



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

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LOS DEPÓSITOS MESOZOICOS Y
CENOZOICOS EN LA CORDILLERA PRINCIPAL EN EL VALLE DEL RÍO
VOLCÁN, REGIÓN METROPOLITANA, CHILE
(33°44'-33°56'S)**

MEMORIA PARA OPTAR AL TITULO DE GEÓLOGA

VERÓNICA ANDREA MARDONES LEYTON

PROFESOR GUÍA
GABRIEL VARGAS EASTON

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA
RICARDO THIELE CARTAGENA
MATÍAS PEÑA GÓMEZ

Este trabajo ha sido financiado por el Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA). Proyecto FONDAP CONICYT 15090013.

SANTIAGO DE CHILE

2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geóloga.
POR: Verónica Mardones Leyton
FECHA: 03/11/2016
PROFESOR GUÍA: Gabriel Vargas E.

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LOS DEPÓSITOS MESOZOICOS Y CENOZOICOS EN LA
CORDILLERA PRINCIPAL ORIENTAL, EN EL VALLE DEL RÍO VOLCÁN, REGIÓN
METROPOLITANA, CHILE (33°44'-33°56'S)**

Al este de la cuenca de Santiago, en el valle del Río Volcán, quedan expuestas las estructuras de la Cordillera de los Andes, observándose una serie de corrimientos y pliegues en rocas volcánicas cenozoicas y sedimentarias mesozoicas que conforman la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua (FPCA). Al oeste de estas secuencias, se ha interpretado que los Andes Centrales corresponderían a una cuenca extensional, representada por la Formación Abanico, de edad Eocena superior-Miocena. El alzamiento del sector occidental de la Cordillera Principal entre los 33°S y 34°S ha sido relacionado a la inversión tectónica de esta cuenca. A pesar de los antecedentes stratigráficos, estructurales y geoquímicos que sugieren este proceso, los modelos no especifican geoméricamente si un modelo de inversión tectónica explica la construcción de este segmento del Orógeno Andino.

Es así como el objetivo general del presente trabajo es establecer un modelo estructural evolutivo del sector occidental de la FPCA, con el fin de entender la arquitectura del Orógeno Andino en esta zona y compararlo con el reportado en otras latitudes.

A partir de las observaciones superficiales y su interpretación en profundidad, es posible establecer un dominio estructural, con rumbo N-S a NNE-SSW, afectado por estructuras de piel fina y piel gruesa, que tendrían dos niveles de despegue, pertenecientes a la Formación Río Colina y a la Formación Lo Valdés. La deformación fue interpretada como pliegues asociados a una falla lístrica inversa de vergencia este. Por otro lado, la FPCA presenta un sinclinal vinculado a un sistema de dúplex, generado en los primeros corrimientos de la FPCA.

De acuerdo al acortamiento calculado para la FPCA a esta latitud (22,7 km) se propone el siguiente modelo de transferencia de deformación desde el borde occidental del área de estudio, al borde oriental: la falla Estero Las Minas, controla la ubicación de rampas en el basamento, a partir de las cuales, corrimientos con despegue relativamente profundos, transferirían la deformación hacia la cobertura mesozoica sedimentaria. Los corrimientos en secuencia habrían ocurrido entre los 15-9 Ma (Etapa D1). Posteriormente entre los 8-4 Ma (Etapa D2) se generarían los corrimientos fuera de secuencia y el emplazamiento de los intrusivos Chacayes, El Diablo y Colina. Este evento representaría unos de los últimos pulsos de compresión en la zona.

En base a las evidencias a mesoescala recolectadas en terreno, como la continuidad de las estructuras, la falta de discordancias angulares visibles en la ladera norte del Río Volcán, y los estratos sinorogénicos de la Formación Colimapu, que evidencian deformación cretácica-paleocena, se plantean serias dudas sobre el carácter de borde de cuenca de la falla El Diablo, donde no existiría inversión de la supuesta cuenca de Abanico y las secuencias cenozoicas y mesozoicas se comportarían como un conjunto, desarrollando la FPCA.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco el financiamiento otorgado por el proyecto FONDAP-CONYCIT 15090013 a cargo del Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA) y a Midland Valley por la licencia académica del software MOVE entregado al Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Quiero agradecer a mi profesor guía, Gabriel Vargas por comprender cada uno de los procesos que viví durante el desarrollo de esta memoria, por confiar en mis capacidades y apoyarme siempre. A César, por tu forma tan cercana de enseñar, que me hizo tener siempre la confianza y naturalidad de preguntarte mis dudas. A los profesores Marcelo Farías, Francisco Gutiérrez, José Lattus y Sergio Sepúlveda, al Luchito, por sus intervenciones y material bibliográfico otorgado. Al profesor Ricardo Thiele, porque es un honor para mí que haya sido parte de mi comisión y haber hecho el reconocimiento de mi zona de estudio con usted. A ti Matías, gracias por tu cariño, paciencia, tiempo y dedicación.

Agradecer al CEGA, en especial al Diego, Mauri, Ignacio, Shorty y Dani, por su constante preocupación, la compañía en terreno, la ayuda con los programas, pero principalmente porque gracias a ustedes (Diego y Mauri) comencé este desafío.

Gracias al Galle y Nicoso, amigo mío, porque sus intervenciones siempre fueron muy útiles y lograron abrir mi mente.

Por su constante ayuda, su paciencia y la mejor disposición, gracias al laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo. Gracias Juanito, Basco, Chalo, Ricardo, Jose, Ruso, Gigantorme y Negro, por el tiempo que se dieron para explicarme cómo usar Move, que tantos dolores de cabeza me dio, por discutir los perfiles y el modelo, gracias por las sugerencias, consejos y críticas, pero sobre todo, gracias porque me hicieron sentir que no estaba sola en esto y hoy son grandes amigos.

Muchas gracias a mi curso, mis amigos y compañeros de generación, porque hicieron más amenas las clases y de los terrenos, los mejores momentos de mi vida. Agradecimientos especiales al José y Aníbal por su ayuda con los programas.

Gracias a aquellos que soportaron mis momentos de mayor preocupación, aflicción y ansiedad, la sala de memoristas, todos y cada uno de ustedes: Dieguito, Lalo, Tomy, Kari, Seba, Gris Alba, Laura, Cony, Andre, Fabi, Pats, Marce, Julito y Víctor.

Al departamento de Geología y todos lo que lo conforman, en especial a la Blanquita, por tus constantes consejos, a la Vero, Maritza, Rosita, Don Carlos, Don Carlos Alvarado, Julio y Roberto. A ti po Warrior, por tu cariño, que es mutuo, por sacarme siempre una carcajada y subirme el ánimo.

Por su amistad y apoyo siempre, en cada momento, en las buenas y en las malas: Laurita, Negra, Gabita, Liber, Pablo, Tati, Candia, Dieguito, Angy, Sofi y Lemuel.

Finalmente, a mi familia, por su amor incondicional, soporte y protección: Mamá, Papá, Picha, Mami, Nena, Tía Pamela, Miguel y Javier. A mis sobrinitas que me alegran la vida con cosas tan simples: Cami y Cony. Y obvio, gracias a la Mota y el Oliver, los amigos más fieles.

TABLA DE CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS.....	3
ÍNDICE DE FIGURAS.....	6
I. INTRODUCCIÓN.....	11
I.1. Geológico-Estructural.....	11
I.1.1. Modelos y definiciones de Faja Plegada y Corrida.....	11
I.1.2. Arquitectura de la estructura regional.....	14
I.2. Sistemas Geotermales.....	16
I.3. Formulación del problema.....	18
I.4. Hipótesis de Trabajo.....	20
I.5. Objetivos.....	20
I.5.1. Objetivo General.....	20
I.5.2. Objetivos específicos.....	20
I.6. Ubicación y Vías de acceso.....	21
I.7. Metodología.....	22
I.7.1. Trabajo en gabinete pre-campaña.....	22
I.7.2. Trabajo de campaña.....	23
I.7.3. Trabajo en gabinete post-campaña.....	23
II. MARCO TECTÓNICO.....	24
II.1. Morfoestructura.....	26
II.2. Evolución Geológica.....	27
III. Resultados.....	31
III.1. Unidades Geológicas.....	34
III.1.1. Unidades estratificadas.....	34
III.1.2. Unidades Volcánicas.....	42
III.1.3. Unidades Intrusivas.....	46
III.1.4. Depósitos no-consolidados.....	47
III.2. Geología Estructural.....	49
III.2.1. Dominio Faja Plegada y Corrida de Aconcagua: Estructuras en superficie.....	50

III.2.2. Estructuras controladoras de los sistemas termales del Valle del Río Volcán.	63
IV. MODELACIÓN ESTRUCTURAL.....	66
IV.1. Metodología e interpretación en profundidad.....	68
IV.2. Análisis Dominio Faja Plegada y Corrida de Aconcagua (DPFCA) .	69
IV.3. Modelo estructural propuesto en el área de estudio	73
V. Discusiones	76
V.1. Limitantes de la sección restaurada.....	76
V.2. Correlación Regional.....	77
V.3. Estilos Estructurales.....	82
V.3.1. Acerca del carácter extensional en el límite oriental de Abanico	82
V.3.2. Sobre el acortamiento de la sección estructural restaurada	86
V.4. Edad de deformación	86
V.5. Geometrías de las estructuras propuestas en profundidad.....	88
V.6. Sobre efectos de geometrías heredadas	89
V.7. Carácter cinemático de la deformación	91
V.8. Sismicidad superficial en el área de estudio	92
V.9. Implicancias para el control de sistema geotermal.....	93
V.10. Relación con los modelos corticales propuestos entre los 33°S y 34°S.	96
V.11. Intrusivos Miocenos y sus posibles efectos en el desarrollo de estructuras fuera de secuencia	98
VI. Conclusiones.....	100
BIBLIOGRAFÍA.....	103
ANEXOS.....	111
ANEXO A: CORTES TRANSPARENTES	111
ANEXO B: ETAPAS DE LA RESTAURACIÓN EN <i>MOVE 2D</i>	135
ANEXO C: IMAGEN SATELITAL ASTER	139

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Segmentos estructurales mayores de los Andes Centrales entre los 30 ° y 36 ° S, distinguiendo las FPC de La Ramada, Aconcagua y Malargüe. Además, el límite entre subducción normal y el flat slab. Se indica la zona de estudio (cuadrado rojo). Modificado de Ramos et al. (2004).....	13
Figura 2. Modelos a escala cortical para la Cordillera Principal entre los 32° y 35°S. (a) Modelo estructural y cortical propuesto por Farías et al. (2010). Modificado de Farías et al. (2010). (b) Modelo cortical propuesto por Armijo et al. (2010). Tomado de Quiroga (2013).....	15
Figura 3. Principales rasgos relacionados al transporte de fluidos y calor en los Andes de Chile Central. Se reporta la distribución superficial del flujo calórico promedio (Hamza y Muñoz, 1996), las isotermas (°C) a 5 km de profundidad (Tassara y Morales, 2013), los volcanes con actividad holocena (Stern et al., 2007), los principales sistemas de falla (Farías et al., 2010) y las razones isotópicas de Helio reportados en estudios previos (A: Hilton et al., 1993; B: Clavero et al., 2011; C: Dobson et al., 2013). Modificado de Benavente (2015)...	17
Figura 4. Zona Axial del Oroclino del Maipo. El recuadro rojo muestra la zona de estudio. Tomado de Arriagada et al. (2009).	19
Figura 5. Ubicación regional del área de estudio (Recuadro negro).....	21
Figura 6. Sector de estudio junto a las principales vías de acceso y las manifestaciones termales reportadas por Benavente (2015).	22
Figura 7. Configuración tectónica desde el Cretácico hasta la actualidad (modificada de Zonenshayn et al., 1984). Tomado de Tapia, 2010.	24
Figura 8. Se indican los principales rasgos morfológicos, los estratovolcanes Holocenos, las principales ciudades y las manifestaciones termales reportadas por Benavente (2015). Volcanes con actividad Holocena en triángulos rojos y manifestaciones termales en círculos verdes. La línea roja delimita el ambiente termal definido por Hauser (1997), el Ambiente de Falla Pucuro. Modificado de Fock (2005).	26
Figura 9. Sistemas de rift Triásico-Jurásico, entre los 31°30' y 38°30', mostrando los depocentros de la cuenca de Neuquén (Yeguas Muertas, Nieves Negras, Alvarado y Río Atuel-La Valenciana (modificado de Alvarez y Ramos, 1999). Recuadro rojo indica la zona de estudio. Modificado de Giambiagi et al. (2003a).....	28
Figura 10. Mapa geológico levantado en la zona. El recuadro muestra la leyenda. Basado en Thiele (1980); Fock (2005); Bustamante (2001) y Calderón (2008). Leyenda: ILE = Intrusivo La Engorda, IVM = Intrusivo Valle del Morado, IBM = Intrusivo Baños Morales, IChY = Intrusivo Chacayes Yesillo, FEF = Falla El	

Fierro, FBM= Falla Baños Morales, FChY = Falla Chacayes Yesillo, FCA= Falla Cerro Amarillo, FBC= Falla Baños Colina.	32
Figura 11. Columna estratigráfica generalizada de la zona de estudio. Modificado de Thiele (1980), Biro (1964), Bustamante (2001), Calderón (2003); Fock (2005) y Quiroga (2013),	33
Figura 12. Afloramiento de limolitas de la Formación Río Colina en el valle del Río Colina.....	34
Figura 13. Afloramiento de la Formación Río Damas, ladera sur del valle del Río Volcán.....	37
Figura 14. Conglomerado matriz soportado de la Formación Río Damas, en el sector del Valle de La Engorda.....	37
Figura 15. Afloramiento de calizas fosilíferas pertenecientes a la Formación Lo Valdés, ladera norte del valle del Río Volcán.....	40
Figura 16. Afloramiento de la Formación Colimapu, al sur del valle del Río Volcán.	41
Figura 17. Muestra la disconformidad de la Formación Abanico y Colimapu, en la ladera norte del Embalse El Yeso.	43
Figura 18. Afloramiento de la Formación Abanico, ladera sur del valle del Río Volcán.....	45
Figura 19 Afloramiento de la Formación Abanico en el sector de Lo Valdés, ladera norte del valle del Río Volcán.....	45
Figura 20. Vista panorámica al sur de la configuración estructural al oeste de la zona de estudio.	50
Figura 21. Vista hacia el sur del valle del Río Volcán. En la fotografía se muestra el Anticlinal Las Amarillas a la Formación Colimapu. Se observa la Formación Abanico en discordancia sobre la Formación Colimapu.....	51
Figura 22. Vista hacia el sur del Valle del Río Volcán, se observa la Formación Abanico sobre la Formación Colimapu, en discordancia.....	52
Figura 23. Se observa el Sinclinal Cerro El Diablo en el sector del Humedal Las Gualtatas, valle del Río Maipo.....	53
Figura 24. Se observa la Falla El Diablo, que monta rocas de la Formación Abanico, sobre rocas de la misma unidad.....	54
Figura 25. Vista panorámica de la ladera sur del valle del Río Volcán, en el sector de Baños Morales.....	55
Figura 26. Se observa la disconformidad de la Formación Colimapu con la Formación Abanico y Formación Lo Valdés.	55
Figura 27. Vista panorámica de la ladera sur del valle del Río Volcán, la falla Punta Zanzi repite los estratos de la Formación Río Damas.....	56
Figura 28. Se observa un pliegue por propagación de falla con vergencia NE y la falla que lo provocaría sería una de rumbo N60°W aproximadamente.....	57

Figura 29. Se observan los estratos subverticales de la Formación Río Colina en la ladera oeste del valle del Río Colina.	57
Figura 30. Se observa yeso estratificado, en la ladera este del valle del Río Colina, con un rumbo NNW-SSE y manteo de 45°E aproximadamente.....	58
Figura 31. Vista hacia el sur del Valle del Río Colina. Se observa la traza de la Falla Baños Colina y la deformación interna que posee la Formación Río Colina.	58
Figura 32. Se observa un pliegue por flexura de falla en la Formación Río Colina y la falla Baños Colina que repite los estratos de la Formación Río Colina sobre los estratos de la Formación Lo Valdés.....	59
Figura 33. Vista hacia el sur del valle Río Colina, en el costado derecho aflora el Yeso Principal, el cual también se encuentra involucrado en la deformación.....	59
Figura 34. Vista panorámica hacia el sur del valle del Río Colina. Se observa el sinclinal Valle Río Colina.	60
Figura 35. Vista al este del valle Río Colina, donde se trazó la falla Estero Las Minas que monta estratos de la Formación Río Colina sobre estratos de la Formación Lo Valdés. Además se observa el Intrusivo Colina y cómo el yeso es partícipe de la deformación.	62
Figura 36. Se observa de oeste a este, el yeso principal, la falla Estero Las Minas y el anticlinal Cerro Amarillo conformado por estratos de la Formación Lo Valdés	63
Figura 37. Vista al este del valle Río Colina, muestra la falla controladora de las Termas de Colina emplazada en el yeso perteneciente a la Formación Río Colina.	64
Figura 38. Vista hacia el sureste de la falla controladora de las Termas de Colina.	65
Figura 39. Traza de perfiles AA', BB' y CC'. Modificado de Thiele (1980)..	66
Figura 40. Secciones geológicas interpretadas en base al Mapa de Thiele (1980). Traza de perfiles en Figura 39.	67
Figura 41. Sección estructural esquemática interpretada en profundidad. Ver ubicación en Figura 10.....	71
Figura 42. Sección estructural esquemática interpretada en profundidad. Ver ubicación en Figura 10.....	72
Figura 43. Restauración palinspática a partir de la sección estructural sur construida en el área de estudio.	75
Figura 44. Vista panorámica hacia el sur del valle Río Yeso. La falla Chacayes-Yesillo y El Diablo, se unirían en una sola falla inversa, de alto ángulo, vergente al este.....	78

Figura 45. Vista norte del valle del Río Yeso. Se observa la continuidad de las estructuras hacia el norte en el valle Río Yeso; la falla Chacayes-Yesillo, Anticlinal Las Amarillas y Falla El Diablo.....	79
Figura 46. Comparación regional entre la sección de Giambiagi y Ramos (2002) y este trabajo. Línea punteada negra indica la correlación de la falla Estero Las Minas con la falla Yeguas Muertas (Giambiagi y Ramos, 2002). Línea punteada verde indica la correlación de la falla Cerro Amarillo con la falla BII (Giambiagi y Ramos, 2002). Y la línea punteada naranja indica la correlación de la falla Baños Colina con la falla Chacayal (Giambiagi y Ramos, 2002).	80
Figura 47. Comparación regional entre la sección de Tapia (2015) y este trabajo. Línea punteada negra indica la correlación de la falla Chacayes-Yesillo con la falla El Baule (Tapia, 2015). Línea punteada verde indica la correlación de la falla El Diablo con la falla El Fierro (Tapia, 2015). Y la línea punteada naranja indica la correlación de la falla Estero Las Minas con la falla Río del Cobre (Tapia, 2015).	81
Figura 48. Estructura en el flanco oriental de la cuenca de Abanico en el valle del Río Volcán. Doble asterisco indica edades SHRIMP U-Pb en circones. Tomado de Farías et al. (2010).	87
Figura 49. Vista sur de la discordancia entre las formaciones Abanico y Colimapu en la base del Cerro Retumbadero, valle del Río Volcán. Tomado de Tapia (2015).	87
Figura 50. Mapa geológico de la vertiente argentina del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe. Tomado de Tapia (2010). ALB: Anticlinal Los Blancos; ADS: Anticlinal Dedos-Silla; AT: Anticlinal Torrecillas; ALV: Anticlinal La Valenciana; AM: Anticlinal Malargüe; ABB: Anticlinal Bardas Blancas; AP: Anticlinal Palauco. Tomado de Tapia (2010).	90
Figura 51. Modelo de interacción basamento-cobertura. Se muestra la diferencia de acortamiento del basamento y la cobertura tanto para el sector de deformación de piel gruesa como para el de piel fina. Tomado de Giambiagi y Ghiglione (2009).	92
Figura 52. Distribución de la sismicidad superficial en la Cordillera Principal entre los 33°S y 36°S, de acuerdo a la evidencia obtenida en la región localizada entre los 33°S y 35°S, y para la región entre los 34°S y 35°S (Barrientos y Vera, 1995). Trazas de las fallas San Ramón y Chacayes-Yesillo son indicadas. Notar la sismicidad a lo largo de la traza de la falla Chacayes-Yesillo.	93
Figura 53. Componentes controlados por el stress de la permeabilidad estructural en el sector de los Baños Colina. Notar la intersección común de los componentes controlados por el stress en la dirección σ_2 . Modificado de Rowland y Sibson (2004).	94

Figura 54. Modelos paralelos de crecimiento de travertinos, por plateau (columna izquierda) versus cresta de fisura (columna derecha). Tomado de De Filippis et al. (2013).	95
Figura 55. Modelo conceptual del estilo cortical a los 33°40'S. El modelo muestra un acoplamiento entre la corteza superior de deformación frágil y la corteza inferior de deformación dúctil y un alineamiento entre la localización de la deformación frágil y el máximo espesor cortical. Tomado de Giambiagi et al. (2012).	97
Figura 56. Modelo de emplazamiento de intrusivos en un régimen compresivo. (A) Modelo esquemático 3D que muestra la posición del punto de inyección en relación a una falla inversa. (B) Geometrías de emplazamiento en referencia a un modelo compresional. El emplazamiento muestra una asimetría, una mayor elongación debido a un corrimiento mayor y una menor elongación debido a un back-thrust menor. (C) Intrusión de un granito de forma sincrónica al acortamiento en la Faja Plegada y Corrida de Sevier, EEUU. .Modificado de Montarini et al. (2009).	98

I. INTRODUCCIÓN

Los Andes de Chile central corresponde a un cinturón orogénico formado en el margen de placa convergente entre las placas de Nazca y Sudamericana. Aunque el orógeno es continuo a lo largo del rumbo, una segmentación tectónica relacionada a geometrías de subducción normal y plana de la Placa de Nazca son ampliamente reconocidas (Barazangi y Isacks, 1976; Isacks *et al.*, 1982; Jordan *et al.*, 1983a,b). Producto de su evolución geológica, los Andes muestran notables variaciones tanto a lo largo del margen de subducción (Tebbens *et al.*, 1997; Völkr *et al.*, 2013) como a lo largo y ancho de la litósfera continental (Cembrano y Lara 2009; Farías *et al.* 2010), dando lugar a una compleja evolución de los diferentes segmentos (Mpodozis y Ramos, 1989; Kley *et al.*, 1996; Ramos *et al.*, 1996a). Las variaciones latitudinales en la cantidad de acortamiento tectónico y el estilo de deformación, estarían controladas por diversas heterogeneidades de carácter regional (Jordan *et al.*, 1983; Mpodozis y Ramos, 1989; Kley *et al.*, 1996). Es así como el sector de los Andes estudiado en este trabajo (33°44'-33°56'S) constituiría un área clave para el estudio del ambiente tectónico actual y la deformación, en una región situada en el segmento de subducción normal (al sur de los 33°45'S) donde los Andes están caracterizados por la faja plegada y corrida de Aconcagua de vergencia este, de edad Neógena.

I.1. Geológico-Estructural

I.1.1. Modelos y definiciones de Faja Plegada y Corrida

Las estructuras más comunes asociadas a las Fajas Plegadas y Corridas (FPC) son los pliegues, fallas inversas y corrimientos. La vergencia de una FPC indica el sentido de transporte tectónico y es opuesta al manteo de la mayoría de las fallas y planos axiales de la región. Si la vergencia es opuesta a la inclinación de la zona de subducción relacionada con la FPC, se dice que ésta es sintética, de lo contrario es antitética (Roeder, 1973).

Otra forma de clasificar las FPC es mediante los niveles estructurales involucrados (Roeder, 1973): las FPC de piel fina o epidérmica (*thin-skinned fold and thrust belt*) son aquellas en las no se involucra el basamento en la deformación y sólo participa en ésta la cobertura de sedimentos. Los niveles

basales de despegue de este grupo, en general, no exceden los 7-8 km de profundidad y se caracterizan por desarrollar corrimientos de bajo ángulo. Las FPC que involucran rocas del basamento se denominan de piel gruesa o de basamento (*thick-skinned fold and thrust belt*), se caracterizan por presentar estructuras discontinuas a lo largo del rumbo, una relevante participación de fallas inversas de medio a alto ángulo, mayor separación y longitud de onda de los pliegues y son comunes las estructuras transversales. En general, el acortamiento absorbido por este tipo de FPC es mucho menor que de las de piel fina, sin embargo, las elevaciones alcanzadas son algo mayores. Pero las FPC, por lo general, presentan ambos tipos de deformación.

Las fajas plegadas y corridas (*fold and thrust belts*; FPC) son un rasgo estructural de primer orden en los Andes Centrales entre los 33° y 36° S, presentes tanto en la Cordillera Principal como en la Cordillera Frontal. La estructura de los Andes Centrales muestra tres segmentos distintivos caracterizados por diferentes geometrías. Estas geometrías están superpuestas en el marco tectónico de placas de gran escala caracterizado por distintos segmentos de subducción. Al norte la FPC de La Ramada, al centro la FPC de Aconcagua y al sur la FPC de Malargüe (*Figura 1*).

En particular la faja plegada y corrida del Aconcagua, localizada entre 32°30' y 34° (*Figura 1*), es un clásico ejemplo de un cinturón Andino de piel fina (Ramos, 1988; Kozlowski *et al.*, 1993; Cegarra y Ramos, 1996; Ramos *et al.*, 1996). Varios autores apuntan a que las unidades marinas del Jurásico medio a superior fueron depositadas en el techo de una peneplanicie volcánica intacta Permo-Triásica y por lo tanto, un sistema de rift del Jurásico temprano es excluido (Yrigoyen, 1972; Ramos 1985; Cegara *et al.*, 1993; Lo Forte, 1996). Sin embargo, en los recientes años, creciente evidencia ha sido encontrada por la presencia de secuencia de rift del Jurásico temprano (Alvarez *et al.*, 1997; Alvarez y Ramos, 1999) y el control de estructuras extensionales pre-existentes en el desarrollo de la faja plegada y corrida (Godoy, 1993, 1998; Giambiagi y Ramos, 2002).

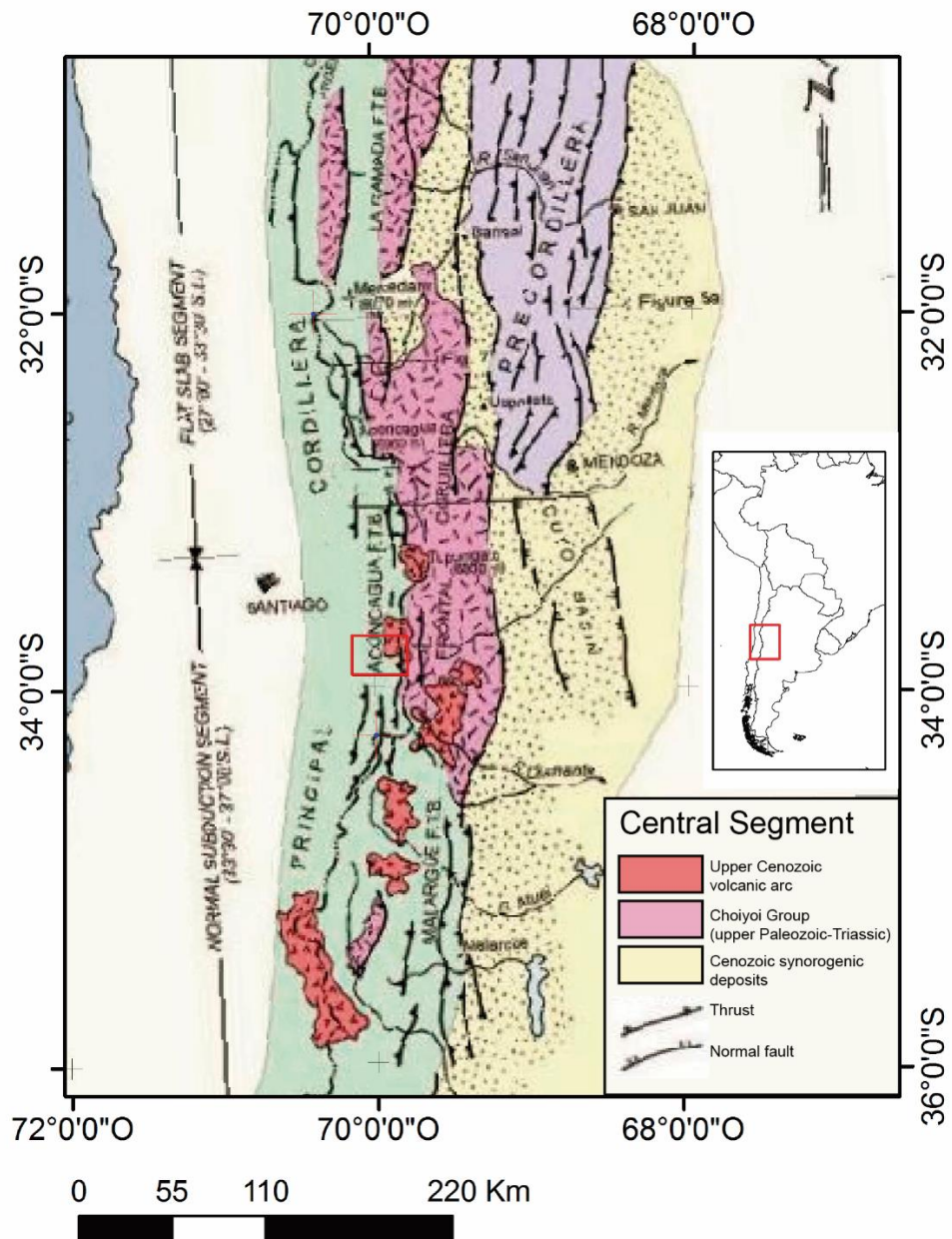


Figura 1. Segmentos estructurales mayores de los Andes Centrales entre los 30 ° y 36 ° S, distinguiendo las FPC de La Ramada, Aconcagua y Malargüe. Además, el límite entre subducción normal y el flat slab. Se indica la zona de estudio (cuadrado rojo). Modificado de Ramos *et al.* (2004)

I.1.2. Arquitectura de la estructura regional

Si bien el alzamiento de Los Andes Centrales del Sur (Gansser, 1973) es un evento tectónico de escala continental que posiblemente alcanzó su mayor altura en los últimos 10 Ma (e.g., Gubbels *et al.*, 1993; Gregory & Wodzicky, 2000; Charrier *et al.*, 2005; Farías *et al.*, 2008.), los distintos mecanismos que actuaron en cada uno de los procesos que permitieron este alzamiento aún no están completamente definidos y ha llevado a la formulación de modelos tectónicos y paleogeográficos variados y en algunos casos discutibles entre sí (Quiroga, 2013).

Respecto a esto, algunos autores (e.g., Charrier *et al.*, 2002; Fock, 2005; Fock *et al.*, 2006; Farías *et al.*, 2008, 2010) plantean que la evolución cenozoica de la Cordillera Andina, al sur del segmento de subducción plana pampeana (33°S), está caracterizada como una serie de eventos tectónicos de extensión, inversión y propagación de la deformación hacia el este en la Cordillera de los Andes que, en conjunto con posibles factores climáticos, han moldeado el abrupto relieve que se exhibe en la actualidad (Quiroga, 2013).

Ejemplo de este paradigma se sintetiza en el estudio de Farías *et al.* (2010), el cual propone que los eventos deformativos serían el resultado de un sistema estructural con vergencia hacia el este, controlado por estructuras cuyo despegue proviene de una rampa que está directamente conectada con la placa subductante (Figura 2a).

Por otro lado, Armijo *et al.* (2010), proponen un modelo tectónico fundamentalmente vergente al oeste (West Andean Thrust), en base a un modelo de colisión intracontinental, lo que generaría una doble subducción en el margen occidental de Sudamérica. Los autores proponen que el sistema de fallas del frente occidental de la Cordillera Principal encuentra su despegue basal en una rampa vergente al oeste la que emerge en superficie constituyendo el sistema de fallas San Ramón (Figura 2b).

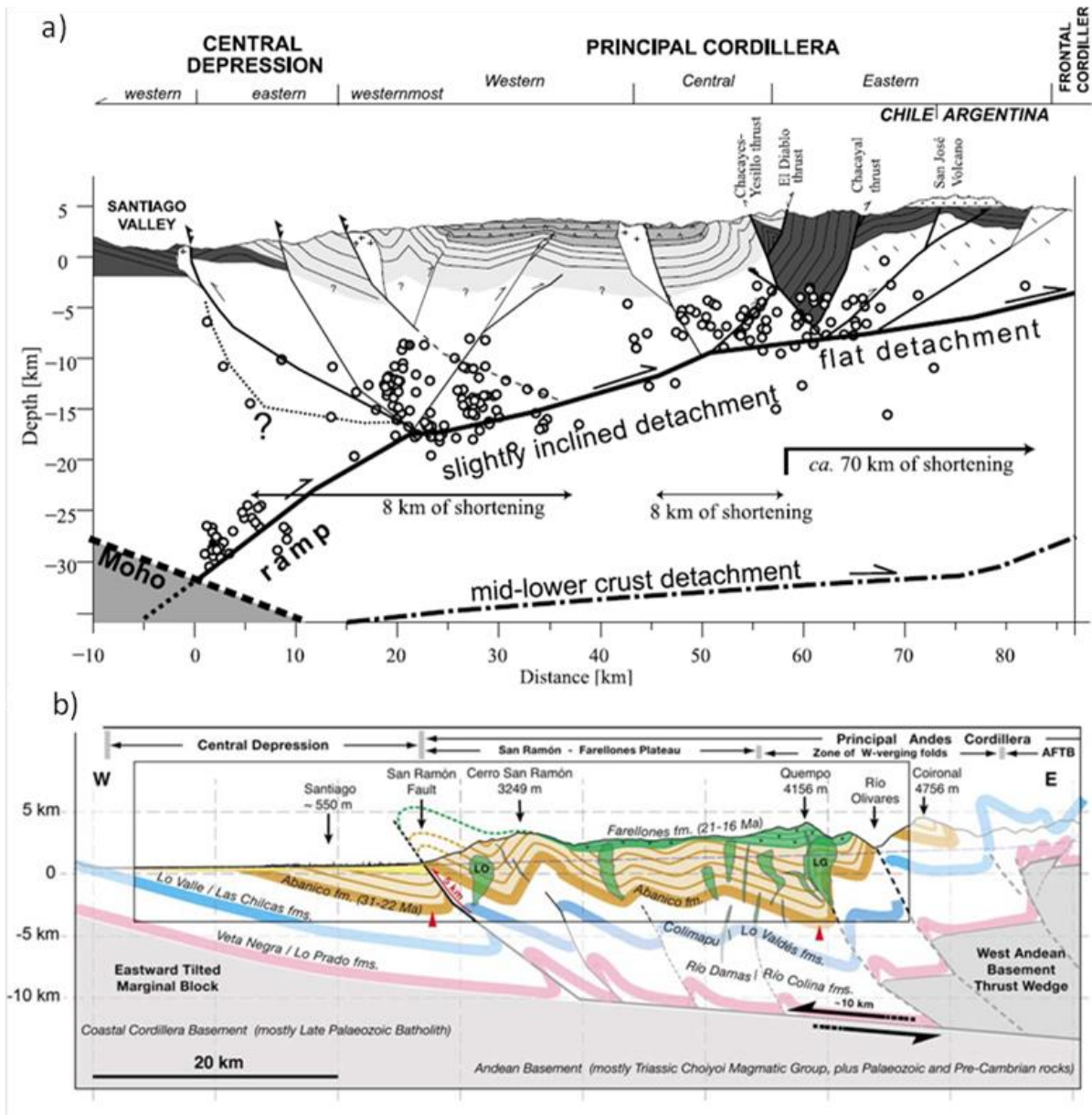


Figura 2. Modelos a escala cortical para la Cordillera Principal entre los 32° y 35°S. (a) Modelo estructural y cortical propuesto por Farías et al. (2010). Modificado de Farías et al. (2010). (b) Modelo cortical propuesto por Armijo et al. (2010). Tomado de Quiroga (2013).

I.2. Sistemas Geotermales

En zonas de subducción, los factores de primer orden y segundo orden se encuentran constreñidos por las características particulares de la configuración de un margen convergente (Reyes *et al.*, 2010). Así, por ejemplo, la naturaleza de las estructuras y su relación con el campo de estrés cortical (Rowland y Sibson 2004; Sánchez *et al.*, 2013), han sido relacionados a contrastes de las características físicas, químicas e isotópicas de los fluidos termales superficiales. Esto último se debe a que los factores antes mencionados condicionan la evolución físico-química de los fluidos primarios en su tránsito por la astenósfera y litósfera (Person y Baumgartner 1995; Cox 2010).

Tal como se ha observado en diferentes áreas con volcanismo y/o hidrotermalismo activo (Craw 1989; Giggenbach y Soto 1992; Giggenbach 1995; Vaselli *et al.* 2002; Tassi *et al.* 2006; Reyes *et al.* 2010; Rowland y Simmons 2012), variaciones espaciales de las características físicas, químicas e isotópicas de los fluidos termales superficiales, son el resultado de diferencias tanto en los tipos de fluidos primarios involucrados en la alimentación de las manifestaciones termales (ej. magmáticos, hidrotermales, metamórficos, sedimentarios; *factores de primer orden*) como de los procesos físicos-químicos (y biológicos) que los fluidos pueden experimentar durante su circulación por la corteza (ej. separación de fases, enfriamiento y reequilibrio, interacción gas-agua-roca, actividad microbiana, interacción con fluidos meteóricos; *factores de segundo orden*); (Benavente, 2015).

En Chile Central, la mayoría de las manifestaciones termales se localizan en los valles de la escarpada topografía de la Cordillera Principal y se relacionan espacialmente tanto a la traza de los sistemas de falla responsables del alzamiento andino como a los volcanes pertenecientes a la porción norte de la Zona Volcánica Sur (Benavente, 2015).

Hauser (1997) reconoció la existencia de dos dominios hidrotermales en Chile Central. El primer dominio corresponde a los manantiales calientes ($T < 30^{\circ}\text{C}$) asociados a la Falla Pocuro. El segundo dominio corresponde a las manifestaciones termales ($T > 25^{\circ}\text{C}$) asociadas al Arco Volcánico Sur (AVS). Además de variaciones geoquímicas existente entre ambos dominios, una serie de evidencias geoquímicas indican un incremento, hacia el este y sur, del transporte advectivo y/o convectivo de calor en la Cordillera Principal (Figura 3).

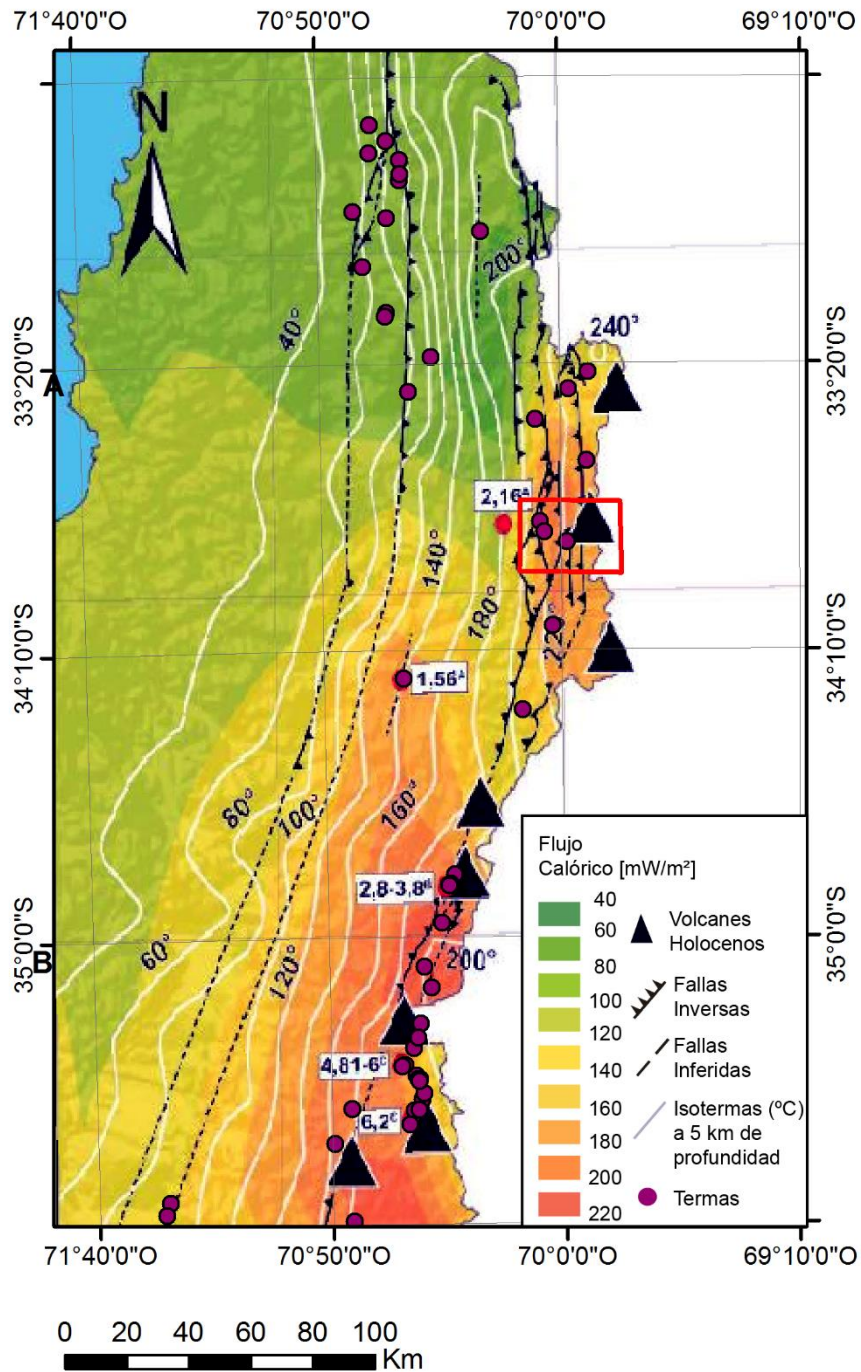


Figura 3. Principales rasgos relacionados al transporte de fluidos y calor en los Andes de Chile Central. Se reporta la distribución superficial del flujo calórico promedio (Hamza y Muñoz, 1996), las isotermas (°C) a 5 km de profundidad (Tassara y Morales, 2013), los volcanes con actividad holocena (Stern et al., 2007), los principales sistemas de falla (Fariás et al., 2010) y las razones isotópicas de Helio reportados en estudios previos (A: Hilton et al., 1993; B: Clavero et al., 2011; C: Dobson et al., 2013). Modificado de Benavente (2015).

Por otra parte, Benavente (2012) reconoció dos dominios de manifestaciones termales en Chile Central (33-36°S): alta y baja cordillera. Las manifestaciones termales de alta cordillera corresponden a campos fumarólicos, manantiales calientes y fríos, piscinas burbujeantes y piscinas de barro, mientras que los de baja cordillera corresponden a manantiales fríos.

Chile Central (33-36°S) posee sistemas geotermales, como (Gupta y Roy, 2007): (i) fuentes de calor dada por las cámaras magmáticas producto del volcanismo cuaternario, (ii) recarga de agua meteórica favorecida por el clima, y (iii) fallas y fracturas que permiten la circulación de fluidos a través de la corteza (Benavente, 2012).

En la porción norte de Chile Central, en la porción norte (33-34,5°S) no existen fumarolas catastradas a excepción de las encontradas sobre los volcanes Tupungatito y San José. En cambio, en la porción sur (34,5-36°S) al menos 4 campos fumarólicos han sido catastrados (Grunder *et al.*, 1987; Benavente y Gutiérrez, 2011; Clavero *et al.*, 2011) además de los ubicados sobre los volcanes con actividad fumarólica (Tinguiririca, Planchón-Peteroa y Quizapu).

I.3. Formulación del problema

Existe un contraste evidente de los modelos estructurales propuestos a escala cortical, que sugiere que los mecanismos que controlaron la deformación y alzamiento de la Cordillera Principal Oriental poseen un alto grado de complejidad. Por otro lado, aún está en discusión la definición del límite oriental de la cuenca de Abanico (Charrier *et al.* 2002) y su relación con el modelo de inversión tectónica (e.g. Charrier *et al.*, 2002, 2005; Godoy *et al.*, 1999; Jordan *et al.*, 2001; Giambiagi *et al.*, 2003) planteado en el área de estudio. Además, no todos los estudios, responden a la pregunta de cómo la estructura heredada ha influenciado la evolución estructural del Cenozoico tardío (Giambiagi *et al.*, 2003a). Por lo que, aún existe un alto grado de libertad para la postulación de modelos estructurales regionales en una zona tan importante como la que se encuentra en el eje del Oroclino del Maipo (Arriagada *et al.*, 2009); (Figura 4).

