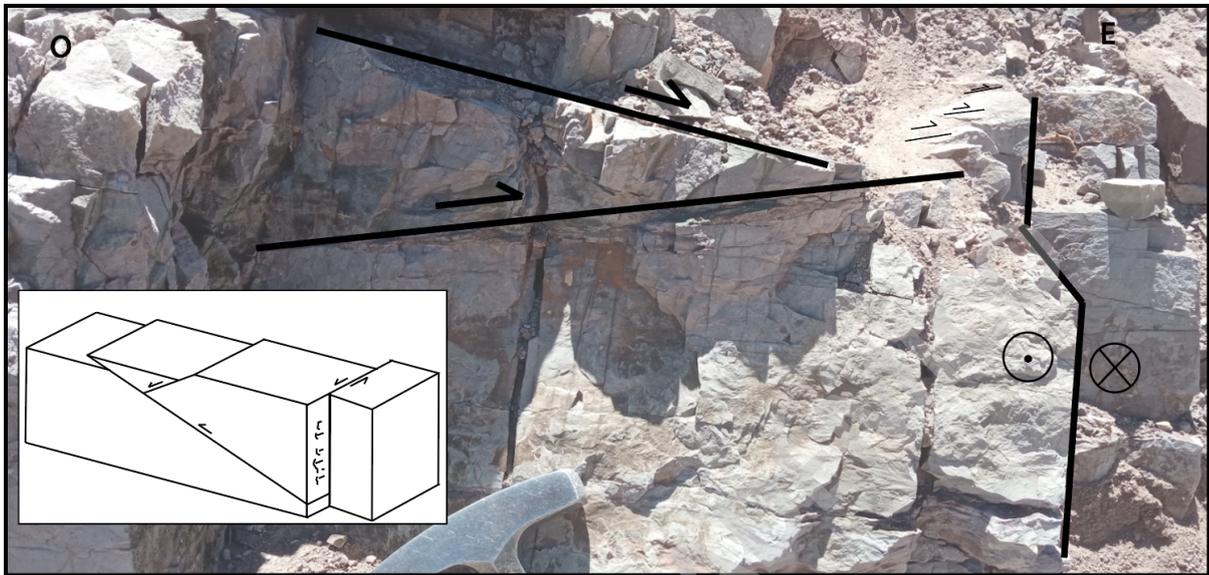
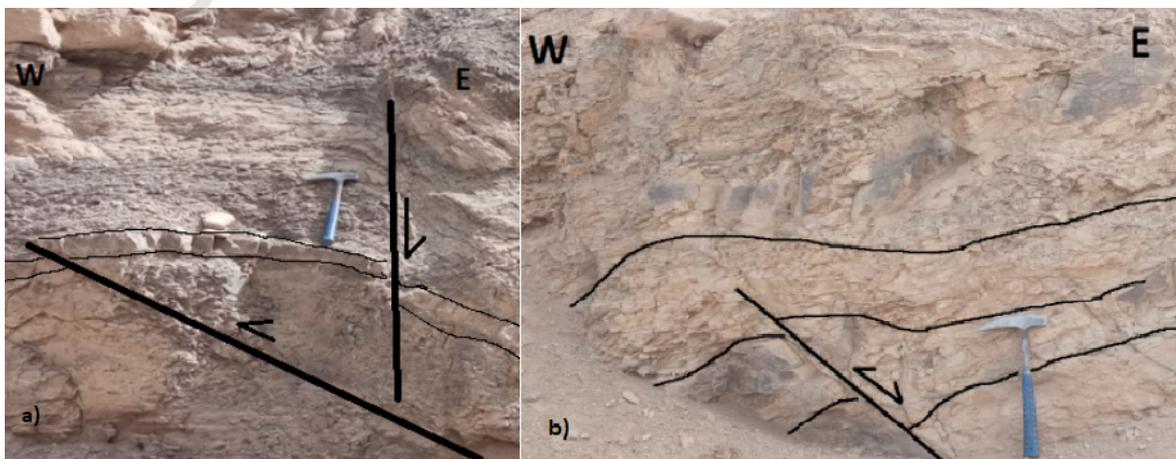


Figura 29: Afloramiento de areniscas calcáreas en Estratos El Mono, con estructuras a mesoescala que muestran temporalidad de eventos deformativos. Primero un evento extensional, contraccional y por último de rumbo.

En la Formación Lautaro ocurre lo mismo que los Estratos El Mono, donde una falla normal es cortada por una inversa de menor ángulo (Figura 30a). No obstante, existen evidencias de que las fallas normales fueron reactivadas. Estas corresponden a un pliegue anticlinal tipo arpón, de longitud de onda media de 1 metro vergente hacia el oeste (Figura 30b). Por otro lado, como se menciona en el capítulo 4.3.2, existen fallas de rumbo en esta formación, pero sin ningún criterio de corte que reafirme este tercer evento de deformación. Sin embargo, Estratos El Mono tiene una edad Triásica-Jurásica, es decir mayor edad que la Formación Lautaro de edad Jurásica, por ende se infiere que las estas estructuras son posteriores a los eventos de extensión y contracción.



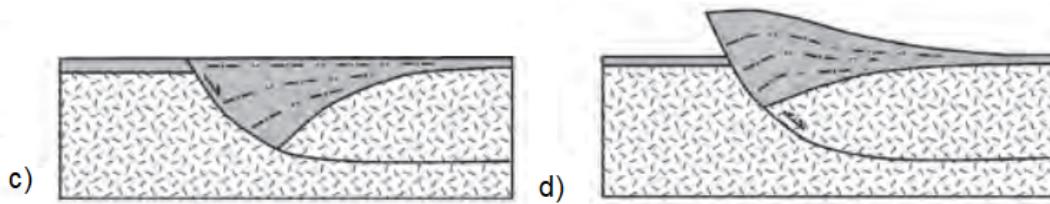


Figura 30: Afloramiento correspondiente a la Formación Lautaro. a) estructuras de mesoescala que permite ver temporalidad de eventos de deformación. b) Pliegue anticlinal tipo arpón a mesoescala. c) Depositación syn-rift. d) anticlinal tipo arpón (c y d modificado de Butler, 1989).

#### 4.3.- Análisis Cinemático Quebrada Paipote

En el presente trabajo se definen 4 estaciones cinemáticas (Figura 31) que representan la mecánica de deformación de bloques estructurales del Mesozoico a inicios del Cenozoico, específicamente hasta el Eoceno. Estas se ubicaron a lo largo del área de estudio, en las laderas norte y sur de la Quebrada Paipote.

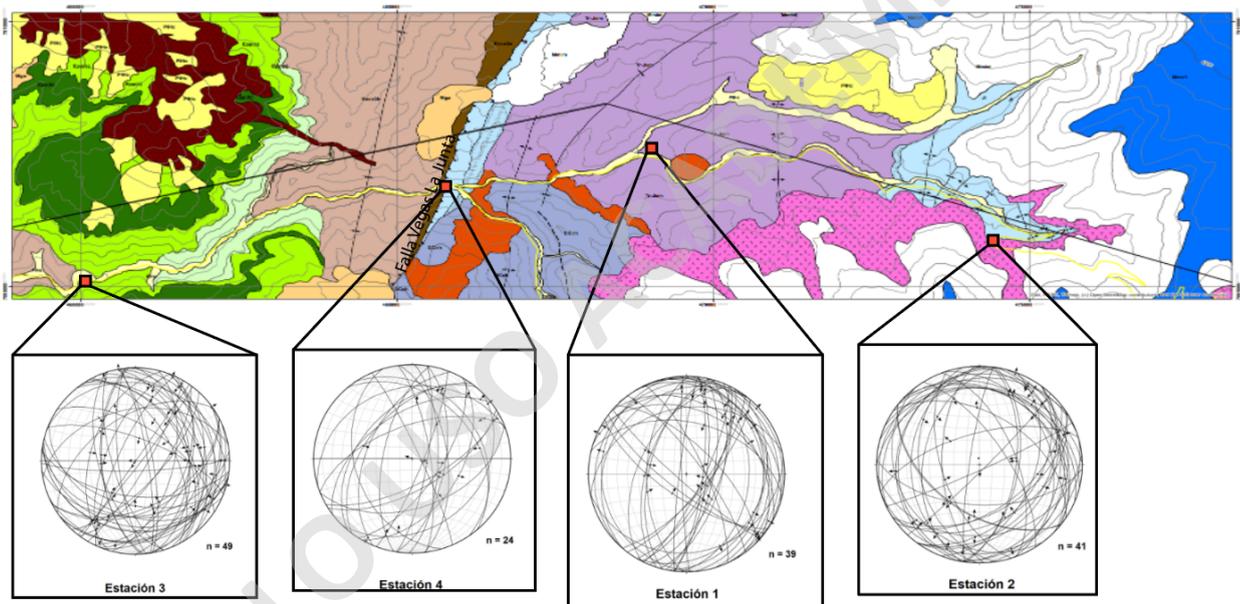


Figura 31: Mapa geológico 1:30.000 Quebrada de Paipote con estaciones cinemáticas y redes estereográficas con todos sus datos ploteados.

Los datos cinemáticos exhibidos a continuación fueron tomados en las diferentes unidades y formaciones de la zona. Los datos obtenidos en la estación 1 se tomaron en la unidad Estratos El Mono. La estación 2 se realiza en la Formación Lautaro, en calizas fosilíferas. Por otro lado, la estación 3 define en la Formación Pircas. Por último, la estación 4 se ubica en la zona de falla Vegas La Junta, la cual pone en contacto la Formación Lautaro, con calizas fosilíferas y la unidad Estratos Cerro Los Carneros del cretácico superior, con areniscas conglomeráticas silíceas.

En dichos sectores se midieron en total 153 datos cinemáticos (Figura 32), en donde las rocas presentaron desarrollo de indicadores cinemáticos tipo crecimiento de fibra mineral, surcos-estrías de falla y estructuras de Riedel.

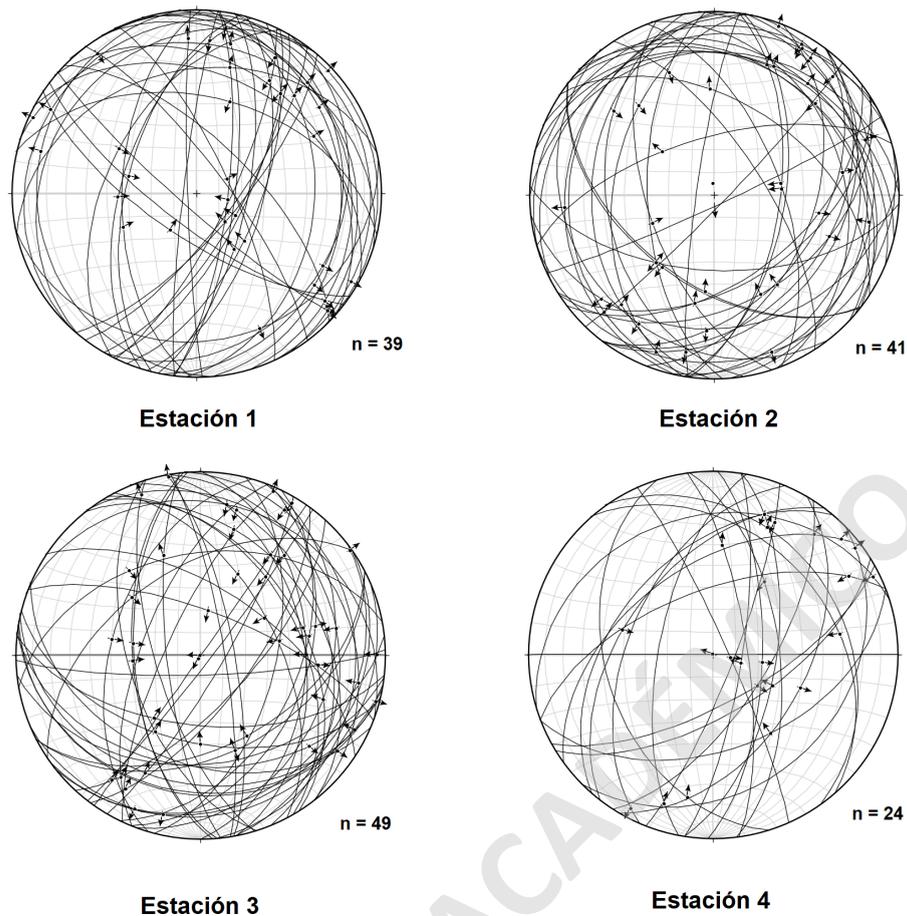


Figura 32: redes estereográficas de cada estación con todos sus datos ploteados.

#### 4.3.1.- Estación 1: Estrato El Mono (Tr-Jem)

##### Ubicación y contexto estructural

La obtención de los datos se realizó a 3,2 Km al este de la falla Vegas la junta en la ladera norte de la Quebrada Paipote. Aquí aflora la unidad Estratos El Mono, con un manteo  $22^\circ$  con dirección de manteo de  $310^\circ$  (Figura 33). Ubicada en el limbo oriental del pliegue sinclinal central de la misma unidad, descrito anteriormente en el capítulo 4.2.1.2.

##### Datos Cinemáticos y familias de fallas

Dentro de esta estación se lograron obtener 39 datos cinemáticos (Tabla 2), los cuales fueron ocupados en su totalidad para el análisis. Aquí se definen 3 familias de fallas; "A", "B" y "C" (Figura 33).

