



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA CORDILLERA PRINCIPAL ENTRE LA QUEBRADA DEL TORO Y EL CAJÓN DEL MELADO (REGIÓN DEL MAULE, CHILE) E IMPLICANCIAS EN LA ARQUITECTURA DEL ORÓGENO ANDINO.

Memoria para optar al título de Geólogo

Eduardo Alfredo Vargas Zapata

Profesor Patrocinante: Dr. Andrés Tassara Oddo
Profesional Guía: Dr. Mauricio Espinoza Vargas
Profesores Comisión: Dr. Joaquín Cortés Aranda
Dra. Verónica Oliveros Clavijo

Concepción, 2023

A mi madre, Tonnya.

Sin su amor y apoyo, nada de esto sería posible.

RESUMEN

Trabajos preliminares en terreno realizados por el profesional guía en el marco del proyecto Fondecyt “*Long-term structural evolution of the western andean slope and its control on the west-vergent seismogenic front (Chile, ~36° S)*” han permitido la identificación de una estructura de vergencia oriental, de rumbo general NNE-SSW con posible significancia regional en la Cordillera Principal a los ~36°S, en la zona de transición entre las estructuras mayores de vergencia occidental estudiadas en el frente cordillerano y las estructuras de vergencia oriental identificadas a esta latitud en el sector de La Mina. De esta manera, este estudio tiene por objetivo la caracterización geológica y estructural de tales estructuras mediante un mapeo de escala 1:50000, complementado con modelamiento cinemático *forward* de las fallas geológicas en torno al río Melado, con el fin de identificar la cinemática de las diferentes estructuras, reproducir la geometría de deformación observada, y analizar su posible rol en la formación del orógeno Andino.

La integración de las observaciones de campo con resultados geocronológicos preliminares aportados por Contreras et al. (*in prep*) y Cabezas et al., (2018), permitieron la identificación de rocas volcano-sedimentarias cenozoicas continentales fuertemente plegadas, asociadas a las formaciones Abanico (~33 Ma) y Cura-Mallín (~19 Ma). Para estas unidades se calcularon los espesores mínimos de acuerdo con un modelo *kink*, resultando en ~3500 m y ~800 m respectivamente. Las rocas cenozoicas se observan cubiertas en discordancia angular por rocas asignadas a la Fm. Campanario de edad Mioceno medio-tardío e intruidas por un cuerpo plutónico Cenozoico de grandes dimensiones asociado al Complejo Intrusivo El Melado y por pequeños cuerpos tabulares asociados al Complejo Hipabisal Ancoa.

El modelo cinemático permitió caracterizar el sistema de fallas principal, asociando la deformación observada a una estructura inversa de vergencia oriental propuesta con el nombre de Falla Las Zorras (FLZ), con un desplazamiento calculado de ~6300 m, así como a un conjunto de fallas ciegas que siguen un modelo de fallamiento en secuencia, además de una falla fuera de secuencia. La FLZ pone en contacto las rocas del Eoceno-Oligoceno con las miocenas, y probablemente facilitaría el emplazamiento del Complejo Intrusivo El Melado. En base a las relaciones de contacto identificadas, antecedentes geocronológicos, y el modelamiento *forward*, se identificaron dos eventos compresivos en la zona de estudio. El primero, pliega intensamente las rocas cenozoicas y ocurriría posterior a los ~18 Ma, probablemente asociado a la inversión de la Cuenca de Abanico. El segundo evento ocurre durante el Mioceno tardío, posterior a los ~10 Ma, plegando las rocas de la Fm. Campanario. La temporalidad de la deformación es congruente con un inicio tardío del régimen compresivo en esta latitud, posterior a los 18 Ma, a diferencia de lo observado en latitudes cercanas a los 33°S donde este régimen comenzaría alrededor de ~25 Ma.

ÍNDICE

1. Introducción.....	1
1.1. Formulación del problema.....	1
1.2. Objetivos.....	3
1.2.1. Objetivo general	3
1.2.2. Objetivos específicos.....	3
1.3. Ubicación y Accesos	3
1.4. Metodología de trabajo.....	4
1.4.1. Trabajo de gabinete 1	4
1.4.2. Terreno.....	5
1.4.3. Trabajo de gabinete 2	5
1.4.3.1. Sección balanceada.....	5
1.5. Trabajos anteriores	9
1.6. Agradecimientos.....	10
2. Antecedentes	11
2.1. Marco geotectónico	11
2.2. Marco geológico regional.....	15
2.2.1. Generalidades	15
2.2.2. Rocas estratificadas	17
2.2.2.1. Formación Río Damas (Kimmeridgiano-Titoniano inferior)	17
2.2.2.2. Formación Baños del Flaco (Titoniano-Barremiano).....	18
2.2.2.3. Formación Colimapu (Barremiano-Albiano)	19
2.2.2.4. Formación Abanico (Eoceno superior-Mioceno inferior)	19
2.2.2.5. Formación Cura-Mallín (Oligoceno superior-Mioceno inferior)	21

2.2.2.6. Formación Campanario	22
2.2.3. Rocas intrusivas.....	22
2.2.3.1. Batolito El Melado (Complejo Intrusivo Ancoa-El Melado)	22
2.2.3.2. Complejo Intrusivo Brahma	23
2.2.4. Volcanismo y depósitos cuaternarios	24
2.2.4.1. Complejo Volcánico Tatara-San Pedro	24
2.2.4.2. Depósitos cuaternarios.....	25
2.3. Unidades morfoestructurales	25
2.3.1. Cordillera de la Costa	26
2.3.2. Valle Central.....	26
2.3.3. Cordillera Principal	26
3. Resultados	28
3.1. Geología y estructural local.....	28
3.1.1. Generalidades	28
3.1.2. Unidades Litoestratigráficas	31
3.1.2.1. Formación Abanico	31
3.1.2.2. Formación Cura-Mallín	34
3.1.2.3. Formación Campanario	36
3.1.2.4. Complejo Intrusivo El Melado	38
3.1.3. Geología estructural.....	40
3.1.3.1. Quebrada El Toro Occidental	42
3.1.3.2. Quebrada Las Zorras	44
3.1.3.3. Quebrada El Toro Oriental	47
3.1.3.4. Valle del Melado	50
3.2. Modelamiento estructural.....	60

3.2.1. Construcción de la sección	60
3.2.2. Nivel de <i>detachment</i> y algoritmo cinemático	64
3.2.3. Modelo <i>forward</i>	68
4. Discusión.....	71
4.1. Unidades geológicas involucradas en la deformación.....	71
4.1.1. Basamento Mesozoico.....	72
4.1.2. Rocas estratificadas cenozoicas.....	73
4.1.3. Rocas plutónicas cenozoicas	74
4.2. Geometría inicial del modelo	75
4.2.1. Modelo estructural.....	75
4.2.1.1. Apertura de Cura-Mallín con vergencia E.....	76
4.2.1.2. Apertura de Cura-Mallín con vergencia W	78
4.3. Temporalidad de la deformación.....	79
4.4. Integración estructural regional	83
4.5. Fuentes de error	86
5. Conclusiones.....	88
6. Referencias	90

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1.1 Mapa de ubicación del área de estudio	4
1.2 Diagrama de flujo para el proceso de generar una sección retrodeformable seguido en este trabajo.....	8
2.1 Patrones de convergencia de placas en el margen occidental de Sudamérica durante el Cenozoico.....	13
2.2 Paleorreconstrucción de la historia de convergencia a lo largo del margen occidental de Sudamérica entre 40-10 Ma	14
2.3 Mapa geológico regional del área de estudio	16

2.4	Extensión de la Cuenca de Abanico a lo largo de la Cordillera Principal, entre los 29-39°S	17
2.5	Depósitos de lavas actuales	24
2.6	Unidades morfoestructurales y elementos principales del margen de subducción andino entre los 35°30'-46°30'S	25
2.7	Perfiles estructurales de la Cordillera Principal a los 33°S y 34°S	27
3.1	Mapa geológico de la zona del área de estudio	29
3.2	Leyenda y perfil de mapa geológico del área de estudio	30
3.3	Afloramiento al W de Qda. Las Zorras	32
3.4	Muestra de toba	32
3.5	Afloramiento ladera este de Co. El Toro	33
3.6	Detalle de afloramiento en Co. El Toro	33
3.7	Intrusión de C.I. El Melado a la Fm. Abanico	33
3.8	Relaciones de contacto en la Qda. El Toro	34
3.9	Detalle andesitas de la Fm. Cura-Mallín	35
3.10	Sucesión de tobas plegadas de la Fm. Cura-Mallín	35
3.11	Tobas manteando al NW, Qda. El Toro	36
3.12	Tobas cornificadas y brechizadas	36
3.13	Contacto entre las formaciones Cura-Mallín y Campanario	37
3.14	Discordancia angular entre las formaciones Cura-Mallín y Campanario	38
3.15	Afloramiento de C.I. El Melado	39
3.16	Sill intruyendo a la Fm. Cura-Mallín	40
3.17	Sectorización de toma de datos estructurales.....	41
3.18	<i>Fault bend folds</i> en la Fm. Abanico	43
3.19	Sinclinal de bloque yacente en Co. El Toro	43
3.20	Vestigios del plegamiento generado por la FLZ en la Qda. El Toro	45
3.21	Sinclinal de bloque yacente y proyección de FLZ al sur	45
3.22	Manteo de Fm. Abanico hacia el norte	46
3.23	Extensión de FLZ al norte	46
3.24	Plegamiento en Fm. Cura-Mallín	48
3.25	Pliegue anticlinal volcado	49
3.26	Charnela de anticlinal volcado	49
3.27	Plano con estrías de falla	50
3.28	Plegamiento suave en la Fm. Campanario	50
3.29	Anticlinal en valle del río Melado	52
3.30	Extensión anticlinal en valle del río Melado	52
3.31	Manteos NE camino rural	52
3.32	Anticlinal Qda. Perillar	53
3.33	Fracturas tipo R de Riedel	53
3.34	Plano de falla Qda. Perillar	53

3.35	Extensión de anticlinal de Qda. Perillar	54
3.36	Dique andesítico (1)	55
3.37	Dique andesítico (2)	55
3.38	Brecha de falla en falla dextral con dique andesítico asociado	56
3.39	Clasto rotado al interior de brecha de falla dextral	57
3.40	Clasto fracturado al interior de brecha de falla dextral	57
3.41	Fallas subverticales con crecimiento mineral	58
3.42	Detalle de crecimiento mineral	58
3.43	Estrías subhorizontales en plano vertical	58
3.44	Dique andesítico (3)	59
3.45	Falla normal en canal Melado	60
3.46	Estereograma de datos utilizados para modelar	61
3.47	Orientaciones calculadas mediante polo T y L	62
3.48	Modelo <i>kink</i> de la sección estructural	63
3.49	Validación mediante la herramienta <i>section analysis</i>	64
3.50	Relación geométrica utilizada para calcular la profundidad de un <i>detachment</i>	65
3.51	Ejemplo de área desplazada v/s profundidad	65
3.52	Gráfico de área desplazada v/s profundidad	66
3.53	Modelo esquemático del movimiento diferencial de partículas en la zona de <i>trishear</i>	67
3.54	Esquema de pliegue modelado por <i>trishear</i>	67
3.55	Modelo <i>forward</i> a partir de un <i>layer cake</i>	70
4.1	Modelamiento estructural del sistema con la apertura de la cuenca de Cura-Mallín con vergencia E	77
4.2	Modelamiento estructural del sistema con la apertura de la cuenca de Cura-Mallín con vergencia W	79
4.3	Variación de la tasa y azimut de convergencia entre las placas de Nazca/Sudamérica a diferentes latitudes a lo largo de la fosa Andina en los últimos 30 Ma	83
4.4	Perfil unificado con modelo del sector La Mina	84
4.5	Perfil cortical mostrando las principales fallas y niveles de despegue a los 36°S	85

1. Introducción

1.1. Formulación del problema

La Cordillera de los Andes corresponde a un orógeno alzado como consecuencia de la subducción de la Placa Oceánica bajo la Placa Continental. Se ha subdividido en Andes del Norte, Andes Centrales y Andes del Sur (Ramos, 1988), basado en diferencias de la estructura del orógeno y las regiones de colisión y subducción de dorsales oceánicas asísmicas que describen zonas con subducción plana (Pilger, 1981; Nur y Ben-Avraham, 1981; Yáñez *et al.*, 2001, 2002), resultando en una variación morfológica y tectónica en el antearco, arco y trasarco, lo cual depende a su vez de las diferencias reológicas en la corteza continental (Astaburuaga, 2014).

En los Andes Centrales, específicamente en la zona límite entre la Depresión Central y la Cordillera Principal, existe una estructura que es descrita originalmente entre los 15°-20°S como *West vergent Thrust System* o WTS por Muñoz y Charrier (1996), propuesta como mecanismo para explicar el alzamiento del Altiplano respecto a la Depresión Central. Armijo *et al.*, (2010) postulan un modelo a los 33,5° S donde la estructura principal responsable de la deformación y alzamiento del orógeno tiene vergencia oeste, proponiendo un mecanismo análogo a un orógeno colisional tipo alpino, y refiriéndose a esta estructura como *Western Andean Thrust* o WAT. Esta estructura se ve representada en las cercanías de Santiago por la Falla San Ramón (FSR), una falla de rumbo N-S con un largo de 35-40 km (Vargas *et al.*, 2014).

En el frente cordillerano de los ~36°S y en una posición equivalente al WAT, se encuentra un escarpe de altura métrica con una longitud de ~8 km y rumbo NNE-SSW, asociado a una falla inversa de vergencia occidental denominada Falla Mesamávida (FM) (Sepúlveda, 2019; Vega, 2021). Además, recientemente Espinoza *et al.*, (2022) identifican una estructura de vergencia occidental de importancia cortical denominada Falla Ancoa, ambas de escala cortical. Hacia el sector oriental, Astaburuaga (2014) realizó un estudio estructural entre los 35°30'-36°S y los 71°-70° W, estableciendo la existencia de tres eventos compresivos para el flanco occidental de la Cordillera Principal, y agrupando las estructuras de vergencia oriental presentes en dos dominios

estructurales: el Dominio de la Cuenca de Abanico hacia el oeste y el Dominio de la cuenca de trasarco Mesozoica hacia el este.

El cómo interaccionan en profundidad las estructuras de vergencia occidental y oriental estudiadas por los autores mencionados aún es desconocido, además, en trabajos preliminares de terreno realizados por el profesor guía de esta memoria de título en el sector ubicado entre ambos bloques estructurales se ha identificado una estructura de vergencia oriental de posible significancia regional, cuya geometría e implicancia en el contexto geológico local aún es desconocida. Esta memoria de título apunta a ser el primer estudio estructural en la zona de transición entre las estructuras de vergencia occidental descritas en el frente cordillerano a los 36°S y las estructuras de vergencia oriental identificadas en la Cordillera Principal de la región del Maule, con el fin de caracterizar la geometría del sistema de fallas y su rol en la formación del orógeno. Para abordar el objetivo principal se realizará una campaña de terreno al sector del río Melado, Achibueno y Longaví con el objetivo de confeccionar un mapa geológico y estructural del área, además de un modelo cinemático *forward*.