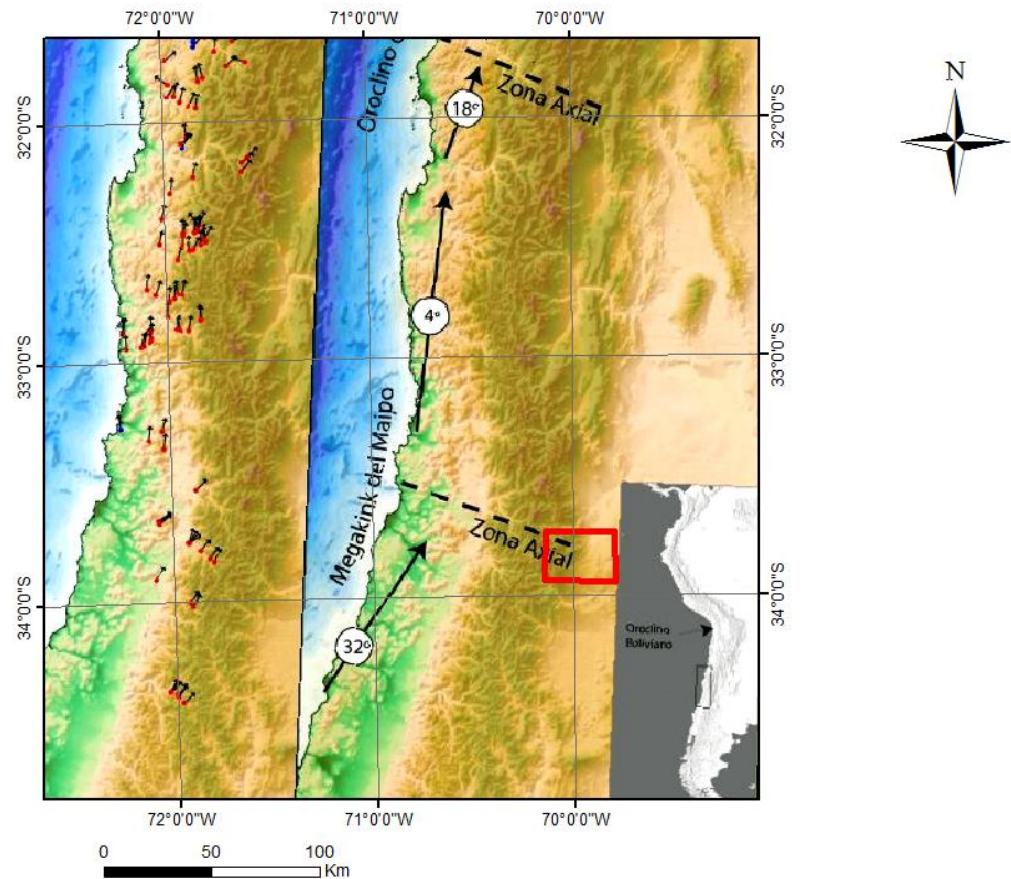


Figura 4. Zona Axial del Oroclino del Maipo. El recuadro rojo muestra la zona de estudio. Tomado de Arriagada et al. (2009).

Es por esto que en este trabajo pretende proponer un modelo estructural a partir de la descripción estratigráfica, secciones estructurales y su respectiva restauración con el objetivo de aportar con nuevos datos que ayuden a comprender qué mecanismos podrían haber controlado la evolución de la deformación de este sector de la Cordillera de los Andes y a su vez determinar si estos están relacionados con el proceso de inversión tectónica propuesto hasta el día de hoy.

I.4. Hipótesis de Trabajo

Según lo reportado para la FPCA, la deformación en el área de estudio estaría definida por un estilo de piel fina/híbrida caracterizada por el desarrollo de fallas de mediano a alto ángulo nuevas y/o inversión de fallas normales previas que afectarían a rocas cenozoicas y mesozoicas.

I.5. Objetivos

I.5.1. Objetivo General

El objetivo principal de este trabajo es proponer un modelo estructural regional que caracterice la geometría de la deformación observada en superficie y permita entender los mecanismos que controlaron el alzamiento de la Cordillera Principal Oriental entre los 33°44'S y 33°56'S.

I.5.2. Objetivos específicos

- Identificar las variaciones superficiales y sub-superficiales en el estilo estructural, de acuerdo a la deformación de las unidades litológicas presentes en la zona.
- Comprender los rasgos estructurales dominantes del valle del Río Volcán y determinar la cinemática de deformación.
- Establecer la cronología, al menos relativa, de la deformación Neógena.
- Proponer un modelo que relacione los estilos estructurales presentes en el área de estudio, con los dominios tectónicos.
- Cuantificar el acortamiento cortical de la deformación observada.

I.6. Ubicación y Vías de acceso

El área de estudio se encuentra en la Región Metropolitana de Santiago, entre los 33°44' S y 34°56' S y entre los 70°10' W y 69°45' W (Figura 5).

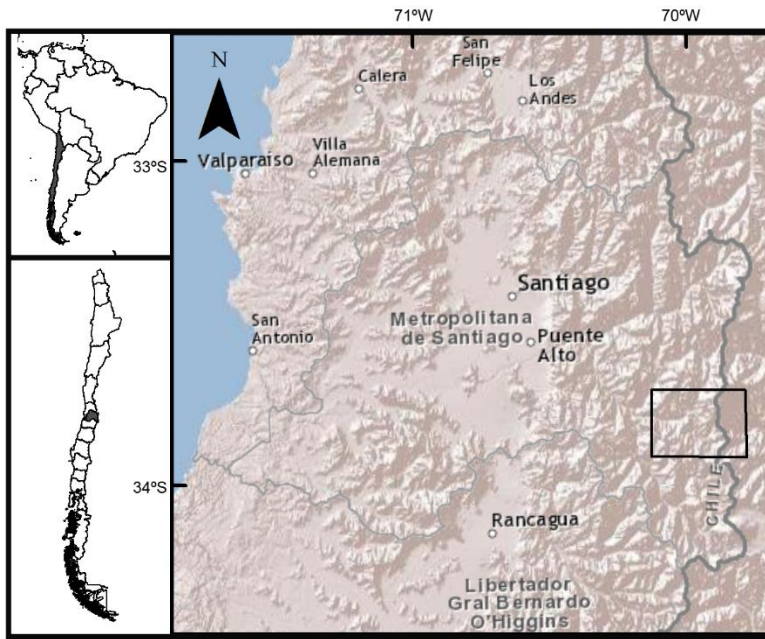


Figura 5. Ubicación regional del área de estudio (Recuadro negro).

La zona de estudio es accesible a través del Camino a El Volcán (Ruta G-25), a través de vehículo motorizado y, si es necesario, mediante el uso de caballos y/o caminatas. Tanto los volcanes como la mayoría de las manifestaciones termales reportadas por Hauser (1997) se localizan en el sector cordillerano colindante con Argentina (Figura 6).

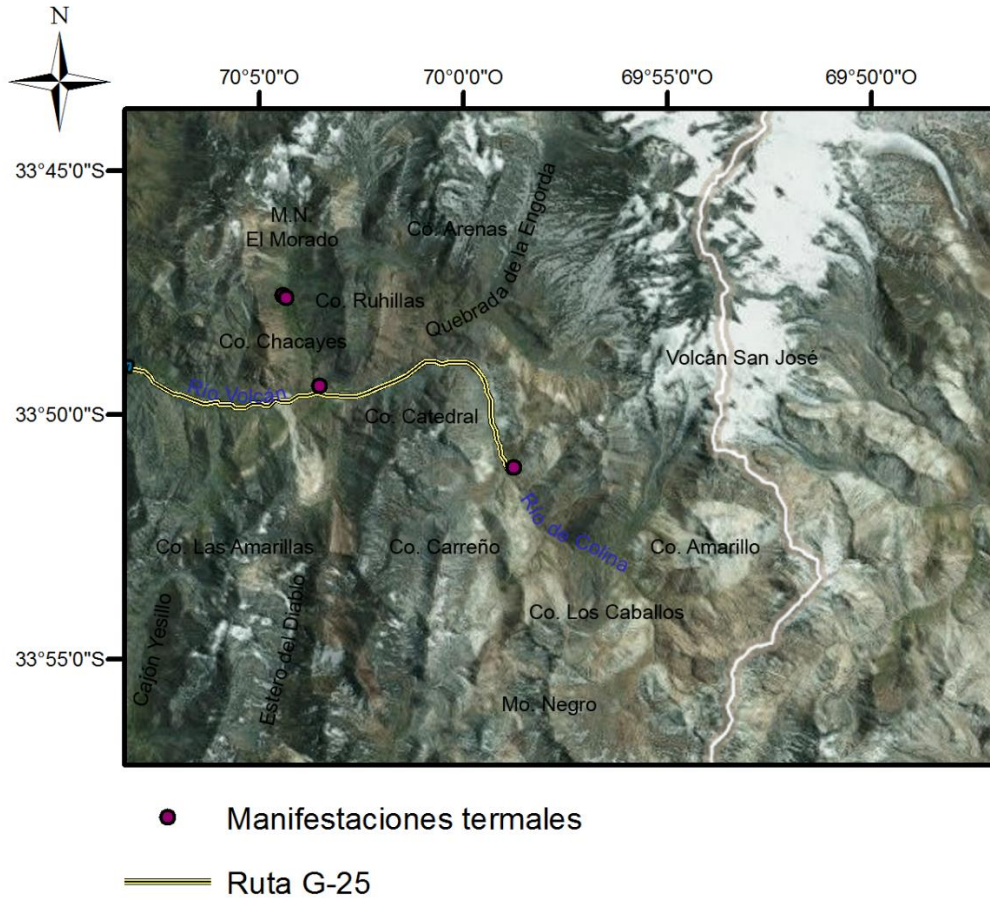


Figura 6. Sector de estudio junto a las principales vías de acceso y las manifestaciones termales reportadas por Benavente (2015).

I.7. Metodología

I.7.1. Trabajo en gabinete pre-campaña

- Recopilación de antecedentes bibliográficos y mapas geológicos.
- Análisis e interpretación geológica de fotografías aéreas, complementadas con imágenes satelitales LANDSAT, a partir de cartografía disponible, junto con la utilización del software Google Earth para determinar relaciones de contacto, manteos y estructuras.
- Confección de perfiles, a partir de la cartografía disponible y la utilización del software Google Earth y Adobe Illustrator.

I.7.2. Trabajo de campaña

Se realizó una campaña de terreno al área de estudio completando 11 días de terreno en diciembre de 2015 y enero de 2016. Este trabajo consistió en un trabajo de campo donde se reconocieron distintas unidades, principales estructuras que afloran en el área, además de recolección de muestras de mano, para la posterior confección de un mapa geológico de la zona de estudio.

Para la caracterización de las estructuras se cuantificó su disposición espacial mediante mediciones de rumbo y manteo.

Para el reconocimiento y caracterización de la deformación de las unidades estratificadas (pliegues, cabalgamientos, repetición de secuencias, entre otros), se utilizaron los modelos geométricos en compresión de pliegues asociados a fallas desarrollados por Suppe (1983; 1990) y Mitra (2002) y los modelos de estructuras extensionales propuestos por McClay (1989; 1995; 1999) y Mitra (1993).

I.7.3. Trabajo en gabinete post-campaña

- Mapeo de estratificaciones en software Google Earth.
- Confección un mapa geológico a escala 1:50.000, basado en los datos obtenidos en terreno y bibliografía disponible.
- Confección de dos perfiles estructurales con orientación E-W, integrando los datos obtenidos en terreno.
- Confección de una columna estratigráfica basada en los datos obtenidos en terreno y bibliografía.
- Confección de un modelo cinemático en base al mapa geológico y perfiles estructurales realizados.

II. MARCO TECTÓNICO

El borde occidental de Sudamérica se caracteriza por ser un margen convergente, en el que la placa de Nazca subducta bajo la placa Sudamericana. Este escenario se ha mantenido al menos desde el Permo-triásico (Mpodozis y Ramos, 1989; Jordan *et al.*, 2001; Charrier *et al.*, 2007), (Figura 7).



Figura 7. Configuración tectónica desde el Cretácico hasta la actualidad (modificada de Zonenshayn *et al.*, 1984). Tomado de Tapia, 2010.

A pesar de que el régimen de subducción de alta compresividad se instauró durante el Cretácico tardío bajo (Mpodozis y Ramos, 1989), la configuración actual de los Andes Centrales se debe fundamentalmente a la deformación miocena a reciente, como queda evidenciado en las cuencas de antepaís y en los estudios geoquímicos acerca del espesor de la corteza (Kay *et al.*, 1991; Ramos *et al.*, 1996). De todas formas, las evidencias de extensión tectónica durante el Oligoceno-Mioceno temprano (Charrier *et al.*, 2002; Godoy *et al.*, 1999) demuestran la ausencia de un episodio compresivo durante ese tiempo.

El comienzo de la deformación ha sido señalado por Ramos (1996) como coincidente con el aumento en la velocidad de la placa de Nazca y el cambio en la dirección del vector de convergencia hacia una posición más ortogonal al margen occidental de Sudamérica durante el Oligoceno tardío (Pardo-Casas y Molnar, 1987); (Figura 7). Al norte de los 33° S, el comienzo de la deformación ha sido señalado a los 20 Ma aproximadamente; como es el caso de la FPC La Ramada (Cristallini y Ramos, 2000) y del sector Aconcagua norte (Cegarra y Ramos, 1996). En el sector austral de la FPCA, no obstante, existió un volcanismo de retro-arco asociado a una corteza no engrosada hasta aproximadamente los 18 Ma; por lo que el comienzo de la deformación se interpreta como acontecido entre los 18-17 Ma. De esta manera, habría una diferencia de entre 2 y 3 Ma en el comienzo de la deformación en los sectores norte y sur de la FPCA (Giambiagi y Ramos, 2002).

A partir del estudio de la Formación Conglomerado de Tunuyán (Giambiagi y Ramos, 2002), esta etapa ha sido datada entre 18-17 y 15 Ma a partir de las correlaciones entre los depósitos sinorogénicos proximales y distales.

Al sur de los 33°S desaparecen la Precordillera y las Sierras Pampeanas, y se produce una notable reducción del ancho del orógeno con respecto a la zona ubicada al norte de esta latitud. Esto último se encuentra aparentemente controlado por la subducción de la dorsal asímica de Juan Fernández, la que actualmente se ubica a los 33°S frente a Valparaíso (Le Roux *et al.*, 2005). La subducción de esta dorsal controlaría además la geometría de la placa subductada, la que se puede dividir en tres segmentos. La placa subductada es segmentada en una zona de subducción subhorizontal al norte de los 33°S, una zona de transición entre los 33°S y 34°S y una zona de subducción normal a sur de los 34° S (Isacks 1988; Ramos *et al.*, 2002; Le Roux *et al.*, 2005). El segmento de subducción plana (Baranzangui y Isacks, 1972) que se encuentra por debajo de las provincias estructurales Precordillera, Sierras Pampeanas, Cordillera Principal y Cordillera Frontal, no presenta magmatismo de arco y se reconocen ángulos de subducción entre 5 y 10°. Por otro lado, la zona de este estudio se localiza justo al sur de la zona de transición que se ubica entre los 33° S y 33°45'S (Yañez *et al.*, 2002). Finalmente, el segmento al sur de esta latitud presenta volcanismo activo de la Zona Volcánica Sur y un promedio de manto de la placa oceánica por debajo de la continental de 30° (Ramos *et al.*, 1995; Giambiagi *et al.*, 2009; Giambiagi *et al.*, 2003; Fock, 2005).

II.1. Morfoestructura

El segmento andino comprendido entre los 32°S y los 35°S muestra cinco unidades morfoestructurales principales, dispuestas en franjas orientadas norte-sur. Estas unidades de oeste a este son: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y el antepaís argentino (Figura 8) (Fock, 2005).

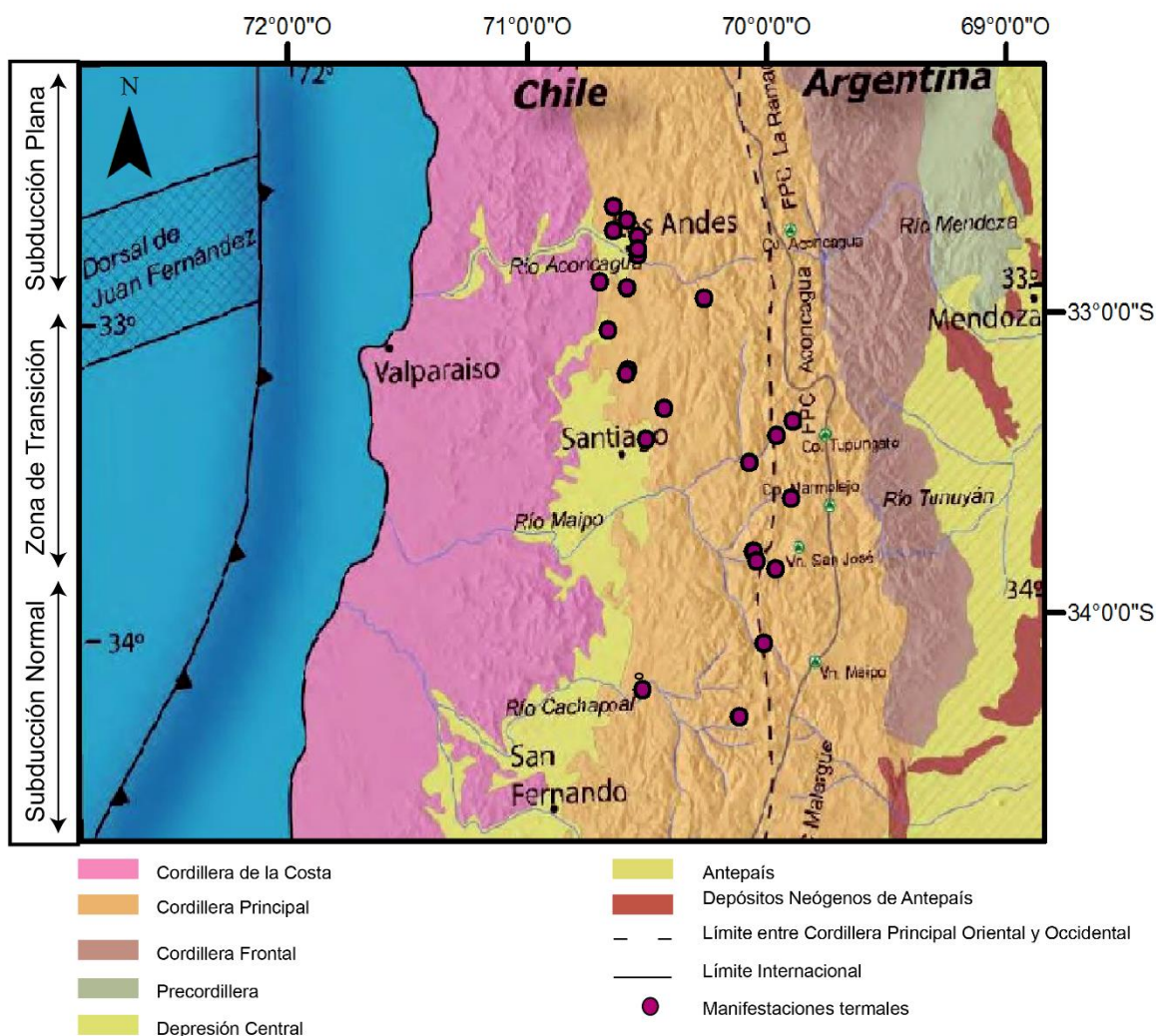


Figura 8. Se indican los principales rasgos morfológicos, los estratovolcanes Holocenos, las principales ciudades y las manifestaciones termales reportadas por Benavente (2015). Volcanes con actividad Holocena en triángulos rojos y manifestaciones termales en círculos verdes. La línea roja delimita el ambiente termal definido por Hauser (1997), el Ambiente de Falla Pucuro. Modificado de Fock (2005).

La Cordillera de la Costa está constituida por cerros que rara vez sobrepasan los 1.500 m.s.n.m. Formada principalmente por granitoides del Paleozoico Superior en su flanco occidental y por secuencias volcánicas y sedimentarias mesozoicas en la parte más oriental (Wall *et al.*, 1999; Sellés y Gana, 2001; SERNAGEOMIN, 2003).

La Depresión Central se extiende desde los 33° hasta los 40°S, y corresponde a una cuenca rellena por depósitos fluviales y aluviales recientes principalmente, que en algunos lugares superan los 500 m de espesor (Thiele, 1980; Araneda *et al.*, 2000, Rauld, 2002). Al sur de los 33°S el límite oriental de la Depresión Central es abrupto y marcado, limitado por la Cordillera Principal de los Andes.

Entre los 32° y 35° S se encuentran bien desarrolladas las cordilleras Principal y Frontal. La Cordillera Principal puede dividirse en dos grandes flancos: La Cordillera Principal Occidental, conformada por rocas cenozoicas, principalmente de las Formaciones Abanico y Farellones; y la Cordillera Principal Oriental, compuesta por rocas mesozoicas fuertemente deformadas, que conforman las fajas plegadas y corridas de La Ramada, Aconcagua y Malargüe. La Cordillera Frontal está constituida por un basamento Pre-Cámbrico, Paleozoico y Triásico, mientras que la Precordillera por rocas del Paleozoico Inferior principalmente (Fock, 2005).

II.2. Evolución Geológica

El conocimiento de las secuencias estratigráficas es imprescindible para conocer el desarrollo de los distintos procesos geológicos de la región. En la Cordillera Principal se han reconocido tres depocentros NNW-SSE, Yeguas Muertas, Nieves Negras y Alvarado (Alvarez *et al.*, 2000) (Figura 9). Giambiagi *et al.* (2003b) distinguen al menos dos episodios sucesivos de rifting durante el Mesozoico.

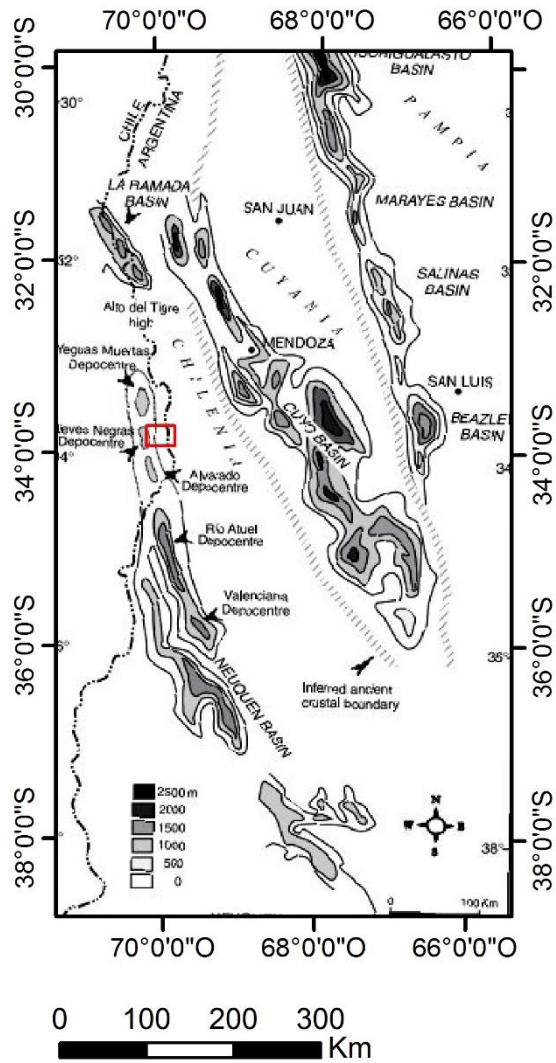


Figura 9. Sistemas de rift Triásico-Jurásico, entre los 31°30' y 38°30', mostrando los depocentros de la cuenca de Neuquén (Yeguas Muertas, Nieves Negras, Alvarado y Río Atuel-La Valenciana (modificado de Alvarez y Ramos, 1999). Recuadro rojo indica la zona de estudio. Modificado de Giambiagi et al. (2003a).

La evolución tectónica y el desarrollo orogénica en el sector de la Cuenca de Neuquén han sido considerados en tres etapas. La primera ocurre durante el Triásico superior y parte del Jurásico Inferior y corresponde al estado de rift, caracterizado por la ausencia de subducción en el margen occidental de Gondwana y la presencia de grandes sistemas de fallas transcurrentes; (Franzese y Spalleti, 2001) que condujeron a una tectónica extensional y a la aparición de aislados y estrechos depocentros, los que fueron rellenados por depósitos volcanoclásticos y sedimentarios continentales. Se habrían desarrollado fallas con manteo al oeste y al este de rumbo aproximadamente NNW-SSE.

El segundo episodio de rifting se desarrolló durante el Jurásico tardío y estas fallas fueron localizadas cerca del pre-existente sistema de rifting, el cual fue orientado oblicuamente al nuevo sistema. Aunque Vergani *et al.* (1995) y Tankard *et al.* (1995) propusieron una orientación del paleostress regional NW-SE para la cuenca de Neuquén durante esta etapa, en el área de estudio, las fallas generaron grabens y hemi-grabens asimétricos N-S (Giambiagi *et al.*, 2003b). El fallamiento fue más bien influenciado por las estructuras inherentes del previo estado extensional. Como la nueva dirección extensional se convirtió en oblicua a los previos ejes del rift, un movimiento de rumbo habría reactivado las fallas normales. Las fallas generadas previamente fueron reactivadas por el nuevo proceso extensional, pero otras permanecen desactivadas. Fallas de rumbo sinestrales, responsables de la fragmentación de los diques del Triásico tardío-Jurásico temprano, se habrían desarrollado durante esta etapa (Giambiagi *et al.*, 2003b).

Durante el Jurásico Inferior y el Cretácico Inferior se inició la subducción en el borde occidental de Gondwana y representaría la fase de post-rift de la cuenca (Franzese *et al.*, 2003). Este período se caracteriza por la individualización de la Cuenca Neuquina en el dominio de tras-arco, al este del arco magmático ubicado en la actual Cordillera de la Costa, una subsidencia casi continua de por lo menos 220 Ma, y donde se depositaron en total, cerca de 4000 m de extensas secuencias marinas y continentales que representan complejas series de ciclos transgresivos-regresivos de diferentes magnitudes (Howell *et al.*, 2005).

La última etapa se extiende desde el Cretácico Tardío hasta el Cenozoico, y comprende un cambio en la geometría de la subducción lo que condujo a un régimen tectónico compresivo que causó una inversión de estructuras extensionales previa desde el Mioceno inferior, dando origen a la faja plegada y corrida de Aconcagua (FPCA) (Vergani *et al.*, 1995) y a la acumulación de depósitos sintectónicos de antepaís en territorio argentino.

En Chile central, ocurrió un episodio de extensión de intraarco entre los ~37 y ~23 Ma (Aguirre, 1960; Jordan, 2001; Kay y Mpodozis, 2002), coincidiendo con

un período de decrecimiento de la tasa de convergencia y causando el desarrollo de la cuenca Abanico. Un nuevo evento de incremento de la compresión, ocurrió a fines del Oligoceno (ca. 23 Ma) y comienzos del Mioceno y coincidió con el incremento de la tasa de convergencia, causando la inversión de la cuenca (Charrier *et al.*, 2002; 2005; Farias *et al.*, 2005; Fock *et al.*, 2006; Pinto *et al.*, 2015). Desde aproximadamente los ~16 Ma, un continuo régimen compresivo causó la deformación y alzamiento de la región montañosa. La faja plegada y corrida de piel fina del Aconcagua se desarrolló al este de la Cuenca Abanico afectando depósitos de trasarco del Jurásico superior y Cretácico inferior (Muñoz *et al.*, 2006; 2014).

Después de los 8.5 Ma, justo al este de la Cordillera Principal Oriental, el alzamiento del basamento Proterozoico-Triásico Inferior por medio de la inversión de fallas de alto ángulo relacionadas con el rift concluyó con el ascenso de la Cordillera Frontal (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003a; Ramos *et al.*, 2004). Simultáneamente o muy poco después, fallas inversas fuera de secuencia de alto ángulo deformaron el flanco oriental de la cuenca de Abanico y la Cordillera Principal Oriental (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003a; Fock *et al.*, 2006). Cerca de los 4 Ma, el acortamiento migró hacia el este del antepaís (Giambiagi *et al.*, 2003a), y la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes alcanzó la mayor parte de su actual elevación, disminuyendo radicalmente las tasas de alzamiento en alrededor de un orden de magnitud desde los 1 a los 2 mm por año durante el Mioceno Tardío a 0,1 mm por año (Farías *et al.*, 2008).

Con respecto a la historia magmática en los Andes Centrales de Chile, está principalmente relacionada a una casi continua migración hacia el este del arco desde el Jurásico (Kay *et al.*, 2005; Charrier *et al.*, 2007). Coetáneamente al inicio de la tectónica compresiva en el Mioceno Temprano, muchas intrusiones graníticas se emplazaron hacia el oeste de la Cordillera Principal (cinturón intrusivo del Mioceno Tardío) (Kay *et al.*, 2005; Charrier *et al.*, 2007). Poco después, el arco migró ligeramente hacia el este, como lo demuestran las rocas volcánicas de la Formación Farellones. Al término de los pulsos volcánicos relacionados con esta Formación, el arco magmático migró otra vez hacia el este, intruyendo el flanco este de las Formaciones Farellones y Abanico. Esta actividad magmática formó una larga cadena intrusiva que fue activa en el Mioceno Tardío entre los 13 y 7 Ma (Kurtz *et al.*, 1997; Kay *et al.*, 2005; Charrier *et al.*, 2007). Después de este evento, la actividad magmática/volcánica declinó, pero algunos pulsos se desplazaron hacia el oeste, formando los depósitos de cobre porfírico El Teniente y Río Blanco - Los Bronces. Este arco magmático fue activo entre los 9 y 4 Ma aproximadamente (e.g. Makshev *et al.*, 2004; Deckart *et al.*, 2005) siendo coetáneo con un evento de deformación fuera de secuencia y el alzamiento de la

Cordillera (Farías *et al.*, 2008). Después de este momento, el magmatismo migró nuevamente hacia el este hasta la cordillera Principal Oriental, lugar en el que el arco volcánico se encuentra en la actualidad.

III. RESULTADOS

La estratigrafía fue examinada a partir de estudios previos (Godoy 1976; Thiele, 1980; Fock *et al.*, 2006; Muñoz *et al.*, 2014), incluyen siete unidades estratigráficas mayores: (1) Rocas intrusivas, volcánicas y metamórficas del Proterozoico al Triásico inferior; (2) Secuencias de rift Triásicas y Jurásicas; (3) Estratos marinos Titho-Neocomiano; (4) Rocas sedimentarias marinas y no marinas del Cretácico al Paleógeno; (5) Rocas volcánicas del Eoceno?-Oligoceno a Mioceno inferior; (6) Depósitos de cuenca de antepaís del Cenozoico superior; y (7) Rocas de arco volcánico e intrusivas del Cenozoico superior (Giambiagi *et al.*, 2009).

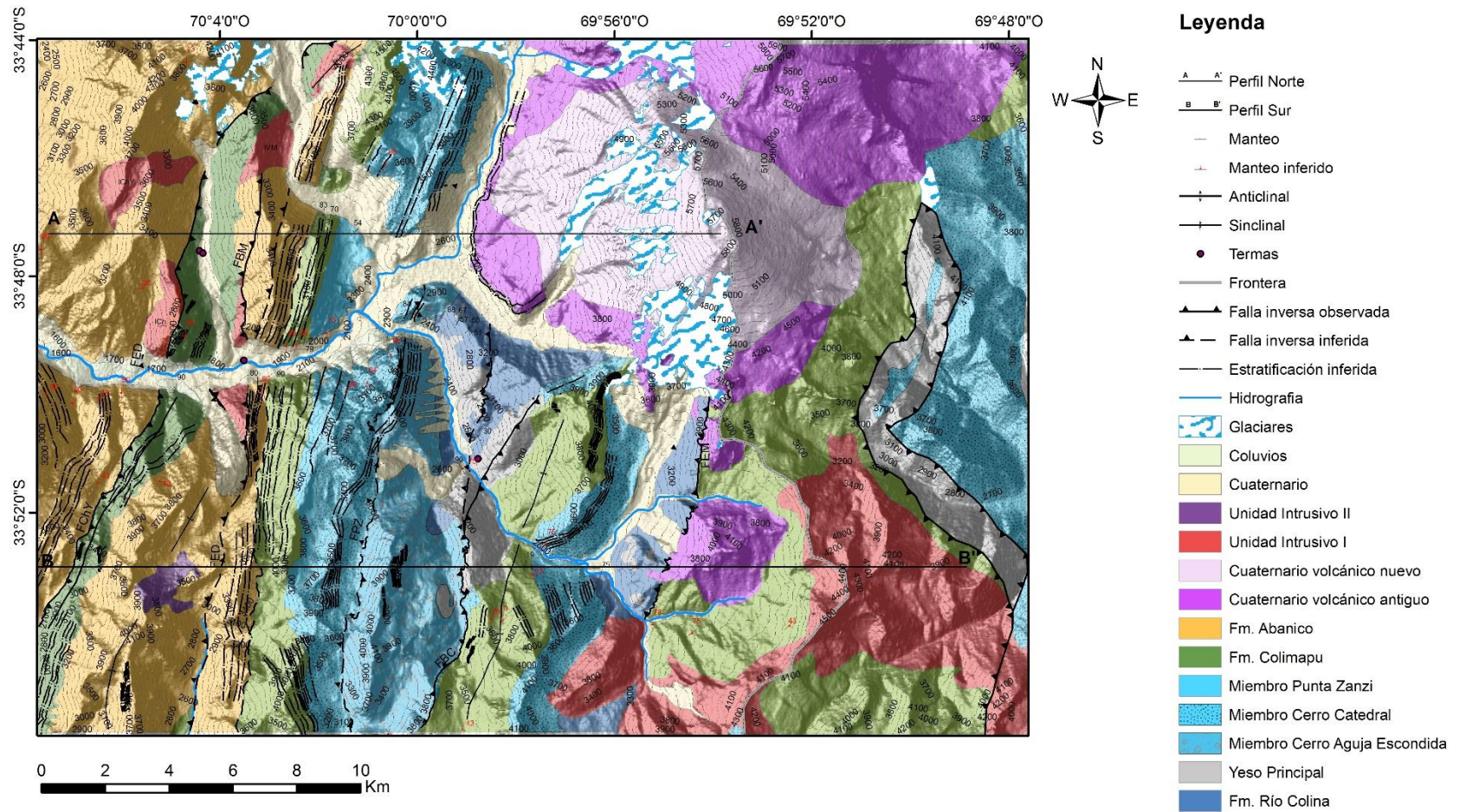


Figura 10. Mapa geológico levantado en la zona. El recuadro muestra la leyenda. Basado en Thiele (1980); Fock (2005); Bustamante (2001) y Calderón (2008). Leyenda: ILE = Intrusivo La Engorda, IVM = Intrusivo Valle del Morado, IBM = Intrusivo Baños Morales, IChY = Intrusivo Chacayes Yesillo, FEF = Falla El Fierro, FBM= Falla Baños Morales, FChY = Falla Chacayes Yesillo, FCA= Falla Cerro Amarillo, FBC= Falla Baños Colina.

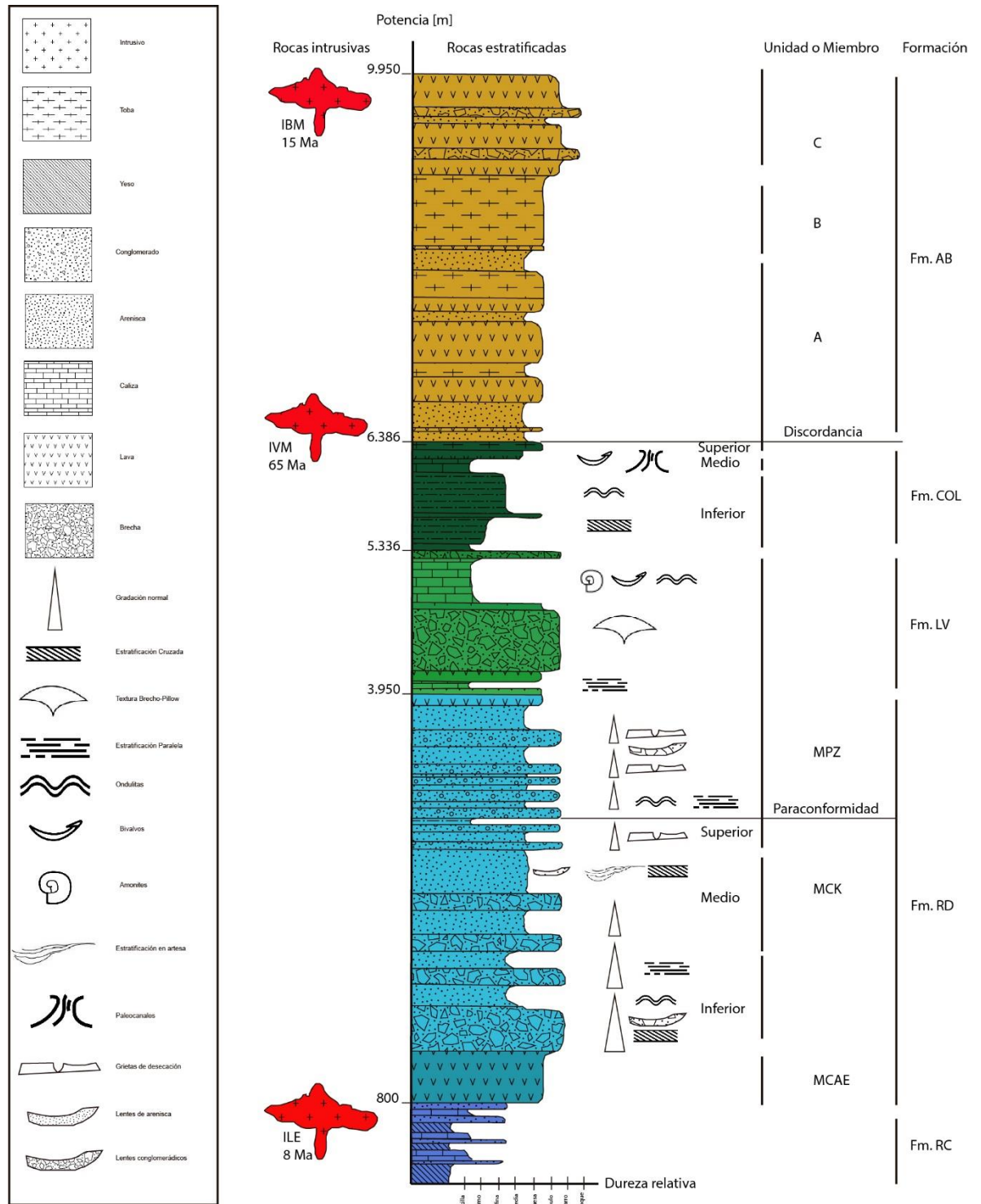


Figura 11. Columna estratigráfica generalizada de la zona de estudio. Modificado de Thiele (1980), Biro (1964), Bustamante (2001), Calderón (2003); Fock (2005) y Quiroga (2013),

III.1. Unidades Geológicas

III.1.1. Unidades estratificadas

III.1.1.1. Formación Río Colina (González, 1963); (Caloviano – Oxfordiano)

Fue definida en el valle del Río Colina (extremo este de la zona de estudio) por González (1963). Aflora al oeste del mapa, como una franja de 10 km de largo de rumbo NNE-SSW. Su base es desconocida, aunque se encuentra en aparente concordancia sobre la Formación Nieves Negras (Álvarez *et al.*, 1996) y su techo corresponde al contacto concordante con la Formación Río Damas (Thiele, 1980).



Figura 12. Afloramiento de limolitas de la Formación Río Colina en el valle del Río Colina.

La unidad tiene un espesor máximo de 800 m en los valles Río Colina y Estero Azufre (Thiele, 1980). Corresponden a sedimentitas que se presentan en una secuencia de calizas y lutitas calcáreas grises oscuras, lutitas fisibles, areniscas y conglomerados finos, con intercalaciones de andesitas. Se han mapeado como pertenecientes a la Formación Río Colina todos los complejos macizos de evaporitas y anhidrita, que afloran en forma discontinua en varios lugares. El yeso corta e interrumpe, a través de estructuras diapíricas, los estratos sedimentarios de los niveles estratigráficamente más elevados (Thiele, 1980). En la zona de estudio, en el valle del Río Colina, las rocas que afloran corresponden a lutitas negras principalmente con intercalaciones de arenisca de grano muy fino, con vetillas de calcita con dirección N-S y E-W en el sector del valle del Río

Colina. Al oeste de Baños Colina, las vetillas de calcita, con rumbo N50°E y manteo 35°NW, cortan los estratos de limolitas y wakas cuarcíferas. Las diaclasas siguen la misma orientación aproximadamente. La unidad se encuentra alterada a través de vetillas y se encuentran minerales tales como, jarosita, calcita, arcillas y óxidos de hierro. Además, se encontró calcita bladed. Mineralización no se observa (Figura 12).

De acuerdo a los fósiles encontrados en esta unidad, se le asigna una edad Caloviano – Oxfordiano (Thiele, 1980; Álvarez *et al.*, 1996).

Se describen tres ambientes para la formación (Álvarez *et al.*, 1997): un ambiente inferior marino hipersalino, dado por los niveles de yeso evaporítico en la base, un miembro medio de ambiente fluvial a marino litoral representado por las areniscas rojas y un miembro superior hipersalino correspondiente al yeso presente hacia el techo de la formación.

La Formación Río Colina se correlaciona, en Chile Central, con el miembro Santa Elena de la Formación Nacientes de Teno (Klohn, 1960); con el miembro medio de la Formación Lagunillas (Aguirre, 1960); y con la Formación Valle Grande (Gonzalez y Vegara, 1962). En Argentina esta unidad se identifica con las formaciones Tábanos, Lotena, La Manga y Aquilco (Giambiagi *et al.*, 2001).

III.1.1.2. Formación Río Damas (Klohn, 1960); (Kimmeridgiana)

La formación fue definida por Klohn (1960), en el valle del río homónimo, en la provincia de Colchagua, alrededor de los 35°S. Por tratarse de una unidad cuyos afloramientos constituyen una misma franja desde su sección tipo, se mantiene la denominación en la zona de estudio (Thiele, 1980). La unidad se distribuye, en la parte centro y oriente de la zona de estudio, principalmente a lo largo de dos franjas sub-paralelas de dirección N-S (Figura 10). Se han definido tres miembros para la Formación Río Damas (Calderón, 2003): el miembro inferior Cerro Aguja Escondida (MCAE), miembro medio Punta Zanzi (MPZ) y el miembro superior Cerro Catedral (MCK). Las rocas pertenecientes al Miembro Cerro Aguja Escondida afloran en la parte oriental de la zona de este estudio (Figura 10), esto es entre la confluencia de los esteros de La Engorda-El Morado, el Río Del Volcán y el Río Volcán. El Miembro Cerro Catedral aflora principalmente en el borde occidental del Cerro Catedral y entre la Quebrada Las Placas y el Estero Colina. Los afloramientos del Miembro Punta Zanzi se pueden apreciar al norte de la zona de estudio entre la Quebrada de las Placas y el Cerro Arena, en la ladera oriental del Cerro Ruhillas y en la Punta Zanzi.

En el área de este trabajo, su base es concordante con la Formación Río Colina y su techo lo es con la Formación Lo Valdés. Por su parte, los miembros Cerro Aguja Escondida y Cerro Catedral se encuentran concordantes, mientras que entre el Miembro Cerro Catedral y el Miembro Punta Zanzi se evidencia un cambio mayor en el material disponible para la sedimentación, disminuyendo el aporte de material volcánico a favor de mayor cantidad de material cristalino, evidenciado por el cambio de coloración de los estratos y por una paraconformidad inferida. Se presume una paraconformidad dado el cambio litológico mayor, cambio del material aportado y el cambio de facies de charcos fangolíticos a zonas proximales de flujos de barro y detritos (Calderón, 2008).

Corresponde a 4950 m de conglomerados y brechas conglomerádicas gruesas a medianas, con intercalaciones de areniscas, limonitas, lavas andesíticas y pequeños niveles de yeso (Thiele, 1980). El Miembro Cerro Aguja Escondida corresponde a 500 m de una secuencia volcánica y volcanoclástica de carácter continental, con gradación normal de facies sedimentarias. Existen evidencias de retrabajo de los depósitos más antiguos dentro de la misma secuencia (clastos volcánicos de iguales características a las lavas basales en rocas sedimentarias sobreyacentes), (Calderón, 2008). De base a techo corresponde a conglomerados verdes matriz soportados, con intercalaciones de areniscas con laminación paralela y en algunos casos cruzada, con niveles fangolíticos con ondulitas de oleaje. Areniscas verdes a pardo-rojizas, laminadas con intercalaciones de conglomerados. Se encuentra intruido por diques microdioríticos félsicos afaníticos (Calderón, 2008). Cercano a la entrada al valle de la Engorda, se tiene un afloramiento (Figura 13) estratificado, subvertical, con diaclasamiento NNE-SSW y NNW-SSE de conglomerados e intercalaciones de arenisca media. Vetillas de rumbo NNW-SSE de epidota alteran la roca y no se observa mineralización. El Miembro Cerro Catedral, de 2250 m de espesor, corresponde a brechas conglomerádicas con intercalaciones de areniscas (Calderón, 2008). Un color pardo rojizo y amarillo. Se reconoce en este miembro la gran mayoría de las estructuras sedimentarias que permiten definir la polaridad de los estratos de la secuencia completa. La unidad se ve intruida por diques microdioríticos félsicos afaníticos verdosos. El Miembro Punta Zanzi de 1200 m de espesor, posee una coloración verde pálida y aspecto macizo en la base, junto a un aumento en el tamaño de los clastos que componen los estratos más gruesos (Calderón, 2008). En el sector del valle Las Arenas se encuentra un bloque errático con grietas de secamiento que posee un fuerte diaclasamiento EW y NS principalmente. El bloque corresponde a una roca conglomerádica con intercalaciones de 15 cm de espesor de arenisca media. Hacia el techo el conjunto corresponde a un conglomerado volcánico matriz soportado (Figura 14). La matriz corresponde a arenisca gruesa, con clastos de cuarzo y arena, se encuentra fuertemente

cloritizada y no se observa mineralización. Los clastos son monomícticos andesíticos, mal seleccionados, redondeados y levemente esféricos y su tamaño varía entre 5 a 20 cm de diámetro. Hacia la base del conjunto, se encuentra un conglomerado matriz soportado, con clastos polimícticos de andesita, arenisca gruesa y granito con alteración potásica y posterior sericitización. Clastos semiesféricos, subredondeados y de 0.5 a 15 cm de diámetro.