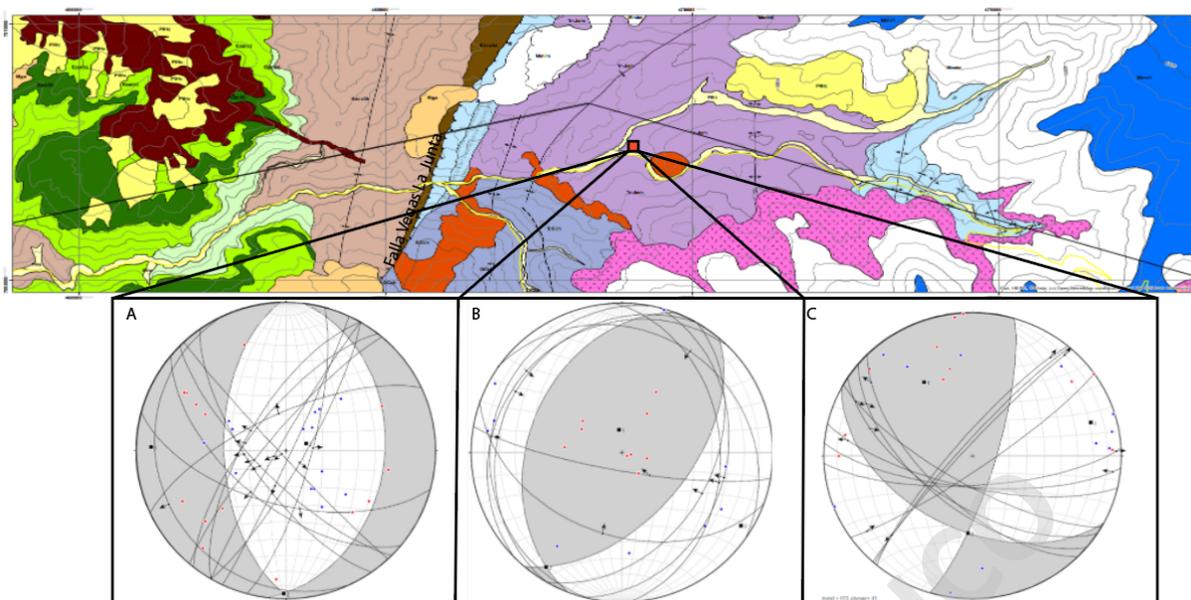


Figura 33: Mapa geológico 1:30.000 Quebrada Paipote con soluciones de plano estación 1.

La familia de fracturas “A” corresponde a la con mayor densidad de datos cinemáticos con un  $n = 15$ . La solución del plano y los ejes de la elipsoide obtenido a partir de estos representa a un sistema de extensional con un rake mayor e igual a  $70^\circ$  (Figura 33), con un eje de máxima elongación ( $\lambda_1$ ) de dirección 11/272, un eje de acortamiento ( $\lambda_3$ ) de orientación 78/071 y un eje intermedio ( $\lambda_2$ ) de 04/181 (Tabla 2). Dentro de esta familia de datos cinemáticos se destaca la aparición de criterios riedel, estrías y crecimiento de fibras.

Estación	Regimén	n	$\lambda_1$	$\lambda_2$	$\lambda_3$
Estación 1	Normal	15	11/272	04/181	78/071
	Inverso	13	80/350	08/205	06/114
	Rumbo	11	39/327	45/183	19/074

Tabla 2: Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales a partir de la mediciones estructurales realizadas en la estación 1, ploteados en FaultKin.

“B” posee una densidad de  $n = 13$  datos cinemáticos. La solución del plano y los ejes de la elipsoide de strain obtenido a partir de estos representa a un sistema de contraccional con un rake mayor e igual a  $65^\circ$  (Figura 33), con un eje de de máxima acortamiento ( $\lambda_3$ ) de dirección 06/114, un eje de elongación ( $\lambda_1$ ) de orientación 80/350 y un eje intermedio ( $\lambda_2$ ) de 08/205 (Tabla 2).

“C” contiene una densidad de datos con un  $n = 11$  datos cinemáticos. La solución del plano y los ejes de la elipsoide de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representa a un sistema de rumbo con un rake menor e igual a  $40^\circ$  (Figura 33), con un eje de de máxima elongación ( $\lambda_1$ ) de dirección 39/327, un eje de acortamiento ( $\lambda_3$ ) de orientación 19/074 y un eje intermedio ( $\lambda_2$ ) de 45/183 (Tabla 2) (Figura 34).

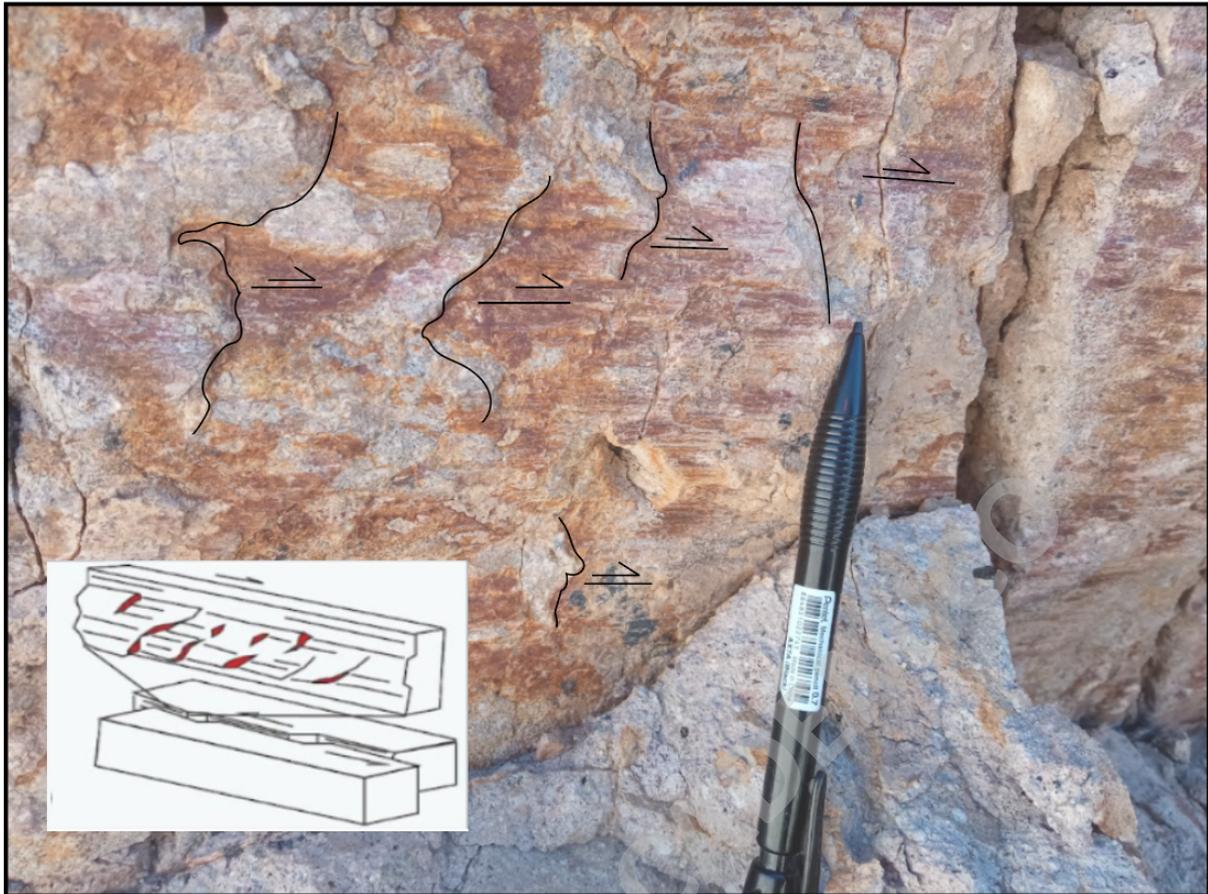


Figura 34: Ejemplo de falla sinistral en Estación 1. Se aprecian fracturas tipo R como sombras de presión, en el plano principal M. Al mismo tiempo se puede observar estrías de falla con flechas que indican el sentido de movimiento del bloque faltante.

#### Direcciones de Elongación y Acortamiento

A partir de los datos obtenidos de las soluciones del plano en “A”, “B” y “C”, en conjunto con los criterios cinemáticos se logra conseguir ejes de presión y tensión de cada una de ellas. La familia “A” corresponde a un sistema extensional cuya dirección de elongación es E-O. Por otro lado, la solución de la familia “B” de carácter inverso, con orientación contraccional NO-SE, oblicuo a la familia anterior. Mientras que “C” cuya solución responde a un sistema de rumbo, con una elongación NNW-SSE.

#### **4.3.2.- Estación 2: Formación Lautaro (Jl)**

##### Ubicación y contexto estructural

La obtención de los datos se realizó a 8,7 Km al este de la falla Vegas la junta en la ladera sur de la Quebrada Paipote. Aquí aflora la Formación Lautaro, con un manteo  $27^\circ$  con dirección de manteo de  $108^\circ$  (Figura 35). Ubicada en el limbo oriental del pliegue anticlinal tipo arpón con vergencia oeste.

##### Datos Cinemáticos y familias de fallas

Dentro de esta estación se lograron obtener 41 datos cinemáticos (Tabla 3), los cuales fueron ocupados en su totalidad para el análisis. Aquí se definen 3 familias de fallas; “A”, “B” y “C” (Figura 35).

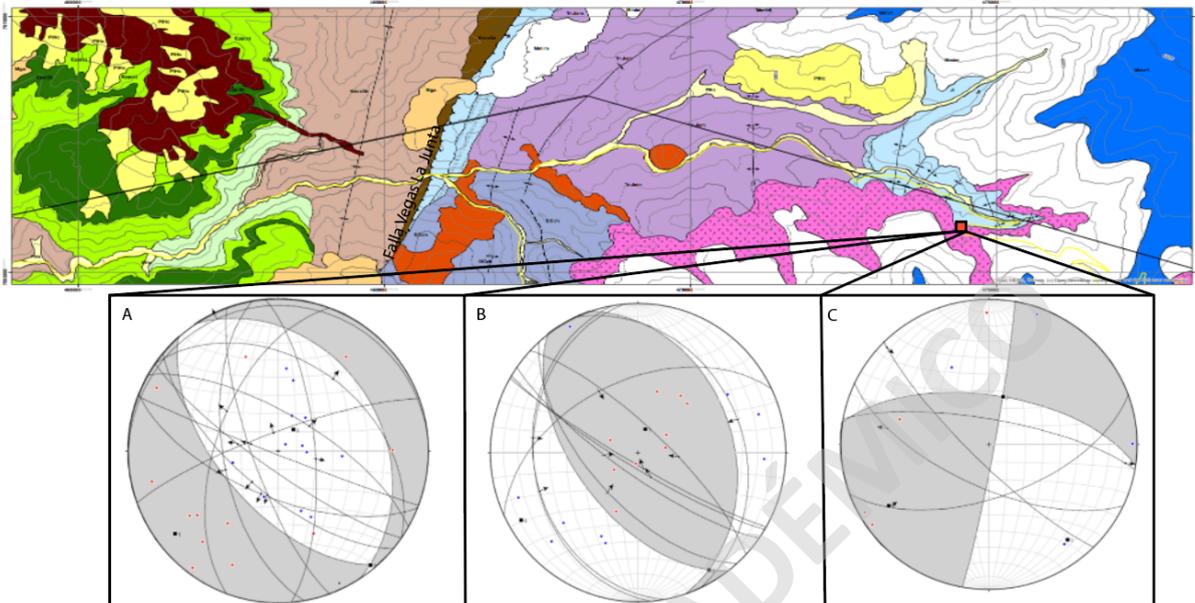


Figura 35: Mapa geológico 1:30.000 Quebrada Paipote con soluciones de plano estación 2.

La familia de fracturas “A” corresponde a la con mayor densidad de datos cinemáticos con un  $n = 19$ . La solución del plano y los ejes de la elipsoide de strain obtenido a partir de estos representa a un sistema de normal (Figura 36) con un rake mayor e igual a  $70^\circ$  (Figura 35), con un eje de máxima elongación ( $\lambda_1$ ) de dirección 14/232, un eje de acortamiento ( $\lambda_3$ ) 76/037 de orientación un eje intermedio ( $\lambda_2$ ) de 04/141 (Tabla 3). Dentro de esta familia de datos cinemáticos se destaca la aparición de criterios riedel, estrías y crecimiento de fibras.



Figura 36 : Ejemplo de falla normal Estación 2. Se aprecian fracturas tipo R como sombras de presión, en el plano principal M. Al mismo tiempo se puede observar estrias de falla con crecimiento de fibras mineral, con flechas que indican el sentido de movimiento del bloque faltante.

Estación	Regimén	n	$\lambda 1$	$\lambda 2$	$\lambda 3$
Estación 2	Normal	19	14/232	04/141	76/037
	Inverso	17	77/018	09/149	10/240
	Rumbo	5	22/238	45/183	19/074

Tabla 3: Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales a partir de la mediciones estructurales realizadas en la estación 2, ploteados en FaultKin.

“B” posee una densidad de  $n = 17$  datos cinemáticos. La solución del plano y los ejes de la elipsoide de strain obtenido a partir de estos representa a un sistema de contraccional con un rake mayor e igual a  $70^\circ$  (Figura 35), con un eje de de máxima acortamiento ( $\lambda 3$ ) de dirección 10/240, un eje de elongación ( $\lambda 1$ ) de orientación 77/018 y un eje intermedio ( $\lambda 2$ ) de 09/149 (Tabla 3).

“C” contiene una densidad de datos con un  $n = 5$  datos cinemáticos. La solución del plano y los ejes de la elipsoide de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representa a un sistema de rumbo con un rake menor e igual a  $40^\circ$  (Figura 35), con un eje de de máxima elongación ( $\lambda 1$ ) de dirección 22/238, un eje de acortamiento ( $\lambda 3$ ) de orientación 19/074 y un eje intermedio ( $\lambda 2$ ) de 45/183 (Tabla 3).