Cabe mencionar que uno de los problemas para determinar la configuración estructural del área es la desactualizada información geológica, pues el estudio regional más reciente que engloba parte de la zona de estudio es la Hoja Laguna del Maule realizada por Muñoz y Niemeyer (1984). Para hacer frente a esta problemática esta memoria se enmarca en una colaboración entre el proyecto Fondecyt titulado “*Long-term structural evolution of the western andean slope and its control on the west-vergent seismogenic front (Chile, ~36° S)*” dirigido por el Dr. Mauricio Espinoza Vargas, y SERNAGEOMIN (SNGM), entidad que actualmente realiza la actualización de la cartografía geológica a escala 1:100.000 de la zona. En este trabajo en proceso (Contreras *et al.*, in prep) se han determinado nuevas edades para rocas volcánicas y piroclásticas en la zona, separando dos franjas entre 32-35 Ma (al oeste) y 17-19 Ma (al este), ambas U-Pb en circón, para rocas previamente asociadas a la Formación Abanico.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Determinar la configuración estructural de la zona de estudio y analizar las implicancias de ésta en la arquitectura del orógeno.

1.2.2. Objetivos específicos

- 1.- Identificar las unidades geológicas involucradas en la deformación y sus relaciones de contacto.
- 2.- Caracterizar las principales estructuras de la zona y modelar la relación entre el fallamiento y plegamiento observado.
- 3.- Reconocer los distintos eventos de deformación que afectaron a las rocas en el sector de estudio y establecer su temporalidad relativa.
- 4.- Integrar el modelo estructural propuesto a una escala regional para determinar la arquitectura cortical de la cordillera principal a la latitud de estudio.

1.3. Ubicación y Accesos

El área de estudio se sitúa en la Cordillera Principal de la región del Maule, entre los $35^{\circ}48'58''$ - $36^{\circ}03'40''$ latitud sur y $70^{\circ}54'42''$ - $71^{\circ}08'17''$ longitud oeste, aproximadamente 41 km al este de Linares (Figura 1.1). El acceso al área es mediante vehículo terrestre, tomando la ruta L-11 y luego K-25 desde Linares, para luego acceder a la ruta 115 hacia el Paso El Pehuenche, finalmente cerca del sector Las Garzas se toma un camino rural hacia el sur en dirección al cajón del Melado. Este trayecto es de aproximadamente 130 km desde Linares. El camino hasta el sector del parque Guaiquivilo es posible en vehículo, por el camino que bordea el río Melado, luego el acceso a las quebradas debe hacerse a pie o a caballo.

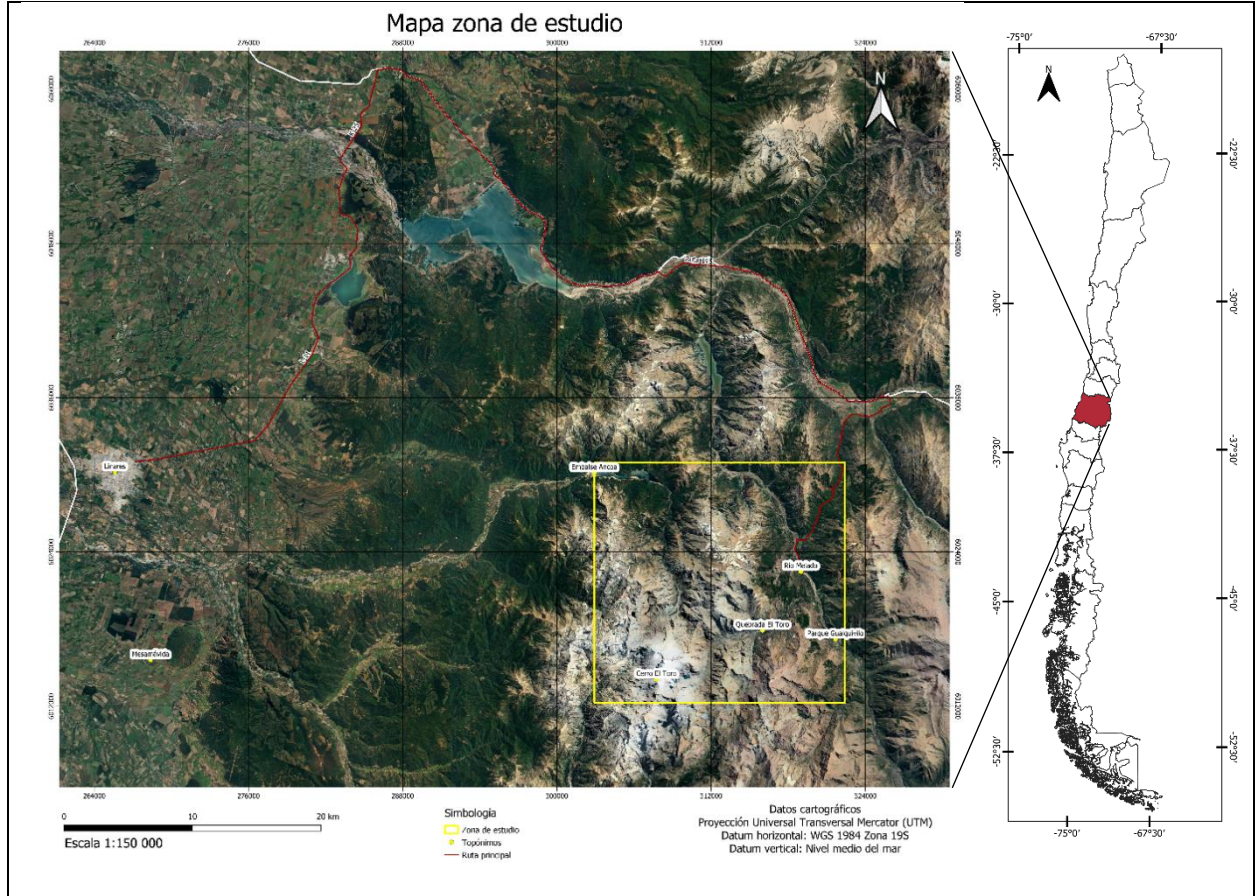


Figura 1.1: Mapa de ubicación del área de estudio. En amarillo se marca la región de estudio, en rojo la ruta principal desde la ciudad de Linares.

1.4. Metodología de trabajo

1.4.1. Trabajo de gabinete 1

- Recopilación y revisión de antecedentes bibliográficos y mapas geológicos publicados en la zona de estudio, con énfasis en un enfoque estructural.
- Fotointerpretación del área de estudio mediante imágenes satelitales tanto de “Google Earth” como “SAS Planet”. Esta etapa tuvo como principal foco el mapeo previo de rasgos estructurales y posicionamiento de posibles estaciones de trabajo para la etapa de terreno.

- Planificación y preparación de material para la etapa de terreno. En esta etapa se confeccionaron mapas de elevación y de imagen satelital para el uso en terreno.

1.4.2. Terreno

Se realizó una campaña de terreno durante el mes de enero del año 2022, entre los días 19-27 en el sector del río Melado, Achibueno y Longaví, donde se identificaron y caracterizaron las principales estructuras que afectan a las rocas de la zona de estudio, se realizó un mapa preliminar de terreno y se tomaron fotografías del sector.

1.4.3. Trabajo de gabinete 2

- Confección de mapa geológico digital a escala 1:50000, incorporando datos de terreno, revisión bibliográfica de mapas de la zona y mapeo fotointerpretado con imágenes satelitales de “Google Earth” y “SAS Planet”.
- Modelamiento estructural de la sección en la quebrada El Toro mediante el *software* “MOVE 2021” (licencia académica cedida al Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción por Petex S.A.), incorporando las medidas hechas en terreno y medidas aportadas por SNGM.

1.4.3.1. Sección balanceada

Las secciones balanceadas han probado ser un método útil para analizar la deformación de un área, validar las estructuras interpretadas y hacer cálculos de acortamiento mínimo. Lo anterior es válido si se respetan las observaciones de terreno, y el modelo es sometido a las pruebas de balance de línea y área (Dahlstrom, 1969). Un aspecto relevante al momento de presentar un modelo cinemático de este estilo es la evaluación de las fuentes de error, en el año 2011 Judge y Allmendinger presentan un trabajo enfocado en los métodos utilizados para evaluar el error en secciones balanceadas, donde demuestran que la fuente de error principal en el modelamiento es el espesor estratigráfico de las distintas unidades de roca. En el área de estudio existen limitaciones

respecto a la información geológica disponible, como se mencionó en la formulación del problema, así como también la ausencia de perfiles sísmicos u otras metodologías que permitan la interpretación más detallada de estructuras en profundidad, lo cual resulta en posibles fuentes de error asociadas. La evaluación de estas fuentes de error se retomará con más detalle en el apartado de discusiones.

Un *input* importante para el modelamiento es la generación previa de un modelo tipo *kink*, el que es capaz de predecir la geometría de las capas en subsuperficie en base a datos obtenidos en superficie, permitiéndonos compararla con la geometría obtenida del modelamiento posterior. Este método de interpolación es utilizado para rocas estratificadas, donde se asume una disposición paralela de las capas con espesor constante. Así, el método interpola los manteos dibujando planos axiales que bisectan el ángulo que forman dos sets de capas de diferente manteo.

En los estudios geológicos donde existe una alta incertidumbre respecto a las estructuras en subsuperficie es conveniente realizar un modelamiento hacia adelante o *forward*, el cual provee un buen acercamiento al estilo estructural general de la sección, así como a la cinemática involucrada en la deformación de una región (Mount *et al.*, 1990). Los modelos *forward* se construyen utilizando algoritmos cinemáticos que siguen la teoría de pliegues relacionados a fallas (Suppe, 1983) para acercarse a las proyecciones de los datos superficiales (manteos de limbos y dimensiones estimadas de las estructuras). Trabajos recientes (e.g. Mardonez *et al.*, 2020; Giambiagi *et al.*, 2022) han demostrado la potencia de este tipo de modelos para testear ideas de evolución cinemática en la región andina. Más aún, al integrarse con una serie de fuentes de evidencia independientes (estratigrafía, sismología, termocronología y estructura termomecánica, entre otras), son capaces de ajustar modelos corticales coherentes que permiten la comparación directa de secciones balanceadas a diferentes latitudes (e.g. Giambiagi *et al.*, 2022; Mackaman-Lofland *et al.*, 2022).

Para la construcción de una sección estructural balanceada por línea y área se asumen como principios: (A) La deformación es plana, no existe movimiento de material hacia dentro o fuera de la sección. (B) Las estructuras en la sección retrodeformada deben ser viables. (C) Las estructuras necesarias para restaurar la sección deben ser viables. (D) El área de la sección debe mantenerse cercana antes y después de la restauración.

En este trabajo se realizó el modelamiento de una sección retrodeformable en el sector de la Quebrada El Toro utilizando los datos obtenidos en este trabajo, complementados con medidas aportadas por SNGM, para estudiar la cinemática y dar luz de la importancia del sistema de fallas identificado en la región. Los detalles de las pruebas de balance de línea y área, así como de los algoritmos y variables utilizadas para deformar la sección se entregan en el apartado de resultados.

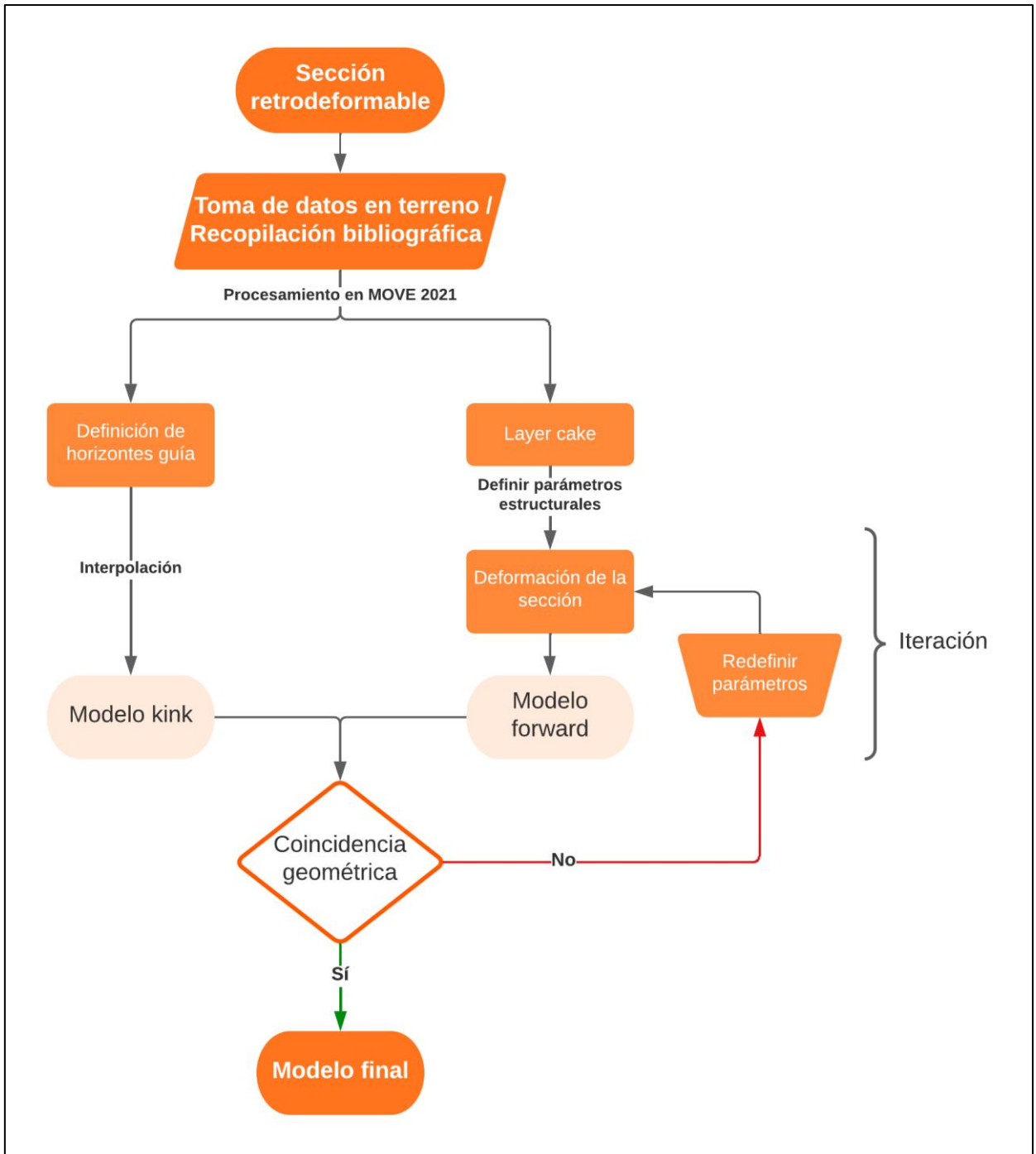


Figura 1.2: Diagrama de flujo para el proceso de generar una sección retrodeformable seguido en este trabajo.

1.5. Trabajos anteriores

En 1964, González O. y Vergara M. publican los resultados del primer estudio a nivel regional con un mapa geológico a escala 1:250.000 entre los 35°-38°S, describiendo 10 unidades abarcando alrededor de 10000 m de espesor donde detallan dos ciclos marinos, el primero abarcando gran parte del Jurásico y, el segundo, desarrollado a finales de este. Los ciclos estarían separados por gruesos depósitos de sedimentitas continentales y, sobre las rocas del segundo ciclo, se habrían acumulado importantes espesores de material volcánico.

En 1976, Drake establece la cronología de rocas ígneas y los eventos tectónicos asociados a estas, abarcando la parte NE del área de estudio. En este trabajo se reporta para el Plutón el Melado (actualmente Batolito el Melado) de 62 Ma, sin embargo, posteriormente esta edad es reinterpretada en $23,8 \pm 0,7$ Ma (Drake *et al.*, 1982).