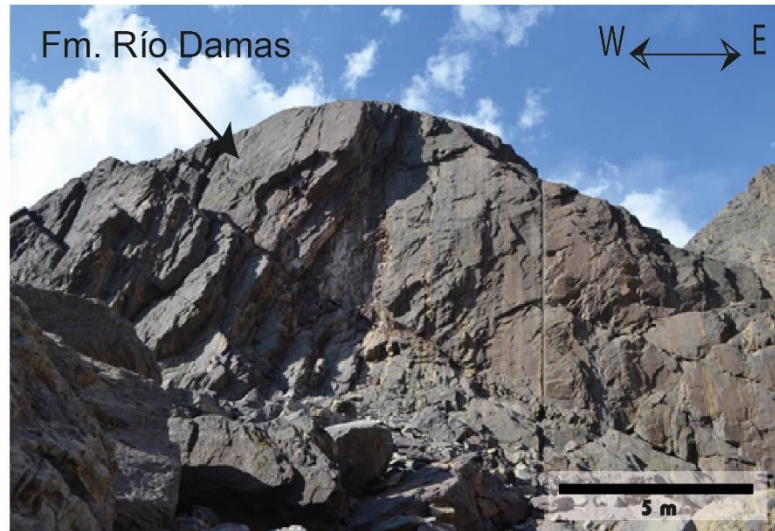


Figura 13. Afloramiento de la Formación Río Damas, ladera sur del valle del Río Volcán.

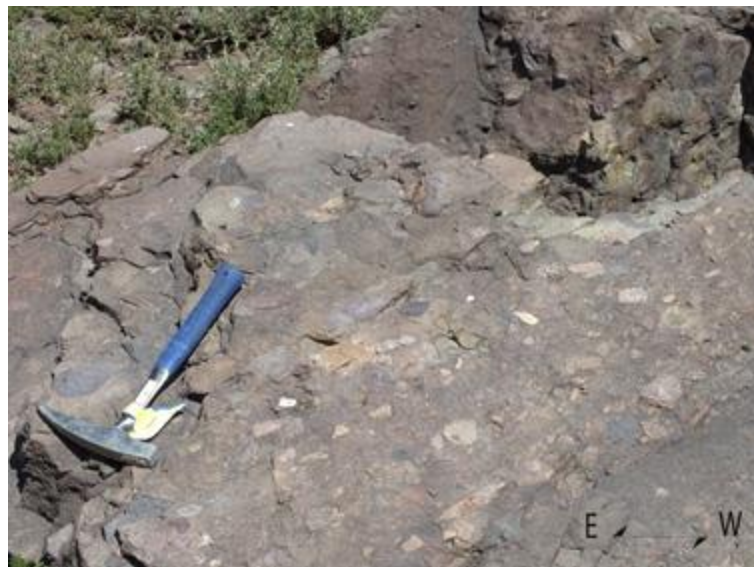


Figura 14. Conglomerado matriz soportado de la Formación Río Damas, en el sector del Valle de La Engorda.

Su edad puede ser delimitada debido a que subyace concordantemente a las capas marinas del Titoniano Inferior (Formación Lo Valdés) y está apoyada, concordantemente sobre la Formación Río Colina. Edades U-Pb en circones de areniscas volcanogénicas provenientes de la Formación Río Damas, en los valles del Volcán y Tinguiririca (localidad Baños del Flaco) entregaron una edad de alrededor de 150 Ma, indicando una edad máxima de depositación titoniana que es la asignada a la Formación Río Damas (Aguirre *et al.*, 2009). En base a estos antecedentes se le asigna en consecuencia una edad Kimmeridgiana (Thiele, 1980).

En el Miembro Cerro Catedral es posible encontrar niveles discontinuos de fangolita de forma de ondulitas de oleaje y laminación milimétrica en los estratos de arenisca. Las areniscas muestran espesores esencialmente iguales a los de la unidad inferior, pero su laminación interna cambia de paralela planar a laminación cruzada, con niveles en los cuales se observa laminación cruzada en artesa (Calderón, 2008). Esto es interpretado como cambios en los niveles de energía, donde la laminación paralela es el nivel energético mayor y la laminación cruzada y en artesa corresponde a flujos con menos energía de transporte (Le Roux *et al.*, 2004). Dentro del Miembro Punta Zanzi se pueden observar variaciones composicionales de los sedimentos según el color que muestran los estratos, de verde pálido a pardo rojizo. Este cambio también obedece a la mayor participación de sedimentos finos fangolíticos y arenosos de composición similar a los estratos del miembro anterior, así como al registro de un ambiente transicional de continental a marino. Además se encuentran placas de equinodermos y oolitos, que indican influencia de ambiente costero (Calderón, 2008). En esta unidad también fue posible encontrar estratificación cruzada planar de escala métrica, entre estratos con laminación plana, sobre fangolitas con grietas de desecación. Registro interpretado como deltas de ambiente subacuático de las zonas más distales del sistema de abanicos aluviales (Le Roux, 2004). Por lo tanto, el ambiente deposicional de la Formación Río Damas ha sido considerado continental, subaéreo y lacustre (Klohn, 1960).

La Formación Río Damas es correlacionable con el miembro superior de la Formación Lagunillas (Aguirre, 1960) en el área de Juncal. En Argentina, la unidad es correlacionable a la Formación Tordillo (Giambiagi *et al.*, 2001).

II.1.1.3. Formación Lo Valdés (González, 1963); (Tithoniano-Hauteriviano)

Definida en el valle del Río El Volcán, aflora como dos franjas con rumbo aproximadamente N-S en el área de estudio. Se extiende a lo largo de la zona fronteriza, en franjas continuas de dirección norte-sur, desde el sur del Río Volcán hasta más al norte del Río Colorado (Thiele, 1980). Su base es concordante con la Formación Río Damas y el techo lo es con la Formación Colimapu.

En el área de estudio la Formación Lo Valdés posee 1400 m de espesor. Corresponden a fangolitas, lutitas y areniscas finas calcáreas fosilíferas con intercalaciones de rocas volcanoclásticas, lutitas rojas y depósitos evaporíticos (Figura 15; Thiele, 1980).

Se le asigna una edad mediante fósiles Tithoniano-Hauteriviano (Biró, 1964; Tavera, 1968; Thiele, 1980; Hallam *et al.*, 1986).

Corresponde a un ambiente de plataforma estable (Giambiagi *et al.*, 2002), ya que corresponde a una secuencia estratigráfica rica en caliza, con ausencia de turbiditas y depositaciones sedimentarias líticas. La alta presencia de oolitos en los cortes transparentes de las rocas pertenecientes a la Formación Lo Valdés en el valle de Río Colina indicaría un ambiente de alta energía (rompiente de olas), en aguas marinas normales o hipersalinas someras de ambiente tropical y subtropical, con temperatura superior a 20°C, por encima de los 20 m de profundidad. Se producen en lugares asociados a la presencia de algas, bacterias o sustancias orgánicas.

La Formación Lo Valdés se correlaciona, hacia el norte, con la Formación San José (Aguirre, 1960) y hacia el sur, con la Formación Termas del Flaco (Klohn, 1960). En Argentina, se identifica con el Grupo Mendoza (Yrigoyen, 1979).

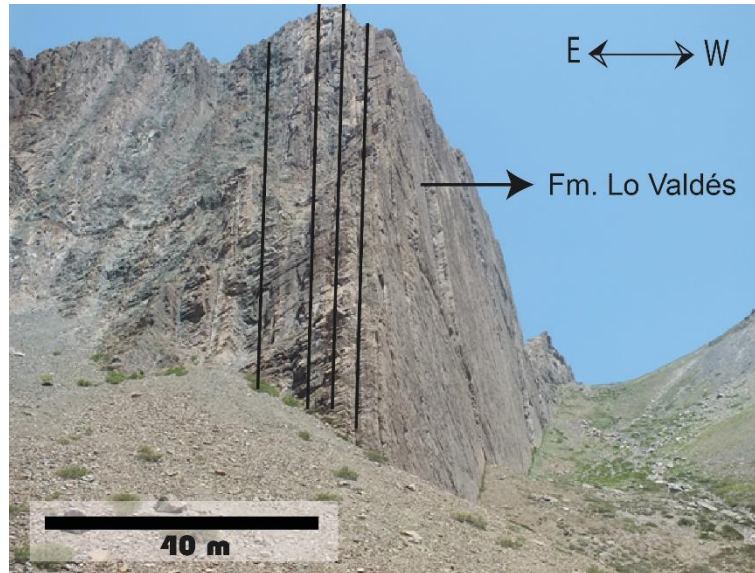


Figura 15. Afloramiento de calizas fosilíferas pertenecientes a la Formación Lo Valdés, ladera norte del valle del Río Volcán.

III.1.1.4. Formación Colimapu (Klohn, 1960) (Hauteriviano)

Definida por Klohn (1960), en la quebrada homónima, afluente del Río Maipo, inmediatamente al sur de la Hoja de Santiago. Se distribuye a lo largo de una franja norte-sur, que se extiende desde el sur de Río Volcán hasta más al norte del Río Colorado (Thiele, 1980). Fue separada en tres miembros (Bustamante, 2001). El miembro inferior aflora en el cerro Las Amarillas en la ladera oeste, y al sur del Río Volcán (Figura 16) y se extiende hacia el norte por el cajón de Morales y hacia el Río Maipo. El miembro medio aflora en la ladera oeste del cerro Las Amarillas y se extiende al norte hasta el cajón Morales y al sur del portezuelo El Yesillo. El miembro superior aflora en la ladera oeste del cerro Las Amarillas y se extiende al sur por la quebrada El Yesillo, mientras al norte su espesor está reducido notablemente. Su base es concordante con la Formación Lo Valdés y su techo mantiene igual contacto con lavas andesíticas, correspondientes al miembro inferior visible de la Formación Abanico (Baeza, 1999). En la Hoja Santiago, esta formación sobreyace concordantemente y en transición paulatina a los estratos de la Formación lo Valdés, e infrayace concordantemente a la Formación Abanico (Thiele, 1980).

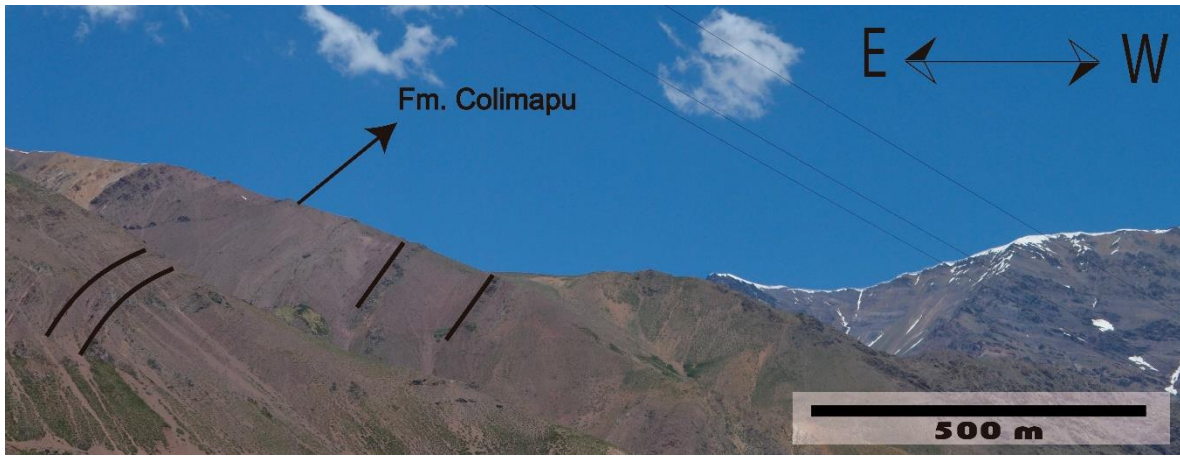


Figura 16. Afloramiento de la Formación Colimapu, al sur del valle del Río Volcán.

El conjunto alcanza una potencia máxima aproximada de 1150 m. Está constituida por areniscas finas rojas muy bien estratificadas, conglomerados, areniscas conglomerádicas, lutitas rojo violáceo medianamente calcáreas y calizas. Está intruida por set de diques de color verde y está en contacto por falla con facies calcáreas de la Formación Lo Valdés. El miembro inferior corresponde a una secuencia estratificada de fangolitas rojas y tiene un espesor aproximado de 850 m. El miembro medio sedimentario posee 50-60 m de calizas bioclásticas. De base a techo muestra un continuo aumento en la densidad de aloquemos carbonatados, entre los que se reconocen oolitas, estromatolitos, peloides, oncolitas, fragmentos de bivalvos, grapestone y cortoides. Además, se reconocen paleocanales de 15-20 m de extensión, estratificación fina y niveles muy brechizados y vetillas de calcita (Bustamante, 2001). El miembro superior corresponde a 150 m de flujos piroclásticos. En el sector de la Quebrada Yesillo se encontraron dacitas, estratificadas, con diclasamiento vertical y horizontal. La alteración presenta minerales como clorita, jarosita y óxidos de hierro. Mineralización no se observa.

De acuerdo a Martínez y Osorio (1963), esta formación posee una edad mínima albiana. Circones obtenidos de una arenisca de la Formación Colimapu que afloran en el valle del Río Volcán, han arrojado edades entre los 80 y los 120 Ma (Aguirre *et al.*, 2009). Además, edades U-Pb en el techo de la Formación Colimapu correspondería a una edad máxima de $73,8 \pm 4,2$ Ma (Tapia, 2015). Su edad máxima fue asignada de acuerdo con la edad asignada a la Formación Lo Valdés, que la infrayace, es decir Hauteriviano.

El miembro inferior es de un característico color rojizo, que indica un ambiente de depositación mayormente continental deltaico, que sería una transición del ambiente marino de la Formación Lo Valdés. El miembro superior indica el comienzo de una gran actividad volcánica en la región (Bustamante, 2001).

III.1.2. Unidades Volcánicas

III.1.2.1. Formación Abanico (Aguirre, 1960); (Eoceno Superior–Mioceno)

Definida por Aguirre (1960) y Klohn (1960), en el sector denominado Cerro Abanico, al este de la ciudad de Santiago. Aflora en la parte occidental de la zona de este estudio con un rumbo aproximado N-S. De acuerdo a su distribución geográfica regional, la Formación Abanico se dispone en dos franjas de orientación N-S, que van desde los 32° hasta los 38°S (Charrier *et al.*, 2002, 2005, 2009). Sobreyace por disconformidad a la Formación Colimapu (Figura 17) e infrayace de manera concordante, pseudoconcordante o discordante a la Formación Farellones.

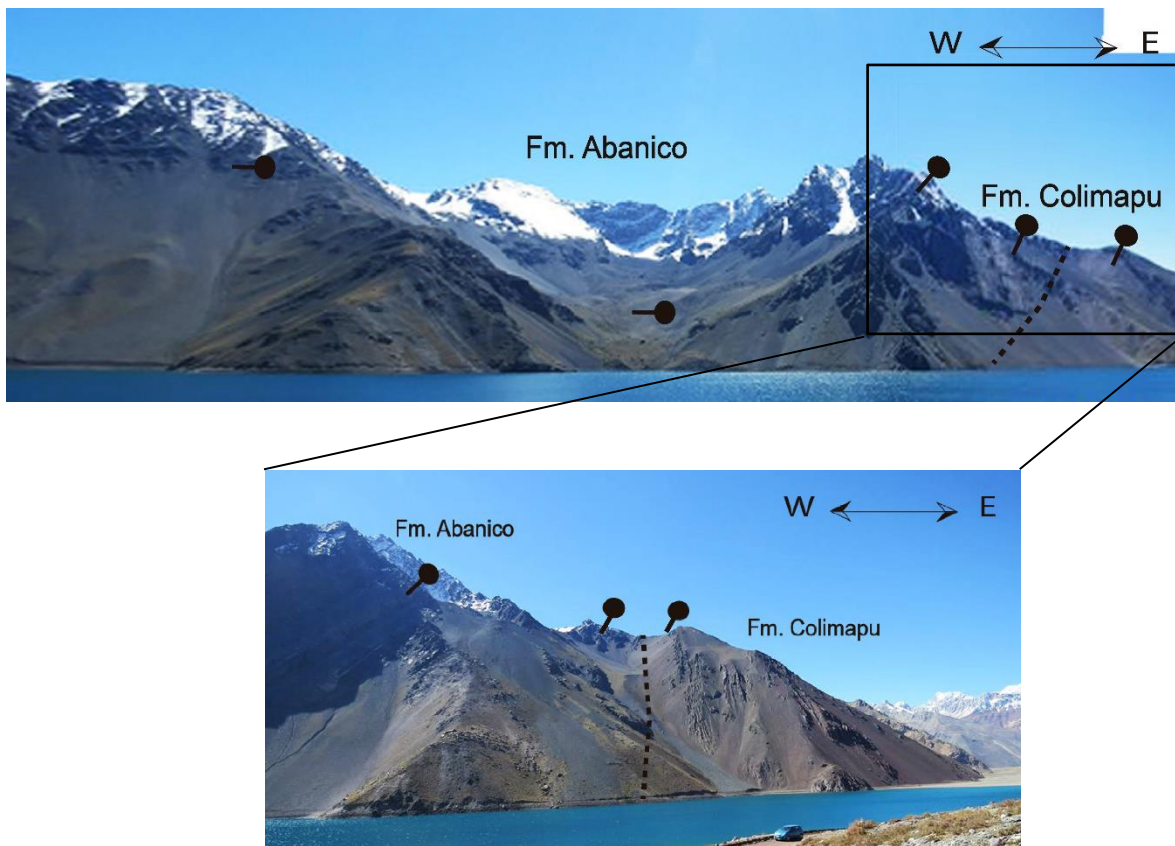


Figura 17. Muestra la disconformidad de la Formación Abanico y Colimapu, en la ladera norte del Embalse El Yeso.

Aun cuando se acepta que aparece aumentado por las numerosas intrusiones de filones-manto y lacólitos andesíticos (Thiele, 1980), estos depósitos alcanzan un espesor promedio de 3500 a 4000 m. Se define como una sucesión de lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales (fluviales, aluviales y lacustres) dispuestas en forma de lentes cuyo espesor alcanza los 500 m (Charrier *et al.*, 2002; Nyström *et al.*, 2003). (Figura 18). En la zona de estudio la unidad alcanza un espesor aproximado de unos 2000 m, de lavas andesíticas, alteradas con minerales de epidota, clorita, calcita y óxidos de hierro.

Respecto a las relaciones de contacto, la Formación Abanico sobreyace a las formaciones mesozoicas a través discordancias angulares que podrían representar un hiatus, como el caso del contacto observado en la localidad de Las Amarillas en el valle del río Volcán (Tapia, 2015). Mientras que, en el borde occidental los estratos pertenecientes a esta formación cabalgan al actual valle del

Río Mapocho sobre el cual se sitúa la ciudad de Santiago, a través del sistema de fallas vergente al oeste denominada sistema de fallas San Ramón (e.g., Charrier *et al.*; 2002, 2005, 2009; Fock, 2005; Fock *et al.*, 2006; Farías *et al.*, 2010, Armijo *et al.*, 2010; Rauld; 2002, 2011).

Considerando los nuevos antecedentes geocronológicos para la Formación Abanico, que permiten extenderla hasta el Eoceno Superior (Muñoz, 2005), la similitud litológica entre la Unidad Cerro Retumbadero (Fock, 2005) y la base de la Formación Abanico en el Río Volcán, el límite oriental tectónico de la Formación Abanico y la edad radiométrica $39,6 \pm 3,5$ Ma (K/Ar en roca total) obtenida por Palma (1991) comparable con las obtenidas por Muñoz (2005), se le asigna una edad Eocena a la Unidad Retumbadero y se correlacionaría con los niveles inferiores de la Formación Abanico, que afloran entre las quebradas de El Salto y El Yesillo Norte del Río Volcán. Esto estaría reforzado por la relación discordante observada por Charrier *et al.* (2002a, 2005) entre la caliza basal de esta unidad y la Formación Colimapu (Fock, 2005). Por otro lado, un análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en cristales transparentes de plagioclasa de lavas andesítico-basálticas atribuidas al Cretácico inferior alto, que se encuentran en contacto directo con calizas de la Formación Lo Valdés, arrojó una edad de $16,5 \pm 1,2$ Ma (Mioceno Inferior; Aguirre *et al.*, 2009). Circones de las mismas lavas de un afloramiento próximo al anterior, analizados por U-Pb, entregaron una edad de $18,5 \pm 0,6$ Ma (Mioceno Inferior; Aguirre *et al.*, 2009). En base a los antecedentes entregados y estudios de fauna fósil permiten asignar una edad Eoceno Superior–Mioceno (Wyss *et al.*, 1994; Charrier *et al.*, 1996, 2002; Gana *et al.*, 1997; Sellés, 1999; Sellés *et al.*, 2000; Fuentes *et al.*, 2000, 2002).

Su ambiente de deposición correspondería a una amplia cuenca de intra-arco (cuenca de Abanico), bajo un régimen extensional con volcanismo activo cuya signatura geoquímica no representaría un arco volcánico típico (Muñoz *et al.*, 2006; Jordan *et al.*, 2001).

Equivalencias temporales con otras formaciones son observadas hacia el sur con la Formación Coya–Machalí definida por Klohn (1960) (Thiele, 1980; Drake *et al.*, 1982; Charrier *et al.*, 2002). La Formación Molle, que aflora más al sur pero en el lado argentino, correspondería a su equivalente temporal (Oligoceno Superior; Sruoga *et al.*, 2000).

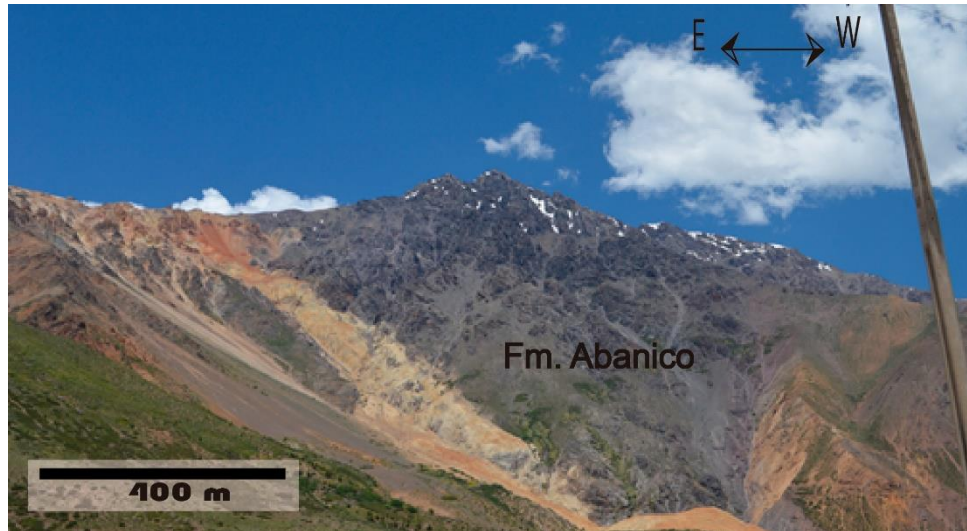


Figura 18. Afloramiento de la Formación Abanico, ladera sur del valle del Río Volcán.

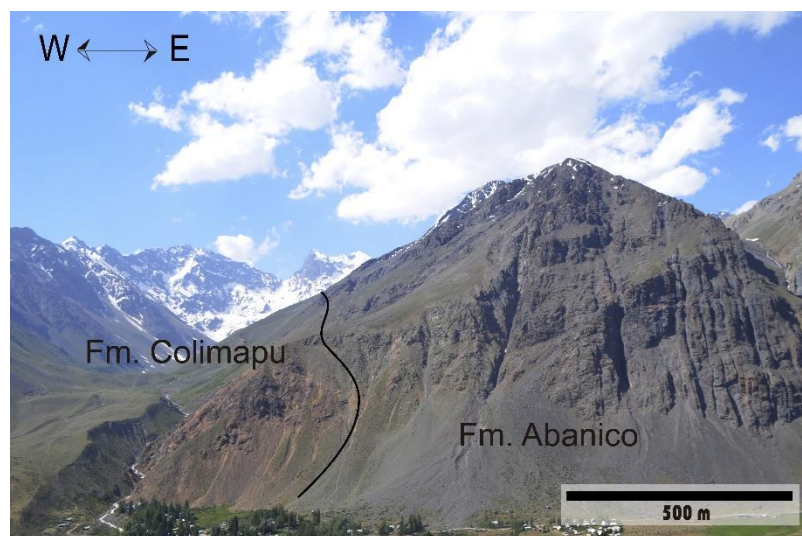


Figura 19 Afloramiento de la Formación Abanico en el sector de Lo Valdés, ladera norte del valle del Río Volcán.

III.1.2.2. Unidad Volcánica Antigua

Corresponde a rocas volcánicas, principalmente andesíticas, que forman parte de los edificios volcánicos del Pleistoceno (Thiele, 1980).

En la zona de estudio, esta unidad corresponde a coladas de lava que yacen sobre rocas piroclásticas o epiclásticas macizas y estratificadas de color pardo grisáceo, asociadas al extinto Volcán Marmolejo (Thiele, 1980).

III.1.2.3. Unidad Volcánica Nueva

Corresponde a rocas volcánicas andesíticas, con intercalaciones de brechas y rocas piroclásticas (Thiele, 1980). Son depósitos cuaternarios holocenos y destacan en la zona de este estudio el volcán San José y el Cerro Marmolejo.

III.1.3. Unidades Intrusivas

Según Thiele (1980), la Unidad Intrusiva I se encontraría representada por los intrusivos de mayor extensión en el sector. Estaría constituido por el Intrusivo La Obra; Intrusivo Disputada, Intrusivo San Gabriel, Intrusivo La Gloria e Intrusivo Colina. Los tipos litológicos son principalmente granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera.

Por otro lado, la Unidad Intrusiva II, se encuentra representada por unidades de menor extensión, tales como stocks, lacolitos, filones-manto y diques. Los cuerpos más importantes, se distribuyen sobre la región precordillerana de Colina-Peldehue; Renca-Cordón Cerro Manquehue, sector Rabicano-Baños Azules y estero El Diablo, ubicados en el valle Colorado, y Lo Valdés, respectivamente.

Finalmente existen otros cuerpos intrusivos pequeños y aislados y filones de composición andesítica y dacítica. Estos cuerpos se presentan atravesando la Unidad I (Thiele, 1980).

Según Calderón (2008), las unidades intrusivas en la zona de estudio son: Intrusivo La Engorda (ILE), cuerpo granítico donde Aguirre *et al.* (2008) obtuvo una datación U-Pb en circones de $8,2 \pm 0,2$ Ma; Intrusivo Valle del Morado (IVM), stock granítico donde Aguirre *et al.* (2008) obtuvo una datación U-Pb en circones de

66,4 ± 1,0 Ma e Intrusivo Baños Morales (IBM) que se encuentra muy alterado y no se disponen de edades.

III.1.4. Depósitos no-consolidados

III.1.4.1. Depósitos Fluviales

Depósitos que rellenan el lecho actual de los Ríos o las salidas de algunas quebradas. De edad Pleistoceno a Holoceno (Silva y Ortiz, 2010).

III.1.4.2. Depósitos Coluviales

Depósitos más abundantes de la zona de estudio que generalmente forman escombros de falda en las laderas de los cerros, pero también forman abanicos de fuerte pendiente. De edad Pleistoceno-Holoceno (Silva y Ortiz, 2010).

III.1.4.3. Depósitos Aluviales

Suelen formar abanicos a la salida de las quebradas que desembocan en el Río Yeso y Río Volcán, exhibiendo menores pendientes que los abanicos coluviales. De edad Pleistoceno-Holoceno (Silva y Ortiz, 2010).

III.1.4.4. Depósitos Fluvio-aluviales

Forman extensas planicies en los valles y, en varios casos, se presentan cortados por cursos fluviales actuales trenzados. De edad Pleistoceno-Holoceno (Silva y Ortiz, 2010).

III.1.4.5. Depósitos Murrénicos

Morrenas laterales y frontales de glaciares y glaciares de roca actuales se observan en el estero Aparejo, estero Caballos, quebrada Yeso, estero Pirámide,

estero El Plomo y estero Salinillas. De edad Pleistoceno-Holoceno (Silva y Ortiz, 2010).

III.1.4.6. Depósitos fluvio-glaciales

Depósito de superficie suave, cortado por depósitos fluviales modernos, agua abajo de morrenas frontales. De edad Pleistoceno-Holoceno (Silva y Ortiz, 2010).

III.1.4.7. Depósitos de remoción en masa

Se agrupan en 3 categorías principales basándose en su similitud geomorfológica:

III.1.4.7.1. De flujo de detritos

Depósitos aterrazados y en algunos casos colgados en los flancos de los valles o a la salida de estos, cortados por los cursos fluviales actuales. De edad Pleistoceno-Holoceno (Silva y Ortiz, 2010).

III.1.4.7.2. De reptación

Rellenan las partes altas de los valles formando terrazas escalonadas que suelen tener techo plano manteniendo aguas abajo, forma redondeada en planta y flancos empinados. De edad Pleistoceno-Holoceno (Silva y Ortiz, 2010).

III.1.4.7.3. Deslizamientos

Depósitos con superficies irregulares que rellenan los valles o que conforman parte de las laderas de éstos, donde suele quedar expuesta parte de su "cárcava o cicatriz". De edad Pleistoceno-Holoceno (Silva y Ortiz, 2010).

III.2. Geología Estructural

En el área de este estudio Fock (2005) diferenció dos dominios estructurales: La Cuenca de Abanico (CA) en la vertiente occidental; y faja plegada corrida de Aconcagua (FPCA) en el lado oriental.

El dominio CA representa un rasgo tectónico mayor en la configuración actual de la Cordillera Principal y es interpretado como un sistema de cuencas extensionales invertido con orientación N-S a NNE-SSW (Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003b; Charrier *et al.*, 2005; Fock *et al.*, 2006; Farías *et al.*, 2010). La deformación en este dominio afecta principalmente a la Formación Abanico, y más al norte también a la Formación Farellones, las cuales se encuentran deformadas esencialmente por estructuras de rumbo N-S y NNE-SSW. La mayoría de las estructuras que afectan a la Formación Abanico son cabalgamientos de alto ángulo, con vergencia este y oeste; los pliegues varían considerablemente su amplitud y longitud de onda, lo que trae como consecuencia que los espesores de los flancos también sean muy variables (Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002, 2005; Fock *et al.*, 2006).

El dominio FPCA ha sido descrito como un sistema de FPC de piel fina, donde la deformación afectó a la cobertura sedimentaria sin involucrar mayormente al basamento pre-jurásico. Se reconocen al menos cuatro corrimientos de vergencia este (Álvarez *et al.*, 2000) que presentan dos niveles de despegue. El inferior corresponde a los yesos de la Formación Auquilco, amplio desarrollo desde el estero Paraguirre hasta el volcán Tupungato; el superior, coincide con 60-80 m de lutitas negras de la Formación Vaca Muerta y se extiende desde el borde oriental del estero del azufre, siguiendo el desarrollo de esa unidad (Ramos *et al.*, 1991).

El contacto entre los dominios también varía a lo largo de la Cordillera Principal. A los 33°40', al sureste de Santiago el contacto corresponde a la falla inversa Chacayes-Yesillo de alto ángulo y vergencia oeste y que sobreimpone la Formación Colimapu sobre la Formación Abanico en la ladera norte del valle del Río El Volcán.

A partir de estos dos rasgos tectónicos mayores como los son CA y FPCA, el área de estudio abarca el Dominio Faja Plegada y Corrida de Aconcagua (DFPCA) y el límite oriental de CA.

III.2.1. Dominio Faja Plegada y Corrida de Aconcagua: Estructuras en superficie

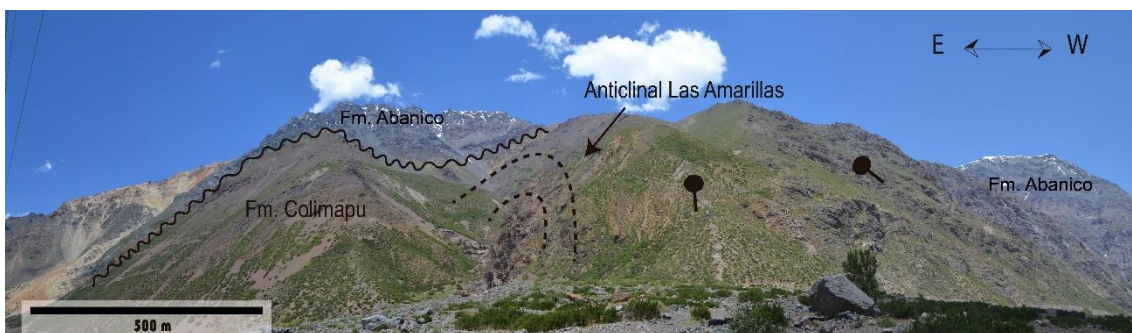
Corresponde al área de estudio y está compuesta por las siguientes estructuras de oeste a este: la Falla Chacayes-Yesillo, Anticlinal Las Amarillas, Sinclinal Cerro El Diablo, Falla El Diablo, Bloque El Volcán, Falla Baños Colina, Bloque Cerro Catedral, Sinclinal Valle Río Colina, Falla Estero Las Minas y el anticlinal Cerro Amarillo.

III.2.1.1. Falla Chacayes-Yesillo

Corresponde a una estructura lineal, que se extiende de la quebrada El Yesillo Sur en el sur, hacia el Cajón de Morales, al norte (Bustamante, 2001). Es una falla inversa de alto ángulo de vergencia oeste, con un manteo aproximado de 80° E y con un rumbo de N20°E (Fock, 2005).

Esta estructura pone en contacto limolitas y areniscas rojas de la Formación Colimapu con lavas andesíticas de la parte inferior de la Formación Abanico (Bustamante, 2001).

Según lo observado por Bustamante (2001), la falla Chacayes-Yesillo tendría un movimiento horizontal trascurrente, es decir, además de ser inversa, tendría una importante componente dextral. Produciría el pliegue anticlinal



apretado, volcado de Las Amarillas.

Figura 20. Vista panorámica al sur de la configuración estructural al oeste de la zona de estudio.

III.2.1.2. Anticlinal Las Amarillas

En la parte oeste de este bloque, se observa un pliegue anticlinal cerrado, en capas de la Formación Colimapu, y que se extiende desde el cajón de Morales, por el Norte, hacia las quebradas las Amarillas y El Yesillo, por el Sur (Bustamante, 2001).

Este pliegue presenta su charnela de forma apretada y volcada al SW en la falda noroeste del cerro Las Amarillas (Bustamante, 2001). El pliegue posee una longitud de onda de ~1 km. Con un manteo subvertical del limbo frontal y de unos 70°E del limbo dorsal (Figura 21).

El flanco oriental de este pliegue se encuentra recubierto por una secuencia de rocas volcanoclásticas y lavas andesíticas, pertenecientes a la Formación Abanico.

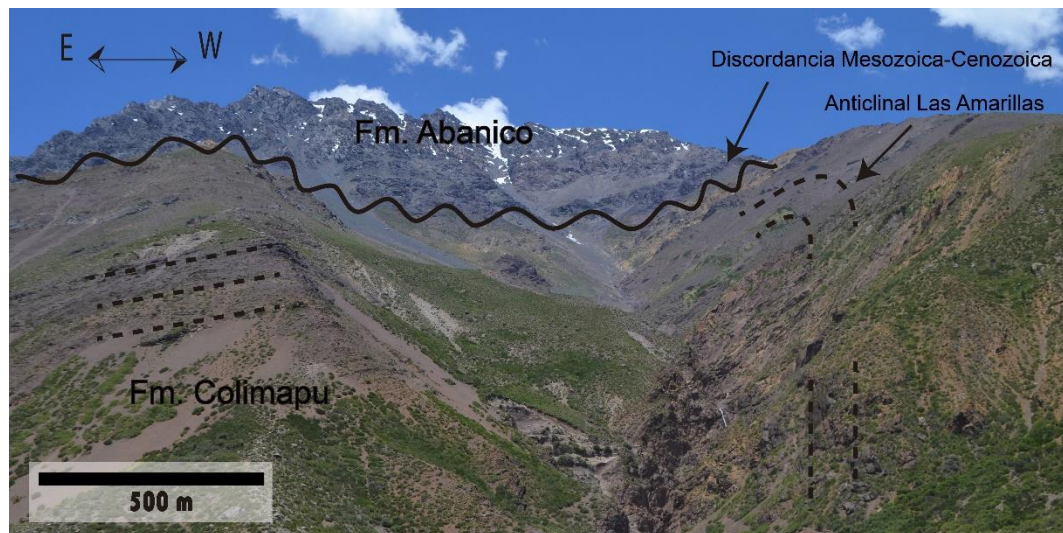


Figura 21. Vista hacia el sur del valle del Río Volcán. En la fotografía se muestra el Anticlinal Las Amarillas a la Formación Colimapu. Se observa la Formación Abanico en discordancia sobre la Formación Colimapu.

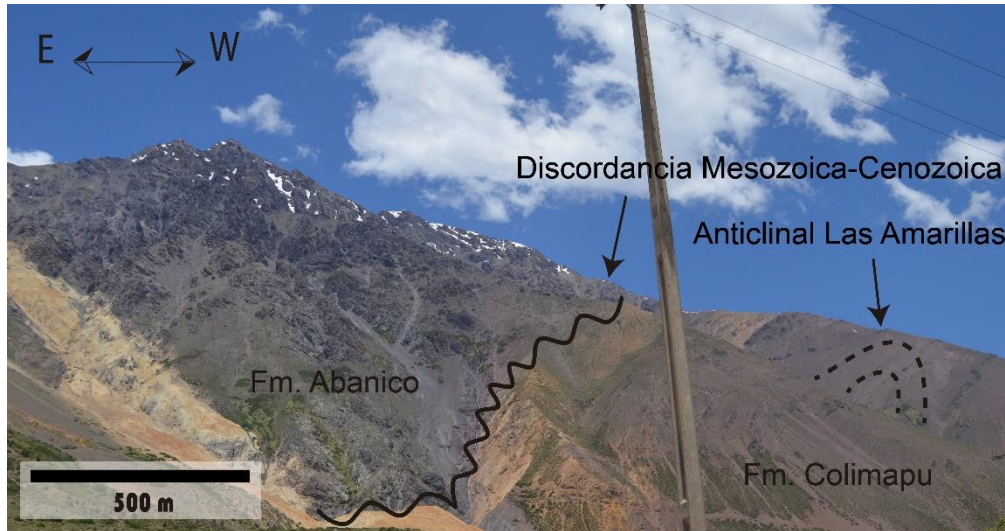


Figura 22. Vista hacia el sur del Valle del Río Volcán, se observa la Formación Abanico sobre la Formación Colimapu, en discordancia.

III.2.1.3. Sinclinal Cerro El Diablo

En la zona sur del área de estudio, se observa un pliegue sinclinal abierto, en capas de la Formación Colimapu y Abanico y que se extiende desde el Cerro Arenas, por el norte, hacia las quebradas las Amarillas y El Yesillo, por el sur.

En el núcleo del sinclinal afloran rocas de la Formación Abanico, que montan rocas de la misma formación en el sector del valle del Río Volcán, por medio de la falla El Diablo descrita en el apartado siguiente.

Este sinclinal presenta una vergencia al este en la falda sur del Cerro El Diablo. Posee ~ 4 km de longitud de onda, extendiéndose a lo largo de su eje, de rumbo NNE-SSW, por lo menos 23 km. En ambos flancos del sinclinal afloran rocas volcano-sedimentarias pertenecientes a la Formación Colimapu, las que modelan una geometría asimétrica que muestra el sinclinal, presentando un limbo dorsal con manteo de alto ángulo al E (~70°) y un limbo frontal de mediano ángulo al W (~35°) (Figura 23).

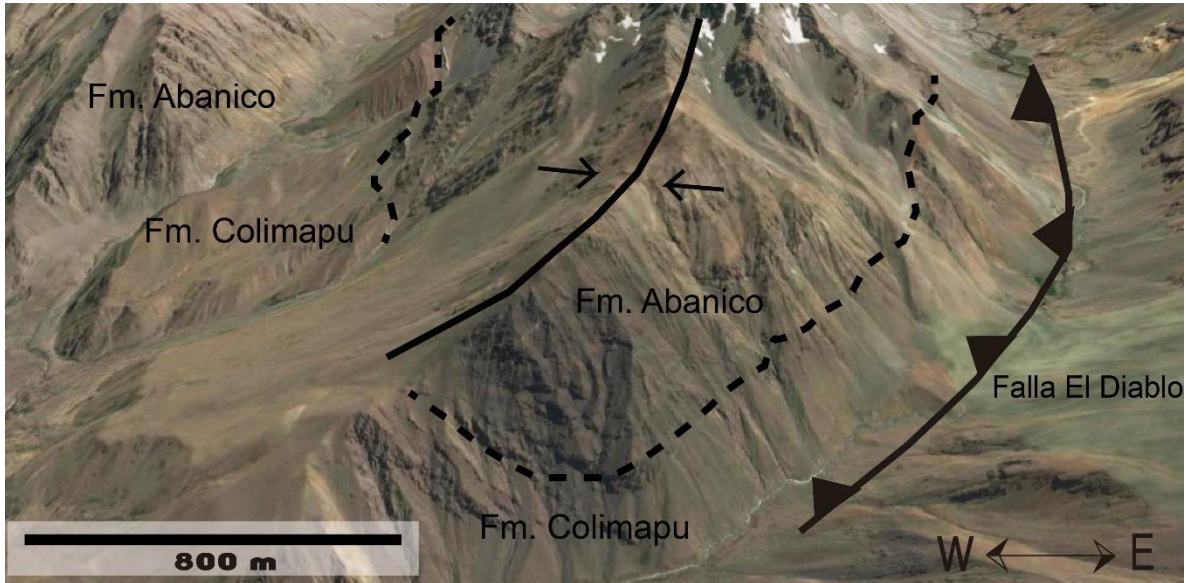


Figura 23. Se observa el Sinclinal Cerro El Diablo en el sector del Humedal Las Gualtatas, valle del Río Maipo.

III.2.1.4. Falla El Diablo

Corresponde a una estructura inferida en el valle del Río Volcán que continúa hacia el norte de la zona de este estudio, por la Quebrada Morales, poniendo en contacto el Intrusivo Valle del Morado con las calizas basales de la Formación Abanico. La traza de esta falla se continúa hacia el sur hasta la cabecera de la remoción en masa de Las Amarillas.

La falla posee un rumbo N20°E y manteo de 80°W (Fock, 2005) y corta unidades de la Formación Abanico. Corresponde a una falla inversa, de vergencia este.

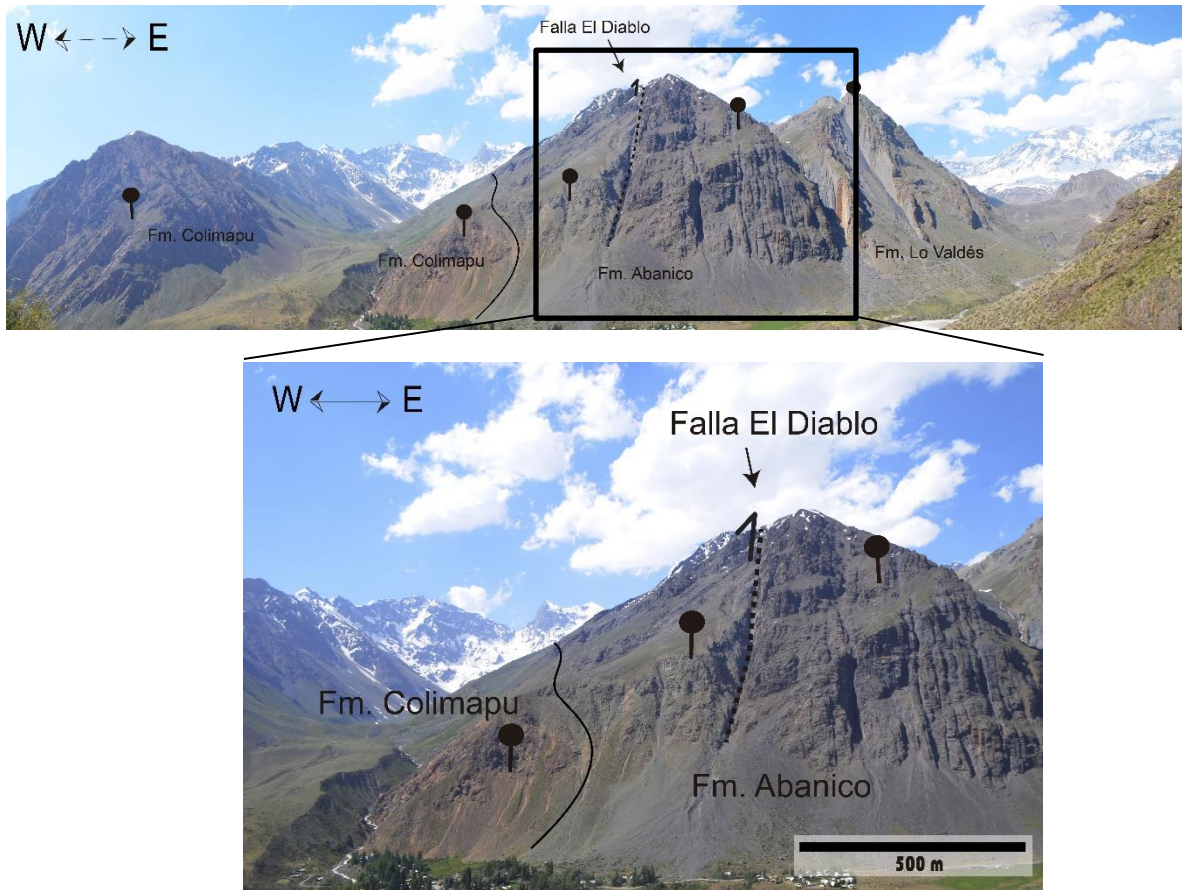


Figura 24. Se observa la Falla El Diablo, que monta rocas de la Formación Abanico, sobre rocas de la misma unidad.