## Direcciones de Elongación y Acortamiento

A partir de los datos obtenidos de las soluciones del plano en “A”, “B” y “C”, en conjunto con los criterios cinemáticos se logra conseguir ejes de presión y tensión de cada una de ellas. La familia “A” corresponde a un sistema extensional cuya dirección de elongación es NE-SO. Por otro lado, la solución de la familia “B” de carácter inverso, tiene una orientación de acortamiento subparalela a la solución normal. Mientras que “C” cuya solución responde a un sistema de rumbo, con una elongación NO-SE.

### **4.3.3.- Estación 3: Formación Pircas (Ep)**

#### Ubicación y contexto estructural

La obtención de los datos se realizó a 6,2 Km al oeste de la falla Vegas La Junta en la ladera norte y sur de la Quebrada Paipote. Aquí aflora la Formación Pircas, con un manto de 7° con dirección de manto de 235° (Figura 37). Esta estación se encuentra en las laderas norte y sur de la quebrada Paipote en la subunidad A de la formación, descrita anteriormente en el capítulo 4.1.

#### Datos Cinemáticos y familias de fallas

Dentro de esta estación se lograron obtener 49 datos cinemáticos (Tabla 4), los cuales fueron ocupados en su totalidad para el análisis. Aquí se definen 3 familias de fallas; “A”, “B” y “C” (Figura 37).

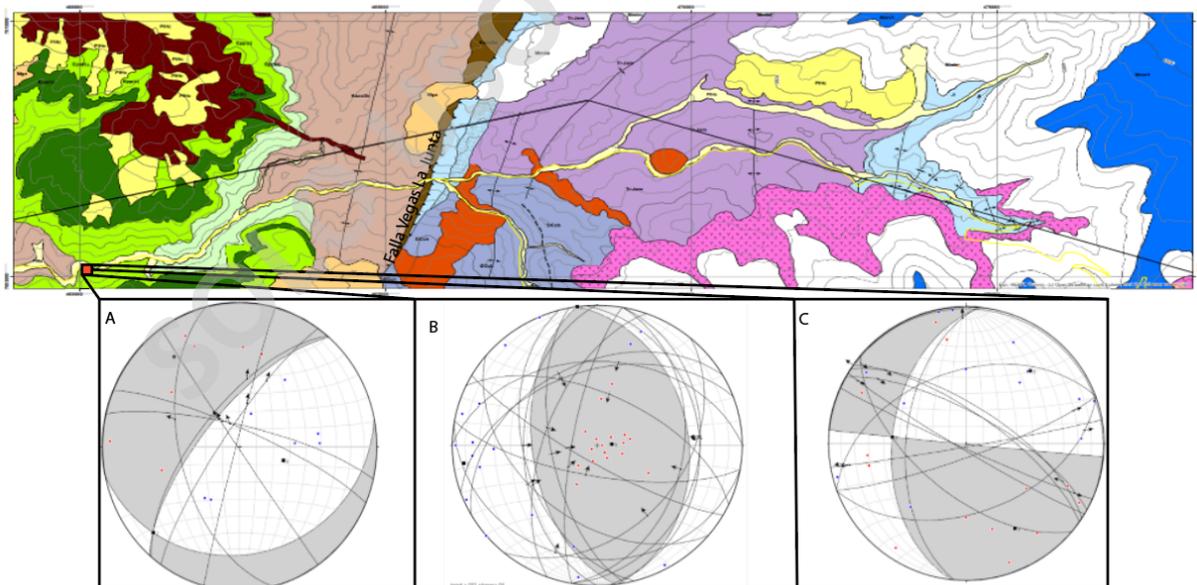


Figura 37: Mapa geológico 1:30.000 Quebrada Paipote con soluciones de plano estación 3.

La familia de fracturas “A” contiene una densidad de datos cinemáticos de  $n = 9$ . La solución del plano y los ejes de la elipsoide de strain obtenido a partir de estos representa a un sistema de normal con un rake mayor e igual a 50° (Figura 37), con un eje de máxima elongación ( $\lambda_1$ ) de dirección 23/323, un eje de acortamiento ( $\lambda_3$ ) 63/107 de orientación un

eje intermedio ( $\lambda_2$ ) de 14/226 (Tabla 4). Dentro de esta familia de datos cinemáticos se destaca la aparición de criterios riedel, estrías y crecimiento de fibras.

Estación	Regimén	n	$\lambda_1$	$\lambda_2$	$\lambda_3$
Estación 3	Normal	9	23/323	14/226	63/107
	Inverso	22	82/086	01/352	08/262
	Rumbo	18	29/150	45/275	30/041

Tabla 4: Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales a partir de la mediciones estructurales realizadas en la estación 3, ploteados en FaultKin.

“B” posee la mayor densidad de datos cinemáticos con un  $n = 22$ . La solución del plano y los ejes de la elipsoide de strain obtenido a partir de estos representa a un sistema de contraccional con un rake mayor e igual a  $70^\circ$  (Figura 37), con un eje de de máxima acortamiento ( $\lambda_3$ ) de dirección 08/262, un eje de elongación ( $\lambda_1$ ) de orientación 82/086 y un eje intermedio ( $\lambda_2$ ) de 01/352 (Tabla 4).

“C” contiene una densidad de datos con un  $n = 18$  datos cinemáticos. La solución del plano y los ejes de la elipsoide de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representa a un sistema de rumbo (Figura 38) con un rake menor e igual a  $35^\circ$  (Figura 37), con un eje de de máxima elongación ( $\lambda_1$ ) de dirección 29/150, un eje de acortamiento ( $\lambda_3$ ) de orientación 30/041 y un eje intermedio ( $\lambda_2$ ) de 45/275 (Tabla 4).



Figura 38: Ejemplo de falla dextral en Estación 3. Se aprecian fracturas tipo R como sombras de presión, en el plano principal M. Al mismo tiempo se puede observar estrías de falla con flechas que indican el sentido de movimiento del bloque faltante.

#### Direcciones de Elongación y Acortamiento

A partir de los datos obtenidos de las soluciones del plano en “A”, “B” y “C”, en conjunto con los criterios cinemáticos se logra conseguir ejes de presión y tensión de cada una de ellas. La familia “A” corresponde a un sistema extensional cuya dirección de elongación es NO-SE. Por otro lado, la solución de la familia “B” de carácter inverso, tiene una orientación de acortamiento E-O. Mientras que “C” cuya solución responde a un sistema de rumbo, con una elongación NO-SE.

#### 4.3.4.- Estación 4: Zona de Falla Vegas La Junta

##### Ubicación y contexto estructural

La obtención de los datos se realizó en la falla Vegas La Junta en la ladera norte y sur de la Quebrada Paipote. Aquí aflora la unidad Estratos Cerro Los Carneros al poniente de la falla, con un manto 27° con dirección de manto de 108° (Figura 39). Ubicada en el limbo oriental del pliegue anticlinal tipo arpón con vergencia oeste.

##### Datos Cinemáticos y familias de fallas

Dentro de esta estación se lograron obtener 24 datos cinemáticos (Tabla 5), los cuales fueron ocupados en su totalidad para el análisis. Aquí se definen 3 familias de fallas; “A”, “B” y “C” (Figura 39).

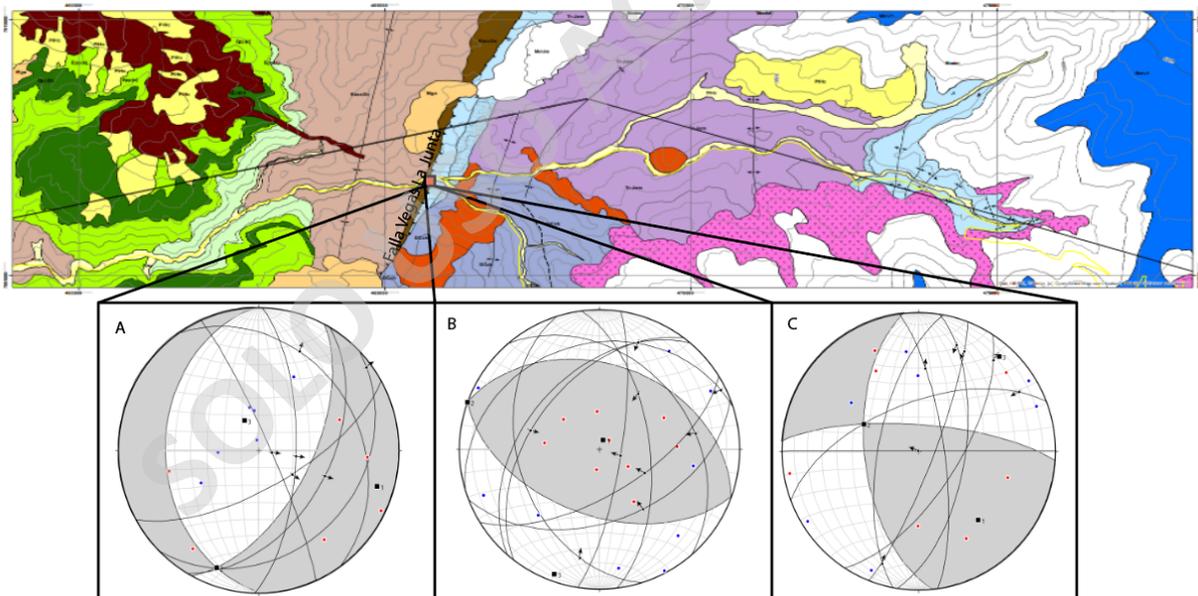


Figura 39: Mapa geológico 1:30.000 Quebrada Paipote con soluciones de plano estación 4.

La familia de fracturas “A” tiene una densidad de datos cinemáticos con un  $n = 6$ . La solución del plano y los ejes de la elipsoide de strain obtenido a partir de estos representa a un sistema de normal (Figura 40) con un rake mayor e igual a  $50^\circ$  (Figura 39), con un eje de máxima elongación ( $\lambda_1$ ) de dirección 61/127, un eje de acortamiento ( $\lambda_3$ ) 09/020 de orientación un eje intermedio ( $\lambda_2$ ) de 27/285 (Tabla 5). Dentro de esta familia de datos cinemáticos se destaca la aparición de criterios riedel, estrías y crecimiento de fibras.

Estación	Regimén	n	$\lambda 1$	$\lambda 2$	$\lambda 3$
Estación 4	Normal	6	61/127	27/285	09/020
	Inverso	10	84/023	00/290	06/200
	Rumbo	5	34/122	56/296	03/030

Tabla 5: Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales a partir de las mediciones estructurales realizadas en la estación 4, ploteados en FaultKin.

“B” posee una densidad de  $n = 10$  datos cinemáticos. La solución del plano y los ejes de la elipsoide de strain obtenido a partir de estos representa a un sistema de contraccional (Figura 40) con un rake mayor e igual a  $45^\circ$  (Figura 39), con un eje de máxima acortamiento ( $\lambda 3$ ) de dirección 06/200, un eje de elongación ( $\lambda 1$ ) de orientación 84/023 y un eje intermedio ( $\lambda 2$ ) de 00/290 (Tabla 5).

“C” contiene una densidad de datos con un  $n = 5$  datos cinemáticos. La solución del plano y los ejes de la elipsoide de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representa a un sistema de rumbo con un rake menor e igual a  $40^\circ$  (Figura 39), con un eje de máxima elongación ( $\lambda 1$ ) de dirección 34/122, un eje de acortamiento ( $\lambda 3$ ) de orientación 03/030 y un eje intermedio ( $\lambda 2$ ) de 56/296 (Tabla 5).

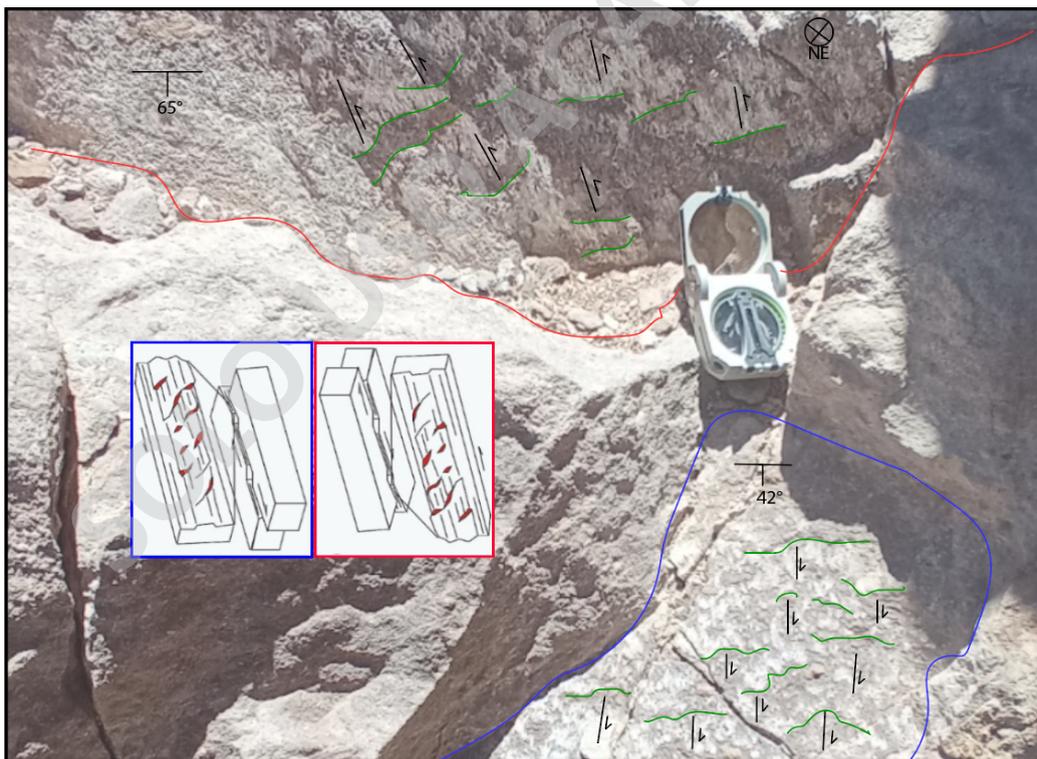


Figura 40: Ejemplo de falla normal (plano azul) e inversa (plano rojo) en Estación 4. Se aprecian fracturas tipo R (verde) como sombras de presión, en el plano principal M (azul y rojo). Al mismo tiempo se puede observar estrías de falla como crecimiento de fibra mineral, con flechas que indican el sentido de movimiento del bloque faltante (en negro).

