



**ANALISIS DE LA DEFORMACIÓN DEL CENOZOICO TARDIO EN LA  
TRANSICION DE LA PUNA CON LA CORDILLERA FRONTAL, VALLE  
ANCHO, ARGENTINA (27°30' S)**

**FABIAN WAGNER SOTO**

**Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para  
optar al Título de Geólogo.**

**PROFESOR GUÍA**

**MATÍAS PEÑA GOMEZ**

**PROFESORES CO GUÍAS**

**RODRIGO QUIROGA**

**GUILLERMO FUENTES**

**SANTIAGO, CHILE**

**AGOSTO 2021**

# ABSTRACT: STUDY OF THE LATE CENOZOIC DEFORMATION IN THE TRANSITION BETWEEN PUNA AND FRONTAL CORDILLERA IN VALLE ANCHO AREA (27°30'S)

Fabian Wagner <sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> *Escuela de Geología, Universidad Mayor, Providencia, Santiago, Chile*

---

The southern area of Central Andes (27°30'S), in the southern limit of Puna, in transition to the Frontal Cordillera, specifically in the location of “Valle Ancho”, exist a high structural complexity, characterized by fold and thrust belt system with interaction of thick and thin skin styles of deformation, evidenced by Paleozoic basement highly exposed, and Oligocene Miocene-Pliocene continental-volcanic-and-clastic sequences, which degree of deformation and temporality of deformation is not well understood. This suggest that is necessary to analyses the history of deformation during the late Andean evolution in this area. To accomplish this goal, we perform a structural and kinematic analysis, integrated in a structural model using *Andino 3D* and *Leapfrog GEO*. This structural study is a contribution in the knowledge in the temporal-space variation of the strain field and its relationship with main deformation events.

We propose two deformational events. The first, an early contractional event whose contraction directions varies from E-W to NE-SW near to Permian basement blocks, whose structural architecture is controlling the NW-SE and E-NE strike slips faults generated on the second event and the orientation of folds and faults developed during the first one. A Strike-Slip deformation is observed by faults that cut Miocene-Pliocene volcanic units and the previous contractional system. Because the reverses faults and folds are affecting the Oligocene Miocene rocks, the early contractional event documented in our kinematic analysis was active at least until the lower to mid Miocene times. The late deformational event is represented by the strike slip deformation that was active until recent times, defining in this way the temporality of deformation in Frontal Cordillera, in the transition with the Puna Plateau.

RESUMEN: ANALISIS DE LA DEFORMACIÓN DEL CENOZOICO TARDIO EN LA  
TRANSICION DE LA PUNA CON LA CORDILLERA FRONTAL, VALLE ANCHO,  
ARGENTINA (27°30' S)

Fabian Wagner <sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> Escuela de Geología, Universidad Mayor, Providencia, Santiago, Chile

---

Hacia el extremo sur de los Andes Centrales (27 ° 30'S) en el límite sur de la Puna en transición con la Cordillera Frontal, específicamente en la localidad de Valle Ancho, existe una alta complejidad estructural, caracterizado por un sistema de faja plegada y corrida con interacción de estilos de deformación de piel gruesa y fina, evidenciado por un basamento Paleozoico altamente expuesto y secuencias continentales-volcánicas-clásticas del Oligoceno-Mioceno-Plioceno, cuyo grado y temporalidad de deformación no es bien reconocido. Esto, nos sugiere que es necesario analizar la historia de la deformación durante la evolución andina tardía en esta zona. Para lograr este objetivo, realizamos un análisis estructural y cinemático, integrado en un modelo estructural utilizando “*Andino 3D*” y “*Leapfrog GEO*”. Este estudio estructural, es una contribución al conocimiento de la variación espacio-temporal de los campos de strain y su relación con los principales eventos de deformación.

Aquí, proponemos dos eventos de deformación. El primero, un evento de contracción cuyas direcciones de acortamiento varían de E-W a NE-SW cercano a los bloques del basamento Pérmico, cuya arquitectura estructural está controlando las fallas de rumbo con orientación NW-SE y E-NE generadas en el segundo evento y la orientación de pliegues-fallas desarrolladas durante la primera. En la localidad de Valle Ancho, es posible observar un sistema del tipo “*Strike-Slip*” o Rumbo con fallas que cortan las unidades volcánicas del Mioceno-Plioceno y el sistema contraccional previo. Debido a que las fallas inversas y los pliegues están afectando las rocas del Oligoceno-Mioceno, se propone que el evento de contracción temprano documentado en nuestro análisis cinemático estuvo activo al menos hasta el Mioceno inferior- medio. El evento de deformación tardía está representado por la deformación de rumbo que estuvo activo hasta tiempos recientes, definiendo así la temporalidad de la deformación en la Cordillera Frontal, en la transición con la meseta de la Puna.

*“Después de todo, la ciencia es provisional: siempre está dispuesta a ampliarse o corregirse...Esto no es un fallo de la ciencia, sino más bien uno de sus méritos: se puede discutir libremente sobre puntos polémicos y hay múltiples caminos hacia la meta...”*

***Isaac Asimov***

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco el financiamiento otorgado por la Universidad Mayor, Conicet Mendoza IANIGLA y la Universidad Santo Tomas para el proyecto a cargo de los profesores Matías Peña, Rodrigo Quiroga y Guillermo Fuentes. A la empresa y el equipo que conforma “NGEx”, quienes se encuentran explorando la localidad de Valle Ancho y facilitaron la logística y estadía durante el transcurso del terreno en el Valle Ancho. Agradezco la licencia académica del Software Andino3D desarrollada por La.Te Andes y a Seequent por la licencia académica para el uso del software Leapfrog Geo entregada al departamento de Geología de la Universidad Mayor.

## **DEDICATORIA**

Quiero agradecer a mi familia, mis padres la “Cheli” y el “Adrián” que me han apoyado durante todo el transcurso de mi carrera siempre dándome apoyo emocional y excelentes consejos para mejorar mi desempeño académico, laboral y crecer como persona. También no quiero dejar fuera a mi hermanito Martin, que en días de “stress” me sacaba sonrisas espontaneas y me obligaba a despegarme de este trabajo, preguntándome: ¿hermano ya terminaste la tesis?, ¿cuándo termines tu tesis podemos jugar? ¿en marzo terminarás tu tesis? ¿hermano tú sabes donde hay oro? Jajaja.

También me gustaría agradecer a la “Kim” quien estuvo conmigo durante todo el transcurso de mi carrera. No olvidare nunca todas las noches que pasamos de largo rompiéndonos la cabeza estudiante y apoyándonos mutuamente para sacar esta carrera y nuestro proyectos de tesis adelante, te amo. a mis amig@s el “tusto”, el “pancho”, el “chico”, don “loli” y los cabros de la u, la mica, el sebita, la panchita, el feem, huaseke y sopapein, el gabo en fin... tod@s los compas de la “playa” que siempre están y estuvieron ahí cuando quería despejar la cabeza de este largo camino. Finalmente me gustaría dar especial agradecimiento a mis profesor guías de tesis, Matias Peña, Rodrigo Quiroga y Guillermo Fuente, quienes siempre tuvieron la disposición de ayudarme con cualquier duda que surgiera a lo largo de este proyecto del que fueron muy participes (¡¡¡Secos!!!!). Sin ustedes no hubiera podido sacar adelante este proyecto ni menos poder presentar este trabajo en un simposio y congreso, gracias infinitas por lo enseñado, para mí fue una tesis super desafiante en donde aprendí demasiado.

## Tabla de contenidos

<b>CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
1.1 Problemática .....	3
1.2 Hipotesis .....	9
1.3 Objetivos .....	9
1.3.1 Objetivo principal .....	9
1.3.2 Objetivos secundarios .....	9
1.4 Metodologías .....	9
1.5 Ubicación y vías de acceso .....	14
<b>CAPÍTULO 2: MARCO TEORICO .....</b>	<b>15</b>
2.1 Estudios cinemáticos de deformacion Frágil .....	15
<b>CAPÍTULO 3: MARCO GEOLOGICO REGIONAL .....</b>	<b>19</b>
3.1 Evolución geológica regional y segmentación morfoestructural.....	19
3.1.1 Evolución geológica regional.....	19
3.1.2 Segmentación morfoestructural.....	25
<b>CAPÍTULO 4: MARCO GEOLOGICO LOCAL.....</b>	<b>30</b>
4.1Estratigrafia.....	32
4.2 Geología estructural local.....	40
<b>CAPÍTULO 5: RESULTADOS.....</b>	<b>41</b>
5.1 ESTRATIGRAFÍA DE LA LOCALIDAD DE VALLE ANCHO .....	41
5.2 GEOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA LOCALIDAD DE VALLE ANCHO .....	65
5.2.1 Dominios y sistema estructurales.....	65

5.2.5 Modelamiento estructural 2D y 3D para la región de Valle ancho. ....	78
5.3 ANALISIS CINEMATICO DE LA LOCALIDAD DE VALLE ANCHO. ....	82
5.4 GEOLOGÍA ECONOMICA DE LA LOCALIDAD DE VALLE ANCHO. ....	105
5.4.1 Zonas de alteración .....	105
<b>CAPÍTULO 6: DISCUSIONES.....</b>	<b>110</b>
6.1 DISCUSIONES ESTRATIGRAFICAS Y EDADES DE LAS UNIDADES RECONOCIDAS EN LA LOCALIDAD DE VALLE ANCHO. ....	110
6.2 CORRELACIÓN DE LOS SISTEMAS ESTRUCTURALES Y LOS DATOS CINEMÁTICOS OBTENIDOS EN LA LOCALIDAD DE VALLE ANCHO. ....	114
6.3 TEMPORALIDAD DE LA DEFORMACIÓN EN LA TRANSICIÓN DE CORDILLERA FRONTAL Y LA PUNA A LA LATITUD 27°30' S. ....	120
6.4 GRANDES LINEAMIENTOS DE LA LOCALIDAD DE VALLE ANCHO Y SU INFLUENCIA EN LA DEFORMACIÓN CENOZOICA A LA LATITUD 27°30'. ....	129
6.4.1 Origen de la orientación NW-SE del basamento Pérmico - Triásico .....	129
6.4.2 Influencia en la deformación del basamento Pérmico. ....	131
6.5 IMPLICANCIAS REGIONALES EN LA CONSTRUCCION CENOZOICA DE LOS ANDES CENTRALES A LA LATITUD 27°30' S. ....	133
6.5.1 Progresión de la deformación durante el Cenozoico a la latitud 27° 30' S. ....	133
6.5.2 Correlación de los sistemas estructurales reconocidos en Valle Ancho con los de escala orogénica .....	134
6.6 RELACIÓN DE LA ESTRUCTURAS CON LOS CUERPOS PORFIRICOS Y ZONAS DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL RECONOCIDAS EN EL VALLE ANCHO. ....	143
6.6.1 Migración de fluidos y correlación con modelos análogos.....	143
6.6.2 Correlación de los sistemas estructurales con las zonas de alteración existente en la localidad de Valle Ancho. ....	146

<b>CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES .....</b>	<b>149</b>
<b>REFERENCIAS .....</b>	<b>150</b>
<b>ANEXOS.....</b>	<b>159</b>

## Índice de Tablas

<b>Tabla 1.1</b> Bandas del satélite Landsat 8 con sus características espectrales. En la parte inferior se muestran las combinaciones de bandas utilizadas a lo largo del presente trabajo y la función específica de la combinación.....	<b>12</b>
<b>Tabla 2.1</b> Nivel de incerteza en la determinación del sentido de movimiento. Modificado de Nováková y Brož, 2014.....	<b>18</b>
<b>Tabla 5.3.1</b> Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales a partir de la mediciones estructurales realizadas en la estación 1, ploteados en <i>FaultKin</i> .....	<b>86</b>
<b>Tabla 5.3.2</b> Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales a partir de la mediciones estructurales realizadas en la estación 2, ploteados en <i>FaultKin</i> .....	<b>89</b>
<b>Tabla 5.3.3</b> Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales a partir de la mediciones estructurales realizadas en la estación 3, ploteados en <i>FaultKin</i> .....	<b>92</b>
<b>Tabla 5.3.4</b> Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales a partir de la mediciones estructurales realizadas en la estación 4, ploteados en <i>FaultKin</i> .....	<b>95</b>
<b>Tabla 5.3.5</b> Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales a partir de la mediciones estructurales realizadas en la estación 5, ploteados en <i>FaultKin</i> .....	<b>99</b>
<b>Tabla 5.3.6</b> Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales a partir de la mediciones estructurales realizadas en la estación 6, ploteados en <i>FaultKin</i> .....	<b>102</b>
<b>Tabla 6.1</b> Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales obtenidos a partir de las estaciones cinemáticas, ploteados en <i>FaultKin</i> .....	<b>116</b>
<b>Tabla 6.2</b> Resume los campos de strain y direcciones de acortamiento obtenidas en las estaciones cinemáticas del área de estudio y la temporalidad de ocurrencia.....	<b>125</b>

## Índice de Figuras.

<b>Figura 1.1</b> Imagen satelital que exhibe los límites entre Cordillera Frontal-Altiplano Puna-Precordillera (PC), en paralelo exhibe el área de estudio (rectángulo negro) y las localidades colindantes. Al mismo tiempo, se pueden observar algunos yacimientos mineros del territorio Chileno.....	<b>3</b>
<b>Figura. 1.2</b> Esquema tectónico que ilustra los dominios morfotectónicos. Modificado de Rubiolo y Pereyra, 2001 y Ramos <i>et al.</i> , 2002. ....	<b>4</b>
<b>Figura 1.3</b> a) Perfil geológico A (oeste) -A' (este) de la Hoja de Fiambalá b) Simbología y leyenda perfil. Área de estudio enmarcado en verde. Modificado de Rubiolo y Pereyra (2001).....	<b>5</b>
<b>Figura 1.4</b> Diagrama de clasificación de diferentes soluciones del plano-mecanismo focales. Extraído de Álvarez (2019).....	<b>13</b>
<b>Figura 1.5</b> a) Imagen satelital del área de estudio b) Imagen satelital en coordenadas UTM que muestra vías de acceso para la localidades de estudio.....	<b>14</b>
<b>Figura 2.1</b> a) Terminología para describir los elementos de fracturas secundarias b) Estrias c) cristalización de fibras. d) Principales tipos de criterios basados en la repetitividad de fracturas secundarias. Modificado de Petit, 1987.....	<b>16</b>
<b>Figura 2.2</b> Clasificación de indicadores cinemático. Modificado de Doblas, 1998.....	<b>17</b>

<b>Figura 3.1</b> a) Esquema que ilustra las condiciones tectónicas y magmáticas para el Triásico. Extraído de Coloma <i>et al.</i> , 2017 b) Ciclo tectónico andino, subdivisiones en etapas - subetapas y los eventos tectónicos que marcaron el desarrollo de la orogenia Andina. Modificada de Charrier <i>et al.</i> (2009).....	<b>19</b>
<b>Figura 3.2</b> a) Velocidades de convergencia y ángulo de subducción entre la placa oceánica bajo la continental b) Reconstrucción de la subducción y la cinemática de la placa de Nazca bajo la Sudamericana durante el Cenozoico Modificado de Mardones (2019).....	<b>21</b>
<b>Figura 3.3</b> Reconstrucción de las placas desde los 30 Ma al presente en intervalos de 10 Ma. Modificado de Müller <i>et al.</i> (2016).....	<b>22</b>
<b>Figura 3.4</b> Segmento del “flat-slab” Pampeano, profundidad de la placa de nazca basado en Cahill & Isacks (1992), y segmentación morfoestructural. Modificado en Ramos y Folguera (2009) de Ramos <i>et al.</i> (2002).....	<b>23</b>
<b>Figura 3.5</b> a) Hillshade que muestra los diferentes dominios morfotectónicos del margen continental Chileno b) Hillshade que exhibe los diferente dominios morfotectónicos a la latitud de estudio.....	<b>25</b>
<b>Figura 4.1</b> Segmento de estudio expuesto en la carta geológica “Hoja de Fiambala”. Modificado de Rubiolo y Pereyra (2001).....	<b>30</b>
<b>Figura 4.2</b> Leyenda de la Hoja de Fiambala. Modificado de Rubiolo y Pereyra (2001).....	<b>31</b>
<b>Figura 4.3</b> Columna tectonoestratigráfica que exhibe la edad, estratigrafía y condición tectónica en la que se deposita cada Unidad y Formación presente en las localidades de Valle Ancho- Laguna Verde.....	<b>31</b>
<b>Figura 5.1.1</b> Mapa geológico a escala 1.70.000 para la localidad de Valle Ancho.....	<b>42</b>
<b>Figura 5.1.2</b> Mapa geológico a escala 1.30.000 para la localidad de Valle Ancho.....	<b>43</b>
<b>Figura 5.1.3</b> Columna estratigráfica esquemática y su leyenda - simbología para la localidad de Valle Ancho.....	<b>44</b>
<b>Figura 5.1.4</b> Leve discordancia angular entre las unidades Formación Los Aparejos (a) y la Secuencia Volcanoclástica de Valle Ancho.....	<b>46</b>
<b>Figura 5.1.5</b> Discordancia angular entre las unidades Formación Los Aparejos e Ignimbrita de Valle Ancho.....	<b>47</b>
<b>Figura 5.1.6</b> Distintas capas que conforman la Formación Los aparejos. discordancia angular bajo las secuencias volcánicas Neógenas .....	<b>48</b>
<b>Figura 5.1.7</b> Estructuras lenticulares rellenas por ortoconglomerados, estratificación paralela de paraconglomerados con arenisca e imbricación de clastos .....	<b>49</b>
<b>Figura 5.1.8</b> a) Estratificación de capas paraconglomeráticas y niveles arenosos. b) imbricación de clastos en capas paraconglomeráticas.....	<b>50</b>
<b>Figura 5.1.9</b> Estructuras sedimentarias reconocidas en la Formación Los Aparejos. Intrusión de la unidad Intrusivos y Pórfidos de Tres Quebradas a la Formación Los Aparejos (a).....	<b>51</b>
<b>Figura 5.1.10</b> Subunidad superior de la Formación Los aparejos (b) cubierta por los depósitos Pleistocenos y Holocenos (Pac y Hfa).....	<b>52</b>
<b>Figura 5.1.11</b> a) Secuencia Volcánica La Boca, de base a techo se encuentra la subunidad c, b y a. Concordancia erosiva existente entre las subunidad c y b. b) Contactos entre las subunidades correspondientes a la Secuencia Volcánica La Boca .....	<b>55</b>
<b>Figura 5.1.12</b> a) Oleada piroclástica asociable a la subunidad c, de la Secuencia Volcánica La Boca. b) Detalle a niveles de tobas de lapilli vítreas.....	<b>57</b>
<b>Figura 5.1.13</b> a) Secuencias volcánicas - volcanoclásticas asociable a la subunidad b, de la Secuencia Volcánica La Boca. b) Fotografía de detalle a niveles brechosos líticos de la Secuencia Volcánica La Boca.....	<b>58</b>
<b>Figura 5.1.14</b> a) Secuencias piroclásticas de caída y oleadas piroclásticas asociables a la subunidad a, de la Secuencia Volcánica La Boca. b) Zoom a niveles de tobas de lapilli vítreas – líticas con desarrollo de estratificación paralela e imbricación de clastos.....	<b>59</b>
<b>Figura 5.1.15</b> a) y b) Complejo Volcánico Basal del Pissis y los patos (CVBP). c) Secuencias de lavas andesíticas y dacíticas correspondientes al CVBP manteniendo hacia el NW.....	<b>60</b>
<b>Figura 5.1.16</b> a) Imagen satelital de una colada correspondiente al Complejo volcánico Joven del Pissis (CVJP) b) indicadores morfológicos de flujos lávicos reconocidos dentro de la unidad CVJP.....	<b>62</b>
<b>Figura 5.2.1</b> Imagen satelital que exhibe de manera simplificada las principales estructuras y unidades estratigráficas reconocidas en la localidad de Valle Ancho.....	<b>66</b>
<b>Figura 5.2.2</b> Acercamiento a mapa estructural 1:30000 y su simbología-leyenda.....	<b>72</b>

<b>Figura 5.2.3</b> Fallas inversas vergentes al SW correspondientes al Sistema estructural Tres Quebradas Oeste que afecta a las secuencias paleógenas y paleozoicas.....	<b>69</b>
<b>Figura 5.2.4</b> Falla inversa vergentes al SW correspondientes al Sistema estructural Tres Quebradas oeste que alza el basamento Pérmico. A la derecha se exhibe la Leyenda – Simbología.....	<b>70</b>
<b>Figura 5.2.5</b> Falla inversas vergentes al SW correspondientes al Sistema estructural Tres Quebradas oeste que alza el basamento Pérmico y fragmentan la Formación Los Aparejos formando un sinclinal de bloque yacente.....	<b>71</b>
<b>Figura 5.2.6</b> Pliegues sinclinales afectando a la Formación Los Aparejos (a) con dirección de buzamiento, ángulo inter limbo y manteo de los estratos reconocidos.....	<b>72</b>
<b>Figura 5.2.7</b> Pliegues sinclinales y anticlinales afectando a la Formación Los Aparejos.....	<b>72</b>
<b>Figura 5.2.8</b> Secuencias volcánicas Pliocenas asociables la complejo volcánico joven del Pisis siendo afectados por fallas sinestrales de alto ángulo.....	<b>74</b>
<b>Figura 5.2.9</b> Pliegue anticlinales afectando a la Formación Los Aparejo (a y b) siendo truncado por una falla sinestral de alto ángulo.....	<b>75</b>
<b>Figura 5.2.10</b> a) Formación Los Aparejos siendo afectada por fallas de rumbo. b) planos de fallas rellenadas por material cataclástico formando estructuras tipo “Colas de caballo” o “horse tail” y su interpretación cinemática. c) Planos de fallas rellenados por material cataclástico siendo desplazados entre sí y su interpretación cinemática....	<b>76</b>
<b>Figura 5.2.11</b> Fallas normales sub paralelas a la incisión del rio Valle Ancho afectando a la unidad “Secuencia Volcanoclástica La Boca”.....	<b>77</b>
<b>Figura 5.2.12</b> Perfil estructural “A-A” para la localidad de Valle Ancho y su simbología y leyenda.....	<b>79</b>
<b>Figura 5.2.13</b> Modelos estructurales 3D para la localidad de Valle Ancho y su simbología y leyenda.....	<b>81</b>
<b>Figura 5.3.1</b> Ubicación de las estaciones cinemáticas dentro del mapa geológico estructural a escala 1:30.000.....	<b>82</b>
<b>Figura 5.3.2</b> Redes estereográficas con los datos cinemáticos adquiridos en terreno para las diferentes estaciones cinemáticas. Ploteado en <i>FaultKin</i> .....	<b>83</b>
<b>Figura 5.3.3</b> a) Foto y unidades aflorantes en la estación 1 b) Imagen satelital obtenida de Google Earth que exhibe los límites de la estación y las estructuras principales.....	<b>84</b>
<b>Figura 5.3.4</b> a) Soluciones del plano para las diferentes familias de fracturas reconocidas en la estación 1 b) Ejes de presión y tensión, campos de concentración de ejes de presión y tensión, direcciones de contracción y elongación.....	<b>85</b>
<b>Figura 5.3.5</b> Ejemplo de indicador cinemático de carácter sinestral para la estación 1.....	<b>86</b>
<b>Figura 5.3.6</b> a) Soluciones del plano para las diferentes familias de fracturas reconocidas en la estación 2 b) Ejes de presión y tensión, campos de concentración de ejes de presión y tensión, direcciones de contracción y elongación.....	<b>88</b>
<b>Figura 5.3.7</b> Ejemplo de indicador cinemático de carácter sinestral para la estación 2.....	<b>89</b>
<b>Figura 5.3.8</b> Foto, unidades aflorantes y estructuras reconocidas en la estación 3.....	<b>91</b>
<b>Figura 5.3.9</b> a) Soluciones del plano para las diferentes familias de fracturas reconocidas en la estación 3 b) Ejes de presión y tensión, campos de concentración de ejes de presión y tensión, direcciones de contracción y elongación.....	<b>92</b>
<b>Figura 5.3.10</b> Foto, unidades aflorantes y estructuras reconocidas en la estación 4.....	<b>94</b>
<b>Figura 5.3.11</b> a) Soluciones del plano para las diferentes familias de fracturas reconocidas en la estación 4 b) Ejes de presión y tensión, campos de concentración de ejes de presión y tensión, direcciones de contracción y elongación.....	<b>95</b>
<b>Figura 5.3.12</b> Ejemplos de indicador cinemático de carácter dextral para la estación 4. a) Fracturas secundarias tipo R b) Cristalización de fibras minerales.....	<b>96</b>
<b>Figura 5.3.13</b> a) Soluciones del plano para las diferentes familias de fracturas reconocidas en la estación 5 b) Ejes de presión y tensión, campos de concentración de ejes de presión y tensión, direcciones de contracción y elongación.....	<b>98</b>

<b>Figura 5.3.14</b> Ejemplos de indicadores cinemáticos de carácter dextral para la estación 5. a) Fracturas secundarias tipo R b) Acercamiento a estrías sinuosas.....	<b>99</b>
<b>Figura 5.3.15</b> a) Imagen satelital que exhibe las principales estructuras del área en conjunto con las unidades aflorantes en la estación 6. b) Estación cinemática 6.....	<b>101</b>
<b>Figura 5.3.16</b> a) Soluciones del plano para las diferentes familias de fracturas reconocidas en la estación 6 b) Ejes de presión y tensión, campos de concentración de ejes de presión y tensión, direcciones de contracción y elongación.....	<b>102</b>
<b>Figura 5.3.17</b> a) Brechas hidrotermales emplazándose con orientación WNW b) Brechas hidrotermales c) Relación geométrica respecto a las brechas hidrotermales y la solución del plano de la estación 6.....	<b>103</b>
<b>Figura 5.3.18</b> a) Sistema de fracturas conjugadas de rumbo b) Criterios cinemático normal y de rumbo dextral c) Criterios cinemáticos de rumbo dextral.....	<b>104</b>
<b>Figura 5.4.1.</b> a) Zona alteración 1. b) Zona alteración 2. c) Zona alteración 3 d) Zona alteración 4.....	<b>106</b>
<b>Figura 5.4.2</b> a) Alteraciones y desplazamiento de vetillas identificadas en la zona de alteración 3.....	<b>107</b>
<b>Figura 5.4.3</b> Brecha hidrotermal reconocida en la zona de alteración 4.....	<b>108</b>
<b>Figura 5.4.4</b> Combinación de bandas 4/2, 6/7, 10 en RGB. Zonas de alteración y área de estudio.....	<b>109</b>
<b>Figura 5.4.5</b> a) perfil hiperespectral para las diferentes zonas de alteración b) Firmas hiperespectrales para diferentes minerales. extraído de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	<b>109</b>
<b>Figura 6.1.</b> Perfil estructural que agrupa los modelos propuestos en el presente estudio con lo propuestos previamente por Rubiolo y Pereyra (2001).....	<b>115</b>
<b>Figura 6.2</b> Sistemas del tipo pull-apart transtensivas desarrolladas en la conjugación de fallas de rumbo. Extraído de McClay y Bonora (2001).....	<b>116</b>
<b>Figura 6.3</b> Mapa cinemático que exhibe las direcciones de contracción y extensión obtenidas a partir de las estaciones cinemáticas 1-5.....	<b>117</b>
<b>Figura 6.4</b> Direcciones de contracción obtenidas para la familia de planos de falla B y comparadas con la orientación de las estructuras del sistema estructural Tres Quebradas oeste.....	<b>118</b>
<b>Figura 6.5</b> Modelo estructural propuesto para la localidad de Valle Ancho y soluciones del plano en planta obtenidas de las estaciones cinemáticas 1, 2 y 3.....	<b>119</b>
<b>Figura 6.6</b> 1) Modelo estructural esquemático 3D para la deformación propuesta por Rubiolo y Pereyra (2001). 2) Modelo estructural esquemático 3D para el primer evento estructural registrado en el presente trabajo.....	<b>121</b>
<b>Figura 6.7</b> Modelo estructural esquemático 3D para el segundo evento estructural.....	<b>123</b>
<b>Figura 6.8</b> Modelo estructural esquemático 3D y direcciones de máximo, intermedio y mínimo acortamiento... <b>126</b>	
<b>Figura 6.9</b> Esquema tectónico evolutivo del margen convergente desarrollado durante el Carbonífero tardío y Pérmico tardío.....	<b>130</b>
<b>Figura 6.10</b> Traza de orientación E-W a la latitud 27° 30' S a partir de diferentes perfiles estructurales semi balanceados y esquemáticos realizados entre los 27° – 28° S. En esta traza, se exhiben en profundidad límites reológico supuestos dentro de la corteza a la latitud 27° 30' S.....	<b>136</b>
<b>Figura 6.11</b> Diferentes curvas que muestran la velocidad de convergencia y ángulo de subducción entre la placa de nazca bajo la placa sudamericana a lo largo de los andes centrales y gráfico que exhibe las edades de deformación para la Cordillera Frontal, Puna Plateau y Precordillera – Sierras Pampeanas.....	<b>138</b>
<b>Figura 6.12</b> Perfil esquemático a nivel litosféricos realizados a la latitud 27.5-28° S que muestran cómo han variado las condiciones tectónicas y magmáticas a partir de los 25 Ma. Extraído de Kay <i>et al.</i> (2013).....	<b>139</b>
<b>Figura 6.13</b> Diferentes regimenes de stress definidos en dominio morfotectonico del altiplano/puna plateau entre las latitudes 22 – 26,5 ° S a partir del Mioceno al presente. Modificado de Giambiagi <i>et al.</i> (2016).....	<b>141</b>
<b>Figura 6.14</b> Características físicoquímicas, de ambiente y recorrido de los fluidos hidrotermales desarrollados en la zona de alteración 2 y 3. Modificado de Corbett y Leach (1998).....	<b>144</b>

**Figura 6.15** a) Modelo análogo que exhibe las diferentes zonas de alteración desarrolladas en los sistemas de pórfidos cupríferos vetillas desarrolladas en sistemas porfídicos de Cu – Mo. Extraído de Sillitoe (2010).....**145**

**Figura 6.16** Combinación de bandas 4/2, 6/7, 10 en RGB. Zonas de alteración (polígonos negros), área de estudio y fallas reconocidas en el área.....**147**

## CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

En el límite meridional de los Andes Centrales existe el segundo Plateau más elevado del planeta Tierra, denominado como Altiplano Puna (Allmendinger *et al.*, 1989). Este altiplano se caracteriza morfológicamente por la existencia de cuencas intermontaña segmentadas, en donde fluyen sistemas de drenajes endorreicos que disectan las rocas aflorantes en este dominio morfotectónico (Allmendinger *et al.*, 1989). La región austral de la Puna, se caracteriza por la existencia de estrato volcanes de gran altura geográfica que destacan en el paisaje como lo son el “Monte Pissis” (6.793 m.s.n.m) y “Nevado Ojos del Salado” (6.893 m.s.n.m).

La construcción de los sistema orogénicos han sido materia de diversos estudios, muchos de ellos proponen que en las cordilleras se reconocen 3 estilos de deformación; piel-gruesa, piel-fina y piel mixta, los que son usados para describir la geometría en superficie de las fajas plegadas y corridas (Pfiffner, 2006 y ahí citados). La caracterización de cada sistema dependerá de la condición tectónica en la que se encuentre, en donde las diferentes arquitecturas afectarán los diferentes sistemas de deformación que se produzcan tanto como algunos aspectos mecánicos de la deformación (Pfiffner, 2017).

La tectónica asociada a un sistema de piel fina consiste en la deformación de la cobertura mediante niveles de despegue que surgen del contacto con el basamento, esto se produce debido a que este límite es una debilidad mecánica entre los cuerpos rocosos (Pfiffner, 2006; Pfiffner, 2017). Por otro lado, el estilo tectónico de piel gruesa involucra fallas de alto ángulo que afectan al basamento, es común, que se desarrollen fallas paralelas al límite cobertura-basamento o unos escasos metros bajo este contacto, lo que produce que delgadas franjas de basamento se alcen (Pfiffner, 2017). En algunos casos, existe una deformación mixta multi episódica, que es reconocida como tectónica de piel fina que involucra al basamento o bien piel híbrida (Pfiffner, 2006; Pfiffner, 2017).

El desarrollo de fajas plegadas y corridas en el margen Chileno ha permitido el desarrollo de cuencas y sistemas de cuencas de antepaís, las que se definen como una región alargada que posee un potencial acomodamiento de sedimentos que se forma en la corteza continental, entre el cinturón orogénico y el cratón adyacente (DeCelles y Giles, 1996). El consecutivo desarrollo de la fajas plegadas y corridas en conjunto con variaciones en la dinámica de subducción, factores

climático y erosivos, pueden producir que estas cuencas sean fragmentadas, denominándose así cuencas de antepaís fragmentadas o “*broken foreland basins*” (Horton *et al.*, 2015 y ahí citados). Usualmente, este proceso en los Andes Centrales es atribuido a un contexto de subducción plana o “*flat-slab*” en paralelo con factores climáticas, dinámicas erosivas y característica inherentes de la corteza, lo que permite la exhumación del basamento y posterior fragmentación de la cobertura produciendo una disrupción en los procesos de sedimentación y la segmentación de grandes sistemas de cuencas a cuencas aisladas (DeCelles y Giles, 1996, Horton *et al.*, 2015 y ahí citados).

La subducción en el margen Chileno es reconocida desde el Carbonífero (Oliveros *et al.*, 2020, Del rey *et al.*, 2016), sin embargo, no es hasta el Cenozoico donde se registran las mayores tasas de deformación y alzamiento (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998), relacionado con peaks en la velocidad de convergencia de ~ 14 Cm/Año a los 20 - 24 Ma (Muller *et al.*, 2016). Entre las latitudes 27-33° S, la subducción de bajo ángulo o “*flat-slab pampeano*” ya se encontraría desarrollada desde los ~20-18 Ma (Yañez *et al.*, 2001, Ramos *et al.*, 2002) similar a las edades de exhumación de la “Cordillera oriental o Sierras Pampeanas” (Ramos *et al.*, 2002; Cahill y Isacks 1992).

En el dominio de la Puna austral a la latitud 27°30' S, en la transición con la Cordillera frontal, se registran importantes eventos de deformación Neógena en compañía de volcanismo activo y magmatismo fértil, manifestándose en el área como grandes estrato volcanes, la presencia de domos dacíticos, pórfidos y el desarrollo de depósitos epitermales de alta sulfuración (Kay y Mpodozis, 2002; Mpodozis *et al.*, 1995, 1996; Vila y Sillitoe, 1991). Al mismo tiempo, aquí existe una alta complejidad estructural, caracterizada por la existencia de sistemas de faja plegada y corrida con interacción de estilos de deformación de piel fina y piel gruesa bivergentes, que deforman rocas Paleozoicas a Neógenas. Los sistemas presentes se caracterizan por poseer cambios abruptos en los rumbos de las estructuras principales, en donde estas controlan en gran parte la fragmentación en las cuencas cenozoicas de antepaís (Moscoso y Mpodozis, 1988; Martínez *et al.*, 2016; Mpodozis *et al.*, 1997, 2019; Rubiolo y Pereyra 2001). Es por esto, que el estudio de estas estructuras permitirá entender los sistemas estructurales relacionados al “*flat-slab*” pampeano y al mismo tiempo la relación de los cuerpos magmáticos a las estructuras geológicas

## 1.1 Problemática

En los Andes Centrales del sur ( $27^{\circ}30'S$ ), hacia la transición de la Puna con la Cordillera Frontal, específicamente en la localidad de Valle Ancho (Fig 1.1), la Hoja de Fiambalá (Rubiolo y Pereyra, 2001) en su sector oriental describe la geología de la región a una escala 1:250.000. Aquí, la estratigrafía de base a techo se encuentra comprendida por rocas del Pérmico que subyacen en inconformidad y en ocasión en contacto tectónico con secuencias fluviales - volcanoclásticas oligocenas que se encuentran cubiertas en discordancia angular por secuencias volcánicas efusivas y explosivas del Mioceno-Plioceno que poseen una composición dacíticas a andesítica basáltica (Mpodozis *et al.*, 1997, 1996; Rubiolo y Pereyra, 2001) que a su vez se cubren por depósitos del Cuaternario.

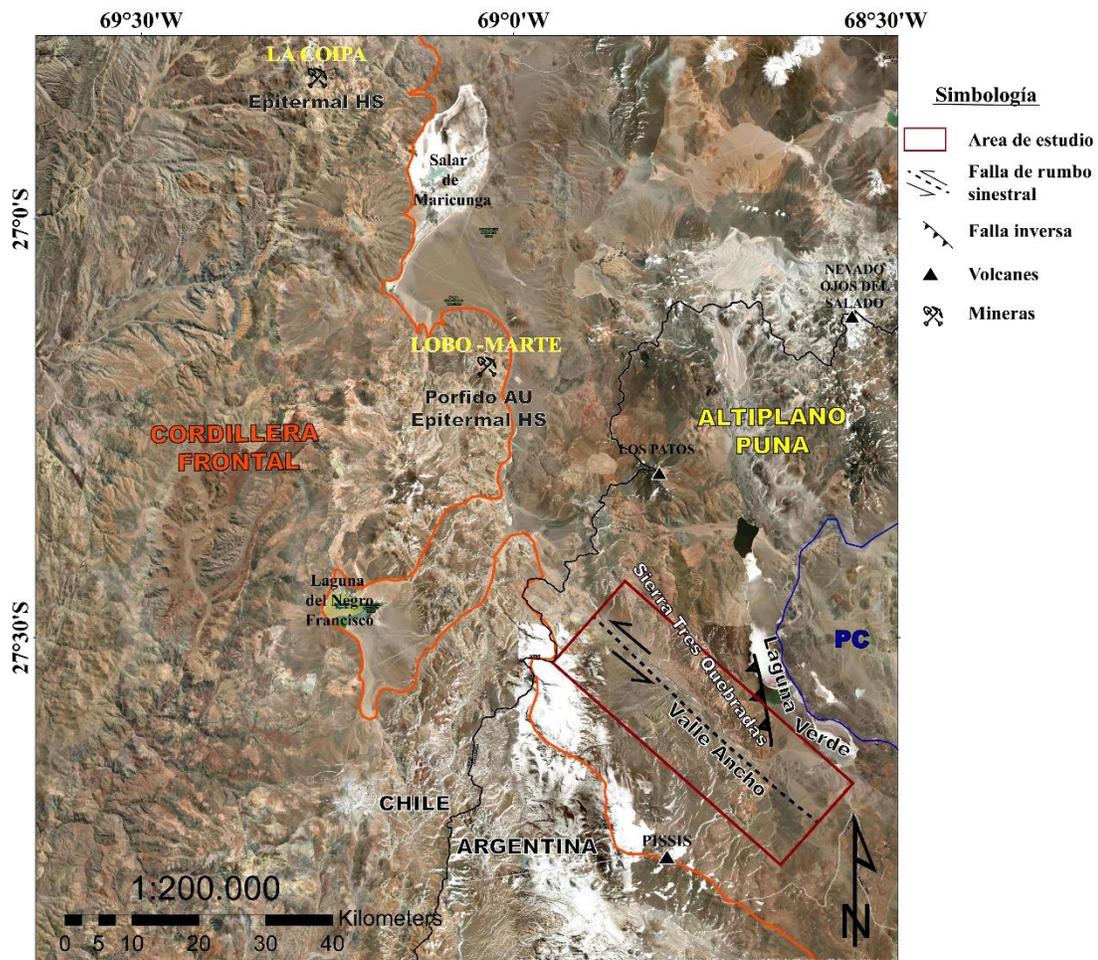


Figura 1.1 Imagen satelital que exhibe los límites entre Cordillera Frontal-Altiplano Puna-Precordillera (PC), en paralelo exhibe el área de estudio (rectángulo negro) y las localidades colindantes. Al mismo tiempo, se pueden observar algunos yacimientos mineros del territorio Chileno. Elaboración propia a partir de Allmendinger *et al.* (1989), Isacks (1988), Ramos *et al.* (2002) y Rubiolo y Pereyra (2001).

Si bien Rubiolo y Pereyra (2001) no definen el dominio de la Puna en estas latitudes, otros trabajos (Allmendinger *et al.*, 1989; Isacks 1988; Ramos *et al.*, 2002) muestran que este dominio se extiende hasta la cercanías de los sistemas volcánicos del Monte Pissis y la caldera volcánica de Incapillo al Sur de la región de estudio (Fig. 1.1 y Fig. 1.2).

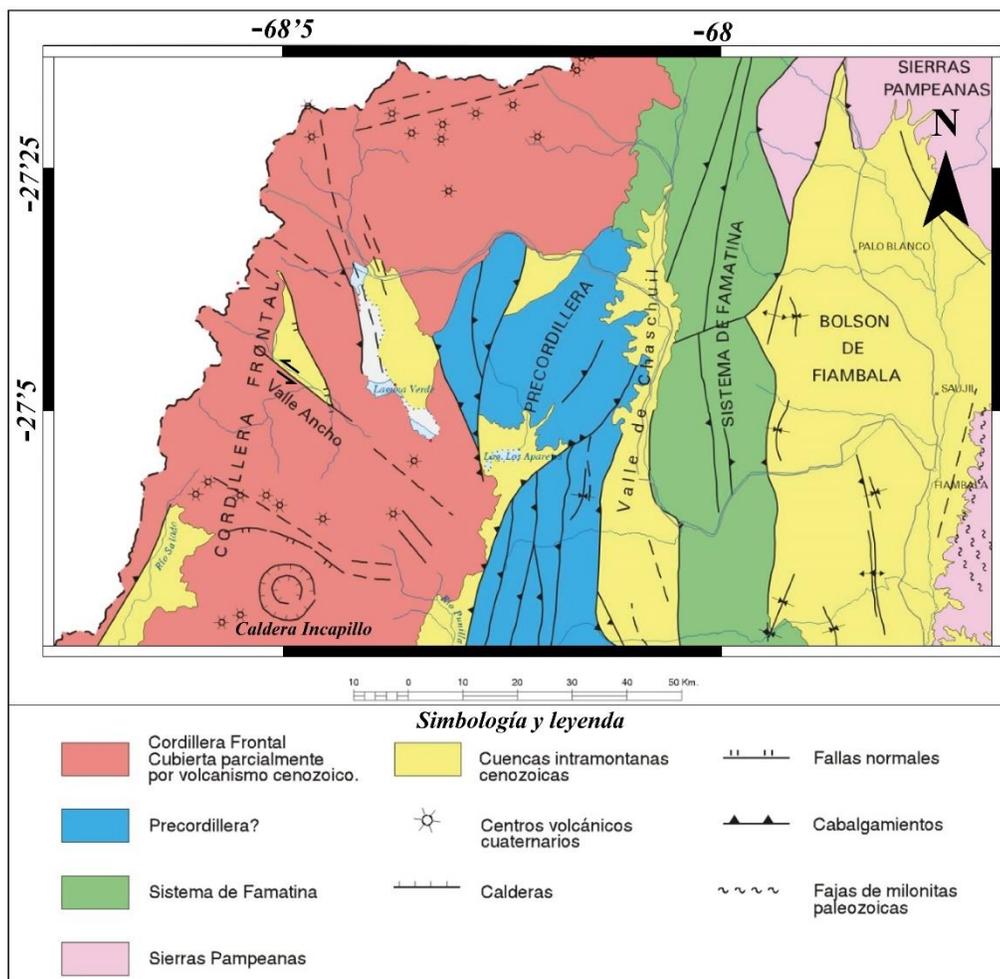


Figura 1.2 Esquema morfoestructurales del área entre las latitudes 27° - 28° S que muestra la distribución de los diferentes dominios morfoestructurales, las principales fallas y estructuras desarrolladas en la región y la traza de perfil A-A' (Fig. 1.3 a). Modificado de Rubiolo y Pereyra (2001).

Estudios anteriores (Mpodozis *et al.*, 1997, 1996) centrados en el Valle Ancho (Fig. 1.2 y 1.3), describen una deformación pre Oligoceno que se caracteriza por un sistema de deformación de piel gruesa, con fallas de alto ángulo normales que definen el graben de Laguna Verde y una deformación Eoceno-Oligoceno inferior del tipo rumbo sinistral que provienen y se extienden desde sistemas de fallas de orientación aproximada NW-SE de Marte - La Coipa y Potrerillos en Chile (Fig. 1.1) (Mpodozis *et al.*, 1995, 1996, 1997).

A diferencia de Mpodozis *et al.* (1996) a partir de las relaciones estratigráficas y temporalidad de las unidades en conjunto con datos estructurales de la región, Rubiolo y Pereyra (2001) plantean una sección estructural (Figura 1.3 a, b) que muestra que la geometría y orientación de la unidad pérmica estaría dada por una falla inversa de alto ángulo asociable al sistema estructural Los Aparejos de rumbo aproximado NW-SE y vergencia al NE que produce un anticlinal de basamento y retro corrimientos sub paralelos a esta estructura. A su vez, describe una deformación de rumbo o “*strike slip*” sinistral de alto ángulo que se encajonaría por el Valle Ancho (Fig. 1.1). Por otro lado, en el dominio de la Precordillera proponen un sistema de faja plegada y corrida de piel gruesa vergente al oriente y occidente (Fig. 1.1 y 1.2) (Rubiolo y Pereyra, 2001).

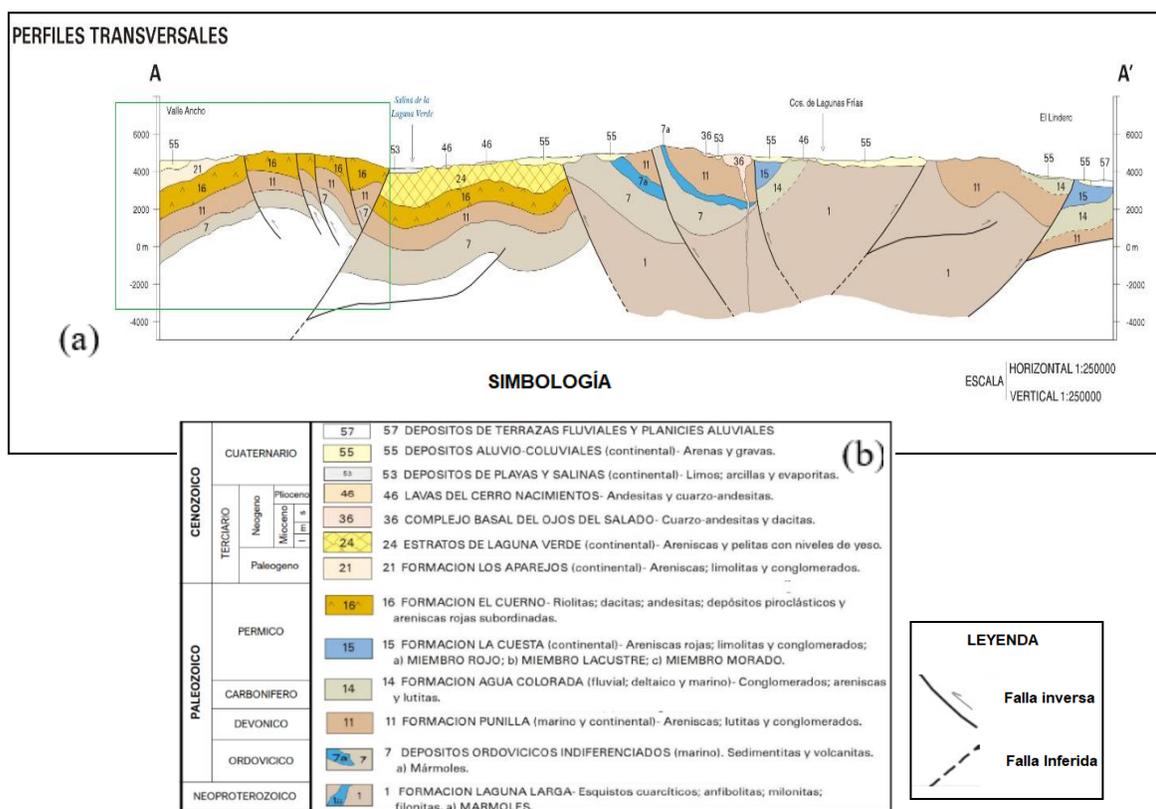


Figura 1.3 a) Perfil geológico A (oeste) -A' (este) de la Hoja de Fiambalá que muestra la existencia de una deformación de piel gruesa de alto ángulo con vergencia principal hacia el E (A') con retro corrimientos con vergencia al W (A) en el segmento occidental y una deformación de piel gruesa bivergente hacia el oriente b) Simbología y leyenda perfil. Área de estudio enmarcado en verde. Modificado de Rubiolo y Pereyra, 2001.

Trabajos más recientes al oeste del área de estudio (Martínez *et al.*, 2016, 2017; Mpodozis *et al.*, 2020) centrados en la Cordillera Frontal muestran que el alzamiento mediante la reactivación

e inversión de fallas normales no logran por sí solas generar el acortamiento ni el alzamiento necesario de la cordillera durante el Eoceno - Oligoceno, por lo que proponen que durante este periodo la deformación se caracterizaría por ser esencialmente compresiva con fallas inversas nuevas e invertidas que involucrarían bloques de basamento y cobertura, siendo este estilo de deformación la principal responsable del levantamiento de la Cordillera de los Andes con un peak en la fase Incaica definida por Charrier *et al.* (2007), que corresponde a un evento tectónico en donde se desarrollarían las mayores tasas de acortamiento durante el proceso de construcción del orógeno Andino. Trazas de fisión en apatito arrojan edades de exhumación de rocas de pre-rift del Pérmico -Triásico (245 -250 Ma) (Mpodozis *et al.*, 1997) en la Cordillera Frontal entre los  $55.8 \pm 4$   $38.8 \pm 3$  (Martínez *et al.*, 2017; 2019).

Posteriormente, diversos autores plantean que en la transición de la Puna austral, Precordillera y Sierras Pampeanas a la latitud  $27^{\circ} 45' S$ , existe una importante actividad tectónica neógena que conlleva el alzamiento de basamentos pre mesozoicos y la consecuente deformación de cuencas de antepaís cenozoicas, con una migración constante del frente orogénico hacia el Este desde los  $\sim 22$  Ma a los  $\sim 2$  Ma (Jordan *et al.*, 1983; Allmendinger *et al.*, 1989; Ramos 2002; Schoenbohm y Carrapa, 2015; Zhou y Schoenbohm, 2015; Safipour *et al.*, 2015; Quiroga *et al.*, 2021).

El volcanismo que se desarrolla cercano al Neógeno entre las latitudes  $25^{\circ} - 27^{\circ}45' S$  comienza a los  $\sim 26$  Ma (Kay *et al.*, 2013) luego de la fragmentación de la placa de Farallón, lo que produjo un aceleración en la velocidad de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana hasta los  $\sim 6$  Ma (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Müller *et al.*, 2016), esto se ha relaciona con la génesis del volcanismo y magmatismo de la Franja de Maricunga que se extiende por 200 km desde la latitud  $26^{\circ} S$  hacia el sur entre los límites de los dominios de Cordillera Frontal y la Puna, y representa el arco volcánico desarrollado durante el Oligoceno - Mioceno del extremo septentrional de los Andes Centrales. Esta franja, dejo rastros de magmatismo fértil denotado por la aparición de pórfidos de Au, Cu-Au y epitermales de alta sulfuración Au, Cu/Au (Vila y Sillitoe, 1991; Mpodozis *et al.*, 1995; Kay *et al.*, 2000, 2009, 2013; Mpodozis y Kay, 2002; Goss y Kay, 2009). Algunos centros volcánicos y cuerpos magmáticos asociados a esta franja se emplazaron en las cercanías de la región de Valle Ancho (Fig. 1.2) (Mpodozis *et al.*, 1997; Kay y Mpodozis, 2002; Kay *et al.*, 2013; Goss y Kay, 2009).

Los últimos registros del arco a la latitud 27° 30' S se registran en el Plioceno en donde a los ~6 Ma ocurriría una disminución en la velocidad de subducción y una migración del arco volcánico al este (Müller *et al.*, 2016; Goss *et al.*, 2013; Kay *et al.*, 2013) para finalmente a los ~3 Ma migrar hacia la ubicación actual en la Zona Volcánica Central (CVZ) (Kay y Mpodozis, 2002; Kay *et al.*, 2013). La geoquímica y la signatura isotópica de diferentes rocas volcánicas de entre edades ~26 - ~3 Ma que se desarrollan sobre la zona de subducción plana entre las latitudes 28.2° S - 26.7° S, indican que la fuente magmática proviene de la incorporación por la fusión parcial de la corteza engrosada (65- 70 km) y a la incorporación de magmas producidos por la fusión de corteza incorporada a la cuña del manto mediante erosión por subducción. (Goss *et al.*, 2013; Kay *et al.*, 2013).

Estudios asociados al arco volcánico del Oligoceno - Mioceno, muestran que los cuerpos magmáticos y edificios volcánicos Oligocenos - Miocenos suelen emplazarse cercano a las trazas de las fallas de primer orden desarrolladas durante el mismo periodo, como lo es el caso de Marte y La Coipa ubicados en la Cordillera Frontal al occidente del área de estudio (Fig. 1.1), en donde los sistemas de rumbo sinistral guardan relación con la intrusión de cuerpos porfídicos (Tomlinson, 1993; Maksaev, 1990).

Ahora bien, diversos autores describen a nivel regional los estilos y temporalidad de los eventos deformación compresivos que rigen en los sistemas de Cordillera Frontal y la Puna (Ramos *et al.*, 2002; Zhou y Schoenbohm, 2015; Martínez *et al.*, 2016, Martínez *et al.*, 2017; 2019). Sin embargo, en la localidad de Valle Ancho no ha sido explicado la: temporalidad, los campos de strain y las razones de la existencia de los sistemas de rumbo y compresivos que se desarrollarían en esta región. A su vez, no existe claridad en la geometría de la deformación que se observa actualmente, lo que no permite establecer de manera clara como se relacionan temporalmente las fallas y estructuras reconocidas con la presencia de unidades vulcano - magmáticas y zonas de alteración reconocidas en la región que actualmente son objeto de exploración minera.

La información expuesta previamente muestra que en la Puna, Precordillera y Cordillera Frontal existirían diferencias notorias en cuanto a el rumbo, el estilo de deformación y las rocas afectadas por las fallas inversas (Fig. 1.2 y 1.3), lo que Rubiolo y Pereyra (2001) asocian a un control estructural heredado por el basamento dado por etapas de deformación previas a la

orogenia Andina. En la localidad de Valle Ancho, se han propuesto algunas fallas inversas que afectan y exhuman al basamento Pérmico (Rubiolo y Pereyra, 2001), pero no se exhibe como estas estructuras estarían afectando a las secuencias oligo - miocenas ni como se relacionan estas con las unidades vulcano-magmáticas. En otras regiones de la Cordillera Frontal, al oeste de la zona de trabajo, anisotropías del basamento Pérmico influyen y controlan la geometría y arquitectura de la deformación que se generaría en eventos tectónicos posteriores (Martínez *et al.*, 2015; 2016; 2017; 2019), al mismo tiempo, algunos autores plantean que estas estructuras permitirían la circulación de fluidos magmáticos - hidrotermales (Tomlinson, 1993; Makshev, 1990; Mpodozis *et al.*, 1996; 1997; Kay *et al.*, 2013), es por lo que es de suma importancia definir la relación existente entre las estructuras enraizadas en el basamento Pérmico descritas previamente en el área de estudio y como estas afectan a las unidades cenozoicas aflorantes en esta zona de transición de dominio morfotectónicos.

Con el fin de: entender y definir una temporalidad de las diferentes etapas y estilos de deformación durante el Cenozoico, la influencia del basamento Pérmico en el desarrollo de las estructuras observadas en la zona, la cinemática de las fallas, la relación entre las estructuras las unidades vulcano – magmática y las zonas de alteración, se realizó un estudio cinemático-estructural de carácter regional centrado en las unidades oligocenas y miocenas, utilizando información cinemática, datos (propios e históricos) estructurales-geológicos-estratigráficos y softwares de mapeo-modelamiento-análisis de datos geológico, lo que nos permitirá entender de manera más recabada la historia de deformación del orógeno Andino durante el Cenozoico tardío para la región del Valle Ancho.

## **1.2 Hipotesis**

Se propone que, en la localidad de Valle Ancho existe una superposición de eventos de deformación, variando de un sistema compresivo de piel mixta en el Oligoceno a una deformación del tipo “*strike slip*” en el Mioceno, en donde el basamento Pérmico presente en la zona influenciaría en gran medida: el estilo de deformación, los campos de strain y la fragmentación de la cuencas cenozoicas.

## **1.3 Objetivos**

### **1.3.1 Objetivo principal**

Comprender la arquitectura y dirección de la deformación relacionado a los campos de strain que actuaron desde el Oligoceno en el límite nororiental de la Cordillera Frontal a los 27° 30' S.

### **1.3.2 Objetivos secundarios**

1. Reconocer los distintos elementos geológicos de la zona en un mapa geológico.
2. Comprender la relación espacial y temporal de las unidades estratigráficas del Cenozoico.
3. Definir la relación espacial entre los eventos de deformación y las variaciones estructurales locales de la zona de estudio.
4. Proponer campos de strain y las direcciones de contracción/elongación involucrada en cada etapa de deformación.
5. Plantear posibles controles estructurales en la aparición de cuerpos sub volcánicos y zonas de alteración.
6. Establecer un modelo estructural que considere y adapte a toda la información recopilada.

## **1.4 Metodologías**

Para lograr los objetivos propuestos es necesario concurrir a metodologías de trabajo que permitan la caracterización geológica-estructural y cinemática del área. Para esto, la investigación se lleva a cabo en 3 diferentes etapas, la primera etapa de pre terreno permite orientar el trabajo que se llevara a cabo durante la segunda etapa de terreno, que se enfoca principalmente en la obtención de información de índole regional – puntual, para finalmente en una instancia de post

terreno compilar la información y proponer modelos y resultados a partir de la información recabada.

#### **1.4.1 Pre terreno** (Objetivo específico 1 y 2)

El trabajo comienza con la compilación y posterior lectura del material bibliográfico acorde al área de estudio. Posteriormente, se realiza un trabajo de obtención de imágenes satelitales a través del satélite Landsat 8.0 que nos entregan imágenes en diferentes anchos de bandas que son combinadas a través del software de manejo de datos SIG denominado *ArcGis Pro* que nos servirá en primera instancia para definir e identificar ciertos patrones geológico, mineralógicos y estructurales.

#### **1.4.2 Terreno** (Objetivo específico 1, 2 y 3)

Esta parte de la investigación comienza con 7 días de terreno efectivos en el área de estudio, aquí, se busca obtener datos litológicos, estructurales y cinemáticos para cartografiar la geología de la zona, seguido de 5 días que son ocupados para caracterizar a nivel macro la región. Para lo anterior, es necesario seguir una metodología de trabajo por estaciones de trabajo en donde cada una debe contener: Descripción, clasificación y muestreo de rocas, datos de rumbo, mapeo de unidades y dato de ubicación geográfica (GPS).

Al mismo tiempo, esta etapa tiene asociado una metodología respecto a la toma de datos cinemáticos de deformación frágil a partir de planos de fallas, fracturamiento y/o cizalle descritos en el capítulo 2 del presente trabajo. Para que los datos sean útiles, cada plano debe poseer información cinemática, cuya forma de obtención se resumen en los siguientes pasos:

- 1) Medición del dip y dirección del dip (D/DD) del plano a medir.
- 2) Medición del rake de las estrías presentes en el plano lo que nos definirá la dirección de movimiento de los bloques (Petit, 1987; Tchalenko 1970)
- 3) Identificar la presencia de diversos indicadores cinemáticos de deformación frágil dentro del plano que nos definirá el sentido y la dirección de los bloques involucrados (Doblas, 1997; Petit, 1987)

Esta metodología involucra que los diferentes puntos de muestreo sean compilados en una estación cinemática cuyos límites son definido por el muestreador. Es importante recalcar que en

esta etapa es de suma importancia definir la calidad del dato, ya que esto nos permitirá posteriormente realizar un mejor análisis respecto a la deformación (Doblas, 1998; Nováková y Brož, 2014). En este caso para que el plano sea de utilidad debe poseer información tanto de dirección como de cinemática. En el primer caso la dirección esta dado por el rake de estriamiento que posea la zona de cizalle (Petit, 1987; Tchalenko 1970). El sentido, lo da la existencia de repeticiones de fracturas (Petit, 1987; Tchalenko 1970), o bien, algún indicador cinemático de deformación frágil (Doblas, 1997). En la zona de estudio los indicadores más comunes fueron los crecimientos de fibras mineral, Sombra mineral, y criterio de Ridell.

### **1.4.3 Post terreno** (Todos los objetivos)

En primera instancia en la etapa de post terreno se realiza una digitalización de la información con el fin de generar mapas geológicos a diferentes escalas de trabajo, esto se realiza con un software asociado a sistemas de información geográfica (SIG) denominado “*ArcGis*”. Al mismo tiempo mediante el uso de imágenes Landsat 8 obtenidas a partir de “*EarthExplorer*”, se realizan combinaciones de bandas hiperespectrales (tabla 1.1) que nos permitirán apoyar el mapeo litológico y de alteración, con metodologías basadas en casos de estudios de exploración realizadas en pórfidos cupríferos (Pour y Hashim, 2015).

Al mismo tiempo, se realiza un análisis cinemático utilizando los softwares “*FaultKin*” (Allmendinger, 2018) y “*Stereonet*” (Cardozo y Allmendinger, 2018) con los que se pueden realizar y obtener la solución del plano a partir de los diferentes planos de fallas y la información cinemática recopilada. Dependiendo del ángulo del rake, la cinemática, orientación y la calidad del dato, se pueden definir diferentes familias de fracturas que definen o vinculan a un cierto proceso de deformación obteniendo diferentes soluciones del plano que responden a diferentes campos de strain (Fig. 1.4). A partir de los ejes de presión - tensión y los campos de strain que representa cada familia de fracturas definidas se pueden obtener las direcciones de acortamiento y elongación para dicho campo de deformación.

	Bandas		Long. Onda (micrometros)	Resolucion
	<b>Landsat - 8</b>	1	<i>VNIR</i>	0.433-0.453
2		<i>Blue</i>	0.450-0.515	
3		<i>Green</i>	0.525-0.600	
4		<i>Red</i>	0.630-0.680	
5		<i>NIR</i>	0.845-0.885	
6		<i>SWIR 1</i>	1.560-1.660	
7		<i>SWIR 2</i>	2.100-2.300	
0.5 -0.680		<i>Pancromatica</i>	15	100
9		<i>Cirrus</i>	1.360-1.390	
10		<i>TIR 1</i>	10.30-11.30	
11		<i>TIR 2</i>	11.5-12.5	
Combinación de bandas			Función	
4	<i>red</i>		<i>Color verdadero</i>	
3	<i>green</i>			
2	<i>Blue</i>			
7	<i>SWIR 2</i>		<i>Discrimador litológico</i>	
4	<i>NIR</i>			
1	<i>VNIR</i>			
7	<i>SWIR 2</i>		<i>Discrimador litológico</i>	
4	<i>Red</i>			
2	<i>Blue</i>			
4/2	<i>Red/Blue</i>		<i>Alteracion Hidrotermal</i>	
6/7	<i>SWIR 1/SWIR 2</i>			
10	<i>TIR 1</i>			

Tabla 1.1: Bandas del satélite Landsat 8 con sus características espectrales. En la parte inferior se muestran las combinaciones de bandas utilizadas a lo largo del presente trabajo y la función específica de la combinación.

Para la definición de familias de fracturas se definen 2 criterios principales. El primero de ellos es en base al buzamiento que posea la estría que se desarrolla en el plano de falla – fractura, para ángulos inferiores a 45° se considera que el movimiento relativo de los bloques involucrados corresponderá a una cinemática de rumbo sinistral o dextral, mientras que los planos que desarrollen estrías con un buzamiento mayor a 45° se definirán como planos inversos o bien normales dependiendo la cinemática de los bloques. Si bien este criterio es una manera de ordenar las familias de fracturas, puede que una familia de fracturas este representando una solución de un plano de un sistema mixto, por ejemplo; un movimiento inverso y dextral al mismo tiempo. El segundo criterio para la definición de familias de fracturas es el rumbo y manto de los planos que contienen las estructuras cinemáticas. El conjunto de ambos criterios nos permitirá definir familias de planos de falla que nos estaría representando la cinemática de un proceso de deformación con datos a meso escala.