III.2.1.5. Bloque El Volcán

Conformado de oeste a este, por las formaciones Abanico, Colimapu, Lo Valdés y Río Damas, las cuales se encontrarían dispuestas de manera concordante al norte del valle del Río Volcán, no así al sur del valle, donde se observa una discordancia erosiva entre la Formación Lo Valdés y la Formación Abanico. Las unidades poseen un rumbo aproximadamente N-S y manteo de 80-90°W (Figura 25). El techo de las unidades es hacia el oeste.



Figura 25. Vista panorámica de la ladera sur del valle del Río Volcán, en el sector de Baños Morales.



Figura 26. Se observa la disconformidad de la Formación Colimapu con la Formación Abanico y Formación Lo Valdés.

III.2.1.6. Falla Punta Zanzi

Falla de flexión inferida, ubicada en Punta Zanzi. Posee un rumbo aproximadamente N-S y manteo $\sim 90^\circ$ (Figura 27).

Se encuentra repitiendo las secuencias de la Formación Río Damas y corresponde a una falla inversa de vergencia este.



Figura 27. Vista panorámica de la ladera sur del valle del Río Volcán, la falla Punta Zanzi repite los estratos de la Formación Río Damas.

III.2.1.7. Bloque Cerro Catedral

Conformado por las formaciones, de oeste a este, Río Damas y Río Colina, las cuales se encontrarían dispuestas de manera concordante con un rumbo aproximadamente N-S y manteo de $80-90^\circ W$. El techo de las unidades es hacia el oeste (Calderón, 2008).

Se observa deformación interna en la Formación Río Colina (Figura 28, Figura 29, Figura 30, Figura 31 y Figura 32).



Figura 28. Se observa un pliegue por propagación de falla con vergencia NE y la falla que lo provocaría sería una de rumbo $N60^{\circ}W$ aproximadamente.

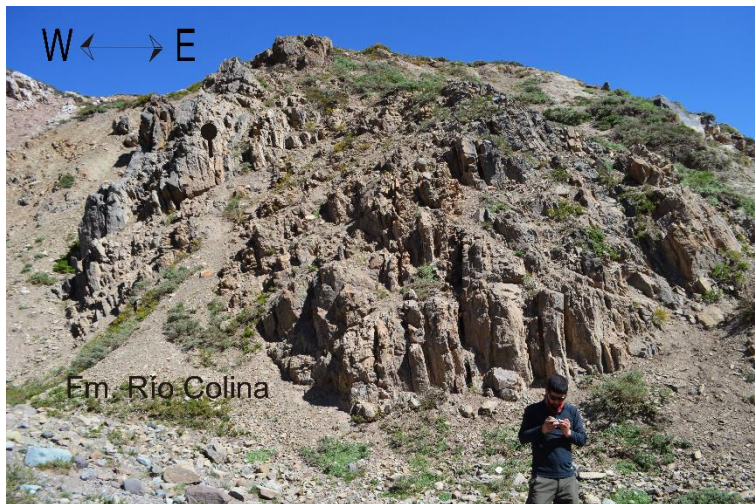


Figura 29. Se observan los estratos subverticales de la Formación Río Colina en la ladera oeste del valle del Río Colina.

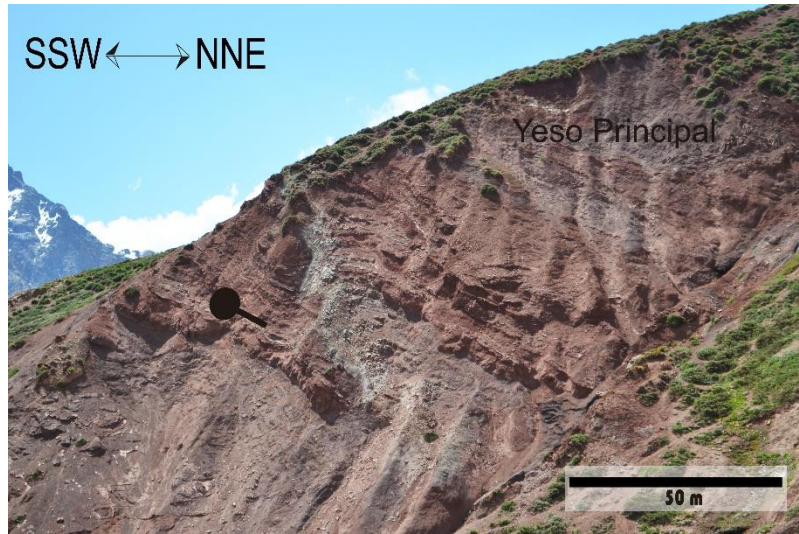


Figura 30. Se observa yeso estratificado, en la ladera este del valle del Río Colina, con un rumbo NNW-SSE y manteo de 45°E aproximadamente.

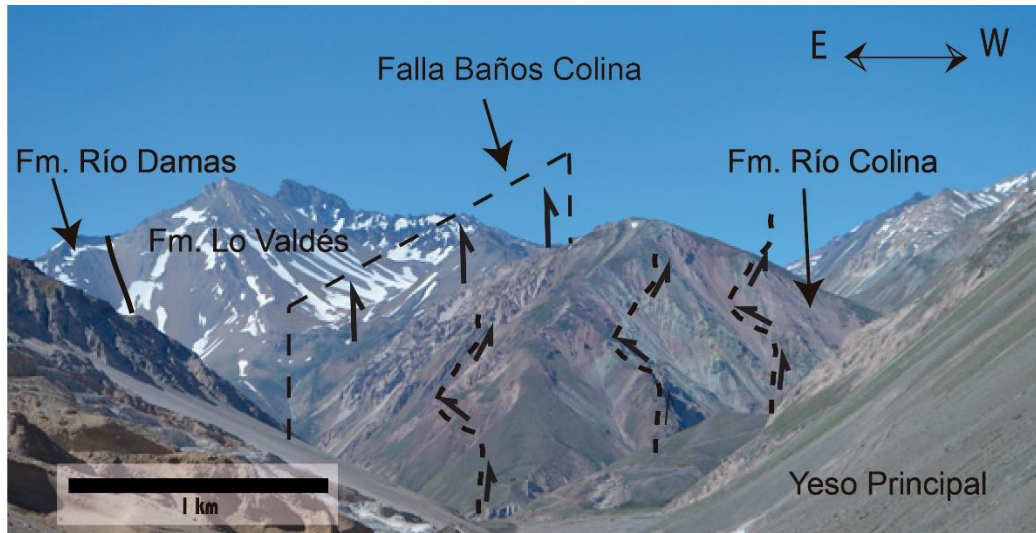


Figura 31. Vista hacia el sur del Valle del Río Colina. Se observa la traza de la Falla Baños Colina y la deformación interna que posee la Formación Río Colina.

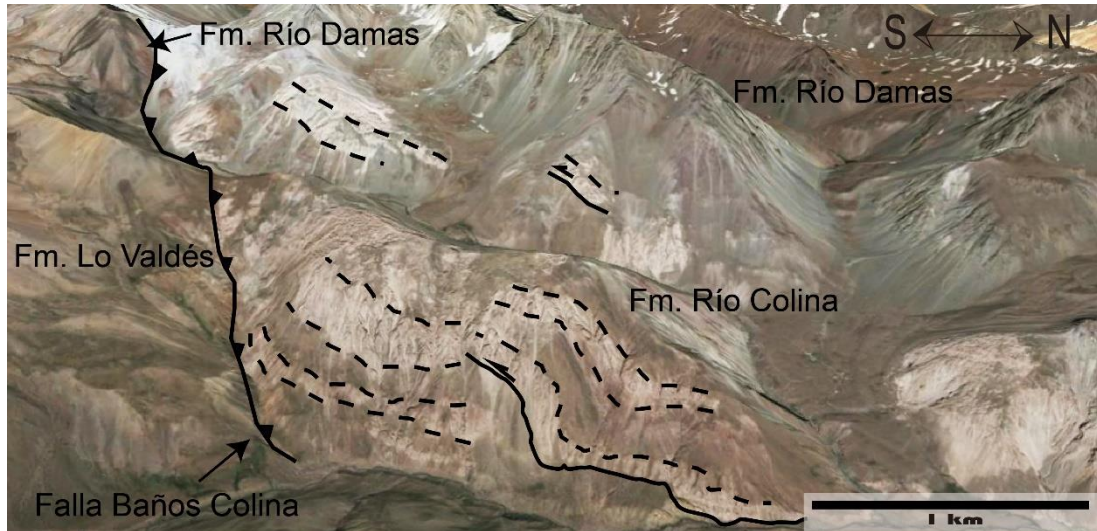


Figura 32. Se observa un pliegue por flexura de falla en la Formación Río Colina y la falla Baños Colina que repite los estratos de la Formación Río Colina sobre los estratos de la Formación Lo Valdés.

III.2.1.8. Falla Baños Colina

Falla inferida, ubicada en el Valle del Río Colina. Se encuentra repitiendo las secuencias de las formaciones Lo Valdés, Río Damas y Río Colina. Posee un rumbo NNE-SSW y manteo $\sim 90^\circ$. Corresponde a una falla inversa, de vergencia este (Figura 33).

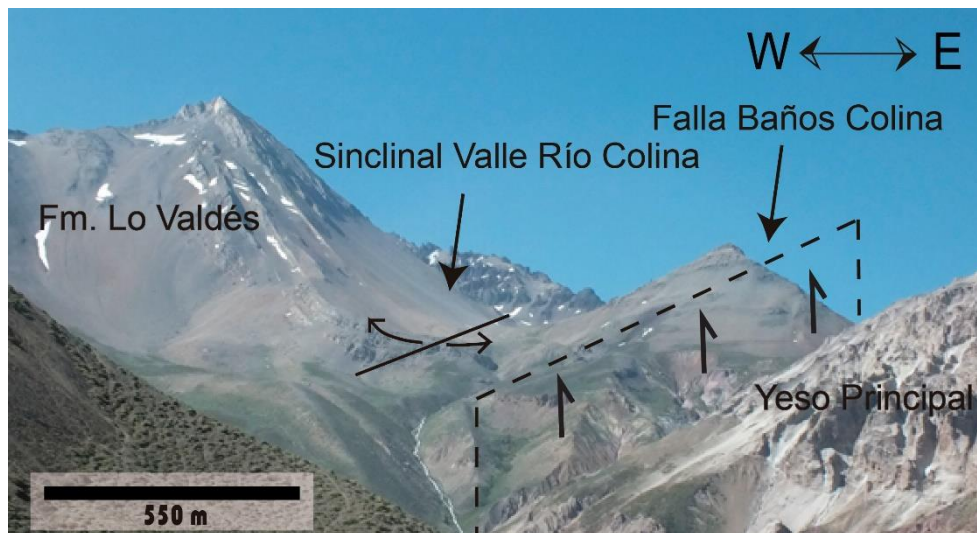


Figura 33. Vista hacia el sur del valle Río Colina, en el costado derecho aflora el Yeso Principal, el cual también se encuentra involucrado en la deformación.

III.2.1.9. Sinclinal Valle Río Colina

Se sitúa al sur de las Termas de Colina, en el valle homónimo. Se encuentra formado por rocas de las formaciones Lo Valdés, Río Damas y Río Colina. En el núcleo del anticlinal afloran rocas de la formación Lo Valdés montadas por rocas de la formación Río Colina y el yeso principal, por medio de la Falla Baños Colina descrita anteriormente.

Corresponde a un sinclinal asimétrico de vergencia oeste (Figura 34) de ~ 4 km de longitud de onda, extendiéndose a lo largo de su eje, de rumbo NNE-SSW, por lo menos 18 km.



Figura 34. Vista panorámica hacia el sur del valle del Río Colina. Se observa el sinclinal Valle Río Colina.

En ambos flancos del sinclinal afloran rocas sedimentarias pertenecientes a la Formación Lo Valdés, presentando un limbo dorsal con manteo de alto ángulo al W (~70°) y un limbo frontal de manteo suave al E (~30°) (Figura 34).

Hacia el norte, en el sector del Volcán San José, el Sinclinal Valle Río Colina es tapado por los depósitos del volcán.

III.2.1.10. Falla Estero Las Minas

De oeste a este, es uno de los últimos corrimientos con vergencia este que forma la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua. Aflora en el valle del Río Colina, con unos 5,4 km de largo, cortada en el norte y sur del valle, por rocas de la Unidad Intrusiva I (Figura 35; Thiele, 1980).

Presenta un rumbo N-S y una inclinación $\sim 75^\circ$ al oeste. El nivel de despegue del mismo corresponde probablemente a las evaporitas de la Formación Río Colina. Deja en contacto a las formaciones Río Damas-Río Colina sobre la Formación Lo Valdés. Corresponde a una falla inversa inferida, de vergencia este.

Esta falla causaría la formación del sistema sinclinal-anticlinal del sinclinal Valle Río Colina y anticlinal Cerro Amarillo.

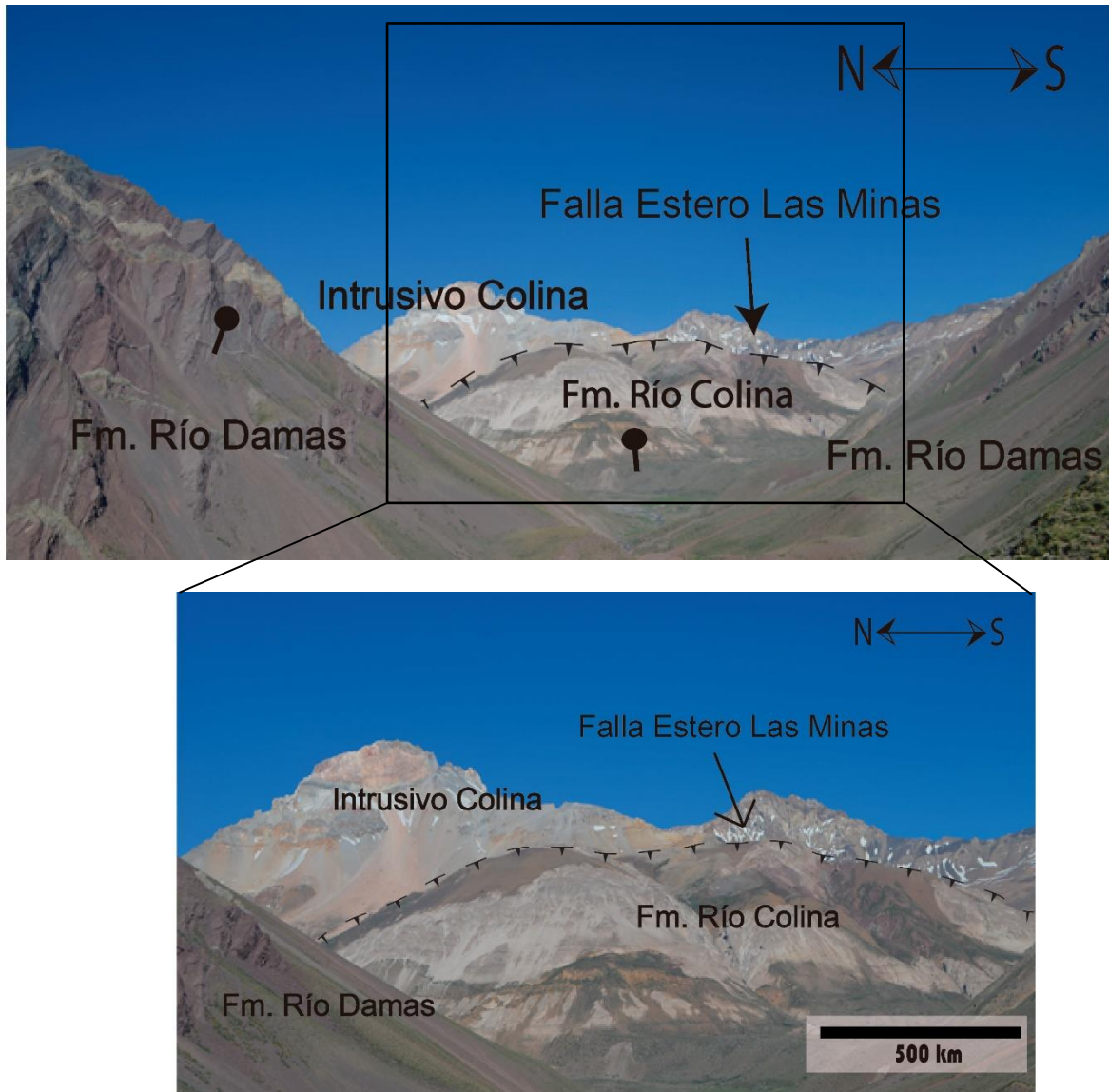


Figura 35. Vista al este del valle Río Colina, donde se trazó la falla Estero Las Minas que monta estratos de la Formación Río Colina sobre estratos de la Formación Lo Valdés. Además se observa el Intrusivo Colina y cómo el yeso es partícipe de la deformación.

III.2.1.11. Anticlinal Cerro Amarillo

En la zona sureste del área de estudio, se observa la existencia de un pliegue anticlinal, en capas de la Formación Lo Valdés y tanto en su límite norte, sur y este, limita con el Intrusivo Colina, perteneciente a la Unidad Intrusivo I definida por Thiele (1980), en el sector del valle Río Colina. En el núcleo del anticlinal afloran rocas de la Formación Lo Valdés montadas por lutitas negras y

yeso de la Formación Río Colina por medio de la falla Estero Las Minas descrita anteriormente.

Este pliegue de ~5 km de longitud de onda, se extiende a lo largo de su eje, de rumbo NNE-SSW, por lo menos 8 km. Ambos flancos del anticlinal modelan una geometría asimétrica, presentando un limbo frontal con manteo de alto ángulo al W (~75°) y un limbo dorsal de mediano ángulo al E (~45°); (Figura 36; Thiele, 1980).

Este anticlinal se formaría por la acción de la falla Cerro Amarillo, inferida de vergencia occidental (Figura 43).



Figura 36. Se observa de oeste a este, el yeso principal, la falla Estero Las Minas y el anticlinal Cerro Amarillo conformado por estratos de la Formación Lo Valdés

III.2.2. Estructuras controladoras de los sistemas termales del Valle del Río Volcán.

Las fuentes termales ubicadas en la cuenca de Maipo Alto se relacionarían al Sistema de Falla Diablo-El Fierro (Martini, 2008) y se conectarían en profundidad a través de estructuras y fracturas (Bustamante et al., 2010).

La distribución espacial de las manifestaciones termales presenta un lineamiento aproximado norte-sur y en general éstas se encuentran sobre o próximas a trazas de fallas como se observa en el mapa levantado en la zona (Figura 10).

III.2.2.1. Baños Morales

Los Baños Morales se ubican en el valle del Río Volcán en rocas sedimentarias, llamadas travertinos.

La falla Baños Morales (Calderón, 2008) constituiría el medio a través del cual circularon los fluidos responsables de la alteración de las rocas de la Formación Abanico.

III.2.2.2. Termas de Colina

Las termas de Colina se ubican en el valle homónimo y se emplazan en evaporitas de la Formación Río Colina, específicamente en el yeso principal. En ellas, se observa una falla normal, con un rumbo $N60^{\circ}W$ y un manto de 66° (Figura 37 y Figura 38)

En la traza de la falla se ubica la surgencia principal de las termas, con las mayores temperaturas registradas entre las aguas de Baños Morales y las piscinas de las termas de Colina ($50^{\circ}C$); (Pincetti, 2016).



Figura 37. Vista al este del valle Río Colina, muestra la falla controladora de las Termas de Colina emplazada en el yeso perteneciente a la Formación Río Colina.



Figura 38. Vista hacia el sureste de la falla controladora de las Termas de Colina.

IV. MODELACIÓN ESTRUCTURAL

Se realizó un análisis estructural previo al trabajo de terreno, que consistió en la interpretación en profundidad de las fallas, de acuerdo a las estructuras y litologías mapeadas por Thiele (1980) en el área de este estudio (Figura 39 y Figura 40).

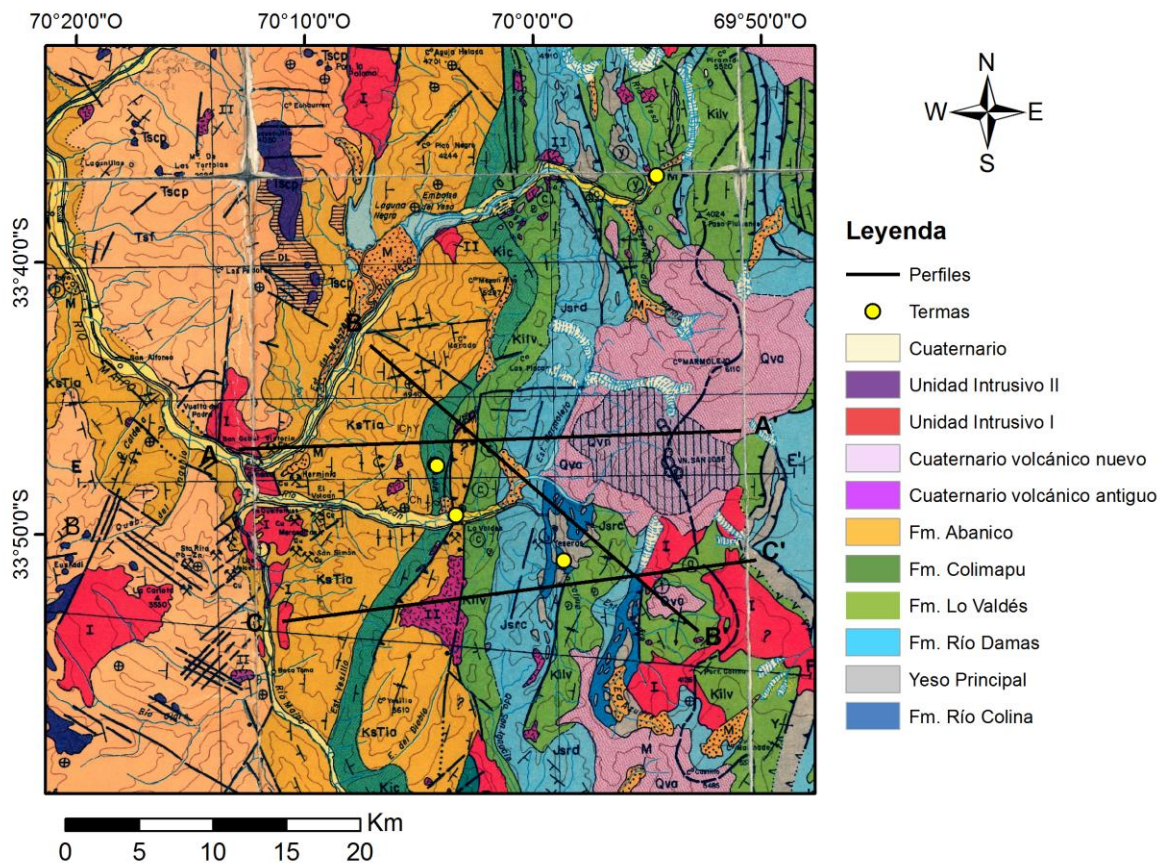


Figura 39. Traza de perfiles AA', BB' y CC'. Modificado de Thiele (1980).

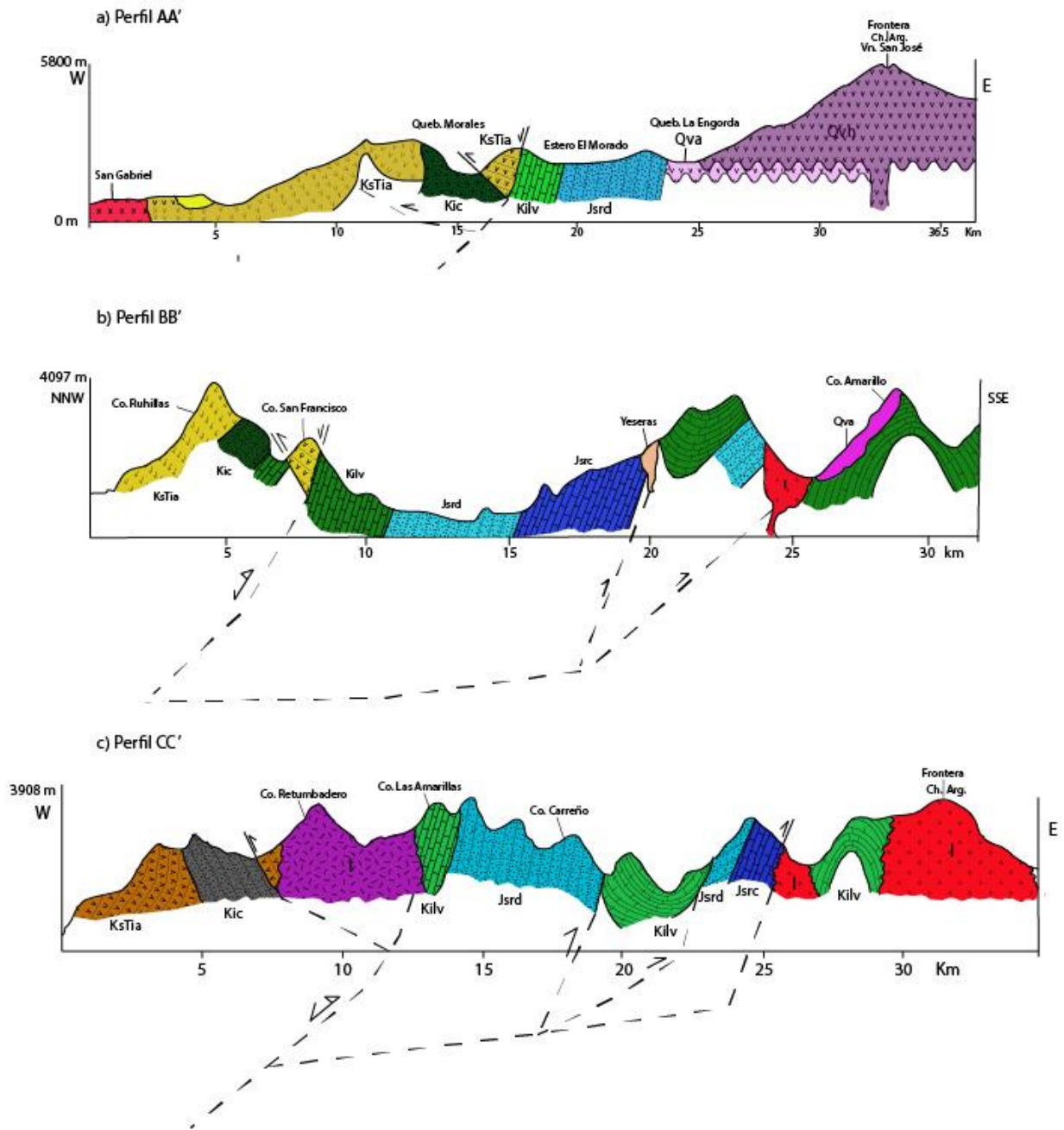


Figura 40. Secciones geológicas interpretadas en base al Mapa de Thiele (1980). Traza de perfiles en Figura 39.

IV.1. Metodología e interpretación en profundidad

La interpretación de las estructuras de superficie en profundidad se llevó a cabo mediante la construcción de dos secciones estructurales de una longitud de ~21 km en la parte norte del área de estudio (33°47'0" S) y de ~29 km en la zona sur (33°53'0" S), con una orientación E-W, atraviesan el área de estudio y abarcan el Dominio Faja Plegada y Corrida de Aconcagua (DFPCA).

Las secciones presentan un carácter esencialmente esquemático, donde se pretenden explicar de la manera más coherente posible las geometrías, unificando los antecedentes de las formaciones que la conforman, datos de rumbo y manteo, criterios de base y techo, edades y lineamientos.

Las secciones tienen una orientación cercana a la dirección de transporte tectónico, la que se define como la dirección ortogonal al rumbo N-S y NNE-SSW de las estructuras de primer orden. Si el ángulo que se genera entre la dirección de transporte tectónico y la traza de la sección estructural es menor que 25°, el error es menor al 10% en la cantidad de extensión/contracción estimada con respecto a la orientación ideal (Hill y Cooper, 1996 y Becerra, 2012).

En ausencia de datos sísmicos, pozos y edades de deformación, la sección se ve limitada a la geología de superficie para los niveles de poca profundidad, y una combinación de la proyección hacia abajo y la extrapolación de las relaciones entre las cotas estructurales.

Los datos utilizados en la construcción de las secciones corresponden a los obtenidos en este estudio, complementados con los datos presentados en el trabajo de Thiele (1980), Calderón (2008), Fock (2005) y Bustamante (2001), tomados en el sector del valle del Río Volcán. Cada uno de los ejes axiales que constituyen las distintas estructuras fueron construidas con los métodos clásicos propuestos por Marshak y Woodward (1988) y Suppe (1983 y 1990), para luego digitalizar, balancear y posteriormente restaurar el perfil Sur (Figura 43), todo mediante el programa "2D Move" (Midland Valley).

La reconstrucción palinspástica de la sección se realizó utilizando como principal criterio la conservación del largo de líneas. En este tipo de reconstrucción se considera la premisa de que se conserva la longitud de los trazos que representan las distintas estructuras proyectadas en la sección y, por ende, el espesor de los bancos antes y después de la deformación (Suppe, 1983).

La retrodeformación de las estructuras se llevó a cabo utilizando los mecanismos *move on fault* y *Line-Lenght Unfold*. En este caso se utilizará el

algoritmo de largo de línea, asociado al mecanismo de tipo *unfold*, para el cual la retrodeformación se realiza sin generar ningún tipo de movimiento con respecto a una falla, sino que desplegando las unidades (*Unfolding*) hasta el estado no deformado, estado en que idealmente las capas se encuentran horizontales.

La restauración se realizó de acuerdo a los bloques estructurales definidos en este estudio para el DFPCA y está acotada entre su configuración actual (0 Ma) hasta el momento pre Mioceno, considerando rasgos estructurales previos al Paleoceno.

IV.2. Análisis Dominio Faja Plegada y Corrida de Aconcagua (DPFCA)

A grandes rasgos, se puede observar que las secciones estructurales presentan una dirección de transporte tectónico hacia el este, evidenciado por la vergencia de la mayoría de las estructuras presentes en el área de estudio.

El estilo de deformación que predomina en la zona de estudio correspondería a uno híbrido, con fallas inversas de mediano a alto ángulo, que sólo involucran rocas de la cobertura volcano-sedimentaria en la deformación y en su totalidad con rumbo preferente N-S. Además de una falla inferida lístrica (falla Estero Las Minas) que involucra basamento de rumbo aproximadamente NNE-SSW.

En este dominio se presentan cuatro estructuras principales: el anticlinal Las Amarillas, que representaría un retrocorrimiento de la FPCA, el sinclinal Cerro El Diablo, que representaría el primer corrimiento de la FPCA, el sinclinal Valle Río Colina y el anticlinal Cerro Amarillo, que representarían un corrimiento mayor de la FPCA. Esta configuración correspondería una geometría de tipo dúplex formado por la superposición de la falla El Diablo sobre la falla Punta Zanzi y ésta sobre la falla Estero Las Minas (Figura 42 y Figura 43), como respuesta a la transferencia de la deformación hacia el este.

La ubicación de los corrimientos posee un control litológico y los distintos niveles de despegue están relacionados a cambios en las facies y acuñaamiento de unidades. El nivel de despegue base, de la falla Baños Colina, se estima se produciría en el techo de la Formación Río Colina (Yeso) a una profundidad aproximada de 3 km (Figura 42 y Figura 43), lo que se condice con lo estimado por Castro (2012) a la latitud del valle del Río Colorado-Maipo.

Los mecanismos de plegamiento y fallamiento son comparables con las geometrías del anticlinorio de South Mountain (Figura 41) y los mecanismos de variación de la deformación en los pliegues y cabalgamientos de las secciones de Harpers Ferry, South Mountain, Catoctin Mountain y Frontal Royal, provincias tectónicas del cinturón orogénico Apalachiano (EEUU), que fueron usados para generar un modelo de plegamiento y propagación de las fallas en la provincia de El Blue Ridge. El plegamiento fue iniciado por un mecanismo de *flexural slip*, con un deslizamiento dúctil concentrado en las capas planas y los pliegues de segundo y tercer orden se desarrollaron durante etapas tempranas.

Los pliegues en la provincia de Valley y Ridge estarían relacionados a rampas, fallas incipientes y *detachments*. Las características comunes de todos estos pliegues y los pliegues modelados en este trabajo (Figura 42 y Figura 43) es que generalmente tienen una geometría paralela. Faill (1969) sugirió que muchos de esos pliegues tienen una geometría angular y que en los pliegues de primer orden, las unidades competentes, como las areniscas de Tuscarora y Oriskany se aproximan a una geometría angular, similar a lo que se interpreta en las secciones estructurales de este estudio, específicamente para el Anticlinival Las Amarillas (Figura 43), conformado principalmente por las areniscas rojas de la Formación Río Damas.

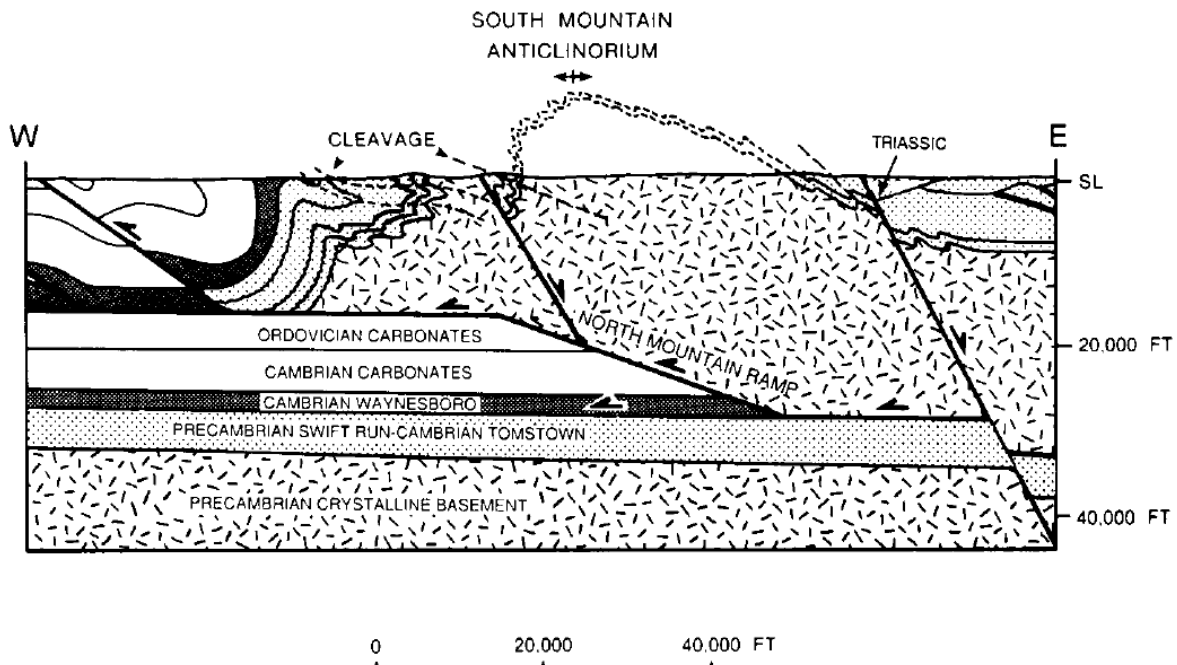


Figura 41. Sección estructural interpretada a través del anticlinorio de South Mountain en el área de Harpers Ferry, mostrando los pliegues de segundo orden en ambos limbos. Tomado de Mitra (1987).

Perfil Norte W

Leyenda

-  Cuaternario volcánico
-  Cuaternario volcánico antiguo
-  Fm. Abanico
-  Fm. Colimapu
-  Fm. Lo Valdés
-  Fm. Río Damas
-  Yeso
-  Fm. Río Colina
-  Manteo
-  Falla Inversa
-  Discordancia angular

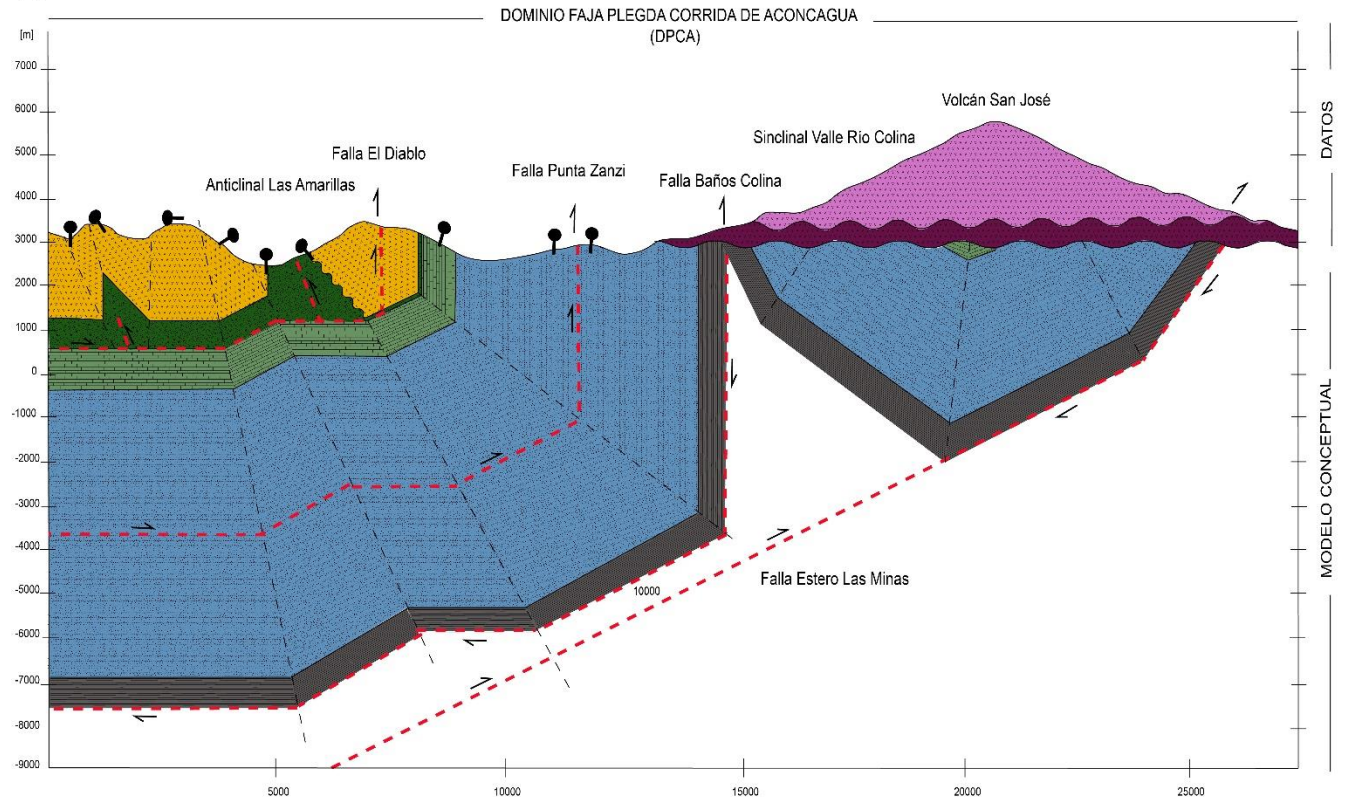


Figura 42. Sección estructural esquemática interpretada en profundidad. Ver ubicación en Figura 10.

Perfil Sur

Leyenda

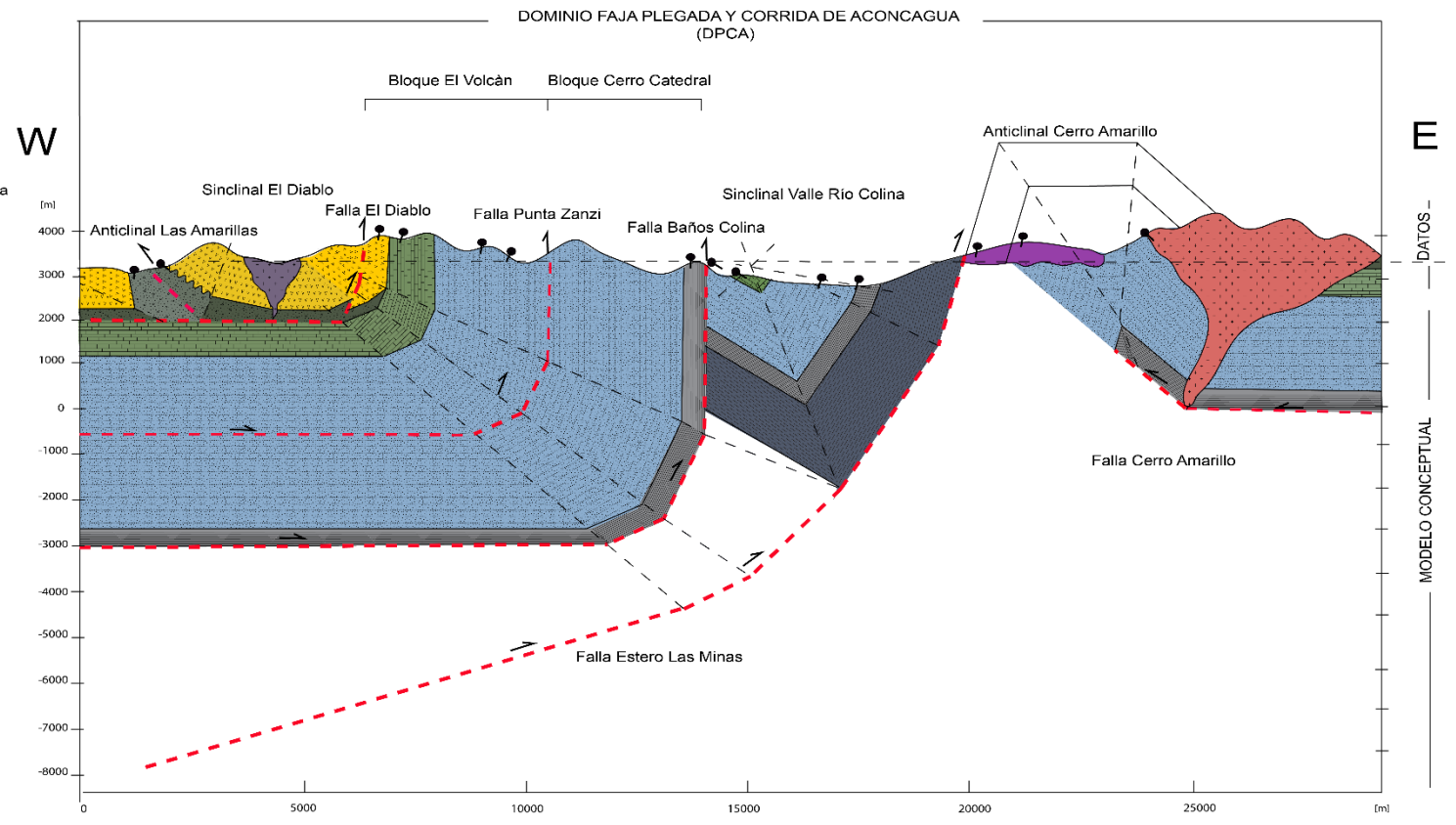
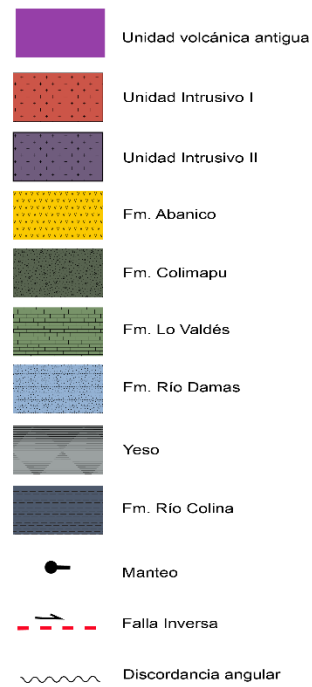


Figura 43. Sección estructural esquemática interpretada en profundidad. Ver ubicación en Figura 10.

IV.3. Modelo estructural propuesto en el área de estudio

La temporalidad de eventos de deformación ocurridos durante la evolución de la Cuenca de Abanico y la FPCA, desde el Eoceno hasta el tiempo presente, es un tema estudiado por diversos autores (Jara *et al.*, 2014; Quiroga, 2013; Castro, 2012; Farías *et al.*, 2010, 2008; Fock *et al.*, 2006; Giambiagi *et al.*, 2003a; Charrier *et al.*, 2002, 200; Charrier, 1981; Thiele, 1980). En este trabajo se propone una temporalidad de eventos tectónicos reconocidos a partir de la deformación en superficie permitiendo identificar al menos dos eventos directamente correlacionables con los trabajos previamente citados.