### Direcciones de Elongación y Acortamiento

A partir de los datos obtenidos de las soluciones del plano en "A", "B" y "C", en conjunto con los criterios cinemáticos se logra conseguir ejes de presión y tensión de cada una de ellas. La familia "A" corresponde a un sistema extensional cuya dirección de elongación es NO-SE. Por otro lado, la solución de la familia "B" de carácter inverso, tiene una orientación NE-SO. Mientras que "C" cuya solución responde a un sistema de rumbo, con una elongación NO-SE.

SOLO USO ACADÉMICO

#### 4.4.- Modelo Estructural

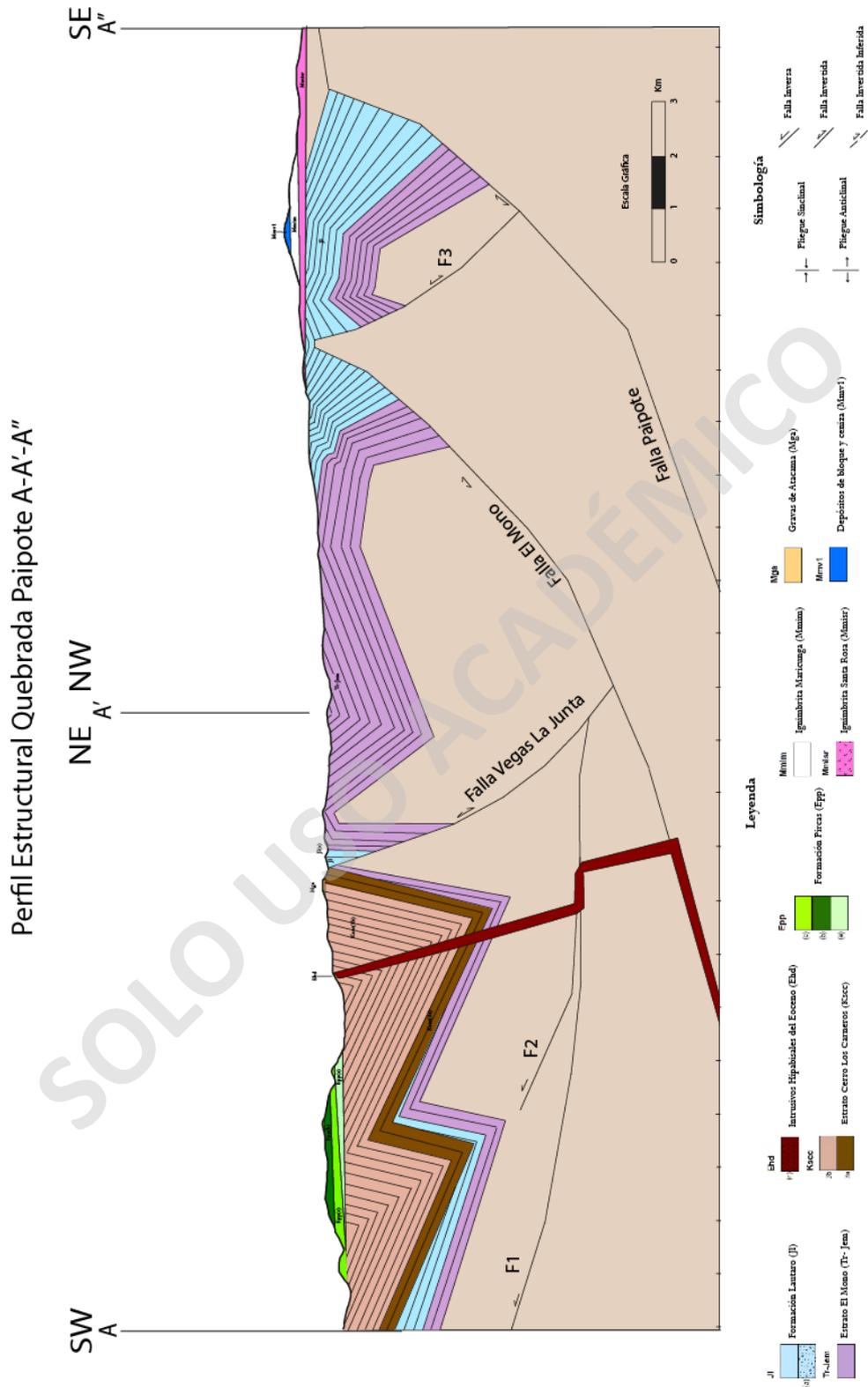


Figura 41: Perfil Estructural Quebrada Paipote A-A'-A'' trazado en Figura 19.

Utilizando el mapa geológico y los datos recopilados en terreno se realiza un modelo estructural a través del método Kink de Suppe (1983), manteniendo espesores cuando fue necesario y también empleando soluciones gráficas propuestas por Suppe, et al (1990) para la determinación de los ángulos que caracterizan un pliegue: limbo frontal, trasero, eje, tip point y la falla en profundidad (Figura 41) que relaciona la deformación observada en superficie, con posibles controles estructurales en profundidad. Según lo expuesto en el capítulo anterior, la zona de estudio presenta diferencias con los sistemas de deformación descritos previamente.

De la misma manera que en el capítulo de geología estructural, estas se dividen en dominios occidental y orientales, pero con estilos estructurales diferentes, donde el primero es de carácter contraccional y el segundo de inversión tectónica. No obstante, no se observan estructuras de rumbo a esta escala.

En el dominio occidental tiene un estilo estructural contraccional vergente hacia el oeste, dado por un tren de pliegues por propagación de falla en la unidad Estratos Cerro Los Carneros, cuyos ángulos están dados por el gráfico de Suppe, et al (1990). Las Fallas F1 y F2 son sintéticas a la Falla Vegas La Junta dado por un estilo de *short-cut*. Sin embargo, dicha deformación se infiere en el limbo occidental del anticlinal central, puesto que este pliegue se encuentra por debajo la Formación Picas, lo cual es imposible obtener datos de rumbo y manteo de este anticlinal. Esta inferencia se obtiene al observar los afloramientos de Estratos Cerro Los Carneros que están al oeste y este de la Formación Picas. Por principios estratigráficos de polaridad y geometría, en el sector oeste se presenta la subunidad 3b, con una polaridad normal y con un manteo hacia el NE. Mientras que en el sector este, se observa la misma subunidad con un sinclinal asimétrico cuyo plano axial mantea hacia el NE y la subunidad 3a al oeste de la falla Vegas La Junta, la cual pertenece a la base de Estratos Cerro Los Carneros. A partir de lo anterior, para mantener un espesor de 2000 metros en esta unidad, se pudo obtener un pliegue anticlinal por propagación de falla con vergencia hacia el SO (Figura 41 F1 y F2).

En relación a la Falla Vegas La Junta corresponde a una invertida parcialmente en la zona de la Quebrada Paipote, dado que existe un cabalgamiento de la Formación Lautaro de edad Jurásica por sobre los Estratos Cerro Los Carneros que son del Cretácico Superior. Esta falla verge hacia el oeste con una geometría plana, lo que explica que no haya discordancias progresivas en el bloque colgante, el cual presenta un pliegue anticlinal por propagación de falla descabezado. Esta estructura explica su inversión tectónica producto a que a unos 6 Km al sur de la zona de estudio aflora el basamento Pérmico con el Batolito El Hielo en el bloque colgante. Implicando una falla de alto ángulo que mantea unos 70° hacia el este, con un mayor rechazo en sur de la Quebrada Paipote y también una inversión tectónica total en este sector.

A partir de lo anterior, cabe destacar que en el dominio occidental las unidades Mesozoicas (Formación Lautaro y Estratos El Mono) subyacen con una discordancia angular con Estratos Cerro Los Carneros, según Mpodozis, et al, 2012. No obstante, con datos de superficie no es posible determinar con exactitud la diferencia entre manteos en dicha discordancia. Sin embargo, el espesor de las unidades Mesozoicas en el bloque yacente de la falla Vegas La Junta es considerablemente menor que en el bloque colgante. Lo anterior

es producto del régimen extensional de dichas unidades durante este mismo periodo, formando una estructura de hemigraben vergente hacia el oeste.

El dominio oriental está dado por un estilo estructural de inversión tectónica, se proponen estructuras que generan hemigraben, graben y horst, en las cuales se depositan los Estratos El Mono y la Formación Lautaro de manera syn-tectónica con respecto al desplazamiento de fallas normales lítricas y luego con un evento contraccional donde estas fallas se reactivaron, generando así pliegues anticlinales tipo arpón. En base a estas características, la estructura que se encuentra al oeste del dominio, presenta un anticlinal tipo arpón con longitud de onda media de 5 Km, el cual fue formado por una falla invertida con vergencia hacia el este denominada Falla El Mono (Figura 26 y 41). De esta estructura, se generan las tres fallas contraccionales tipo *back thrust* vergentes hacia el oeste (F1, F2 y Falla Vegas La Junta) en el dominio occidental y genera un hemigraben a 10 km al este de la falla Vegas La Junta que afecta a la Formación Lautaro y Estratos El Mono. Hacia el este, justo debajo de los depósitos volcánicos del Mioceno Medio y en la transición de las morfoestructuras de Cordillera Frontal con La Puna Austral, se encuentra un horst y a 100 m al este graben, donde el espesor de los Estratos El Mono y la Formación Lautaro aumentan considerablemente su espesor en el limbo este de un pliegue anticlinal tipo arpón, generado por una falla lítrica invertida parcialmente, con vergencia al este denominada por este trabajo Falla Paipote (Figura 28 y 41). A unos 500 metros al oeste se produce otra estructura tipo *back thrust* de la mencionada anteriormente. Esta es una falla lítrica invertida parcialmente con vergencia hacia el oeste (F3), generando el hemigraben oeste con un pliegue anticlinal tipo arpón cuyo espesor de los estratos aumenta hacia el occidente (Figura 28). En base a lo anterior, la estructura recientemente mencionada y la que se encuentra al oeste, en este dominio, forman una estructura de horst, el cual separa las dos subcuencas del Triásico-Jurásico.

En base a lo anterior, la falla denominada en este trabajo Falla Paipote es interpretada de esta manera debido a que hay evidencia de discordancias progresivas del anticlinal tipo arpón presente en el sector más oriental de la Formación Lautaro (Figura 28 y 41). Del mismo modo, esta falla marca el límite occidental de las morfoestructuras de la Puna Plateau y la Cordillera Frontal.

## 5.- Discusiones

### 5.1.- Correlación de análisis cinemático con la estructuras propuestas

En relación a las estructuras a mesoescala y utilizando el principio de corte, fue posible encontrar indicadores de temporalidad relativa de los eventos cinemáticos presentes en la zona de estudio. En las rocas pertenecientes al Triásico-Jurásico en Estratos El Mono se encuentran fallas normales siendo cortadas por fallas inversas con menor ángulo, donde ambas fallas detienen su continuidad por un plano de falla de rumbo subvertical (Figura 30). En la Formación Lautaro ocurre lo mismo, sin embargo, existen evidencias de que fallas normales fueron reactivadas, evidenciados por la generación de geometrías tipo arpón, indicadores indiscutibles de inversión de fallas normales, asociados a cambios del regimenes de esfuerzo imperantes (ref), de longitud de onda media de 1 metro (Figura 31). En la zona de falla Vegas La Junta, también existen cinemáticas normales que han sido cortadas por inversas.

A partir del análisis cinemático realizado en 4 estaciones, 2 en el dominio oriental y las restantes en el occidental, incluyendo la zona de falla Vegas La Junta. Se pudieron determinar 3 familias válidas de planos de falla en el dominio oriental y 2 en el occidental.

Basado en la soluciones de planos obtenidos en el dominio oriental, en la familia "A" corresponden a una cinemática tipo normal, la cual tiene una elongación con direcciones NE-SO, tanto en Estratos El Mono y en la Formación Lautaro. Para la familia "B" cuya cinemática es contraccional posee direcciones de acortamiento NO-SE y NE-SO. Cabe destacar que esta última dirección tiene un azimut de elongación y contracción muy parecida en la Formación Lautaro (Tabla 6). Respecto a la familia "C" son soluciones de rumbo, tanto dextrales como sinestrales, con direcciones de elongación NNO-SSE y NNE-SSO.

Estación	Regimén	n	$\lambda_1$	$\lambda_2$	$\lambda_3$
Estación 1	Normal	15	11/272	04/181	78/071
	Inverso	13	80/350	08/205	06/114
	Rumbo	11	39/327	45/183	19/074
Estación 2	Normal	19	14/232	04/141	76/037
	Inverso	17	77/018	09/149	10/240
	Rumbo	5	22/238	45/183	19/074
Estación 3	Inverso	22	82/086	01/352	08/262
	Rumbo	18	29/150	45/275	30/041
Estación 4	Inverso	10	84/023	00/290	06/200
	Rumbo	5	34/122	56/296	03/030

Tabla 6: Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales obtenidos a partir de las estaciones cinemáticas, ploteados en FaultKin. Filtrando régimen por calidad de datos cinemáticos.