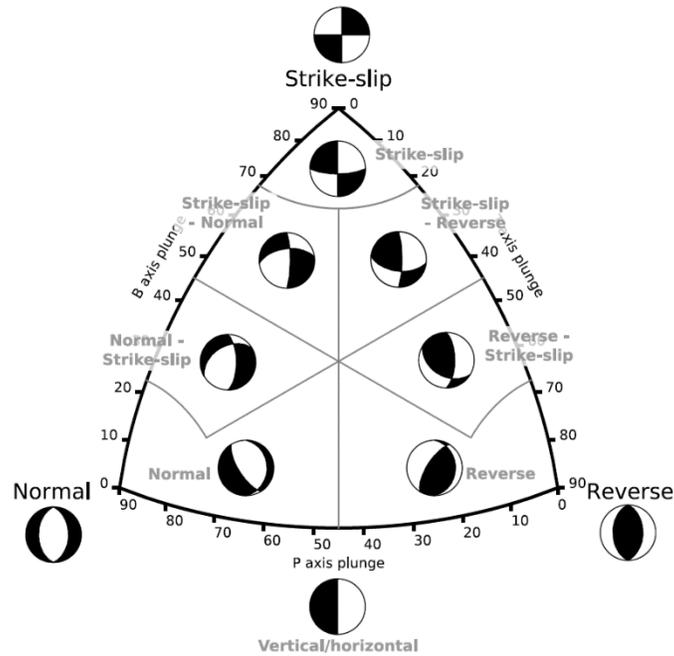


Figura 1.4. Diagrama de clasificación de diferentes soluciones del plano-mecanismo focales. Extraído de Álvarez (2019).

Por otro lado, se realiza un análisis estratigráfico y estructural que tiene por metodología la compilación de la información obtenida en la etapa de terreno, la generación de un mapa geológico y una columna estratigráfica utilizando el software “*Sedlog V.3.1.0*”. Luego de esto, a partir de toda la información obtenida se busca generar perfiles geológico utilizando el método “*Kink*” (Mendweleff y Suppe, 1997) implementado en el software “*Andino 3D*” (Cristallini *et al.*, 2019) lo que nos permitirá dilucidar la caracterización geométrica y la relación espacial - temporal de los eventos de deformación.

Finalmente utilizando el software “*Leapfrog Geo*” (Seequent) se realiza un modelo geológico estructural que busca incorporar la información cinemática y estructural tanto a meso escala como a macro escala obtenida en la región de estudio. Esto se logra mediante la definición de bloques estructurales que son delimitados por las fallas presentes en el área y la extrapolación de los datos estructurales (Rumbo y Manteo) obtenidos en superficie a curvas de isovalores 3D en profundidad.

## 1.5 Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se ubica en Argentina en la provincia de Catamarca en la localidad de Valle Ancho cercano al límite fronterizo con Chile (Fig. 1.5a). Para llegar hasta el Valle Ancho es necesario tomar la Ruta Nacional 60 en dirección hacia el occidente desde Fiambalá.

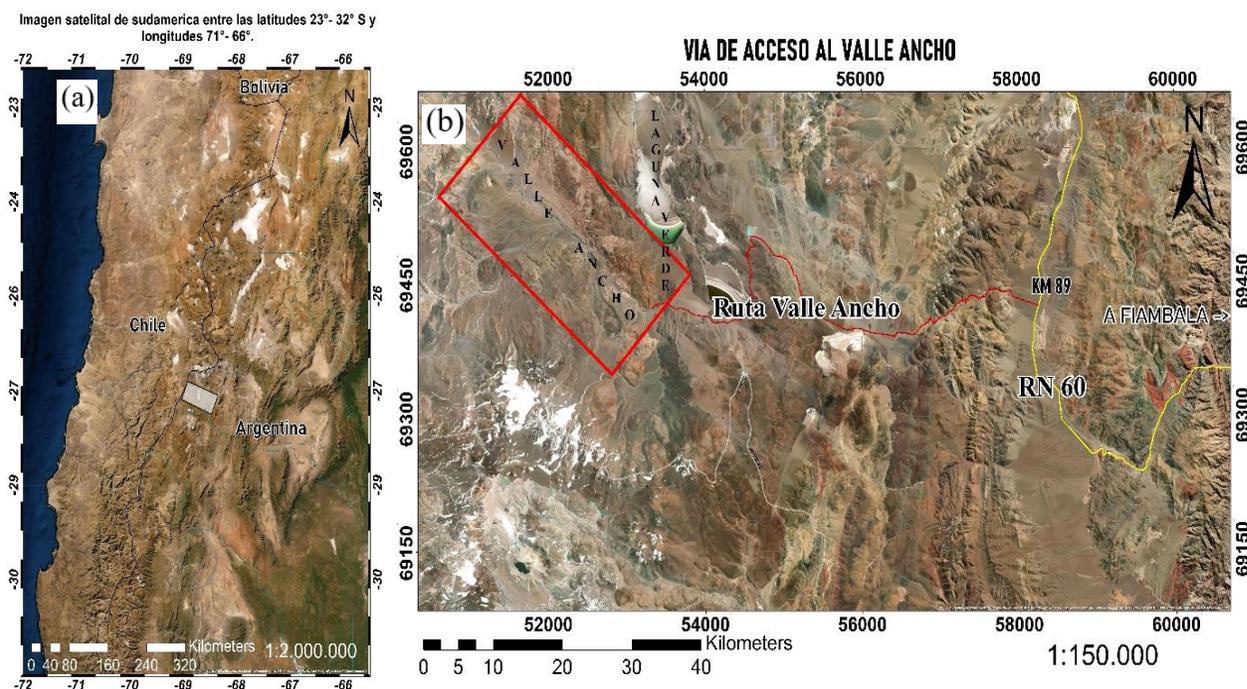


Figura 1.5 a) Imagen satelital en coordenadas geográficas que muestra la ubicación del área de estudio a escala 1:2.000.000 b) Imagen satelital en coordenadas UTM que muestra vías de acceso pavimentadas en amarillo y caminos de ripio en rojo, ubicación del área de estudio (enmarcado en rojo) y el nombre de las localidades de estudio.

Cercano al km 89 en dirección a la frontera con Chile existe una bifurcación a un camino no pavimentado que se debe abordar en dirección hacia el W, luego de aproximadamente 80 km desde el desvío se logra llegar hasta la entrada del Valle Ancho y el límite sur de la Laguna Verde (Fig 1.5 (b)). El trabajo realizado en terreno involucra sectores colindantes a la quebrada del Valle Ancho en territorio Argentino (Fig. 1.5).

## CAPÍTULO 2: MARCO TEORICO

### 2.1 Estudios cinemáticos de deformacion Frágil

Las zonas de cizalle asociadas a una deformación frágil son una importante fuente de información para el entendimiento de diversos procesos tectónicos, los planos de fallas asociadas a esta suelen desarrollar ciertas estructuras y patrones asociados a la zona de cizalle que permiten dilucidar el sentido y dirección de este proceso (Petit, 1987; Doblas, 1997; Allmendinger *et al.*, 1989). En los estudio cinemático de deformación frágil se busca cuantificar el strain al que estuvo sometido la roca, esto se logra integrando la información estructural cinemática asociado a planos de falla a meso escala (Allmendinger *et al.*, 1989; Marret y Allmendinger, 1990; Niemeyer, 2008).

El análisis de strain corresponde a un método cinemático a diferencia del análisis de stress es que se basa en un método dinámico (Anderson, 1951; Allmendinger *et al.*, 1989; Marrett y Allmendinger, 1990; Marrett y Peacock, 1999). La metodología tras este análisis se basa en la obtención de datos estructurales denominados indicadores cinemáticos, fracturas Ridel y fracturas conjugadas riedel (Petit, 1987; Tchalenko 1970; Doblas, 1997). Los datos obtenidos representaran en su conjunto a diferentes campos de strain producidos por direcciones en donde ocurren un máximo ( $\lambda_1$ ), medio ( $\lambda_2$ ) y mínimo acortamiento ( $\lambda_3$ ) bajo condiciones andersonianas (Anderson, 1951; Allmendinger *et al.*, 1989; Marret y Allmendinger, 1990; Marrett y Peacock, 1999; Niemeyer, 2008).

Diversos autores han compilado diferentes criterios de movimiento en superficies de fallas que nos permite identificar una cinemática (Petit, 1987; Tchalenko 1970; Doblas, 1997). Uno de los primeros criterios utilizados en geología estructural para definir la cinemática de una zona de cizalle se basa en el denominado experimento de Riedel (Riedel, 1929) que consiste en determinar el sentido en base a repeticiones de fracturas secundarias denominadas “*fracturas de Ridel*” (R) y “*fracturas conjugadas de Ridel*” (R’) que están asociados al plano principal de fracturamiento producido por un esfuerzo de cizalle (Fig. 2.1.a) (Tchalenko, 1970).

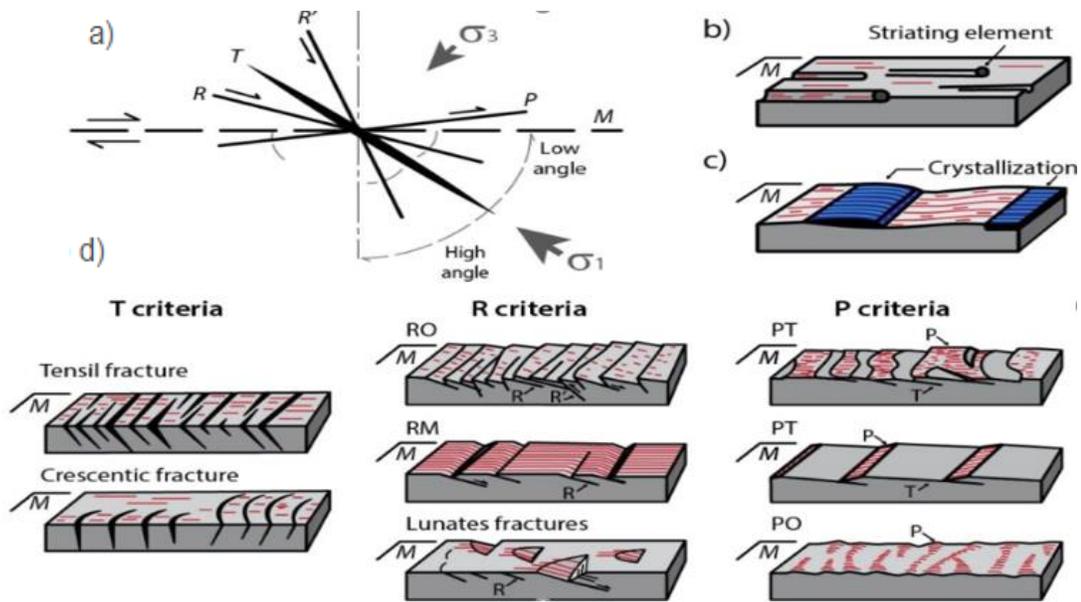


Figura 2.1 a) Terminología para describir los elementos de fracturas secundarias en un contexto de cizalle y criterio correspondiente para definir las. b) Estriación debido a un elemento que genera surco. c) cristalización en el sotavento de la aspereza. d) Principales tipos de criterios basados en la repetitividad de fracturas secundarias. Modificado de Petit (1987).

Es conveniente dividir estas estructuras asociadas a zonas de cizalle en 3 grupos (Fig. 2.1 a, d) (Petit, 1987): “*Grupo T*”, que incluye la repetición de las fracturas producidas por tensión y las fracturas no secundarias, “*Grupo R*”, que incluye a todas las fracturas secundarias sintéticas que pueden desarrollar estrías en el sentido R y “*Grupo P*”, que involucra a todas las fracturas secundarias que pueden desarrollar estrías en el sentido de P. Sin embargo, lo anterior solamente es posible utilizarlo como una descripción geométrica del lugar observado en un contexto de fracturas de cizalle y no como una explicación mecánica asociada a la zona de fricción (Petit, 1987).

Por otro lado, Petit (1978), agrupa en otro segmento los indicadores de sentido de cizalle que no están asociados a fracturamiento secundario, los que subdivide en 2 grupos (Fig. 2.1 b y c); el primero es denominado “*Estriamiento debido a un elemento de surco*”, que se asocia a una fragmento mineral o roca que es de igual o mayor dureza que la pared del muro, lo que produce un surco durante la fricción de los planos, el segundo se denomina “*cristalización asociada a irregularidades de los planos de falla*” y se caracteriza por la mineralización de fibras minerales a escala local en irregularidades del plano, estas se manifiestan como peldaños “acrecionados”

cuya máxima extensión en longitud la alcanza perpendicular al sentido de estriamiento. Posteriormente, Doblas (1998), crea una nueva clasificación de indicadores cinemáticos en planos pulidos por fricción en base a 61 criterios que son subdivididos en 9 grupos (Fig. 2.2): “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).

Los 9 grupos fueron establecidos en base a características morfológicas y geométricas que se pueden presentar en escalas tanto microscópicas como métricas (Doblas, 1998). Es importante denotar que el grado de confiabilidad asociado a cada indicador cinemático se indica de la siguiente manera: “Good”, “Fair” o “Poor” (Doblas, 1998).

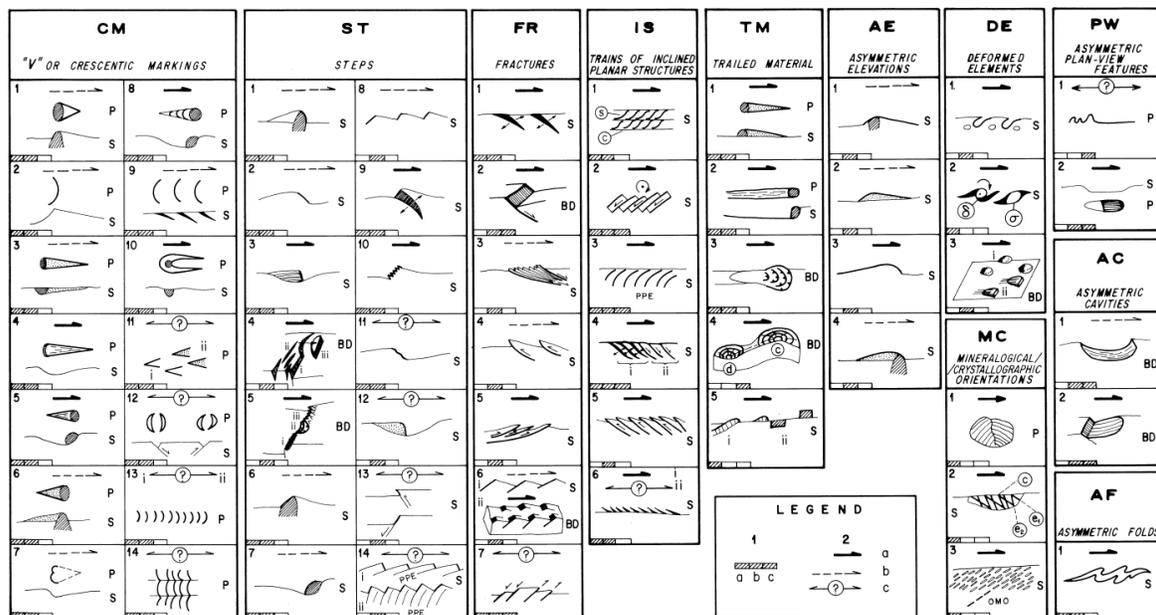


Figura 2.2 Clasificación de indicadores cinemático (Ver texto para detalles de los grupos de indicadores): leyenda; 1) escala de ocurrencia del indicador (*a* = microscópico *b* = decenas de milímetros; *c* = métricas); 2 = las 3 flechas que se muestran apuntan en dirección del movimiento del bloque 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. Modificado de Doblas (1998)

Posteriormente, trabajos realizados por Nováková y Brož (2014) documentan que en trabajo de campo es posible distinguir en zonas de cizalle o planos de falla básicamente 4 tipos de movimiento relativo entre los bloques: Dextral, Sinistral, Normal e Inversas, en donde el nivel de certeza y calidad respecto al sentido obtenido a partir de los indicadores cinemáticos puede ser catalogado como: Q0, Q3, Q2 y Q1 (Tabla 2.1). 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 2.1. Nivel de incerteza en la determinación del sentido de movimiento. Modificado de Nováková y Brož, 2014.

Es común encontrar en cierto planos de falla intersecciones entre diferentes indicadores cinemáticos en donde es aplicable establecer una ley de corte que permite establecer una edad relativa entre una falla (indicador) más nueva que corta a otra falla (indicador) más vieja. En caso de existir incerteza respecto a esta “Ley de corte” es mejor dejar registro del dato y analizarlo en un procesamiento posterior (Nováková *et al.*, 2010).

Es importante tener en consideración que las observaciones y cuantificaciones de la deformación frágil se basan en la medición de planos de fallas a meso escala, es por esto que al momento de interpretar la información se deben definir dominios estructurales que representan bloques de deformación “homogéneos”, ya que a macro escala los sistemas estructurales dentro de la corteza poseen un comportamiento mecánico heterogéneo (Allmendinger *et al.*, 1989, Giambiagi y Mescua, 2019).

## CAPÍTULO 3: MARCO GEOLOGICO REGIONAL

### 3.1 Evolución geológica regional y segmentación morfoestructural.

#### 3.1.1 Evolución geológica regional

Al comienzo del Mesozoico ocurre una fuerte disminución de la tasa de convergencia que caracterizó al ciclo Orogénico San Rafael producido por la separación del supercontinente de Gondwana (Charrier *et al.*, 2007 y ahí referenciados). Lo anterior generó que dicho sistema orogénico colapse, induciendo la fusión parcial de la corteza continental provocando la extrusión gran cantidad de magmas ácidos e intrusión de cuerpos plutónicos de composición riolítica en el flanco oriental de este sistema orogénico, cuyos productos son denominados Provincias Magmáticas Ácidas del Choyoi (Fig. 3.1 a) (Kay *et al.*, 1989, Charrier *et al.*, 2007, Coloma *et al.*, 2017, Salazar *et al.*, 2020).

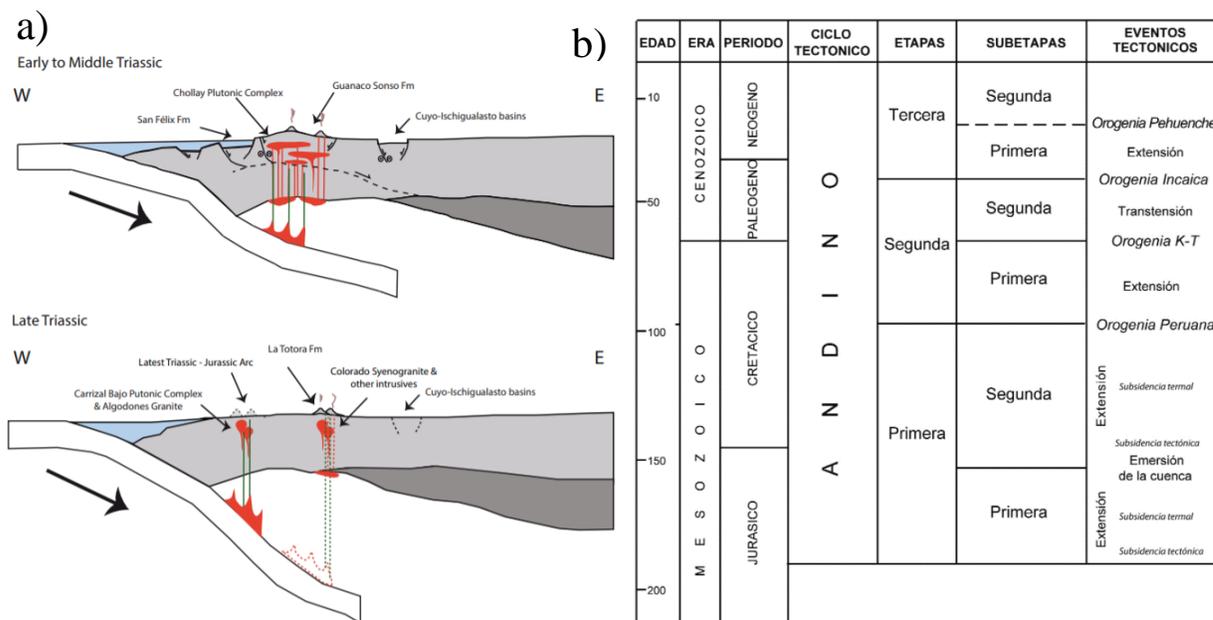


Figura 3.1 a) Esquema que ilustra las condiciones tectónicas y magmáticas para el Triásico. Extraído de Coloma *et al.* (2017). b) Ciclo tectónico andino desde el Jurásico Temprano tardío al Presente. Al mismo tiempo muestra las subdivisiones en etapas -subetapas y los eventos tectónicos que marcaron el desarrollo de la orogenia Andina. Modificada de Charrier *et al.* (2009).

Posteriormente la evolución Triásica de esta región se caracteriza por un periodo con tectónica extensiva caracterizada por la generación de grabenes y hemigrabenos que permitieron la

existencia de cuencas con orientaciones NW-SE a NNW-SSE tales como las cuencas de San Félix, Guanaco Sonso que se encuentran rellenas de depósitos sedimentarios y volcánicos (Franzese y Spalletti, 2001; Coloma *et al.*, 2017; Salazar *et al.*, 2020). Hacia el Triásico medio - Jurásico inferior existiría una migración del arco hacia el occidente dado por el aumento en el ángulo de subducción (Fig. 3.1 a) (Charrier *et al.*, 1979, 2007; Franzese y Spalletti, 2001; Coloma *et al.*, 2017; Salazar *et al.*, 2020).

Se sabe que el proceso tectónico de colisión 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). 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 Pérmico - Triásico (Del Rey *et al.*, 2016; Oliveros *et al.*, 2020).

El ciclo tectónico Andino definido en este trabajo acorde a Charrier *et al.* (2009) (Fig. 3.1 b) comienza con un régimen extensivo durante el Jurásico inferior producido por un contexto geodinámico de subducción “roll-back”, al comienzo del Cretácico Inferior se registra la existencia de un arco volcánico ubicado en la actual Cordillera de la Costa en Chile en compañía de un volcanismo de tras arco (Franzese y Spalletti, 2001, Charrier *et al.*, 2007, Gonzales *et al.*, 2017). Esta primera fase evoluciona durante Kimmeridgiano – Titoniano al Aptiano-Albiano a una subetapa en donde comenzó a regir un sistema de deformación compresivo, denominada Fase Peruana (Charrier *et al.*, 2007). Este paso esta denotado por 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 de la orogenia Andina produjo que las cuencas extensionales de tras arco generadas en fases previas fueran alzadas e invertidas producto al acoplamiento que se genera en esta etapa (Mpodozis y Allmendinger, 1993). Dataciones realizada mediante el método U-Pb en circones detríticos depositados en cuencas sintectónicas de este periodo, muestran un buen registro de la exhumación de las cuencas extensionales Pérmico - Triásicas y Cretácicas en la Cordillera Frontal y Cordillera de Domeyko (Bascuñán *et al.*, 2015, Martínez *et al.*, 2012, 2013).

Posteriormente a este evento compresivo, a mediados del Cretácico superior comienza a ocurrir una nueva migración del arco, pero esta vez hacia el oeste, ubicándose entre la Depresión Intermedia y la Cordillera occidental (Mpodozis y Allmendinger, 1993, Charrier *et al.*, 2007, 2009). Ya finalizando el Cretácico Superior, debido a una oblicuidad en el ángulo de subducción, comienza a ocurrir un nuevo evento compresivo cuya fase es denominado “K-T” evidenciado por la existencia de discordancias angulares 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).

La tercera etapa de la construcción del orógeno andino comienza con 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) que es denominada “Fase Incaica” (Charrier *et al.*, 2007). Esta produce que desde este puntos los dominios paleogeográficos de la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental evolucionen de manera independiente durante el resto del Cenozoico (Charrier *et al.*, 2009). La tectónica de este periodo está marcada por la partición de la deformación generando la inversión tectónica del arco en conjunto con la exhumación de núcleos paleozoicos con vergencia al Este y Oeste (Charrier *et al.*, 2007, Martínez *et al.*, 2015, 2017, 2019).

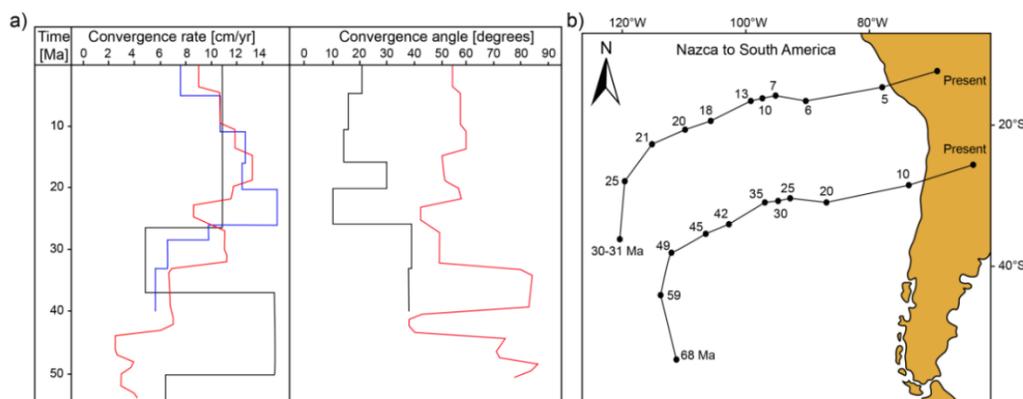


Figura 3.2 a) diferentes curvas que muestran la velocidad de convergencia y ángulo de subducción entre la placa oceánica bajo la continental, en azul según Pardo-Casas y Molnar (1987), en negro según Somoza (1998) y en rojo según Müller *et al.* (2016) b) Reconstrucción de la subducción y la cinemática de la placa de Nazca bajo la Sudamericana durante el Cenozoico según Pardo-Casas y Molnar (1987). Modificado de Mardones, 2019.

El fin de la “Fase Incaica”, coincide con un periodo en donde comienza la disminución del Angulo de subducción desde los ~35 Ma en conjunto con el aumento progresivo en la tasa de subsidencia de la placa Farallón bajo la Sudamericana (Fig. 3.2) (Pardo-Casas y Molnar, 1987, Müller *et al.*, 2016). Posteriormente a los ~25 Ma se fragmenta la placa de farallón en la placa de Cocos y de Nazca (Fig. 3.3) dando paso a los mayores peak en las tasas subsidencia con 12-14 Cm/Año entre los 15-20 Ma (Fig. 3.2 a) y una variación del ángulo de subducción de ~ 30° a los ~ 20 Ma, ~ 15° a los 15 Ma (Fig. 3.2 b) (Zonenshayn *et al.*, 1984; Somoza (1998); Müller *et al.*, 2016).

Durante la fase Incaica se generaron 2 contextos diferentes respecto al magmatismo y al volcanismo al norte y al sur de la latitud 27° S, hacia el norte en el contexto del Altiplano-Puna el arco volcanico se mantuvo coincidente con la ubicación actual y estuvo bordeado por cuencas de antepaís de retro arco, mientras que al sur de los 27° S se desarrollaron una sucesion de arcos magmaticos que denotan una migracion hacia el este desde el Eoceno Tardío al Mioceno temprano (Charrier *et al.*, 2007, 2009), desarrollados en un contexto de deformación compresivo (Martínez *et al.*, 2015, 2016, 2017).

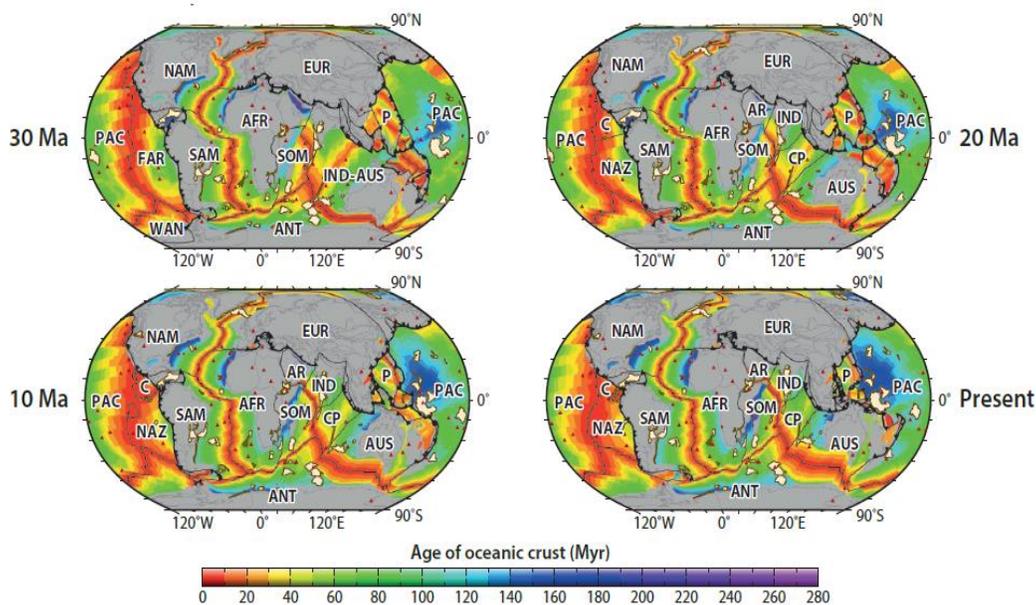


Figura 3.3 Reconstrucción de las placas desde los 30 Ma al presente en intervalos de 10 Ma en donde se muestra la distribución areal de las edades para las placas oceánicas y los márgenes activos de placas. Abreviaciones de placas colindantes al continente americano: SAM, Placa Sudamericana; C, Placa de Cocos; CA, Placa del Caribe; AM, Placa norte americana; NAZ, Placa de Nazca; WAN, Placa antártica oeste; ANT, Placa antártica; PAC, Placa del Pacífico. Modificado de Müller *et al.* (2016).

Finalmente a partir del límite entre el Oligoceno – Mioceno se generó un nuevo evento compresivo cuya fase es denominada como orogenia Pehuenche, este proceso se encuentra bien desarrollado en la Cuenca de Abanico, en donde se puede observar que durante este periodo se rejuvenece el núcleo sur de la Cordillera Incaica y se invierten las cuencas de intra-arco, generando nuevos depósitos sintectónicos (Charrier *et al.*, 2009; Jara y Charrier, 2013). Durante el Mioceno temprano - Plioceno la deformación de esta fase generó el desarrollo de fajas plegadas y corridas y 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 al sur de los 33° S, el alzamiento de núcleos o basamentos pre Paleozoicos e inminente formación de la Cordillera Oriental y las condiciones de subducción similares a las actuales con tasas de subducción de 7,5-8 Cms/año (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Ramos *et al.*, 2002; Charrier *et al.*, 2007; Müller *et al.*, 2016).

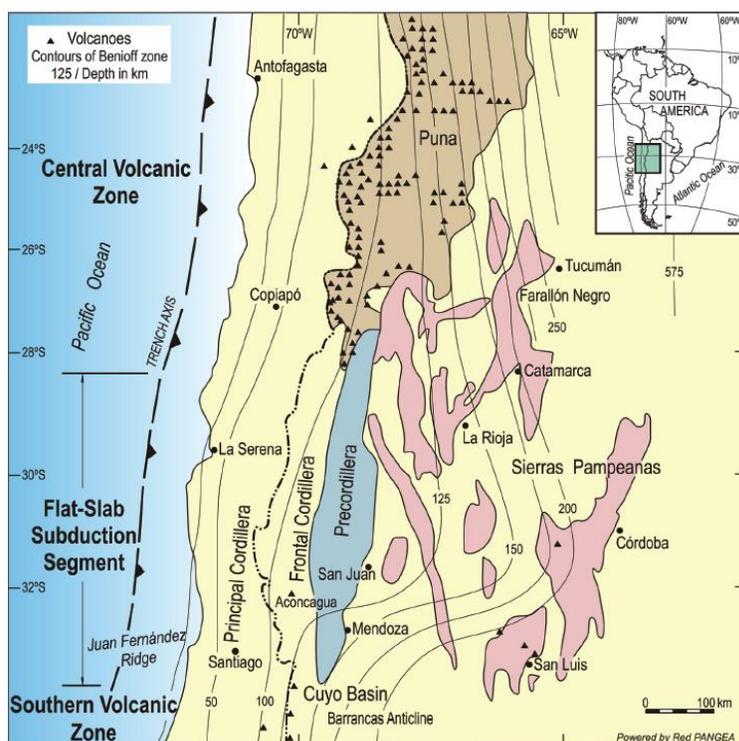


Figura 3.4 Segmento del flat-slab Pampeano con indicación de la profundidad de la placa de nazca basado en Cahill & Isacks (1992), y segmentación morfoestructural. Modificado en Ramos y Folguera (2009) de Ramos *et al.* (2002).

Actualmente, el área de estudio se ubica en Los Andes Central del Sur en el margen activo de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. A lo largo de este margen existen diferencias latitudinales en los ángulos de subducción, lo que produce un cambio en la tectónica regional de la placa superior (Jordan *et al.* 1983). Entre los 27° - 33° S se produce el denominado “flat slab” pampeano (Fig. 3.4) (Gutscher *et al.*, 2000(a), Ramos *et al.*, 2002) que evoluciona en transición a un sistema de subducción tipo Chilena (Uyeda y Kanamori, 1979) hacia las latitudes 15° - 28° S (Isacks, 1988, Cahill y Isacks 1992, Pardo *et al.*, 2002).

La transición de la subducción desde los 24° S en el sur de La Puna hacia el flat slab pampeano a los 28° S, se caracteriza por ocurrir de forma suave y gradual (Isacks, 1988; Cahill y Isacks 1992), al mismo tiempo, la interpretación de esta zona se complica debido a que entre los 25°- 27° S ocurra una baja en la frecuencia sísmicas a profundidades medias lo que se explica al proyectar la zona de Benioff a este segmento (Isacks, 1988, Allmendinger *et al.*, 1989). El altiplano de La Puna Austral es una única 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 (Allmendinger *et al.*, 1989):

- 1) La Puna meridional se encuentra fragmentada en diversas cuencas (Allmendinger *et al.*, 1983, 1989; Zhou y Schoenbohm, 2015).

- 2) La Puna austral posee una historia paleogeográfica diferente, en donde los niveles más profundo de la corteza han sido exhumados y expuestos debido a compresión previas al ciclo orogénico andino (Allmendinger *et al.*, 1983; Alonso *et al.*, 1984; Zhou y Schoenbohm, 2015; Horton, 2018)

- 3) El volcanismo producido en el cuaternario en la Puna meridional presenta abundante material volcánico basáltico (Viramonte *et al.*, 1984; Kay *et al.*, 2000, 2009, 2013; Goss *et al.*, 2013), esto asociado a zonas de fallas activas durante el Cuaternario que se caracterizan por poseer extensión horizontal (Alonso *et al.*, 1984; Marrett y Allmendinger, 1987; Allmendinger, 1989)

- 4) En la Puna Austral los escarpes jóvenes y terremotos corticales son más comunes en esta región (Allmendinger, 1989).

### 3.1.2 Segmentación morfoestructural

Entre las latitudes 27° - 28°, de oeste a este se encuentran los dominios morfotectónicos de la Cordillera de la Costa, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, La Puna, Precordillera Argentina y Sierras Pampeanas (Fig. 3.5 a y b) (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: Litoestratigráfica y de los sistemas estructurales que lo conforman.

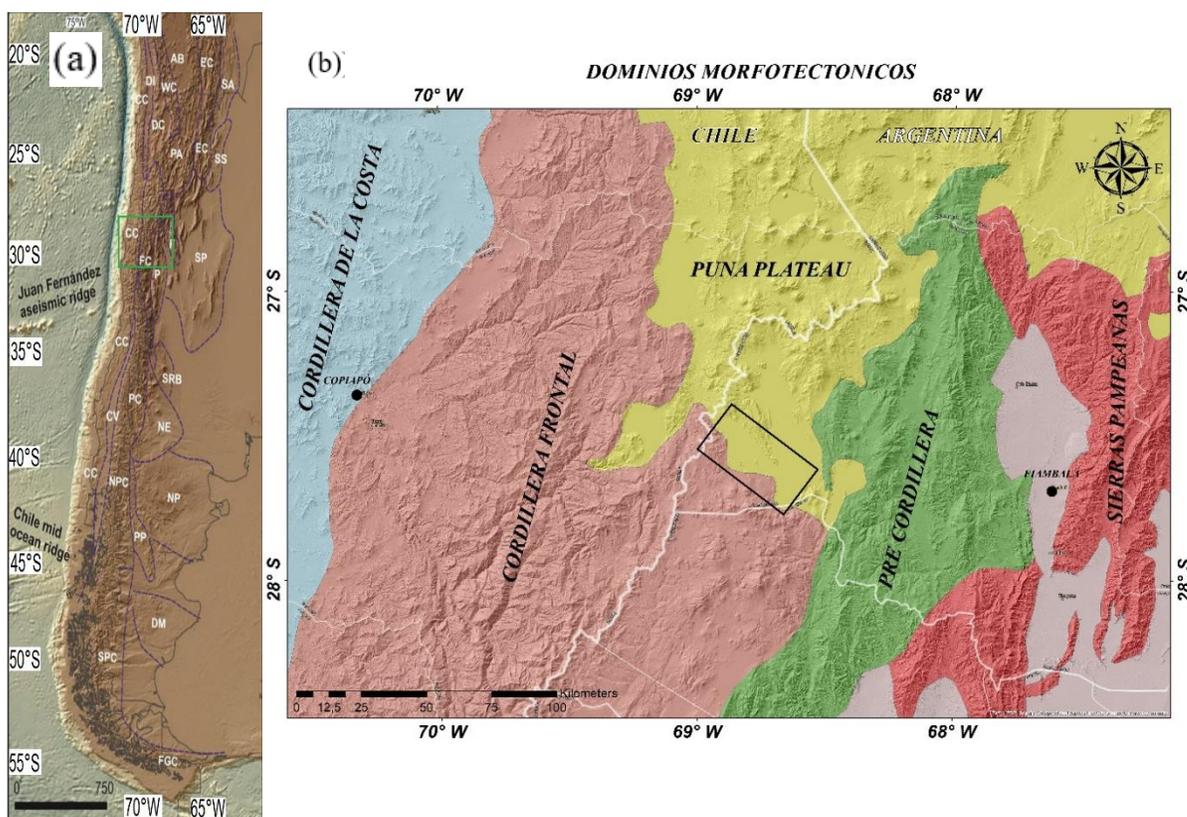


Figura 3.5 a) Hillshade que muestra los diferentes dominios morfotectónicos del margen continental Chileno y ubicación de imagen satelital DEM. Modificado de Folguera *et al.* (2018). b) Hillshade que exhibe los diversos dominio morfotectónicos de la latitud de trabajo propuestos por diferentes autores: 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). Elaboración propia.

### ***Cordillera de la costa***

La Cordillera de la Costa, entre las latitudes 27° - 33° S, representa una cadena montañosa de alturas discretas (<2000 m.s.n.m.). El génesis de este alto topográfico se remonta al principio del ciclo orogénico Andino en donde comienza a generarse una nueva organización paleogeográfica que alza el basamento Paleozoico (Arévalo, 1995; Arévalo, 2005; Charrier *et al.*, 2007, Bascuñan *et al.*, 2015). Trazas de fisión indicarían que la exhumación y alzamiento del arco en la latitud se remonta al Aptiano-Albiano producto a un sistema Sinestral Transpresional denominado Atacama Fault Zone (AFZ), (Arabasz, 1971; Makshev 1990; Scheuber y Andriessen 1990). Al mismo tiempo este dominio entre las latitudes 27° - 28° S estaría siendo limitado por fallas maestras de alto ángulo reactivadas durante el Cretácico que generan amplios anticlinales de inversión (Martínez *et al.*, 2013).

### ***Cordillera Principal***

Entre las latitudes 27°-29° S el dominio de la Cordillera Principal o Cordillera Frontal Occidental (Martínez *et al.*, 2013) se caracteriza por poseer en su extremo oriental alturas que llegan hasta aproximadamente los 4.500 m.s.n.m. De base a techo, se sabe que existe un basamento compuesto por rocas paleozoicas, que se encuentran cubiertas en inconformidad por un gran espesor de depósitos sin-rift continentales y marinos del Jurásico (Charrier *et al.*, 2007, Martínez *et al.*, 2012, 2013). Al mismo tiempo, estas cuencas del Jurásico se encuentran cubiertas en discordancia por depósitos sin-orogénicas vulcano-sedimentarias del Cuaternario superior que subyacen en discordancia angular a rocas Cenozoico (Martínez *et al.*, 2012, 2013 Peña *et al.*, 2013, Perroud, 2017).

La deformación en este segmento es representada por 2 dominios, el occidental se caracteriza por un sistema de faja plegada y corrida de piel mixta con vergencia al este que afecta a las unidades cretácicas superior - paleocenas (Peña *et al.*, 2013, Martínez *et al.*, 2013, 2015, 2016, 2017). El dominio oriental a diferencia del dominio anterior afecta a los depósitos sin-rift del Triásico - Jurásico los que se exponen debido a la existencia de una deformación de piel gruesa con fallas de alto ángulo (70-80°) con vergencia al oeste que marcan el límite occidental de estas cuencas (Martínez *et al.*, 2012, 2013).

### ***Cordillera Frontal***

La Cordillera frontal o Cordillera Frontal Oriental alcanza las alturas más prominentes de la región, con bloques colgantes que debido a la intensa deformación logran alcanzar alturas mayores a los 5.500 M.s.n.m. (Martínez *et al.*, 2016). Las rocas que conforman este segmento son similares a las encontradas en la Cordillera Principal, con un basamento pérmico-Triásico compuesto por rocas ácidas cubiertas en inconformidad por rocas syn-rift del Jurásico – Cretácico inferior que subyacen en discordancia angular a depósitos sin-orogénicos del Cretácico superior que a su vez se encuentran cubiertas en discordancia angular por depósitos del Cenozoico (Charrier *et al.*, 2007, Martínez *et al.*, 2012, 2013).

A diferencia del dominio previo la deformación aquí está caracterizada por la confluencia de estilos de deformación de piel fina y piel gruesa, cuyas fallas que componen estos sistemas exponen bloques del basamento con fallas de alto ángulo (50-70°) inversas bivergentes que generan un plegamiento del basamento y geometrías de “Pop-up”. (Moscoso y Mpodozis, 1988, Martínez *et al.*, 2012, 2016)

### ***La Puna Austral***

La Puna es considerado el segundo plateau más extenso del planeta Tierra con una elevación promedio de 3700 m.s.n.m (Allmendinger *et al.*, 1989, Isacks, 1988). Este dominio al sur de los 26° S en el límite oriental se caracteriza por la existencia de un basamento metamórfico e intrusivo precámbricos y rocas del Paleozoico, estas se encuentran cubierto por rocas paleógenas sedimentarias evaporíticas y una cobertura del Neógeno compuesta por ignimbritas y rocas volcánicas asociadas a la Zona Volcánica Central (ZVC) y centros volcánicos monogénicos (Alonso *et al.*, 1984, Allmendinger *et al.*, 1982, Kay *et al.*, 2000.).

La conformación de la Puna austral se entiende como un conjunto de procesos. El primero de ellos comienza desde el Paleógeno y se caracteriza por la reactivación e inversión de fallas bivergentes de alto ángulo 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).

Al sur de los 26 ° S existen datos que indicarían edades de exhumación a partir de trazas de fisión en Apatitos de entre 29-24 Ma hacia el occidente (Carrapa *et al.*, 2005). Por otro lado, en el límite oriental de la Puna austral, existen cuencas que exhiben edades diacrónica de exhumación, en donde, de Oeste a Este muestran edades de entre 13.6-10.7 Ma a 10-6 Ma respectivamente (Mortimer *et al.*, 2007, Schoenbohm *et al.*, 2007).

### ***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 eopaleozoicas y depósitos del Devónico-Carbonífero (Faque y Limarino 1991), en discordancia angular sobre yacen depósitos marino-continuales del Carbonífero Superior - pérmicas y pórfidos, rocas volcánicas y depósitos piroclásticos datados del Pérmico (Linares & González, 1990 Mpodozis *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).

En la precordillera se reconocen sistemas de deformación heredadas del Carbonífero - Pérmico asociado a la fase orogénica San Rafaelleana (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).

Estudios recientes muestran que la deformación en la Precordillera durante los 21- 14 Ma se mantuvo en el límite occidente de la Sierra de las Planchadas (Carrapa *et al.*, 2006, 2008,

Safipour *et al.*,2015) para posteriormente migrar hacia el este, comenzando a producir a los ~9 Ma la fragmentación de cuencas sinorogénicas neógenas ubicadas en el límite occidente de la cuenca de Fiambalá mediante un sistema de deformación de piel fina con vergencia y propagación hacia el este hasta los ~2 Ma sustentado por la abundante presencia de fragmentos paleozoicos - pre paleozoicos de la Precordillera en las secuencias Neógenas. (Carrapa *et al.*, 2006, 2008, 2011; Safipour *et al.*, 2015)

### ***Sierras Pampeanas***

Las Sierras Pampeanas está constituida por una serie de cadenas montañosas que se exponen en el límite oriental del orógeno andino entre los 27° - 33° S (Isack *et al.*,1982, Jordan *et al.*, 1983a, 1983b.) El basamento de este dominio morfotectónico está constituido principalmente por rocas metamórficas datados de entre 600-900 Ma (Spinelli, 1983) y Granitoides de edades Paleozoicas (Jordan y Allmendinger, 1986). El génesis de este alto topográfico se remonta 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 mayor parte del alzamiento de las Sierras Pampeanas se produjo diacrónicamente durante el Cenozoico tardío, generando el alzamiento del basamento y un acortamiento en las cuencas de 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)

# CAPÍTULO 4: MARCO GEOLOGICO LOCAL

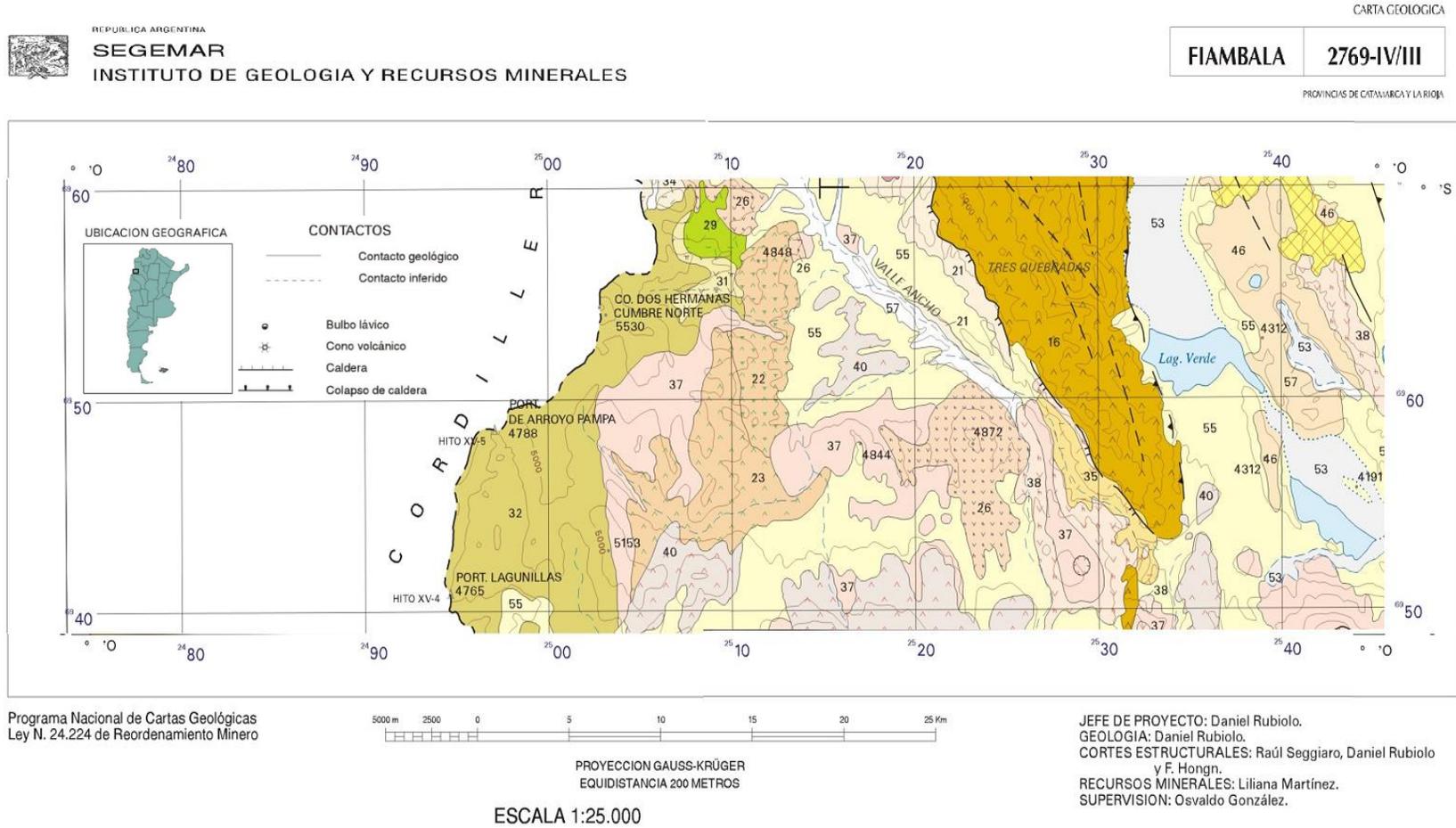
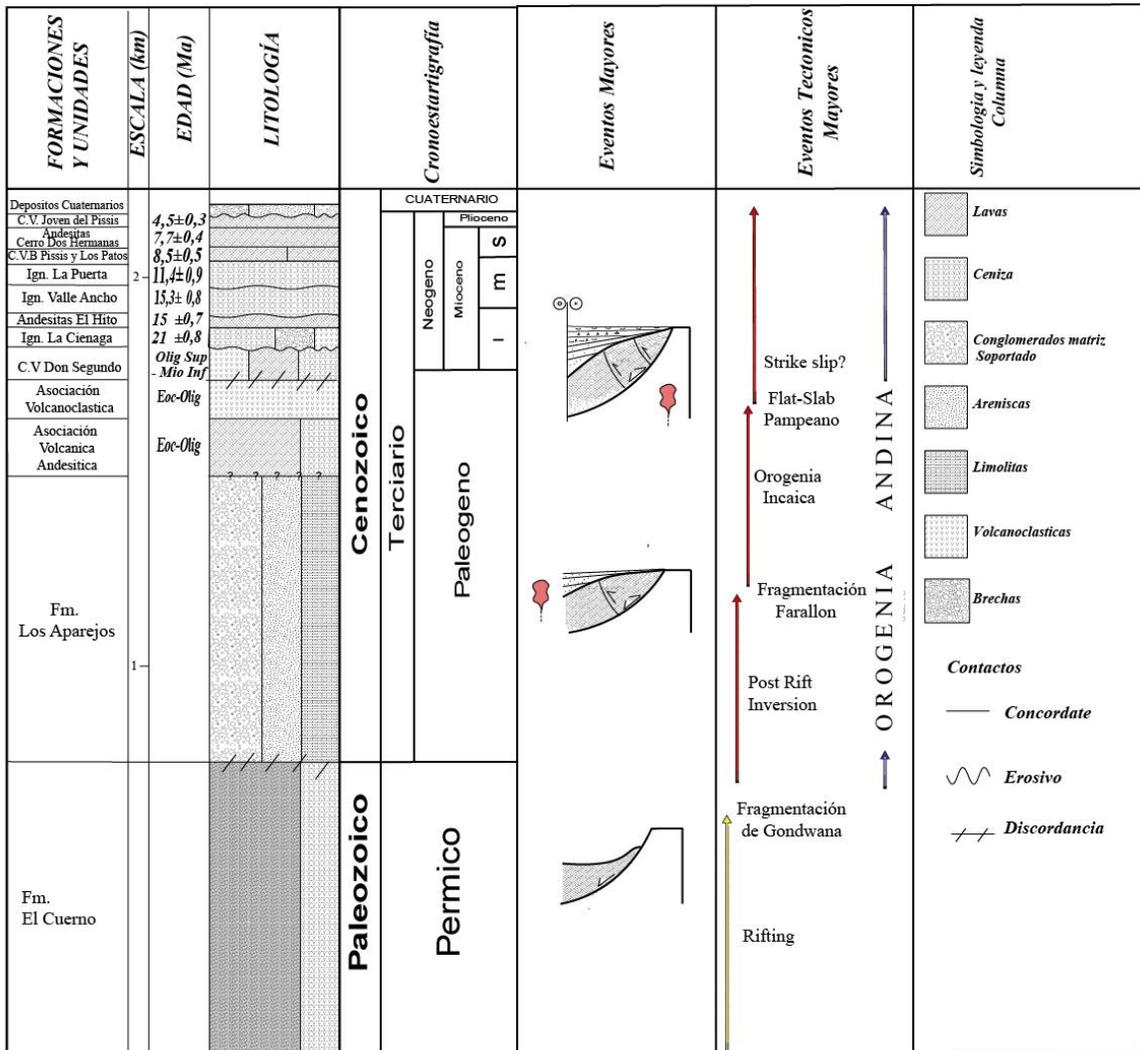


Figura 4.1 Segmento de estudio expuesto en la carta geológica “Hoja de Fiambala”, con leyendo y simbología. Modificado de Rubiolo y Pereyra (2001).

<b>CENOZOICO</b>	<b>CUATERNARIO</b>			57	57 DEPOSITOS DE TERRAZAS FLUVIALES Y PLANICIES ALUVIALES		
				55	55 DEPOSITOS ALUVIO-COLUVIALES (continental)- Arenas y gravas.		
	<b>TERCIARIO</b>	<b>Neogeno</b>	<b>Plioceno</b>			40	40 COMPLEJO VOLCANICO DEL PISIS- Dacitas y andesitas basálticas.
			<b>Mioceno</b>	s	38+	38 BLOQUES Y CENIZAS DEL CAMPO NEGRO- Dacitas.	
				m	37	37 COMPLEJO BASAL DEL PISIS Y LOS PATOS- Dacitas; andesitas y piroclastitas.	
				i	35	35 IGNIMBRITA LA PUERTA- Flujos piroclásticos y tufitas dacíticas.	
		<b>Paleogeno</b>			34	34 IGNIMBRITA VALLE ANCHO- Flujos piroclásticos y tufitas dacíticas.	
					31	31 ANDESITAS DEL HITO- Lavas andesíticas hornblendo-piroxénicas.	
					29	29 IGNIMBRITAS LA CIENAGA- Flujos piroclásticos dacíticos.	
					26	26 COMPLEJO VOLCANICO DON SEGUNDO- Lavas dacíticas; brechas; tufitas.	
<b>PALEOZOICO</b>	<b>PERMICO</b>			23	23 ASOCIACION VOLCANOCLASTICA- Depósitos laháricos; piroclastitas y lavas andesíticas.		
				22	22 ASOCIACION VOLCANICA ANDESITICA- Lavas andesíticas piroxénicas.		
				21	21 FORMACION LOS APAREJOS (continental)- Areniscas; limolitas y conglomerados.		
				16	16 FORMACION EL CUERNO- Riolitas; dacitas; andesitas; depósitos piroclásticos y areniscas rojas subordinadas.		

Figura 4.2 Leyenda de la Hoja de Fiambala. Modificado de Rubiolo y Pereyra (2001).

### Columna Tectonoestratigráfica



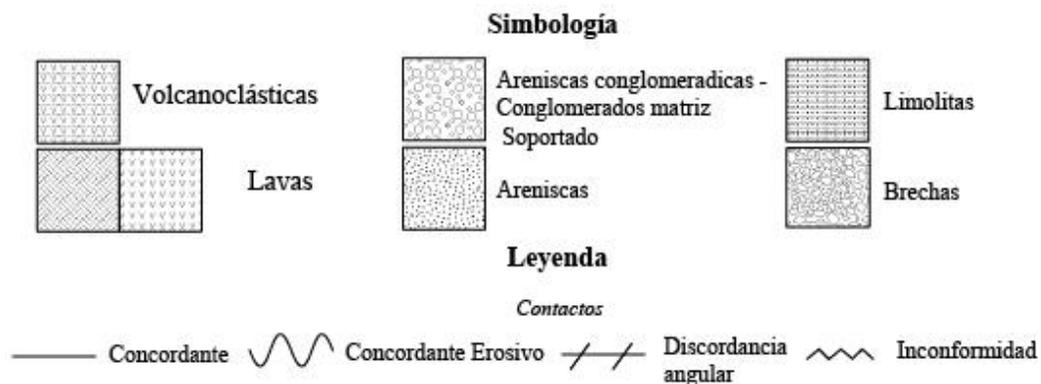


Figura 4.3 Columna tectonoestratigráfica que exhibe la edad, estratigrafía y condición tectónica en la que se deposita cada Unidad y Formación presente en las localidades de Valle Ancho- Laguna Verde. Elaboración propia a partir de: Charrier *et al.* (2007); Mpodozis *et al.* (1997) y ahí citados; Rubiolo y Pereyra (2001) y ahí citados.

## 4.1 Estratigrafía

### Formación El Cuerno (*Pérmico*) – (*Koukharsky, 1969*)

Esta unidad conforma un extenso bloque de orientación NW-SE que se encuentra entre Laguna Verde y el Valle Ancho (Fig. 4.1). En esta unidad se agrupan lavas, ignimbritas, tobas, brechas y pórfidos riolíticos, dacíticos y en menor proporción andesíticos, los que en su conjunto alcanzan los 1800 m de espesor (Koukharsky, 1969).

La Formación El Cuerno cubre en discordancia angular a las sedimentitas neopaleozoicas y está atravesada por numerosos diques y filones capa de pórfidos riolíticos y andesitas alteradas, de hasta 2 m de espesor. A su vez esta unidad está cubierta en discordancia erosiva por las sedimentitas clásticas de edad paleógena (Rubiolo y Pereyra, 2001).

#### *Edad y correlaciones:*

Dataciones por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita, sobre muestras en territorio chileno al oeste del volcán Tres Quebradas, indican edades pérmicas  $264 \pm 5$  Ma y  $267 \pm 5$  Ma (Mpodozis *et al.*, 1998). Se correlaciona con la Formación Río Tendal de la Hoja Geológica Cerros Cuminchango (Maisonave, 1979) y es equivalente del Grupo Choiyoi en la Cordillera Frontal (Mpodozis *et al.*, 1997).

### **Formación Los Aparejos** (*Eoceno – Oligoceno*)- (*Turner, 1967, Koukharsky, 1969*)

Esta unidad litológica aflora al norte y noreste de la laguna Los Aparejos, en el Valle Ancho (Fig. 4.1). Se reúne en esta unidad a un conjunto de areniscas finas, limolitas, arcillitas y conglomerados de color rojo pardusco oscuro. Turner (1967) asigna un espesor de 150 m a los afloramientos de la Laguna Los Aparejos y en la cercanías de Laguna Verde estos depósitos alcanzan 600 m de espesor.

Esta unidad apoya en inconformidad sobre la Formación El Cuerno (Fig. 4.3). A su vez está cubierta por depósitos piroclásticos dacíticos Cenozoicos y está intruída por diques y sills de los pórfidos andesíticos Tres Quebradas.

#### *Edad y correlaciones:*

Por sus relaciones estratigráficas se considera una edad paleógena (Eoceno a Oligoceno). Gardeweg *et al.* (1997) y Coira (1996) consideran estos depósitos equivalentes al Grupo Purilactis correspondientes a una cuenca de retroarco de amplia distribución. Podrían considerarse también equiparables con los Estratos del Río Nevado (Mpodozis, *et al.*, 1991), en territorio Chileno y con los depósitos de edad Eoceno que afloran en el Salar de Antofalla (Kraemer *et al.*, 1999).

### **Asociación Volcánica Andesítica** (*Eoceno-Oligoceno*) - (*Mpodozis et al., 1995*)

Esta unidad posee un rumbo submeridional y se encuentra al sur de Valle Ancho, cercano al límite con Chile en el límite occidente de la Hoja de Fiambalá (Fig. 4.1). Se compone de las andesíticas a basálticas de Piroxeno, en estas se encuentra minerales de alteración como clorita, epidota y Óxidos de hierro que definen una alteración Propilítica.

Esta unidad se encuentra en parte afectada por procesos de alteración hidrotermal similares a los del complejo volcánico Don Segundo. Así también esta unidad está cubierta por la Asociación Volcanoclástica de edad paleógena, y sobre yace en contacto incierto a Formación Aparejos (Fig. 4.3).

#### *Edad y correlación:*

Se asigna una edad paleógena por correlación con afloramientos en Chile (Cornejo y Mpodozis, 1994; Mpodozis *et al.*, 1995; Coira, 1996). En parte podría correlacionarse con la Formación Astaburuaga en territorio chileno (Mpodozis *et al.*, 1995, 2019).

#### **Asociación Volcanoclástica** (*Eoceno – Oligoceno*) - (Cravero, 1978, Mpodozis *et al.*, 1991)

Cravero (1978), describe aglomerados volcánicos en el área de reserva Don Segundo, al sur de Valle Ancho (Fig. 4.1). Se reúne dentro de esta unidad depósitos laháricos de 2 a 10 m de espesor. Depósitos de bloques y cenizas que constituyen distintas unidades de flujo de 2 a 10 m de con bloques mono-litológicos con bloques de andesitas de hasta 1 m y lavas andesíticas de piroxeno.

Esta unidad se apoya discordantemente sobre la Asociación Volcánica Andesítica de edad paleógena y está cubierta por lavas dacíticas neógenas del complejo volcánico del Pisis (Fig. 4.3).

#### *Edad y Correlaciones:*

Esta unidad podría ser equivalente a la Formación Astaburuaga (Mpodozis *et al.* 1991, 1995) en territorio Chileno, que abarca un período de deposición entre el Eoceno superior al Oligoceno inferior.

#### **Complejo Volcánico Don Segundo** (*Oligoceno Superior -Mioceno Inferior*) (Cravero 1978, Mpodozis *et al.*, 1995, Rubiolo y Pereyra 2001)

Este complejo volcánico aflora en el extremo occidental del Valle Ancho (Fig. 4.1) y ha sido objeto de exploración minera (Cravero 1978; Coira, 1996). Este se compone por Lavas dacíticas – andesíticas de Hornblenda - Biotita, brechas y flujos piroclásticos en conjunto con cuerpos sub volcánicos y diques que conforman el aparato volcánico.

Esta unidad presenta fracturación y alteración hidrotermal. A su vez está cubierto por flujos piroclásticos dacíticos neógenos de  $21,1 \pm 0,8$  Ma (Fig. 4.3) (Gardeweg, *et al.*, 1997), libres de alteración hidrotermal y por lavas de andesíticas hornblenda - piroxénicas de edad miocena.

### *Edad y correlaciones:*

Esta unidad se ubica tentativamente entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior de acuerdo con similitudes con el complejo volcánico Jotabeche, en territorio chileno (Mpodozis, *et al.*, 1991; 1995; 2019).

### **Pórfido Tres Quebradas** (*Oligoceno*) (Coira, 1996)

Esta unidad se ubica en el extremo nor-occidental del Valle Ancho cercano al límite de Chile – Argentina (Fig. 4.1). El intrusivo dacítico de Tres Quebradas se caracteriza por su coloración grisácea a verdosa y textura porfírica que en general se observa como intrusiones de cuerpos dacíticos que producen una intensa alteración hidrotermal (Coira, 1996).

Rubiolo y Pereyra (2001) describen estos cuerpos intrusivos en diversos lugares cercanos al Valle Ancho. Pórfidos andesítico-dacíticos en el margen occidental del Valle Ancho intruyen a las secuencias clásticas de la Formación Los Aparejos y Formación El Cuerno, a su vez estos cuerpos intrusivos se encuentran cubiertos por lavas andesíticas neógenas del Complejo Volcánico Los Patos. Al mismo tiempo se presentan en forma elongada enjambres de diques y sills de hasta 3 m de espesor con rumbos N-S, NO-SE y ENE-OSO. A este episodio magmático podría atribuirse las áreas afectadas por intensa alteración hidrotermal en la comarca de Valle Ancho entre el bloque de la Formación El Cuerno y la Formación Los Aparejos.

### *Edad:*

Diques andesíticos-dacíticos y cuerpos irregulares de la comarca de Tres Quebradas al norte del Valle Ancho fueron datados por método K/Ar en 29 Ma (Linares y González, 1990). Al Este de la Laguna Verde se indica un enjambre de diques andesíticos que intruyen los depósitos cenozoicos con una edad K/Ar de 25 Ma (Linares y González, 1990). El cuerpo dacítico de Tres Quebradas fue datado por método K-Ar que arrojó una edad de  $30,5 \pm 1,5$  Ma (Mpodozis *et al.*, 1998 y Coira, 1996). Un dique de porfirodacítico que intruye a la Formación Los Aparejos en la localidad de Valle Ancho fue datado por método K/Ar en anfíbol y señala una edad de  $24,9 \pm 1,7$  (Gardeweg *et al.*, 1997).