La etapa D1 de deformación, ocurrida entre los 15 y 9 Ma (Mioceno medio a tardío), presenta la principal deformación de la FPCA y consiste en un período donde el acortamiento se concentró principalmente en el frente orogénico con el desarrollo de corrimientos en secuencia y que habrían construido la parte más importante de la FPCA. En relación al modelo cinemático propuesto, la temporalidad de las fallas y pliegues es como sigue: actuaría la falla El Diablo por un nivel de despegue correspondiente a las calizas de la Formación Lo Valdés para generar un pliegue por flexura de falla (Sinclinal Cerro El Diablo), generando un acortamiento de ~0,6 km equivalente a 1,1%. Luego actuaría la falla Punta Zanzi, para repetir los estratos pertenecientes a la Formación Río Damas, produciendo un acortamiento de ~0,7 km correspondiente a ~1,4%. Posteriormente actuaría la Falla Baños Colina para levantar los estratos de las formaciones Abanico y Colimapu a casi 90°, como se observa en el sector de Estero del Morado (Figura 26), generando un acortamiento de ~33,8 km, equivalente a ~17%. Finalmente actuaría la falla extensional invertida Estero Las Minas (*Yeguas Muertas Thrust*) para generar el sistema sinclinal-anticlinal (sinclinal Valle Río Colina y anticlinal Cerro Amarillo), produciendo un acortamiento de ~0,3 km que corresponde a ~1,0% del acortamiento total (Figura 44)

Lo anterior fue seguido de una etapa de deformación fuera de secuencia (D2) a los 8-4 Ma (Mioceno tardío-Plioceno temprano) entre los 33°S-34°S (Giambiagi *et al.*, 2003a, 2003b; Farías *et al.*, 2010), donde se desarrollaría la falla Cerro Amarillo, que formó el anticlinal Cerro Amarillo, que generaría un acortamiento de ~2,8 km equivalente a ~8,6% del acortamiento total. Durante este período se habría emplazado el Intrusivo Colina. Finalmente se desarrolló el retrocorrimiento Chacayes-Yesillo, que permitió la formación del Anticlinal Las Amarillas, que habría producido un acortamiento de ~1,3 km correspondiente a ~4,4% del acortamiento total calculado para esta zona (Figura 44).

La incisión de la Cordillera Principal comenzó en su borde occidental, y posteriormente se propagó hacia el este (Farías *et al.*, 2010), reforzando la hipótesis de que el primer alzamiento del modelo estructural presentado en este trabajo, ocurrió en el borde occidental del área de estudio y que posteriormente se alzó el borde oriental de la zona.

Por lo tanto, la cuenca de Abanico no habría actuado como un bloque rígido, precursor del desarrollo de la FPCA, sino como un bloque homogéneo, compuesto de rocas cenozoicas y rocas mesozoicas (Figura 44).

La sección restaurada permitió estimar un acortamiento mínimo de 22,7 km que corresponde al 44,2%.

Leyenda:
 a: acortamiento
 aa: acortamiento acumulado
 FChY: Falla Chacayes Yesillo
 FED: Falla El Diablo
 FPZ: Falla Punta Zanzi
 FBC: Falla Baños Colina
 FEM: Falla Estero Las Minas
 FCA: Falla Cerro Amarillo
 D_{1,2}= Etapa de deformación

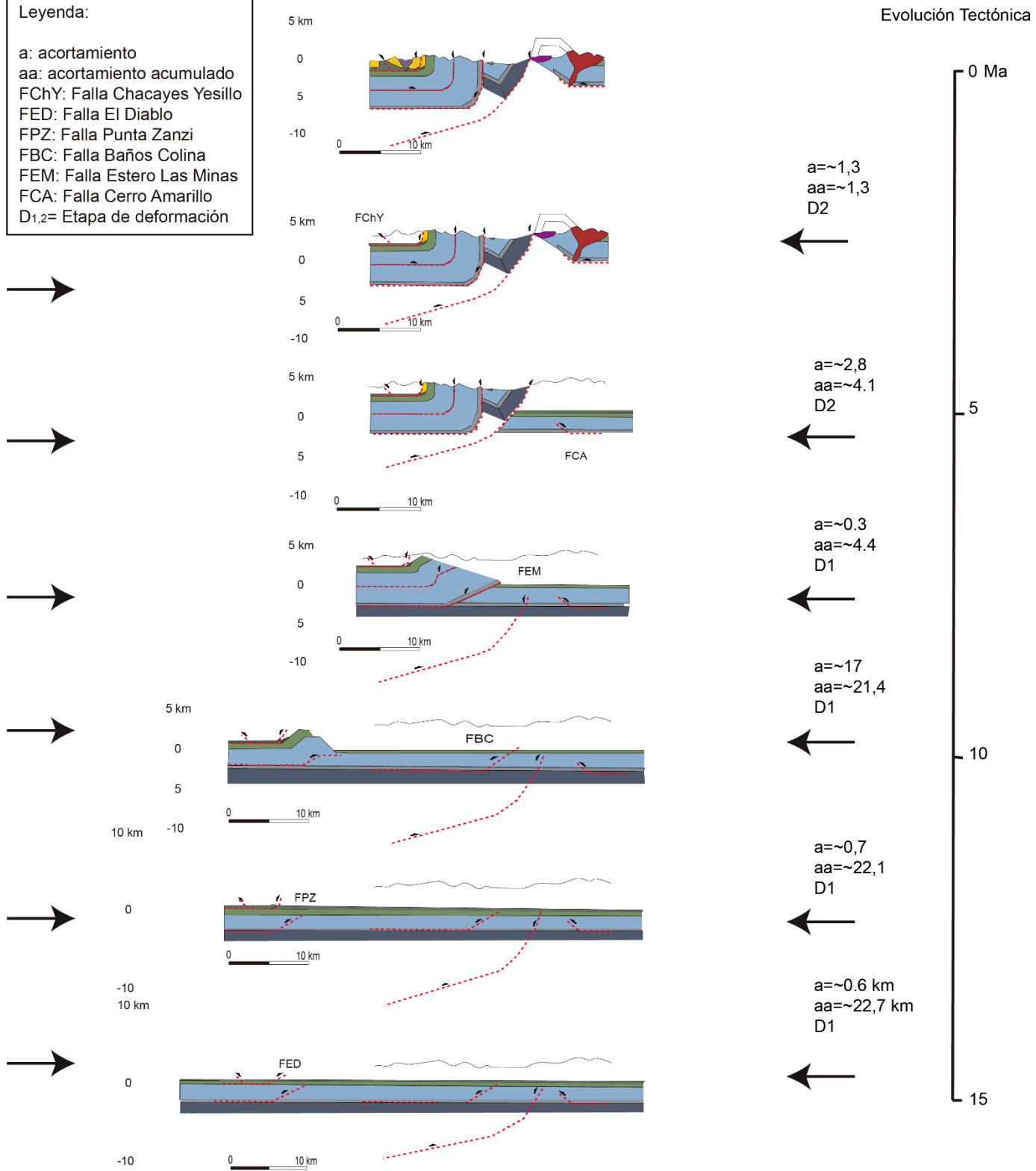


Figura 44. Restauración palinspática a partir de la sección estructural sur construida en el área de estudio.

V. DISCUSIONES

En el presente capítulo se discute algunos aspectos relevantes en la interpretación descrita en el apartado anterior, además de una comparación de los estilos y temporalidades de deformación previamente planteados en trabajos cercanos a la zona de estudio, con el fin de validar el modelo propuesto.

V.1. Limitantes de la sección restaurada

La restauración presenta dificultades, ya que las estructuras han sido restauradas con el algoritmo *line length unfold* (Bishop y Buchanan 1995; Bulnes y MacClay 1998) el cual no considera el efecto de la geometría ni del movimiento exacto de las fallas sobre la deformación de los depósitos.

Esta restricción cinemática no permite corroborar la sensibilidad de las estructuras, esto es, la variación de la geometría en superficie a partir de la variación de la geometría de la falla asociada. Esto adquiere mayor importancia cuando la deformación se ha resuelto usando el método de restauración por desplazamiento de falla (*displacement fault restoration*, en Wu *et al.*, 2005), a través del cual los efectos de la geometría de la falla sobre el *hanging wall* asociado son consideradas durante la retrodeformación.

Es así como este modelo es de carácter estático, en donde sólo se muestra el estado inicial (correspondiente al modelo restaurado que representa el estado predeformado), eventos intermedios asociados a episodios de deformación importantes y estado final (configuración actual del dominio estructural), por lo que los procesos intermedios asociados a la cinemática de las estructuras no son posibles de determinar.

Por otro lado, existe una limitante en la sección estructural sur, y que influye directamente en el cálculo del acortamiento provocado por la falla Cerro Amarillo. Se consideró que los estratos de las formaciones Lo Valdés, Río Damas y Río Colina se ven cortados por esta falla, sin seguir en profundidad, pero son necesarias evidencias para interpretar esta falla como normal invertida.

Otra limitante de la sección estructural sur, y que repercute directamente en el cálculo del acortamiento causado por la falla Baños Colina y la falla inferida Punta Zanzi, es la posición de las rampas de ambas fallas. En este modelo se

asumió que las rampas comienzan cuando el ángulo de las fallas cambia de 0° a 30°.

Además, si se considera que el modelo propuesto en este estudio representa sólo un sector de la Cordillera Principal, y no involucra las estructuras asociadas a la Cordillera Principal Occidental, ni la Cordillera Frontal (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003a; Ramos *et al.*, 2004), entonces no explica la construcción de la Cordillera de los Andes a esta latitud.

V.2. Correlación Regional

El modelo estructural propuesto en este estudio abarca el sector a la latitud de Paine delimitado por la falla Chacayes-Yesillo y la falla inferida Cerro Amarillo (Figura 43). Bajo este contexto, los trabajos realizados hasta la fecha (Charrier *et al.*, 2002, 2005) indican que la falla El Diablo, es una estructura de primer orden en el frente oriental de la Cuenca de Abanico, que delimita formaciones cenozoicas (Formación Abanico) y mesozoicas. Sin embargo, es necesario poseer un control estructural detallado al norte, sur, este y oeste de la región de estudio con el fin de constreñir los estilos estructurales involucrados en la deformación, para así verificar si un modelo de FPC, explicaría la geometría observada en superficie.

Al comparar el estilo de deformación que involucra basamento, para el área de estudio con otras localidades, se puede observar que existe concordancia. En el sector de las Nacientes del Río Teno, se reconoció para el DFPC, plegamiento de las secuencias mesozoicas a través de fallas de vergencia oriental que involucran basamento como la cobertura en la deformación (Parada, 2008). Por otro lado, Giambiagi *et al.*, 2002, demuestra que, en el valle del Río Yeso, la deformación del sector interno de la faja plegada y corrida, corresponde a un estilo híbrido de deformación de piel fina y gruesa.

Al oeste del área de estudio aflora la Formación Abanico y Farellones, hasta la depresión central. Quiroga (2013) propone un modelo estructural que obedece a un modelo clásico de cuenca extensional, que posterior a un ambiente tectónico compresivo generó el alzamiento del borde occidental de la Cordillera Principal Occidental a los 33°S. Sin embargo, en este trabajo se propone que la Formación Abanico se depositó en disconformidad sobre la Formación Colimapu, y su deformación ocurrió posterior al desarrollo de la FPCA, con niveles de despegue de las fallas de vergencia oeste y este, más someros (Figura 10).

Ya en territorio argentino, el estilo estructural de la zona de estudio concuerda con lo definido para el sector occidental de la FPCA, donde bloques de basamento con vergencia este, transfieren el rechazo a la cobertura sedimentaria mesozoica, mediante la generación de distintos niveles de despegue (Giambiagi *et al.*, 2009b).

Existiría una continuidad de las estructuras hacia el norte, específicamente del sinclinal Valle Río Colina, anticlinal Las Amarillas y las fallas El Diablo, Baños Colina y Chacayes-Yesillo. Ésta última a la latitud del valle del Río Volcán tiene un rumbo N-S, cambia su rumbo a los $33^{\circ}44'$ a NE-SW para unirse con la falla El Diablo (de rumbo N-S) y seguir hasta el valle del Río Yeso como una sola falla subvertical vergente al este (Figura 45). En la ladera norte del valle del Río Yeso se forma un anticlinal, que se asocia con el anticlinal Las Amarillas, en el valle del Río Volcán (Figura 46).

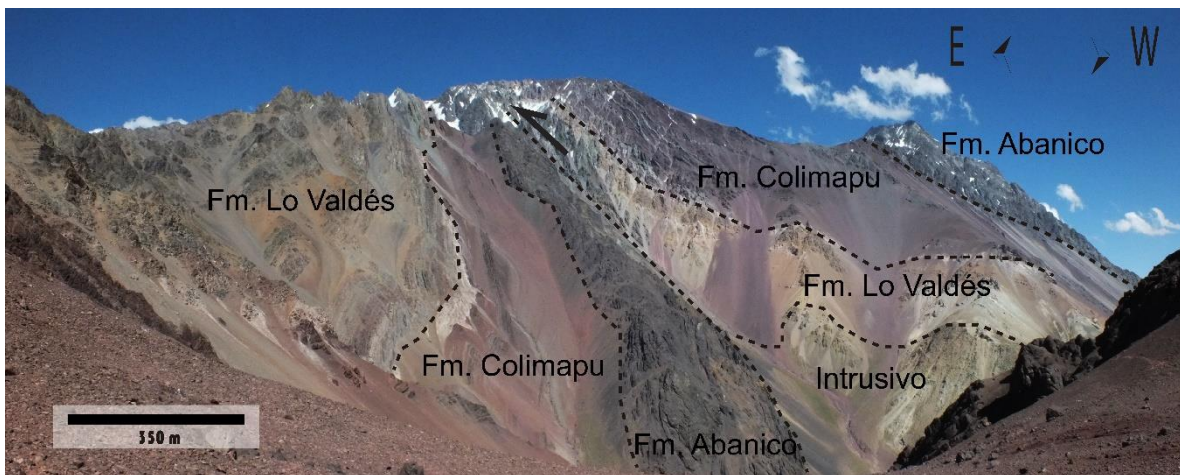


Figura 45. Vista panorámica hacia el sur del valle Río Yeso. La falla Chacayes-Yesillo y El Diablo, se unirían en una falla inversa, de alto ángulo, vergente al este.

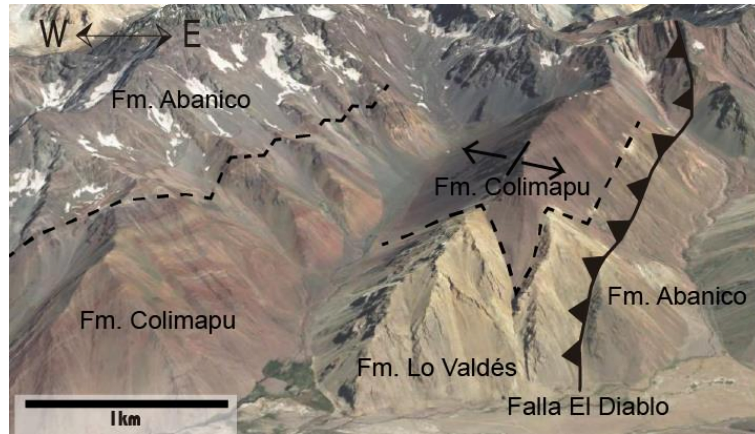


Figura 46. Vista norte del valle del Río Yeso. Se observa la continuidad de las estructuras hacia el norte en el valle Río Yeso, el Anticlinal Las Amarillas y Falla El Diablo.

Por otro lado, la falla Baños Colina se asocia a Chacayal *thrust* (Giambiagi y Ramos, 2002). A la latitud del valle del Río Volcán la falla posee un rumbo NNE-SSW para luego a la altura del valle del Río Yeso, cambiar su rumbo a N-S. Es importante mencionar que en la traza de ambas fallas asociadas aflora el yeso perteneciente a la Formación Río Colina. La falla Punta Zanzi, se correlacionaría con Las Leñas *thrust* (Giambiagi y Ramos, 2002), ambas con rumbo N-S en el valle del Río Volcán y al sur del valle Río Yeso. Y la falla Estero las Minas se asocia a la falla de basamento, Yeguas Muertas *thrust* (Giambiagi y Ramos, 2002).

Por su parte, el Anticlinal Cerro Amarillo se extiende hacia el norte y se correlacionaría con el Anticlinal de Yeguas Muertas (Giambiagi y Ramos, 2002; Figura 47). El anticlinal de Yeguas Muertas posee un rumbo NNW-SSE y el anticlinal Cerro Amarillo, un rumbo NNE-SSW. Una respuesta a este hecho podría ser, las rotaciones en las estructuras, provocadas por el Oroclino del Maipo.

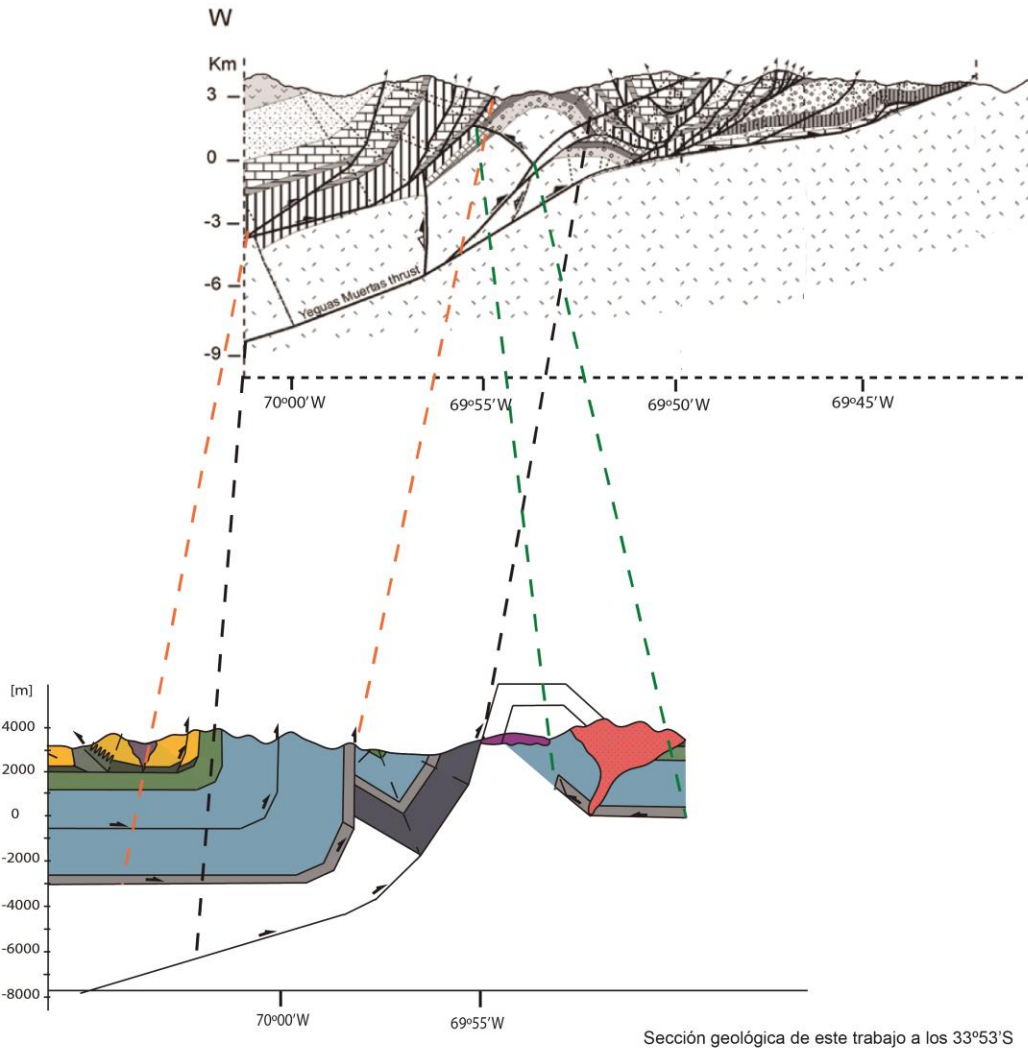


Figura 47. Comparación regional entre la sección de Giambiagi y Ramos (2002) y este trabajo. Línea punteada negra indica la correlación de la falla Estero Las Minas con la falla Yeguas Muertas (Giambiagi y Ramos, 2002). Línea punteada verde indica la correlación de la falla Cerro Amarillo con la falla BII (Giambiagi y Ramos, 2002). Y la línea punteada naranja indica la correlación de la falla Baños Colina con la falla Chacayal (Giambiagi y Ramos, 2002).

El anticlinal Cerro Amarillo sería parte de una zona triangular (McClay *et al.*, 2004), formado por las fallas Estero Las Minas (*Yeguas Muertas thrust*) y Cerro Amarillo. La última se podría correlacionar con la falla BII (Giambiagi y Ramos, 2002) dada su vergencia. Existe la posibilidad de que la falla Cerro Amarillo sea una continuación de la falla BII (Giambiagi y Ramos, 2002) en superficie, como un sistema rampa-*flat*, disminuyendo el slip de la falla hacia el sur, es decir, en la

zona de este estudio. Otra hipótesis es que la falla Cerro Amarillo, sea un retrocorrimiento de la falla BII, que involucra basamento, pero se requieren más estudios para tener una visualización en 3D de las geometrías planteadas en el valle del Río Yeso.

Finalmente, existiría igualmente una correlación de las estructuras hacia el sur de la zona de estudio, a la latitud del valle Río Tinguiririca. Donde la falla Chacayes-Yesillo es posible asociarla con la falla El Baule, de vergencia este, que pliega estratos de la Unidad Guanaco (75-64 Ma); (Tapia, 2015). Por lo que, la falla Chacayes-Yesillo cambiaría su vergencia, en la traza hacia el sur. La falla el Diablo, se puede ligar directamente con la falla El Fierro, conformando el Sistema de fallas El Diablo-El Fierro (Charrier *et al.*, 2002) que pone en contacto rocas de la Unidad Guanaco a ambos lados de la falla (Tapia, 2015). Finalmente, se puede correlacionar, aunque no tan directamente, la falla Estero Las Minas con la falla Río del Cobre, debido a que la configuración geométrica al este de la zona de este trabajo, cambia con respecto al sector oriental del estudio de (Tapia, 2015; Figura 48).

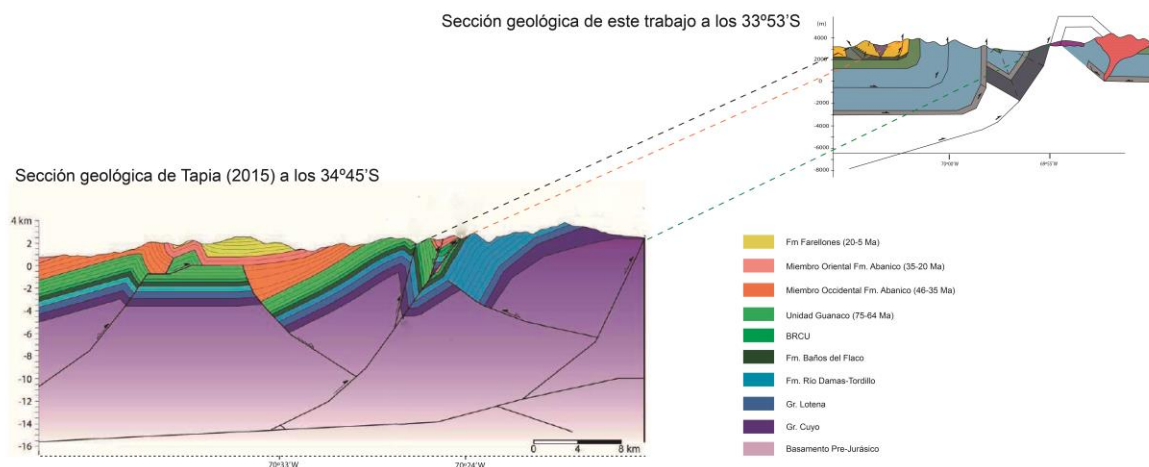


Figura 48. Comparación regional entre la sección de Tapia (2015) y este trabajo. Línea punteada negra indica la correlación de la falla Chacayes-Yesillo con la falla El Baule (Tapia, 2015). Línea punteada verde indica la correlación de la falla El Diablo con la falla El Fierro (Tapia, 2015). Y la línea punteada naranja indica la correlación de la falla Estero Las Minas con la falla Río del Cobre (Tapia, 2015).

V.3. Estilos Estructurales

En el área de estudio el dominio Faja Plegada y Corrida de Aconcagua tiene un rumbo N-S a NNE-SSW.

Los manteos de las estructuras son de mediano a alto ángulo, considerando que la mayoría de los estratos de las rocas mesozoicas se encuentran subverticales. Las longitudes de onda de los pliegues varían de 1 km a 5 km. De oeste a este el anticlinal Las Amarillas posee una longitud de onda de ~1 km; el sinclinal Cerro El Diablo, ~4 km; sinclinal Valle Río Colina, ~3 km y el anticlinal Cerro Amarillo, ~5 km.

Las estructuras que constituyen el DFPCA presentan variaciones en su geometría a lo largo del rumbo, principalmente al este de la zona de estudio (Figura 10) como cambios en la dirección y buzamiento de los ejes axiales de los pliegues presentes en el dominio. Este tipo de variaciones en la orientación, inclinación y extensión de las estructuras podría estar directamente relacionado al Megakink del Maipo (Arriagada *et al.*, 2009). Las diferencias cinemáticas y geométricas de las fallas inversas, generadas durante la compresión Miocena, habrían producido las diferencias de la deformación observada en superficie (Quiroga, 2013).

Por otro lado, en el área de estudio, se traza la falla El Diablo (Thiele, 1980; Fock, 2005, Farías *et al.*, 2010) como un gran corrimiento inverso de vergencia este de carácter regional que pone en contacto a la Formación Abanico con la Formación Lo Valdés, en el sector del Cajón de Lo Valdés, y monta a la Formación Colimapu sobre la Formación Lo Valdés en el sector del Cerro Mesón Alto-Loma Larga. Pone en contacto rocas cenozoicas con rocas mesozoicas, marcando un cambio en el estilo de la deformación (Fock, 2005). Esta falla ha sido descrita como el borde de cuenca de la Formación Abanico (Charrier *et al.*, 2005; 2002).

V.3.1. Acerca del carácter extensional en el límite oriental de Abanico

Farías *et al.*, (2010), Thiele (1980) y Fock (2005) plantean que la falla El Diablo puede ser trazada a lo largo de la remoción Las Amarillas, sin embargo se puede observar en el valle del Río Volcán que la traza de la falla no separa las rocas cenozoicas de las rocas mesozoicas, ya que en este estudio, se han asignado a las rocas a ambos lados de la falla como la Formación Abanico, por lo que se pone en duda el carácter de borde de cuenca de la falla El Diablo (Figura

10). Además, se puede observar, en el valle de Rubillas, como las formaciones Abanico, Colimapu y Lo Valdés se encuentran en contacto concordante, contrariamente al modelo propuesto de depositación de la Formación Abanico como cuenca extensional en esta zona específica (Figura 26).

Por otro lado, Fock *et al.* (2006) obtuvo edades de trazas de fisión en apatito para rocas cretácicas del borde oriental de la Cordillera de Costa que indican que estas rocas habrían sufrido un proceso de exhumación hacia los 40 Ma (Fock, 2005). Ésta última es interpretada como producto de la generación de una cuenca extensional hacia el este de la Cordillera de la Costa (Fock *et al.*, 2006). Sin embargo, en Fock (2005) una muestra de arenisca roja de la Formación Abanico, obtuvo una edad ponderada de trazas de fisión en apatitos de $12,9 \pm 2,9$ Ma, donde su histograma de largo de trazas muestra una distribución unimodal con asimetría hacia la izquierda, por lo que se asumió para ella una historia de enterramiento y posterior exhumación. Otra muestra de toba de lapilli lítica, también perteneciente a la Formación Abanico, dio una edad de exhumación por trazas de fisión en apatitos de $6,99 \pm 2,97$ Ma.

Lo anterior implica que las edades de trazas de fisión en apatito para la Formación Abanico en el Río Volcán pueden ser interpretadas como edades de exhumación, proceso que habría ocurrido entre los 19 y 2 Ma; o bien como edades rejuvenecidas por la intrusión del Plutón San Gabriel de edad Mioceno medio-tardío (Maksaev *et al.*, 2009); (Fock, 2005).

En base a la cronología de trazas de fisión se puede afirmar que la denudación fue mayor en el valle del Río Volcán y que la exhumación de las rocas de la Formación Abanico se habría iniciado en el Mioceno Inferior tardío (Fock, 2005).

Por su parte, Charrier *et al.* (2002) plantean, por lo observado en varias localidades, que el contacto discordante entre la Formación Abanico y las unidades mesozoicas que la subyacen indicaría una depositación seguida de un período erosional sustancial durante el Cretácico tardío y/o Cenozoico temprano. No obstante, el cambio de espesor de la Formación Colimapu (Figura 42 y Figura 43) se podría explicar por una deformación compresiva K-T, que generaría depósitos sinorogénicos de la Formación Colimapu en la zona de estudio (Tapia, 2015) y al finalizar la deformación, los estratos de la Formación Abanico, se depositarían en discordancia sobre la Formación Colimapu (Figura 22).

Además, Charrier *et al.* (2002) propone que el estilo irregular de plegamiento de la Formación Abanico, con variables amplitudes, longitudes y vergencias, sugeriría una deformación atribuible a la inversión de fallas asociadas

al desarrollo de una cuenca. Asimismo, Fock (2005) observa depósitos sintectónicos en onlap frente al pueblo de El Volcán, pero éstos podrían corresponder a depósitos sinorogénicos producto de compresión durante el Oligoceno-Mioceno, aunque esto requiere de mayor estudio.

Igualmente, Charrier *et al.*, (2002) proponen como evidencia sedimentológica del desarrollo de una cuenca extensional de Abanico, entre los 33°S y 36°S; la existencia de repetidas intercalaciones lacustres en depósitos volcánicos y el gran espesor de algunas de estas intercalaciones, además de la existencia de estratos de crecimiento en las Termas del Flaco. Sin embargo, según lo observado por Matínez *et al.* (2016) y Peña (2013) en los Andes Centrales “Pampeanos” en el norte de Chile entre los 27°S y 29°S, los depósitos volcánicos de la Formación Hornitos, posee depósitos lacustres del Paleoceno inferior, que representarían depósitos de intrapaís y/o antepaís, en un contexto de deformación K-T, por lo que, los depósitos lacustres no necesariamente indican un ambiente extensional.

Además, Charrier *et al.* (2002) plantean como evidencia estructural del desarrollo de la cuenca de Abanico, la discordancia entre la Formación Abanico y las unidades más antiguas, indicando que la deposición cenozoica ocurrió en un basamento previamente deformado y erodado. Esto podría explicar la evidencia encontrada en terreno sobre el cambio de espesor de la Formación Colimapu, con un adelgazamiento de los estratos hacia el este (Figura 42 y Figura 43), lo que se podría interpretar como estratos sinorogénicos, asociados a la deformación K-T (Tapia, 2015). Asimismo, indica que las fallas orientadas N-S de la Formación Abanico, que corresponderían a fallas de alto ángulo y probablemente se tratarían de fallas normales invertidas, forzando el carácter de la falla El Diablo como borde de cuenca, para esta zona.

Además, Charrier *et al.* (2002) plantean como evidencia estructural de inversión tectónica de la cuenca de Abanico, la existencia de la falla Chacayes-Yesillo en el valle del Río Maipo, la cual representaría un contacto entre la Formación Abanico y las unidades mesozoicas de la región. Pero como se puede observar en la ladera norte del Embalse El Yeso, el sinclinal que constituyen las Formaciones Abanico y Colimapu, muestra que la Formación Abanico sobreyace a la Formación Colimapu por disconformidad sin la necesidad de una falla (Figura 17).

Charrier y colaboradores (2002) consideran que los depósitos volcanoclásticos que cubren la cresta del Anticlinal Las Amarillas representarían el alzamiento de las series cenozoicas a lo largo de una falla invertida, no obstante, estos estratos podrían corresponder a depósitos sinorogénicos eocenos.

Por su parte, Giambiagi y Ramos (2002) no observan un borde de cuenca de Abanico a la latitud de los 33°40'S, en el sector del valle del Río Yeso. Y tampoco lo observa Tapia (2015) a la latitud de los ~34°50'S, en el sector del valle del Río Tinguiririca. Además, Charrier y colaboradores (2002) concluyen que aunque las fallas Espinoza (en el valle del Río Cachapoal, a la latitud de San Fernando) y El Fierro (en el valle del Río Tinguiririca, a la latitud de Rancagua) representan elementos estructurales importantes asociados con el desarrollo de una cuenca, no fue posible determinar si ellas representan el borde oriental de la cuenca de Abanico.

Debido a las evidencias encontradas en terreno como la concordancia de las unidades (Formación Lo Valdés, Colimapu y Abanico) en el sector de Laguna Rubillas (Figura 26); el afloramiento de andesitas asociadas a la Formación Abanico en el sector de Baños Morales, cuya petrografía es acorde con la definición de la Unidad Abanico Negro en el mismo lugar (Calderón, 2008); el cambio de espesor en los estratos de la Formación Colimapu (Figura 42 y Figura 43), asociado a una deformación K-T (Tapia, 2015) y el modelo estructural resultante de este trabajo, se plantea una seria duda acerca del carácter de borde de cuenca de la falla El Diablo coincidiendo más bien con un modelo de deformación tipo FPC. Se postula que en el área de estudio no existe el borde de cuenca oriental para la Formación Abanico, y si existe, se encuentra más al este de la falla El Diablo.

Finalmente, los depósitos sintectónicos observados en dos localidades: el valle del Río Las Leñas, el valle del Río Upeo y los estratos de crecimiento observados en las Termas del Flaco, evidencian una inversión tectónica y desarrollo de una cuenca extensional respectivamente (Charrier *et al.*, 2002). Esto indicaría una anisotropía de la cuenca en la zona de estudio, comparado con el sur. El cambio del estilo de cuenca extensional al sur de los 34°S, desde un carácter netamente compresivo de la historia Cenozoica del borde oriental de la cuenca de Abanico, a un estilo extensional y de depositación en una cuenca (Charrier *et al.*, 2002), podría estar subordinado al cambio de los dominios de rotaciones tectónicas del Oroclino del Maipo, donde su eje axial se encuentra en la zona de este estudio, produciendo estilos más acordes a tectónicas compresivas, y provocando al sur zonas extensionales relacionadas temporal y espacialmente al dominio de rotaciones tectónicas anti-horarias (Arriagada *et al.*, 2013).

V.3.2. Sobre el acortamiento de la sección estructural restaurada

El acortamiento estimado a los 33°40'S es de 19,5 km (48%) (Giambiagi *et al.*, 2002), lo que es menor al acortamiento estimado para la latitud de este trabajo (22,7 km), el cual sumado al acortamiento estimado para zonas más al este del área de estudio, sobrepasaría los ~70 km (Farías *et al.*, 2010). De la misma manera, el acortamiento calculado en este estudio, es mayor al acortamiento (17,45 km) estimado a los ~33°50'S por Tapia (2015).

Una posible explicación para este aumento en el acortamiento puede ser la acción del Oroclino del Maipo (Arriagada *et al.*, 2009) y que más al oeste se esté subestimando el acortamiento de la deformación de las formaciones Abanico y Farellones. De esta manera a los 33°50'S las placas Sudamericana y Nazca estarían más acopladas, lo que generaría un traspaso de los esfuerzos más eficiente hacia la corteza y en consecuencia provoca un mayor acortamiento (Tapia, 2010). Entonces el acortamiento es consistente con el modelo presentado por Giambiagi *et al.* (2002).

Cabe mencionar que, al calcular el acortamiento por etapas, el mayor se lo lleva la intervención de la falla Baños Colina, de vergencia este, con un 33,8% de acortamiento, equivalente a ~17 km. Por su parte, la falla que provoca menor acortamiento es la falla Estero Las Minas, con un ~0.3% de acortamiento, equivalente a ~1 km.

V.4. Edad de deformación

Trabajos anteriores han propuesto modelos de inversión tectónica dado el carácter de borde de cuenca de la falla El Diablo (Farías *et al.*, 2010; Figura 49). Sin embargo, la forma de ver el cambio de espesores en base a compresiones anteriores (Tapia, 2015), así como la continuidad de los manteos y estructuras observables en la ladera norte del Río Volcán y en el sector de Laguna Rubillas, proponen una deformación más simple, acoplando un sistema de fallas inversas de vergencia al este, más que un sistema de fallas que nacen de una inversión tectónica (Figura 23).

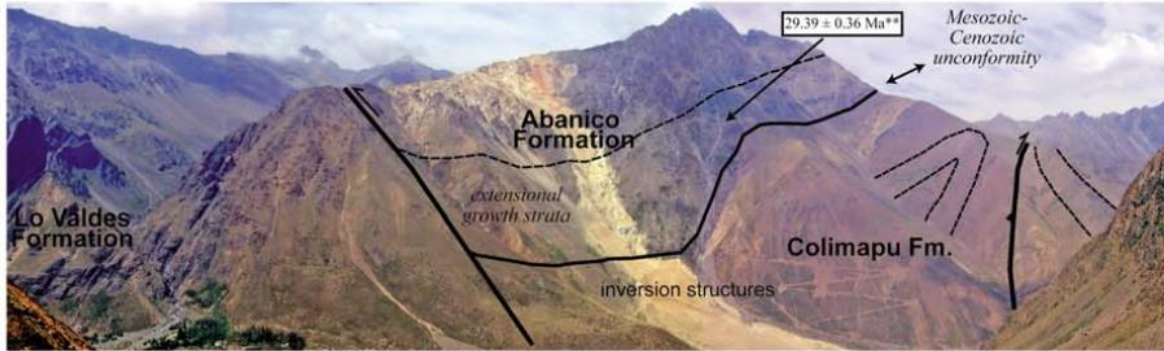


Figura 49. Estructura en el flanco oriental de la cuenca de Abanico en el valle del Río Volcán. Doble asterisco indica edades SHRIMP U-Pb en circones. Tomado de Farías et al. (2010).

Por otra parte, Tapia (2015) describe afloramientos de la Formación Colimapu, en la ladera sur del Río Volcán, dispuestos subverticalmente, consistente con los estilos de deformación expuestos al este. Sobre ésta y en discordancia angular se ubica la Formación Abanico (Fock, 2005), la cual presenta una inclinación de 20°W (Figura 50). La diferencia entre los manteos que presenta la secuencia mesozoica respecto a la cenozoica no puede ser explicada solamente con una deformación fuera secuencia, sino que es necesaria una etapa de deformación previa al depósito de la Formación Abanico, consistente con una fase compresiva en el Cretácico-Paleoceno. Dada la posible existencia de esta fase de deformación, es esperable encontrar unidades syn-orogénicas de esa edad, con cambios de espesor y geometrías asociadas (Tapia, 2015), en este caso la Formación Colimapu (Figura 42).

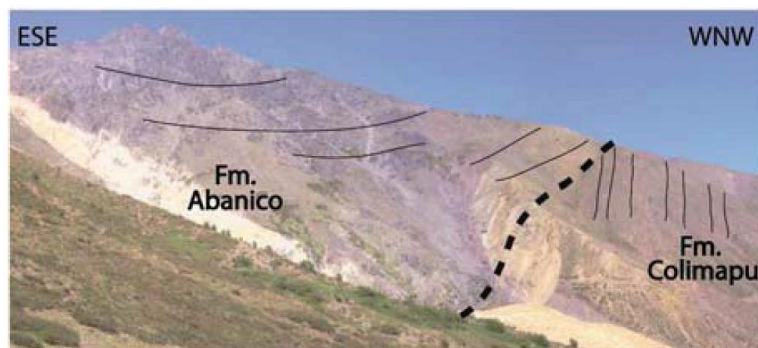


Figura 50. Vista sur de la discordancia entre las formaciones Abanico y Colimapu en la base del Cerro Retumbadero, valle del Río Volcán. Tomado de Tapia (2015).

V.5. Geometrías de las estructuras propuestas en profundidad

El modelo estructural propuesto en este trabajo es un sistema principalmente vergente al este. Está constituido por estructuras cuyas geometrías en superficie ha sido interpretada como corrimientos por flexura y propagación de fallas de mediano ángulo y retrocorrimientos por propagación de fallas de mediano a alto ángulo.

El anticlinal Las Amarillas se interpretó como un pliegue por propagación de la falla Chacayes-Yesillo, a partir de un despegue subhorizontal a los 2 km de altura.

Por otro lado, el Sinclinal Cerro El Diablo se interpretó como un pliegue por flexura de falla formado a partir de un despegue subhorizontal también a los 2 km de altura aproximadamente (Figura 43). Este nivel de despegue podría corresponder a un horizonte con características especiales, como podría ser las calizas del Neocomiano (Manceda y Figueroa, 1995; Kozlowsky *et al.*, 1993; Rojas, 2001; Silvestro *et al.*, 2005; Giambiagi *et al.*, 2009a; Turienzo, 2010).

El sinclinal Valle Río Colina se interpretó como un *footwall-syncline*, producto de la falla Estero Las Minas (*Yeguas Muertas Thrust*). La falla Estero Las Minas, se habría propagado hasta horizontes más someros, a través de la cual se traspasa la deformación. Lo anterior se sustenta, ya que participa en la deformación el yeso oxfordiano de la Formación Río Colina. Este nivel estratigráfico es un buen candidato para comportarse como un despegue horizontal por el cual se traspasa la deformación hacia la superficie (Silvestro *et al.*, 2005; Giambiagi *et al.*, 2009b; Turienzo, 2010). Sin embargo, el comportamiento del yeso, y cuanta deformación puede acumular, depende del espesor que éste presente (Mitra y Mount, 1998).

Finalmente, la formación del anticlinal Cerro Amarillo es tanto por una propagación de la falla Estero Las Minas, como por una propagación de la falla Cerro Amarillo. La falla Cerro Amarillo posee un despegue a los 0 km de profundidad aproximadamente en el contacto del yeso principal y la Formación Río Colina (Figura 43).

V.6. Sobre efectos de geometrías heredadas

La principal estructura interpretada en la zona de este estudio corresponde a la falla Estero Las Minas, con un despegue de 8 km de profundidad (Figura 43). Esta falla se asocia al corrimiento Yeguas Muertas (Giambiagi y Ramos, 2002), un despegue de basamento de poca profundidad (8-10 km de profundidad). Aunque no tienen evidencia directa para tal despegue, la principal razón para esta interpretación fue la necesidad de igualar un acortamiento de la cobertura con la del basamento. Es probable que esta falla superficial, se una en profundidad a un despegue común. La trayectoria fue probablemente controlada por la arquitectura de la falla extensional, con rampas localizadas en los escalones de las fallas extensionales preexistentes. El corrimiento Yeguas Muertas probablemente corta rocas de basamento por encima de lutitas negras Carboníferas de la Formación Alto Río Tunuyán (Giambiagi y Ramos, 2002).

Entonces el sistema sinclinal-anticlinal (sinclinal Valle Río Colina y anticlinal Cerro Amarillo) estaría controlado por una falla de basamento que alza las estructuras ubicadas al oeste.

La evidencia en superficie para la formación anticlinal de basamento, sería la geometría asimétrica que presenta la estructura (Figura 10). Este tipo de anticlinales son característicos de los anticlinales de basamento que se encuentran hacia el sureste, como el Anticlinal Malargüe, Paulauco, La Valenciana, Torrecillas, Los Blancos, entre otros y que se forman durante la inversión tectónica de fallas normales pre-existentes (Figura 51);(Silvestro *et al.*, 2005; Giambiagi *et al.*, 2009b). A pesar que no en todos los anticlinales nombrados anteriormente aflora el basamento en superficie, se sabe por sondajes y perfiles sísmicos, que el basamento se encuentra involucrado en la deformación.

Además, un rasgo que se puede observar del dominio FPCA es que existe un cambio en el estilo de deformación mostrado en la parte oriental del Perfil Sur (Figura 43), desde uno de piel fina a una de piel híbrida/gruesa al este de la falla Estero Las Minas. Esta característica suele ser común en los anticlinales de basamento que se encuentran al sureste de la zona de estudio, y donde la cobertura se deforma a partir de despegues ubicados a distintos niveles estratigráficos como el yeso oxfordiano o calizas del Neocomiano (Manceda y Figueroa, 1995; Kozlowsky *et al.*, 1993; Rojas, 2001; Silvestro *et al.*, 2005; Giambiagi *et al.*, 2009a; Turienzo, 2010), como ocurre en el modelo geométrico presentado en este trabajo.

La longitud de onda del Anticlinal Cerro Amarillo es de 5 km, en cambio las longitudes de onda observadas en los anticlinales de basamento en territorio argentino, las cuales varían entre 32 km (Anticlinal Torrecillas) a 12 km (Anticlinal Paulauco). Además, el anticlinal Cerro Amarillo posee rumbo NNE-SSW, lo que no es consistente con el rumbo de los anticlinales de basamento ubicados al sureste en territorio argentino (Figura 51), que tendría relación con la orientación que tendrían los depocentros mesozoicos para una extensión máxima NNE-SSW (Yagupsky *et al.*, 2007; Giambiagi *et al.*, 2009b, 2009c).

