



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

EVOLUCIÓN TECTÓNICA MESO-CENOZOICA DE LA
CORDILLERA PRINCIPAL DE LOS ANDES DE CHILE
CENTRAL, 33°30'S-34°S

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN
CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA

VERÓNICA ANDREA MARDONES LEYTON

PROFESOR GUÍA:

GABRIEL VARGAS EASTON

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MARCELO FARÍAS THIERS

REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

LAURA BEATRIZ GIAMBIAGI

SANTIAGO DE CHILE

2019

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR
AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS
MENCIÓN GEOLOGÍA
POR: Verónica Mardones Leyton
FECHA: 31 de enero de 2019
PROFESOR GUÍA: Gabriel Vargas Easton

EVOLUCIÓN TECTÓNICA MESO-CENOZOICA DE LA CORDILLERA PRINCIPAL DE
LOS ANDES DE CHILE CENTRAL, 33°30'S-34°S.

La influencia de estructuras heredadas de la cuenca Neuquina en la evolución neógena de los Andes de Chile central justo al sur del segmento de subducción plana, ha sido propuesta anteriormente, pero sin evidencias concretas de cómo afectan en el estilo estructural, cantidad de acortamiento, variaciones latitudinales y edad de deformación de la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua. Mediante análisis cronoestratigráficos y estructurales, el presente estudio busca caracterizar la evolución tectónica y arquitectura de los Andes desde el Mesozoico hasta el presente, a la latitud de Santiago, con el fin de establecer la influencia de estructuras extensionales preexistentes en la configuración morfológica actual de la cordillera a esta latitud.

La integración de los resultados geológicos del mapeo en detalle, las secciones geológicas E-W y su restauración palinspástica, a la latitud de los valles de los ríos Yeso y Volcán, avalan la existencia de los depocentros de Yeguas Muertas y Nieves Negras, constituidos por las formaciones mesozoicas Río Colina, Río Damas y Lo Valdés.

Además, se definió la Unidad Las Coloradas, de edad Cretácico Superior, sección estratigráfica más joven que la Fm. Colimapu, asociada un pulso de deformación extensional previo al desarrollo de la cuenca de Abanico que se identificó al norte, en el sector de la Ramada y sur (36°S) del área de estudio. Sin embargo, no se encontraron evidencias directas de extensión, pero sí cambios de espesor en la Unidad Las Coloradas.

Los resultados muestran que la deformación contraccional durante el Neógeno se caracterizó por la inversión de fallas normales jurásicas, *'out-of-the-graben' thrusts*, retrocambalgamientos, *footwall short-cut thrusts*, y pliegues y corrimientos de piel fina y gruesa, con un modelo de basamento-cobertura desacoplado.

La deformación cenozoica (15-0 Ma), de la vertiente oriental de la Cordillera de los Andes de Chile central acomodó 27 a 28 km de acortamiento mínimo en la corteza superior entre los valles de los ríos Yeso y Volcán. Estas cantidades de acortamiento son mayores a las obtenidas en la Cordillera Principal al norte y sur del área de estudio, lo que se asocia a la presencia de la flexura orogénica del Maipo, y la ausencia de la Cordillera Frontal hacia el sur de los 34°40'S.

Datos geocronológicos previos, junto con nuevas edades U-Pb en circones detríticos permiten extender la base de la Fm. Abanico al Eoceno Superior, ya no sólo a la latitud del valle del río Volcán, sino también al valle del río Yeso. Adicionalmente, considerando las evidencias de fallamiento fuera de secuencia de la falla El Diablo a la latitud del valle del río Volcán, se invalida el sistema de falla El Diablo-El Fierro como borde oriental de la cuenca de Abanico, en este sector.

Agradecimientos

Agradezco el financiamiento otorgado por el proyecto “Monitoreo sísmico y potencial sismogénico de la Falla San Ramón” (CSN-ONEMI, convenio resolución #41 del 20 de junio de 2016) y al Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

A la comisión evaluadora de este trabajo, el profesor guía Gabriel Vargas, co-guía Marcelo Farías, y por supuesto, a los profesores Reynaldo Charrier y Laura Giambiagi. Agradezco también al profesor César Arriagada.

Agradecimiento especial a los ramos de Geología de Campo II, otoño 2015, 2016, 2017 y 2018, Universidad de Chile. Y el apoyo académico de Matías Peña, Andrei Maksymowicz y Sebastián Bascuñán.

Y sin duda, gracias a mi familia y amigos.

Tabla de Contenido

Agradecimientos.....	ii
Índice de Figuras.....	v
Índice de Tablas.....	x
I. Introducción.....	1
I.1. Marco geotectónico.....	1
I.2. Problemática y Motivaciones del estudio.....	5
I.3. Hipótesis.....	7
I.4. Objetivos.....	7
I.4.1. Objetivo general.....	7
I.4.2. Objetivos específicos.....	8
I.5. Ubicación y vías de acceso.....	8
I.5. Metodología.....	9
I.5.1. Trabajo precampañas de terreno.....	9
I.5.2. Trabajo de Campo.....	9
I.5.3. Trabajo post-campañas de terreno.....	9
II. Geología de la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua.....	11
II.1. Unidades estratificadas.....	12
II.1.1. Formación Río Colina.....	13
II.1.2. Formación Río Damas.....	16
II.1.3. Formación Lo Valdés.....	19
II.1.4. Formación Colimapu.....	23
II.1.5. Unidad Las Coloradas.....	25
II.1.6. Formación Abanico.....	28
II.2. Unidades no estratificadas.....	30
II.2.1. Intrusivo Cerro Aparejo.....	31
II.2.1. Intrusivo Cerro Mesón Alto.....	31
II.3. Estructuras locales.....	32
II.3.1. Valle del río Yeso.....	32
II.3.2. Valle del río Volcán.....	39
II.4. Geomorfotectónica.....	47
III. GEOMETRÍA Y ARQUITECTURA DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE ACONCAGUA (33°30'S-34°S) Y SU RELACIÓN CON ESTRUCTURAS MESOZOICAS.....	51
III.1. Resumen.....	51
III.2. Introducción.....	52
III.3. Marco Geotectónico.....	53
III.4. Metodología.....	54
III.4.1. Geocronología U-Pb.....	56
III.5. Resultados.....	57

III.5.1. Estratigrafía.....	58
III.5.3. Petrografía y geocronología U-Pb en circones detríticos.	64
III.5.3. Geometría, arquitectura y modelo estructural de la FPCA occidental.....	66
III.8. Discusión.....	71
III.8.1. Inversión tectónica y formación de la FPCA occidental.....	71
III.8.2. Análisis de las edades U-Pb en circones detríticos	73
III.8.3. Modelo evolutivo y paleogeográfico e implicancias tectónicas en la deformación andina.	77
III.9. Conclusiones	81
Bibliografía	83
IV. Discusión	91
IV.1. Arquitectura interna y estilo estructural de la FPCA occidental.....	91
IV.2. Variación de la deformación a lo largo del rumbo	94
IV.3. Enfoque sísmico y geomecánico de la FPCA.....	95
IV.3.1. Sismicidad de la Cordillera Principal de los Andes de Chile central	97
IV.3.2. Aplicación del modelo de cuña no-cohesiva de Coulomb a la FPCA.....	99
IV.3.3. Tectónica salina y estilo de deformación de la FPCA occidental.....	102
V. Conclusiones.....	108
Bibliografía	110
Anexos	118

Índice de Figuras

Figura 1. a) Variación de la velocidad de convergencia y grado de oblicuidad entre la placa oceánica subductante y la placa continental, según Pardo-Casas y Molnar (1987) (azul), Somoza (1998) (negro) y Müller et al., 2016 (rojo). b) Reconstrucción de la cinemática de la placa Nazca respecto a Sudamérica durante el Cenozoico, medida en 2 puntos (Modificado de Pardo-Casas y Molnar, 1987). c) Reconstrucción de la configuración tectónica desde el Cretácico medio hasta el presente en el margen occidental de Sudamérica (Modificado de Zonenshayn et al., 1984).	2
Figura 2. (a) Marco tectónico del margen andino. (b) Principales rasgos morfotectónicos de los Andes de Chile central-Argentina. Modificado de Fock (2005).	3
Figura 3. Mapa geológico regional, basado en trabajos anteriores (Thiele, 1980; Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005; Rauld, 2011; Castro, 2012; Quiroga, 2013; Villela, 2015; Mardones, 2016) y este trabajo.	4
Figura 4. Mapa regional geológico-estructural de la zona de estudio. Modificado de Rauld (2002).	5
Figura 5. Acortamiento cortical mínimo calculado a lo largo de la Cordillera Principal de Chile Central.	7
Figura 6. Ubicación y vías de acceso del área de estudio. Sitios y lugares claves para el entendimiento de este trabajo.	8
Figura 7. (a) Ubicación de los mapas y secciones geológicas. (b) Fuente de información usada en (a).	10
Figura 8. Mapa geológico de la zona de estudio con sus respectivos perfiles de observación.	11
Figura 9. Columna estratigráfica generalizada de la Cordillera Principal entre los 33°30'S y 33°45'S. Modificado Giambiagi et al. (2003a).	12
Figura 10. Afloramientos pertenecientes a la Fm. Río Colina (a) Sector de Estero Las Minas, que muestra una secuencia estratigráfica de base a techo; limolitas rojas, seguidas de calizas y yeso estratificado. (b) Ladera oeste del Estero El Plomo, que muestra una intercalación de lutitas fisibles negras y calizas. (c) Ladera este del Cerro Panimávida que corresponde principalmente de areniscas finas calcáreas e intercaladas con lutitas. (d) Lutitas calcáreas ubicadas en el valle Río de Colina. (e) Intercalación de limolitas rojas con yeso estratificado, subverticales, en las cercanías de las Termas de Colina. (f) Limolitas rojas ubicadas al oeste del valle de Río de Colina frente a los Baños Colina. (g) Lutitas calcáreas dispuestas de manera subvertical, ubicadas al oeste del valle de Río de Colina frente a los Baños Colina.	13
Figura 11. (a) Artesa encontrada en la entrada del Estero del Plomo (b) (c) Calco de carga reconocido en lutitas del Cerro Panimávida, Valle del Río Yeso. (d) y (e) Calco de carga encontrado en calizas del valle La Engorda.	14
Figura 12. Columnas estratigráficas correspondientes a la Formación Río Colina. Columna E ubicada en el extremo noroeste del cerro Panimávida y columna F ubicada en el extremo sureste del mismo. Ambas muestran una predominancia de arcillas, lutitas arcillosas y areniscas de grano fino a medio, que se interpretan como un ambiente o zona batial.	15
Figura 13. Afloramientos correspondientes a la Fm. Río Damas. (a) Ladera sur del valle del Río Volcán, donde se observan los tres miembros Cerro Catedral y Punta Zanzi. (b) Miembro Punta Zanzi, ubicado en la ladera norte del valle de las Arenas. (c) Areniscas rojas en las cercanías de Laguna de los Patos. (d) Miembro Aguja Escondida, ubicado en la ladera norte del valle del río Volcán, en la entrada del valle La Engorda. (e) Conglomerados y brechas conglomerádicas aflorantes en la ladera sur del valle del río Yeso, frente a Yeseras Rosada. (f) Vista hacia el norte del valle del glaciar Bello, donde se observa el contacto entre las formaciones Río Damas y Lo Valdés. (g) Afloramiento correspondiente a conglomerados volcánicos verdes ubicados en la ladera sur del valle del Río Volcán al este de del pueblo de Lo Valdés.	17
Figura 14. (a, b) Grietas de secamiento y calcos de carga ubicados en la ladera norte del valle de las Arenas. (c) Estratificación ondulada en el sector de Laguna Los Patos, indica polaridad al este. (d) Calcos de carga encontrados cerca del valle La Engorda. (e, f, g, h, i) Estructuras sedimentarias que indican polaridad hacia el este, en el sector de Laguna Los Patos.	18
Figura 15. Afloramientos correspondientes a la Fm. Lo Valdés. (a) Fm. Lo Valdés en contacto concordante en la ladera sur del valle del Río Volcán. (b) Calculutitas de la Fm. Lo Valdés, aflorantes en las Termas	

	del Plomo. (c) Areniscas calcáreas fosilífera ubicadas al este del camino al Glaciar Pirámide. (d) Intercalaciones de lutitas y calizas en la subida al paso fronterizo Piuquenes. (e) Calcilutitas ubicadas al este de la planicie fluvial del Río Yeso. (f) Contacto de la Fm. Río Damas (izquierda) y Lo Valdés (derecha) al sur del valle de las Arenas. (g) Ammonite encontrado en el cerro Los Caballos, valle del río Colina. (h) Rocas de la Fm. Lo Valdés en la subida al paso fronterizo Nieves Negras (i) Calizas fosilíferas ubicadas en la ladera sur del valle de las Arenas. (j) Lutitas y calizas fosilíferas ubicadas al sureste de Baños Colina. (k) Capas correspondientes a la Fm. Lo Valdés ubicadas en el sector del Estero Las Minas.	19
Figura 16.	(a) y (e) Calcos de carga observados en el sector de Termas del Plomo. (b) Calcos de carga en capas de areniscas calcáreas, intercaladas con capas ricas en manganeso, al inicio del valle del glaciar Pirámide. (c). Estructura en llama encontrada en el valle de Las Arenas. (d) Calco de carga identificado al inicio del valle del glaciar Pirámide, hacia el sur.	21
Figura 17.	(a) Abundancia de especies para la Fm. Lo Valdés reflejada en el número de ejemplares por especie recopilados en terreno. Todos los ejemplares corresponden al phylum Mollusca. (b) Especies encontradas en el valle del río Yeso. Biocrones obtenidos de The Paleobiology Database.	21
Figura 18.	Columnas estratigráficas correspondientes a la Fm. Lo Valdés. La columna H se sitúa en las Termas del Plomo, donde predominan rocas de grano más grueso hacia la base de la secuencia, lo que se interpreta, entre otras cosas, como una transición de ambiente de plataforma continental a uno más profundo. La columna I situada en el sector del paso fronterizo Piuquenes, corresponde a una secuencia marina somera, evidenciada en la presencia de coquinas.	22
Figura 19.	Afloramientos correspondientes a la Fm. Colimapu. (a) Afloramiento ubicado en la ladera SW del valle de las Arenas. (b) Areniscas rojas de la Fm. Colimapu, afloran frente al sector de Las Yeseras, ladera sur del valle del río Yeso.	23
Figura 20.	Columnas estratigráficas correspondientes a la Fm. Colimapu. La columna D se sitúa frente a la Mina Yeseras Rosada, en el valle del río Yeso, y se interpreta como una secuencia caracterizada en su base por un abanico progradante, una parte media interpretada como un frente de playa y hacia el techo se observan secuencias que representan un abanico retrogradante. La columna K situada frente al pueblo de Lo Valdés, representa en su generalidad a un ambiente subaéreo continental.	25
Figura 21.	Afloramientos correspondientes a la Unidad Las Coloradas. (a) Gastrópodos encontrados en el cerro Las Amarillas. (b) Estratificación cruzada en artesa. (c) Afloramiento ubicado en las cascadas de la Quebrada El Yesillo, donde se pueden apreciar que las capas de la izquierda mantean hacia el este mientras que las capas a la derecha de la quebrada mantean de manera subvertical al oeste. (d) Contacto aparentemente concordante de lavas andesíticas altamente diaclasadas de la Fm. Abanico (izquierda) y areniscas rojas de grano fino a medio de la Unidad Las Coloradas. (e) Unidad Las Coloradas en contacto levemente discordante con la Unidad Cerro Retumbadero, ladera sur del valle del Río Yeso frente a Baños Morales. (f) Fm. Colimapu en contacto en su base con la Fm. Lo Valdés y en su techo con la Fm Abanico, cercano a las Yeseras del Valle. (g) Capas de la Fm. Abanico e intrusivo Chacayes, ubicado al oeste del valle El Morado.	26
Figura 22.	Correlación entre columnas estratigráficas realizadas en la Unidad Guanaco y Unidad Las Coloradas. (a) Columna estratigráfica levantada en la ladera norte del valle del río Tinguiririca. Modificado de Mosolf (2013). (b) Columna estratigráfica levantada en el cerro Las Amarillas. Modificado de Bustamante (2001). (c) Columna estratigráfica levantada en la ladera sur del valle del río Tinguiririca. Modificado de Pérsico (2016).	28
Figura 23.	Afloramientos correspondientes a la Fm. Abanico. (a) Ladera sur del valle del Río Volcán, sinclinal apretado en capas de la Fm. Abanico, estudiado por Pairoa (2018). (b) Afloramiento correspondiente a lavas basalto-andesíticas ubicadas en la ladera sur del valle del Río Volcán, en contacto con la Remoción de La Amarillas. (c) Vista hacia el norte del Embalse El Yeso, sinclinal del mismo nombre, descrito posteriormente.	29
Figura 24.	Cuerpos intrusivos de la zona de estudio. Edades extraídas de Kurtz (1997); Aguirre et al. (2009); Muñoz et al. (2009).	30
Figura 25.	(a, b, c) Cuerpos intrusivos identificados en la ladera sur del Embalse El Yeso. (d) Cuerpo intrusivo ubicado en el cajón de Las Leñas, en la ladera sur del valle del río Yeso.	31
Figura 26.	Estructuras principales identificadas en la zona de estudio.	32

Figura 27. Vista hacia el norte del Embalse El Yeso. Se observan estratos manteando en 75°W para luego ir disminuyendo su buzamiento paulatinamente hacia la izquierda de la fotografía.....	33
Figura 28. Vista hacia el sur del valle del río Yeso, frente al Cajón de la Casa de Piedra, donde la falla Las Leñas repite la secuencia de base a techo; Fm. Lo Valdés, Fm. Colimapu/ULC y Fm. Abanico. Se destaca el intrusivo Cerro Aparejo.....	34
Figura 29. Vista hacia el norte del valle del río Yeso, frente a Yeseras del Valle, donde se observan calizas fosilíferas deformadas pertenecientes a la Fm Lo Valdés.	34
Figura 30. (a, b) Fotografías frente a Yeseras Rosada, en la ladera sur del valle del río Yeso. Se observa la secuencia, de base a techo, Fm. Río Damas, Lo Valdés y Fm. Colimapu repetida debido a la acción de la falla Chacayal.....	35
Figura 31. Vista hacia el norte por el Estero de Yeguas Muertas. Se observan capas de la Fm Río Damas, montándose con leve manteo, sobre rocas de la Fm Río Colina.....	36
Figura 32. (a) Fotografía correspondientes al Cerro Panimávida, donde se puede observar el Anticlinal de Yeguas Muertas más bien simétrico, y con deformación interna asociada. (b y c) Zoom del cuadro negro en (a).....	36
Figura 33. Vista hacia el Estero de las Yeguas Muertas. Se puede observar la falla Estero de Yeguas Muertas asociada a una importante presencia de yeso.....	37
Figura 34. Vista hacia el norte del valle del río Yeso. La fotografía de abajo corresponde al zoom del recuadro negro en la fotografía de arriba, que muestra la deformación asociada a la falla El Yeso.	38
Figura 35. (a) Vista hacia el norte del Cajón del glaciar Pirámide, donde se puede observar la falla El Yeso, responsable de la generación del anticlinal El Pirámide. (b) Vista hacia el sur del valle del río Yeso, donde se pueden observar ambos flancos del pliegue anticlinal El Pirámide.	38
Figura 36. (a, b) Vista hacia el norte de la subida al Paso fronterizo Piuquenes, donde se puede observar una zona alterada y deformada con presencia de yeso, en calizas fosilíferas de la Fm. Lo Valdés. (d) Corresponde al zoom del recuadro negro en (c), que muestra un pequeño pliegue por propagación de falla, en las cercanías al paso fronterizo Piuquenes.	39
Figura 37. Vista hacia el sur del valle del río Volcán, donde se puede observar una serie de estructuras presentes en el área. De oeste a este; falla Chacayes-Yesillo, anticlinal Las Amarillas y falla El Diablo.	40
Figura 38. Vista hacia el sur del valle del río Volcán, donde se puede observar un sinclinal apretado asociado al pliegue anticlinal Las Amarillas, estudiado por Pairoa (2018).....	40
Figura 39. Vista hacia el norte del valle del río Maipo, sector Las Gualtatas, donde se puede observar el sinclinal Cerro El Diablo, pliegue asimétrico con vergencia al este. Imagen extraída de Google Earth.	41
Figura 40. Vista hacia el sur del estero El Diablo donde se observa un contacto aparentemente concordante de la Fm. Lo Valdés y la Fm. Colimapu. Extraído de Pairoa (2018).	41
Figura 41. Vista hacia el norte del valle del río Volcán, frente a la Remoción de las Amarillas, donde se observa el contacto por falla (falla El Diablo) de la Fm. Abanico y la Fm. Colimapu.....	42
Figura 42. Ladera norte del valle de Las Arenas, donde se puede observar las capas subverticales de las formaciones Río Damas, Lo Valdés y la Fm. Colimapu.	42
Figura 43. (a) Vista hacia la ladera sur del valle La Engorda, donde se observan dos fallas inversas de vergencia este, que aprovechan los niveles de yeso para actuar. (b) Interpretación esquemática de la fotografía en (a).	43
Figura 44. (a) Vista hacia el oeste de los corrimientos que generan el pliegue anticlinal Cerro Caballos, mostrando una deformación N-S. (b) Vista hacia el SSE del anticlinal Cerro Caballos, mostrando una deformación E-W. Imagen extraída de Google Earth. (c) Fotografía con vista SSE de lo mostrado en (b), donde se puede observar la alta deformación en capas de la Fm. Río Colina.	44
Figura 45. Vista hacia el sur del valle del río Colina, donde se puede observar el pliegue sinclinal Valle Río Colina, interpretado como un 'footwall-syncline de la falla Baños Colina.	45
Figura 46. Vista hacia el norte desde el valle La Engorda. Se observa las capas subverticales de la Fm. Lo Valdés, correspondientes al flanco oriental del sinclinal Valle Río Colina.	45
Figura 47. Vista hacia el este desde el valle del río Colina. Se observan capas de la Fm. Río Damas con una inclinación de 45° al oeste, que forman parte del flanco oriental del sinclinal Valle Río Colina. Hacia el fondo de la fotografía se encuentra el intrusivo Paso Colina (1,3 Ma).	46
Figura 48. Vista hacia el norte del valle río Colina, al fondo se observa el volcán San José (5856 msnm). Se puede observar el limbo frontal del pliegue anticlinal Cerro Amarillo, donde capas de la Fm. Lo Valdés	

se encuentra en contacto por falla (falla Estero Las Minas) con estratos de la Fm. Río Colina, hacia el oeste.	47
Figura 49. Mapa geomorfotectónico de la zona de estudio.	48
Figura 50. (a) Depósitos coluviales pertenecientes a la Fm. Río Damas, ubicados en la ladera sur del valle del río Volcán. (b) Desprendimiento de roca ubicado en la ladera suroeste del Cerro Aguja Escondida. (c) Remoción en masa ubicada en la unión de los valles La Engorda y Las Arenas. El lado derecho de la imagen muestra fotografías de los puntos 1 y 2, ilustrados en (c).	49
Figura 51. (a) Morrena lateral del Glaciar Bello. (b) Glaciar de roca Pirámide. (c) Remociones en masa observadas en la ladera este del Cerro Panimávida. (d) Vista hacia el norte del valle del río Colina. (e) Deslizamientos en Estero de Yeguas Muertas.	50
Figura 52. Marco geológico y estructural general de los Andes de Chile central-Argentina. Modificado de Rauld (2002).	52
Figura 53. (a) Mapa geológico levantado en la zona de estudio, donde se destacan las locaciones de las columnas estratigráficas realizadas, las secciones geológicas y dataciones anteriores. Las muestras (2) $66,4 \pm 1,0$ Ma; (3) ~ 90 Ma (4) $14,8 \pm 0,2$ Ma; (6) $18,5 \pm 0,6$ Ma; (7) 122 ± 22 Ma; (8) 151 Ma y (9) $8,2 \pm 0,2$ Ma pertenecen al trabajo de Aguirre et al. (2009). Las muestras (1) 11-12 Ma; (10) $1,26 \pm 0,05$ Ma y (11) 1 Ma pertenecen al trabajo de Muñoz et al. (2009). La muestra (12) $73,8 \pm 4,2$ Ma pertenece al trabajo de Tapia (2015). (b) Imagen satelital de la zona de estudio, donde se destacan la locación de las muestras tomadas para análisis geocronológico U-Pb y las localidades claves de la zona: 1. Yeseras; 2. Yeseras Rosada; 3. Cerro Panimávida; 4. Termas del Plomo; 5. Glaciar Bello; 6. Glaciar Pirámide; 7. Baños Morales; 8. Valle Las Arenas; 9. Valle La Engorda; 10. Termas de Colina; 11. Cerro Amarillo. 12. Estero Aparejo. 13. Cajón Casa de la Piedra.	55
Figura 54. Mapa geológico local elaborado en la zona de estudio y perfiles de observación construidos en base a éste.	57
Figura 55. Columna estratigráfica generalizada de la Cordillera Principal entre los $33^{\circ}30'S$ y $33^{\circ}45'S$. Modificado de Giambiagi et al. (2003a); Charrier et al. (2007) y Mardones (2016).	58
Figura 56. Correlación estratigráfica entre las columnas (C, D, F y G) realizadas en el valle del Río Yeso. Correlación estratigráfica entre las columnas (L, K, I y J) realizadas en el valle del Río Volcán y Colina.	59
Figura 57. (a) Brecha sedimentaria compuesta de clastos de lutita y areniscas calcáreas (círculos negros) correspondientes a la Fm. Lo Valdés, Baños Morales (b) Clastos de lutitas fosilíferas de la Fm. Lo Valdés en una brecha sedimentaria de la ULC, frente a Yeseras Rosada, ladera sur del valle del río Yeso.	61
Figura 58. (a) Vista sur de la paraconformidad entre la Fm. Abanico y la Unidad Las Coloradas, ubicada en el Cerro Retumbadero, valle del río Volcán. (b) Vista norte de la paraconformidad entre la Fm. Abanico y la Unidad Las Coloradas, ubicada en el sector del Embalse El Yeso, valle del río Yeso.	63
Figura 59. Fotografías de los cortes traN-Sparentes correspondientes a las muestras CP-07 y CP-09. (a y b) Fotografías de corte traN-Sparente de la muestra CP-07 a nicoles paralelos. (c y d) Fotografías de corte traN-Sparente de la muestra CP-09 a nicoles paralelos. (e y f) Fotografías de corte traN-Sparente de la muestra CP-07 a nicoles cruzados.	64
Figura 60. Clasificación de areniscas según Folck et al. (1970).	65
Figura 61. (a y c) Gráficos de concordia U-Pb para la muestra CP-07 y CP-09 respectivamente. (b y d) Curvas de probabilidad relativa de edades U^{239} - Pb^{206} en circones detríticos de la muestra CP-07 y CP-09.	65
Figura 62. (a) Resumen de las edades U-Pb en circones de la muestra CP-09. (b) Diagramas de torta que muestran en porcentaje las principales poblaciones de edades de los circones detríticos de la muestra CP-09. Ambas imágenes muestran las posibles fuentes de proveniencia.	66
Figura 63. Discontinuidades observadas en la Fm. Río Damas, en el sector del valle Las Arenas.	67
Figura 64. (a) Plegamiento interno y deformación en el relleno syn-rift, interpretación geológica para el valle del río Volcán. Modificado de Cooper et al. (1989). (b) Vista hacia el sur del valle del río Volcán, se muestran las capas subverticales de la Fm. Lo Valdés. (c) Vista hacia el SSW del valle del río Volcán, se muestran las capas de areniscas rojas de la Fm. Río Damas. (c) Zoom del cuadro negro en (c).	68

Figura 65. Vista hacia el sur, desde la entrada del valle del glaciar Pirámide. Se observa la falla El Yeso, responsable de la formación del anticlinal El Pirámide, además de discordancias progresivas en capas de las formaciones Río Damas y Lo Valdés.	68
Figura 66. Vista hacia el norte del limbo dorsal del anticlinal Pirámide, durante la subida al paso fronterizo Piuquenes.	69
Figura 67. Modelos estructurales retrodeformados, donde se puede observar el acortamiento mínimo calculado para las secciones realizadas a lo largo de los valles de los ríos Yeso y Volcán.	70
Figura 68. Evidencias de campo de inversión tectónica. (a) Anticlinal de inversión de Yeguas Muertas y su interpretación geológica. Modificado de Williams et al. (1989). (b) Sinclinal Valle Río Colina formado por la acción de la falla Estero Las Minas interpretada como un short-cut thrust. Modificado de Ehteshani-Moinabadi (2014). (c) Anticlinal Las Amarillas interpretado como un pliegue por propagación de la falla Chacayes-Yesillo. Modificado de McClay y Buchanan (1991). (d) Falla El Yeso alzando una cuña en abanico jurásica tardía. Modificado de Gibbs (1987).	72
Figura 69. (a) Modelo estructural propuesto por Baeza (1999) a lo largo del valle del río Volcán, para el sector occidental de la zona de estudio. (b) Geometría interpretada en superficie para la falla Chacayes-Yesillo en la ladera sur del valle del río Volcán (Mardones, 2016), en concordancia con lo propuesto por Pairoa (2018).	73
Figura 70. Locación de las dataciones realizadas en la Fm. Abanico en Chile central. Los puntos azules corresponden a dataciones anteriores, basado en Muñoz-Sáez et al. (2014) y el punto verde corresponde a la edad U-Pb obtenida en este trabajo, en la base de la Fm. Abanico. Modificado de SERNAGEOMIN (2003).	74
Figura 71. Diagramas triangulares de Dickinson et al. (1983) para discriminar ambiente tectónico de proveniencia de sedimentos terrígeno-clásticos.	75
Figura 72. Configuración esquemática del margen andino durante el Jurásico tardío. Se muestra la posible dirección de proveniencia del material clástico de las unidades continentales rojas (Fm. Lagunillas, Fm. Tordillo, Fm Río Damas). Modificado de Oliveros et al. (2012).	76
Figura 73. (a) Resumen de las edades U-Pb en circón de las formaciones Tordillo y Lagunillas. (b) Resumen de los granos de circones Jurásicos y Triásicos analizados en las formaciones Tordillo y Lagunillas. (c) Edad U-Pb en circón obtenida en este trabajo, para la muestra CP-09, correspondiente a la Fm. Río Damas. Modificado de Naipauer et al. (2015).	76
Figura 74. Modelo paleogeográfico durante el Cretácico, en base a datos geocronológicos, reconstrucciones palinspásticas de los valles de los ríos Yeso y Volcán e información de trabajos anteriores. Ilustran la geometría y evolución de la cuenca Neuquina a la latitud de Santiago y su posterior deformación.	79
Figura 75. Modelos palinspásticos para los valles de los ríos Yeso y Volcán y las respectivas interpretaciones de inversión tectónica en la zona. (a) Hemi-graben extensional. Modificado de Hayward y Graham (1989). (b) Inversión en contracción de una falla extensional. Modificado de Hayward y Graham (1989). (c) Fallamiento en secuencia (forward-breaking sequence) y fuera de secuencia. Modificado de Morley (1998). (d) Falla lítrica con rotación de capas. Modificado de Morley (1998). (e) Estructura de short-cut en bloque subyacente. Modificado de Hayward y Graham (1989). (f) Sistema de fallamiento desarrollado en una falla lítrica extensional invertida. Modificado de Gibbs (1984). (g) La falla 1 corresponde a un 'out of graben' thrust. Modificado de McClay y Buchanan (1991). (h) Extrusión de la secuencia syn-extensión en un hemi-graben. Modificado de Hayward y Graham (1989). (i) Extrusión bipolar. Modificado de Hayward y Graham (1989).	93
Figura 76. (a) Mapa geológico local e imagen satelital donde se destacan las principales estructuras de la zona de estudio, 1. Falla Chacayes-Yesillo con componente de rumbo dextral. 2. Falla El Diablo con componente de rumbo dextral. (b) y (c) Situaciones de extensión y compresión, depresión (pull apart) y alzamiento (pop-up, push-up) asociados a una falla transcurrente dextral y carácter mixto (transcurrente-inverso) del fallamiento asociado. Modificado de Woodcock y Fisher (1986). (d) Mecanismos focales obtenidos para el terremoto de Las Melosas (1958). Modificado de Alvarado et al. (2009).	94
Figura 77. Mapa de los cinturones orogénicos en todo el mundo, edad de la corteza continental y distribución de las fajas plegadas y corridas. Modificado de Goffey et al. (2010).	96

Figura 78. Sismicidad cortical de intraplaca de la placa Sudamericana reportada por los catálogos del USGS de redes sísmicas de Chile y Argentina durante los últimos 10 años. Contornos negros corresponden a la parte superior aproximada de la Placa de Nazca de Anderson et al. (2007). Los triángulos rojos representan el arco volcánico moderno.	97
Figura 79. Sismicidad de la Cordillera Principal de Chile central, superpuesta en los modelos geométricos de los valles de los ríos Yeso y Volcán. Centro Sismológico Nacional (CSN), febrero a agosto de 2017.	98
Figura 80. Modelos geométricos propuestos a los 33°40'S y sismicidad del Centro Sismológico Nacional (CSN) entre los meses de febrero y agosto de 2017.....	99
Figura 81. (a) Cuña de arena frente a una topadora que la empuja. (b) Diagrama de esfuerzos de la cuña de Coulomb. (c) Envoltente de ruptura para un gráfico $\alpha\beta$, la línea negra corresponde al sector donde se generan fallas normales (arriba) e inversas (abajo). Modificado de Dahlen (1984). (d) Orientaciones de los planos de deslizamiento. Modificado de Davis y Engelder (1985).	100
Figura 82. (a) Resumen de los resultados obtenidos del análisis de cuña de Coulomb. (b) Circunferencias que representan los ángulos de ruptura principales predichos por el modelo. (c) Envoltente de ruptura que representa a cada unidad morfoestructural. (d) Esquema del análisis de cuña de Coulomb, geometría y direcciones características de las fallas interpretadas en los distintos tramos. (e) Modelo geométrico regional, modificado de Giambiagi et al. (2003a).....	101
Figura 83. (a) Modelo de reconstrucción tridimensional que ilustra el ascenso activo de las evaporitas alrededor de los 'corner points' de basamento. (b) Diapiro activo generado adyacente al 'corner point', zoom de (a). (c) 'Flap structure' interpretada en el cerro Caballos, al SW de las Termas de Colina. (d) 'Flap structures' asociadas a tectónica salina. Modificado de Doodley et al. (2005).	104
Figura 84. (a) Fotografía de la falla de crecimiento Armeña y la sección estructural a través del corrimiento Cotiella en los Pirineos Españoles. Modificado de McClay et al. (2004) (b) Interpretación geológica de la deformación observada en el Cerro Amarillo, al sur del volcán San José. (c) Interpretación estructural de la deformación observada al SW de las Termas de Colina.....	106
Figura 85. (a) Reflexión sísmica e imágenes de la sección C, en la región oriental de la FPC de Zagros, Irán. Modificado de Jahani et al. (2009) (b, c, d) Distintas vistas de la deformación observada en el cerro Caballos, al SW de las Termas de Colina.	107
Figura 86. Reconstrucción palinspástica sección valle río Yeso. En esta figura se muestra la retrodeformación de la sección estructural AA' realizada en 5 etapas en el software Move 2D.	134
Figura 87. Reconstrucción palinspástica sección valle río Volcán. En esta figura se muestra la retrodeformación de la sección estructural BB'-B'B" realizada en 6 etapas en el software Move 2D.	135

Índice de Tablas

Tabla 1. Bioestratigrafía	118
Tabla 2. Muestras recolectadas en terreno con su objetivo específico asociado.....	121
Tabla 3. Muestras requeridas para datación geocronológica U-Pb en circón.....	121
Tabla 4. Descripción y clasificación de muestras de rocas en secciones delgadas.....	121
Tabla 5. Resumen de datos U-Pb LA-MC-ICP-MS de circones detríticos de la muestra CP-07.....	132
Tabla 6. Resumen de datos U-Pb LA-MC-ICP-MS de circones detríticos de la muestra CP-09.....	133

I. Introducción

La Cordillera de los Andes es una de las cadenas montañosas más extensas del planeta, alcanzando más de 7000 km de longitud, con su máxima altitud en el monte Aconcagua (6962 m.s.n.m). Este orógeno se asocia a una subducción activa y continua desde el Permotriásico (Coloma *et al.*, 2017), generando variaciones a lo largo y ancho de la litósfera continental (Cobbold *et al.*, 2007; Cembrano y Lara, 2009), y dando lugar a una compleja dinámica en sus diferentes segmentos (Mpodozis y Ramos, 1989, Ramos *et al.* 1996).

La estructura de los Andes centrales (30-36°S), muestra tres segmentos distintivos; el segmento norte de la Ramada, considerada una faja plegada y corrida de piel gruesa, la faja plegada y corrida de Aconcagua (FPCA; Ramos *et al.*, 1996; Giambiagi *et al.*, 2016) en la parte central, de piel híbrida (Giambiagi *et al.* 2003a) y el segmento sur de Malargüe, también considerada una faja plegada y corrida de piel gruesa (Ramos *et al.*, 1996; Giambiagi *et al.*, 2016). Así, el estudio de los Andes de Chile central ha sido motivo de investigaciones geológicas desde el siglo XIX, destacándose, el trabajo pionero que realizara Darwin en 1835, durante su cruce de la Cordillera de los Andes entre Santiago y Mendoza, a través de los pasos fronterizos Portillo y Piuquenes (Darwin, 1846). A partir de este estudio, trabajos posteriores han abordado la complejidad geológico-estructural de la cordillera andina a la latitud de Santiago (González y Vergara, 1962; Thiele, 1980; Farías *et al.*, 2010; Armijo *et al.*, 2010; Giambiagi *et al.*, 2012; Riesner *et al.*, 2018).

I.1. Marco geotectónico

El margen andino ha sufrido cambios en la velocidad promedio de convergencia y en la oblicuidad entre las placas, modificando los regímenes de esfuerzos que se transfieren a la placa continental, generando condiciones extensionales y/o compresivas en el continente.

Durante el Jurásico hasta el Cretácico medio, la placa Fénix subductaba la proto-placa Sudamericana con un vector de convergencia SE respecto a la fosa. En este período predominaron las condiciones extensionales en el margen continental (Charrier *et al.*, 2007), otorgando las condiciones para la formación de los depocentros de Yeguas Muertas y Nieves Negras (Alvarez *et al.*, 2000) en la región norte de la cuenca de Neuquén (Giambiagi *et al.*, 2003b; Oliveros *et al.*, 2012), rellenos por sedimentos marinos y continentales. A fines del Cretácico temprano, un cambio en la configuración tectónica, debido al cambio del vector de convergencia, se asocia a un evento compresivo conocido como Fase Peruana (Scheuber *et al.*, 1994; Charrier *et al.*, 2007), que coincide con la apertura de la dorsal del Atlántico Sur y la subducción de la dorsal entre las placas Fénix y Farallón bajo el proto-continente (Scheuber *et al.*, 1994; Somoza y Zaffarana, 2008).

Durante este período, en Chile central, entre los 32° y 33°S se deposita la Fm. Las Chilcas en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa (Thomas, 1958; Boyce, 2015) y la Fm. Colimapu en la Cordillera Principal.

A partir de los ~23 Ma, la ruptura de la placa Farallón habría dado origen a las placas de Nazca y Cocos, configuración tectónica que continúa hasta el presente (Charrier *et al.*, 2007; Scheuber *et al.*, 1994; Somoza y Zaffarana, 2008; Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2005). Actualmente la tasa de convergencia es de ~7 cm/año, con una oblicuidad de 20° hacia el NW (Somoza y Ghidella, 2005) (Figura 1).

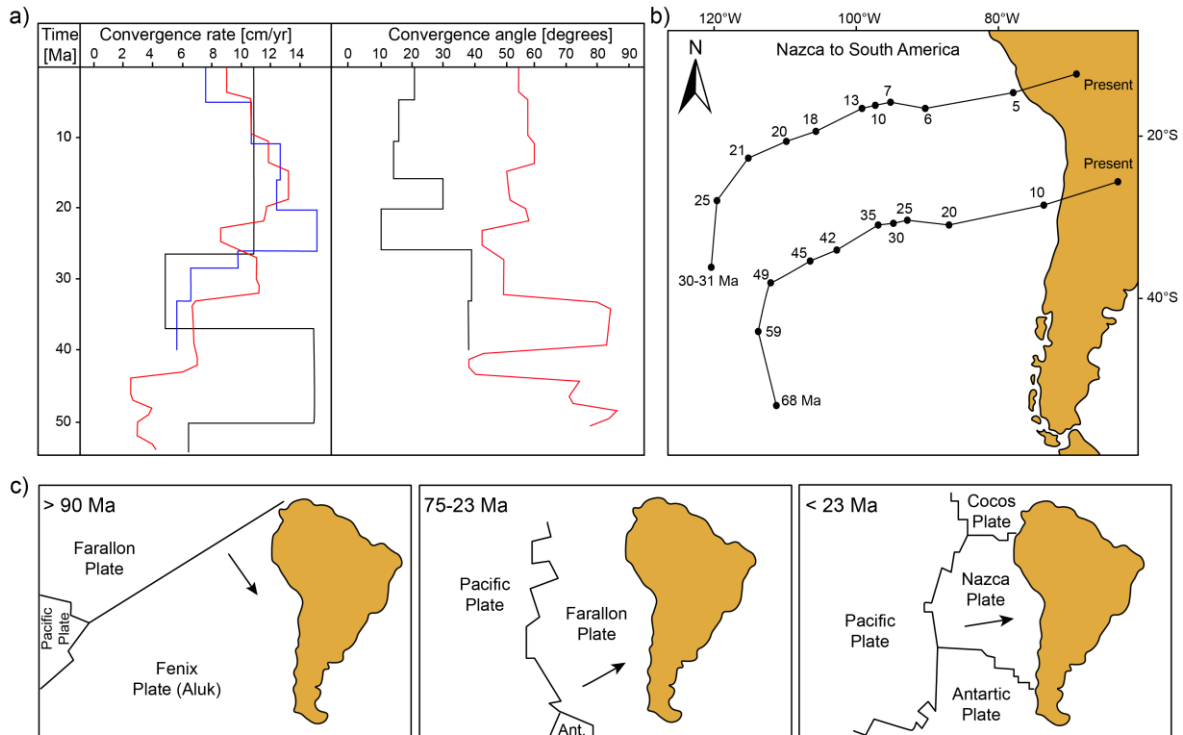


Figura 1. a) Variación de la velocidad de convergencia y grado de oblicuidad entre la placa oceánica subductante y la placa continental, según Pardo-Casas y Molnar (1987) (azul), Somoza (1998) (negro) y Müller *et al.*, 2016 (rojo). b) Reconstrucción de la cinemática de la placa Nazca respecto a Sudamérica durante el Cenozoico, medida en 2 puntos (Modificado de Pardo-Casas y Molnar, 1987). c) Reconstrucción de la configuración tectónica desde el Cretácico medio hasta el presente en el margen occidental de Sudamérica (Modificado de Zonenshayn *et al.*, 1984).

Los Andes de Chile central se encuentran en la zona de transición entre el segmento de subducción plana o *flat slab* Pampeano y el segmento de subducción normal (al sur de los 33°45'S), con la presencia de una notable flexura orogénica conocida como Oroclino del Maipo, formado a partir del Mioceno tardío (Arriagada *et al.*, 2009) (Figura 2).

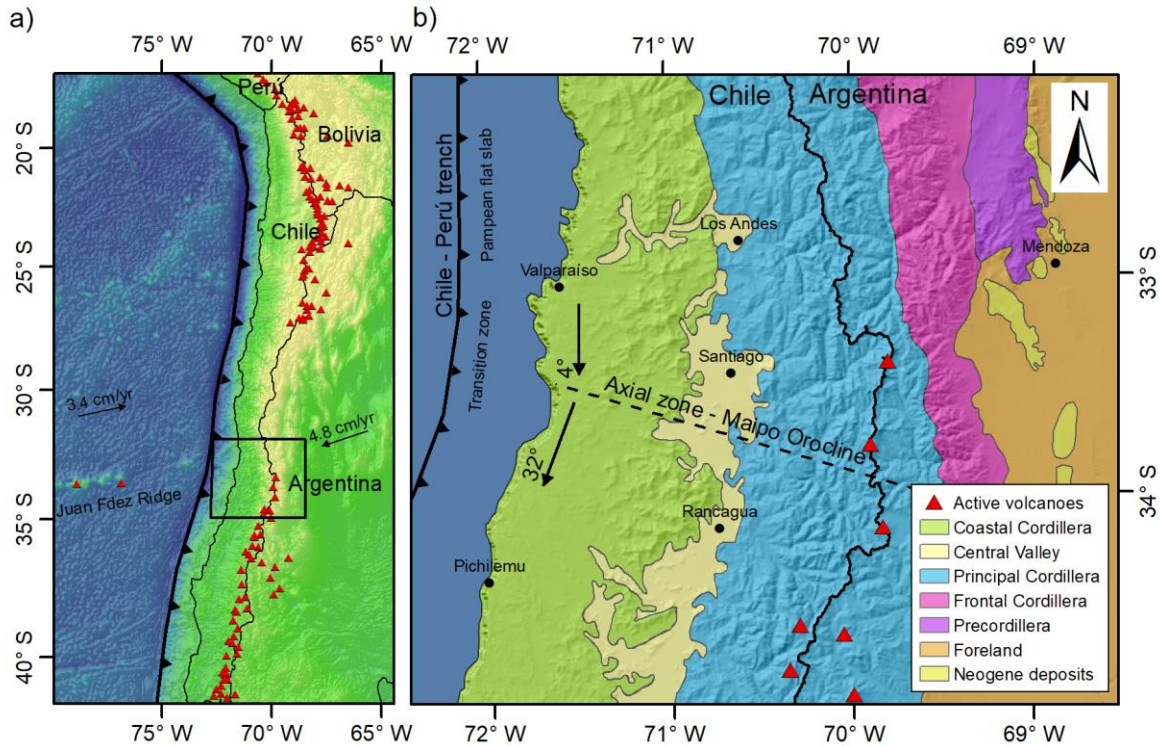


Figura 2. (a) Marco tectónico del margen andino. (b) Principales rasgos morfotectónicos de los Andes de Chile central-Argentina. Modificado de Fock (2005).

En esta región, el basamento aflora en la Cordillera de la Costa y principalmente en la Cordillera Frontal, donde está compuesto por rocas metasedimentarias y plutónicas del Carbonífero-Pérmico y depósitos volcánicos asociados del Grupo Choiyoi inferior. Dispuestos sobre los depósitos volcánicos del Grupo Choiyoi superior de edad Permotriásico se acumularon secuencias de *rift* jurásicas que componen las formaciones Río Colina y Río Damas, estratos marinos titho-neocomianos de la Fm. Lo Valdés y rocas sedimentarias marinas y no marinas del Cretácico Superior (Fm. Colimapu), que conforman lo que se define como Cordillera Principal Oriental (Fock, 2005). Series volcánicas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales del Eoceno-Oligoceno a Mioceno Inferior componen las formaciones Abanico y Farellones, que constituyen la definida Cordillera Principal Occidental (Fock, 2005), además de rocas de arco volcánico e intrusivas del Cenozoico superior (Giambiagi y Ramos, 2002) (Figura 3).

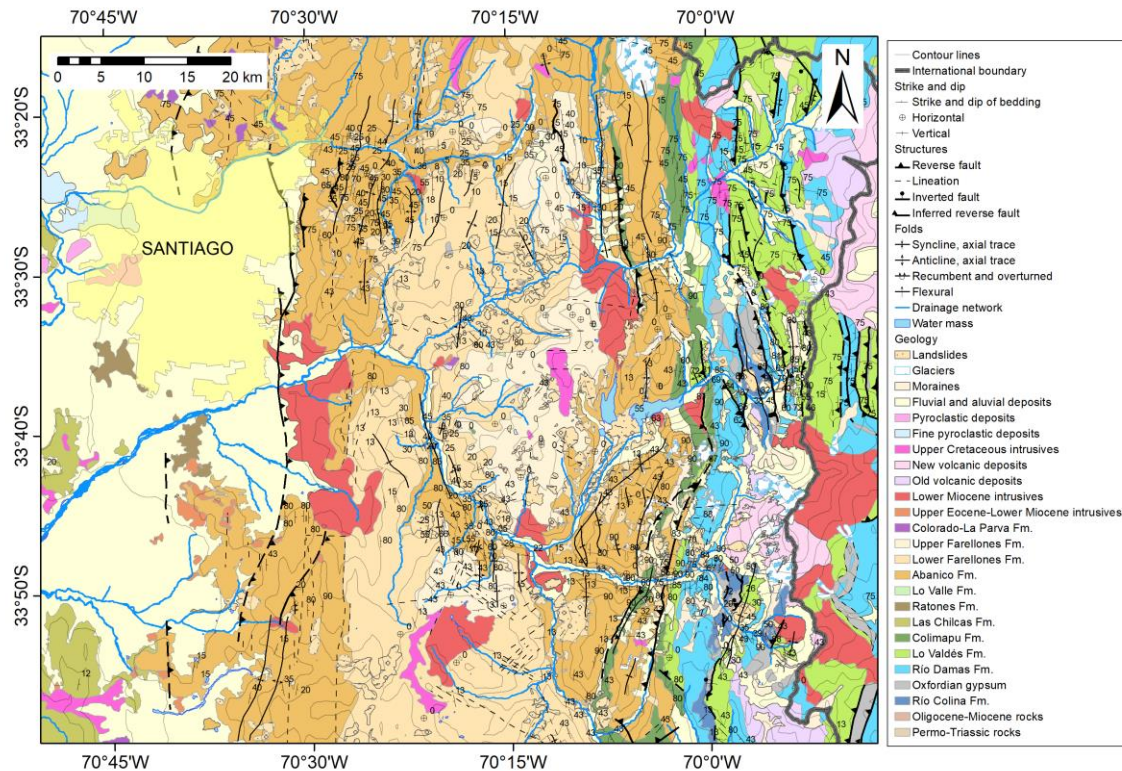


Figura 3. Mapa geológico regional, basado en trabajos anteriores (Thiele, 1980; Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005; Rauld, 2011; Castro, 2012; Quiroga, 2013; Villela, 2015; Mardones, 2016) y este trabajo.

Por otro lado, la Cordillera Principal de Chile central se caracteriza por exponer en los niveles morfotectónicos superiores, una serie de estructuras compresivas de orientación preferencial N-S, con variaciones NNE y NNW. Estas estructuras corresponden, en su mayoría, a pliegues cuya longitud de onda, vergencia y amplitud es variable y fallas con vergencia tanto oriental como occidental. Entre las fallas vergentes al oeste, posicionadas en el frente cordillerano de Santiago, destacan la falla Cerro Renca-Infiernillo, falla San Ramón y el sistema de falla San Francisco, definido en este trabajo. Entre las fallas con vergencia al este, podemos consignar la falla El Diablo, considerada hasta ahora, como borde oriental de la cuenca de Abanico (Fariás et al., 2010; Charrier et al., 2002). La falla Chacayes-Yesillo, en cambio, corresponde a un retrocorrimiento asociado a la falla El Diablo. Esta falla tendría, según Charrier et al. (2005), actividad sísmica reciente, aunque estudios indican que esta actividad se concentra en el sistema de fallas El Diablo-El Fierro (Barrientos et al., 2004; Fariás et al., 2010) (Figura 4).

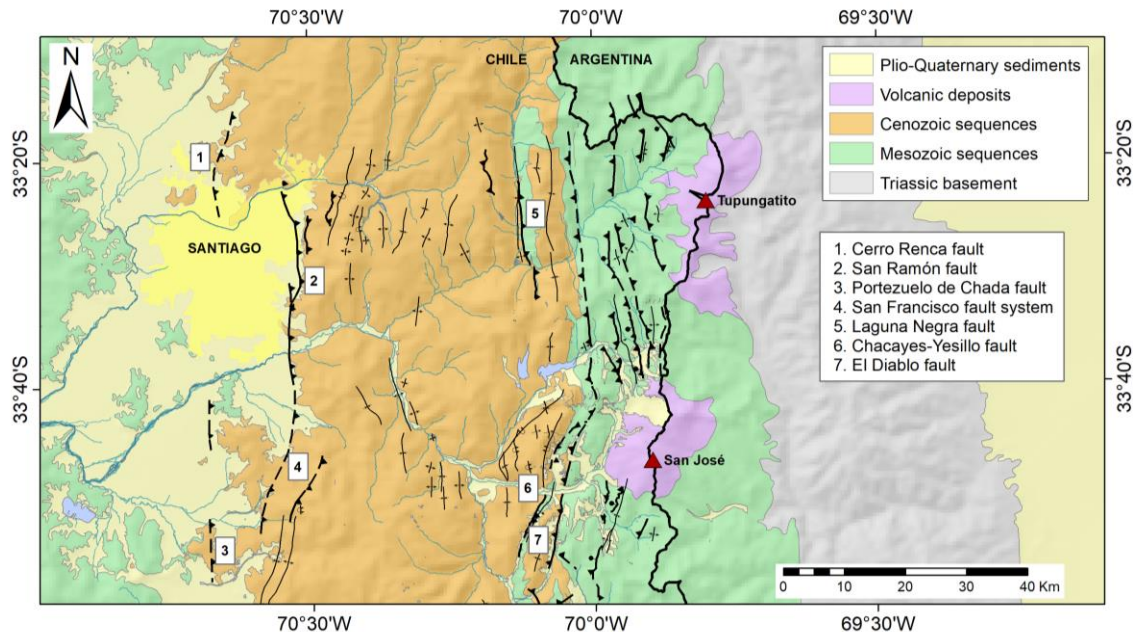


Figura 4. Mapa regional geológico-estructural de la zona de estudio. Modificado de Rauld (2002).

La deformación de los Andes de Chile central se explica como un evento tectónico de escala continental, que alcanzó su mayor alzamiento en los últimos 10 Ma (Gubbels *et al.*, 1993; Gregory & Wodzicky, 2000; Makshev *et al.*, 2004; Charrier *et al.*, 2005; Farías *et al.*, 2008), período durante el cual se habría desarrollado la FPCA. Siendo la FPCA uno de los elementos geológicos más importantes de la parte sur de los Andes centrales, se desea precisar su arquitectura, la influencia de las estructuras heredadas del Mesozoico en su geometría y la relación de los retrocorrimientos con la actividad sísmica actual.

I.2. Problemática y Motivaciones del estudio

La morfología actual de los Andes de Chile central (32°S-36°S) es el resultado de diferentes eventos tectónicos ocurridos desde el Mesozoico hasta el presente, algunos de los cuales han sido controlados por estructuras antiguas que representaron durante todo ese tiempo, zonas de debilidad que se reactivaron repetidamente. Los posibles mecanismos que actuaron en cada uno de los procesos que permitieron el alzamiento de los Andes, en particular a esta latitud, aún no están completamente definidos, y esto ha llevado a la formulación de modelos tectónicos y paleogeográficos variados, controversiales y contrapuestos fundamentalmente en cuanto a la vergencia de las estructuras de primer orden dominantes en la orogénesis (Farías *et al.*, 2010; Armijo *et al.*, 2010).

Por su parte, las rocas volcano-sedimentarias pertenecientes a las formaciones Abanico y Farellones que conforman la Cordillera Principal occidental (Fock, 2005), han sido interpretadas como depósitos de una cuenca extensional (cuenca de Abanico), de

edad Eoceno-Oligoceno, las cuales habrían sido posteriormente deformadas bajo un régimen compresivo entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano (Godoy *et al.*, 1999; Jordan *et al.*, 2001; Charrier *et al.*, 2002a, 2002b, 2005; Giambiagi *et al.*, 2003a, Fock, 2005). Trabajos anteriores han planteado que el proceso de deformación y alzamiento cenozoico de la Cordillera de los Andes a esta latitud, específicamente respecto a la formación de la FPCA, está influenciado por la carga asociada a la potente sucesión de rocas volcánicas y volcanoclásticas de la cuenca de Abanico (Muñoz-Sáez *et al.*, 2014; Pinto *et al.*, 2010). Si bien, estudios al norte (33°S) y sur (~35°S) del área de estudio, han abordado la existencia de una relación entre las estructuras profundas y el desarrollo de la cuenca de Abanico; además del control que éstas ejercen en el ascenso y emplazamiento de cuerpos intrusivos (Piquer *et al.*, 2010; 2015), se pretende aproximar el entendimiento del rol que habrían jugado los bloques fallados del Mesozoico en la depositación de secuencias volcano-sedimentarias cenozoicas y la consecuentemente formación de la FPCA, entre los valles de los ríos Yeso y Volcán.

La inversión de fallas preexistentes y sistemas de fallas compresivos determinarían el emplazamiento de unidades intrusivas durante este tipo de deformación, ya que se produce una superposición de estilos estructurales y geometrías, formando estructuras complejas que facilitarían la circulación de fluidos y ascenso de magmas (McClay, 2004; Mazzarini *et al.* 2009; Montanari *et al.* 2009). Por ende, se pueden delimitar los episodios de deformación al emplazamiento de cuerpos magmáticos relacionados a la acción de fallas presentes en el área de estudio (Bustamante, 2001; Castro, 2012; Mardones, 2016; Piquer *et al.*, 2010; 2015; 2016; 2017). Finalmente, se busca evaluar la relación entre los retrocorrimientos que sobretodo han actuado en las últimas etapas de deformación cenozoica de la Cordillera Principal oriental de Chile central (Giambiagi *et al.*, 2003a, 2003b), y la actividad sísmica actual.

Considerando que estos procesos corresponden a eventos de escala regional, y que las variaciones latitudinales en la cantidad de acortamiento tectónico y el estilo de deformación estarían controladas por heterogeneidades de carácter también regional (Jordan *et al.*, 1983a; Mpodozis y Ramos, 1989), se espera que el acortamiento acomodado en la zona de estudio sea levemente mayor a los calculados al norte y sur en el mismo segmento cordillerano, debido a que esta región se encuentra justo en el eje de simetría del *Megakink* del Maipo (Arriagada *et al.*, 2009), con la ausencia de la Cordillera Frontal hacia el sur (Figura 5).

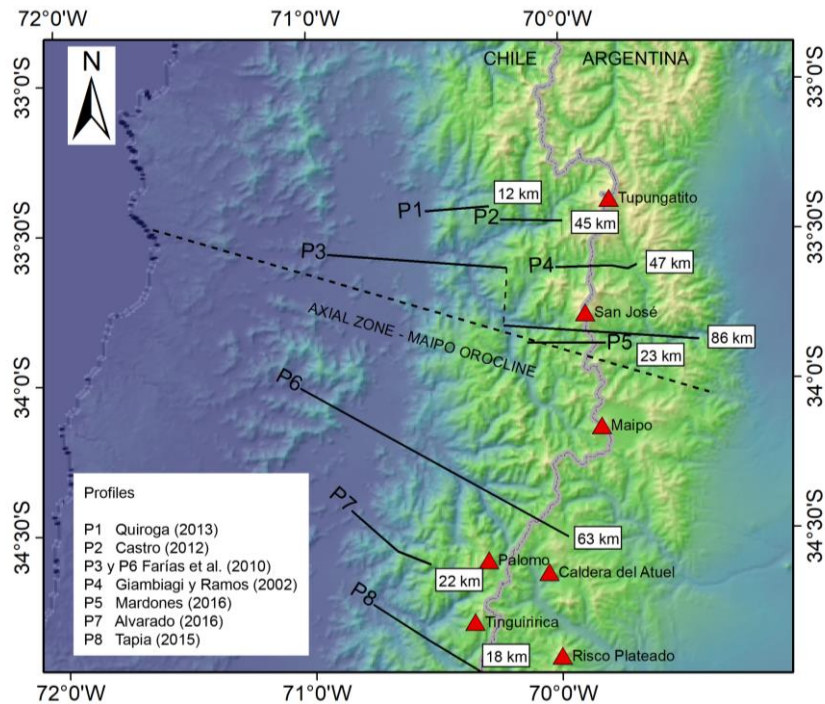


Figura 5. Acortamiento cortical mínimo calculado a lo largo de la Cordillera Principal de Chile Central.

I.3. Hipótesis

Las estructuras heredadas, geometría y arquitectura previa de la sección norte de la cuenca de Neuquén, influyeron sobre el estilo de deformación y evolución tectónica de la FPCA, por lo tanto, corresponderían a un factor de primer orden en la configuración morfotectónica actual de la cordillera andina a la latitud de Santiago, constituyendo una relación potencialmente importante con la sismicidad de la región.

I.4. Objetivos

I.4.1. Objetivo general

El objetivo general de este estudio es determinar el rol de las estructuras extensionales de la cuenca de Neuquén en la evolución tectónica cenozoica de la FPCA ubicada en la Cordillera Principal de los Andes de Chile central.

I.4.2. Objetivos específicos

1. Determinar la cronoestratigrafía de las unidades geológicas de la parte oriental de la Cordillera Principal frente a Santiago, involucradas en la FPCA.
2. Determinar la arquitectura y rasgos estructurales de la corteza continental a esta latitud.
3. Determinar la evolución de la FPCA frente a Santiago, así como la relación entre las fallas más recientes y la sismicidad regional.

I.5. Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se encuentra en la Región Metropolitana de Santiago, Chile, entre los $33^{\circ}30'S$ y $34^{\circ}00'S$ y entre los $70^{\circ}45'W$ y $69^{\circ}45'W$ (Figura 6). El acceso al área de estudio es a través del Camino a El Volcán (Ruta G-25) y Camino Romeral–Embalse El Yeso (Ruta G-455). A partir del camino se toman huellas que pueden ser recorridas a pie o utilizando caballares y mulares, para alcanzar los afloramientos ubicados en las partes más altas de los cerros de la zona, que alcanzan hasta los 4040 msnm.