En 1984, Muñoz y Niemeyer publican los resultados del estudio geológico regional realizado en el territorio comprendido por la Hoja Laguna del Maule, a escala 1:250.000, agrupando las unidades en diez unidades litoestratigráficas con edades que comprenden desde el Triásico al Holoceno, alcanzando un espesor de 6000-7000 m. En ella, redefinen la Formación Cura-Mallín, asignándole la Formación Malla-Malla descrita por González y Vergara (1964) en calidad de miembro, además de acotar las edades de varias formaciones.

En 2008, Spikings y sus colaboradores publican un estudio de termocronología entre los 35°-38°S, presentando nuevas edades en el sector del río Maule para el Batolito el Melado (85,5 Ma, Ar/Ar en hornblenda y 16,4 Ma, Ar/Ar en biotita).

En 2014, Astaburuaga presenta un estudio estructural, geocronológico y de geología básica en el flanco occidental de la Cordillera Principal del curso superior del río Maule, definiendo dos dominios estructurales: al Oeste el dominio de la cuenca de Abanico, y al este el dominio de la cuenca de trasarco mesozoica. Establece tres eventos compresivos en la zona de estudio, el primero durante el Cretácico Superior (observado por la discordancia entre las rocas mesozoicas y cenozoicas) asociado al inicio del alzamiento de los Andes, el segundo durante el Mioceno medio asociado a la inversión de la cuenca de Abanico y el tercero durante el Mioceno Superior, transfiriendo la deformación al este a través de la falla La Invernada.

En 2018, Cabezas *et al.*, presentan nuevos antecedentes estratigráficos y dataciones radiométricas para el valle superior del río Maule a los $\sim 35^{\circ}50'S$ en el XV Congreso Geológico Chileno, aportando nuevas edades para rocas anteriormente asignadas a la Formación Abanico (entre 14-19 Ma, U-Pb en circón) y para el Batolito el Melado (83,9 Ma y 17,9 Ma, U-Pb en circón).

1.6. Agradecimientos

Esta tesis fue llevada a cabo gracias al financiamiento y dirección del proyecto Fondecyt titulado “*Long-term structural evolution of the western andean slope and its control on the west-vergent seismogenic front (Chile, $\sim 36^{\circ} S$)*”, dirigido por el Dr. Mauricio Espinoza Vargas.

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a Mauricio -Mauri- Espinoza, por aceptarme como alumno memorista, por su excelente disposición a enseñarme y por comprender los obstáculos que se presentaron en el camino. Agradezco su paciencia y dedicación al responder cada una de mis preguntas, incluso las más simples, los domingos por la noche. Ha sido un privilegio conocer a un gran geólogo como él, y me siento afortunado de poder llamarlo colega y amigo.

También deseo expresar mi gratitud hacia Nadia Jara, Camila Díaz y Juan Pablo Contreras, por su apoyo durante el trabajo de campo realizado en el marco de este trabajo, por las risas, las enseñanzas, las conversaciones a caballo y en esas largas fogatas al anochecer. Al equipo del parque Guaiquivilo por proporcionarnos un lugar donde descansar y por su disposición a guiarnos por los hermosos paisajes de la región del Maule, sin su ayuda no habríamos podido alcanzar nuestros objetivos.

Quiero agradecer a mi familia, a mi padre, abuela y hermanos, por el cariño y la compañía que me han hecho a lo largo de mi desarrollo como persona. En especial quiero agradecer a mi madre, por brindarme siempre su apoyo, su cariño y su sabiduría, aunque nos encontremos a kilómetros de distancia. Así, también quiero agradecer a mi pareja, Javi, por el constante apoyo, palabras de ánimo y por su compañía durante estos años, a Manila L. y Nina B. por su amor infinito.

A mi segunda familia en Concepción, Juan Francisco por cuidarme como a su hermano, a mis amigos de la vida, Sebita, Kevin, Yorch, Rocío, Vicky, las Catalinas, Rubén, Javier, Su, Moninky, Kim, Bruno, Moses, Paz, y a todas esas amistades que me ayudaron a sobrellevar la etapa universitaria, las palabras no me alcanzan para agradecerles todos los momentos que me han brindado.

Finalmente, agradecer a cierto selecto grupo de humoristas por apoyarme en mis momentos más vulnerables.

2. Antecedentes

2.1. Marco geotectónico

Los Andes Chilenos se ubican en el sector occidental de América del Sur, siguiendo una franja elongada de aproximadamente 4300 km paralela a un margen continental activo caracterizado por la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana hacia el Este. Esta configuración ha permanecido continua desde, al menos, el Triásico, marcando el inicio del Ciclo Tectónico Andino como un factor de primer orden en la evolución geológica de la placa continental (e. g. Jordan *et al.*, 1983; Charrier *et al.*, 2007, 2015; Oliveros *et al.*, 2020). La zona de estudio se localiza en Chile, en la vertiente occidental de la Cordillera Principal de los Andes, entre los $\sim 35^{\circ}48'$ - $36^{\circ}03'S$ y los $\sim 70^{\circ}54'$ - $71^{\circ}08'W$. Esta área se encuentra en el margen sur de los Andes Centrales (distribuidos entre los $\sim 33^{\circ}$ - $46^{\circ}S$), donde actualmente se han calculado una tasa de convergencia de ~ 7 cm/año, un ángulo de oblicuidad de $\sim 20^{\circ}$ (Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2005) y un ángulo de subducción de $\sim 27^{\circ}$ (Pardo *et al.*, 2002).

Si bien la interacción entre placas ha sido continua en el tiempo, no ha sido constante debido a variaciones en el ángulo de convergencia, velocidad de convergencia y ángulo de subducción, además de las geometrías de las placas involucradas, el clima y las tasas de erosión, factores que afectan procesos geológicos de magmatismo, desarrollo de cuencas, orogénesis, tectonismo y metamorfismo (Coira *et al.*, 1982; Mpodozis y Ramos, 1989), estos mecanismos han sido los encargados de modelar los Andes Centrales durante su historia geológica. Por ello es importante destacar la magnitud de estos cambios, principalmente durante el Cenozoico, periodo en el cual se han modelado los mayores rasgos morfoestructurales actuales en los Andes (Astaburuaga, 2014).

Durante el Cenozoico temprano, entre el Paleoceno Inferior y Eoceno Inferior-Medio, el magmatismo y la deformación en los Andes Centrales se habrían concentrado en la región actual del antearco, y la subducción se caracterizó por un aumento progresivo en la velocidad de convergencia y una rotación horaria en la dirección de convergencia (Somoza y Ghidella, 2005;

Bello-González *et al.*, 2018; Quiero *et al.*, 2022) (Figura 2.1), lo cual causó un episodio de deformación conocido como fase Incaica.

Posteriormente, durante el Eoceno Superior-Oligoceno comienza un periodo extensivo (Charrier *et al.*, 2002, 2009), caracterizado por una velocidad de convergencia lenta y constante de ~65 mm/año (Bello-González *et al.*, 2018; Quiero *et al.*, 2022) (Figura 2.1). En Chile central, entre los 33-39°S, se depositaron grandes sucesiones volcano-sedimentarias en extensas cuencas de intraarco, conocidas como la Cuenca de Abanico (32-36°S) (Charrier *et al.*, 2002, 2007). Autores como Fennell *et al.* (2018) manifiestan que la deformación extensional alcanza su mayor expresión entre los 24-20 Ma, intervalo de tiempo durante el cual la tasa de convergencia aumenta hasta ~150 mm/año y la oblicuidad comienza a descender generando un cambio a un régimen dextral (Bello-González *et al.*, 2018; Quiero *et al.*, 2022) (Figura 2.1). Algunos autores indican que esta intensidad de la deformación extensiva se debe a un *rollback* de la placa subductante provocado por el abrupto aumento en la tasa de convergencia (e. g. Jordan *et al.*, 2001; Fennell *et al.*, 2018).

El periodo de deformación extensiva termina durante el Mioceno inferior-medio, con un nuevo pulso compresivo conocido como Fase Pehuenche, entre los 20-16 Ma (Charrier *et al.*, 2009; Astaburuaga, 2014), estabilizándose la velocidad de convergencia (Bello-González *et al.*, 2018; Quiero *et al.*, 2022) (Figura 2.1). Este pulso compresivo habría provocado la inversión de la Cuenca de Abanico y la deformación de los depósitos de la Formación Abanico (Charrier *et al.*, 2002, 2009).

Los fenómenos de aumento en la tasa de convergencia, la subducción casi ortogonal, el inicio de formación de los Andes Centrales y el corrimiento hacia el Este de la actividad tectónica estarían asociados al quiebre de la placa de Farallón en la placa de Nazca y la placa de Cocos alrededor de los 25 Ma (Somoza y Ghidella, 2005; Bello-González *et al.*, 2018; Fennell *et al.*, 2018) (Figura 2.2).

Durante el Mioceno medio-tardío ocurre una última fase compresiva, que genera una migración de la deformación y del magmatismo hacia el Este (Charrier *et al.*, 2007, 2009; Astaburuaga, 2014), formando las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y de Malargüe (Giambiagi *et al.*, 2012), el cordón volcánico actual en el margen andino y el alzamiento actual de la Cordillera de los Andes. A lo largo del Mioceno hasta el Presente la velocidad de convergencia

de placas disminuyó paulatinamente y se retomó una leve oblicuidad entre la placa de Nazca y el margen continental (Somoza, 1998).

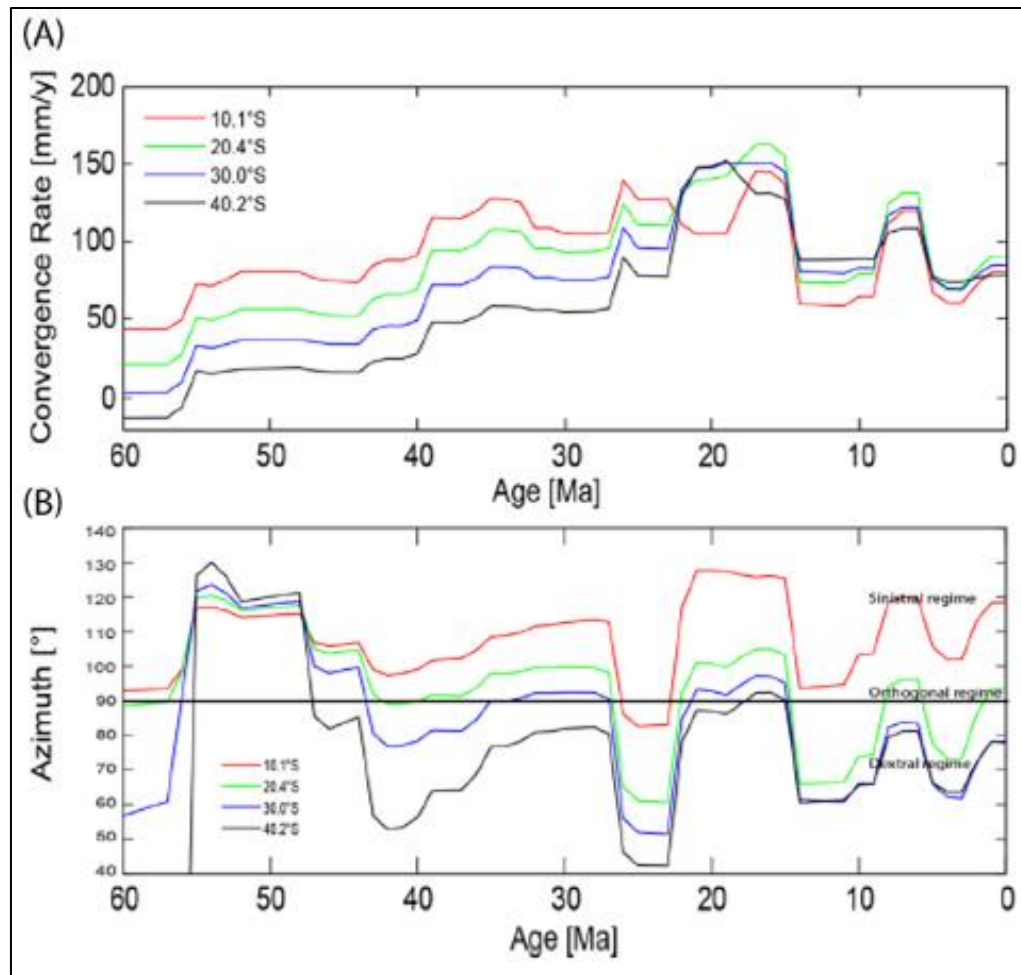


Figura 2.1: Patrones de convergencia de placas en el margen occidental de Sudamérica durante el Cenozoico. A) Tasa de convergencia de placas (mm/año). B) Ángulo de convergencia respecto a la fosa, valores sobre 90° indican régimen sinistral, valores bajo 90° indican régimen dextral y valores de 90° indican régimen ortogonal. Tomado de Bello-González *et al.*, 2018.

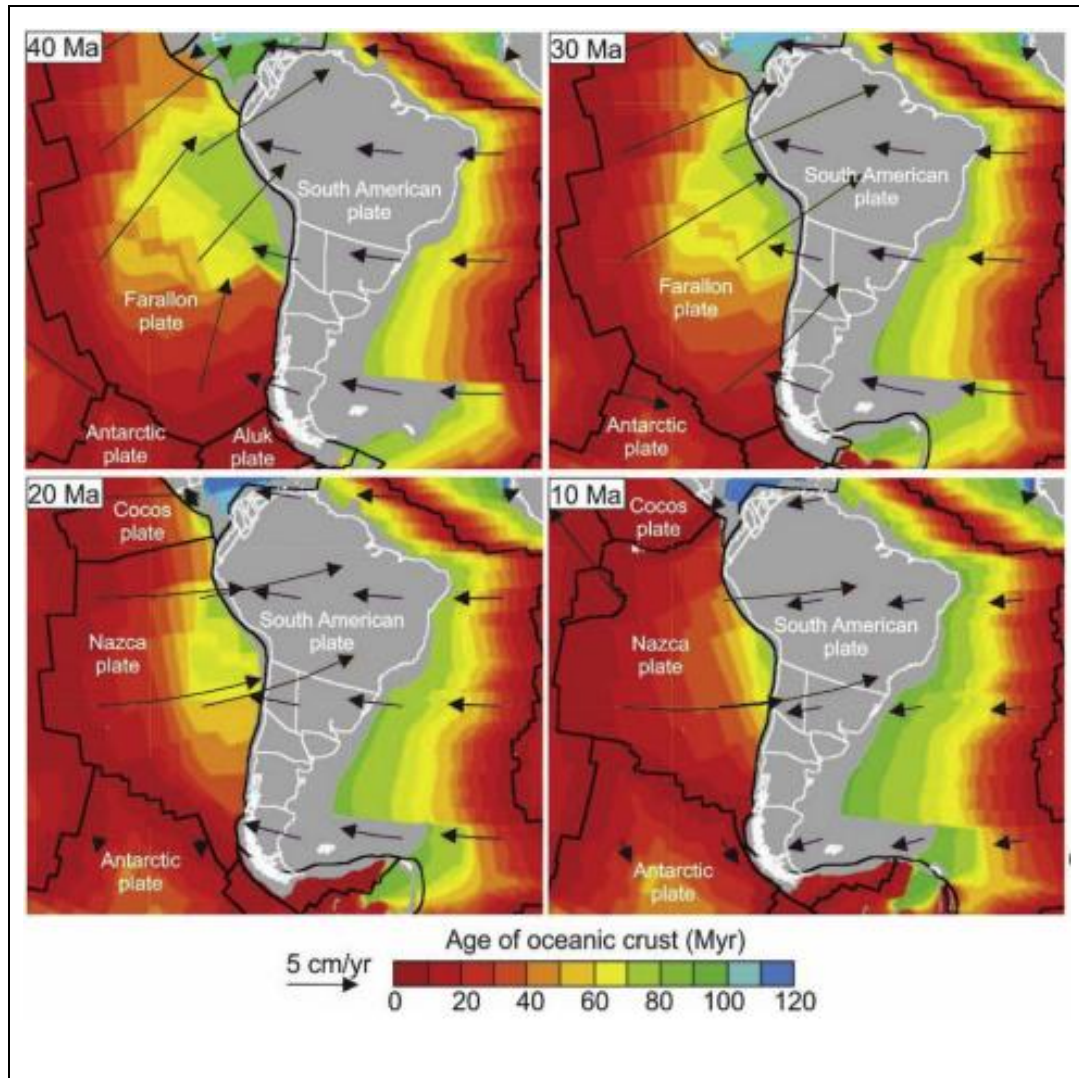


Figura 2.2: Paleorreconstrucción de la historia de convergencia a lo largo del margen occidental de Sudamérica entre 40-10 Ma. Se muestra la ruptura de la placa Farallón a inicios del Neógeno en la placa de Nazca y placa de Cocos, coincidiendo con un aumento en la velocidad de convergencia y el cambio a un régimen más ortogonal en el ángulo de subducción. Tomado de Fennell et al., 2018.