### **Formación Veladero** (*Marcos et al., 1971*)

Las unidades volcanogénicas neógenas son agrupadas por Marcos *et al.* (1971) en la Formación Veladero sin discriminación, sin embargo, estudios posteriores las subdividen en diferentes unidades en base a, los centros eruptivos que representan, naturaleza, composición y geocronología (Rubiolo, 1998, 2000, Rubiolo y Pereyra, 2001)

### **Ignimbritas La Ciénaga** (*Mioceno Inferior*) (*Coira, 1996, Rubiolo y Pereyra, 2001*)

Esta unidad se reconoce en límite oeste del Valle Ancho cercano al límite fronterizo con Chile (Fig. 4.1). Está compuesta por flujos piroclásticos masivos de composición dacítica con gran cantidad de líticos vitrofíricos que probablemente provienen de la Formación El Cuerno. El espesor máximo de este depósito alcanza los 50 m. Esta unidad se yace sobre el Complejo Volcánico Don Segundo (Fig. 4.3).

#### *Edad:*

Dataciones realizadas por el método K-Ar en biotitas arrojó una edad absoluta de  $21,1 \pm 0,8$  Ma (Coira, 1996).

### **Andesitas del Hito** (*Mioceno Medio*) (*Coira, 1996, Rubiolo y Pereyra, 2001*)

Estas lavas forman mesetas en zonas próximas al límite internacional con Chile en las cabeceras en el límite oeste del Valle Ancho (Fig. 4.1). Estas están constituidas por coladas masivas de andesitas anfibólico-piroxénicas.

Estas lavas yacen sobre el Complejo Volcánico Don Segundo. Las mismas no están afectadas por procesos de alteración hidrotermal y a su vez están cubiertas por las lavas andesíticas del Cerro Dos Hermanas (Coira, 1996) (Fig. 4.3).

#### *Edad:*

Dataciones por el método K/Ar en señalan edades entre  $14,3 \pm 0,5$  a  $15,7 \pm 0,7$  Ma en territorio chileno (Gardeweg *et al.*, 1997).

### **Ignimbrita Valle Ancho** (*Mioceno medio*) (*Rubiolo y Pereira, 2001*)

Estas rocas afloran al occidente del Valle Ancho (Fig. 4.1) y esta unidad forma mesetas y paredones de 50 m de altura. Esta Unidad está constituida por una sucesión de flujos piroclásticos de composición dacítica de coloraciones blanquecinas a pardo rosadas, claras, con contenido medio en pómez y pobre en líticos.

Esta unidad yace sobre la unidad Andesitas del Hito (Fig. 4.3) y se desconoce el centro eruptivo de estos flujos piroclásticos, no obstante, podría atribuirse por su proximidad, al complejo volcánico Copiapó en territorio chileno.

#### *Edad:*

Dataciones realizadas en territorio chileno por método K/Ar en hornblenda y biotita indican edades de  $16,9 \pm 1,2$  Ma y  $15,3 \pm 0,8$  Ma, respectivamente (Mpodozis *et al.*, 1995).

### **Ignimbrita La Puerta** (*Mioceno Superior*) - (*Coira, 1996, Rubiolo y Pereyra, 2001*)

Esta Unidad piroclástica aflora al comienzo de la quebrada del Valle Ancho, al suroeste de la Laguna Verde (Fig. 4.1). Está compuesta por, una sucesión de flujos piroclásticos masivos, rosados a blanquecinos de 6 - 10 m de potencia con frecuente diaclasamiento columnar. Delgados niveles de lapillitas y tobas de caída que se intercalan entre cada flujo y depósitos de oleada basal de hasta 20 cm con chimeneas de escape de gases. (Coira, 1996).

Esta unidad yace en discordancia angular sobre la Formación Los Aparejos y se encuentra cubierta por depósitos de bloques y cenizas, flujos basálticos y depósitos de gravas neógenas (Fig. 4.3).

#### *Edad:*

Una datación realizada por el método K-Ar en material pumiceo arrojó una edad de  $11,4 \pm 0,9$  Ma (Coira, 1996). Una datación por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  acota una edad  $8,6 \pm 0,80$  Ma (Villeneuve, 1999).

**Complejo volcánico basal del Pissis y Los Patos** (*Mioceno Superior*) (*Mpodozis, et al., 1998 y Coira, 1996*)

Esta unidad constituye aparatos volcánicos predominantemente lávicos, al sur y norte de Valle Ancho (Fig. 4.1), correspondientes al complejo basal del volcán Pissis y al del volcán Los Patos. Esta unidad está compuesta por lavas dacíticas y andesíticas de Piroxeno, anfíbol y biotita, domos y flujos piroclásticos. Estas rocas conforman edificios volcánicos predominantemente lávicos que constituyen los complejos volcánicos basales del volcán Pissis y del volcán Los Patos (Fig. 4.3).

*Edad:*

Lavas dacíticas de esta unidad que afloran en la Puerta del Valle Ancho fueron datadas por el método K/Ar en  $8,5 \pm 0,5$  Ma (*Mpodozis, et al., 1998 y Coira, 1996*).

**Andesita de Cerro Dos Hermanas** (*Mioceno Superior*) (*Mpodozis et al., 1995, 1997, 1998, Coira 1996*)

*Mpodozis et al.* (1995, 1997 y 1998) y *Coira* (1996) describen las andesitas del estratovolcán Dos Hermanas, que afloran en el límite internacional, al sur de Valle Ancho (Fig. 4.1). Otros autores establecen que estas lavas andesíticas tendrían una firma geoquímica adakitica asociado a la fusión de eclogitas y/o a una corteza granate-anfibolítica producto a magmas basálticos provenientes del manto (*Kay y Goss., 2009*). No existen relaciones estratigráficas propuestas.

*Edad*

Dataciones realizadas por medio del método K-Ar indican edades de  $7,7 \pm 0,4$  (*Goss y Kay, 2009, Goss et al., 2013*).

**Bloques y Cenizas del Campo Negro** (*Mioceno Superior*) (*Turner, 1967*)

Esta Unidad se encuentra al Sur Oeste de Laguna Verde (Fig. 4.1) en donde *Turner* (1967) describe grandes bloques de basaltos y andesitas aparentemente “in situ” a los que agrupa en la Formación Filo Negro y Formación Las Tunas de edad cuaternaria. Los que posteriormente son clasificadas como depósitos de bloques y cenizas (*Rubiolo, 1998, 2000, Rubiolo y Pereyra, 2001*). Estos depósitos cubren a las coladas dómicas, dacíticas del complejo volcánico basal Ojos

del Salado y a la ignimbrita La Puerta. A su vez estos depósitos de bloques y cenizas están cubiertos por lavas de andesitas basálticas del Complejo volcánico joven del Pissis (Fig. 4.3).

*Edad:*

De acuerdo con relaciones estratigráfica se estima una edad Mioceno superior

**Complejo volcánico joven del Pissis (Plioceno)** (Coira, 1996, Mpodozis *et al.*, 1997)

Coira (1996) y Mpodozis *et al.* (1997) describen características generales de esta unidad. Esta, se conforma por pequeños centros efusivos y flujos lávicos que se localizan al sur de Valle Ancho (Fig. 4.1). Esta unidad está compuesta por lavas de andesitas basálticas de olivino, clinopiroxeno y hornblenda y lavas dacíticas.

Esta unidad corresponde a flujos de lavas asociadas a pequeños centros volcánicos. Algunos de estos se ubican al sur de Valle Ancho y presentan fracturamiento de orientación NO-SE, NNO-SSE y NE-SO.

*Edad:*

Una datación por el método K/Ar, en coladas del Nacimientos del Jagüel de una muestra tomada en la Puerta de Valle Ancho, arroja una edad  $4,5 \pm 0,3$  Ma (Mpodozis *et al.*, 1998).

**Depósitos Aluvio - Coluviales (Cuaternario)** (Rubiolo y Pereyra, 2001)

Corresponden a depósitos de Arenas y Gravas que ocupan las partes bajas de las depresiones e incisiones actuales y están compuestos por rodados inmersos en una matriz arenosa.

**Depósitos de terrazas fluviales y planicies Aluviales (Cuaternario)** - (Rubiolo y Pereyra, 2001)

Corresponde a depósitos compuestos por gravas, arenas y limos predominantemente de origen Fluvial.

## 4.2 Geología estructural local

En la zona de estudio se reconocen diferentes sistemas estructurales. En primer lugar, Mpodozis *et al.* (1997), al este del área de estudio identifica un sistema de corrimientos de vergencia opuestas que provienen y extienden desde el sistema de Fallas de Los Aparejos, que posee una orientación NNE y sugiere una estructura de flor positiva asociado a una falla transcurrente que actuó hasta el Cenozoico tardío. Este sistema esta descrito como una estructura cortical mayor que se extiende por mas de 200 Kms hasta el salar de Antofalla (Kay et al, 1994; Mpodozis *et al.*,1997) y en la localidad de estudio delimita dos bloques de basamento distintivos (Mpodozis *et al.*,1997).

Al mismo tiempo, Mpodozis *et al.* (1997), define al W de la Laguna Verde un sistema estructural que esta conformado por fallas normales de orientacion NW-SE que estarian generando el Graben de Laguna Verde. Finalmente, Mpodozis *et al.* (1997), propone que atravez del Valle Ancho existiria un sistema estructural de orientación WNW que posee evidencias de actividad Sinistral, estas fallas podrian provenir y extenderse de los sistemas estructurales de Marte, La Coipa y Potrerillos en Chile (Tomlinson *et al.*,1993).

Por otro lado en la Hoja de Fiambala (Rubiolo y Pereyra, 2001), si bien se describe las fallas asociadas al sistemas de fallas de los Aparejos, y la existencia de un sistema sinistral cuya traza estaria a travez del rio Valle Ancho, no describe la existencia de un sistema de fallas normales al oeste de Laguna Verde, sino que mas bien, muestra la existencias de una sistema estructural de orientación NW-SE compuesto por una falla inversa de alto angulo con vergencia hacia el este que marcara el limite occidental de la Laguna Verde y fallas inversas asociadas a esta pero con vergencia opuesta (oeste).

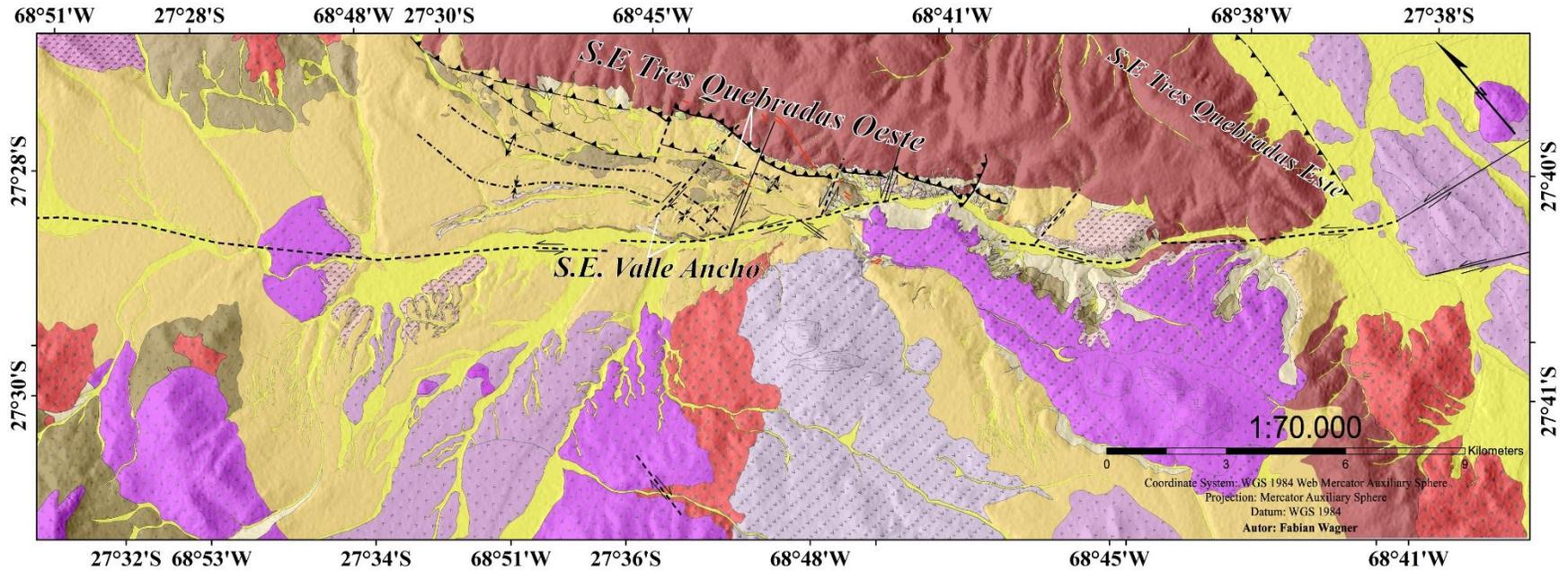
## **CAPÍTULO 5: RESULTADOS**

### **5.1 ESTRATIGRAFÍA DE LA LOCALIDAD DE VALLE ANCHO**

Las localidades de Valle Ancho y Laguna Verde han sido objeto de diversos estudios geológicos enfocados en el área tectónica, económica, magmática y cartográfica (Mpodozis *et al.*, 1997; Rubiolo y Pereyra, 2001; Coira 1996; Gardeweg *et al.*, 1997; Goss *et al.*, 2013; Kay *et al.*, 2013). Estos se caracterizan por ser de carácter regional y exhiben a grandes rasgos las características geológicas que se presentan en el área de estudios, lo anterior en compañía con la escasa data respecto a datos litológicos en el área de Valle Ancho suponen una problemática para poder definir la temporalidad y la geometría de la deformación que estaría afectando a las secuencias cenozoicas presentes en la región.

En el presente trabajo se realizan mapeos geológicos a diferentes escalas (Fig. 5.1, 5.2) y una columna estratigráficas (5.3). A partir del mapeo e interpretación de la disposición geométrica de las unidades que afloran en la localidad de Valle Ancho es posible resumir las relaciones de contactos entre las diferentes unidades litológicas en 2 grandes discordancias, la primera de ellas correspondiente a una inconformidad entre la unidad paleozoica denominada Formación El Cuerno que se encuentra cubierta por las secuencias paleógenas de la Formación Los Aparejos y la unidad informal Secuencia Volcanoclástica de Valle Ancho. Por otro lado, es posible definir una discordancia superior correspondiente a una discordancia angular de las secuencias volcánicas – volcanoclásticas neógenas que cubren a las secuencias paleógenas.

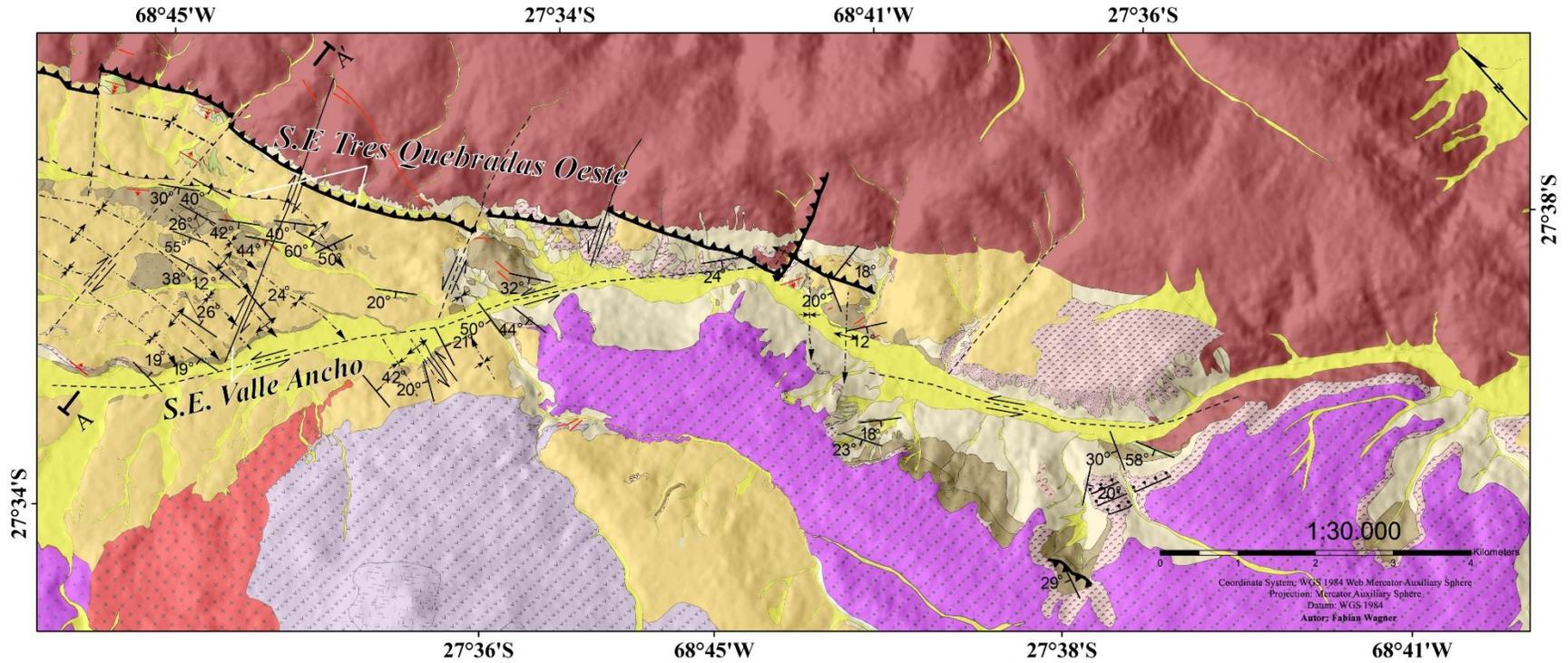
Mapa de la geología de Valle Ancho



Leyenda		Simbología	
	D. Holoceno Coluvial		Falla Inversa: Observada <sub>1</sub> , inferida <sub>2</sub> .
	D. Holoceno Aluvial		Falla Normal.
	D. Holoceno Fluvial		Falla Rumbo: Dextral <sub>1</sub> , Sinistral <sub>2</sub> .
	D. Pleistoceno Fluvio-Aluvial		Falla: Inversa <sub>1</sub> , Normal <sub>2</sub> .
	C. V. Joven del Pissis		Falla inferida: Inversa <sub>1</sub> , Normal <sub>2</sub> .
	C. V. Basal del Pissis		Falla Rumbo: Sinistral <sub>1</sub> , Dextral <sub>2</sub> .
	S. V. La Boca		Pliegue: Anticlinal <sub>1</sub> , Sinclinal <sub>2</sub> .
	P. I. Tres Quebradas		Falla Rumbo inferida: Sinistral <sub>1</sub> , Dextral <sub>2</sub> .
	C. V. Don Segundo		Manteos: Medido <sub>1</sub> , inferido 0-30° <sub>2</sub> , Inferido 30-60° <sub>3</sub> .
	Fm. Los Aparejos		Falla Rumbo: Dextral <sub>1</sub> , Sinistral <sub>2</sub> .
	S. Vc de Valle Ancho		
	Fm. El Cuerno		

Figura 5.1.1 Mapa geológico a escala 1:70.000 de la localidad de Valle Ancho y su simbología y leyenda.

Mapa de la geología de Valle Ancho



Leyenda		Simbología	
	D. Holoceno Coluvial		Falla Inversa: Observada <sub>1</sub> , inferida <sub>2</sub> .
	D. Holoceno Aluvial		Falla Normal.
	D. Holoceno Fluvial		Falla: Inversa <sub>1</sub> , Normal <sub>2</sub> .
	D. Pleistoceno Fluvio-Aluvial		Falla inferida: Inversa <sub>1</sub> , Normal <sub>2</sub> .
	C. V. Joven del Pissis		Falla Rumbo: Sinistral <sub>1</sub> , Dextral <sub>2</sub> .
	C. V. Basal del Pissis		Falla Rumbo inferida: Sinistral <sub>1</sub> , Dextral <sub>2</sub> .
	S. V. La Boca		Manteos: Medido <sub>1</sub> , inferido 0-30° <sub>2</sub> , Inferido 30-60° <sub>3</sub> .
	P. I. Tres Quebradas		Falla Rumbo: Dextral <sub>1</sub> , Sinistral <sub>2</sub> .
	C. V. Don Segundo		Pliegue: Anticlinal <sub>1</sub> , Sinclinal <sub>2</sub> .
	Fm. Los Aparejos		
	S. Vc de Valle Ancho		
	Fm. El Cuerno		

Figura 5.1.2 Mapa geológico a escala 1:30.000 de la localidad de Valle Ancho y su simbología y leyenda.

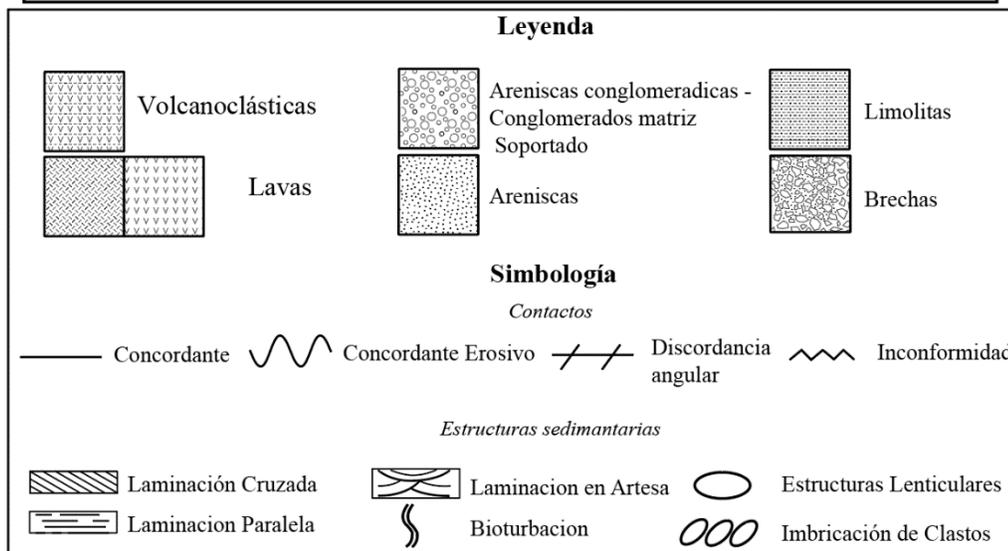
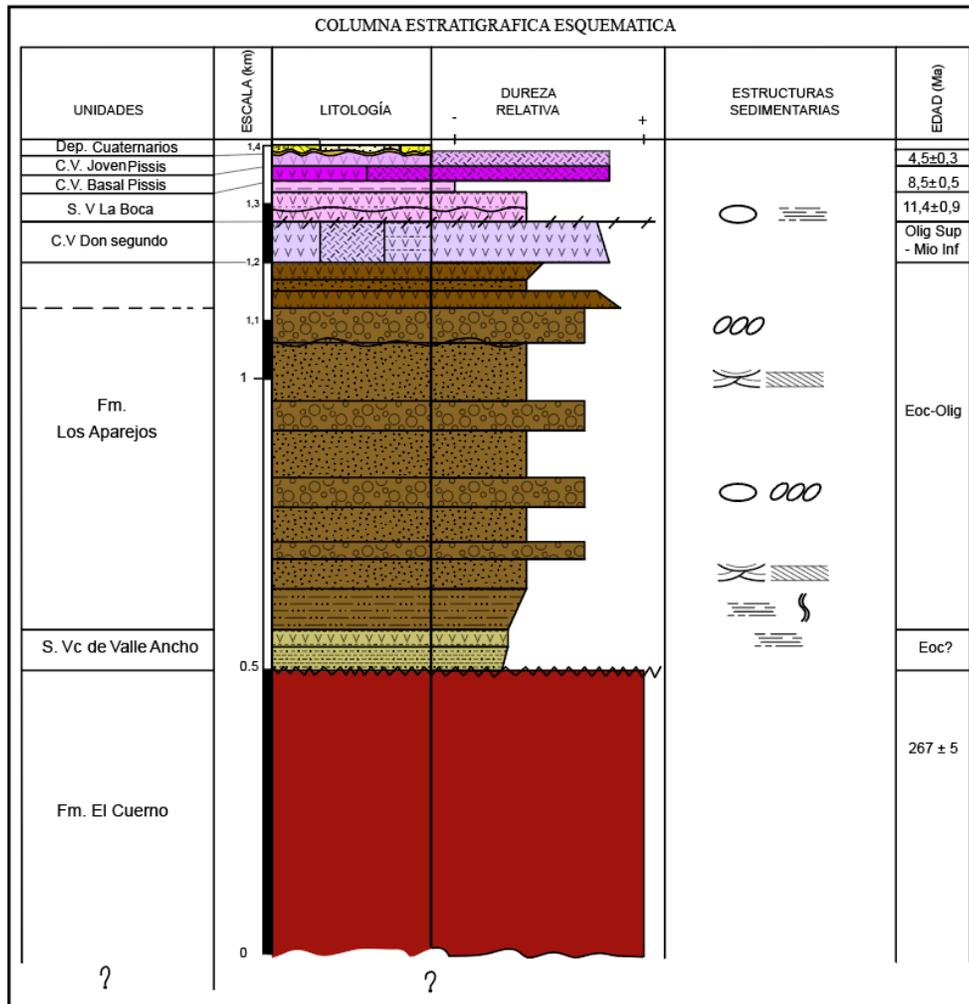


Figura 5.1.3 Columna estratigráfica esquemática y su leyenda - simbología para la localidad de Valle Ancho.

A continuación, y tomando en cuenta la columna estratigráfica esquemática propuesta para la localidad de Valle Ancho, se describen las unidades litológicas del Cenozoico correspondientes al mapeo a escala 1:30.000, cuya región es donde se realiza la principal adquisición de datos litológicos que fueron complementarios a las descripciones realizadas previamente para extrapolar la información a una escala 1:70.000.

## **PALEOGENO**

### **SECUENCIA VOLCANOCLÁSTICA DEL VALLE ANCHO** (unidad informal)

#### **Definición, distribución y relaciones estratigráficas**

En este trabajo se define informalmente la unidad Secuencias volcanoclásticas del Valle Ancho a las rocas estratificadas volcanoclásticas de coloración rojiza, previamente en la localidad de estudio no existen descripciones asociadas a estas rocas y han sido mapeada como parte de la Formación Los Aparejos. Estas, afloran de manera aislada hacia los contactos con la Formación El Cuerno, al oeste de la Sierra Tres Quebradas, en la localidad de Valle Ancho.

El espesor calculado mínimo de esta corresponde a ~100 m que afloran aisladamente, con un rumbo principal NW-SE, paralelo a la orientación del basamento Pérmico existente en el área. Esta unidad sobre yace en inconformidad sobre la Formación El Cuerno y subyace en concordancia y en ocasiones en leve discordancia angular con la Formación Los Aparejos (a) (Fig. 5.1.4). Se propone como localidad tipo de esta unidad a las secuencias rojizas que afloran en la ladera norte del río Valle Ancho a ~6 Km de la desembocadura en la laguna de los Aparejos.

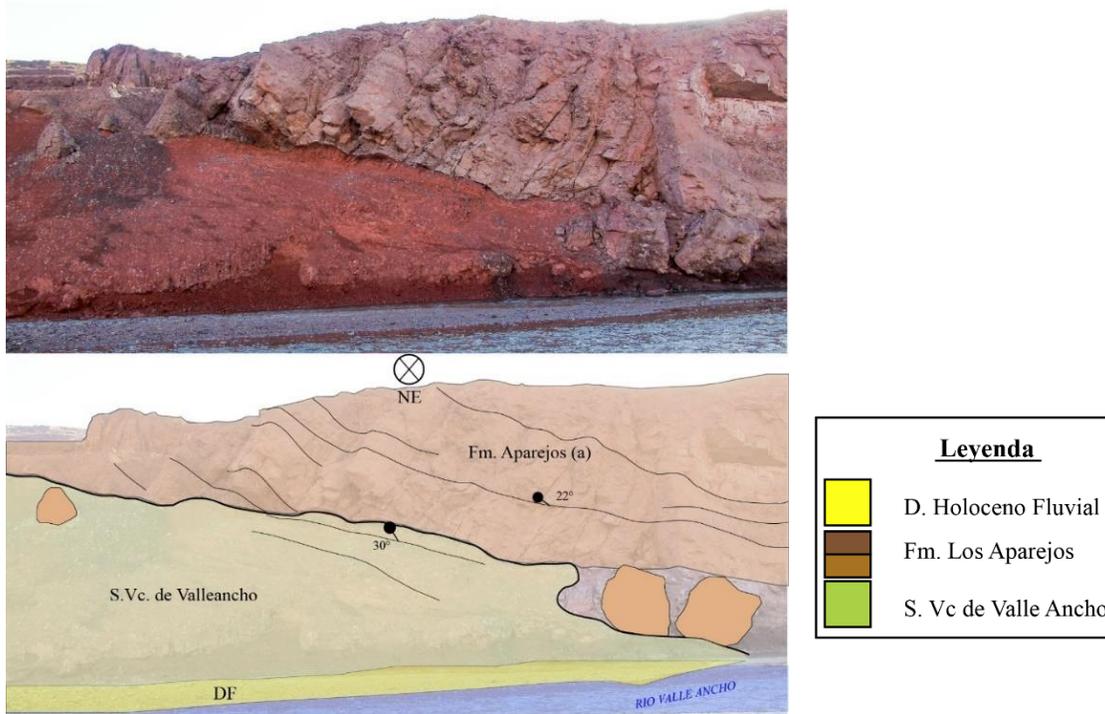


Figura 5.1.4 Figura que ilustra la localidad tipo y una leve discordancia angular entre las unidades Formación Los Aparejos (a) y la Secuencia Volcanoclástica de Valle Ancho.

### Litología

Esta unidad se compone de secuencias estratificadas epiclásticas, correspondientes a limolitas y areniscas finas compuestas esencialmente por material volcánico retrabajado. Posee un intensa coloración rojiza debido a la oxidación de los componentes que constituyen a esta roca. Los fragmentos mayores (15-10%) de tamaños arena fina-media observados dentro de esta unidad corresponden a líticos volcánicos andesíticos, fragmentos pumiceos y cristales de plagioclasa retrabajados, minerales máficos y en menor medida cuarzo. La matriz (85-90%) está compuesta por un tamaño de arena fina-limo y es posible observar algunos fragmentos de cristales de plagioclasa. Estos niveles previamente descritos muestran el desarrollo de estructuras sedimentarias tales como laminación y estratificación plano-paralela.

### FORMACIÓN LOS APAREJOS (Rubiolo y Pereyra, 2001)

#### Definición, distribución y relaciones estratigráficas.

La Formación Los Aparejos reúne a todas las secuencias estratificadas clásticas continentales descritas por Turner (1967), Mpodozis *et al.* (1996) y Rubiolo y Pereyra (2001), que afloran a lo

largo de la quebrada denominada “Valle Ancho”. Aquí, se observaron 2 subunidades de esta formación (Fig. 5.1.5), la inferior correspondiente esencialmente por secuencias estratificadas clásticas y una subunidad superior conformada por secuencias volcánicas y volcanoclásticas.

La Formación Los Aparejos se encuentra principalmente cubierta por depósitos volcánicos y clásticos aterrazados neógenos, sin embargo, es posible encontrar afloramientos en los bordes de las quebradas principales y las exposiciones más preponderantes son posible observarlas hacia las cercanías de la Formación El Cuerno. El espesor calculado mínimo de esta corresponde a ~500 m que afloran aisladamente, con un rumbo principal NW-SE, sub – paralelo a la orientación del basamento Pérmico existente en el área.

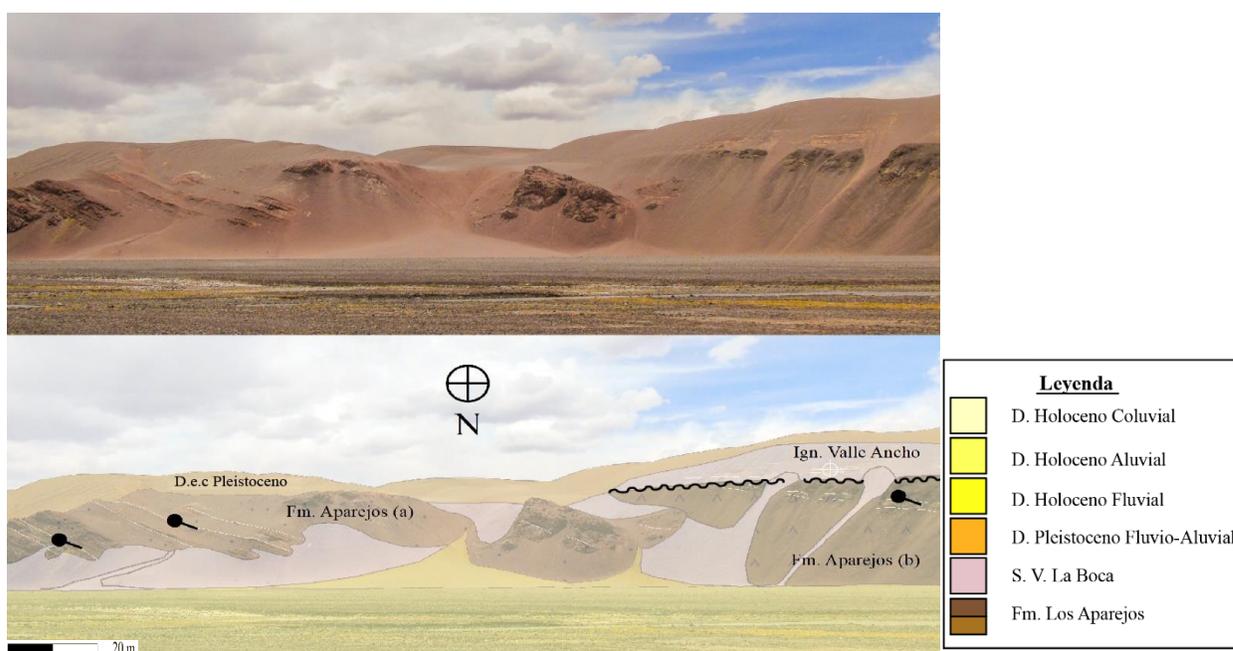


Figura 5.1.5 Figura que ilustra la discordancia angular entre las unidades Formación Los Aparejos e Ignimbrita de Valle Ancho.

La Formación Los Aparejos se encuentra en ocasiones en contacto tectónico y usualmente en inconformidad sobre la Formación El Cuerno, sobreyace concordantemente y en segmentos en leve discordancia angular con la Secuencias Volcanoclástica del Valle Ancho definidas informalmente en este trabajo. Al mismo tiempo la Formación Los Aparejos subyace en discordancias angular con los depósitos volcánicos y clásticos neógenos (Fig. 5.1.5, 5.1.6).

## Litología.

### *Subunidad Inferior*

Esta subunidad se compone por una secuencia de rocas clásticas de coloración marrón-rojizo con niveles que varían entre limolitas, areniscas conglomerádicas líticas a areniscas conglomerádicas feldespática a Orto-Para conglomerados líticos (Fig. 5.1.7). En su conjunto, poseen un espesor total de aproximado de 450-400 m de espesor.

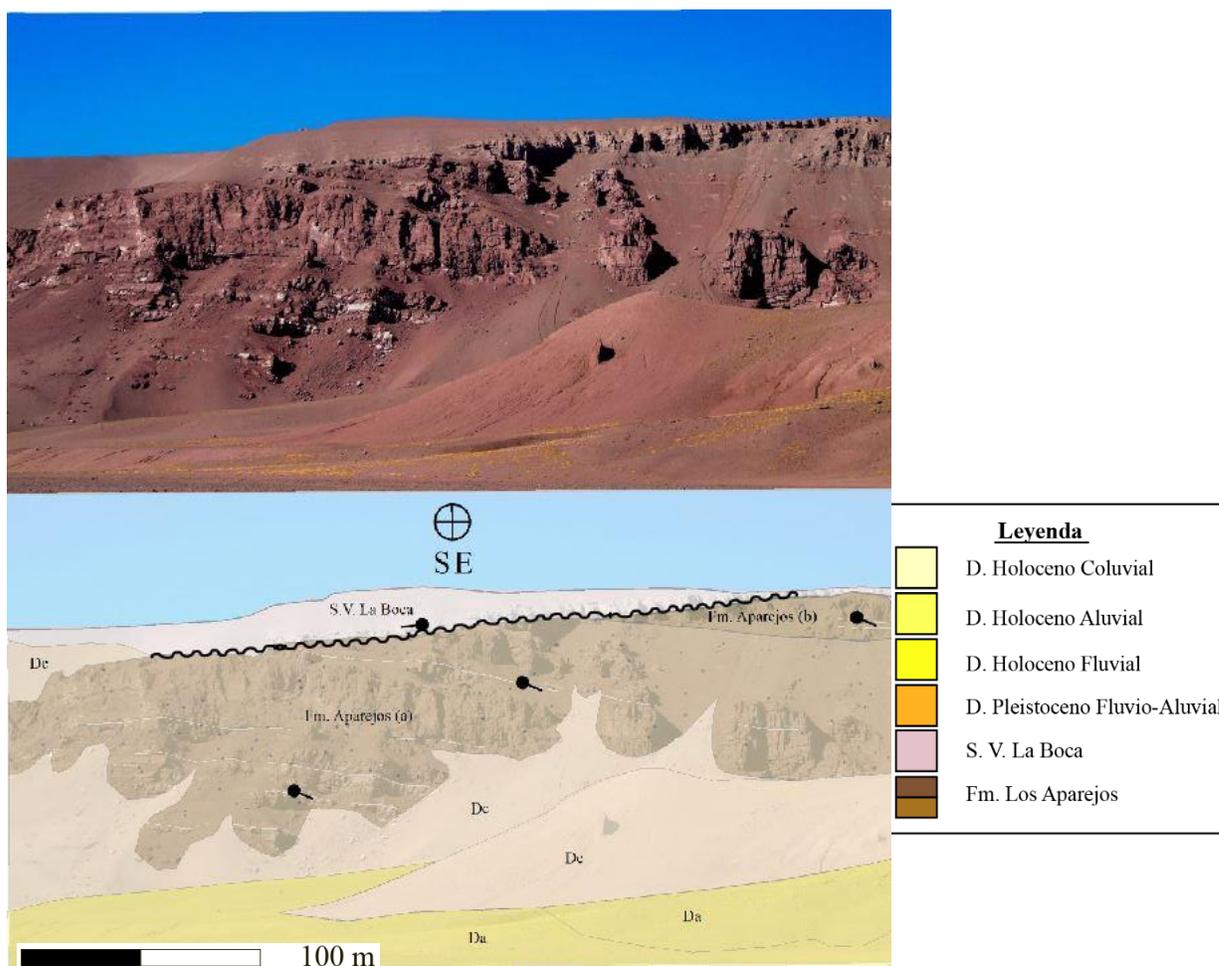


Figura 5.1.6 Distintas capas que conforman la Formación Los aparejos, las que se disponen en discordancia angular bajo las secuencias volcánicas Neógenas.

Los ortoconglomerados se presentan en estructuras lenticulares (Fig. 5.1.7) mientras que, los paraconglomerados como niveles de entre 40-120 cm de espesor (Fig. 5.1.8). Se caracterizan por poseer una media madurez textural y una baja madurez composicional, en donde los fragmentos mayores (50-90%) alcanzan tamaños desde los 2 cm a los 60 cm y corresponden principalmente a lavas andesíticas (40%), riolíticas (30%) y rocas silíceas (40%) de coloración rojiza, inmersos en una matriz (40-30%) tamaño arena gruesa-fina compuesto por fragmentos líticos (60%) similares a los fragmentos mayores y cristales de plagioclasa (10-20%), cuarzo (20-10%) y minerales máficos (10%). Los fragmentos mayores poseen un bajo-medio redondeamiento y media esfericidad, es común encontrar estos niveles formando paleocanales (Fig. 5.1.8) con el desarrollo de estructuras sedimentarias tales como imbricación de clastos y estratificación plano-paralela (Fig. 5.1.8 a y b)

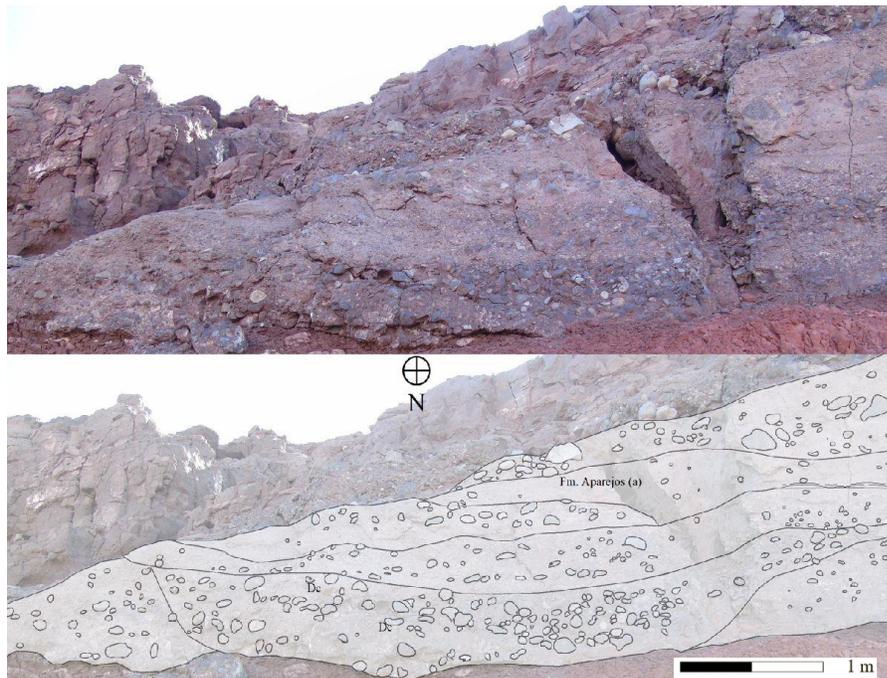


Figura 5.1.7 Estructuras lenticulares rellenos por Ortoconglomerados, estratificación paralela de paraconglomerados con areniscas e imbricación de clastos.

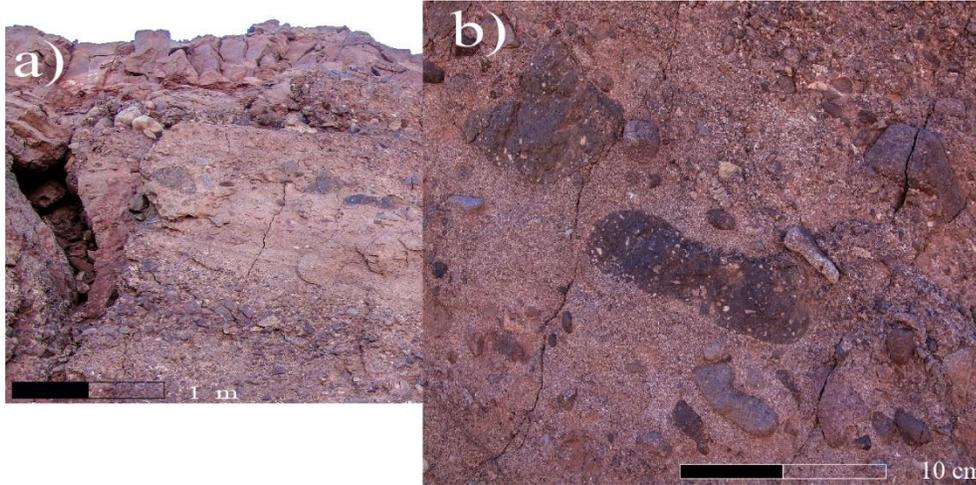


Figura 5.1.8 a) Estratificación de capas paraconglomeráticas y niveles arenosos. b) imbricación de clastos en capas paraconglomeráticas.

Los niveles arenosos se presentan principalmente como lito arenitas y areniscas conglomeráticas líticas-feldespáticas en niveles de entre 20-140 cm de espesor y como lentes de hasta 20 cm de espesor en las capas conglomeráticas, se pueden observar estructuras sedimentarias tales como calcos de carga, laminación en; artesa, cruzada y paralela (Fig. 5.1.9 b y c), formadas por cristales de cuarzo-feldespato y/o líticos. Al igual que en los conglomerados, los fragmentos mayores (20-30%) corresponden a líticos silicios (30%), fragmentos riolíticos (40%) y fragmentos volcánicos andesíticos (30%) de hasta 10 cm. Aisladamente existen capas areno – limosas de hasta 60 cm que presentan laminación en artesa y paralela con posibles indicios de bioturbación (Fig. 5.1.9 a), estas poseen una fuerte tonalidad rojiza dado por el cemento férrico-silíceo que caracteriza a este miembro (Fig. 5.1.9 a, b, c y d).

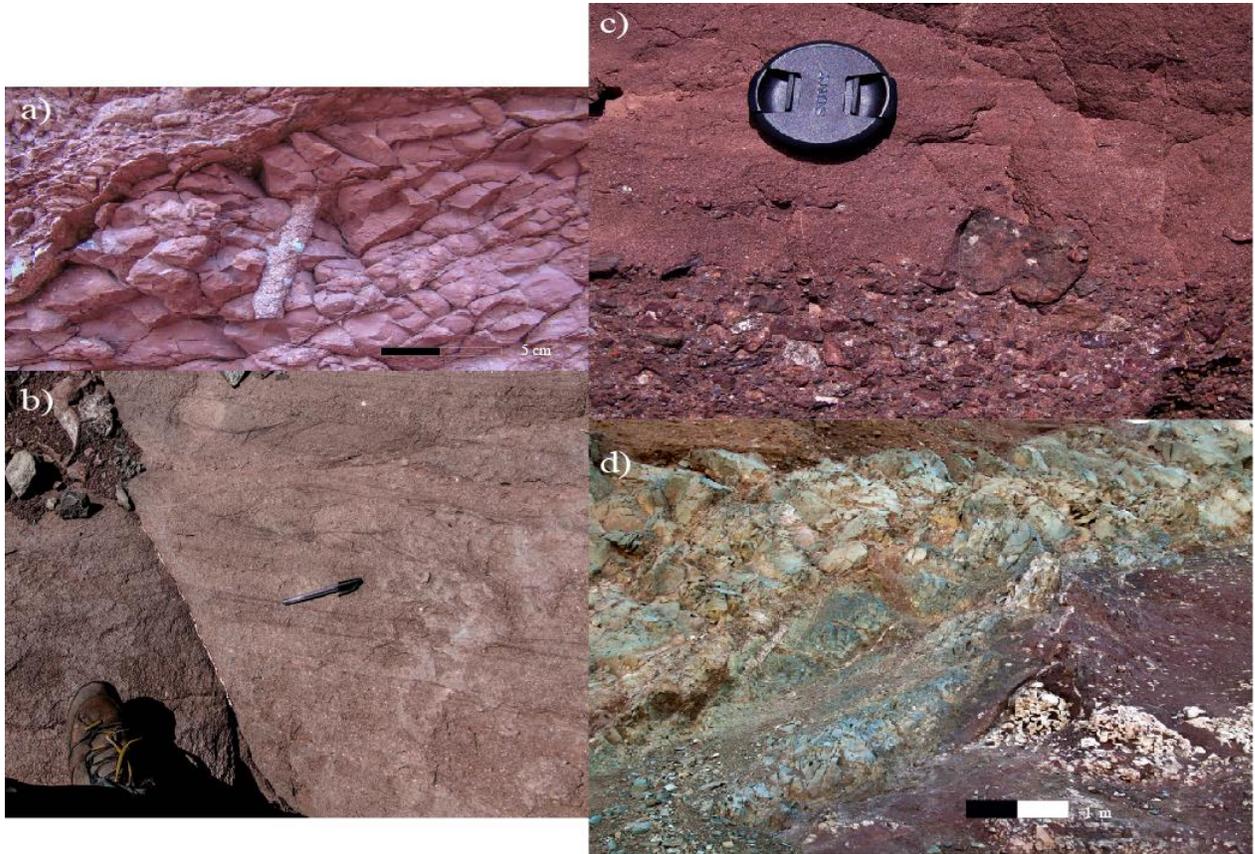


Figura 5.1.9 a) Bioturbación en niveles areno-limosos de la Formación Los Aparejos (a). b) laminación plano-paralela, cruzada en artes y cruzada planar en niveles arenosos de la Formación Los Aparejos (a). c) Estratificación paralela de niveles arenosos y brechas conglomerádicas con estructuras de carga e imbricación de clastos. d) Intrusión de la unidad Intrusivos y Pórfidos de Tres Quebradas a la Formación Los Aparejos (a), con desarrollo de alteración clorita - epidota, “y metamorfismo de contacto.

### ***Subunidad Superior***

Se compone por una secuencia intercalada de rocas volcánicas efusivas, en menor medida brechas piroclásticas y rocas volcanoclásticas con un espesor mínimo observado de entre 50-100 m de espesor que afloran de manera aislada en los bordes del Valle Ancho (Fig. 5.1.10).

Los niveles de rocas volcánicas efusivas corresponden lavas andesitas de hornblenda con espesores de entre 5-15 m y se observan hacia la base de este miembro, poseen una textura porfírica y en partes glomeroporfídicas con cristales de plagioclasa (20%) con tamaños de hasta 5 mm y anfíboles en menor proporción (<5%) inmersos una masa fundamental afanítica melanocrática. Es común encontrar auto brechas hacia la base de esta unidad y en el contacto con el miembro inferior es posible encontrar fragmentos sedimentarios con bordes embahados

inmersos en la lava andesítica, indicando una alta temperatura en el flujo y una posible baja compactación del miembro inferior.

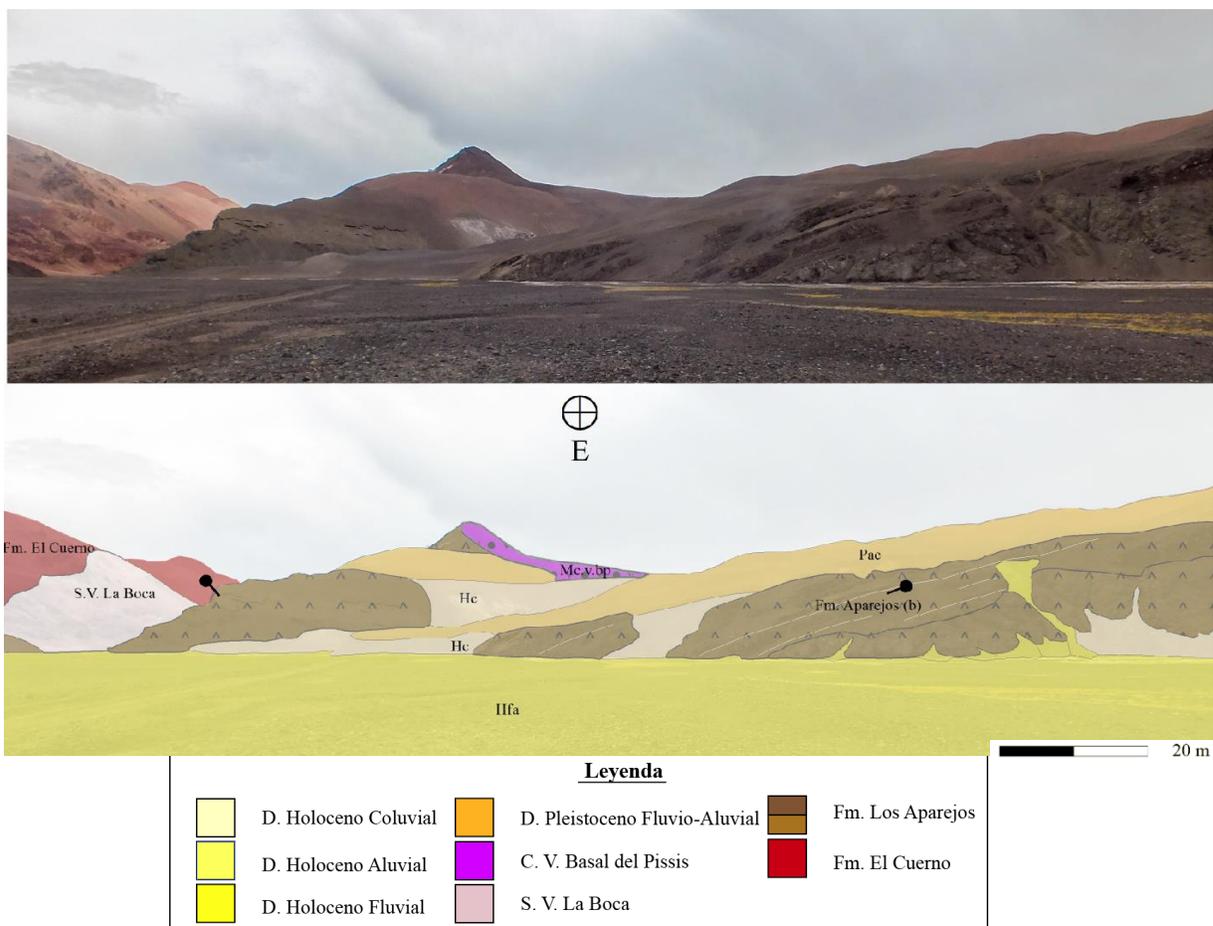


Figura 5.1.10 Subunidad superior de la Formación Los Aparejos (b) cubierta por los depósitos pleistocenos y holocenos (Pac y Hfa).

Hacia el techo de este miembro se pueden observar brechas piroclásticas del tipo bloques y cenizas (“*block and ash*”), caracterizado como tal debido a ser un depósito monomítico con fragmentos mayores de tamaño de entre 2 cms y 120 cm con liticos de composición dacíticas con textura porfirica con fenocristales mayoritariamente de plagioclasa y en menor medida de anfíbolos inmersos en una masa fundamental afanítica, melanocrática y fragmentos juveniles pumiceos en menor medida, los fragmentos poseen una alta tasa de vesicularidad y una baja esfericidad y redondeamiento. Por otro lado la matriz de estos depósitos se encuentra compuesto por fragmentos juveniles (< 2 cms) de andesitas de hornblenda, fragmentos pumiceos y cristales de plagioclasa.

También, es posible identificar secuencias epiclásticas y tuffitas con capas de espesores máximos de 1 m, que generan una estratificación notoria dentro de este miembro. En estos niveles abundan fragmentos de lavas andesíticas de hornblenda con baja esfericidad y redondeamiento y fragmentos pumiceos que se encuentran inmersos en una matriz lítica -feldespática con cementación ferrica-silicia.

## **COMPLEJO VOLCÁNICO DON SEGUNDO** (Rubiolo y Pereyra, 2001)

### **Definición, distribución y relaciones estratigráficas.**

Se define como “Complejo Volcánico Don Segundo” a las secuencias volcánicas conformadas por lavas dacíticas – andesíticas de hornblenda, flujos piroclástico y cuerpos subvolcánicos, definidas previamente por Cravero (1978), Coira, (1996), Mpodozis *et al.* (1995), Rubiolo y Pereyra (2001).

Estas rocas afloran en la ladera sur del Valle Ancho en la parte central del área de estudio, las relaciones de contacto varían según la genética de las litologías que la componen, los cuerpos subvolcánicos se encuentran en relación por intrusión a las lavas del mismo complejo, al mismo tiempo, es posible observar discretamente secuencias de lavas, rocas volcánicas y volcanoclásticas en concordancia con las secuencias asociables a la Formación Los Aparejos.

### **Litología.**

La definición litológica se basa en las descripciones realizadas por los autores nombrados previamente (Coira, 1996; Mpodozis *et al.*, 1995; Rubiolo y Pereyra, 2001) y algunas observaciones realizadas en terreno.

Dentro de esta unidad volcánica, se pudieron reconocer secuencias de lavas andesíticas de hornblenda con una potencia que varía en diferentes sectores de entre 20~50 m. Estas, poseen una textura porfírica con fenocristales (17%) de plagioclasa (10%) y en menor medida hornblenda (5%) y Piroxenos (< 2%) inmersos en una masa fundamental (84%) afanítica melanocrática. Hacia la base y techo de cada secuencia es posible observar el desarrollo de autobrechas coincidiendo con zonas donde la tasa de fracturamiento es mayor.

Esta unidad en general se encuentra altamente alterada producto a la circulación de fluidos hidrotermales, aquí se observa una asociación de minerales de alteración tales como Jarosita y arcillas blancas posiblemente caolinita.

## **INTRUSIVOS TRES QUEBRADA (Rubiolo y Pereyra, 2001)**

### **Definición, distribución y relaciones estratigráficas.**

Se define como “Intrusivos de Tres quebradas” a los cuerpos intrusivos que afloran en diversos lugares de la quebrada de “Valle Ancho” descritas previamente por Coira (1996) y Rubiolo y Pereyra (2001) quienes definen a esta unidad como Pórfidos Tres Quebradas. Los cuerpos intrusivos de Tres Quebradas intruyen las secuencias Paleógenas y la Formación El Cuerno.

### **Litología.**

Esta unidad corresponde a cuerpos ígneos de composición andesítica a dacíticas de hornblenda que poseen una coloración verdosa a grisácea con textura porfírica. Estos se presentan como diques, sills y cuerpos subvolcánicos de mayor volumen. Los diques se presentan en forma elongada con rumbos ENE-OSO y espesor de hasta 3 m, los sills en las secuencias paleógenas poseen un rumbo NO-SE y poseen espesores de hasta 1,5 m.

Estos generan una intensa alteración hidrotermal en las secuencias que intruye, observando asociaciones minerales que definen alteraciones tales como argílica, fílica y propilítica. Al mismo tiempo es posible observar la presencia de sulfuros primarios asociados a estos cuerpos tales como bornita y calcopirita, estos cuerpos suelen presentar una alta tasa de vetilleo que en algunas zonas se observan rellenos por óxidos tales como goethita (ver capítulo 5.4). A este episodio magmático se le atribuye las áreas afectadas por intensa alteración hidrotermal en la comarca de Valle Ancho entre el bloque de la Formación El Cuerno y la Formación Los Aparejos.

## MIOCENO

### SECUENCIA VOLCÁNICA LA BOCA (Rubiolo y Pereyra, 2001)

#### Definición, distribución y relaciones estratigráficas:

En este trabajo se define como Secuencia Volcánica La Boca a todas las secuencias estratificadas volcánicas explosivas y volcanoclásticas continentales que afloran al comienzo de la quebrada del “Valle Ancho” descritas por Coira (1996), Rubiolo y Pereyra (2001) los que definen como Ignimbrita La Puerta. Se describe de acuerdo con observaciones realizadas por Rubiolo y Pereyra (2001) y el presente trabajo tres subunidades informales (Fig. 5.1.11), esto en base a las características litológicas y genéticas que presentan.

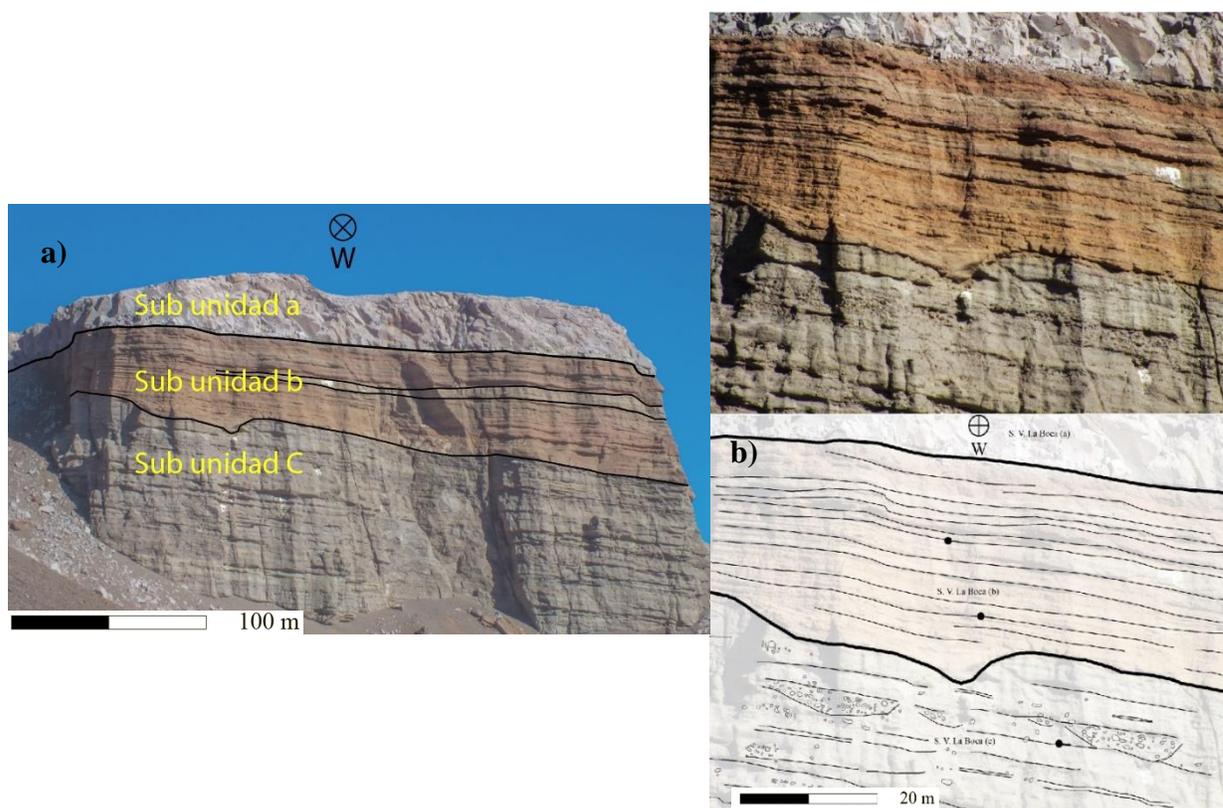


Figura 5.1.11. a) Subunidades correspondientes a la Secuencia Volcánica La Boca, de base a techo se encuentra la subunidad c, b y a. b) Contactos entre las subunidades correspondientes a la Secuencia Volcánica La Boca.

Esta secuencia aflora desde el límite suroeste de la laguna verde al comienzo de la quebrada de Valle Ancho y corresponden a potentes secuencias volcánicas y volcanoclásticas que en su conjunto alcanzan un espesor de hasta 140 m, esta unidad posee una variación en el manto de entre 0-20° hacia el E-NE.

Esta unidad se apoya en una discordancia angular sobre la Formación Los Aparejos (Fig. 5.1.3, 5.1.6) y subyace en concordancia y en discordancia angular con los depósitos Cuaternario. En ocasiones esta secuencia se encuentra en inconformidad sobre la Formación El Cuerno y se encuentra subyaciendo concordantemente con secuencias volcánicas efusivas del Complejo Volcánico Basal del Pisis y Los Patos y secuencias Coluviales-Aluviales pleistocenas. Internamente la subunidad b y c de esta unidad se encuentran en contacto concordante erosivo (Fig. 5.1.11 b). En esta, es posible observar específicamente en el miembro volcanoclástico, estratos de crecimiento hacia el NNE (Fig. 5.1.11 a), también se observa sellando relieves producido antes de su depositación en el Mioceno Superior.

## **Litología.**

### ***Subunidad inferior (c)***

Esta secuencia corresponde a una potente oleada piroclástica de un espesor mínimo observado de 35 m con desarrollo de estratificación plano-paralela de tobas de lapilli vítreas a líticas y lentes de mayor granulometría de tobas de lapilli brechozas líticas (Fig. 5.1.12).

Dentro de las estructuras observables de esta secuencia se encuentra estratificación plano-paralela, imbricación de clastos, lentes brechozos y pipas de segregación. Dentro de los fragmentos mayores (30%) se encuentran fragmentos de lavas andesíticas (20%) a dacíticas de coloración rojiza y negra como también fragmentos juveniles pumiceos (10%) y esquirlas (<1%). La matriz (70%) es predominantemente tamaño ceniza y está compuesta predominantemente por juveniles pumiceos y líticos andesíticos, en menor medida cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita (Fig. 5.1.12 b). Los niveles más gruesos poseen la misma composición, sin embargo, el porcentaje de fragmentos mayores aumenta hasta un 50%.



Figura 5.1.12 a) Oleada piroclástica asociable a la subunidad c, de la Secuencia Volcánica La Boca. b) Fotografía de detalle a niveles de tobas de lapilli vítreas.

### ***Subunidad volcanoclástica (b)***

Este miembro corresponde a una intercalación de depósitos volcanoclásticos y epiclásticos laháricos de hasta 2 m de espesor y niveles de depósitos piroclásticos de caída de hasta 50 cm (Fig. 5.1.13 a).

Los niveles volcanoclásticos están conformados por brechas líticas, areniscas brechozas líticas y tuffitas que generan una estratificación notoria de este miembro (Fig. 5.1.13 a y b). Los fragmentos mayores de este miembro corresponden a fragmentos volcánicos Andesíticos y Dacíticos inmersos en una matriz compuesta de fragmentos líticos, cristales de feldespato y en menor medida cuarzo. Los niveles piroclásticos corresponden a tobas vítreas que se depositan como capas de espesores máximos de 30 cm, en estos se presentan principalmente fragmentos juveniles de pómez y la matriz es principalmente vidrio y cristales de cuarzo y en menor medida biotita. Dentro de los niveles clásticos es posible observar estructuras de laminación paralela y estructuras lenticulares.