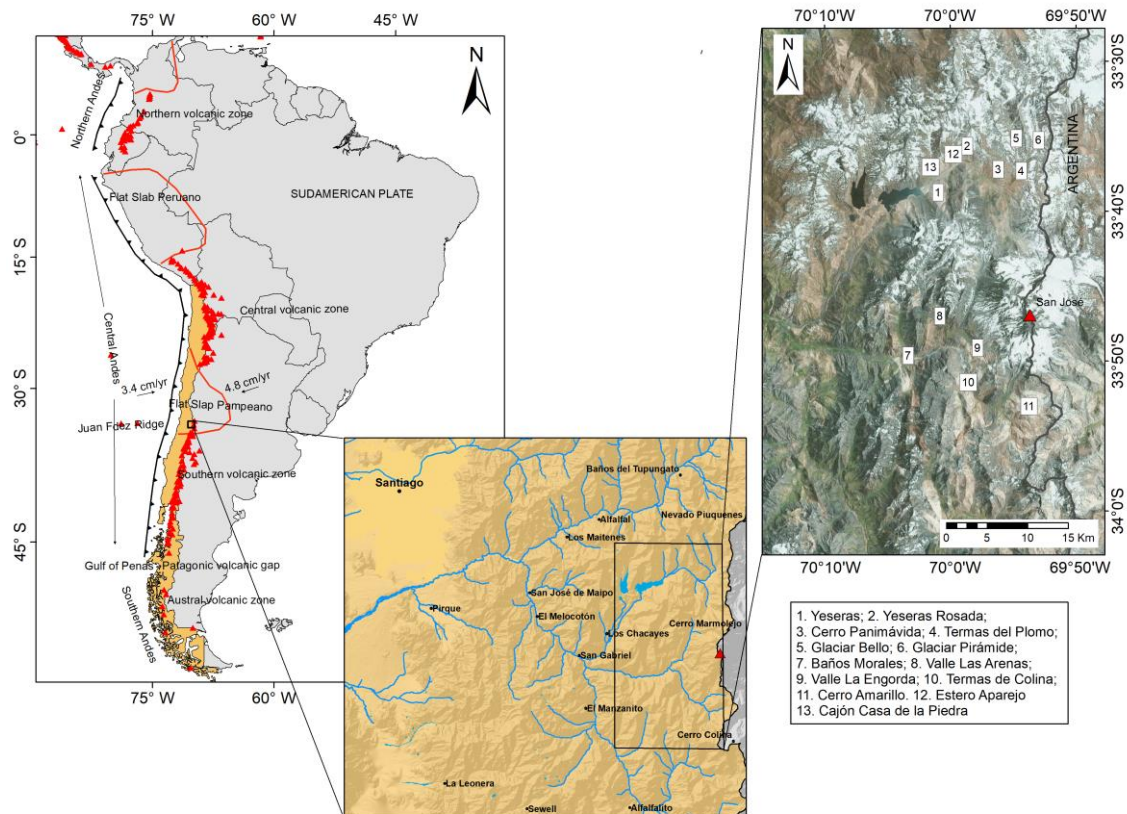


Figura 6. Ubicación y vías de acceso del área de estudio. Sitios y lugares claves para el entendimiento de este trabajo.

I.5. Metodología

El trabajo de tesis se dividió en tres etapas, con el fin de cumplir los objetivos específicos mencionados. Las etapas que componen la metodología del presente trabajo son las siguientes:

I.5.1. Trabajo precampañas de terreno

Se estudiaron una serie de documentos, entre ellos, mapas geológicos, trabajos de título, tesis de postgrado, artículos científicos y congresos geológicos, con el objetivo de conocer los antecedentes estratigráficos, estructurales y geocronológicos de la zona, y así comprender los modelos estructurales sobre la evolución tectónica de los Andes de Chile central y las controversias científicas que han generado las distintas visiones planteadas sobre lo mismo (e.g., Farías *et al.*, 2010; Armijo *et al.*, 2010).

La fotointerpretación de imágenes satelitales y aéreas, en conjunto con el uso del *software Google Earth* permitió determinar puntos de interés geológico pre-trabajos de campo y, posibilitó analizar la zona de estudio posteriormente.

Los resultados en esta etapa aportaron en la resolución de los objetivos específicos 1 y 2.

I.5.2. Trabajo de Campo

Se realizó principalmente en cuatro campañas de terreno, correspondientes a los cursos de Geología de Campo II de la Universidad de Chile, realizados en los semestres de otoño de los años 2015, 2016, 2017 y 2018. Se dio énfasis en la determinación de características litoestratigráficas, estructurales y geomorfológicas de los valles de los ríos Yeso, Volcán y Colina. Además, se recolectaron muestras de rocas apropiadas para los análisis petrográficos y geocronológicos posteriores.

Los resultados en esta etapa de la metodología apuntaron a resolver los objetivos específicos 1 y 2.

I.5.3. Trabajo post-campañas de terreno

Se llevaron a cabo los análisis respectivos de los datos y muestras recolectados en las campañas de terreno. Lo anterior se detalla específicamente a continuación:

- Confección de un mapa geológico a escala 1:250.000
- Confección y correlación de columnas estratigráficas.
- Confección de un mapa geológico a escala 1:25.000
- Confección de dos perfiles de superficie.
- Confección de dos modelos geométricos mediante el método de extrapolación *kink*, constreñido por el mapeo de los estratos en superficie.
- Análisis sedimentario de proveniencia basado en petrografía y dataciones U-Pb en circón detrítico.
- Confección de dos modelos palinspásticos desde el presente hasta el Mioceno medio.
- Confección de un modelo de evolución paleogeográfica desde el Jurásico temprano al Cretácico tardío.

Los resultados en esta etapa de la metodología apuntaron a resolver los objetivos específicos 1 al 3.

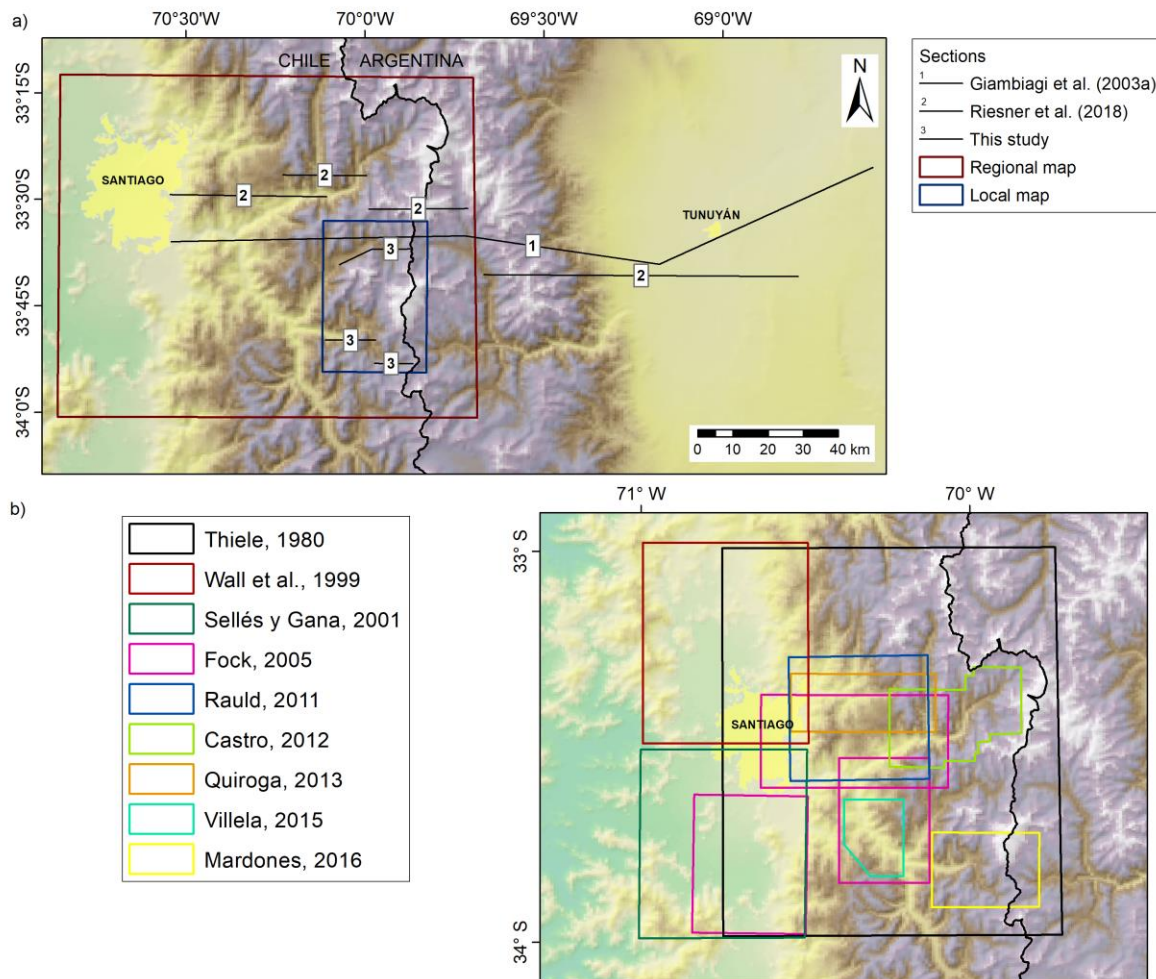


Figura 7. (a) Ubicación de los mapas y secciones geológicas. (b) Fuente de información usada en (a).

II. Geología de la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua

En este capítulo se muestran los resultados del levantamiento geológico de los principales rasgos litoestratigráficos, estructurales y geomorfológicos obtenidos en este trabajo, los cuales se resumen en un mapa escala 1:25.000 juntos a dos perfiles estructurales de la zona de estudio, perpendiculares al rumbo de las estructuras principales (Figura 8).

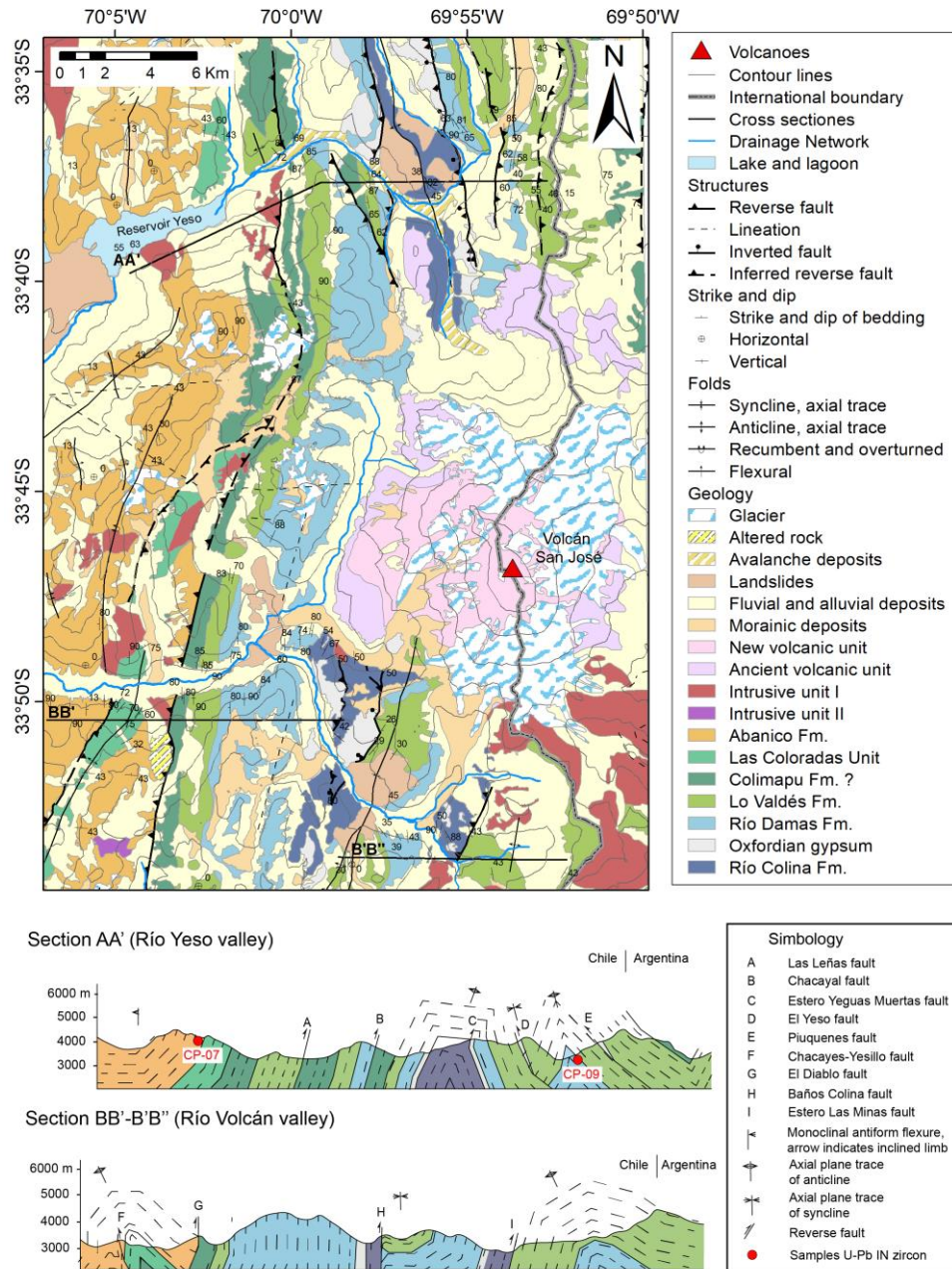


Figura 8. Mapa geológico de la zona de estudio con sus respectivos perfiles de observación.

II.1. Unidades estratificadas

A continuación, se describen las unidades litológicas (de base a techo) presentes en el área de estudio, asociadas a las formaciones geológicas anteriormente definidas en los Andes de Chile central, entre los 33°S y 33°40'S. Destacar la identificación y definición de la Unidad Las Coloradas en este trabajo, como sección estratigráfica más joven que la Fm. Colimapu y las edades U-Pb en circón de la Fm. Río Damas y de la base de la Fm. Abanico como uno de los resultados principales de este estudio (Figura 9).

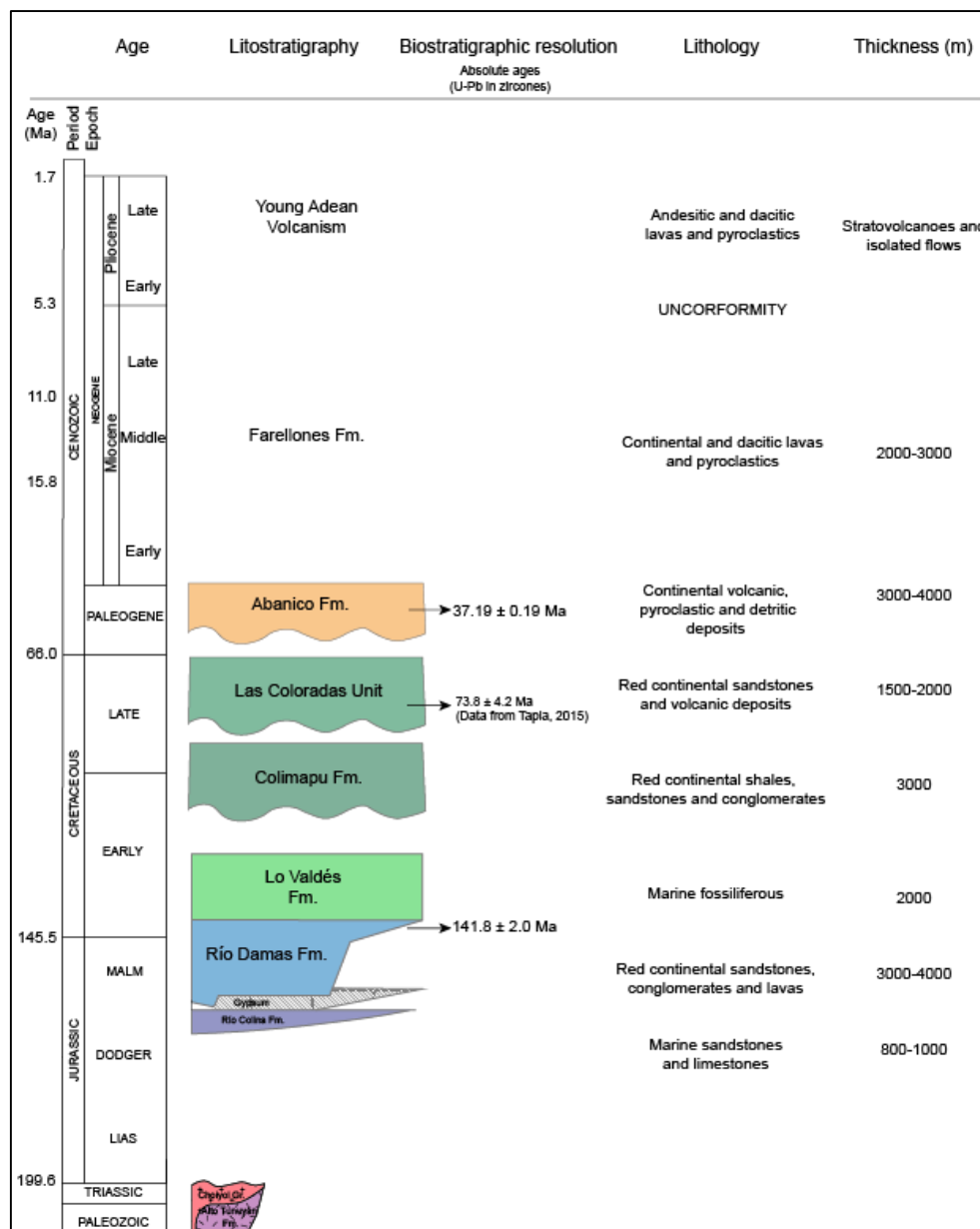


Figura 9. Columna estratigráfica generalizada de la Cordillera Principal entre los 33°30'S y 33°45'S. Modificado Giambiagi et al. (2003a).

II.1.1. Formación Río Colina

Fue definida en el valle del Río Colina por González (1963) y aflora al oeste de la zona de estudio (Figura 10). Su base no fue observada, aunque se encuentra en aparente concordancia sobre la Formación Nieves Negras (Álvarez *et al.*, 1997) y su techo es concordante con la Formación Río Damas (Thiele, 1980). Posee un espesor mínimo de 1000 m observado en el Estero del Plomo. En el sector del Estero del Plomo se encuentra una discordancia erosiva con lavas del volcán extinto Marmolejo.

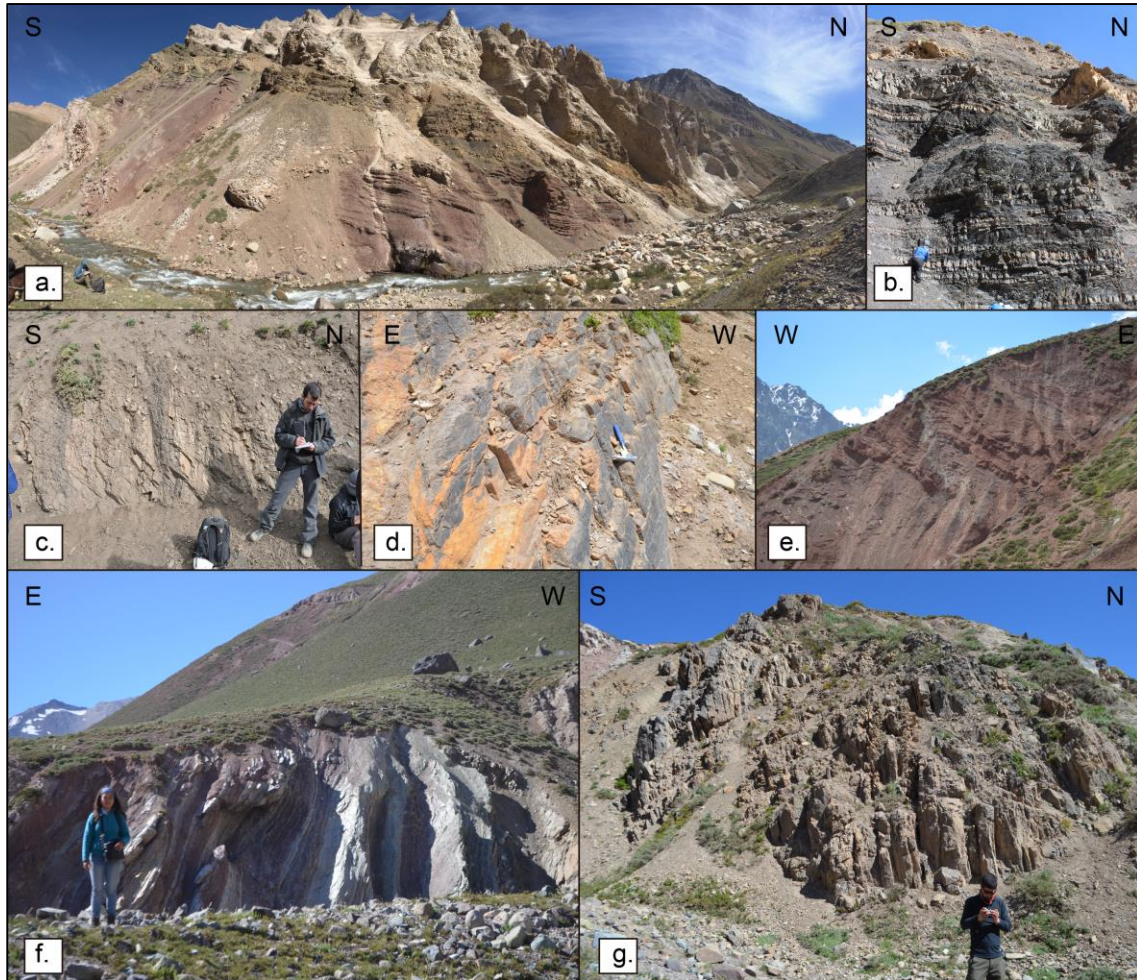


Figura 10. Afloramientos pertenecientes a la Fm. Río Colina (a) Sector de Estero Las Minas, que muestra una secuencia estratigráfica de base a techo; limolitas rojas, seguidas de calizas y yeso estratificado. (b) Ladera oeste del Estero El Plomo, que muestra una intercalación de lutitas fisibles negras y calizas. (c) Ladera este del Cerro Panimávida que corresponde principalmente de areniscas finas calcáreas e intercaladas con lutitas. (d) Lutitas calcáreas ubicadas en el valle Río de Colina. (e) Intercalación de limolitas rojas con yeso estratificado, subverticales, en las cercanías de las Termas de Colina. (f) Limolitas rojas ubicadas al oeste del valle de Río de Colina frente a los Baños Colina. (g) Lutitas calcáreas dispuestas de manera subvertical, ubicadas al oeste del valle de Río de Colina frente a los Baños Colina.

En el sector del Estero de Yeguas Muertas, la unidad está compuesta por una intercalación de areniscas calcáreas y lutitas de color pardo oscuro a negro, con espesores

de 30 cm y 50 cm, respectivamente. Las sucesiones de lutitas y limolitas presentan espesores que varían entre 10 a 20 cm y entre 15 a 40 cm respectivamente, habiendo predominio de areniscas en el techo y de lutitas en la base. Las areniscas son de grano muy fino con matriz calcárea de muy buena selección, buen redondeamiento y esfericidad, alta madurez textural y química. Las capas de areniscas se muestran en general de forma masiva, con gradaciones normales, estratificación cruzada en artesa, laminación paralela y calcos de carga. Las lutitas son de color gris-negro, compuestas por una de matriz tamaño arcilla, selección media, y cemento calcáreo. Se encuentran altamente fracturadas presentando *boudinage* entre calizas. La formación presenta zonas con yeso diapírico irregular en el techo, deformado, meteorizado y con signos de dilución superficial. Adicionalmente, la sucesión es cortada por numerosos cuerpos intrusivos hipabisales, de grano muy fino, color verde, con venillas menores de color anaranjado, patinas de calcita, óxido de manganeso y hierro.

En el sector del valle del Río Colina, afloran lutitas negras con intercalaciones de areniscas de grano muy fino, con vetillas de calcita con dirección N-S y EW. Al oeste de Baños Colina, las vetillas de calcita con rumbo N50°E y manteo 35°W, cortan los estratos de limolitas y wakas cuaríferas. Las diaclasas siguen la misma orientación de las vetillas de calcita. La unidad se encuentra alterada a través de vetillas y presencia de minerales tales como, jarosita, calcita, arcillas y óxidos de hierro (Mardones, 2016).

En el sector del valle La Engorda se observa en la base un nivel de lutitas calcáreas negras con una potencia de 200 m, sobreyacidas por un nivel de areniscas calcáreas de 175 m de espesor. En los primeros 300 metros, se aprecian intrusiones de diapiros de yeso con un espesor de hasta 50 m. Luego se observan 100 metros de intercalaciones de lutitas calcáreas de estratificación fina con calizas sin presencia fósil con intercalaciones de areniscas calcáreas y arcillolitas de no más de 10 m. Se observó estratificación cruzada en artesa, planar y calcos de carga que indican polaridad hacia el oeste. El techo corresponde a 400 m de calizas intercaladas con areniscas calcáreas de 50 m de espesor máximo.



Figura 11. (a) Artesa encontrada en la entrada del Estero del Plomo (b) (c) Calco de carga reconocido en lutitas del Cerro Panimávida, Valle del Río Yeso. (d y e) Calco de carga encontrado en calizas del valle La Engorda

Esta unidad se identificó como la más antigua del área de estudio, debido a su posición estratigráfica, fauna fósil y criterios litológicos presentes (Figura 11). Se reconocieron dos ejemplares de amonite en el Cerro Panimávida, *Araucanites* sp., con rasgos de costillas marcados y estructura casi intacta, y *Perisphinctes* sp., fósil guía para el Jurásico tardío. De acuerdo con los fósiles encontrados en esta unidad, se le asigna una edad Caloviano-Oxfordiano (Thiele, 1980).

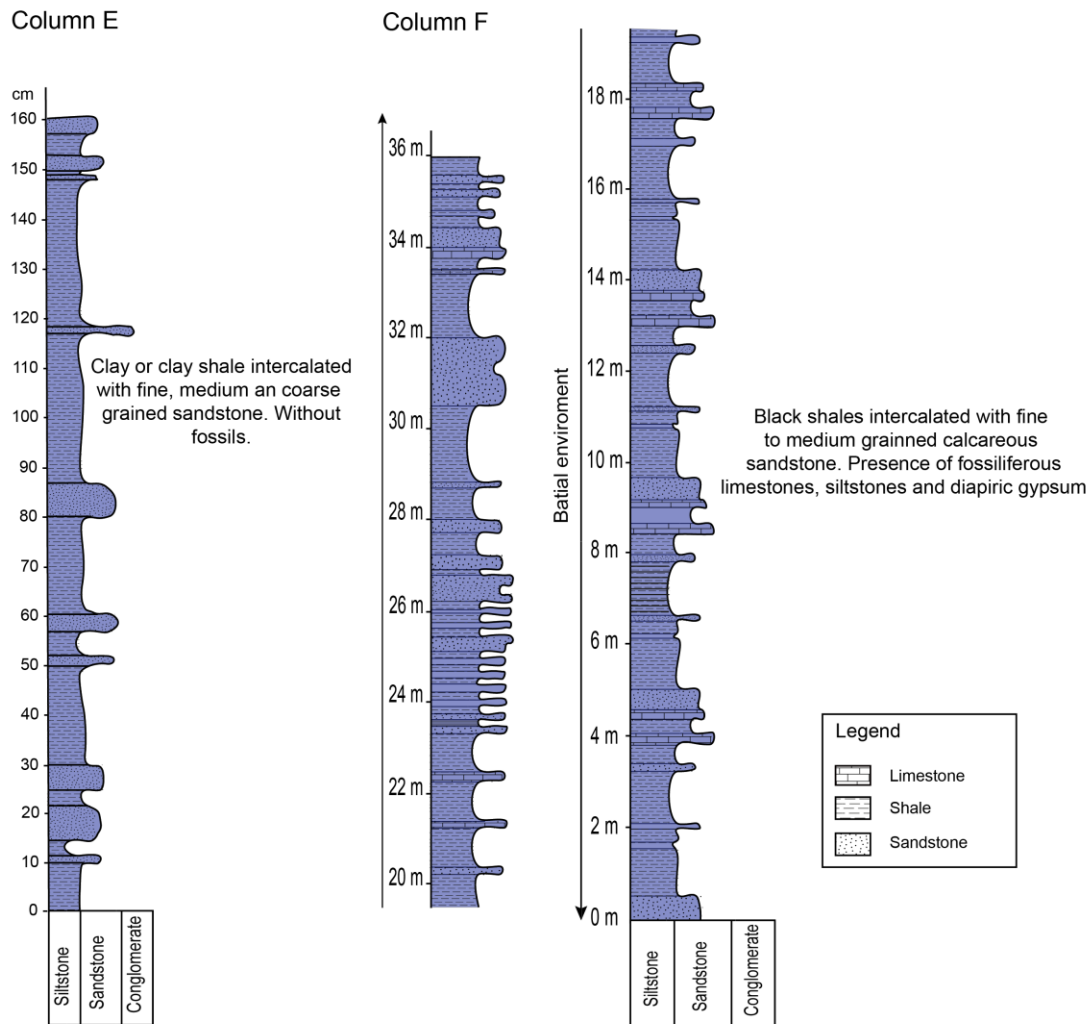


Figura 12. Columnas estratigráficas correspondientes a la Formación Río Colina. Columna E ubicada en el extremo noroeste del cerro Panimávida y columna F ubicada en el extremo sureste del mismo. Ambas muestran una predominancia de arcillas, lutitas arcillosas y areniscas de grano fino a medio, que se interpretan como un ambiente o zona batial.

Se reconoce para estos depósitos un ambiente marino profundo reductor con variaciones rítmicas en el aporte sedimentario, reflejado en las capas de rocas de textura más gruesa intercaladas con capas más finas y en las estructuras sedimentarias observadas. Luego, en niveles superiores, el ambiente tiende a volverse más somero, reflejado por la presencia de capas evaporíticas de yeso (Figura 12).

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 Auquilco (Giambiagi *et al.*, 2001).

II.1.2. Formación Río Damas

Fue definida por Klohn (1960), en el valle del río de las Damas, afluente del río Tinguiririca, en la provincia de Colchagua, alrededor de los 35°S. Fue separada en miembros por Calderón (2008) en el valle del río Volcán, estratigráficamente: Miembro Cerro Aguja Escondida (500 m), Miembro Cerro Catedral (2250 m) y Miembro Punta Zanzi (1200). En el área de estudio, la unidad se distribuye principalmente a lo largo de dos franjas sub-paralelas de dirección N-S (Figura 13). Su base es concordante con la Fm. Río Colina y su techo lo es con la Fm. Lo Valdés en el valle del río Colina. En sector del valle del río Yeso, su base se encuentra en contacto por falla con la Fm. Río Colina y su techo presenta un paso gradual de sedimentos clásticos continentales a los depósitos marinos de la Fm Lo Valdés. En general, la Fm. Río Damas en el valle del río Yeso y Volcán se encuentra cortada por intrusivos hipabisales de hasta 1 metro de espesor.

En el sector de Laguna Los Patos, la unidad está compuesta por paquetes de areniscas rojas, grises y verdes que van desde 2 a 20 metros de espesor. Granos de tamaño de arena fina, media a gruesa, en general de mala selección y con clastos de cuarzo y feldespato. En algunos sectores las areniscas están intercaladas con conglomerados rojizos de 10 a 15 m de espesor, matriz soportado, clastos subredondeados, monomícticos de fangolita y matriz compuesta de arena media. Además, se presentan lentes de conglomerados rojizos in-Sertos en las areniscas. Es posible reconocer estratificación cruzada planar, laminación planar y gradación tanto normal como inversa en las areniscas, además de paleocanales. Entre los estratos se presentan superficies de erosión sobre niveles fangolíticos. Hacia el techo se observan intercalaciones de areniscas medias a gruesas pardo-rojizas con areniscas finas verde pálidas, estas últimas asociadas a diques que intruyen a la unidad. Las rocas volcánicas presentes en esta formación corresponden a andesitas presentando hacia el techo, cloritización pervasiva. En cuanto a las facies evaporíticas presentes en esta unidad, consisten principalmente en cristales euhedrales de yeso hasta 5 cm de diámetro. Minerales como calcita en amígdalas y vetillas, vesículas locales rellenas de ceolitas indican un metamorfismo de muy bajo grado.

En el sector del valle Las Arenas se observó una secuencia de 2000 m aproximadamente. Posee un fuerte diaclasamiento principalmente de orientación E-W y N-S. Hacia la base del conjunto, se encuentran rocas conglomerádicas matriz soportadas, 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. Lo sigue una secuencia de conglomerados con intercalaciones de arenisca roja

media a fina y hacia el techo del conjunto las rocas corresponden a conglomerados volcánicos matriz soportados, donde la matriz está compuesta por arenisca gruesa, con clastos de cuarzo y arena y se encuentra fuertemente cloritizada, sin evidencia de mineralización. Los clastos son monomíticos de composición andesítica, mal seleccionados, sub-redondeados y levemente esféricos y su tamaño varía entre 5 a 20 cm de diámetro (Mardones, 2016). Se observaron algunas gradaciones granocrecientes, y estructuras sedimentarias, como grietas de secamiento, laminación paralela, laminación cruzada en artesa, estructuras de carga, gotas de lluvia, y paleocanales que evidencian que el techo de la unidad se encuentra hacia el oeste (Figura 14).

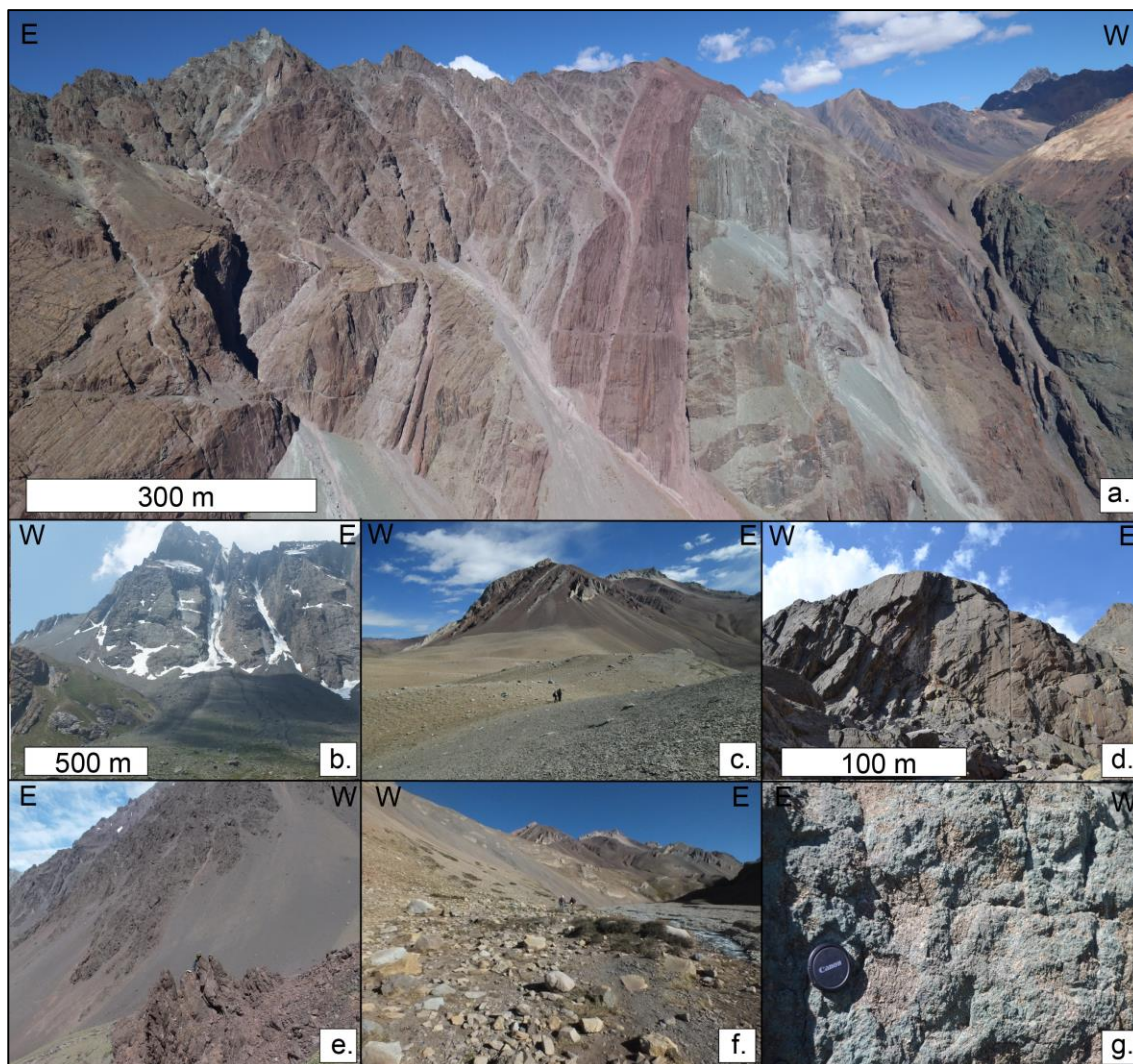


Figura 13. Afloramientos correspondientes a la Fm. Río Damas. (a) Ladera sur del valle del Río Volcán, donde se observan los tres miembros Cerro Catedral y Punta Zanzi. (b) Miembro Punta Zanzi, ubicado en la ladera norte del valle de las Arenas. (c) Areniscas rojas en las cercanías de Laguna de los Patos. (d) Miembro Aguja Escondida, ubicado en la ladera norte del valle del río Volcán, en la entrada del valle La Engorda. (e) Conglomerados y brechas conglomerádicas aflorantes en la ladera sur del valle del río Yeso, frente a Yeseras Rosada. (f) Vista hacia el norte del valle del glaciar Bello, donde se observa el contacto entre las formaciones Río Damas y Lo Valdés. (g) Afloramiento correspondiente a conglomerados volcánicos verdes ubicados en la ladera sur del valle del Río Volcán al este de del pueblo de Lo Valdés.

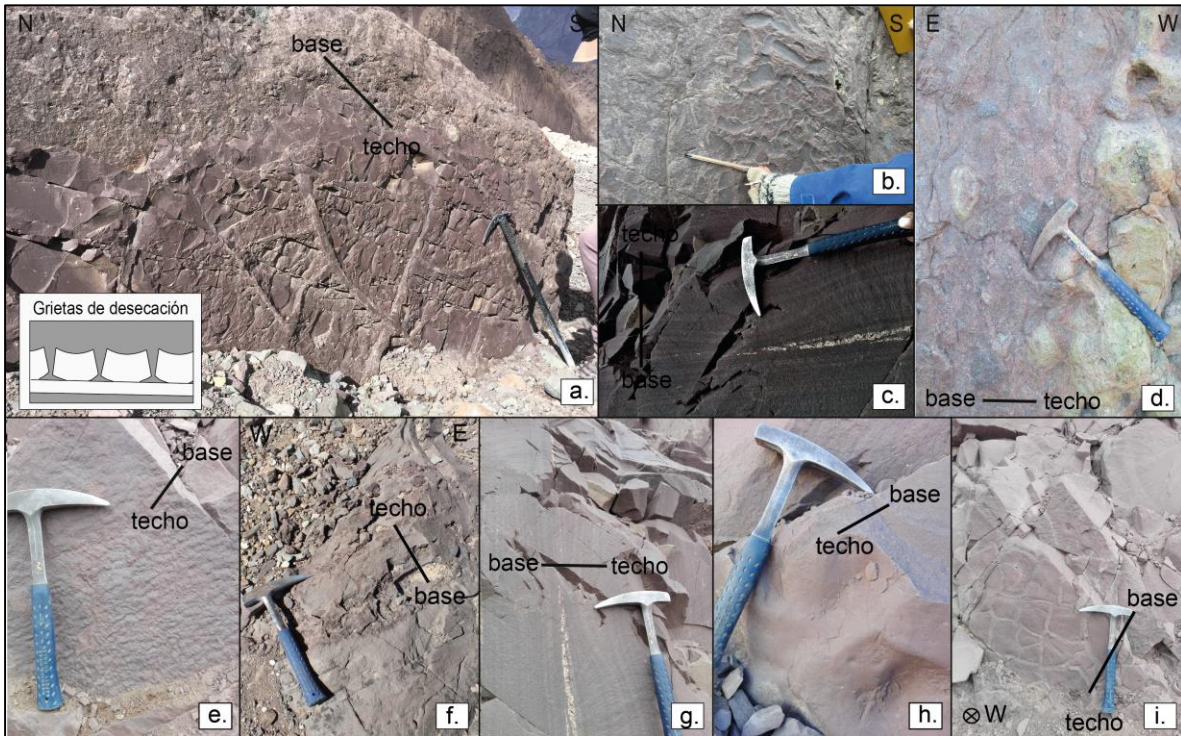


Figura 14. (a, b) Grietas de secamiento y calcos de carga ubicados en la ladera norte del valle de las Arenas. (c) Estratificación ondulada en el sector de Laguna Los Patos, indica polaridad al este. (d) Calcos de carga encontrados cerca del valle La Engorda. (e, f, g, h, i) Estructuras sedimentarias que indican polaridad hacia el este, en el sector de Laguna Los Patos.

Análisis U-Pb en circones de areniscas volcanogénicas provenientes de la Fm. Río Damas, en los valles del Volcán y Tinguiririca entregaron una edad de alrededor de 150 Ma, indicando una edad máxima de depositación Tithoniana (Aguirre *et al.*, 2009). De acuerdo con Rossel *et al.* (2014), se le asigna una edad máxima promedio de 146.4 ± 4.4 Ma, mediante geocronología de U-Pb, lo que también corresponde al Tithoniano. Además, se acotó su edad por criterios de superposición entre el Oxfordiano y el Tithoniano.

Esta unidad se habría depositado en un ambiente subaéreo fluvial-aluvial evidenciando facies de abanicos proximales, medios y distales. Las gradaciones observadas podrían deberse a cambios energéticos de depositación. Una base proximal, luego una facie intermedia de areniscas rojas medias a finas de tipo distal y finalmente una facie volcánica subaérea proximal cercana al arco volcánico de ese tiempo.

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

II.1.3. Formación Lo Valdés

Fue definida en el valle del río Volcán por González (1963). Biró (1964) definió el miembro *Spilitas* de la Fm. Lo Valdés, y Salazar y Stinnesbeck (2015) definieron la Fm. Baños Morales, como reemplazo a éste. Además, Salazar y Stinnesbeck (2015), dividieron la “nueva” Fm. Lo Valdés en tres miembros, que de base a techo son; Miembro Escalador, Miembro Placa Roja y Miembro Cantera. En el área de estudio aflora como franjas con rumbo principal N-S (Figura 15). Su base es concordante con la Fm. Río Damas y el techo lo es por contacto erosivo con la Fm. Colimapu.

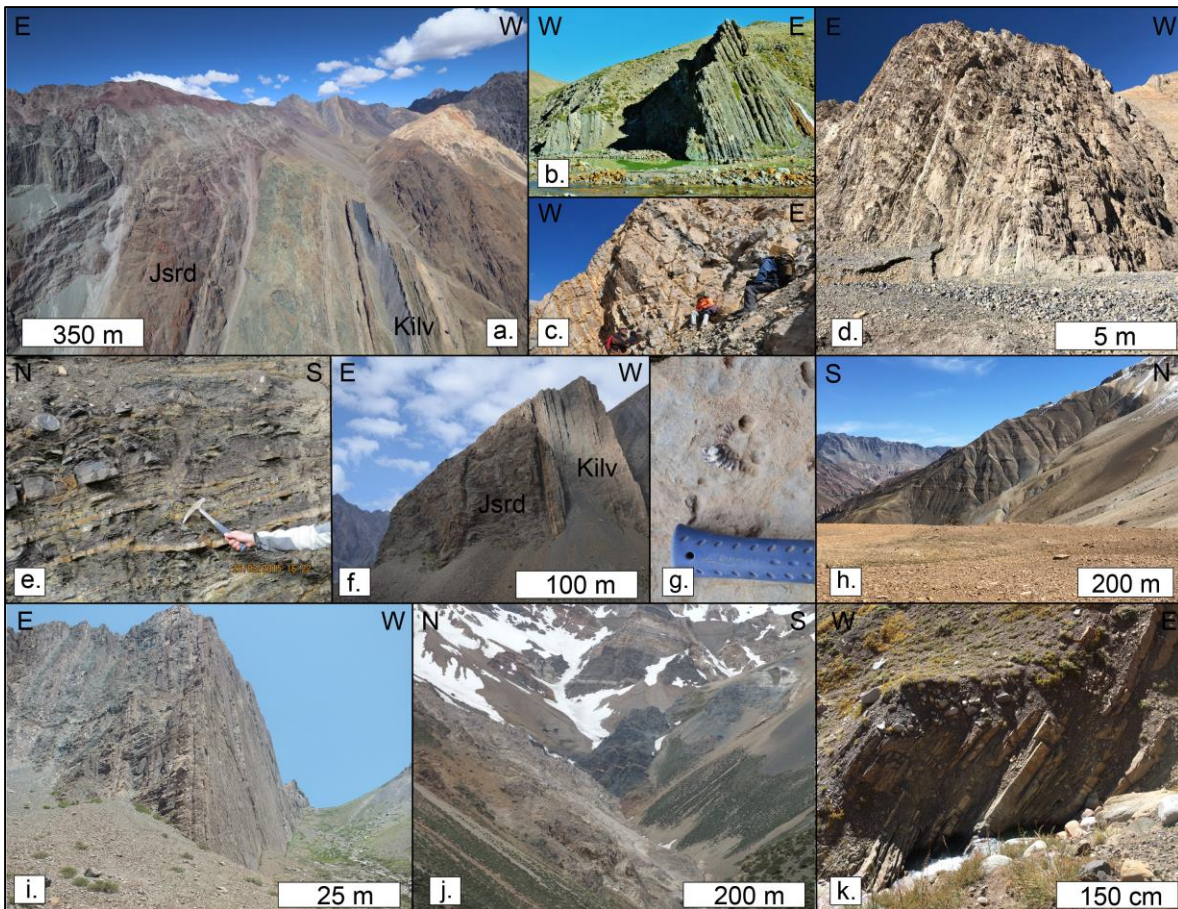


Figura 15. Afloramientos correspondientes a la Fm. Lo Valdés. (a) Fm. Lo Valdés en contacto concordante en la ladera sur del valle del Río Volcán. (b) Calcilitas de la Fm. Lo Valdés, aflorantes en las Termas del Plomo. (c) Areniscas calcáreas fosilíferas ubicadas al este del camino al Glaciar Pirámide. (d) Intercalaciones de lutitas y calizas en la subida al paso fronterizo Piuquenes. (e) Calcilitas ubicadas al este de la planicie fluvial del Río Yeso. (f) Contacto de la Fm. Río Damas (izquierda) y Lo Valdés (derecha) al sur del valle de las Arenas. (g) Ammonite encontrado en el cerro Los Caballos, valle del río Colina. (h) Rocas de la Fm. Lo Valdés en la subida al paso fronterizo Nieves Negras (i) Calizas fosilíferas ubicadas en la ladera sur del valle de las Arenas. (j) Lutitas y calizas fosilíferas ubicadas al sureste de Baños Colina. (k) Capas correspondientes a la Fm. Lo Valdés ubicadas en el sector del Estero Las Minas.

En el sector frente a las Yeseras Rosada y al oeste del Cerro Panimávida, la unidad alcanza una potencia de 1000 m y corresponde a calizas de grano fino, areniscas de grano

fino a medio, coquinas, lutitas negras, areniscas calcáreas, areniscas conglomerádicas y depósitos evaporíticos con intercalaciones de lavas andesíticas. En la base se encuentran areniscas de grano fino a medio de color rojizo que gradan a areniscas verdosas producto de una cloritización leve, de unos 30 m de espesor. Luego una intercalación de lutitas y calizas fosilíferas (bivalvos), con mayor cantidad de lutitas, proporción se invierte hacia el techo de la unidad. Esta secuencia de intercalaciones alcanza un espesor de 150 m. Los paquetes de calizas en algunos sectores se encuentran recristalizados, con cristales de hasta 3 mm de tamaño.

En el sector de Termas del Plomo, la unidad alcanza un espesor de 1300 m y está compuesta por areniscas y lutitas calcáreas, lutitas fosilíferas, areniscas de grano fino a medio, areniscas calcáreas fosilíferas, areniscas volcanoclásticas, conglomerados, brechas volcánicas, calizas, coquinas y lavas andesíticas. En general la unidad se presenta como intercalaciones de varios metros de lutitas negras y areniscas finas a medias de 1 a 2 m de espesor. Las brechas presentan clastos de líticos volcánicos angulosos y son matriz soportadas, los conglomerados de carácter polimíctico y matriz fina poseen clastos subredondeados. En el sector de Laguna Los Patos afloran lutitas negras calcáreas que presentan concreciones de caliza con abundantes amonites. Presencia de laminaciones, ondulitas y estratificación cruzada en artesa y calcos de carga (Figura 16). Sills andesíticos porfídicos y dacíticos. El espesor de estos intrusivos hipabisales anaranjados y fuertemente alterados va aumentando hacia el techo (1 a 10 m de potencia).

Cerca del paso fronterizo Piuquenes, la unidad alcanza 2000 m de espesor. Corresponde a una intercalación de calizas amarillas fosilíferas (bivalvos) y lutitas negras, con predominancia de lutitas.

En el valle de las Arenas se encuentran en la base areniscas gruesas y conglomerádicas polimícticas que poseen clastos de tamaño arena fina y guijarro. Luego lutitas negras intercaladas con niveles de caliza y calcilutitas negras sin fósiles, alcanzando hasta 100 a 200 m de potencia. Hacia al techo se encuentran areniscas en tonos grises y café verdosos con presencia de bivalvos y moldes de amonites. El nivel de coquinas de color negro comprende aproximadamente 80 m de potencia. En su techo presenta un nivel de areniscas finas rojas no calcáreas de potencia aproximada de 50 m. Estructuras sedimentarias tales como paleocanales, estratificación cruzada en artesa y gradación inversa evidencian que el techo de la unidad se encuentra hacia el oeste.

En el sector de valle del Río Colina, se describió una secuencia de aproximadamente 500 m de calcilutitas fosilíferas, con fósiles de *Weyla alata* principalmente. Los amonites encontrados cercanos al sector de las Termas del Plomo varían su diámetro de 5 a 20 cm, formando parte de lutitas y areniscas calcáreas, e incluso dentro de estratos 5 m de coquinas. Por su parte los bivalvos tenían de 2-15 cm de diámetro y formaban parte de hasta 15 m de coquinas. La edad asignada para la Fm. Lo Valdés en base a los biocrones aproximados de los diferentes géneros encontrados en el valle del río Yeso, es desde Kimmeridgiano al Tithoniano, período donde se intersectan todas las especies encontradas.

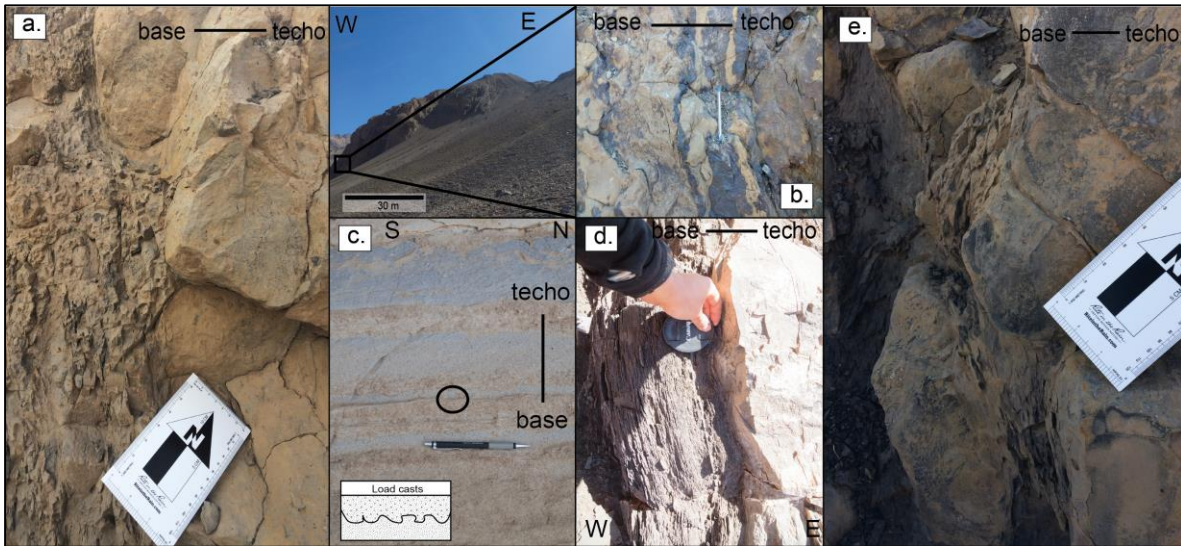


Figura 16. (a) y (e) Calcos de carga observados en el sector de Termas del Plomo. (b) Calcos de carga en capas de areniscas calcáreas, intercaladas con capas ricas en manganeso, al inicio del valle del glaciar Pirámide. (c). Estructura en llama encontrada en el valle de Las Arenas. (d) Calco de carga identificado al inicio del valle del glaciar Pirámide, hacia el sur.



Figura 17. (a) Abundancia de especies para la Fm. Lo Valdés reflejada en el número de ejemplares por especie recopilados en terreno. Todos los ejemplares corresponden al phylum Mollusca. (b) Especies encontradas en el valle del río Yeso. Biocrones obtenidos de The Paleobiology Database.

Los diferentes géneros encontrados para la subclase Ammonoidea mostrarían especies de carácter nectónico marino. Este carácter es propio de ambientes de plataforma (submareal profundo y somero). En cuanto a la clase Bivalvia, esta sería de carácter epifaunal estacionario propio de ambientes marinos costeros y de zona de transición. Así, a partir de los diferentes ambientes marinos que representan los géneros encontrados, se podría interpretar la ocurrencia de variaciones de facies marinas durante la depositación de la Fm. Lo Valdés, desde marina profunda, transicional a costera (Figura 17). Además, tanto en el sector de las Termas del Plomo como en Lo Valdés, se observan facies de ciclo de Bouma incompleto (intercalaciones de areniscas y lutitas), lo que se interpreta como un ambiente de talud continental, aunque esto se debe corroborar.

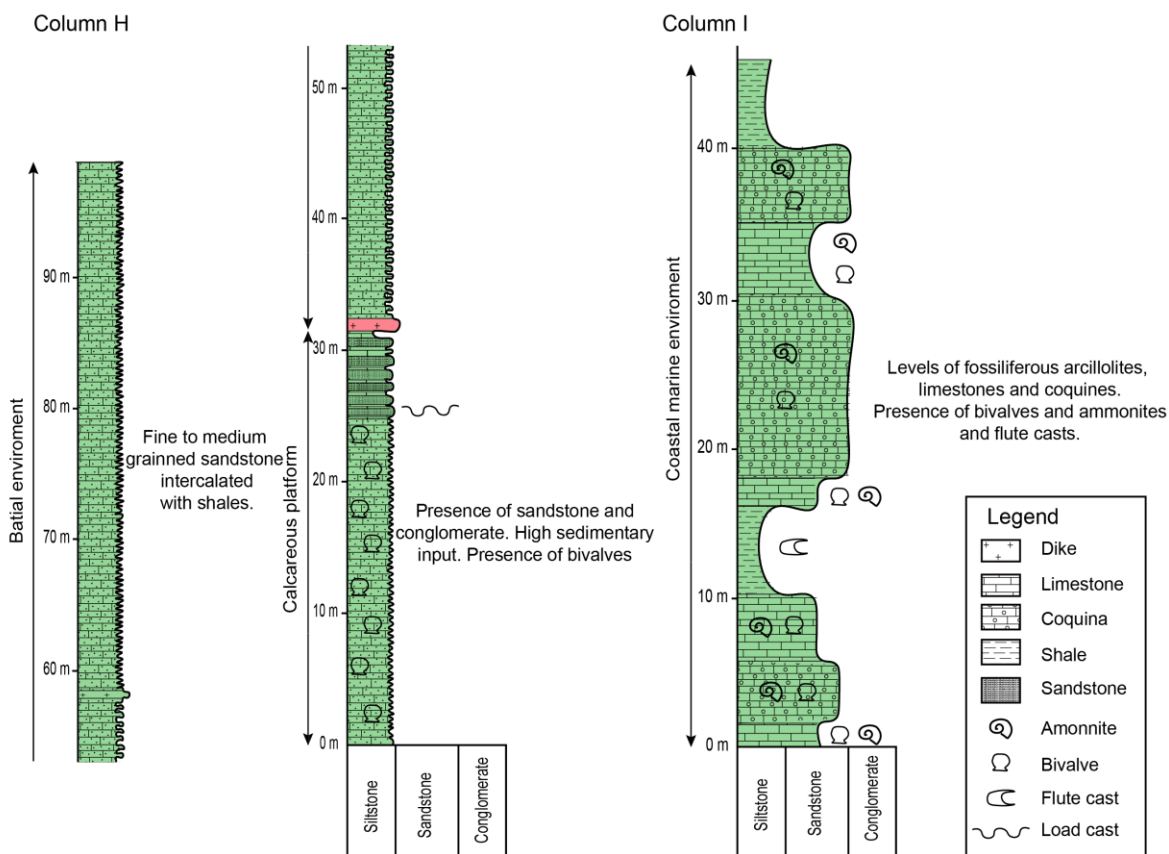


Figura 18. Columnas estratigráficas correspondientes a la Fm. Lo Valdés. La columna H se sitúa en las Termas del Plomo, donde predominan rocas de grano más grueso hacia la base de la secuencia, lo que se interpreta, entre otras cosas, como una transición de ambiente de plataforma continental a uno más profundo. La columna I situada en el sector del paso fronterizo Piuquenes, corresponde a una secuencia marina somera, evidenciada en la presencia de coquinas.

Dadas las características de la unidad descrita en el sector de Termas del Plomo, ésta se puede correlacionar con un miembro basal de la Fm. Lo Valdés, de edad Tithoniana-Hauteriviana (Thiele, 1980). La litoestratigrafía descrita y los rodados de amonoides encontrados en la subida al Paso Piuquenes, permiten correlacionar esta unidad a un miembro medio de la Fm. Lo Valdés. Por otro lado, dadas las características litológicas de la unidad descrita en el sector de las Yeseras, esta se puede correlacionar a un miembro

superior de la Fm. Lo Valdés (Figura 18). Regionalmente la Fm. 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).

II.1.4. Formación Colimapu

Definida por Klohn (1960) inmediatamente al sur de la Hoja de Santiago (Thiele, 1980). Se distribuye a lo largo de una franja N-S (Figura 19), que se extiende desde el sur de Río Volcán hasta más al norte del Río Colorado (Thiele, 1980). Bustamante (2001) la divide en tres miembros, en las cercanías del cerro Las Amarillas. Su base se encuentra en contacto erosivo con la Formación Lo Valdés y su techo sería concordante con la Unidad Las Coloradas, en la ladera sur del valle del río Volcán.

Hacia el sector del Estero Aparejo, en la ladera norte del valle del río Yeso, se constataron unos 500 m de calizas fosilíferas con intercalaciones lutíticas menores y areniscas amarillas con estratificación en artesa en la parte superior (lo que correspondería a la parte superior de la Fm. Lo Valdés). Hacia el techo de la columna, afloran 300 m de conglomerados y brechas rojas con una base potente de roca volcánica. Los niveles superiores de brecha volcánica tienen una matriz gris y se encuentran clastos de lavas con textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y piroxenos.



Figura 19. Afloramientos correspondientes a la Fm. Colimapu. (a) Afloramiento ubicado en la ladera SW del valle de las Arenas. (b) Areniscas rojas de la Fm. Colimapu, afloran frente al sector de Las Yeseras, ladera sur del valle del río Yeso.

En la localidad de Lo Valdés, se observa el contacto erosivo entre las rocas de la Unidad Las Coloradas y las calizas de la Fm. Lo Valdés. En la base se encontró una unidad

de brecha sedimentaria monomictica y clasto soportada, matriz compuesta de arenisca calcárea de grano medio y clastos de 5 mm a 15 cm de diámetro correspondientes a lutitas y areniscas calcáreas de grano fino, mal seleccionados, angulosos y de baja esfericidad. Luego una brecha sedimentaria polimictica y matriz soportada, matriz volcánica color rojizo oscuro con plagioclasas de 1 a 2 mm subhedrales a euhedrales, hipocristalina, equigranular y alterada a clorita. Por su parte, los clastos corresponden a areniscas de grano fino a medio, entre 1 a 3 cm de diámetro, subangulosos a subredondeados, mal seleccionados y levemente esféricos, areniscas rojas de grano fino a medio, de 2 a 5 cm de diámetro, subredondeados, mal seleccionados y esfericidad regular y lutitas negras calcáreas de 4 a 5 cm de espesor, mal seleccionados, subangulosos y levemente esféricos. Posteriormente, una brecha volcánica, monomictica y matriz soportada compuesta por plagioclasas de menos de 1 mm de diámetro, anhedrales a subhedrales, hipocristalina y equigranular, clastos de arenisca calcárea de grano fino y lutita calcárea de 5 mm a 2 cm de diámetro, subredondeados, mal seleccionados y esfericidad regular. Unos 10 metros de lavas andesíticas compuestas por plagioclasas de menos de 1 mm de diámetro, anhedrales, hipocristalina, equigranular y alta presencia de vesículas y amígdalas rellenas con cristales de clorita intercaladas con brechas volcánicas. Luego una brecha volcánica, clasto soportado y polimictica con clastos de arenisca calcárea de grano fino, lutita calcárea y calizas fosilíferas de 1 mm a 15 cm de diámetro, mal seleccionados, subangulosos a subredondeados y esfericidad regular. Lavas andesíticas de un espesor de 2 m seguidas por una brecha volcánica clasto soportada y polimictica, matriz altamente silicificada y clastos sedimentarios (arenisca de grano fino a grueso) y volcánicos (lavas andesíticas) de 5 mm a 15 cm de diámetro, mal seleccionados, subangulosos a subredondeados. Finalmente, 4 m de rocas volcánicas andesíticas y hacia el techo intercalaciones centimétricas de calizas y areniscas calcáreas de grano fino a grueso.

En el sector del valle de las Arenas, el conjunto alcanza una potencia de 1200 m aproximadamente, donde se describió una sucesión sedimentaria constituida principalmente por intercalaciones de 15-20 cm de areniscas rojas finas, bien estratificadas, con algunos niveles subordinados métricos de caliza y conglomerados. Estos últimos se observan de color rojizo, con clastos subredondeados de 5 a 15 cm, alta esfericidad, mala selección, y matriz arcillosa. Algunos sectores muestran gradación normal. Se encuentra intruida por numerosos diques andesíticos color verde, de 2 metros de espesor y de orientación sub-perpendicular a la estratificación.

De acuerdo con 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 118 Ma (Aguirre et al., 2009).

Los sedimentos, su composición y color indican en general un ambiente continental subaéreo. En la base se reconoce un ambiente de abanico aluvial progradante cercano a la costa, debido a la composición de los clastos, también se reconoce un sub-ambiente de frente de playa, apoyando la idea de cercanía a la costa. Hacia el techo se observan también facies aluviales, pero de abanicos en retroceso (Figura 20).