2.2. Marco geológico regional

2.2.1. Generalidades

La zona de estudio se ubica en la región del Maule, donde los principales afloramientos corresponden a rocas del Cenozoico y Mesozoico, los cuales se distribuyen a lo largo de las vertientes Occidental y Oriental de la Cordillera Principal respectivamente (Figura 2.3).

Las rocas mesozoicas que afloran en la región corresponden a secuencias sedimentarias marinas y continentales depositadas desde el Triásico Superior al Cretácico Inferior en una cuenca de trasarco (Charrier *et al.*, 2002) y plutones de edad cretácica correspondientes a un bloque de basamento alzado, asociados al Batolito El Melado (Rojas del Castillo, 2018 en Díaz, 2021).

Las rocas cenozoicas abarcan gran parte de la Cordillera Principal y corresponden a unidades volcano-sedimentarias que se encuentran deformadas, rocas plutónicas que intruyen tanto a rocas mesozoicas y cenozoicas, y rocas volcánicas ligeramente deformadas que cubren parte de las unidades anteriores, depositadas en una cuenca de intraarco conocida como Cuenca de Abanico. Para la identificación de las unidades cenozoicas se tomará de referencia la nomenclatura utilizada por Jordan *et al.*, 2001.

Las rocas que abarcan la mayor parte del área de estudio son aquellas asociadas a las formaciones Abanico y Cura-Mallín, de edades Eoceno superior-Mioceno inferior y Oligoceno superior-Mioceno inferior respectivamente. Estas rocas habrían sido reconocidas, en primera instancia, como relictos de un arco volcánico Mesozoico (Aubouin *et al.*, 1973; Charrier, 1973; Aguirre *et al.*, 1974). Actualmente se asocia su depositación a una cuenca extensional de margen activo, abierta durante el Eoceno superior e invertida en el Mioceno inferior (Jordan *et al.*, 2001; Charrier *et al.*, 2002; Charrier *et al.*, 2005; Fock *et al.*, 2006).

Esta cuenca, de orientación NS (Figura 2.4), ha sido caracterizada desde los años 80s mediante observaciones de terreno, estudios estructurales, sedimentológicos y estudios geoquímicos evidenciando una afinidad de arco toleítico asociado a una corteza delgada (Nystrom *et al.*, 1993; Kay y Kurtz, 1995; Kurtz *et al.*, 1997), estudios de madurez termal (e.g. Zurita, 1999;

Zurita *et al.*, 2000) indican altas tasas de subsidencia para la cuenca con valores de 4000 m en la Carretera El Cobre y 2500 m en el valle del río Maipo.

Las evidencias de la inversión de la cuenca incluyen plegamientos irregulares con grandes variaciones de amplitud, longitud, estilo y vergencia, como se puede observar en el Sistema de Falla San Ramón-Pocuro en los límites occidentales de la cuenca (Charrier *et al.*, 2005; Fock *et al.*, 2006) y la Falla el Diablo (Fock, 2005) en el límite oriental, evidencias también documentadas por Astaburuaga (2014) hacia el este en la misma latitud de este trabajo. Otras evidencias de inversión incluyen la disposición de las discordancias de carácter más bien locales con la Formación Farellones, así como discordancias progresivas asociadas a la propagación de fallas ciegas (Charrier *et al.*, 2002).

Finalmente, se observan depósitos asociados al volcanismo cuaternario proveniente de erupciones volcánicas asociadas al Complejo Volcánico Tatara-San Pedro, los que corresponden a depósitos piroclásticos, coladas de lava, depósitos de ceniza y de escoria que cubren en discordancia las formaciones más antiguas al menos desde el Plioceno (Astaburuaga, 2014).

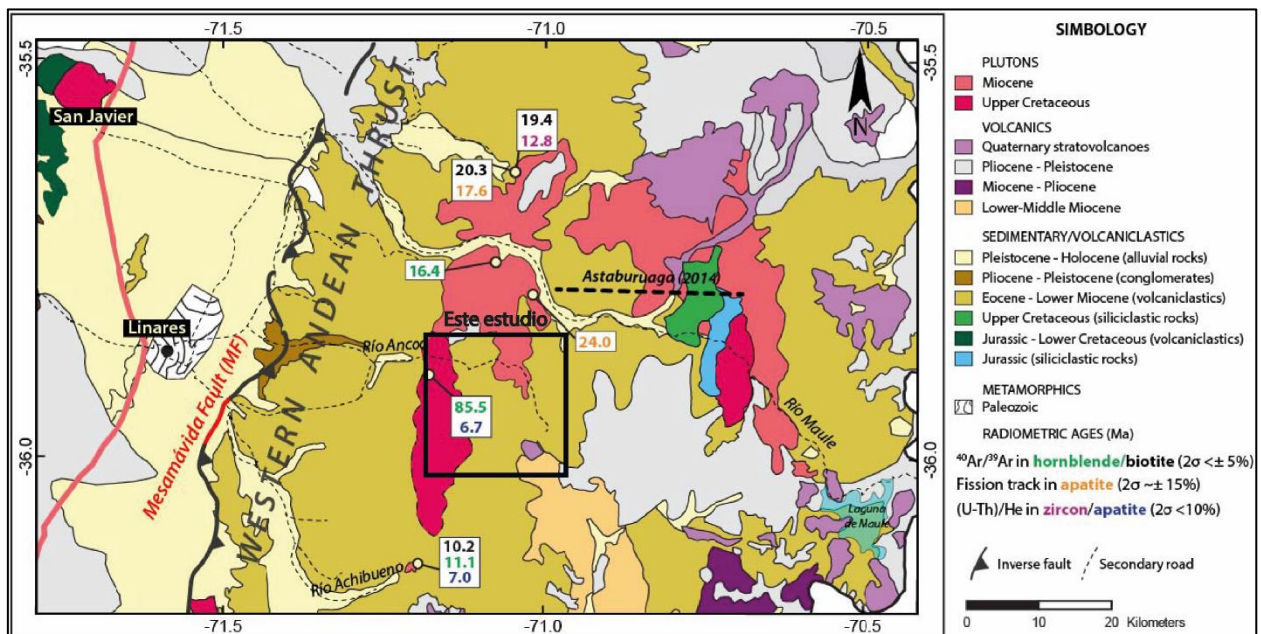


Figura 2.3: Mapa geológico regional del área de estudio. Basado en SERNAGEOMIN (2012), Spikings *et al.*, (2008) y Astaburuaga (2014). Edades radiométricas de Spikings *et al.*, (2008). Elaboración propia.



Figura 2.4: Extensión de la Cuenca de Abanico a lo largo de la Cordillera Principal, entre los 29-39°S. En líneas negras se denotan las trazas de las fallas mayores que controlaron el desarrollo de la cuenca y su posterior inversión, los triángulos a lo largo de las fallas indican el bloque colgante de las fallas, en rojo el área de estudio. Tomado de Charrier *et al.*, 2007.

2.2.2. Rocas estratificadas

2.2.2.1. Formación Río Damas (Kimmeridgiano-Titoniano inferior)

Definida por Klohn (1960) como una sucesión de conglomerados y brechas conglomerádicas con intercalaciones de areniscas, limolitas, lavas de composición andesíticas y esporádicos niveles de yeso depositados en un ambiente terrestre subaéreo y lagunar, que tienen su mayor desarrollo en el curso superior del río Tinguiririca. Esta unidad presenta un espesor máximo de 2000 m, calculado mediante los perfiles realizados por González y Vergara (1964) en el curso superior del río Teno y en el Valle Grande, mientras que el espesor mínimo observado por Astaburuaga (2014) en el valle del río Maule es de ~1000 m.

En el valle del río Maule, al este de la quebrada La Mina, se han identificado afloramientos de areniscas de grano fino intercaladas con niveles de lutitas púrpuras y conglomerádicos grisáceos asignados por Astaburuaga (2014) a esta unidad. La edad de estas rocas se basa exclusivamente en su posición estratigráfica, pues no se han encontrado fósiles en los estratos que la constituyen. Ella sobreyace en concordancia el miembro superior de la Formación Valle Grande de edad Oxfordiano superior, e infrayace de manera concordante a estratos marinos, dispuestos en afloramientos aislados en el cordón fronterizo que separa los valles de Villagra y de Vergara, donde se han identificado moldes de ammonoideos (*Perisphinctes, aff., erinus*) que caracterizan el Titoniano medio (Corvalan, 1959, en González y Vergara, 1964), asignándosele a la Fm. Río Damas una edad Kimmeridgiano basal y Titoniano inferior (González y Vergara, 1964).

En la región de estudio se encuentra subyaciendo de manera concordante a la Fm. Baños del Flaco en el sector de la quebrada La Mina.

2.2.2.2. Formación Baños del Flaco (Titoniano-Barremiano)

Definida por Klohn (1960) como una secuencia de estratos marinos fosilíferos, compuesta de calizas, calizas arenosas, margas y areniscas calcáreas grisáceas, con presencia de conglomerados, areniscas glauconíticas, lutitas y lutitas carbonosas en menor medida, que alcanzan un buen desarrollo en el área de los Baños del Flaco, en el valle del río Tinguiririca. Los espesores de esta unidad alcanzan los 800 m en el río Teno, mientras que en la quebrada La Mina en el río Maule alcanza solamente los 400 m (González y Vergara, 1964).

La edad de la formación se basa en la fauna colectada por González y Vergara (1964) en el curso superior del río Maitenes, evidenciando una edad Titoniano-Barremiano. Sin embargo, en la región no se observa el desarrollo de los niveles del Titoniano como si se observa en las secuencias más septentrionales de la unidad, pues los fósiles estudiados por Tavera (1948, 1951, en González y Vergara, 1964) definen una edad Hauteriviano en la zona.

La base, en el curso superior del río Maitenes, se ha identificado como conglomerados y areniscas gruesas de la Fm. Río Damas que subyacen de manera concordante a la unidad; en la región del Maule esta concordancia no es clara, debido al fuerte fracturamiento y alteración,

además de la intrusión de diversos cuerpos verdosos de composición andesítica. El techo de la formación se observa en contacto erosivo con la Fm. Colimapu en valle del río Maule.

2.2.2.3. Formación Colimapu (Barremiano-Albiano)

Definida por Klohn (1960) como una secuencia continental de areniscas de tonos rojizos, lutitas, conglomerados de matriz arenosa con intercalaciones de rocas piroclásticas, lavas de composición andesítica, intercalaciones lenticulares de caliza y capas discontinuas de yeso, en la quebrada Colimapu en la hoya del río Maipo. Esta unidad presenta un espesor mínimo de 480 m en la ladera sur del río Maule (Astaburuaga, 2014).

En la región del Maule Astaburuaga (2014) identifica sucesiones sedimentarias continentales rojizas al este del área de estudio que asigna a la Fm. Colimapu, donde data la base de la unidad en el contacto con la Fm. Baños del Flaco obteniendo una edad máxima para la base de 121 Ma (U-Pb en circones detríticos), mientras que al oeste del área de estudio en el valle del río Ancoa, Estero La Sombra y Estero Vega de Salas se han identificado sucesiones sedimentarias cretácicas (Contreras *et al.*, in prep). Espinoza *et al.*, (2022) entregan una edad U-Pb de $113 \pm 0,3$ Ma para estas rocas.

La formación sobreyace concordantemente a rocas de la Formación Lo Valdés (Thiele, 1980) y subyace en discordancia a la Formación Abanico (Charrier *et al.*, 2002).

2.2.2.4. Formación Abanico (Eoceno superior-Mioceno inferior)

Formación definida por Aguirre (1960) en la zona del cerro Abanico alrededor de los 33°S, correlacionada con la Formación Coya-Machalí descrita por Klohn (1960) entre los pueblos Coya y Machalí, y posteriormente reconocida por González y Vergara (1964) entre los 35-36°S. Se distribuye a lo largo de la Cordillera Principal con rumbo N-S y NNW-SSE y su espesor es variable: Aguirre en 1960 mide una potencia de aproximadamente 3600m en la provincia del Aconcagua, Klohn (1960) y Charrier (1981) la estiman alrededor de 3000m, mientras que

González y Vergara (1964) estiman 2700 m de espesor en el río Teno, 1900 m en el río Maule y 600 m en el río Longaví, observándose una disminución del espesor de norte a sur.

Corresponde a una sucesión de rocas predominantemente volcánicas y volcanoclásticas con intercalaciones sedimentarias de considerable espesor (Klohn, 1960; Aguirre 1960), plegadas y afectadas por un metamorfismo de muy bajo grado (Aguirre 1960; Charrier *et al.*, 2002). Las rocas volcánicas de la formación corresponden principalmente a lavas basálticas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas, brechas y tobas, las capas sedimentarias corresponden a intercalaciones de limolitas, areniscas y conglomerados finos y gruesos de color verde a verde amarillento (Astaburuaga, 2014).

De acuerdo con evidencias sedimentológicas, estructurales, de madurez termal y geoquímicas, la formación se depositó en una cuenca extensional (Charrier *et al.*, 2002), con el desarrollo de una o varias cuencas subsidentes, orientadas en la NS, que fueron invertidas durante el Mioceno (Fock *et al.*, 2006)

El contenido fosilífero hallado, junto a diversas dataciones radiométricas (e.g. Charrier *et al.*, 2002; Vergara *et al.*, 2004; Mosolf, 2013; Piquer *et al.*, 2017) permiten asignarle a la Formación Abanico una edad Eoceno Superior – Mioceno Inferior (Charrier *et al.*, 1996; Flynn *et al.*, 2003). Dentro de la zona de estudio se han aportado nuevas edades radiométricas para rocas asociadas a esta formación indicando una edad de $30 \pm 0,3$ Ma (U-Pb en circones; Espinoza *et al.*, 2022).

La Formación Abanico se dispone discordante sobre formaciones de edad mesozoica, aunque generalmente el contacto con esas unidades es por falla (Charrier *et al.*, 2002). Entre los 32-35°S, infrayace a la Formación Farellones mediante un contacto descrito como discordante o pseudo-concordante (Charrier *et al.*, 2002), concordante o por falla (Godoy *et al.*, 1999), al sur de los 35°S se dispone discordante bajo las formaciones Cola de Zorro y Corona de Fraile (correlacionada con Formación Farellones) (González y Vergara, 1964). El contacto puede ser tanto concordante como discordante según la zona, debido al desarrollo de discordancias progresivas asociadas a la inversión de fallas normales durante la inversión de la cuenca de Abanico (Charrier *et al.*, 2002).