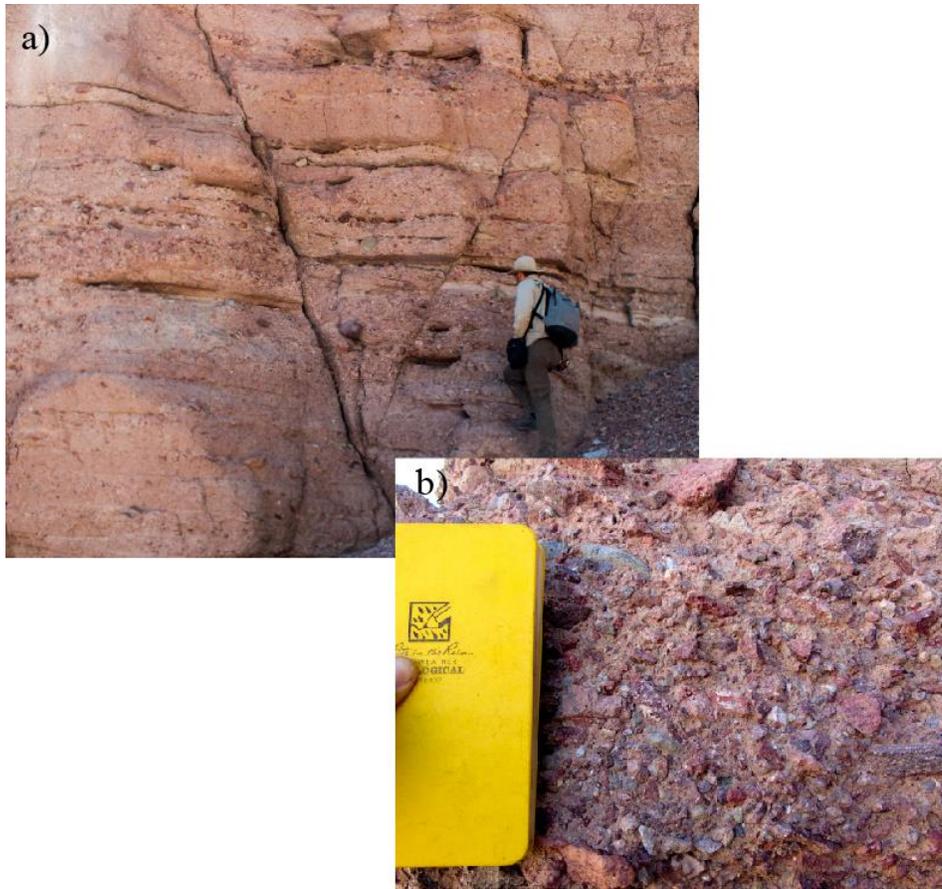


Figura 5.1.13 a) Secuencias volcánicas - volcanoclásticas asociable a la subunidad b, de la Secuencia Volcánica La Boca. b) Fotografía de detalle a niveles brechazos líticos de la Secuencia Volcánica La Boca.

### ***Subunidad volcánica superior (a)***

Este miembro superior corresponde principalmente a depósitos piroclásticos de caída de hasta 20 m de espesor con un nivel asociables a corrientes de densidad piroclásticas diluidas de hasta 2 m de espesor (Fig. 5.1.14 a y b).

Los niveles piroclásticos de caída corresponden a tobas de lapilli vítrea con fragmentos mayores correspondientes a juveniles mayoritariamente pumiceos, esquirlas y fragmentos líticos andesíticos con alta vesicularidad de coloración rojiza a negra de hasta 4 cm. La matriz de estos depósitos está compuesta por tamaño ceniza media a fina y es predominante vidrio y fragmentos pumiceos, en menor medidas fragmentos de cristales de cuarzo, biotita y plagioclasa. Por otro lado, las corrientes de densidad piroclástica diluidas corresponden principalmente a tobas vítreas y variando en algunas capas – laminaciones a tobas de lapilli líticas, en estas se pueden encontrar

imbricación de clastos y estratificación paralela con desarrollo de estratificación y pipas de segregación, los fragmentos mayores corresponden a fragmentos líticos andesíticos a dacíticos, tobas vítreas relacionables a depósitos de caída y juveniles principalmente pumiceos inmersos en una matriz tamaño ceniza compuesta principalmente por vidrio, cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y líticos (Fig. 5.1.14 b).

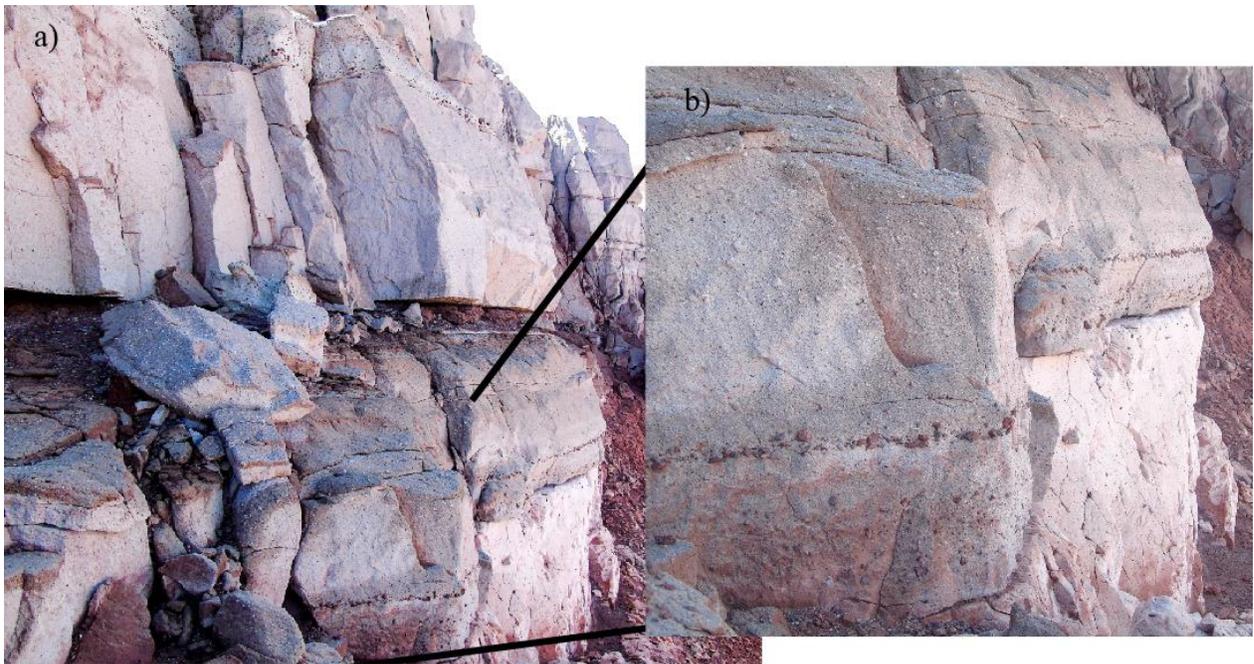


Figura 5.1.14 a) Secuencias volcánicas de caída y oleadas piroclásticas asociables a la subunidad a, de la Secuencia Volcánica La Boca. b) Fotografía de detalle de tobas de lapilli vítreas – líticas con desarrollo de estratificación paralela e imbricación de clastos en la Secuencia Volcánica La Boca.

## **COMPLEJO VOLCÁNICO BASAL DEL PISIS Y LOS PATOS (Rubiolo y Pereyra, 2001)**

### **Definición, distribución y relaciones estratigráficas.**

Se define como “Complejo volcánico basal del Pisis y Los Patos” a las secuencias y unidades volcánicas que afloran en el comienzo del Valle Ancho al sur de Laguna Verde y hacia el límite sur occidental del área, cercano al límite con Chile (Fig. 5.1.1) Las descripciones realizadas en esta unidad se apoyan en las observaciones de terreno y las realizadas previamente por Mpodozis *et al.* (1998), Coira (1996) y Rubiolo y Pereyra (2001).

## Litología

Esta unidad está constituida por secuencias de lavas dacíticas - andesíticas basálticas de piroxeno, olivino y anfíbol y cuerpo hipo abisales - domos dacíticos y secuencias piroclásticas del tipo bloques y cenizas (Fig. 5.1.15). En una de las coladas de lava se pudo identificar una roca con textura porfírica con fenocristales (10%) correspondientes a plagioclasa (5%), piroxeno (2%), anfíbol (2%) olivino (<1%) y posiblemente granate que se encuentran inmersos en una masa fundamental afanítica.

Al mismo tiempo en las secuencias de tipo bloque y cenizas se pudo identificar fragmento mayores correspondiente a material piroclástico escoraceo con bloques de entre 64 mm hasta 1 m de largo y ancho que poseen una alta cantidad de vesículas (30 %) con bordes redondeados y morfología alargada, estos se encuentran inmersos en una matriz piroclástica (70%) con tamaños de entre 2 - 64 mm correspondiente a fragmentos juveniles escoraceos (65%) y cristales de plagioclasa, piroxeno anhedrales (5%).



Figura 5.1.15 a) y b) Rocas reconocidas dentro del Complejo volcánico Basal del Pissis y los patos (CVBP). c) Secuencias de lavas andesíticas y dacíticas correspondientes al CVBP manteniendo hacia el NW.

## PLIOCENO

### COMPLEJO VOLCÁNICO JOVEN DEL PISIS (Rubiolo y Pereyra, 2001)

#### **Definición, distribución y relaciones estratigráficas.**

Se define como “Complejo volcánico joven del Pisis” a las secuencias y unidades volcánicas que afloran en el comienzo del Valle Ancho al sur de Laguna Verde (Fig. 5.1.1). Las descripciones realizadas en esta unidad se apoyan en las observaciones de terreno y las realizadas previamente por Mpodozis *et al.* (1998), Coira (1996) y Rubiolo y Pereyra (2001).

#### **Litología**

Esta unidad se conforma por pequeños centros efusivos y flujos lávicos que se localizan al sur de Valle Ancho (Fig. 5.1.2). Esta unidad está compuesta por lavas de andesitas basálticas olivino, piroxeno-olivino y lavas dacíticas (Coira, 1996; Rubiolo y Pereyra, 2001).

Una de las coladas de lavas aflorantes al comienzo oriental del Valle Ancho que posee hasta ~40 m de espesor se pudo observar una roca con textura porfírica con fenocristales (8%) de plagioclasa (4%) piroxeno (3%), y aisladamente olivino (<1%) inmersos en una masa fundamental afanítica melanocrática. En esta se pudieron reconocer diferentes indicadores de flujo lávico tales como; levees de canal central, lóbulos de avance y lavas cordadas (Fig. 5.1.16 b). Al mismo tiempo, estos se encuentran siendo desplazados por lineamiento orientado aproximadamente WNW (ver capítulo 5.2)

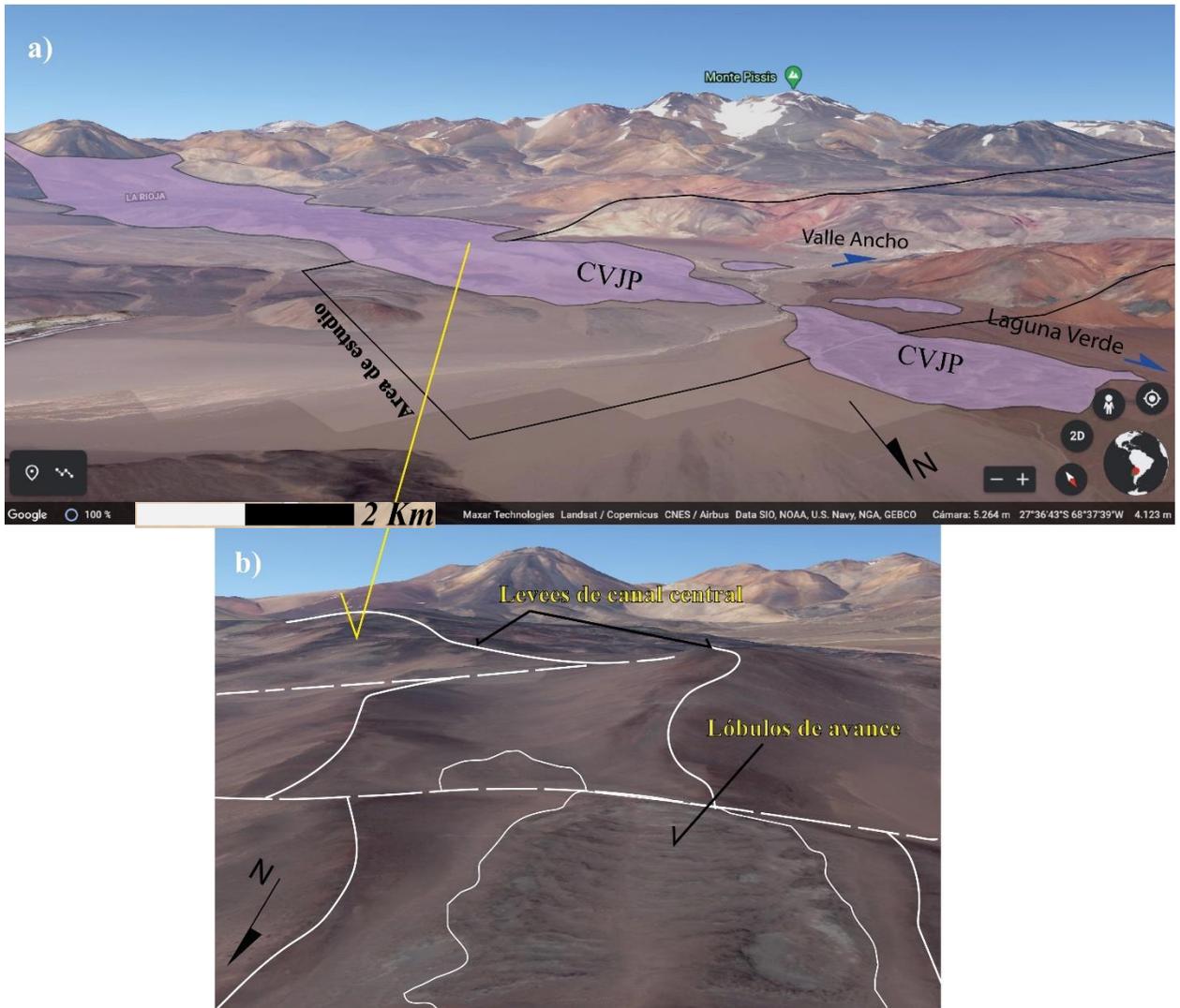


Figura 5.1.16 a) Imagen satelital obtenida de Google earth que muestra la colada correspondiente al Complejo volcánico Joven del Pissis (CVJP). b) indicadores morfológicos de flujos lávicos reconocidos dentro de la unidad CVJP.

## CUATERNARIO

### DEPÓSITOS ALUVIALES Y COLUVIALES PLEISTOCENOS (Rubiolo y Pereyra, 2001)

#### Definición, distribución y relaciones estratigráficas.

En esta unidad se agrupan los depósitos semi consolidados aterrizados de superficie planar que afloran en la región de estudio del Valle Ancho que se encuentran incisas y disectadas por causas fluvio-aluviales holocenas. Esta unidad sobreyace en concordancia erosiva a leve

discordancia angular en segmentos con las unidades miocena, al mismo tiempo, estas sobreyace en discordancia angular erosiva sobre las unidades pre miocenas.

### **Litología**

Los depósitos aluviales son polimícticos, mal seleccionados y matriz-soportados, con fragmentos mayores subangulosos tamaño grava inmersos en una matriz limo-arenosa. Estos depósitos se interdigitan con depósitos coluviales, los que predominan hacia las cercanías con la Formación El Cuerno, estos corresponden a depósitos macizos mono – polimícticos, bien seleccionados compuesto por fragmentos mayores angulosos tamaño grava inmersos en una matriz areno-limosa. Los fragmentos mayores corresponden principalmente a fragmentos volcánicos silicios, andesíticos y en menor medida sedimentarios.

### **DEPÓSITOS ALUVIALES HOLOCENOS (Rubiolo y Pereyra, 2001)**

#### **Definición, distribución y relaciones estratigráficas.**

Aquí se agrupan los depósitos no consolidados aterrazados que afloran en la localidad de Valle Ancho que se encuentran rellenando valles incisos modernos y en ocasiones con morfología de abanico. Esta unidad sobreyace en concordancia erosiva sobre los depósitos del Pleistoceno y en concordancia y en segmentos en leve discordancia angular con sobre las unidades miocena, al mismo tiempo estas sobre yacen en discordancia angular erosiva sobre las unidades pre miocenas.

### **Litología**

Los depósitos aluviales son polimícticos, mal seleccionados y matriz-soportados, con fragmentos mayores subangulosos tamaño grava inmersos en una matriz limo-arenosa. Los fragmentos mayores corresponden principalmente a fragmentos volcánicos silicios, riolíticos y andesíticos y en menor medida fragmentos sedimentarios continentales arenosos. En ocasiones es posible observar estructuras sedimentarias tales como laminación paralela y estratificación plano-paralela.

## **DEPÓSITOS FLUVIO-ALUVIALES HOLOCENOS (Rubiolo y Pereyra, 2001)**

### **Definición, distribución y relaciones estratigráficas.**

Aquí se agrupan los depósitos no consolidados aterrazados que se disponen en los valles incisos producidos por el cauce actual del río Valle Ancho y sus tributarios. Esta unidad sobreyace en concordancia erosiva sobre los depósitos pleistoceno y en concordancia y en segmentos en leve discordancia angular con sobre las unidades miocenas, al mismo tiempo estas sobre yacen en discordancia angular erosiva sobre las unidades pre miocenas.

### **Litología**

Esta unidad es caracterizada por una secuencia estratificada de depósitos aluviales macizos y fluviales que poseen en su conjunto espesores máximos reconocidos de hasta 5 m. Los niveles macizos corresponden a depósitos aluviales polimícticos, mal seleccionados y matriz-soportados, con fragmentos mayores subangulosos a subredondeados tamaño grava inmersos en una matriz limo-arenosa. Los fragmentos mayores corresponden principalmente a fragmentos volcánicos silicios, riolíticos y andesíticos y en menor medida fragmentos sedimentarios continentales arenosos rojizos.

Por otro lado, las secuencias fluviales poseen estructuras sedimentarias tales como laminación paralela, cruzada y en artesa, con lentes conglomerádicas con fragmentos imbricados. Estos últimos depósitos varían desde areniscas líticas a conglomerados arenosos en donde los fragmentos mayores corresponden principalmente a fragmentos volcánicos silicios, riolíticos y andesíticos y en menor medida fragmentos sedimentarios continentales arenosos

## **5.2 GEOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA LOCALIDAD DE VALLE ANCHO**

### **5.2.1 Dominios y sistema estructurales**

En el presente trabajo se realiza cartografía geológica estructural a escala 1:70.000 (Fig. 5.1.1) y 1:30.000 (Fig. 5.1.2), perfiles estructurales (Fig. 5.2.12) y modelos estructurales (Fig. 5.2.13) que buscan mostrar la relación espacial y geométrica de los diferentes eventos de deformación que actuaron en el área de estudio, con un enfoque en la deformación de las secuencias cenozoicas que evidencian procesos de deformación no descritas.

Para la región de estudio se pueden definir 2 grandes sistemas estructurales. El primero de ellos corresponde al Sistema estructural Tres Quebradas (STQ) (Fig. 5.1.1 y 5.2.1) que corresponde a un sistema de piel híbrida que a su vez es definido por 2 dominios estructurales dentro de este gran sistema, el primero de ellos corresponde al dominio de basamento, que es caracterizado por un gran anticlinal de basamento vergente al NE en donde existen retrocorrimientos con fallas inversas de vergencia al SW con una geometría de “Pop-Up” (Fig. 1.3). El segundo dominio corresponde a la deformación que afecta a la cobertura que se conforma por un tren de pliegues anticlinal por propagación de falla y sinclinales que afectan las secuencias paleógenas (Fig. 5.2.1 y 5.2.2).

Por otro lado, el Sistema estructural de Valle Ancho (SVA) corresponde a un sistema de deformación del tipo “Strike-Slip” o de rumbo, el SVA está conformado por una falla principal de carácter sinistral encajonado a través del Valle Ancho con sistemas de fallas conjuntas dextrales y sinestrales que generan una partición de los dominios que se conformaron durante el Paleógeno, afectando incluso a unidades del Plioceno (Fig. 5.2.1 y 5.2.2).

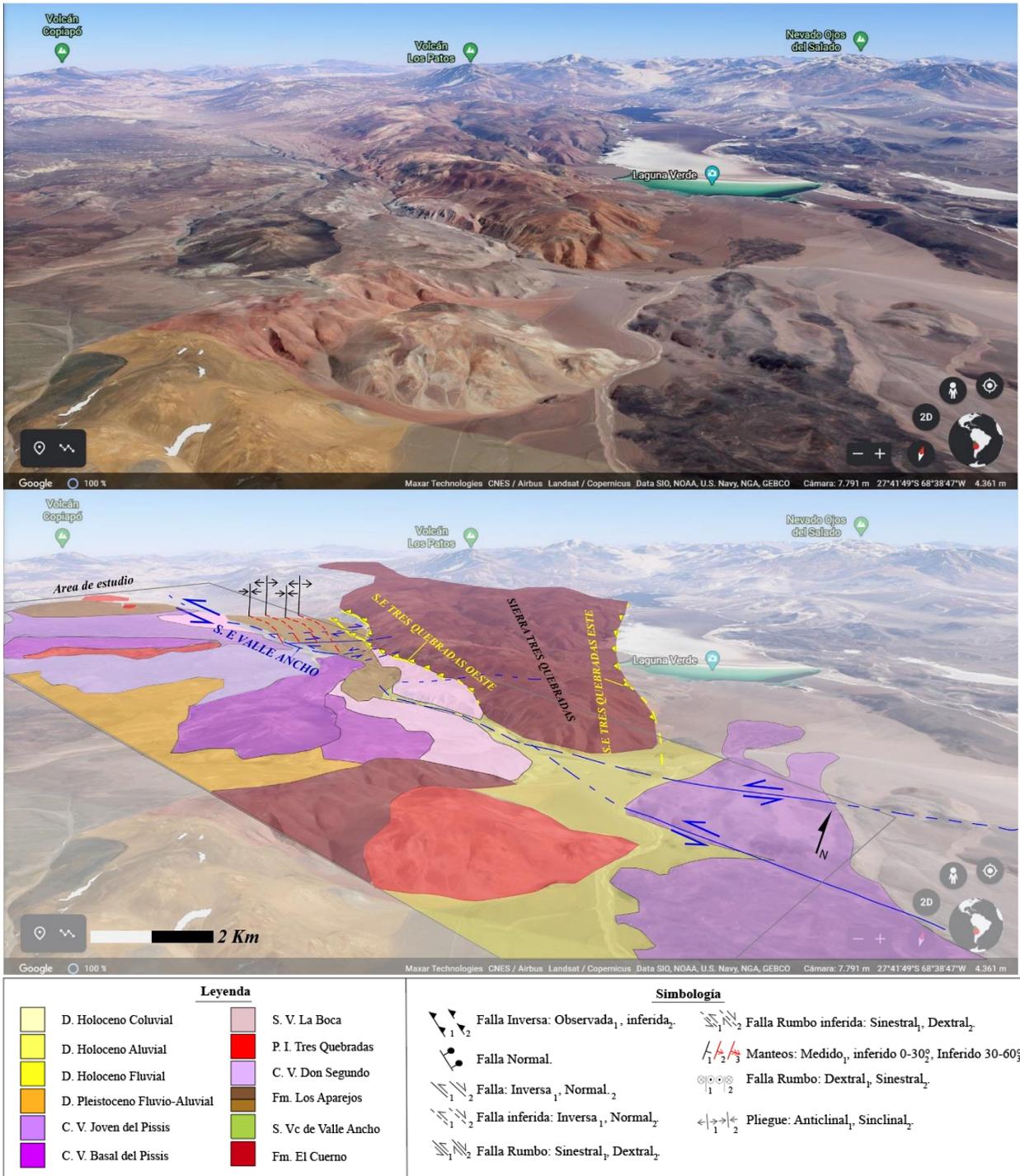


Figura 5.2.1 Imagen satelital obtenida de *Google Earth* que exhibe de manera simplificada las principales estructuras y unidades estratigráficas reconocidas en la localidad de Valle Ancho. En la parte inferior se exhibe la leyenda y simbología.

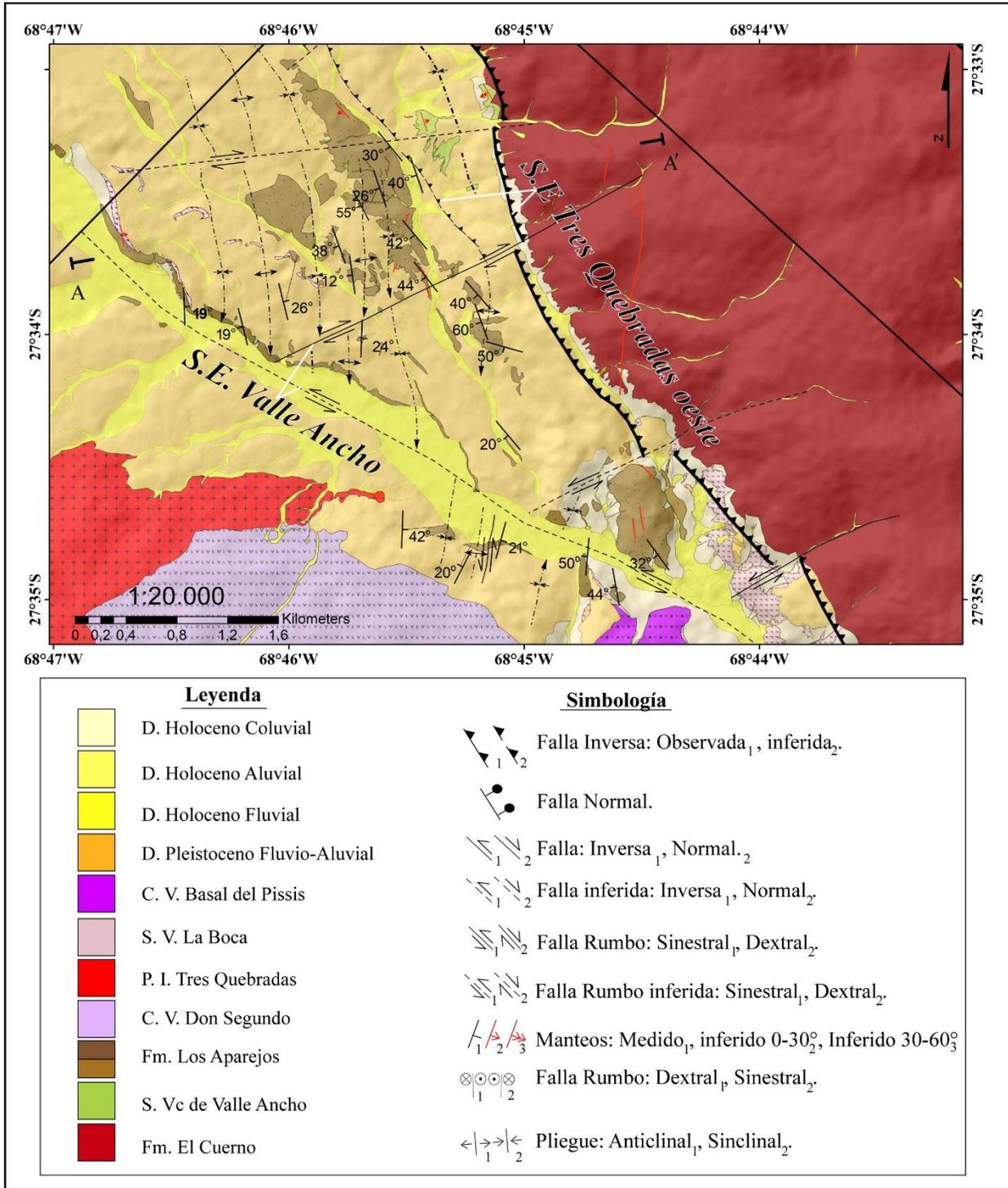


Figura 5.2.2 Acercamiento al mapa estructural 1:30.000 para la region de mayor densidad de datos dentro de localidad de Valle Ancho. En la parte inferior se exhibe la simbología-leyenda del Mapa.

## 5.2.2 Sistema estructural Tres Quebradas Oeste

### *Dominio de basamento*

El sistema estructural de Tres Quebradas se conforma por un conjunto de fallas inversas de orientación NO-SE que afectan al basamento Paleozoico, la falla más oriental posee una vergencia principal de la deformación hacia el NE (Fig. 5.1.1) mientras que hacia el occidente de esta se desarrollan fallas del tipo “*backthrust*” con vergencias hacia el SO (Rubiolo y Pereyra, 2001).

En el presente trabajo, se le denomina Sistema estructural Tres Quebradas Este (STQE) (Figura 5.2.1) a la falla descrita por Rubiolo y Pereyra (2001) que se desarrolla inmediatamente al oriente del área de estudio y que marca el límite occidental de la Laguna Verde. Se caracteriza por un alzamiento mediante una falla de alto ángulo de orientación NO-SE (~50°) que en el presente trabajo se interpreta como una falla que produce un anticlinal por flexura de falla afectando a el basamento, delimitando las rocas correspondientes a la Formación El Cuerno mediante una sierra denominada Tres Quebradas.

Por otro lado, al conjunto de fallas antitéticas y al occidente del sistema estructural previo, se le denomina Sistema estructural Tres Quebradas Oeste (STQO) (Figura 5.2.3). Este conjunto de fallas es descrito en la presente investigación y se caracterizan por poseer una vergencia hacia el suroccidente, antiéticas a la vergencia principal de la deformación descrita previamente en la Hoja de Fiambalá (Rubiolo y Pereyra, 2001), estas se encuentran afectando a la Formación El Cuerno de edad Pérmica y a las secuencias correspondientes a la Formación Los Aparejos, produciendo en esta última un tren de pliegues anticlinales y sinclinales.

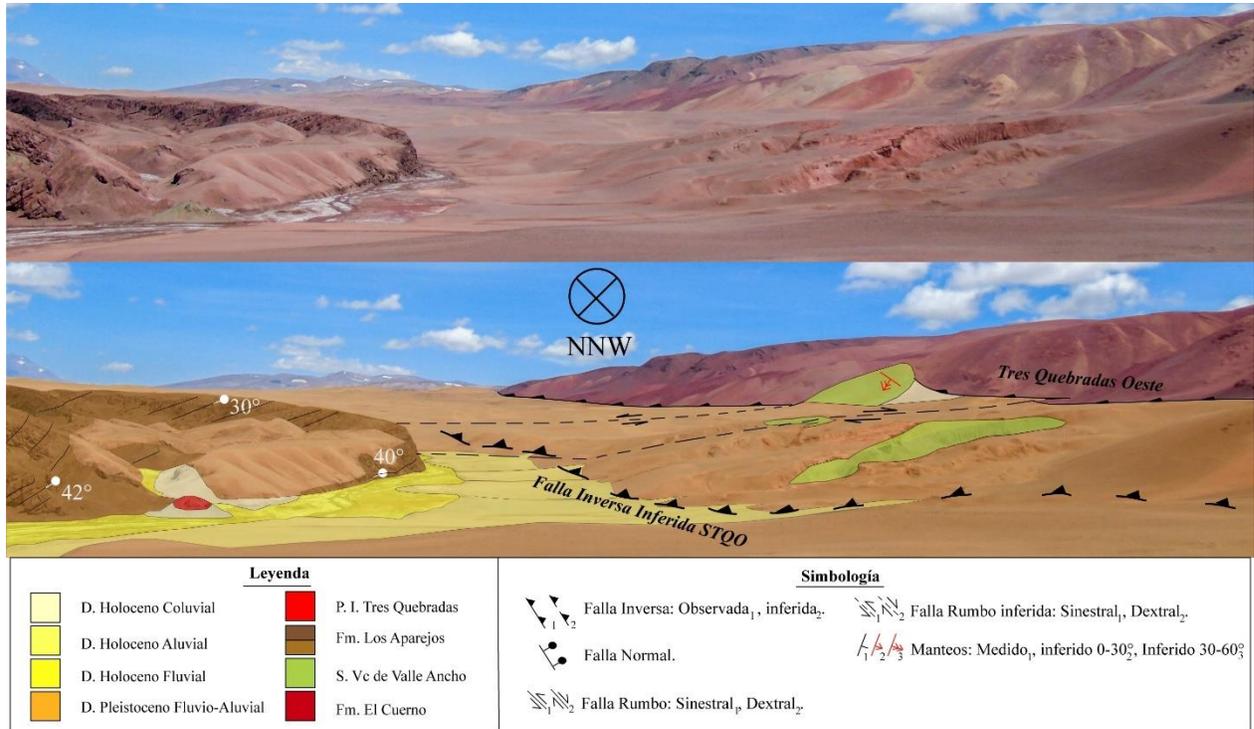


Figura 5.2.3 Fallas inversas vergentes al SW correspondientes al Sistema estructural Tres Quebradas Oeste que afecta a las secuencias Paleógenas y Paleozoicas. En la parte inferior se exhibe la Leyenda y Simbología y lugar de fotografía.

El STQO está conformado por una falla inversa segmentada que es denominada en el presente trabajo como falla Tres Quebradas oeste (TQO), esta posee un ángulo de manteo inferido de ~55° NE dado por el manteo de las secuencias Paleógenas reconocidas hacia esta falla y un rumbo NO – SE (Fig. 5.2.4). Esta estructura produce el alzamiento de la Formación El Cuerno y la fragmentación de la Formación Los Aparejos (figura 5.2.5). A su vez, el STQO se compone por una falla sub paralela a la falla anterior de carácter inversa inferida con un ángulo estimado dado por el manteo de uno de los limbos de las secuencias paleógenas de ~30° NE (Fig. 5.2.3). Ambas poseen una vergencia de la deformación hacia el sur occidente.

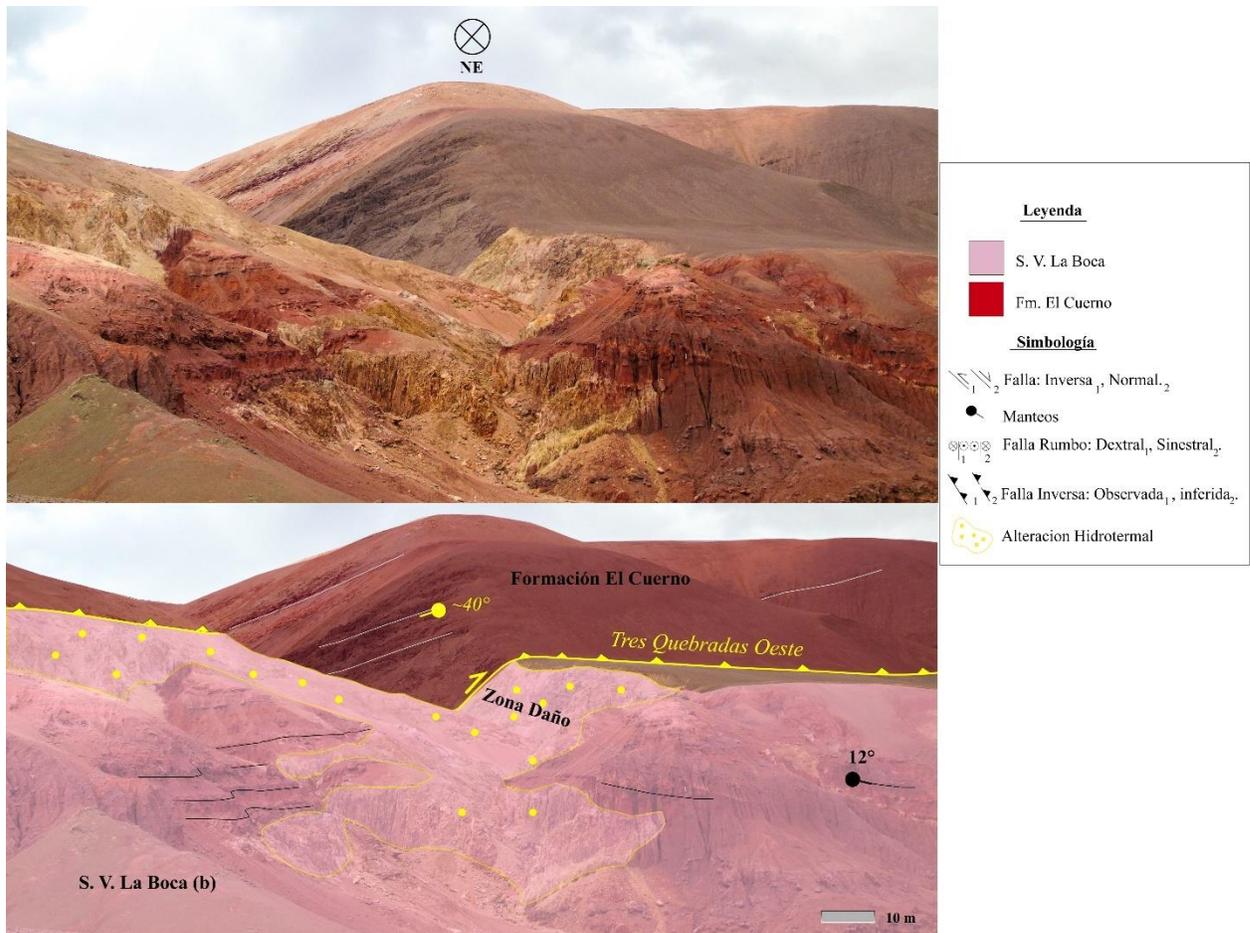


Figura 5.2.4 Falla inversa vergentes al SW correspondientes al Sistema estructural Tres Quebradas Oeste que alza el basamento Pérmico. A la derecha se exhibe la Leyenda - Simbología.

Hacia las cercanías de este dominio de deformación de basamento, específicamente en la falla TQO es común encontrar zonas de alteración hidrotermal con el desarrollo de minerales arcillosos (Fig. 5.2.6 y 5.2.7). Al mismo tiempo estas fallas producen un quiebre y discontinuidad lateral de las secuencias paleógenas generando un contacto por falla con la Formación El Cuerno, en donde es posible observar a la Formación Los Aparejos con geometrías que caracterizan a un sinclinal de bloque yacente (Fig. 5.2.7).

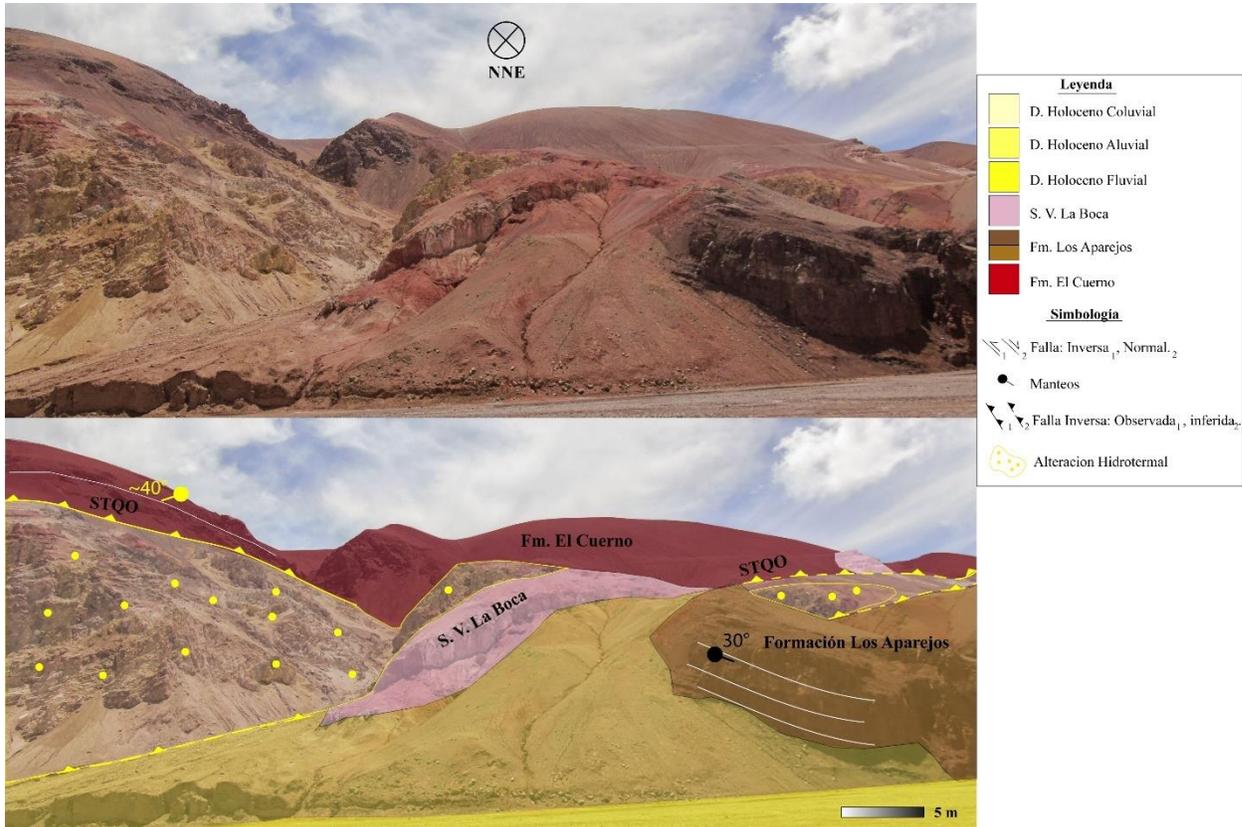


Figura 5.2.5 Falla inversas vergentes al SW correspondientes al Sistema estructural Tres Quebradas Oeste que alza el basamento Pérmico y fragmentan la Formación Los Aparejos formando un sinclinal de bloque yacente. A la derecha se exhibe la Leyenda - Simbología y lugar de obtención de la foto.

### *Dominio estructural de cobertura*

La Formación Los Aparejos (Oligoceno) se observa altamente deformadas y afectada por un tren de pliegues por propagación de falla observándose tanto anticlinales como sinclinales, también es posible observar sinclinales de bloque yacente (Fig. 5.2.5) producidos por las fallas que exhuman al basamento. Estos, hacia las cercanías del basamento Paleozoico alcanzan una longitud de onda mínima de ~600 m. El rumbo del eje axial de los pliegues se caracteriza por poseer una orientación NO-SE, sub paralelos a la orientación de la falla que alza las secuencias del Pérmico.

En el área se observan pliegues asimétricos y simétricos, los asimétricos se presentan hacia las cercanías de la Formación El Cuerno y estarían relacionados a sinclinales de bloque yacente y a fallas inferidas asociadas al STQO que cortan tanto a las secuencias del Pérmico como del

Paleógeno. Los planos que definen los ejes axiales de estos pliegues se encuentran inclinados hacia el NE y buzando hacia el NO sub paralelo a las fallas del dominio de Basamento con un ángulo inter-limbo que rondan los  $\sim 150^\circ$ , definiendo pliegues amplios (Fig. 5.2.6).

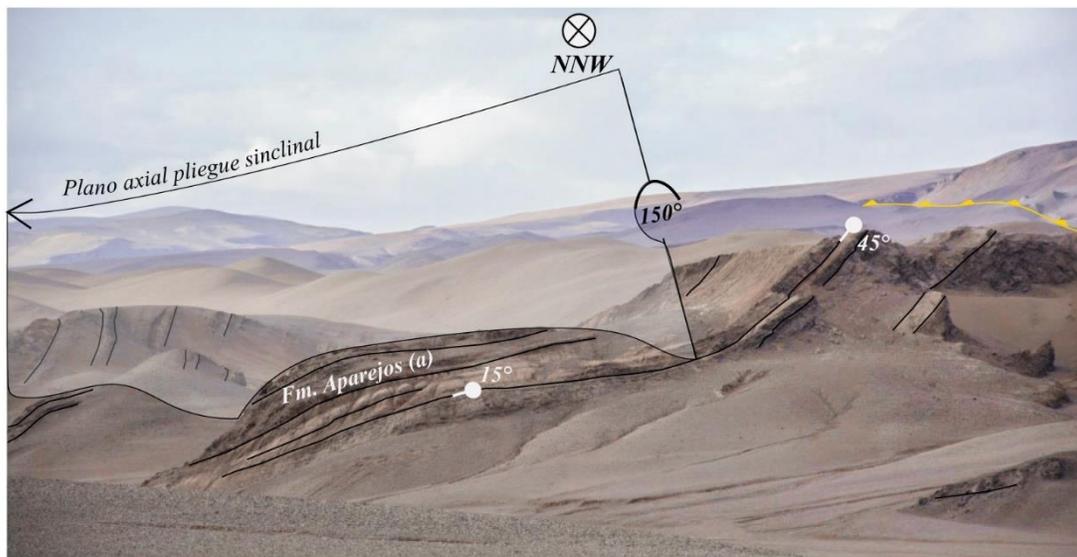


Figura 5.2.6 Pliegues sinclinales afectando a la Formación Los Aparejos (a) con dirección de buzamiento, ángulo Inter limbo y manteo de los estratos reconocidos. A la derecha se exhibe parte de la traza de la falla asociable al STQO.

Por otro lado, los pliegues simétricos (Fig. 5.2.7) poseen ejes axiales verticales y se presentan a mayor distancia del basamento, en donde a diferencia de los pliegues anteriores poseen un mayor ángulo de inter-limbo con  $\sim 110^\circ$  (Fig. 5.2.7). Los planos axiales de este tren de pliegues se encuentran buzando hacia el SE y en ocasiones es posibles observar fallas inversas que afectan a la Formación Los Aparejos produciendo pliegues por propagación de falla (Fig. 5.2.7).

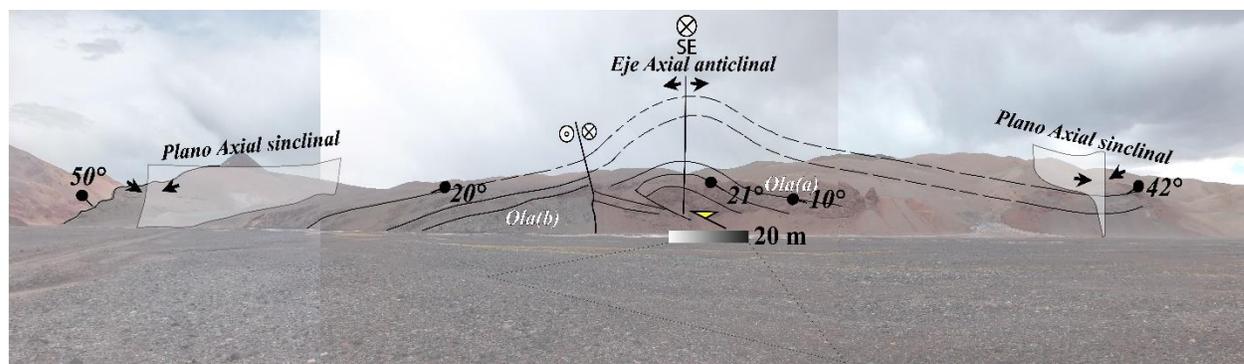


Figura 5.2.7 Pliegues sinclinales y anticlinales por propagación de falla afectando a la Formación Los Aparejos.

Las geometrías asociadas a los estilos de deformación reconocidos en rocas de las unidades Paleógenas sugieren que la deformación que afecta a estas unidades estaría proviniendo de fallas vergentes hacia el SW en donde estas podrían encontrarse enraizadas en el sistema que genera el alzamiento del basamento Pérmico.

### **5.2.3 Sistema estructural de Valle Ancho.**

El SVA se conforma por fallas de alto ángulo ( $70-85^\circ$ ) (Fig. 5.2.8, 5.2.9, 5.2.10) que generan un desplazamiento principalmente horizontal. Aquí es reconocida una falla principal inferida de rumbo sinistral que se encajona a través del Valle Ancho con un rumbo aproximado ONO (Fig. 5.2.1) y fallas conjugadas a la anterior tanto dextrales como sinestrales cuyas orientaciones varían de NE a SE, en su conjunto las fallas reconocidas dentro de este sistema representan un sistema de rumbo.

Las fallas observadas dentro de este sistema presentan una orientación perpendicular a oblicua a las fallas inversas y planos axiales de los pliegues asociables al Sistema estructural Tres Quebradas Oeste. Al mismo tiempo, es posible reconocer lineamientos que truncan los ejes de pliegues y fallas de orientaciones NW-SE que poseen desplazamiento horizontales (Fig. 5.2.9).

Desplazamientos de rumbo a lo largo de fallas de alto ángulo son reconocidas en rocas pérmicas a pliocenas. Específicamente en coladas de lavas andesíticas basálticas correspondientes al “Complejo Volcánico Joven del Pisis”, es posible observar indicadores morfológicos de flujos de lava siendo desplazados horizontalmente mediante fallas de orientación E-W con cinemática aparentemente sinistral (Fig. 5.2.8). Al mismo tiempo, se pueden observar que las secuencias Paleógenas se encuentran en general siendo afectadas por fracturas conjugadas, en donde es posible definir en base a indicadores cinemáticos una componente principal de rumbo.

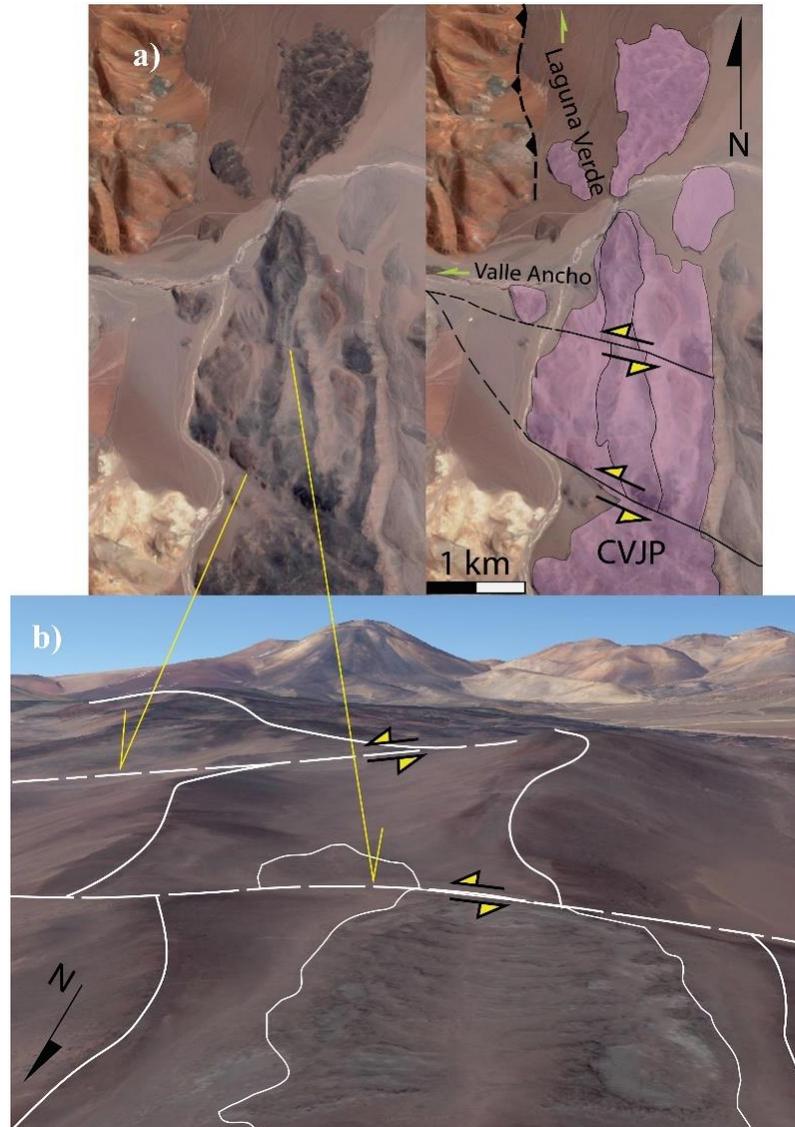


Figura 5.2.8 Secuencias volcánicas Pliocenas asociables la complejo volcánico joven del Pissis siendo afectados por fallas sinestras de alto ángulo.

En el área de estudio se pueden observar zonas de daños asociadas a fallas de rumbo tanto sinestras como dextrales (Fig. 5.2.8, 5.2.9, 5.2.10), aquí es posible identificar gran cantidad de estructuras e indicadores cinemáticos que se presentan en mayor densidad en zonas altamente cizalladas. En un conjunto de fallas dextrales reconocidas dentro de este sistema, se pudo identificar planos de falla rellenadas por material cataclástico y vetillas, generando geometrías

típicas que se asocian a zonas de cizalle, en la figura 5.2.10 se pueden observar “colas de caballo” o “*Horse Tail*” de rumbo NNE generados por un movimiento dextral siendo desplazadas sinestralmente por planos de fallas y vetillas de orientación cercana a la E-W (Fig. 5.2.10). Los planos de falla a meso escala que poseen un movimiento dextral poseen una orientación coincidente a las estructuras dextrales reconocidas en la localidad de estudio, al mismo tiempo las vetillas meso escala que se desplazan tanto dextral como sinestralmente nos sugieren que el desarrollo de estas estructuras está ligado a un sistema de fallas conjugadas de rumbo.

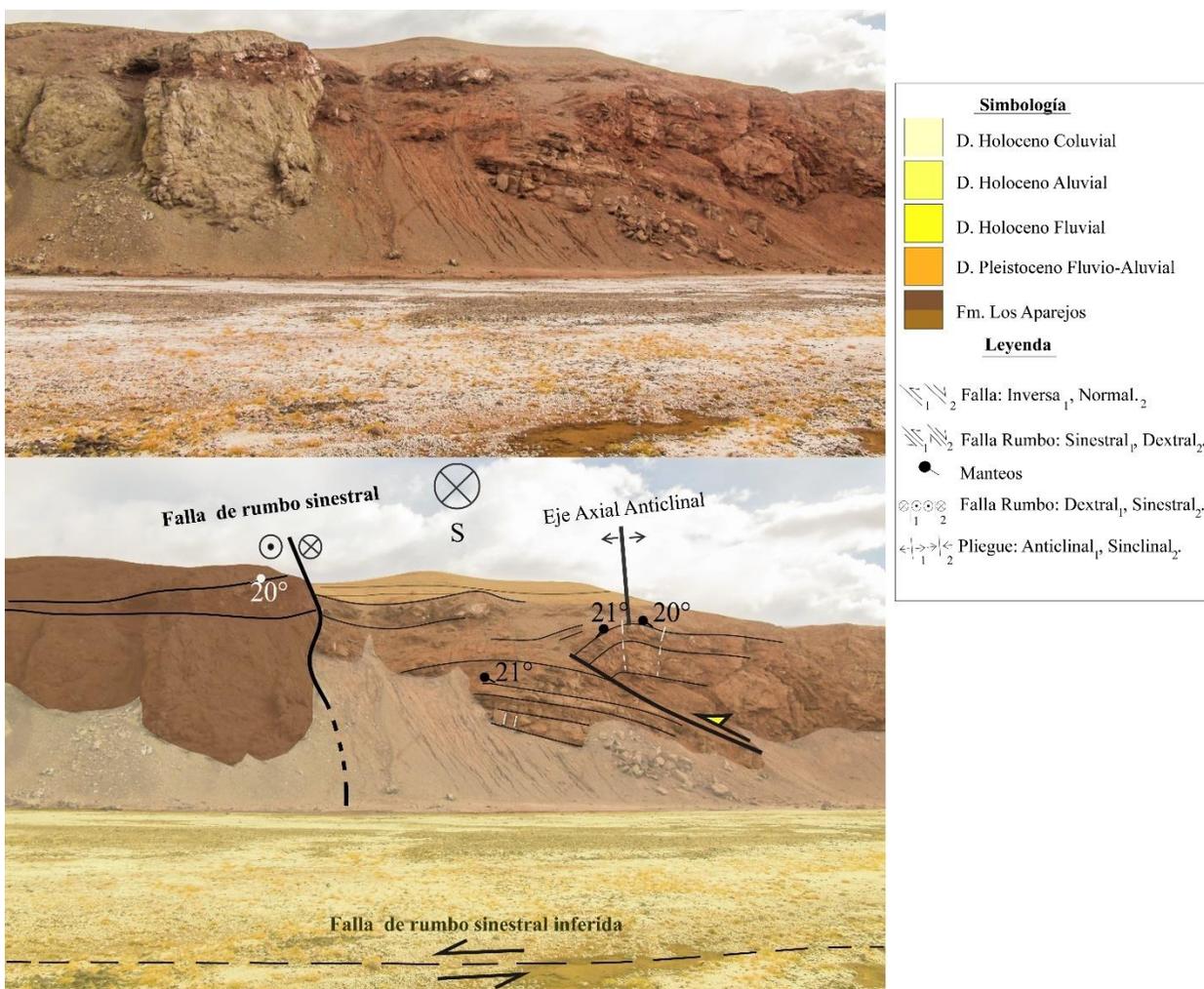


Figura 5.2.9 Pliegue anticlinales afectando a la Formación. Los Aparejo (a y b) siendo truncado por una falla sinistral de alto ángulo.

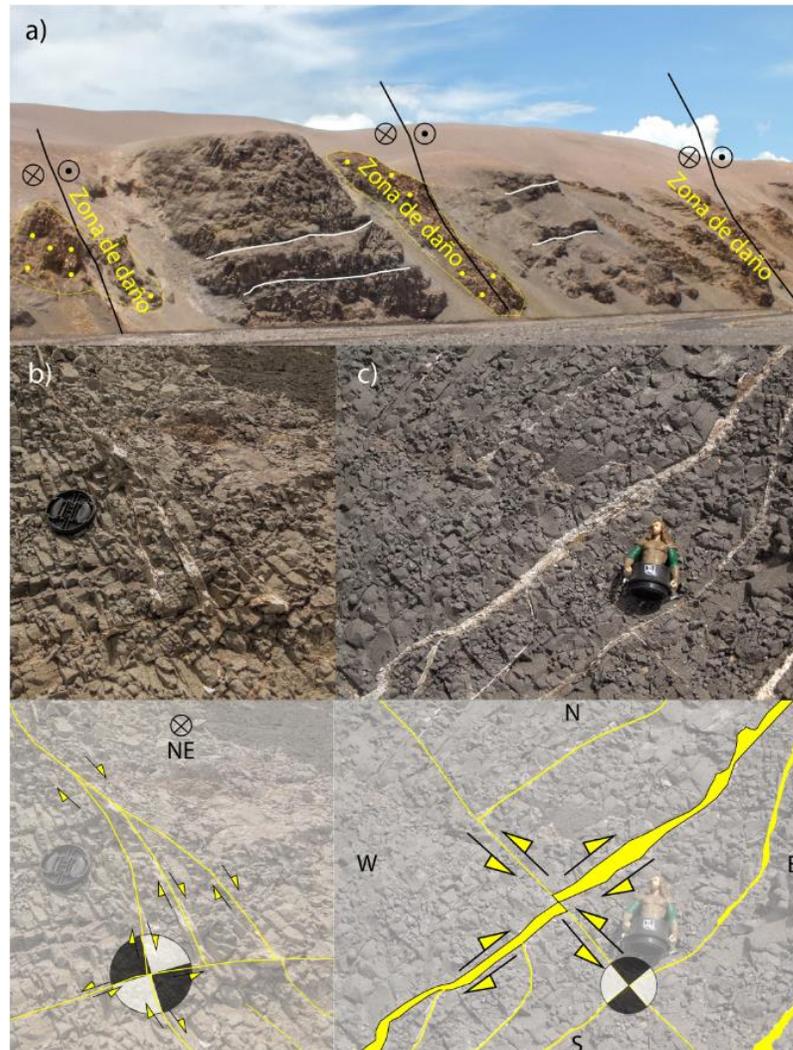


Figura 5.2.10 a) Formación Los Aparejos siendo afectada por fallas de rumbo. b) planos de fallas rellenas por material cataclástico formando estructuras tipo “Colas de caballo” o “horse tail” y su interpretación cinemática. c) Planos de fallas rellenos por material cataclástico siendo desplazados entre sí y su interpretación cinemática.

Lo anterior, en conjunto con los indicadores de desplazamiento observable en las secuencias Pliocenas, las fallas dextrales y sinestrales de orientación NE a SE y los lineamientos de orientación WNW nos sugiere que en la región de Valle Ancho existiría un sistema de fallas de rumbo tanto dextrales como sinestrales. Se observa que la deformación, los trenes de pliegues y la topografía que se desarrolla a un lado y otro del río Valle Ancho es diferente. En primer lugar, los planos axiales que se desarrollan en la ladera norte no poseen una continuidad lateral hacia la ladera sur de este valle, al mismo tiempo la topografía se ve bruscamente disminuida hacia la ladera sur, en donde los afloramientos se encuentran totalmente cubiertos por secuencias

volcánicas y sedimentarias aterrazadas Neógenas. Lo anterior en conjunto con los sistemas conjugados de rumbo identificados a meso escala nos sugiere que a través del Valle Ancho existiría un sistema de fallas de rumbo de primero orden de carácter sinestral.

#### 5.2.4 Estructuras menores.

Dentro del área de estudio fue posible reconocer aisladamente fallas que de acuerdo al movimientos relativos de los bloques poseen una componente normal. Estas son observables al comienzo del Valle Ancho en donde afloran secuencias volcanoclásticas miocenas cuya unidad se encuentra siendo afectadas por fallas de alto ángulo ( $\sim 70^\circ$ ) que poseen un rumbo E-W y son sub paralelas a la incisión del rio Valle Ancho. En su conjunto estas fallas forman un sistema de fallas normales tipo “dominó”, asociado posiblemente a un factor topográfico y gravitatorio producido por la incisión del rio Valle Ancho (Fig. 5.2.11).



Figura 5.2.11 Fallas con una componente normal sub paralelas a la incisión del rio Valle Ancho (de rumbo E-W) afectando a la unidad “Secuencia Volcanoclástica La Boca”.

### **5.2.5 Modelamiento estructural 2D y 3D para la región de Valle ancho.**

#### ***Perfil estructural del Valle Ancho***

Utilizando el software “*Andino3d*” (Cristallini *et al.*, 2019) se realiza un modelo estructural en profundidad (Fig. 5.2.12) que relaciona la deformación observada en superficie, con posible controles estructurales en profundidad. De lo expuesto en el capítulo anterior, la zona de estudio presenta una confluencia de diferentes sistemas de deformación previamente descritos. En este se puede observar hacia el NE el dominio de deformación de basamento asociado al STQO se conforma por fallas inversas observadas e inferidas que producen el alzamiento del basamento Pérmico asociable a la Formación El Cuerno y la fragmentación – deformación de las rocas paleógenas. Por otro lado, se puede observar el dominio estructural de cobertura, que corresponde a los diferentes pliegues por propagación de falla que afectan a las secuencias Paleógenas, estas fallas se enraízan en profundidad con las estructuras que afectan y conforman el dominio de basamento.

Al mismo tiempo, a partir de este modelo estructural 2D se puede visualizar la falla inferida sinistral de Valle Ancho fragmentando y desplazando horizontalmente la deformación compresiva descrita previamente. Es posible observar que las fallas observadas y propuestas poseen un fuerte control en la topografía actual, en donde la falla Tres Quebradas produce los altos topográficos más preponderante del área de estudio y la falla de rumbo inferida sinistral del Valle Ancho produciría un bajo topográfico, disminuyendo los afloramiento observables en la ladera sur al occidente del rio Valle Ancho.

Por otro lado, a partir del perfil estructural es posible visualizar las relaciones estratigráficas existentes en la región de estudio, en donde se puede observar que las secuencias Paleógenas se encuentran en inconformidad sobre la Formación El Cuerno y subyacen en discordancia angular con las secuencias volcánicas y clásticas Neógenas reconocidas en el área.