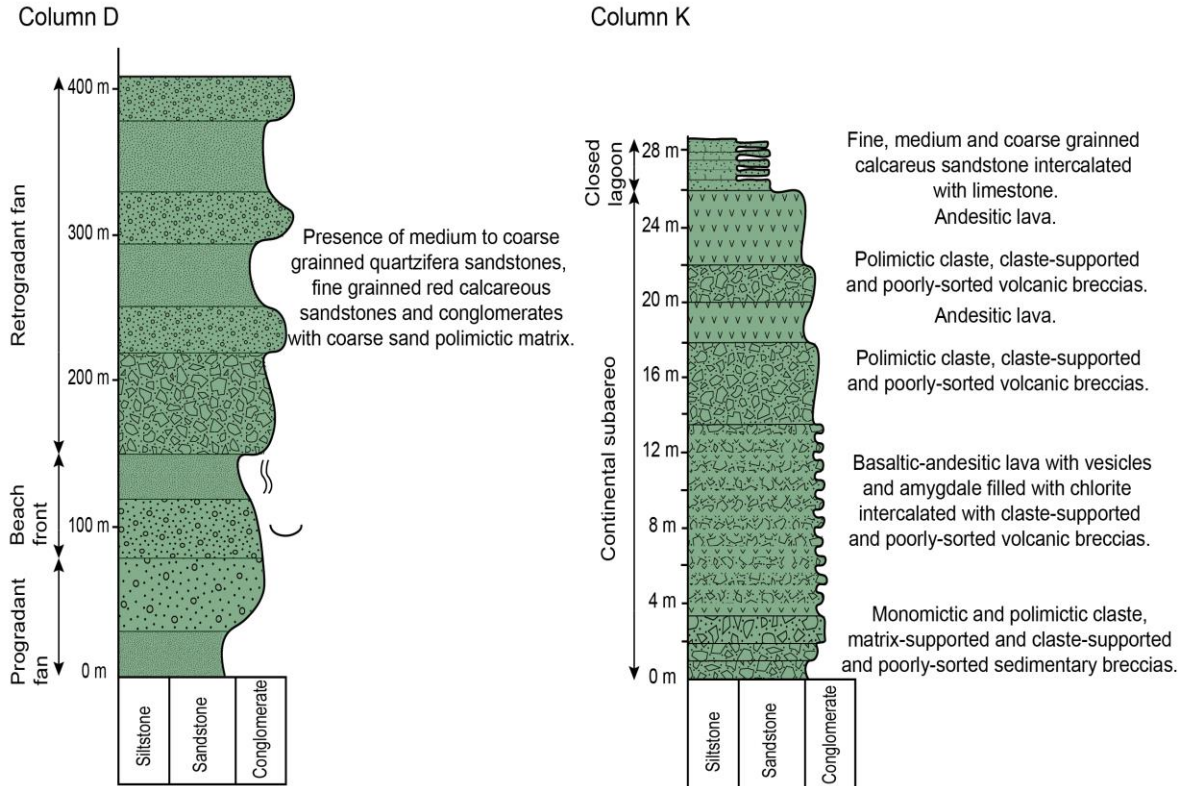


Figura 20. Columnas estratigráficas correspondientes a la Fm. Colimapu. La columna D se sitúa frente a la Mina Yeseras Rosada, en el valle del río Yeso, y se interpreta como una secuencia caracterizada en su base por un abanico progradante, una parte media interpretada como un frente de playa y hacia el techo se observan secuencias que representan un abanico retrogradante. La columna K situada frente al pueblo de Lo Valdés, representa en su generalidad a un ambiente subaéreo continental.

Equivalencias temporales en el valle del río Aconcagua, corresponde a las formaciones Diamante y Cristo Redentor (Thiele, 1980) y el BRCU a la latitud del valle del río Tinguiririca (Tapia, 2015). El Grupo Neuquén correspondería a su equivalente temporal en Argentina (Thiele, 1980).

II.1.5. Unidad Las Coloradas

Definida en este trabajo en la ladera sur del valle del río Volcán, cercano al poblado de Baños Morales. Se dispone en una franja de orientación N-S a NNE-SSW, hacia el norte del valle del río Yeso y hacia el sur del río Volcán (Figura 21). Se correlaciona directamente con el miembro inferior de la Fm. Colimapu, definido en las cercanías del cerro Las Amarillas (Bustamante, 2001). Su base sería concordante con la Fm. Colimapu y su techo paraconcordante con la Fm. Abanico.

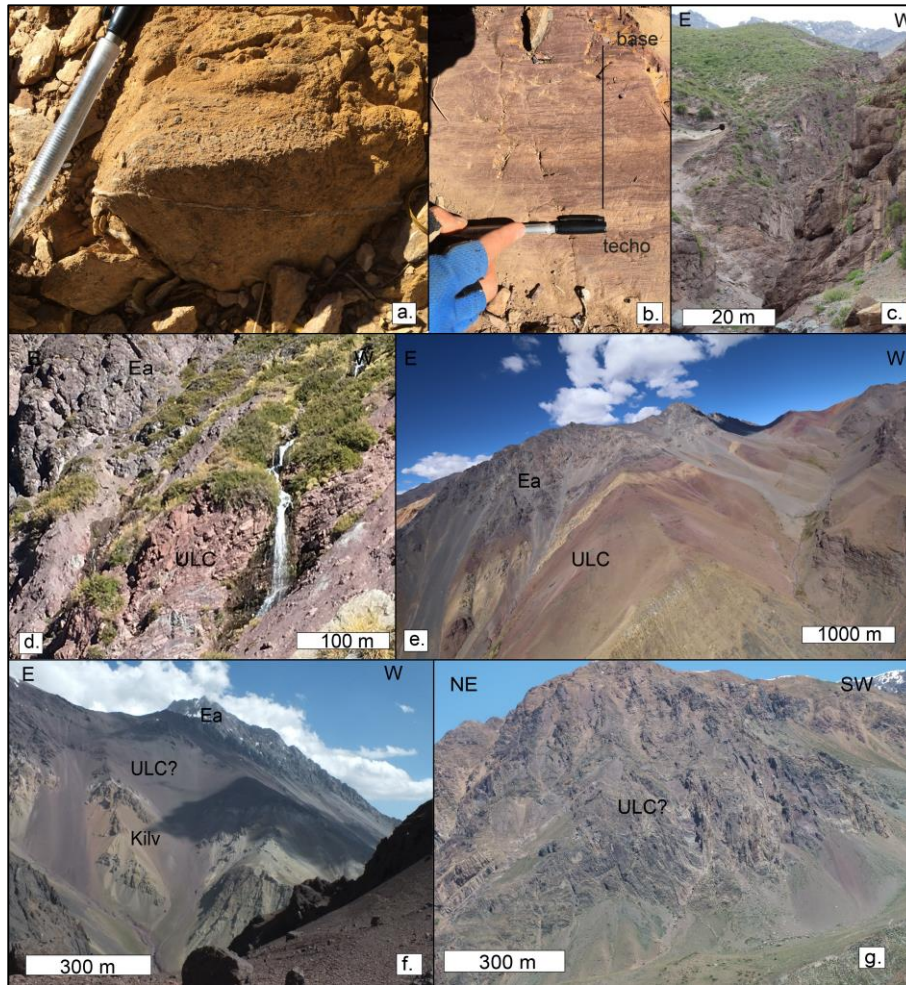


Figura 21. Afloramientos correspondientes a la Unidad Las Coloradas. (a) Gastrópodos encontrados en el cerro Las Amarillas. (b) Estratificación cruzada en artesa. (c) Afloramiento ubicado en las cascadas de la Quebrada El Yesillo, donde se pueden apreciar que las capas de la izquierda mantean hacia el este mientras que las capas a la derecha de la quebrada mantean de manera subvertical al oeste. (d) Contacto aparentemente concordante de lavas andesíticas altamente diaclasadas de la Fm. Abanico (izquierda) y areniscas rojas de grano fino a medio de la Unidad Las Coloradas. (e) Unidad Las Coloradas en contacto levemente discordante con la Unidad Cerro Retumbadero, ladera sur del valle del Río Yeso frente a Baños Morales. (f) Fm. Colimapu en contacto en su base con la Fm. Lo Valdés y en su techo con la Fm Abanico, cercano a las Yeseras del Valle. (g) Capas de la Fm. Abanico e intrusivo Chacayes, ubicado al oeste del valle El Morado.

En el sector del cajón de la Casa de Piedra, en la ladera norte del valle del río Yeso, la unidad alcanza una potencia de 1750 m y está conformada por un miembro inferior de areniscas conglomerádicas matriz soportadas y de carácter polimíctico con clastos de calizas y areniscas fosilíferas, andesitas, cuarzo y areniscas de grano medio, matriz soportadas, esfericidad y redondeamiento regular y madurez composicional baja a media, un miembro volcánico intermedio, y uno superior de areniscas cuarcíferas de grano medio a grueso y areniscas calcáreas de color rojo de grano fino, con algunas intercalaciones de lavas andesíticas y calizas. Cortando los estratos se observan enjambres de diques y filones dioríticos grises a verdosos y granodioríticos de color blanco, los que generan distintos grados de metamorfismo de contacto sobre estas rocas. Se observaron bioturbaciones y paleocanales en las areniscas.

Frente al sector de las Yeseras, la unidad alcanza 1500 m de espesor y está compuesta por brechas matriz soportadas, con clastos monomícticos de areniscas fosilíferas de 1-8 cm de diámetro, las mismas areniscas de grano medio a grueso con presencia de bivalvos observadas en la base. Luego una intercalación de brechas monomícticas con areniscas de grano fino a medio de tonos rojizos asociada a estructuras sedimentarias como laminación cruzada y en artesa. Hacia el techo se identificó una autobrecha andesítica con clastos subredondeados y una leve cloritización en su matriz. En el techo de la unidad se registraron 5 m de lavas andesíticas de textura porfírica, fenocristales de plagioclasa de 1 cm de diámetro, y cloritización y oxidación de la matriz, además de la presencia de vesículas. Finalmente, sobre esta secuencia, se disponen conglomerados rojizos, matriz soportados, con clastos polimícticos, tanto volcánicos como líticos.

El miembro inferior definido por Bustamante (2001) corresponde a una secuencia estratificada de fangolitas rojas y tiene un espesor aproximado de 850 m. En este sector se observaron numerosas laminaciones, paralelas y onduladas, en capas de 5 a 12 cm de espesor y se encontraron dacitas con diclasamiento vertical y horizontal. La alteración presenta minerales como clorita, jarosita y óxidos de hierro y sin evidencia de mineralización (Mardones, 2016).

Circones detríticos recolectados en sector del río Volcán, arrojaron que la edad máxima del depósito correspondería a $73,8 \pm 4,2$ Ma, lo que significa que los depósitos del sector del río Volcán no pertenecen a la Fm. Colimapu (Tapia, 2015). Es así como se define la Unidad Las Coloradas como una sección estratigráfica más joven que la Fm. Colimapu. Dado que no fue posible reconocer fósiles guías en el área de estudio, la unidad queda restringida por criterios de superposición y edades geocronológicas U-Pb, al Cretácico Superior.

La parte inferior de la columna estratigráfica realizada por Bustamante (2001) en el cerro Las Amarillas corresponde a una zona distal de un sistema fluvial, propia de llanuras intertidales cercanas a ambientes lagunares. Además, se caracteriza por ser un ambiente altamente oxidante, lo que le da el color rojizo a casi toda la secuencia (Figura 22).

Equivalencias temporales con otras unidades son observadas hacia el sur de Chile, específicamente con la Unidad Guanaco y la Fm. Plan de los Yeuques (Mosolf, 2013; Tapia, 2015; Pérsico *et al.*, 2015; Pérsico, 2016; Muñoz *et al.*, 2018). El Grupo Malargüe correspondería a su equivalente temporal en Argentina (Tapia, 2015).

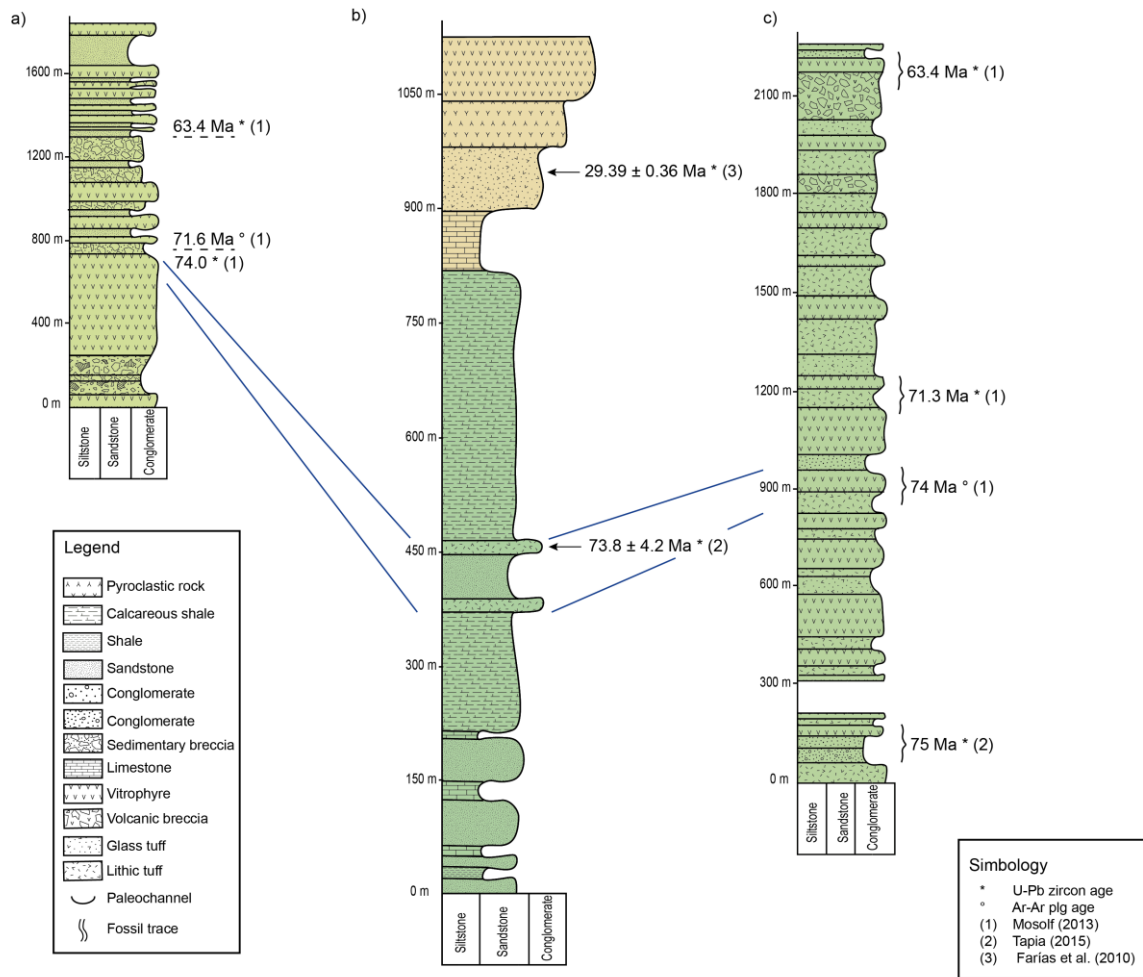


Figura 22. Correlación entre columnas estratigráficas realizadas en la Unidad Guanaco y Unidad Las Coloradas. (a) Columna estratigráfica levantada en la ladera norte del valle del río Tinguiririca. Modificado de Mosolf (2013). (b) Columna estratigráfica levantada en el cerro Las Amarillas. Modificado de Bustamante (2001). (c) Columna estratigráfica levantada en la ladera sur del valle del río Tinguiririca. Modificado de Pérsico (2016).

II.1.6. Formación Abanico

Esta unidad (Klohn, 1960) se dispone en franjas de orientación N-S y leves cambios de rumbo NNE-SSW. En la ladera sur del valle del río Volcán es posible observar un contacto paraconcordante con la ULC. Infrayace de manera concordante, pseudoconcordante o discordante a la Formación Farellones (Charrier *et al.*, 2002a, 2002b, 2005, 2009).

Corresponde a una unidad volcánica de al menos 3000 m de espesor (Baeza, 1999), expuesta en el sector oeste de la zona de estudio. En el cerro Mesón Alto, esta unidad está compuesta lavas de composición basáltica y andesita basáltica con cristales de olivino,

crisales de plagioclasa parcialmente sericitizados y presencia de magnetita en su masa fundamental microcristalina. También se observaron algunas lavas de composición dacítica con presencia de magnetita en la masa fundamental. En el sector de la quebrada Yesillo, la unidad está compuesta de lavas andesíticas, alteradas con minerales de epidota, clorita, calcita y óxidos de hierro. En el valle de Las Arenas se observó una secuencia volcánico-sedimentaria con intercalaciones de andesitas porfíricas y brechas volcanoclásticas monomíticas con clastos andesíticos, ambas de colores grises y púrpuras.

Considerando las edades disponibles para la Fm. Abanico (<37 a ~23 Ma) y antecedentes geocronológicos permiten asignar una edad Eoceno Superior a Mioceno Inferior (Villarroel y Vegara, 1988; Palma, 1991; Aguirre, 1999; Zurita, 1999; Baeza, 1999; Medina, 2001; Muñoz, 2005; Fock, 2005; Farías, 2007).

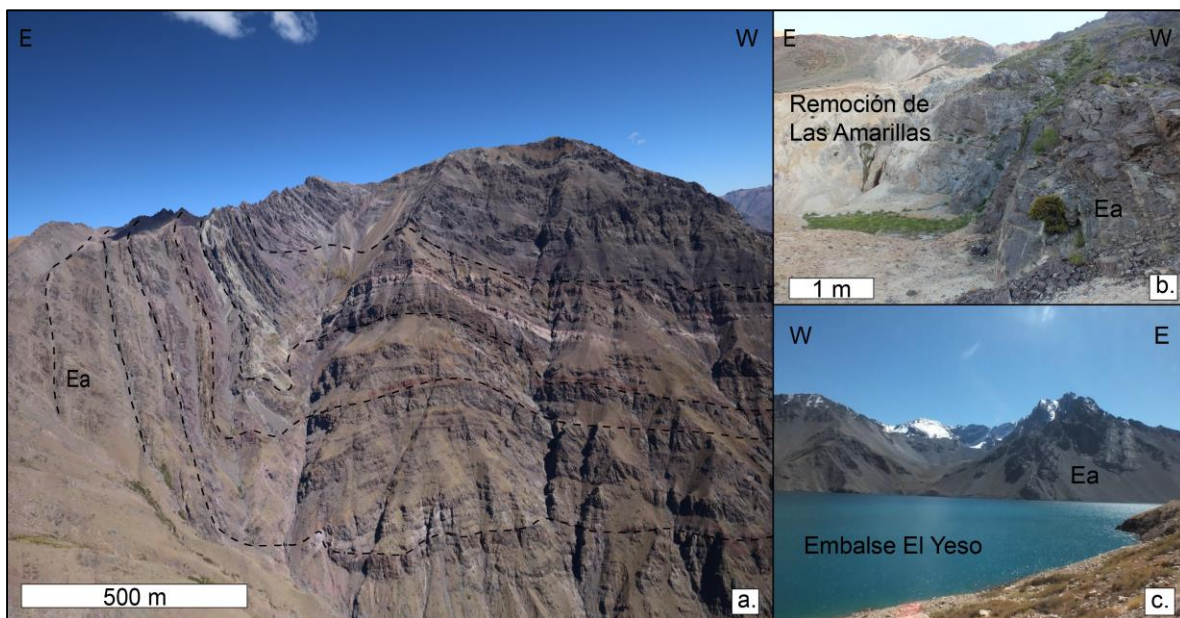


Figura 23. Afloramientos correspondientes a la Fm. Abanico. (a) Ladera sur del valle del Río Volcán, sinclinal apretado en capas de la Fm. Abanico, estudiado por Pairoa (2018). (b) Afloramiento correspondiente a lavas basalto-andesíticas ubicadas en la ladera sur del valle del Río Volcán, en contacto con la Remoción de Las Amarillas. (c) Vista hacia el norte del Embalse El Yeso, sinclinal del mismo nombre, descrito posteriormente.

A partir de las facies observadas, su ambiente de depositación sería continental subaéreo en un contexto de intensa actividad volcánica.

Equivalencias cronoestratigráficas con otras formaciones se observan hacia el sur con la Fm. Coya–Machalí (Thiele, 1980; Drake *et al.*, 1982; Charrier *et al.*, 2002a). La Fm. Molle, que aflora más al sureste, correspondería a su equivalente temporal, pero en el lado argentino (Sruoga *et al.*, 2000).

II.2. Unidades no estratificadas

La zona de estudio está compuesta por cuerpos intrusivos, de formas irregulares y áreas desde 0.5 a 3 km², intruyendo a la mayoría de las unidades del mapa y situados en las cercanías de las trazas de las principales fallas descritas en el área.

En los valles de los ríos Yeso y Colina, los cuerpos corresponden principalmente a intrusivos hipabisales de composición intermedia, color blanco a gris, de grano fino a medio. En las cercanías de Baños Colina se observó un cuerpo con una fuerte alteración a óxidos de hierro y en el valle de Las Arenas existen pequeños intrusivos hipabisales andesíticos de matriz grisácea y fenocristales de hornblenda que llegan hasta los 5 mm de largo, intruyendo la Fm. Río Damas.

En particular, en las cercanías del Embalse El Yeso, se identificaron dos cuerpos magmáticos:

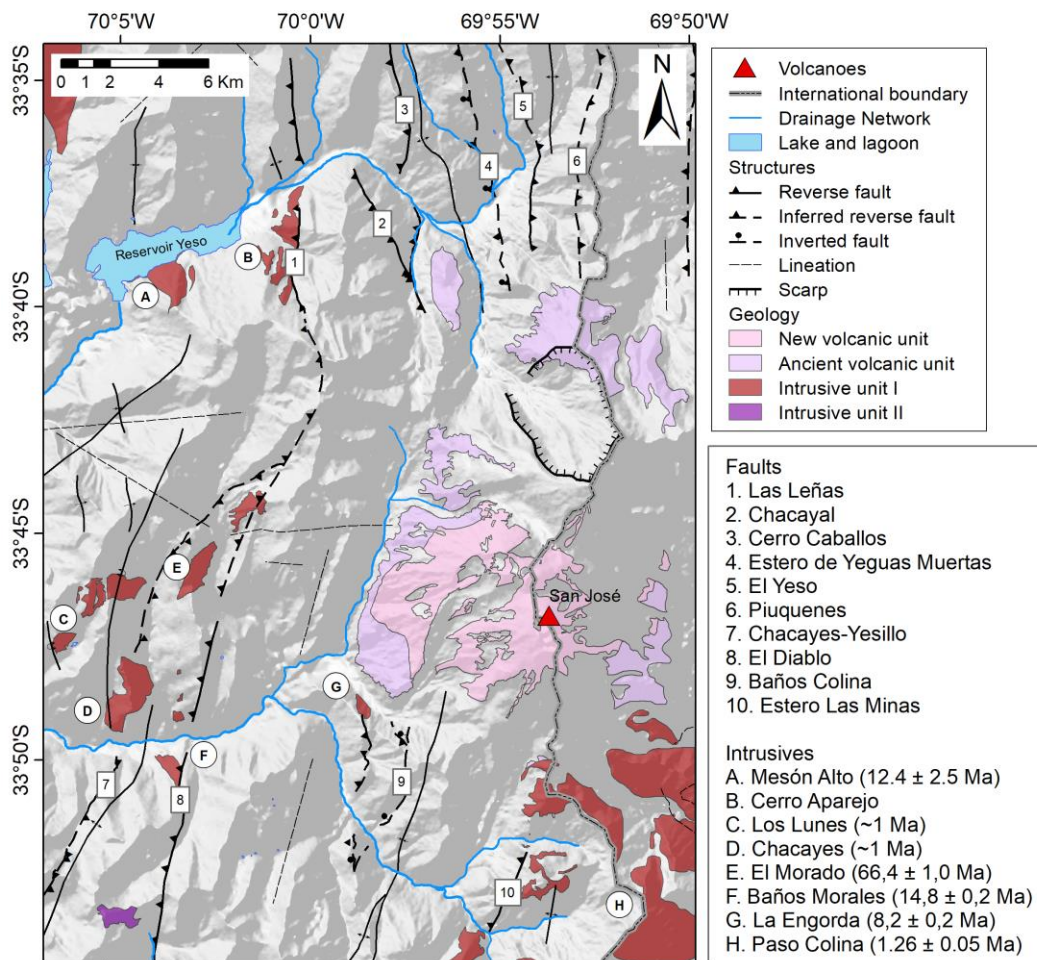


Figura 24. Cuerpos intrusivos de la zona de estudio. Edades extraídas de Kurtz (1997); Aguirre et al. (2009); Muñoz et al. (2009).

II.2.1. Intrusivo Cerro Aparejo

Cuerpo intrusivo asignado a la misma franja de intrusivos Miocenos, al que pertenecen el Plutón La Gloria y Cerro Mesón Alto (Fock, 2005), sin embargo, no existen edades disponibles hasta el momento. Se ubica al este del Embalse El Yeso, en la ladera sur del valle del río Yeso. Posee 700 m de diámetro intruyendo capas de la Fm. Lo Valdés. Corresponde a una monzonita de anfíbol de color verde opaco, de textura fanerítica e inequigranular, alteración a minerales máficos como epidota y matriz cloritizada, además de la presencia de arcillas (Figura 25).

II.2.1. Intrusivo Cerro Mesón Alto

Cuerpo intrusivo de 12.4 ± 2.5 Ma en base a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en horblenda (Kurtz, 1997). Intrusivo altamente fracturado de 500 m de diámetro, ubicado en la ladera sur del Embalse El Yeso, intruye lavas andesíticas de la Fm. Abanico y corresponde a una monzonita de anfíbol y biotita, de textura fanerítica y equigranular, con alteración sericítica de inteN-Sidad moderada a alta y presencia de enclaves ocasionales de composición diorítica (Figura 25).

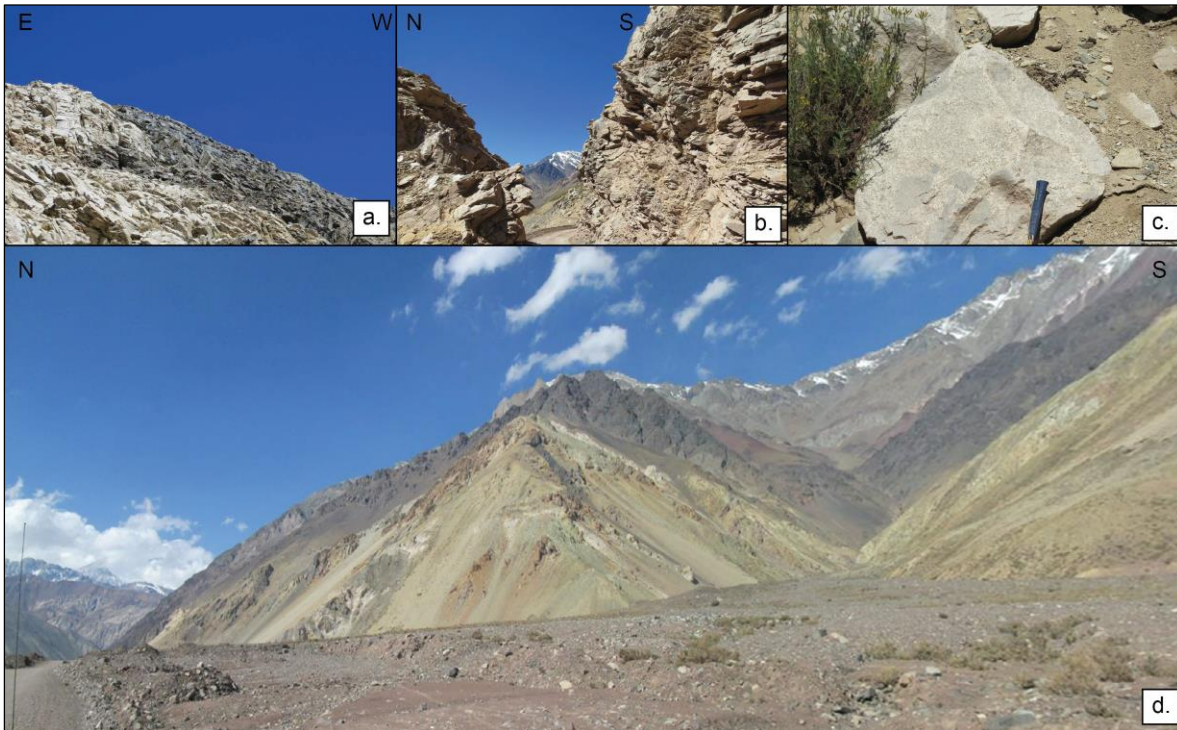


Figura 25. (a, b, c) Cuerpos intrusivos identificados en la ladera sur del Embalse El Yeso. (d) Cuerpo intrusivo ubicado en el cajón de Las Leñas, en la ladera sur del valle del río Yeso.

II.3. Estructuras locales

A continuación, se describen pliegues y fallas observadas en la zona de estudio de norte a sur y de oeste a este, asociadas a estructuras anteriormente definidas y otras definidas en este trabajo (Figura 26).

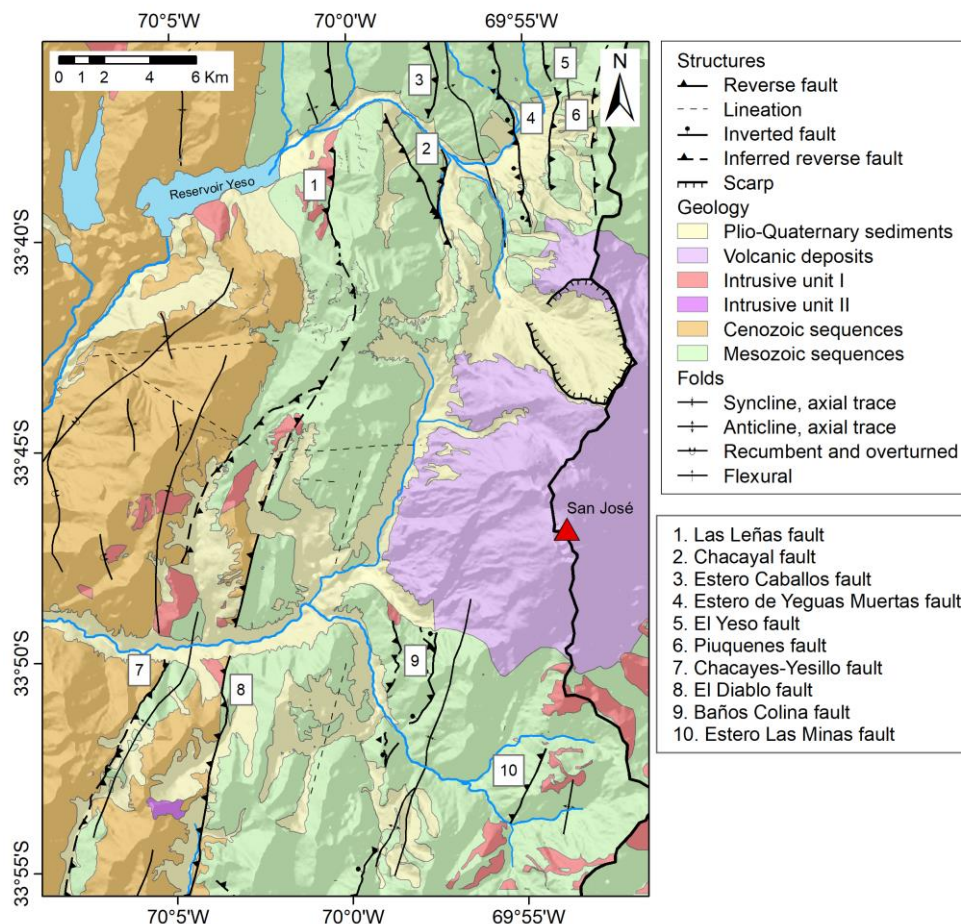


Figura 26. Estructuras principales identificadas en la zona de estudio.

II.3.1. Valle del río Yeso

II.3.1.1. Monoclinal Embalse el Yeso

Definido en este trabajo, corresponde a una estructura cuyo flanco oriental tiene un único buzamiento hacia el oeste. Se extiende desde el Embalse el Yeso hasta el valle del río Volcán. En el valle del río Yeso, el limbo occidental está formado por estratos de la Fm. Abanico y su limbo oriental por capas de la Fm. Abanico y estratos volcanoclásticos de la

ULC y la Fm. Lo Valdés. De oeste a este, capas subhorizontales ($5^{\circ}W$) comienzan a plegarse sucesivamente hasta llegar a un manteo de $80^{\circ}W$. Mediante fotointerpretación se describe un eje de rumbo aproximado N-S y posee una longitud de onda de 2 km aproximadamente (Figura 27).

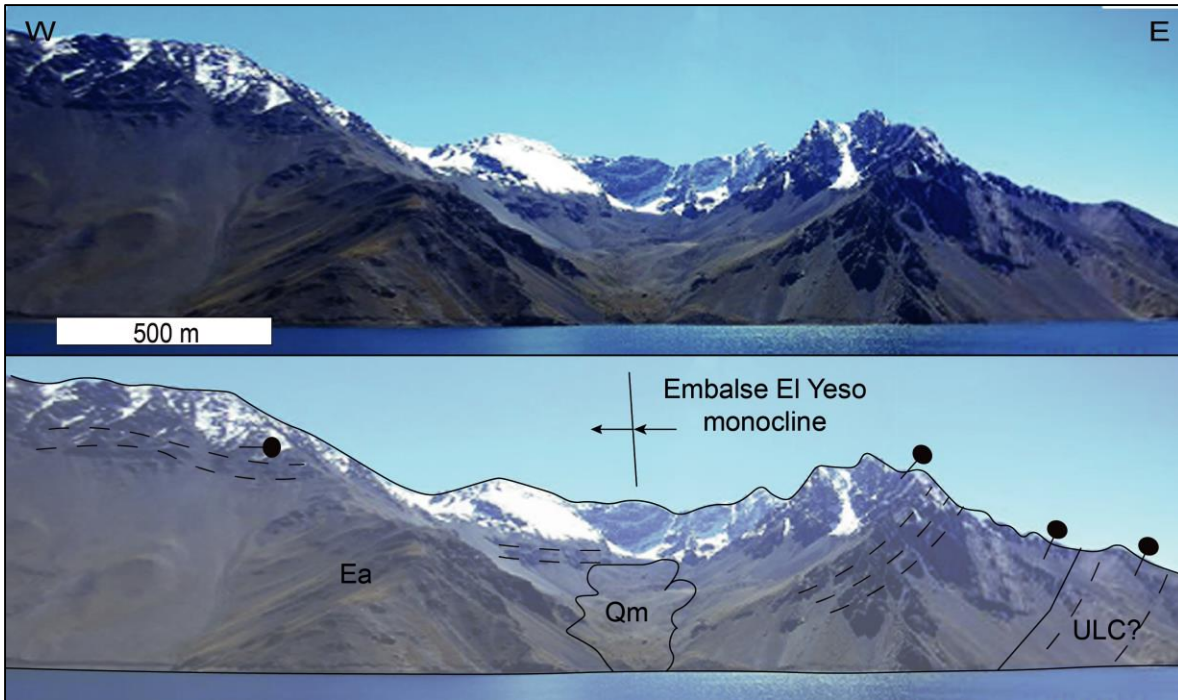


Figura 27. Vista hacia el norte del Embalse El Yeso. Se observan estratos manteando en $75^{\circ}W$ para luego ir disminuyendo su buzamiento paulatinamente hacia la izquierda de la fotografía.

II.3.1.2. Falla Las Leñas

Definida por Giambiagi y Ramos (2002). Esta estructura pone en contacto calizas de la Fm. Lo Valdés sobre lavas andesíticas de la ULC. Se asocia hacia el sur con la falla El Diablo. Es una falla inversa de alto ángulo de vergencia este, con una orientación variable NNE-SSW a NE-SW y manteo aproximado de $80^{\circ}W$ (Figura 28).

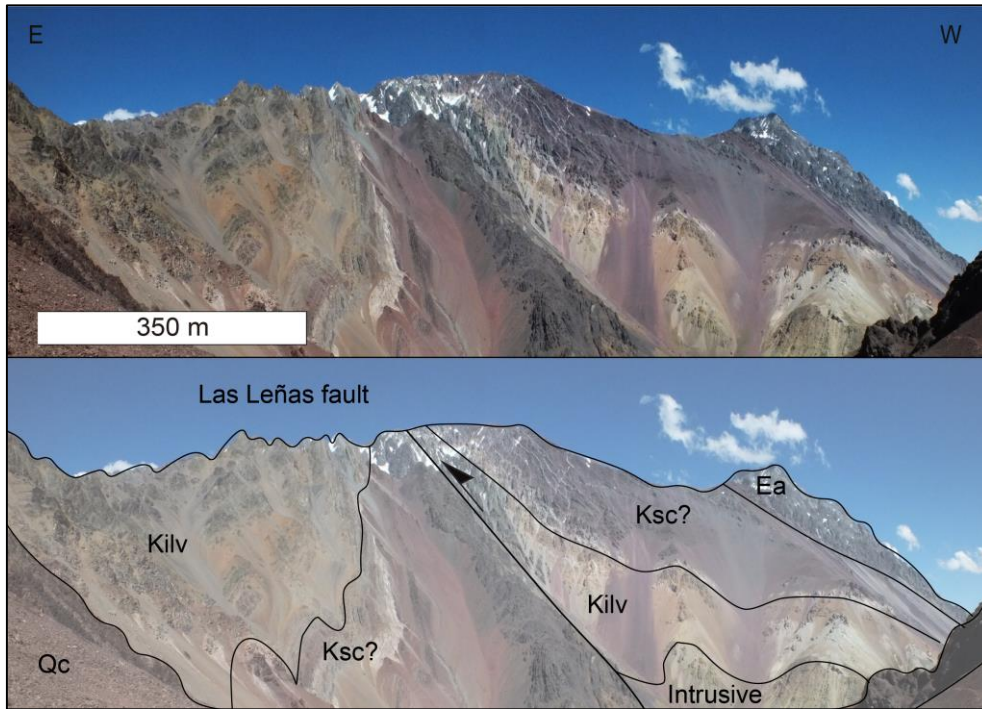


Figura 28. Vista hacia el sur del valle del río Yeso, frente al Cajón de la Casa de Piedra, donde la falla Las Leñas repite la secuencia de base a techo; Fm. Lo Valdés, Fm. Colimapu/ULC y Fm. Abanico. Se destaca el intrusivo Cerro Aparejo.

II.3.1.3. Anticlinal Aparejo

Definido por Giambiagi y Ramos (2002), corresponde a un pliegue volcado de 2 km de longitud de onda aproximadamente, con una orientación cercana a N-S y compuesto por rocas de la Fm. Colimapu y Fm. Lo Valdés. El limbo occidental se dispone subvertical y el oriental posee un manteo de 70°E (Figura 29).

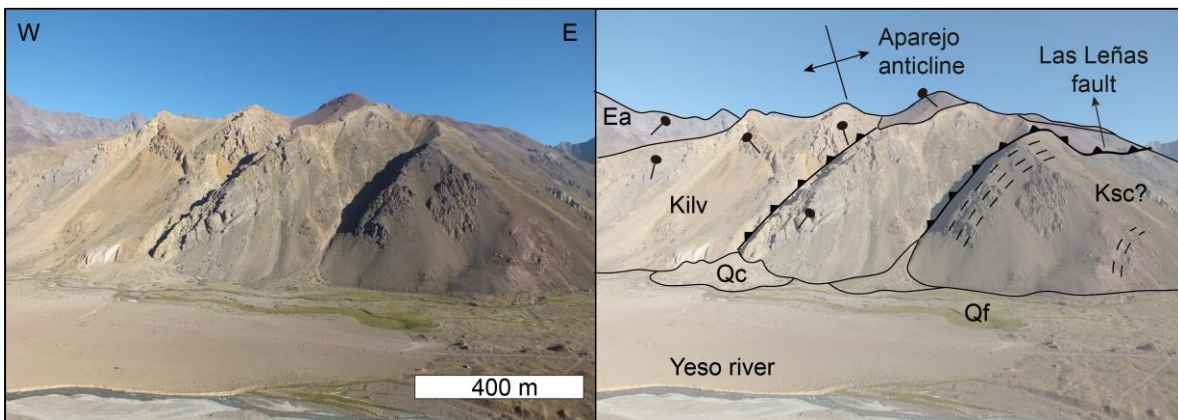


Figura 29. Vista hacia el norte del valle del río Yeso, frente a Yeseras del Valle, donde se observan calizas fosilíferas deformadas pertenecientes a la Fm Lo Valdés.

II.3.1.4. Falla Chacayal

Definida por Giambiagi y Ramos (2002), corresponde a una estructura que pone en contacto conglomerados de la Fm. Río Damas sobre rocas de la Fm. Colimapu. Corresponde a una falla de tipo inversa de alto ángulo de vergencia este, con una orientación NNE-SSW y un manteo aproximado de 80°W (Figura 30).

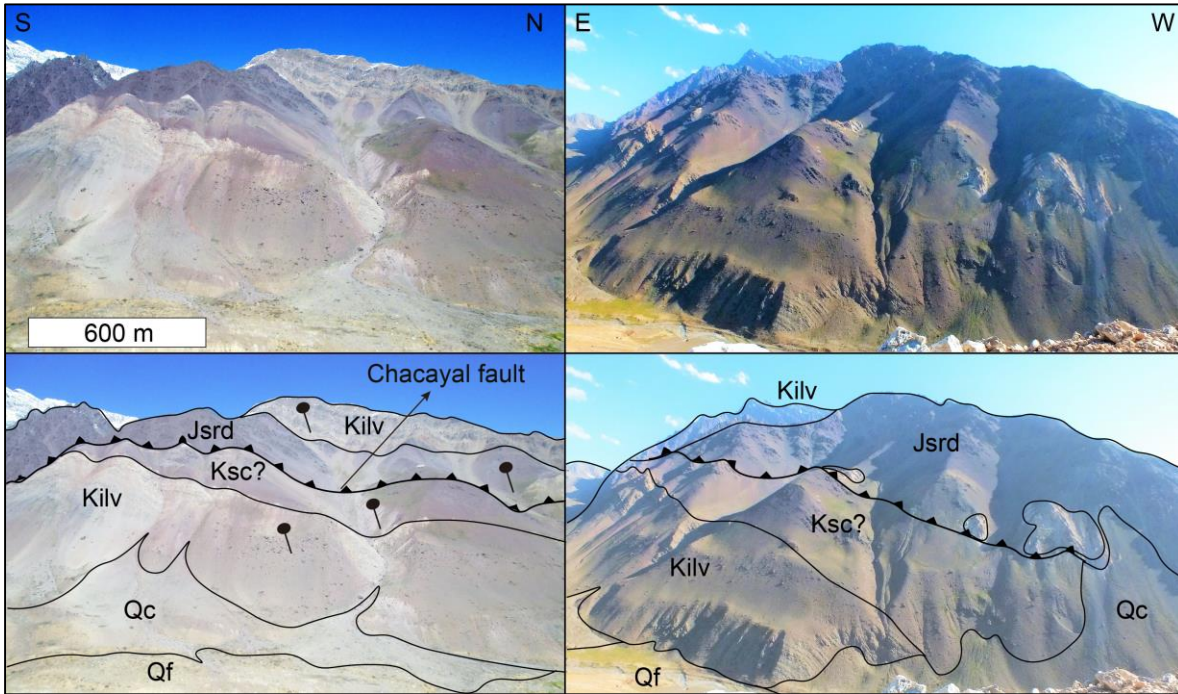


Figura 30. (a, b) Fotografías frente a Yeseras Rosada, en la ladera sur del valle del río Yeso. Se observa la secuencia, de base a techo, Fm. Río Damas, Lo Valdés y Fm. Colimapu repetida debido a la acción de la falla Chacayal.

II.3.1.5. Falla Estero Caballos

Definida por Giambiagi y Ramos (2002), corresponde a una falla inversa que se ubica inmediatamente al este de la falla Salinillas, reconociéndose al norte del río Yeso. Estructura de acomodo interformacional que monta escamas de la Fm. Río Damas sobre estratos de la Fm. Río Colina (Figura 31). Corresponde a una falla inversa de vergencia este, con un rumbo aproximado N25°W y manteo de aproximadamente 20°W.

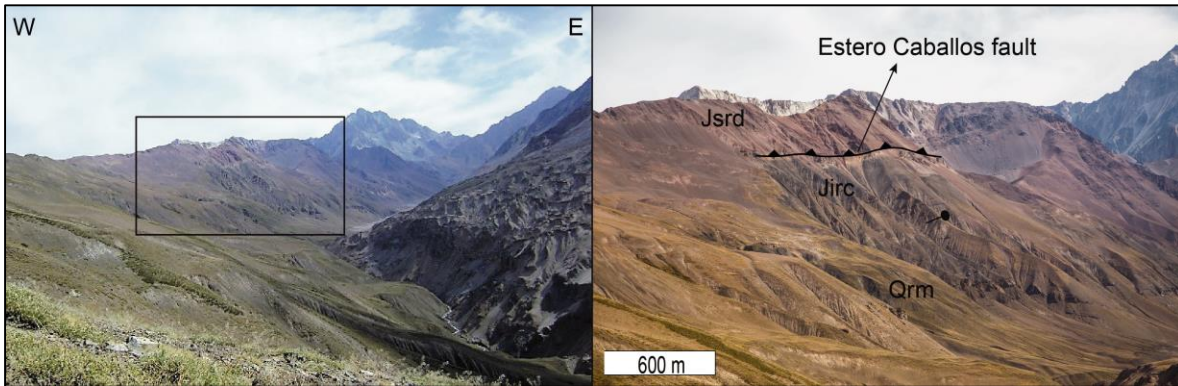


Figura 31. Vista hacia el norte por el Estero de Yeguas Muertas. Se observan capas de la Fm Río Damas, montándose con leve manteo, sobre rocas de la Fm Río Colina.

II.3.1.6. Anticlinal de Yeguas Muertas

Definido por Giambiagi y Ramos (2002), corresponde a un pliegue asimétrico de rumbo variable N-S a NNW-SSE. Conforma la topografía del cerro Panimávida y está compuesto por las formaciones Río Colina y Río Damas. El flanco occidental posee una inclinación de 45°SW y el flanco oriental posee una inclinación de 56°NE , además de deformación interna asociada (Figura 32). Hacia el norte, por el Estero de Yeguas Muertas, el flanco oriental se encuentra perturbado por remociones en masa. Hacia el sur, está cubierto de manera discordante por capas volcánicas correspondientes al Cerro Marmolejo.

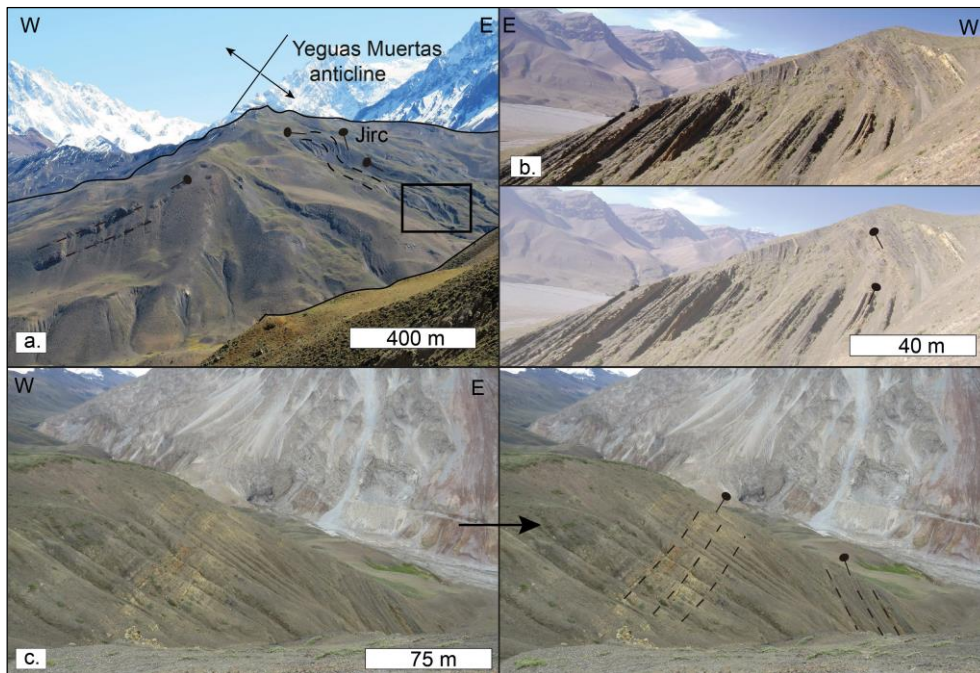


Figura 32. (a) Fotografía correspondientes al Cerro Panimávida, donde se puede observar el Anticlinal de Yeguas Muertas más bien simétrico, y con deformación interna asociada. (b y c) Zoom del cuadro negro en (a).

II.3.1.7. Falla Estero de Yeguas Muertas

Definida en este estudio, corresponde a una estructura superficial de tipo inversa, posee un rumbo de N15°W y manteo de 65°W en la cima, y 80°E más abajo. Monta el Yeso Principal (Thiele, 1980) sobre la Fm. Río Damas (Figura 33). Puede ser correlacionada hacia el sur con la falla Baños Colina, definida posteriormente.



Figura 33. Vista hacia el Estero de las Yeguas Muertas. Se puede observar la falla Estero de Yeguas Muertas asociada a una importante presencia de yeso.

II.3.1.8. Falla El Yeso

Definida en este trabajo, corresponde a una falla inversa, de rumbo aproximadamente N-S y manteo de 65-70°E, que generaría el anticlinal El Pirámide descrito más adelante. Se observa una zona deformada asociada a la ubicación de la estructura (Figura 34), sin embargo, los depósitos del glaciar Bello la cubren hacia el norte. Se puede correlacionar con el *Backthrust* BI definido por Giambiagi y Ramos (2002).

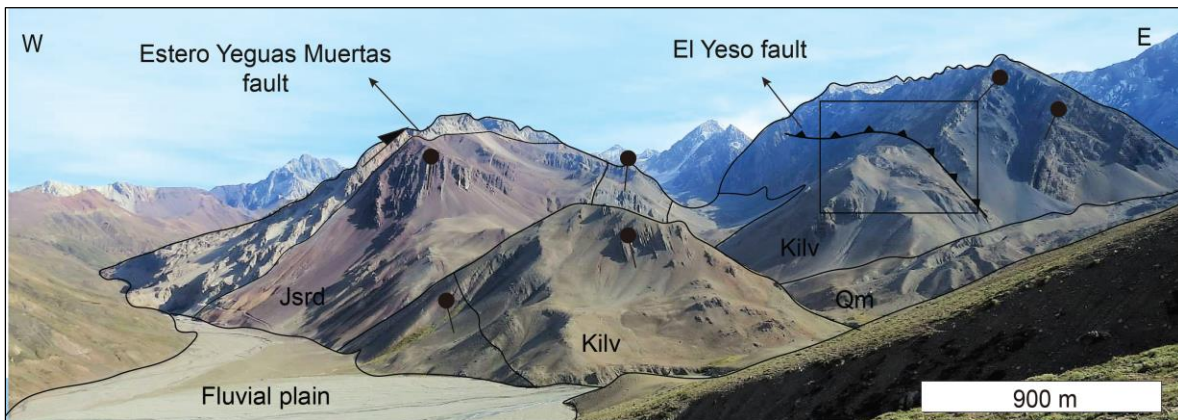




Figura 34. Vista hacia el norte del valle del río Yeso. La fotografía de abajo corresponde al zoom del recuadro negro en la fotografía de arriba, que muestra la deformación asociada a la falla El Yeso.

II.3.1.9. Anticlinal El Pirámide

Definido en este estudio, corresponde a un pliegue volcado, cuyo eje pasa por la ladera occidental del valle del glaciar Pirámide. Compuesto por rocas de las formaciones Lo Valdés y Río Damas, siendo esta última la que conforma el núcleo del anticlinal. El rumbo del eje del pliegue es aproximadamente N-S. Y los estratos del flanco occidental mantienen 70°E , mientras que las capas orientales que conforman el pliegue cambian su buzamiento desde 50°E hasta 15°E (Figura 35).

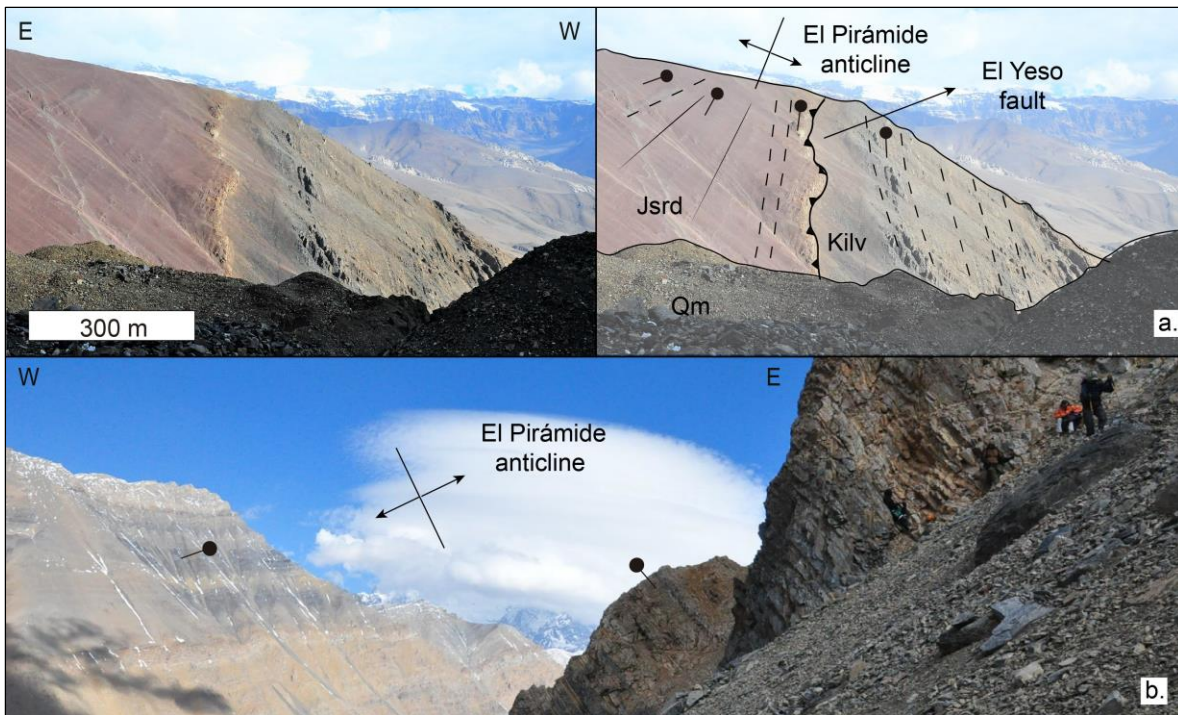


Figura 35. (a) Vista hacia el norte del Cajón del glaciar Pirámide, donde se puede observar la falla El Yeso, responsable de la generación del anticlinal El Pirámide. (b) Vista hacia el sur del valle del río Yeso, donde se pueden observar ambos flancos del pliegue anticlinal El Pirámide.

II.3.1.10. Falla Piuquenes

Definida en este trabajo, corresponde a una estructura inversa de vergencia oeste y se ubica cercana a la frontera con Argentina. Posee un rumbo aproximadamente N-S y un manteo de 45° E. Repetiría capas de la Fm. Lo Valdés duplicando su espesor en este sector y se identifica por una zona con presencia de yeso y alteración hidrotermal (Figura 36). Se asocia al retrocorrimiento definido por Giambiagi y Ramos (2002) como *Backthrust* BII.

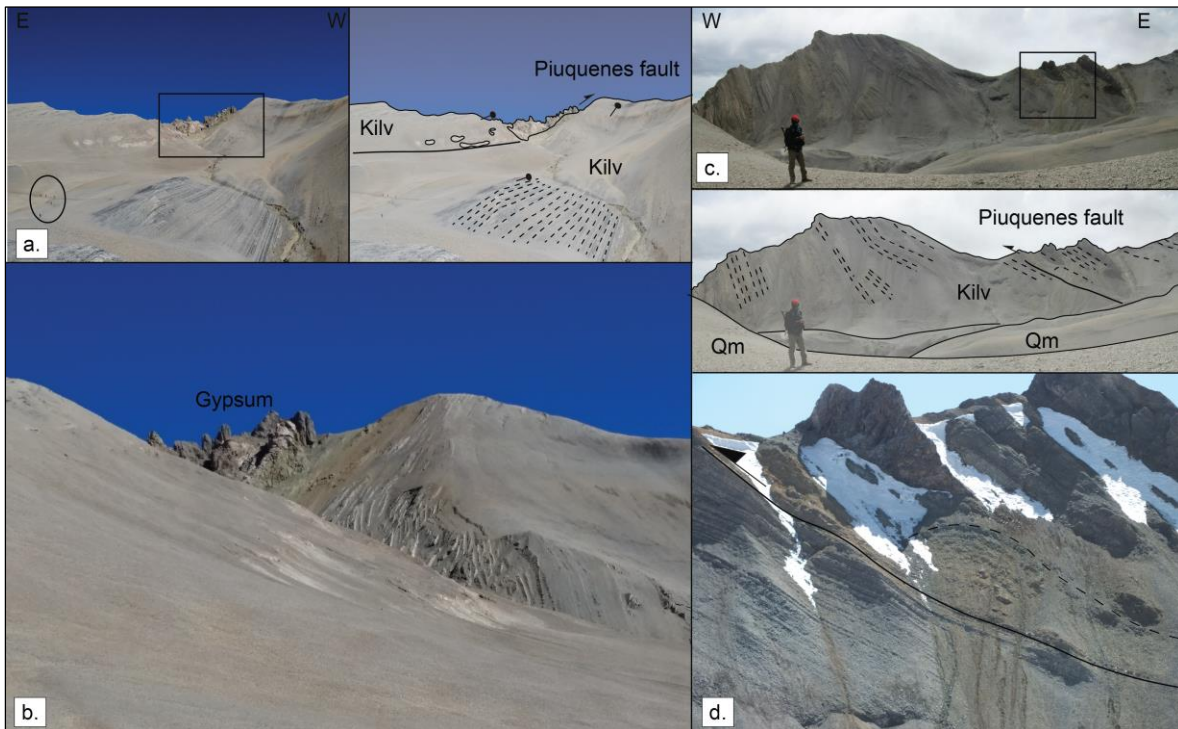


Figura 36. (a, b) Vista hacia el norte de la subida al Paso fronterizo Piuquenes, donde se puede observar una zona alterada y deformada con presencia de yeso, en calizas fosilíferas de la Fm. Lo Valdés. (d) Corresponde al zoom del recuadro negro en (c), que muestra un pequeño pliegue por propagación de falla, en las cercanías al paso fronterizo Piuquenes.

II.3.2. Valle del río Volcán

II.3.2.1. Falla Chacayes-Yesillo

Estructura inversa de alto ángulo de vergencia oeste, con un manteo aproximado de 80°E y un rumbo de N20°E (Baeza, 1999; Fock, 2005). Se asocia a la falla Coironal (Castro, 2012) definida en el valle del río Colorado. Al sur del valle del río Volcán, esta estructura pone en contacto limolitas y areniscas rojas de la ULC con lavas andesíticas de la Fm.

Abanico (Figura 37). Y según lo observado por Bustamante (2001), la falla Chacayes-Yesillo, además de ser inversa, tendría una importante componente dextral.

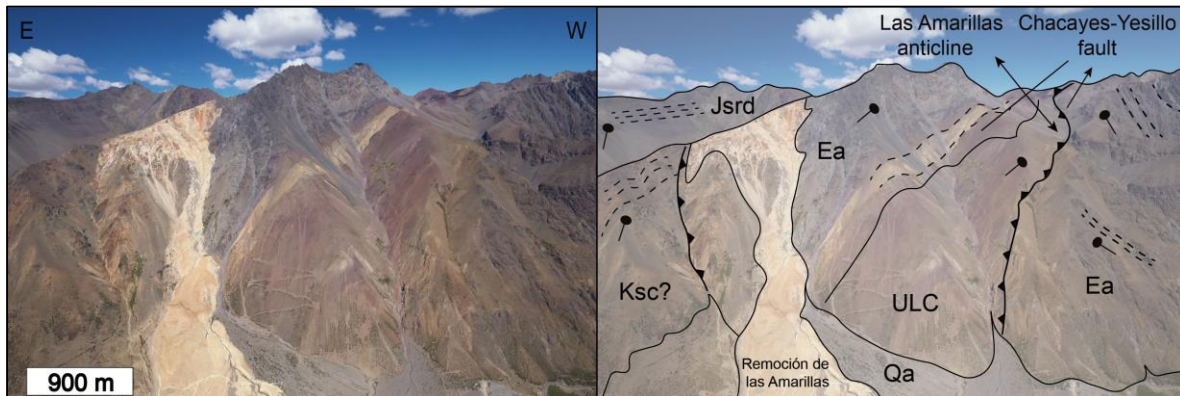


Figura 37. Vista hacia el sur del valle del río Volcán, donde se puede observar una serie de estructuras presentes en el área. De oeste a este; falla Chacayes-Yesillo, anticlinal Las Amarillas y falla El Diablo.

II.3.2.2. Anticlinal Las Amarillas

Definido por Mardones (2016), corresponde a un pliegue anticlinal en capas de la ULC y Fm. Abanico. Presenta su charnela de forma apretada y volcada al NW en la falda noroeste del cerro Las Amarillas (Bustamante, 2001). Posee una longitud de onda de 1 km aproximadamente, con un manteo subvertical del limbo frontal y de unos 70°E del limbo dorsal (Mardones, 2016) (Figura 38).

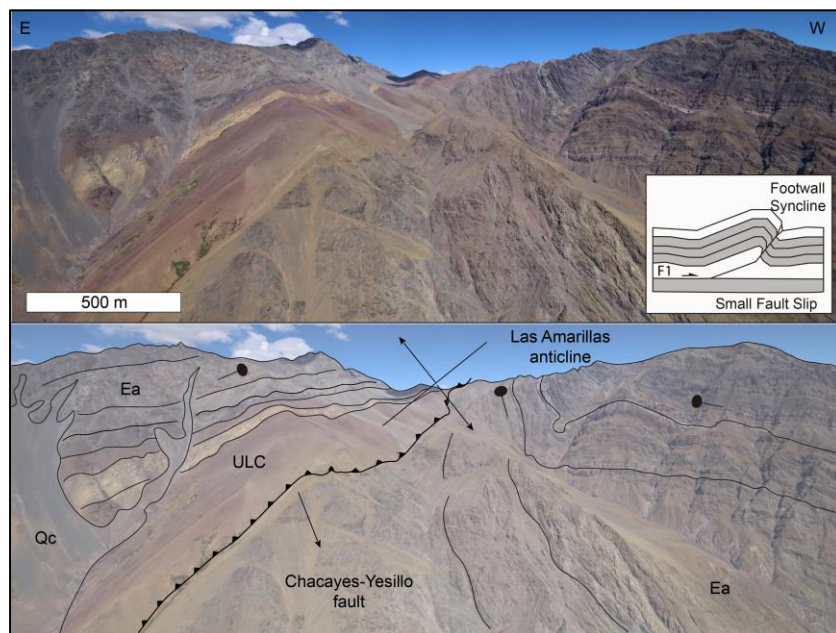


Figura 38. Vista hacia el sur del valle del río Volcán, donde se puede observar un sinclinal apretado asociado al pliegue anticlinal Las Amarillas, estudiado por Pairoa (2018).