2.2.2.5. Formación Cura-Mallín (Oligoceno superior-Mioceno inferior)

Definida por Gonzáles y Vergara (1964) como una sucesión de sedimentitas clásticas continentales con intercalaciones de volcanitas de queratófidos y porfiritas cuarcíferas, en el estero Cura-Mallín. En la zona se definen como una secuencia de rocas sedimentarias clásticas, piroclásticas y coladas de lava subordinadas de composición intermedia (Muñoz y Niemeyer, 1984). Se distribuyen a lo largo de una franja discontinua de rumbo aproximadamente NS, y se ha reconocido desde los 36°-39°S (Muñoz y Niemeyer 1984; Jordan *et al.*, 2001; Burns *et al.*, 2006). La Formación alcanza los ~3000 m de espesor, con un promedio de ~1200 m (Jordan *et al.*, 2001; Burns *et al.*, 2006).

Muñoz y Niemeyer (1984) dividen la formación en dos miembros principalmente continentales, un Miembro Inferior (Río Queuco) y un Miembro Superior (Malla-Malla). El Miembro Río Queuco consiste en tobas y brechas, con coladas de lava dacíticas y andesíticas subordinadas, y niveles sedimentarios de origen continental. El Miembro Malla-Malla se compone de areniscas, conglomerados y lutitas, además de tobas y brechas con niveles calcáreos y carbonosos de origen continental.

La formación se depositó por la interacción de ambientes fluviales y lacustres con aporte de material piroclástico, epiclástico y terrígeno derivado de una continua actividad volcánica y la erosión de rocas más antiguas (Muñoz y Niemeyer, 1984).

Dataciones radiométricas (e.g. Suarez y Emparan, 1995; Jordan *et al.*, 2001; Herriot, 2006), sumadas al contenido fosilífero permiten asignarle a la formación una edad Oligoceno tardío – Mioceno temprano. Dentro de la zona de estudio esta edad puede ser acotada gracias al aporte de nuevas dataciones radiométricas que indican una edad de $19,8 \pm 0,4$ Ma (U-Pb en circones; Cabezas *et al.*, 2018).

La Formación Cura-mallín sobreyace discordante a rocas de la Formación Nacientes del Teno, Estratos del Estero Cristales y Formación Colimapu. A los 36°S infrayace discordante a rocas de la Formación Cola de Zorro (González y Vergara, 1964), hacia el sur entre los 36°-37,5°S infrayace de manera concordante y transicional a la Formación Campanario (Drake, 1976).

2.2.2.6. Formación Campanario

Definida por Drake (1976) al oeste del Cerro Campanario, como una sucesión extensa de tobas andesíticas y dacíticas, brechas tobáceas, ignimbritas y flujos andesíticos subordinados. El autor menciona que la parte occidental de la formación se encuentra suavemente plegada, formando un gran anticlinal abierto incidido por el río Maule, exopniendo una sección de ~1000 m de espesor.

La edad de esta formación es Mioceno medio a superior, esto basado en 6 muestras datadas por Drake (1976), determinando una edad de $15,4 \pm 0,8$ Ma (K-Ar en plagioclasa) y en base a la intrusión del Plutón la Invernada determina una edad mínima de 7 Ma (K-Ar en plagioclasa), posteriormente Astaburuaga (2014) presenta una edad de $12 \pm 0,7$ Ma (U-Pb en circón).

La Formación Campanario se dispone sobreyaciendo de manera discordante a las formaciones más antiguas (Drake, 1976).

2.2.3. Rocas intrusivas

2.2.3.1. Batolito El Melado (Complejo Intrusivo Ancoa-El Melado)

Descrito por Gonzales y Vergara (1964), corresponde a un cuerpo intrusivo de composición granodiorítica a tonalítica que se distribuye en una franja NS en la Cordillera Principal. Aflora desde los esteros La Gloria y Las Animas hasta ligeramente al norte del río Maule (Muñoz y Niemeyer, 1984).

Para el sector occidental del batolito, en la zona del río Ancoa, Spikings *et al.*, (2008) reportaron edades de 85,5 Ma (Ar-Ar en hornblenda), edades similares a las obtenidas por Cabezas *et al.*, 2018) quien reportó 83,9 Ma (U-Pb en circones). En base a estas edades, el Batolito El Melado se ha reclasificado como Complejo Intrusivo Ancoa (sector occidental, de edad cretácica) y Complejo Intrusivo El Melado (sector oriental, edad miocena) (Contreras *et al.*, in prep).

Dataciones radiométricas reportadas para el sector oriental del Batolito El Melado, en las cercanías del río Maule, han entregado edades de 23,8 Ma (K-Ar, Drake *et al.*, 1982) y 14,9 Ma (K-Ar en biotita, Muñoz y Niemeyer, 1984), posteriormente se han reportado edades de 16,4 Ma (Ar-Ar en biotita, Spikings *et al.*, 2008) y 17,9 Ma (U-Pb en circones, Cabezas *et al.*, 2018), las cuales definen de mejor manera el rango temporal de estas rocas.

En el área de estudio se encuentra intruyendo a rocas volcánicas de las formaciones Abanico y Cura-Mallín (Contreras *et al.*, in prep), hacia el sur le sobreyacen rocas de la Formación Cola de Zorro en discordancia por erosión (González y Vergara, 1984).

2.2.3.2. Complejo Intrusivo Brahma

Complejo intrusivo descrito en primera instancia en reportes técnicos de exploración (e. g. Culbert, 2007; Burns *et al.*, 2008; Sanchez y Motta, 2013 en Díaz, 2019) y estudiado por Díaz en 2019, quien lo identifica como un pórfido de Cu-Mo neógeno de composición diorítica y granodiorítica con numerosos cuerpos intrusivos porfíricos y brechas hidrotermales que hospedan la mineralización. Se distribuye como una franja NS desde las cercanías del embalse Colbún, extendiéndose hacia el sur, fuera del área de estudio.

Dataciones radiométricas entregan edades de $14,6 \pm 0,4$ Ma; $14,1 \pm 0,2$ Ma; $13,8 \pm 0,5$ Ma; $9,3 \pm 0,2$ Ma (Díaz, 2019), además de edades alrededor de 17 Ma interpretadas como material heredado, lo que permite interpretar que el complejo Brahma se formó por un magmatismo relativamente continuo durante el Mioceno medio.

En el área de estudio se encuentra intruyendo a rocas volcánicas de la Formación Abanico (Contreras *et al.*, in prep).

2.2.4. Volcanismo y depósitos cuaternarios

2.2.4.1. Complejo Volcánico Tatara-San Pedro

Aledaño a la zona de estudio se encuentra un complejo eruptivo de gran escala conocido como Complejo Volcánico Tatara-San Pedro, al cual se asocian grandes cantidades de depósitos volcánicos que cubren parte de la región al este de la zona de estudio y consiste en dos centros eruptivos principales de tipo estrato volcán. El Volcán Tatara que consiste en 22 km^3 de andesitas y andesitas basálticas de edad Cuaternaria, cubierto de $<0,5 \text{ km}^3$ de andesitas basálticas y lavas de composición dacítica que se asocian al Volcán San Pedro, de edad Holoceno (Astaburuaga, 2014).

Desde la zona de estudio es posible observar depósitos asociados al complejo, en las laderas del borde oriental del valle del río Melado (Figura 2.5).



Figura 2.5: Depósitos de lavas actuales. Vista desde el Parque Guaiquivilo hacia el este, se observan depósitos de lavas actuales pertenecientes al complejo Tatara-San Pedro depositadas de manera horizontal cubriendo en discordancia angular las formaciones más antiguas.

2.2.4.2. Depósitos cuaternarios

Diversos depósitos asociados a los procesos modeladores del paisaje en la zona de estudio, siendo uno de los principales el clima lluvioso presente en la región, lo cual se traduce en que un gran porcentaje de la erosión está asociado a las redes hidrográficas, quedando registrado como grandes quebradas asociadas a depósitos fluvio-aluviales en toda la zona de estudio.

2.3. Unidades morfoestructurales

A lo largo del territorio chileno se han reconocido ciertas unidades morfoestructurales características, dispuestas paralelas al margen occidental sudamericano de rumbo NS a NNE-SSW. A la latitud de la zona de estudio es posible reconocer 3 de estas unidades, Cordillera de la Costa, Valle Central y Cordillera Principal (Figura 2.6).

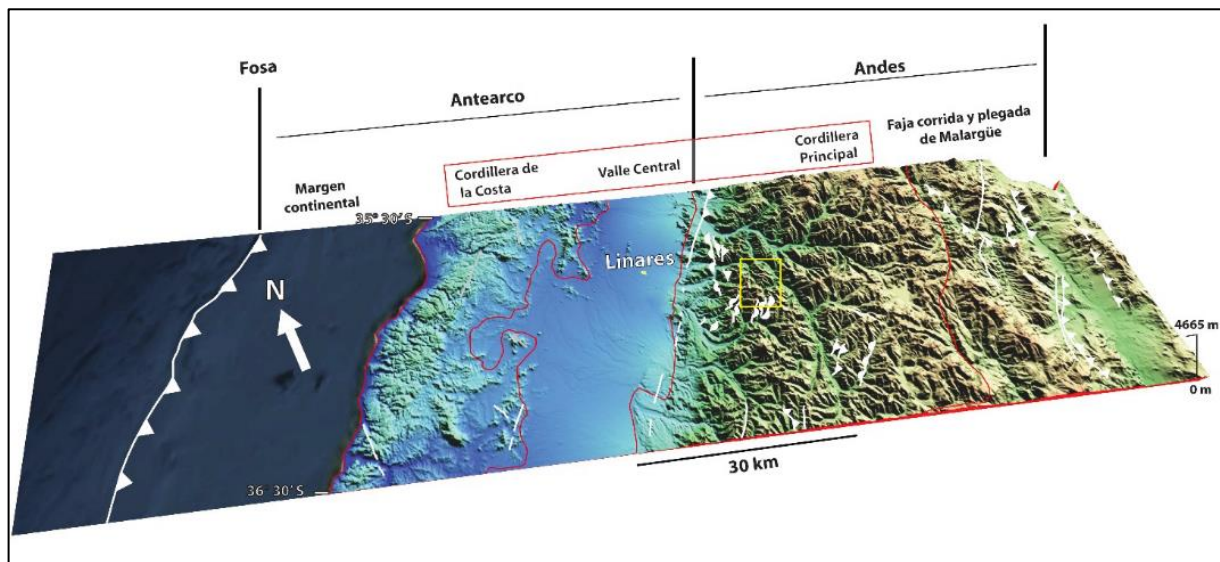


Figura 2.6: Unidades morfoestructurales y elementos principales del margen de subducción andino entre los 35°30'-36°30'S. En rojo se demarcan los límites de las morfoestructuras presentes en la región, en amarillo la zona de estudio. Tomado de Vega, 2021.

2.3.1. Cordillera de la Costa

La Cordillera de la Costa es una cadena montañosa que se ubica en el margen occidental chileno. Entre los 35-38°S alcanza alturas entre los 300-700 m s.n.m., en su límite occidental afloran rocas del basamento metamórfico y cuerpos plutónicos del paleozoico, mientras que en su límite oriental afloran plutones del Jurásico Inferior, secuencias estratificadas volcánicas y sedimentarias del mesozoico, junto a algunos depósitos continentales del Cuaternario (Sernageomin, 2003).

2.3.2. Valle Central

El Valle Central corresponde a una cuenca continental ubicada entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal. Alcanza alrededor de 40 km de ancho a la latitud de Linares en la región del Maule, y presenta relieves bajos entre 40-300 m s.n.m. como cerros islas rodeados de niveles aterrizados formados por la acumulación de sedimentos fluvio-aluviales y volcánicos que provienen de la Cordillera Principal. Si bien las primeras interpretaciones sobre el Valle Central eran como parte de un gran graben que formaba una cuenca de antearco controlada por fallas normales (Cartes y Aguirre, 1965; Thiele, 1980), estudios más recientes concluyen que la subsidencia relativa de la cuenca del Valle Central respecto a la Cordillera Principal está dada por sistemas de fallas inversas, los cuales tanto en las cercanías de la ciudad de Santiago (~33°S) como en la latitud de la zona de estudio (~36°S) estarían afectando depósitos Cuaternarios (Armijo *et al.*, 2010; Vargas *et al.*, 2014; Sepúlveda, 2019).

2.3.3. Cordillera Principal

La Cordillera Principal es la unidad principal del orógeno andino a esta latitud, corresponde a una cadena montañosa fuertemente deformada que se ubica en el sector oriental del relieve chileno, presentando un ancho cercano a los 120 km y alturas máximas de ~4000 m s.n.m.. Es posible dividir la morfoestructura en tres dominios estructurales, occidental, central y oriental

(Figura 2.7) según la vergencia de las estructuras principales (Farías *et al.*, 2010). El dominio occidental se constituye por una potente secuencia de rocas volcanosedimentarias del Cenozoico asociadas principalmente a la Formación Abanico, intruidas por cuerpos plutónicos (Spikings *et al.*, 2008) altamente deformadas por estructuras de orientación NS, y en menor medida fallas de orientación WNW-ESE (Rivera y Cembrano, 2000 en Vega, 2021), de vergencia oeste, que limitan la morfoestructura con la Depresión Central a través de las fallas San Ramón, Pocuro (Thiele, 1980; Charrier *et al.*, 2005; Fock *et al.*, 2006; Armijo *et al.*, 2010) y Mesamávida (Sepúlveda, 2019). El dominio central se constituye por las mismas rocas del Cenozoico deformadas por grandes pliegues de amplitudes con magnitudes kilométricas, fallas normales invertidas y retrocabalgamientos, que en su límite oriental cabalgan rocas cenozoicas sobre secuencias marinas y continentales del Mesozoico a través de fallas con vergencia este (Charrier *et al.*, 2002; Fock *et al.*, 2006; Farías *et al.*, 2010; Astaburuaga, 2014). El dominio oriental se constituye por rocas sedimentarias marinas y continentales del Mesozoico sobre las que se desarrolló el volcanismo del Cuaternario (Thiele, 1980), que presentan estructuras de vergencia principalmente este, las que acomodan la deformación desarrollando un estilo de deformación de piel fina y gruesa producto de la reactivación de estructuras desarrolladas durante etapas extensionales anteriores (Giambiagi *et al.*, 2005, 2009, 2012).

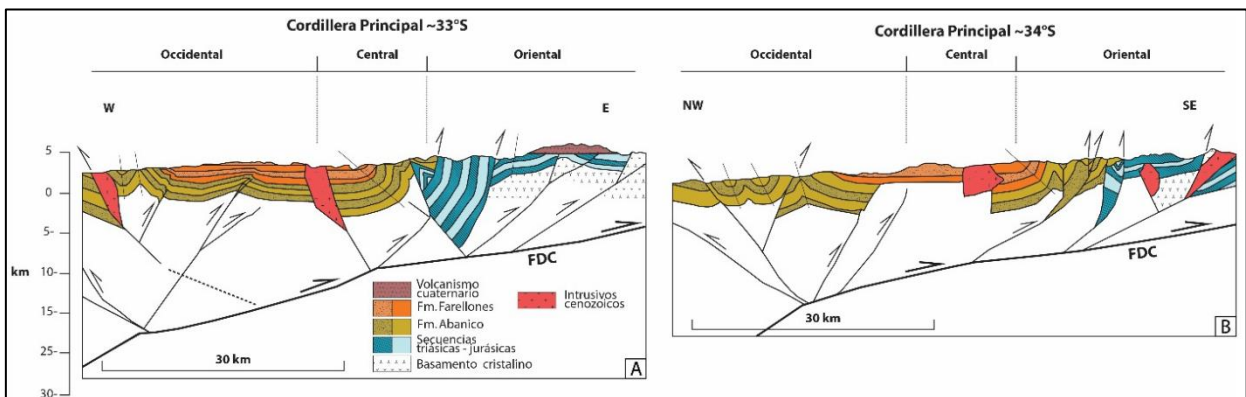


Figura 2.7: Perfiles estructurales de la Cordillera Principal a los 33°S y 34°S. Se diferencian los tres dominios en los que se puede dividir la CP. FDC: Falla de Despegue Cortical. Tomado de Farías *et al.*, 2010.