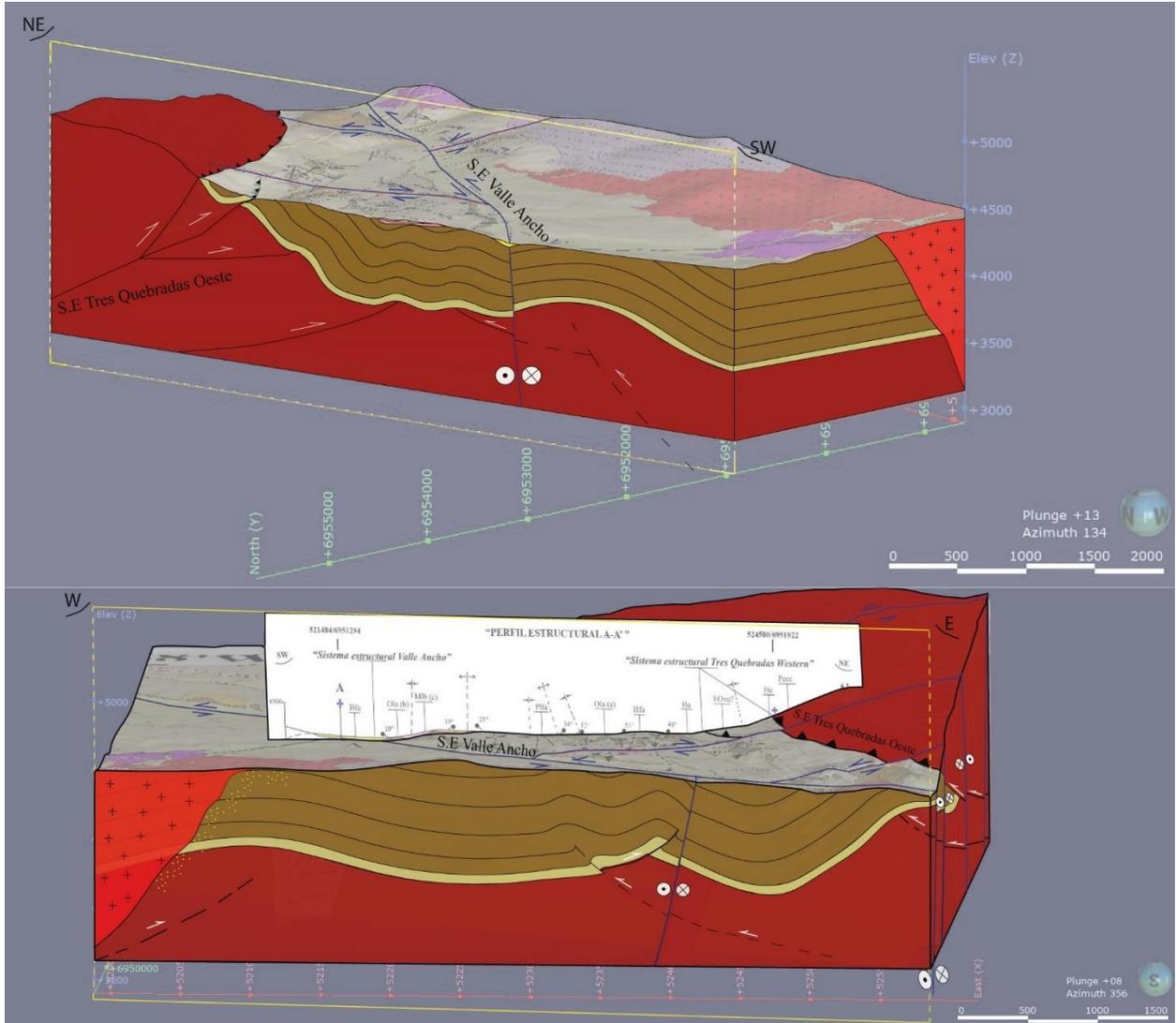


### **Modelo 3D para la Localidad de Valle Ancho**

El modelo estructural 3D se realizó utilizando el software “Leapfrog Geo” (Seequent) y se definieron 13 bloques estructurales delimitados por las diferentes fallas observadas e inferidas para la región de estudio. Para cada uno de los bloques y a partir de los manteos dentro del mismo, se obtienen planos 3D de isovalores que definen la geometría en profundidad del bloque estructural.

En este modelo (Fig. 5.2.13) se puede visualizar la relación geométrica y espacial de las fallas que existen en la localidad de estudio, en primer lugar, se puede observar la relación sub paralela de la falla de rumbo sinistral que se encajonaría a través del Valle Ancho con la falla y el sistema estructural Tres Quebradas Oeste. Por otro lado, se pueden observar las fallas dextrales y sinestrales conjugadas reconocidas que poseen una relación oblicua-perpendicular con los ejes de los pliegues y las fallas asociadas al STQO.

Es posible reconocer a través de los modelos geológicos propuestos y el mapeo geológico, la existencia de una deformación diferencial a lo largo del Valle ancho, observándose que hacia el occidente donde el basamento Permiano se encuentra más exhumado y elevado, la frecuencia de pliegues y fallas inversas aumenta, sugiriendo que hacia estas zonas el acortamiento total de las secuencias cenozoicas fue superior (Fig. 5.1.1). Por otro lado, y cercano a la localidad de Laguna Verde en el oriente del área de estudio los pliegues y fallas inversas son menos recurrentes. Tanto en el occidente como en el oriente, cuando se observa la deformación desarrollada cercano al basamento se puede denotar un aumento en la frecuencia y una disminución de la longitud de onda de los pliegues que afectan a la Formación Los Aparejos (Fig. 5.2.12 y 5.2.13), sugiriendo que la Formación El Cuerno ejerce un fuerte control en la deformación que afecta a las secuencias cenozoicas.



Leyenda		Simbología	
	D. Holoceno Coluvial		Falla Inversa: Observada <sub>1</sub> , inferida <sub>2</sub>
	D. Holoceno Aluvial		Falla Normal
	D. Holoceno Fluvial		Falla Rumbo inferida: Sinistral <sub>1</sub> , Dextral <sub>2</sub>
	D. Pleistoceno Fluvio-Aluvial		Falla Rumbo: Dextral <sub>1</sub> , Sinistral <sub>2</sub>
	C. V. Joven del Pissis		Falla Rumbo: Sinistral <sub>1</sub> , Dextral <sub>2</sub>
	C. V. Basal del Pissis		Pliegue: Anticlinal <sub>1</sub> , Sinclinal <sub>2</sub>
	S. V. La Boca		
	P. I. Tres Quebradas		
	C. V. Don Segundo		
	Fm. Los Aparejos		
	S. Vc de Valle Ancho		
	Fm. El Cuerno		

Figura 5.2.13 Modelos estructurales 3D para la localidad de Valle Ancho y su simbología y leyenda.

### 5.3 ANALISIS CINEMATICO DE LA LOCALIDAD DE VALLE ANCHO.

En el presente trabajo se definen 6 estaciones cinemáticas (Fig. 5.3.1) que representan la mecánica de deformación de un bloque estructural definido como “homogéneo”. Estas se ubicaron en la ladera norte del Valle Ancho y en rocas que afloran en los bordes de afluentes al cause principal del rio Valle Ancho que circula a través de la quebrada homónima.

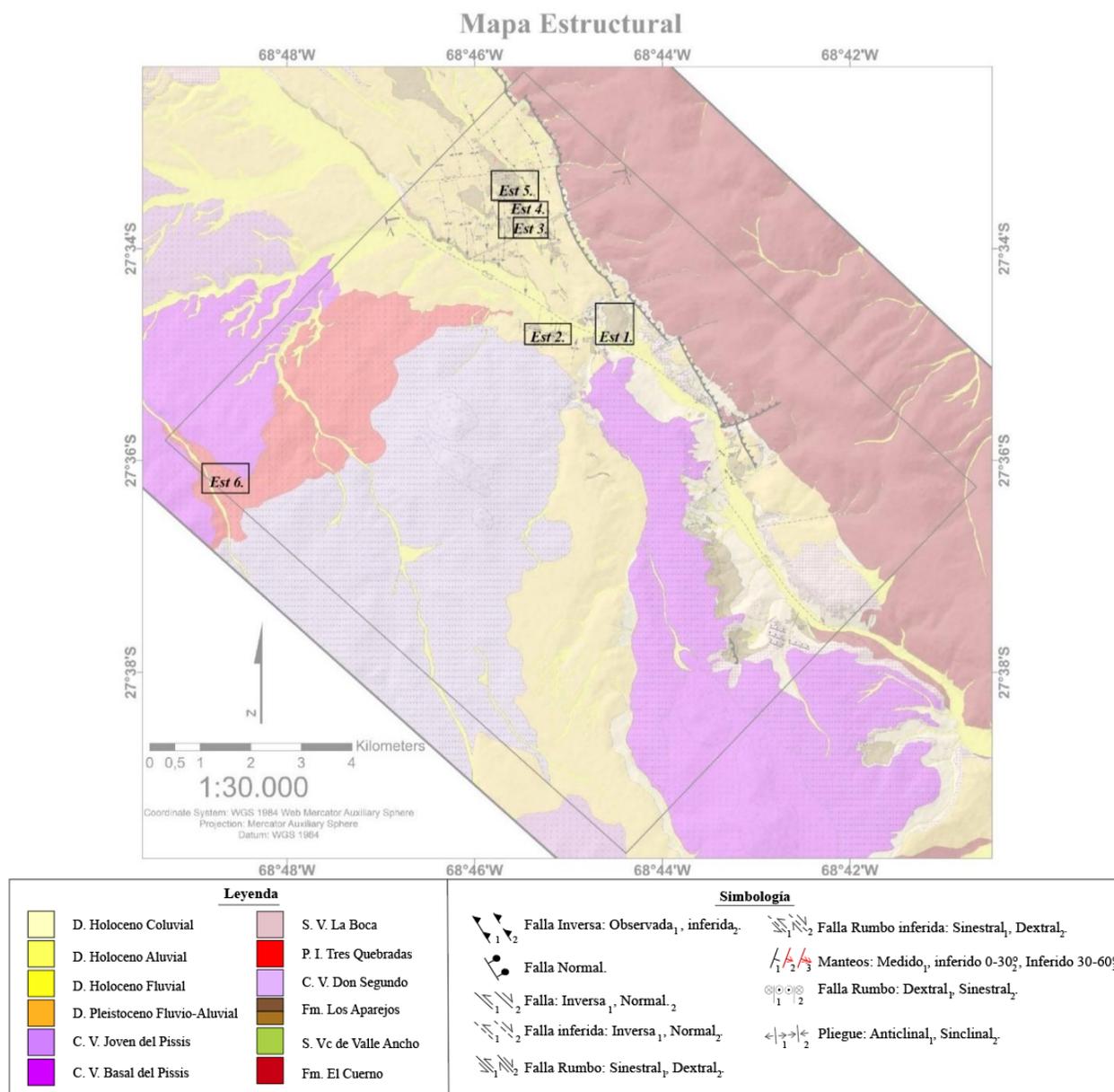


Figura 5.3.1 Ubicación de las estaciones cinemáticas dentro del mapa geológico estructural a escala 1:30.000 y su leyenda - simbología.

Los datos obtenidos a partir de las estaciones 1 al 5 fueron adquiridos de la unidad denominada Formación Los aparejos de edad oligocena correspondientes a rocas clásticas continentales y sills de la misma edad que intruyen a dicha unidad, estas fueron descritas previamente en el capítulo 5.1. Por otro lado, la estación 6 se realiza en lavas asociables al “Complejo Volcánico Don Segundo” y en cuerpos intrusivos porfídicos asociables a la unidad “Pórfidos e intrusivos de Valle Ancho”.

En el área de estudio se recabaron en total 91 datos cinemáticos (Fig. 5.3.2), en donde las rocas que afloran en el área mostraron el desarrollo de indicadores cinemáticos en donde domina la aparición de a crecimiento de fibra mineral, surcos-estrías de falla y estructuras de Riedel.

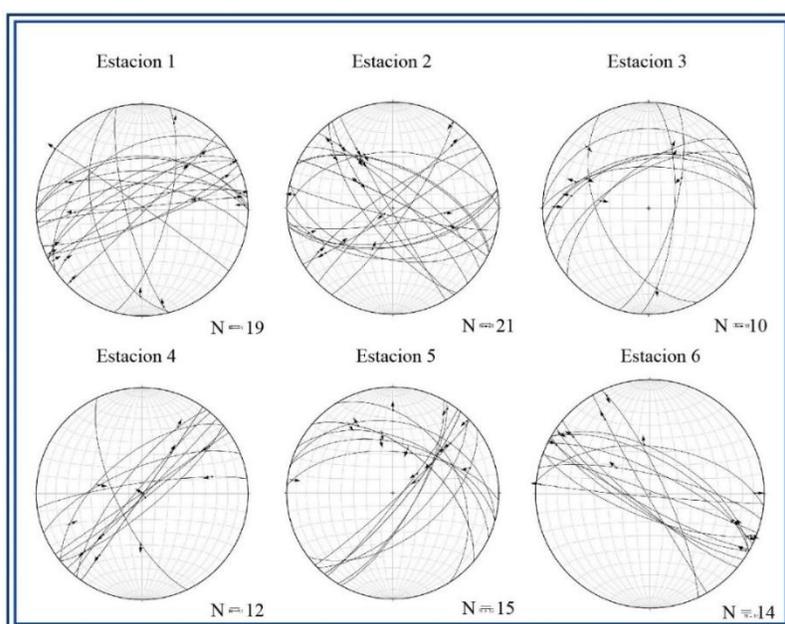


Figura 5.3.2 Redes estereográficas con los datos cinemáticos adquiridos en terreno para las diferentes estaciones cinemáticas. Ploteado en *FaultKin*.

### 5.3.1 Estación 1

#### *Ubicación y contexto estructural.*

La obtención de los datos se realiza a ~12 km desde el comienzo oriental de la quebrada de Valle Ancho en la ladera norte de la misma. Aquí aflora la subunidad inferior de la Formación Los aparejos descrita en el capítulo 5.1 con un rumbo N36°W y un manto de 32°SW (Fig. 5.3.3 a). Esta estación se ubica cercano al basamento Pérmico, al W del sistema de deformación

compresivo Tres Quebradas Oeste previamente descrito en el capítulo 5.2 en donde existe un plegue Sinclinal. Al mismo tiempo al W de esta estación se encuentra la falla inferida de rumbo sinestral de Valle Ancho (Fig. 5.3.3 b).

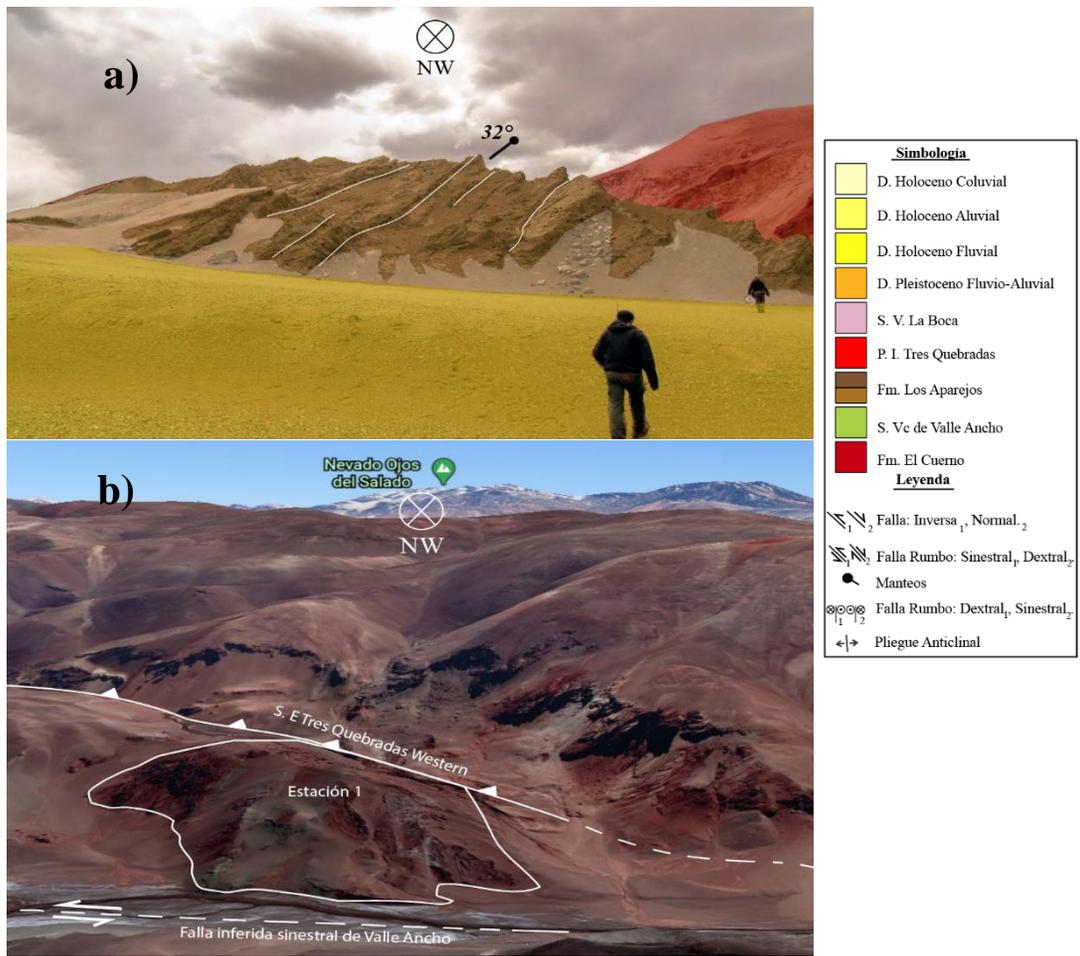


Figura 5.3.3 a) Foto y unidades aflorantes en la estación 1 b) Imagen satelital obtenida de Google Earth que exhibe los límites de la estación y las estructuras principales.

*Datos cinemáticos y familias de fracturas*

Dentro de esta estación se lograron obtener 19 datos cinemáticos (tabla 5.3.1) de los que 16 son utilizados para realizar el análisis cinemático ya que estos correspondían a datos de mayor calidad y permitían ser agrupados dentro de una familia de fracturas. Aquí se definen 2 familias de fracturas; “A” y “B” (Fig. 5.3.4)

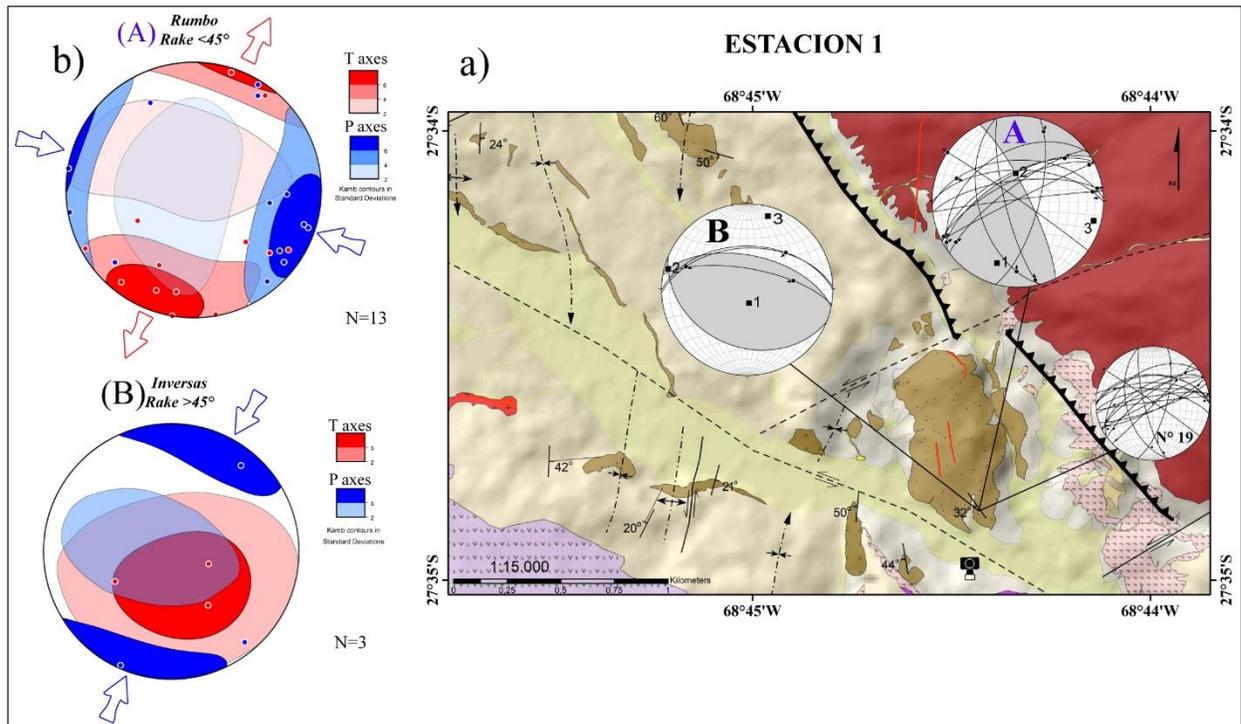


Figura 5.3.4 a) Soluciones del plano para las diferentes familias de fracturas reconocidas en la estación 1 y su ubicación dentro del Mapa estructural. b) Ejes de presión (azul) y tensión (rojo), campos de concentración de ejes de presión (azul) y tensión (rojo) en base a la desviación estándar de los datos y direcciones (flechas) de contracción (azul) y elongación (rojo).

La familia de fracturas “A” corresponde a la con mayor densidad de datos con un  $n = 13$  datos cinemáticos. La orientación principal de estos planos es NE-SW ( $n = 10$ ) y N-S ( $n = 3$ ) y se desarrollan en planos verticales – subverticales ( $60-88^\circ$ ). La solución del plano y el campo de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representa a un sistema de rumbo (Fig. 5.3.4 a), con un eje de acortamiento ( $\lambda_1$ ) con un buzamiento de aproximadamente  $20^\circ$ , un eje de elongación ( $\lambda_3$ ) sub horizontal y un eje intermedio ( $\lambda_2$ ) sub vertical ( $67^\circ$ ) (tabla 5.3.1). Dentro de esta familia de datos cinemáticos se destaca la aparición de criterios riedel, estrías y crecimiento de fibras (Fig. 5.3.5).

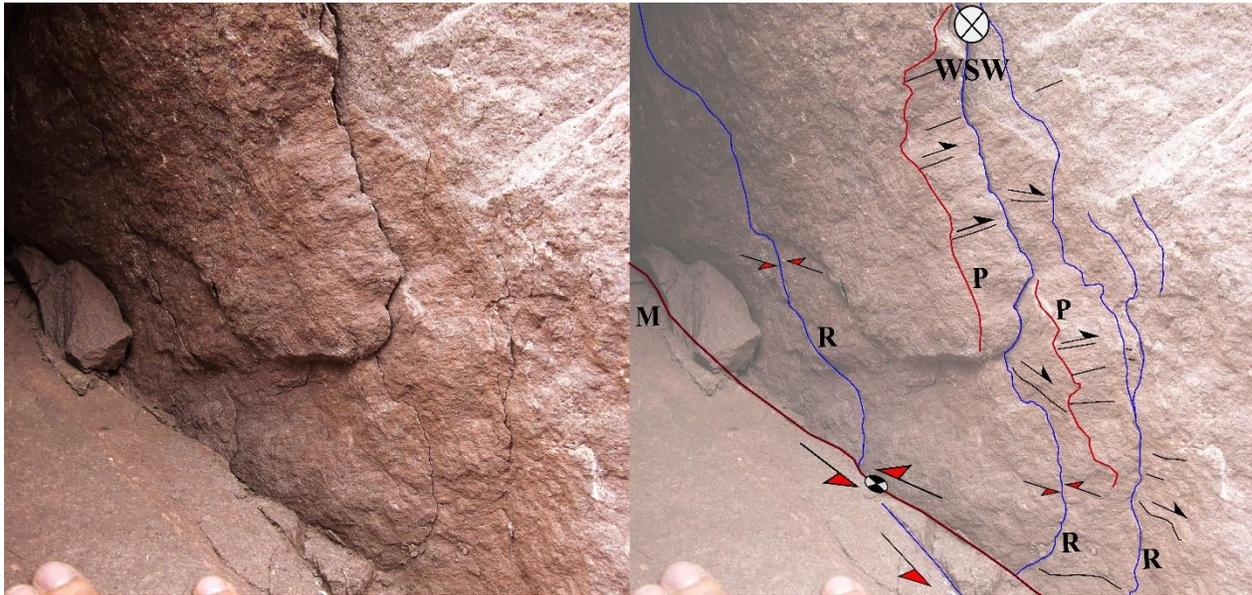


Figura 5.3.5 Ejemplo de indicador cinemático de carácter sinistral para la estación 1. Se puede observar el desarrollo de fracturas secundarias del tipo P (línea Roja) y R (línea Azul) asociado a un plano principal M (línea burdeo), en donde las flechas rojas indican el sentido del movimiento. Al mismo tiempo se pueden observar estrías de falla (líneas negras) en donde la flecha negra indica el sentido del desplazamiento del bloque faltante.

<i>Estación</i>	<i>Regimen</i>	<i>n</i>	<i>nT</i>	$\lambda_1$	$\lambda_2$	$\lambda_3$
	Inversa	3	3	172/77	285/05	016/12
Estación 1	Normal	1	1	314/18	068/51	212/34
	Rumbo	12	15	201/21	356/67	107/9

Tabla 5.3.1 Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales a partir de la mediciones estructurales realizadas en la estación 1, ploteados en *FaultKin*.

La familia de fracturas “B” posee un total de  $n = 3$  datos cinemáticos. El rumbo preponderante de estas fallas es NW-SE a W-E y se desarrollan en planos oblicuos ( $50-70^\circ$ ). La solución del plano y el campo de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representa a un sistema inverso (Fig. 5.3.4). A diferencia de la familia de fracturas “A” esta posee un eje de acortamiento ( $\lambda_1$ ) sub vertical ( $77^\circ$ ), un eje de elongación ( $\lambda_3$ ) con un buzamiento de  $13^\circ$  e intermedio ( $\lambda_2$ ) sub horizontal (tabla 5.3.1).

### *Direcciones de Acortamiento y Elongación.*

A partir de los datos obtenidos de la familia de fracturas “A” y “B”, en conjunto con el criterio cinemático se logra obtener los ejes de presión y tensión de cada una de ellas. Para la familia “A” cuya solución responde a un sistema de rumbo, se obtuvo una dirección de contracción NW-SE (Fig. 5.3.4 b) oblicuo a la orientación de la falla de rumbo sinistral inferida que se encajona a través del Valle Ancho y una dirección de elongación horizontal NE-SW (Fig 5.3.4 b). Por otro lado, para la familia de planos de fallas “B” que responden a una solución del plano inversa se obtuvo una dirección de acortamiento NE-SW (Fig. 5.3.4 b), perpendicular/oblicuo a la orientación de la falla inversa que afecta al basamento Pérmico, y una elongación vertical (Fig. 5.3.4 b).

### **5.4.2 Estación 2**

#### *Ubicación y contexto estructural.*

La obtención de los datos se realiza a ~15 km desde el comienzo de la quebrada de Valle Ancho en la ladera sur de la misma. Aquí aflora la subunidad inferior y superior de la Formación Los Aparejos descrita en el capítulo 5.1 con un rumbo NNE-SSW y manteos variables y opuestos (Fig. 5.2.8).

Esta estación se ubica al colindando y al sur de la falla inferida sinistral de Valle Ancho previamente descrito en el capítulo 5.2. Aquí, existe un pliegue anticlinal con un plano axial de rumbo NE-SW y simétrico que se encuentra siendo cortado en uno de sus flancos por una falla sinistral observada, poniendo en contacto lateral la subunidad inferior con la subunidad superior de dicha formación (Fig. 5.2.8).

#### *Datos cinemáticos y familias de fracturas*

Dentro de esta estación se lograron obtener 21 datos cinemáticos (tabla 5.3.2) de los que 19 fueron utilizados para realizar el análisis cinemático ya que estos correspondían a datos de mayor calidad y permitían ser agrupados dentro de una familia de fracturas. Aquí se lograron definir 3 familias de fracturas; “A”, “B” y C (Fig. 5.3.6)

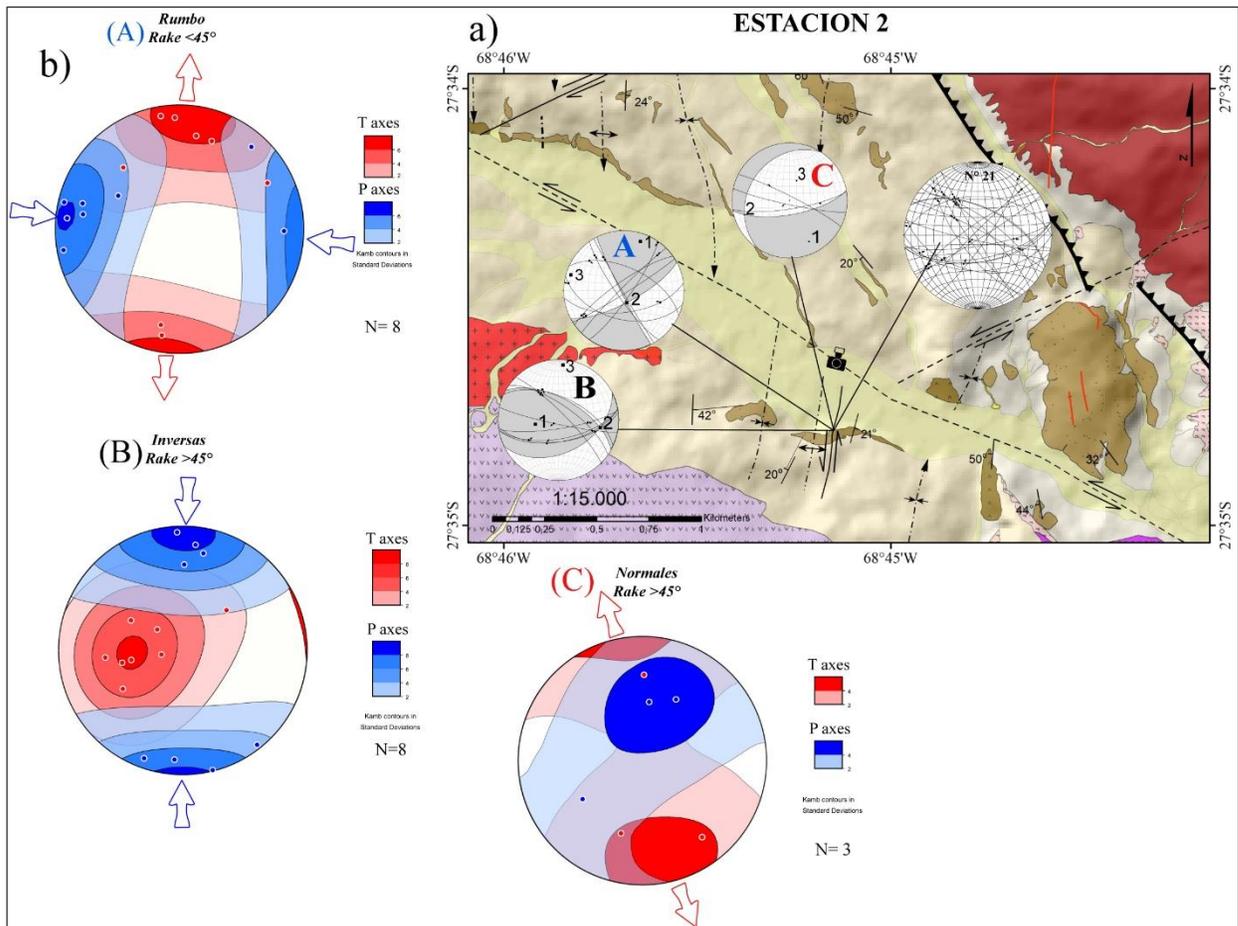


Figura 5.3.6 a) Soluciones del plano para las diferentes familias de fracturas reconocidas en la estación 2 y su ubicación dentro del Mapa estructural. b) Ejes de presión (azul) y tensión (rojo), campos de concentración de ejes de presión (azul) y tensión (rojo) en base a la desviación estándar de los datos y direcciones (flechas) de contracción (azul) y elongación (rojo) para las familias “A”, “B” y “C”.

La familia de fracturas “A” posee una densidad de datos con un  $n = 8$  datos cinemáticos. La orientación principal de estos planos es NE-SW ( $n = 4$ ) y NW-SE ( $n = 4$ ), se desarrollan en planos verticales – subverticales ( $58-88^\circ$ ). La solución del plano y el campo de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representa a un sistema de rumbo (Fig. 5.3.6 a), con un eje de acortamiento ( $\lambda_1$ ) con un buzamiento de  $14^\circ$ , un eje de elongación ( $\lambda_3$ ) sub horizontal y un eje intermedio ( $\lambda_2$ ) sub vertical ( $74^\circ$ ) (tabla 5.3.2). Dentro de esta familia de datos cinemáticos se destaca la aparición de criterios riedel, estrías y crecimiento de fibras (Fig. 5.3.7).



Figura 5.3.7 Ejemplo de indicador cinemático de carácter sinistral para la estación 2, aquí se puede observar el desarrollo de fibras minerales que poseen una morfología escalonada, cada escalón de mineralización esta demarcada por una línea verde, al mismo tiempo en las fibras minerales se desarrollan estrías de falla (líneas negras). Las flechas negras indican el sentido y la dirección del bloque faltante y la dirección hacia donde aumenta el espesor de las fibras minerales. El plano principal se representa en burdeo.

<i>Estación</i>	<i>Regimen</i>	<i>n</i>	<i>nT</i>	$\lambda 1$	$\lambda 2$	$\lambda 3$
	Inversa	8	8	264/59	088/31	357/02
Estación 2	Normal	3	3	155/22	253/19	019/60
	Rumbo	9	10	012/14	158/74	280/09

Tabla 5.3.2 Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales a partir de la mediciones estructurales realizadas en la estación 2, ploteados en *FaultKin*.

La familia de fracturas “B” posee un total de  $n = 8$  datos cinemáticos. El rumbo preponderante de estas fallas es NW-SE a W-E y se desarrollan en planos oblicuos a subverticales ( $46-84^\circ$ ). La solución del plano y el campo de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representa a un sistema inverso (Fig. 5.3.6 a). A diferencia de la familia de fracturas “A” esta posee un eje de acortamiento ( $\lambda 1$ ) e intermedio ( $\lambda 2$ ) oblicuo ( $59^\circ$  y  $31^\circ$  respectivamente) y un eje de elongación ( $\lambda 3$ ) horizontal ( $2^\circ$ ) (tabla 5.3.2).

Por otro lado, la familia de fracturas “C” posee una menor densidad de datos con un total de  $n=3$  datos cinemáticos, una baja representatividad del total de los datos obtenidos en la estación. El rumbo preponderante de estas fallas es NW-SE y se desarrollan en planos subverticales ( $78-84^\circ$ ). La solución del plano y el campo de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representa a un sistema normal (Fig. 5.3.6 a). A diferencia de la familia de fracturas “A” y “B” esta posee un eje de acortamiento ( $\lambda_1$ ) e intermedio ( $\lambda_2$ ) con un bajo buzamiento ( $22^\circ$  y  $19^\circ$  respectivamente) y un eje de elongación ( $\lambda_3$ ) subvertical ( $60^\circ$ ) (tabla 5.3.2).

#### *Direcciones de Acortamiento y Elongación.*

A partir de los datos obtenidos de la familia de fracturas “A”, “B” y “C”, en conjunto con el criterio cinemático se logra obtener los ejes de presión y tensión de cada una de ellas. Para la familia “A” cuya solución responde a un sistema de rumbo, se obtuvo una dirección de contracción WNW-ESE (Fig. 5.3.6 b) sub paralelo a la orientación de la falla de rumbo sinistral inferida que se encajona a través del Valle Ancho y oblicuo a la falla de rumbo sinistral observada en la presente estación y una dirección de elongación horizontal N-S (Fig. 5.3.6 b).

Por otro lado, para la familia de planos de fallas “B” que responden a una solución del plano inversa se obtuvo una dirección de acortamiento NNW-SSE (Fig. 5.3.6 b) oblicuo a la orientación del plano axial del pliegue anticlinal, y una elongación vertical. Finalmente, para la familia de plano “C” que responden a una solución del plano normal se obtuvo una dirección de contracción vertical y una dirección de elongación NW-SE (Fig. 5.3.6 b).

### **5.4.3 Estación 3**

#### *Ubicación y contexto estructural.*

La obtención de los datos se realiza en una de las quebradas afluentes al valle principal de Valle Ancho, en un “sills” que intruye la subunidad inferior de la Formación Los Aparejos descrita en el capítulo 5.1, este posee un rumbo  $N43^\circ W$  y un manteo de  $48^\circ SW$  (Fig. 5.3.8). La estación se ubica cercano al basamento Pérmico, colindante y al sur de la falla inversa inferida que forma parte del sistema compresivo Tres Quebradas Oeste previamente descrito en el capítulo 5.2. Al mismo tiempo, en esta estación se observaron fallas de rumbo dextral normal que

afectan a la Formación Los Aparejos y al sills asociable a la unidad “pórvidos e Intrusivos Tres Quebradas” (Fig. 5.3.8).

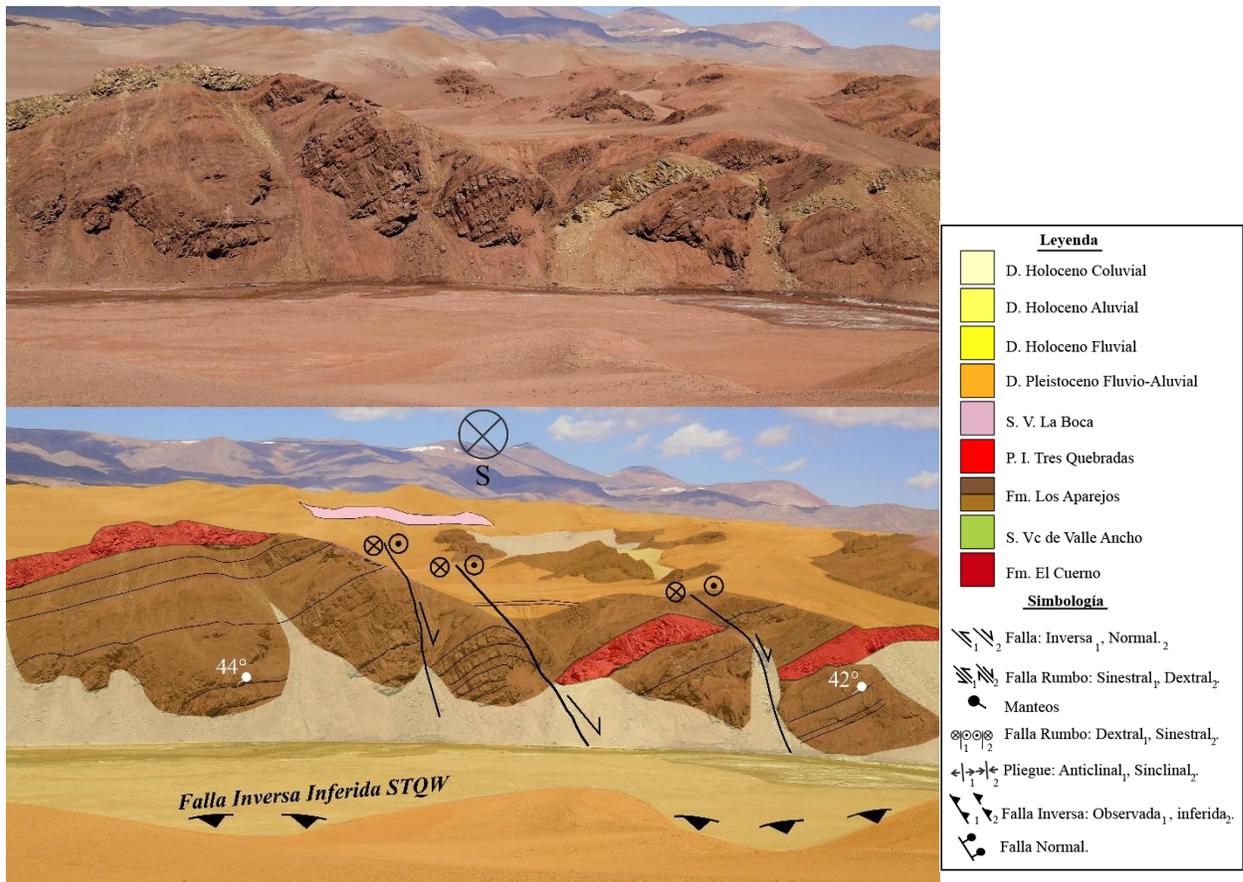


Figura 5.3.8 Foto, unidades aflorantes y estructuras reconocidas en la estación 3.

### Datos cinemáticos y familias de fracturas

Dentro de esta estación se lograron obtener 10 datos cinemáticos (tabla 5.3.3), en donde 9 fueron utilizados para realizar el análisis cinemático ya que estos correspondían a datos de mayor calidad y permitían ser agrupados dentro de una familia de fracturas. Aquí se lograron definir 3 familias de fracturas; “A” y “B” (Fig. 5.4.10).

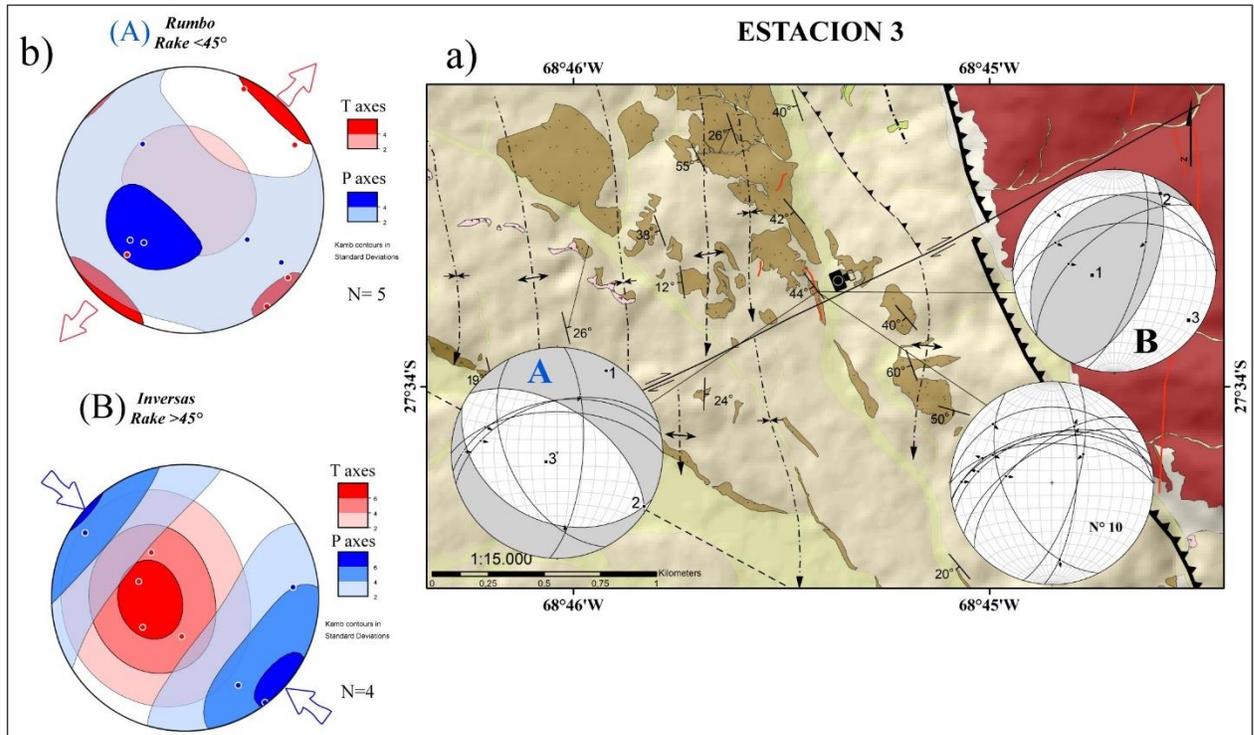


Figura 5.3.9 a) Soluciones del plano para las diferentes familias de fracturas reconocidas en la estación 3 y su ubicación dentro del Mapa estructural. b) Ejes de presión (azul) y tensión (rojo), campos de concentración de ejes de presión (azul) y tensión (rojo) en base a la desviación estándar de los datos y direcciones (flechas) de contracción (azul) y elongación (rojo), para las familias “A” y “B”.

Estación	Regimen	n	nT	$\lambda 1$	$\lambda 2$	$\lambda 3$
	Inversa	4	4	258/72	031/13	124/13
Estación 3	Normal	1	1	354/10	258/30	101/58
	Rumbo	5	5	031/10	122/04	231/79

Tabla 5.3.3 Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales a partir de las mediciones estructurales realizadas en la estación 3, ploteados en *FaultKin*.

La familia de fracturas “A” posee una densidad de datos con un  $n = 5$  datos cinemáticos. La orientación principal de estos planos es NE-SW ( $n = 3$ ) y cercano a la N-S ( $n = 2$ ) y se desarrollan en planos subverticales ( $50-70^\circ$ ). La solución del plano y el campo de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representa a un sistema normal (Fig. 5.3.9 a), con un eje de acortamiento ( $\lambda 1$ ) y un eje intermedio ( $\lambda 2$ ) prácticamente horizontal ( $10^\circ$  y  $4^\circ$  respectivamente) un eje de elongación ( $\lambda 3$ ) sub vertical ( $79^\circ$ ) (tabla 5.3.3).

La familia de fracturas “B” posee un total de  $n = 4$  datos cinemáticos. El rumbo de estas fallas es NE-SW y se desarrollan en planos oblicuos a subverticales ( $26-70^\circ$ ). La solución del plano y el campo de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representan a un sistema inverso (Fig. 5.3.9 a). A diferencia de la familia de fracturas “A” esta posee un eje de acortamiento ( $\lambda_1$ ) subvertical y un eje de elongación ( $\lambda_3$ ) e intermedio ( $\lambda_2$ ) sub horizontal (tabla 5.3.3).

#### *Direcciones de Acortamiento y Elongación.*

A partir de los datos obtenidos de la familia de fracturas “A” y “B”, en conjunto con el criterio cinemático se logra obtener los ejes de presión y tensión de cada una de ellas. Para la familia “A” cuya solución responde a un sistema normal, se obtuvo una dirección de contracción vertical (Fig. 5.3.9 b) y una dirección de elongación NE-SW sub paralelo a la orientación de las fallas dextrales normales (Fig. 5.3.8).

Por otro lado, para la familia de planos de fallas “B” que responden a una solución del plano inversa se obtuvo una dirección de acortamiento NW-SE (Fig. 5.3.9 b), oblicuo a la orientación de la falla inversa inferida del STQO y una dirección de elongación vertical.

#### **5.4.4 Estación 4**

##### *Ubicación y contexto estructural.*

La obtención de los datos se realiza en rocas que afloran desde la estación 3 hasta ~600 m hacia el occidente por la quebrada descrita en la estación 3 (Fig. 5.3.10). Sin embargo, a diferencia de la estación previa esta se realiza en la subunidad inferior de la Formación Los Aparejos descrita en el capítulo 5.1. Aquí estas rocas afloran con un rumbo  $N28^\circ W$  sub paralelo al Formación El Cuerno y un manto de  $42^\circ-44^\circ SW$ . La estación se ubica cercano al basamento Pérmico, colindante y al sur de la falla inversa inferida que forma parte del sistema compresivo Tres Quebradas Oeste previamente descrito en el capítulo 5.2. Al mismo tiempo, en esta estación se observaron fallas de rumbo dextral normales afectando a la Formación Los Aparejos.

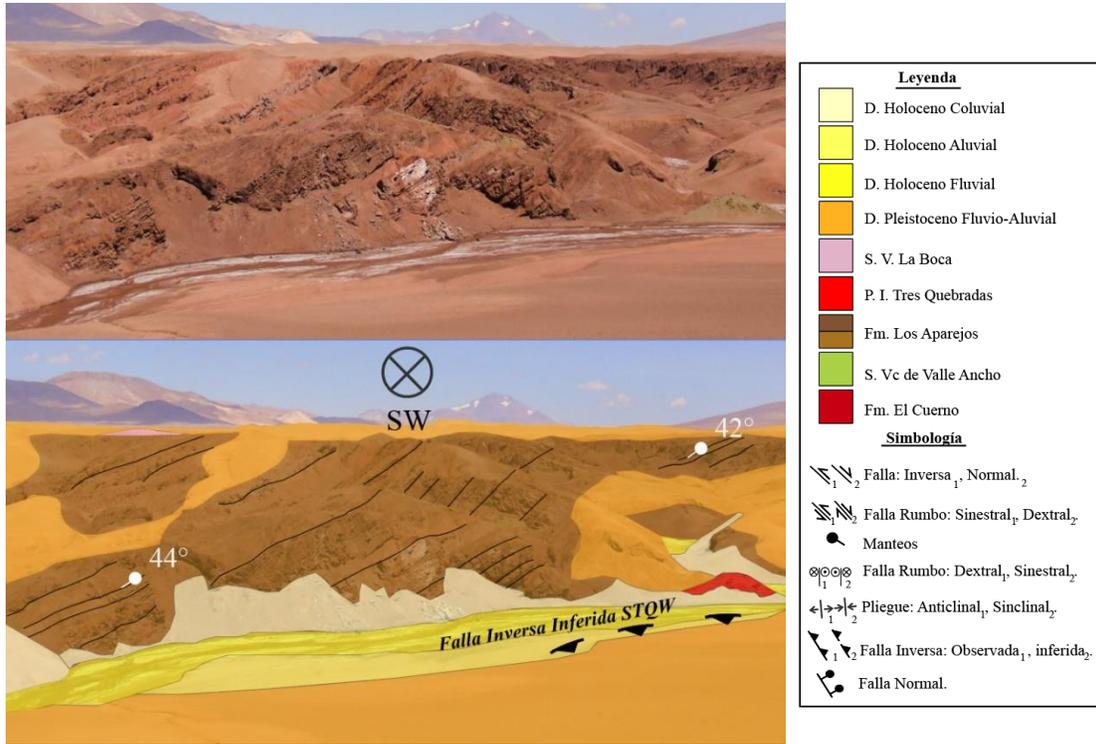


Figura 5.3.10 Foto, unidades aflorantes y estructuras reconocidas en la estación 4.

### Datos cinemáticos y familias de fracturas

Dentro de esta estación se lograron obtener 12 datos cinemáticos (tabla 5.3.4), todos utilizados para realizar el análisis cinemático. Aquí se lograron definir 3 familias de fracturas; “A”, “B” y “C” (Fig. 5.3.11).

La familia de fracturas “A” posee una densidad de datos con un  $n = 6$  datos cinemáticos. La orientación principal de estos planos es NE-SW y se desarrollan en planos subverticales a incluso verticales ( $60-90^\circ$ ). La solución del plano y el campo de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representa a un sistema de rumbo (Fig. 5.3.11 a), con un eje de acortamiento ( $\lambda_1$ ) y un eje y un eje de elongación ( $\lambda_3$ ) prácticamente horizontal ( $15$  y  $1^\circ$  respectivamente) y un eje intermedio ( $\lambda_2$ ) sub vertical ( $75^\circ$ ) (tabla 5.3.4). Dentro de esta familia de datos cinemáticos se destaca la aparición de criterios riedel, estrías y crecimiento de fibras (Fig. 5.3.12).

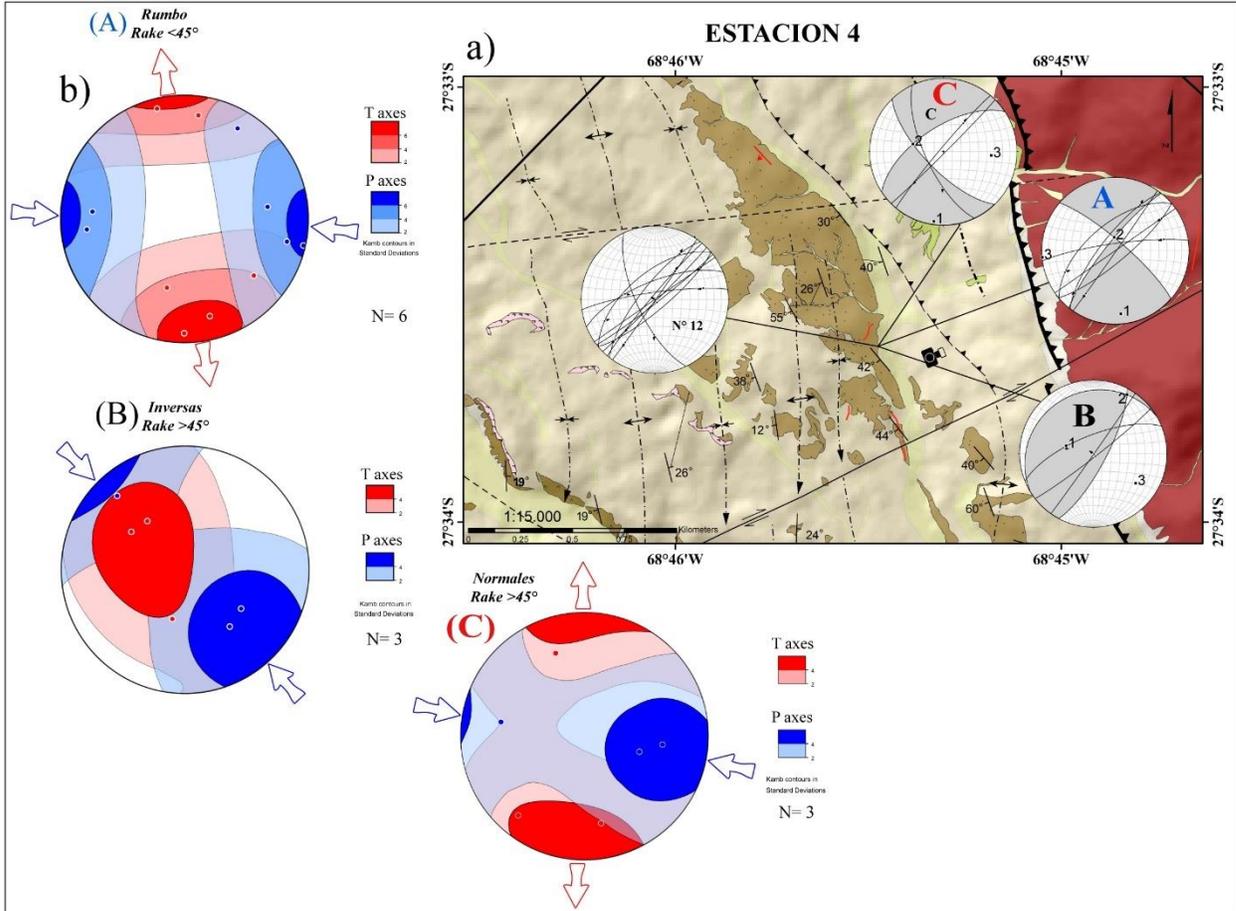


Figura 5.3.11 a) Soluciones del plano para las diferentes familias de fracturas reconocidas en la estación 4 y su ubicación dentro del Mapa estructural. b) Ejes de presión (azul) y tensión (rojo), campos de concentración de ejes de presión (azul) y tensión (rojo) en base a la desviación estándar de los datos y direcciones (flechas) de contracción (azul) y elongación (rojo), para las familias “A”, “B” y “C”.

<i>Estación</i>	<i>Regimen</i>	<i>n</i>	<i>nT</i>	$\lambda_1$	$\lambda_2$	$\lambda_3$
	Inversa	3	3	286/59	030/09	125/30
Estación 4	Normal	3	3	188/05	284/55	94/35
	Rumbo	6	6	175/15	356/75	265/01

Tabla 5.3.4 Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales a partir de la mediciones estructurales realizadas en la estación 4, ploteados en *FaultKin*

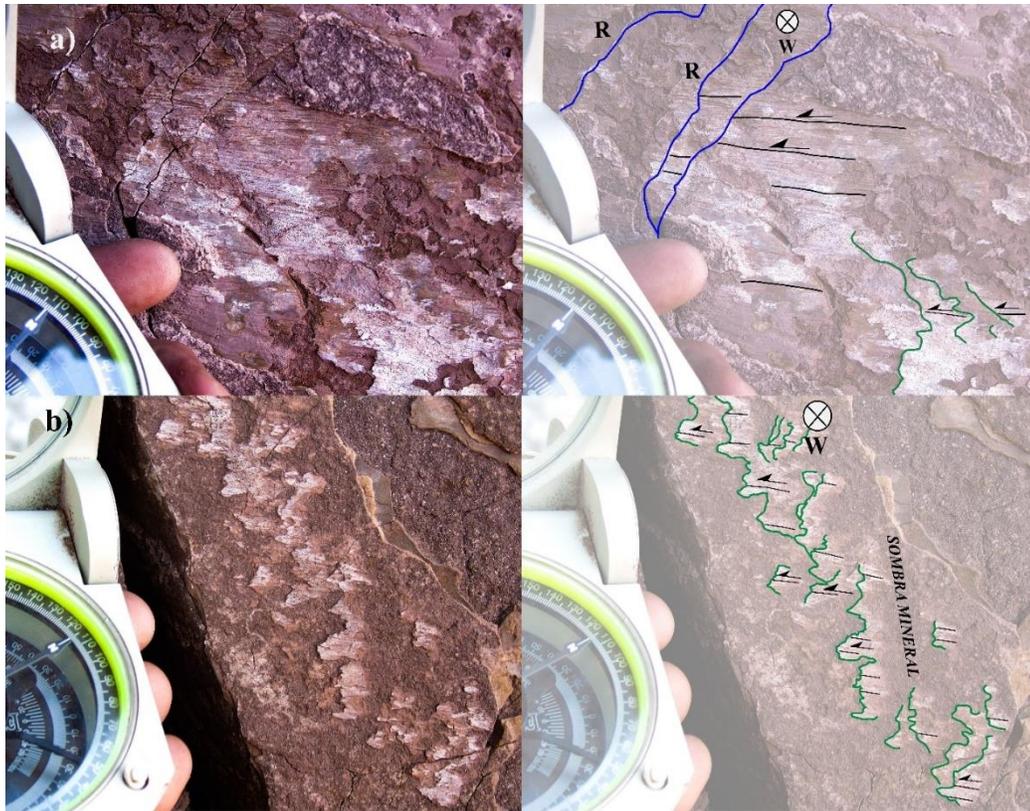


Figura 5.3.12 Ejemplos de indicador cinemático de carácter dextral para la estación 4. a) Fracturas secundarias tipo R (línea azul), cristalización de fibras minerales escalonadas (línea verde), sombras minerales y estrías (línea negra), las flechas negras señalan la dirección-sentido del bloque faltante. b) cristalización de fibras minerales escalonadas (línea verde), sombras minerales y estrías (línea negra), las flechas negras señalan la dirección-sentido del bloque faltante.

La familia de fracturas “B” posee un total de  $n = 3$  datos cinemáticos. El rumbo de estas fallas es NE-SW y se desarrollan en planos subverticales ( $74-88^\circ$ ). La solución del plano y el campo de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representan a un sistema inverso (Fig. 5.3.11). A diferencia de la familia de fracturas “A” esta posee un eje de acortamiento ( $\lambda_1$ ) subvertical ( $59^\circ$ ), un eje de elongación oblicuo ( $\lambda_3$ ) ( $30^\circ$ ) e intermedio ( $\lambda_2$ ) sub horizontal ( $9^\circ$ ) (tabla 5.3.4).

Por otro lado, la familia de fracturas “C” posee una densidad de datos con un total de  $n = 3$  datos cinemáticos. El rumbo preponderante de estas fallas es NE-SW ( $n = 2$ ) y N-S ( $n = 1$ ) y se desarrollan en planos subverticales ( $70-86^\circ$ ). La solución del plano y el campo de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representa a un sistema normal dextral ((Fig. 5.3.11 a). A diferencia de la familia de fracturas “B” y similar a la familia “A” esta posee un eje de acortamiento ( $\lambda_1$ ) sub horizontal ( $05^\circ$ ), y un eje intermedio sub vertical ( $\lambda_2$ ) ( $55^\circ$ ) mientras que

el eje de elongación ( $\lambda_3$ ) es oblicuo, pero con un ángulo menor ( $35^\circ$ ) al eje intermedio (tabla 5.3.4).

#### *Direcciones de Acortamiento y Elongación.*

A partir de los datos obtenidos de la familia de fracturas “A”, “B” y “C”, en conjunto con el criterio cinemático se logra obtener los ejes de presión y tensión de cada una de ellas. Para la familia “A” cuya solución responde a un sistema de rumbo, se obtuvo una dirección de contracción WSW-ENE (Fig. 5.3.11 b) subparalelo a la orientación de las fallas de dextrales normales exhibidas en la estación previa y subperpendicular a la orientación del basamento Pérmico, en donde la dirección de elongación es subhorizontal NNW-SSE y es subparalelo a la orientación de la Formación El Cuerno (Fig. 5.3.11 b).

Por otro lado, para la familia de planos de fallas “B” que responden a una solución del plano inversa se obtuvo una dirección de acortamiento NW-SE (Fig. 5.3.11 b), oblicuo a la orientación de las fallas inversas del STQO y al basamento Pérmico y una dirección de elongación vertical (Fig. 5.3.11 b). Finalmente, para la familia de plano “C” que responden a una solución del plano normal dextral se obtuvo una dirección de contracción WNW-ESE subparalelo a la orientación de las fallas de dextrales normales exhibidas en la estación previa y subperpendicular a la orientación del basamento Pérmico y una dirección de elongación N-S horizontal subparalelo al STQO.

#### **5.4.5 Estación 5**

##### *Ubicación y contexto estructural.*

La obtención de los datos se realiza en rocas que afloran inmediatamente occidente por la quebrada descrita en la estación 3. Se realiza al igual que en la estación previa en la subunidad inferior de la Formación Los Aparejos descrita en el capítulo 5.1. Aquí, estas rocas afloran con un rumbo  $N19^\circ W$  subparalelo al Formación El Cuerno y un manto de  $42^\circ - 30^\circ SW$  (Fig. 5.2.3). La estación se ubica cercano al basamento Pérmico, colindante y al sur de la falla inversa inferida que forma parte del sistema compresivo Tres Quebradas Oeste previamente descrito en el capítulo 5.2. Al mismo tiempo, en esta estación se observaron fallas de rumbo inferidas dextrales y sinistralas (Fig. 5.2.3).

## Datos cinemáticos y familias de fracturas

Dentro de esta estación se lograron obtener 15 datos cinemáticos (tabla 5.3.5), en donde 14 son utilizados para realizar el análisis cinemático ya que estos correspondían a datos de mayor calidad y permitían ser agrupados dentro de una familia de fracturas. Aquí se definen 2 familias de fracturas; “A” y “B” (Fig. 5.3.13 a).

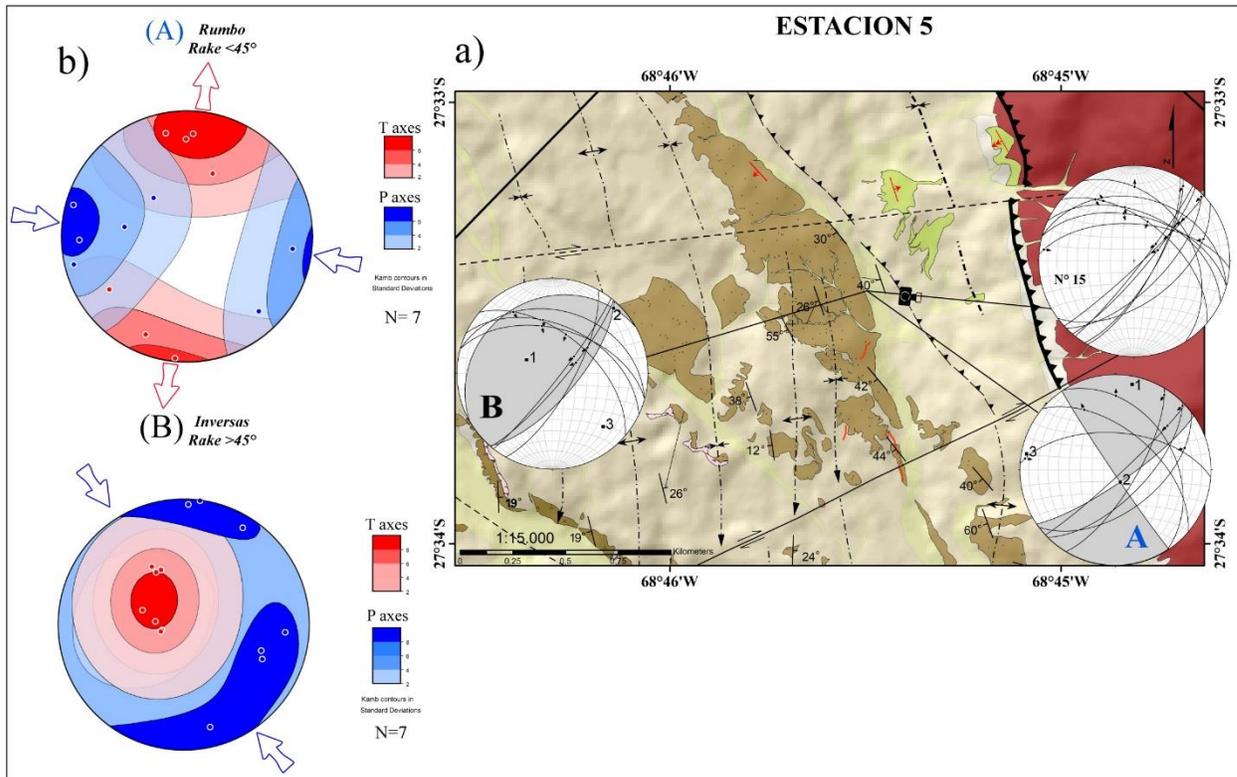


Figura 5.3.13 a) Soluciones del plano para las diferentes familias de fracturas reconocidas en la estación 5 y su ubicación dentro del Mapa estructural. b) Ejes de presión (azul) y tensión (rojo), campos de concentración de ejes de presión (azul) y tensión (rojo) en base a la desviación estándar de los datos y direcciones (flechas) de contracción (azul) y elongación (rojo), para las familias “A” y “B”.