II.3.2.3. Sinclinal Cerro El Diablo

Definido por Mardones (2016), corresponde a un pliegue sinclinal abierto, en capas de la Fm. Colimapu y Fm. Abanico que se extiende desde el Cerro Arenas, por el norte, hacia el Cajón del Yesillo por el sur. Presenta una vergencia al este observada por fotointerpretación, en la falda sur del Cerro El Diablo (Figura 39). Posee ~4 km de longitud de onda, extendiéndose a lo largo de su eje, de rumbo NNE-SSW, por lo menos 20 km. En ambos flancos del sinclinal afloran rocas volcano-sedimentarias pertenecientes a la ULC, las que modelan una geometría asimétrica, presentando un limbo frontal con manto de alto ángulo ~70°E y un limbo dorsal de mediano ángulo ~35°W (Mardones, 2016).

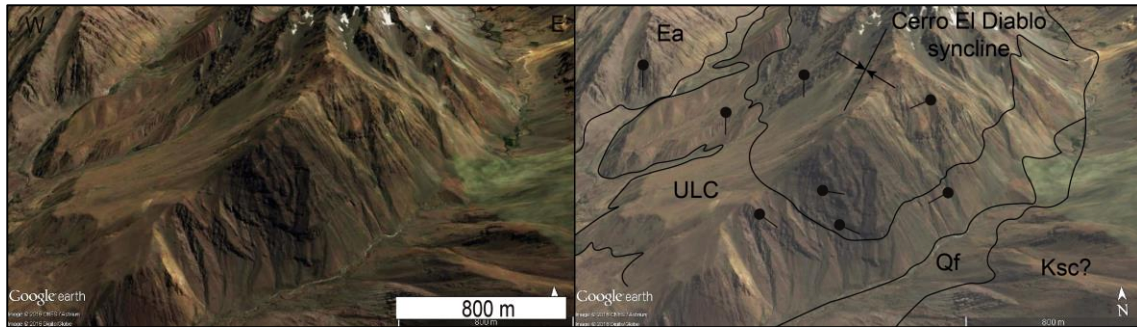


Figura 39. Vista hacia el norte del valle del río Maipo, sector Las Gualtatas, donde se puede observar el sinclinal Cerro El Diablo, pliegue asimétrico con vergencia al este. Imagen extraída de Google Earth.



Figura 40. Vista hacia el sur del estero El Diablo donde se observa un contacto aparentemente concordante de la Fm. Lo Valdés y la Fm. Colimapu. Extraído de Pairoa (2018).

II.3.2.4. Falla El Diablo

Definida por Charrier *et al.* (2002), corresponde a una estructura de tipo inversa vergente al este que se correlacionaría con la falla Las Leñas descrita anteriormente. La traza se continúa desde el Cajón El Morado hacia el sur hasta el valle del Río Maipo, donde pone en contacto capas de la Fm. Colimapu en ambos lados de la falla. Su orientación varía de N20°E a NE en el sector del Cerro Italia y su manteo es subvertical (Figura 41). Fallas secundarias de escala decimétrica observadas en la ladera norte del valle del río Volcán, al oeste del cajón Rubillas (Figura 42) explican, mediante el modelo de Riedel (1929), una deformación de rumbo de tipo dextral para esta estructura.

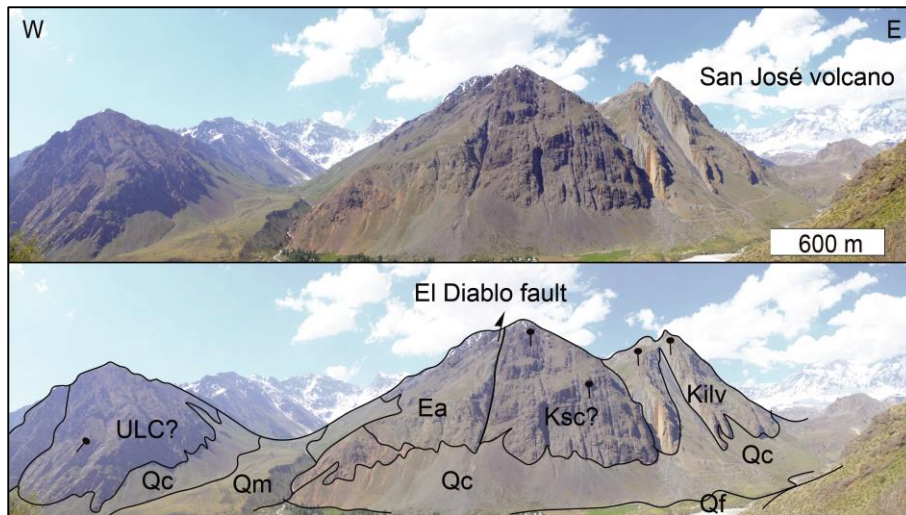


Figura 41. Vista hacia el norte del valle del río Volcán, frente a la Remoción de las Amarillas, donde se observa el contacto por falla (falla El Diablo) de la Fm. Abanico y la Fm. Colimapu.

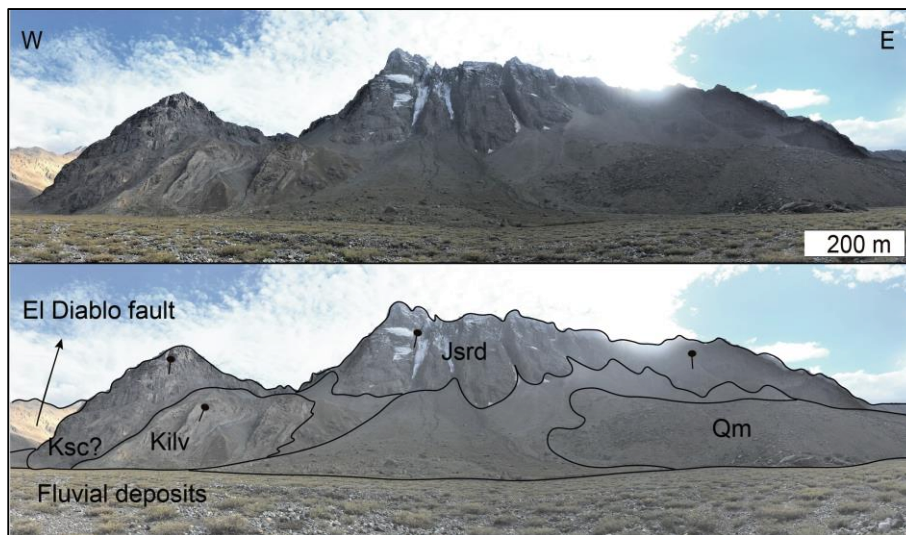


Figura 42. Ladera norte del valle de Las Arenas, donde se puede observar las capas subverticales de las formaciones Río Damas, Lo Valdés y la Fm. Colimapu.

II.3.2.5. Dúplex La Engorda

Definido en este trabajo, y corresponde a una estructura de apilamiento vergente al este en capas de la Fm. Río Colina. Presenta un mayor desarrollo en el valle de La Engorda, acuñándose hacia el valle del río Colina (Figura 43). Este sistema de fallas posee un rumbo generalizado NNE y una longitud de onda de 1 km. Su vergencia es hacia el este, el manteo del limbo frontal es 80°E y el manteo del limbo dorsal es de 40°W .

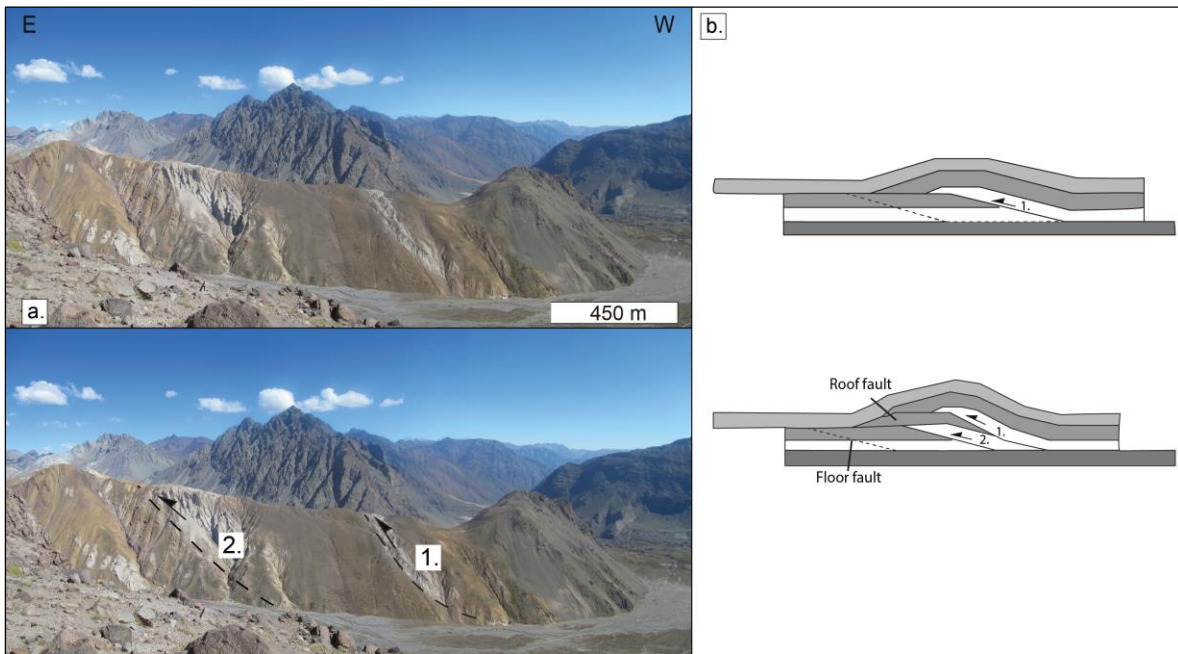


Figura 43. (a) Vista hacia la ladera sur del valle La Engorda, donde se observan dos fallas inversas de vergencia este, que aprovechan los niveles de yeso para actuar. (b) Interpretación esquemática de la fotografía en (a).

II.3.2.6. Anticlinal Cerro Caballos

Definido en este estudio, y corresponde a un pliegue asimétrico en capas de la Fm. Río Colina. Tiene una longitud de onda de aproximadamente de 1 km y vergencia al oeste. Su limbo frontal mientea 45°W y el dorsal 35°E (Figura 44).

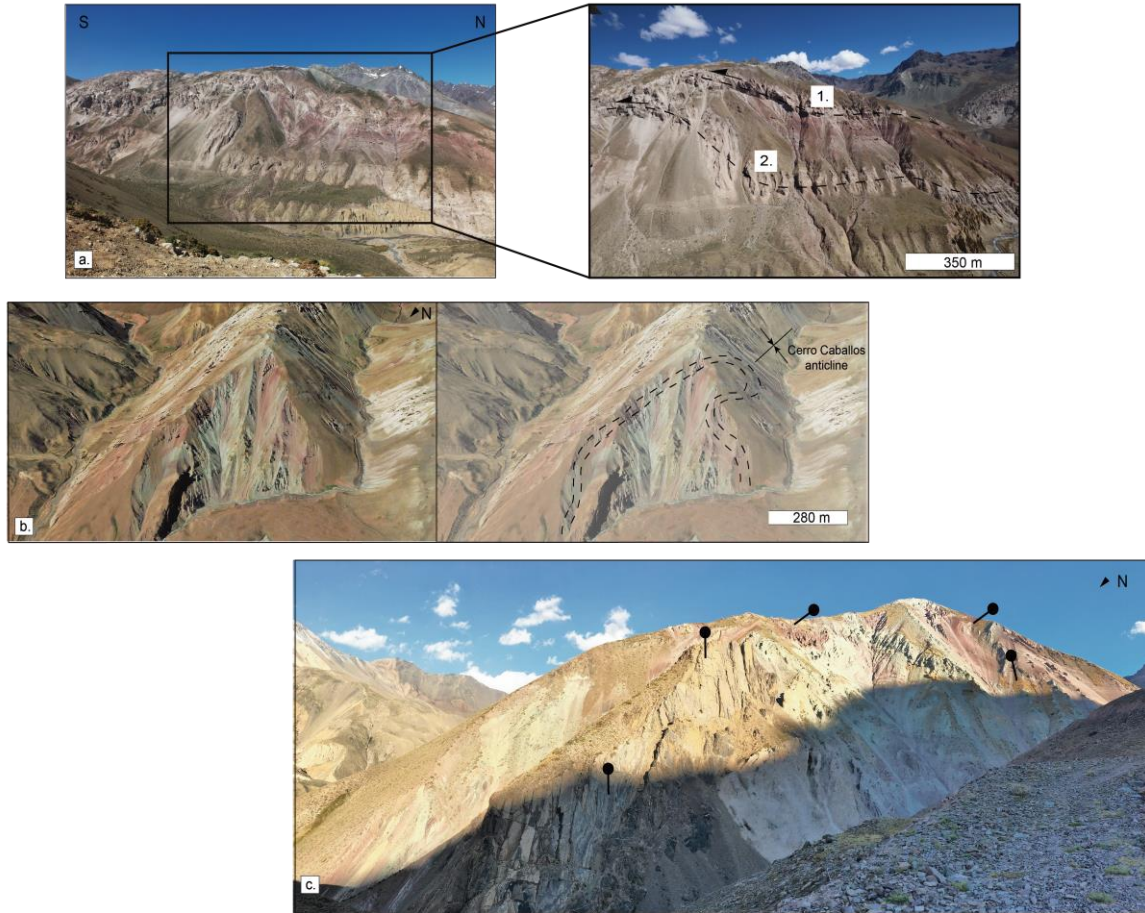


Figura 44. (a) Vista hacia el oeste de los corrimientos que generan el pliegue anticlinal Cerro Caballos, mostrando una deformación N-S. (b) Vista hacia el SSE del anticlinal Cerro Caballos, mostrando una deformación E-W. Imagen extraída de Google Earth. (c) Fotografía con vista SSE de lo mostrado en (b), donde se puede observar la alta deformación en capas de la Fm. Río Colina.

II.3.2.7. Falla Baños Colina

Definida por Mardones (2016), y corresponde a una estructura inversa de vergencia este observada en el valle del Río Colina. Pone en contacto limolitas rojas de la Fm. Río Colina con calcilitas de la Fm. Lo Valdés (Figura 45). Posee un rumbo NNE y manteo subvetical (Mardones, 2016). Y se puede correlacionar con la falla Chacayal definida por Giambiagi y Ramos (2002). Cabe destacar que la Fm. Río Damas al oeste de la falla Baños Colina posee una potencia casi el doble que al este de ella.

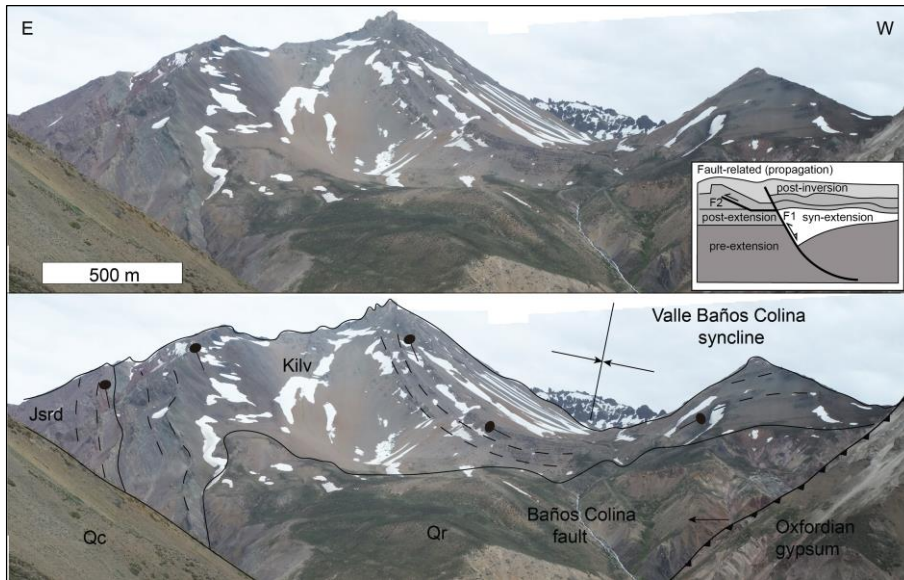


Figura 45. Vista hacia el sur del valle del río Colina, donde se puede observar el pliegue sinclinal Valle Río Colina, interpretado como un 'footwall-syncline de la falla Baños Colina.

II.3.2.8. Sinclinal Valle Río Colina

Definido por Mardones (2016) y se observa 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 sinclinal afloran rocas de la formación Lo Valdés. Presenta un limbo dorsal con manteo de alto ángulo $\sim 70^\circ W$ y un limbo frontal de manteo suave $\sim 30^\circ E$ (Mardones, 2016). Corresponde a un sinclinal asimétrico de vergencia oeste de ~ 4 km de longitud de onda, de rumbo NNE-SSW, que se puede seguir por lo menos 10 km hacia el norte hasta el valle de La Engorda (Figura 46).

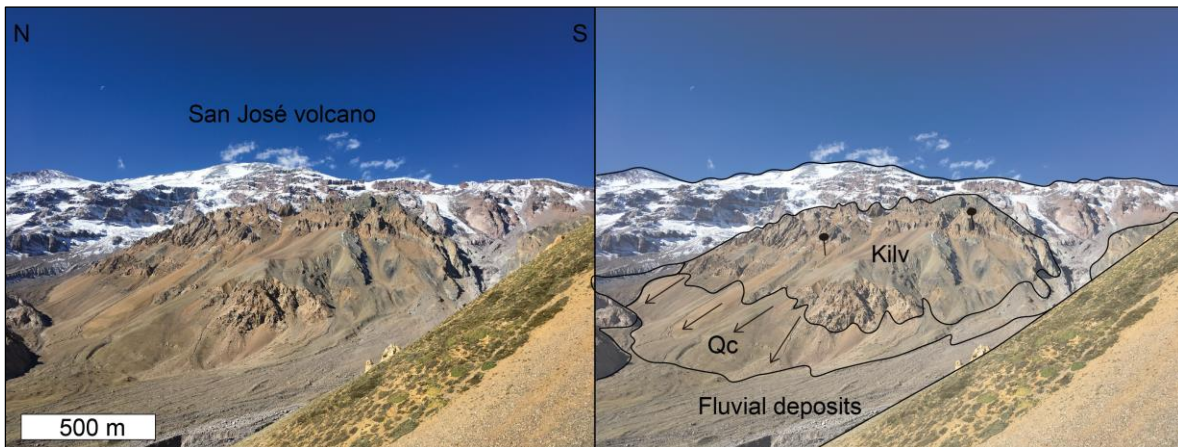


Figura 46. Vista hacia el norte desde el valle La Engorda. Se observa las capas subverticales de la Fm. Lo Valdés, correspondientes al flanco oriental del sinclinal Valle Río Colina.

II.3.2.9. Falla Estero Las Minas

Definida por Mardones (2016) y corresponde a una falla inversa observada en el valle del Río Colina y se correlaciona con la falla Chacayal definida por Giambiagi y Ramos (2002). Presenta un rumbo NNE-SSW y una inclinación $\sim 75^\circ W$ (Figura 47). El nivel de despegue de esta correspondería a las evaporitas de la Fm. Río Colina. Monta capas de la Fm. Río Colina sobre estratos de la Fm. Lo Valdés (Mardones, 2016).

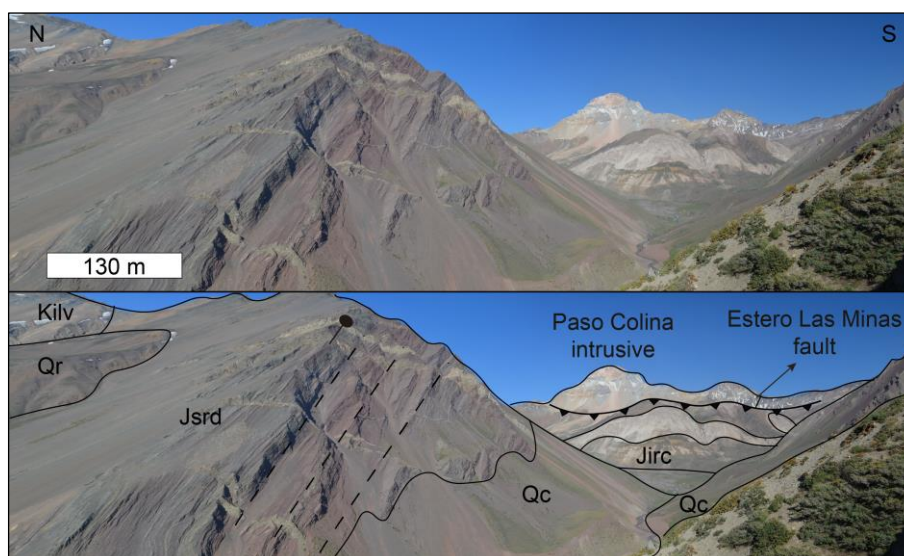


Figura 47. Vista hacia el este desde el valle del río Colina. Se observan capas de la Fm. Río Damas con una inclinación de 45° al oeste, que forman parte del flanco oriental del sinclinal Valle Río Colina. Hacia el fondo de la fotografía se encuentra el intrusivo Paso Colina (1,3 Ma).

II.3.2.10. Anticlinal Cerro Amarillo

Definido por Mardones (2016), corresponde a un pliegue asimétrico observado en camino al paso fronterizo Nieves Negras y se correlaciona con el anticlinal Nieves Negras, definido por Giambiagi y Ramos (2002). En capas de la Fm. Lo Valdés, este pliegue posee 5 km de longitud de onda aproximadamente, y se extiende por lo menos por 5 km. El limbo frontal posee un manteo de alto ángulo $\sim 75^\circ W$ y un limbo dorsal de mediano ángulo $\sim 45^\circ E$ (Mardones, 2016). La Fm. Lo Valdés presenta un espesor de por lo menos el doble que al oeste de la falla Estero Las Minas (en el sector del Cerro Caballos), esto, sumado a su geometría de arpón, permite proponer que este anticlinal se produjo por la actividad de una falla invertida de vergencia oeste (Figura 48).

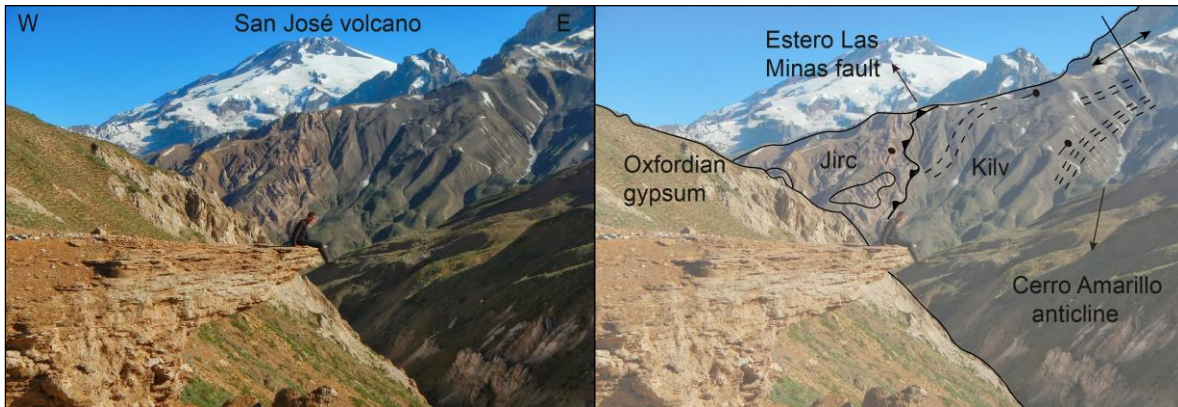


Figura 48. Vista hacia el norte del valle río Colina, al fondo se observa el volcán San José (5856 msnm). Se puede observar el limbo frontal del pliegue anticlinal Cerro Amarillo, donde capas de la Fm. Lo Valdés se encuentra en contacto por falla (falla Estero Las Minas) con estratos de la Fm. Río Colina, hacia el oeste.

II.4. Geomorfotectónica

La geomorfología de la zona se ve influenciada por distintos procesos naturales de origen endógeno, como el volcanismo y la tectónica, y exógeno, principalmente el clima, con una componente importante de procesos glaciales, fluviales y de remoción en masa, que condicionan los procesos de erosión y depósito de sedimentos. El clima presente en la alta cordillera corresponde a uno semiárido tipo andino con retención nival, en condiciones de baja temperatura con presencia de valles que evolucionan de glacial en las altas cumbres a fluvial en los bajos topográficos. En general, las zonas topográficamente altas y de alta pendiente concentran las morfologías coluviales, mientras que las remociones en masa de tamaño considerable circundan el cauce fluvial principal (Figura 49).

Las diferencias topográficas entre la Depresión Central y la Cordillera Principal permiten que el drenaje fluvial de la zona escurra predominantemente de este a oeste. El factor tectónico en los procesos cuaternarios se ve reflejado, a su vez, en deslizamientos rotacionales, desprendimientos y remociones en masa, algunas de las cuales presentan directa relación espacial con fallas, algunas de ellas activas.

Los depósitos coluviales corresponden a acumulaciones de bloques de roca y grava, en forma de conos de deyección en zonas de alta pendiente, principalmente en ambas laderas de los valles glaciales presentes en el área de estudio y en confluencias de redes de drenaje. Los depósitos coluviales antiguos se presentan estables debido a la cobertura vegetal, mayor compacidad y consistencia del suelo (Figura 50).

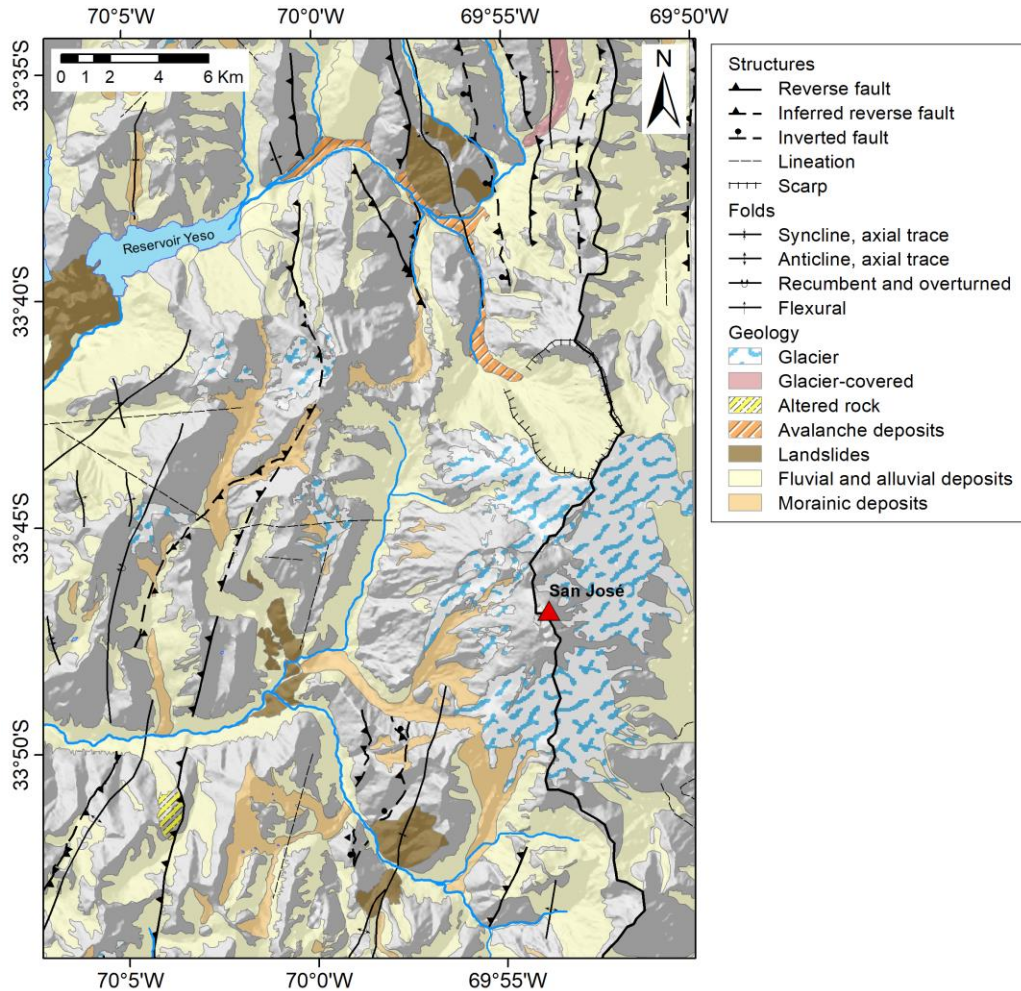


Figura 49. Mapa geomorfotectónico de la zona de estudio.

Los depósitos de remoción en masa se producen por desplazamiento de material en alta pendiente. Uno de estos depósitos recientes se ubica en la ladera sur del Cerro Aguja Escondida, al este de la confluencia de los ríos Volcán y Colina. En las cercanías se encuentra un depósito de remoción en masa antiguo de gran volumen y dominio de vegetación. Hacia el este se puede inferir un contacto con la morrena frontal del valle La Engorda (Figura 50).

En la zona de estudio, existe un predominio de glaciares y depósitos glaciales no consolidados. Los últimos corresponden principalmente a morrenas, planicies de lavado u *outwash* y depósitos de till aledaños a los valles de la Engorda, Las Arenas, río Colina, y las zonas altas de los valles de los ríos Yeso y Volcán.

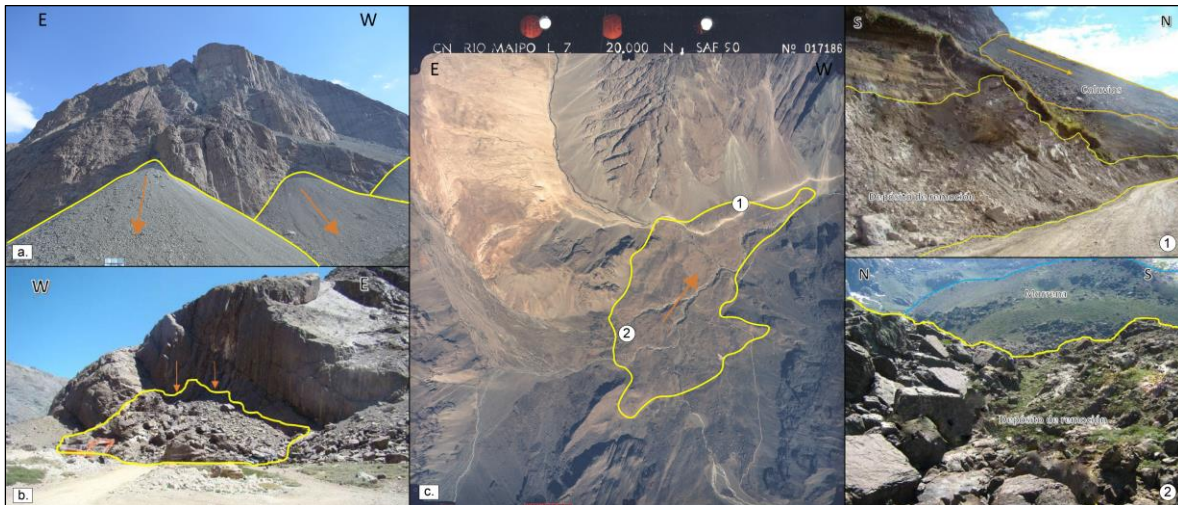


Figura 50. (a) Depósitos coluviales pertenecientes a la Fm. Río Damas, ubicados en la ladera sur del valle del río Volcán. (b) Desprendimiento de roca ubicado en la ladera suroeste del Cerro Aguja Escondida. (c) Remoción en masa ubicada en la unión de los valles La Engorda y Las Arenas. El lado derecho de la imagen muestra fotografías de los puntos 1 y 2, ilustrados en (c).

De hecho, se reconocen una serie de coluvios en el valle del río Colina, asociados a zonas de debilidad que producen las estructuras descritas en el apartado anterior, tales como la falla Baños Colina y la falla Estero Las Minas, que además están relacionadas a la aparición de capas y/o diapiros de yeso con poca resistencia a la erosión. Los depósitos coluviales del valle El Morado estarían asociados a la falla Chacayes-Yesillo, eventualmente con actividad sísmica actual (Charrier *et al.*, 2005)

En particular, en el valle del glaciar Bello, se observó una serie de rocas volcadas, asociada a la falla El Yeso, descrita anteriormente. El valle del glaciar Pirámide y en especial la gran cantidad de sedimentos que lo recubren (~15 m de espesor) permiten sugerir una posible actividad cuaternaria tardía de la inferida falla Piuquenes. Remociones en masa en el Cerro Panimávida y deslizamientos en el Estero de Yeguas Muertas que cambian la orientación del cauce fluvial, se podrían vincular a la zona de debilidad estructural generada por la falla Estero de Yeguas Muertas. Asimismo, se identifica una remoción en masa al sureste de las Termas de Colina, asociada a la presencia del sinclinal Valle Río Colina (Figura 51).

Finalmente, es importante destacar que un ambiente periglacial presente en casi toda el área de estudio, se agrega a las características geológicas, geomorfológicas y geotécnicas sumadas a los rasgos estructurales anteriormente detallados que, en conjunto, actúan como factores condicionantes para movimientos descendentes de masas de rocas, suelo y/o regolito, afectados por la gravedad.

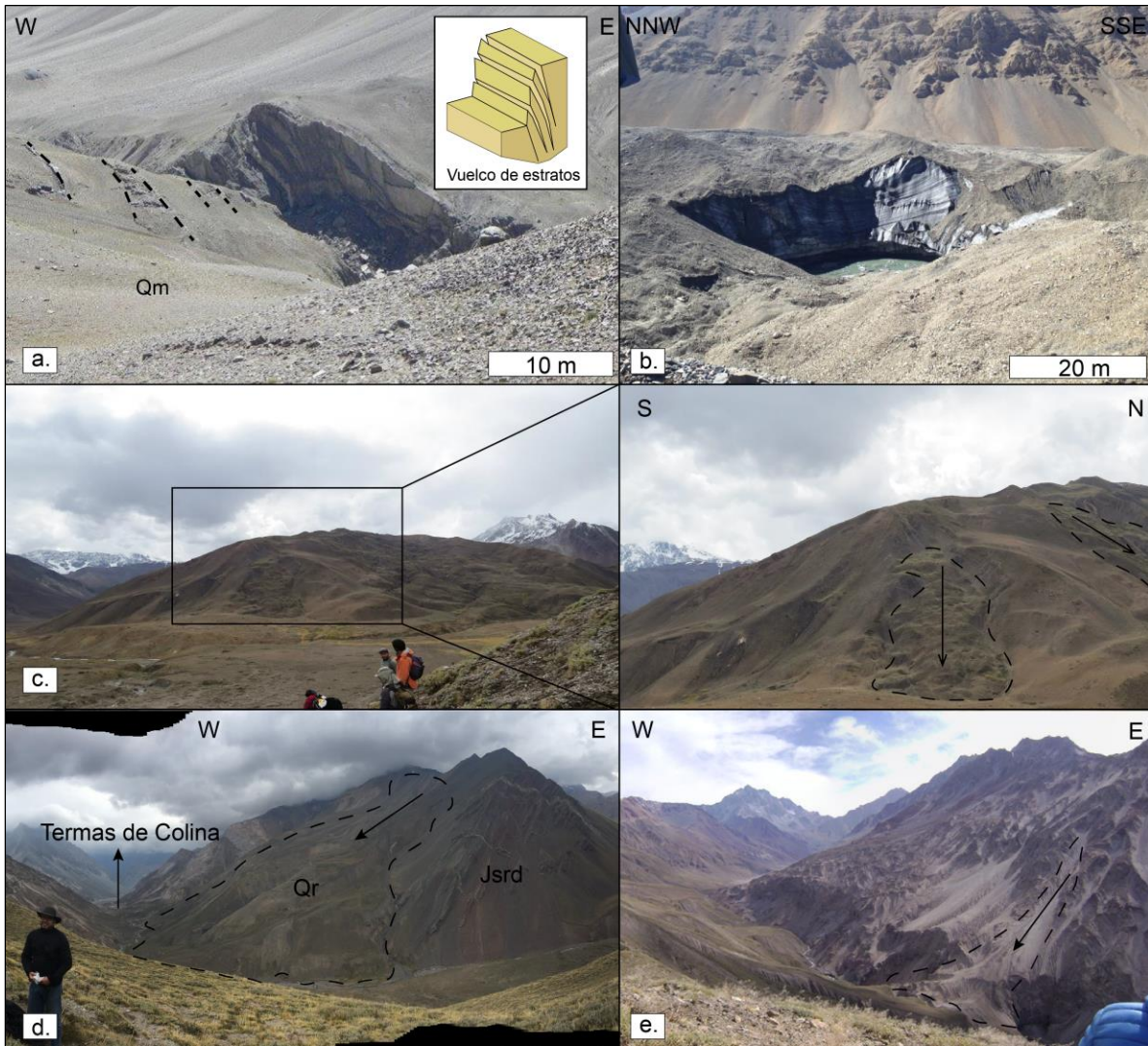


Figura 51. (a) Morrena lateral del Glaciar Bello. (b) Glaciar de roca Pirámide. (c) Remociones en masa observadas en la ladera este del Cerro Panimávida. (d) Vista hacia el norte del valle del río Colina. (e) Deslizamientos en Estero de Yeguas Muertas.

III. GEOMETRÍA Y ARQUITECTURA DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE ACONCAGUA (33°30'S-34°S) Y SU RELACIÓN CON ESTRUCTURAS MESOZOICAS.

V. Mardones¹, G. Vargas¹, M. Peña¹, S. Pairoa¹, A. Maksymowicz², C. Arriagada, M. Leisen¹

¹Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

²Departamento de Geofísica, FCFM, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile

III.1. Resumen

La Faja Plegada y Corrida de Aconcagua (FPCA) constituye un segmento estructural fundamental de los Andes centrales. Nuevos datos estructurales proveen evidencia sobre su evolución tectónica en el límite sur del *flat-slab* Pampeano (33°30'-34°S). En este trabajo, se modelaron fases extensionales y compresivas, incluyendo inversión de fallas normales preexistentes, *'out-of-the-graben' thrusts*, retrocabalgamientos, *footwall short-cuts thrusts*, y pliegues y corrimientos de piel fina y gruesa, donde las estructuras heredadas de la cuenca de Neuquén habrían jugado un rol crucial en su desarrollo. La integración de los resultados geológicos del mapeo en detalle, las secciones geológicas E-W y su restauración palinspástica, a la latitud de los valles de los ríos Yeso y Volcán, muestran la configuración en graben de los depocentros de Yeguas Muertas y Nieves Negras. La Unidad Las Coloradas (ULC), de edad Cretácico Superior, es definida en este trabajo, como una sección estratigráfica más joven que la Fm. Colimapu, correlacionándola más al sur con la Unidad Guanaco y Fm. Plan de los Yeuques, y el Grupo Malargüe en la vertiente argentina. La deformación cenozoica (20-0 Ma), de la vertiente oriental de la Cordillera de los Andes de Chile central acomodó 27 a 28 km de acortamiento mínimo en la corteza superior entre los valles de los ríos Yeso y Volcán, mayores a las de la zona norte y sur del área de estudio, lo que se asocia a la presencia de la flexura orogénica del Maipo, y la ausencia de la Cordillera Frontal hacia el sur de los 34°40'S. Estos resultados, junto con el acortamiento y alzamiento neógeno, sugieren una estrecha relación de las estructuras de la FPCA con la inversión tectónica discretizada de las fallas mesozoicas preexistentes, y muy probablemente con el desarrollo de la cuenca de Abanico. Adicionalmente, los datos geocronológicos previos, junto con nuevas edades U-Pb en circones detríticos permiten extender la base de la Fm. Abanico al Eoceno Superior, ya no sólo a la latitud del valle del río Volcán, sino también al valle del río Yeso. Adicionalmente, considerando las evidencias de fallamiento fuera de secuencia de la falla El Diablo a la latitud del valle del río Volcán, se invalida la proposición del sistema de falla El Diablo-El Fierro como borde oriental de la cuenca de Abanico en este sector.

Palabras claves: Andes, Inversión tectónica, Unidad Las Coloradas, Restauración palinspástica, Falla El Diablo, deformación neógena.

III.2. Introducción

En la Cordillera de los Andes se registra una subducción activa y continua desde el Permotriásico (Coloma *et al.*, 2017) generando variaciones a lo largo y ancho de la litósfera continental (Cobbold *et al.*, 2007; Cembrano y Lara, 2009), dando lugar a una compleja evolución de los diferentes segmentos (Mpodozis y Ramos, 1989, Ramos *et al.* 1996). Las variaciones latitudinales en la cantidad de acortamiento tectónico y el estilo de deformación estarían controladas por heterogeneidades de carácter regional (Jordan *et al.*, 1983a; Mpodozis y Ramos, 1989). Uno de los segmentos que conforman los Andes centrales, corresponde a la FPCA, ubicada entre el *flat slab* Pampeano y el segmento de subducción normal (al sur de los 33°45'S), donde existe una notable flexura orogénica conocida como Oroclino del Maipo, formado a partir del Mioceno tardío (Arriagada *et al.*, 2009).

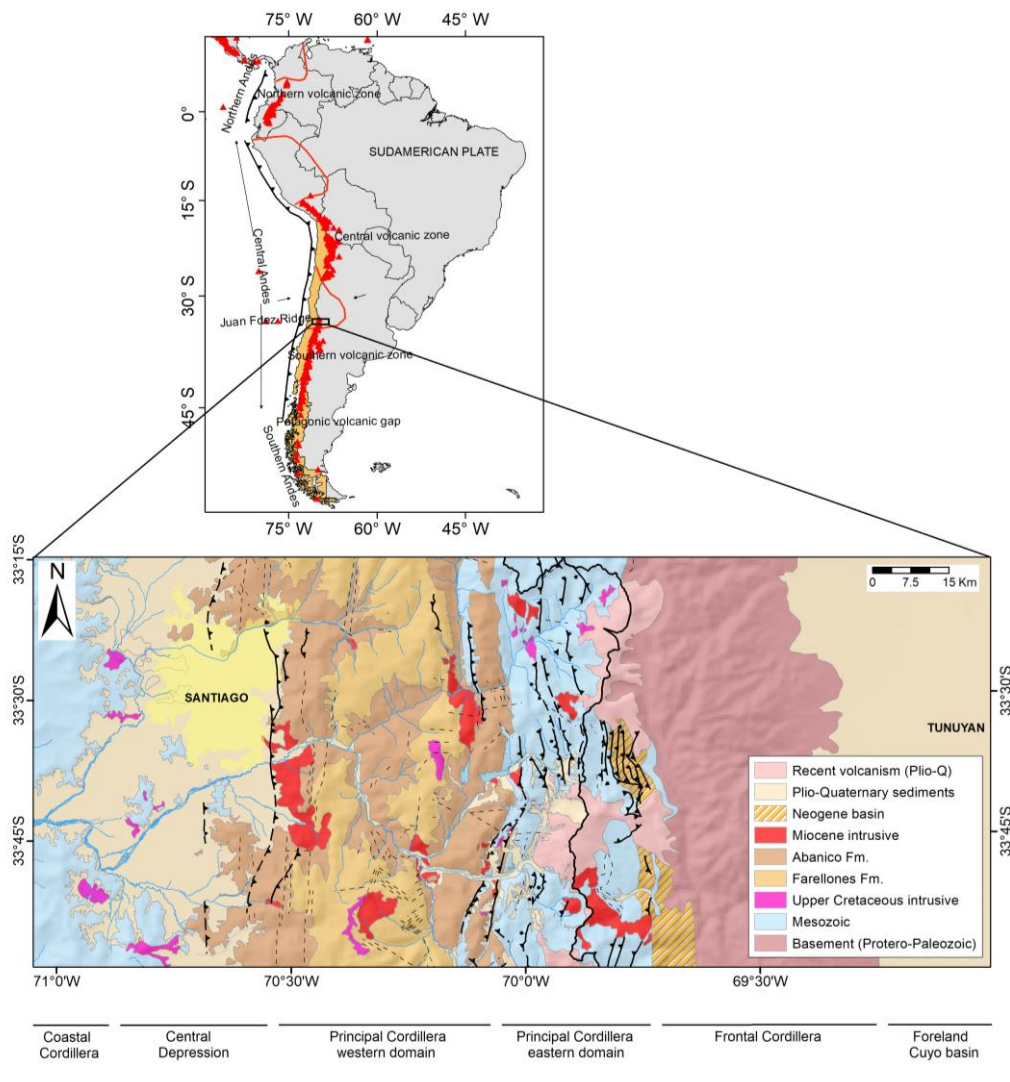


Figura 52. Marco geológico y estructural general de los Andes de Chile central-Argentina. Modificado de Rauld (2002).

Aún es materia de discusión tanto las edades de deformación y exhumación de los Andes de Chile central y Argentina, así como la configuración estructural en profundidad que controla estos procesos. Dentro del entendimiento de la génesis y evolución de la FPCA, el estudio de las estructuras heredadas ha sido vital para entender la deformación meso-cenozoica de este orógeno. Es así como la FPCA occidental a la latitud de Santiago (Figura 52) constituiría un área clave para el estudio del ambiente tectónico actual y para develar, utilizando argumentos estratigráficos, estructurales y geocronológicos, la naturaleza correspondiente a la construcción de la Cordillera Principal de los Andes centrales meridionales.

III.3. Marco Geotectónico

La evolución tectónica de los Andes Centrales desde el Jurásico incluye períodos extensionales y compresivos, asociados, entre otras cosas, a cambios en el ángulo de subducción y velocidades de convergencia.

La cuenca Neuquén, corresponde a una cuenca extensional de trasarco mesozoica que, a la latitud de la zona de estudio, limitó al oeste, con rocas de arco volcánico jurásico (Digregorio *et al.*, 1984) y al este, con el Grupo Choiyoi, de edad Permotriásico (Mescua *et al.*, 2008; Spalletti *et al.*, 2008). Tuvo una subsidencia casi continua durante por lo menos 220 Ma, que permitió la agradación de 4000 m de extensas secuencias marinas y continentales que representan complejas series de ciclos transgresivos-regresivos de diferentes magnitudes (Howell *et al.*, 2005).

Durante el Triásico tardío y el Jurásico temprano se desarrollaron depocentros limitados por fallas normales bivergentes de rumbo NNW, los que fueron rellenados por depósitos volcanoclásticos y sedimentarios continentales (Giambiagi *et al.*, 2003b). Un período de *post-rift* se desarrolló durante el Jurásico medio a tardío, reflejado por la depositación de lutitas negras de la Fm. Nieves Negras (Alvarez *et al.* 1997). Durante el Caloviano medio a tardío, la cuenca se secó completamente debido a un fuerte descenso del nivel del mar (Gulisano y Gutierrez Pleimling, 1994) y se depositaron capas de las formaciones Tábanos y Lotena (Giambiagi *et al.* 2003a). Durante el Oxfordiano y Kimmeridgiano se depositaron estratos de las formaciones La Manga y Auquilco (Alvarez *et al.* 1999), correlacionables con la Fm. Río Colina, en Chile central (Giambiagi *et al.* 2001).

Un segundo sistema de *rifting* se desarrolló durante el Jurásico tardío, oblicuo al sistema anterior, reactivando fallas normales y generando fallas de rumbo sinestrales (Giambiagi *et al.*, 2003b). Las nuevas fallas normales generaron graben y hemi-graben asimétricos N-S que permitieron la depositación de espesas secuencias sedimentarias de la Fm. Tordillo (Giambiagi *et al.* 2003a, b), que ha sido correlacionada a la Fm. Río Damas en la vertiente chilena. El Grupo Mendoza, correlacionable con la Fm. Lo Valdés en la porción chilena, representa la inundación de la cuenca debido a una nueva subsidencia tectónica durante el Tithoniano temprano y Neocomiano, representando la fase de *post-rift* de

la cuenca (Giambiagi *et al.*, 2003a). Capas rojas y estratos volcánicos de la Fm. Colimapu de edad Cretácico temprano a tardío sobreyacen al Grupo Mendoza (Giambiagi *et al.* 2003a).

Un episodio de extensión de intra-arco entre los ~37 y ~23 Ma (Aguirre, 1960; Jordan, 2001; Kay y Mpodozis, 2001), coincidió con un período de decrecimiento de la tasa de convergencia y causó el desarrollo de la cuenca Abanico.

Luego un evento compresivo ocurrió entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano, que coincidió con el incremento de la tasa de convergencia, causando la inversión de la cuenca de Abanico (Charrier *et al.*, 2002; 2005; Farias *et al.*, 2005; Fock *et al.*, 2006). Durante el Mioceno temprano, muchas intrusiones graníticas se emplazaron hacia el oeste de la Cordillera Principal, asociadas al cinturón intrusivo del Mioceno Superior (Kay *et al.*, 2006; Charrier *et al.*, 2007). Desde aproximadamente los 16 Ma, un continuo régimen compresivo causó la deformación y alzamiento de la región montañosa (Muñoz-Sáez *et al.*, 2014). La FPCA se desarrolló al este de la cuenca Abanico, afectando los depósitos de trasarco. Y se acumularon depósitos *syn*-tectónicos de antepaís en territorio argentino (Muñoz *et al.*, 2006; 2013).

Después de los 8.5 Ma, el alzamiento del basamento Proterozoico-Triásico Inferior concluyó con el ascenso de la Cordillera Frontal (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003a; Ramos *et al.*, 2004). Simultáneamente, fallas inversas fuera de secuencia de alto ángulo deformaron capas meso-cenozoicas de la Cordillera Principal (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003a; Fock *et al.*, 2006). Por su parte, 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, arco magmático activo entre los 9 y 4 Ma (Maksaev *et al.*, 2004; Deckart *et al.*, 2005). Alrededor de los 4 Ma, la deformación migró hacia el 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 desde entonces hasta la actualidad (Fariás *et al.*, 2008).

III.4. Metodología

Se confeccionaron dos modelos geométricos a partir de las secciones AA' y BB'-B'B'' realizadas a lo largo de los valles del río Yeso y Volcán respectivamente, en base a un mapa geológico local a escala 1:25.000 elaborado en el área de estudio (ver Figura 54).

Las secciones de orientación E-W, poseen 19 km (sección AA') y 20 km (sección BB'-B'B'') de largo. Los modelos estructurales se realizaron considerando el buzamiento de los estratos, espesor de las unidades estratigráficas y estructuras geológicas presentes en

el área de estudio. Su interpretación en profundidad se llevó a cabo usando el método de ejes *kink* (e.g. Suppe, 1983; Suppe y Medwedeff, 1984; Suppe, 1985; Suppe *et al.*, 1992).

Para llevar a cabo la retrodeformación de los modelos geométricos de ambos valles, se utilizó el software *Midland Valley 2D Move*. Se digitalizaron ambos modelos generando líneas que representaran los niveles estratigráficos y fallas o niveles de despegue. Se usaron dos algoritmos de retrodeformación, ya que el testeado de los otros métodos llevó a resultados geoméricamente incoherentes. El algoritmo *Fault parallel flow* permitió el despliegue de líneas y preservación del espacio entre éstas (espesor de capas), además de su largo. El algoritmo *Line length unfolding*, permitió girar las líneas de modo que su longitud se mantuviera, pero sólo transformando una línea deformada en una línea recta.

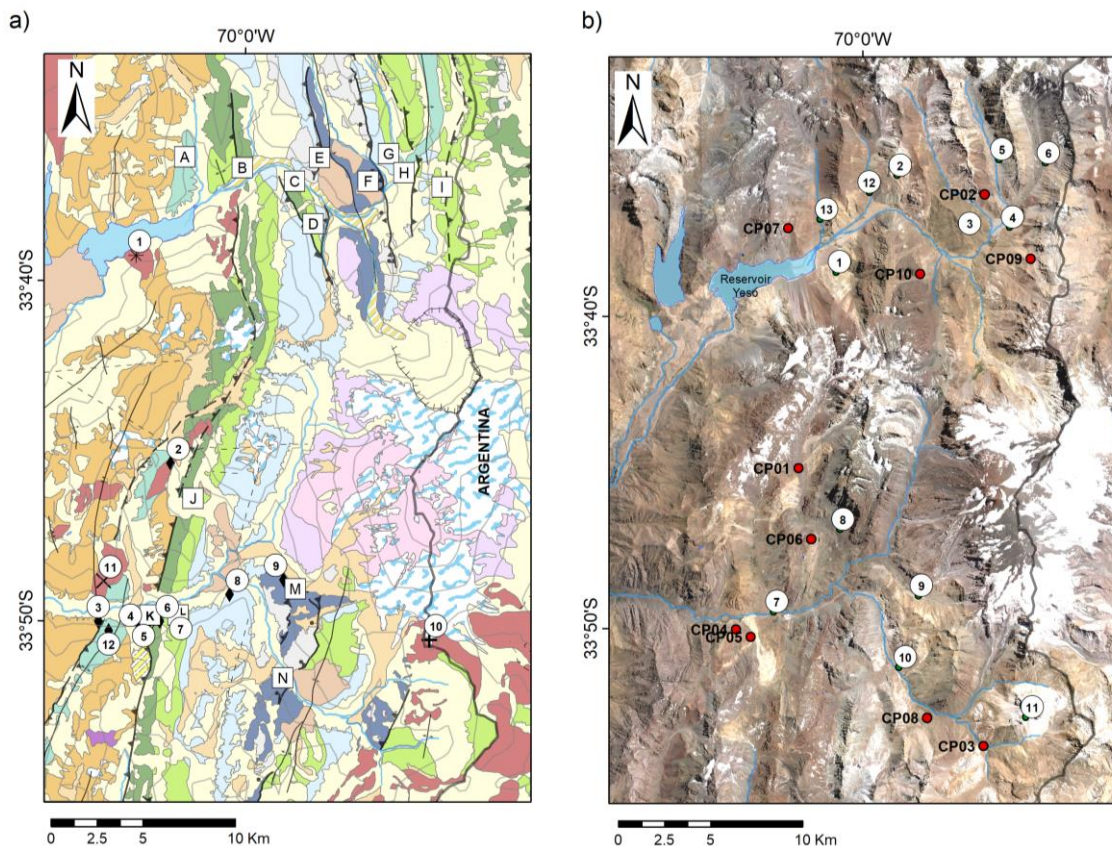


Figura 53. (a) Mapa geológico levantado en la zona de estudio, donde se destacan las locaciones de las columnas estratigráficas realizadas, las secciones geológicas y dataciones anteriores. Las muestras (2) $66,4 \pm 1,0$ Ma; (3) ~ 90 Ma (4) $14,8 \pm 0,2$ Ma; (6) $18,5 \pm 0,6$ Ma; (7) 122 ± 22 Ma; (8) 151 Ma y (9) $8,2 \pm 0,2$ Ma pertenecen al trabajo de Aguirre *et al.* (2009). Las muestras (1) 11-12 Ma; (10) $1,26 \pm 0,05$ Ma y (11) 1 Ma pertenecen al trabajo de Muñoz *et al.* (2009). La muestra (12) $73,8 \pm 4,2$ Ma pertenece al trabajo de Tapia (2015). (b) Imagen satelital de la zona de estudio, donde se destacan la locación de las muestras tomadas para análisis geocronológico U-Pb y las localidades claves de la zona: 1. Yeseras; 2. Yeseras Rosada; 3. Cerro Panimávida; 4. Termas del Plomo; 5. Glaciar Bello; 6. Glaciar Pirámide; 7. Baños Morales; 8. Valle Las Arenas; 9. Valle La Engorda; 10. Termas de Colina; 11. Cerro Amarillo. 12. Estero Aparejo. 13. Cajón Casa de la Piedra.

III.4.1. Geocronología U-Pb

Para determinar la cronología de eventos tectónicos y caracterizar de mejor manera la deformación de la Cordillera Principal de Chile central, se requiere de un control cronoestratigráfico el cual se basó en un análisis de proveniencia y/o áreas de aporte que incluyó un estudio petrográfico detallado, además de nuevas edades radioisotópicas U-Pb.

Se recolectaron 10 muestras (ver Figura 53) de areniscas rojas de aproximadamente 5 kg cada una, distribuidas a lo largo de los valles de los ríos Yeso y Volcán, en diferentes localidades dentro de la Fm. Río Damas y ULC/Fm. Colimapu. Las muestras fueron clasificadas petrográficamente y el análisis de factibilidad se realizó con el fin de seleccionar las muestras adecuadas para el análisis geocronológico U-Pb.

Para la elección de las muestras aptas para datación, se trituró, pulverizó y tamizó cada muestra de roca. De los concentrados de minerales pesados, se seleccionaron las muestras con granos de circones adecuados, según su tamaño y cantidad. Así, las muestras apropiadas para el análisis U-Pb LA-MC-ICP-MS en circones detríticos resultaron ser la CP-07 y CP-09.

Los circones fueron colocados en una superficie de montaje y se obtuvieron imágenes de cátodo-luminiscencia en un microscopio electrónico de barrido (SEM Fei Quanta 250). Los análisis U-Pb LA-MC-ICP-MS (Laser Ablation Multi Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) se llevaron a cabo usando un sistema de ablación láser acoplado al instrumento MC-ICP-MS modelo Neptune Plus (Thermo Scientific). Finalmente, para la reducción de datos se utilizó el software Lolite (Paton *et al.*, 2010) y los resultados fueron graficados con el complemento de Excel Isoplot (Ludwig, 2012).

III.5. Resultados

A continuación, se describen los resultados obtenidos a partir de los datos tomados en terreno, edades radioisotópicas U-Pb, y la revisión de los estudios geológicos anteriores en la zona (Figura 54).

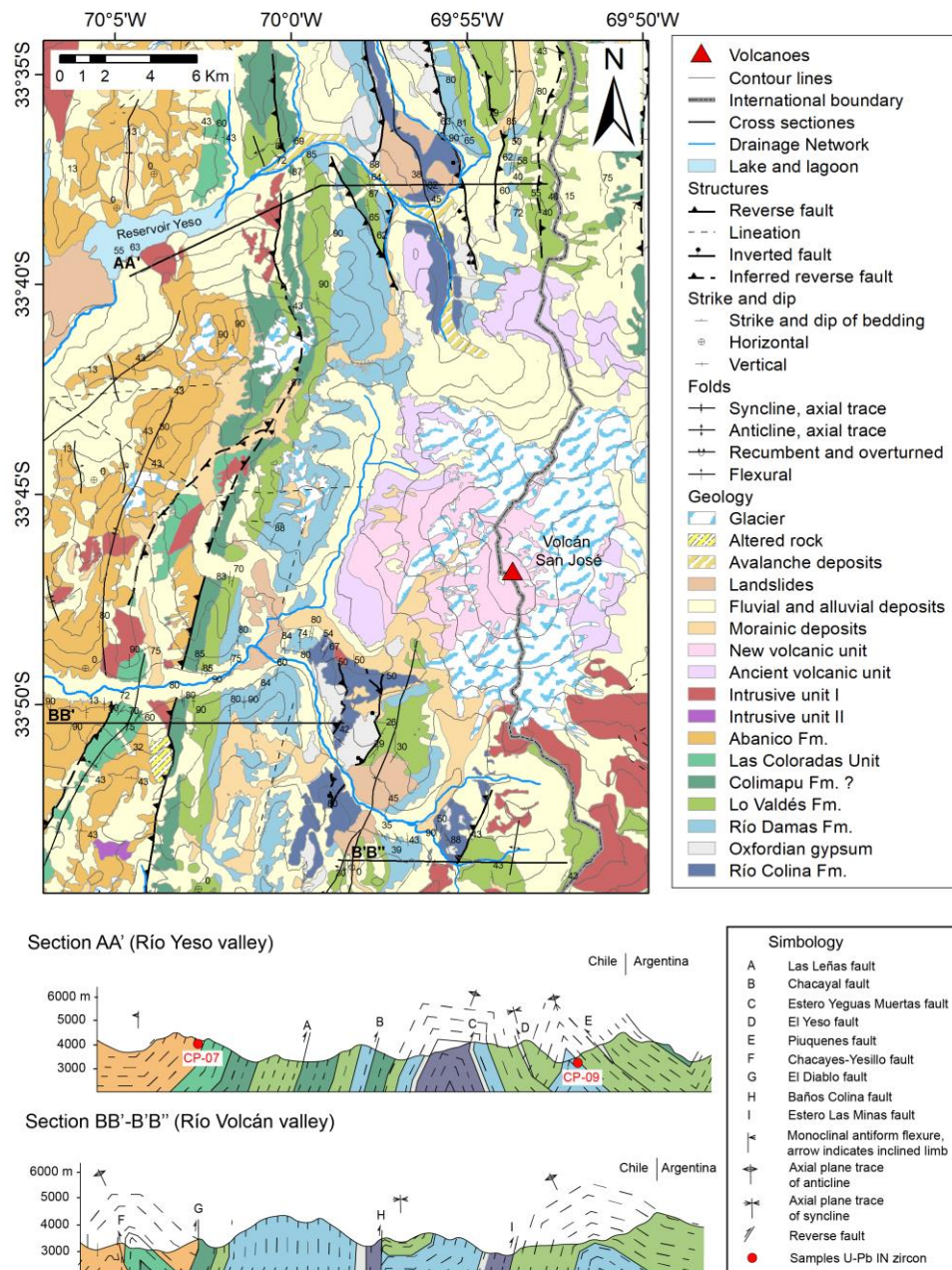


Figura 54. Mapa geológico local elaborado en la zona de estudio y perfiles de observación construidos en base a éste.

III.5.1. Estratigrafía

A continuación, se describen las unidades litológicas presentes en el área de estudio, asociadas a las formaciones geológicas anteriormente definidas en los Andes de Chile central, entre los 33°S y 33°40'S. Destacar la identificación y definición de la Unidad Las Coloradas, como sección más joven que la Fm. Colimapu (Figura 55).

AGE		UNITS					TECTONIC SETTINGS	LITHOLOGY
		33°S	33°-33°40'S	34°-35°S	35°-36°30'S	38°30'S		
Tertiary	Pleistocene					Volcanic-arc rocks	Foreland basin	COMPRESSION AND TECTONIC INVERSION
	Pliocene					Butaló Fm.		
						Palomares Fm.		
	Miocene					Tunuyán Conglomerate		
						Retro arc volcanic rocks		
Oligocene		Abanico Fm.				EXTENSION?	?	
Eocene							?	
Cretaceous	Late		Las Coloradas Unit	Quanaco Unit		Malargue Gr.	THERMAL SUBSIDENCE	
	Early	Cristó Redentor Fm.	Colimapu Fm.	Colimapu Fm.	Colimapu Fm.	Neuquén Gr.		
Jurassic	Late	San José Fm.	Lo Valdés Fm.	Baños del Flaco Fm.	Baños del Flaco Fm.	Rayoso Fm.	RIFTING	
	Middle					Hullín Fm.		
	Early					Agua Fm.		
Triassic		Upper member	Río Damas Fm.	Río Damas Fm.	Río Damas Fm.	Mendoza Gr.	THERMAL SUBSIDENCE	
		Lower member				Valle Grande Fm.		
Permian			Nieves Negras Fm.	Nieves Negras Fm.	Nieves Negras Fm.	Nicolas del Bichó Fm.	RIFTING	?
Carboniferous						Choloy Gr.	PRERIFTING	
PROTEROZOIC						Metamorphic complex		

Figura 55. Columna estratigráfica generalizada de la Cordillera Principal entre los 33°30'S y 33°45'S. Modificado de Giambiagi et al. (2003a); Charrier et al. (2007) y Mardones (2016).