3. Resultados

3.1. Geología y estructural local

3.1.1. Generalidades

A continuación, se presenta la geología local reconocida con énfasis en las estructuras observadas en terreno, con el objetivo de caracterizar las rocas presentes en la zona para el modelamiento posterior. Éstas corresponden a lavas andesíticas y tobas plegadas asociadas a la Formación Abanico, observadas en el sector de Quebrada El Toro al oeste de la Quebrada Las Zorras en contacto por falla con lavas andesíticas y sucesiones de tobas intensamente plegadas asociadas a la Formación Cura-Mallín, identificada al este de la Quebrada Las Zorras y a lo largo del canal Melado. La Formación Campanario es observada con escaso espesor sobreyaciendo rocas de la Formación Cura-Mallín en leve discordancia, se asocian a esta formación volcanitas observadas en las cimas de los cerros del Cordón Cerro Negro y al este de la Quebrada Las Zorras describiendo pliegues suaves. En el sector centro y norte del área de estudio, se observa el Complejo Plutónico El Melado, intruyendo rocas de la Fm. Abanico. También fue posible observar varios cuerpos intrusivos de composición andesítica que cortan las rocas de la Fm. Cura-Mallín en planos de rumbo aproximado NW-SE y NS a lo largo del canal El Melado.

Las medidas de planos son presentadas en notación *dip/dip direction*.

MAPA GEOLÓGICO REGIÓN DEL MAULE 35°51'-36°01'S

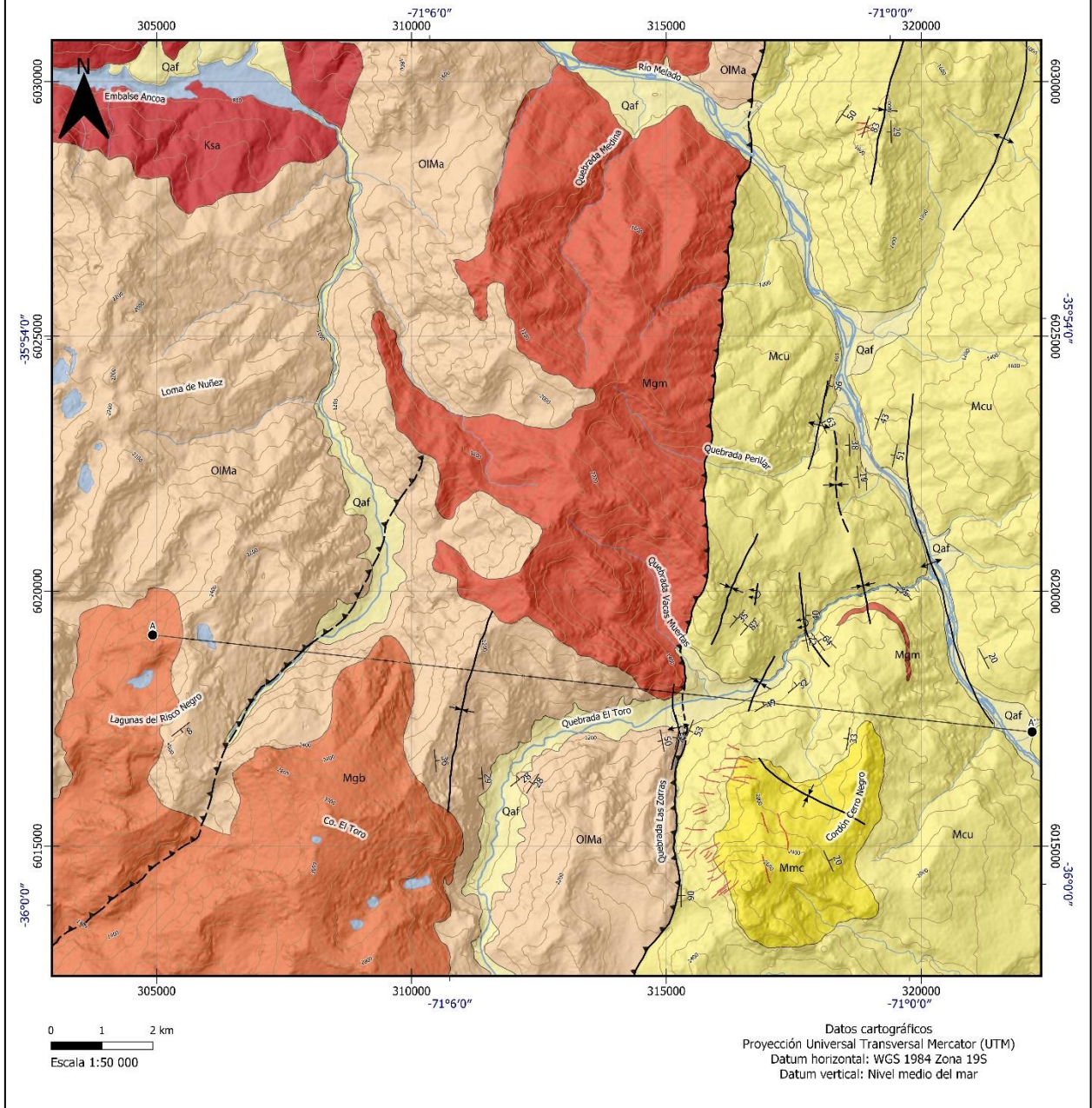


Figura 3.1: Mapa geológico de la zona del área de estudio. Para mayor detalle se incluye mapa fuera de texto.

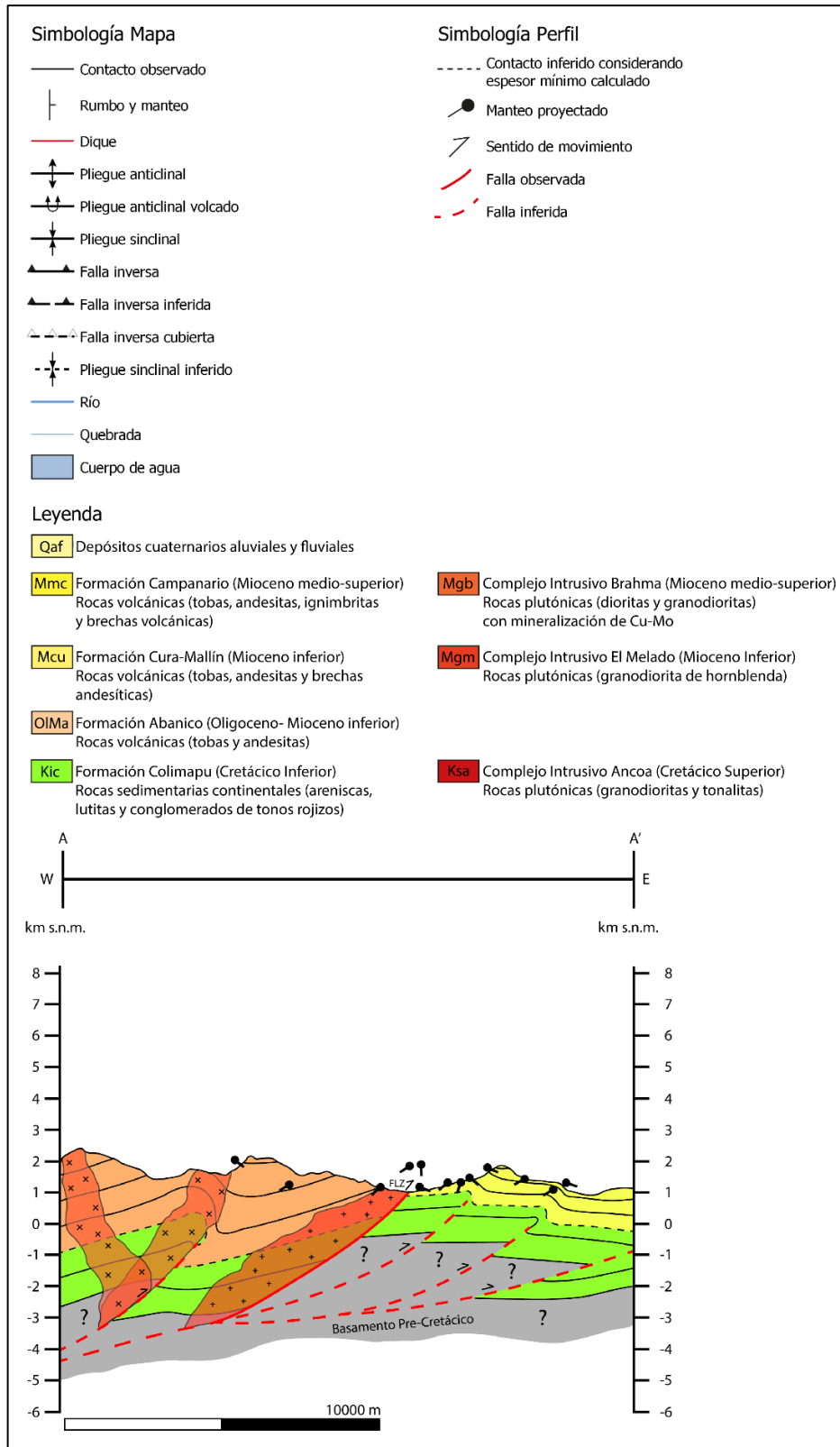


Figura 3.2: Leyenda y perfil de mapa geológico del área de estudio. Para mayor detalle se incluye mapa fuera de texto.

3.1.2. Unidades Litoestratigráficas

3.1.2.1. Formación Abanico

La Formación Abanico (Aguirre, 1960), aflora en gran parte del área de estudio, abarcando desde el sector Loma de Nuñez, las lagunas Risco Negro y el embalse Ancoa por el oeste, hasta la zona de la Qda. Las Zorras, Qda. Vacas Muertas y Qda. Medina por el este (Figura 3.1). Su litología corresponde principalmente a lavas andesíticas muy alteradas de tono pardo, con una masa fundamental afanítica oscura y algunos cúmulos de fenocristales (~15% fenocristales) que se observan al oeste de la Qda. Las Zorras con un manto 50/260 (Figura 3.3) y tobas vítreas finamente estratificadas silíceas de tonos rosados (Figura 3.4) que afloran en una pared vertical de rumbo NS en la ladera este del cerro El Toro con un manto de 27/265 (Figuras 3.5 y 3.6). Se pueden observar también rodados que contienen fragmentos de pómez provenientes del cerro. Para la Fm. Abanico, Espinoza *et al.*, (2022) reportan evidencias de sedimentación sinextensional en la zona ubicada al sur del lago Colbún.

Esta formación está en contacto por intrusión con el Complejo Intrusivo El Melado al norte de la Qda. El Toro (Figura 3.7) y por falla inversa con la Formación Cura-Mallín observado en la Qda. Las Zorras (Figura 3.8) y, también se ha descrito que esta formación es intruída por el Complejo Intrusivo Brahma (Contreras *et al.*, in prep) en el sector del cerro El Toro y las Lagunas del Risco Negro al oeste (Figura 3.1).

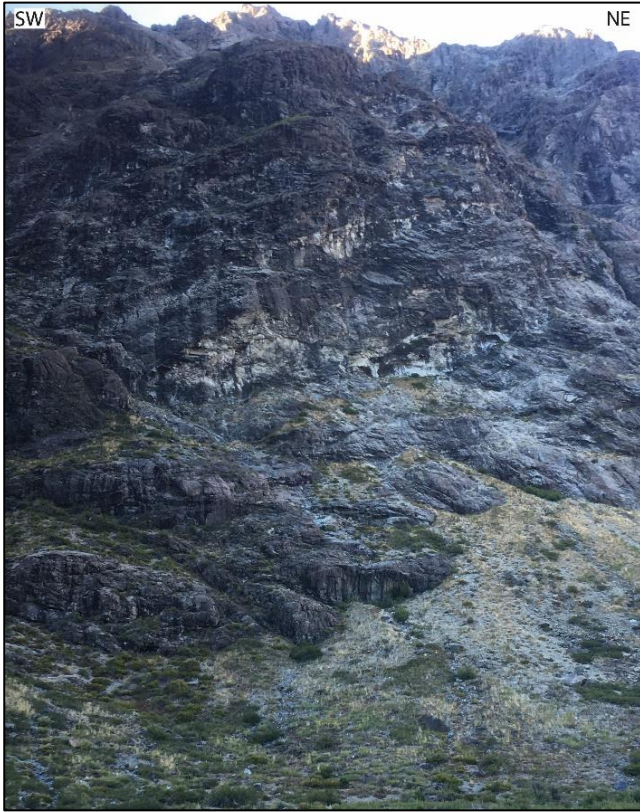


Figura 3.3: Afloramiento al W de Qda. Las Zorras. Se observan lavas asociadas a la Fm. Abanico con una tendencia de manteo al W.



Figura 3.4: Muestra de toba. Detalle de toba vítrea finamente estratificada en la ladera este del Co. El Toro.



Figura 3.5: Afloramiento ladera este de Co. El Toro. Pared NS donde afloran tobas asociadas a la Fm. Abanico.

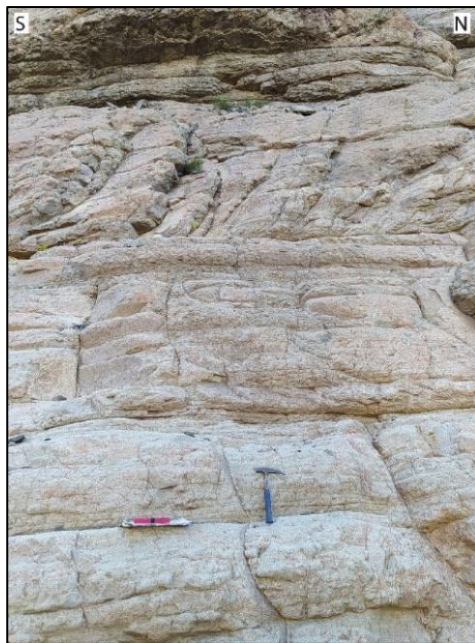


Figura 3.6: Detalle de afloramiento en Co. El Toro. Se observa la fina estratificación paralela uniforme en todo el afloramiento.



Figura 3.7: Intrusión de C.I. El Melado a la Fm. Abanico. Vista hacia el NW desde la Qda. El Toro.