La familia de fracturas “A” posee una densidad de datos con un  $n = 7$  datos cinemáticos. La orientación principal de estos planos es NE-SW ( $n=4$ ) y NW-SE ( $n=3$ ) y se desarrollan en planos subverticales. La solución del plano y el campo de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representa a un sistema de rumbo (Fig. 5.3.13 a), con un eje de acortamiento ( $\lambda_1$ ) y un eje y un eje de elongación ( $\lambda_3$ ) prácticamente horizontal ( $09^\circ$  y  $06^\circ$  respectivamente) y un eje

intermedio ( $\lambda_2$ ) sub vertical ( $79^\circ$ ) (tabla 5.3.5). Dentro de esta familia de datos cinemáticos se destaca la aparición de criterios riedel, estrías y crecimiento de fibras (Fig. 5.3.14).

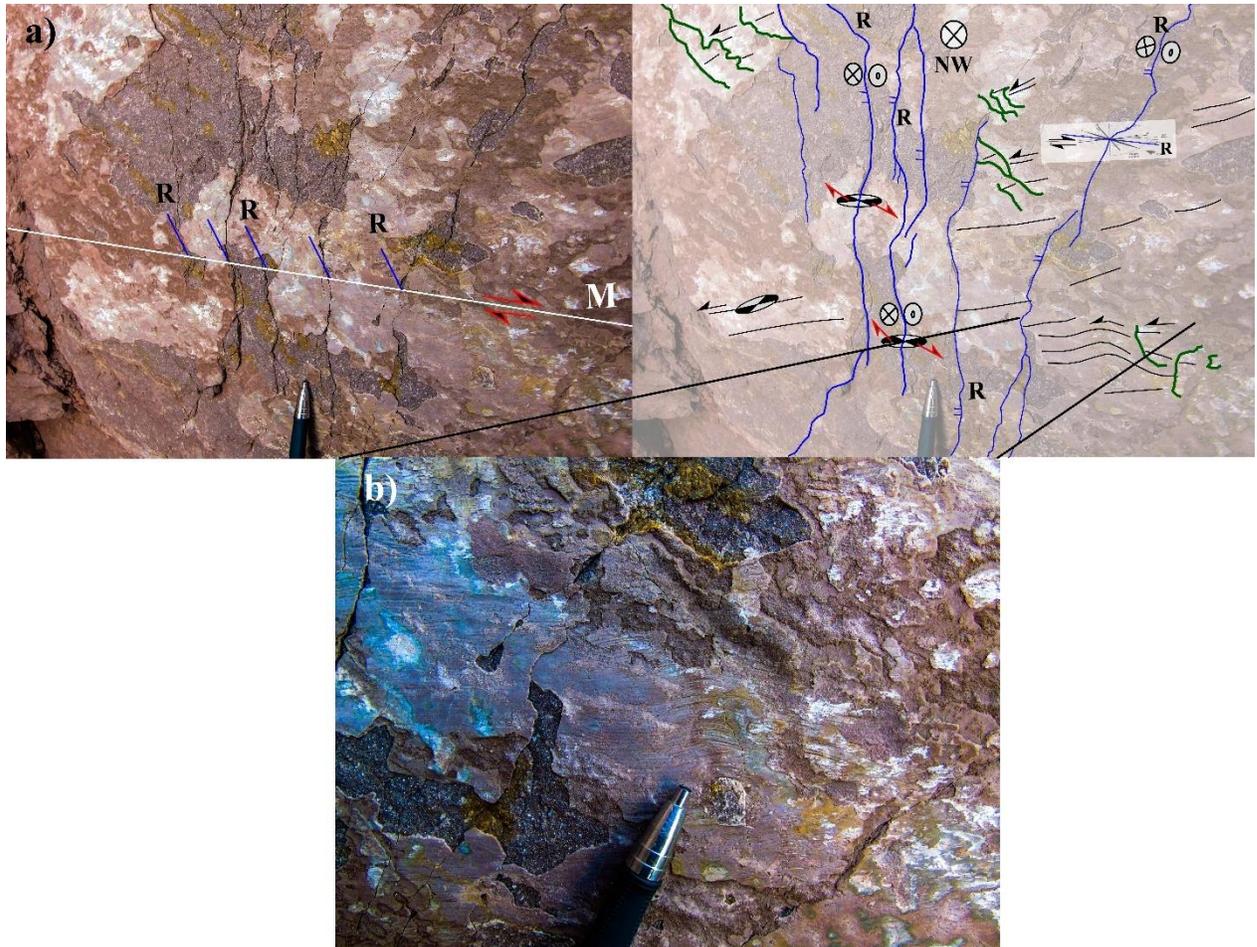


Figura 5.3.14 Ejemplos de indicadores cinemáticos de carácter dextral para la estación 5. a) Plano de falla principal M, Fracturas secundarias tipo R (línea azul), cristalización de fibras minerales escalonadas (línea verde), sombras minerales y estrías (línea negra), las flechas negras señalan la dirección-sentido del bloque faltante, las flechas rojas indican el desplazamiento de los bloques afectados por las fracturas R y M. b) Acercamiento a estrías sinuosas que marcan la trayectoria curva del bloque faltante.

<i>Estación</i>	<i>Regimen</i>	<i>n</i>	<i>nT</i>	$\lambda_1$	$\lambda_2$	$\lambda_3$
Estación 5	Inversa	7	8	298/65	043/07	136/24
	Rumbo	7	7	011/09	158/79	280/06

Tabla 5.3.5 Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales a partir de la mediciones estructurales realizadas en la estación 5, ploteados en *FaultKin*.

La familia de fracturas “B” posee un total de  $n = 7$  datos cinemáticos. El rumbo de estas fallas es NE-SW ( $n=4$ ) y NW-SE ( $n=4$ ) y se desarrollan en planos subverticales ( $48^{\circ}$ - $84^{\circ}$ ). La solución del plano y el campo de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representan a un sistema inverso (Fig. 5.3.13 a). A diferencia de la familia de fracturas “A” esta posee un eje de acortamiento ( $\lambda_1$ ) subvertical ( $65^{\circ}$ ), un eje de elongación ( $\lambda_3$ ) oblicuo ( $24^{\circ}$ ) e intermedio ( $\lambda_2$ ) sub horizontal ( $07^{\circ}$ ) (tabla 5.3.5).

#### *Direcciones de Acortamiento y Elongación.*

A partir de los datos obtenidos de la familia de fracturas “A” y “B”, en conjunto con el criterio cinemático se logra obtener los ejes de presión y tensión de cada una de ellas. Para la familia “A” cuya solución responde a un sistema de rumbo, se obtuvo una dirección de contracción WNW-ESE (Fig. 5.3.13 b) oblicuo a la orientación de las fallas de rumbo y subperpendicular a la orientación del basamento Pérmico y una dirección de elongación horizontal N-S.

Por otro lado, para la familia de planos de fallas “B” que responden a una solución del plano inversa se obtuvo una dirección de acortamiento NW-SE (Fig. 5.3.13 b) oblicuo a la orientación de la fallas inversas del STQO y al basamento Pérmico.

### **5.4.6 Estación 6**

#### *Ubicación y contexto estructural.*

La obtención de los datos se realiza en rocas que afloran en el centro sur de la región de estudio en una de las quebradas afluentes a la quebrada principal del Valle Ancho (Fig. 5.3.1). En esta zona afloran cuerpos intrusivos porfídicos y secuencias de lavas asociables al “Complejo Volcánico Don Segundo” altamente alteradas (Fig. 5.3.15) descritas en el capítulo 5.1. Al mismo tiempo en esta estación se observaron fallas de meso escala de rumbo inferidas dextrales y sinistralas (Fig. 5.3.15).

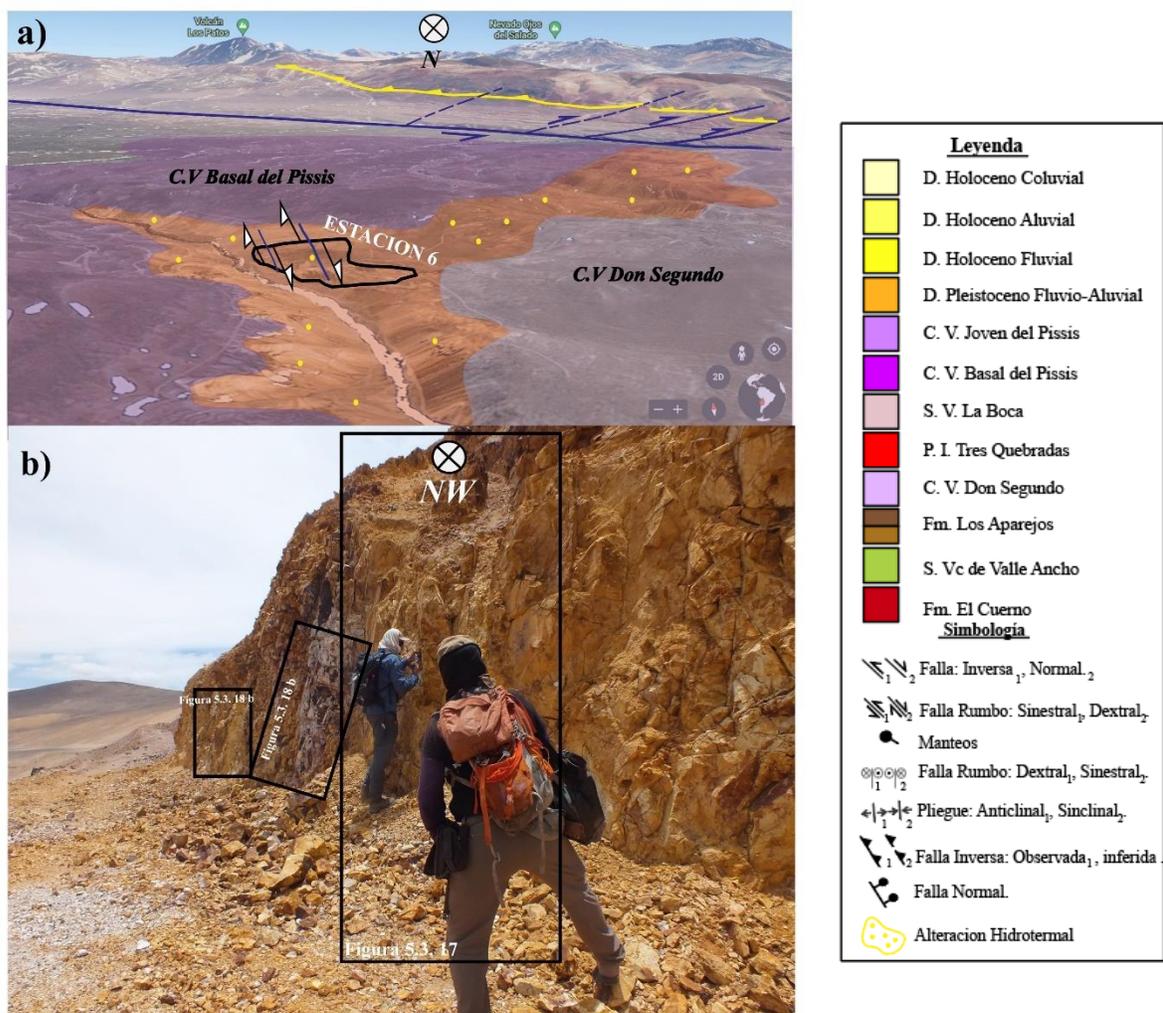


Figura 5.3.15 a) Imagen satelital que exhibe las principales estructuras del área en conjunto con las unidades aflorantes en la estación 6. b) Foto que muestra parte de la estación cinemática 6 y el lugar de adquisición de las figuras interpretadas.

### *Datos cinemáticos y familias de fracturas*

Dentro de esta estación se lograron obtener 14 datos cinemáticos (tabla 5.3.6) y 12 son utilizados para realizar el análisis cinemático ya que estos correspondían a datos de mayor calidad y permitían ser agrupados dentro de una familia de fracturas. Aquí se definen 2 familias de fracturas; “A” y “C” (Fig. 5.3.16).

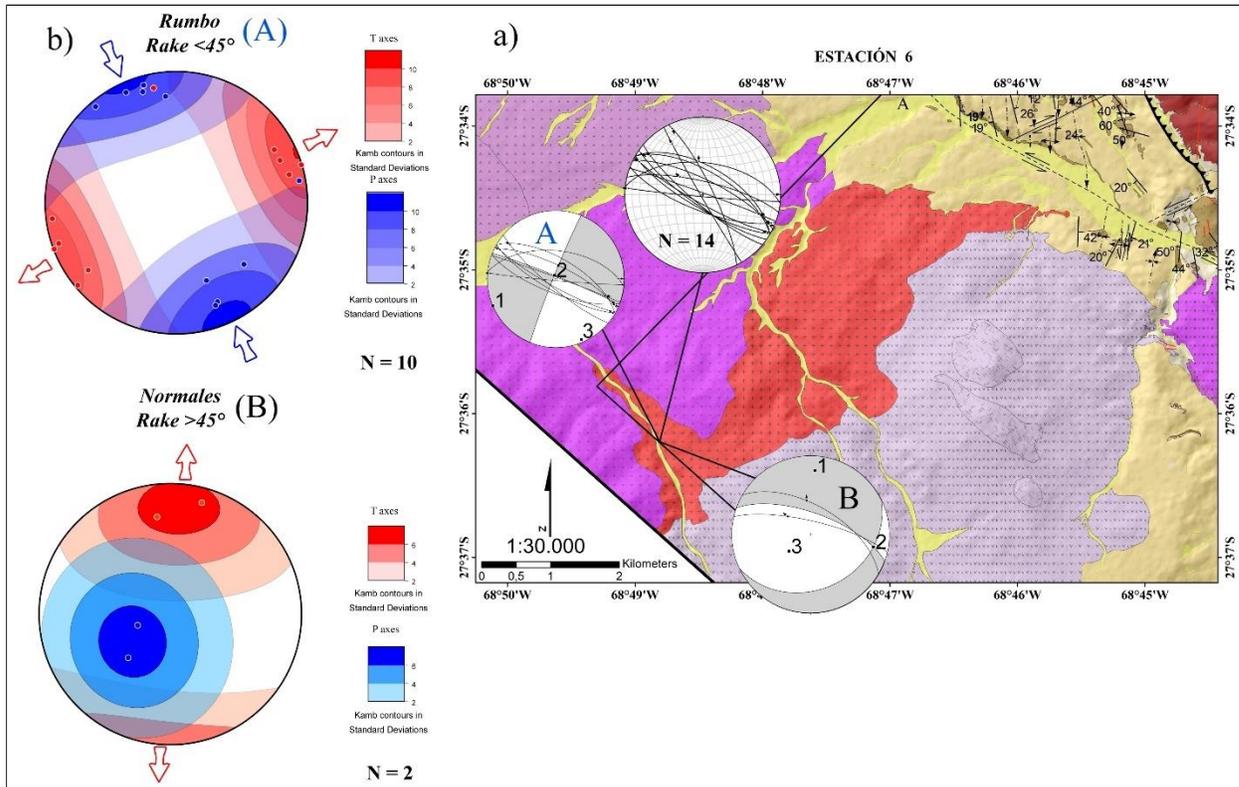


Figura 5.3.16 a) Soluciones del plano gráficas para las diferentes familias de fracturas reconocidas en la estación 6 y su ubicación dentro del Mapa estructural. b) Ejes de presión (azul) y tensión (rojo), campos de concentración de ejes de presión (azul) y tensión (rojo) en base a la desviación estándar de los datos y direcciones (flechas) de contracción (azul) y elongación (rojo), para las familias “A” y “C”.

La familia de fracturas “A” posee una densidad de datos con un  $n = 10$  datos cinemáticos. La orientación principal de estos planos es W-E a NW-SE y se desarrollan en planos subverticales. La solución del plano y el campo de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representa a un sistema de rumbo (Fig. 5.4.17 (a)), con un eje de acortamiento ( $\lambda_1$ ) y un eje y un eje de elongación ( $\lambda_3$ ) horizontal ( $01^\circ$  y  $07^\circ$  respectivamente) y un eje intermedio ( $\lambda_2$ ) vertical ( $83^\circ$ ) (tabla 5.3.6).

<i>Estación</i>	<i>Regimen</i>	<i>n</i>	<i>nT</i>	<i><math>\lambda_1</math></i>	<i><math>\lambda_2</math></i>	<i><math>\lambda_3</math></i>
Estación 6	Rumbo	10	12	245/01	339/83	155/07
	Normal	2	2	004/19	101/19	232/62

Tabla 5.3.6 Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales a partir de las mediciones estructurales realizadas en la estación 6, ploteados en *FaultKin*.

La familia de fracturas “C” posee un total de  $n = 2$  datos cinemáticos. El rumbo de estas fallas es NW-SE y se desarrollan en planos subverticales ( $63^{\circ}$ - $70^{\circ}$ ). La solución del plano y el campo de strain obtenido a partir de los datos cinemáticos representan a un sistema normal (Fig. 5.3.16 a). A diferencia de la familia de fracturas “A” esta posee un eje de acortamiento ( $\lambda_1$ ) sub horizontal ( $19^{\circ}$ ), un eje de elongación ( $\lambda_3$ ) sub vertical ( $62^{\circ}$ ) e intermedio ( $\lambda_2$ ) sub horizontal ( $19^{\circ}$ ) (tabla 5.3.6).

Dentro de estas familias de datos cinemáticos se destaca la aparición de criterios riedel, estrías y crecimiento de fibras (Fig. 5.3.17), al mismo tiempo, es posible observar el desarrollo de brechas hidrotermales que se desarrollan con orientación similar a los planos de falla. Dentro de algunos fracturas existe una sobre imposición de criterios cinemáticos en donde se observa indicadores cinemáticos que muestran movimiento normal enmascarado por una cristalización de fibras mineral y estrías que definen una cinemática de rumbo dextral, lo que nos permite suponer que dichas fracturas tuvieron más de un movimiento relativo. Por otro lado, es posible observar sistemas de fracturas conjugadas que se desplazan entre sí formando estructuras romboidales por la conjugación de las fracturas, aquí los planos de falla poseen cinemáticas de rumbo.

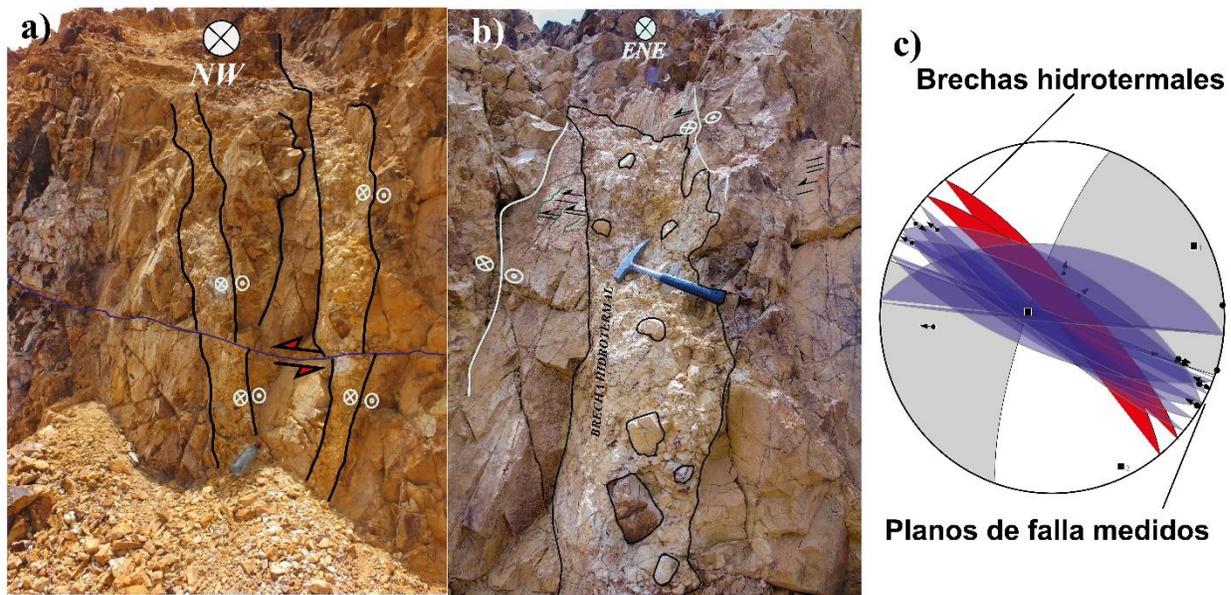


Figura 5.3.17 a) Brechas hidrotermales emplazándose con orientación WNW sub paralelo a la fracturas de rumbo dextral (línea negra) siendo desplazadas por fracturas sub horizontales (línea azul) de manera sinistral (flechas rojas). b) Acercamiento a las brechas hidrotermales en donde se pueden observar los criterios cinemáticos de crecimiento de fibra y estrías de falla que definen un movimiento de rumbo dextral. c) Figura que ilustra la relación geométrica respecto a las brechas hidrotermales (planos rojos) y la solución de los planos medidos en la estación.

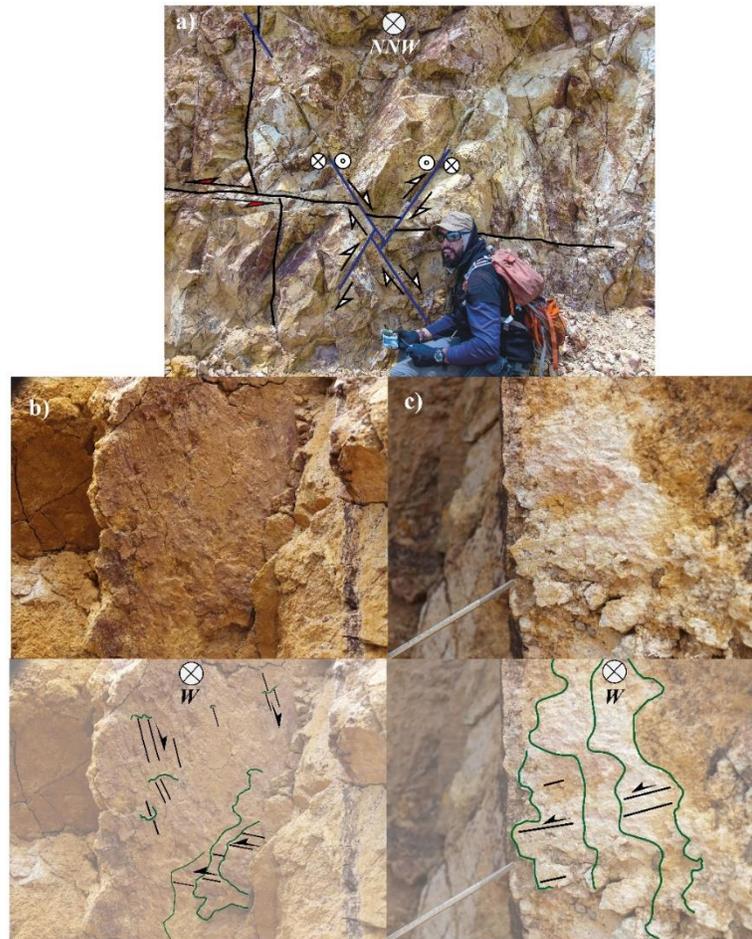


Figura 5.3.18 a) Sistema de fracturas conjugadas de rumbo (línea azul) que se desplazan entre si formando estructuras romboidales en donde la flecha blanca marca el sentido-dirección del desplazamiento. b) Criterios cinemático normal y de rumbo dextral, en donde se puede visualizar una superposición de criterios cinemáticos. c) Criterios cinemáticos de rumbo dextral. Escalón de fibras minerales: líneas verdes; estrías de falla: líneas negras; flechas negras: sentido - dirección del bloque faltante y dirección de aumento del espesor de las fibras minerales

#### *Direcciones de Acortamiento y Elongación.*

A partir de los datos obtenidos de la familia de fracturas “A” y “C”, en conjunto con el criterio cinemático se logra obtener los ejes de presión y tensión de cada una de ellas. Para la familia “A” cuya solución responde a un sistema de rumbo, se obtuvo una dirección de contracción NW-SE (Fig. 5.3.16 b) oblicuo a la orientación de las fallas de rumbo reconocidas en el área y una dirección de elongación horizontal vertical. Por otro lado, para la familia de planos de fallas “C” que responden a una solución del plano normal se obtuvo un acortamiento vertical y una dirección de elongación horizontal N-S oblicuo a la orientación del basamento Pérmico (Fig. 5.3.16 b).

## 5.4 GEOLOGÍA ECONOMICA DE LA LOCALIDAD DE VALLE ANCHO.

En la región del Valle Ancho existió un evento magmático–volcánico cuyos productos han sido datados entre los ~24 Ma (Coira, 1996) y los ~ 4 Ma (Mpodozis *et al.*, 1998). Los estudios realizados en esta materia muestran que la signatura geoquímica de las unidades vulcano-magmáticas Neógenas provienen de magmas generados a partir de la fusión de material ingresado a la cuña astenosférica mediante erosión por subducción (Kay *et al.*, 2013; Goss *et al.*, 2013). Al mismo tiempo, Kay *et al.* (2013) atribuye algunas anomalías geoquímicas de estos cuerpos debido a que se emplazan en rocas asociables al Grupo Choiyoi, las que a su vez corresponden a cuerpos intrusivos y secuencias volcánicas que poseen una signatura geoquímica influenciada en gran medida por la fusión de corteza cortical (Coloma *et al.*, 2017; Kay *et al.*, 1988).

### 5.4.1 Zonas de alteración

Diferentes target de exploración han sido definidos previamente por diversos autores en la localidad de Valle Ancho (Coira, 1996; Mpodozis *et al.*, 1995, 1997). Actualmente la localidad de Valle Ancho ha sido explorada por la empresa “NGEx” quienes han obtenido interesantes resultados en sus exploraciones, destacando 4 targets principales asociados a depósitos epitermales de Au cercano al límite con Chile y hacia el oriente sistema porfídicos de Cu-Mo/Au. En el presente trabajo se pudieron reconocer 4 áreas principales de alteración en donde fue posible identificar diferentes asociaciones minerales (Fig. 5.4.1, 5.4.5).

En general para las zonas 1 y 2 identificadas (Fig. 5.4.1 y 5.4.4), se pudo observar la presencia de la asociación cuarzo, jarosita y arcillas blancas (posiblemente caolinita) en donde el “*lithocap*” está conformado por rocas volcánicas oligocenas – miocenas. Si bien esta se presenta en las 2 regiones, es en la zona de alteración 2 donde se observa en superficie un gran depósito epitermal posiblemente de alta sulfuración (Corbett, 2008; Corbett y Leach 1998; Sillitoe, 2010) en donde las rocas que albergan la alteración corresponden a rocas volcánicas del Oligoceno las que presentan en zonas distales una alteración propilítica con asociaciones minerales de epidota y clorita selectiva. Por otro lado, la zona de alteración 3 posee asociaciones minerales diferentes, aquí, es posible observar cuerpo porfídicos con remanentes de alteración potásica, lo que nos supone un sistema más profundo que los desarrollados cercanos al límite con Chile, al mismo

tiempo, circundante a esta alteración y afectando a secuencias volcánicas y a la Formación Los Aparejos se pudo observar la presencia de clorita y epidota selectiva en minerales maficos.

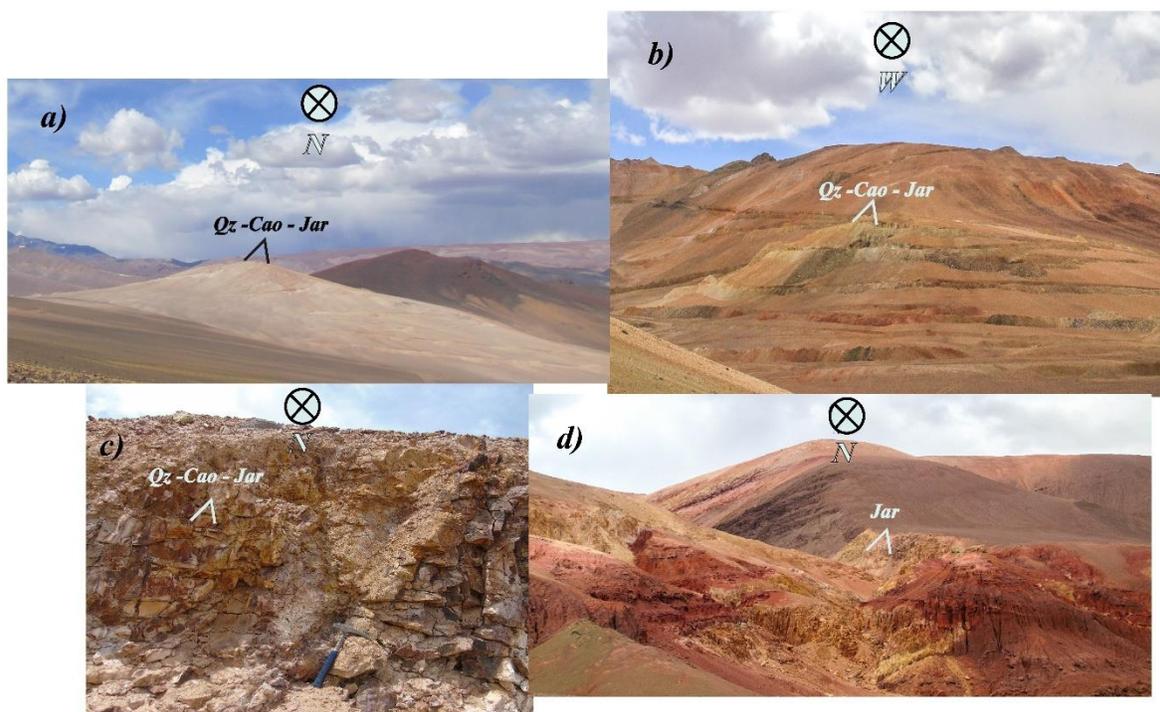


Figura 5.4.1. a) Zona alteración 1. b) Zona alteración 2. c) Zona alteración 3 d) Zona alteración 4.

Específicamente en la zona de alteración 3 se pudieron reconocer remanentes de alteración potásica con una asociación mineral de feldespato potásico y biotita secundaria afectando a cuerpos intrusivos porfídicos de manera pervasiva, a la que se le sobrepone una alteración Fílica con asociaciones minerales de cuarzo – sericita selectiva en plagioclasas y en bolsones de alteración, caracterizando un “telescoping” entre estas 2 alteraciones (Fig. 5.4.2 a y b), en algunos lugar también es posible observar una asociación de arcillas blancas y clorita, cuya asociación forma bolsones de coloración verdosa. Aquí se pudieron observar 3 tipos de vetillas, la primera de ellas corresponden a vetilla finas <2 mm sinuosas (posiblemente tipo A) rellenas casi exclusivamente por cuarzo, vetillas rectas a sinuosas de hasta 1 cm de espesor (posiblemente tipo B) que en el centro poseen óxidos de Cu-Fe posiblemente afectando a sulfuros primarios tales como calcopirita - pirita, al mismo tiempo se observaron vetillas (posiblemente tipo D) de hasta ~7 mm rectas con halos de alteración sericítica, estas se conforman por cuarzo, óxidos de hierro y cobre, tales como goethita, hematita iridiscente y cuprita (Fig. 5.4.2 a, b), que cortan a la vetillas previamente nombradas.

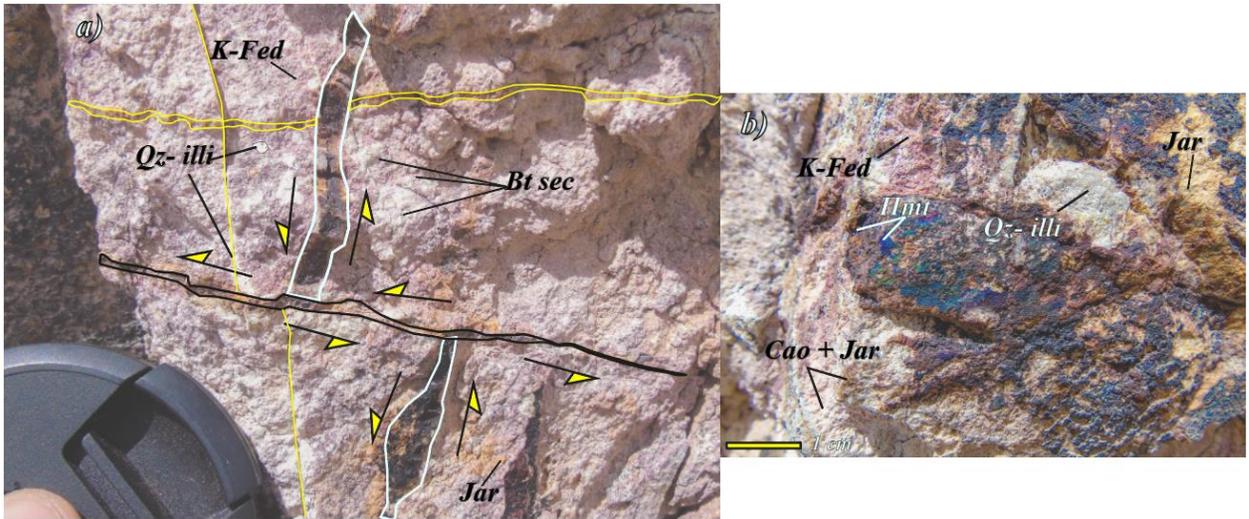


Figura 5.4.2 a) Alteraciones y desplazamiento de vetillas identificadas en la zona de alteración 3. En donde, K-fed = feldespato potásico, Bt sec = biotita secundaria, Chl - Illi = clorita-illita, Jar= jarosita. b) Relleno de vetillas reconocidas en el área y asociaciones de minerales de alteración. En donde Got - Hmt = goethita - hematita iridiscente, Qz-Ser = cuarzo- sericita, Jar = jarosita.

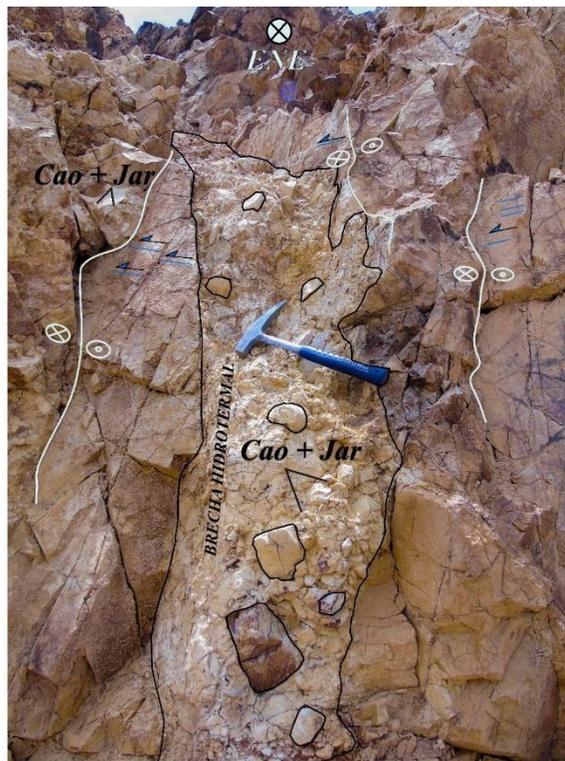


Figura 5.4.3 Brecha hidrotermal reconocida en la zona de alteración 4 emplazada en fracturas asociadas a una cinemática de rumbo. En donde, Jar = jarosita, Cao = caolinita. Las estrías se representan por líneas azules, las flechas azules indican el movimiento del bloque faltante.

En algunos lugares dentro de la zona de alteración 3 es posible observar el desarrollo de brechización hidrotermal alterada de manera pervasiva por la asociación mineral jarosita – arcillas blancas (Fig. 5.4.3), estas se presentan en planos de orientación NE en donde fue posible en base a indicadores cinemáticos de crecimiento de fibras determinar que estos planos estaban asociados a movimientos de rumbo dextral (Fig. 5.4.4), los que son utilizados por los fluidos hidrotermales para circular y producir estos sistemas de brechización hidrotermal.

Finalmente, la zona de alteración 4 es caracterizada por poseer una orientación NW y se acota a la zona de daño asociada a la falla inversa Tres Quebradas Oeste, aquí existe un alto grado de cizalle y alteración hidrotermal caracterizada por arcillas blancas, jarosita y clorita. Esto puede estar genéticamente relacionado a la circulación de fluidos hidrotermales a través de esta zona de debilidad producida por el cizalle asociado a la gran falla inversa que exhuma al basamento Pérmico.

### **5.3.3 Análisis espectral de las zonas de alteración.**

A partir del procesamiento de bandas hiperespectrales del satélite Landsat 8 mediante el software “ENVI” y “ArcGis” en paralelo con descripciones de muestras y terreno, se pudieron identificar diferentes zonas de alteración hidrotermal (Fig. 5.4.4). En primer lugar, a partir de la combinación de banda 4/2, 6/7 y 10 en RGB se puede observar que las zonas de alteración en donde se describe la presencia de jarosita poseen una intensa coloración amarilla (Fig. 5.4.4), al obtener perfiles espectrales de estas zonas de alteración mediante el software ENVI con la combinación de bandas 7 , 4 y 1, se pudo identificar que estas poseen una alta reflectancia a altas longitudes de onda (Fig. 5.4.5 a), lo que es tentativamente lógico cuando se observa a partir de librerías espectrales (Kokaly *et al.*, 2017) la firma espectral de la jarosita y caolinita (Fig. 5.4.5 b). Al mismo tiempo, a modo de comparación se obtienen perfiles espectrales para las rocas correspondientes a las Formaciones Los Aparejos, El Cuerno y el Complejo Volcánico Joven del Piscis obteniendo reflectancias muy por debajo a las obtenidas en las zonas de alteración.

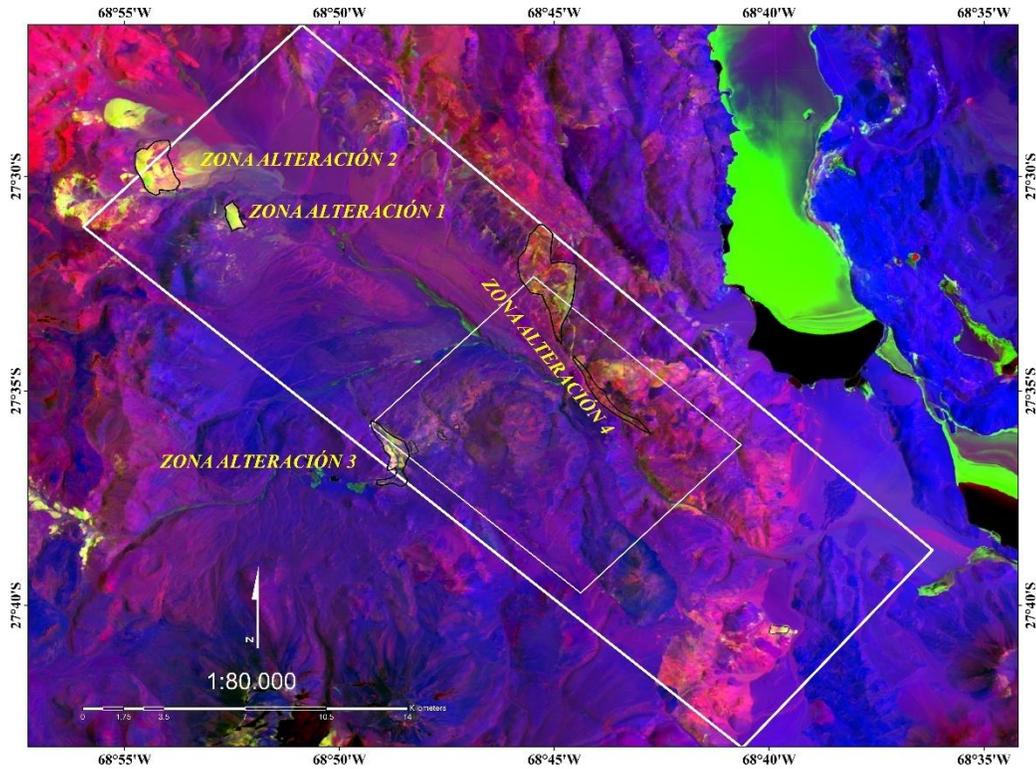


Figura 5.4.4 Combinación de bandas 4/2, 6/7, 10 en RGB. Zonas de alteración (polígonos negros) y área de estudio (rectángulos blancos).

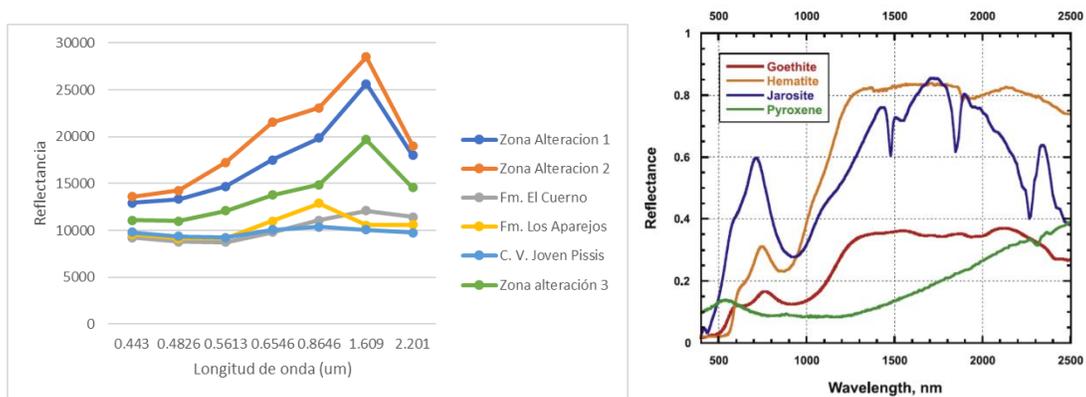


Figura 5.4.5 a) perfil hiperespectral para las diferentes zonas de alteración y unidades reconocidas en Valle Ancho. b) Firmas hiperespectrales para diferentes minerales extraído de Kokaly *et al.* (2017)

Al mismo tiempo, al igual que lo expuesto por Pour y Hashim (2015), quienes realizan un análisis espectral en pórfidos de Cu mediante imágenes espectrales de Landsat 8, se pudo correlacionar que las zonas de alteración hidrotermal compuestas por jarosita y caolinita se observan en la combinación de bandas 4/2, 6/7 y 10 en RGB de coloración amarilla.

## **CAPÍTULO 6: DISCUSIONES**

### **6.1 DISCUSIONES ESTRATIGRAFICAS Y EDADES DE LAS UNIDADES RECONOCIDAS EN LA LOCALIDAD DE VALLE ANCHO.**

#### **6.1.1 Ambientes de depositación de la Formación Los Aparejos**

En base a las descripciones realizadas por Rubiolo y Pereyra (2001) en conjunto con la información expuesta en el presente trabajo, se puede deducir que la Formación Los Aparejos posee una sub unidad inferior que está representando un ambiente continental fluvial proximal a la fuente dado a la baja madurez composicional y media madurez textural de las diferentes litologías que lo componen, al mismo tiempo, las estructuras de laminación cruzada, en artesa y paralela en areniscas y limolitas en conjunto con las estructuras lenticulares y de paleocanales rellenos por conglomerados redondeados e imbricados, nos permite suponer que la génesis de estas puede estar asociado a depósitos de barra, en donde existió una variación periódica de la energía y un mecanismo de transporte fluvial, probablemente asociable a un río trenzado.

Los niveles areno-limosos que se desarrollan dentro de esta unidad pueden asociarse a llanuras de inundación en donde se desarrolla una intensa bioturbación. Al mismo tiempo algunos niveles brechosos aislados, nos sugieren la existencia de eventos periódicos de mayor energía de transporte y en base a sus características litológicas podrían ser interpretados como flujos detríticos.

La predominancia de cristales y líticos volcánicos andesíticos en la matriz y fragmentos mayores de las secuencias arenosas y conglomerádicas que forman la subunidad inferior de la Formación Los Aparejos nos sugiere que durante el proceso de depositación debería existir rocas volcánicas asociables a un arco volcánico que se encuentra siendo afectado por procesos erosivos. Durante el Eoceno-Oligoceno, el arco volcánico se situaba inmediatamente al oeste del área de estudio cercano a los centros eruptivos del volcán Copiapó (Kay *et al.*, 2013), probablemente debido a efecto gravitatorio este arco volcánico alimentó en parte durante el Eoceno-Oligoceno con gran cantidad de sedimentos hacia el antepaís. Al mismo tiempo, estudios realizados al oeste de la región de estudio muestran que la exhumación de núcleos Paleozoicos se acota a una edad similar (Martínez *et al.*, 2020) similar a la propuesta en la presente

investigación, por lo que una parte de los sedimentos que conforman la Formación Los Aparejos podrían tener una relación genética con dicha unidad Pérmico-Triásica. Si bien es necesario realizar un estudio sedimentológico en el área, asumiendo la existencia de un arco volcánico al occidente durante Eoceno-Oligoceno, la gran presencia de líticos volcánicos y que la deformación durante dicho periodo se concentró en esas latitudes exhumando núcleos Paleozoicos es posible sugerir que los sedimentos asociables a la subunidad inferior de la Formación Los Aparejos se habrían depositado en un contexto de una cuenca de antepaís.

Por otro lado, en el presente estudio se definió informalmente una subunidad dentro de la Formación Los Aparejos que se encuentra concordante sobre los depósitos descritos previamente descritos. Estas corresponden a rocas volcánicas proximales tales como depósitos del tipo “block and ash” y semidistales - distales como lavas andesíticas y secuencias epiclásticas finas. Esto, nos puede estar sugiriendo un cambio de ambiente dentro de la depositación de esta unidad, variando de un ambiente continental fluvial proximal a la fuente (subunidad inferior) a un ambiente continental volcánico proximal-semi distal a la fuente (subunidad superior).

La proveniencia de la subunidad superior descrita en la Formación Los Aparejos puede tener relación con el desarrollo de unidades volcánicas paleógenas en el área de estudio. A la latitud 27°30' Kay *et al.* (2013) caracteriza el desarrollo de cuerpos volcánicos-subvolcánicos Neógenos en La Puna austral a partir de los ~26 Ma. Para la localidad de Valle Ancho Mpodozis *et al.* (1997) define la unidad “*Lavas básicas del Mesozoico- Paleógeno*” y posteriormente Rubiolo y Pereyra (2001), describe el “*Complejo volcánico Don Segundo*” en la misma posición geográfica donde previamente Mpodozis *et al.* (1997) describía las lavas del Mesozoico-Paleógeno. Rubiolo y Pereyra (2001), asignan una edad Paleógena a este complejo volcánico debido a su posición estratigráfica y por estar cubierto por flujos piroclásticos dacíticos neógenos de edad  $21,1 \pm 0,8$  Ma (Gardeweg *et al.*, 1997), al mismo tiempo, en lado Chileno, cuerpos volcánicos como el Volcán Jotabeche Norte (Mpodozis *et al.*, 2020) habrían tenido actividad ya durante el Mioceno Inferior a los  $18,1 \pm 2$  Ma (Mpodozis *et al.*, 1995).

Si bien, en el presente trabajo se describe una concordancia entre estas subunidades de la Formación Los Aparejos, es necesario realizar un análisis sedimentológico y estratigráfico de detalle en las secuencias Paleógenas que afloran en la localidad de Valle Ancho, para con esto

definir formalmente las subunidades aflorantes dentro de la región de estudio y asociar las mismas a ambiente de depositación en el que se formaron estas rocas.

### **6.1.2 Influencia del basamento en la depositación de la Formación Los Aparejos**

Una de las interrogantes existentes en el área de estudio es el origen sedimentario de las secuencias paleógenas y como influencia el basamento Paleozoico en la depositación de esta cuenca de intermontaña. En el presente trabajo se pudieron reconocer en la Formación Los Aparejos y en general en todas las secuencias neógenas fragmentos silicios y riolíticos de coloración rojiza que poseen características litológicas similares a la Formación El Cuerno conformada por secuencias volcánicas explosivas, coladas de lava riolíticas e intrusivos félsicos.

Lo anterior permite suponer que estos fragmentos reconocidos en las unidad paleógenas podrían provenir de las rocas asociables a la Formación El Cuerno aflorantes en la comarca del Valle Ancho, sin embargo, no existen estudios y evidencias sedimentológicos suficientes que nos permitan establecer que el origen sedimentario de estas cuencas fragmentadas cenozoicas está ligado a procesos erosivos del basamento Pérmico del área. Es recomendable bajo esta perspectiva un estudio sedimentológico en detalles de las cuencas cenozoicas desarrolladas en la localidad de estudio.

### **6.1.3 Edades y Correlaciones.**

#### *Formación Los Aparejos*

La Formación Los Aparejos ha sido descrito previamente por Turner (1967), Rubiolo y Pereyra (2001) Mpodozis *et al.* (1995) en las localidades de “Valle Ancho”, “Laguna Verde” y “Aparejos” en donde asignan un rango de edad del Eoceno-Oligoceno en base a su posición estratigráfica. En las localidades de Laguna Verde y Aparejos aflora un segmento de esta formación principalmente evaporítica que representaría la base de esta, hacia el techo en la localidad de Valle Ancho se han reportado previamente secuencias clásticas continentales que son correlacionables a las unidades descritas en la presente investigación.

Al mismo tiempo, la subunidad inferior y superior de la Formación Los Aparejos descrito en el presente trabajo puede ser correlacionado de acuerdo a las descripciones litológicas y de

litofacies en conjunto con la posición geográfica - estratigráfica relativa con lo descrito recientemente al oeste del Valle Ancho por Mpodozis *et al.* (2020) en la Hoja Jotabeche en sector Chileno, en donde describe la unidad Estratos de Rio Nevado conformada por rocas volcánicas, volcanoclásticas y clásticas que subdivide en 5 miembros, en donde específicamente el miembro a) y e) pueden ser correlacionables al miembro Inferior y Superior de la Formación Los Aparejos. En la Hoja de Jotabeche (Mpodozis *et al.*, 2020), en las cercanías del Río Astaburuaga asignan a los Estratos de Rio Nevado en base a dataciones de U-Pb y K-Ar una edad de entre  $25,9 \pm 0,5$  y  $30,01 \pm 0,4$  respectivamente.

#### *Complejo Volcánico Don Segundo*

Esta unidad Rubiolo y Pereyra (2001) la ubica tentativamente entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior de acuerdo con similitudes con el complejo volcánico Jotabeche en territorio chileno (Mpodozis, *et al.*, 1991; 1995). A su vez está cubierto por flujos piroclásticos dacíticos neógenos de  $21,1 \pm 0,8$  Ma (Fig. 4.2) (Gardeweg, *et al.*, 1997), libres de alteración hidrotermal y por lavas de andesíticas hornblenda - piroxénicas de edad miocena.

#### *Intrusivos Tres Quebradas*

Diques andesíticos-dacíticos y cuerpos irregulares al norte del Valle Ancho fueron datados por método K/Ar en 29 Ma (Linares y González, 1990). Al Este de la Laguna Verde se indica un enjambre de diques andesíticos que intruyen los depósitos Cenozoicos con una edad K/Ar de 25 Ma (Linares y González, 1990). El cuerpo dacítico de Tres Quebradas fue datado por método K-Ar que arrojó una edad de  $30,5 \pm 1,5$  Ma (Mpodozis *et al.*, 1998 y Coira, 1996). Un dique dacítico que intruye a la formación Los Aparejos en la localidad de Valle Ancho fue datado por método K/Ar en anfíbol y señala una edad de  $24,9 \pm 1,7$  (Gardeweg *et al.*, 1997).

#### *Secuencia Volcanoclástica La Boca*

Esta secuencia se puede correlacionar de buena manera con la Ignimbrita La Puerta definida por Rubiolo y Pereyra (2001) en la hoja de Fiambalá y descripciones anteriores realizadas por Coira (1996). Dataciones previas realizadas a esta sucesión mediante el método K-Ar en material pumiceo arrojó una edad de  $11,4 \pm 0,9$  Ma (Coira, 1996). Por otro lado, mediante el método  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  acota una edad  $8,6 \pm 0,80$  Ma (Villeneuve, 1999).

### *Complejo volcánico basal del Pissis y Los Patos*

Dentro de esta unidad se agrupan las secuencias de lavas andesíticas dacíticas aflorantes en la localidad de Valle Ancho asociables a centros eruptivos antiguos del Pissis. Lavas dacíticas de esta unidad que afloran en la Puerta del Valle Ancho fueron datadas por el método K/Ar en  $8,5 \pm 0,5$  Ma (Mpodozis, *et al.*, 1998 y Coira, 1996).

### *Complejo volcánico joven del Pissis y Los Patos*

Dentro de esta unidad se agrupan las secuencias de lavas andesíticas basálticas aflorantes en la conjugación de las localidades de Laguna Verde y Valle Ancho, estas están asociadas a centros eruptivos Pliocenos del Pissis. Una datación por el método K/Ar, en coladas del Nacimientos del Jagüel de una muestra tomada en la Puerta de Valle Ancho, arroja una edad  $4,5 \pm 0,3$  Ma (Mpodozis *et al.*, 1998).

## **6.2 CORRELACIÓN DE LOS SISTEMAS ESTRUCTURALES Y LOS DATOS CINEMÁTICOS OBTENIDOS EN LA LOCALIDAD DE VALLE ANCHO.**

En la localidad de Valle Ancho se definen 2 grandes sistemas estructurales. El primero de ellos corresponde al STQO, compuesto por retrocorrimientos de rumbo NW y vergentes al SW que alcanzan el basamento Pérmico y deforman las rocas paleógenas mediante fallas de bajo ángulo enraizadas en el STQO que afectan a la Formación El Cuerno, produciendo un tren de pliegues por propagación de falla con planos axiales de rumbo NW. Rubiolo y Pereyra (2001) en la “*Hoja de Fiambala*” propone que los retrocorrimientos están asociados a una falla principal vergente al NE (STQE) que delimita hacia SW la Laguna Verde por medio de un amplio anticlinal de basamento (Fig. 6.1).

Por otro lado, el SVA se compone por una falla inferida sinistral de primer orden que se encajona a través del Valle Ancho con un rumbo cercano a la W-E (Fig. 6.1) y fallas de rumbo dextrales y sinistralas asociadas a esta gran falla. El SVA afecta desde la Formación El Cuerno hasta lavas de  $4,5 \pm 0,3$  Ma (Mpodozis *et al.*, 1998) asociadas al Complejo Volcánico joven del Pissis y como se pudo observar en el capítulo 5.2 y 5.3 estas se observan cortando en relación sub

perpendicular las fallas y trenes de pliegues correspondientes al STQO. Previamente Mpodozis *et al.* (1997), propone que la fallas inferida sinestral de Valle Ancho de rumbo NW es asociable a las fallas que se extienden desde Marte La Coipa y Potrerillos en Chile las que ya poseían evidencias de actividad sinistral durante el Paleógeno.

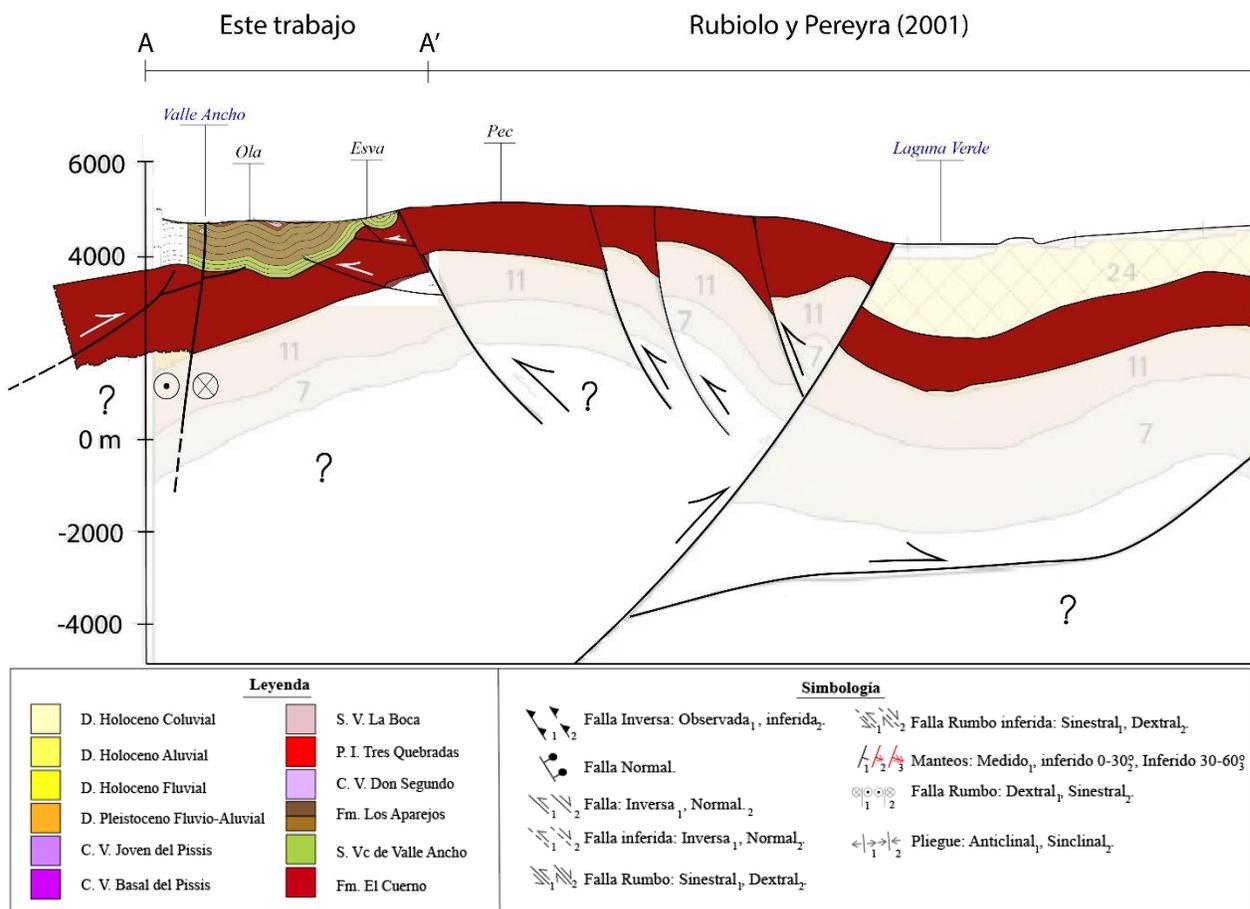


Figura 6.1. Perfil estructural esquemático que agrupa los modelos propuestos en el presente estudio con lo propuestos previamente por Rubiolo y Pereyra (2001).

A partir del análisis cinemático realizado en 5 estaciones cinemáticas, se pudieron determinar 2 direcciones principales de acortamiento E-W para la familia de planos de falla “A” (tabla 6.1) y N-S a NNW-SSE para la familia de planos de falla “B”. Las soluciones de los planos obtenidos a partir de la familia de fracturas “A” son en su mayoría (n = 4) soluciones de Rumbo tanto dextrales como sinistral, donde sus ejes axiales de máximo acortamiento ( $\lambda_1$ ) y elongación ( $\lambda_3$ ) son sub Horizontales. Al mismo tiempo, dentro de esta familia una de las estaciones (estación 3)

posee una solución del plano normal a diferencia de las otras. Modelos análogos y casos de estudios (McClay, 1997; McClay y Bonora, 2001) exhiben que es común que en los sistemas de rumbo se desarrollen en el contexto de una cuenca pull-apart fallas de meso y macro escala de acomodamiento de régimen transtensivo subparalelo a oblicuas a la conjugación de los sistemas principales de rumbo (Fig 6.2). Para el caso del SVA, estas estructuras pueden corresponder a sistemas de pull-apart de meso escala que desarrollan una extensión local.



Figura 6.2 Sistemas del tipo pull-apart transtensivos desarrolladas en la conjugación de fallas de rumbo. Extraído de McClay y Bonora (2001).

<i>Estacion</i>	<i>regimen</i>	<i>n</i>	<i>nT</i>	$\lambda 1$	$\lambda 2$	$\lambda 3$
<u>Estación 1</u>	Inversa	3	3	172/77	285/05	016/12
	Normal	1	1	314/18	068/51	212/34
	Rumbo	12	15	201/21	356/67	107/9
<u>Estación 2</u>	Inversa	8	8	264/59	088/31	357/02
	Normal	3	3	155/22	253/19	019/60
	Rumbo	9	10	012/14	158/74	280/09
<u>Estación 3</u>	Inversa	4	4	258/72	031/13	124/13
	Normal	1	1	354/10	258/30	101/58
	Rumbo	5	5	031/10	122/04	231/79
<u>Estación 4</u>	Inversa	3	3	286/59	030/09	125/30
	Normal	3	3	188/05	284/55	94/35
	Rumbo	6	6	175/15	356/75	265/01
<u>Estación 5</u>	Inversa	7	8	298/65	043/07	136/24
	Rumbo	7	7	011/09	158/79	280/06
<u>Estación 6</u>	Rumbo	10	12	245/01	339/83	155/07
	Normal	2	2	004/19	101/19	232/62

Tabla 6.1 Azimut y buzamiento promedio de los ejes axiales obtenidos a partir de las estaciones cinemáticas, ploteados en *FaultKin*.

Por otro lado, la familia de planos de falla “B”, poseen direcciones de acortamiento NNE-SSW y NNW-SSE y las soluciones del plano de todas las estaciones son inversas en donde los ejes axiales de máximo acortamiento ( $\lambda 1$ ) se encuentran subverticales y los ejes de máxima elongación ( $\lambda 3$ ) e intermedio ( $\lambda 2$ ) sub Horizontales (Tabla 6.1). Estas soluciones describen el campo de strain típico en donde se desarrollan sistemas compresivos, donde se producen acortamientos máximos en la horizontal producido por el desarrollo de fallas inversas (McClay, 1997; Allmendinger *et al.*, 1989).

## MAPA CINEMÁTICO

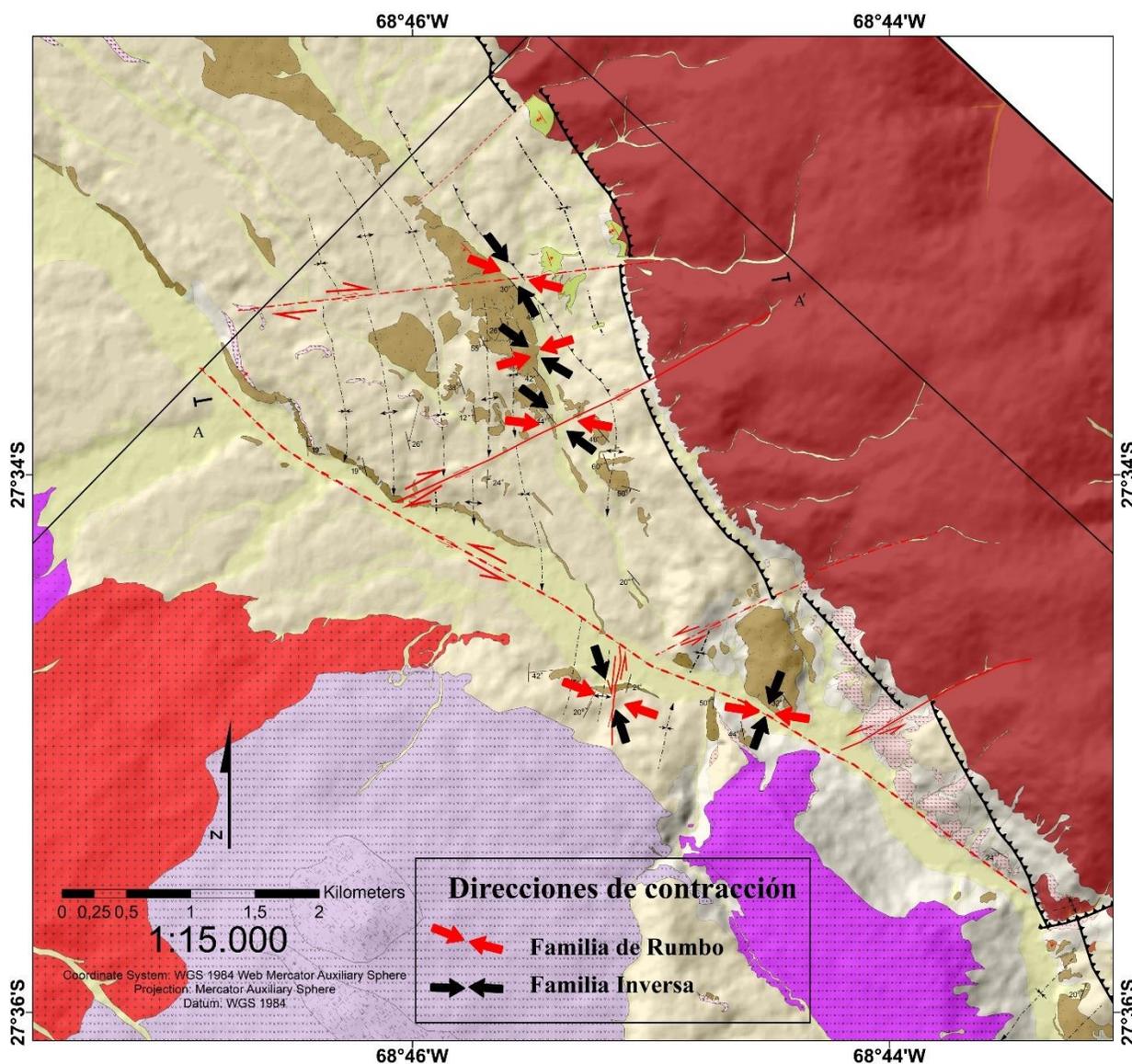


Figura 6.3 Mapa cinemático que exhibe las direcciones de contracción y extensión obtenidas a partir de las estaciones cinemáticas 1-5.