En la zona de estudio, una secuencia marina de lutitas negras con intercalaciones de limolitas, areniscas y en menor medida calizas grisáceas, además de niveles de yeso interestratificado y fuertemente alterado y fracturado se asocia, por similitudes litológicas, relaciones estratigráficas y la presencia de pequeños diapiros de yeso, a la Fm. Río Colina definida por González (1963) y que alcanza 1000 m de espesor en el estero El Plomo. Sin embargo, este afloramiento tendría correspondencia con los niveles intermedios de la Fm. Nieves Negras (Godoy, 1993; Alvarez et al., 1999), mientras que las rocas del Cerro Panimávida tendrían similitud con los niveles superiores de la misma formación, donde aumenta el contenido de carbonatos. Los depósitos de lutitas se interpretan como ambiente

marino profundo, con períodos de alta energía representado por estratificación cruzada de areniscas finas a medias de decenas de metros de espesor, específicamente se entiende como un ambiente de transición de llanura aluvial a una plataforma deltaica subaérea. La presencia de calizas y niveles evaporíticos de yeso hacia el techo de la unidad se explica como un ambiente marino somero e hipersalino. Lo anteriormente expuesto apuntaría a la ocurrencia de una transgresión y posterior regresión marina, consistente con lo presentado por la literatura (González, 1963; Álvarez *et al.*, 1999; Giambiagi *et al.*, 2003a).

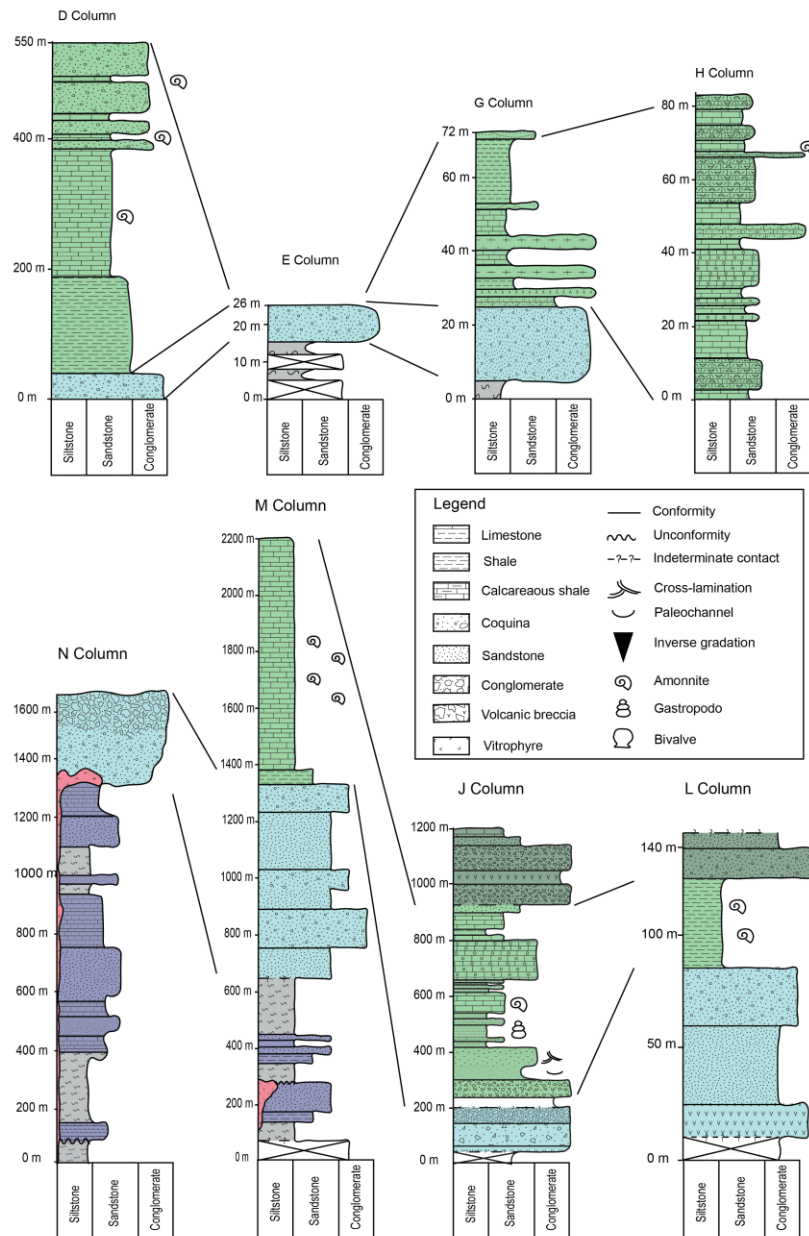


Figura 56. Correlación estratigráfica entre las columnas (C, D, F y G) realizadas en el valle del Río Yeso. Correlación estratigráfica entre las columnas (L, K, I y J) realizadas en el valle del Río Volcán y Colina.

Las unidades potentes de yeso estratificado, fuertemente deformado y asociado a niveles de despegues de corrimientos observados en el área de estudio se caracterizaron en este trabajo como parte del Yeso Principal (Thiele, 1980) de edad Oxfordiana. Por su parte Giambiagi *et al.* (2003a), identifica las capas de yeso presente en el estero de Yeguas Muertas como parte de la Fm. Auquilco (evaporitas del Jurásico superior), y el que compone Yeseras Rosada, lo asocia a la Fm. Tábanos (evaporitas del Jurásico medio).

La Fm. Río Damas se dispone en contacto por falla con el Yeso Oxfordiano en el sector de Laguna Los Patos y de manera concordante sobre la Fm. Río Colina en el valle del río Colina. Posee una potencia estimada de 3500 m en el valle del río Volcán, pero presenta una gran variedad de espesor en la zona. En las cercanías de las Termas del Plomo, la unidad se compone de areniscas y conglomerados rojizos, con presencia de abundantes estructuras sedimentarias (estratificación cruzada, laminación paralela, calcos de carga, marcas de gotas de lluvia, etc.). Frente a Yeseras Rosadas, la unidad está compuesta de areniscas, conglomerados y brechas volcano-sedimentarias pardo-rojizas a verde-grisáceas asociadas al miembro medio Cerro Catedral, definido por Calderón (2008) en el valle del río Volcán. La base de la Fm. Río Damas presenta niveles de yeso y areniscas rojas, que indicarían la transición de un ambiente marino a uno continental propio de abanico aluvial. Algunos niveles de lutitas y evaporitas sugieren un ambiente lacustre salino local. Y la presencia de tobas y posterior aparición de lavas andesíticas con alteración selectiva en los niveles superiores, indicarían un ambiente subaéreo proximal a un arco volcánico, asociado un período de *syn-rift*, como plantean Giambiagi *et al.* (2003a).

La Fm. Lo Valdés se dispone concordante sobre la Fm. Río Damas en toda el área de estudio y alcanza un espesor de 1500 m en el sector de Baños Morales. En las cercanías a las Termas del Plomo, la secuencia marina está compuesta en su base por lutitas calcáreas negras con escasas intercalaciones de areniscas calcáreas fosilíferas menos potentes, cuyo contenido fósil aumenta hacia la parte superior. En los niveles intermedios se observa menor espesor de los niveles lutíticos, acompañados de capas de coquinas, y seguido de intercalaciones de areniscas calcáreas finas, medias y gruesas. Hacia el techo de la unidad existen estratos potentes de calizas fosilíferas. A partir de las similitudes litológicas, presencia de fósiles y relación de contacto con la unidad continental inferior, esta porción, se correlaciona con la Fm. Vaca Muerta, perteneciente al Grupo Mendoza (Aguirre-Urreta & Vennari, 2009). En el camino al Paso Piuquenes una potente secuencia de lutitas negras se intercala con calizas fosilíferas que aumentan su proporción hacia el techo. Se asocia a facies del miembro Placa Roja y niveles basales del miembro Cantera definidos por Salazar y Stinnesbeck (2015). En la vertiente argentina se correlaciona con niveles superiores de la Fm. Chacao y parte importante de la Fm. Agrio, que conforman el Grupo Mendoza (Tunik, 2001). Por su parte, los bivalvos bien articulados, indicarían un ambiente marino tranquilo, posiblemente profundo y en ocasiones, la abundancia fósil sugiere eventos de tanatocenos. Hacia el techo de la unidad, la presencia de areniscas con diversas laminaciones propias de un ambiente costero sugiere una regresión marina, asociado a etapas tardías de la cuenca. Por otro lado, la definición del miembro inferior Spilitas (Biró, 1964), como una secuencia volcánica de andesitas porfíricas verdes con texturas *pillow* y elipsoidales pertenecientes a la Fm. Lo Valdés, y su posterior redefinición

como Fm. Baños Morales (Salazar y Stinnesbeck, 2015) en el valle del río Volcán, y la ausencia de facies volcánicas basales en el valle del río Yeso, implica que la sección norte del área de estudio habría sido más distal al arco magmático, en concomitancia con lo observado en el área argentina.

La Fm. Colimapu se encuentra en contacto erosivo con la Fm. Lo Valdés y su techo sería concordante con la Unidad Las Coloradas, en la ladera sur del valle del río Volcán. En el sector del valle de las Arenas, el conjunto alcanza una potencia de 1200 m aproximadamente, donde se describió una sucesión sedimentaria constituida principalmente por intercalaciones de 15-20 cm de areniscas rojas finas, bien estratificadas, con algunos niveles subordinados métricos de caliza y conglomerados. Se encuentra intruida por numerosos diques andesíticos color verde, de 2 metros de espesor y de orientación sub-perpendicular a la estratificación. En el sector del Estero Aparejo, afloran 300 m de conglomerados y brechas volcánicas rojas de matriz gris, con clastos de lavas de textura porfírica y fenocristales de plagioclasa y piroxenos. En la localidad de Lo Valdés, se observan brechas volcano-sedimentarias con clastos de arenisca calcárea de grano fino, lutita calcárea y calizas fosilíferas de 1 mm a 15 cm de diámetro. Su característico color rojizo que indica un ambiente de depositación altamente oxidante (Thiele, 1980) y mayormente continental deltaico, que sería una transición del ambiente marino de la Fm. Lo Valdés.

Si bien existe una semejanza litológica entre la Fm. Río Damas y la Fm. Colimapu, ambas secuencias continentales marcadas por su coloración rojiza, las diferencian los clastos calcáreos pertenecientes a la Fm. Lo Valdés, inmersos en brechas sedimentarias de la Fm. Colimapu (Figura 57).

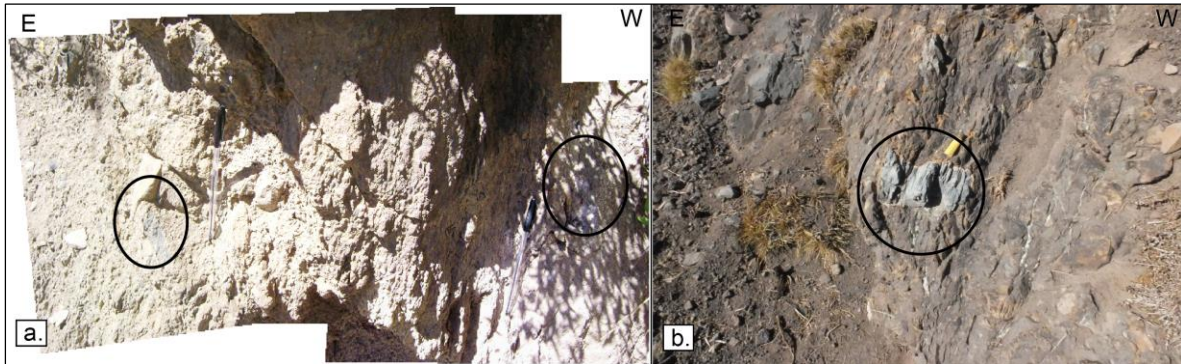


Figura 57. (a) Brecha sedimentaria compuesta de clastos de lutita y areniscas calcáreas (círculos negros) correspondientes a la Fm. Lo Valdés, Baños Morales (b) Clastos de lutitas fosilíferas de la Fm. Lo Valdés en una brecha sedimentaria de la ULC, frente a Yeseras Rosada, ladera sur del valle del río Yeso.

El contacto erosivo entre la Fm. Lo Valdés y las rocas volcanoclásticas de la Fm. Colimapu, sugiere un alzamiento tectónico y exposición de la Fm. Lo Valdés, su consecuente erosión y posterior depositación de la Fm. Colimapu.

La Fm. Abanico sobreyace en paraconformidad a la ULC y consiste en sedimentos clásticos y volcanoclásticos. La presencia de rocas volcánicas de colores grisáceos, rojizos

y púrpuras, tendrían un origen continental subaéreo, depositados en un contexto de cuenca de intra-arco (Charrier *et al.*, 2002). Por otro lado, niveles inferiores de sedimentitas de grano grueso, entre brechas y conglomerados, se asocian a un ambiente de alta energía. Mientras que niveles finos de calizas no fosilíferas se interpretaron como depósitos lacustres de origen continental.

III.5.1.1. Unidad Las Coloradas y sus implicancias regionales

Circones detríticos recolectados en areniscas rojas de la ladera sur del valle del río Volcán, arrojaron que la edad máxima del depósito correspondería a $73,8 \pm 4,2$ Ma (Tapia, 2015). La litología, relaciones de contacto y edades U-Pb en circón, permitieron definir la Unidad Las Coloradas (ULC) como una sección estratigráfica más joven que la Fm. Colimapu, en contacto paraconcordante con la base de la Fm. Abanico. Alcanza un espesor de 1750 m en el Cajón Casa de Piedra y está compuesta por rocas volcánicas, brechas sedimentarias, areniscas conglomerádicas, areniscas cuarcíferas y lutitas y areniscas calcáreas de tonos rojizos. Esta unidad se habría depositado en un ambiente aluvial y es correlacionable con la Unidad Guanaco (Tapia, 2015) definida a largo del valle del río Tinguiririca y contemporánea al Grupo Malargüe en Argentina.

En la ladera sur del valle del río Volcán, Tapia (2015) observa una discordancia angular entre la secuencia rojiza de areniscas perteneciente a la ULC y la Unidad Cerro Retumbadero, base de la Fm. Abanico (Fock, 2005) (Figura 58), que explica con una etapa contraccional durante el Cretácico-Paleoceno, asociada a la fase compresiva K-T. Sin embargo, esta discontinuidad podría corresponder más bien a una paraconformidad, donde posterior a la depositación de la ULC hubo una interrupción de la sedimentación durante millones de años, y se depositó la Fm. Abanico de edad Oligo-miocena. Se observa el mismo contacto paraconcordante en el sector del Embalse El Yeso, en la ladera norte del valle del río Yeso (Figura 58). Por su parte, la cantidad de diques y filones presentes en la ULC, indican un incremento de la actividad magmática durante el Cretácico tardío.

Así, el alzamiento tectónico posterior a la depositación de la Fm. Lo Valdés, coincide con una primera fase orogénica evidenciada en la Fm. Las Chilcas, en el margen andino de Chile central durante el Cretácico medio a tardío (Boyce, 2015) y con el frente orogénico definido por Fennell *et al.* (2017) a partir de los ~ 100 Ma entre los $35^{\circ}30'$ a los 37° S.

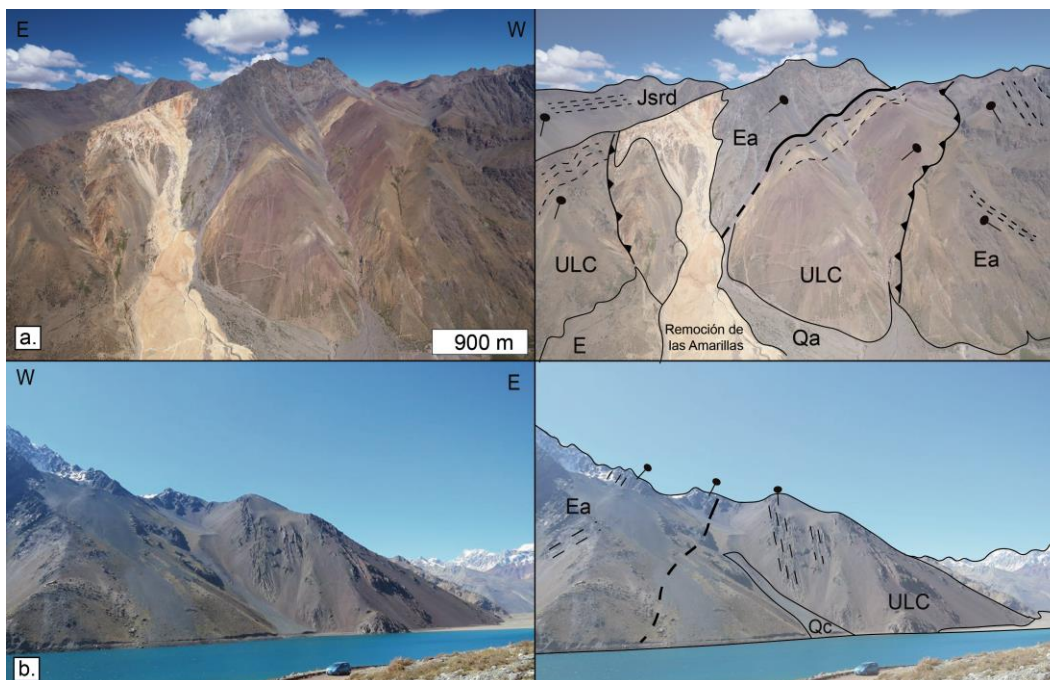


Figura 58. (a) Vista sur de la paraconformidad entre la Fm. Abanico y la Unidad Las Coloradas, ubicada en el Cerro Retumbadero, valle del río Volcán. (b) Vista norte de la paraconformidad entre la Fm. Abanico y la Unidad Las Coloradas, ubicada en el sector del Embalse El Yeso, valle del río Yeso.

Posterior a este acortamiento inicial de los Andes, y como lo proponen Mackaman-Lofland et al. (2018) para la cuenca de la Ramada ubicada a los $\sim 32^\circ\text{S}$, durante el Cretácico tardío-Paleógeno, un régimen tectónico extensional local propició una subsidencia limitada y acumulación local de material volcánico y/o hiato depositacional de al menos 23 Ma. Sin embargo, hacia el sur del valle del río Tinguiririca, las edades U-Pb en circón de rocas del BRCU y Fm. Plan de los Yeuques, similar de la Unidad Guanaco, a la latitud del río Teno, revelaron una depositación continua del Cenomaniano-Campaniano temprano al Campaniano-Daniano (Muñoz et al., 2018). De todas maneras, Tapia (2015) propone que fallas normales rotacionales habrían generado el espacio necesario para la acumulación de los depósitos volcánicos de la Unidad Guanaco, como respuesta a la carga ejercida por el orógeno anteriormente construido y Muñoz et al. (2018) también proponen un régimen extensional para la depositación de la Fm. Plan de los Yeuques, evidenciado en fallamiento normal *syn*-sedimentario. A pesar de que no se han encontrado evidencias directas de extensión en la ULC, sus cambios de espesor podrían sugerir este proceso de deformación.

La ULC se habría depositado en un ambiente distal al arco magmático de ese tiempo (Fm. Lo Valle, Estratos del Cordón de los Ratones) y al oeste de un proto-relieve que habría actuado como barrera ante la ingresión marina del Atlántico, coincidente con la disminución de la velocidad absoluta al oeste de la placa Sudamericana (Tapia, 2015).

La identificación de la ULC al este del arco Cretácico temprano, entre los 33° y 34°S , sostiene las evidencias de migración del arco volcánico hacia el este, al sur de los 36°S , durante el Cretácico tardío (Tapia, 2015). Tal migración del volcanismo y la deformación durante esta época serían producto de un régimen de subducción levemente inclinado

(Tapia, 2015; Pérsico, 2016; Fennell et al., 2017). Se habría depositado en una zona distal a un sistema fluvial, en llanuras intertidales cercanas a ambientes lagunares (Bustamante 2001).

III.5.3. Petrografía y geocronología U-Pb en circones detríticos.

Los resultados cartográficos en conjunto con las edades radioisotópicas U-Pb obtenidas en circones detríticos, permitieron determinar que la muestra CP-07 pertenece a la Fm. Abanico y la CP-09 a la Fm. Río Damas.

La muestra CP-07 corresponde a una toba lítica tomada en la ladera norte del valle del río Yeso, en el sector del Embalse El Yeso. Por su parte, la muestra CP-09 fue tomada cerca del paso fronterizo Piuquenes, lugar geológicamente controversial, ya que, la litoestratigrafía, formas de depositación y las estructuras identificadas en el sector, permitían suponer que tales areniscas rojas podrían pertenecer a la Fm. Colimapu/ULC. La muestra CP-09 corresponde a una gravaca cuarcífera de mala selección y la mayoría de los fragmentos detríticos son subangulosos, aunque existen subredondeados, y en general alargados. Se observó cemento carbonático, pero también arcillolítico. El cuarzo monocristalino es más abundante que el policristalino, la plagioclasa es más abundante que el feldespato potásico y el análisis de los fragmentos rocosos indica que las rocas volcánicas son dominantes (Figura 59). La muestra de arenisca fue clasificada de acuerdo con la abundancia de fragmentos líticos, feldespatos y cuarzo (Figura 60).

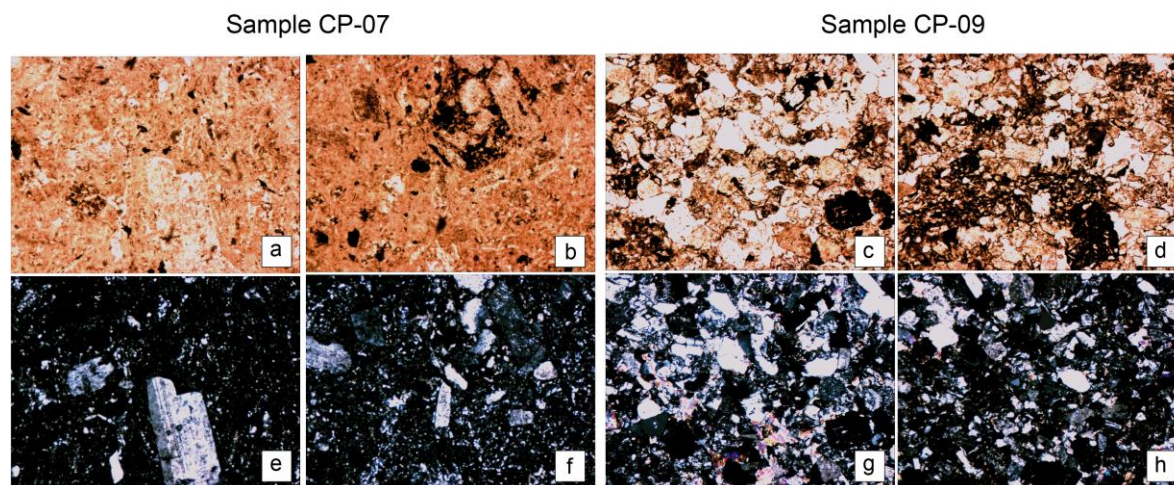


Figura 59. Fotografías de los cortes traN-Sparentes correspondientes a las muestras CP-07 y CP-09. (a y b) Fotografías de corte traN-Sparente de la muestra CP-07 a nicoles paralelos. (c y d) Fotografías de corte traN-Sparente de la muestra CP-09 a nicoles paralelos. (e y f) Fotografías de corte traN-Sparente de la muestra CP-07 a nicoles cruzados.

El análisis geocronológico U-Pb de la muestra CP-07, indicó una edad de 37.19 ± 0.19 Ma, coherente con la edad máxima de depositación estimada para la Fm. Abanico alrededor de los 37 Ma (Muñoz-Sáez *et al.*, 2014). La edad U-Pb de la muestra CP-09 arrojó un valor de 141.8 ± 2.0 Ma y el espectro de las 92 edades concordantes, de un total de 92 circones analizados, se ubica entre los ~ 140 Ma y ~ 1200 Ma. El *peak* más importante ocurre alrededor de los 143 Ma, otros dos *peaks* alrededor de los 226 Ma y 250 Ma, y tres edades aisladas alrededor de los 500 Ma, 660 Ma y 1160 Ma (Figura 61).

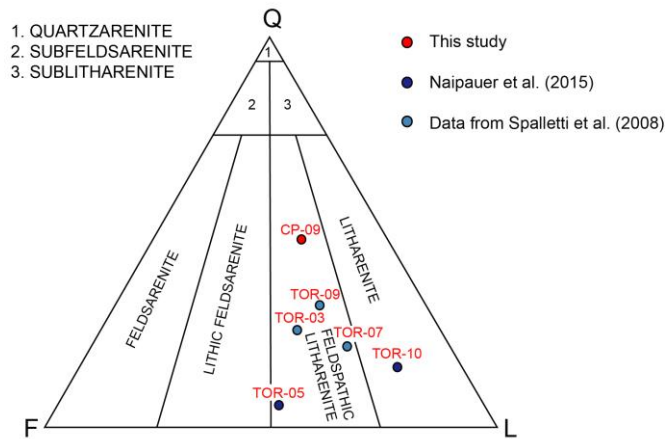


Figura 60. Clasificación de areniscas según Folck *et al.* (1970).

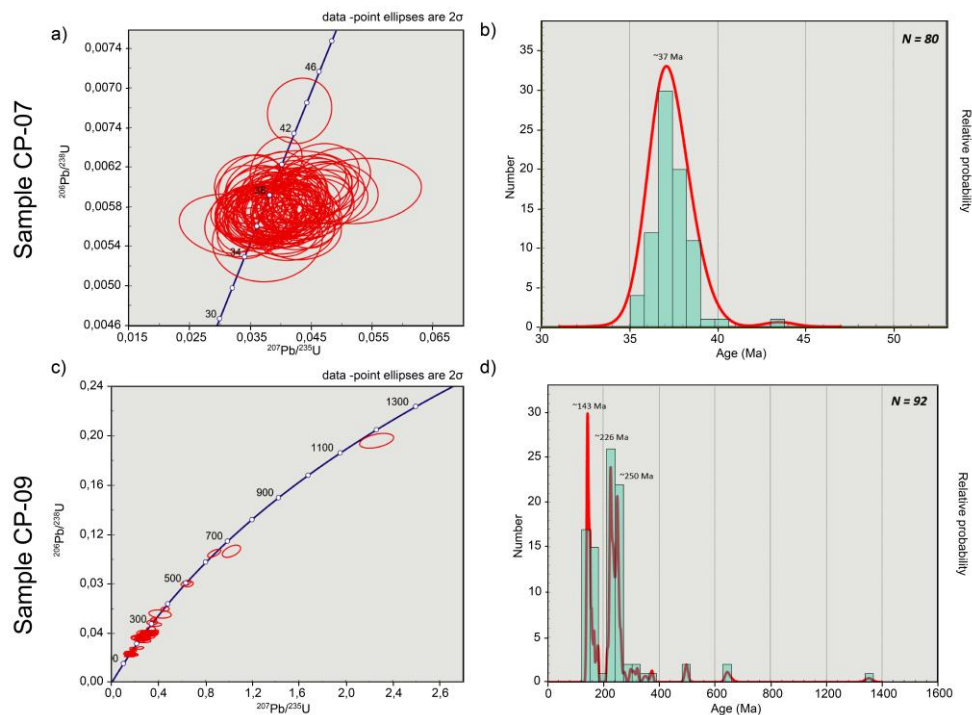


Figura 61. (a y c) Gráficos de concordia U-Pb para la muestra CP-07 y CP-09 respectivamente. (b y d) Curvas de probabilidad relativa de edades U^{239} - Pb^{206} en circones detríticos de la muestra CP-07 y CP-09.

Finalmente, el análisis de los patrones de las edades de los circones detríticos de la muestra CP-09 indicó una predominancia de circones de edades Carbonífero a Jurásico temprano, representado por el 61% del número total de granos de la muestra. Los granos de circones de edad Jurásico medio a superior están representados por el 34%, mientras que sólo un 7% corresponde a circones del Precámbrico a Paleozoico Inferior (Figura 62).

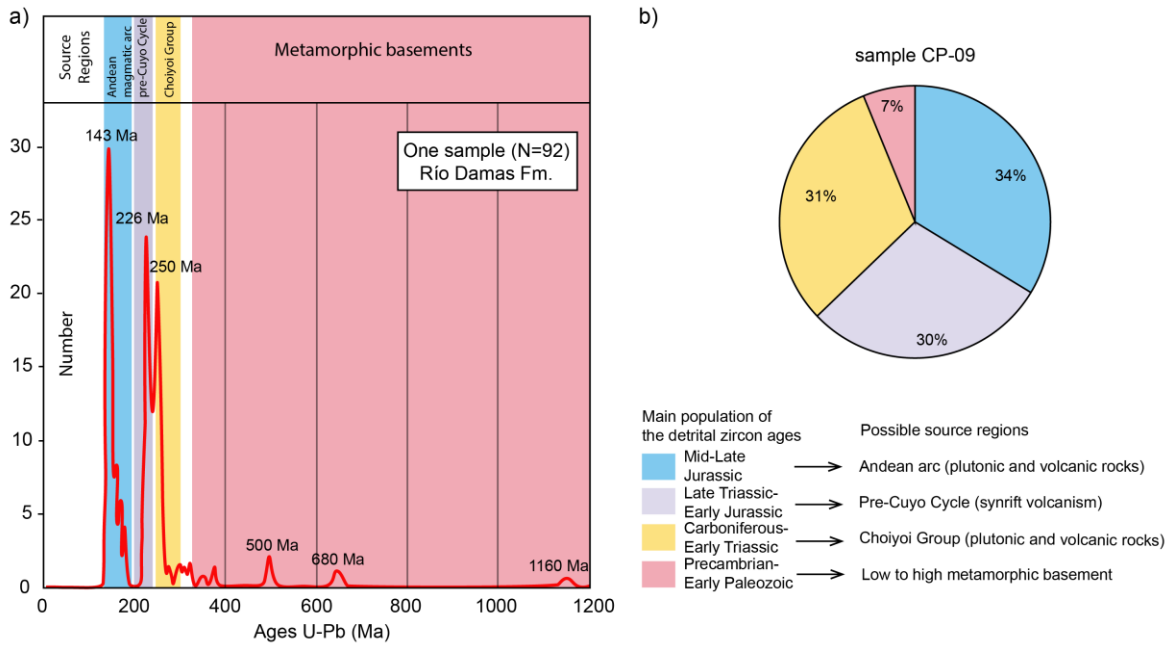


Figura 62. (a) Resumen de las edades U-Pb en circones de la muestra CP-09. (b) Diagramas de torta que muestran en porcentaje las principales poblaciones de edades de los circones detríticos de la muestra CP-09. Ambas imágenes muestran las posibles fuentes de proveniencia.

III.5.3. Geometría, arquitectura y modelo estructural de la FPCA occidental.

El área de estudio cuenta con una herencia tectónica del Jurásico, un sistema extensional con fallas normales vergentes al oeste y al este. Evidencias de esta afirmación se describen a continuación.

En el valle del río Volcán, el espesor de estratos de la Fm. Río Damas del Jurásico Superior cambia abruptamente de ~1000 m de areniscas rojas a ~3000 m de conglomerados y brechas conglomerádicas, al este y oeste de la falla Baños Colina respectivamente. Además, En la ladera norte del valle de las Arenas, se observaron estratos de crecimiento y discordancias progresivas en areniscas medias a gruesas de la Fm. Río Damas, que se asociaron a la existencia de la falla F1, estructura inferida y de vergencia oeste, de carácter normal posteriormente invertida (Figura 63).

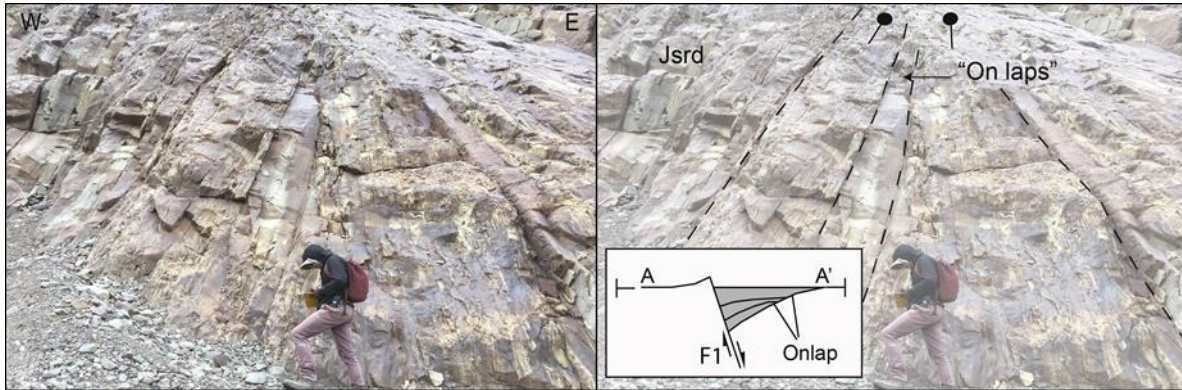


Figura 63. Discontinuidades observadas en la Fm. Río Damas, en el sector del valle Las Arenas.

En la subida al paso fronterizo Nieves Negras, al oeste de la falla Estero Las Minas, el espesor de la Fm. Lo Valdés de edad Cretácico inferior varía entre 800 a 1000 m de calcilitas fosilíferas, mientras que inmediatamente al este, el espesor alcanza ~3000 m. Lo anterior, sumado a los estratos de crecimientos observados en la Fm. Lo Valdés, al este de la falla Estero Las Minas, avalan la existencia de una falla extensional F2, de vergencia oeste (posteriormente sometida a inversión) y la consecuente formación del anticlinal de *rollover* preservado en el anticlinal Cerro Amarillo (Mardones, 2016).

La falla inferida F1 (relacionada en superficie con la falla Chacayes-Yesillo) habría tenido un primer movimiento normal durante el Jurásico tardío y una posterior reactivación positiva, formando estructuras típicas de inversión tectónica. Por otro lado, el anticlinal de basamento de Yeguas Muertas (Giambiagi *et al.*, 2003b) se habría formado por la inversión de la falla normal Estero de Yeguas Muertas (Mardones *et al.*, 2017), interpretada, junto con la falla Baños Colina, como un sistema de fallas lístricas extensionales invertidas rotacionalmente. El desarrollo de los anticlinales de inversión también se puede observar a lo largo del valle del río Volcán, manifestado en las capas altamente deformadas de las formaciones Colimapu, Lo Valdés y Río Damas, en lo que se define como limbo dorsal del pliegue fuertemente erosionado (Figura 64). Así, se produce una extrusión bipolar (cabalgamiento-retrocabalgamiento) de las secuencias *syn*-extensionales (Hayward y Graham, 1989), entre las fallas invertidas F1 y el sistema de fallas Estero de Yeguas Muertas y Baños Colina.

Por su parte, la inversión de la falla F2 habría dado origen al anticlinal de inversión Cerro Amarillo, correlacionable a la latitud del valle del río Yeso, con el anticlinal El Pirámide. A la latitud del valle del río Yeso, en la subida al paso fronterizo Piuquenes, se observan estratos inclinados tanto de las formaciones Río Damas y Lo Valdés que, de manera progresiva, disminuyen su inclinación hacia el este (Figura 65 y Figura 66). Esta discordancia progresiva se asocia a un hemi-graben parcialmente invertido o geometrías en arpón (Gibbs, 1984).

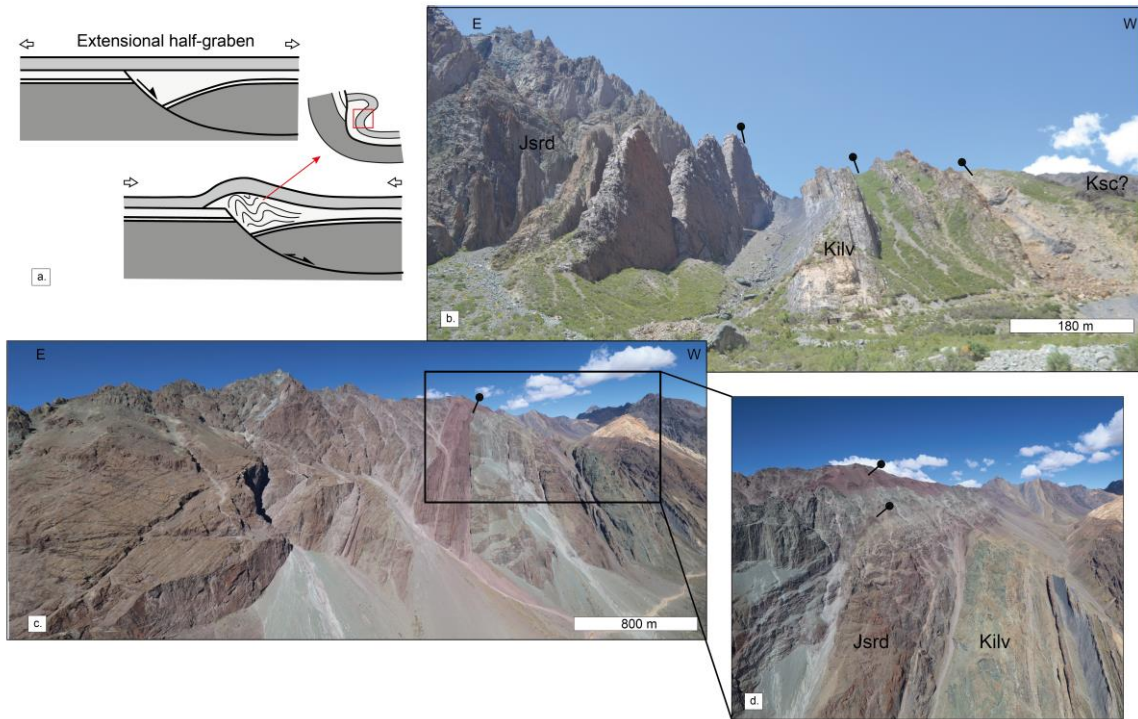


Figura 64. (a) Plegamiento interno y deformación en el relleno syn-rift, interpretación geológica para el valle del río Volcán. Modificado de Cooper et al. (1989). (b) Vista hacia el sur del valle del río Volcán, se muestran las capas subverticales de la Fm. Lo Valdés. (c) Vista hacia el SSW del valle del río Volcán, se muestran las capas de areniscas rojas de la Fm. Río Damas. (d) Zoom del cuadro negro en (c).

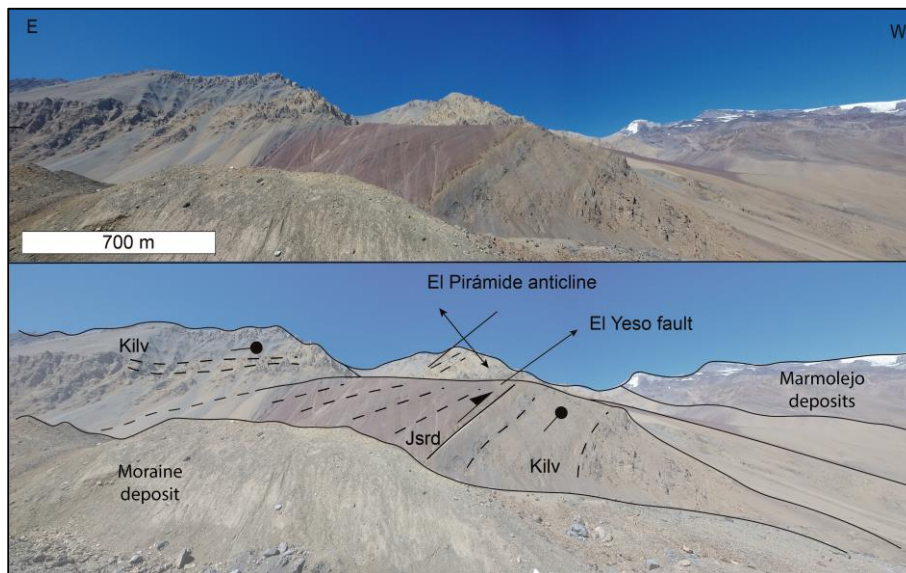


Figura 65. Vista hacia el sur, desde la entrada del valle del glaciar Pirámide. Se observa la falla El Yeso, responsable de la formación del anticlinal El Pirámide, además de discordancias progresivas en capas de las formaciones Río Damas y Lo Valdés.

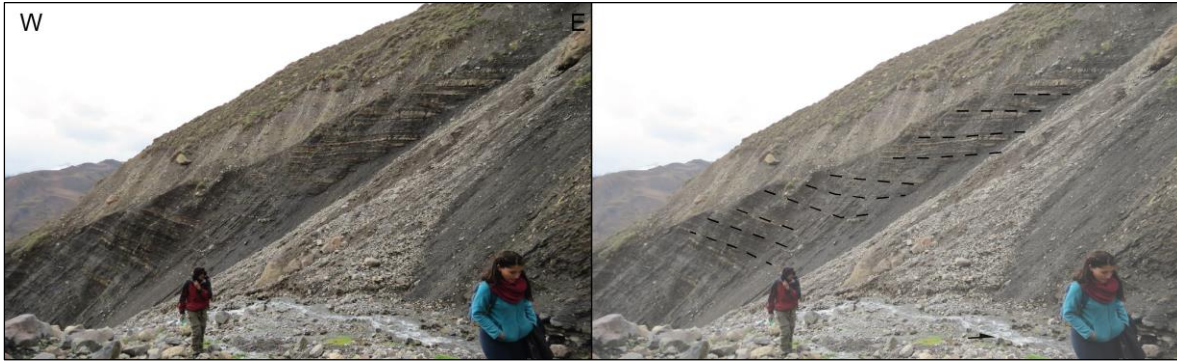


Figura 66. Vista hacia el norte del limbo dorsal del anticlinal Pirámide, durante la subida al paso fronterizo Piuquenes.

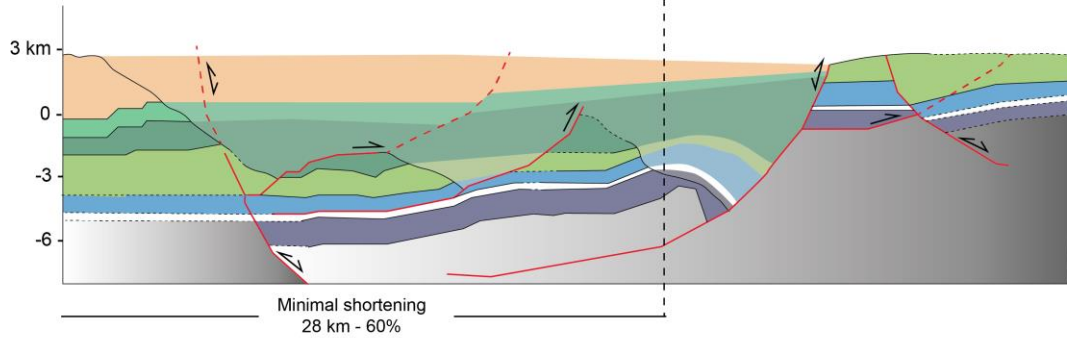
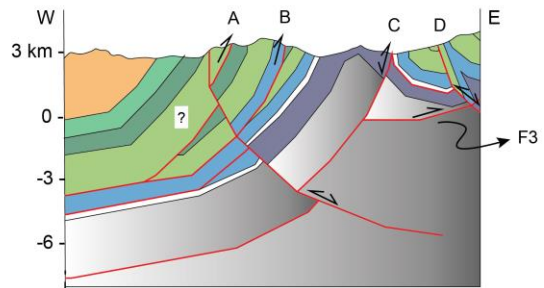
A continuación, se presentan los modelos estructurales de los valles de los ríos Yeso y Volcán, y sus respectivas restauraciones palinspásticas, en base a los pliegues y fallas observadas en la zona de estudio.

Después de varios procedimientos de prueba y error en el programa 2D *Move*, se obtuvieron modelos que consisten en fallas lítricas que definen graben y hemi-graben. De acuerdo con el modelo estructural, los depocentros de Yeguas Muertas y Nieves Negras (Alvarez *et al.*, 1999), presentan un nivel de despegue basal a los 7-8 km de profundidad, que podría coincidir con una discontinuidad mayor asociada a la zona de transición cortical frágil-dúctil (Farías *et al.*, 2010). Un despegue basal menos profundo no reproduce el anticlinal de Yeguas Muertas, considerando la cantidad de sedimentos deformados en superficie. Y, un despegue más profundo provocaría un levantamiento excesivo (más de 6 km) de cordillera durante la inversión.

Los algoritmos de restauración combinados permitieron retrodeformar los modelos geométricos de los valles de los ríos Yeso y Volcán, etapa por etapa, y estimar sus acortamientos acumulativos. Así, una vez retrodeformado el modelo perteneciente a la sección del valle del río Yeso, su largo resultó ser de 47 km, es decir, una cantidad de acortamiento mínimo calculado de 28 km equivalente al 60%, mientras que para la sección correspondiente al valle del río Volcán también se obtuvo un largo final de 47 km, es decir, una cantidad de acortamiento mínimo de 27 km o 57% (Figura 67).

En ambos modelos, las fallas que involucran basamento fueron las que acomodaron mayor porcentaje de acortamiento, lo que coincide con un modelo desacoplado de basamento-cobertura (Giambiagi y Ghiglione, 2009).

Río Yeso valley



Río Volcán valley

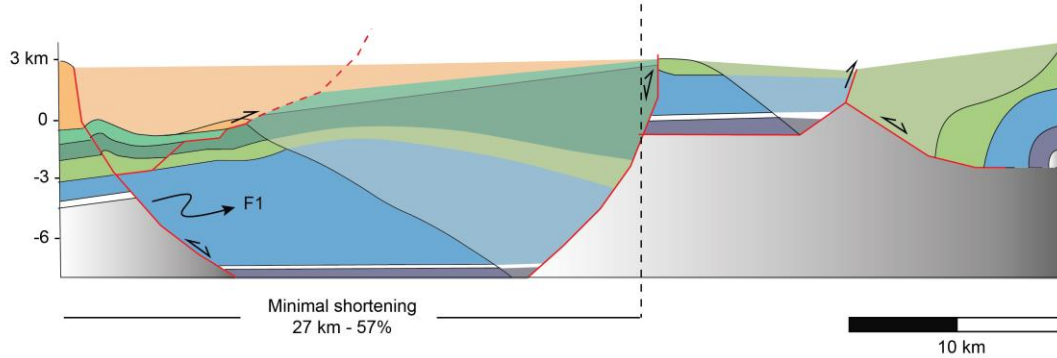
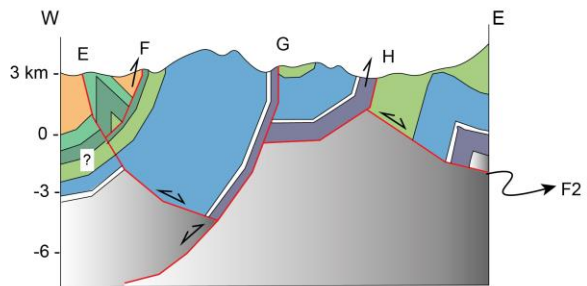
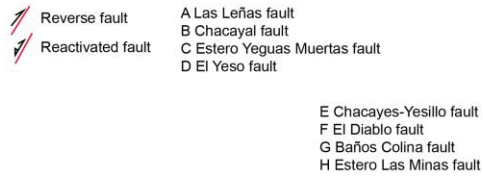


Figura 67. Modelos estructurales retrodeformados, donde se puede observar el acortamiento mínimo calculado para las secciones realizadas a lo largo de los valles de los ríos Yeso y Volcán.

III.8. Discusión

La FPCA involucra tanto cobertura como basamento en la deformación. Lo anterior estaría propiciado, entre otras cosas, por el acople mecánico que genera la subducción plana en la zona, lo que produce una mayor superficie de contacto y, por lo tanto, una mayor fuerza de roce entre la placa de Nazca y Sudamericana, favoreciendo la intervención del basamento en la deformación.

De hecho, estudios indican que la subducción del *ridge* de Juan Fernández bajo la placa Sudamericana, a los 33°S, habría jugado un rol importante en el alzamiento tectónico durante el Cenozoico tardío, y por lo tanto en el proceso de construcción de relieve, debido al cambio de propiedades mecánicas en el límite de placas, y el debilitamiento de la placa superior (al norte de los 33°S) y la inhibición del acortamiento de ésta (al sur de los 33°S), producto de la disminución del ángulo de subducción (Vietor y Echtler, 2006).

III.8.1. Inversión tectónica y formación de la FPCA occidental

Entre las evidencias de deformación extensional ocurrida durante el Jurásico tardío-Cretácico temprano, en el dominio oriental de la Cordillera Principal de Chile central, destacan los *onlaps* observados en la ladera norte del valle de Las Arenas, en capas de la Fm. Río Damas, que indican la existencia de un depocentro, con aumento de espesor de los sedimentos *syn-rift* hacia el oeste. Por su parte, Giambiagi et al. (2003b) también observaron geometrías de cuña en abanico en estratos del Jurásico Superior (Fm. Río Damas) en la ladera sur del valle del río Yeso, sugiriendo sedimentación *syn*-tectónica asociada a una falla extensional de vergencia oeste (falla inferida F1).

Además, los anticlinales de rollover o de colapso, como fue interpretado el anticlinal Cerro Amarillo, cerca del paso fronterizo Nieves Negras, a la latitud del valle del río Colina, son estructuras *syn*-depositacionales, que a medida que se desarrollan, las capas aumentan su espesor hacia la falla normal (Cristallini, 1998), generando estratos de crecimiento. Lo anterior sugiere la existencia de un depocentro, limitado por una estructura de vergencia oeste (falla inferida F2), activa durante la depositación de la Fm. Lo Valdés (Cretácico Inferior).

Sumado a lo anterior, los datos de superficie apuntan hacia la ocurrencia de inversión tectónica en el área de estudio. Además, el alto grado de deformación compresional, con un promedio de 58% de acortamiento, en los valles de los ríos Yeso y Volcán, sugieren una interacción estructural de piel fina y gruesa en esta zona dominada por estructuras de vergencia este.

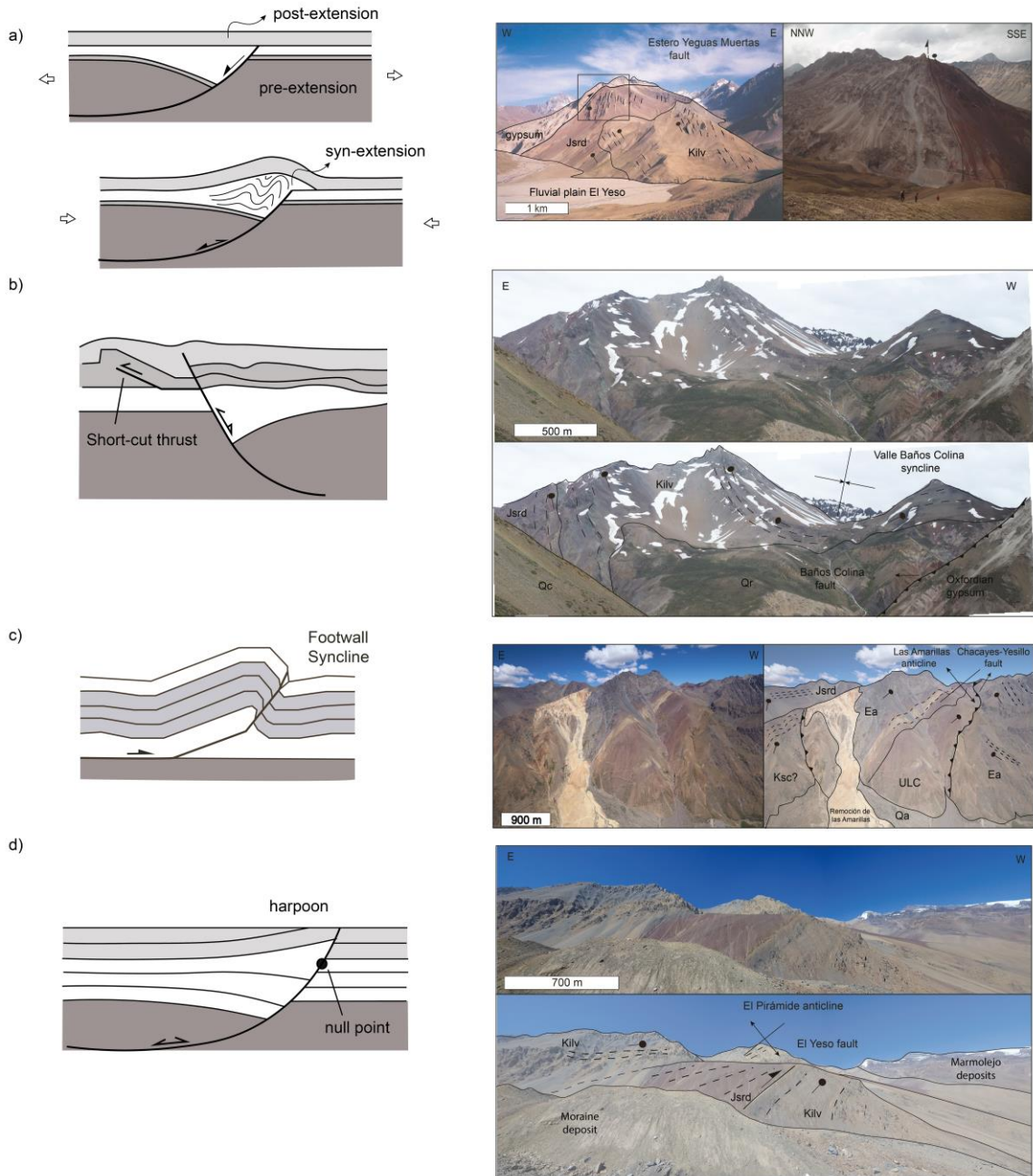


Figura 68. Evidencias de campo de inversión tectónica. (a) Anticlinal de inversión de Yeguas Muertas y su interpretación geológica. Modificado de Williams et al. (1989). (b) Sinclinal Valle Río Colina formado por la acción de la falla Estero Las Minas interpretada como un short-cut thrust. Modificado de Ehteshani-Moinabadi (2014). (c) Anticlinal Las Amarillas interpretado como un pliegue por propagación de la falla Chacayes-Yesillo. Modificado de McClay y Buchanan (1991). (d) Falla El Yeso alzando una cuña en abanico jurásica tardía. Modificado de Gibbs (1987).

La FPCA occidental está compuesta por numerosos corrimientos de vergencia este de bajo ángulo interpretados como ‘out-of-the-graben’ thrust (McClay y Buchanan, 1991) o retrocabalgamientos (Hayward y Graham, 1989) y *footwall shortcut thrusts* (McClay y Buchanan, 1991) que conforman *duplexes* o sistemas de fallamiento en secuencia, que acomodan la compresión producida por fallas limitadoras de cuenca. Estos corrimientos

aumentan su ángulo hacia el oeste, debido a la migración del frente de deformación hacia el este (Figura 68).

Cabe destacar que, respaldados en los datos de superficie, los modelos estructurales y restauraciones palinospásticas de los valles de los ríos Yeso y Volcán, se relacionó la falla inferida F1 en superficie, con la falla Chacayes-Yesillo, considerándola en este trabajo, como borde occidental de la cuenca conformada por los depocentros de Yeguas Muertas y Nieves Negras. Sin embargo, la falla Chacayes-Yesillo podría corresponder a un *short-cut thrust* de la falla F1 o bien, un *backthrust* del sistema de fallas Las Leñas-El Diablo. Ahora, el análisis estructural realizado por Baeza (1999) indica que la falla Chacayes-Yesillo corresponde a un corrimiento fuera de secuencia, siendo la falla que genera el anticlinal volcado hacia el oeste en capas de la Fm. Abanico, una ramificación de la primera, sugiriendo procesos de inversión tectónica en la cuenca extensional, debido a los altos ángulos modelados para estas fallas inversas (Figura 69). De todas maneras, la estructura deformacional propuesta por Baeza (1999) modela un despegue subhorizontal (compartido por la falla Chacayes-Yesillo) a ~2800 m de profundidad, coincidente con la profundidad del *detachment* de la Fm Abanico (~3000 m) modelado en este trabajo.

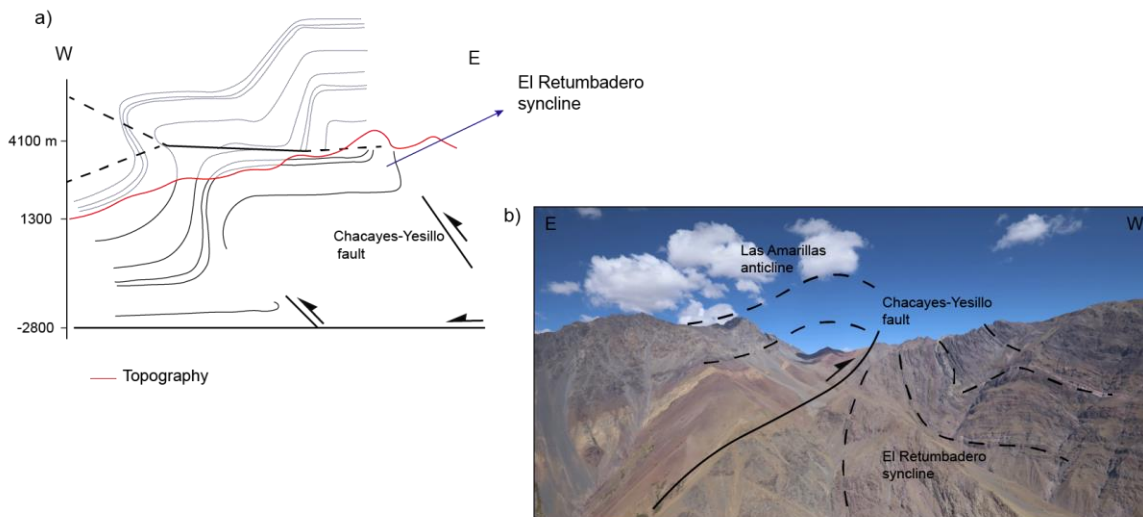


Figura 69. (a) Modelo estructural propuesto por Baeza (1999) a lo largo del valle del río Volcán, para el sector occidental de la zona de estudio. (b) Geometría interpretada en superficie para la falla Chacayes-Yesillo en la ladera sur del valle del río Volcán (Mardones, 2016), en concordancia con lo propuesto por Pairoa (2018).

III.8.2. Análisis de las edades U-Pb en circones detríticos

Cabe recordar que, de las 10 muestras recolectadas en terreno, sólo dos proporcionaron una cantidad y tamaño adecuado de circones para su análisis radioisotópico; la muestra CP-07, tomada en el cerro La Campana, en la ribera norte del

Embalse El Yeso, y la muestra CP-09, tomada en la subida al paso fronterizo Piuquenes, asignadas a las Formaciones Abanico y Río Damas, respectivamente.

Tomando en cuenta: la existencia de una datación de 39.6 ± 3.5 Ma (K/Ar en roca total) realizada en una lava andesítica de piroxeno del Estero El Diablo (Palma, 1991); la edad Ar/Ar de 32.0 ± 1.0 Ma obtenida por Baeza (1999) en la ladera norte del valle del río Volcán; las edades radiométricas 34.3 ± 0.4 y 31.8 ± 1.0 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) interpretadas como máximas debido al exceso de argón presente en la muestra, obtenidas en la ladera sur del valle del río Volcán (Muñoz, 2005); una edad SHRIMP-U-Pb en circón de 29.39 ± 0.36 Ma sobre la caliza basal de la Unidad Cerro Retumbadero (Farías et al., 2010); sumado a la edad U-Pb en circón de 37.19 ± 0.19 Ma obtenida en una toba lítica (muestra CP-07) en la base de la Fm. Abanico, permiten extender sus niveles inferiores hasta el Eoceno superior, ya no solo en el valle del río Volcán (Muñoz, 2005) sino también al valle del río Yeso (Figura 70).

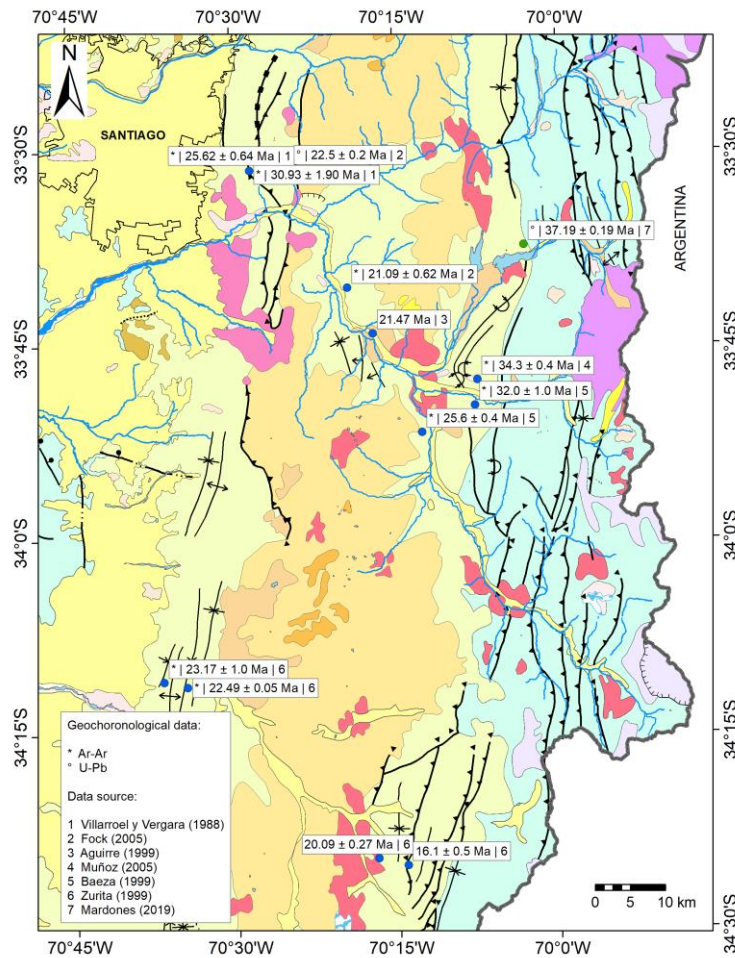


Figura 70. Locación de las dataciones realizadas en la Fm. Abanico en Chile central. Los puntos azules corresponden a dataciones anteriores, basado en Muñoz-Sáez et al. (2014) y el punto verde corresponde a la edad U-Pb obtenida en este trabajo, en la base de la Fm. Abanico. Modificado de SERNAGEOMIN (2003).