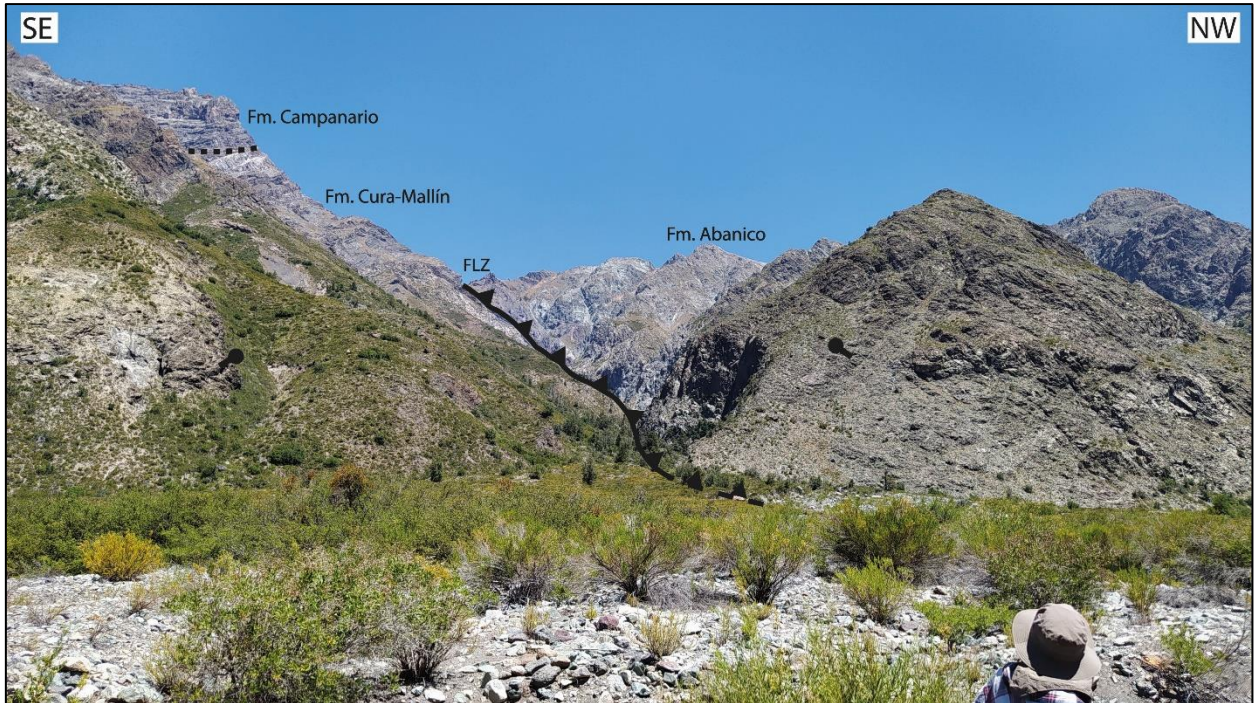


Figura 3.8: Relaciones de contacto en la Qda. El Toro. Vista hacia la Qda. Las Zorras, se observa un contacto por falla entre las formaciones Cura-Mallín y Abanico, y en discordancia a las formaciones Cura-Mallín y Campanario.

3.1.2.2. Formación Cura-Mallín

La Formación Cura-Mallín (González y Vergara, 1964) abarca aproximadamente un tercio del área de estudio, desde la Qda. Las Zorras y Vacas Muertas al oeste, hasta las laderas del valle del Melado al este (Figura 3.1). Se presenta como una sucesión de lavas andesíticas con fenocristales finos a medios de plagioclasa con escasos fenocristales de cuarzo (Figura 3.9). En algunos sectores corresponde a autobrechas, y tobas de lapilli de tonos verdosos, grisáceos y amarillo verdoso que presentan fragmentos de cuarzo y cantidades variables de líticos ígneos, además de tufitas (Figura 3.10 y 3.11) intensamente plegadas. Se observa en contacto por falla con la Formación Abanico (Figura 3.8) en la Qda. Las Zorras, en discordancia con la Formación Campanario en el mismo sector (Figura 3.8), y en la parte NE del área de estudio se infiere intruída por el Complejo Intrusivo El Melado, pues al este del intrusivo se encuentran rocas de la Formación Cura-Mallín brechizadas y cornificadas (Figura 3.12).



Figura 3.9: Detalle andesitas de la Fm. Cura-Mallín. Se observan los fenocristales de tamaño fino a medio.



Figura 3.10: Sucesión de tobas plegadas de la Fm. Cura-Mallín. Afloramiento a un costado del canal Melado.



Figura 3.11: Tobas manteando al NW, Qda. El Toro. Se observa la coloración característica en tonos pardos y verdosos, manteo 60° al NW.



Figura 3.12: Tobas cornificadas y brechizadas. Afloramiento al sur del contacto entre la Fm. Cura-Mallín y el C.I. El Melado.

3.1.2.3. Formación Campanario

La formación Campanario (Drake, 1976) abarca una pequeña zona en la parte SE del área de estudio (Figura 3.1), limitando al oeste con la Qda. Las Zorras, al este con el valle del Melado y al sur se puede continuar hacia el sector del estero Las Catalinas (Niemeyer y Muñoz, 1984). Se presenta en las alturas topográficas del Cordón Cerro Negro, donde se puede observar ligeramente plegada en discordancia con la Formación Cura-Mallín plegada con mayor intensidad (Figura 3.8, 3.13 y 3.14). No se tiene control litológico de esta unidad debido a que los afloramientos son de muy difícil acceso (en su mayoría alturas topográficas con laderas pronunciadas), sin embargo, se identifican rocas aparentemente volcánicas (posiblemente andesíticas) de tonalidades similares a las observadas para la Formación Cura-Mallín.



Figura 3.13: Contacto entre las formaciones Cura-Mallín y Campanario. Vista desde Qda. el Toro hacia la Qda. Las Zorras.



Figura 3.14: Discordancia angular entre las formaciones Cura-Mallín y Campanario. Se observa de mejor manera el plegamiento más suave de la Fm. Campanario. Fotografía tomada en la Qda. El Toro, al este de la Qda. Las Zorras.

3.1.2.4. Complejo Intrusivo El Melado

Anteriormente llamado Batolito El Melado (sector oriental, de edad miocena), definido por Gonzales y Vergara (1964), aflora como una franja NS en el centro del área de estudio, siguiendo la traza de la falla que pone en contacto las formaciones Abanico y Cura-Mallín en la Qda. El Toro (Figura 3.1). Se observa en el sector NE del área de estudio como una granodiorita de hornblenda

(Figura 3.15), que se infiere intruyendo a la Formación Cura-Mallín y se observa intruyendo a la Formación Abanico (Figura 3.7).

En el sector SW del área de estudio, en la zona del Parque Guaiquivilo, se ven intruidas en la pared W del valle del río Melado las volcánicas de la Fm. Cura-Mallín por un posible Sill (Figura 3.16) de tonalidades claras, que mediante imágenes satelitales puede extenderse por parte de la Qda. El Toro.



Figura 3.15: Afloramiento de C.I. El Melado. Sector NW del área de estudio, valle del río Melado.



Figura 3.16: Sill intruyendo a la Fm. Cura-Mallín. Fotografía tomada en el valle del río Melado, sector SW del área de estudio, parque Guaiquivilo.

3.1.3. Geología estructural

La zona de estudio se encuentra dentro de la Cordillera Principal, donde afloran rocas asociadas a la cuenca de Abanico afectadas por deformación de edad cenozoica producto de la apertura e inversión de la misma cuenca. Se observan estructuras de vergencia este, con rumbos principalmente NNE-SSW, que resultan en pliegues de diversa longitud de onda y amplitud que varía en la E-W.

A continuación, se describen las principales estructuras observadas en la zona de estudio. Se dividirá la transecta realizada durante la campaña de terreno en cuatro sectores de oeste a este:

- 1) Quebrada El Toro Occidental, abarcando desde la Qda. Las Zorras hasta la ladera este del cerro

El Toro, 2) Quebrada Las Zorras, 3) Quebrada El Toro Oriental, abarcando el sector este desde la Qda. Las Zorras hasta el límite con el valle del Melado y 4) Valle del Melado, abarcando el valle del río Melado desde el sector este del Cordón Cerro Negro hasta la Quebrada Medina (Figura 3.17).

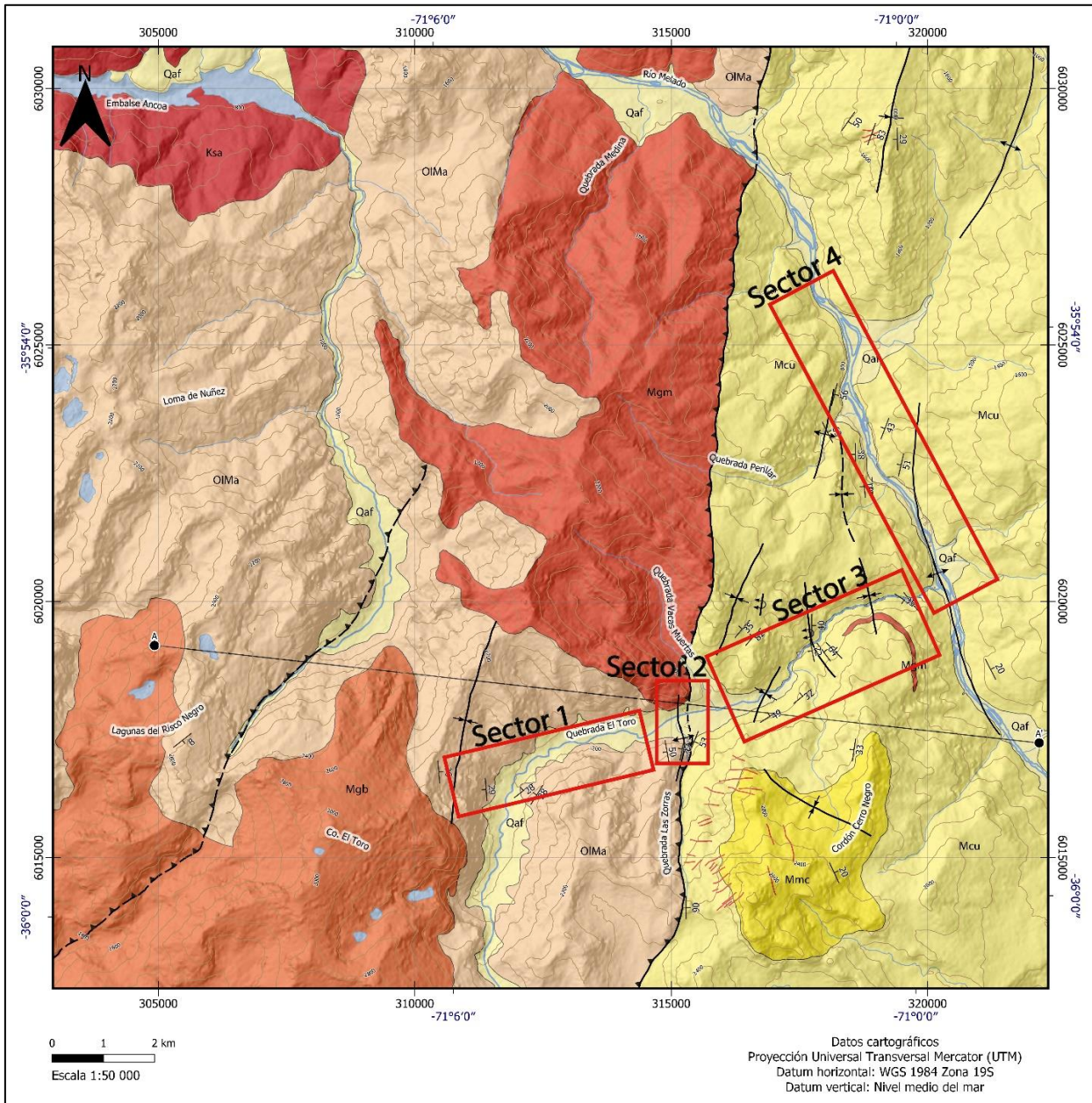


Figura 3.17: Sectorización de toma de datos estructurales. En rojo se marcan los distintos sectores de observación en que se dividió la transecta.

3.1.3.1. Quebrada El Toro Occidental

En esta parte de la transecta se observan rocas plegadas asignadas a la Formación Abanico, las cuales en el extremo occidental se observan manteando hacia el W con $\sim 30^\circ$ (Figura 3.6) en una pared casi vertical de rumbo NS (Figura 3.5). En esta sucesión de tobas es posible observar *Fault bend folds* de escala decimétrica a métrica, con una dirección oblicua al desplazamiento general, los cuales son posteriormente “sellados” por niveles aparentemente no deformados, esta depositación es congruente con una sedimentación sincompresional (Figura 3.18), evidenciando los eventos compresivos que sufrió esta formación al momento de invertirse la cuenca. En la ladera occidental, estas rocas presentan un manteo de $\sim 35^\circ$ E (Contreras *et al.*, in prep), describiendo en el cerro El Toro un sinclinal suave de vergencia E, el cual es visible en imágenes satelitales (Figura 3.19), interpretado en esta memoria como sinclinal de bloque yacente de una falla ciega con vergencia E.

Hacia el este no se reconocen mayores estructuras principalmente debido a la gran alteración que sufren las rocas de manera homogénea, observándose a gran escala vestigios de un manteo de dirección W hasta el sector de la Qda. Las Zorras (Figura 3.3).



Figura 3.18: *Fault bend folds* en la Fm. Abanico. Fotografía tomada en la ladera este del Co. El Toro, se marcan los diferentes niveles de despegue de pequeña escala encontrados a lo largo de todo el afloramiento.

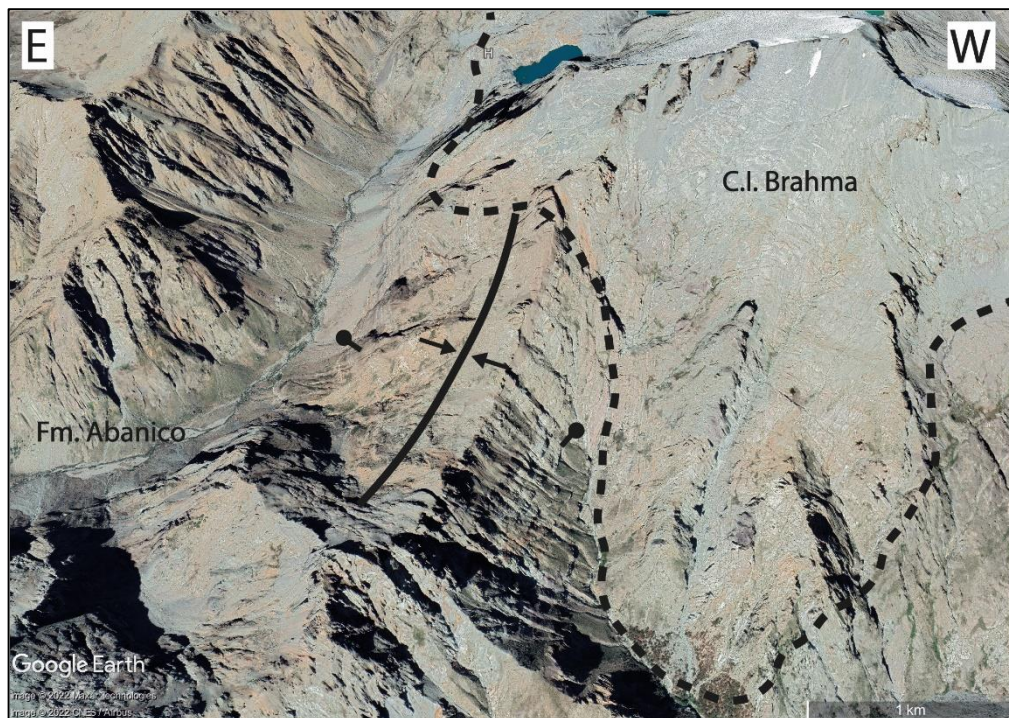


Figura 3.19: Sinclinal de bloque yacente en Co. El Toro. Observable desde imágenes satelitales, se marcan los manteos opuestos en ambas quebradas y el contacto con el C.I. Brahma.