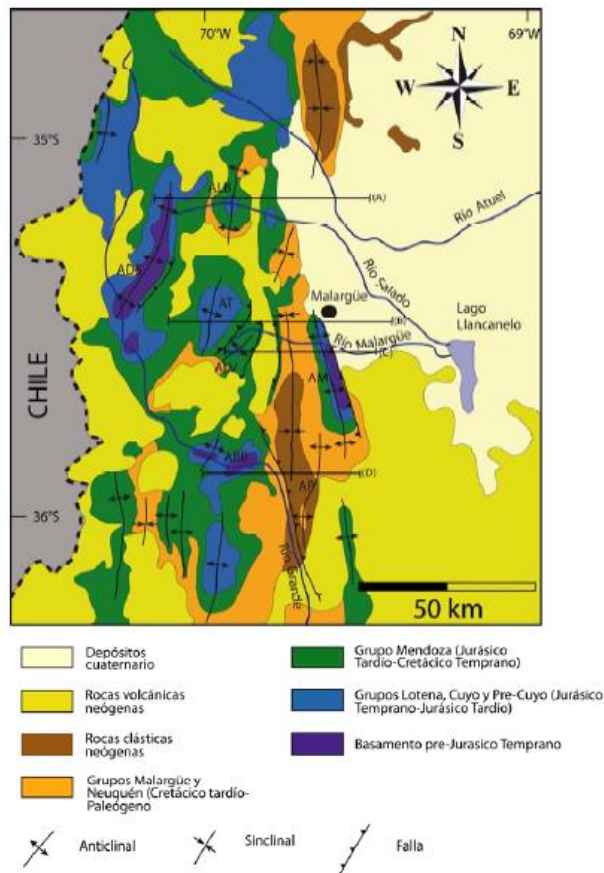


Figura 51. Mapa geológico de la vertiente argentina del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe. Tomado de Tapia (2010). ALB: Anticlinal Los Blancos; ADS: Anticlinal Dedos-Silla; AT: Anticlinal Torrecillas; ALV: Anticlinal La Valenciana; AM: Anticlinal Malargüe; ABB: Anticlinal Bardas Blancas; AP: Anticlinal Palauco. Tomado de Tapia (2010).

A pesar de que, el estilo estructural en la zona de este estudio, es similar a lo observado por Giambiagi y Ramos (2002) y Tapia (2015), al norte y sur del área de estudio, respectivamente. Ambos autores poseen un mayor control de las fallas que controlarían los depocentros mesozoicos. Por lo tanto, se sugiere una

cartografía más detallada, con el fin de corroborar cambios de espesores, especialmente de la Formación Río Damas, que duplica su espesor en la zona centro con respecto al sector oriental del área de estudio (Figura 10). Además de estructuras de mesoescala y cambios litológicos que ayuden a dilucidar posibles depocentros de las unidades mesozoicas.

V.7. Carácter cinemático de la deformación

Según lo planteado en el modelo cinemático de deformación en la zona de estudio (Figura 44), se puede observar que el sinclinal Cerro El Diablo presenta una cinemática de plegamiento por flexura de falla, que se asocia a la falla El Diablo. Por otro lado, el anticlinal Las Amarillas presenta una cinemática de plegamiento por propagación de falla, que se asocia a la falla Chacayes-Yesillo. El sistema sinclinal-anticlinal (sinclinal Valle Río Colina y anticlinal Cerro Amarillo) tendría un sistema de plegamiento por propagación de falla (Estero Las Minas) en primera instancia, y luego la acción de la falla Cerro Amarillo generaría un pliegue por propagación, que “sobrepliega” el anticlinal Cerro Amarillo.

Además, el sistema sinclinal-anticlinal se debería a la presencia de una estructura extensional previa la cual controlaría la cinemática durante el evento de deformación que produjo la inversión de la misma. Este tipo de cinemática se vería favorecida por el contraste de competencia que existe entre las rocas de basamento y la cobertura, lo que generaría un desacople entre estas dos unidades. Esto crea un *detachment* en la interfaz basamento-cobertura lo que genera la propagación horizontal de la falla hacia el este y, por consiguiente, el plegamiento de la cobertura por flexión de falla. La existencia de este nivel de despegue provoca un traspaso del acortamiento hacia la cobertura mediante la formación de fallas inversas que la pliegan, lo que provoca una diferencia en la cantidad de acortamiento entre el sector de deformación de piel gruesa y de piel fina (Giambiagi y Ghiglione, 2009; Giambiagi *et al.*, 2009a, 2009b; Figura 52). Esto se condice con el supuesto que las fallas en la zona de estudio, corresponden a fallas subhorizontales en profundidad asociadas a una falla mayor (falla Estero Las Minas) que involucra basamento prejurásico, el cual aflora en la Cordillera Frontal, compuesto por rocas metamórficas Precámbricas y lutitas negras marinas Paleozoicas parcialmente metamorizadas de la Formación Alto Río Tunuyán (Giambiagi y Ramos, 2002).

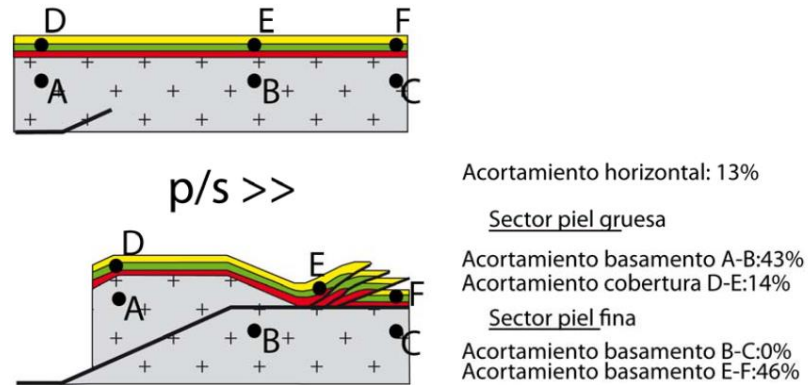


Figura 52. Modelo de interacción basamento-cobertura. Se muestra la diferencia de acortamiento del basamento y la cobertura tanto para el sector de deformación de piel gruesa como para el de piel fina. Tomado de Giambiagi y Ghiglione (2009).

V.8. Sismicidad superficial en el área de estudio

La falla Chacayes-Yesillo y la falla inferida Cerro Amarillo serían las fallas activas en la actualidad, de acuerdo al modelo cinemático de deformación planteado en este trabajo, lo que coincide con lo planteado por Charrier *et al.* (2005) donde la sismicidad superficial concentrada en la región a lo largo de la traza de la falla Chacayes-Yesillo, indica una actividad tectónica en el presente, y la ocurrencia de un sismo mayor de intraplaca (Las Melosas) hace más de 40 años atrás en esta región, indica actividad a lo largo de esta falla (Figura 53).

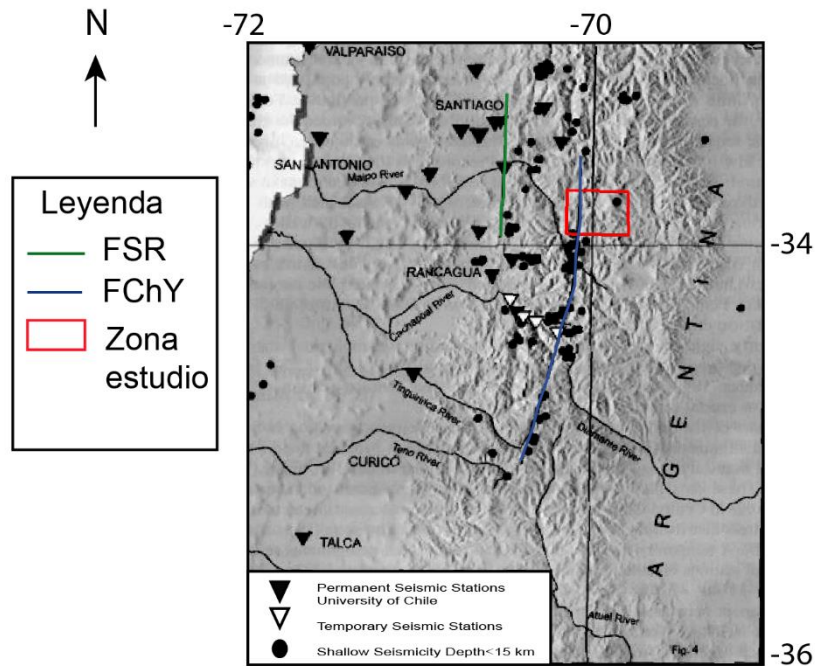


Figura 53. Distribución de la sismicidad superficial en la Cordillera Principal entre los 33°S y 36°S, de acuerdo a la evidencia obtenida en la región localizada entre los 33°S y 35°S, y para la región entre los 34°S y 35°S (Barrientos y Vera, 1995). Trazas de las fallas San Ramón y Chacayes-Yesillo son indicadas. Notar la sismicidad a lo largo de la traza de la falla Chacayes-Yesillo.

V.9. Implicancias para el control de sistema geotermal

Los sistemas geotermales poseen una serie de controles estructurales que son vitales para su exposición superficial (Rowland, 2004; Pavez *et al.*, 2015; Moeck, 2014; Faulkner, 2010), siendo el estudio estructural previo, esencial para el entendimiento de estos fenómenos.

En esta zona el control estructural es más directo para los Baños Morales (Figura 10), ya que donde se encuentran las termas, pasaría la traza de la falla Baños Morales (Calderón, 2008), que permitiría el ascenso de fluidos hidrotermales a la superficie.

Para la falla controladora de las Termas de Colina, es necesario un arreglo de Ridel para su entendimiento. Se realiza un análisis de componentes de permeabilidad estructural que controlen el stress en varias combinaciones dentro de un campo de stress compresional, notando la intersección común de todos los componentes que controlan el stress en la dirección σ_2 , es decir, en la componente que se transportan los fluidos. En tres dimensiones, se forma un *horstail* de alta permeabilidad cercano a la superficie de la pared colgante de una falla inversa (Figura 54).

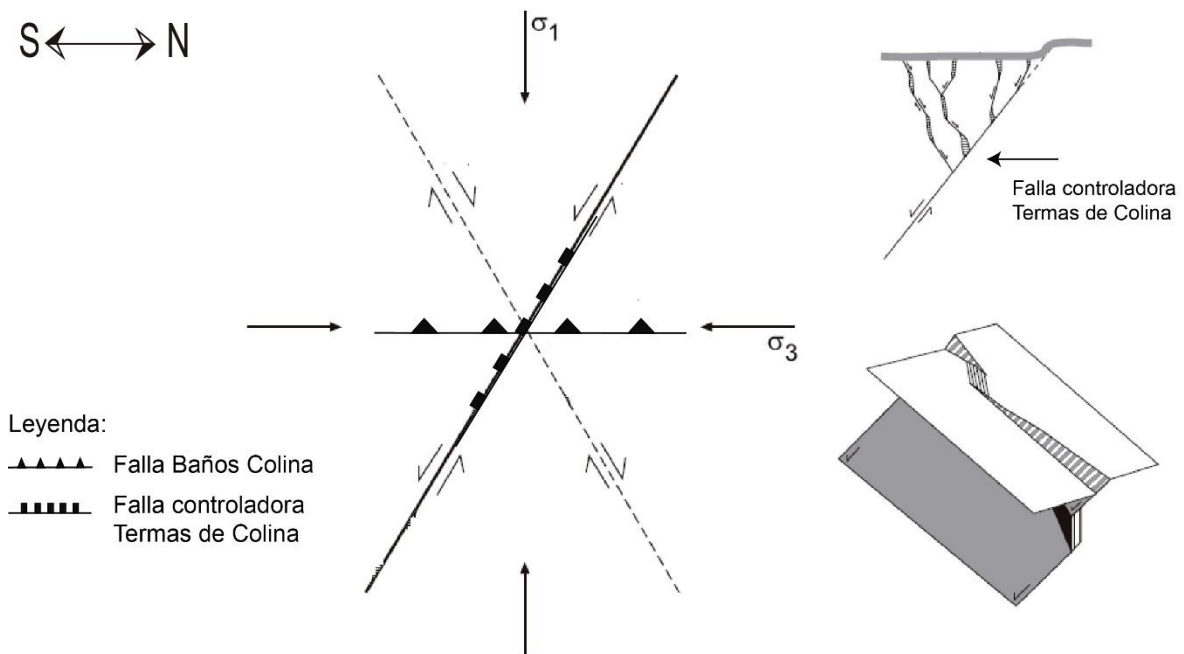


Figura 54. Componentes controlados por el stress de la permeabilidad estructural en el sector de los Baños Colina. Notar la intersección común de los componentes controlados por el stress en la dirección σ_2 . Modificado de Rowland y Sibson (2004).

Por otra parte, se proponen dos modelos de crecimiento de travertinos, uno en base a la cuenca de Denizili, al oeste de Turquía y otro en base a la cuenca del Acque Albule, Tivoli, en Italia (De Filippis *et al.*, 2013). Un modelo es de cresta de fisura y el segundo de *plateau*. En ambos casos las capas de travertinos, formadas por la acumulación de los depósitos, mayoritariamente crecen cuando la capa freática sube lo suficiente para cubrir la superficie (probablemente en períodos de calor y/o humedad). La descarga de fluidos se identifica como el principal factor que diferencia el crecimiento como *plateau* o cresta de fisura. Tal descarga (i.e. control de la presión de poros) es responsable probablemente de las diferentes tasas de apertura de las fracturas a través de las cuales los travertinos de Tivoli y Denizili son alimentados. La descarga de fluidos está probablemente

modulada por las oscilaciones del clima, pero el hecho de que la descarga del área de Tivoli sea 10 veces mayor que la del área de Denizli para precipitaciones anuales similares induce a suponer que, además del tiempo de deposición de travertinos, el sistema hidrológico de Tivoli podría haber descargado más fluido que el sistema hidrológico de Denizli. Por otro lado, la descarga de fluido del área de Tivoli pertenece a una cuenca significativamente más pequeña que la cuenca de Denizli. Durante períodos fríos (bajo nivel de la capa freática), el crecimiento de las capas de travertinos fue substancialmente inhibido. Durante estos últimos tiempos, el *plateau* de Tivoli fue afectado por una erosión parcial y por otro lado, las crestas de fisura de Denizli fueron inyectadas por vetas de travertinos bandeados formados por un periódico aumento de la exsolución de fluidos ricos en CO_2 de un depresivo nivel freático (Figura 55). Es así como podemos asociar las termas de la zona de estudio, con los tipos de crecimiento de travertinos. Entonces los Baños Morales se pueden ligar a un *plateau* asociado a una falla (falla Baños Morales) y las Termas de Colina estarían relacionadas con crestas de fisura, debido al arreglo de Ridel visto en el párrafo anterior.

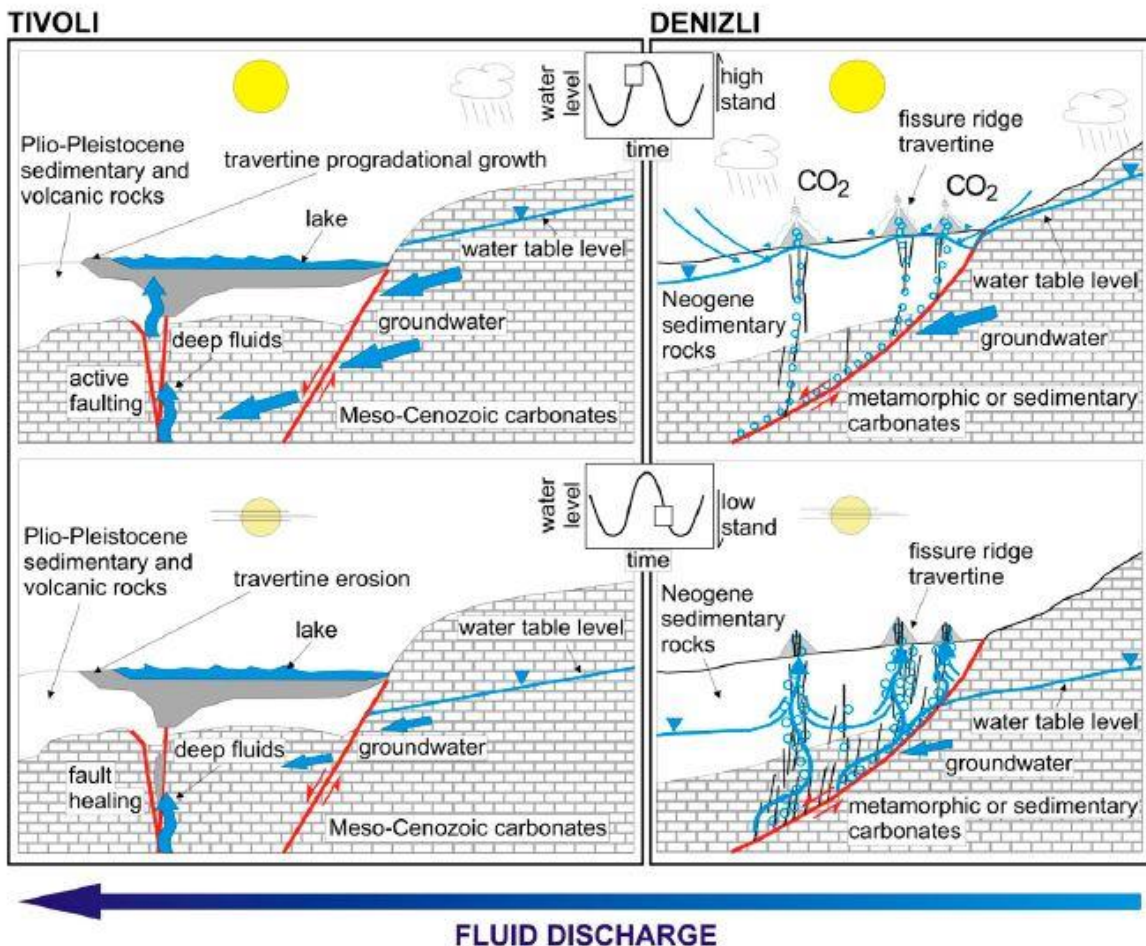


Figura 55. Modelos paralelos de crecimiento de travertinos, por plateau (columna izquierda) versus cresta de fisura (columna derecha). Tomado de De Filippis et al. (2013).

En consecuencia, se determinó que el ascenso de fluidos hidrotermales de Baños Morales y Baños Colina está controlado por fallas asociadas a la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua, y que la circulación de aguas meteóricas en presencia de un gradiente geotermal elevado, se asemeja a un sistema geotermal de tipo tectónico, donde el reservorio se presentaría como un medio rocoso fracturado (Pincetti, 2016).

V.10. Relación con los modelos corticales propuestos entre los 33°S y 34°S.

El modelo estructural propuesto para el área de estudio es compatible a un modelo de FPC, delimitado por una falla principal que controló la apertura de un depocentro, que posteriormente fue deformado y alzado debido a un cambio hacia un régimen tectónico compresivo. De existir un control estructural más profundo y de mayor escala, este no afecta el desarrollo del modelo propuesto si su vergencia fuera tanto hacia el oeste (Armijo *et al.*, 2010), como hacia el este (Farías *et al.*, 2010), ya que las fallas que conforman la FPC da la posibilidad que las dos vergencias generen el mismo resultado geométrico del modelo propuesto en este trabajo (Figura 44).

A pesar de que el modelo propuesto en este estudio no se ve afectado por la vergencia de tales modelos, los antecedentes estructurales, geofísicos y sedimentarios mostrados en los trabajos citados, sugieren que el modelo propuesto es compatible con sistemas de vergencia este. Más aún, Giambiagi *et al.* (2012) propone un modelo a gran escala donde la dinámica de interplaca podría ser el control de primer orden en los patrones de acortamiento tectónico presentes en la corteza continental. La cantidad de acortamiento, alzamiento, altos topográficos en el área de estudio, coinciden con los rasgos esperados en un sistema orogénico cuya deformación tanto dúctil como frágil es acoplada (Figura 56).

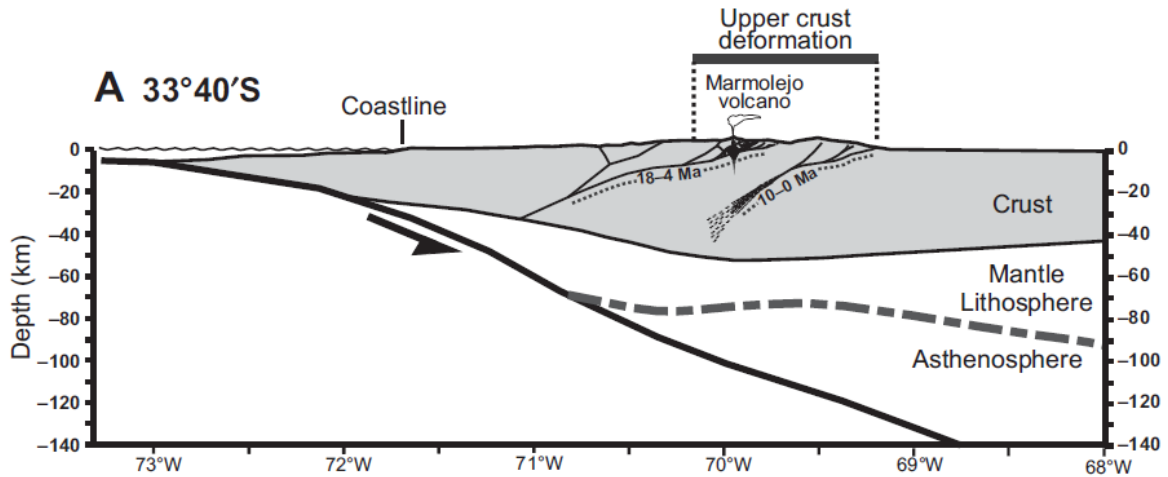


Figura 56. Modelo conceptual del estilo cortical a los 33°40'S. El modelo muestra un acoplamiento entre la corteza superior de deformación frágil y la corteza inferior de deformación dúctil y un alineamiento entre la localización de la deformación frágil y el máximo espesor cortical. Tomado de Giambiagi *et al.* (2012).

En tal modelo, la vergencia de las principales estructuras es esencialmente hacia el este, conectado con la zona de subducción a través de una estructura tipo rampa sugerida por Farías *et al.* (2010). Los despegues principales de la FPCA presentes en las secuencias cenozoicas y mesozoicas son más bien someros (~9 km de profundidad) y se profundizan hacia el sur, mientras que hacia el norte (32°S) son cercanos a una profundidad de 1 km (Ramos, 1985; Cegarra y Ramos, 1996).

En conclusión, el modelo propuesto en este estudio contiene elementos estructurales cuyas geometrías son comparables con los modelos tanto de Farías *et al.*, 2010 como de Armijo *et al.*, 2010. Sin embargo, en este trabajo se han documentado nuevas estructuras (fallas Punta Zanzi y Cerro Amarillo), tanto de vergencia este como oeste y una zona triangular localizada entre la falla Estero Las Minas y Cerro Amarillo (Figura 43), que requieren mayor estudio y evidencias.

Es probable que la profundidad de despegue para la FPCA sea una transición entre ambos estilos de deformación, es decir, piel fina al norte y una de estilo híbrido/piel gruesa hacia el sur, lo que a su vez está controlado por la geometría de la cuenca de Neuquén, en la que se desarrollarían las estructuras principales de la faja plegada y corrida (Quiroga, 2013). Tal control geométrico se debería a que el espesor de la cuenca de Neuquén disminuye hacia el norte hasta desaparecer a los 32°S (Giambiagi *et al.*, 2012, 2003a).

V.11. Intrusivos Miocenos y sus posibles efectos en el desarrollo de estructuras fuera de secuencia

Se reconoce el emplazamiento de intrusivos en sistema de fallas compresivos y ejes kink, a partir de modelos análogos (Mazzarini *et al.*, 2009; Montarini *et al.*, 2009). Es así como se puede asociar los intrusivos miocenos (Thiele, 1980) El Diablo y Colina, con los ejes kink del Sinclinal Cerro El Diablo y el Anticlinal Cerro Amarillo, respectivamente (Figura 57).

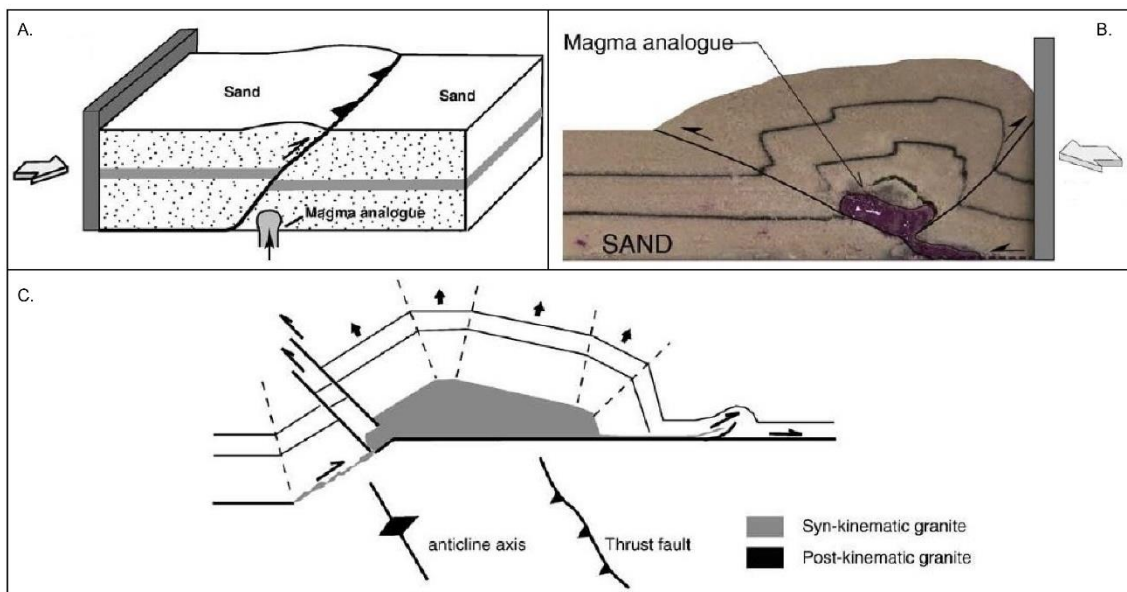


Figura 57. Modelo de emplazamiento de intrusivos en un régimen compresivo. (A) Modelo esquemático 3D que muestra la posición del punto de inyección en relación a una falla inversa. (B) Geometrías de emplazamiento en referencia a un modelo compresional. El emplazamiento muestra una asimetría, una mayor elongación debido a un corrimiento mayor y una menor elongación debido a un back-thrust menor. (C) Intrusión de un granito de forma sincrónica al acortamiento en la Faja Plegada y Corrida de Sevier, EEUU. .Modificado de Montarini et al. (2009).

Por otro lado, dada la evolución temporal de las estructuras descritas y modeladas, es posible asociar el Intrusivo Chacayes y Colina, con pulsos magmáticos entre los 8-4 Ma, etapa de compresión que formó la FPCA, relacionada a falla fuera de secuencia presentes en la zona de este estudio. Según Bustamante (2001) el intrusivo Chacayes, pudo haberse emplazado de forma sincrónica con la ocurrencia de la falla Chacayes-Yesillo, esto se infiere por

su forma en que se adapta a la estructura lineal (Figura 10), o tal vez es inmediatamente posterior, ya que intruye lavas andesíticas del miembro I de la Formación Abanico, descrito por Baeza (1999).

Dadas estas condiciones, es posible asumir que la falla Chacayes –Yesillo sea una falla fuera de secuencia (*back-thrust*) asociada a un pulso compresivo, muy probablemente impulsado por el Intrusivo Chacayes, una vez encontradas las condiciones de espacio necesarias para su emplazamiento.

VI. CONCLUSIONES

Conforme a las observaciones e información recopiladas en terreno y las interpretaciones realizadas en este trabajo, el área de estudio puede ser considerada como un solo dominio estructural: Dominio faja plegada y corrida de Aconcagua.

En sector de estudio afloran tanto rocas cenozoicas como rocas mesozoicas. Las estructuras presentan rumbos N-S y NNE-SSW, las fallas inversas poseen manteos de alto ángulo (70° - 90°) y los pliegues sinclinales y anticlinales tienen baja y media longitud de onda (entre 1 km y 5 km).

Las estructuras constituyentes de los bloques definidos presentan variaciones de rumbo interpretados como una expresión del Oroclino del Maipo, lo que podría explicar variaciones latitudinales de mayor escala en el estilo de deformación.

A partir de las secciones estructurales construidas, se desprende que la vergencia de las estructuras de primer orden sería de oeste a este, es decir, el sentido de transporte es hacia el este. Las estructuras constituyen un sistema de fallas inversas y de una falla lítrica inversa que involucra basamento, suponiendo un estilo de deformación piel fina/híbrida para el dominio. Cabe señalar que los niveles de despegue de las estructuras propuestas en profundidad, corresponderían principalmente al yeso oxfordiano, jugando un rol fundamental en la deformación observada en la zona de este estudio.

Según el modelo cinemático construido en este trabajo, mediante el software MOVE, se estimó un porcentaje de acortamiento de 44,2% equivalente a 22,7 km. El área de estudio muestra un estilo de deformación variable, definiéndose para el sinclinal Cerro El Diablo un estilo de plegamiento por flexura de falla, mientras que el borde oriental de la zona de estudio presentaría una deformación que se produjo por el movimiento inverso de una falla lítrica inferida (Falla Estero Las Minas).

El modelo estructural propuesto obedece a un modelo clásico de faja plegada y corrida cuyas fallas de primer orden analizadas en este trabajo se habrían activado posterior a un ambiente tectónico compresivo generando el alzamiento del borde oriental de la Cordillera Principal entre los 33° S y 34° S. Tal configuración es compatible con el modelo a escala cortical propuesto por Giambiagi *et al.* (2012) para los $33^{\circ}40'$ S.

A partir del análisis estructural realizado se pueden reconocer al menos 2 eventos de deformación para el ámbito de la Cordillera Principal en la región considerada en este trabajo:

Evento de deformación D1 (Mioceno medio a tardío): se habrían desarrollado los corrimientos en secuencia construyendo la parte más importante de la FPCA, en la cual tuvo lugar la deformación de las formaciones Abanico y Colimapu asociada a la Falla El Diablo con la formación del sinclinal Cerro El Diablo, deformación de las formaciones Lo Valdés, Río Damas y Río Colina asociada a la falla inferida Punta Zanzi, Baños Colina y Estero Las Minas. Esta última habría construido el sistema sinclinal-anticlinal de basamento con la formación del Sinclinal Valle Río Colina y Anticlinal Cerro Amarillo.

Evento de deformación D2 (Mioceno tardío a Plioceno temprano): deformación fuera de secuencia en la cual se formó el Anticlinal Las Amarillas y se re deformó el anticlinal Cerro Amarillo, momento en el cual habrían tenido lugar las fallas Chacayes-Yesillo y Cerro Amarillo.

Entre los 8-4 Ma, los intrusivos Chacayes, El Diablo y Colina habrían aprovechado el espacio generado a partir de las geometrías y estructuras formadas (Falla Chacayes-Yesillo, Sinclinal Cerro El Diablo y Falla Cerro Amarillo respectivamente) para emplazarse.

Finalmente sobre la base de las características de la Falla El Diablo, relación de corte de la misma, presencia de rocas pertenecientes a la Formación Colimapu al este de la falla de manera concordante con la formaciones Abanico y Lo Valdés, cambios de espesores en los estratos de la Formación Colimapu, evidenciando una posible deformación compresiva K-T y el modelo estructural propuesto, que plantea una seria duda con respecto al carácter de borde de cuenca de la falla El Diablo, se propone que no existe borde oriental de la cuenca de Abanico en el área de este estudio y si existe, se encontraría más al este de la falla El Diablo.

De acuerdo a lo realizado en este trabajo, es necesaria mayor información para poder validar los modelos que actualmente se proponen para la construcción de la Cordillera de los Andes. Realizar estudios geocronológicos, estructurales, estratigráficos y geofísicos que permitan delimitar exactamente el comportamiento cinemático y geométrico de las estructuras propuestas, tanto en el área de estudio como en sus alrededores. Es así como se propone muestrear las rocas de la Formación Colimapu y Abanico en el sector del valle Las Gualtatas (sector sur de la zona de estudio), las rocas de la Formación Río Damas tanto al este como al

oeste de la falla inversa inferida Punta Zanzi. Además de las rocas pertenecientes a la Formación Colimapu y Abanico al norte y sur del valle del Río Volcán.

BIBLIOGRAFÍA

Aguirre, L., 1960, Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, v. 9, 70 pp.

Aguirre, L., Calderón, S., Vergara, M., Oliveros, V., Morata, D., Belmar, M., 2009, Edades isotópicas de rocas de los valles Volcán y Tinguiririca, Chile central. XII Congreso Geológico Chileno Santiago, 22-26 Noviembre, 2009.

Allmendinger, R.W., 1998, Inverse and forward numerical modeling of trishear fault propagation folds. *Tectonics*, v. 17, p. 640-656.

Armijo, R., Rauld, R., Thiele, T., Vargas, V., Campos, J., Lacassin, R., y Kausel, K., 2010, The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics* 29, 1-34.

Arriagada, C., Mpodozis, C., Yañez, G., Charrier, R., Farías, M., Roperch, P., Rotaciones tectónicas en Chile central: El oroclino de Vallenar y el "megakink" del Maipo, XII Congreso Geológico Chileno Santiago, 22-26 de Noviembre, 2009.

Barazangi, M. and Isacks, B., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4: 686-692.

Baumgartner, L.P. and Person, M., 1995. One and two dimensional models of fluid flow and stable isotope exchange at an outcrop in the Adamello contact aureole, Southern Alps, Italy: *American Mineralogist*, v. 80, p. 1004-1019.

Becerra, J., 2012. Estructura y Tectónica Cenozoica del sector sur de la Cuenca de Arauco, ~38°S, Chile. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Benavente, O., 2015, Origen y naturaleza de los fluidos en los sistemas volcánicos e hidrotermales activos de los Andes de Chile central (32,5-36°S): Santiago, Universidad de Chile.

Buddin, T.S., Kane, S.J., Williams, G.D. y Egan, S.S., 1997, A sensitivity analysis of 3-dimensional restoration techniques using vertical and inclined shear constructions. *Tectonophysics*, v. 269, p. 33-50.

Bulnes, M. y McClay, K.R., 1998, Structural analysis and kinematic evolution of the inverted central South Celtic Sea Basin. *Marine and Petroleum Geology*, v. 15, p. 667-687.

Calderón, S., 2008, Condiciones físicas y químicas del metamorfismo de bajo grado de las secuencias mesozoicas en el Valle del Río Volcán (33°50'-34°00'S): Santiago, Universidad de Chile

Castro, J., 2012, Estilo estructural en los depósitos mesozoicos y cenozoicos en el valle del Río Colorado-Maipo, Región Metropolitana, Chile (~33°30'S): Santiago, Universidad de Chile.

Cegarra, M. y Ramos, V. A., 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. En V. A. Ramos (Ed.): Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24 (14): 387-422, Buenos Aires.

Cembrano, J. and L. Lara (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471(1-2): 96-113.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., y Zurita, E., 2002, Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 117-139.

Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J.J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R. y Wyss, A.R., 2005, The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, v. 236, p. 43-77.

Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M.P., 2007, Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geological Society Special Publication: The Geology of Chile: Londres*, p. 21- 114.

Charrier, R., Farías, M., Maksaev., 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*, v. 65, p. 5-35.

De Filippis, L., Faccenna, C., Billi, A., Anzalone, E., Brilli, M., Soligo, M., Tuccimei, P., 2013, Plateau versus fissure ridge travertines from Quaternary geothermal springs of Italy and Turkey: Interactions and feedbacks between fluid discharge, paleoclimate, and tectonics. *Earth-Science Reviews*, v. 123, p. 35-52.

Drake, R.E., 1976, Chronology of cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes latitudes 35° 30' to 36°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 1, p. 265-284.

Dula, W.F., 1991, Geometric models of listric normal faults and rollover folds. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 75, p. 1609-1625.

Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., y Comte, D., 2008, Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S). *Tectonics*, TC1005, doi: 10.1029/2006TC002046.

Farías, 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, p. 1-22.

Faulkner, D.R, Jackson, C.A.L, Lunn, R.J., Schilische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., Withjack, M.O., 2010, A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zone, *Journal of Structural Geology*, v. 32, p. 1557-1575.

Faill, R., 1969, Kink band structures in the Valley and Ridge province, central Pennsylvania: *Geological Society of America Bulletin*, v. 80, p. 2539-2550.

Fock, A., 2005, Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S: Santiago, Universidad de Chile.

Fock, A., Charrier, R., Farías, M., y Muñoz, M.A., 2006, Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico: Asociación Geológica Argentina, Serie Publicación Especial, v. 6.

Franzese J.R. and Spalleti L.A., 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 257-270.

Futa, K. and Stern, C.R., 1988. Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centers of the Southern Andes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 88, p. 253-262.

Giambiagi, L. B., and V. A. Ramos, 2002, Structural evolution of the Andes between 33°30' and 33°45' S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile, *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 101–116, doi: 10.1016/S0895-9811(02)00008-1.

Giambiagi, L.B., Alvarez, P.P., Godoy, E. y Ramos, V.A., 2003a, The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, v. 369, p. 1-19.

Giambiagi, L.B., Ramos, V.A., Godoy, E., Alvarez, P.P. y Orts, S., 2003b, Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 degrees and 34 degrees south latitude. *Tectonics*, v. 22, p. 1041-1059.

Giambiagi, L.B., Tunik, M., Ramos, V.A., Godoy, E., 2009, The high andean Cordillera of central Argentina and Chile along the Piuquenes pass-cordon del Portillo transect: Darwin's pioneering observations compared with modern geology. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 64, p. 43-54.

Giambiagi, L. y Ghiglione, M., 2009. Modelos cinemáticos de interacción entre estructuras de basamento y de cobertura. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, 22-26 Noviembre, 2009

Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E. y Bottesi, G., 2009a, Características estructurales del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (35°-36°S): distribución del acortamiento e influencia de estructuras previas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 65, p. 140-153.

Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E. y Bottesi, G., 2009b, Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargue fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology*, v. 31, p. 1443-1457.

Giambiagi, L., Tunik, M., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M., Alvarez, P. y Drosina, M., 2009c, Cinemática de apertura del sector norte de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 65, p. 278-292.

Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Tassara, A. y Hoke, G., 2012. Thrust belts of the southern Central Andes: Along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation *GSA Bulletin*, 124;(7/8); p. 1339–1351.

Giggenbach, W., 1995. Variations in the chemical and isotopic composition of fluids discharged from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 68, p. 89-116.

Godoy, E. y Lara, L., 1994, Segmentación estructural andina a los 33°-34°S: nuevos datos en la Cordillera Principal. 7° Congreso Geológico Chileno, Volume 2: Concepción, p. 1344-1348.

Godoy, E., Yáñez, G. y Vera, E., 1999, Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, v. 306, p. 217-236.

González, O., y Vergara, M., 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S: Instituto Geología, Universidad de Chile, Santiago, v. 24.

Grocott, J., Arévalo, C., Welkner, D. y Cruden, A., 2009, Fault-assisted vertical pluton growth: Coastal Cordillera, north Chilean Andes, *Journal of the Geological Society*, 166, 295-301.

Hardy, S. y Ford, M., 1997, Numerical modeling of trishear fault propagation folding. *Tectonics*, v. 16, p. 841-854.

Isacks, B., Jordan, T., Allmendinger, R. y Ramos, V.A., 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la placa de Nazca subductada. V Congr. Latinoamericano Geol., Buenos Aires, Actas, 11: 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, p. 3211-3231.

Jordan, T.E., Isacks, B., Ramos, V.A. and Allmendinger, R.W., 1983a. Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, 1983(3): 20-26.

Jordan, T.E., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V.A. and Ando, C., 1983b. Andean tectonics related to geometry of subducted plates. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94(3): 341-361.

Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pangaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C., 2001, Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, v. 20, p. 308-324.

Kay, S. M., Mpodozis, C., Ramos, V. A. and Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over a shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andean Cordillera (28° - 33° S). En R. S. Harmon y C. Rapela (Eds.): *Andean magmatism and its tectonic settings*. Geological Society of America, Special Paper 265: 113-137.

Kay, S. and 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*, v. 15, p. 39-57.

Klohn, C., 1960, Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. Instituto de Investigaciones Geológicas, v. Boletín n°8, 95 p.

Kozlowsky, E., Manaceda, R. y Ramos, V.A., 1993, Estructura, in Ramos, V.A., ed., *Geología y recursos naturales de Mendoza.*, Volume Relatorio. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos (Mendoza).

Kurtz, A.C., Kay, S., Charrier, R. y Farrar, E., 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history the El Teniente region, Central Chile (34-35°S): *Andean Geology*, v. 24, no. 1.

Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M., Fanning, M., Mathur, R., Rutz, J., and Zentilli, M., 2004. New Chronology for El Teniente, Chilean Andes: Implications for the Evolution of a Supergiant Porphyry Cu-Mo Deposit.

Maceda, R. y Figueroa, D., 1995, Inversion of the Mesozoic Neuquen Rift in the Malarguee fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. American Association Petroleum Geologists Memoir, v. 62, p. 369-382.

Maksaev, V., Munizaga, F., Zentilli, M., Charrier, R., 2009, Fission track thermochronology of Neogene plutons in the Principal Andean Cordillera of central Chile (33-35°S): Implications for tectonic evolution and porphyry Cu-Mo mineralization. Revista Andean Geology, v. 36, p. 153-171.

Marshak, S., and Woodward, N., 1988. Introduction to cross section balancing, in S. Marshak and G. Mitra, eds., Basic methods of structural geology: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 446 p.

Mazzarini, F., Musumeci, G., Montanari, D. y Corti, G., 2010, Relations between deformation and upper crustal magma emplacement in laboratory physical models, Tectonophysics, 484, 139-146.

McClay, K. 2004. Structural models in the oil: the future for mineral exploration?, SEG 2004, Predictive Mineral Discovery Under Cover.

Mitra, S., 1987, Regional variations in deformation mechanisms and structural styles in the central Appalachian orogenic belt, Exploration Research, ARCO Oil and Gas Company, 2300 West Plano Parkway, Plano, Texas 75075.

Mitra, S. y Mount, V.S., 1998, Foreland basement-involved structures. American Association Petroleum Geologists Bulletin, v. 82, p. 70-109.

Moeck, I., 2014, Catalog of geothermal play types based on geologic controls. Renewable and Sustainable Energy Reviews, v. 37, p. 867-882.

Montanari, D., Corti, G., Sani, F., Del Ventisette, C., Bonini, M. y Moratti, G., 2010, Experimental investigation on granite emplacement during shortening, Tectonophysics, 484, 147-155.

Mpodozis, C. y Ramos, V.A., 1989, The Andes of Chile and Argentina. In Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources, in Ericksen, G.E., Cañas, M.T., and Reinemud, J.A., eds., Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Volume 11, p. 59-90.

Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Nyström, J., Feraud, G. y Demant, A., 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50pS). Revista Geológica de Chile, 33(1), 109-140.

Muñoz-Sáez, C., Pinto, L., Charrier, R., Nalpas, T., 2014, Influence of depositional load on the development of a shortcut fault system during the inversion of an extensional basin: The Eocene-Oligocene Abanico Basin case, central Chile Andes between 33° and 35°S latitude. Andean Geology, v. 41, p. 1-28.

Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987, Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, v. 6, p. 233-248.

Peña, M., Becerra, J., Martínez, F., Arriagada, C. 2013. Geología del Área Yerbas Buenas-Tres Morros Región de Atacama. Carta Geológica de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Escala: 1:100.000. Serie Geológica Básica, 155.

Pincetti, G., 2016, Hidrogeoquímica e Hidrodinámica de las fuentes termales del Río Yeso y Río Volcán, Cordillera de los Andes, Región Metropolitana, Universidad de Chile.

Quiroga, R., 2013, Análisis estructural de los depósitos cenozoicos de las Cordillera Principal entre el cerro Provincia y el cordón El Quempe, Región Metropolitana, Chile (33°18' y 33°25'S), Santiago, Universidad de Chile.

Ramos, V.A, Ramos, Cegarra, M., Cristallini, E., 1995, Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina between 30° and 36°S latitude. *Tectonophysics*, v. 259, p. 185-200.

Ramos, V. A., Godoy, E., Godoy, V. y Pángaro, F., 1996. Evolución tectónica de la Cordillera Principal Argentino-Chilena a la latitud del Paso de Piuquenes (33°30'S). *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 337-352, Buenos Aires.

Ramos, V.A., 2002, La transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe: influencia del basamento de la Cordillera Frontal. 15° Congreso Argentino Geológico, Volume Actas 2: El Calafate, p. 224-229.

Ramos, V. A., Cegarra, M. y Cristallini, E., 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30-36°S latitude). *Tectonophysics*, 259 (1-3): 185-200.

Ramos, V.A., Zapata, E., Cristallini, E. y Introcaso, A., 2004, The Andean thrust system-Latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening, *in* McClay, K.R., ed., Thrust tectonics and hydrocarbon system, Volume Memoir 82, American Association Petroleum Geologists Bulletin, p. 30-50.

Rauld, R., 2002, Análisis morfoestructural del frente cordillerano Santiago Oriente entre el Río Mapocho y la Quebrada de Macul. Memoria. Universidad de Chile. Santiago, Chile.

Rivano, S., Godoy, E., Vegara, M., y Villarroel, R., 1990. Redefinición de la formación farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34°S): *Andean Geology*, v. 17, no. 2.

Roeder, D., 1973, Subduction and Orogeny. *Journal of Geophysical Research*, v. 78, p. 5005-5024.