Por otro lado, considerando que la cuenca Neuquina a la latitud del área de estudio era más angosta y que las rocas ígneas del Pérmico al Triásico temprano y del Jurásico medio a tardío se encontraban cercanas a los depocentros de Yeguas Muertas y Nieves Negras (Oliveros *et al.*, 2012) (Figura 72), es coherente que la muestra CP-09 reporte porcentajes similares de tales edades de circones. El *peak* mayor del Jurásico tardío coincide con un pulso magmático del arco Jurásico andino. Los *peaks* del Triásico medio son consistentes con la provincia magmática Choiyoi. El *peak* del Paleozoico temprano y los dos menores del Precámbrico representarían al basamento metamórfico (Cámbrico) que conforma la Precordillera occidental, y que hoy se monta sobre unidades Permo-triásicas de la Precordillera central, mediante el sistema de fallas La Carrera cercano a Mendoza (Giambiagi *et al.*, 2014). En consecuencia, la muestra CP-09 indica que su fuente más importante de sedimentos fue el arco magmático Jurásico andino, congruente con el análisis de proveniencia, que indica un arco magmático asociado a márgenes continentales activos (Dickinson y Suczek, 1979) (Figura 71 y Figura 73).

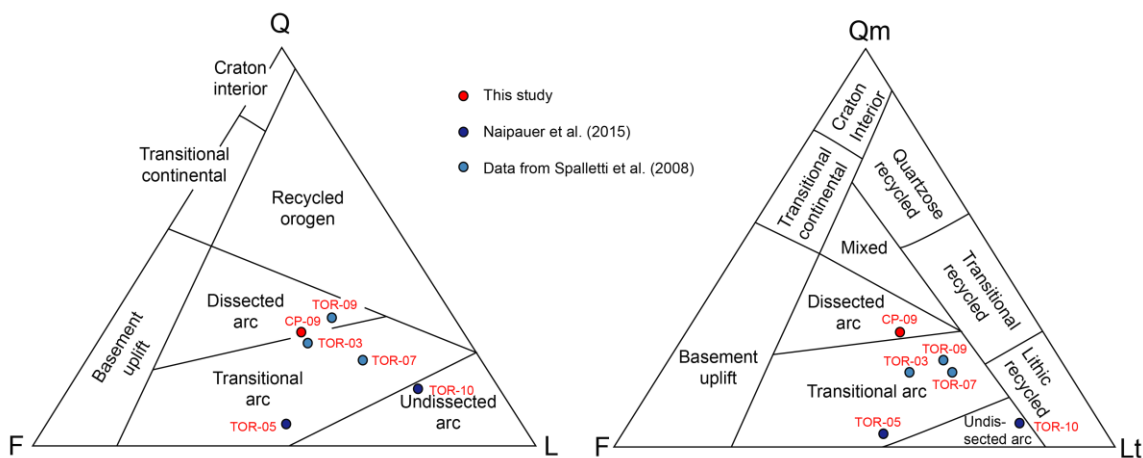


Figura 71. Diagramas triangulares de Dickinson *et al.* (1983) para discriminar ambiente tectónico de proveniencia de sedimentos terrígeno-clásticos.

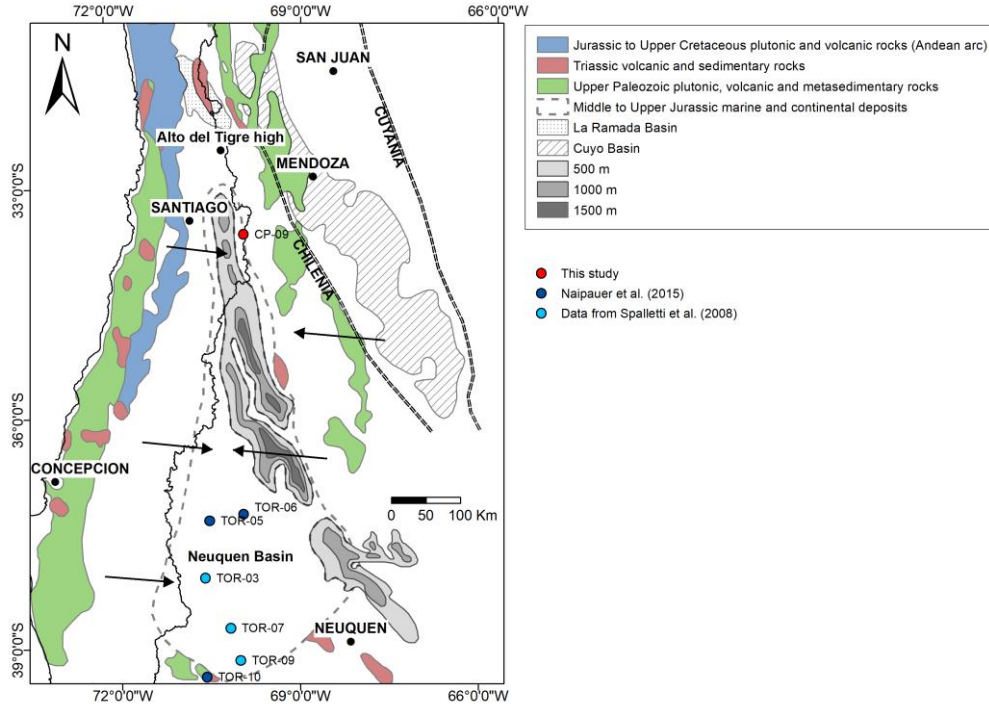


Figura 72. Configuración esquemática del margen andino durante el Jurásico tardío. Se muestra la posible dirección de proveniencia del material clástico de las unidades continentales rojas (Fm. Lagunillas, Fm. Tordillo, Fm Río Damas). Modificado de Oliveros et al. (2012).

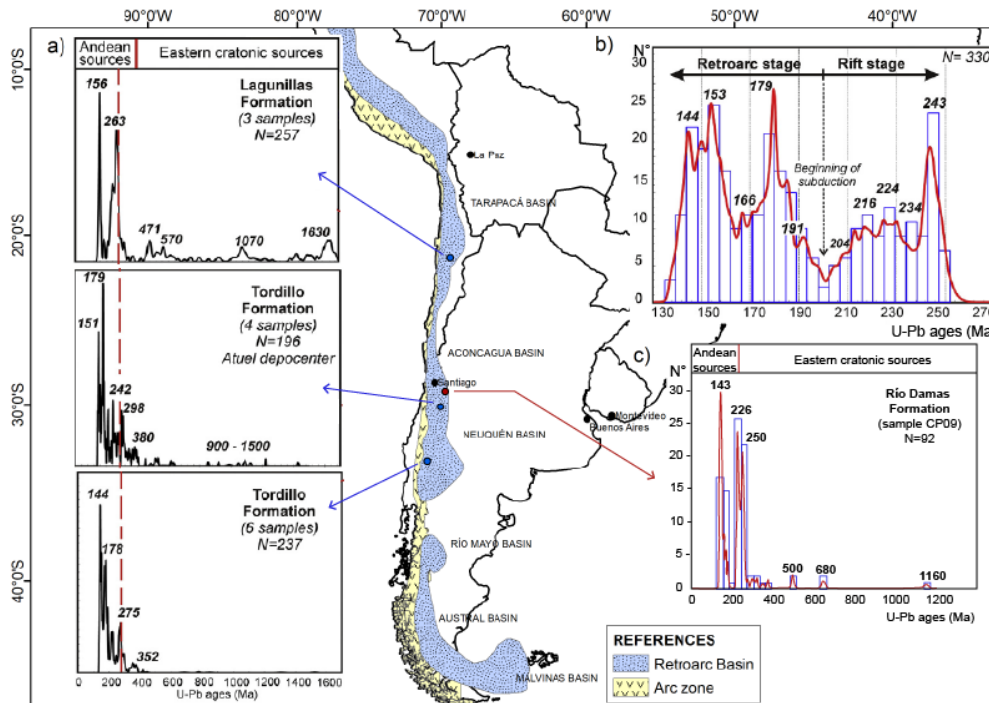


Figura 73. (a) Resumen de las edades U-Pb en circón de las formaciones Tordillo y Lagunillas. (b) Resumen de los granos de circones Jurásicos y Triásicos analizados en las formaciones Tordillo y Lagunillas. (c) Edad U-Pb en circón obtenida en este trabajo, para la muestra CP-09, correspondiente a la Fm. Río Damas. Modificado de Naipauer et al. (2015).

III.8.3. Modelo evolutivo y paleogeográfico e implicancias tectónicas en la deformación andina.

A partir de los modelos geométricos retrodeformados, se calculó un acortamiento mínimo de 28 km (60%) y 27 km (57%) para las secciones AA' y BB'-B'B'', a lo largo de los valles de los ríos Yeso y Volcán, respectivamente. Estas estimaciones podrían ser afectadas por variaciones en la profundidad del despegue basal, el tamaño en profundidad de los cuerpos intrusivos miocenos y variaciones de espesor en secuencias *syn-rift* jurásicas y *syn-orogénicas* cretácicas superiores. Sin embargo, ambas llegan a cantidades de acortamiento consistentes y similares entre sí.

Así, la tendencia general muestra que los mayores porcentajes de acortamiento calculados anteriormente en la Cordillera Principal de Chile central se encuentran cercanos al eje axial del Oroclino del Maipo (e.g. Giambiagi y Ramos, 2002; Farías et al., 2010; Castro, 2012; Quiroga, 2013; Tapia, 2015; Alvarado, 2016; Mardones, 2016). Cabe destacar la ausencia de la Cordillera Frontal hacia el sur de los 34°40'S y su influencia en la disminución del acortamiento cortical (Tapia, 2015).

Por otro lado, desde el Cretácico medio la evolución tectónica de los Andes de Chile central ha estado caracterizada por varios eventos contraccionales separados por períodos de distensión. Autores han planteado, basados en edades radioisotópicas y características deformacionales de la región, tanto chilena como argentina, que la inversión tectónica de la cuenca de Abanico y la consecuente formación de la FPCA ocurrió durante el Mioceno (Giambiagi *et al.*, 2001, 2003a; Muñoz-Sáez *et al.*, 2014).

Asimismo, los complejos plutónicos cenozoicos que se emplazan en la cuenca de Abanico forman lineamientos paralelos a las principales fallas que controlan la cuenca. En general, las edades de estos cuerpos decrecen hacia el este, variando de ~20-18 Ma en el lineamiento occidental o sistema de fallas San Ramón y de ~13-8 Ma en el lineamiento oriental o sistema de fallas El Diablo (Muñoz-Sáez *et al.*, 2014).

Por su parte, los intrusivos Miocenos que afloran en la FPCA occidental de Chile central (Fock, 2005; U-Pb; Aguirre *et al.*, 2009; Muñoz *et al.*, 2009a,b) se ubican cercanos a las trazas de las principales fallas mapeadas en la zona, y algunos poseen geometrías alargadas que se alinean al rumbo de estas estructuras. Sin embargo, existen cuerpos intrusivos más antiguos, como el plutón Valle El Morado de ~65 Ma (Aguirre *et al.*, 2009) que aparentemente se emplaza a través del sistema de fallas Chacayes-Yesillo/El Diablo, pero que podría corresponder a un sill. De esta manera, se postula que la inversión de fallas preexistentes, las estructuras compresivas y los ejes kink asociados, habrían controlado el emplazamiento de estos cuerpos en la región (Castro, 2012), de manera sincrónica o posterior a la ocurrencia de las fallas, adaptándose a su estructura lineal, como ya lo había planteado Bustamante (2001) para el intrusivo Chacayes y la falla Chacayes-Yesillo.

Datos estructurales, estratigráficos, sedimentológicos y edades radioisotópicas (Thiele, 1980; Baeza, 1999; Bustamante, 2001; Giambiagi *et al.*, 2001, 2003a,b; Charrier *et*

al., 2002, 2005; Muñoz, 2005; Fock, 2005; Farías *et al.*, 2010; Muñoz-Sáez *et al.*, 2014; Tapia, 2015; Mardones, 2016; este trabajo) fueron integrados para presentar la evolución tectónica meso-cenozoica de la FPCA occidental de Chile central, entre los 33°30'S y los 34°S.

III.8.5.1. Deformación Pre-andina

Durante el Mesozoico se desarrollaron una serie de sistemas de *rift* en el margen occidental del continente, propiciando el desarrollo de los depocentros de Yeguas Muertas y Nieves Negras (Alvarez *et al.*, 2000; Giambiagi *et al.*, 2003a,b), en la región de estudio. El modelo estructural configura graben N-S, que a la latitud del valle del río Yeso (33°40'S), está limitado por la falla Estero de Yeguas Muertas, al este y por la falla Chacayes-Yesillo, al oeste. Mientras que a la latitud del valle del río Volcán (33°50'S) este depocentro está limitado por la falla Baños Colina, al este y la Chacayes-Yesillo, al oeste.

Por otra parte, la Formación Las Chilcas representa los depósitos *syn-orogénicos* del antepaís más proximal, que evidencian una primera deformación contraccional en Chile central, desde los 105 a los cerca de 80 Ma (Boyce, 2015). Su equivalente en la zona de estudio correspondería a la Fm. Colimapu. A partir de los ~75 Ma se depositaron secuencias volcanoclásticas en la zona de estudio, correspondientes a la Unidad Las Coloradas. En este período, se identificó un régimen extensional localizado y de acumulación limitada de depósitos volcánicos en la cuenca de la Ramada (Mackaman-Lofland *et al.*, 2018), al norte del área de estudio y fallas normales rotacionales, debido a la carga producida por el orógeno creado durante el Cretácico medio (Fennell *et al.*, 2017), que favorecieron la depositación continua de secuencias volcánicas (Unidad Guanaco y Fm. Plan de los Yeuques) en un contexto de cuenca intra-arco, asociado a un arco migrado al este, a la disminución de la velocidad absoluta de la parte occidental de la placa continental y un sistema de subducción de bajo ángulo (Tapia, 2015; Pérsico, 2016; Muñoz *et al.*, 2018).

Seguido de un período de quietud tectónica e hiato depositacional y posterior a la fase orogénica Incaica durante el Eoceno medio (Charrier *et al.*, 2009), se generó un evento extensional a partir de los ~37 Ma, que comenzó en el sector oriental de la cuenca de Abanico, asociado al sistema de fallas El Diablo, para seguir creando espacio hacia el sector occidental correspondiente al frente cordillerano de Santiago. A partir de los ~23 Ma comienza un proceso de inversión tectónica en la cuenca de Abanico, y hacia el Mioceno medio se da paso al desarrollo de la FPCA (Giambiagi *et al.*, 2003a; Fock, 2005; Fock *et al.*, 2006; Castro, 2012; Quiroga, 2013; Muñoz-Sáez *et al.*, 2014; Jara y Charrier, 2014).

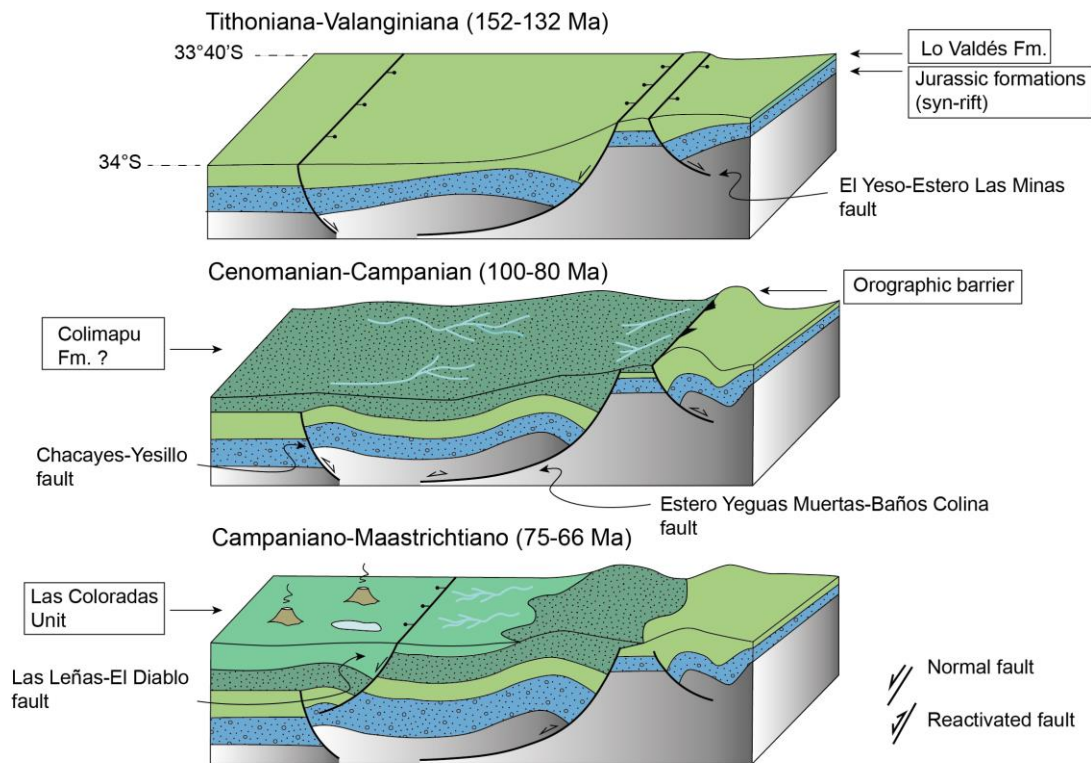


Figura 74. Modelo paleogeográfico durante el Cretácico, en base a datos geocronológicos, reconstrucciones palinopásticas de los valles de los ríos Yeso y Volcán e información de trabajos anteriores. Ilustran la geometría y evolución de la cuenca Neuquina a la latitud de Santiago y su posterior deformación.

En contraste, la reconstrucción paleogeográfica propuesta por Riesner *et al.* (2018), ilustra, a la latitud de Santiago, una cuenca mesozoica donde el margen occidental de la FPCA es más bien somero (<5 km de profundidad). Sin embargo, la termometría realizada en minerales máficos indica temperaturas de precipitación entre 170-350°C, ligado al proceso de enterramiento de las formaciones Río Damas, Lo Valdés y Colimapu, además, el espesor de la secuencia a fines del Cretácico corresponde a presiones de 2.3 Kbar, con un gradiente geotérmico de 33-45°C/Km (Calderón, 2008), lo que corresponde a una profundidad de ~7 km (Miyashiro, 1973), coincidente con el nivel de despegue principal de la cuenca, modelado en este trabajo.

III.8.5.2. Etapa de deformación D1 (~15 Ma)

Durante el Mioceno medio se habría reactivado el sistema de fallas El Diablo-Las Leñas, deformando incluso capas pertenecientes a la franja oriental de la Fm. Abanico. El intrusivo Baños Morales, de edad 16.5 ± 1.2 Ma (Aguirre *et al.*, 2009) habría aprovechado la discontinuidad asociada a la falla El Diablo para emplazarse. Asimismo, el intrusivo Cerro Aparejo, evidentemente se ajusta a la estructura lineal de la falla Las Leñas, en la ribera sur

del valle del río Yeso, sin embargo, no existen estudios previos o edades radioisotópicas de este cuerpo magmático.

III.8.5.3. Etapa de deformación D2 (~8 Ma)

Durante el Mioceno tardío la FPCA habría sufrido su mayor deformación, asociada a un mayor acortamiento, debido a la inversión de fallas extensionales preexistentes. Se formaría entonces, un cinturón híbrido de piel fina y gruesa, donde se involucra basamento en la deformación. La presencia del cuerpo plutónico La Engorda (Calderón, 2008) de edad 8.2 ± 0.2 Ma (Aguirre *et al.*, 2009), cercano a la traza de la falla Baños Colina, en la ladera sur del valle La Engorda, constriñe la edad de ocurrencia de este evento.

III.8.5.4. Etapa de deformación D3 (~1 Ma)

Durante el Pleistoceno-Holoceno se habrían generado retrocorrimientos que acomodarían la deformación reciente, formando pliegues de menor longitud de onda. El anticlinal Las Amarillas, formado debido a la reactivación de la falla Chacayes-Yesillo (Bustamante, 2001; este trabajo), habría permitido el emplazamiento del intrusivo Chacayes de ~1 Ma (Muñoz *et al.*, 2009) de manera sincrónica o inmediatamente posterior a la ocurrencia de la falla (Bustamante, 2001). Similar situación se plantea para el emplazamiento del intrusivo Paso Colina de 1.26 ± 0.05 Ma (Muñoz *et al.*, 2009) y la reactivación de la falla F2, inferida en este trabajo.

A pesar de que, no existe evidencia de movimiento reciente en la falla Chacayes-Yesillo, la sismicidad superficial reportada en la zona, coincidente con la traza de la falla y el modelo evolutivo presentado en este trabajo, apuntan a que esta estructura tendría actividad tectónica en el presente, como ya lo habían postulado Charrier *et al.* (2005).

III.9. Conclusiones

Los datos sedimentológicos, estructurales, geocronológicos y el consecuente modelo estructural propuesto para los valles de los ríos Yeso y Volcán, proveen información que evidencia una extensión jurásica tardía, inversión parcial a completa de las capas que rellenaron los depocentros de Yeguas Muertas y Nieves Negras y una deformación andina compresiva durante el Cenozoico.

Los depocentros de la sección norte de la cuenca Neuquina fueron controlados estructuralmente por una configuración del basamento en graben y hemi-graben, asociados a zonas de debilidad mesozoicas, que conservan su orientación NNW en el presente. Subsecuentemente, las formaciones Río Damas y Lo Valdés se habrían depositado perpetuando geometrías asociadas a una deformación extensional. De esta manera, el acortamiento e inversión tectónica registrada durante el Cretácico tardío, y posteriormente durante el desarrollo de la FPCA, propiciaron el alzamiento y exhumación de las rocas más antiguas del área de estudio.

Los depósitos volcanoclásticos de la Unidad Las Coloradas, correlacionados a la Unidad Guanaco y Fm. Plan de los Yeuques, se asocian a un régimen de deformación extensional durante el Cretácico tardío-Paleoceno, posterior a un alzamiento tectónico asociado a un período contraccional desde el Cretácico medio a tardío asociado a la fase compresiva Peruana.

El contacto paraconformante entre las capas de la Fm. Abanico y la ULC observado la parte occidental de la región de estudio, justo al oeste de la traza del sistema de fallas Las Leñas-El Diablo, y la interpretación de ésta, como una falla fuera de secuencia en el valle del río Volcán, sugiere que el sistema de fallas El Diablo no corresponde al borde oriental de la cuenca de Abanico, o al menos no es la estructura principal que explica el acortamiento de la FPCA y el consecuente alzamiento de los Andes a esta latitud.

Existe una relación espacio-temporal entre las estructuras y el ascenso y emplazamiento de cuerpos intrusivos miocenos en el área de estudio, favorecida por la superposición de eventos tectónicos existente en la zona. Lo anterior, permite reafirmar la formación de la FPCA a partir de los ~15 Ma.

Las nuevas edades U-Pb en circones detríticos complementan y ratifican estudios anteriores concernientes a las cuencas de Neuquén y Abanico. Los resultados geocronológicos obtenidos en la base de la Fm. Abanico, permiten extender su edad máxima al Eoceno Superior ya no sólo a la latitud del valle del río Volcán, sino que también a la latitud del valle del río Yeso.

Por otro lado, las fallas de vergencia oeste, entendidas como retrocorrimientos de la FPCA occidental a la latitud de Santiago, acomodarían la deformación reciente (<1 Ma) y estarían ligadas a sismicidad registrada en la parte más alta de la Cordillera de los Andes a la latitud de Santiago.

Los resultados presentados en este trabajo, incluyendo la modelación geológica, sostienen y reproducen la deformación observada en superficie, permitiendo deducir la geometría de la FPCA occidental en profundidad, reafirmando el control estructural que ejercen las heterogeneidades heredadas de los depocentros que conformaron la porción más norte de la cuenca Neuquina y su relación con la inversión de la cuenca de Abanico, aportando así, una nueva perspectiva respecto a la evolución tectónica meso-cenozoica de los Andes de Chile central, justo al sur del segmento de subducción plana.

Sin embargo, aún queda entender en detalle, los procesos de deformación ocurridos durante el Cretácico tardío al Paléogeno temprano, el hiato depositacional registrado durante el Paleogeno-Eoceno y el control que podrían haber ejercido las estructuras mesozoicas, como zonas de debilidad para la generación de la cuenca de Abanico. Lo anterior, junto con, estudios petrográficos, petrogenéticos y estructurales, ayudarían a dilucidar la relación entre el magmatismo y la ocurrencia de fallas en la Cordillera Principal a la latitud de Santiago. Estudios que se enfoquen en entender los procesos de exhumación y erosión en la zona, además de análisis neo-tectónicos que mejoren el entendimiento sísmico y geomorfológico de la región, son esenciales para entender el alzamiento de la Cordillera de los Andes.

Bibliografía

Abele, G., 1984. Derrumbes de montaña y morrenas en los Andes chilenos. *Revista de Geografía Norte Grande* N° 11, pp 17–30.

Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín N° 9, 70 p.

Aguirre, R. 1999. Depositación y deformación de la secuencia volcánica terciaria en el sector cordillerano de Pata del Diablo, Cajón del Maipo, Región Metropolitana. Undergraduate Thesis (Unpublished), Departamento de Geología, Universidad de Chile: 60 p.

Aguirre, L., Calderón, S., Vergara, M., Oliveros, V., Morata, D., & Belmar, M., 2009, November. Edades isotópicas de rocas de los valles Volcán y Tinguiririca, Chile central. In Congreso Geológico Chileno (No. 12, p. S8_001).

Aguirre-Urreta, M. & Vennari, V., 2009, On Darwin's footsteps across the Andes: Tithonian-Neocomian Fossil invertebrates from the Piuquenes pass. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 64. 32-42.

Alvarado, P., Barrientos, S., Saez, M., Astroza, M., & Beck, S., 2009. Source study and tectonic implications of the historic 1958 Las Melosas crustal earthquake, Chile, compared to earthquake damage. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2), 26-36.

Alvarado, F., 2016, Evolución tectonoestratigráfica de la Cordillera Principal Occidental entre 34°20'S y 34°40'S, Chile central. Tesis optar al grado de Magíster, Facultad De Ciencias Físicas y Matemáticas Departamento de Geología; Universidad de Chile.

Álvarez, P.P., Aguirre-Urreta, M., Godoy, E., Ramos, V.A., 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33° 45' – 34° 00' LS). *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, Vol. 1, p. 425-429.

Alvarez, P. P., E. Godoy, and L. B. Giambiagi, 1999. Estratigrafía de la Alta Cordillera de Chile Central a la latitud del paso Piuquenes (33°35'S), XIV Congreso Geológico Argentino, Univ. Nacional de Salta, Salta, Argentina.

Alvarez, P. P., V. A. Ramos, L. B. Giambiagi, & E. Godoy, 2000b. Relationships between different depocenters of Triassic-Jurassic rift systems in the main Andes of Argentina and Chile, paper presented at the XXIII Geological International Congress, Río de Janeiro.

Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G., & Beck, S., 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International*, 171(1), 419-434.

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.

Baeza, O., 1999. Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 119 p.

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

Biro-Bagoczky, L., 1964, Estudio sobre el límite Titoniano y el Neocomiano en la Formación Lo Valdés, Provincia de Santiago, principalmente en base a ammonioideos, Región Metropolitana, Chile. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Brenning, A., 2003. La importancia de los Glaciares de Escombros en los Sistemas Geomorfológico e Hidrológico de la Cordillera de Santiago: Fundamentos y Primeros Resultados. *Revista de Geografía Norte Grande*, 30: 7-22.

Brun, J. P., & Nalpas, T., 1996. *Graben* inversion in nature and experiments. *Tectonics*, 15(3), 677-687.
Buchanan, P. G., & McClay, K. R., 1991. Sandbox experiments of inverted listric and planar fault systems. *Tectonophysics*, 188(1-2), 97-115.

Bustamante, M., 2001, Análisis del contacto Meso-Cenozoico en el valle del río Volcán, Cordillera de los Andes de la Región Metropolitana, Santiago, Universidad de Chile.

Butler, R. W. H., 1989. The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 105-122.

Cahill, T., & Isacks, B. L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B12), 17503-17529.

Calderón, S., 2008. Condiciones físicas y químicas del metamorfismo de muy Bajo grado de las secuencias mesozoicas en el valle del Río Volcán (33°50'-34°00's); Memoria para optar al título de Geólogo, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología; 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). Memoria para optar al título de Geólogo, Facultad De Ciencias Físicas y Matemáticas Departamento De Geología; Universidad de Chile.

Cembrano, J., & Lara, L., 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., O. Baeza, S. Elgueta, J. J. Flynn, P. GaNS, S. M. Kay, N. Muñoz, A. R. Wyss, and E. Zurita, 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversión south of the flat slab segment, southern central Andes, Chile (33°–36°S.L.), *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 117–139.

Charrier, R., M. Bustamante, D. Comte, S. Elgueta, J. J. Flynn, N. Iturra, N. Muñoz, M. Pardo, R. Thiele, & A. R. Wyss, 2005. The Abanico Extensional Basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow seismic activity and Andean uplift, *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abh*, 236, 43–47.

Charrier, R., L. Pinto, & M. P. Rodriguez, 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, in *The Geology of Chile*, edited by T. Moreno and W. Gibbons, pp. 21–114, *Geol. Soc., London*.

Charrier, R., Farías, M., y Maksaev, V., 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 65, p. 05-35.

Coloma, F., Valin, X., Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Salazar, E. & Ducea, M.N., 2017. Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from northern Chile (28°-30°15'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean Geology*, 44(2): 147-178.

Cooper, M.A., Williams, G. D., De Graciansky, P.C., Murphy, R.W., Needham, T., De Paor, D., Stoneley, R., Todd, S.P. Turner, J.P., and Ziegler, P.A., 1989. Inversion Tectonics- a discussion. In: Cooper, M.A., and Williams, G.D. (eds) *Inversion Tectonics*. Geological Society, London Special Publications, 44, 335-347.

Cornejo, P; Matthews, S.; Pérez, C. 2003. The 'K-T' compressive deformation event in northern Chile (24°-27°S). *Proceedings*. In Congreso Geológico Chileno, No. 10, Actas, CD-ROM. Concepción.

Cristallini, E., 1998, 2000. Introducción a las fajas plegadas y Corridas. Inédito. Curso teórico-práctico. Departamento de Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. <http://aviris.gl.fcen.uba.ar/Bibliografia/>

- Deckart, K., Clark, A. H., Celso, A. A., Ricardo, V. R., Bertens, A. N., Mortensen, J. K., & Fanning, M., 2005. Magmatic and hydrothermal chronology of the giant Río Blanco porphyry copper deposit, central Chile: Implications of an integrated U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ database. *Economic Geology*, 100(5), 905-934.
- Deckart, K., Hervé, F., Fanning, M., Ramírez, V., Calderón, M., Godoy, E., 2014. U-Pb Geochronology and Hf-O Isotopes of zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, South-Central. *Andean Geology* 41: 49-82.
- Dickinson, W. R., & Suczek, C. A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *Aapg Bulletin*, 63(12), 2164-2182.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., & Ryberg, P. T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94(2), 222-235.
- Digregorio, R. E., Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A. R., & Minitti, S. A., 1984. Esquema de la evolución geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus implicancias paleogeográficas. In *Actas Noveno Congreso Geológico Argentino*, San Carlos de Bariloche (Vol. 2, pp. 147-162).
- Ehteshani-Moinabadi, M., 2014. Fault zone migration by footwall shortcut and recumbent folding along an inverted fault: example from the Moshfa Fault, Central Alborz, Northern Iran. *NRC Research Press, Can. J. Earth Sci.* Vol. 51, pp. 825-836.
- Fariás, M., R. Charrier, D. Comte, J. Martinod, and G. Héral, 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S), *Tectonics*, 24.
- Fariás, M., D. Comte, and R. Charrier, 2006. Sismicidad superficial en Chile central: Implicancias para el estado cortical y crecimiento de los Andes central Australes, paper presented at XI Congreso Geológico Chileno, Univ. Católica del Norte, Antofagasta, Chile.
- Fariás, 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.
- Fariás, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F. & Fock, A., 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics* (29).
- Fennell, L. M., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas Vera, E. A., Bottesi, G., & Ramos, V. A., 2017. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35 30'–37 S). *Basin Research*, 29(S1), 51-72.
- Ferrando, F., 2012. Glaciar Pirámide; Características y evolución reciente de un glaciar cubierto. Evidencias del cambio climático. *Investigación Geográfica Chile*, 44: 57-74.
- Fock, A., Charrier, R., Fariás, 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.
- 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. Tesis optar al grado de Doctor, Facultad De Ciencias Físicas y Matemáticas Departamento De Geología; Universidad de Chile.
- Folk, R. L., Andrews, P. B., & Lewis, D., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand journal of geology and geophysics*, 13(4), 937-968.
- Franzese, J. y Spalletti, L., 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14 (2001) 257-270.

- Franzese, J., Spalletti, L., Gómez, I., Macdonald, D., 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°–54°S). *Journal of South American Earth Sciences* 16 (2003) 81–90.
- Giambiagi, L., Tunik, M., Ghiglione, M., 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33° 30' S -34° S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 14, p. 707-724.
- Giambiagi, L. B., and V. A. Ramos, 2002. Structural evolution of the Andes between 33°30'S and 33°45'S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile, *J. S. Am. Earth Sci.*, 15, 99 – 114.
- Giambiagi, L. B., Ramos, V. A., Godoy, E., Alvarez, P. P., & Orts, S., 2003a. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 and 34 south latitude. *Tectonics*, 22(4).
- Giambiagi, L., P. P. Alvarez, E. Godoy, and V. A. Ramos, 2003b. The control of pre-existing extensional structures in the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, *Tectonophysics*, 369, 1–19.
- 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., Mescua, J., Bechis, F., Tassara, A., & Hoke, G., 2012. Thrust belts of the southern Central Andes: Along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation. *Bulletin*, 124(7-8), 1339-1351.
- Gibbs, A., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal Geological Society of London*, 141, 609 – 620.
- Godoy, E. (1993). El Caloviano del Estero de Yeguas Muertas, Río Yeso del Maipo, Chile: implicancias tectónicas y paleogeográficas. In *Actas 12 Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos* (Vol. 1, pp. 104-107).
- González, O., 1963. Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán. *Revista Minerale*, Santiago, Vol. 17, Nº 81, p. 20-61.
- Gulisano, C. A., 1988. Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la Provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina (Doctoral dissertation, Universidad de Buenos Aires).
- Gulisano, C.A. y A.R. Gutiérrez Pleimling, 1994. Field Guide to the Jurassic of the Neuquén Basin, province of Neuquén. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Publicación 158: 1-111.
- Howell, J.A.; Schwarz, E.; Spalletti, L.A.; Veiga, G.D. 2005. The Neuquén Basin, Argentina: An Overview. In *The Neuquén Basin: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics* (Veiga, G.D.; Spalletti, L.A.; Howell, J.A.; Schwarz, E.; editors). Geological Society of London, Special Publications 252: 1-14.
- Hunt, R. E., 1984, *Geotechnical Engineering Investigation Handbook*, ISBN: 9781420039153
- Isacks, B.L., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W. y Ramos, V.A., 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la geometría de la Placa de Nazca subductada. V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas III: 587-606, Buenos Aires.
- Jara, P. & Charrier, R. 2014. Nuevos antecedentes geocronológicos y estratigráficos para la Alta Cordillera de Chile central a ~32°10'S. Implicancias paleogeográficas y estructurales. *Andean Geology*, 41, 174–209, <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV41n1-a07>

- 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. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., & Ando, C. J., 1983b. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3), 341-361.
- Jordan, T., Burns, W.M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*. Volume 20, Pages 308–324.
- Kay, S. M. & Mpodozis, C. 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, 11, 4–11.
- Kay, S. M., Burns, M., Copeland, P. & Mancilla, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. In: Kay, S.M.&Ramos, V. A. (eds) *Evolution of an Andean margin: A Tectonic and Magmatic view from the Andes to the Neuquén basin (35°–39°S lat)*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, Special Paper, 407, 19–60.
- Mackaman-Lofland, C., Horton, B., Fuentes, F., Constenius, K., Stockli, D., 2018. Mesozoic to Cenozoic retroarc basin evolution during changes in tectonic regime, southern Central Andes (31–33°S): Insights from zircon U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 88.
- Maksaev, V., McWilliams, M., Fanning, M., Mathur, R., Ruiz, J., Zentilli, M., 2004. New Chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U-Pb, 40Ar/39Ar, Re-Os, and Fission-Track Dating: Implications for the Evolution of a Supergiant Porphyry Cu-Mo Deposit. *Society of Economic Geologists, Special Publication 11*, 2004, pp. 0000-0000.
- Maksymowicz, A. (2015). The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off Chile. *Tectonophysics*, 659, 183-196.
- McClay, K. R., & Buchanan, P. G., 1991. Sandbox experiments of inverted listric and planar fault systems. *Tectonophysics*, 188 (pp. 97-115).
- Marchese, H.G., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Prov. de Neuquén, Rep. Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 26: 343-410. Buenos Aires.
- Mardones, V., Vargas, G., Peña, M., Pairoa, S., Arriagada, C., 2017. Influencia de estructuras previas en la evolución tectónica de la faja plegada y corrida de Aconcagua, 33°S-34°S, Chile. XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, 7-11 agosto.
- Mescua, J. F., Giambiagi, L. B., & Bechis, F., 2008. Evidencias de tectónica extensional en el Jurásico tardío (Kimeridgiano) del suroeste de la provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 512-519.
- Miyashiro, A., 1973. Paired and unpaired metamorphic belts. *Tectonophysics*, volume 17, pages 241-254.
- 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., *Circum pacific Council for Energy and Mineral Resources, Volume 11*, p. 59- 90.
- Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Olov Nyström, J., Féraud, G., Demant, A. 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50'S). *Rev. Geológica Chilena* Chile 33, 109– 140.

Muñoz, M., 2005. Geoquímica, metamorfismo y petrogénesis de la franja oriental de la Formación Abanico en Chile central, área de El Volcán, Cajón del Maipo (33°50's, 70°12'- 70°05'). Tesis de Magister, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Muñoz, M., Deckart, K., Charrier, R., & Fanning, M., 2009 (November). New geochronological data on Neogene-Quaternary intrusive rocks from the high Andes of central Chile (33°15'-34°00'S). In Congreso Geológico Chileno (No. 12, pp. 8-008).

Muñoz, M., Farías, M., Charrier, R., Fanning, C.M., Polve, M., Deckart, K. 2013. Isotopic shifts in the Cenozoic Andean arc of central Chile: Records of an evolving basement throughout cordilleran arc mountain building. *Geology* 41, 931–934.

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 (33°-35° S). *Andean Geology*, 41(1).

Naipauer, M., García Morabito, E., Marques, J.C., Tunik, V., Rojas Vera, E., Vujovich, G.I., Pimentel, M.P., Ramos, V.A., 2012. Intraplate Late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: constraints from Surface data and U-Pb detrital zircon ages. *Tectonophysics* 524-525 (1), 59-75.

Naipauer, M., Tapia, F., Farías, M., Pimentel, M. M., & Ramos, V. A., 2014. Evolución mesozoica de las áreas de aporte sedimentario en el sur de los Andes Centrales: El registro de las edades U-Pb en circones. In *Actas del XIX Congreso Geológico Argentino* (pp. 1632-1633).

Naipauer, M.; Tapia, F.; Mescua, J.; Farías, M.; Pimentel, M.; Ramos, V., 2015. Detrital and volcanic zircon U-Pb ages from southern Mendoza (Argentina): An insight on the source region in the northern part of the Neuquén Basin. *Journal of South American Earth Sciences* 64 (pp. 434-451).

Oliveros, V., Rossel, P., Charrier, R., Labbé, M., & Merino, R., 2012. El tras arco en el sistema Andino Temprano (Jurásico Tardío), en el margen chileno. In *XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile*.

Palma, W., 1991. Estratigrafía y estructura de la Formación Colimapu entre el Estero del diablo y el Cordón Los Lunas, región Metropolitana. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 95p.

Pardo, M., & Acevedo, P., 1984. Mecanismos de foco en la zona de Chile Central. *Tralka*, 2(3), 279-293.

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

Ramos, V. 1996. Evolución Tectónica de la Plataforma Continental. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires, 1996). *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina* V. A. Ramos y M. A. Furlc (Eds.), Relatarlo 21: 385-404.

Ramos, V. A., Cristallini, E. O., & Pérez, D. J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American earth sciences*, 15(1), 59-78.

Ramos, V. A., E. Zapata, E. Cristallini, y A. Introcaso, 2004. The Andean thrust system- Litudinal variations in structural styles and orogenic shortening. En K. R. McClay (ed.) *Thrust tectonics and hydrocarbon system*, AAPG: 30-50.

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

- Rauld, R. A., 2011. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile central (33°S). PhD Tesis, Universidad de Chile. Chile.
- Scisciani, V., Tavarnelli, E., & Calamita, F., 2002. The interaction of extensional and contractional deformations in the outer zones of the Central Apennines, Italy. *Journal of Structural Geology*, 24(10), 1647-1658.
- Sellés, D.; Gana, P. 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal, Regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geología Básica 74: 30 p., escala 1:100.000. Santiago.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.
- Sibson, R. H., 1985. A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, 7(6), 751-754.
- Slemmons, D.B., and dePolo, C.M. (1986): Evaluation of Active Faulting and Associated Hazards, In: Wallace, R.E., (Panel Chairman), Active Tectonics, National Academy Press, Washington, D.C., 45-62.
- Spalletti, L. A., Queralt, I., Matheos, S. D., Colombo, F., & Maggi, J., 2008. Sedimentary petrology and geochemistry of siliciclastic rocks from the upper Jurassic Tordillo Formation (Neuquén Basin, western Argentina): implications for provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(4), 440-463.
- Suppe, J. 1983. Geometry and kinematics of fault bend folding. *American Journal of Science* 283: 684-721.
- Suppe, J. & Medwedeff, D.A. 1984. Fault-propagation folding. *Geological Society of America*, 16: 670.
- Suppe, J. 1985. Principles of structural geology. Englewood Cliffs. Prentice-Hall: 537 p. New Jersey.
- Suppe, J.; Chou, G.T.; Hook, S.C. 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In Thrust Tectonics (McClay, K.R.; editor). Chapman & Hall: 105-121. Londres.
- Tankard, A.J., Uliana, M.A., Welsink, H.J., Ramos, V.A., Turic, M., Franca, A.B., Milani, E.J., de Brito Neves, B.B., Eyles, N., Skarmeta, J., Santa Ana, H., 1995. Tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana. In: Tankard, A.J., Suarez, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. Am. Assoc. Pet. Geol., Mem., vol. 62, pp. 5– 52.
- Tapia, F., Jara, P., Farías, M., & Charrier, R., 2015. Control de la arquitectura previa en la construcción de los Andes Centrales del sur (33 40'-35 30'S).
- Tavarnelli, E., 1996. The effects of pre-existing normal faults on thrust ramp development: an example from the Northern Apennines, Italy. *Geologische Rundschau*, 85(2), 363-371.
- Tebbens, S. F., & Cande, S. C., 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to present. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B6), 12061-12084.
- Thiele, R., 1980, Hoja Santiago, Región Metropolitana: Servicio Nacional de Geología y Minería, v. Carta Geológica de Chile 29.
- Tunik, M. A. (2001). Análisis sedimentológico y tectónico de la primera ingresión atlántica en la Alta Cordillera de Mendoza (Doctoral dissertation, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires).
- Turner, K. and Schuster, R. Landslides: Investigation and Mitigation. Special report 247. Transportation Research Board. National Research Council. National Academy Press. Washington, D.C. 1996.
- Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T. K., Forman, S. L., Rebolledo, S., Baize, S., Armijo, R., 2014. Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology*, 42(12), 1083-1086.

- Vergani, G.D., Tankard, J., Belotti, J., Welsink, J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In: Tankard, J., Suarez, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. Am. Assoc. Pet. Geol., Mem., vol. 62, pp. 383– 402.
- Villarroel, R., Vergara, M., 1987. Debris flow from the Marmolejo volcano, Cordillera Principal de Santiago. *Congreso Geológico Argentino*, 10., San Miguel de Tucumán, 14-18 de septiembre, v.4 pp. 283-285.
- Villarroel, R.; Vergara, M. 1988. La Formación Abanico en el área de los cerros Abanico y San Ramón, Cordillera de Santiago. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 5, Actas 1: A327-A337. Santiago.
- Villela, D., 2012. Desarrollo estructural de la Cordillera Principal al suroeste del río Maipo, sector de El Ingenio, Región Metropolitana, Chile (33°40'-33°50'S). Memoria para optar al título de Geóloga, Facultad De Ciencias Físicas y Matemáticas Departamento De Geología; Universidad de Chile.
- Vietor, T., Echtler, H., 2006. Episodic Neogene southward growth of the Andean subduction orogen between 30°S and 40°S—plate motions, mantle flow, climate, and upper-plate structure. In: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.), *The Andes—active subduction orogeny*. *Frontiers in Earth Science Series, Part III, Chapter 18*, vol. 1. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. pp. 375–400, 507 pp. ISBN: 978-3-540-24329-8, doi:10.1007/978-3-540-48684-8 18.
- Wall, R.; Sellés, D.; Gana, P. 1999. Area Tiltill-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 11, 1 mapa 1:100.000, 1 anexo. Santiago.
- Yamada, Y., & McClay, K., 2003. Application of geometric models to inverted listric fault systems in sandbox experiments. Paper 1: 2D hanging wall deformation and section restoration. *Journal of structural geology*, 25(9), 1551-1560.
- Yañez, G., Muñoz, M., Flores-Aqueveque, V. and Bosch, 2015. A Gravity derived depth to basement in Santiago Basin, Chile: implications for its geological evolution, hydrogeology, low enthalpy geothermal, soil characterization and geo-hazards. *Andean Geology*, Vol. 42 n:2, p. 147-172.
- Ziegler, P. A., Van Wees, J. D., & Cloetingh, S., 1998. Mechanical controls on collision-related compressional intraplate deformation. *Tectonophysics*, 300(1-4), 103-129.
- Zurita, E.A. 1999. Historia de enterramiento y exhumación de la Formación Abanico=Coya-Machalí, Cordillera Principal, Chile Central. *Geologist Undergraduate Thesis (Unpublished)*, Departamento de Geología, Universidad de Chile: 156 p.

IV. Discusión

En el presente trabajo se han planteado nuevos antecedentes respecto de la geología de la FPCA, que permiten una nueva perspectiva respecto de su evolución, así como de su rol en la morfotectónica de la Cordillera Principal de los Andes en Chile central.

El estudio litoestratigráfico de detalle de la zona de estudio, permitió determinar discordancias progresivas en unidades de la Cordillera Principal de Chile central. Los estratos de crecimiento y cambios de espesor observados en la Fm. Río Damas se suman a las líneas de argumentación, respecto a cambios de espesores observados en capas de la Fm. Tordillo en Argentina, que demuestran la geometría de *rift* heredada de la cuenca Neuquina, durante el Mesozoico a esta latitud (Giambiagi *et al.*, 2003b).

La definición de la Unidad Las Coloradas (ULC), como una sección volcansedimentaria más joven que la Fm. Colimapu, es de gran aporte a la evolución tectónica regional del área de estudio, ya que es correlacionable en edad con la Unidad Guanaco y Fm. Plan de los Yeuques (Muñoz *et al.*, 2018) depositadas en un contexto tectónico extensional durante el Cretácico tardío-Paleógeno.

Por otro lado, el reconocimiento geológico-estructural, ilustrado en un mapa geológico de escala 1:25.000, significa un aporte para la deformación contraccional de menor escala observada en las distintas unidades litológicas de la zona de estudio. Pliegues simétricos, asimétricos, volcados, recumbentes, apretados, abiertos, de longitudes de onda y vergencias variables, asociados a fallas redefinidas en este trabajo.

En este capítulo se analizarán los resultados presentados en los apartados anteriores y las implicancias en la evolución tectónica regional de los Andes.

IV.1. Arquitectura interna y estilo estructural de la FPCA occidental

Las secciones realizadas a lo largo de los valles de los ríos Yeso y Volcán, su interpretación en profundidad y las respectivas retrodeformaciones, permitieron analizar el estilo de deformación de la zona de estudio y su relación con: las estructuras extensionales que generaron los depocentros de Yeguas Muertas y Nieves Negras; las geometrías de inversión tectónica en capas meso-cenozoicas; el emplazamiento de los cuerpos magmáticos.

La falla F1 (relacionada en superficie con la falla Chacayes-Yesillo) habría tenido un primer movimiento normal durante el Jurásico tardío (Figura 75a) y una posterior reactivación positiva, formando estructuras típicas de inversión tectónica. De esta manera se puede interpretar el sistema de fallas Las Leñas-El Diablo como un '*out-of-the-graben*' *thrust* (McClay y Buchanan, 1991) o un retrocabalgamiento (Hayward y Graham, 1989) del

borde occidental de la cuenca conformada por los depocentros Yeguas Muertas y Nieves Negras (Figura 75g y Figura 75h).

En el sector del cerro Retumbadero, la falla El Diablo se comporta como un corrimiento fuera de secuencia (Butler, 1989; Morley, 1998), cortando la deformación anterior (sinclinal Cerro El Diablo) y mostrando aparentemente en superficie, que las rocas volcanoclásticas de la Fm. Abanico chocan con una falla subvertical. En concordancia con lo anterior, la falla El Fierro, en el área de cerro Alto del Padre, corresponde una falla fuera de secuencia, invalidándola como borde oriental de la cuenca de Abanico (Tapia, 2015). Sin embargo, estudios anteriores (Charrier *et al.*, 2002; 2005, Fock *et al.*, 2006; Farías *et al.*, 2010; Muñoz-Sáez *et al.*, 2014) postulan que la deformación contraccional ocurrida durante el Mioceno temprano resultó de la inversión parcial de la falla extensional El Diablo, de geometría curva rampa-flat. En esa misma línea, Castro (2012), a la latitud del valle del río Colorado, interpreta esta estructura como una falla de sobrepaso o *by-pass fault*.

Hacia el este de la región de estudio, a la latitud del valle del río Yeso, la falla Chacayal fue interpretada como una falla fuera de secuencia (Giambiagi *et al.*, 2003b), sin embargo, su interpretación en profundidad y el modelo evolutivo estructural presentado en este trabajo, indican que sería más adecuado clasificarla como un cabalgamiento de bajo ángulo que verge hacia el bloque colgante de la falla F1, con un despegue situado en las capas incompetentes de yeso, es decir, como *out-of-the-graben thrust* (McClay y Buchanan, 1991) o un retrocabalgamiento (Hayward y Graham, 1989) en secuencia con el sistema de fallas Las Leñas-El Diablo (Figura 75c).

Por su parte, el sistema de fallas Estero de Yeguas Muertas-Baños Colina corresponden a estructuras inversas de alto ángulo, asociadas a alta presencia de yeso en superficie, geometría curva y enraizadas a 7-8 km de profundidad. Las fallas inversas pueden tener alta inclinación debido a retrorrotación y aumento de cabalgamiento después que está formada o bien, puede corresponder a una falla invertida (Hayward y Graham, 1989). Tomando en cuenta los datos de superficie y el subsecuente modelo estructural, las fallas Estero de Yeguas Muertas y Baños Colina, se interpretaron como fallas lítricas sometidas posteriormente a inversión, lo que permitió una retrorrotación, donde el eje de rotación es paralelo al plano de falla (Figura 75e), generando así, una extrusión bipolar (Hayward y Graham, 1989) en conjunto con la ya invertida falla F1 (Figura 75i).

En la parte oriental de la zona de estudio, se observaron pliegues sinclinales, que se interpretaron como *footwall-synclines* formados por *short-cuts* (fallas F3 y Estero Las Minas), estructuras inversas de bajo ángulo desarrolladas en el bloque fijo, en la parte inferior de la falla lítrica sometida a inversión (Gibbs, 1984) (Figura 75f).

Hacia la frontera Chile-Argentina, el claro aumento de espesor de sedimentos del bloque este respecto al oeste, permite inferir que estos kilómetros de espesor de calcilitas y calizas fosilíferas pertenecientes a la Fm. Lo Valdés, fueron depositados en un ambiente extensional, estructurado por un hemi-graben durante el Cretácico temprano. Sin embargo, en el sector del paso fronterizo Piuquenes, la potencia de las capas de la Fm. Lo Valdés,

se puede justificar por la acción de la falla inferida Piuquenes, que repetiría la secuencia, pero esto requiere de un estudio litoestratigráfico-estructural en detalle.

Los anticlinales de vergencia oeste, Pirámide y Cerro Amarillo, se habrían formado por la inversión parcial de las fallas lítricas El Yeso y F2, generando estructuras en arpón (Figura 75b) o punta de flecha (Gibbs, 1984). La falla El Yeso corta en superficie el 'footwall-syncline short-cut' inferido a la latitud del valle del río Yeso, mientras que la falla Estero Las Minas no alcanza a ser cortada por la falla inferida F2, y la deformación producida "empuja" el limbo oriental del sinclinal Valle río Colina, aumentando su inclinación y provocando el cambio de vergencia del sinclinal.

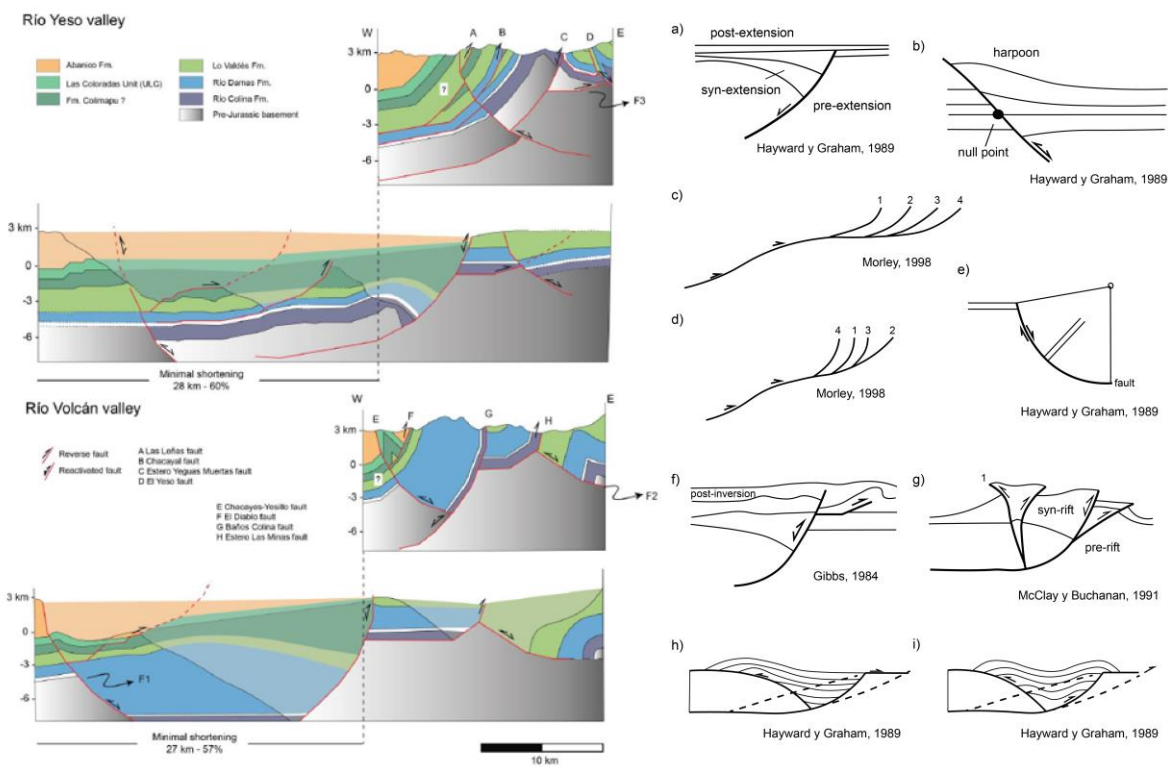


Figura 75. Modelos palinostáticos para los valles de los ríos Yeso y Volcán y las respectivas interpretaciones de inversión tectónica en la zona. (a) Hemi-graben extensional. Modificado de Hayward y Graham (1989). (b) Inversión en contracción de una falla extensional. Modificado de Hayward y Graham (1989). (c) Fallamiento en secuencia (forward-breaking sequence) y fuera de secuencia. Modificado de Morley (1998). (d) Falla lítrica con rotación de capas. Modificado de Morley (1998). (e) Estructura de short-cut en bloque subyacente. Modificado de Hayward y Graham (1989). (f) Sistema de fallamiento desarrollado en una falla lítrica extensional invertida. Modificado de Gibbs (1984). (g) La falla 1 corresponde a un 'out of graben' thrust. Modificado de McClay y Buchanan (1991). (h) Extrusión de la secuencia syn-extension en un hemi-graben. Modificado de Hayward y Graham (1989). (i) Extrusión bipolar. Modificado de Hayward y Graham (1989).

IV.2. Variación de la deformación a lo largo del rumbo

Análisis sismológicos anteriores y observaciones en planta de la zona de estudio, permiten identificar variaciones a lo largo del rumbo presentes en la Cordillera Principal oriental de Chile central, a la latitud de Santiago.

El sistema de fallas Chacayes-Yesillo y Las Leñas-El Diablo se curvan a lo largo del rumbo, generando una inflexión confinada (*restraining bend*), zona altamente deformada que permite el ascenso de fluidos y el desarrollo de cuerpos magmáticos (McClay, 2004), como el intrusivo Cerro Aparejo (~12 Ma). Además, ambas estructuras generarían una inflexión en apertura (*releasing bend*), espacio que permite el desarrollo de intrusiones menores (Davis y Reynolds, 1996) como el intrusivo Valle del Morado de 66.4 ± 1.0 Ma (Aguirre *et al.*, 2009), aunque no se han observado estructuras extensionales en este sector (Figura 76).

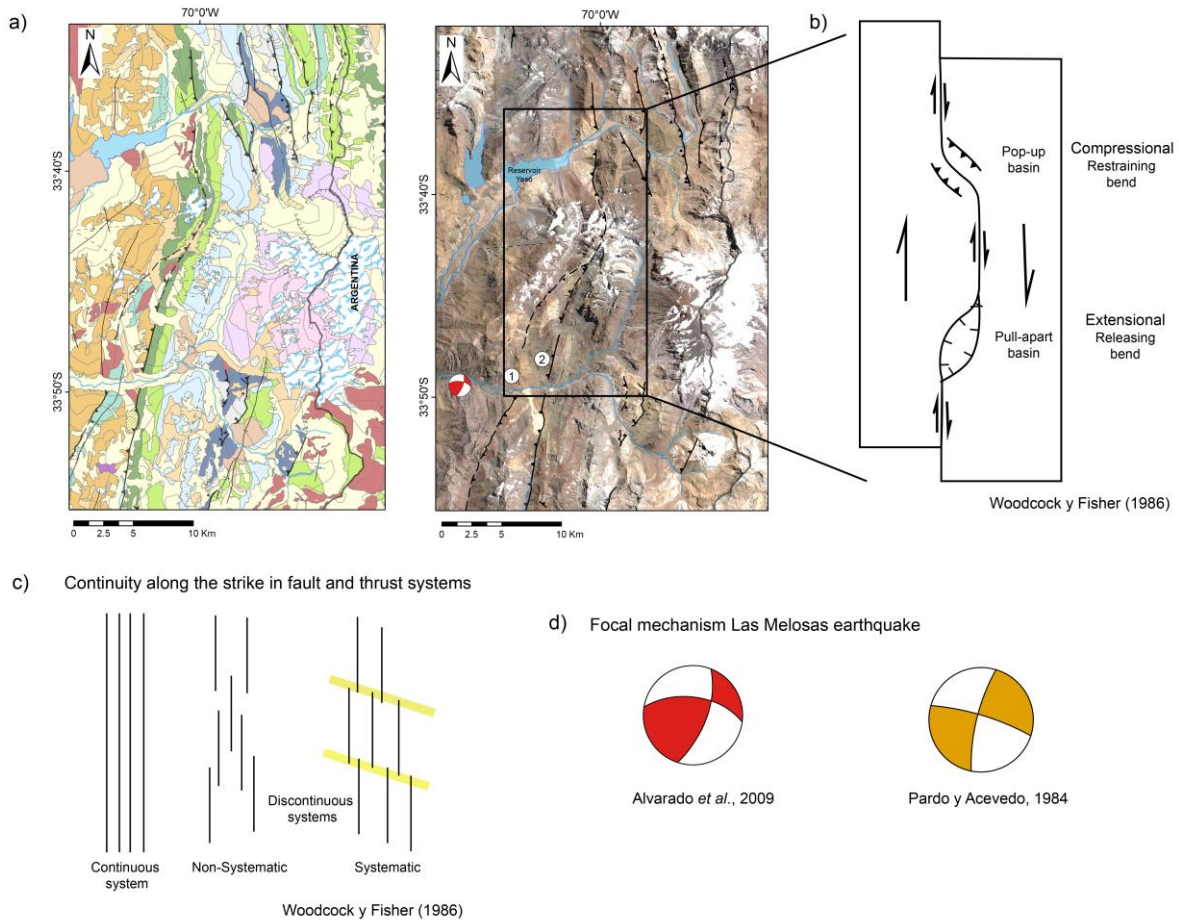


Figura 76. (a) Mapa geológico local e imagen satelital donde se destacan las principales estructuras de la zona de estudio, 1. Falla Chacayes-Yesillo con componente de rumbo dextral. 2. Falla El Diablo con componente de rumbo dextral. (b) y (c) Situaciones de extensión y compresión, depresión (*pull apart*) y alzamiento (*pop-up, push-up*) asociados a una falla transcurrente dextral y carácter mixto (*transcurrente-inverso*) del fallamiento asociado. Modificado de Woodcock y Fisher (1986). (d) Mecanismos focales obtenidos para el terremoto de Las Melosas (1958). Modificado de Alvarado *et al.* (2009).

Cabe mencionar que, esta deformación transcurrente dextral, habría ocurrido posterior a la depositación de la Fm. Abanico, de edad Eoceno-Oligoceno, pero anterior a la depositación de las capas asociadas a volcanismo reciente (Pleistoceno al presente), por lo que, el cuerpo magmático Valle del Morado, probablemente corresponde a un sill emplazado durante la fase compresiva K-T, sin embargo, esto debe ser estudiado con mayor detalle.

Por otro lado, el mecanismo focal determinado para el terremoto de Las Melosas, de magnitud 6.3 y profundidad aproximada de 8 km, sugiere una deformación transcurrente dextral relacionado a una falla E-W, estructura vinculada al acortamiento tectónico diferencial entre el norte y sur de los 33°S (Alvarado *et al.*, 2009). Sin embargo, los mecanismos focales determinados para los sismos corticales modernos de 1987, 2001 y 2004 sugieren que la deformación en los Andes de Chile central ocurrió a través de fallas N-S con un pequeño componente de rumbo dextral. Además, la orientación de los ejes P, para estos eventos, son principalmente E-W a SW-NE, en acuerdo con los patrones de compresión E-W de la Alta Cordillera desde el Plioceno (Alvarado *et al.*, 2009). Mientras que la solución propuesta por Alvarado *et al.* (2009), para el terremoto de Las Melosas, indica una orientación NNW-SSE del eje compresivo P.