Tomando en cuenta los datos cinemáticos adquiridos dentro de estos 2 grandes sistemas estructurales (STQO Y SVA), se puede observar una correlación directa entre las direcciones de acortamiento obtenidos y el desarrollo de las estructuras observadas en la localidad de Valle Ancho (Fig. 6.3). En primer lugar, las direcciones de contracción cercanas a la N-S obtenidas a partir de familias de planos de falla “B” (Inversas Rake  $> 45^\circ$ ) es oblicuo a la orientación principal de; las estructuras a macro escalas de orientación NW-SE correspondientes a fallas del STQO, los planos axiales de pliegues que afectan a las secuencias oligocenas y a la orientación

del basamento Pérmico – Triásico (Fig. 6.3, 6.4, 6.5). Esto, nos permite establecer que el campo de strain producido por la cinemática y dirección del acortamiento obtenido a partir de los datos a meso escala, es consecuente con el desarrollo de las fallas inversas a macro escala.

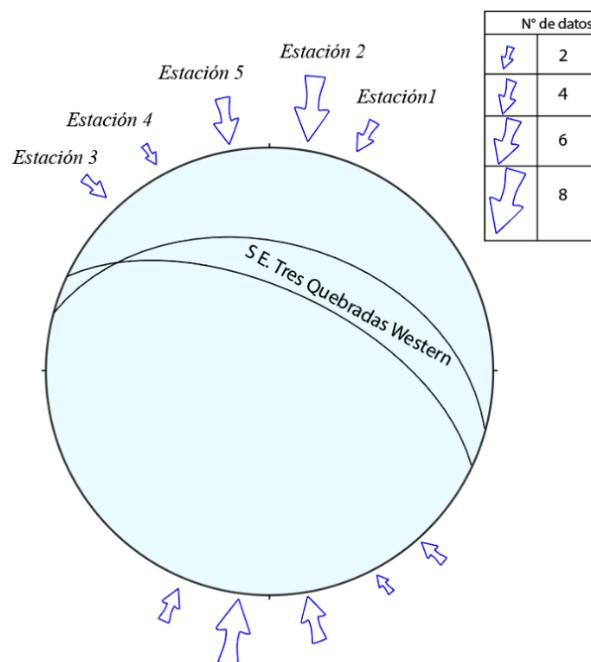


Figura 6.4 Direcciones de contracción obtenidas para la familia de planos de falla B y comparadas con la orientación de las estructuras del sistema estructural Tres Quebradas Oeste.

Las soluciones del plano obtenidas a partir de la familia de fracturas “A” corresponden a sistemas de rumbo con una dirección de acortamiento W-E, lo que es correlacionable al desarrollo de las estructuras observadas en el sistema estructural SVA (Fig. 6.5). En donde la falla de primer orden sinistral inferida de Valle Ancho posee una orientación WNW-ESE y las fallas dextrales asociadas a esta poseen una orientación NE-SW. Esto, nos permite establecer que el campo de strain producido por la cinemática y dirección del acortamiento obtenido a partir de datos a meso escala, es consecuente con el desarrollo de las fallas de rumbo, tanto sinestrales y dextrales a macro escala reconocidas en el área (Fig. 6.5).

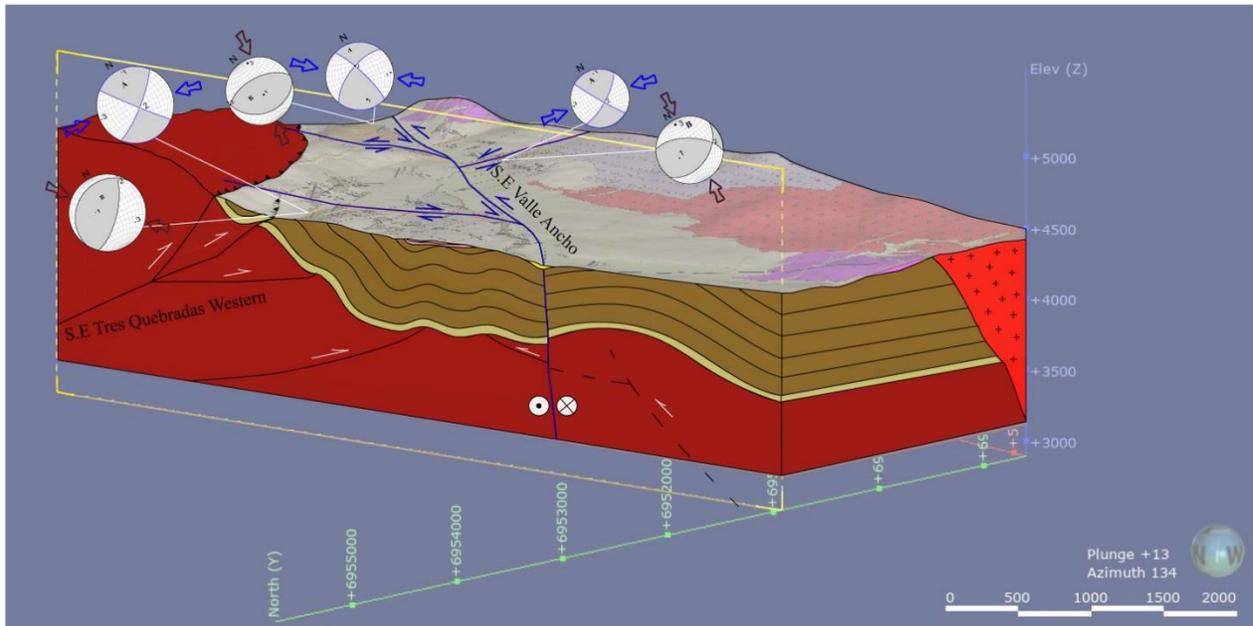


Figura 6.5 Modelo estructural propuesto para la localidad de Valle Ancho y soluciones del plano en planta obtenidas de las estaciones cinemáticas 1, 2 y 3. Las flechas azules indican la dirección de acortamiento para la familia de fracturas A y las negras a la familia B.

Es interesante observar la relación sub perpendicular existente entre las direcciones de acortamiento producidos en cada uno de los eventos de deformación (Fig. 6.5), lo que se puede deber debido a anisotropías estructurales intrínsecas del basamento que controlan y controlaron los regímenes de strain ocurridos durante el Cenozoico, pudiendo observar que a medida que observamos la deformación en las cercanías del basamento exhumado las estructuras se vuelven más recurrentes. Tanto a escala de afloramiento como a macro escala es posible observar fallas de rumbo que cortan sub perpendicularmente y desplazan las fallas inversas, pliegues correspondientes al STQO y el basamento correspondiente a la Formación El Cuerno. Lo anterior, nos podría sugerir que el evento tectónico que produjo el STQO sucedió temporalmente previo al desarrollo del SVA.

## 6.3 TEMPORALIDAD DE LA DEFORMACIÓN EN LA TRANSICIÓN DE CORDILLERA FRONTAL Y LA PUNA A LA LATITUD 27°30' S.

### 6.3.1 Modelo evolutivo y temporalidad de la deformación en la transición de Cordillera Frontal y La Puna a la latitud 27°30' S.

A partir de estudios previos realizados circundante y en el Valle Ancho (Mpodozis, *et al.*, 1991; Coira, 1996; Mpodozis *et al.*, 1997; Rubiolo y Pereyra, 2001; Mpodozis *et al.*, 2020) en conjunto con lo expuesto en el presente trabajo se logran definir **2 grandes eventos** de deformación que afectan desde rocas Neopaleozoicas a rocas pliocenas, durante el Cenozoico tardío.

El **primer evento** que es posible definir en la localidad de Valle Ancho, ha sido descrito previamente en la “Hoja de Fiambalá” (Rubiolo y Pereyra, 2001) en donde se propone que existió en el contexto de Cordillera Frontal un evento compresivo que se desarrolló durante el Cenozoico y produjo el alzamiento de rocas neopaleozoicas mediante fallas inversas de alto ángulo bivergentes de orientación NW-SE que actúan en el contexto de un amplio anticlinal de basamento (Fig. 6.6 (1)).

El hecho de que se pueda correlacionar las rocas denominadas “Estratos de Rio Nevado” (Mpodozis, *et al.*, 1991) de edad  $25,9 \pm 0,5$  Ma y  $30,01 \pm 0,4$  Ma (Mpodozis *et al.*, 2020) y la Formación Los Aparejos en el Valle Ancho (ver Capítulo 6.1), en conjunto con las edades de ~25 Ma (Linares y González, 1990) de los enjambres de diques que afectan a la Formación Los Aparejos, nos permite suponer que el primer evento tectónico estaría ocurriendo al menos desde los ~30 Ma y que dicho proceso no habría afectado únicamente a la Formación El Cuerno, sino que también estaría fragmentando las cuencas que se estarían desarrollando en la latitud (Fig. 6.6 2). En donde en un comienzo la deformación se habría concentrado al NE del Valle Ancho en la localidad de Laguna Verde afectando al basamento Pérmico – Triásico mediante una falla inversa que produce un anticlinal por flexura de falla (Rubiolo y Pereyra, 2001) (Fig. 6.6 1) debido a que probablemente existía una estructura heredada previa a la orogenia Andina que dado los regímenes de strain permitieron que esta se reactivara y posteriormente durante el Oligoceno

superior – Mioceno inferior se habrían producido retro corrimientos vergentes al SW que habrían favorecido la consecuente exhumación de la Formación El Cuerno y la fragmentación – deformación de las rocas oligocenas correspondientes a la Formación Los Aparejos manifestado por el tren de pliegues que se desarrollan en esta unidad (Fig. 6.6 (2)).

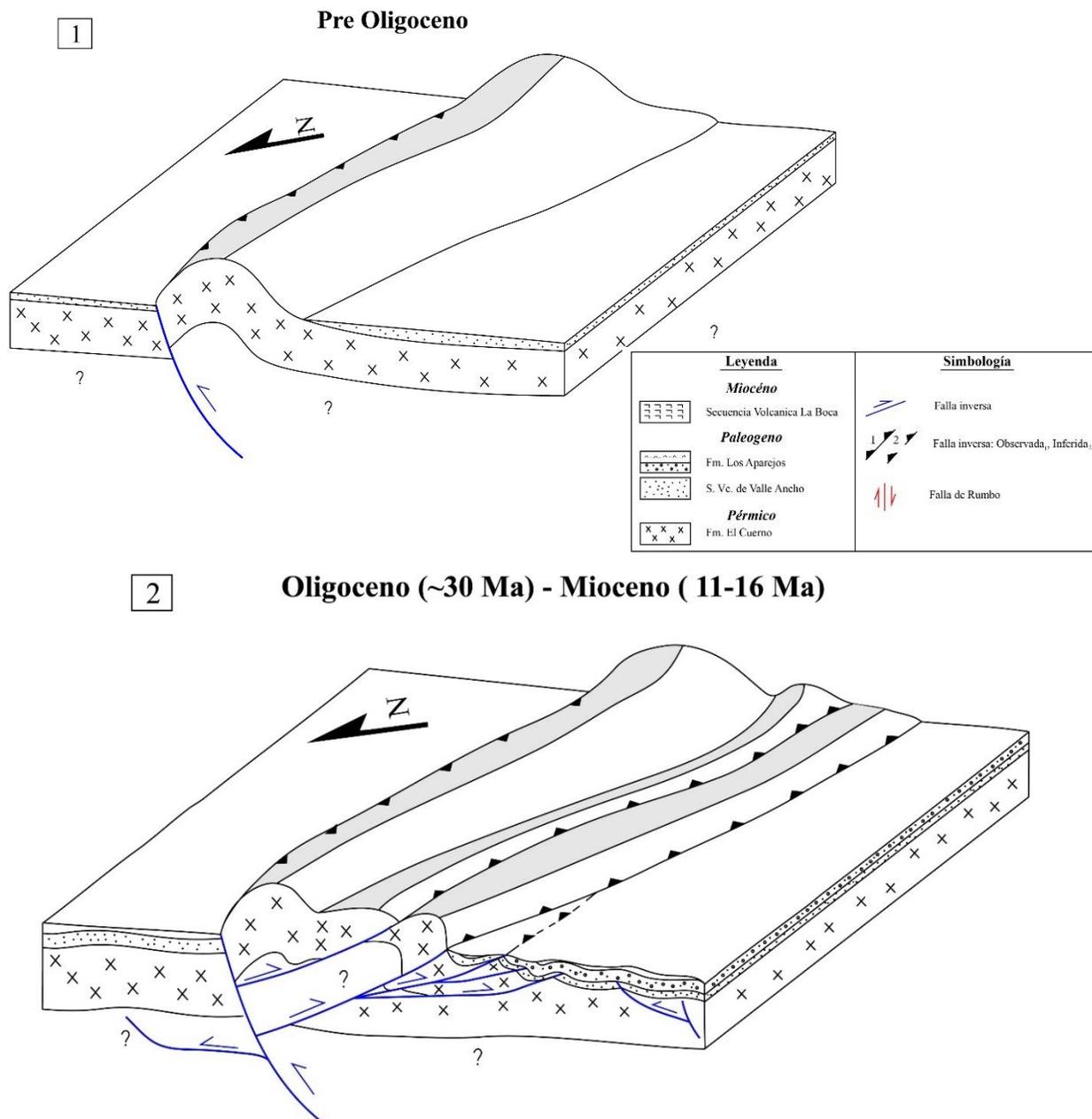


Figura 6.6 1) Modelo estructural esquemático 3D para la deformación propuesta por Rubiolo y Pereyra (2001). 2) Modelo estructural esquemático 3D para el primer evento estructural registrado en el presente trabajo.

Superiormente este **primer evento** tectónico puede ser acotado al Mioceno Inferior - Medio. Esto debido a que, en diferentes lugares del Valle Ancho es posible observar secuencias volcánicas – volcanoclásticas que sobreyacen en una notoria discordancia angular con las rocas correspondientes a la Formación Los Aparejos. Las rocas volcánicas denominadas “Ignimbrita de Valle Ancho” poseen edades medidas en territorio Chileno mediante el método K/Ar de entre los  $16,9 \pm 1,2$  Ma y  $15,3 \pm 0,8$  Ma (Mpodozis *et al.*, 1995), mientras que en la localidad de Valle Ancho a la secuencia informal denominada Unidad Volcanoclástica La Boca posee edades de  $11,4 \pm 0,9$  Ma (Coira, 1996).

El **segundo evento** tectónico que se manifiesta en la localidad de estudio fue descrito en primer lugar por Mpodozis *et al.* (1997), en donde caracteriza la existencia de una falla de rumbo de primer orden E-W que se extiende a través del Valle Ancho desde territorio Chileno quien asigna a esta falla una edad de desarrollo desde el Oligoceno. En el presente trabajo, la actividad tectónica asociada a este sistema de rumbo que se compone no solo por una falla sinistral inferida encajonada por el Valle Ancho, sino que a un sistema de fallas tanto dextrales como sinistral, se acota a una actividad que comenzaría durante el Mioceno Inferior (Fig. 6.7), en paralelo al fin del desarrollo del primer evento documentado en el presente trabajo. Esto debido a que, tanto a escala de afloramiento como regional, este sistema se ve truncando la deformación producida en el primer evento, de manera que se pueden observar los limbos de los pliegues truncados y desplazados, al igual que las fallas de carácter regional. Lo que nos indica que temporalmente este evento debería desarrollarse posterior o cercano al final de la deformación producida por el primero (Fig. 6.7).

Ahora bien, Mpodozis *et al.* (1997) asigna una edad de la génesis de este proceso de deformación en territorio Chileno al Oligoceno, esto supone una problemática ya que la deformación producida por este sistema de rumbo se ve truncando el proceso de deformación contraccional que afecta a la Formación Los Aparejos, cuya edad asignada por correlación se asigna al Oligoceno, por tanto lo expuesto en este trabajo sugiere que la actividad de los sistemas de rumbo debiesen desarrollarse posterior a la deformación contraccional y depositación de esta

unidad, es decir desde el Mioceno inferior. Es interesante observar que dicho rasgo estructural de rumbo coincide espacial y temporalmente con la migración y el desarrollo de algunos eventos vulcano-magmáticos en la localidad de Valle Ancho y en territorio Chileno descritos por diversos autores, manifestándose un control estructural de rumbo en algunos depósitos mineralizados durante el Mioceno medio-superior, como el caso de Marte y la Coipa (Vila y Sillitoe, 1991; Mpodozis *et al.*, 1995, 1997; Kay *et al.*, 2000, 2009; Mpodozis y Kay 2002; Goss y Kay, 2009; Goss *et al.*, 2013; Kay *et al.*, 2013)

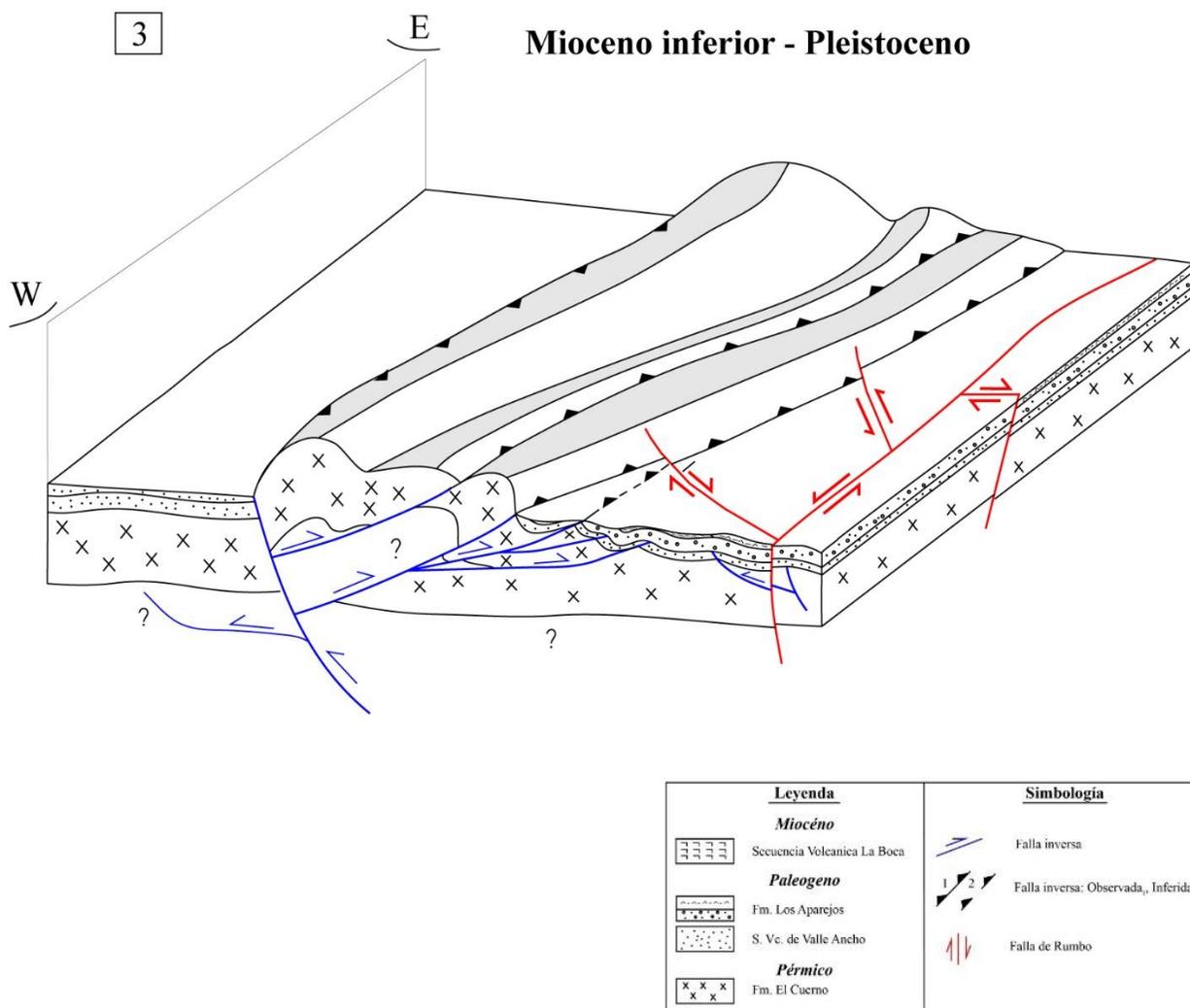


Figura 6.7 Modelo estructural esquemático 3D para el segundo evento estructural registrado en el presente trabajo.

Este segundo evento se habría estado desarrollando en la localidad de Valle Ancho incluso durante el Plioceno, esto evidenciado por corrimientos sinistral observados en secuencias de lavas asociables al “Complejo volcánico Joven del Pissis” (Rubiolo y Pereyra, 2001) que se

ubicar en la entrada del Valle Ancho y fueron datadas mediante el método K/Ar en una edad de  $4,5 \pm 0,3$  Ma (Mpodozis *et al.*, 1998). En el área, no se evidencia que las secuencias de depósitos aterrizadas de edad inferida Pleistocena que cubren gran parte de las unidades aflorantes fueran afectadas por algún proceso de deformación por lo que se acota la ocurrencia de este evento a él Pleistoceno.

### **6.3.2 Variación temporal de los campos de strain en el límite oriental de Cordillera Frontal.**

Tal como se discute previamente (capítulo 6.3.1), para la transición de la Puna con Cordillera Frontal, en la localidad de Valle Ancho se pudo definir 2 grandes eventos de deformación. Al mismo tiempo, se pudo correlacionar los campos de strain obtenidos a partir de 2 grandes familias de fracturas/planos de falla a meso escala con 2 grandes sistemas estructurales (STQO y SVA) que se desarrollan en el área (Capítulo 6.2).

Es en base a lo anterior, que es posible definir que existieron 2 grandes campos de strain que se habrían desarrollado en 2 contextos estructurales y temporales diferentes (Tabla 6.2). El primero de ellos estaría asociado a las soluciones del plano inversas obtenidas a partir de las familias de fracturas “B”, las que poseen direcciones de acortamiento que varían de NNW a NNE y se correlacionan de buena forma con el desarrollo del sistema estructural Tres Quebradas Oeste (ver capítulo 6.2). Como se discutió previamente (capítulo 6.3.1), este sistema se habría desarrollado durante el Oligoceno al Mioceno Inferior, por lo que es durante ese periodo en donde se habría desarrollado el campo de strain que responde a un sistema de deformación inverso (Fig. 6.8).

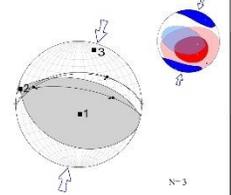
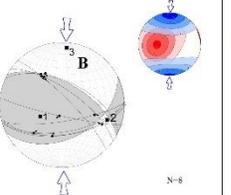
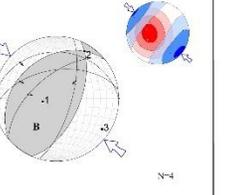
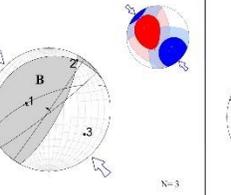
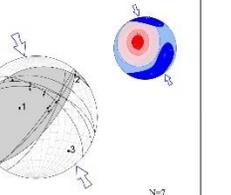
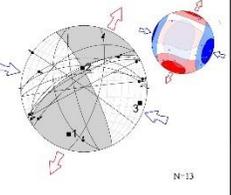
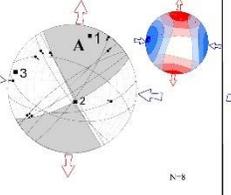
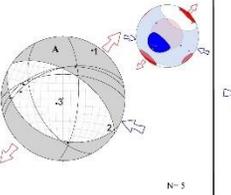
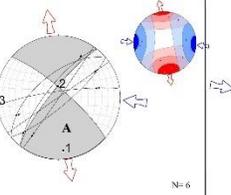
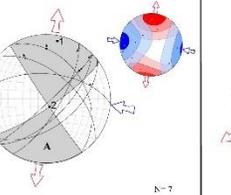
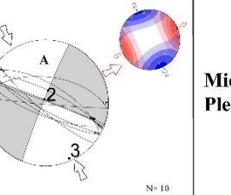
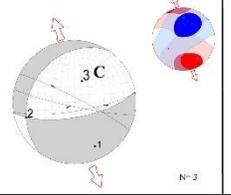
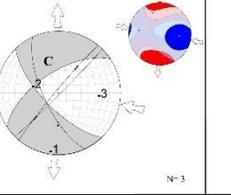
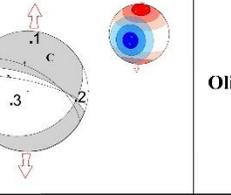
	Estación 1	Estación 2	Estación 3	Estación 4	Estación 5	Estación 6	Edad Ocurrencia
<b>Inversas Rake &gt;45° (B)</b>							<b>Oligoceno inferior - Mioceno inferior</b>
<b>Rumbo Rake &lt;45° (A)</b>							<b>Mioceno inferior- Pleistoceno.</b>
<b>Normales Rake &gt;45° (C)</b>							<b>Oligoceno- Neógeno</b>

Tabla 6.2 Resume los campos de strain y direcciones de acortamiento obtenidas en las estaciones cinemáticas del área de estudio y la temporalidad de ocurrencia.

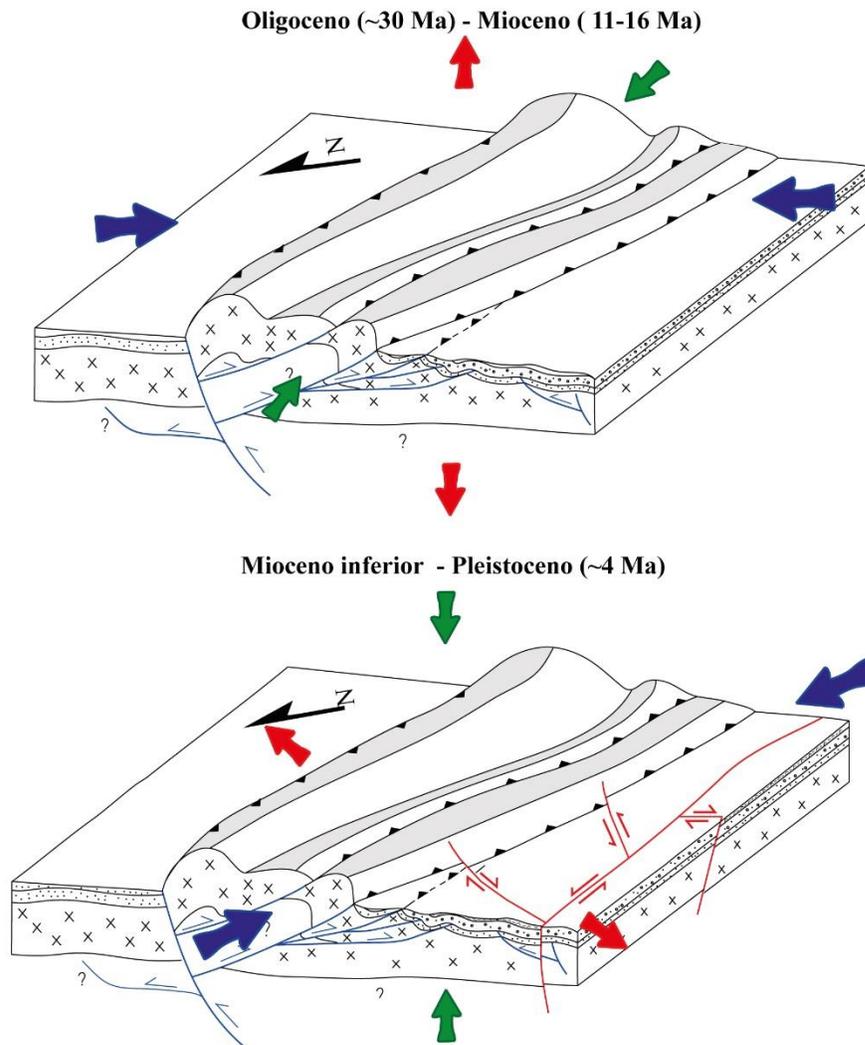


Figura 6.8 Modelo estructural esquemático 3D y direcciones de máximo (azul =  $\lambda_1$ ), intermedio (verde =  $\lambda_2$ ) y mínimo acortamiento (rojo =  $\lambda_3$ ) obtenidos para los 2 eventos de deformación.

Por otro lado, el segundo campo de strain que se estaría desarrollando en el área de estudio está asociado a las soluciones del plano de rumbo obtenidas de la familia de fracturas “A”, en esta se pudo obtener una direcciones de acortamiento E-W y una extensión horizontal N-S, denotando una permutación del  $\lambda_3$  por el  $\lambda_2$  (Fig. 6.8). Como se discutió previamente (capítulo 6.3.1), esta deformación se desarrolló posterior al evento que genero el STQO, desde el Mioceno medio hasta el Pleistoceno en donde se generaron campos de strain regionalizados de rumbo en la localidad de Valle Ancho. Lo anterior es congruente ya que es común que el ultimo evento de

deformación es el que mejor se preserve en cuanto a los indicadores cinemáticos que se producen, pudiendo así documentar de mejor manera dicho proceso (Allmendinger *et al.*, 1989).

### **6.3.3 Evidencias de deformación Neógena a la latitud 27° 30' S.**

Los primeros trabajos (Allmendinger *et al.*, 1982, Allmendinger *et al.*, 1989) relativamente cercanos al área de estudio han sido realizados al Norte y NE del Valle Ancho, centrados en el límite sur de la Puna (25° - 27° S) y el límite septentrional de Sierras Pampeanas. En estos se exhiben grandes lineamientos de orientación N-S de carácter inversos generados durante el Cenozoico y se habrían producido como resultados de campos de deformación que responden a una solución del plano inversa con direcciones de acortamiento E-W (Allmendinger *et al.*, 1989). Al mismo tiempo, Allmendinger *et al.* (1989) exhibe que, en el contexto de la Puna, la deformación Neógena se habría concentrado en el límite sur de este dominio con eventos de extensión horizontal N-S y contracción E-W, asociado a sistemas de rumbo de orientación NW-SE, similar a lo observado en la región de estudio. Lo anterior Allmendinger *et al.* (1989) lo atribuye a un “efecto de borde” relacionado a la disminución de la topografía, la disminución del acortamiento producido en el antepaís y tal vez a la orientación de la placa de Nazca subductada.

Nuevos estudios (Carrapa *et al.*, 2006; Carrapa *et al.*, 2008; Carrapa *et al.*, 2011; Barnes *et al.*, 2012; Safipour *et al.*, 2015) que describen la exhumación de las rocas aflorante en el límite meridional de la Puna con los dominios morfotectónicos de la Precordillera y Sierras Pampeanas al Este del área de estudio en el bolsón de Fiambalá a la latitud ~27° S, exhiben que de oeste a este existiría una deformación fuera de secuencia (Safipour *et al.*, 2015), la que en un comienzo se caracterizó por la exhumación de rocas premesozoicas de la Precordillera Argentina a los aproximadamente ~23 Ma (Safipour *et al.*, 2015) mediante un mecanismo de deformación de Piel Gruesa. Esto produjo un alto topográfico que se denomina “Sierra de las Planchadas”, y la consecuente formación de cuencas de antepaís cenozoicas que actualmente conforman el bolsón de Fiambalá. Posteriormente se comenzaría a producir una fragmentación de estas cuencas mediante un mecanismo de deformación de piel fina fuera de secuencia, con estructuras de orientación N-S con una migración de la deformación de W - E desde los ~ 11 Ma - ~ 2 Ma en base a datos termocronológicos (Safipour *et al.*, 2015), evidenciando así la existencia de deformación Neógena en la región.

Posteriormente, estudios cinemáticos y de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) (Quiroga *et al.*, 2020) muestran una correlación directa de estas estructuras propuestas previamente en la cuenca de Fiambalá con lineaciones magnéticas paralelas a la tendencia estructural principal por lo que dicha característica se habría desarrollado durante una tectónica activa. Al mismo tiempo Quiroga *et al.* (2020) propone que este régimen de deformación en base al análisis cinemáticos de planos de falla y AMS se habría desarrollado como respuesta de una dirección de acortamiento E-W desde los ~23 Ma hasta los 6 Ma, en donde cambiara la tendencia en la dirección de acortamiento en sur de la Puna a una orientación N-S (Quiroga *et al.*, 2020).

Los resultados expuestos en el presente trabajo nos permiten establecer que durante el Neógeno específicamente desde el Mioceno al Pleistoceno para la región austral de la Puna en el límite con la Cordillera Frontal durante el Mioceno tardío existirían importantes eventos de deformación ligados a direcciones de contracción E-W y extensión horizontal N-S característico de los sistemas de rumbo, al mismo tiempo, en que en Sierras Pampeanas al oriente los sistemas durante este periodo estarían generando corrimiento inversos con acortamiento con direcciones cercanas a la E-W (Allmendinger *et al.*, 1989; Schoenbohm y Carrapa, 2015; Zhou y Schoenbohm, 2015; Safipour *et al.*, 2015; Quiroga *et al.*, 2020). Durante este mismo periodo, Giambiagi *et al.* (2016), reporta el desarrollo de sistemas de rumbo de orientación NW-SE similar a los propuesto en el presente, sin embargo, su investigación está ligada a regímenes de esfuerzo y es discutido más adelante, en el capítulo 6.5.2.

## **6.4 GRANDES LINEAMIENTOS DE LA LOCALIDAD DE VALLE ANCHO Y SU INFLUENCIA EN LA DEFORMACIÓN CENOZOICA A LA LATITUD 27°30’.**

### **6.4.1 Origen de la orientación NW-SE del basamento Pérmico - Triásico**

Tal como se exhibe en el marco geológico regional (ver Capítulo 3) el basamento que se observa en el ámbito de Cordillera Frontal a la latitud de estudio corresponde a rocas Pérmico – Triásicas (Ramos y Ramos, 1979; Kay *et al.*, 1989; Llambías *et al.*, 1993; Kleiman *et al.*, 2009; Martínez *et al.*, 2013) asociables al Grupo Choiyoi (Kay *et al.*, 1989), cuyas unidades que la conforman afloran desde los 23° - 42° S (Kleiman *et al.*, 2009). El contexto tectónico en el que se producirían estas, se asocia al desarrollo de un margen activo de subducción de placas del tipo oceánico-continental (Kleiman *et al.*, 2009; Del rey *et al.*, 2016; Oliveros *et al.*, 2020) lo que produjo el ciclo orogénico denominado “San Rafaeliano”. El contexto evolutivo de este margen Paleozoico tardío – Mesozoico Inferior a sido discutido por diversos autores (Kleiman *et al.*, 2009; Del rey *et al.*, 2016; Coloma *et al.*, 2017; Oliveros *et al.*, 2020,) los que plantean diferentes procesos evolutivos. La temporalidad relativa respecto al magmatismo, la deformación, así como las condiciones tectónicas en las que se desarrollan las Rocas Pérmico-Triásicas asociadas al Grupo Choiyoi continúa siendo controversial (Kleiman *et al.*, 2009).

Estudios realizados por Kleiman *et al.* (2009) plantean que en la Cordillera frontal entre las latitudes 30° - 35° S la evolución desde el Pérmico inferior estuvo caracterizada por una subducción oblicua con una placa oceánica subductada con orientación N30°E lo que produjo en el continente el desarrollo de un orógeno con una orientación N-S a NNW-SSE en conjunto con el desarrollo de sistemas transpresivos con sistemas inversos dextrales de orientación NW-NNW (Fig. 6.9). Posteriormente, plantea que a los ~280 Ma producto a la disminución del Angulo de convergencia manteniendo la dirección de subducción, se comenzaría a desarrollar una transtension y el desarrollo de grandes lineamientos sinistral de orientación WNW a lo largo de todo el margen, produciendo un desplazamiento y rotación a los sistemas generados previamente. Finalmente plantea que a partir de los ~260 Ma el sistema orogénico San Rafaeliano habría comenzado a colapsar dando paso a sistemas de rumbo Sinistral de orientación NW-SE, transformando finalmente el margen activo a un margen pasivo lo que permite el adelgazamiento

cortical, el desarrollo de sistemas extensivo y la posterior fusión cortical que produce el desarrollo de las provincias magmática acidas del Choiyoi (Kay *et al.*, 1989).

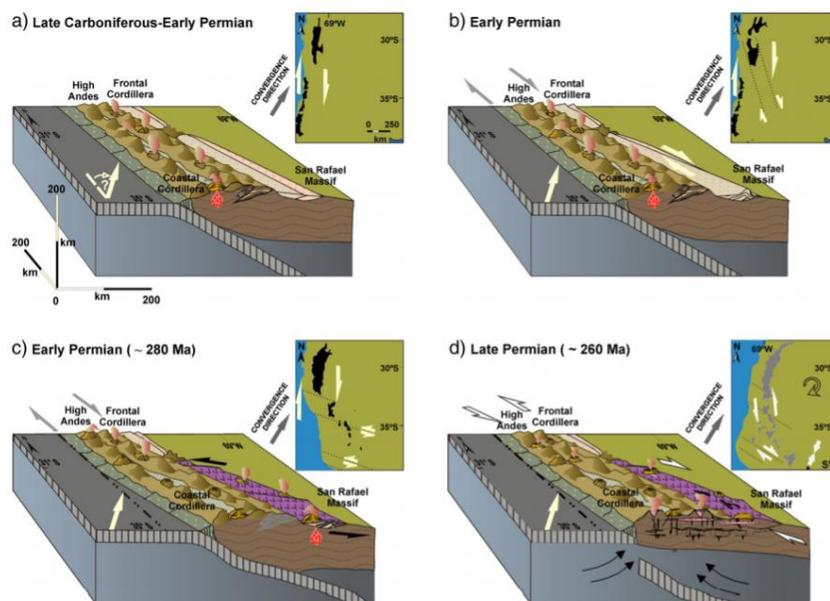


Figura 6.9 Esquema tectónico evolutivo del margen convergente desarrollado durante el Carbonífero tardío y Pérmico tardío. Extraído de Kleiman *et al.* (2009)

Por otro lado, estudios más recientes (Del Rey *et al.*, 2016; Oliveros *et al.*, 2020), exhiben que no es necesario que ocurra un cambio de un régimen de subducción activo a uno pasivo durante el Pérmico superior (Kleiman *et al.*, 2009) y proponen que la subducción ha sido continua a lo largo de todo el margen continental al menos desde el Carbonífero (Del Rey *et al.*, 2016; Oliveros *et al.*, 2020). Durante las fases de colapso del sistema orogénico san Rafealeano es donde comienza a desarrollarse las unidades que conforman el Grupo Choiyoi lo que comienza a colmatar las cuencas extensivas – transtensivas desarrolladas durante este proceso (Coloma *et al.*, 2017; Kleiman *et al.*, 2009).

Para la localidad de estudio, a los 27° 30' S se pudo observar un sistema de Piel Gruesa conformado por grandes fallas inversas de orientación NW-SE que se extienden desde la localidad de Laguna Verde y Valle Ancho hasta el borde NE del Salar de Maricunga, exhumando rocas asociables al Grupo Choiyoi. Esto es un rasgo particular entre las latitudes colindantes, ya que al sur y norte de la región las estructuras que afectan al basamento Pérmico - Triásico en la

Cordillera Frontal Chilena se presentan con una orientación N-S (Mpodozis *et al.*, 2020; Mpodozis *et al.*, 1996, Martínez *et al.*, 2015; 2016; 2017; 2019; 2020). En la Hoja de Fiambalá (Rubiolo y Pereyra, 2001), se describe e interpreta a estas estructuras como fallas de orientación NNW ligadas a un sistema de cuencas del tipo “*Pull-Apart*” relacionadas a desplazamiento laterales con dextrógiros que se asocian a importantes fallas corticales generadas durante el Paleozoico (Ramos, 1988).

En la región de estudio se pudo documentar que este sistema se mantuvo activo durante el Cenozoico y probablemente estas estructuras podrían guardar relación a zonas de debilidad de orientación NW-SE producidas previo a la orogenia Andina descritas previamente por diversos autores (Ramos y Ramos, 1979; Ramos, 1988; Llambías *et al.*, 1993; Kleiman *et al.*, 2009), en donde la geometría de la deformación que se estaría desarrollando entre las localidades de Laguna Verde y Valle Ancho nos sugieren que la estructura oriental que conforma el Sistema estructural Tres Quebradas correspondería a una falla invertidas tectónicamente en el sentido de McClay y Buchanan (1992) que se encuentran asociadas a discontinuidades heredadas del ciclo orogénico San Rafaeliano. Al mismo tiempo, se propone que la falla inversa que produce el anticlinal de basamento (STQE) correspondería a una falla principal desde la que se desarrollan los retrocorrimientos que afectan tanto a la Formación El Cuerno como a la Formación Los Aparejos. Modelos propuestos por McClay y Buchanan (1992) muestran que estas fallas antitéticas se hacen más numerosos en etapas tardías de los sistemas de inversión y acomodan la mayor parte de la deformación contraccional, lo que es consecuente a lo que se plantea en el presente trabajo en cuanto a la temporalidad de las fallas.

#### **6.4.2 Influencia en la deformación del basamento Pérmico.**

Como se pudo evidenciar en el presente trabajo, en el área de estudio se desarrollaron importantes eventos de deformación contraccional durante el Oligoceno al Mioceno Inferior. Al mismo tiempo, se puede correlacionar de buena forma las estructuras NW-SE asociadas al sistema estructural Tres Quebradas Oeste (Figura 6.3, 6.5) y las direcciones de acortamiento obtenidas a partir del análisis cinemático (tabla 6.2). Sin embargo, no queda claro hasta el momento la influencia del basamento en la orientación de las direcciones de contracción, el desarrollo de los campos de strain y la orientación de los pliegues NW-SE.

En los cinturones orogénicos la reología de las rocas nos influenciara en gran medida el comportamiento mecánico de la deformación (Pfiffner, 2006; 2017). El hecho de que entre la localidades de Valle Ancho y Laguna Verde se exhume en un primer momento el basamento Pérmico mediante una fallas de orientación NNW y vergente al NE, nos supone que en profundidad existe una debilidad y un límite reológico entre las rocas del Pérmico de la Formación El Cuerno y del Devónico correspondientes a la Formación Punillas ambas descritas por Rubiolo y Pereyra (2001) y que afloran inmediatamente al este de la localidad de Valle Ancho ya en la Precordillera (Fig. 1.2, 1.3 y 6.1).

El límite reológico descrito previamente en paralelo con el consecutivo desarrollo de la contracción durante el Oligoceno al Mioceno Inferior permitió que debido a una mecánica de deformación y descomposición de esfuerzo, se comenzaran a desarrollar retrocorrimientos, los que además de exhumar el basamento Pérmico con vergencia al SW y generar una geometría de “Pop-Up”, comenzaron a propagar la deformación hacia la cobertura cenozoica correspondiente a la Formación Los Aparejos, cuyo sistema que se encuentra enraizado en el basamento Pérmico afectó y controló los campos de strain, las direcciones de acortamiento y la geometría de la deformación.

Este proceso de deformación que afecta al basamento con estructuras orientadas NW-SE fue el responsable de: (1) las direcciones de contracciones cercanas a la N-S a NNW-SSE obtenidas a partir de las estaciones cinemáticas realizadas en las secuencias cenozoicas y (2) la orientación sub paralela (NW-SE) de los planos axiales de pliegues que afectan a la Formación Los Aparejos.

Este mecanismo de traspaso de la deformación hacia la cobertura es explicado por el aumento de la energía gravitatoria y a el equilibrio litostático, en donde la estructura al levantar el basamento aumenta la fuerza gravitatoria sobre la falla inversa, generando que la propagación de la deformación se traspase a fallas inversas de atajo “*shortcuts*” afectando tanto a la cobertura como al basamento (McClay y Buchanan, 1992; McClay, 1995; Sibson, 1995).

## 6.5 IMPLICANCIAS REGIONALES EN LA CONSTRUCCION CENOZOICA DE LOS ANDES CENTRALES A LA LATITUD 27°30' S.

### 6.5.1 Progresión de la deformación durante el Cenozoico a la latitud 27° 30' S.

Existen interrogantes en cuanto a la construcción Cenozoica de los límites de la Puna y Cordillera Frontal a la latitud 27°30' S. Una de ellas es la relación espacio temporal de la deformación que afecta a la Cordillera Frontal - Puna en comparación a la Precordillera Argentina y Sierras Pampeanas. En primer lugar, al oeste del Valle Ancho en la Cordillera frontal estudios (Martínez *et al.*, 2019) exhiben edades de exhumación de rocas Pérmico – Triásicas, mediante el método de trazas de fisión en apatito (AFT) con edades entre  $55.8 \pm 4$  Ma y  $38.8 \pm 3$  Ma, indicando que la deformación Cenozoica a la latitud 27° 30' S se concentró en esta región de los Andes Centrales (Fig. 6.10).

En segundo lugar, con los datos expuestos previamente podemos definir que en la Localidad de Valle Ancho existe una temporalidad de la deformación compresiva acotada desde el Oligoceno al Mioceno Inferior-Medio (~ 31 Ma – ~16 Ma) (ver capítulo 6.3.1) de esta forma podemos deducir que la exhumación del basamento y la fragmentación de las rocas oligocenas en la transición Puna - Cordillera Frontal pudo haberse acotado dentro de estas edades (Fig. 6.10).

Finalmente, en el Límite de los dominios Precordillera y Sierras Pampeanas cercanas a la latitud 27° 30' S diferentes autores (Carrapa *et al.*, 2011; Safipour *et al.*, 2015) exhiben edades de exhumación mediante el método AFT para las rocas Paleozoicas – pre Paleozoicas de la Precordillera entre los 21 - 14 Ma, al mismo tiempo muestran en base a termocronología mediante el método de AHe (sistema U-Th/He) (Farley *et al.*, 1996) en depósitos sinorogénicos, que posterior a los 14 Ma, la deformación se propago y migro hacia el antepaís, generando la fragmentación del mismo con una deformación fuera de secuencia que actuó hasta los ~2 Ma (Safipour *et al.*, 2015) (Capitulo 6.3.3) (Fig. 6.10).

Ahora bien, cuando observamos las temporalidades longitudinalmente a la latitud 27° 30' S, se puede observar que las edades de deformación más jóvenes se concentran en porciones orientales

de los Andes Centrales, y las edades más antiguas se centran en la Cordillera Frontal. Al mismo tiempo, las edades de deformación propuestas para el límite de dominio de la Cordillera Frontal y La Puna nos sugieren una progresión de la deformación compresiva de W-E en donde en un primer lugar durante el Cenozoico temprano esta se centró en la Cordillera Frontal Chilena y ya para el Oligoceno - Mioceno Inferior se encontraría hacia el límite con el dominio de La Puna en la localidad de Valle Ancho y finalmente para el Cenozoico Tardío estaría actuando en la Precordillera – Sierras Pampeanas (Fig. 6.10).

### **6.5.2 Correlación de los sistemas estructurales reconocidos en Valle Ancho con los de escala orogénica**

Cuando se observa la geometría y las secuencias que afecta la deformación del Valle Ancho - Laguna Verde, es posible relacionarla a la deformación que se documenta en otras regiones al occidente del área de estudio en Cordillera Frontal, en donde grandes bloques Pérmico - Triásicos son exhumados mediante un mecanismo de Piel Gruesa con geometrías de “Pop- Up” dentro de una consecuente faja plegada y corrida que se desarrolla con una vergencia principal hacia el este (Martínez *et al.*, 2016) (Fig. 6.10).

Trabajos previos proponen que la deformación que afecta a los dominios de la Precordillera – Sierras Pampeanas estaría asociado a un gran “detachment” (sistema sub – andino) que se genera a los ~15-20 km asociado a un límite frágil – dúctil dentro de la corteza cortical (Allmendinger y Zapata, 2000) (Fig. 6.10). Este, distribuye la deformación de toda la corteza dentro de estos dominios, produciendo durante el Cenozoico, corrimiento hacia el oriente y occidente exhumando rocas pre Cámbricas, neo paleozoicas y cenozoicas (Allmendinger y Zapata, 2000; Ramos *et al.*, 2002; Alvarado y Ramos, 2011; Safipour *et al.*, 2015; Quiroga *et al.*, 2020) (Fig. 6.10).

Es interesante observar que a escasos kilómetros hacia el oriente del Valle Ancho en la Laguna Los Aparejos ya en la Precordillera Argentina, comienzan a aflorar secuencias de rocas Ordovícicas como respuesta a un gran sistema de Piel Gruesa con fallas inversas N-S con vergencia hacia el W, opuesto a la vergencia principal observada en Cordillera Frontal (Rubiolo y

Pereyra, 2001; Mpodozis *et al.*,1997) (Fig. 6.10). Lo anterior es de importancia ya que, si los sistemas de deformación que se desarrollan al Este de Valle Ancho están asociados a un sistema de deformación diferente al de Cordillera Frontal, la región del Valle Ancho representaría una zona de transición entre los diferentes sistemas de deformación que afecta a los Andes Central.

En el presente trabajo utilizando, velocidades de ondas sísmicas ( $V_s$ ) (Calixto *et al.*, 2013), datos sísmicos de “*usgs*”, perfiles estructurales realizados previamente a la latitud de estudio (Allmendinger y Zapata, 2000; Rubiolo y Pereyra, 2001; Ramos *et al.*,2002; Alvarado y Ramos, 2011; Martínez *et al.*,2015,2016, 2019; Mpodozis *et al.*,1997; 2019), datos de “*yield strength*” a lo largo del “*flat-slab*” pampeano (Farias *et al.*, 2010) y los límites propuestos por Tassara *et al.* (2006) para el slab, moho y las discontinuidades de densidad intra-corteza (ICD) a la latitud 27° 30’S, se propone un perfil de escala orogénico a la latitud 27°30’ (Fig. 6.10) en donde se puede observar que los sistemas estructurales propuestos para el límite de los dominios morfoestructurales de la Puna - Cordillera Frontal corresponderían a las fallas más orientales asociadas al gran “*detachment*” que rige en Cordillera Frontal (Martínez *et al.*,2016), el que se desarrolla a los ~10 km de profundidad (Martínez *et al.*, 2016). Por consiguiente, la región del Valle Ancho estaría representando una zona de transición entre el sistemas de deformación que rige en Cordillera Frontal y el sistema sub – andino, tal como propone Mpodozis *et al.* (1997).

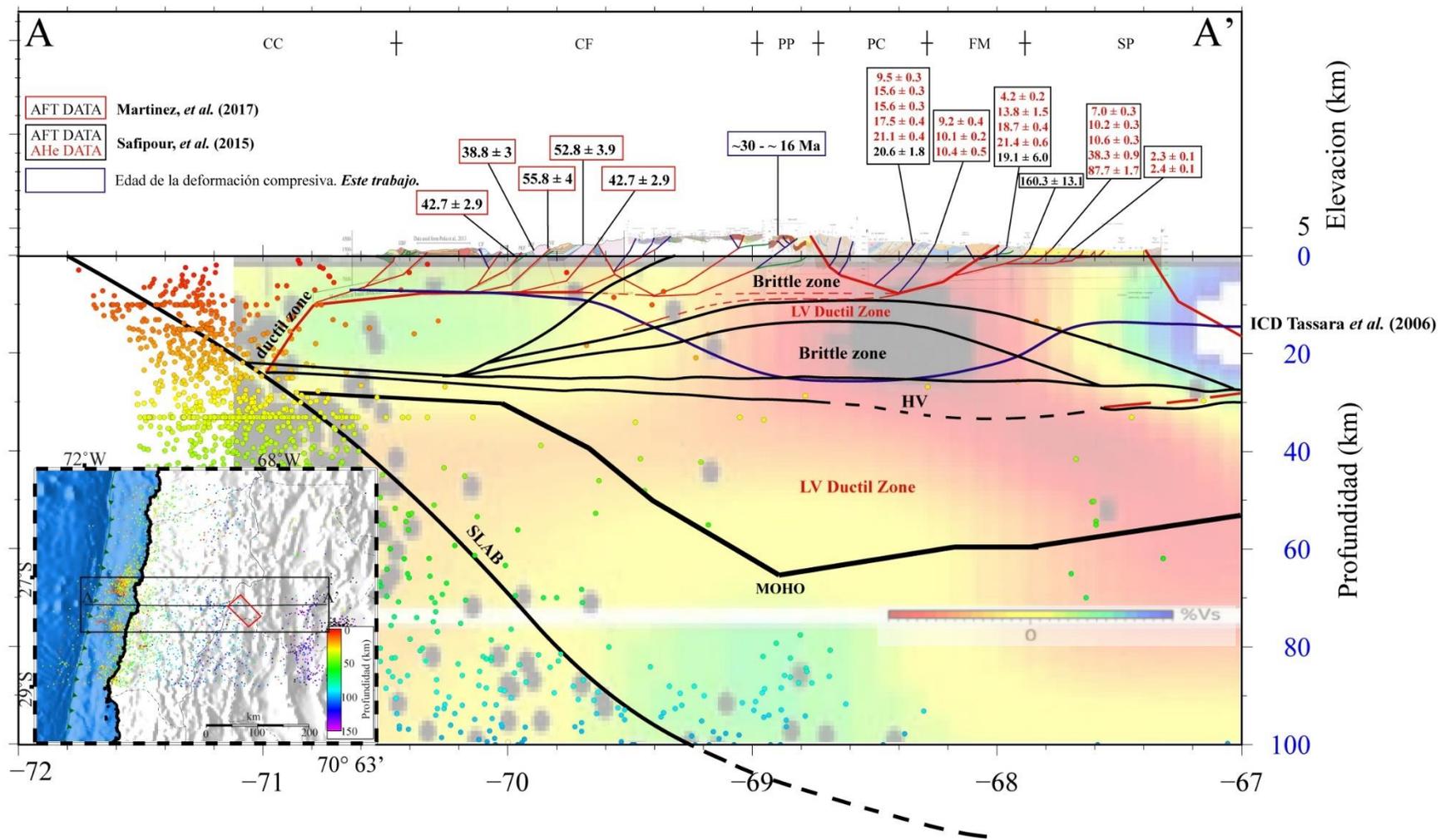


Figura 6.10 Traza de orientación E-W a la latitud 27° 30' S a partir de diferentes perfiles estructurales semi balanceados (Martínez *et al.*, 2015, Peña *et al.*, 2013) y esquemáticos (Rubiolo y Pereyra, 2001; Mpodozis *et al.*, 2020; Este trabajo) realizados entre los 27° – 28° S. En esta traza, se exhiben en profundidad límites reológico supuestos dentro de la corteza a la latitud 27° 30' S que se trazan en basa a; (1) correlaciones con los datos del análisis de “yield strength” de diferentes segmentos de la corteza obtenidos por Farias *et al.* (2010) a la latitud 33° S y (2) en datos y perfiles de velocidades de ondas sísmicas (Vs) exhibidos por Calixto *et al.* (2013) a la latitud 27° S. Los límites del slab subductante (Slab), la discontinuidad de mohorovicic (MOHO) y las discontinuidades de densidad intra-corteza (ICD) se basan en los datos expuestos por Tassara *et al.* (2006).

---

### **6.5.2 Implicancias en la construcción Cenozoica del límite Cordillera Frontal-Puna y correlación con la dinámica de subducción durante el Cenozoico.**

La razón de la construcción del orógeno Andino es atribuida a las fuerzas tectónicas generadas por la subducción continua de la placa de Nazca bajo la Sudamericana y a un estado de equilibrio gravitatorio en la corteza (Isacks, 1988; Tassara, 2005; Heidbach *et al.*, 2008; Giambiagi *et al.*, 2016). Diferentes condiciones tectónicas generan variaciones en los campos de stress que rigen en el orógeno (Allmendinger *et al.*, 1989; Giambiagi *et al.*, 2016). Para la región del Valle Ancho se proponen 2 grandes eventos de deformación asociados a diferentes campos de strain los que se pueden correlacionar a diferentes condiciones tectónicas regionales y locales que se han producido durante el Cenozoico a la latitud 27° 30'.

En primer lugar, la deformación contraccional registrada durante el Oligoceno – Mioceno inferior en el límite de los sistemas de la Puna y Cordillera frontal, coincide con la disminución del ángulo de convergencia de la placa de nazca bajo la sudamericana, estudios proponen una disminución de 80° a 40° entre los 35 y los 25 Ma (Müller *et al.*, 2016), mientras que otros proponen que esta vario de los 40° a los 10° entre los 35-20 Ma (Somoza, 1998), por otro lado luego de esta gran baja se registra un pequeño aumento a 30° - 50° entre los 20 - 11 Ma (Müller *et al.*, 2016; Somoza, 1998), para finalmente establecerse desde los ~11 Ma a la actualidad, con ángulos de entre 15° a 55° (Fig. 6.11) (Müller *et al.*, 2016; Somoza, 1998). Al mismo tiempo, durante este periodo se registra un aumento progresivo de las tasas de convergencia, variando de ~ 6 cm/año a los ~35 Ma a un peak a los ~20 Ma de ~ 14 cm/año (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Müller *et al.*, 2016), finalmente desde los ~ 20 Ma comenzarían a disminuir las

tasas de convergencia de los 12-14 Cm/año a 7-11 cm/año en la actualidad (Fig. 6.11) (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Müller *et al.*, 2016).

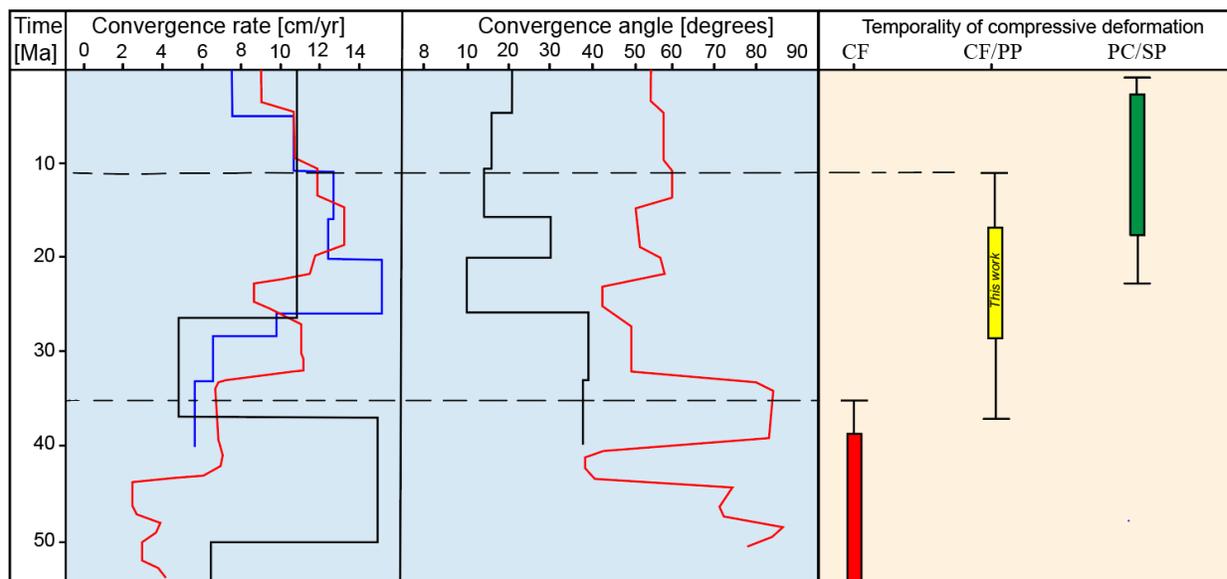


Figura 6.11 Diferentes curvas que muestran la velocidad de convergencia y ángulo de subducción entre la placa de nazca bajo la placa sudamericana a lo largo de los andes centrales, en azul según Pardo-Casas y Molnar (1987), en negro según Somoza (1998) y en rojo según Müller *et al.* (2016). A la derecha se exhibe un gráfico que exhibe las edades de deformación propuestas por Martínez *et al.* (2019) para la Cordillera Frontal (CF) (barra roja), el Limite Cordillera Frontal y Puna Plateau (CF/PP) (barra amarilla, este trabajo) y Precordillera – Sierras Pampeanas (PC/SP) (barra verde) (Carrapa *et al.*, 2008; Safipour *et al.*, 2015; Quiroga *et al.*, 2020).

Durante el Cenozoico temprano a la latitud  $27^{\circ} 30' S$  la deformación se concentró al oriente del área de estudio en la Cordillera Frontal, en donde existen edades de exhumación de entre los  $55.8 \pm 4 Ma$  y  $38.8 \pm 3 Ma$  (Martínez *et al.*, 2019), por otro lado, la deformación contraccional en la región de Valle Ancho se puede acotar al menos desde  $\sim 31 Ma$  hasta los 11-16 Ma. Al este, en la Precordillera y Sierras Pampeanas se registran eventos compresivos a partir de los  $\sim 21 Ma$  hasta los  $\sim 2 Ma$  (Carrapa *et al.*, 2008; Safipour *et al.*, 2015; Quiroga *et al.*, 2020). Esta variación de mayores edades de deformación al occidente y menores edades al oriente ocurre en paralelo con la somerización del ángulo de subducción registrado desde los  $\sim 30 Ma$ , permitiendo suponer que la disminución del ángulo de subducción podría poseer una relación directa con la migración de la deformación hacia el antepaís (Ramos *et al.*, 2002).

En paralelo, estudios realizados en la latitud de estudio (Tassara *et al.*, 2006, Kay *et al.*, 2013) muestran que entre los 25 – 6 Ma habría existido un aumento progresivo del espesor cortical variando de 40-50 km a 65-70 km a los 6 Ma (Fig. 6.12). Al mismo tiempo, estos trabajos proponen que existió una migración del arco volcánico y la deformación, en donde estas durante los 25-18 Ma se habrían concentrado en la actual franja de Maricunga cercano al volcán Copiapó y posteriormente durante los 16-9 Ma en él y al este del Valle Ancho (Fig. 6.12) (Mpodozis *et al.*, 1995, 1997; Kay *et al.*, 2013). Finalmente, Kay *et al.* (2013) establece que desde los 9-8 Ma a los ~3 Ma se habrían desarrollado las últimas manifestaciones del arco en la región del Valle Ancho antes de migrar a su ubicación actual, las unidades vulcano - magmáticas reconocidas durante este periodo exhiben una signatura geoquímica atribuible a la fusión de corteza ingresada por erosión por subducción a la cuña astenosférica en el contexto de una corteza continental engrosada (65-70 km) (Fig. 6.12) (Goss *et al.*, 2013; Kay *et al.*, 2013). Durante este mismo periodo (9-3 Ma) la deformación habría dejado de actuar en la región del Valle Ancho migrando hacia el oriente generando la compresión en Sierras Pampeanas (Kay *et al.*, 2013) (Fig. 6.12).