Rowland, J.V. and Sibson, R.H., 2004. Structural controls on hydrothermal flow in segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: *Geofluids*, v. 4, p. 259-283.

Saginer, I., 2013. Evolution of geochemical variations along the Central American volcanic front: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 14, p. 4504-4522.

Sellés, D. y Gana, P., 2001, Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal. Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geología Básica, v. 4

Sernageomin, 2003, Carta Geológica de Chile (escala 1:1.000.000): Servicio Nacional de Geología y Minería, v. Publicación Geológica Digital 4.

Silvestro, J. y Atencio, M., 2009, La cuenca cenozoica del río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe. Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 65, p. 154-169.

Suppe, J., 1983, Geometry and Kinematics of fault-bend folging: Am J Sci, 30, 159-186.

Suppe, J. & Medwedeff, D.A. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83 (Laubscher volume).

Somoza, R., 1998. Updated aza (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implication for mountain building in the central Andean region: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 211-215.

Stern, C.R. (1989). Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Zone: *Revista Geológica de Chile*, v. 16, p. 145–162.

Stern C.R. (1991). Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas: *Geology*, v. 19, p. 78–81.

Somoza, R. and Ghidella, M.E., 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk: *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, v. 60, n.4.

Tapia, F., 2010, Análisis estructural del sector occidental de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe en el curso superior del Río Colorado de Lontué (35°18' y 35°23'S), Región del Maule, Chile: Santiago, Universidad de Chile.

Tapia, F., 2015, Evolución Tectónica y configuración actual de los Andes Centrales del sur (34°45'- 35°30'S), Santiago, Chile, Universidad de Chile.

Tebbens, S.F., 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present: *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, No. B6, pages 12.061-12.084.

Thiele, R., 1980, Hoja Santiago, Región Metropolitana: Servicio Nacional de Geología y Minería, v. Carta Geológica de Chile 29.

Turienzo, M.M., 2010, Structural style of the Malargüe fold-and-thrust belt at the Diamante River area (34°30'-34°50'S) and its linkage with the Cordillera Frontal, Andes of central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 537-556.

Wall, R., Sellés, D. y Gana, P., 1999, Geología de la Hoja Santiago, área de Tiltill-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa Geológico, v. 11.

White, N.J., Jackson, J.A. y McKenzie, D.P., 1986, The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 897-909.

Withjack, M.O. y Peterson, E.T., 1993, Prediction of normal-fault geometries; a sensitivity analysis. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 77, p. 1860-1873.

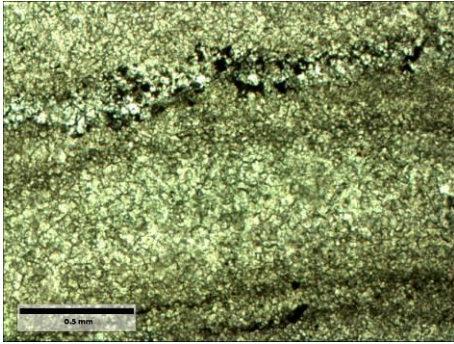
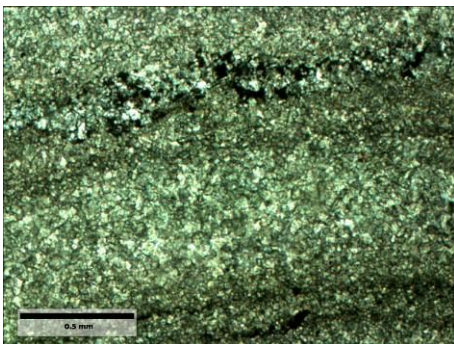
Wu, S., Zhaohua Y., Rongqiang, Z., Wengong, H. y Dongbo Z., 2005. Mesozoic–Cenozoic tectonic evolution of the Zhuanghai area, Bohai-Bay Basin, east China: the application of balanced cross-sections. *J. Geophys. Eng.* 158–168

Xiao, H. y Suppe, J., 1992, Origin of rollover. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 76, p. 509-529.

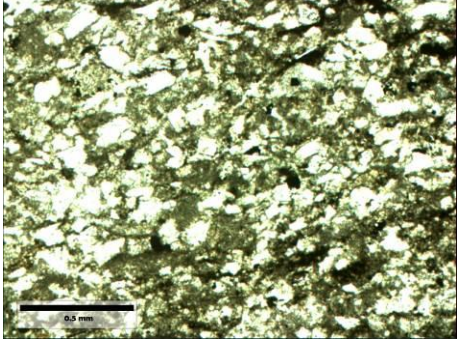
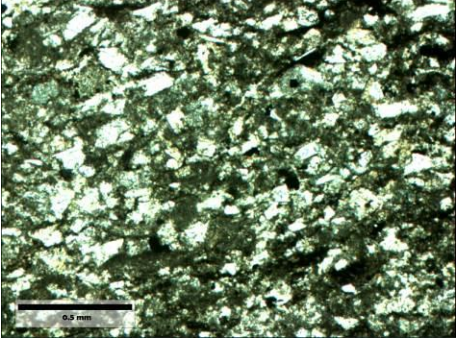
Yagupsky, D.L., Cristallini, E.O., Fantin, J., Valcarce, G.Z., Bottesi, G. y Varade, R., 2008, Oblique half-graben inversion of the Mesozoic Neuquen Rift in the Malargue Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina: New insights from analogue models. *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 839-853.

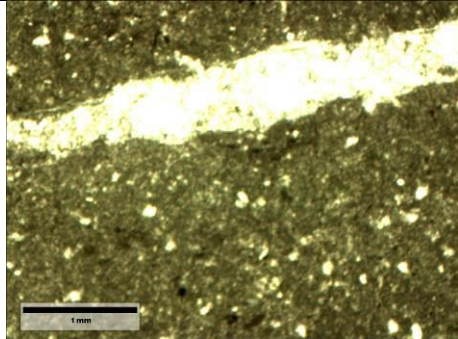
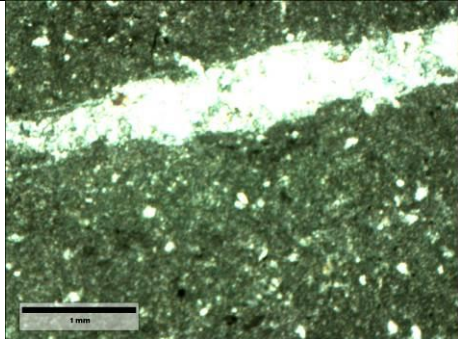
ANEXOS

ANEXO A: CORTES TRANSPARENTES

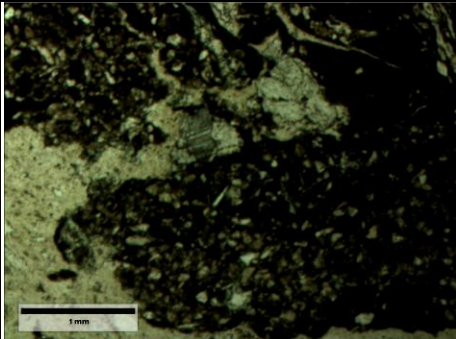
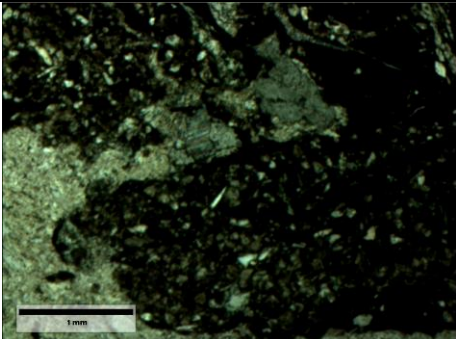
Código	N//		NX		
D2P5M1					
GPS	N 6250109		E 0413708		
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]		
	~ 0.125		~ 0.125		
	Textura Arenácea		Textura Arenácea		
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad		Redondeamiento		
	Alta		Medio		
Selección	Muy buena				
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Suturado				
Relación esqueleto/pasta	3%				
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez		Selección
	60		Media		Muy buena
Madurez composicional	No se distinguen los clastos				
Porosidad	Baja				
Composición cemento	Calcita				
Tipo de cemento	Mosaico				
Cristales	Composición	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos
	Calcita	Mesocristalinos	Subhedrales	Rectos a suturados (menor nivel)	Corrosivos o suturados
Estructuras	Laminaciones				

Mezclas	No se observa					
Clasificación	Porcentaje Matriz, esqueleto y cemento			Porcentaje Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos		
	Matriz [%]	Esqueleto [%]	Cemento [%]	Cuarzo [%]	Feldespato [%]	Fragmentos líticos [%]
	60	3	37	-	-	-
Nombre de la roca	Limolita					

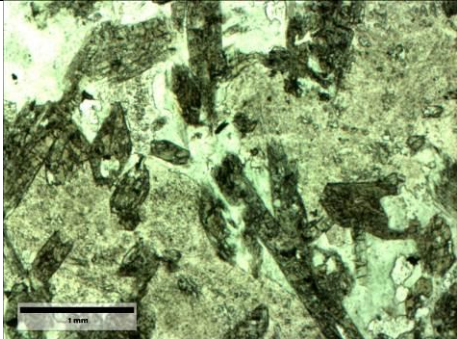
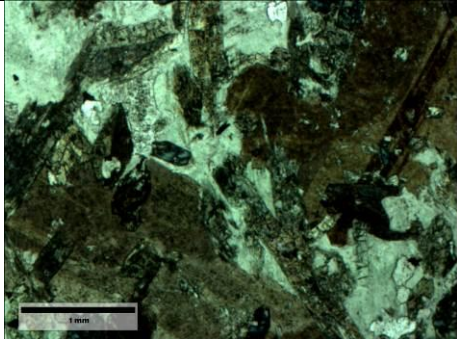
Código	N//			NX		
D2P5M2						
GPS	N 6250109			E 0413708		
Tamaño de clastos	Centil [mm]			Moda [mm]		
	~ 0.34			~ 0.03		
	Textura Arenácea			Textura Lutácea		
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad			Redondeamiento		
	Media			Bajo		
Selección	Media					
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Cóncavo-convexo					
Relación esqueleto/pasta	35%					
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez		Selección	
	55		Baja		Media	
Madurez composicional	Plagioclasas, cuarzo chert, micas blancas y óxidos de Fe					
Porosidad	Alta					
Composición cemento	Arcilla					
Tipo de cemento	Mosaico					
Cristales	Composición	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos	
	Arcilla	Mesocritalinós	Subhedrale	Suturados	Corrosivos	

		(4 micras-2 mm)	s			
Estructuras	Laminaciones					
Mezclas	Se observan al menos 3 poblaciones de granos Población 1: < 0.06 mm Población 2: 0.06 mm -0.16 mm Población 3: 0.16 mm - 0.25 mm					
Clasificación	Porcentaje Matriz, esqueleto y cemento			Porcentaje Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos		
	Matriz [%]	Esqueleto [%]	Cemento [%]	Cuarzo [%]	Feldespato [%]	Fragmentos líticos [%]
	55	35	10	100	-	-
Nombre de la roca	Waka cuarcífera					
Código	N//			NX		
D3P2M1						
GPS	N 6253422			E 0408792		
Tamaño de clastos	Centil [mm]			Moda [mm]		
	~ 0.14			~ 0.05		
	Textura			Textura		
	Arenácea			Lutácea		
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad			Redondeamiento		
	Media			Medio		
Selección	Buena					
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Suturado					
Relación esqueleto/ pasta	10%					
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez		Selección	
	75		Buena		Buena	
Madurez composicional	Óxidos de Fe, Cuarzo					
Porosidad	Baja					
Composición cemento	Calcita					
Tipo de cemento	Mosaico					
Cristales	Composición	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos	
	Óxidos de Fe Cuarzo	Mesocristalinos	Subhedrales	Suturados	Corrosivos	
Estructuras	Laminaciones					

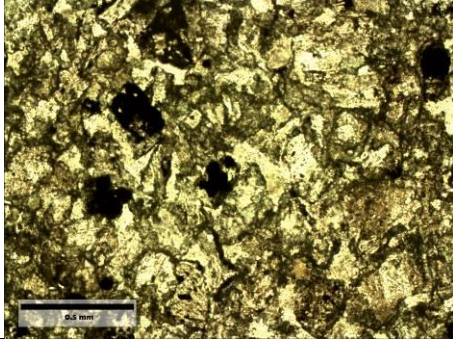
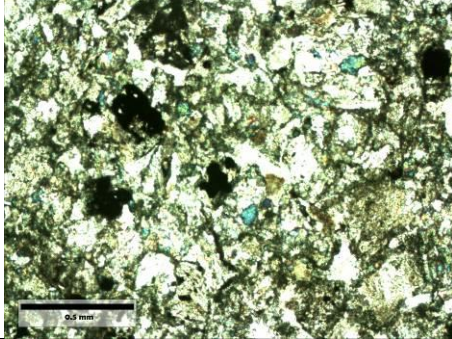
Mezclas	Se observan al menos dos poblaciones de granos Población 1: < 0.04 mm Población 2: 0.04 mm - 0.14 mm					
Clasificación	Porcentaje Matriz, esqueleto y cemento			Porcentaje Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos		
	Matriz [%]	Esqueleto [%]	Cemento [%]	Cuarzo [%]	Feldespato [%]	Fragmentos líticos [%]
	75	10	15	100	-	0
Nombre de la roca	Limolita					

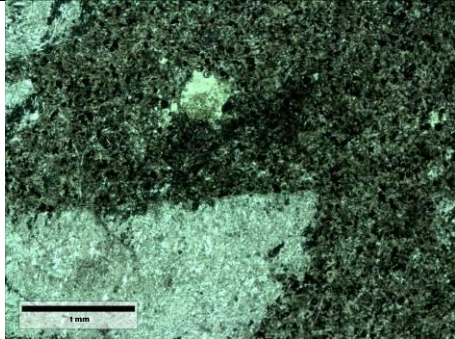
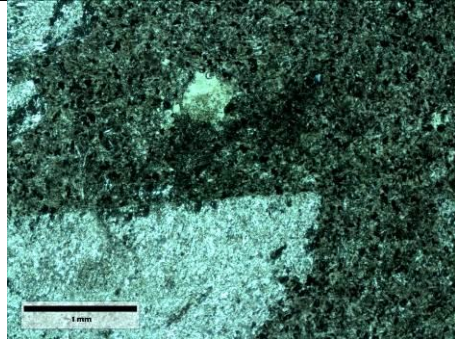
Código	N//		NX		
D3P5M1					
GPS	N6254263		E 0409367		
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]		
	~ 4		~ 0.8		
	Textura Rudácea		Textura Arenácea		
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad		Redondeamiento		
	Media		Medio		
Selección	Mala				
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Concávo-convexo				
Relación esqueleto/ pasta	50%				
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez		Selección
	0		Media		Mala
Madurez composicional	Fragmentos de roca, óxidos de Fe, Chert				
Porosidad	Alta				
Composición cemento	Yeso y Calcita				
Tipo de cemento	Poiquilotópico: yeso Mosaico: calcita				
Cristales	Composición	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos
	Calcita y yeso	Mesocrystalinos (0.4 mm los cristales de calcita)	Anhedrales: yeso o Subhedrales: calcita	Suturados (calcita)	Cóncavo-convexo y rectos

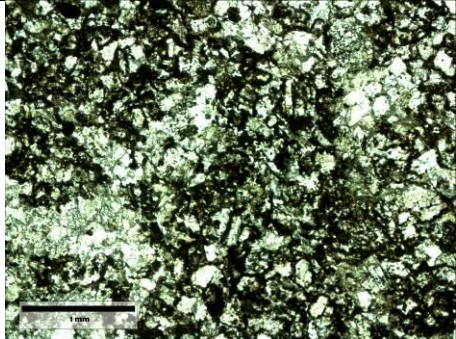
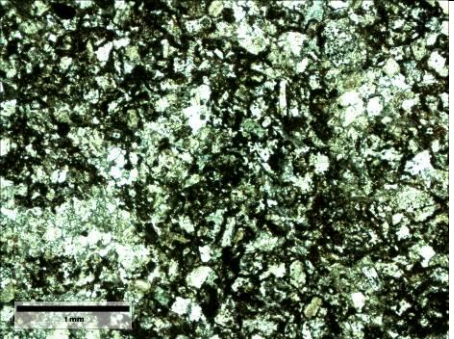
Estructuras	No se observa					
Mezclas	Se observan al menos tres poblaciones de granos Población 1: < 0.2 mm Población 2: 0.2 mm - 0.4 mm Población 3: 0.4 mm – 1.4 mm					
Clasificación	Porcentaje Matriz, esqueleto y cemento			Porcentaje Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos		
	Matriz [%]	Esqueleto o [%]	Cemento [%]	Cuarzo [%]	Feldespato [%]	Fragmentos líticos [%]
	0	50	50	30	-	70
Nombre de la roca	Yeso					

Código	N//			NX		
D3P3M1						
GPS	N6253257			E 0408750		
Mineralogía Primaria	Mineral	%	Forma	Estructuralidad	Integridad	Tamaño mm
	Plag.	60	Subhedral	Subestructural	Media	~ 0.2
	Anfíbol	40	Subhedral	Subestructural	Media	~ 1
Mineralogía Secundaria	Epidota, Prehnita, Calcita, Mica Blanca					
Masa Fundamental	No se observa					
Texturas	Textura			Minerales involucrados		
	Poiquilitica			Anfiboles dentro de plagioclasas		
Clasificación según diagrama QAP	Cuarzo [%]		Feldespato [%]		Plagioclasa [%]	
	-		-		100	
Nombre de la roca	Diorita					

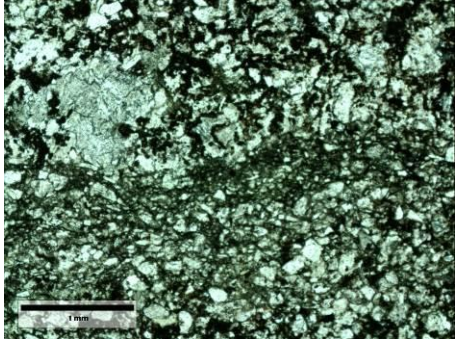
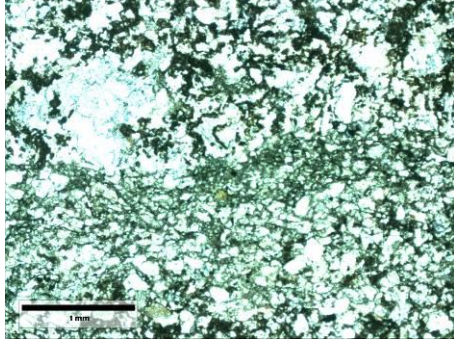
Código	N//	NX
---------------	-----	----

D3P6M2						
GPS	N 6257942		E 0406651			
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]			
	~ 1		~ 0.25			
	Textura Arenácea		Textura Arenácea			
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad		Redondeamiento			
	Baja a Media		Medio			
Selección	Mala					
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Concávo-convexo					
Relación esqueleto/ pasta	75%					
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez	Selección		
			Baja a Media	Mala		
Madurez composicional	Plagioclasas, Cuarzo, Epidota, Fragmentos de andesita, Clorita					
Porosidad	Media a Alta					
Composición cemento	Óxidos de Fe					
Tipo de cemento	Pelicular					
Cristales	Composición	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos	
	Plagioclasas, cuarzo, epidota, clorita	Mesocristalinos	Subhedrales	Rectos y suturados	Corrosivos	
Estructuras	No se observa					
Mezclas	No se observa					
Clasificación	Porcentaje Matriz, esqueleto y cemento			Porcentaje Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos		
	Matriz [%]	Esqueleto [%]	Cemento [%]	Cuarzo [%]	Feldespato [%]	Fragmentos líticos [%]
	15	75	10	50	-	50
Nombre de la roca	Arenisca sublítica					

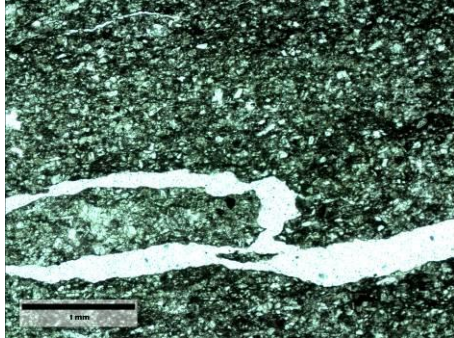
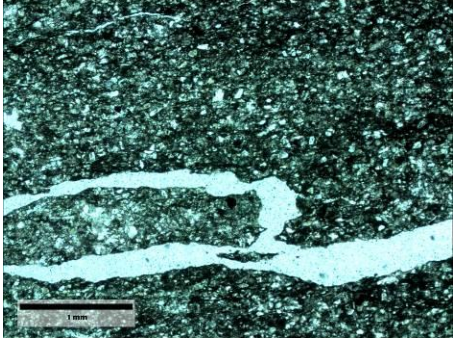
Código	N//			NX		
D4P3M1						
GPS	N 6256593			E 04036871		
Mineralogía Primaria	Mineral	%	Forma	Estructuralidad	Integridad	Tamaño mm
	Plag.	25	Euhedra 	Euestructural	Alta	~ 0.4
	Opx.	20	Euhedra 	Euestructural	Media	~ 0.25
Mineralogía Secundaria	Clorita, Epidota y óxidos de Fe.					
Masa Fundamental	Plagioclasas, ~ 0.06 mm					
Texturas	Textura			Minerales Involucrados		
	Corona o bordes de reacción			Plagioclasa con corona de clorita		
Clasificación según diagrama QAP	Cuarzo %		Feldespato %		Plagioclasa %	
	-		-		100	
Nombre de la roca	Basalto					

Código	N//			NX		
D5P6M1						
GPS	N 6255976			E 0399773		
Mineralogía Primaria	Mineral	%	Forma	Estructuralidad	Integridad	Tamaño mm
	Plag.	65	Euhedral	Euestructural	Alta	~ 0.1
	Qz.	35	Anhedral	Aestructural	Baja	~ 0.2
Mineralogía Secundaria	<ul style="list-style-type: none"> - Calcita o carbonatos alterando la masa fundamental - Qz. Secundario microcristalino alterando la masa fundamental. - Vetillas de calcita o carbonatos: <ul style="list-style-type: none"> o 0.5 mm de espesor o Irregulares o Sinuosas 					

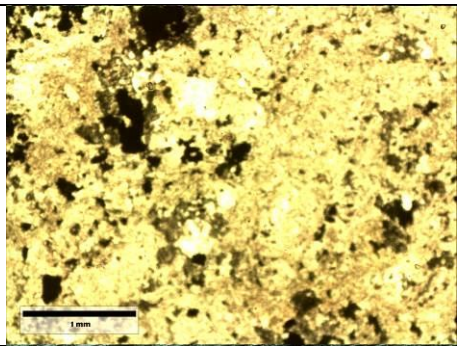
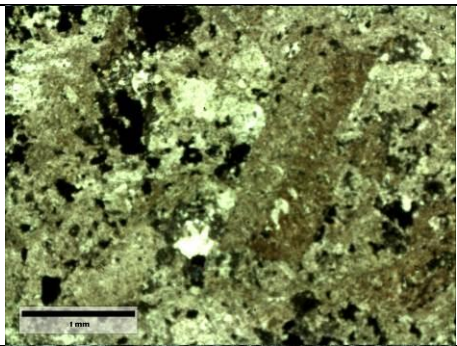
	○ Continuas		
Masa Fundamental	Vidrio alterado con óxidos de Fe		
Texturas	Textura		Minerales Involucrados
	Corona o bordes de reacción		Qz. Microcristalino con una corona de carbonatos
Clasificación según diagrama QAP	Cuarzo %	Feldespatos %	Plagioclasa %
	35	-	65
Nombre de la roca	Dacita		

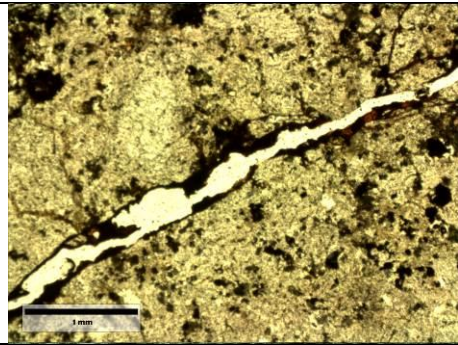
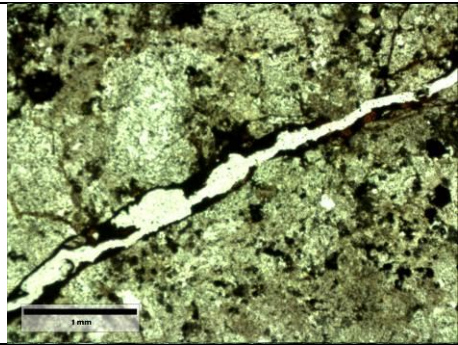
Código	N//			NX		
D5P6M2						
GPS	N 6255976			E 0399773		
Mineralogía Primaria	Mineral	%	Forma	Estructuralidad	Integridad	Tamaño mm
	Plag.	70	Euhedral	Euestructural	Media	~ 0.2
	Qz.	30	Subeuhedral	Aestructural	Alta	~ 0.1
Mineralogía Secundaria	<ul style="list-style-type: none"> - Calcita o carbonatos - Vetillas de calcita o carbonatos: <ul style="list-style-type: none"> ○ 0.4 mm de espesor ○ Continuas ○ Regulares ○ Sinuosas - Epidota 					
Masa Fundamental	Vidrio alterado a óxidos de Fe: 50%					
Texturas	Textura			Minerales Involucrados		
	No se observa					
Clasificación según diagrama QAP	Cuarzo %	Feldespatos %	Plagioclasa %			
	30	-	70			
Nombre de la roca	Dacita					

Código	N//	NX
---------------	-----	----

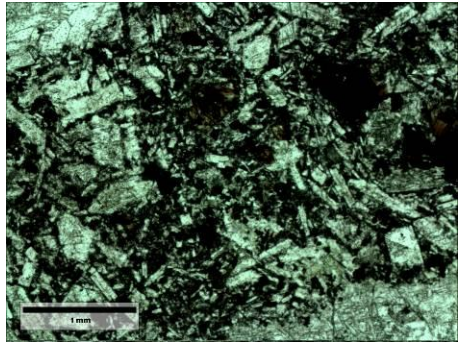
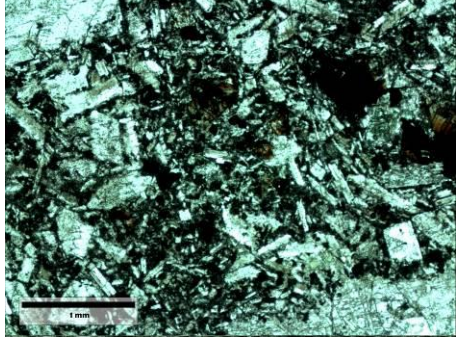
D6P7M1						
GPS	N 6256452		E 0403181			
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]			
	~ 0.6		~ 0.06			
	Textura		Textura			
	Arenácea		Lutácea			
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad		Redondeamiento			
	Media		Medio			
Selección	Buena					
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Suturado					
Relación esqueleto/ pasta	25%					
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez			
	60		Media			
Madurez composicional	Fragmentos líticos					
Porosidad	Baja					
Composición cemento	Calcita					
Tipo de cemento	Mosaico					
Cristales	Composición		Forma		Relaciones de contacto cemento-granos	
	Fragmentos líticos		Subhedrales			
Estructuras	Laminaciones					
Mezclas	No se observa					
Clasificación	Porcentaje Matriz, esqueleto y cemento			Porcentaje Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos		
	Matriz [%]	Esqueleto [%]	Cemento [%]	Cuarzo [%]	Feldespato [%]	Fragmentos líticos [%]
	60	25	15	-	-	-
Nombre de la roca	Limolita					

Código	N//	NX
---------------	-----	----

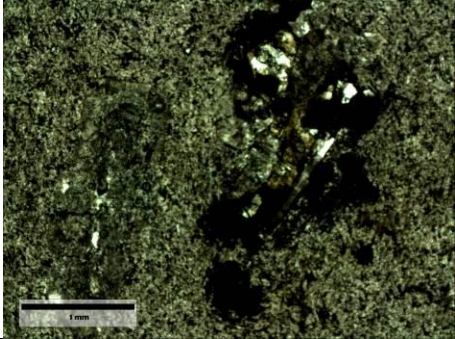
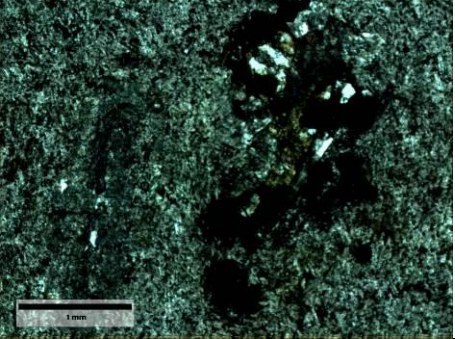
D6P8M1						
GPS	N 6257501			E 0401811		
Mineralogía Primaria	Mineral	%	Forma	Estructuralidad	Integridad	Tamaño mm
	Plag.	40	Subeuhedral	Subestructural	Baja	0.1-1
Mineralogía Secundaria	<ul style="list-style-type: none"> - Epidota creciendo en cavidades, 5% - Calcita < 0.1% - Cavidades, 10% - Vetillas de óxidos de Fe: <ul style="list-style-type: none"> o 0.1 mm de espesor o Irregulares o Sinuosas o Discontinuas 					
Masa Fundamental	Vidrio, 45%					
Texturas	Textura			Minerales Involucrados		
	No se observa					
Clasificación según diagrama QAP	Cuarzo %		Feldespato %		Plagioclasa %	
	-		-		100	
Nombre de la roca	Andesita					

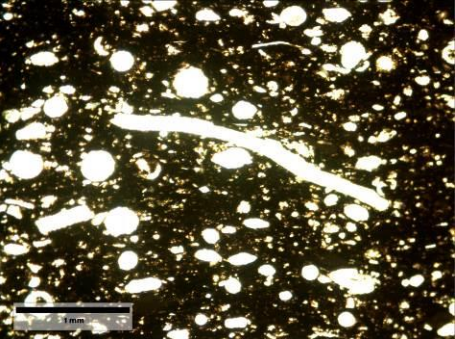
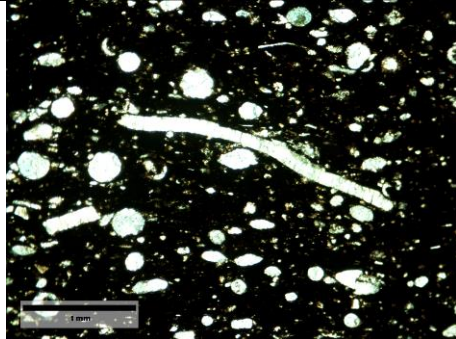
Código	N//			NX		
D6P8M2						
GPS	N 6257501			E 0401811		
Mineralogía Primaria	Mineral	%	Forma	Estructuralidad	Integridad	Tamaño mm
	Plag.	30	Subeuhedral	Subestructural	Media	0.05-1.34
Mineralogía Secundaria	<ul style="list-style-type: none"> - Epidota 5%, 0.05 mm de diámetro - Cuarzo secundario, creciendo en cavidades de 0.12 mm de diámetro, 10% 					

	<ul style="list-style-type: none"> - Vetillas de óxidos de Fe: <ul style="list-style-type: none"> o 0.06 mm de espesor o Irregulares o Sinuosas o Discontinuas 		
Masa Fundamental	Vidrio		
Texturas	Textura		Minerales Involucrados
	Simplectítica		Calcita-Plagioclasa
Clasificación según diagrama QAP	Cuarzo %	Feldespatos %	Plagioclasa %
	-	-	100
Nombre de la roca	Andesita		

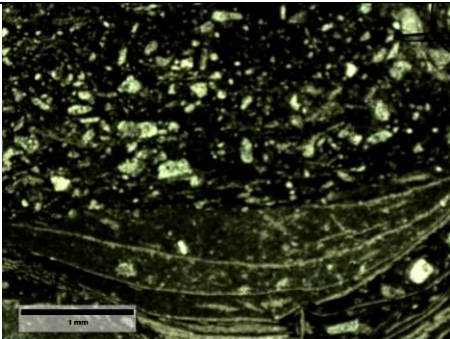
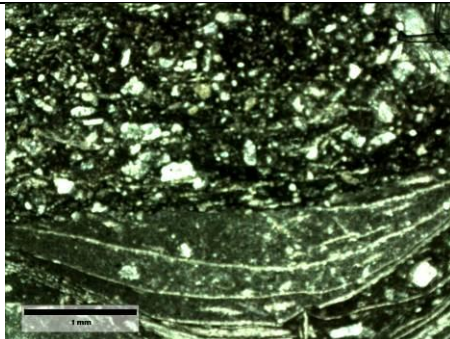
Código	N//			NX		
D6P10M1						
GPS	N 6257481			E 0403029		
Mineralogía Primaria	Mineral	%	Forma	Estructuralidad	Integridad	Tamaño mm
	Plag.	10	Subeuhedra l	Subestructural	Alta	~ 0.34
Mineralogía Secundaria	<ul style="list-style-type: none"> - Calcita - Clorita - Óxidos de Fe 					
Masa Fundamental	Vidrio, 20%					
Texturas	Textura			Minerales involucrados		
	Zonación			Plagioclasas		
	Simplectítica			Clorita dentro de Calcita		
	Poiquilítica			Calcita dentro de Plagioclasas		
Clasificación según diagrama QAP	Cuarzo %	Feldespatos %	Plagioclasa %			
	-	-	100			
Nombre de la roca	Andesita					

Código	N//	NX
---------------	-----	----

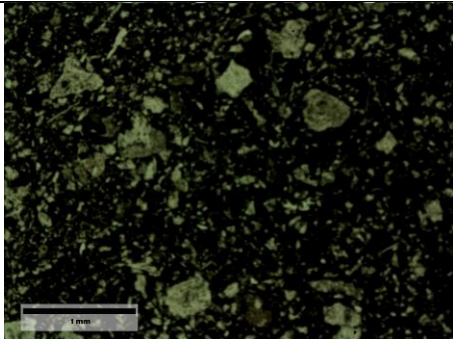
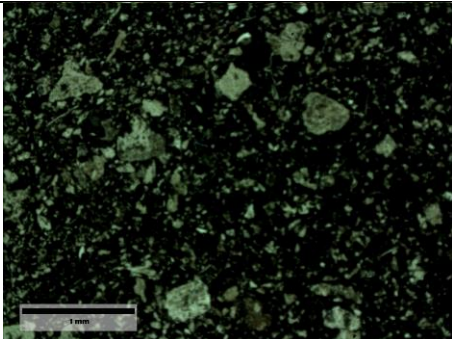
D6P11M1						
GPS	N 6256104			E 0402341		
Mineralogía Primaria	Mineral	%	Forma	Estructuralidad	Integridad	Tamaño mm
	Plag.	15	Subeuhedral	Subestructural	Baja	~ 0.6
Mineralogía Secundaria	<ul style="list-style-type: none"> - Epidota - Óxidos de Fe 					
Masa Fundamental	85% de plagioclasas					
Texturas	Textura			Minerales Involucrados		
	No se observa					
Clasificación según diagrama QAP	Cuarzo %		Feldespatos %		Plagioclasa %	
	-		-		100	
Nombre de la roca	Andesita					

Código	N//			NX		
RVD1P3M1						
GPS	N6250410			E 0410712		
Composición						
Aloquemos	Aloquemo	[%]	Tamaño [mm]	Forma	Color	Disposición
	Oolitos	30	~ 0.14	Redondeado	Pastel	Distribuidos en la matriz de micrita
	Bivalvos	2	~ 1	Alargados	Pastel	Distribuidos en la matriz de micrita
Matriz	[%]		Tipo	Tamaño [mm]	Color	
	68		Micrita	-	Café oscuro	
Cemento	[%]		Tipo	Forma	Propiedades ópticas	Ambiente
	-		-	-	-	-

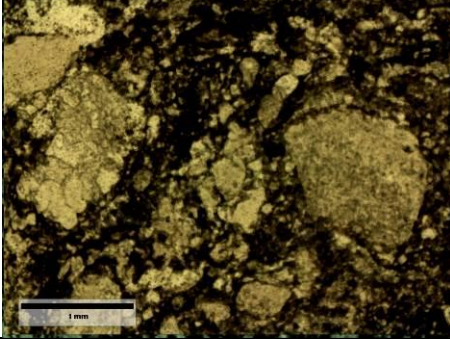
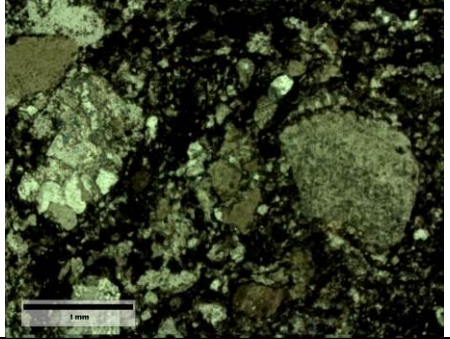
Discusión y Análisis	<ul style="list-style-type: none"> - Aloquemos compuesto de calcita - Oolitos con calcita intercrecida o concéntrica - Bien preservados los componentes - Ambiente de alta energía (rompiente de olas) 	
Clasificación	Folk (1959)	Dunham (1962)
	Sparse Biomicrite	Wackestone

Código	N//		NX		
RVD2P2M1					
GPS	N 6257769		E 0408986		
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]		
	~ 0.2		~ 0.125		
	Textura Arenácea		Textura Arenácea		
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad		Redondeamiento		
	Media		Bajo		
Selección	Regular				
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Alargado				
Relación esqueleto/pasta	30%				
Madurez textural	Matriz [%]	Redondez	Selección		
	30	Baja	Regular		
Madurez composicional	Cuarzo, Feldespatos				
Porosidad	Baja				
Composición cemento	Calcita				
Tipo de cemento	Mosaico				
Cristales	Composición	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos
	Cuarzo, Feldespato	Mesocristalinos	Subeuhedrales	Rectos	Corrosivos
Estructuras	Laminaciones				
Mezclas	Se observan dos poblaciones: Población 1: ~ 0.1 mm Población 2: ~ 0.025 mm				

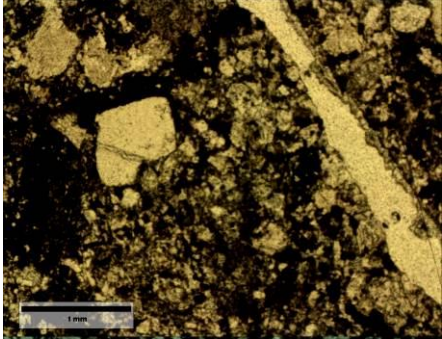
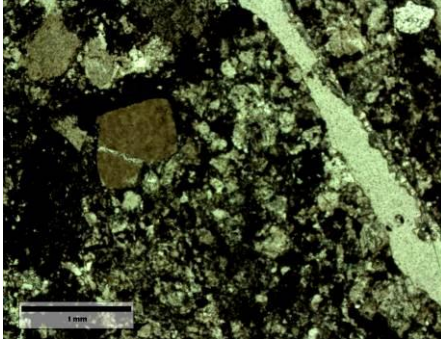
Clasificación	Porcentaje Matriz, esqueleto y cemento			Porcentaje Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos		
	Matriz [%]	Esqueleto [%]	Cemento [%]	Cuarzo [%]	Feldespato [%]	Fragmentos líticos [%]
	30	30	40	60	40	-
Nombre de la roca	Grauvaca feldespática					

Código	N//			NX		
RVD2P5M1						
GPS	N 6258065			E 0408679		
Tamaño de clastos	Centil [mm]			Moda [mm]		
	~ 0.4			~ 0.04		
	Textura			Textura		
	Arenácea			Lutácea		
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad			Redondeamiento		
	Media			Bajo		
Selección	Regular					
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Rectos					
Relación esqueleto/pasta	40%					
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez		Selección	
	60		Baja		Regular	
Madurez composicional	Cuarzo, Feldespatos					
Porosidad	Baja					
Composición cemento	Calcita					
Tipo de cemento	Mosaico					
Cristales	Composición	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos	
	Cuarzo, Feldespato	Mesocristalinos	Subeuhedrales	Rectos	Corrosivos	
Estructuras	No se observa					
Mezclas	Se observan dos poblaciones: Población 1: ~ 0.25 mm					

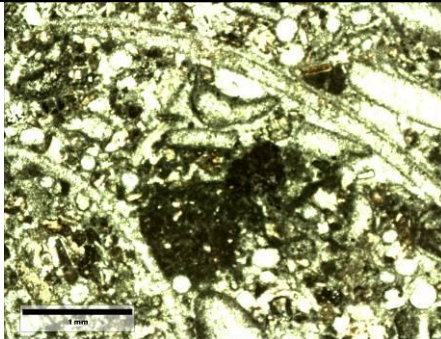
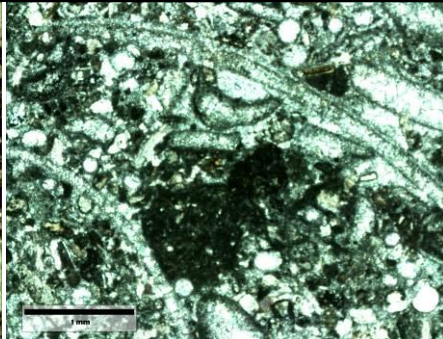
	Población 2: ~ 0.02 mm					
Clasificación	Porcentaje Matriz, esqueleto y cemento			Porcentaje Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos		
	Matriz [%]	Esqueleto [%]	Cemento [%]	Cuarzo [%]	Feldespato [%]	Fragmentos líticos [%]
	55	40	5	20	80	-
Nombre de la roca	Grauvaca feldespática					

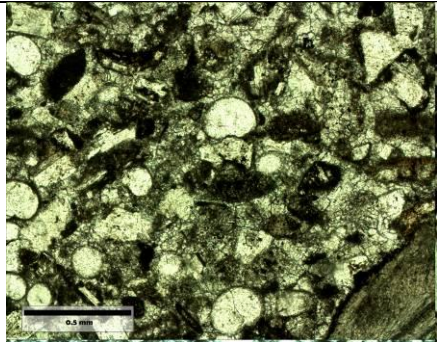
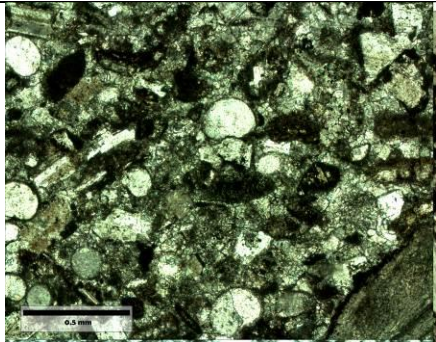
Código	N//			NX		
RVD2P7M1						
GPS	N 6258286			E 0408548		
Tamaño de clastos	Centil [mm]			Moda [mm]		
	~ 0.6			~ 0.2		
	Textura Arenácea			Textura Arenácea		
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad			Redondeamiento		
	Media			Bajo		
Selección	Mala					
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Cóncono-convexo y suturados					
Relación esqueleto/pasta	50%					
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez		Selección	
	40		Baja		Mala	
Madurez composicional	Cuarzo, Cuarzo microcristalino, Feldespatos					
Porosidad	Media					
Composición cemento	Calcita y óxidos de Fe					
Tipo de cemento	Mosaico					
Cristales	Composición	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos	
	Cuarzo, cuarzo microcristalino, Feldespato	Mesocristalinos	Subeuhedrales	Suturados	Corrosivos	
Estructuras	No se observa					

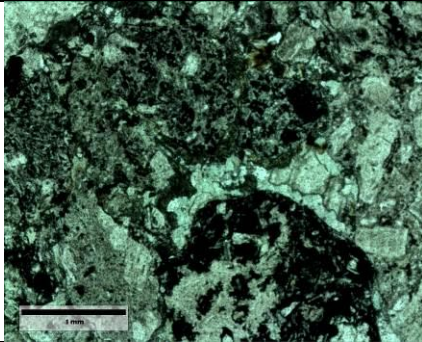
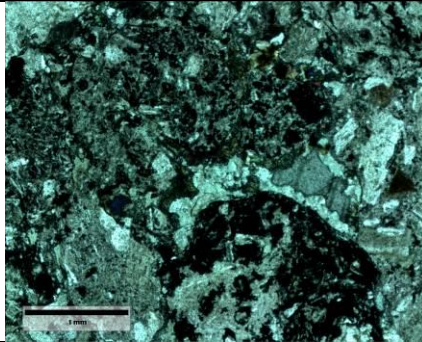
Mezclas	Se observan tres poblaciones: Población 1: ~ 1 mm Población 2: ~ 0.2 mm Población 3: ~ 0.04 mm					
Clasificación	Porcentaje Matriz, esqueleto y cemento			Porcentaje Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos		
	Matriz [%]	Esqueleto [%]	Cemento [%]	Cuarzo [%]	Feldespato [%]	Fragmentos líticos [%]
	40	50	10	70	30	-
Nombre de la roca	Grauvaca feldespática					

Código	N//			NX		
RVD2P7M2						
GPS	N 6258286			E 0408548		
Tamaño de clastos	Centil [mm]			Moda [mm]		
	~ 0.6			~ 0.06		
	Textura Arenácea			Textura Lutácea		
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad			Redondeamiento		
	Alta			Medio		
Selección	Regular					
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Suturado					
Relación esqueleto/ pasta	40%					
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez		Selección	
	5		Media		Regular	
Madurez composicional	Cuarzo, Cuarzo microcristalino, Feldespatos, Fragmentos de rocas					
Porosidad	Baja					
Composición cemento	Calcita y Óxidos de Fe					
Tipo de cemento	Mosaico					
Cristales	Composición	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos	
	Cuarzo, cuarzo microcristalino,	Mesocristalinos	Subeuhedrales	Suturados	Corrosivos	