Finalmente, y como también lo mencionan Alvarado *et al.* (2009), no se puede descartar que sea una falla activa N-S la responsable del evento de 1958, de hecho, se relacionaría de manera adecuada con la actividad sísmica reciente propuesta para el sistema de fallas Chacayes-Yesillo y Las Leñas-El Diablo (Barrientos *et al.*, 2004; Charrier *et al.*, 2005) y avalada por el modelo estructural presentado en este trabajo. A pesar que, si consideramos el plano de falla N20°W/70°SE, que compone el mecanismo focal determinado por Alvarado *et al.* 2009, como el responsable del sismo de Las Melosas, es decir, una estructura más bien N-S con una componente de rumbo sinistral, seguiría siendo un estilo de deformación discordante con lo observado en la zona, donde tanto la falla Chacayes-Yesillo como El Diablo, poseen evidencias de deformación de rumbo dextral (Bustamante, 2001).

IV.3. Enfoque sísmico y geomecánico de la FPCA

Las FPC se vinculan a grandes esfuerzos compresivos y se desarrollan en zonas de subducción o de colisión continental (Roeder, 1973). De la primera destacan; el margen tipo andino, Montañas Zagros y Cordillera Cascade. Y del segundo; Los Himalayas, Cordillera de los Alpes y Montes Urales (Figura 77). Estos cinturones plegados representan uno de los sistemas estructurales más comunes y complejos en los distintos orógenos. Los estilos de deformación pueden evolucionar espacial y temporalmente de acuerdo con: el tipo de secuencia sedimentaria involucrada; la presencia de zonas de despegue; y la orientación (y evolución) de campos de esfuerzos con respecto a los límites de las placas tectónicas (Roeder, 1973).

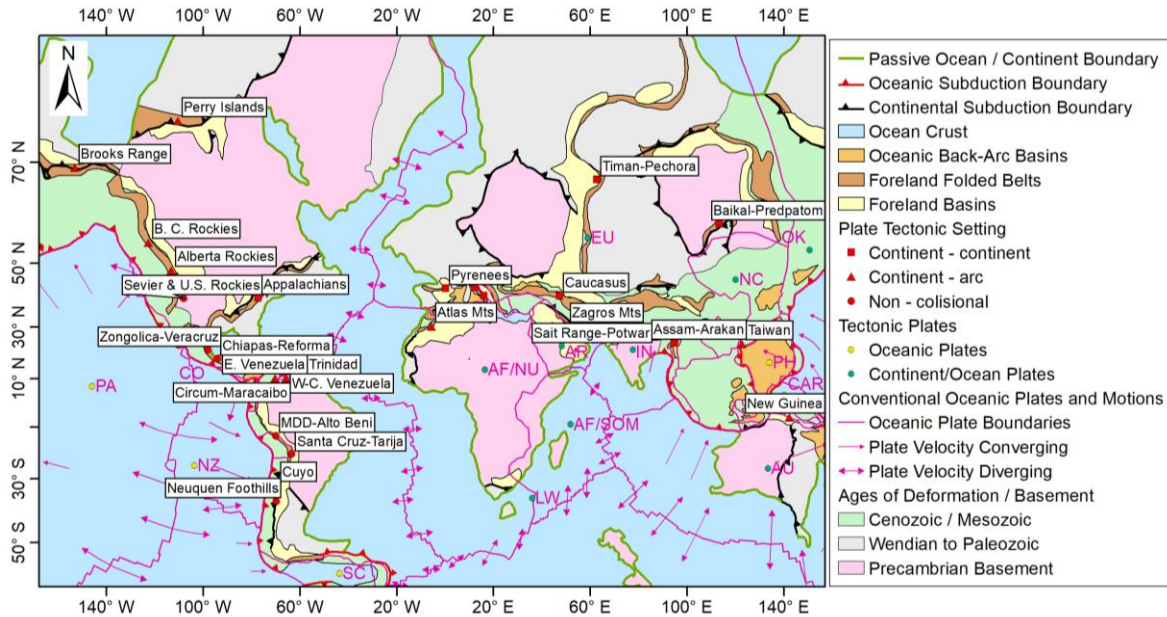


Figura 77. Mapa de los cinturones orogénicos en todo el mundo, edad de la corteza continental y distribución de las fajas plegadas y corridas. Modificado de Goffey et al. (2010).

La Cordillera de los Andes es el principal rasgo geológico resultante de la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. Esta convergencia genera tres zonas sismogénicas principales: a lo largo de la costa, sismos grandes y poco profundos (0-50 km); sismos tensionales y compresionales grandes y profundos (70-100 km) dentro de la placa oceánica; y sismos muy someros (0-35 km) dentro de la placa continental (Barazangi e Isacks, 1976; Cahill e Isacks, 1992; Anderson et al., 2007) (Figura 78). Los últimos, corresponden a sismos de intraplaca, comúnmente asociados a fallas activas que, al alcanzar grandes magnitudes pueden generar graves daños estructurales y humanos.

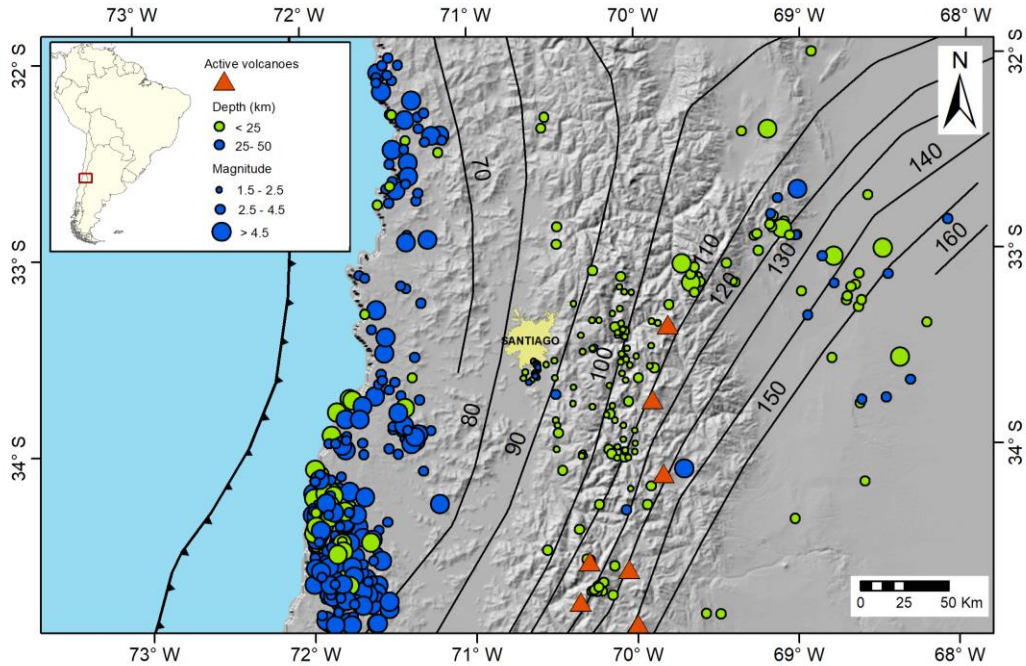


Figura 78. Sismicidad cortical de intraplaca de la placa Sudamericana reportada por los catálogos del USGS de redes sísmicas de Chile y Argentina durante los últimos 10 años. Contornos negros corresponden a la parte superior aproximada de la Placa de Nazca de Anderson et al. (2007). Los triángulos rojos representan el arco volcánico moderno.

IV.3.1. Sismicidad de la Cordillera Principal de los Andes de Chile central

Los Andes de Chile central se caracterizan por ser una zona sismológicamente activa en el límite sur del *flat-slab* (Figura 79), relacionada a los grandes sistemas de fallas trazadas en la región y apoyada en evidencias paleosismológicas que confirman el carácter activo del frente cordillerano de Santiago, expresado en el sistema de falla cuaternaria San Ramón (Rauld, 2002; Vargas et al., 2014).

La sismicidad cortical superficial de los Andes de Chile central a la latitud de Santiago ocurre en asociación a sistemas estructurales que son relevantes en la construcción de relieve durante el Cenozoico, localizada mayormente debajo de la Cordillera Principal (Fariás et al., 2010). Estudios sugieren que el *cluster* más relevante se ubica cercano al límite Chile-Argentina alineado al sistema de fallas Chacayes-Yesillo-El Diablo (Barrientos et al., 2004; Charrier et al., 2005). Sin embargo, al superponer la sismicidad registrada por el Centro Sismológico Nacional (CSN) durante el primer semestre de 2017, a los modelos geométricos de los valles de los ríos Yeso y Volcán presentados en este trabajo, se observa que la sismicidad se concentra principalmente donde se enraízan el sistema de fallas Estero de Yeguas Muertas-Baños Colina, consideradas límites estructurales de la cuenca Neuquina en este trabajo, y asociadas probablemente a una zona de transición reológica frágil-dúctil (Fariás et al., 2010) (Figura 79).

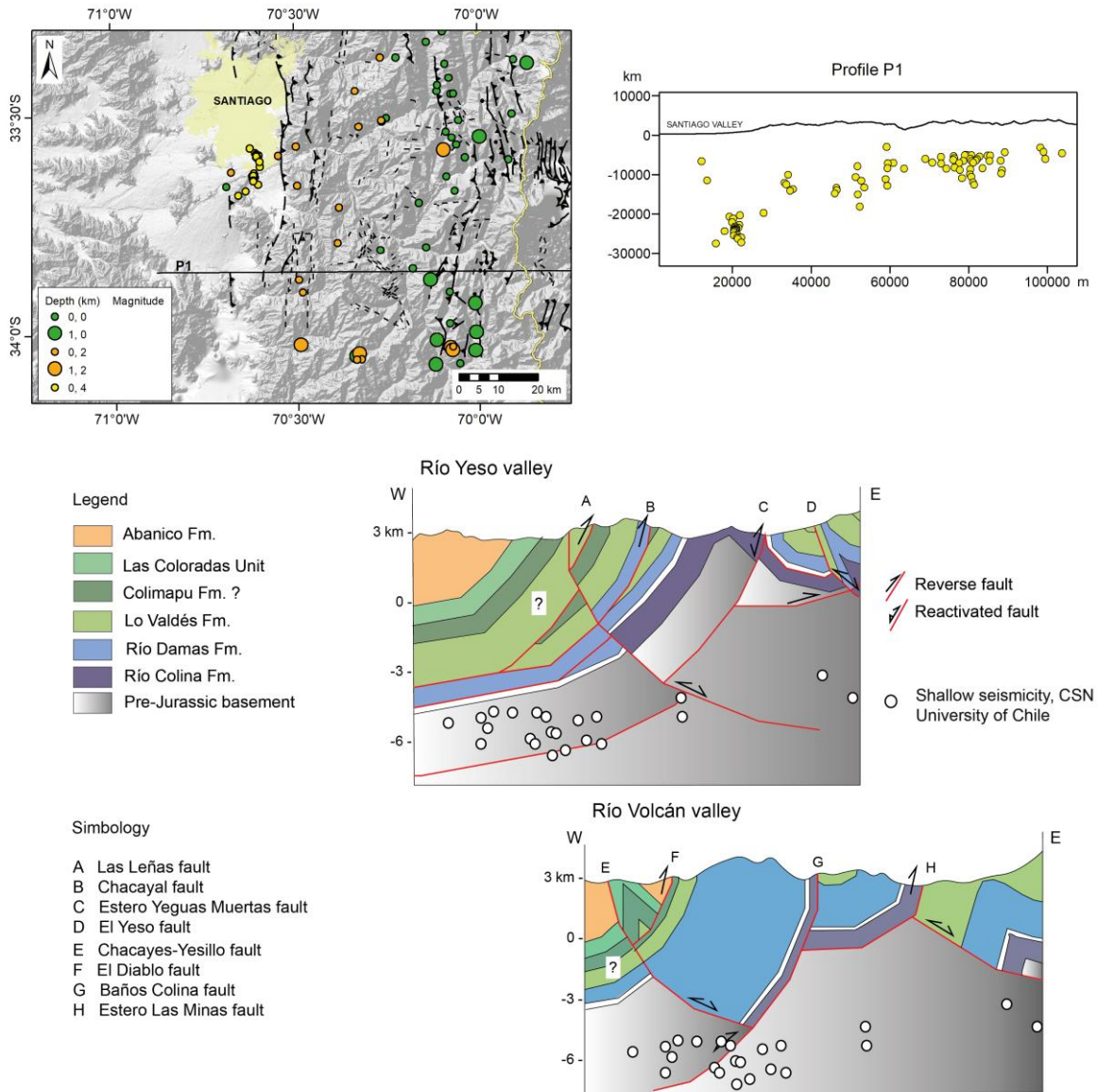


Figura 79. Sismicidad de la Cordillera Principal de Chile central, superpuesta en los modelos geométricos de los valles de los ríos Yeso y Volcán. Centro Sismológico Nacional (CSN), febrero a agosto de 2017.

Un análisis comparativo de los modelos regionales propuestos para la zona de estudio (Giambiagi *et al.*, 2003a; Riesner *et al.*, 2018), a los que se les superpone la sismicidad (Figura 80), indica que ésta última se ajusta tanto a estructuras cuyo despegue proviene de una rampa vergente al este como al oeste.

Aunque el conjunto de sismos coincide con un despegue basal vergente al oeste, que emergería en superficie como el sistema de falla San Ramón (Armijo *et al.*, 2010), el modelo de Riesner *et al.* (2018) pierde sentido geológico al no considerar las evidencias de deformación extensional pasada, y el subsecuente rol que juegan estas estructuras heredadas de la cuenca Neuquina en la deformación compresiva cenozoica observada en

la región. Además, Riesner *et al.* (2017, 2018) sostienen que la exhumación de la Cordillera Frontal comenzó alrededor de los 25 Ma, y proponen que la deformación compresiva en los Andes de Chile central no necesariamente estaría migrando hacia el este. A pesar de que, Hoke *et al.* (2014b) indican la existencia de un proto-relieve a los ~20 Ma en la Cordillera Frontal occidental, las edades U-Pb obtenidas en circones detríticos de la Fm. Río Diamante evidencian el alzamiento de la Cordillera Frontal oriental entre los 10 a 5 Ma (Hoke *et al.*, 2014a).

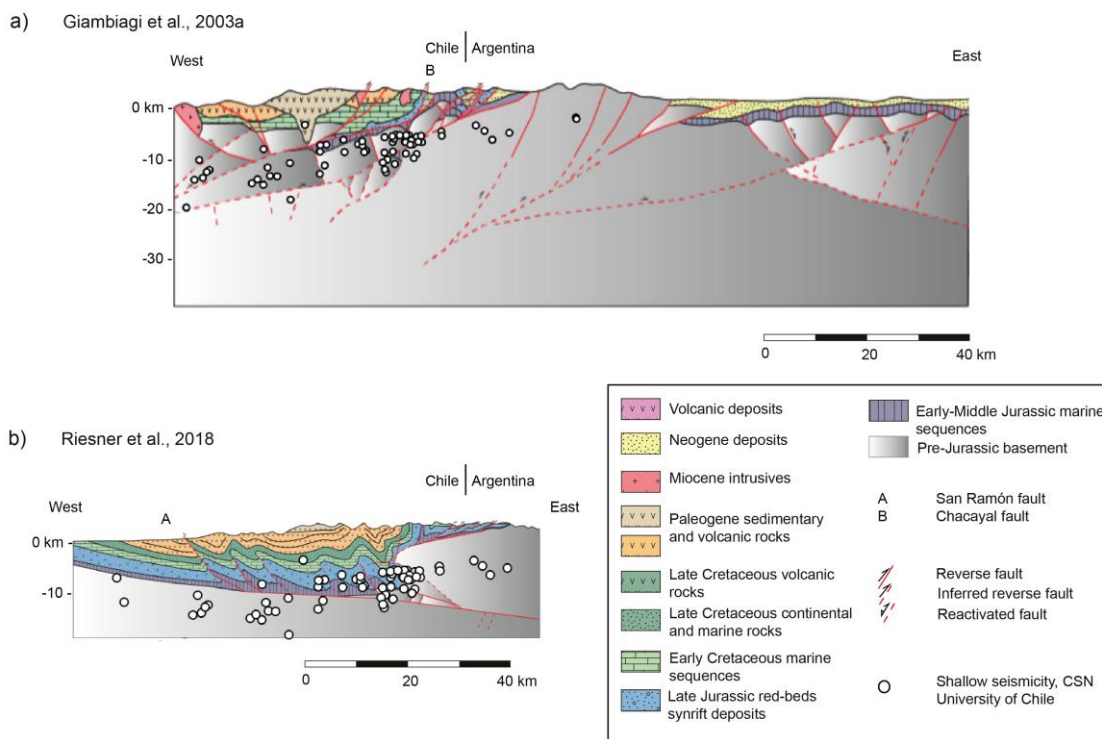


Figura 80. Modelos geométricos propuestos a los 33°40'S y sismicidad del Centro Sismológico Nacional (CSN) entre los meses de febrero y agosto de 2017.

IV.3.2. Aplicación del modelo de cuña no-cohesiva de Coulomb a la FPCA

En general, la superficie basal (*detachment* o *decollement*) de las FPC tiene una cierta pendiente, sobre la que se desarrollan una serie de estructuras compresivas. La masa rocosa que se encuentra entre la superficie basal y la topografía, comúnmente, tiene forma de cuña con su vértice más agudo hacia afuera de la zona plegada (Elliot, 1976; Chapple, 1978).

Dalhen (1984) simplificó el modelo de cuña de Coulomb (Davis *et al.*, 1983), ignorando la presencia de cohesión dentro de la cuña, y asumiendo que las propiedades de los materiales dentro de la cuña y en el despegue basal son espacialmente uniformes,

haciendo un análogo entre el comportamiento mecánico de la FPC subaérea de Taiwán y la deformación producida por un *bulldozer* (Figura 81). Cabe destacar que el estilo estructural del orógeno de Taiwán está relacionado a inversión tectónica, con una contribución de basamento en la deformación (Lee *et al.*, 2002), similar a lo que se propone para la FPCA occidental en este trabajo, guardando las diferencias entre los contextos geodinámicos de ambos cinturones plegados.

De este modo, se aplicó la teoría de ángulo crítico de cuña no-cohesiva de Coulomb (Dahlen, 1984, Maksymowickz, 2015) para los Andes de Chile central-Argentina, sin considerar variación temporal y por lo tanto evolutiva de la deformación, sino un estado instantáneo actual, comparando una serie de parámetros geomecánicos (ángulo de cizalle interno, presión de fluidos, fricción en la superficie de despegue, etc.), con el fin de determinar él o los ángulos de rozamiento entre dos planos de roca, en los distintos segmentos de los Andes a esta latitud. Es importante destacar que esta metodología no contempla la existencia de zonas de debilidad previas, siendo la comparación entre lo predicho por el modelo geomecánico y los modelos estructurales propuestos para la FPCA, de suma importancia para evaluar la aplicación del modelo cuña en este estilo de deformación.

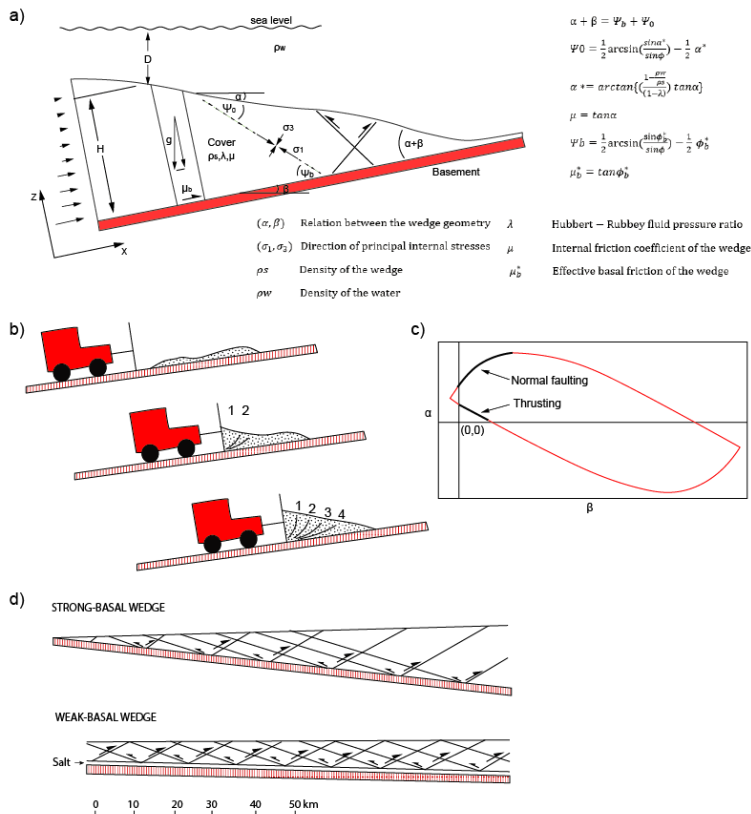


Figura 81. (a) Cuña de arena frente a una topadora que la empuja. (b) Diagrama de esfuerzos de la cuña de Coulomb. (c) Envoltura de ruptura para un gráfico $\alpha\beta$, la línea negra corresponde al sector donde se generan fallas normales (arriba) e inversas (abajo). Modificado de Dahlen (1984). (d) Orientaciones de los planos de deslizamiento. Modificado de Davis y Engelder (1985).

Para la densidad de la roca se usó 2600 kg/m^3 , densidad del agua 1030 kg/m^3 y $\lambda=0.42$ que corresponde a una cuña subaérea con presión de fluidos (Adam y Reuther, 2000). Los resultados indican que, tanto el coeficiente de fricción interna (μ) como el coeficiente de fricción basal de la cuña (μ_b) aumenta hacia la parte oriental, donde el basamento de edad Triásico-Paleozoico juega un papel fundamental en la deformación de la Cordillera de los Andes a esta latitud (Giambiagi *et al.*, 2003a). Esto tiene lógica considerando que la fricción es directamente proporcional a la fuerza normal que actúa entre las superficies de contacto, es decir, a cuerpos más pesados, mayor coeficiente de rozamiento.

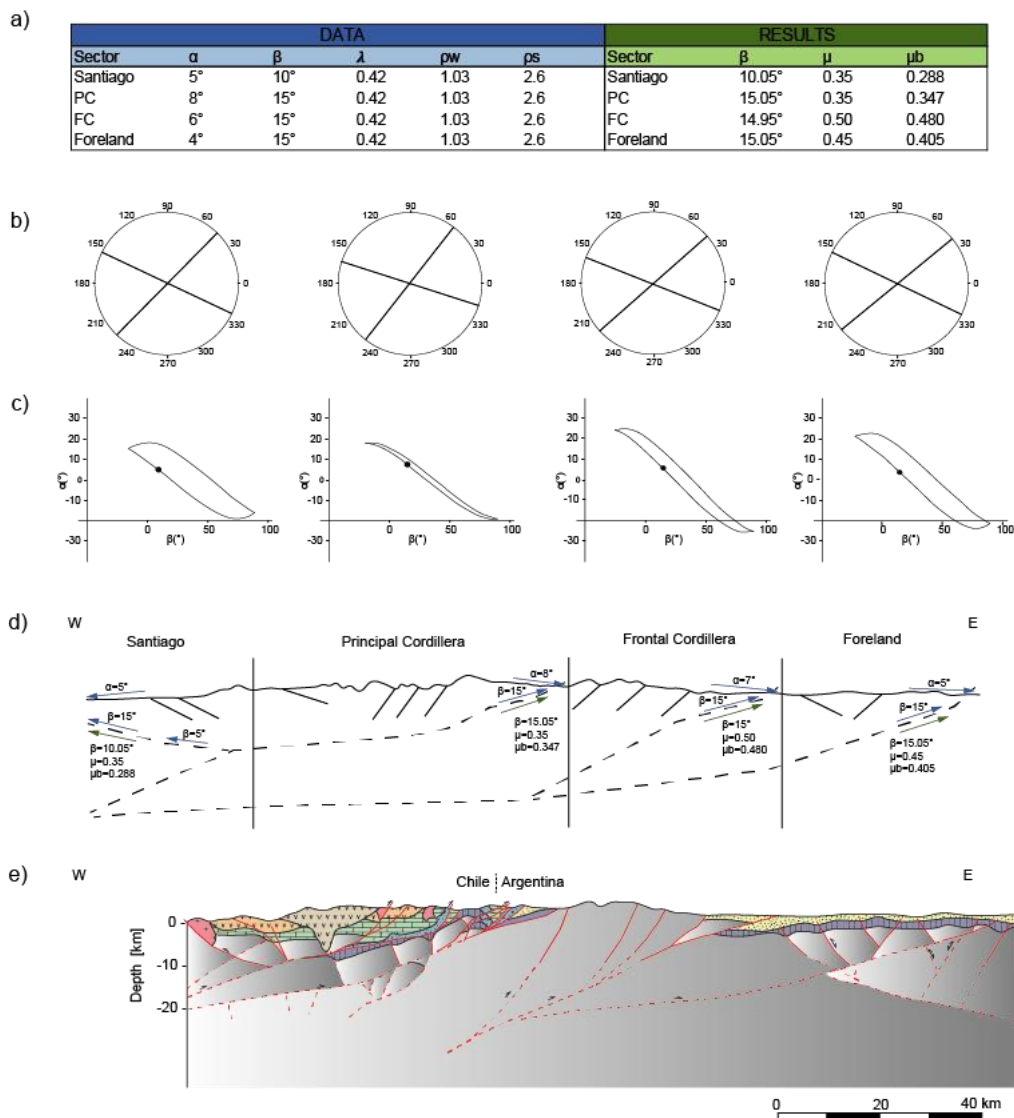


Figura 82. (a) Resumen de los resultados obtenidos del análisis de cuña de Coulomb. (b) Circunferencias que representan los ángulos de ruptura principales predichos por el modelo. (c) Envoltura de ruptura que representa a cada unidad morfoestructural. (d) Esquema del análisis de cuña de Coulomb, geometría y direcciones características de las fallas interpretadas en los distintos tramos. (e) Modelo geométrico regional, modificado de Giambiagi *et al.* (2003a).

De la Figura 82 se desprenden las siguientes conjeturas; a la longitud de Santiago, los ángulos de ruptura resultantes son bajos ($\sim 30^\circ$), similares a los obtenidos en el modelo regional, lo que abala un arreglo estructural de corrimientos con despegues de poca profundidad. Para el segmento de la FPCA, los ángulos de rozamiento interno obtenidos por el modelo de cuña de Coulomb difieren de los obtenidos en el modelo estructural, los segundos son mayores ($\sim 20^\circ$ más), lo que se podría explicar por estructuras extensionales heredadas de la cuenca de Neuquén, que involucran basamento, y exhiben mayores ángulos de rompimiento. Aunque, la presencia de evaporitas (yeso) y su densidad, hacen que el ángulo de ruptura esperado sea más bajo que otras litologías. Para la zona de la Cordillera Frontal, los ángulos de cizalle obtenidos por el modelo de Maksymowickz (2015), fueron menores a los modelados por Giambiagi *et al.* (2003a, 2014) probablemente debido a las suturas asociadas a los terrenos de Chilenia y Cuyania (Rapalini, 2005). Por último, la pendiente de los ángulos de rotura del antepaís argentino se asemeja a los modelados geoméricamente en la sección geológica regional, probablemente por la leve variación de litologías en profundidad de esta porción de la cuña.

Cabe destacar que, las orientaciones de los ejes de stress principal de un cinturón orogénico de piel fina sobre un *décollement* evaporítico muestran una ausencia de vergencia predominante de las estructuras, asociado a un bajo ángulo crítico de la cuña, generado en estas condiciones (Davis y Engelder, 1985) (Figura 81). Sin embargo, la participación de basamento y sus heterogeneidades, como la superposición de eventos tectónicos podrían explicar la vergencia predominante de la FPCA hacia el frente de deformación.

IV.3.3. Tectónica salina y estilo de deformación de la FPCA occidental

La tectónica salina engloba cualquier deformación que involucre sal u otro tipo de evaporita (Martin *et al.*, 1994) y depende principalmente de la carga diferencial y en segundo lugar de la fuerza boyante. Los factores que se resisten al flujo de sal son la resistencia de la cobertura y el roce con los bordes del cuerpo salino. El emplazamiento puede ocurrir por extensión, erosión, o alzamiento de la cobertura o por cabalgamiento de la sal (Hudec y Jackson, 2007). Sin embargo, este movimiento, flujo y posterior emplazamiento de sales, también conocido como diapirismo o halocinesis, no se desencadenaría necesariamente por compresión, sino por una extensión regional de la cobertura, erosión o carga diferencial (Davison *et al.*, 1996).

Por su parte, Heard y Rubey (1996) interpretaron la ocurrencia de evaporitas a lo largo de corrimientos como resultado del aumento de la presión de fluidos, debido a la liberación de agua, en la transición de yeso a anhidrita, a medida que éste se entierra, aproximándose a la presión de confinamiento, disminuyendo el estrés efectivo normal del potencial plano de fractura, generando una zona de baja resistencia, donde las fallas se desarrollarían fácilmente.

Debido a la debilidad de la sal, su tectonismo está estrechamente ligado a la deformación regional. En extensión o transtensión, los diapiros ascienden por los ejes de los graben y pueden actuar como *detachment* favoreciendo tanto la carga diferencial gravitatoria (*'gravity-driven'*) como la carga desplazada con involucramiento de basamento. En compresión o transpresión, los diapiros preexistentes son reactiva dos desplazándose hacia arriba por acortamiento lateral. En ausencia de estructuras precursoras, la sal juega un rol primario al actuar como nivel de despegue (Hudec y Jakcson, 2007). Particularmente, la tectónica salina contraccional, se produce en márgenes convergentes (usualmente superpuesto a un *rift* divergente o cercano al borde de un margen continental divergente. Se divide en dos tipos, según lo que involucra: (1) una capa fina de sal que actúa como lubricante desacoplando la cubierta del basamento y rellenando el núcleo de los anticlinales y (2) gruesos diapiros de sal formados antes de la contracción. Ejemplos de deformación contraccional de piel fina en presencia de sal son el Archipiélago Ártico; las Montañas Franklin al noroeste de Canadá y los Apalaches. Y de cuencas salinas divergentes destacan los cinturones plegados del Golfo de México; la cuenca de Angola, Kwanza; la cuenca Campos de Brasil y el sector sur del Mar Rojo (Martin *et al.*, 1994).

La cuenca de Kwanza se caracteriza por un estilo de deformación donde geometrías de graben son controladas por una extensión *syn*-depositacional y disponibilidad local de evaporitas. Este estilo de deformación extensional se atribuye a tres factores: (1) presencia de una capa de evaporita, (2) sobreyacida por estratos *syn*-deformacionales acumulados sobre un basamento estable, seguido por (3) un incremento en la inclinación de la cuenca y suministro de sedimentos (Lundin, 1991). Situación similar es reconocida en la cuenca de Neuquén, particularmente en la sección norte, constituida por los depocentros de Yeguas Muertas y Nieves Negras.

Por otro lado, las FPC formadas sobre una capa de evaporitas, como el Macizo de Jura en los Alpes, poseen este horizonte de debilidad que forma un despegue basal que influye directamente sobre el estilo de deformación de estos orógenos (Davis y Engelder, 1985). Al igual que el cinturón contraccional de las islas del este de Parry en Canadá (Martin *et al.*, 1994), la FPCA, según las observaciones de campo y el modelo geológico presentado en este trabajo para los valles de los ríos Yeso y Volcán, posee dos niveles de despegues principales: una capa de yeso inferior o Yeso Principal (Thiele, 1980) y una capa de lutita superior perteneciente a la Fm. Lo Valdés (Mardones, 2016).

Los cuerpos evaporíticos de la Cordillera Prebética en España y los Alpes Marítimos Franceses iniciaron su formación en sistemas extensionales, donde el diapirismo comenzó tan pronto como la sal se fue acumulando en la cuenca. Luego, durante el acortamiento cortical, los diapiros preexistentes se inyectaron en la cobertura, formando nuevos pliegues con núcleos de sal (Martin *et al.*, 1994), aunque para los cinturones Alpinos, como para la porción de la FPCA, estudiada en este trabajo, la relación del diapirismo y plegamiento no es clara, el cabalgamiento es generalmente más efectivo que el "arqueamiento" de la cobertura en la formación de diapiros (Martin *et al.*, 1994).

Un estudio de tectónica salina a través de modelos análogos diseñado para investigar la relación 3D del diapirismo salino y los sistemas de fallas de basamento en el

Central Graben del Mar del Norte, Inglaterra, concluye que los grandes diapiros acomodan la extensión del basamento a través de procesos de crecimiento pasivo del diapiro o 'downbuilding' (Vendeville y Jackson, 1992). La posterior inversión de este sistema reactiva los diapiros, exhibiendo su rápido ascenso a través de la cobertura, sugiriendo que la fuerza boyante juega un papel importante en la reacción de los diapiros a la tectónica contraccional (Doodley *et al.*, 2005). Los modelos de pre-extensión con una cobertura pre-cinemática similar al espesor de la capa de sal, generan una mayor cantidad de estructuras frágiles en la cubierta durante la extensión, además de un aumento diapírico en los vértices de las "flap-structures", situación aplicable a los 1000 m de sedimentos de la Fm. Río Colina y los diapiros de yeso que la componen (Thiele, 1980) y su posible relación con la apertura de los depocentros de Yeguas Muertas y Nieves Negras. Por otro lado, durante la inversión de las estructuras frágiles alrededor de los *corner points*, las fallas inversas nuclean en las crestas de los diapiros rejuvenecidos y levemente enterrados (Doodley *et al.*, 2005). Lo anterior podría explicar el fuerte plegamiento asociado a los cuerpos de yeso en la zona, y la deformación interna de la Fm. Río Colina (Figura 83).

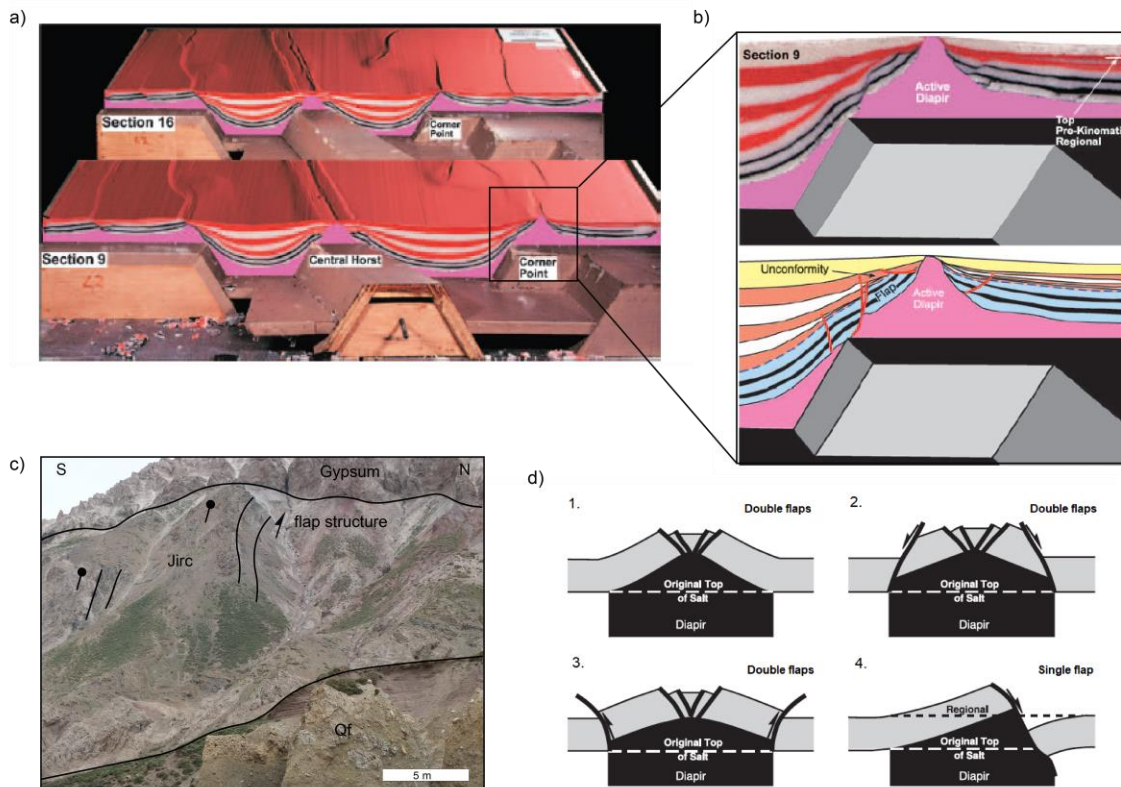


Figura 83. (a) Modelo de reconstrucción tridimensional que ilustra el ascenso activo de las evaporitas alrededor de los 'corner points' de basamento. (b) Diapiro activo generado adyacente al 'corner point', zoom de (a). (c) 'Flap structure' interpretada en el cerro Caballos, al SW de las Termas de Colina. (d) 'Flap structures' asociadas a tectónica salina. Modificado de Doodley *et al.* (2005).

McClay *et al.* (2004) identificaron un evento de tectónica salina extensional en el corrimiento Cotiella en los Pirineos españoles centrales durante el Coniaciano-Santoniano temprano. Algunos de estos despegues salinos *postrift* y fallas de *rift* cretácicas tempranas se reactivaron e invirtieron por una deformación contraccional durante el Alpino temprano (Santoniano tardío-Maastrichtiano). Los bloques colgantes de estas fallas lítricas de crecimiento invertidas formaron antiformes pero, aun así, se preservaron las geometrías extensionales originales. Propusieron un modelo de '*gravity-driven*', donde las fallas de crecimiento de piel fina se desarrollan en estratos de *postrift* aprovechando las zonas de debilidad producidas por las evaporitas triásicas generadas en un contexto extensional durante el Cretácico temprano. Subsecuentemente, el acortamiento tectónico durante el Cretácico tardío al Alpino temprano habría utilizado los despegues salinos de varios niveles estratigráficos manifestado en un complejo sistema de *detachment* en el presente.

Los ~3000 m de estratos de crecimiento *postrift* de la Fm. Lo Valdés, preservados en el *hanging wall* del sistema de fallas El Yeso-F2, su geometría en arpón observada en la actualidad, asociada a la inversión tectónica de estas fallas lítricas y la alta presencia de yeso asociado a la traza de estos corrimientos, permiten comparar las características anteriormente expuestas para una sección de los Pirineos y proponer un modelo similar para la zona de estudio, donde las estructuras extensionales de *postrift* asociadas un significativo cambio de espesor de la Fm. Lo Valdés, se interpretan como un evento tectónico extensional durante el Cretácico temprano inducido por el deslizamiento gravitacional del margen de *rift* del Jurásico medio a tardío, favorecido por el yeso presente tanto en la Fm. Río Colina y como una capa estratigráfica propiamente tal; Yeso Oxfordiano o Yeso Principal (Thiele, 1980). De todas maneras, lo anterior se debe verificar con un estudio biocronoestratigráfico-estructural en detalle del sector fronterizo Piuquenes y Nieves Negras (Figura 84).

Las Montañas Zagros son el resultado de la continua colisión entre la placa Arábica e Iraní. Las principales características de los Zagros centrales son; la cantidad de diapiros en superficie y enterrados, y las formas irregulares de los pliegues a lo largo del rumbo. La posición de los domos de sal controlaría los cambios de dirección de los ejes de los pliegues, generando anticlinales curvos en planta. Por lo que, la rotación sobre ejes verticales o episodios de acortamiento superpuestos, no serían necesarios para explicar esta deformación (Jahani *et al.*, 2009). Lo anterior explicaría los cambios en las orientaciones de plegamiento de las limolitas y calizas de la Fm. Río Colina, en el cerro Caballos, al suroeste de las Termas de Colina, asociado a una gran presencia de yeso (Figura 85).

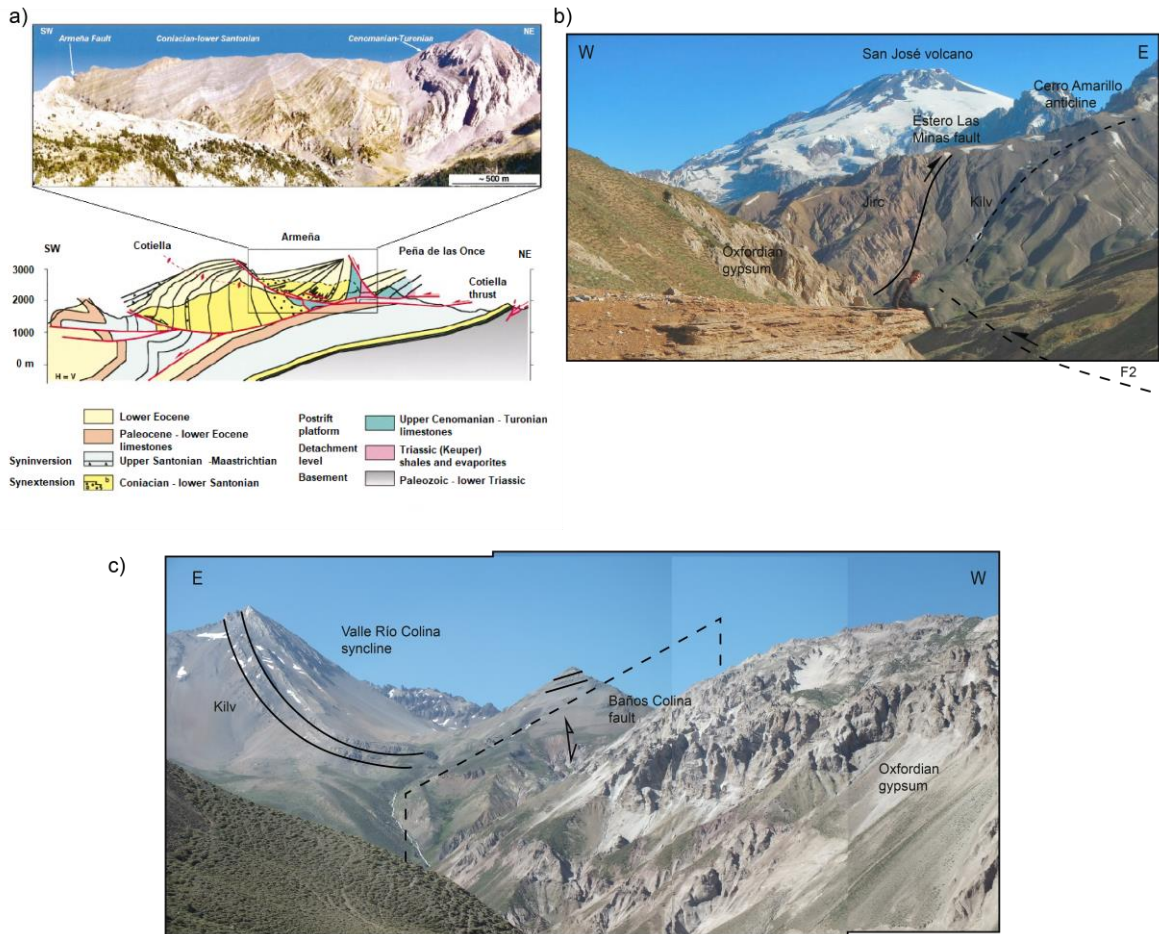


Figura 84. (a) Fotografía de la falla de crecimiento Armeña y la sección estructural a través del corrimiento Cotiella en los Pirineos Españoles. Modificado de McClay et al. (2004) (b) Interpretación geológica de la deformación observada en el Cerro Amarillo, al sur del volcán San José. (c) Interpretación estructural de la deformación observada al SW de las Termas de Colina.

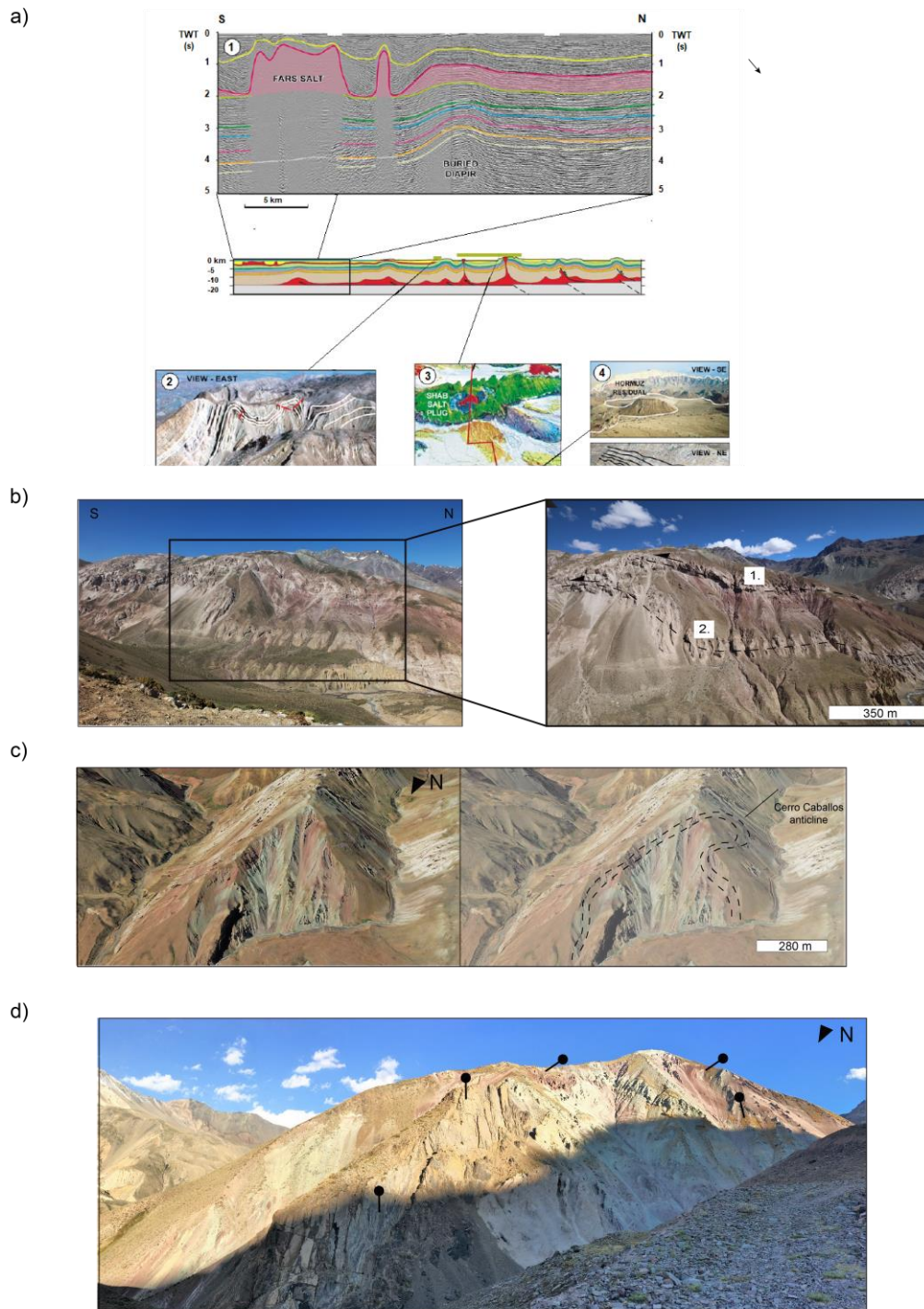


Figura 85. (a) Reflexión sísmica e imágenes de la sección C, en la región oriental de la FPC de Zagros, Irán. Modificado de Jahani et al. (2009) (b, c, d) Distintas vistas de la deformación observada en el cerro Caballos, al SW de las Termas de Colina.

V. Conclusiones

Este trabajo presenta un análisis estructural de la FPCA en los Andes de Chile central, incluyendo modelos estructurales y sus respectivas restauraciones palinospásticas a lo largo de los valles de los ríos Yeso y Volcán, soportados por datos de campo, litoestratigrafía, geocronología, y sismicidad. Los resultados presentados y lo discutido previamente permiten exponer las siguientes conclusiones:

Geometrías tipo graben y hemi-graben caracterizaron los depocentros mesozoicos ubicados en la sección norte de la cuenca de Neuquén. Las estructuras que controlaron los depocentros de Yeguas Muertas y Nieves Negras, conservan su orientación NNW en el presente.

Secuencias volcanoclásticas del Cretácico Superior, correspondientes a la Unidad Las Coloradas, definida en este trabajo, en contacto aparentemente concordante en su base con la Fm. Colimapu? y paraconformante en su techo con la Fm. Abanico, junto con su correlación con la Unidad Guanaco y Fm. Plan de los Yeuques hacia el valle del río Tinguiririca, sostienen una migración del arco magmático hacia el este y cambios en la tectónica durante el Cretácico tardío-Paleoceno, asociado a una fase extensional anterior al desarrollo de la cuenca de intra-arco de Abanico.

El modelo geométrico-cinemático construido a partir de los 15 Ma permite ratificar que la formación de la FPCA, a la latitud de Santiago, comenzó en el Mioceno medio. Además, el vínculo entre los retrocorrimientos, la sismicidad y aspectos geomorfológicos presentes en el área, sugieren que la deformación seguiría hasta el presente. Desde los 15 Ma hasta la actualidad, la FPCA occidental a esta latitud, acomodó entre 27-28 km de acortamiento mínimo. Estos valores son superiores a los registrados hacia el sur, lo que se relaciona a la presencia del *flat-slab*, la consecuente formación de una FPC de piel híbrida, la presencia del eje del Oroclino del Maipo y la ausencia de la Cordillera Frontal al sur de los 34°40'S.

Las edades radioisotópicas obtenidas en este estudio, en la Fm. Río Damas y en la base de la Fm. Abanico, a la latitud del valle del río Yeso, permitieron: por una parte, revalidar la edad de los estratos *syn*-extensionales de la cuenca Neuquina y la proveniencia de sus circones detríticos a rocas del arco Jurásico andino; como también corroborar la prolongación de la edad de la base de la Fm. Abanico al Eoceno superior. Adicionalmente, considerando las evidencias de fallamiento fuera de secuencia de la falla El Diablo a la latitud del valle del río Volcán, se invalida la proposición del sistema de falla El Diablo-El Fierro como borde oriental de la cuenca de Abanico en este sector.

Existe un conocimiento deficitario respecto a la deformación asociada a la presencia de yeso en la FPCA, y su relación con los estudios de tectónica salina, especialmente en cinturones plegados asociados a márgenes convergentes. Se requiere precisar el cálculo de acortamiento de la FPCA, considerando el acomodo que generan los diapiros de yeso, cuya geometría en profundidad no se conoce con exactitud, como también el de los cuerpos

intrusivos presentes en la zona de estudio. Debido a que el comportamiento mecánico de la sal es débil, se vuelve muy sensible a las condiciones de *strain*, por lo que las estructuras salinas pueden revelar detalles de la cronología de deformación de una cuenca sedimentaria.

Si bien el modelo de cuña no-cohesiva de Coulomb permite entender la estructura regional a gran escala de la FPCA, simplifica la compleja configuración tectónica de la región, donde las estructuras heredadas, la superposición de eventos tectónicos y la presencia de evaporitas y cuerpos magmáticos, cumplen un rol esencial en la deformación de los Andes de Chile central-Argentina.

Finalmente, se establece que las heterogeneidades estructurales heredadas de la porción norte de la cuenca Neuquina han ejercido un control primario en la arquitectura de la FPCA, perpetuándose las geometrías extensionales del Jurásico tardío al Cretácico temprano. Sin embargo, aún falta entender la influencia directa de la arquitectura mesozoica sobre la evolución tectónica de la cuenca de Abanico. Como también un estudio detallado de la deformación de rumbo existente a esta latitud. En consecuencia, pozos, perfiles de reflexión sísmica, y/o estudios geofísicos aportarían fuertemente al mayor entendimiento estructural de la región.

Bibliografía

- Adam, J. and Reuther, C.-D, 2000. Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc, *Tectonophysics*, Vol. 321, Issue 3, p. 297-325
- Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín Nº 9, 70 p.
- 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.
- Álvarez, P.P., Aguirre-Urreta, M., Godoy, E., Ramos, V.A., 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33° 45' – 34° 00' LS). *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, Vol. 1, p. 425-429.
- Alvarez, P. P., V. A. Ramos, L. B. Giambiagi, & E. Godoy, 2000b. Relationships between different depocenters of Triassic-Jurassic rift systems in the main Andes of Argentina and Chile, paper presented at the XXIII Geological International Congress, Río de Janeiro.
- Antinao, J., Fernández J., Iriarte S., 2003. Geología para el ordenamiento territorial, Cuenca de Santiago, región Metropolitana de Santiago, Escala 1:100.000. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile.
- 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 oroclineo de Vallenar y el "megakink" del Maipo, XII Congreso Geológico Chileno Santiago, 22-26 de noviembre, 2009.
- Ávila, C. 2005. Metamorfismo de muy bajo grado en secuencias volcanogénicas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en el valle del Río Volcán. Universidad de Chile. 120p.
- Ayala, Cabrera, A. I. C. Ltda., 2000. Modelo de Simulación Hidrológico Operacional, Cuencas de los ríos Maipo y Mapocho, Santiago, vol. 8. Santiago, Chile: Ministerio De Obras Públicas, Dirección General de Aguas, MOP-DGA. SIT N62. Vol. 1, p. 260.
- Baeza, O., 1999. Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 119 p.
- Barrientos, S., E. Vera, P. Alvarado, and T. Monfret, 2004. Crustal seismicity in central Chile, *J. South Am. Earth Sci.*, 16, 759–768, doi:10.1016/j.jsames.2003.12.001.
- Biro-Bagoczky, L., 1964. Estudio sobre el límite Titoniano y el Neocomiano en la Formación Lo Valdés, Provincia de Santiago, principalmente en base a ammonioideos, Región Metropolitana, Chile. Memoria de Título (Unpublished), Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Boyce, D. 2015. Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen Andino en Chile central durante el Cretácico medio-Tardío: El registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 304 p.
- Bustamante, M., 2001, Análisis del contacto Meso-Cenozoico en el valle del río Volcán, Cordillera de los Andes de la Región Metropolitana, Santiago, Universidad de Chile.
- Butler, R. W. H., 1989. The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 105-122.

- 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). Memoria para optar al título de Geólogo, Facultad De Ciencias Físicas y Matemáticas Departamento De Geología; Universidad de Chile.
- Chapple, W. M., 1978, Mechanics of thinskin fold-and-thrust belts; *GSA Bulletin* (1978) 89 (8): 1189-1198.
- Charrier, R., Wyss, A. R., Flynn, J. J., Swisher III, C. C., Spichiger, S., & Zapatta, F., 1994. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructurales para las Formaciones Coya-Machalí y Abanico, entre 33 50'y 35 S, Cordillera Principal Chilena. In Congreso Geológico Chileno (Vol. 2).
- Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J. J., Swisher III, C. C., Norell, M. A., Zapatta, F., Novacek, M. J. 1996. New evidence for late Mesozoic-early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35 S), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(5-6), 393-422.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R. and Zurita, E., 2002a. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversión south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, p. 117-139.
- Charrier, R., Álvarez, P., Zurita, E., 2002b. Hallazgo de Jurásico marino en la Faja Plegada y Corrida del Río Las Leñas, Alta Cordillera de Chile (34° 30' S). Actas XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, 2002. Vol. 1, p. 479-484.
- 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., 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.
- Coloma, F., Valin, X., Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Salazar, E. & Ducea, M.N., 2017. Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from northern Chile (28°-30°15'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean Geology*, 44(2): 147-178.
- Cornejo, P., Mahood, G. 1997. Seeing past effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contribution to Mineral Petrology*, Vol. 127, p. 159 – 175.
- Davis, D. y Engelder, T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics*, 119 pp. 67-88.
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F. A., 1983, Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges; *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 88(B2):1153-1172.
- Davis, G.H., Reynolds, S., 1996, *Structural Geology of Rocks and Regions*. ISBN: 978-0-471-15231-6.
- Davison, I., Alsop., I., Blundell, D., 2014. Salt tectonics: some aspects of deformation mechanics. *Geological Society London*. DOI: 10.1144/GSL.SP.1996.100.01.01.
- Darwin, C.R. 1846. *Geological observations on South America*. Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. Fitzroy, R.N. during the years 1832 to 1836. Smith Elder and Co., 280 p., London.
- Deckart, K.; Godoy, E.; Bertens, A.; Jerez, D.; Saeed, A. 2010. Barren Miocene granitoids in the Central Andean metallogenic belt, Chile: Geochemistry and Nd-Hf and U-Pb isotope systematic. *Andean Geology* 37 (1): 1-31.
- Doodley, T., McClay, K., Hempton, M., Smit., 2017. Salt tectonics above complex basement extensional fault systems: results from analogue modelling. *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, 6, 1631-1648, 1, <https://doi.org/10.1144/0061631>

Drake, R., Charrier, R., Thiele, R., Munizaga, F., Padilla, H., Vergara, M., 1982. Distribución y edades K-Ar de volcánitas post-Neocomianas en la Cordillera Principal entre 32° y 36° L. S. Implicaciones estratigráficas y tectónicas para el Meso-Cenozoico de Chile Central. Actas III Congreso Geológico Chileno, Concepción, Vol. 2, p. D42-D78.

Eichelberger, N., & McQuarrie, N., 2015. Three-dimensional (3-D) finite strain at the central Andean orocline and implications for grainscale shortening in orogens. *Bulletin*, 127(1-2), 87-112.

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*.

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.

Ferrán, O. L. G., & Martínez, M. V., 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35 y 38 sur. In *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas* (Vol. 19, No. 19, pp. ág-19).

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.

Fuentes, F., Vergara, M., Nyström, J.O, Levi, B., Aguirre, L., 2000. Geology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Cuesta de Chacabuco area. Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Vol. 2, p. 21-25.

Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Féraud, G., 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33° S): una reinterpretación sobre la base de dataciones 40Ar/39Ar. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 29, N° 2, p. 207- 225.

Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P. R., Ruffet, G., & de Bremond D'Ars, J., 2007. Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén province, Argentina). *Tectonics*, 26(4).

Gana, P. and Wall, R., 1997. Evidencias geocronológicas 40Ar/39Ar y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central (33°-33° 30' S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, N° 2, p. 145-163.

Giambiagi, L., Tunik, M., Ghiglione, M., 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33° 30' S -34° S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 14, p. 707-724.

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., Álvarez, P.P., Godoy, E., 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*, Vol. 369. p. 1-19.

Giambiagi, L., Ramos, V.A, Godoy, E., Álvarez, P.P., Orts, S., 2003b. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, Vol. 22, N° 4, 1041, doi:10.1029/2001TC001354.

Giambiagi, L., Tunik, M., Ramos, V., Godoy, E., 2009 The High Andean Cordillera of Central Argentina and Chile along the Piuquenes pass-cordon of 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., 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., Mescua, J., Bechis, F., Hoke, G., Suriano, J., Spagnotto, S., Maris Moreiras S., Lossada, A., Mazzitelli, M., Toural Dapoza, Folguera, A., Mardonez, D. y Pagano, D., 2016. In A. Folguera et al. (eds.), *Growth of the Southern Andes*, pp 63-98. Springer Earth System Sciences, DOI 10.1007/978-3-319-23060-3_4

Gibbs, A., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal Geological Society of London*, 141, 609 – 620.

Godoy, E., Yáñez, G., Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Central Chilean Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, Vol. 306, N° 2, p. 217-236.

Goffey, G. P., Craig, J., Needham, T., & Scott, R., 2010. Fold–thrust belts: overlooked provinces or justifiably avoided?. *Geological Society, London, Special Publications*, 348(1), 1-6.

González, O., 1963. Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán. *Revista Minerale*s, Santiago, Vol. 17, N° 81, p. 20-61.

González, P. 2010. *Geología y geomorfología del Complejo de Remoción en Masa La Engorda, Chile Central*. Universidad de Chile. Santiago.

Gregory-Wodzicki, K., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *Geological Society of America Bulletin* 112(7), 1091-1105.

Gubbels, T., Isacks B. y Farrar, E., 1993. High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology* 21(8), 695-698.

Hayward, A.B. and Graham, R.H., 1989. Some geometrical characteristics of inversion. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 44: 17-39.

Hsieh, J., 2017. *Geologic Field Trips of the Canadian Rockies*. The Geological Society of America 48

Hoke, G., Giambiagi, L., Garzzone, C., Mahoney, B. and Strecker, M., 2014a. Neogene paleoelevation of intermontane basins in a narrow, compressional mountain range, southern Central Andes of Argentina, *Earth and Planetary Science Letter*, Vol. 406, p. 153-164.

Hoke, G., Graber, N., Mescua, J., Giambiagi, L., Fitzgerald, P. and Metcalf, J., 2014b. Near pure surface uplift of the Argentine Frontal Cordillera: insights from (U-Th)/He thermochronometry and geomorphic analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 399, p. 383-399.

Hudec, M. y Jackson, M., 2007. *Terra infirma: Understanding salt tectonics*. *Earth-Science Reviews*, pp 1-28.

Jahani, S., Callot, J., Letouzey, J., Frizon de Lamotte, D., 2009. The eastern termination of the Zagros fold-and-thrust belt, Iran: Structures, evolution, and relationships between salt plugs, folding and faulting. *Tectonics*, vol. 28, TC6004, doi:10.1029/2008TC002418.

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

Kane, S.J., Williams, G.D., Buddin, T.S., Egan, S.S. & Hodgetts, D. 1997. Flexural-slip based restoration in 3D, a new approach. *American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention Official Program*: A58.

- Klohn, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín N° 8, 95 p.
- Kurtz, A., Kay, S.M., Charrier, R., Farrar, E., 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, N° 1, p.75-90.
- Lee, C., Chang, Y., Coward, M., 2002. Inversion tectonics of the fold-and-thrust belt, western Taiwan. *Geological Society of America*. Special paper 358.
- Ludwig, K.R 2012. User's Manual for Isoplot 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 5.
- Mardones, V., 2016. Análisis estructural de los depósitos Mesozoicos y Cenozoicos en la Cordillera Principal en el valle del río Volcán, Región Metropolitana, Chile (33°44'S-35°56'S), Santiago, Universidad de Chile.
- Mardones, V., Vargas, G., Peña, M., Pairoa, S., Arriagada, C, 2017. Influencia de estructuras previas en la evolución tectónica de la faja plegada y corrida de Aconcagua, 33°S-34°S, Chile. XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, 7-11 agosto.
- Marshak, S., 2004. Salients, recesses, arcs, Oroclines, and Syntaxes. A review of ideas concerning the formation of map-view curves in fold-thrust belts.
- Matsuda, T., 1975, Magnitude and recurrence interval of earthquakes from a fault, *Zishin*, 2 (28) (1975), pp. 269-283
- 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*.
- McClay, K., Muñoz, J., García-Senz, J., 2004. Extensional salt tectonics in a contractional orogen: A newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees. *Geology* 39. DOI: 10.1130/G20565.1
- McQuarrie, N., Tobgay, T., Long, S., Reiners, P., Cosca, M., 2014. Variable exhumation rates and variable displacement rates: Documenting recent slowing of Himalayan shortening in western Bhutan. *Earth and Planetary Science Letters* 386: 161-174.
- Menares, S., 2018. Caracterización y descripción litológica y geotécnica de sondaje profundo en la Falla San Ramón. Memoria de Geólogo, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Santiago, Chile.
- 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.
- Morley, C. K., 1988. Out-of-sequence thrusts. *Tectonics*, vol. 7, no. 3, pages 539-561.
- Mosolf, J., 2013. Stratigraphy, structure, and geochronology of the Abanico Formation in the Principal Cordillera, central Chile: evidence of protracted volcanism and implications for the Andean tectonics, Department of Earth Sciences, University of California, PhD. Thesis, 152p.
- 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.
- Müller R.D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, K.J., Wright, N.M., Shephard, G.E., Maloney, K.T., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D.J., Cannon, J., 2016. Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol 44, 107-138.