El análisis cinemático obtenido en el dominio occidental en la Formación Picas de edad Eocena, carece soluciones de plano de la familia "A" de carácter normal, producto a que su poca densidad de datos es bastante menor respecto ( $n = 9$ ) a las otras familias. Para las

soluciones de planos “B” (n = 22) correspondiente de una cinemática inversa con dirección de contracción E-O. Mientras que en la familia “C” (n = 18) con soluciones de rumbo, tiene una dirección de elongación NO-SE. No obstante, en este mismo dominio en la zona de falla Vegas La Junta, se obtuvieron las tres familias, denominadas de igual manera, donde “A” (n = 6) tiene una dirección de elongación NO-SE, “B” (n = 10) presenta una dirección de contracción NNE-SSO y “C” (n = 5) con dirección de elongación NO-SE (Tabla 6).

Al realizar una comparación entre la cinemática de primer orden característica de estructuras regionales con los resultados obtenidos en este trabajo, existe una buena correlación en el dominio oriental, en el cual hay un evento extensional, luego uno contraccional y por último de rumbo, en donde las direcciones de contracción y elongación, de los primeros dos eventos, son sub-pendiculares a los planos axiales del tren de pliegues presentes en este dominio, evidenciando un estilo estructural de inversión tectónica. Sin embargo, en relación al último evento de rumbo no existe una correlación directa en las estructuras de macro escala en la zona de estudio. No obstante, en trabajos anteriores Bischoff (1999) menciona que en la Precordillera entre los 26°30' y los 27°S existe una influencia significativa de una estructura de basamento preandino orógeno-oblicuo (de tendencia noroeste), donde se generan fallas de rumbo sinestrales asociadas a rotaciones de la corteza de antearco durante el Eoceno medio-tardío producido por subducción oblicua de dirección noreste de la placa Farallón (Figura 42).

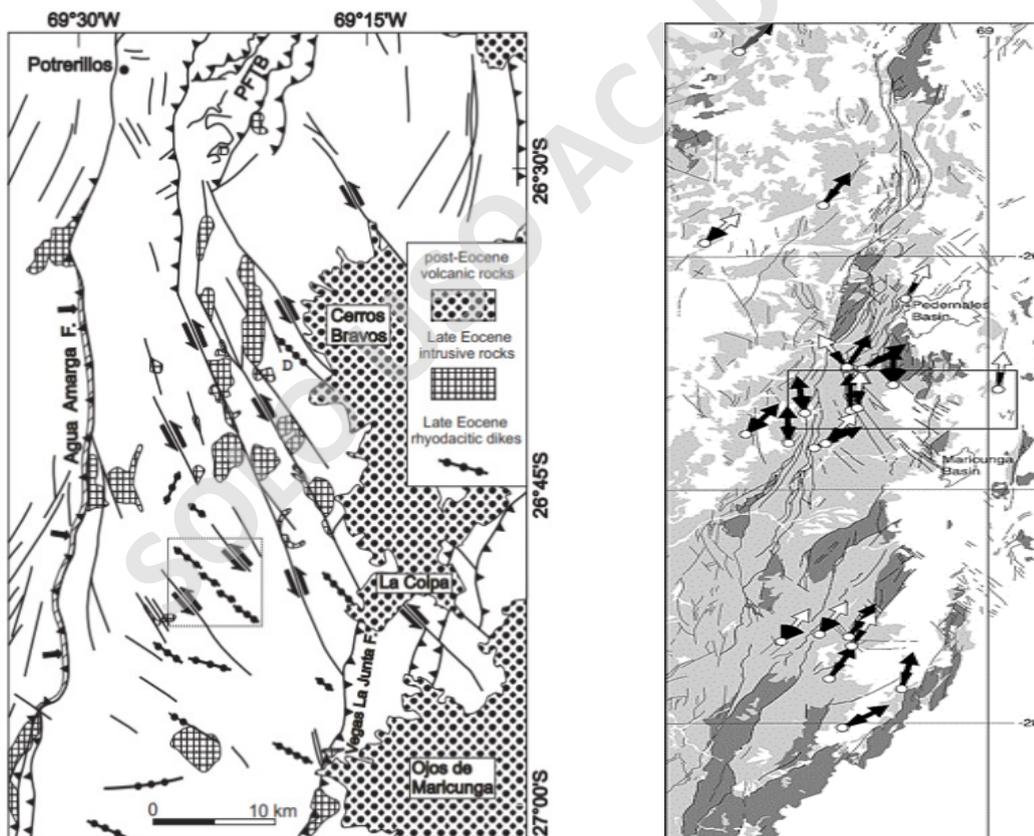


Figura 42: Izquierda: Extraído de Bischoff (1999) evidenciando estructuras de rumbo sinestrales del Eoceno medio-tardío; Derecha: Rotaciones paleomagnéticas al sur de la Región de Atacama (Arriagada, et al, 2006).

Cabe destacar que en este mismo sector entre los 26°30' y los 27°S ocurre una anomalía en las rotaciones paleomagnéticas. Por lo general, al sur de la Región de Atacama las

rotaciones son de sentido horario con direcciones medias aproximadas de 30° al este. No obstante, estas anomalías los polos paleomagnéticos presentan direcciones norte-sur, rotaciones antihorarias con variados ángulos y en menor medida rotaciones horarias (Figura 42 D y 46b).

Respecto al dominio occidental, las estructuras propuestas son acordes con respecto al análisis cinemático, en el cual carece de un evento extensional inicial que se daba en rocas Triásicas-Jurásicas, pero sí presentan un evento contraccional y de rumbo posteriormente, en donde la direcciones contracción son sub-perpendiculares al tren de pliegues presentes en Estratos Cerro Los Carneros. No obstante, los datos cinemáticos fueron tomados en la base (a) de la Formación Pircas de edad Eocena, la cual se encuentra subhorizontal. Lo anterior, se puede explicar que dicha deformación contraccional pudo haber ocurrido durante principios del Eoceno. Por otro lado, la deformación de rumbo ocurrió durante el Eoceno medio-tardío (Bischoff, 1999) (Figura 43).

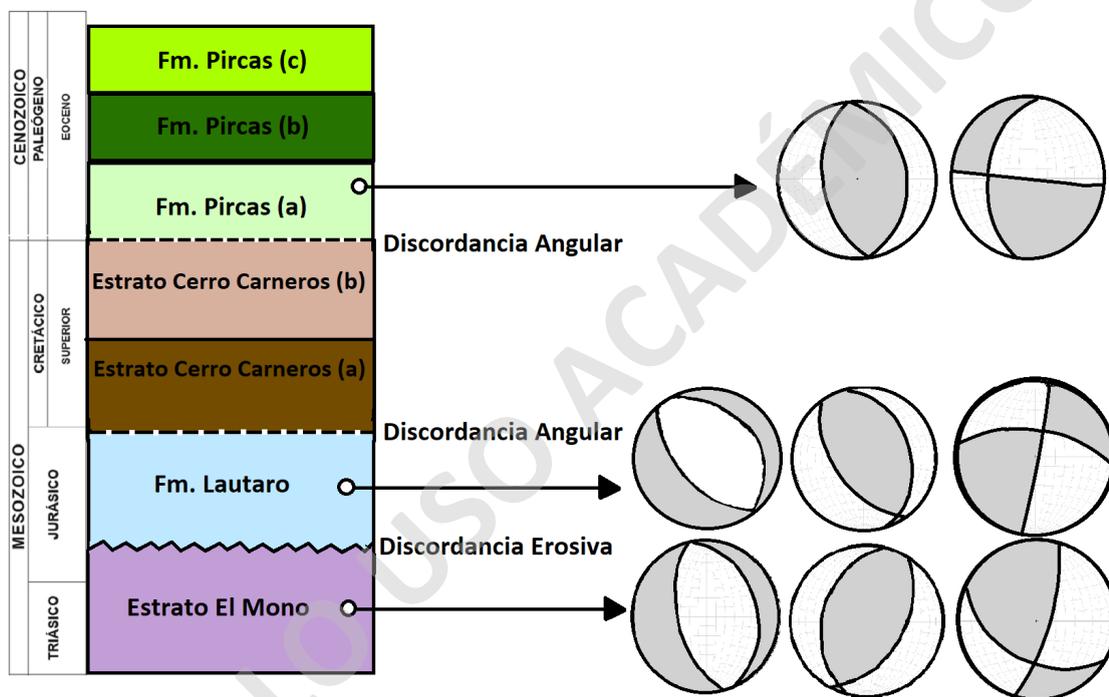


Figura 43: Estratigrafía con las soluciones del plano y temporalidad. De izquierda a derecha, el primer evento corresponde a deformación extensional, luego contraccional y por último de rumbo.

En relación a la falla Vegas La Junta se propuso carácter inverso, dado que existe un cabalgamiento de la Formación Lautaro de edad jurásica por sobre los Estratos Cerro Los Carneros que son del cretácico superior. A su vez, esta estructura genera un pliegue anticlinal por propagación de falla descabezado, sin evidencia de estratos de crecimiento, lo cual se descarta una inversión tectónica. En base a los datos cinemáticos obtenidos en esta zona, se tiene un porcentaje 41,6% de datos inversos, lo cual representan la mayor densidad en esta estación (n = 10 de 24). Sin embargo, las direcciones contraccionales no concuerdan con la orientación de esta estructura. Lo anterior, se puede explicar debido a que los datos fueron tomados en la zona de falla, en el bloque colgante y yacente, produciendo así estas discordancias generadas por una zona muy deformada.

## 5.2.- Variación de la arquitectura estructural de las cuencas Triásicas-Jurásicas en la Cordillera Frontal del límite central del Flat-Slab Pampeano

Dentro del Flat-Slab Pampeano ubicado entre los 28° a 34°S se encuentran diversos estudios, en los cuales se analizan las estructuras de cuencas *syn-rift* Triásica-Jurásicas. El primero de ellos se encuentra al sur de la zona de estudio, específicamente en la Cuenca Lautaro (28°S), donde Martínez, et al., 2016 (Figura 45) propone un modelo estructural de una faja plegada y corrida de piel híbrida, con rocas Triásicas-Jurásicas (Fm. La Ternera, Fm. Lautaro y Estratos de Amolanas) asociada a estructuras *syn-rift* invertidas parcialmente, bivergentes, como la falla Calquis, El Chanco y Pauna-La Estancilla, donde la primera verge hacia el NO, de tipo *back thrust* de la segunda. Además de la presencia de la falla Iglesia Colorada de carácter inverso, vergente hacia NO, *back thrust* de la falla Vizcachas, de piel gruesa que provoca el afloramiento del basamento *pre-rift* (Figura 44).

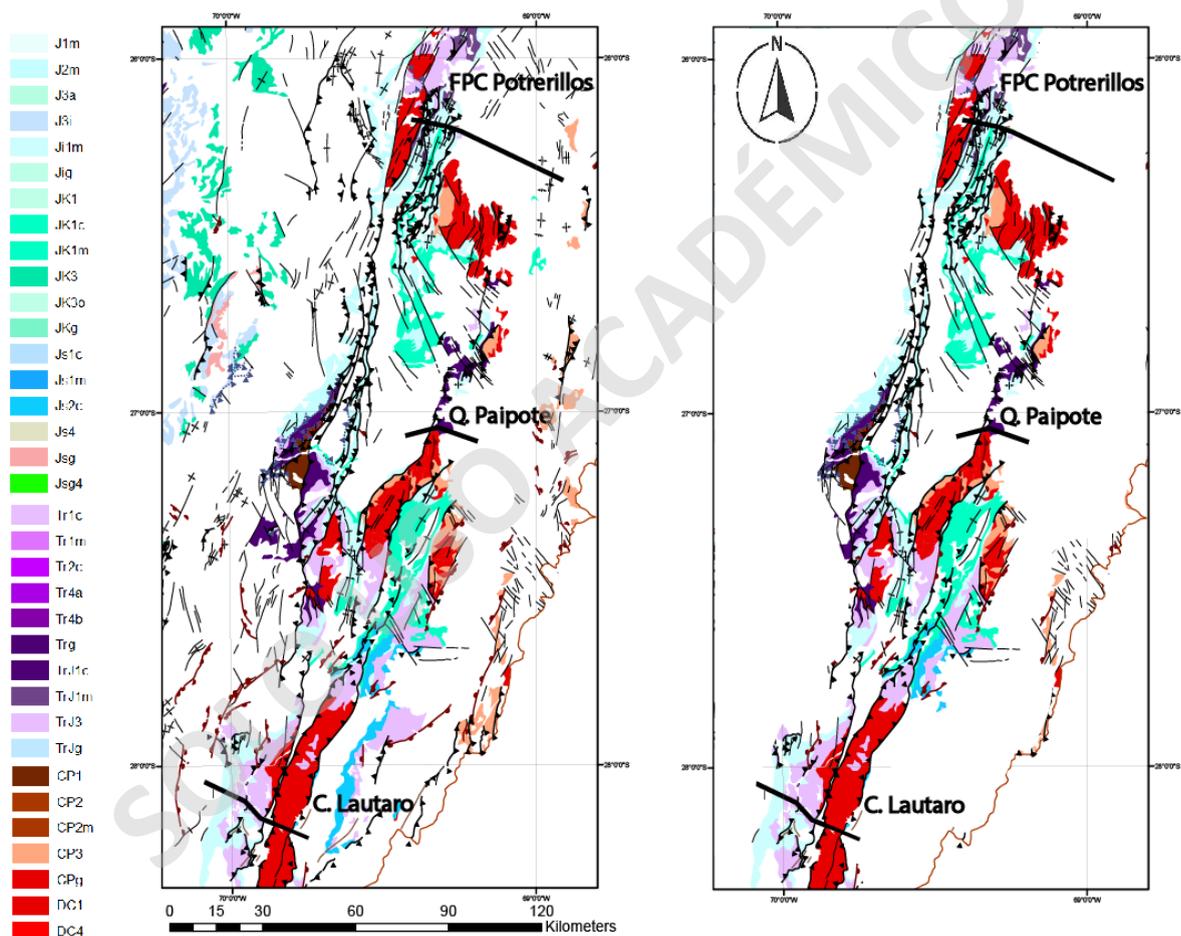


Figura 44: Derecha: Mapa geológico 1:1.000.000 resaltando unidades del basamento expuesto en superficie con edades del Carbonífero-Pérmico y unidades Triásicas-Jurásicas. Izquierda: Mapa geológico 1:1.000.000 resaltando unidades del basamento expuesto en superficie con edades del Carbonífero-Pérmico y unidades Triásicas-Jurásicas con estructuras resaltadas que involucran a los tres estudios.