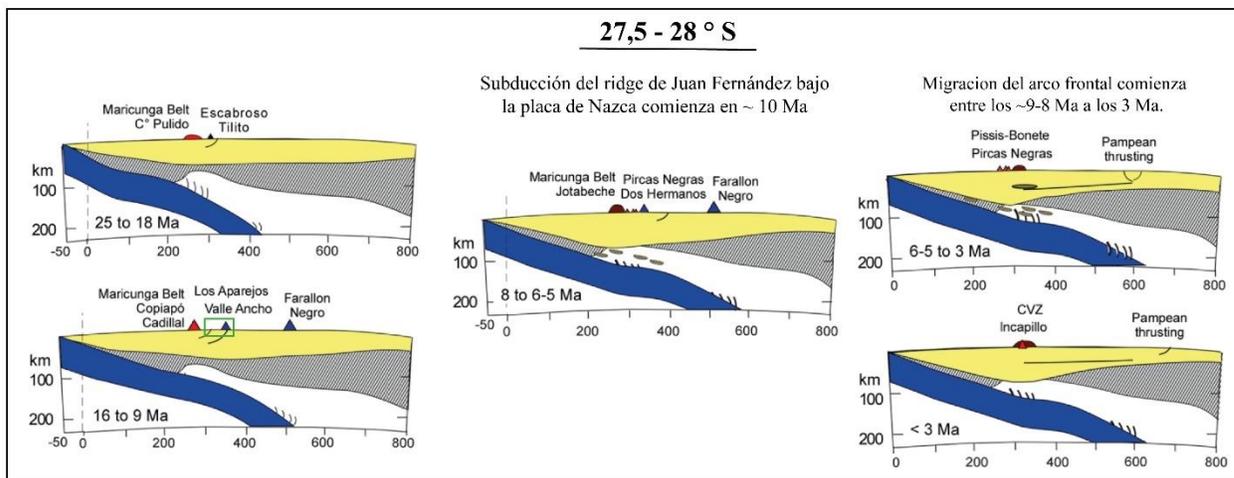


Figura 6.12 Perfil esquemático a nivel litosféricos realizados a la latitud 27.5-28° S que muestran cómo han variado las condiciones tectónicas y magmáticas a partir de los 25 Ma. Aquí se ilustra el ángulo y morfología del slab subductante (Cahill y Isacks, 1998), la temporalidad de diferentes eventos de deformación originados en la corteza y el espesor cortical a lo largo del tiempo. Al mismo tiempo, se puede observar la expansión, migración y origen de los fluidos magmático y las unidades volcánicas reconocidas a la latitud. Modificado de Kay *et al.* (2013)

Algunos autores proponen que durante el desarrollo orogénico en el contexto de un acortamiento horizontal, cuando se alcanzan grandes espesores corticales en los ápices de estos sistemas se produce debido a un equilibrio isostático y el exceso de energía potencial gravitatoria, la permutación de los esfuerzos que rigen el sistema orogénico (Allmendinger *et al.*, 1989; Giambiagi *et al.*, 2016), variando de un sistema compresivo con acortamiento horizontal y extensión vertical desarrollándose fallas inversas, a sistemas con acortamiento y extensión horizontal dando paso a fallas de rumbo (Allmendinger *et al.*, 1989; Giambiagi *et al.*, 2016) para finalmente producirse un colapso regionalizado con acortamiento vertical y extensión horizontal con fallas normal perpendiculares al orógeno. Cuando el colapso orogénico se vuelve regionalizado, debido a un equilibrio isostático se fuerza a que el acortamiento horizontal se produzca en elevaciones más bajas (Allmendinger *et al.*, 1989; Giambiagi *et al.*, 2016 y ahí citados).

Estudios previos realizados en el Altiplano y La Puna (Capítulo 6.3.3), muestran importante cambios cinemáticos durante el Cenozoico tardío, variando desde campos de strain asociado a soluciones inversas con direcciones de acortamiento E-W, a soluciones de rumbo con extensión horizontal N-S (Allmendinger *et al.*, 1989; Schoenbhom y Strecker *et al.*, 2009; Montero *et al.*, 2010; Giambiagi *et al.*, 2016). Estos cambios han sido atribuidos a diferentes procesos, trabajos que se realizaron en los Andes Centrales Peruanos asociados a regímenes de Stress, muestran que en elevaciones superior a los 4.000 m se comienzan a desarrollar sistemas extensivos presumiblemente como consecuencia del exceso de energía potencial gravitacional generado por la altura topográfica (Sébrier *et al.*, 1988; Giambiagi *et al.*, 2016 y ahí citados), forzando que la deformación contraccional se produzca en elevación menores.

Por otro lado, estudios más recientes (Giambiagi *et al.*, 2016) realizado en el Altiplano / Puna plateau entre las latitudes 22° y 26, 5° S exhiben la existencia de cambios de regímenes de esfuerzo y deformación durante el Cenozoico tardío (Giambiagi *et al.*, 2016). En estos se interpreta que la construcción Miocena al presente de este dominio morfotectónicos se puede dividir en 2 grande fases geodinámicas: la primera corresponde a la fase de construcción orogénica producida previo al Mioceno y la segunda a una fase de colapso gravitacional del orógeno, el que se encontraría activo desde el Mioceno al presente (Giambiagi *et al.*, 2016). Al

mismo tiempo, Giambiagi *et al.* (2016) plantea que durante estas 2 grandes fases geodinámicas se desarrollaron 4 regímenes de stress, la primera corresponde a una compresión predominantemente E-W, seguido por un sistema del tipo strike-slip con una compresión N-S y una extensión E-W, a la que se le sobrepone un segundo evento de rumbo, pero con direcciones de contracción E-W. Finalmente, plantea que el ultimo régimen de stress estaría asociado a una extensión N-S orógeno-paralela (Fig. 6.13).

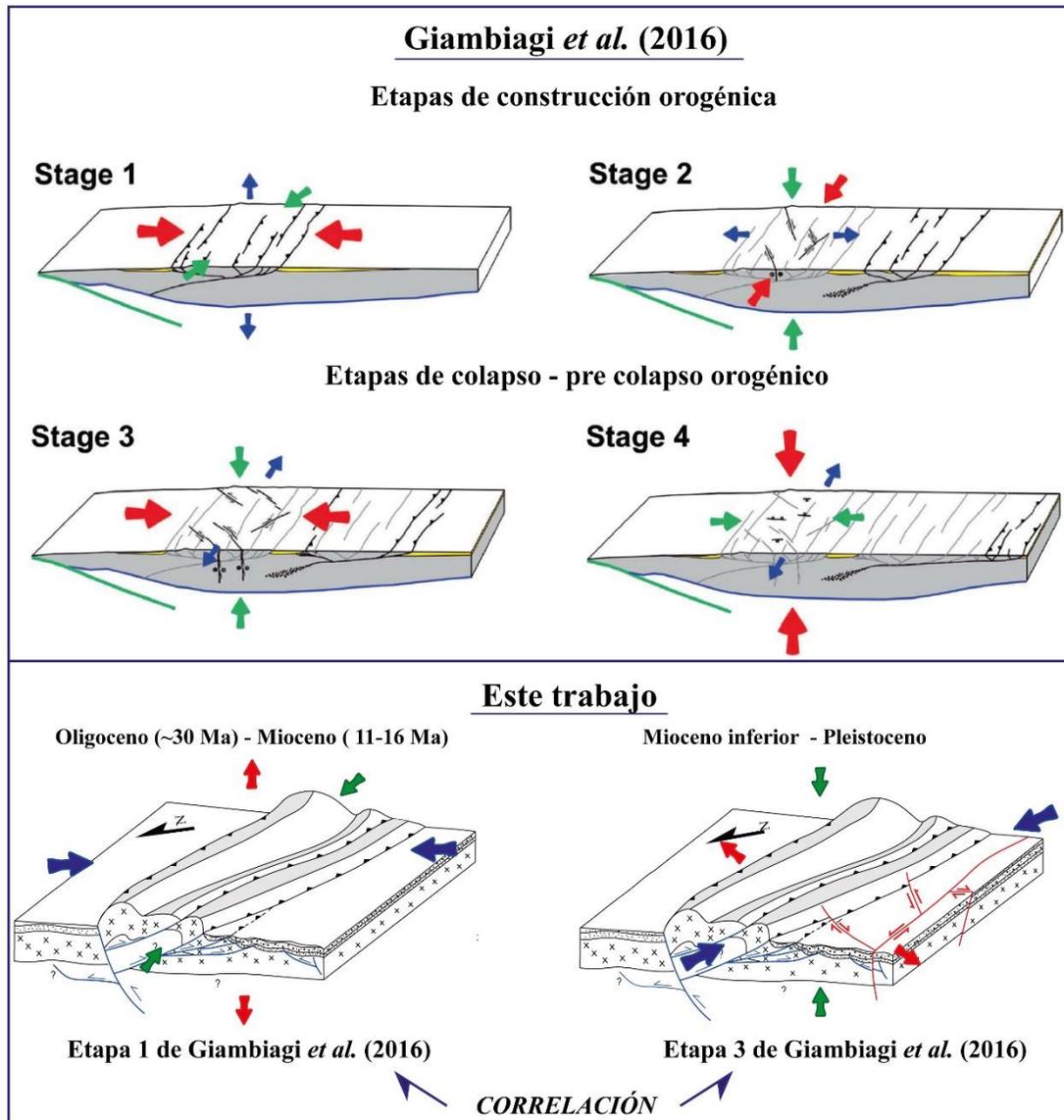


Figura 6.13 Diferentes regímenes de stress definidos en dominio morfotectónico del altiplano/puna plateau entre las latitudes 22 – 26,5 ° S a partir del Mioceno al presente y correlación con las diferentes etapas de deformación propuestas en el área. Modificado de Giambiagi *et al.* (2016). Elaboración propia.

Para la región de Valle Ancho, se pudieron reconocer 2 grandes campos de strain, el primero de ellos corresponde a un campo de strain contraccional con direcciones de acortamiento cercano a la N-S y elongación vertical (Fig. 6.8) (Capítulo 6.3.2), el segundo evento registrado corresponde a un campo de strain asociable a un sistema de “*strike-slip*” con una dirección de acortamiento principalmente E-W y extensión horizontal N-S (Fig. 6.8) (Capítulo 6.3.2). Considerando la información previamente expuesta, el primer evento documentado en la región de estudio estaría asociado a una fase de construcción orogénica previo al Mioceno denominada Fase orogénica Incaica (Charrier *et al.*, 2007), mientras que el segundo evento tectónico puede deberse a una fase de pre colapso orogénico dado por el exceso potencial gravitatorio dado por un gran espesor cortical de entre 65-70 Km (Tassara *et al.*, 2006, Kay *et al.*, 2013), lo que produciría la permutación del  $\lambda_3$  por el  $\lambda_2$ , dando paso a un sistema estructural de rumbo, similar a lo propuesto por Giambiagi *et al.* (2016) en latitudes inferiores.

## **6.6 RELACIÓN DE LA ESTRUCTURAS CON LOS CUERPOS PORFIRICOS Y ZONAS DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL RECONOCIDAS EN EL VALLE ANCHO.**

### **6.6.1 Migración de fluidos y correlación con modelos análogos.**

Estudios de exploración de recursos recientes realizados por la empresa “NGEx” en la localidad de Valle Ancho muestran cercano a la frontera con Chile la existencia de una alteración y mineralización asociado a un depósitos epitermales de alta sulfuración (HS) que afecta a domos dacíticos y tobas datadas en 22, 3 Ma (Gardeweg *et al.*, 1997), esto, es característico y recurrente en los depósitos mineralizados miocenos de la franja de Maricunga (Mpodozis *et al.*, 1995). Por otro lado, más al oriente, cercano al “Complejo volcánico Don Segundo”, definen la existencia de un pórfido de Cu rico en Au de edad presuntamente eocena-oligocena, expuesto por una ventana erosiva, aquí domina la aparición de una capa de lixiviación con gran cantidad de jarosita y mineralización de óxidos predominantemente goethita.

En el presente trabajo, a nivel distrital dentro de la localidad de Valle Ancho se pudieron reconocer 4 grandes zonas de alteración. De estas, las de mayor importancia corresponden a la zona de alteración 2 y 3, esto debido a su volumen, características mineralógicas y observaciones realizadas en terreno. La primera de ellas como se describe en el capítulo 5.3 corresponde a un depósito epitermal del alta sulfuración caracterizado por una extensa zona alterada hidrotermalmente en donde predomina la asociación mineral jarosita-caolinita-cuarzo. Por otro lado, en la zona de alteración 3 se pudo reconocer asociaciones minerales que definen una alteración potásica a la que se le sobrepone una alteración fílica con la asociación cuarzo – sericita. A partir de las asociaciones minerales reconocidas de las zonas de alteración 2 (Z2) y 3 (Z3) y utilizando los gráficos propuesto por Corbett y Leach (1998), se proponen para las zonas de alteración probables patrones de circulación de los fluidos hidrotermales que generaron las alteraciones reconocidas (Fig. 6.14). Es importante denotar que las asociación minerales reconocidas en la Z2 coincide con las características fisicoquímicas de los depósitos epitermales de alta sulfuración (Fig. 6.14). Por otro lado, las asociaciones minerales reconocidas en la Z3 corresponden a minerales de alteración que se desarrollan en ambiente más profundo y cercanos a los sistemas porfídicos (Fig. 6.14). Finalmente, a raíz del reconocimiento de minerales que

representan una zona de lixiviación y oxidación (jarosita - goethita) en la Z3 se plantea la posibilidad de la circulación de fluidos meteóricos que producirían esta asociación (Fig. 6.14).

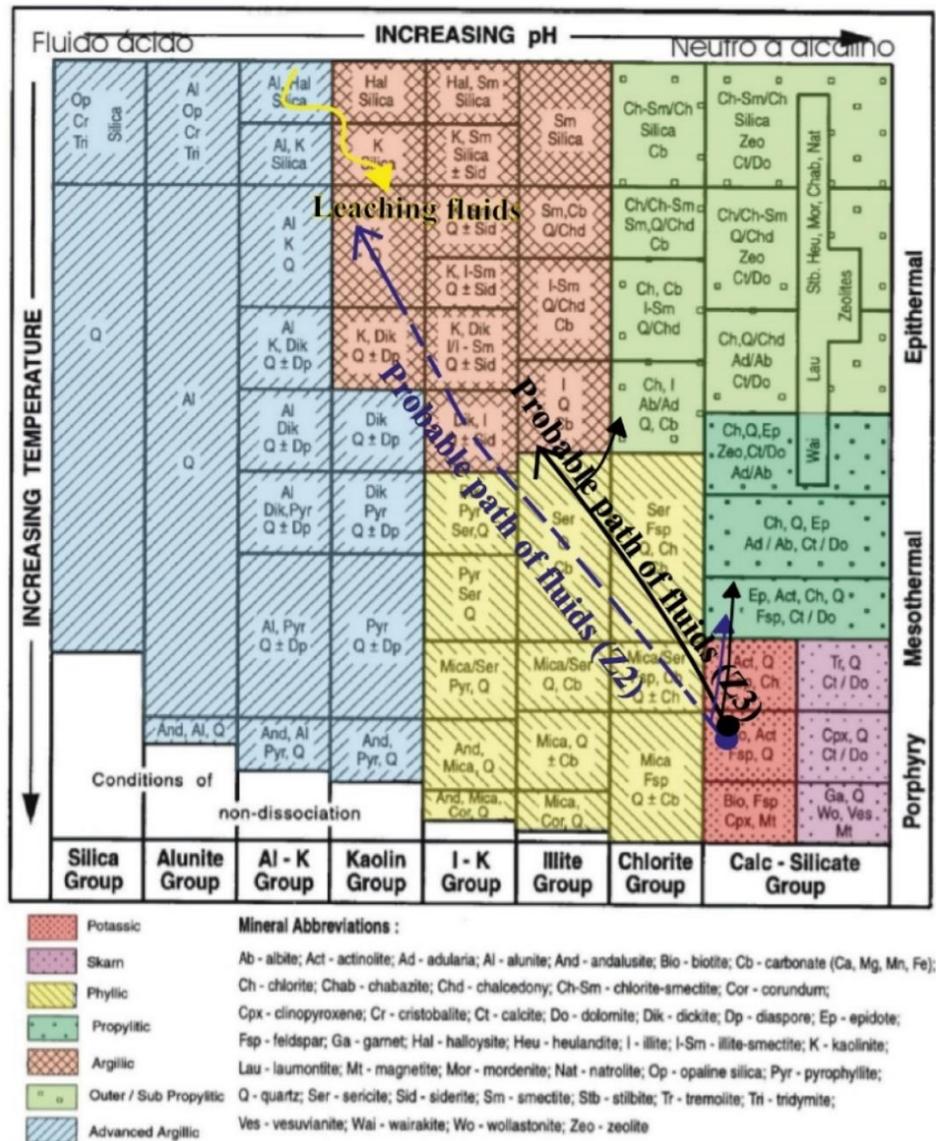


Figura 6.14 Características físicoquímicas, de ambiente y recorrido de los fluidos hidrotermales desarrollados en la zona de alteración 2 y 3. Modificado de Corbett y Leach (1998).

Considerando los modelos análogos propuesto por Sillitoe (2010) para los depósitos epitermales y pórfidos cupríferos, se propone en base a lo expuesto previamente que los depósitos reconocidos al occidente del Valle Ancho corresponderían a sistema epitermales de alta sulfuración (Fig. 6.15 a) recurrentes en la Franja de Maricunga, aquí el litocapa estaría conformado por rocas volcánicas oligo – miocenas que albergan la alteración hidrotermal. Por otro lado, los deposito mineralizado observados al oriente (Z3) en donde es posible observar alteración potásica y fílica correspondería a un sistema más profundo, cercano y en el sistema porfídico (Fig. 6.15 a), aquí fue posible reconocer diferentes tipos de vetillas y probablemente corresponden a vetillas características de pórfido de Cu - Mo ± Au (A, B y D) (Fig. 6.15 b).

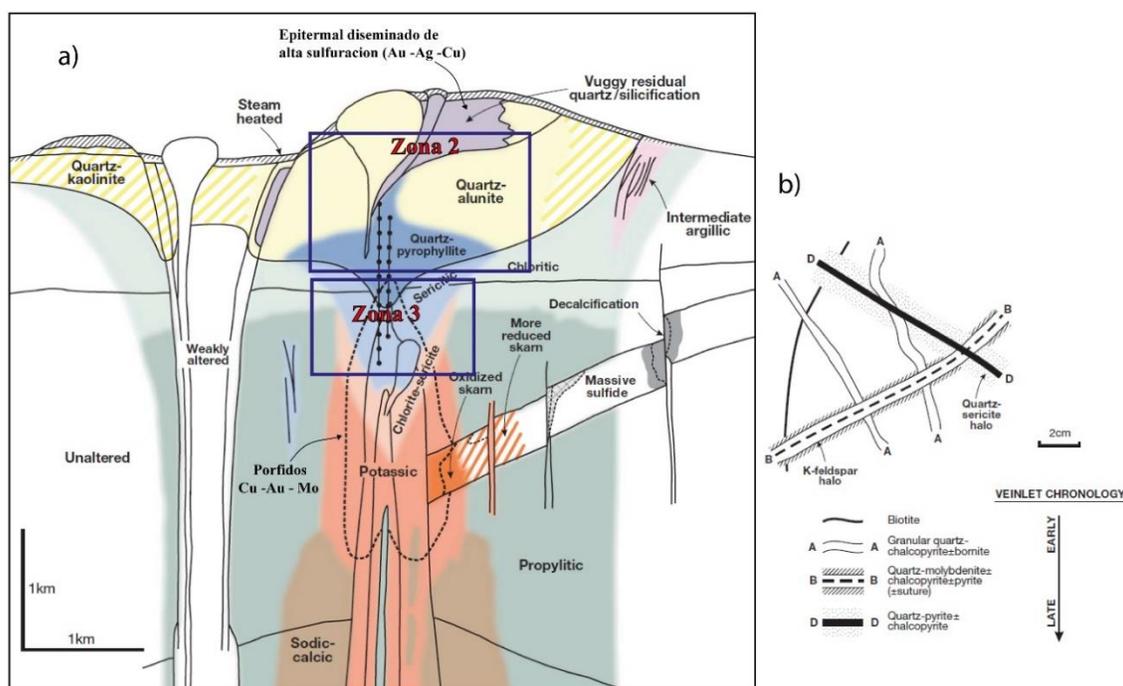


Figura 6.15 a) Modelo análogo que exhibe las diferentes zonas de alteración desarrolladas en los sistemas de pórfidos cupríferos. Aquí, los polígonos azules representan la parte probable del sistema en donde se desarrollarían las zonas de alteración 2 y 3. Modificado de Sillitoe (2010). b) vetillas desarrolladas en sistemas porfídicos de Cu – Mo. Extraído de Sillitoe (2010).

Si bien, se reconocen ciertas asociaciones minerales que nos permiten dilucidar de cierta manera el tipo de alteración existente en el área, es necesario realizar un análisis exhaustivo del distrito con el fin de entender de mejor manera la génesis, el tipo y el ambiente de los depósitos minerales que se estarían generando en la localidad del Valle Ancho.

### **6.6.2 Correlación de los sistemas estructurales con las zonas de alteración existente en la localidad de Valle Ancho.**

En la localidad de estudio tal como se describe previamente se lograron definir 2 grandes sistemas estructurales (STQO y SVA) en paralelo con 4 zonas de alteración (Fig. 6.16). Previamente, Mpodozis *et al.* (1997) en el análisis realizado en el Valle Ancho – Laguna Verde muestra que el basamento del extremo sur de la CVZ estaría formado por un mosaico de bloques limitados por grandes sistemas de fallas y propone que estas controlan no solo la distribución de las secuencias sedimentarias, sino que también la de las unidades volcánicas. Estas fallas también influenciarían en gran medida las características químicas de los magmas que a través de ellas se canalizaron Mpodozis *et al.* (1997). Al mismo tiempo, plantea que los sistemas hidrotermales reconocidos al occidente del Valle Ancho poseen características similares a los depósitos epitermales de HS Miocenos de La Coipa reconocidos en la porción Chilena de la Franja de Maricunga, cuyo depósito posee un control estructural de rumbo sinistral (Cabello, 2002, Tomlinson *et al.*, 1993). Posteriormente Rubiolo y Pereyra (2001) plantea que sistemas estructurales de rumbo principalmente E-W controlarían la distribución de algunos centros eruptivos Mio – Pliocenos.

A partir de las estructuras, campos de strain y zonas de alteración reconocidas en paralelos con las descripciones y análisis realizados previamente en la localidad de Valle Ancho (Gardeweg *et al.*, 1997; Mpodozis *et al.*, 1997; Rubiolo y Pereyra, 2001) se plantea que en la localidad de Valle Ancho probablemente existirá un control estructural sobre las zonas de alteración en donde el metalotecto variaría según la temporalidad de la deformación y de la circulación de los fluidos magmáticos.

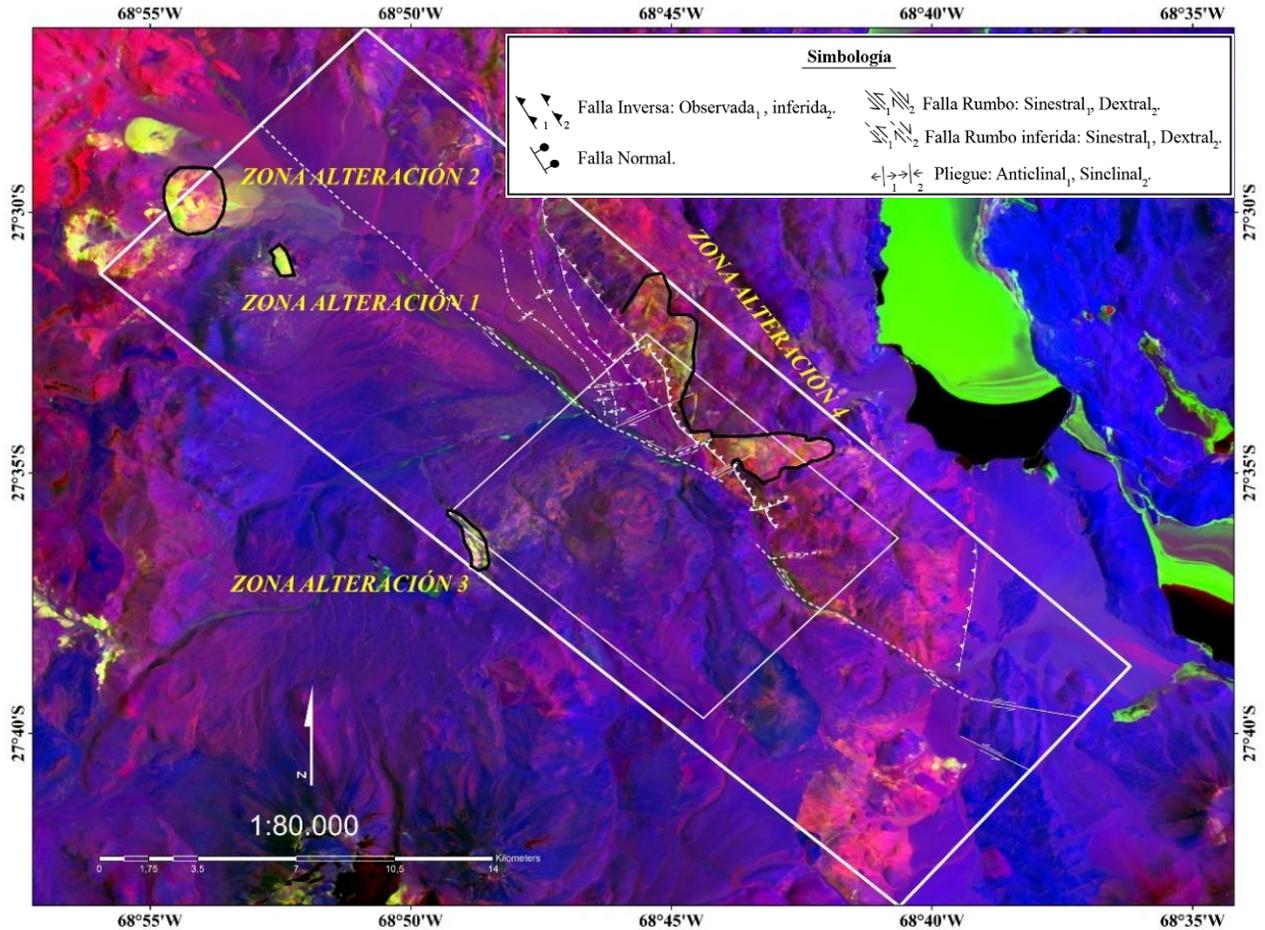


Figura 6.16 Combinación de bandas 4/2, 6/7, 10 en RGB. Zonas de alteración (polígonos negros) y área de estudio (rectángulos blancos). Fallas reconocidas en el área de color blanco.

En primer lugar, se establece que el primer evento de deformación tuvo cabida hasta el Oligoceno Superior, al observar la zonas de alteración 4 se puede establecer que esta se acota a la zona de daño producida por la falla Tres Quebradas Oeste que alza el basamento Pérmico, esto puede deberse a que esta genera una zona con mayor permeabilidad privilegiando la circulación de fluidos tanto meteóricos como hidrotermales. Al mismo tiempo, esta alteración se extiende con una orientación NW-SE paralelo a la orientación de la falla y oblicuo a las direcciones contracción N-S obtenidas para el primer proceso de deformación contraccional. Si bien este evento tectónico puede ser acotado, la relación temporal en cuanto a la alteración hidrotermal es cuestionable ya que esta puede haber ocurrido tanto durante o posterior al desarrollo de esta estructura. Sin embargo, observaciones realizadas en terreno muestran que algunos depósitos correspondientes a la “Secuencia Volcanoclástica La Boca” de edad aproximada de ~11 Ma

depositados sobre la traza de esta falla se encuentran siendo alteradas hidrotermalmente (Fig. 5.2.6).

La temporalidad de ocurrencia de la zona de alteración 3 es desconocida, sin embargo, se pueden observar secuencias volcánicas y flujos piroclásticos dacíticos libres de alteración datados en  $21,1 \pm 0,8$  Ma (Gardeweg, *et al.*, 1997), es por esto, que la ocurrencia de este evento debiese ser previo el desarrollo de estas secuencias. Aquí, a partir del análisis cinemático de planos de falla a meso escala se pudo denotar un fuerte control estructural en la orientación de las brechas hidrotermales, ya que poseen una orientación similar a las estructuras de rumbo dextral reconocidas en la estación 6, al mismo tiempo, al observar los movimientos relativos de las vetillas reconocidas dentro de esta zona de alteración nos supone que al momento del emplazamiento del cuerpo intrusivo, debiese existir un evento tectónico activo que controlaría los desplazamientos relativos de estas. En la estación 6 se pudo obtener un campo de strain asociable a un sistema de rumbo con dirección de contracción NW-SE y extensión horizontal NE-SW, el hecho de que las brechas hidrotermales se encuentren asociadas a los planos de falla desarrollados durante este episodio tectónico nos sugiere que este evento debiese estar ocurriendo durante – previo al desarrollo de estas brechas. En el presente trabajo se acota este campo de strain al Mioceno Superior – Pleistoceno.

Finalmente, cuando se observan los centros eruptivos y las unidades porfídicas miocenas – Pliocenas que se desarrollan en la localidad de Valle Ancho, pareciera existir una alineación E-W de estos, sub paralelos a la orientación de la falla inferida de rumbo sinistral encajonada por el Valle Ancho, es por esto que se plantea que en la localidad de Valle Ancho los fluidos magmáticos podrían haber aprovechado este lineamiento para circular y establecerse en la región de estudio, lo que es congruente ya que las estructuras de rumbo desarrollan extensión horizontal y por consecuencia privilegia la circulación de fluidos magmáticos.

Sin embargo, en el presente estudio no fue posible definir cuáles eran las estructuras que acomodaban extensión y privilegian la circulación de fluidos, por lo que es necesario solucionar esta problemática para así definir de manera certera la relación que existe en cuanto a las estructuras de rumbo y las unidades vulcano - magmáticas Mio - Pliocenas reconocidas en la localidad de Valle Ancho.

## CAPÍTULO 7: 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° 30', en donde la localidad de Valle Ancho representa una zona de transición entre grandes dominios de deformación. Aquí es posible documentar al menos 2 eventos de deformación que presentan orientaciones oblicuas al orógeno andino, las estructuras generadas en estos eventos están asociadas a 2 campos de strain diferente que se habrían desarrollado en 2 condiciones tectónicas diferentes, una fase de construcción orogénica y una segunda asociado al colapso orogénico del sistema dado por el gran espesor cortical existente en la longitud de trabajo (Mpodozis *et al.*, 1997; Kay *et al.*, 2013).

- Debido a que las fallas inversas documentadas en el área y los pliegues se encuentran afectando a rocas oligocenas – miocenas inferior, el primer evento contraccional documentado en el análisis cinemático y estructural debe haber estado activo hasta el Mioceno Inferior en donde comienzan a depositarse los depósitos volcanoclásticos miocenos en discordancia angular sobre las rocas oligocenas.
- El segundo evento documentado es representado en base al análisis cinemático y estructural por un evento del tipo strike – slip cuyo sistema fragmenta las cuencas y estructuras generadas en etapas previas al Mioceno. Este evento se acota desde Mioceno Inferior – Medio al Pleistoceno.
- Se evidencia una evolución desde un sistema de deformación de piel gruesa en el Oligoceno inferior que evoluciona a un sistema de piel híbrida. Manifestado por la generación de trenes de pliegues que afectan a la cobertura Cenozoica, cuya deformación se encuentra siendo fragmentada por una deformación del tipo “Strike – Slip”.
- Los ejes de los pliegues anticlinales y las fallas documentadas en el área responden de buena forma a las direcciones de contracción obtenida a partir del análisis cinemático
- En la localidad del Valle Ancho existe al igual que en depósitos minerales en Chile al oeste del Valle Ancho, un control estructural sobre las zonas de alteración, centros eruptivos y cuerpos magmáticos Miocenos, denotando una alineación E-W de estas, sub paralelo a la orientación de la Falla de Rumbo sinestral E-W de Valle Ancho.

## REFERENCIAS

- Aceñolaza, F.G., 1970. Fósiles ordovícicos del área del río Bonete, Departamento Jagüé, Provincia de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana*, 10(15):315-328.
- Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M. y Isacks, B., 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, north-west Argentina, *Tectonics*, 2, 1–16, doi:10.1029/TC002 i001p00001.
- Allmendinger, R. W., M. Strecker, J. E. Eremchuk, y P. Francis, 1989, Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina, *J. South Am. Earth Sci.*, 2, 111–130.
- Allmendinger, R.W., Gephart, J.W. y 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
- Allmendinger, R.W., y Gubbels, T., 1996, Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano- Puna, Argentina, and Bolivia: *Tectonophysics*, v. 259, no. 1–3, p. 1–13, doi:10.1016/0040 -1951 (96) 00024-8.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., y Isacks, B.L., 1997, Altiplano-Puna Plateau of the central Andes: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 25, no. 1, p. 139–174, doi: 10.1146/annurev.earth.25.1.139.
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N.m y Fisher, D., 2012. *Structural geology algorithm: Vectors ad tensors in structural geology*. Cambridge University Press, 0-286.
- Allmendinger, R.W., 2018. FaultKinWinFull version 8.0.7. A program for analyzing fault slip data for windows system. Retrieved from Allmendinger, R. W. (2018). FaultKinWinFull version 8.0.7. Retrieved from <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs.html>.
- Alonso, R., Gutierrez, R., y 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.
- Alvarado, P. y Ramos, V., 2011. Earthquake deformation in the northwestern Sierras Pampeanas of Argentina based on seismic waveform modelling. *J. Geodyn.* 51, 205–211.
- Álvarez-Gómez, J.A., 2019. FMC - Earthquake focal mechanisms data management, cluster and Classification, *SoftwareX*, 9, 299– 307, <https://doi.org/10.1016/j.softx.2019.03.008>.
- Arabaz, W. J. 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in Northern Chile. PhD thesis, Californian Institute of Technology, Pasadena.
- Arevalo, C. 2005a. Carta Copiapó, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin), Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, escala 1:100.000, N°. 91.
- Arevalo, C. 2005b. Carta Los Loros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin) Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, escala 1:100.000, N°. 92.
- Arriagada, C., Cobbold, P.R., y Roperch, P., 2006, Salar de Atacama Basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous: *Tectonics*, v. 25, TC1008, doi:10.1029/2004TC001770.
- Barnes, J.B., Ehlers, T.A., Insel, N., McQuarrie, N., y Poulson, C.J., 2012, Linking orography, climate, and exhumation across the central Andes: *Geology*, v. 40, no. 12, p. 1135–1138, doi:10.1130/G33229.1.
- Branney MJ y Kokelaar P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society Memoir No 27*. <https://doi.org/10.1086/427850>
- Bordonaro, O., 1999. Cámbrico y Ordovícico de la Precordillera y Bloque de San Rafael. En *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29(8):189-204; Buenos Aires.
- Cabello, J. 2002. *Geología, Exploración y Recursos de los Yacimientos de Oro en Chile*, EXPOMIN, Power Point Presentation: 44 slides. Santiago.
- Cardozo, N y Allmendinger, R. W., 2018. Stereonet version 11.0.1. Spherica projection with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, 51, 193-205. Retrieved from <http://www.Geo.cornell.edu/geology /faculty/RWA / programs. html>.
- Cahill, T. A. y Isacks, B. L. 1992. Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. *Journal of geophysical research*. 97. Páginas 17503-17529.

- Camus, F. 2003. Geología de los sistemas porfídicos en los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Carrapa, B., Strecker, M.R. y Sobel, E.R., 2006 Cenozoic orogenic growth in the central Andes: Evidence from sedimentary rock provenance and apatite fission track thermochronology in the Fiambala Basin, southernmost Puna Plateau margin (NW Argentina): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 247, p. 82–100, doi: 10.1016/j.epsl.2006.04.010.
- Carrapa, B., Hauer, J., Schoenbohm, L., Strecker, M.R., Schmitt, A.K., Villanueva, A. y Gomez, J.S., 2008. Dynamics of deformation and sedimentation in the northern Sierras Pampeanas: An integrated study of the Neogene Fiambala Basin, NW Argentina: *Geological Society of America Bulletin*, v. 120, p. 1518–1543, doi:10.1130/B261111.1.
- Carrapa, B., Trimble, J.D. y Stockli, D.F., 2011, Patterns and timing of exhumation and deformation in the Eastern Cordillera of NW Argentina revealed by (U-Th) /He thermochronology: *Tectonics*, v. 30, TC3003, doi:10.1029/2010TC002707.
- Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez, P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile, en: *The Geology of Chile*. Editado por: Moreno, T. & Gibbons, W., The Geol. Soc., 21–114.
- Charrier, R.; Farías, M. y 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.
- Coira, B., 1996. Levantamiento geológico-minero regional, Área de Valle Ancho, provincia de Catamarca. Minera El Dorado S.A.
- Corbett, G.J., y Leach, T.M., 1998. Southwest Pacific gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization: Special Publication 6, Society of Economic Geologists, 238 p.
- Corbett, G.J., 2008, Influence of magmatic arc geothermal systems on porphyry-epithermal Au-Cu-Ag exploration models: Terry Leach Symposium, Australian Institute of Geoscientists, Bulletin 48, p. 25-43.
- 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.
- Cravero, O. V., 1978. Area de reserva N° 16 "Cazadero Grande-Lampaya". Secretaría de Estado de Minería, Servicio Minero Nacional, NOA Geológico Minero, 15 págs., S.M. de Tucumán.
- Cristallini, E.O., Comínguez, A. y Ramos, V.A. 1998. Estructura profunda del sector occidental de la Sierra del Aconquija, Sierras Pampeanas de Argentina. X Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas 2, 111-115
- Cristallini, E., y Ramos, V.A., 2000, Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: Crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32°S): *Tectonophysics*, v. 317, no. 3–4, p. 205–235, doi:10.1016/S0040-1951(99)00276-0.
- Cristallini, E.O., Comínguez, A., Ramos, V.A. y Mercerat, E.D., 2001. Basement double-wedge thrusting in Western Sierras Pampeanas of Argentina (27°S): constraints from Deep seismic reflection. In: McClay, K. (Ed.). *Thrust Tectonics*. American Association of Petroleum Geologist Memoir.
- Cristallini E., Hernández R., Balciunas D., Nigro J., Dellmans M. y Costilla M., 2019. Andino 3D: structural modeling software (Version 1.0.86.0). CONICET-LATE ANDES [Software]. Available from <http://www.Andino3d.com.ar/>
- DeCelles, P.G., y Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, 8, 105–123. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x>

- DeCelles, P.G., Carrapa, B., Horton, B.K., y Gehrels, G.E., 2011, Cenozoic foreland basin system in the central Andes of northwestern Argentina: Implications for Andean geodynamics and modes of deformation: *Tectonics*, v. 30, TC6013, doi:10.1029/2011TC002948.
- DeCelles, P.G., Carrapa, B., Horton, B., McNabb, J., Gehrels, G., y Boyd, J., 2015, The Miocene Arizaro Basin, central Andean hinterland: ¿Response to partial lithosphere removal?, in DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B., and Kapp, P.A., eds., *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile: Geological Society of America Memoir 212*, p. 359–386, doi:10.1130/2015.1212(18).
- Del Rey, A., Deckart, K., Arriaga, C., Y Martínez, F. 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic-Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*, 37, 172-181.
- Doblas, M., 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295, 187–197. doi: 0040-1951/98/\$19.00
- Farfás, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F. y Fock, A., 2010, Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean Mountain building: *Tectonics*, v. 29, no. 3, p. n/a–n/a, doi: 10.1029/2009TC002480.
- Farley, K.A., 2002. (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications, in Porcelli, D.P., Ballentine, C.J., and Wieler, R., eds., *Noble Gases: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 47, p. 819–844.
- Fauqué, L. E., Caminos, R., Limarino, O. y Carullo, C, 1991. Relaciones estratigráficas del magmatismo carbonífero en la Precordillera riojana, República Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, 552-556, Viña del Mar.
- Franzese, J.R. y 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.
- Gardeweg, M.; Mpodozis, C. y Clavero, J., 1997. Mapa geológico de la Hoja Nevados Ojos del Salado (Región de Atacama), escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile.
- Giambiagi, L., Alvarez, P., y 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, 2014–2033, doi:10.1002/2016TC004201.
- Goss, A. R., Kay, S. M., Mpodozis, C. y Singer, B. S., 2009. The Incapillo Caldera and dome complex (~288S): A stranded magma chamber over a dying Andean arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184, 384404.
- Goss, A.R., Suzanne M. Kay. y 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
- Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H. y Engdahl, E.R., 2000 (a). Geodynamic of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics* 19, 814-833.
- Hammerschmidt, K., Döbel, R. y Friedrichsen, H., 1992. Implication of 40Ar/39Ar dating of Tertiary volcanics rocks from the north-Chilean Precordillera. *Tectonophysics* 202: 55-81.
- Heidbach, O., Iaffaldano, G., y Bunge, H.P., 2008. Topography growth drives stress rotations in the central Andes: Observations and models. *Geophysical Research Letters*, 35, L08301. <https://doi.org/10.1029/2007GL032782>.
- Horton, B.K., Butler, K.L., Capaldi, T.N., George, S.W.M., Jackson, L.J. y Mackaman-Lofland, C., 2018. Broken Foreland Basins and Their Connections to Flat-Slab Subduction, Crustal Inheritance, Climate, and Erosional. *TECTONOPHYSICS*, T51B-02. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2018AGUFM.T51B.02H>.
- Horton, B. K., 2018. Tectonic regimes of the central and southern Andes: Responses to variations in plate coupling during subduction. *Tectonics*, 37, 402–429. <https://doi.org/10.1002/2017TC004624>.
- Isacks, B., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W. y 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.

- Jara, P. y Charrier, R., 2013. New stratigraphical and geochronological constraints for the Mezo-Cenozoic deposits in the High Andes of central Chile between 32° and 32°30'S: Structural and palaeogeographic implications. *Andean Geology* 41 (1): 174-209. doi: <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV41n1-a07>
- Jordan, T.E., Isacks, B., Ramos, V.A. y 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. y Ramos, V.A., 1983b. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America, Bulletin* 94(3), 341-361.
- Jordan, T.E., y Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina—A modern analog of Rocky Mountain foreland deformation: *American Journal of Science*, v. 286, no. 10, p. 737-764, doi:10.2475/ajs.286.10.737.
- Jordan, T., Isacks, B., Ramos, V.A. y Allmendinger, R.W. 1983. Mountain building model: The Central Andes. *Episodes* 3: 20-26
- 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.
- Kay, S.M., Coira, B., y Viramonte, J., 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna Plateau, central Andes: *Journal of Geophysical Research*, v. 99, no. B12, p. 24,323-24,339, doi:10.1029/94JB00896.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Tittler, A. y Cornejo, P., 1994. Tertiary magmatic evolution of the Maricunga mineral Belt in Chile: *International Geology Review*, v 36, p. 1079-1112.
- Kay, S.M. y Mpodozis, C., 2000. Chemical signatures from magmas at the southern termination of the central Andean Volcanic Zone: The Incapillo/Bonete and surrounding regions. 9° Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile, pp. 626-629.
- Kay, S.M. y Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca Plate beneath the modern Chilean flat slab. *Journal of South American Earth Sciences* 15 (1), 39-57.
- Kay, S. M. y Coira, B. 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithosphere loss, magmatism and crustal Flow under the Central Andean Altiplano-Puna plateau. In: Kay, S. M., Ramos, V. A. & Dickinson, W. M. (eds) *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau and Ridge and Terrane Collisions*. Geological Society of America, Memoir 204, 229-260.
- Kay, S. M., Mpodozis, C., y Gardeweg, M., 2013. Magma sources and tectonic setting of central Andean andesites (25.5-28°S) related to crustal thickening, forearc subduction erosion and delamination, in *Orogenic Andesites and Crustal Growth*, edited by A. Gómez-Tuela, S. M. Straub, and G. F. Zellmer, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 385, 303-334, doi:10.1144/SP385.11.
- Kokaly, R.F., Clark, R.N., Swayze, G.A., Livo, K.E., Hoefen, T.M., Pearson, N.C., Wise, R.A., Benzel, W.M., Lowers, H.A., Driscoll, R.L., y Klein, A.J., 2017, USGS Spectral Library Version 7: U.S. Geological Survey Data Series 1035, 61 p., <https://doi.org/10.3133/ds1035>.
- Koukharsky, M., 1969. Perfiles geológicos realizados en los ríos Cazadero Grande y Tres Quebradas y en el Camino de los Patos. Pcia. de Catamarca. Instituto Nacional de Geología y Minería, Plan NOA I.
- Kraemer, B.; Adelman, D.; Alten, M.; Schnurr, W.; Erpenstein, K.; Kiefer, E.; Van den Bogaard, P. y Görler, K., 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into the Neogene Puna plateau: The Salar de Antofalla area, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 12:157-182.
- Liang, X., E. Sandvol, S. Kay, B. Heit, X. Yuan, P. Mulcahy, C. Chen, L. Brown, D. Comte, y P. Alvarado, 2014. Delamination of southern Puna lithosphere revealed by body wave attenuation tomography, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 549-566, doi:10.1002/2013JB010309
- Linares, E. y Gonzalez, R. 1990. Catálogo de edades radiométricas determinadas en República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial Serie B (Didáctica y Complementaria) 19: 1-628; Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Kleiman, L.E. y Salvarredi, J.A., 1993. Magmatismo gondwánico de Mendoza. In: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio XII Congreso Geológico Argentino*, pp. 53-64

- Maisonave, H.M., 1979. Descripción geológica de la Hoja 14C Cerros Cuminchango. Boletín del Instituto Nacional de Geología y Minería. Bs.As.
- Maksaev, V., 1990. Metallogeny, geological evolution, and Geochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° south, and the origin of major porphyry copper deposits: PhD Thesis, p 1-554, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, Canada.
- Marcos, O., Faroux, R., Alderete, M., Guerrero, M. y Zolezi, R., 1971. Geología y prospección geoquímica de la Cordillera Frontal de la Provincia de La Rioja. Primer Simposio Nacional de Geología Económica, 2: 305-318.
- Mardones, V. L., 2019. Evolución tectónica Meso-Cenozoica de la cordillera principal de los andes de Chile Central 33°30'S-34°S. Memoria de título. Depto. Geología, Universidad de Chile. 135p.
- Marquillas, R. A., C. del Papa, y I. F. Sabino., 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous – Paleogene), northwestern Argentina, *Int. J. Earth Sci.*, 94, 94 – 113.
- Marrett, R. A., y Allmendinger, R. W., 1987. La cinemática de fallas y su relación con el volcanismo andino del valle Calchaqui norte. *Actas X Congreso Geológico Argentino*, Tucuman 1,223-226.
- Marret, R., Allmendinger, R.W. y Grier, M.E., 1989. Kinematic changes during late Cenozoic deformation of the southern Puna plateau: Argentina Andes, 23°S-27°S Latitude. *Proc. 28th Int. Geol. Congr.* 2, 372-373.
- Marrett, R., & Allmendinger, R. W. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12(8), 973–986. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90093-E](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90093-E)
- Marrett, R., y Peacock, D. C. P., 1999. Strain and stress. *Journal of Structural Geology*, 21(8–9), 1057–1063. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00020-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00020-6).
- Martínez, F., Arriagada, C., Mpodozis, C. y 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. y 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. y Peña, M., 2015. Geometry and kinematics of the Andean thick-skinned 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. y 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.
- Martínez, F., Parra, M., Arriagada, C., Mora, A., Bascañan, S. y 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>
- McClay, K.R., y Buchanan, P. 1992. Thrust Faults in inverted extensional basins. *In Thrust Tectonic Conference*, Royal Holloway (McClay, K.R.; editor). *University of London*, p. 93-104.
- McClay, K. R., 1999. Inversion Fault Systems, en *Tectonic regimes and fault systems: structural geology for petroleum exploration*, short course, editado por K. R. McClay, Professor of Royal Holloway, University of London.
- Mon, R. y Drozdowski, G., 1999. Cinturones doblevergentes en los Andes del norte argentino. Hipótesis sobre su origen. *Revista de la asociación Geológica Argentina* 54, 3-8.
- Montero Lopez, C., Hongn, F.D., Strecker, M.R., Marrett, R., Seggiaro, R. y Sudo, M. 2010. Late Miocene – early Pliocene onset of N – S extension along the southern margin of the Central Andean Puna Plateau: Evidence from magmatic, geochronological and structural observations. *Tectonophysics*, 494: 48–63. doi: 10.1016/j.tecto.2010.08.010
- Mortimer, E., Carrapa, B., Coutand, I., Schoenbohm, L., Sobel, E.R., Sosa Gomez, J., y Strecker, M.R., 2007, Fragmentation of a foreland basin in response to out-of-sequence basement uplifts and structural reactivation: El Cajón–Campo del Arenal basin, NW Argentina: *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, no. 5–6, p. 637–653, doi:10.1130/B25884.1.
- Moscoso, R. y Mpodozis, C., 1988. Estilos estructurales en el Norte Chico de Chile (28°–31°S), regiones de Atacama y Coquimbo. *Rev. Geol. Chile* 15, 155–158.

- Mpodozis, C. y 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., y 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., y 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. 1995. Evolución magmática Terciaria de la región de transición entre ZVC y la zona de subducción subhorizontal de los Andes chilenos. Informe final proyecto Fondecyt 149/92. Servicio Nacional de Geología y Minería, 2 Vol. Santiago.
- Mpodozis, C., Kay, S. M., Gardeweg, M., y 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., y 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., y 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., y Ramos, V.A., 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: Extension, Subducción Oblicua, Rifting, ¿Deriva y Colisiones? *Rev. Geol. Argent.* 63, 479-495
- Mpodozis, C. Clavero, J. Quiroga, R., Droguett, B., y Arcos, R., 2020. Carta Nevados de Jotabeche, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No. 200, 86 p., mapa escala 1:100.000
- Müller R.D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, K.J., Wright, N.M., Shephard, G.E., Maloney, K.T., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D.J., y Cannon, J., 2016. Ocean basin evolution and global-scale plate.
- Niemeyer, H. 2008. *Geología Estructural*. Editorial RIL: 292 p. Santiago.
- Nováková, L., Hájek, y P., Štastný, M., 2010. Determining the relative age of fault activity through analyses of gouge mineralogy and geochemistry: a case study from Vápenná (Rychlebské hory Mts.), Czech Republic. *International Journal of Geosciences*, Vol. 1, No. 2, 66–69.
- 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.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6, 233–248.
- Pardo, M., Comte, D., y Monfret, T., 2002. Seismo-tectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone, *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 11-22, doi:10.1016/S0895-9811(02)00003-2.
- Peña, M., Arriagada, C., Martínez, F., y 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

- Quiroga, R., Peña, M., Poblete, F., Giambiagi, L., Mescua, J., Gómez, I., Echaurren, A., Perroud, S., Suriano, J., Martínez, F., y Espinoza, D., Spatio-temporal variation of the strain field in the southern Central Andes broken-foreland (27°30'S) during the late Cenozoic, *Journal of South American Earth Sciences* (2020), doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102981>
- Ramos, E.D., y Ramos, V.A., 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. VII Congreso Geológico Argentino Actas, vol. 1, pp. 771–786.
- Ramos, V. A., 1988. The Tectonics of the Central Andes; 30° to 33° S Latitude. *Geol. Soc. of America. Sp. Paper* 218 p. 31-54.
- 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 of fan Active Continental Margin*. Springer, Berlín, pp. 249-261.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O., y 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 through time. *Geological Society of London. Special Publications*, 327, p. 31-54. DOI: 10.1144/SP327.3 0305-8719/09/\$15.00
- Riedel, W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen ein Beitrag zum Problem der Fiederspatten. *Zentbl. Miner. Geol. Paliiont. Abt.* 354-368.
- Rubiolo, D.G., 1998. Geología de los volcanes más altos del planeta entre los 27° y 28° L.S. (Argentina). Sixth International Meeting Colima Volcano, Universidad de Colima, abstracts, p. 123; México.
- Rubiolo, D.G., 2000a. Cenozoic volcanism of the Central Andes between 27° and 28° S.L., Argentina. 7th International Meeting Colima Volcano, Universidad de Colima, abstracts volume, p.67; Colima.
- Rubiolo, D.G., 2000b. Características del volcanismo cenozoico en los Andes entre 27° y 28° S (Argentina). *Profil*, 18:36-37. 17°Geowissenschaftliches Lateinamerika- Kolloquium, Stuttgart.
- Rubiolo, D.G., 2000c. Regional characteristics of the northern end flat-slab: 27° - 28° (Argentina). IGCP 453 and ICL CC4 Joint meeting "Flat-slab subduction in present and ancient orogens", abstracts volume, pág 28; Mendoza.
- Rubiolo, D. y Pereyra, F., 2001. Hoja Geológica 2769-IV, Fiambalá (Provincias de Catamarca y La Rioja), escala 1:250.000. Programa nacional de cartas Geológicas.
- Salazar, E., Vásquez, P., Vallejos, D., Creixell, C., Oliveros, V., y Ducea, M., 2020, Stratigraphic and provenance analysis of Triassic rock units between 28-29° S, northern Chile: implications on the tectonic and paleogeographic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Andean Geology* 47 (2): 207-255. doi: <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV47n2-3118>
- Safipour, R., Carrapa, B., DeCelles, P.G., y Thomson, S.N., 2015, Exhumation of the Precordillera and northern Sierras Pampeanas and along-strike correlation of the Andean orogenic front, northwestern Argentina, in DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B., and Kapp, P.A., eds., *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile: Geological Society of America Memoir* 212, doi:10.1130/2015.1212(10).
- Scheuber, E., y Andriessen, P. A., 1990. The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, 12(2), 243-257.
- Schoenbohm, L.M., Mortimer, E., Strecker, M., McPherson, H., y Pratt, J., 2007. Deposition and deformation in the El Cajon Basin, NW Argentina: A record of climate change, plateau growth and foreland fragmentation: San Francisco, California, American Geophysical Union, Fall meeting supplement, Abstract T12D-06.
- Schoenbohm, L.M. y Strecker, M.R. 2009. Normal faulting along the southern margin of the Puna Plateau, northwest Argentina. *Tectonics*, 28. doi:10.1029/2008TC002341
- Schoenbohm, L.M., y Carrapa, B., 2015. Miocene–Pliocene shortening, extension, and mafic magmatism support small-scale lithospheric foundering in the central Andes, NW Argentina, in DeCelles, P.G., Ducea, M.N.,

- Carrapa, B., and Kapp, P.A., eds., Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile: Geological Society of America Memoir 212, p. 167–180, doi:10.1130/2015.1212(09)
- Sébrier, M., Mercier, J. L., Macharé, J., Bonnot, D., Cabrera, J., y Blanc, J. L. 1988. The state of stress in an overriding plate situated above a flat slab: The Andes of central Perú. *Tectonics*, 7(4), 895–928. <https://doi.org/10.1029/TC007i004p00895>
- Sibson, R. H., 1995. Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action, en *Basin Inversion*, editado por J. G. Buchanan y P.G. Buchanan, Geological Society Special Publication, 88, 3-21.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry Copper Systems. Society of economic geology. *Economic Geology*, v. 105, pp. 3–41. Doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)–South America relative motions during the last 40 my: implications for mountain building in the Central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 211–215.
- Spinelli, R. O., 1983. Edades K-ar de algunas rocas de la Sierra de Valle Fértil, provincia de san juan: *Asociación geológica argentina.*, Rev. 34. P. 405-411.
- Tassara, Andrés, y Yáñez, Gonzalo. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista geológica de Chile*, 30(2), 159-186. <https://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082003000200002>
- Tassara, A., 2005. Interaction between the Nazca and south American plates and formation of the Altiplano–Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15°–34°S). *Tectonophysics*, 399, 39–57.
- Tassara A., Götze H. J., Schmidt S., y Hackney R., 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *J Geophys Res Solid Earth* 111:1–26. <https://doi.org/10.1029/2005JB003976>
- Tchalenko, J. S. y Ambraseys, N. N, 1970. Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Bull. geol. Soc. Am.* 81, 41-60.
- Tomlinson, A.J., Mpodozis, C., Cornejo, P., y Ramírez, C. F., 1993. Structural Geology of the Sierra Castillo-Agua Amarga Fault System, Precordillera of Chile, El Salvador-Potrillo: Proceedings, Second International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, U.K., p. 259-262.
- Tomlinson, A. y Blanco, N. 1997a. Structural evolution and displacement history of the West fault System, Precordillera, Chile: Part 1, synmineral history. 8° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 3: 1873-1877.
- Tomlinson, A. y Blanco, N. 1997b. Structural evolution and displacement history of the West fault System, Precordillera, Chile: Part 2, postmineral history. 8° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 3: 1878-1882.
- Toselli, A.J., Rossi, J., Aceñalolza, F., 1985. Milonitas de bajo frado de la megafractura de Sierras Pampeanas en la quebrada de La Rioja, Sierra de Velasco, Argentina. 4 Congreso Geológico Chileno (Antofagasta) Actas 1 (2), 159-171.
- Turner, J.C.M., 1967. Descripción geológica de la hoja Chaschuil, 13b. Instituto Nac. De Geol y Min., boletín 106. Bs. As.
- Urreiztieta, M. de., Gapais, D., Le Corre, C., Cobbold, P.R., y Rossello. E., 1996. Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern Edge of the Puna Plateau, northwestern Argentina. *Tectonophysics* 254, 17-39.
- Vila, T. y Sillitoe, R. H., 1991. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile. *Economic Geology* 86, 1238,1260
- Villeneuve, M., 1999. Progress Report on 40Ar/39Ar and U/Pb Geochronology. Multinational Andean Project (April 1999), GSC e IGRM, SEGEMAR.

- Viramonte, J. G., Galliski, M. A., Arabs Saavedra, V., Aparicio, A., Garcia Cacho, L., y Mart6n Escorza, C., 1984. El volcanismo b6sico de la depresi6n de Ar6saro, provincia de Salta. Actas, X Congreso Geol6gico Argentino, Tucuman 1,234-251.
- Y6ñez, G., Ranero, G.R., Von Huene, R., y Diaz, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across a segmento f the Southern Central Andes (32 – 34°S): Implication on the role of the Juan Fernandez Ridge in the tectonic evolution of the margin during the upper Tertiary. *Journal of Geophysical Research* 106, 6325 -6345.
- Zonenshain, L.P., Savostin, L.A., y Sedov, A.P., 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for last 160 million years: *Geotectonics*, v. 18, p. 181-195.
- Zhou, R. y Schoenbohm L.M., 2015. Late Miocene upper-crustal deformation within the interior of the southern Puna Plateau, central Andes. *LITHOSPHERE*; v. 7; no. 3; p. 336–352, doi:10.1130/L396.1.
-

## ANEXOS

### Datos cinemáticos obtenidos en la localidad de estudio

#### *Estación 1*

M2P6	ESTACION 1: UTM 525626/6949151								
	Dip	D.Direction	Rake	Rake	Orientacion	Criterio	Cinematica	Quality	S0
1	80	155	20NE	20	NE	Cf+Som	sinestral	Q1	32/144
2	88	135	05SW	05	SW	Cf+Som	sinestral	Q1	
3	50	358	33SW	33	SW	Cf+Som	Inv+Dext	Q1	
4	88	333	07NE	07	NE	Cf+Som+Rid	Dextral	Q1	
5	70	10	48SE	48	SE	Cf+Som	Inv	Q1	
6	80	160	10SW	10	SW	Cf+Som	sinestral	Q2	
7	88	353	13NW	13	NW	Cf+Som	Dextral	Q1	
8	70	333	05SW	05	SW	Rid+Som	Dextral	Q1	
9	42	325	07NW	07	NW	Cf+Som	Dextral	Q2	
10	70	105	15NE	15	NE	Rid+Som	sinestral	Q1	
11	60	0	05E	05	E	Som+Rid	sinestral	Q1	
12	88	35	00NW	00	NW	Cf	sinestral	Q3	
13	80	350	38SW	38	SW	Cf+Som	sinestral	Q2	
14	76	323	15SW	15	SW	Cf+Som	Dextral	Q2	
15	70	353	07NE	07	NE	Cf+Som	Dextral	Q3	
16	48	0	55E	55	E	Cf+Som	Inversa	Q2	
17	63	332	30NE	30	NE	Cf+Som	Dex+Inv	Q1	
18	52	255	25SE	25	SE	Cf+Som	Dextral	Q1	
19	78	256	07SW	07	SW	Cf+Som	Dextral	Q1	

Tabla A1 Datos cinemáticos adquiridos en la estación 1

**Estación 2**

ESTACION 2: UTM 524387/6949301									
M2P7	Dip	D.Direction	Rake	Rake	Orientacion	Criterio	Cinematica	Quality	S0 (R.Hand)
1	64	170	46SW	46	SW	Cf+Som	inversa	Q2	20/207
2	78	325	20SW	20	SW	Cf+Som	Dextral	Q2	
3	59	25	49NW	49	NW	Cf+Som	inversa	Q1	
4	84	27	58NW	58	NW	Cf+Som	inversa	Q1	
5	86	148	25SW	25	SW	Cf+Som	Dextral	Q1	
6	70	35	50NW	50	NW	Cf+Som	inversa	Q1	10/202
7	50	194	10NW	10	NW	Cf+Som	Dextral	Q1	
8	88	240	35NW	35	NW	Cf+Som	Sinistral	Q2	
9	80	235	25NW	25	NW	Cf+Som	Sinistral	Q1	
10	70	233	19NW	19	NW	Cf+Som	Dextral	Q1	
11	46	0	70W	70	W	Som	inversa	Q2	
12	80	125	2NE	2	NE	Cf+Som	Dextral	Q2	
13	84	192	85NW	85	NW	Cf+Som	Normal	Q1	
14	86	315	20NE	20	NE	Cf+Som	Dextral	Q1	
15	84	27	58NE	58	NE	Cf+Som	Normal	Q2	
16	60	173	43NE	43	NE	Cf+Som	inversa	Q1	20/207
17	58	24	30NW	30	NW	Som	Dextral	Q3	
18	60	170	70SW	70	SW	Som	inversa	Q2	
19	50	180	25W	25	W	Som	Sinistral	Q2	
20	80	45	45NW	45	NW	Cf+Som	Dextral	Q1	
21	78	171	51NE	51	NE	Som	Normal	Q1	

Tabla A2 Datos cinemáticos adquiridos en la estación 2 en conjunto con el manteo (S0) de la unidad de la que fueron tomados.

**Estación 3**

ESTACION 3: UTM 524017/6951100							
m4p4D	Dip	D.Direction	Rake	Criterio	Cinematica	Quality	S0
1	52	243	32	Som+Cf	Sinestral	Q3	48/137
2	50	325	37	Rid+Cf	Sinestral	Q2	
3	60	320	66	Rid+Cf	Dextral	Q1	
4	58	0	34	Som	Sinestral	Q2	
5	62	330	125	Som	Inv+Dex	Q2	
6	26		48	Rid+Som	Inverso	Q2	
7	70	106	61	Som+Est	Inverso	Q1	
8	49	350	16	Cf+Som	Dextral	Q1	
9	52	351	48	Som	Inversa	Q2	
10	70	94	43	Som	Sinestral	Q2	

Tabla A3 Datos cinemáticos adquiridos en la estación 3

**Estación 4**

ESTACION 4: UTM 524017/6951100							
M4P4,M4P4D	Dip	D.Direction	Rake	Criterio	Cinematica	Quality	S0
1	88	135	134	Cf+Som	Dextral	Q1	44/152
2	74	308	149	Cf+Som	Inv+Dext	Q1	
3	82	352	147	Cf+Som	Sinestral	Q2	
4	90	145	24	Cf+Som	Dextral	Q1	
5	70	245	55	Som	Normal	Q2	
6	60	320	31	Cf+Som	Dextral	Q1	
7	70	338	62	Cf+Som	Inverso	Q1	
8	86	310	129	Cf+Som	Nor+Dex	Q3	
9	78	140	155	Cf+Som	Dextral	Q2	
M4P5							
10	86	142	90	Cf+Som	Inv	Q3	42/140
11	89	125	90	Cf+Som	Inv	Q2	
12	89	125	150	Cf+Som	Dextral	Q2	

Tabla A4 Datos cinemáticos adquiridos en la estación 4.

### Estación 5

ESTACION 5: UTM 523880/6951585							
M4P6	Dip	D.Direction	Rake	Criterio	Cinematica	Quality	S0(R. Hand)
1	84	128	67	Som	Inv	Q3	42/140
2	56	40	37	Cf+Som	Sinestral	Q2	
3	56	40	78	Cf+Som	inv	Q1	
4	38	57	40	Cf+Som	Nor+Sin	Q1	
5	80	130	44	Cf+Som	Nor+Sin	Q3	
m4p7, UTM 523837/6951947							
6	72	119	56	Cf+Som	Inv	Q2	40/161
7	58	4	6	Cf+Som	Dex	Q2	
m4p8, UTM 523782/6952007							
8	34	15	48	Cf+Som	Inv+Dex	Q1	30/141
9	72	121	7	Cf+Som+Rid	Dextral	Q1	
10	51	15	72	Cf+Som	Inv+Dex	Q1	
11	85	137	29	Cf+Som	Inv+Dex	Q1	
12	65	135	3	Cf+Som	Dextral	Q1	
13	80	130	70	Cf+Som	Inv	Q1	
14	48	25	65	Cf	Inv	Q1	
15	54	143	31	Cf+Som	Inv+Dex	Q2	

Tabla A5 Datos cinemáticos adquiridos en la estación 5

### Estación 6

ESTACION 6: UTM 518545/6946518						
M5P3	Dip	D.Direction	Rake	Criterio	Cinematica	Quality
1	65	30	153	Cf	Dextral	Q2
2	56	6	169	Cf+Som	Dextral	Q2
3	78	215	175	Cf	Sinestral	Q2
4	79	64	7	Cf+Som	Dextral	Q2
5	60	30	70	Cf	Normal	Q1
6	88	20	155	Cf	Dextral	Q2
7	76	210	3	Cf+Som	Dextral	Q2
8	88	240	155	Som	Dextral	Q2
9	74	24	172	Cf+Som	Dextral	Q2
10	73	201	5	Cf+Som	Dextral	Q2
11	76	13	63	Cf+Som	Normal	Q1
12	80	220	162	Cf+Som	Dextral	Q2
13	88	185	175	Cf	Dextral	Q2
14	81	209	171	Cf	Dextral	Q3

Tabla A6 Datos cinemáticos obtenidos en la estación 6.