Muñoz, M., 2005. Geoquímica, metamorfismo y petrogénesis de la franja oriental de la Formación Abanico en Chile central, área de El Volcán, Cajón del Maipo (33°50'S, 70°12'- 70°05'). Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Muñoz, M., Deckart, K., Charrier, R., & Fanning, M., 2009 (November). New geochronological data on Neogene-Quaternary intrusive rocks from the high Andes of central Chile (33°15'-34°00'S). In Congreso Geológico Chileno (No. 12, pp. 8-008).

Pairoa, S., 2018. Modelo geológico tridimensional en el valle del río Volcán: un caso de estudio con fotogrametría digital. Memoria de pregrado. Universidad de Chile. Santiago.

Palma, W., 1991. Estratigrafía y estructura de la Formación Colimapu entre el Estero del diablo y el Cordón Los Lunas, región Metropolitana. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 95p.

Pardo-Casas, F. and Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (farallon) and South American Plates since late cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6 n:3, p. 233-248.

Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A., & Maas, R., 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3).

Pérsico, M., Muñoz, M., Tapia, F., Arellano, P., Farías, M. 2015. Hallazgo de estratos de edad Cretácico Tardío en el curso alto del río Tinguiririca (~34°55'S). Parte I: Principales Características, en: 14° Congreso Geológico Chileno, Actas digitales. La Serena, 4 p.

Pérsico, M., 2016. La Unidad Guanaco en el valle del río Tinguiririca (34°55'S): Características estratigráficas y geoquímicas e implicancias tectónicas para el Cretácico tardío en el margen andino. Memoria de pregrado. Universidad de Chile. Santiago.

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

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

Rapalini, A.E. 2005. The accretionary history of southern South America from the latest Proterozoic to the Late Palaeozoic: some palaeomagnetic constraints. From: Vaughan, A. R. M., Leat, P. T. & Pankhurst, R. J. (eds). *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 246, 305-328.

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

Rauld, R. A., 2011. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile central (33°S). PhD Tesis, Universidad de Chile. Chile.

Riedel, W., 1929. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen; *Centralblatt für Mineralogie, Geologie, und Paläontologie* 1929B, 354.

Roeder, D. H., 1973, Subduction and orogeny, *Journal of Geophysical Research*, 78, 23, 5005-5024.

Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M. N., Calderón, S., & Hoffman, D., 2014. The Upper Jurassic volcanism of the Río Damas-Tordillo Formation (33-35.5 S): Insights on petrogenesis, chronology, provenance and tectonic implications. *Andean Geology*, 41(3).

Salazar, C., & Stinnesbeck, W., 2015. Redefinition, stratigraphy and facies of the Lo Valdés Formation (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) in central Chile. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural*, 64, 41-68.

Sellés, D., 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33° 15'-33° 30'S; 70°30'-70°45'O), Chile Central. Geología, Universidad de Chile, Santiago, 154 p.

Sellés, D., 2000. La relación discordante entre las Formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales. Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Vol. 1, p. 555-558.

Sellés, D.; Gana, P. 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal, Regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geología Básica 74: 30 p., escala 1:100.000. Santiago.

Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., & Schaltegger, U., 2008. Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2), 1-35.

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

Somoza, R. and Ghidella, M., 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 60 n:4, p. 797-809.

Somoza, R. and Zaffarana, C.B. 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters* 271: 267-277.

Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A., Repol, D., 2000. Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo. Boletín N° 290, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 116 p.

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

Tassara, A., & Yáñez, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47 S). *Revista geológica de Chile*, 30(2), 159-186.

Telford, W. M., Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., & Sheriff, R. E., 1990. *Applied geophysics* (Vol. 1). Cambridge university press.

Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 29, 21p.

Thomas, H., 1958, Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de la Ligua y la Cuesta de Barriga, Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 2, 80 p., Santiago.

Vendeville, B.C. y Jackson, M.P.A. 1992. The Rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, Vol 9, August.

Villela, D., 2012, Desarrollo estructural de la Cordillera Principal al suroeste del río Maipo, sector de El Ingenio, Región Metropolitana, Chile (33°40'-33°50'S). Memoria para optar al título de Geóloga, Facultad De Ciencias Físicas y Matemáticas Departamento De Geología; Universidad de Chile.

Wall, R.; Sellés, D.; Gana, P. 1999. Area Tiltill-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 11, 1 mapa 1:100.000, 1 anexo. Santiago.

Woodcock, N. H., Fischer, M., 1986, Strike-slip duplexes, *Journal of Structural Geology*, Vol. 8, No. 7, pp. 725 to 735, 198.

Yáñez, G., Muñoz, M., Flores-Aqueveque, V. and Bosch, 2015. A Gravity derived depth to basement in Santiago Basin, Chile: implications for its geological evolution, hydrogeology, low enthalpy geothermal, soil characterization and geo-hazards. *Andean Geology*, Vol. 42 n:2, p. 147-172.


Yrigoyen, M. R., 1979. Cordillera principal. *Geología Regional Argentina*, 1, 651-694.







Zonenshayn, L.P., Savostin, L.A., Sedov, A.P. 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for the last 160 million years. *Geotectonics*, Vol. 18, p. 181-195.

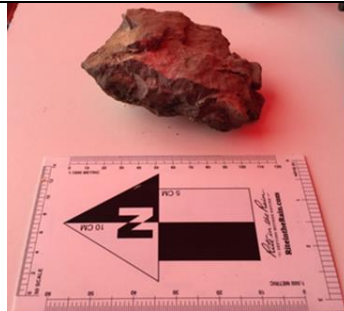
Anexos

Tabla 1. Bioestratigrafía

En esta tabla se describen trece ejemplares de fauna fósil presentes en determinados niveles de las formaciones Río Colina y Lo Valdés, que acotan las edades estas unidades. Las siguientes descripciones se presentan en orden alfabético (Coordenadas en UTM WGS84).

F1	F2
N 6280159 m	N 6280642 m
E 415643 m	E 407752m
Aetostreon? sp. (Bivalvo)	Aetostreon sp. (Bivalvo)
	
F3	F4
N 6282705 m	N 6276866 m
E 415123 m	E 414836 m
Aetostreon? sp. (Bivalvo)	Araucanites? sp. (Amonnites)
	
F5	F6
N 6280316 m	N 6282705 m
E 415512 m	E 415123 m
Aulacosphinctes? sp. (Amonnites)	Corongoceras sp. (Corongoceras)

	
F7	F8
N 6282705 m	N 6280316 m
E 415123 m	E 415512 m
Gryphaea sp. (Bivalvo)	Kilianella? sp. (Ammonite)
	
F9	F10
N 6280316 m	N 6279721 m
E 415512 m	E 407396 m
Neocomitidae? sp. (Ammonite)	Neocomitidae? sp. (Ammonite)
	
F11	F12
N 6271448 m	-
E 410111 m	-
Amonnite Perisphinctes sp.	Bivalvo Pholadomya? sp.



F13

-

-

Amonite Spiticeras? sp.

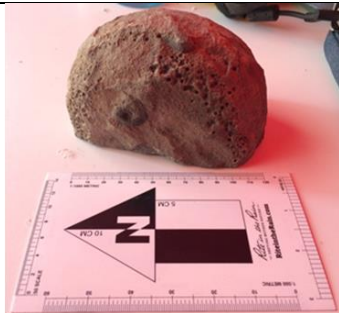


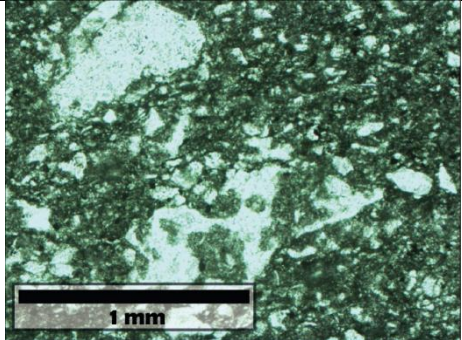
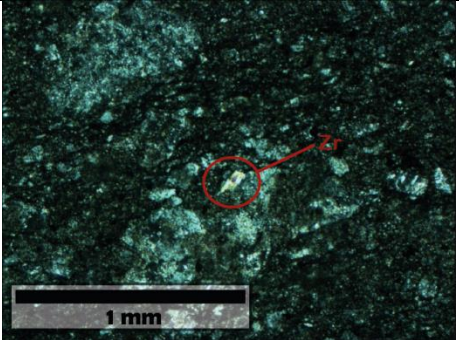
Tabla 2. Muestras recolectadas en terreno con su objetivo específico asociado.

ID	WGS84 E (m)	WGS84 N (m)	Objetivo
CP01	403358	6265187	Control estratigráfico de la Formación Colimapu Determinar continuidad de la Formación Colimapu hacia el norte Corroborar el mapeo estructural de la falla inversa que repetiría la secuencia de las formaciones Lo Valdés, Colimapu y Abanico en el valle del río Yeso (Mardones, 2016)
CP02	414354	6281420	Control estratigráfico de la Formación Río Damas
CP03	414303	6248753	Determinar edad de la Formación Río Colina Corroborar el mapeo geológico de la falla Cerro Amarillo (Mardones, 2016)
CP04	399647	6255656	Determinar edad del techo de la Formación Colimapu
CP05	400521	6255209	Corroborar la existencia del anticlinal volcado (Bustamante, 2002) de acuerdo a la edad de la muestra CP04
CP06	404096	6260999	Control estratigráfico de la Formación Colimapu
CP07	402746	6279390	Determinar edad del techo de la Formación Colimapu o la base de la Formación Abanico
CP08	410944	6250407	Determinar edad del techo de la Formación Río Damas
CP09	417080	6277610	Control estratigráfico de la Formación Río Damas
CP10	410553	6276684	Control estratigráfico de la Formación Río Damas Determinar continuidad de la Formación Río Damas hacia el sur

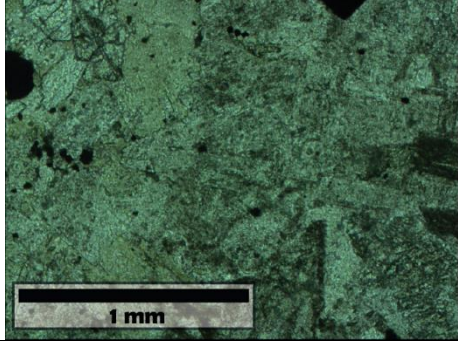
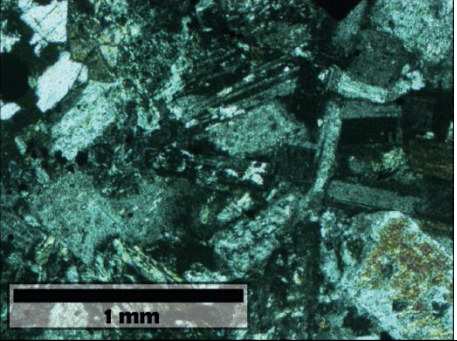

Tabla 3. Muestras requeridas para datación geocronológica U-Pb en circón.

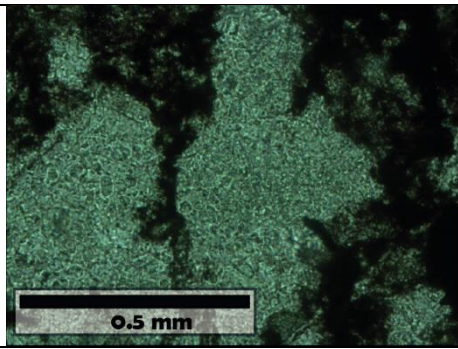
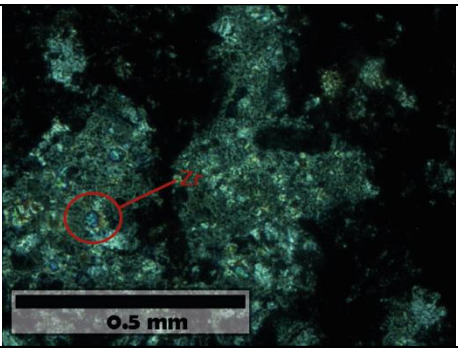
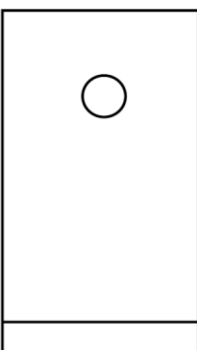
ID	WGS84 E (m)	WGS84 N (m)	Litología	Método Datación	Adicional	Minerales a separar para datación	Minerales a separar para análisis adicionales
CP01	403358	6265187	Arenisca fina-media	U-Pb circón	Trazas de fisión	Circones	Apatito; titanita
CP02	414354	6281420	Arenisca	U-Pb circón	Trazas de fisión	Circones	Apatito; titanita
CP03	414303	6248753	Arenisca	U-Pb circón	Trazas de fisión	Circones	Apatito; titanita
CP04	399647	6255656	Arenisca	U-Pb circón	Trazas de fisión	Circones	Apatito; titanita
CP05	400521	6255209	Arenisca	U-Pb circón	Trazas de fisión	Circones	Apatito; titanita
CP06	404096	6260999	Andesita	K-Ar; Ar-Ar	Trazas de fisión	Biotita; muscovita; anfibola	Apatito; titanita
CP07	402746	6279390	Toba andesítica	Circon	Trazas de fisión	Circones	Apatito; titanita
CP08	410944	6250407	Arenisca	U-Pb circón	Trazas de fisión	Circones	Apatito; titanita
CP09	417080	6277610	Arenisca media	U-Pb circón	Trazas de fisión	Circones	Apatito; titanita
CP10	410553	6276684	Arenisca grano medio	U-Pb circón	Trazas de fisión	Circones	Apatito; titanita

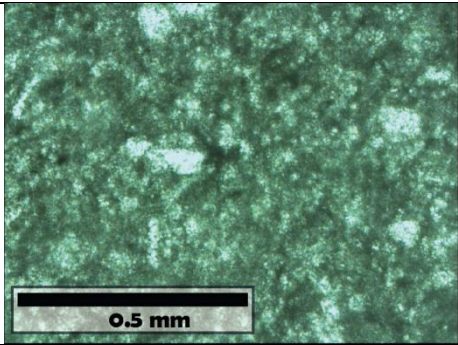
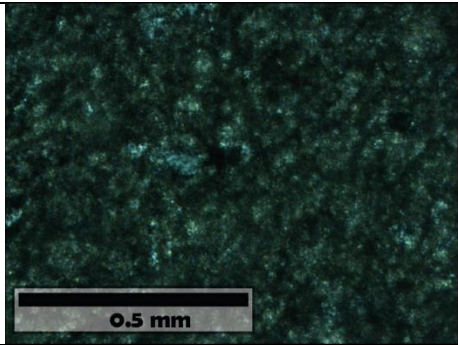
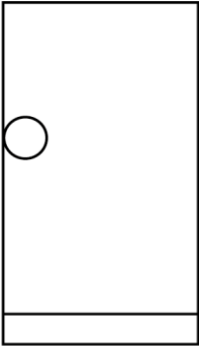
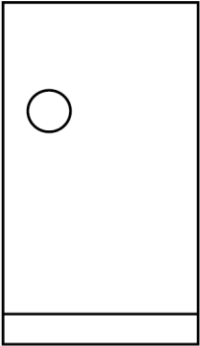
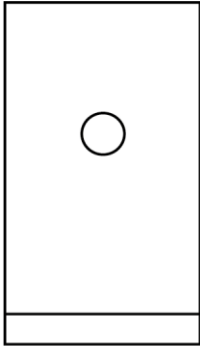
Tabla 4. Descripción y clasificación de muestras de rocas en secciones delgadas.

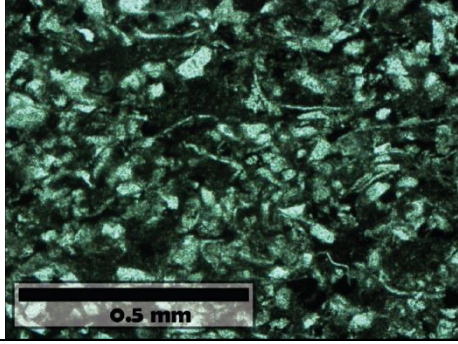
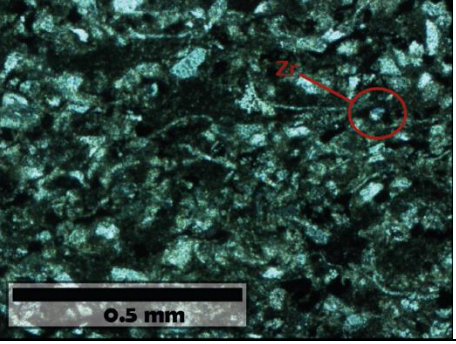
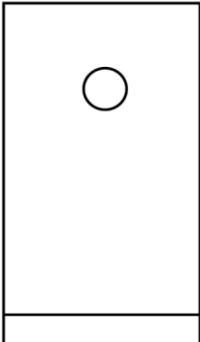
Código	N//	NX
CP01		
UTM WGS84	N 6265187 m	E 403358 m
Tamaño de clastos	Centil [mm]	Moda [mm]
	1	0.05
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad	Redondeamiento
	Media	Bajo
Selección	Media	
Tipo de contacto entre los clastos	Cóncono-convexo	
Relación esqueleto/ pasta	50%	

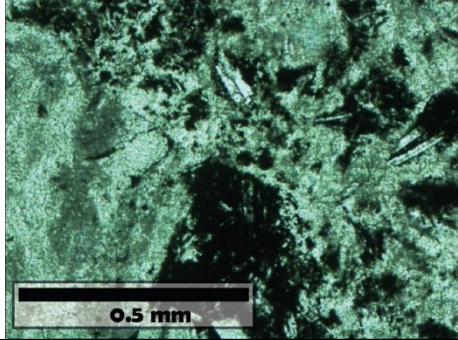
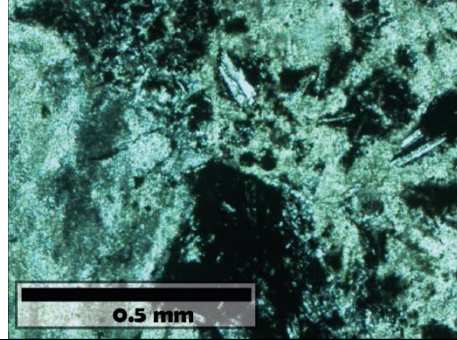
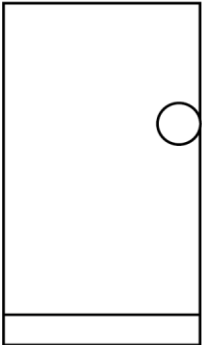
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez	Selección
	50		Baja	Buena.
Madurez composicional	Fragmentos de areniscas, feldespatos, menor chert y zircones. Madurez baja. Transporte corto de alta energía.			
Porosidad	Alta			
Composición cemento	Mosaico			
Tipo de cemento	-			
Cristales	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos
	Mesocristalinos	Subhedrales	Suturados	Corrosivos
Estructuras	Laminaciones			
Mezclas	Población 1: 0.25 mm de diámetro Población 2: 0.05 mm de diámetro			
Nombre de la roca	Grauvaca lítica			
Ubicación circones				

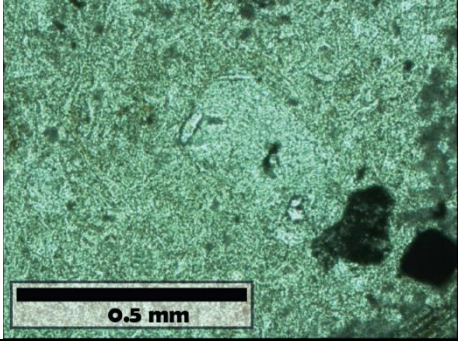
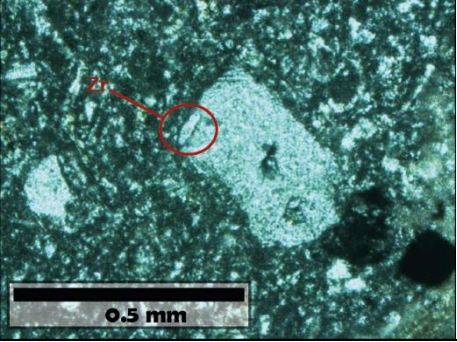
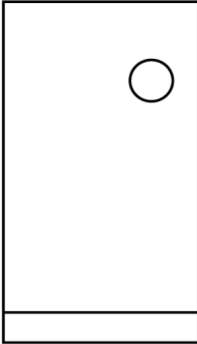
Código	N//		NX	
CP02				
UTM WGS84	N 6281420 m		E 414354 m	
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]	
	1		0.2	
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad		Redondeamiento	
	Baja		Medio	
Selección	Media			
Tipo de contacto entre los clastos	Cóncavo-convexo			
Relación esqueleto/pasta	30%			
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez	
	70		Media	
Madurez composicional	Feldespatosm, micas, clorita y zircones. Transporte medio de mediana energía			
Porosidad	Media			
Composición cemento	Mosaico			
Tipo de cemento	Cuarzo			
Cristales	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos
	Mesocristalinos	Subhedrales	Suturado	Corrosivos
Estructuras	No se observa			
Mezclas	Población 1: 0.4 mm de diámetro Población 2: 0.08 mm de diámetro			
Nombre de la roca	Grauvaca feldespática			
Ubicación circones				

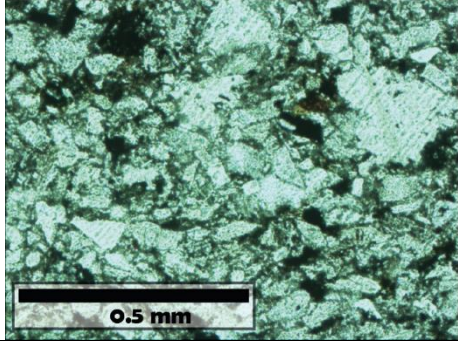
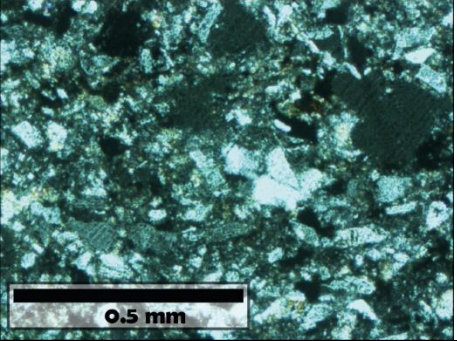
Código	N/		NX	
CP03				
UTM WGS84	N 6248753 m		E 414303 m	
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]	
	0.3		0.04	
Esfericidad y redondeamiento	Textura		Lutácea	
	Esfericidad		Redondeamiento	
Selección	Baja		Medio	
	Media			
Tipo de contacto entre los clastos	Cóncavo-convexo			
Relación esqueleto/pasta	20%			
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez	
	80		Media	
Madurez composicional	Feldespatos, zircones, micas, chert. Transporte medio de mediana energía			
Porosidad	Alta			
Composición cemento	Arcilla			
Tipo de cemento	Mosaico			
Cristales	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos
	Mesocristalinos	Subhedrales	Suturado	Corrosivos
Estructuras	Vetillas sinuosas rellenas de yeso y cuarzo, 0.1 mm de espesor.			
Mezclas	Población 1: 0.25 mm de diámetro Población 2: 0.05 mm de diámetro			
Nombre de la roca	Limolita			
Ubicación circones				

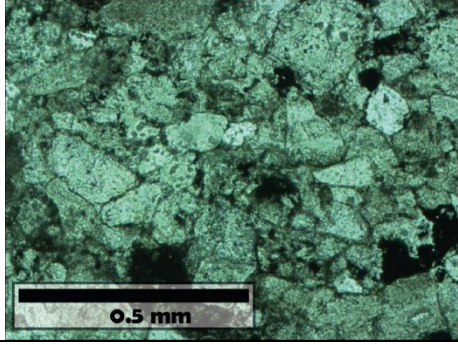
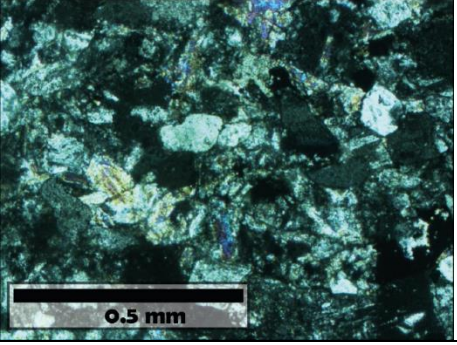
Código	N//		NX	
CP04				
UTM WGS84	N 6255656 m		E 399647 m	
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]	
	0.1		0.03	
Esfericidad y redondeamiento	Textura		Lutácea	
	Esfericidad		Redondeamiento	
Selección	Alta		Medio	
	Media			
Tipo de contacto entre los clastos	Cóncono-convexo			
Relación esqueleto/pasta	5%			
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez	Selección
	95		Media	Alta
Madurez composicional	Feldepsatos, cuarzo, zircones, micas			
Porosidad	Media			
Composición cemento	Arcilla-arena			
Tipo de cemento	Mosaico			
Cristales	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos
	Mesocristalinos	Subhedrales	Suturado	Corrosivos
Estructuras	Vetillas irregulares, sinuosas, compuesta de cuarzo y micas, 0.4 mm de espesor.			
Mezclas	Población 1: 0.025 mm de diámetro Población 2: 0.016 mm de diámetro			
Nombre de la roca	Lutita			
Ubicación zircones				

Código	N/		NX	
CP05				
UTM WGS84	N 6255209 m		E 400521 m	
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]	
	0.08		0.03	
Esfericidad y redondeamiento	Textura		Redondeamiento	
	Lutácea		Medio-Alto	
Selección	Esfericidad		Redondeamiento	
	Alta		Medio-Alto	
Tipo de contacto entre los clastos	Cóncavo-convexo			
Relación esqueleto/pasta	40%			
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez	Selección
	60		Medio-alto	Buena
Madurez composicional	Feldespatos, chert,			
Porosidad	Baja			
Composición cemento	Limo-arcilla			
Tipo de cemento	Mosaico			
Cristales	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos
	Mesocristalinos	Subhedrales	Suturado	Corrosivos
Estructuras	Vetillas regulares de calcita, micas, sinuosas de 0.025 mm de espesor			
Mezclas	No se observan			
Nombre de la roca	Grauvaca feldespática			
Ubicación circones				

Código	N//		NX	
CP06				
UTM WGS84	N 6260999 m		E 404096 m	
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]	
	1000		500	
Textura				
Rudácea				
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad		Redondeamiento	
	Alta		Alto	
Selección	Indistinguible			
Tipo de contacto entre los clastos	Cóncavo-convexo			
Relación esqueleto/pasta	50%			
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez	Selección
	50		Alta	Mala
Madurez composicional	Clastos volcánicos basálticos-andesíticos, feldespatos, chert			
Porosidad	Media			
Composición cemento	Limo-arcilla			
Tipo de cemento	Mosaico			
Cristales	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos
	Macrocristalinos	Subhedrales	Recto	Corrosivo
Estructuras	No se observan			
Mezclas	No se observan			
Nombre de la roca	Conglomerado			
Ubicación circones				

Código	N/		NX	
CP07				
UTM WGS84	N 6279390 m		E 402746 m	
Textura	Piroclástica			
Porcentaje de Piroclásticos en la roca	Juveniles	Líticos	Cristales	
	5%	15%	10%	
Tamaño de partículas piroclásticas	Juveniles	Líticos	Cristales	
	0,005-0,02	0,5-2 mm	0,01-0,1 mm	
Forma de los piroclastos	Juveniles	Líticos	Cristales	
	Anhedrales (esféricos)	Anhedrales (alargados)	Anhedrales a subhedrales	
Composición de los piroclastos	Juveniles	Líticos	Cristales	
	Vidrio	- Sedimentarios - Volcánicos (- Feldespatos - Cuarzo policristalino - Cuarzo microcristalino - Clorita - Epidota - Calcita	
Matriz	Tamaño	Porcentaje en al roca		Composición
	Ceniza fina	70%		Volcánica (cristales de plagioclasa, anhedrales, muy finos).
Nombre de la roca	Toba lítica			
Ubicación circones				

Código	N/		NX	
CP08				
UTM WGS84	N 6250407 m		E 410944 m	
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]	
	0.5		0.07	
Textura				
Arenácea				
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad		Redondeamiento	
	Alta		Medio	
Selección	Buena			
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Cóncavo-convexo			
Relación esqueleto/pasta	50%			
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez	Selección
	50		Media	Buena
Madurez composicional	Cuarzo, plagioclasa, micas,			
Porosidad	Alta			
Composición cemento	Limo-arcilla			
Tipo de cemento	Mosaico			
Cristales	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos
	Mesocristalinos	Subhedrales	Suturado	Corrosivo
Estructuras	No se observa			
Mezclas	No se observa			
Nombre de la roca	Grauvaca cuarcífera			

Código	N/		NX	
CP09				
UTM WGS84	N 6277610 m		E 417080 m	
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]	
	0.1		0.025	
Esfericidad y redondeamiento	Textura		Lutácea	
	Esfericidad		Redondeamiento	
Selección	Baja		Media	
	Media			
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Cóncavo-convexo			
Relación esqueleto/pasta	60%			
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez	Selección
	40		Media	Alta
Madurez composicional	Feldespato, cuarzo, micas, fragmentos líticos (Qz= 55%, F= 15%, L= 30%)			
Porosidad	Media-alta			
Composición cemento	Arena			
Tipo de cemento	Mosaico			
Cristales	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos
	Mesocristalinos	Subhedrales	Suturado	Corrosivo
Estructuras	No se observa			
Mezclas	No se observa			
Nombre de la roca	Grauvaca cuarcífera			

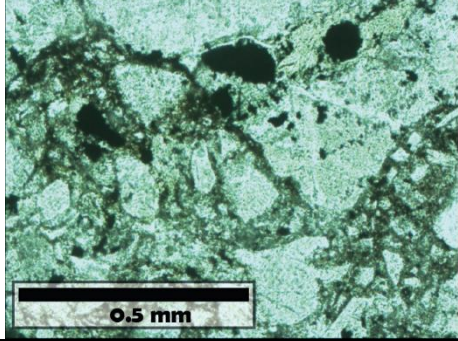
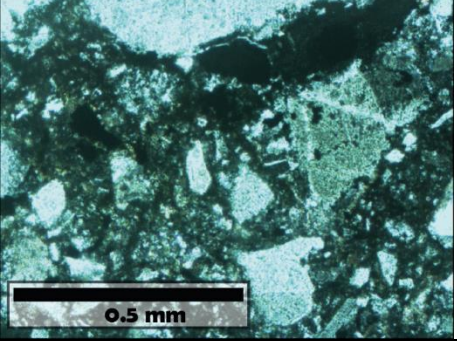
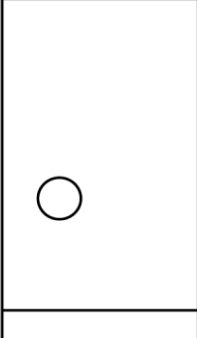
Código	N/		NX	
CP10				
UTM WGS84	N 6276684		E 410553 m	
Tamaño de clastos	Centil [mm]		Moda [mm]	
	0.5		0.2	
Textura				
Arenácea				
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad		Redondeamiento	
	Alta		Medio	
Selección	Mala			
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Cóncavo-convexo			
Relación esqueleto/pasta	50%			
Madurez textural	Matriz [%]		Redondez	Selección
	50		Alta	Buena
Madurez composicional	Plagioclasa, calcita, cuarzo, epidota			
Porosidad	Alta			
Composición cemento	Limo-arcilla			
Tipo de cemento	Mosaico			
Cristales	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relaciones de contacto cemento-granos
	Mesocristalinos	Subhedrales	Suturados	Corrosivos
Estructuras	Vetillas irregulares, sinuosa compuesta de calcita, de 0.3 mm de espesor			
Mezclas	Población 1: clastos de 0.5 mm de espesor Población 2: clastos de 0.2 mm de espesor			
Nombre de la roca	Conglomerado			
Ubicación circones				

Tabla 5. Resumen de datos U-Pb LA-MC-ICP-MS de circones detríticos de la muestra CP-07.

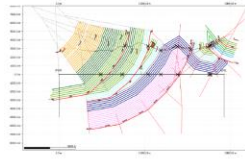
Analysis	Isotope ratios											Apparent ages (Ma)		Preferred Age			
	U	Th	U/Th	207Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	206Pb*	±	207Pb*	±	235U	±	238U	±
	(ppm)	(ppm)		206Pb*	(abs)	235U*	(abs)	238U	(abs)	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	(Ma)	(Ma)		
CPO-7-1	789	861	1.3	0.0544	0.0048	0.0424	0.0041	0.00586	0.00024	37.6	1.5	42.1	3.9	37.6	1.5		
CPO-7-2	600	507	1.5	0.0456	0.0051	0.0363	0.0044	0.00590	0.00026	37.9	1.6	36.1	4.3	37.9	1.6		
CPO-7-3	491	746	0.8	0.0478	0.0057	0.0381	0.0049	0.00581	0.00026	37.4	1.7	37.8	4.8	37.4	1.7		
CPO-7-4	441	341	1.5	0.0542	0.0072	0.0430	0.0057	0.00557	0.00025	35.8	1.6	42.5	5.5	35.8	1.6		
CPO-7-8	795	870	0.9	0.0483	0.0043	0.0373	0.0038	0.00574	0.00023	36.9	1.5	37.0	3.7	36.9	1.5		
CPO-7-9	540	449	1.1	0.0551	0.0056	0.0429	0.0048	0.00575	0.00024	37.0	1.6	42.9	4.7	37.0	1.6		
CPO-7-10	600	290	1.8	0.0506	0.0049	0.0393	0.0042	0.00576	0.00022	37.1	1.4	39.0	4.1	37.1	1.4		
CPO-7-11	512	311	1.5	0.0470	0.0052	0.0346	0.0041	0.00553	0.00021	35.6	1.3	34.5	4.0	35.6	1.3		
CPO-7-12	454	323	1.3	0.0584	0.0077	0.0464	0.0065	0.00588	0.00024	37.8	1.6	45.7	6.3	37.8	1.6		
CPO-7-13	527	313	1.6	0.0446	0.0050	0.0345	0.0042	0.00592	0.00024	38.0	1.5	34.7	4.0	38.0	1.5		
CPO-7-16	473	292	1.6	0.0475	0.0052	0.0358	0.0042	0.00586	0.00023	36.4	1.5	36.1	4.2	36.4	1.5		
CPO-7-17	424	259	1.6	0.0516	0.0064	0.0401	0.0053	0.00576	0.00024	37.0	1.5	40.3	5.1	37.0	1.5		
CPO-7-18	512	255	2.0	0.0521	0.0049	0.0418	0.0047	0.00589	0.00025	37.9	1.6	42.4	4.4	37.9	1.6		
CPO-7-19	358	178	2.0	0.0474	0.0059	0.0377	0.0052	0.00565	0.00023	36.3	1.5	37.4	5.1	36.3	1.5		
CPO-7-20	418	211	2.0	0.0576	0.0074	0.0446	0.0061	0.00578	0.00025	37.1	1.6	45.3	5.7	37.1	1.6		
CPO-7-22	453	208	2.2	0.0544	0.0051	0.0412	0.0043	0.00556	0.00022	35.8	1.4	41.3	4.3	35.8	1.4		
CPO-7-23	297	112	2.8	0.0518	0.0070	0.0426	0.0061	0.00567	0.00025	36.5	1.6	42.1	5.9	36.5	1.6		
CPO-7-24	546	279	2.1	0.0525	0.0050	0.0409	0.0045	0.00575	0.00023	37.0	1.5	40.6	4.4	37.0	1.5		
CPO-7-25	474	273	1.8	0.0552	0.0058	0.0436	0.0049	0.00575	0.00023	37.0	1.5	43.1	4.7	37.0	1.5		
CPO-7-26	578	331	1.8	0.0485	0.0046	0.0390	0.0043	0.00579	0.00024	37.2	1.5	38.7	4.2	37.2	1.5		
CPO-7-32	576	570	1.1	0.0519	0.0051	0.0404	0.0044	0.00580	0.00022	37.3	1.4	40.1	4.3	37.3	1.4		
CPO-7-33	248	136	1.9	0.0502	0.0069	0.0401	0.0057	0.00585	0.00024	37.6	1.6	39.6	5.6	37.6	1.6		
CPO-7-34	407	321	1.3	0.0467	0.0063	0.0373	0.0053	0.00572	0.00023	36.8	1.5	37.6	5.2	36.8	1.5		
CPO-7-35	662	457	1.5	0.0459	0.0045	0.0336	0.0035	0.00561	0.00022	36.1	1.4	33.5	3.5	36.1	1.4		
CPO-7-36	506	310	1.7	0.0462	0.0053	0.0362	0.0044	0.00566	0.00023	36.4	1.4	35.9	4.3	36.4	1.4		
CPO-7-37	443	244	1.8	0.0470	0.0053	0.0373	0.0045	0.00571	0.00023	36.7	1.5	37.0	4.4	36.7	1.5		
CPO-7-39	674	545	1.3	0.0466	0.0038	0.0371	0.0036	0.00583	0.00023	37.5	1.4	36.9	3.5	37.5	1.4		
CPO-7-43	364	273	1.3	0.0545	0.0062	0.0447	0.0057	0.00596	0.00027	38.3	1.7	44.1	5.5	38.3	1.7		
CPO-7-44	397	198	2.0	0.0511	0.0059	0.0417	0.0051	0.00571	0.00023	36.7	1.5	41.3	5.0	36.7	1.5		
CPO-7-45	561	414	1.4	0.0551	0.0050	0.0438	0.0042	0.00565	0.00022	36.3	1.4	43.4	4.0	36.3	1.4		
CPO-7-46	354	206	1.8	0.0540	0.0068	0.0416	0.0059	0.00554	0.00023	35.6	1.5	41.1	5.7	35.6	1.5		
CPO-7-48	479	330	1.4	0.0452	0.0044	0.0381	0.0040	0.00589	0.00025	37.9	1.6	38.3	3.8	37.9	1.6		
CPO-7-49	474	236	2.0	0.0441	0.0052	0.0347	0.0045	0.00575	0.00022	37.0	1.4	34.5	4.4	37.0	1.4		
CPO-7-50	209	134	1.6	0.0422	0.0093	0.0321	0.0072	0.00561	0.00026	36.1	1.7	31.6	7.1	36.1	1.7		
CPO-7-51	162	62	2.6	0.0492	0.0097	0.0413	0.0085	0.00599	0.00026	38.5	1.7	40.5	8.2	38.5	1.7		
CPO-7-52	540	552	1.0	0.0523	0.0048	0.0400	0.0040	0.00571	0.00023	36.7	1.5	39.8	3.9	36.7	1.5		
CPO-7-53	327	244	1.3	0.0466	0.0074	0.0356	0.0058	0.00572	0.00023	36.8	1.5	35.3	5.7	36.8	1.5		
CPO-7-54	559	326	1.7	0.0536	0.0072	0.0396	0.0049	0.00577	0.00031	37.1	2.0	39.4	4.8	37.1	2.0		
CPO-7-55	387	232	1.6	0.0520	0.0072	0.0412	0.0059	0.00577	0.00029	37.1	1.9	40.8	5.8	37.1	1.9		
CPO-7-58	366	240	1.5	0.0477	0.0076	0.0388	0.0065	0.00583	0.00026	37.5	1.7	38.4	6.3	37.5	1.7		
CPO-7-60	400	240	1.6	0.0569	0.0057	0.0471	0.0054	0.00593	0.00025	38.1	1.6	46.5	5.2	38.1	1.6		
CPO-7-61	307	144	2.0	0.0435	0.0062	0.0353	0.0051	0.00600	0.00026	38.5	1.7	35.1	5.0	38.5	1.7		
CPO-7-64	652	481	1.2	0.0478	0.0038	0.0398	0.0037	0.00605	0.00025	38.9	1.6	39.6	3.6	38.9	1.6		
CPO-7-65	372	230	1.8	0.0548	0.0051	0.0452	0.0049	0.00594	0.00025	38.2	1.6	44.7	4.7	38.2	1.6		
CPO-7-66	473	281	1.8	0.0531	0.0050	0.0419	0.0043	0.00578	0.00022	37.1	1.4	41.5	4.2	37.1	1.4		
CPO-7-67	431	589	1.2	0.0461	0.0064	0.0366	0.0046	0.00571	0.00023	36.7	1.4	36.4	4.5	36.7	1.4		
CPO-7-68	498	325	1.7	0.0488	0.0069	0.0393	0.0057	0.00567	0.00023	36.5	1.4	38.9	5.5	36.5	1.4		
CPO-7-69	225	139	1.8	0.0501	0.0074	0.0404	0.0063	0.00584	0.00029	37.5	1.9	39.9	6.1	37.5	1.9		
CPO-7-70	626	610	1.2	0.0425	0.0053	0.0330	0.0045	0.00565	0.00026	36.3	1.7	32.8	4.4	36.3	1.7		
CPO-7-71	473	497	1.3	0.0511	0.0054	0.0409	0.0046	0.00572	0.00024	36.8	1.5	40.6	4.5	36.8	1.5		
CPO-7-72	432	235	2.1	0.0436	0.0054	0.0349	0.0047	0.00574	0.00023	36.9	1.5	35.2	4.7	36.9	1.5		
CPO-7-73	461	307	1.7	0.0542	0.0054	0.0446	0.0050	0.00603	0.00024	38.7	1.5	44.1	4.8	38.7	1.5		
CPO-7-74	429	258	1.8	0.0553	0.0058	0.0451	0.0054	0.00581	0.00025	37.4	1.6	44.6	5.2	37.4	1.6		
CPO-7-76	673	463	1.5	0.0519	0.0035	0.0423	0.0035	0.00582	0.00022	38.0	1.4	42.0	3.4	38.0	1.4		
CPO-7-77	424	221	2.1	0.0551	0.0063	0.0454	0.0053	0.00591	0.00023	38.0	1.5	44.9	5.2	38.0	1.5		
CPO-7-78	355	170	2.1	0.0557	0.0058	0.0464	0.0053	0.00612	0.00026	39.3	1.7	45.9	5.1	39.3	1.7		
CPO-7-79	398	265	1.5	0.0576	0.0064	0.0484	0.0052	0.00606	0.00027	38.9	1.7	47.8	5.0	38.9	1.7		
CPO-7-82	302	148	2.2	0.0511	0.0100	0.0378	0.0074	0.00547	0.00035	35.2	2.2	38.6	7.0	35.2	2.2		
CPO-7-85	318	217	1.6	0.0482	0.0073	0.0389	0.0063	0.00566	0.00024	36.4	1.6	38.4	6.2	36.4	1.6		
CPO-7-87	276	133	2.4	0.0613	0.0078	0.0483	0.0063	0.00594	0.00026	38.2	1.7	47.6	6.1	38.2	1.7		
CPO-7-88	488	328	1.7	0.0423	0.0046	0.0350	0.0043	0.00602	0.00025	38.7	1.6	34.8	4.2	38.7	1.6		
CPO-7-89	167	62	3.0	0.0530	0.0110	0.0418	0.0089	0.00600	0.00030	38.6	1.9	40.9	8.6	38.6	1.9		
CPO-7-90	382	202	2.1	0.0474	0.0056	0.0368	0.0047	0.00576	0.00024	37.0	1.5	37.0	4.7	37.0	1.5		
CPO-7-92	368	181	2.2	0.0496	0.0061	0.0391	0.0052	0.00577	0.00026	37.1	1.7	38.8	5.1	37.1	1.7		
CPO-7-94	408	162	2.5	0.0499	0.0055	0.0400	0.0049	0.00581	0.00022	37.3	1.4	39.6	4.7	37.3	1.4		
CPO-7-95	878	980	0.9	0.0441	0.0037	0.0346	0.0034	0.00572	0.00023	36.8	1.5	34.5	3.3	36.8	1.5		
CPO-7-96	475	196	2.3	0.0518	0.0053	0.0417	0.0046	0.00577	0.00022	37.1	1.4	41.7	4.4	37.1	1.4		
CPO-7-97	236	85	2.7	0.0443	0.0066	0.0365	0.0058	0.00574	0.00024	36.9	1.5	36.2	5.6	36.9	1.5		
CPO-7-98	234	102	2.1	0.0501	0.0083	0.0384	0.0065	0.00584	0.00030	37.5	1.9	37.9	6.3	37.5	1.9		
CPO-7-99	203	75	2.5	0.0664	0.0100	0.0530	0.0083	0.00596	0.00027	38.3	1.7	54.8	7.8	38.3	1.7		
CPO-7-100	369	130	2.5	0.0534	0.0058	0.0418	0.0049	0.00590	0.00030	37.9	1.9	41.4	4.8	37.9	1.9		
CPO-7-101	272	107	2.3	0.0465	0.0068	0.0361	0.0053	0.00571	0.00025	36.7	1.6	35.8	5.2	36.7	1.6		
CPO-7-103	545	255	1.9	0.0494	0.0049	0.0407	0.0045	0.00594	0.00024	38.2	1.5	40.4	4.4	38.2	1.5		
CPO-7-104	1480	2140	0.6	0.0458	0.0032	0.0392	0.0035	0.00621	0.00024	39.9	1.5	39.0	3.4	39.9	1.5		
CPO-7-105	636	530	1.1	0.0449	0.0038	0.0431	0.0043	0.00677	0.00027	43.5	1.7	42.8	4.1	43.5	1.7		
CPO-7-106</																	

Tabla 6. Resumen de datos U-Pb LA-MC-ICP-MS de circones detríticos de la muestra CP-09.

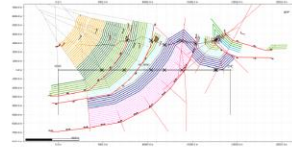
Analysis	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	Isotope ratios								Apparent ages (Ma)			Preferred Age (Ma)	±
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	±	²⁰⁷ Pb* 235U*	±	²⁰⁶ Pb* 238U*	±	²⁰⁶ Pb* 238U*	±	²⁰⁷ Pb* 235U*	±			
CP0-9-1	88	93	0.9	0.0540	0.0110	0.164	0.032	0.0221	0.0008	140.7	5.2	152.0	28.0	140.7	5.2	
CP0-9-2	188	103	1.8	0.0532	0.0059	0.167	0.017	0.0227	0.0007	144.7	4.6	155.0	14.0	144.7	4.6	
CP0-9-3	126	72	1.7	0.0617	0.0080	0.199	0.025	0.0230	0.0008	146.8	4.8	180.0	21.0	146.8	4.8	
CP0-9-4	260	122	2.0	0.0485	0.0054	0.160	0.018	0.0236	0.0006	150.6	4.0	148.0	16.0	150.6	4.0	
CP0-9-5	127	77	1.6	0.0505	0.0072	0.175	0.023	0.0250	0.0007	159.2	4.2	165.0	19.0	159.2	4.2	
CP0-9-6	109	66	1.6	0.0581	0.0052	0.287	0.026	0.0353	0.0009	223.4	5.4	255.0	20.0	223.4	5.4	
CP0-9-7	120	221	0.5	0.0471	0.0065	0.183	0.024	0.0282	0.0008	179.1	5.3	166.0	21.0	179.1	5.3	
CP0-9-8	135	111	1.2	0.0502	0.0065	0.156	0.020	0.0227	0.0007	144.4	4.2	150.0	16.0	144.4	4.2	
CP0-9-9	130	142	0.9	0.0651	0.0061	0.351	0.034	0.0397	0.0012	251.1	7.6	302.0	26.0	251.1	7.6	
CP0-9-10	282	195	1.4	0.0526	0.0043	0.175	0.014	0.0239	0.0008	152.2	4.7	162.0	12.0	152.2	4.7	
CP0-9-12	142	100	1.5	0.0555	0.0063	0.377	0.043	0.0474	0.0013	298.2	8.3	322.0	31.0	298.2	8.3	
CP0-9-14	202	220	0.9	0.0696	0.0042	1.023	0.064	0.1066	0.0040	653.0	23.0	711.0	32.0	653.0	23.0	
CP0-9-15	806	1056	0.8	0.0496	0.0028	0.164	0.009	0.0241	0.0005	153.7	3.2	154.6	8.2	153.7	3.2	
CP0-9-16	74	64	1.2	0.0560	0.0110	0.272	0.053	0.0343	0.0012	217.3	7.3	240.0	41.0	217.3	7.3	
CP0-9-17	205	152	1.4	0.0536	0.0058	0.168	0.018	0.0229	0.0007	146.1	4.2	155.0	15.0	146.1	4.2	
CP0-9-19	147	152	1.0	0.0497	0.0048	0.244	0.024	0.0356	0.0010	225.4	5.9	226.0	20.0	225.4	5.9	
CP0-9-20	194	235	0.9	0.0496	0.0047	0.247	0.022	0.0363	0.0010	230.0	6.0	222.0	18.0	230.0	6.0	
CP0-9-21	380	521	0.7	0.0504	0.0037	0.271	0.019	0.0396	0.0010	250.5	6.0	245.0	16.0	250.5	6.0	
CP0-9-22	548	197	2.8	0.0602	0.0028	0.874	0.046	0.1049	0.0026	643.0	15.0	640.0	24.0	643.0	15.0	
CP0-9-23	154	142	1.1	0.0546	0.0051	0.337	0.032	0.0436	0.0016	275.2	10.0	295.0	24.0	275.2	10.0	
CP0-9-24	148	94	1.6	0.0449	0.0053	0.233	0.026	0.0374	0.0010	236.8	6.1	215.0	20.0	236.8	6.1	
CP0-9-25	102	125	0.8	0.0548	0.0077	0.259	0.034	0.0356	0.0011	225.6	6.7	231.0	28.0	225.6	6.7	
CP0-9-26	47	46	1.0	0.0490	0.0120	0.245	0.062	0.0365	0.0016	231.0	9.7	228.0	51.0	231.0	9.7	
CP0-9-27	91	65	1.4	0.0521	0.0095	0.173	0.032	0.0236	0.0008	150.0	4.8	164.0	27.0	150.0	4.8	
CP0-9-28	243	161	1.6	0.0503	0.0050	0.153	0.014	0.0222	0.0006	142.0	3.8	146.0	12.0	142.0	3.8	
CP0-9-29	100	66	1.5	0.0602	0.0075	0.342	0.039	0.0396	0.0017	252.0	11.0	294.0	30.0	252.0	11.0	
CP0-9-30	97	74	1.3	0.0505	0.0076	0.280	0.043	0.0398	0.0012	251.8	7.6	246.0	35.0	251.8	7.6	
CP0-9-31	95	89	1.1	0.0516	0.0089	0.241	0.038	0.0356	0.0014	225.4	9.0	219.0	33.0	225.4	9.0	
CP0-9-32	282	165	1.8	0.0486	0.0045	0.148	0.014	0.0218	0.0007	139.2	4.1	140.0	13.0	139.2	4.1	
CP0-9-33	220	141	1.6	0.0589	0.0048	0.192	0.016	0.0236	0.0007	150.3	4.3	177.0	14.0	150.3	4.3	
CP0-9-34	99	77	1.3	0.0468	0.0078	0.144	0.023	0.0228	0.0008	145.4	4.9	142.0	21.0	145.4	4.9	
CP0-9-35	74	42	1.8	0.0472	0.0096	0.147	0.030	0.0246	0.0008	156.4	5.1	142.0	28.0	156.4	5.1	
CP0-9-36	232	97	2.3	0.0515	0.0037	0.263	0.020	0.0366	0.0008	232.0	4.9	235.0	16.0	232.0	4.9	
CP0-9-37	2223	2820	0.8	0.0488	0.0022	0.177	0.008	0.0264	0.0005	167.9	3.4	165.8	6.8	167.9	3.4	
CP0-9-38	65	103	0.6	0.0461	0.0072	0.267	0.042	0.0407	0.0017	257.0	11.0	234.0	33.0	257.0	11.0	
CP0-9-39	88	44	1.9	0.0525	0.0096	0.186	0.023	0.0262	0.0007	166.4	4.4	176.0	19.0	166.4	4.4	
CP0-9-40	57	26	2.2	0.0450	0.0100	0.142	0.033	0.0237	0.0008	151.1	5.1	127.0	29.0	151.1	5.1	
CP0-9-41	72	63	1.1	0.0606	0.0097	0.305	0.053	0.0371	0.0013	236.0	8.2	273.0	39.0	236.0	8.2	
CP0-9-42	195	89	2.1	0.0534	0.0058	0.169	0.018	0.0227	0.0006	144.9	3.8	156.0	16.0	144.9	3.8	
CP0-9-43	68	74	0.9	0.0550	0.0073	0.282	0.036	0.0357	0.0011	228.3	6.7	244.0	29.0	228.3	6.7	
CP0-9-44	67	54	1.2	0.0505	0.0072	0.247	0.036	0.0353	0.0012	223.9	7.4	218.0	29.0	223.9	7.4	
CP0-9-45	200	164	1.2	0.0503	0.0042	0.286	0.022	0.0384	0.0009	242.6	5.8	239.0	17.0	242.6	5.8	
CP0-9-46	175	176	1.0	0.0567	0.0041	0.282	0.020	0.0381	0.0009	240.7	5.3	260.0	16.0	240.7	5.3	
CP0-9-47	172	60	2.9	0.0449	0.0056	0.134	0.016	0.0222	0.0006	141.8	3.6	128.0	14.0	141.8	3.6	
CP0-9-48	155	105	1.5	0.0514	0.0054	0.280	0.028	0.0383	0.0009	242.3	5.8	247.0	22.0	242.3	5.8	
CP0-9-50	30	27	1.1	0.0530	0.0160	0.249	0.068	0.0364	0.0019	230.0	12.0	238.0	55.0	230.0	12.0	
CP0-9-51	219	95	2.4	0.0518	0.0048	0.269	0.025	0.0373	0.0009	235.8	5.7	241.0	19.0	235.8	5.7	
CP0-9-52	152	99	1.6	0.0504	0.0055	0.248	0.026	0.0356	0.0011	225.3	6.8	222.0	21.0	225.3	6.8	
CP0-9-53	117	92	1.3	0.0574	0.0056	0.311	0.030	0.0393	0.0009	248.1	5.7	270.0	23.0	248.1	5.7	
CP0-9-54	242	195	1.3	0.0632	0.0044	0.339	0.023	0.0396	0.0008	250.1	4.9	294.0	17.0	250.1	4.9	
CP0-9-55	103	133	0.8	0.0541	0.0055	0.291	0.030	0.0394	0.0011	249.2	6.8	257.0	24.0	249.2	6.8	
CP0-9-56	196	356	0.6	0.0517	0.0049	0.191	0.018	0.0273	0.0006	173.5	3.7	177.0	16.0	173.5	3.7	
CP0-9-57	69	63	1.1	0.0521	0.0081	0.255	0.037	0.0366	0.0012	231.8	7.5	229.0	31.0	231.8	7.5	
CP0-9-58	172	103	1.7	0.0535	0.0036	0.455	0.030	0.0598	0.0015	374.4	9.2	380.0	21.0	374.4	9.2	
CP0-9-61	174	75	2.3	0.0482	0.0054	0.155	0.017	0.0223	0.0007	142.3	4.5	147.0	15.0	142.3	4.5	
CP0-9-62	180	137	1.3	0.0553	0.0053	0.306	0.029	0.0401	0.0011	253.5	6.7	271.0	22.0	253.5	6.7	
CP0-9-63	160	220	0.7	0.0601	0.0063	0.244	0.026	0.0285	0.0008	181.5	4.8	218.0	21.0	181.5	4.8	
CP0-9-64	359	170	2.1	0.0503	0.0042	0.175	0.015	0.0255	0.0006	162.6	3.8	164.0	13.0	162.6	3.8	
CP0-9-65	381	101	4.0	0.0502	0.0034	0.358	0.021	0.0512	0.0012	322.1	7.5	310.0	16.0	322.1	7.5	
CP0-9-66	102	108	0.9	0.0499	0.0077	0.248	0.038	0.0364	0.0012	230.2	7.6	219.0	31.0	230.2	7.6	
CP0-9-68	142	67	2.1	0.0518	0.0056	0.347	0.036	0.0492	0.0015	309.5	9.5	299.0	27.0	309.5	9.5	
CP0-9-69	57	23	2.4	0.0540	0.0110	0.414	0.079	0.0559	0.0027	351.0	17.0	375.0	52.0	351.0	17.0	
CP0-9-70	96	74	1.3	0.0586	0.0075	0.291	0.038	0.0360	0.0011	227.7	6.9	262.0	29.0	227.7	6.9	
CP0-9-71	420	182	2.3	0.0571	0.0028	0.634	0.034	0.0807	0.0019	500.2	11.0	497.0	21.0	500.2	11.0	
CP0-9-72	116	27	4.3	0.0848	0.0042	2.281	0.120	0.1959	0.0048	1152.0	26.0	1195.0	38.0	1152.0	26.0	
CP0-9-73	204	124	1.6	0.0513	0.0045	0.256	0.023	0.0358	0.0009	226.5	5.4	229.0	18.0	226.5	5.4	
CP0-9-75	755	318	2.4	0.0493	0.0027	0.249	0.014	0.0371	0.0008	234.6	4.8	225.0	11.0	234.6	4.8	
CP0-9-76	183	159	1.2	0.0540	0.0046	0.256	0.021	0.0338	0.0008	214.2	4.9	229.0	17.0	214.2	4.9	
CP0-9-77	83	172	0.5	0.0571	0.0060	0.329	0.039	0.0402	0.0016	254.0	9.7	283.0	30.0	254.0	9.7	
CP0-9-78	129	97	1.3	0.0522	0.0067	0.257	0.033	0.0354	0.0010	224.4	6.2	228.0	27.0	224.4	6.2	
CP0-9-79	196	180	1.2	0.0478	0.0042	0.236	0.020	0.0356	0.0008	226.2	5.3	217.0	16.0	226.2	5.3	
CP0-9-80	258	200	1.5	0.0546	0.0056	0.277	0.027	0.0356	0.0010	225.5	6.0	246.0	22.0	225.5	6.0	
CP0-9-81	165	89	2.4	0.0497	0.0053	0.269	0.028	0.0394	0.0011	248.9	6.6	247.0	22.0	248.9	6.6	
CP0-9-82	320	151	2.1	0.0533	0.0041	0.278	0.023	0.0375	0.0008	237.2	5.1	247.0	18.0	237.2	5.1	
CP0-9-83	166	74	2.3	0.0489	0.0050	0.157	0.016	0.0227	0.0007	144.5	4.7	148.0	14.0	144.5	4.7	
CP0-9-84	263	145	1.8													

Sección AA' Valle río Yeso

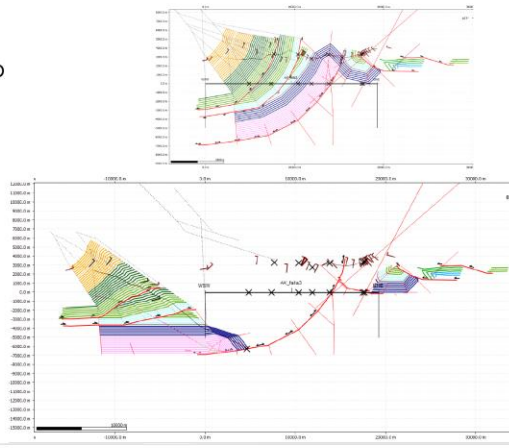
ETAPA 1: RETRODEFORMACIÓN FALLA PIUQUENES



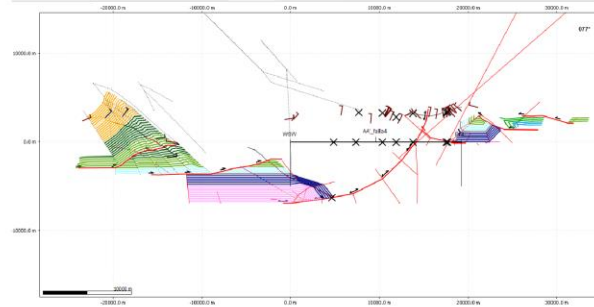
ETAPA 2: RETRODEFORMACIÓN FALLA EL YESO



ETAPA 3: RETRODEFORMACIÓN
FALLA ESTERO YEGUAS MUERTAS



ETAPA 4: RETRODEFORMACIÓN
FALLA SALINILLAS



ETAPA 5: RETRODEFORMACIÓN
FALLA LAS LEÑAS

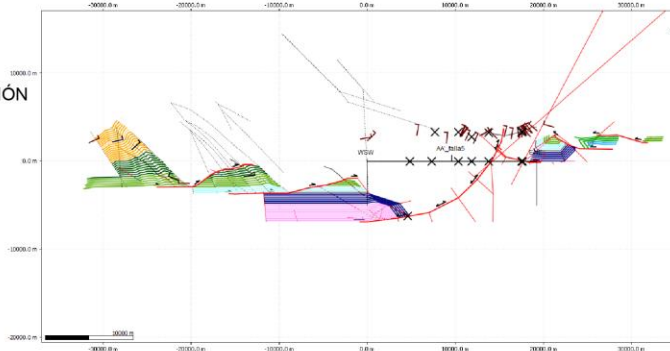
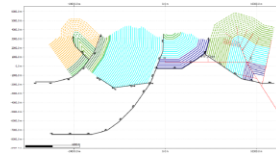
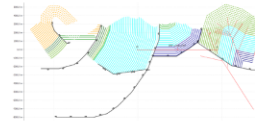


Figura 86. Reconstrucción palinspástica sección valle río Yeso. En esta figura se muestra la retrodeformación de la sección estructural AA' realizada en 5 etapas en el software Move 2D.

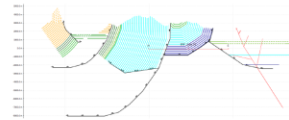
Sección BB'-B'B'' Valle río Volcán



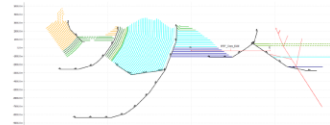
ETAPA 1: RETRODEFORMACIÓN FALLA CHACAYES-YESILLO



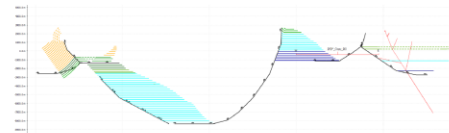
ETAPA 2: RETRODEFORMACIÓN FALLA 2 (F2)



ETAPA 3: RETRODEFORMACIÓN FALLA ESTERO LAS MINAS



ETAPA 4: RETRODEFORMACIÓN FALLA BAÑOS COLINA



ETAPA 5: RETRODEFORMACIÓN FALLA EL DIABLO

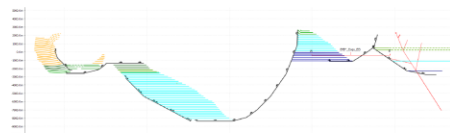


Figura 87. Reconstrucción palinspástica sección valle río Volcán. En esta figura se muestra la retrodeformación de la sección estructural BB'-B'B'' realizada en 6 etapas en el software Move 2D.