El segundo de ellos se encuentra al norte del área de estudio, específicamente en la faja plegada y corrida de Potrerillos, al oeste del Salar de Pedernales (26°S), donde Martínez, et al., 2020 (Figura 45) propone un modelo estructural de una faja plegada y corrida de piel híbrida, bivergentes, en el cual el sector occidental corresponde a un estilo tectónico de piel delgada y en el sector orientado, la base de la cuenca del Salar de Pedernales, es de piel

gruesa. Dicha arquitectura afecta a las rocas Triásicas-Jurásicas *syn-rift*, tales como la Fm. Quebrada El Salitre (Tr-Jr), Fm. Montandon (Jr), Fm. Asientos (Jr) y Fm. Pedernales (Jr). Las estructuras del sector oriental está dado por un estilo de inversión tectónica parcial, bivergente y de piel gruesa, cuya estructura principal es la Falla Pedernales, la cual es vergente hacia el SE y marca el depocentro de la cuenca *syn-rift*, con fallas tipo *back-thrust* de alto ángulo, invertidas. Por otro lado, en el sector occidental en la faja plegada y corrida de Potrerillos, se caracteriza por un estilo contraccional de piel delgada *post-rift*, con vergencia hacia el SE y se encuentra delimitada por la Falla Barrancas hacia el oeste y la Falla Potrerillos hacia el este (Figura 46). En cuanto a su temporalidad, la falla Pedernales corresponde a la primera en afectar a las rocas Triásicas-Jurásicas que asocia al depocentro mayor de esta sección. Posterior a la inversión tectónica, se genera la faja plegada y corrida de Potrerillos en el sector oriental producto a la contracción *post-rift*.

Abarcando la problemática de este estudio y la arquitectura propuesta del mismo, se puede observar la variación estructural de las cuencas Mesozoicas entre los 26° a los 28°S.

Una de las primeras diferencias reconocibles es la variación de los espesores de las cuencas Triásicas-Jurásicas, en la cual en el presente trabajo (27°S) alcanza hasta 2000 m de espesor, 1500 m en los Estratos El Mono (Tr-Jr) y 500 m en Fm. Lautaro con el depocentro mayor hacia el este, junto a la falla Paipote (69°10'W). Mientras que en la cuenca Lautaro presenta una cuenca que alcanza espesores hasta los 4700 m, con 2100 m en Fm. La Ternera (Tr) y 2600 m en Fm. Lautaro (Jr) (Martinez, et al., 2012) con depocentro mayor entre las fallas Calquis (CF) y El Chancho (ECT) en la Cordillera Frontal Oeste (70°02'W) (Figura 48). Hacia el norte de la zona de estudio, en la faja plegada y corrida de Potrerillos, los espesores de dichas cuencas alcanzan hasta 1850 m, con 1000 m en Fm. Quebrada El Salitre (Tr-Jr), 400 m en Fm. Montandon (Jr) y 50 a 450 m en la Fm. Pedernales (Jr) (Martinez, et al., 2020) con un depocentro hacia el este, junto a la falla Pedernales (69°W). En base de lo anterior, se puede deducir que el la profundidad de las cuencas Mesozoicas van aumentando hacia el sur y cada vez más hacia el oeste, siendo el depocentro en la Cuenca Lautaro.

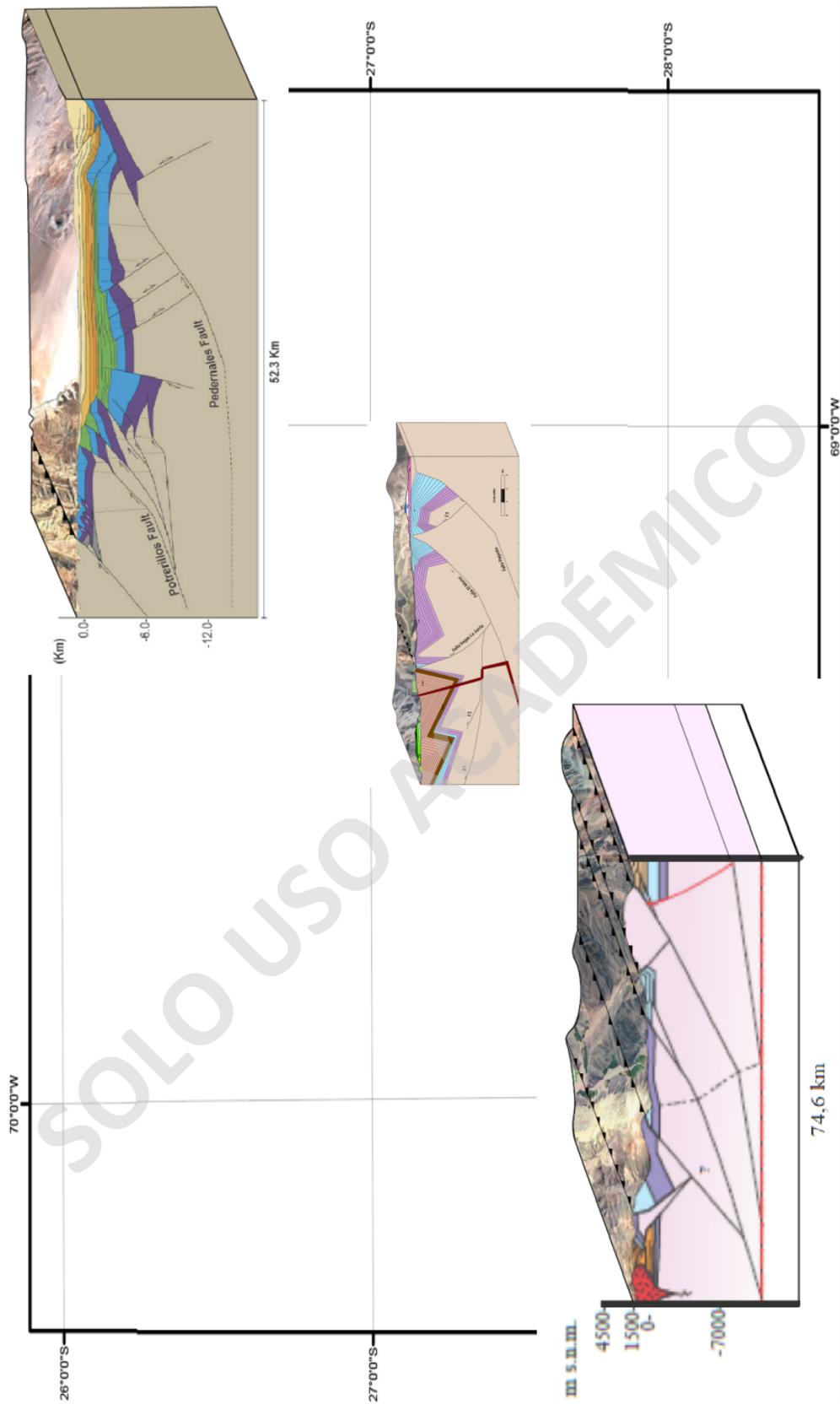


Figura 45: Comparativa con la arquitectura propuesta a la izquierda corresponde a la Cuenca Lautaro (28°S), en el centro la propuesta de este trabajo (27°S) y con la Faja Plegada y Corrida de Potrerillos (26°S).

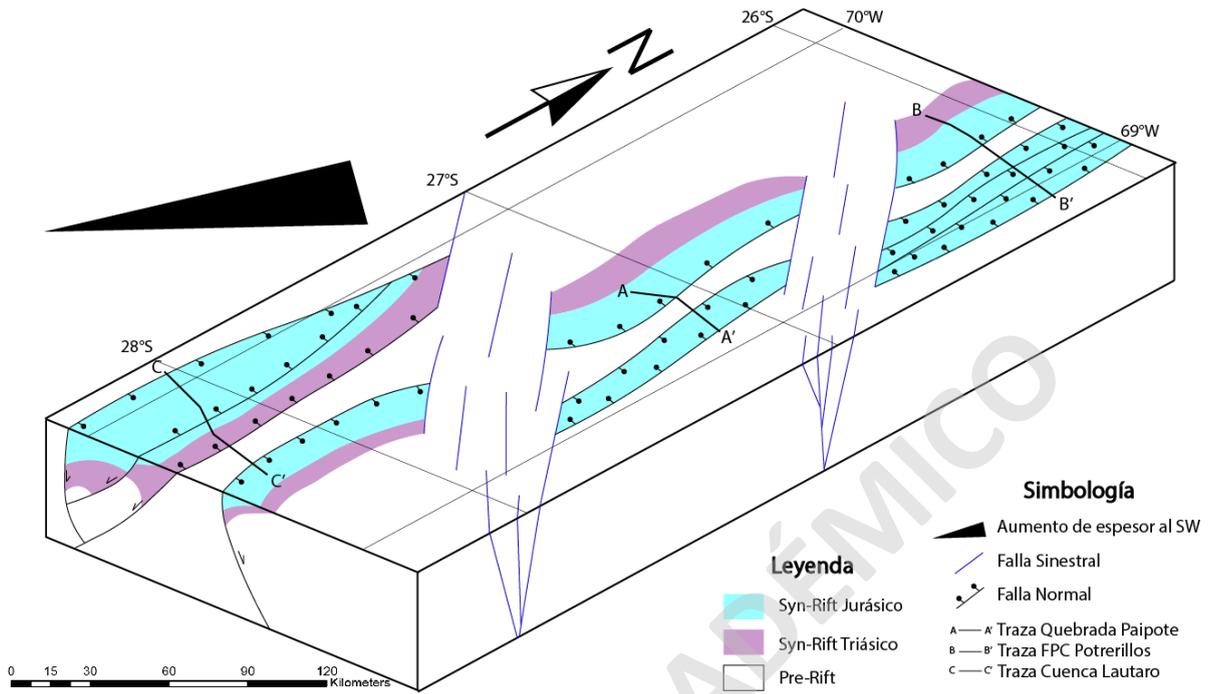
Respecto a las arquitecturas propuestas en los trabajos anteriores y en este estudio corresponde a un estilo tectónico de faja plegada y corrida de piel fina, bivergente, con inversión parcial en el dominio oriental y contraccional en el dominio occidental, con vergencia hacia el oeste (Figura 41). En comparación a las estructuras del basamento del Salar de Pedernales, tiene un cierto parecido al dominio oriental de la Quebrada Paipote, en donde ambos se comprenden por un estilo de inversión tectónica parcial y bivergente, en el cual la falla Pedernales y Paipote, son invertidas, vergen hacia el E, con una falla tipo *back-thrust* que también se encuentra invertida (Figura 41: F3), produciendo una estructura de graben y horst inmediatamente al oeste, con una falla que se encuentran al oeste que es sintética a estas fallas principales (Figura 45). Sin embargo, en la Quebrada Paipote la Falla El Mono, posee una geometría lístrica, la cual es subparalela a la Falla Paipote (Figura 41), mientras que en el basamento del Salar de Pedernales es más sub-vertical (Figura 45).

En cambio, las similitudes que se encuentran con el modelo propuesto y la Cuenca de Lautaro se encuentran en la Falla El Mono con la Falla Pauna La Estancilla ya que ambas son invertidas parcialmente y vergen hacia el este (Figura 45). También hay similitudes con F1 (Figura 41) con la falla que se encuentra inmediatamente al oeste de la Falla Calquis, puesto que ambas tienen cinemática inversa, vergentes hacia el oeste y presentan un rumbo NNE, el cual tiene continuidad entre estos modelos estructurales (Figura 45 y 46).

Sin embargo, las cuencas Triásicas-Jurásicas a pesar de sus similitudes arquitectónicas, no presentan continuidad norte-sur entre los 26° a 28°S. Puesto que entre estudios existen fallas de rumbo que marcan zonas de transición entre las cuencas, las cuales cada vez se encuentran más hacia el suroeste. En estas zonas de transición son constituidas por fallas sinestrales de rumbo NNO y en menor medida con fallas dextrales de orientación NNE, donde en conjunto marcan un sistema de fallas conjugadas (Riedel, 1929). Hacia el norte de la Quebrada Paipote la zona de transición carece de fallas contraccionales y extensionales de orientación N-S. Por otro lado, hacia el sur ocurre totalmente lo contrario, en donde las fallas de rumbo se ven cortadas por aquellas que son de cinemática contraccional (Figura 46).