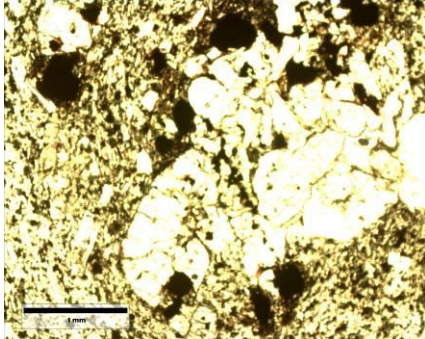
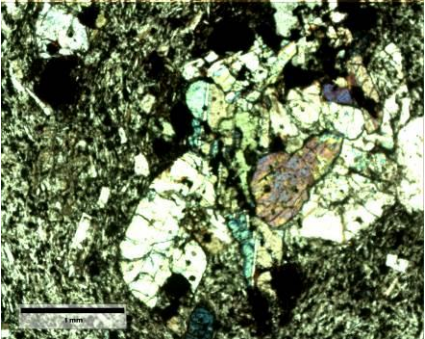
	Feldespato, Fragmentos de roca					
Estructuras	No se observa					
Mezclas	Se observan tres poblaciones: Población 1: ~ 1 mm Población 2: ~ 0.2 mm Población 3: ~ 0.04 mm					
Clasificación	Porcentaje Matriz, esqueleto y cemento			Porcentaje Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos		
	Matriz [%]	Esqueleto [%]	Cemento [%]	Cuarzo [%]	Feldespato [%]	Fragmentos líticos [%]
	10	40	50	60	35	5
Nombre de la roca	Arenita arcósica					

Código	N//		NX			
RVD3P4M1						
GPS	N 6261229		E 0404590			
Composición						
Aloquemos	Aloquemos	[%]	Tamaño [mm]	Forma	Color	Disposición
	Pellets	1	~ 0.2	Redondeados	Café oscuro	Distribuidos en matriz arenácea
	Bivalvos	20	5-10	Alargados	Pastel	Distribuidos en matriz arenácea
Matriz	[%]	Tipo	Tamaño [mm]	Color		
	20	Arenácea	0.25	Gris-blanco-café		
Cemento	[%]	Tipo	Forma	Propiedades ópticas	Ambiente	
	30	Esparita	Anhedral	Mosaico	Áreas emergidas, agua somera de baja energía, submareal a intermareal (lago o lagoon)	
Discusión y Análisis	<ul style="list-style-type: none"> - Presencia de terrígenos, fragmentos de rocas volcánicas. - Bien preservados los componentes - Actividad de oleaje o corriente 					
Clasificación	Folk (1959)			Dunham (1962)		
	Poorly Washed Biosparite			Wackestone		

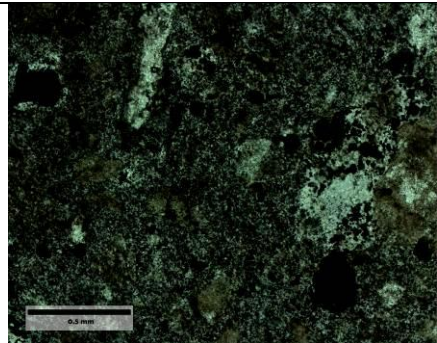
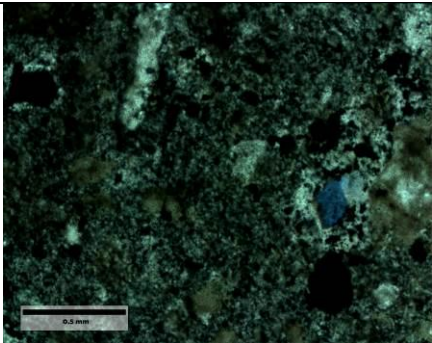
Código	N//		NX			
RVD3P4M2						
GPS	N 6261229		E 0404590			
Composición						
Aloquemos	Aloquemo	[%]	Tamaño [mm]	Forma	Color	Disposición
	Pellets	1	~ 0.2	Redondeada	Café oscuro	Distribuidos en matriz de micrita
	Foraminíferos	20	~ 0.125	Redondeada	Pastel	Distribuidos en matriz de micrita
Matriz	[%]		Tipo	Tamaño [mm]		Color
	20		Micrita	-		Café oscuro
Cemento	[%]		Tipo	Forma	Propiedades ópticas	Ambiente
	30		Esparita	Subhedral	Mosaico	Áreas emergidas
Discusión y Análisis	<ul style="list-style-type: none"> - Bien preservados los componentes - Alta presencia de feldespatos en matriz de micrita - Actividad de oleaje o corriente - Presencia de un clasto (2.5 cm x 1 cm) sedimentario carbonatado, de color pardo oscuro, compuesto por una matriz micrítica y cristales de feldespato de baja integridad. 					
Clasificación	Folk (1959)			Dunham (1962)		
	Poorly Washed Biosparite			Packstone		

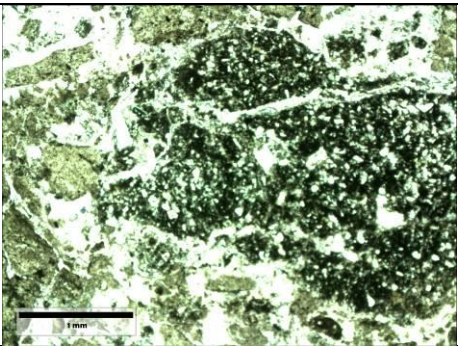
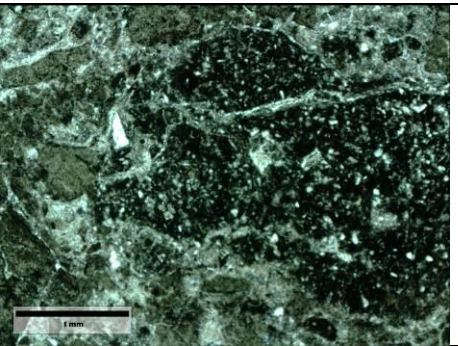
Código	N//		NX			
RVD3P6M1						
GPS	N 6260851		E 0405372			
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]			
	5		~ 0.2			
	Textura Rudácea		Textura Arenácea			
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad		Redondeamiento			
	Baja		Medio			
Selección						Mala

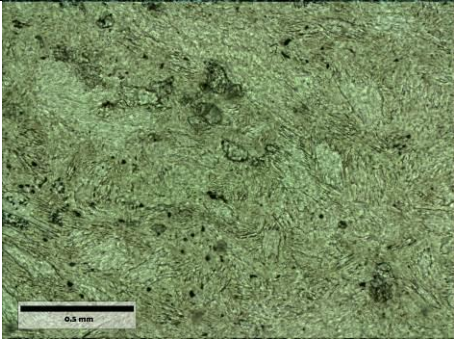
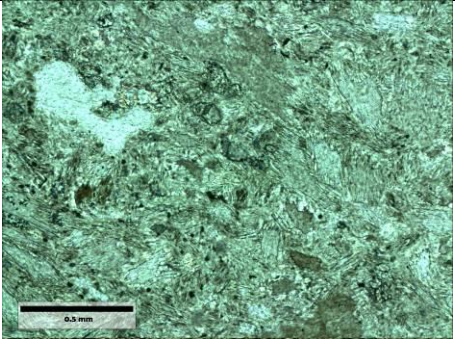
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Cóncavo-convexo					
Relación esqueleto/ pasta	30%					
Madurez textural	Matriz [%]	Redondez		Selección		
	65	Media		Mala		
Madurez composicional	Cuarzos, Chert, Feldespatos, Fragmentos de rocas (andesíticas y graníticas)					
Porosidad	Baja					
Composición cemento	Calcita, Epidota					
Tipo de cemento	Mosaico					
Cristales	Composición	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos	
	Cuarzo, chert, Feldespatos	Mesocristalinos	Subeuhedrales	Rectos	Rectos	
Estructuras	No se observa					
Mezclas	Se observan					
Clasificación	Porcentaje Matriz, esqueleto y cemento			Porcentaje Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos		
	Matriz [%]	Esqueleto [%]	Cemento [%]	Cuarzo [%]	Feldespato [%]	Fragmentos líticos [%]
	65	40	5	20	50	30
Nombre de la roca	Conglomerado					

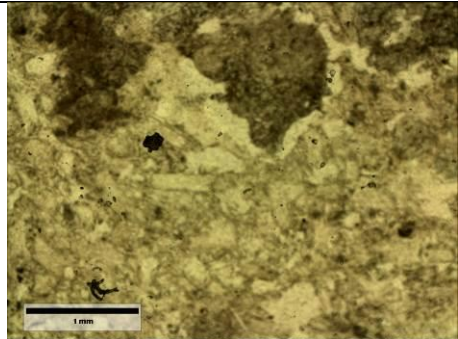
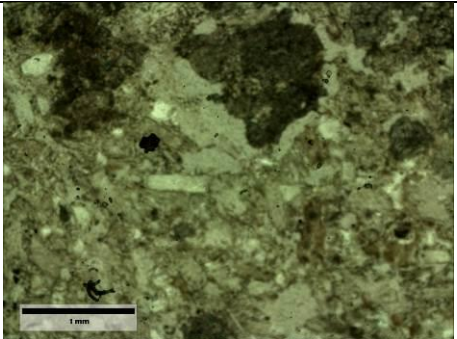
Código	N//			NX		
RVD3P7M1						
GPS	N 6255059			E 0400743		
Mineralogía Primaria	Mineral	%	Forma	Estructuralidad	Integridad	Tamaño mm
	Plag.	15	Euhedral	Subestructural	Media	~ 0.8
	Opx	10	Subeuhedra 	Subestructural	Media	~ 0.34
	Anfíbol	5	Subeuhedra 	Subestructural	Baja	~ 0.4
Mineralogía Secundaria	<ul style="list-style-type: none"> - Epidota - Calcita 					

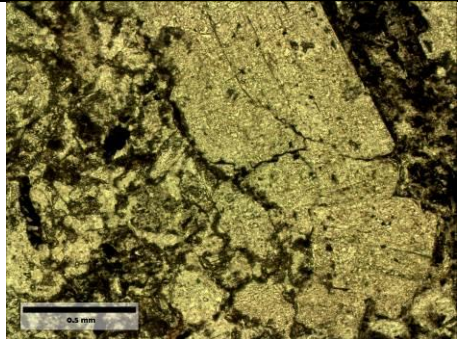
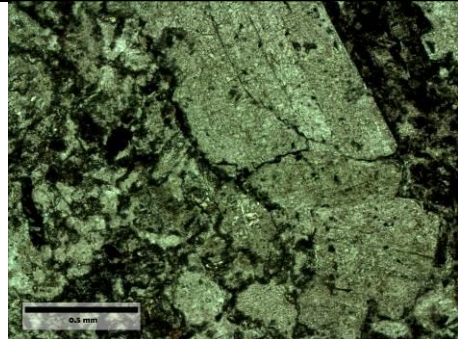
	- Óxidos de Fe.		
Masa Fundamental	Plagioclasas, 80 %, subeuhedrales, subestructurales, integridad media y 0.04 mm de largo.		
Texturas	Textura		Minerales involucrados
	Zonación		Plagioclasas
	Simplectítica		Anfíbol-plagioclasa
	Traquítica		Plagioclasas que componen la matriz
	Intersertal		Plagioclasas rodeadas de analcima
	Ocelar		Ortopiroxenos
Clasificación según diagrama QAP	Cuarzo %	Feldespato %	Plagioclasa %
	-	-	100
Nombre de la roca	Andesita		

Código	N//			NX		
RVD3P7M2						
GPS	N 6255059			E 0400743		
Mineralogía Primaria	Mineral	%	Forma	Estructuralidad	Integridad	Tamaño mm
	Plag.	10	Subeuhedra l	Subestructural	Baja	~ 0.5
Mineralogía Secundaria	- Óxidos de Fe.					
Masa Fundamental	Plagioclasas, 90 %, anhedrales, aestructurales, integridad baja y ~ 0.02 mm de largo.					
Texturas	Textura			Minerales involucrados		
	Intersertal			Plagioclasas rodeadas de analcima		
Clasificación según diagrama QAP	Cuarzo %	Feldespato %	Plagioclasa %			
	-	-	100			
Nombre de la roca	Andesita					

Código	N//		NX			
D3P5M2						
GPS	N 6254315		E 0409345			
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]			
	~ 2		~ 0.34			
	Textura Rudácea		Textura Arenácea			
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad		Redondeamiento			
	Baja		Bajo			
Selección	Mala					
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Cóncavo-convexo					
Relación esqueleto/ pasta	40%					
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez		Selección	
	1		Baja		Mala	
Madurez composicional	Fragmentos líticos					
Porosidad	Baja					
Composición cemento	Yeso					
Tipo de cemento	Poiquilotópico					
Cristales	Composición	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos	
	-	-	-	-	-	
Estructuras	No se observa					
Mezclas	Se observan dos poblaciones de clastos: - Población 1: 0.5 mm -1 mm - Población 2: 0.12 mm – 0.5 mm					
Clasificación	Porcentaje Matriz, esqueleto y cemento			Porcentaje Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos		
	Matriz [%]	Esqueleto [%]	Cemento [%]	Cuarzo [%]	Feldespato [%]	Fragmentos líticos [%]
	1	40	59	-	-	100
Nombre de la roca	Yeso					

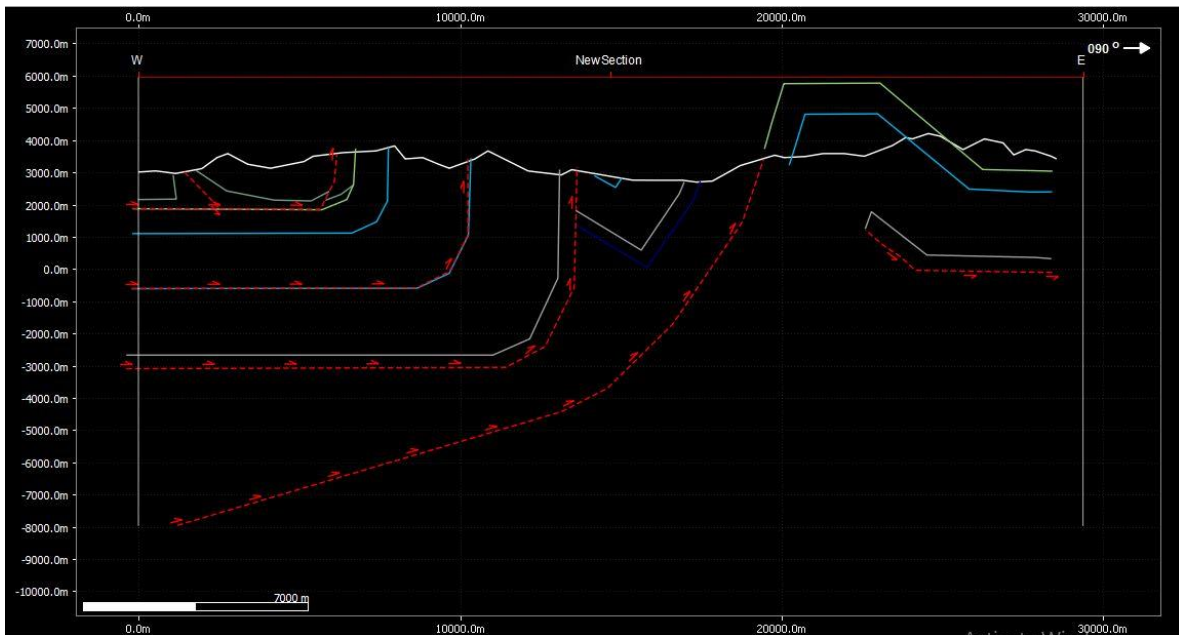
Código	N//		NX			
D7P1M1						
GPS	N 6254087		E 0409471			
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]			
	~ 0.34		~ 0.06			
	Textura Arenácea		Textura Lutácea			
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad		Redondeamiento			
	Baja		Baja			
Selección	Regular					
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	-					
Relación esqueleto/ pasta	10%					
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez		Selección	
	0		Baja		Regular	
Madurez composicional	Feldespatos, Epidota					
Porosidad	Baja					
Composición cemento	Calcita y principalmente Yeso					
Tipo de cemento	Poiqilotópico					
Cristales	Composición	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos	
	Feldespatos, Epidota	Mesocristalinos	Subeuhedral	Suturado	Corrosivo	
Estructuras	No se observa					
Mezclas	No se observan					
Clasificación	Porcentaje Matriz, esqueleto y cemento			Porcentaje Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos		
	Matriz [%]	Esqueleto [%]	Cemento [%]	Cuarzo [%]	Feldespato [%]	Fragmentos líticos [%]
	0	10	90	-	100	0
Nombre de la roca	Yeso					

Código	N//		NX			
D7P1M2						
GPS	N 6254087		E 0409471			
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]			
	~ 0.4		~ 0.2			
	Textura Arenácea		Textura Arenácea			
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad		Redondeamiento			
	Baja		Baja			
Selección	Regular					
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	-					
Relación esqueleto/ pasta	40%					
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez		Selección	
	0		Baja		Regular	
Madurez composicional	Feldespatos					
Porosidad	Baja					
Composición cemento	Calcita , óxidos de Fe y principalmente Yeso					
Tipo de cemento	Poiquilotópico					
Cristales	Composición	Tamaño [mm]	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos	
	Feldespatos	~ 0.34	Subeuhedral	Rectos	Corrosivo	
Estructuras	No se observa					
Mezclas	Se observan dos poblaciones de feldespatos: Población 1: ~ 1 mm Población 2: ~ 0.2 mm					
Clasificación	Porcentaje Matriz, esqueleto y cemento			Porcentaje Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos		
	Matriz [%]	Esqueleto [%]	Cemento [%]	Cuarzo [%]	Feldespato [%]	Fragmentos líticos [%]
	0		90	-	100	-
Nombre de la roca	Yeso					

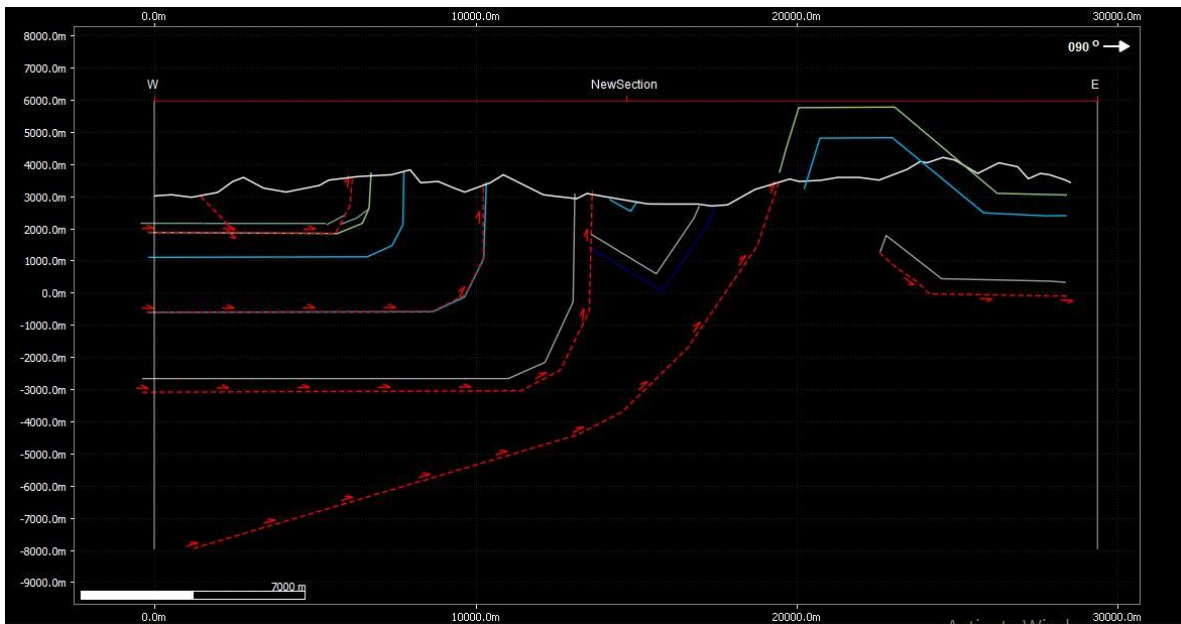
Código	N//		NX			
D3P6M1						
GPS	N 6257942		E 0406651			
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]			
	20		10			
	Textura		Textura			
	Rudácea		Rudácea			
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad		Redondeamiento			
	Media		Media			
Selección	Mala					
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Cóncavo-convexo					
Relación esqueleto/ pasta	60%					
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez		Selección	
	40		Media		Mala	
Madurez composicional	Feldespatos, Epidota, fragmentos de rocas (andesíticas y graníticas)					
Porosidad	Baja					
Composición cemento	Calcita, Epidota					
Tipo de cemento	Mosaico					
Cristales	Composición	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos	
	Feldespatos, Epidota	Mesocristalinos	Subeuhedrales	Rectos	Rectos	
Estructuras	No se observa					
Mezclas	Se observan dos poblaciones de feldespatos: Población 1: ~ 0.2 mm Población 2: ~ 0.1 mm					
Clasificación	Porcentaje Matriz, esqueleto y cemento			Porcentaje Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos		
	Matriz [%]	Esqueleto [%]	Cemento [%]	Cuarzo [%]	Feldespato [%]	Fragmentos líticos [%]
	40	60	-	-	60	40
Nombre de la roca	Conglomerado					

ANEXO B: ETAPAS DE LA RESTAURACIÓN EN *MOVE 2D*

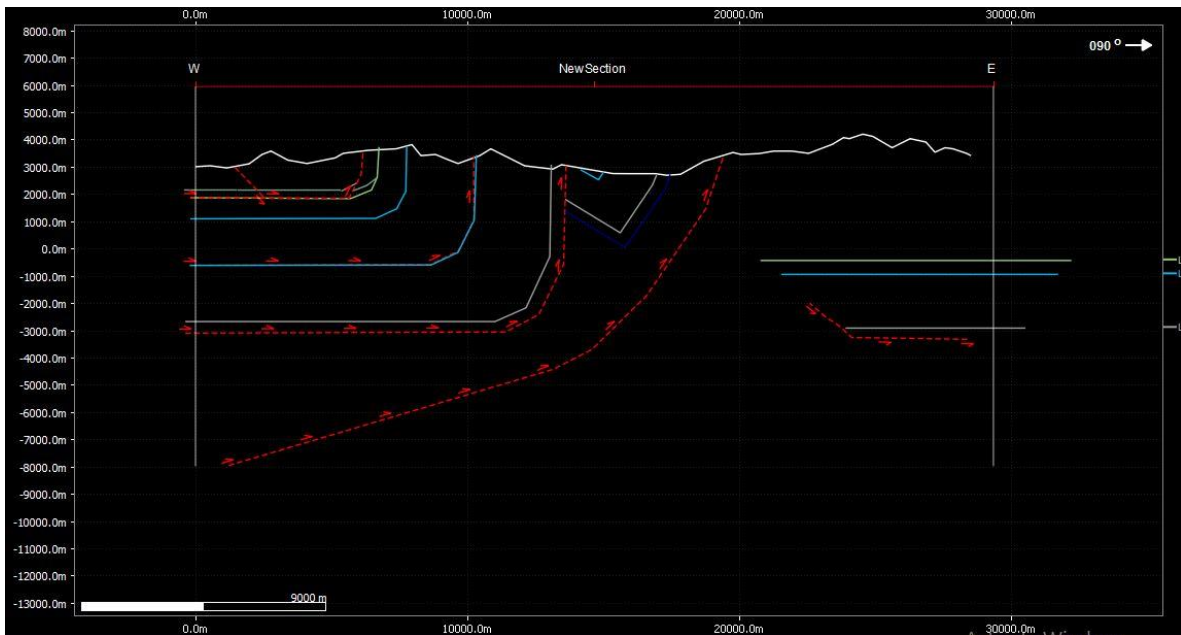
La restauración de la sección estructural se realizó en 6 etapas en las que se retrodeformó individualmente cada una de las estructuras principales. Para la restauración se utilizó el software *MOVE 2D*.



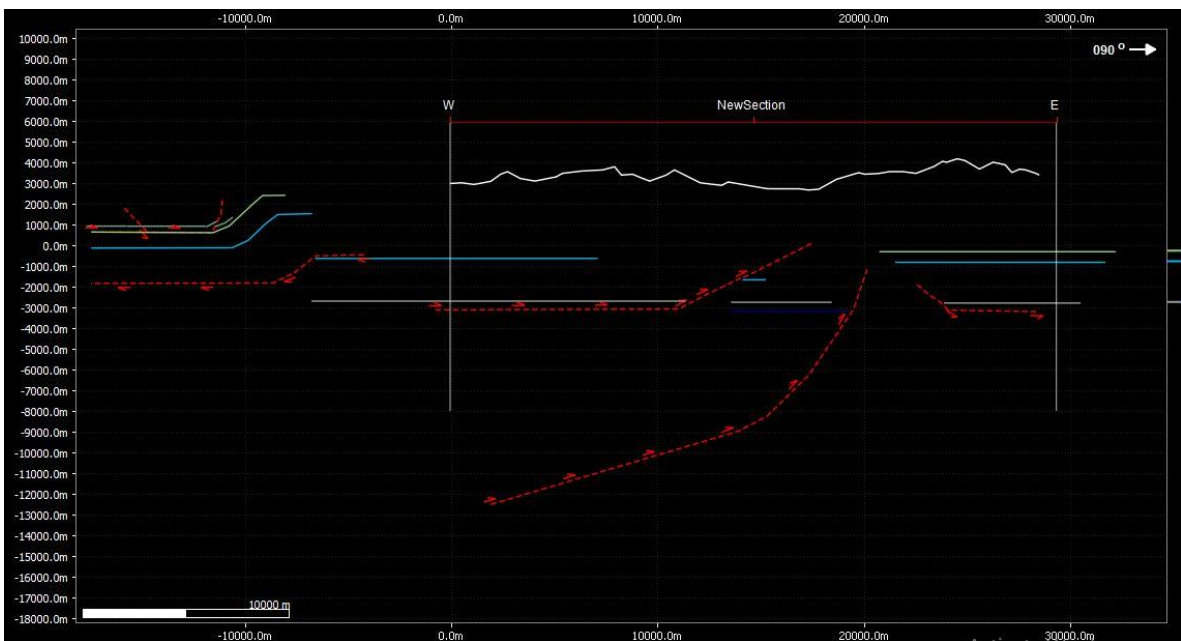
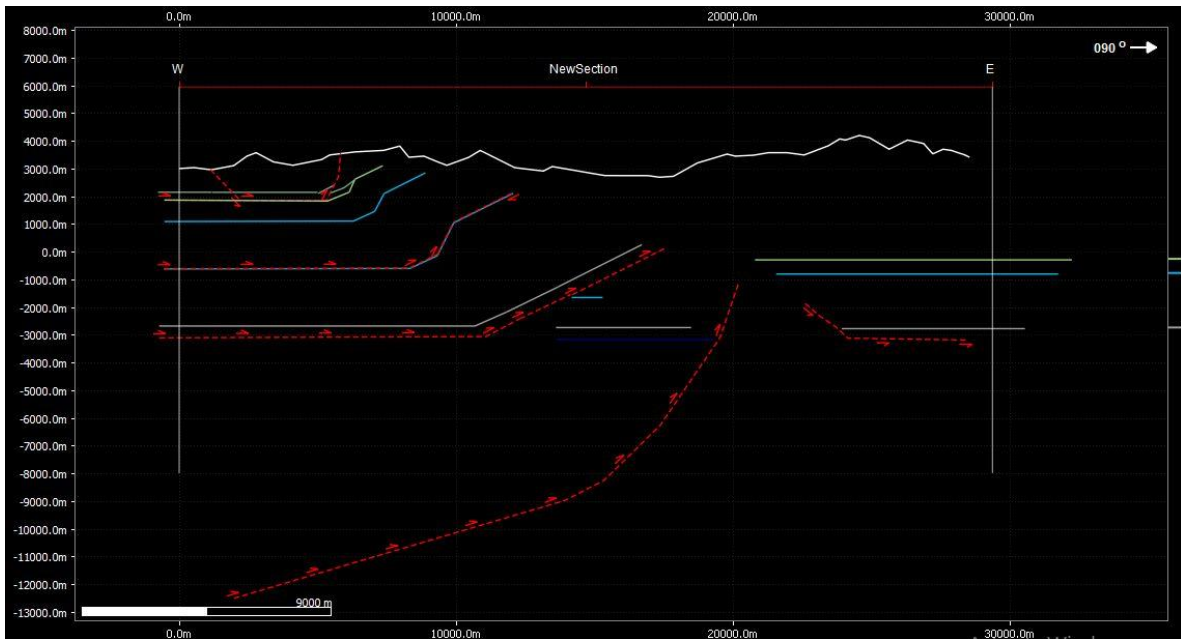
1.1 Etapa 1: RESTAURACIÓN FALLA CHACAYES-YESILLO



1.2 Etapa 2: RESTAURACIÓN ANTICLINAL LAS AMARILLAS

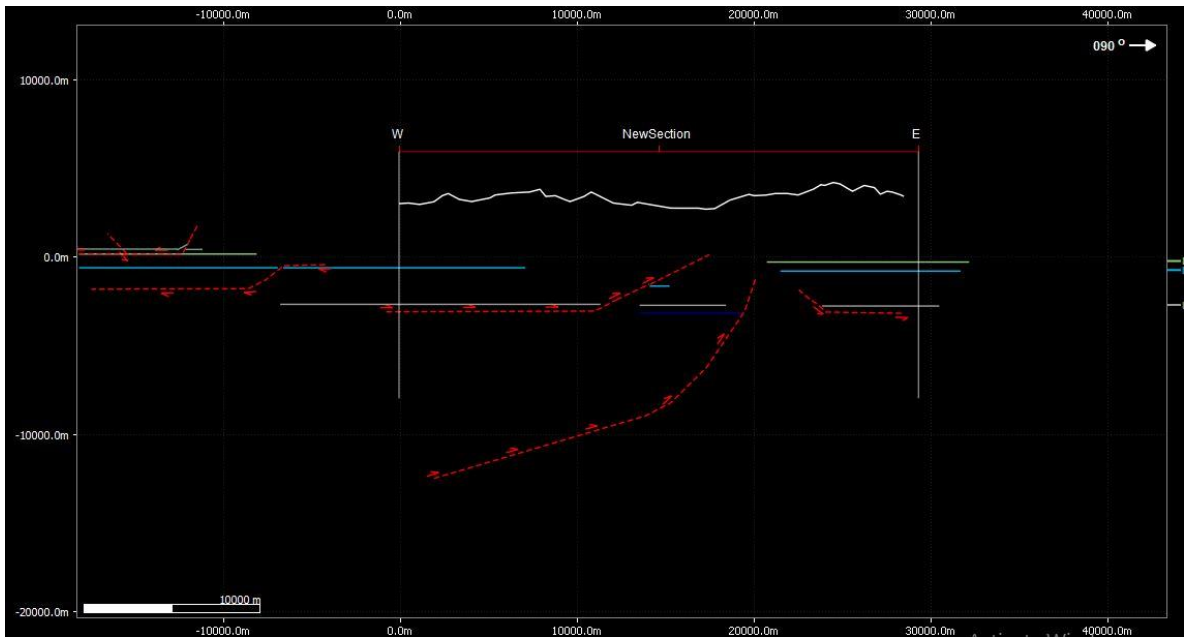


1.3 Etapa 3: RESTAURACIÓN SINCLINAL VALLE RÍO DE COLINA

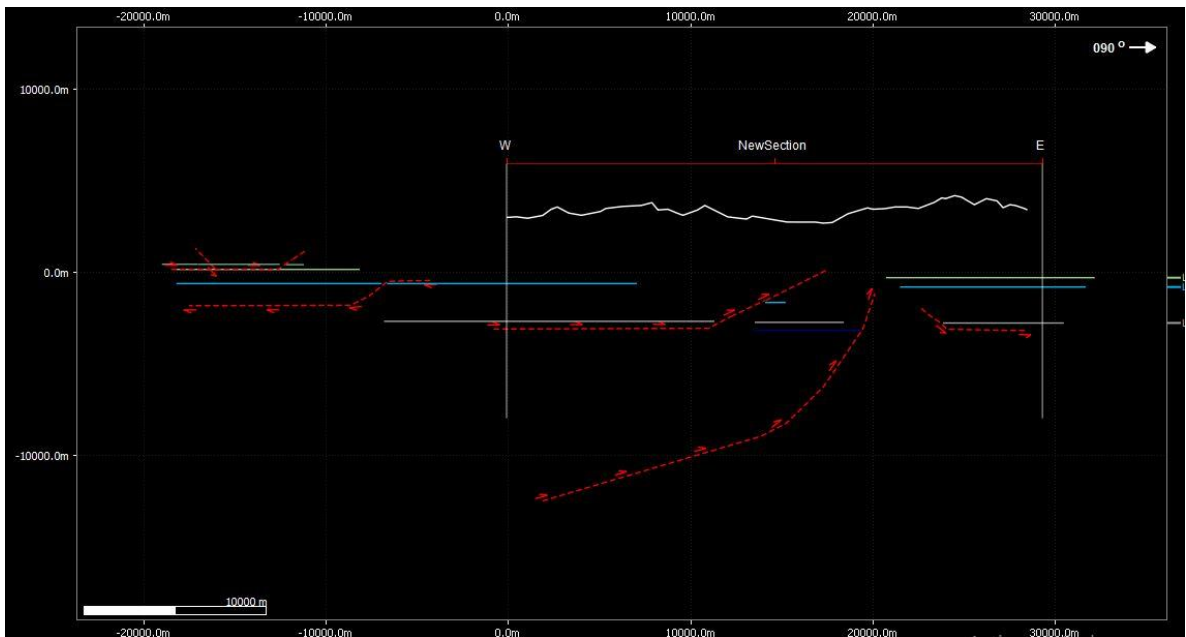


1.4 Etapa 4: RESTAURACIÓN FALLA BAÑOS COLINA

1.5 Etapa 5: RESTAURACIÓN FALLA PUNTA ZANZI

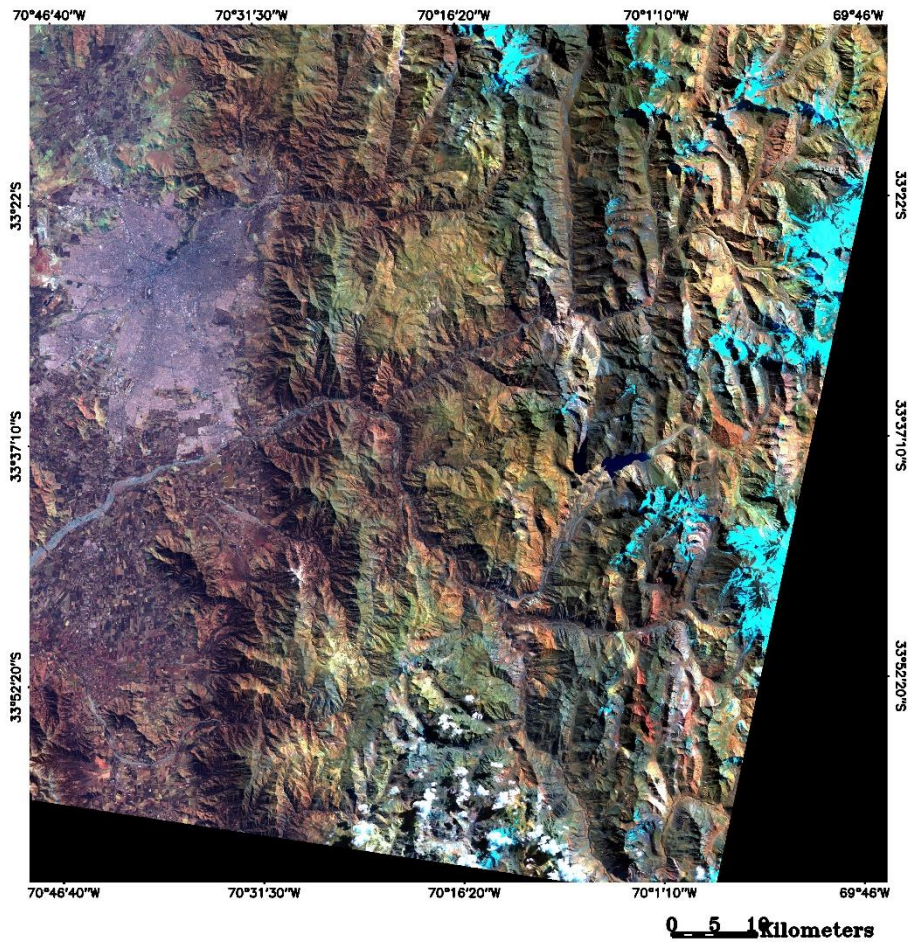


1.6 Etapa 6: RESTAURACIÓN FALLA EL DIABLO



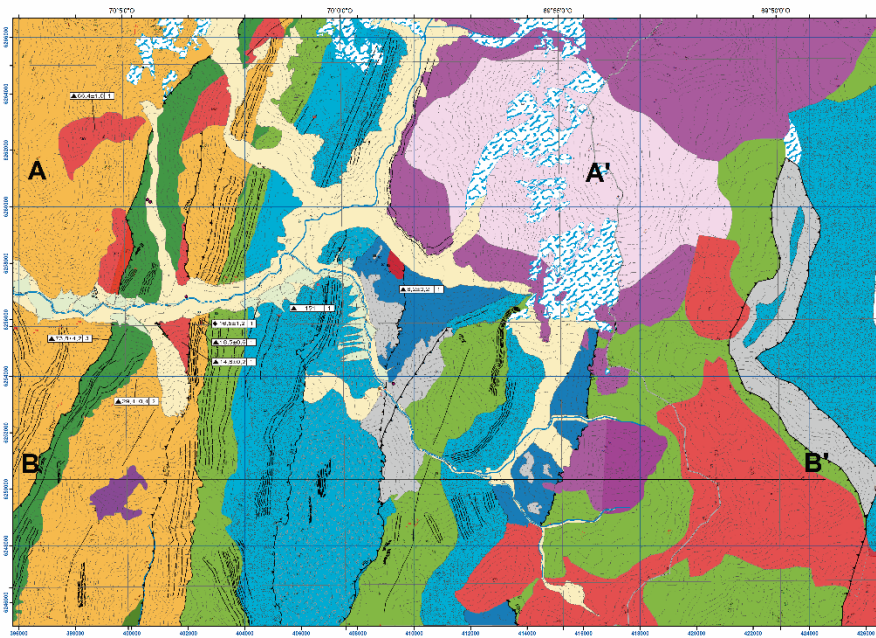
ANEXO C: IMAGEN SATELITAL ASTER

Zona de estudio – Discriminador Litológico

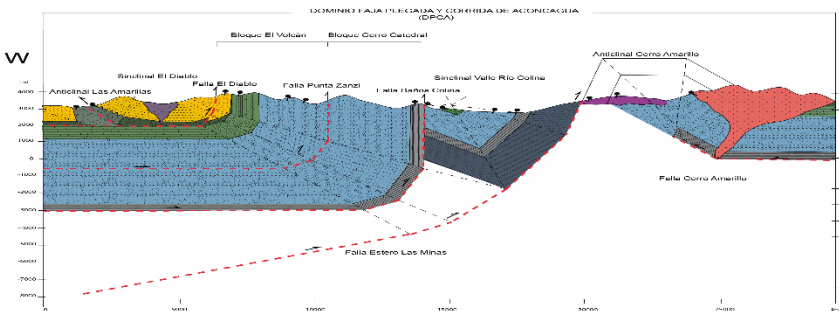
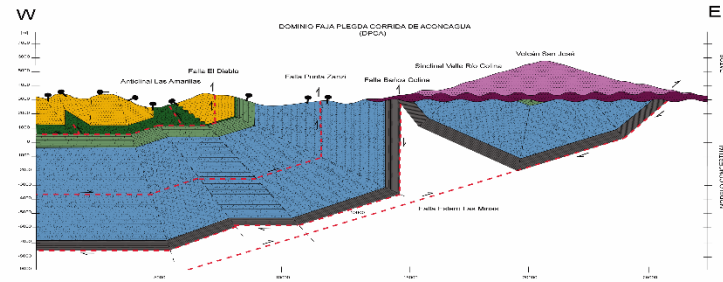


GEOLOGÍA DEL ÁREA DEL RÍO VOLCÁN

ESCALA 1:50.000



PERFILES ESQUEMÁTICOS



LEYENDA

UNIDADES GEOLÓGICAS

- Qu: Depósitos aluviales (aluviales)
- Qa: Depósitos de fanegas (aluviales)
- Qm: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qp: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qs: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qd: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qe: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qf: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qg: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qh: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qi: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qj: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qk: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Ql: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qm: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qn: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qo: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qp: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qq: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qr: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qs: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qt: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qu: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qv: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qw: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qx: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qy: Depósitos de arena y gravas (aluviales)
- Qz: Depósitos de arena y gravas (aluviales)

UNIDADES METAMÓRFICAS

- M1: Metapelitas (metapelitas)
- M2: Metapelitas (metapelitas)
- M3: Metapelitas (metapelitas)
- M4: Metapelitas (metapelitas)
- M5: Metapelitas (metapelitas)
- M6: Metapelitas (metapelitas)
- M7: Metapelitas (metapelitas)
- M8: Metapelitas (metapelitas)
- M9: Metapelitas (metapelitas)
- M10: Metapelitas (metapelitas)
- M11: Metapelitas (metapelitas)
- M12: Metapelitas (metapelitas)
- M13: Metapelitas (metapelitas)
- M14: Metapelitas (metapelitas)
- M15: Metapelitas (metapelitas)
- M16: Metapelitas (metapelitas)
- M17: Metapelitas (metapelitas)
- M18: Metapelitas (metapelitas)
- M19: Metapelitas (metapelitas)
- M20: Metapelitas (metapelitas)

UNIDADES ÍGNEAS

- I1: Intrusivos (intrusivos)
- I2: Intrusivos (intrusivos)
- I3: Intrusivos (intrusivos)
- I4: Intrusivos (intrusivos)
- I5: Intrusivos (intrusivos)
- I6: Intrusivos (intrusivos)
- I7: Intrusivos (intrusivos)
- I8: Intrusivos (intrusivos)
- I9: Intrusivos (intrusivos)
- I10: Intrusivos (intrusivos)
- I11: Intrusivos (intrusivos)
- I12: Intrusivos (intrusivos)
- I13: Intrusivos (intrusivos)
- I14: Intrusivos (intrusivos)
- I15: Intrusivos (intrusivos)
- I16: Intrusivos (intrusivos)
- I17: Intrusivos (intrusivos)
- I18: Intrusivos (intrusivos)
- I19: Intrusivos (intrusivos)
- I20: Intrusivos (intrusivos)

UNIDADES SEDIMENTARIAS

- S1: Sedimentos (sedimentos)
- S2: Sedimentos (sedimentos)
- S3: Sedimentos (sedimentos)
- S4: Sedimentos (sedimentos)
- S5: Sedimentos (sedimentos)
- S6: Sedimentos (sedimentos)
- S7: Sedimentos (sedimentos)
- S8: Sedimentos (sedimentos)
- S9: Sedimentos (sedimentos)
- S10: Sedimentos (sedimentos)
- S11: Sedimentos (sedimentos)
- S12: Sedimentos (sedimentos)
- S13: Sedimentos (sedimentos)
- S14: Sedimentos (sedimentos)
- S15: Sedimentos (sedimentos)
- S16: Sedimentos (sedimentos)
- S17: Sedimentos (sedimentos)
- S18: Sedimentos (sedimentos)
- S19: Sedimentos (sedimentos)
- S20: Sedimentos (sedimentos)

TRABAJOS ANTERIORES

- 1: Geología (geología)
- 2: Geología (geología)
- 3: Geología (geología)
- 4: Geología (geología)
- 5: Geología (geología)

FUENTE DE LA INFORMACIÓN

- 1: Fuente de información (fuente de información)
- 2: Fuente de información (fuente de información)
- 3: Fuente de información (fuente de información)
- 4: Fuente de información (fuente de información)
- 5: Fuente de información (fuente de información)
- 6: Fuente de información (fuente de información)
- 7: Fuente de información (fuente de información)
- 8: Fuente de información (fuente de información)
- 9: Fuente de información (fuente de información)
- 10: Fuente de información (fuente de información)
- 11: Fuente de información (fuente de información)
- 12: Fuente de información (fuente de información)
- 13: Fuente de información (fuente de información)
- 14: Fuente de información (fuente de información)
- 15: Fuente de información (fuente de información)
- 16: Fuente de información (fuente de información)
- 17: Fuente de información (fuente de información)
- 18: Fuente de información (fuente de información)
- 19: Fuente de información (fuente de información)
- 20: Fuente de información (fuente de información)

ESQUEMA MORFOESTRUCTURAL

- 1: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 2: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 3: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 4: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 5: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 6: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 7: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 8: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 9: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 10: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 11: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 12: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 13: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 14: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 15: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 16: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 17: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 18: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 19: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)
- 20: Esquema morfoestructural (esquema morfoestructural)

MAPA DE UBICACIÓN



SIMBOLOGÍA

DATOS RADIOMÉTICOS (Ae-137)

- ◆ Ubicación en topografía
- ▲ Ubicación en

PERFILES DE LAS SALDAMAS INUNDADAS

1. Perfil 1 (1:100, 200)
2. Perfil 2 (1:100, 200)
3. Perfil 3 (1:100, 200)