A)

**Cuencas Tras-Arco Mesozoicas entre los 26° a 28°S Evento Extensional**



B)

**Cuencas Tras-Arco Mesozoicas entre los 26° a 28°S Evento Contraccional**

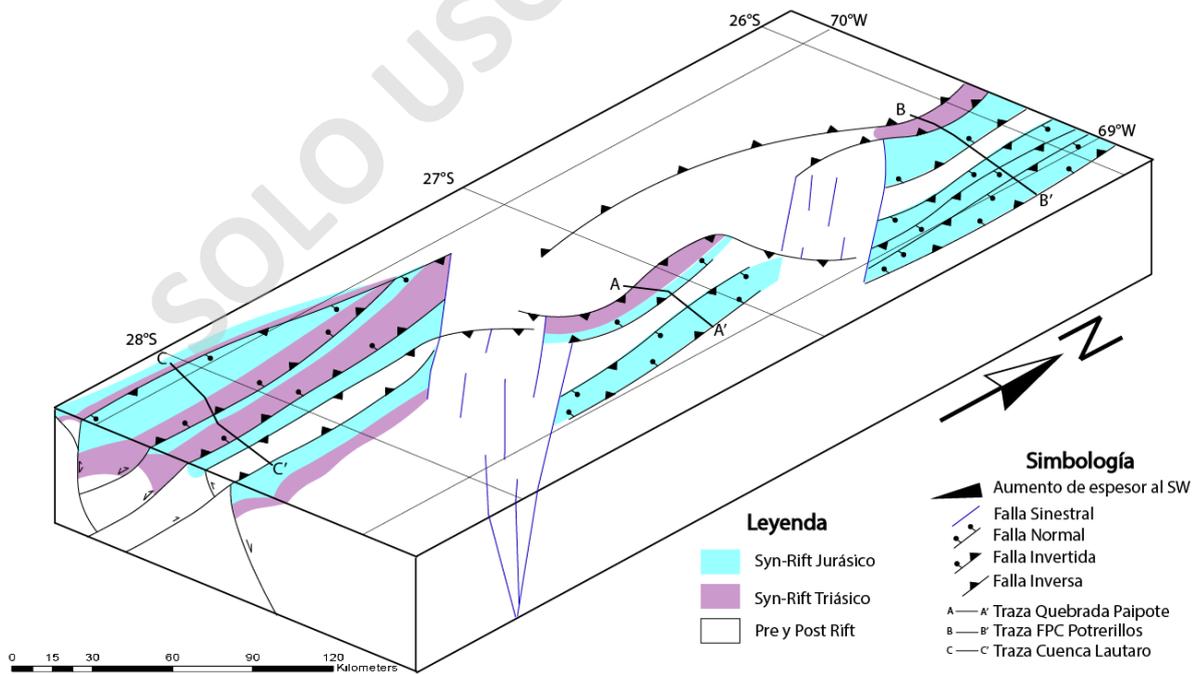


Figura 46: a) Modelo de bloque de las cuencas de trasarco Mesozoicas entre los 26° a 28°S evento extensional; b) Modelo de bloque entre los 26° a 28°S evento contraccional.

### 5.3.- Evolución estructural límite Cordillera Frontal y la Franja Volcánica de Maricunga

En primera instancia, durante el Triásico Superior y el Jurásico Inferior se deposita la unidad Estratos El Mono en un ambiente continental con facies pertenecientes a abanicos aluviales proximales y abanicos deltaicos que hacia el techo gradúan a entornos fluviales y marinos poco profundos. Posteriormente se deposita con una discordancia erosiva la Formación Lautaro en el Jurásico Inferior y Medio, la cual tiene características típicas de ambiente transicional a uno marino, donde las distintas facies indican partiendo de un ambiente deltaico con el miembro basal de areniscas calcáreas con laminación paralela, cruzada y en artesa. Luego se tiene un ambiente marino poco profundo con las lutitas y aumentando la profundidad con las calizas fosilíferas con presencia de *Weyla Alata*, amonites, bivalvos, y gasterópodos. Este paquete de rocas se depositan en un régimen extensional syn-rift, evidenciado por discordancias progresivas con vergencias hacia el E y el O, generando así una cuenca sedimentaria que sufrió una transgresión marina. Esta paleotopografía es producto a una subducción tipo marina la cual provocó cuencas tras-arco durante el Triásico-Jurásico (Martinez, et al., 2021).

A continuación, durante el Cretácico Superior se deposita la unidad Estratos Cerro Los Carneros, con discordancia sobre la Formación Lautaro, en un ambiente volcánico efusivo en primera instancia, luego en un ambiente continental fluvial y por último volcánico explosivo. Posteriormente, durante el Paleoceno ocurre un régimen compresivo, provocado por una disminución del ángulo de subducción y migración del arco volcánico hacia el este. La contracción de este régimen genera inversión tectónica parcial de las cuencas Triásicas-Jurásicas y plegamiento de Estratos Cerro Los Carneros por propagación de fallas vergentes hacia el oeste. En este mismo periodo, se genera la falla inversa Vegas La Junta y se invierte la falla Paipote, marca el límite oriental de la morfoestructura llamado Cordillera Frontal, que también se formó durante este régimen.

Durante el Eoceno, se deposita con discordancia angular la Formación Pircas sobre la unidad Estratos Cerro Los Carneros de manera subhorizontal, en un ambiente continental fluvial y aluvial en la parte basal, volcánico explosivo asociado a corrientes de densidad piroclásticas densas y diluidas en el miembro medio y un entorno fluvial en el el techo. Debido a la disposición geométrica de esta formación actualmente, no fue deformado por el régimen compresivo del Cretácico Superior al Paleoceno, producto a que el frente de deformación durante el el Eoceno se encuentra hacia el este, específicamente en la Puna Austral, ocasionado gracia a la disminución de ángulo de subducción de tipo chilena a flat-slab (Martínez, et al, 2021).

En el Mioceno Medio se refleja la actividad volcánica que migró hacia el este en el Paleoceno, el cual formó los volcanes Santa Rosa y Ojos de Maricunga, que genera las Ignimbritas Santa Rosa y Maricunga, y depósitos de bloque y ceniza asociados a un volcanismo de erupciones explosivas con corrientes de densidad piroclásticas densas y diluidas. a actividad magmática que generó estos volcanes, fue favorecida gracias a la Falla Paipote junto con el evento de rumbo, permitió planos de debilidad que ayudaron al ascenso del magma. Además, esta estructura marca el límite oriental morfoestructural de la Cordillera Frontal y la Puna Plateau.

Por último, durante el Cuaternario, en la época del Holoceno se producen una serie de abanicos aluviales que se encuentran en los fondos de la Quebrada Paipote y en las laderas se depositan conos de deyección coluviales. Ambos depósitos se encuentran activos actualmente.

## 6.- Conclusiones

El presente trabajo permite el entendimiento recabado de la evolución y construcción orogénica Andina entre los límites de los dominios morfotectónicos de La Puna y Cordillera Frontal a la latitud 27°S, en donde en la Quebrada Paipote se encuentra el límite oriental de este último. Aquí es posible documentar al menos 3 eventos deformativos que en su mayoría tiene orientación sub-perpendicular al orógeno andino. El primer evento corresponde a uno extensional, luego uno contraccional y por último a uno de rumbo. Las estructuras generadas en estos eventos están asociadas directamente a los dos primeros campos de strain, los cuales se desarrollaron en dos condiciones tectónicas diferentes. En un inicio consiste en el desarrollo de una cuenca de trasarco con depósitos *syn-rift* y posteriormente genera una fase de construcción orogénica, la cual invierte parcialmente estas cuencas y deforma litologías *post-rift*.

Estas cuencas de edades Triásicas-Jurásicas presentan variaciones de espesores y arquitectónicas entre los 26° a los 28°S desde la faja plegada y corrida de Potrerillos en el norte, la Quebrada de Paipote en el centro y la Cuenca de Lautaro en el sur. Los espesores de dichas cuencas Mesozoicas van aumentando hacia el sur con 1850 m en Potrerillos, 2000 m en Paipote y 4700 m en la Cuenca Lautaro, siendo este lugar el depocentro. En comparación a la arquitectura que se encuentra al norte y al sur de la zona de estudio, existe una correlación en la base del Salar de Pedernales, ubicado al este de la faja plegada y corrida de Potrerillos la cual corresponde a un estilo tectónico de piel gruesa, bivergente, con inversión parcial, en el cual la falla Pedernales y Paipote presente en la zona de estudio de este trabajo, son invertidas, vergen hacia el E (Figura 45), con una falla tipo *back-thrust* (Figura 41: F3) que también se encuentra invertida, produciendo una estructura de graben y horst inmediatamente al oeste, con la falla El Mono (Figura 41) que se encuentran al oeste que es sintética a estas fallas principales. Por otro lado, la geometría del modelo propuesto con Cuenca Lautaro se encuentran similitudes en la Falla El Mono con la Falla Pauna La Estancilla ya que ambas son invertidas parcialmente y vergen hacia el este (Figura 45). También coinciden la falla F1 (Figura 41) con la falla que se encuentra inmediatamente al oeste de la Falla Calquis, puesto que ambas tienen cinemática inversa, vergentes hacia el oeste y presentan un rumbo NNE, el cual tiene continuidad entre estos modelos estructurales (Figura 42, 44 y 46).

El área de estudio presenta una evolución estructural, donde en primera instancia durante el Mesozoico se depositan sedimentos *syn-rift*, asociados a una cuenca de trasarco producida por una subducción tipo mariana. Lo anterior, se evidencia con discordancias progresivas en litologías Triásicas-Jurásicas bivergentes.

Posteriormente, durante el Cretácico Superior se depositan sedimentos post-rift y durante el Paleoceno ocurre un régimen compresivo producto por una disminución del ángulo de subducción, lo cual genera una inversión parcial de las cuencas Mesozoicas y el plegamiento por propagación de falla en las litologías del Cretácico Superior. La inversión parcial, se evidencia con estructuras de macro y a mesoescala de pliegues anticlinales tipo arpón que tienen vergencia E y O, en la Formación Lautaro.

Durante el Eoceno, se depositan sedimentos que culminan con la exhumación de la morfoestructura de la Cordillera Frontal, producto a que el frente de la deformación, en ese entonces se encuentra más hacia al este, en la Puna Plateau. Esto se evidencia por la disposición geométrica actual de la Formación Pircas, las cuales se encuentran de forma subhorizontal sobre la unidad Estratos Cerro Los Carneros (Ks).

Por último, en el Mioceno Medio se refleja la actividad volcánica que migró hacia el este en el Paleoceno, el cual formó los volcanes Santa Rosa y Ojos de Maricunga. La actividad magmática que generó estos volcanes, fue favorecida gracias a la falla Ojos de Maricunga, la cual permitió un plano de debilidad que ayudó al ascenso del magma. Además, esta estructura marca el límite oriental morfoestructural de la Cordillera Frontal y la Puna Plateau (Figura 47).

SOLO USO ACADÉMICO

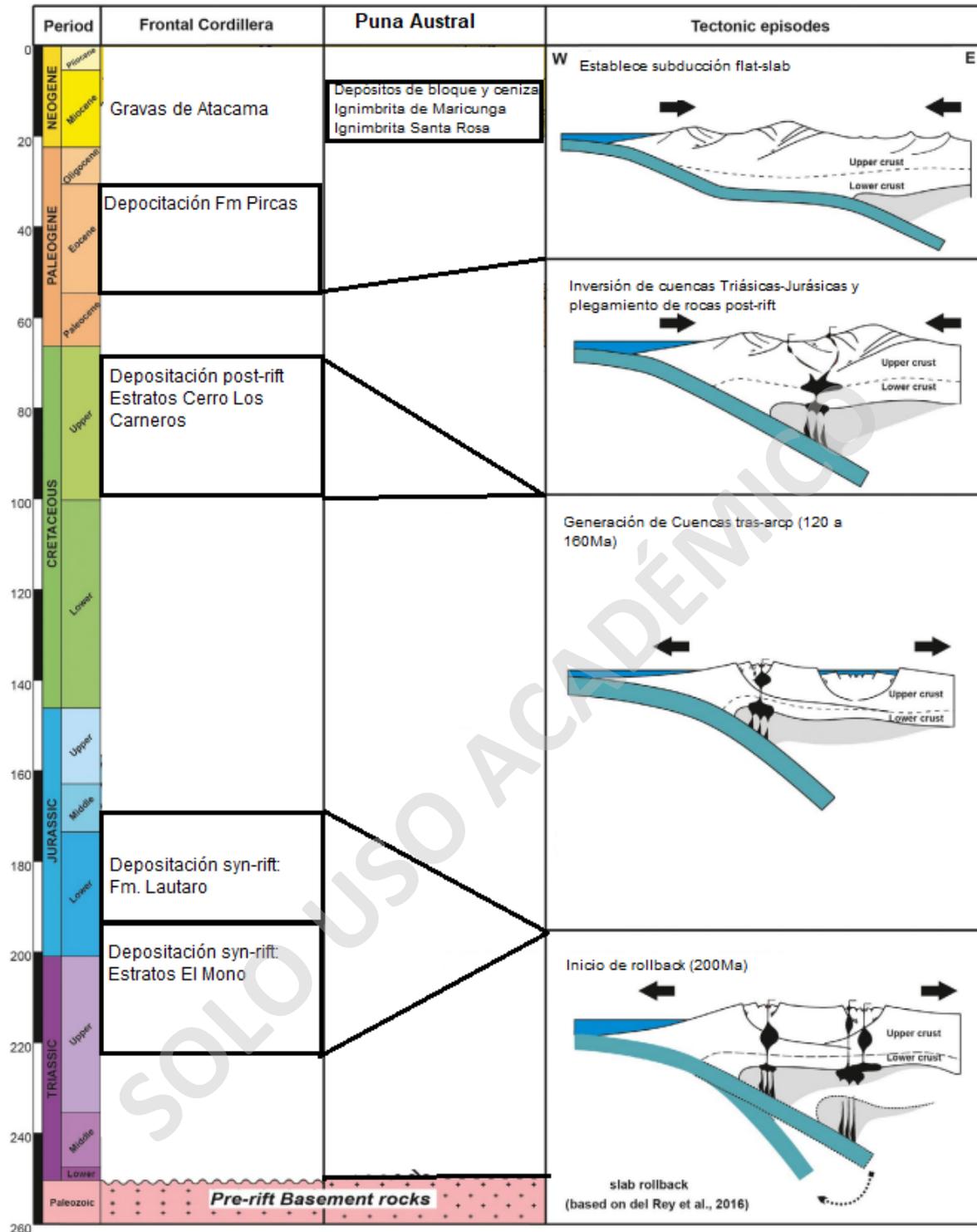


Figura 47: Esquema temporal de la distribución de las principales unidades geológicas zona de estudio, tanto como en la Cordillera Frontal y la Puna Austral, como también su configuración tectónica. Modificado de Martínez et al. 2021.

## 7.- Bibliografía

- Allmendinger, R. W., Sharp, J. W., Von Tish, D., Serpa, L., Brown, L., Kaufman, S., & Smith, R. B. (1983). Cenozoic and Mesozoic structure of the eastern Basin and Range province, Utah, from COCORP seismic-reflection data. *Geology*, 11(9), 532-536.
- Allmendinger, R. W., M. Strecker, J. E. Eremchuk, and P. Francis, 1989, Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina, *J. South Am. Earth Sci.*, 2, 111–130.
- Allmendinger, R., Gephart, J., & Marrett, R. 1989. Notes on fault slip analysis. *Geol. Soc. Am. Short Course*, 66.
- Allmendinger, R., Cardozo, C., & Fisher, D., 2012. *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*: Cambridge, England, Cambridge University Press, Pp 289.
- Allmendinger, R.W., Gephart, J.W., Marret, A.M, 1989. Notes on Fault Slip Analysis. Department of Geological Sciences, Cornell University, *Journal of Structural Geology*, Vol. 12, 8, p. 973-986. Doi: 0191-8141/90.
- Alonso, R., Gutierrez, R., and Viramonte, J., 1984. Puna austral Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna austral. *Actas, IX Congreso Geológico Argentino*, San Carlos de Bariloche, I, 43-63.
- Bally, A. W., Gordy, P. L., & Stewart, G. A. 1966. Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 14(3), 337-381.
- Boyer, S. E., & Elliott, D. 1982. Thrust systems. *AAPG bulletin*, 66(9), 1196-1230
- Burchfiel, B., & Davis, G. A. 1972. Structural framework and evolution of the southern part of the Cordilleran orogen, western United States. *American Journal of Science*, 272(2), 97-118.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, P. 2007. Tectonostratographic evolution of the Andean orogen in Chile, en: *The Geology of Chile*. Editado por: Moreno, T. & Gibbons, W., *The Geol. Soc.*, 21–114.
- Cornejo, P. y C. Mpodozis, 1994. Estrato volcanes y domos coalescentes del Oligoceno superior-Mioceno inferior en la Franja de Maricunga: Los sistemas Cerros Bravos- Esperanza y La Coipa. 7 Congreso Geológico Chileno. *Actas*, 1:13-17; Concepción.
- Cornejo, P. y Mahood, G. 1997. Seeing past effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contributions Mineralogy and Petrology* 127: 159-175.
- Cornejo, P., Matthews, S. y Pérez C. 2003. The "K-T" compressive deformation event in northern Chile (24°-27°S). 10° Congreso Geológico Chileno (Concepción), CD Rom.
- Charrier, R.; Farías, M. & MaksaeV, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 5-35.
- Carrapa, B., Trimble, J., & Stockli, D. 2011. Patterns and timing of exhumation and deformation in the Eastern Cordillera of NW Argentina revealed by (U-Th)/He thermochronology: *Tectonics*, Vol. 30, TC3003, doi:10.1029/2010TC002707.

- Coogan, J. 1992. Structural evolution of piggyback basins in the Wyoming-Idaho-Utah thrust belt. In: Regional Geology of Eastern Idaho and Western Wyoming. (Ed. by P. K. Link, M. A. Kentz & L. B. Platt), Mem. geol. Soc. Am., 179, 55–81.
- Dahlstrom, C. D. 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 18(3), 332-406.
- Davis, D., & Suppe, J. 1983. Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 88(B2):1153-1172.
- DeCelles, P. G., & Giles, K. A. 1996. Foreland basin systems. *Basin research*, 8(2), 105-123.
- DeCelles, P. (2004). Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western U.S.A. *American Journal of Science*, 304 (2).
- Del Rey, A., Deckart, K., Arriaga, C., Y Martínez, F. 2016. Resolving the paradigm of the late Palaeozoic-Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*, 37, 172-181.
- De Vicente, G., Muñoz, A., & Giner, J., 1992. El uso del método de los diedros rectos: implicaciones a partir del modelo de deslizamiento del análisis poblacional de fallas. *Revista Sociedad Geológica de España*, 5, Pp 3-4.
- Doblas, M., 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295, 187–197. doi: 0040-1951/98/\$19.00.
- Franzese, J.R., Spalletti, L.A., 2001. Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *J. S. Am. Earth Sci.* 14, 257–270.
- Giambiagi, L., Alvarez, P., & Spagnotto, S. 2016. Temporal variation of the stress field during the construction of the central Andes: Constrains from the volcanic arc region (22–26 S), Western Cordillera, Chile, during the last 20 Ma. *Tectonics*, 35(9), Pp 2014-2033.
- Goss, A.R., Suzanne M. Kay., Mpodozis, C., 2013. Andean Adakite-Like High-Mg Andesites on the Northern Margin of the Chilean- Pampean Flat-slab (27°-28.5°) Associated with Frontal Arc Migration and Fore-arc Subduction Erosion. *Journal of Petrology*. Vol 54. Number 11. Pages 2193-2234.
- Jordan, T.E., Isacks, B., Ramos, V.A., Allmendinger, R.W., 1983a. Mountain building in the Central Andes. *Episodes* 1983, 20-26.
- Jordan, T.E., Isacks, B., Allmendinger, R.W., Brewe, J.A., Ramos, V.A., 1983b. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America, Bulletin* 94(3), 341-361.
- Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C. y Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*, 17(4), 324-328.
- Hodges, K. V. 2000. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. *Geological Society of America Bulletin*, 112(3), 324-350.
- Isacks, B., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la placa de Nazca subductada. V Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas 3, 587-606.
- Isacks, B.L., 1988, Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian orocline: *Journal of Geophysical Research–Solid Earth*, v. 93, no. B4, p. 3211–3231, doi:10.1029/ JB093iB04p03211.

- M. A. Cooper, G. D. Williams, P. C. de Graciansky, R. W. Murphy, T. Needham, D. de Paor, R. Stoneley, S. P. Todd, J. P. Turner and P. A. Ziegler. 1989. Inversion tectonics . En Geological Society (44, pp 335-347) Londres, UK: Special Publications.
- Mardia, K. 1972. Statistics of Directional Data. Academic Press, 1973. San Fernando earthquake series, 1971: focal mechanisms and London, U.K.
- Marrett, R., & Allmendinger, R. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data: Journal of Structural Geology, v. 12, Pp 973–986.
- Marrett, R., Allmendinger, R., Alonso, A., & Drake, R.E. 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes: Journal of South American Earth Sciences, v. 7, p. 179–207.
- Martínez, F., Arriagada, C., Mpodozis, C., Peña, M., 2012. The Lautaro Basin: a record of inversion tectonics in northern Chile. Andean Geol. 39 (2), 258–278.
- Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Del Real, I. & Deckart, K., 2013. The structure of the Chañarcillo Basin: an example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile, J. South Am. Earth Sci., 42, 1–16.
- Martínez, F., Arriagada, C., Valdivia, R., Deckart, K., Peña, M., 2015. Geometry and kinematics of the Andean thickskinned thrust systems: insights from the Chilean Frontal Cordillera (28°–28.5°S), Central Andes. J. S. Am. Earth Sci. 1–18.
- Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Deckart, K., Charrier, R., 2016. Tectonic styles and crustal shortening of the Central Andes “Pampean” flat-slab segment in northern Chile (27°-29°S). Tectonophysics. 667, 144-162.
- Martinez, F., Parra, M., Arriagada, C., Mora, A., Bascuñan, S., Peña, M., 2017. Late Cretaceous to Cenozoic deformation and exhumation of the Chilean Frontal Cordillera (28°–29°S), Central Andes. Journal of Geodynamics, v. 111, p. 31-42, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2017.08.004>.
- Martínez. F, Kania. J, Muñoz. B, Riquelme. R, López. C. 2020. Geometry and development of a hybrid thrust belt in an inner forearc setting: Insights from the Potrerillos Belt in the Central Andes, northern Chile. En Elsevier (98, pp 1-10) Antofagasta, Chile: South American Earth Sciences.
- Martínez, F., Peña, M., Parra, M., & López, C. (2021). Contraction and exhumation of the western Central Andes induced by basin inversion: New evidence from “Pampean” subduction segment. Basin Research 33(5),2706–2724. doi:10.1111/bre.12580
- Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1990. The Andes of Chile and Argentina. In Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources (Ericksen, G.; editor). Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series, Vol. 11, p. 59-90.
- Mpodozis, C., R. Allmendinger, T. Jordan, 1991. La zona del Nevado de Jotabeche y Laguna del Negro Francisco. Evolución tectónica y volcánica de la extremidad meridional del Altiplano Chileno. 6° Congreso Geológico Chileno. Actas, Resúmenes ampliados, I:91- 95. Viña del Mar.
- Mpodozis, C. y Allmendinger, R. W., 1993. Extensional tectonics, Cretaceous Andes, northern Chile (27°S). Geol. Soc. Am. Bull., 105: 1462-1477.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S.M., Tittler, A., 1995. La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur Constantino Mpodozis de los Andes Centrales. Revista Geológica de Chile, Vol. 21, No. 2, p. 273-313, 15
- Mpodozis, C., Kay, S. M., Gardeweg, M., & Coira, B. 1996. Geología de la región de Ojos del Salado (Andes centrales, 27 S): implicancias de la migración hacia el este del frente volcánico Cenozoico Superior. In Congreso Geológico Argentino (No. 13, pp. 539-548).

- Mpodozis, C. Kay, S.M., Gardeweg, M. Coira, B. 1997. Geología de la región Valle-Ancho-laguna- verde (Catamarca, Argentina): Una ventana al basamento del extremo sur de la zona volcánica de los andes centrales. 8° congreso Geológico Chileno, Actas 3:1689-1693.
- Mpodozis, C. Kay, S.M., Gardeweg, M. Coira, B, 1998. Delaminación cortical en los Andes Centrales. Análisis de sus consecuencias magmáticas y tectónicas. Proyecto Fondecyt - Chile: N° 1950025; Santiago de Chile.
- Mpodozis, C.; Iriarte, S.; Gardeweg, M.; Valenzuela, M. 2012. Carta Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 145: 30 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Nováková, L. y Brož M., 2014. On the paleostress Analysis Using Kinematic Indicators Found on an Oriented Core. Czech Republic. International Journal of Geosciences, No. 2, p. 66–69. Doi:10.13189/ujg.2014.020206.
- Peña, M., Arriagada, C., Martínez, F., Becerra, J., 2013. Carta Geológica Yervas Buenas-Tres Morros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, scale: 1:100.000.
- Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. J. Struct. Geol. 9, 597–608.
- Pfiffner, O.A., 2006. Thick-Skinned and thin-skinned styles of continental contraction. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 414, p. 157–177.
- Pfifner A.O., 2017. Thick.Skinned and Thin-Skinned Tectonics: A global Perspective. Geosciences 2017, 7, 71; doi:10.3390/geosciences7030071.
- Ramos, V.A., 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30-33°S lato.). In: reutter, K.J., Scheuber, E., Wigger, P.J (Eds). Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution o fan Active Continental Margin. Springer, Berlín, pp. 249-261.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O., Perez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. J. South Am. Earth Science.,15, 59–78.
- Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: main geologic features and the Andean orogenic cycle. In: Kay, S.M.,
- Ramos, V.A., Dickinson, W.R. (Eds.), Backbone of the Americas: shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision. The Geological Society of America. Memoir 204, pp. 31–65.
- Ramos V.A. Y Folguera, A., 2009. Andean flat-slab subduction throug time. Geological Society of London. Special Publications, 327, p. 31-54. DOI: 10.1144/SP327.3 0305-8719/09/\$15.00
- Reches, Z. 1983. Faulting of rocks in three-dimensional strain fields – II. Theoretical análisis. Tectonophysics 95, Pp133 – 156.
- Riedel, W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen ein Beitrag zum Problem der Fiederspatten. Zentbl. Miner. Geol. Paliiont. Abt. 354-368.
- Royse, F. 1993. An overview of the geologic structure of the thrust belt in Wyoming, northern Utah, and eastern Idaho. Geology of Wyoming: Geological Survey of Wyoming Memoir, 5, 272-311.
- Saavedra, N. 2020. Análisis cinemático de la deformación neógena en la cuenca de Fiambalá (27,7°S), Departamento de Tinogasta, Provincia de Catamarca, Argentina. En Tesis para optar a título de Geólogo (pp 1-25) Santiago de Chile: Universidad Andrés Bello.
- Tchalenko, J. S. & Ambraseys, N. N, 1970. Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. Bull. geol. Sot: Am. 81, 41-60.
- Yonkee, W., Evans, J., & DeCelles, P. 1992. Mesozoic tectonics of the northern Wasatch Range, Utah.