3.1.3.2. Quebrada Las Zorras

En esta parte de la transecta se presenta la estructura más importante de la zona, una falla inversa de vergencia E que pone en contacto rocas de la Formación Abanico con rocas asignadas a la Formación Cura-Mallín (Figura 3.8), propuesta en este trabajo con el nombre de Falla Las Zorras (FLZ). Esta estructura estaría asociada a un gran anticlinal en el bloque colgante y un sinclinal de bloque yacente, del primero solo se observan los vestigios de los manteos al W del limbo occidental, y del último es posible observar parte del limbo oriental en el sector norte de la Qda. El Toro, aledaño a la Qda. Vacas Muertas (Figura 3.20), es posible identificar estructuras similares hacia el sur, en el sector estero Del Castillo, identificable mediante imágenes satelitales (Figura 3.21).

La traza de la falla tiene dirección NNE-SSW, hacia el norte coincide con el límite oriental del Complejo Intrusivo El Melado y puede seguirse como mínimo hasta el valle del río Maule por la Qda. Pinochet, donde es posible observar cambios en los manteos de las unidades que afecta al oeste (Figura 3.22) y al este (Figura 3.23) de la falla, hacia el sur puede seguirse fácilmente a través de imágenes satelitales hacia el sector del estero La Gloria (Figura 3.21).



Figura 3.20: Vestigios del plegamiento generado por la FLZ en la Qda. El Toro. Se observa el sinclinal de bloque yacente al este de la falla.



Figura 3.21: Sinclinal de bloque yacente y proyección de FLZ al sur. Se marca la posible traza de la FLZ en el estero La Gloria y el sinclinal formado en el sector del estero Del Castillo.

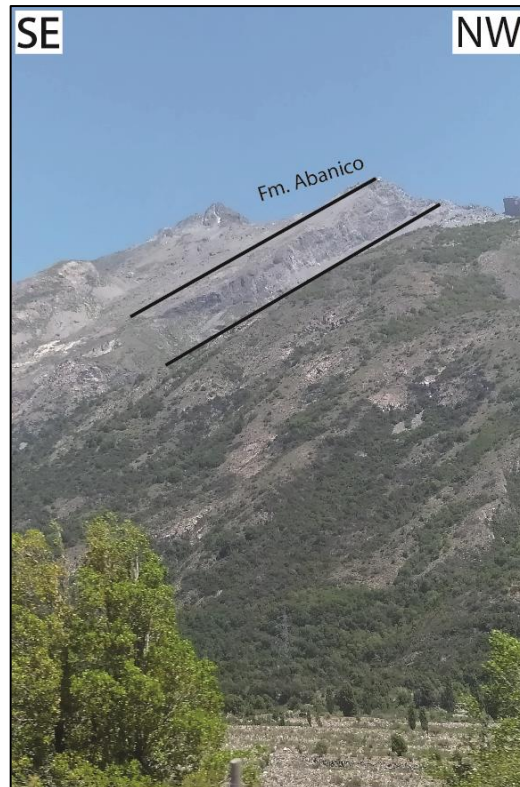


Figura 3.22: Manteo de Fm. Abanico hacia el norte. Se observa el manteo al E de las rocas de la Fm. Abanico en el valle del río Maule, hacia el oeste de la traza de la FLZ.



Figura 3.23: Extensión de FLZ al norte. Se observa el manteo de la Fm. Cura-Mallín contrario a la Fm. Abanico en este sector, se marca la posible traza de la FLZ y el C.I. El Melado.

3.1.3.3. Quebrada El Toro Oriental

En esta parte de la transecta se presenta un plegamiento más intenso de las lavas y tobas de la Formación Cura-Mallín, se observan cambios en manteos de las capas de manteos ligeramente W (Figura 3.14) a manteos al E con plegamiento asociado (Figura 3.24), se pueden observar pliegues de baja longitud de onda con vergencia E, algunos volcados (Figuras 3.25), interpretados como resultado de fallas ciegas con la misma vergencia, que enraízan en la FLZ, producto de que la falla principal no puede acumular más deformación. En la huella del camino se encuentra la charnela de un pliegue volcado (Figura 3.26) que presenta espejos de falla con estrías (Figura 3.27) generadas por el mecanismo de *flexural slip* o cizalla intraestratal mediante el cual los estratos acomodan la deformación al ser plegados. Entre este punto y el valle del río Melado, el manteo de Cura-Mallín vuelve a cambiar, a una inclinación de $\sim 25-35^{\circ}$ NW, describiendo un sinclinal al oeste del valle, sin embargo, no fue posible observar directamente esta estructura debido a la alta vegetación y difícil acceso del sector.

También es posible observar en algunas cumbres un leve plegamiento en ligera discordancia asociado a la Formación Campanario (Figura 3.14 y 3.28)



Figura 3.24: Plegamiento en Fm. Cura-Mallín. Se observan las rocas mantecando al E con plegamiento asociado, fotografía en Qda. El Toro al este de Qda. El Nuco.



Figura 3.25: Pliegue anticlinal volcado. Evidencia de la gran deformación acumulada debido al empuje de la FLZ hacia el este, fotografía en Qda. El Toro, al norte de Qda. El Nuco.

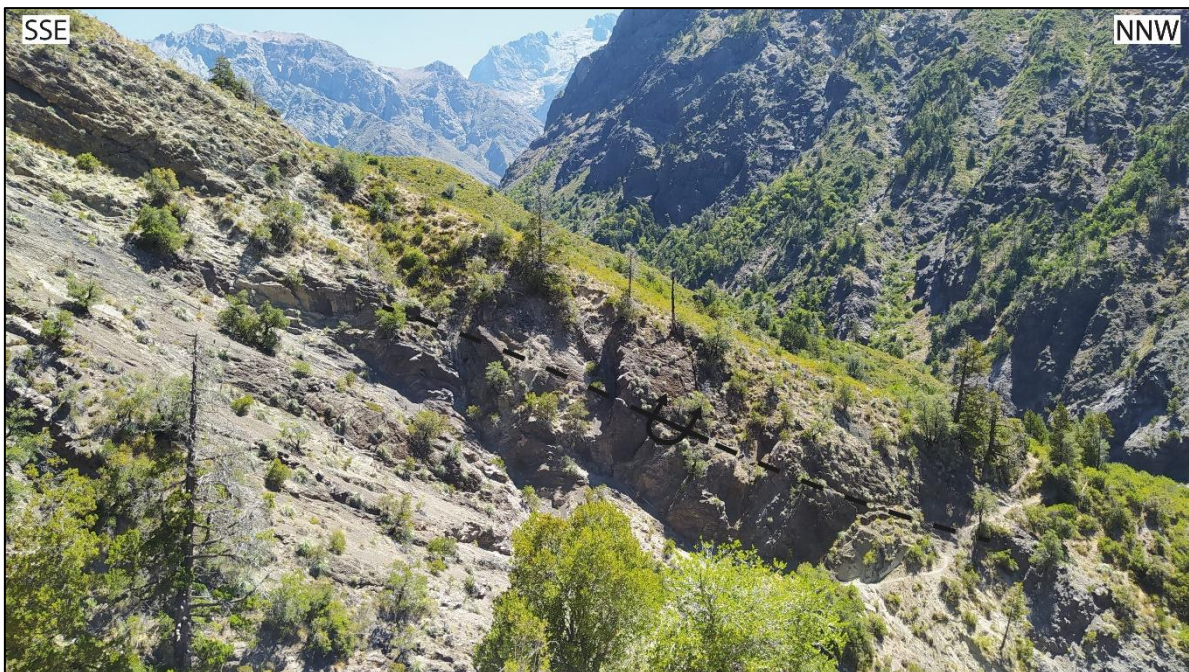


Figura 3.26: Charnela de anticlinal volcado. Pliegue de vergencia E observado al este de Qda. El Nuco.



Figura 3.27: Plano con estrías de falla. Evidencias de *flexural slip*, plano 67/43 S:61/73. Fotografía tomada en anticlinal volcado al este de Qda. El Nuco.



Figura 3.28: Plegamiento suave en la Fm. Campanario. Sinclinal suave observado en el Cordón Cerro Negro, al este de la Qda. Las Zorras, donde se puede observar la disminución del plegamiento.

3.1.3.4. Valle del Melado

Esta parte de la transecta cambia de rumbo, haciéndose observaciones a lo largo del valle del río Melado en dirección NNW-SSE, en este sector siguen aflorando volcanitas de la Formación

Cura-Mallín las cuales mantienen el manteo de $\sim 25\text{-}35^\circ\text{NW}$ en el sector occidental del valle (Figura 3.10).

A la latitud del puente Melado es posible observar un cambio de manteo hacia el sector oriental del valle, lo que describe un sinclinal suave de gran longitud de onda, cuyo eje se ubica en el valle del río Melado (Figura 3.29 y 3.30). Estos estratos que mantean al E es posible observarlos en el camino hacia el área de estudio, en los cerros al oeste del río Colorado (Figura 3.31).

En la Qda. Perillar se observan los limbos orientales de un pliegue cuyo eje tiene un azimut ~ 80 (Figura 3.32), en el cual se miden planos con *dips* 65-72 y *dipdir* 75 que presentan fracturas tipo R de Riedel (Figura 3.33) evidenciando un movimiento dextral/normal asociado a *flexural slip* o cizalle intraestratal, también se observó en la parte media del pliegue una falla estriada y con escalones de actitud 82/335 S:45 NE (Figura 3.34) asociado al mismo fenómeno. Es posible seguir estratos asociados al limbo oriental del pliegue a lo largo del camino que sigue el canal Melado hasta un sector expuesto por la construcción de este canal (Figura 3.35).

A lo largo del borde occidental del valle es posible observar una gran cantidad de fracturas y fallas de menor escala con rumbos WNW-ESE y NS de manteos variables entre $\sim 60\text{-}80^\circ\text{SW}$, asociadas a diques de composición andesítica (Figuras 3.36, 3.37, 3.38 y 3.44), en algunos casos es posible encontrar zonas con brecha de falla de dimensiones métricas aledañas a los diques (Figura 3.38) donde es posible encontrar fragmentos rotados (Figura 3.39) y fracturados (Figura 3.40), los cuales acumulan el *strain*, y salbanda de falla de hasta 15 cm de espesor (Figura 3.36). En algunos planos se observan vetas con crecimiento mineral (Figura 3.41 Y 3.42) y estrías subhorizontales (Figura 3.43) que indican un sentido de movimiento dextral.

En algunos casos es posible observar diques de dimensiones métricas (Figura 3.44) asociados a fallas sintéticas con una pequeña componente normal (Figura 3.45) lo cual se evidencia por el desplazamiento de fallas inversas previas por estas fallas menores.



Figura 3.29: Anticlinal en valle del río Melado. Fotografía tomada hacia el sur por el valle del río Melado, se ilustra el pliegue anticlinal que se forma con el eje aproximadamente en el valle.



Figura 3.30: Extensión anticlinal en valle del río Melado. Se observa la tendencia de manteo al E de los estratos correspondientes al limbo oriental del anticlinal.



Figura 3.31: Manteos NE camino rural. Se observa la tendencia NE en los cerros al oeste del río Colorado, en el sector NE del área de estudio.



Figura 3.32: Anticlinal Qda. Perillar. Limbo oriental de pliegue anticlinal observado en la Qda. Perillar.



Figura 3.33: Fracturas tipo R de Riedel. Según el modelo de fracturas indican un sentido de cizalle dextral/inverso, consistente con lo esperado del cizalle intraestratal del pliegue en Qda. Perillar.

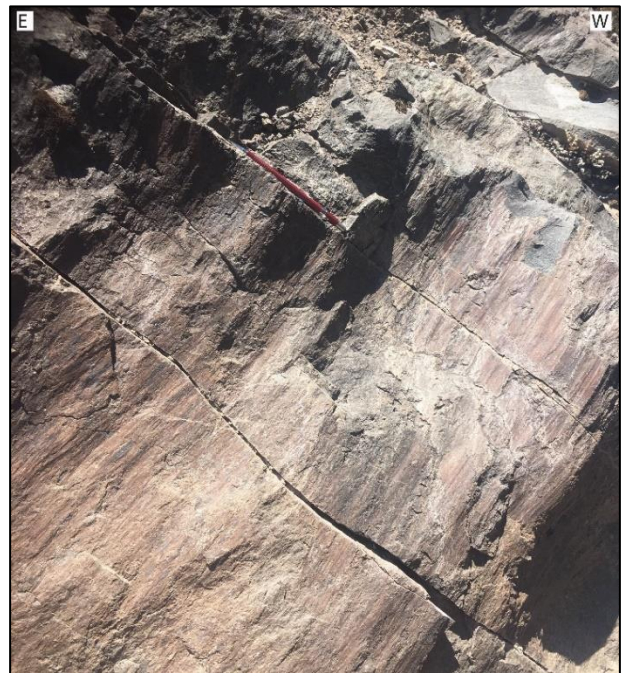


Figura 3.34: Plano de falla Qda. Perillar. Plano del limbo oriental del pliegue en Qda. Perillar, evidencia del cizalle intraestratal. Plano de falla inverso 82/335 S:45 E.



Figura 3.35: Extensión de anticlinal de Qda. Perillar. Observado a orillas del canal Melado, se observa un cabeceo al NE del pliegue.



Figura 3.36: Dique andesítico (1). Dique de ~1,6 m de espesor emplazado en dirección ENE-WSW asociado a zona de falla de igual rumbo, el plano de falla principal presenta ~15 cm de salbanda. Fotografía tomada en el valle del río Melado.

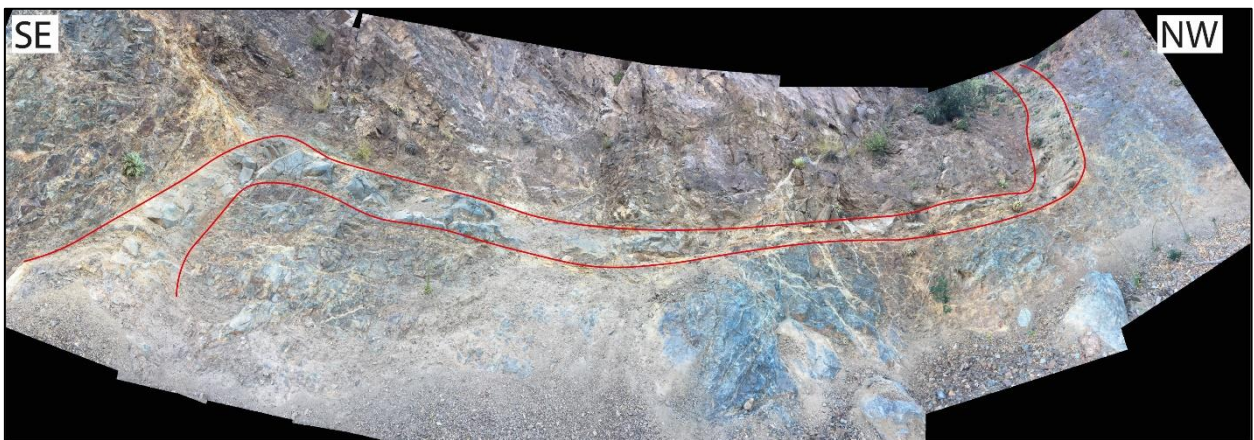


Figura 3.37: Dique andesítico (2). Dique curvado de manera horizontal a través de planos de fractura acostados y luego verticalizado nuevamente asociado a una gran zona de brecha de falla al NW. Fotografía tomada en el valle del río Melado.

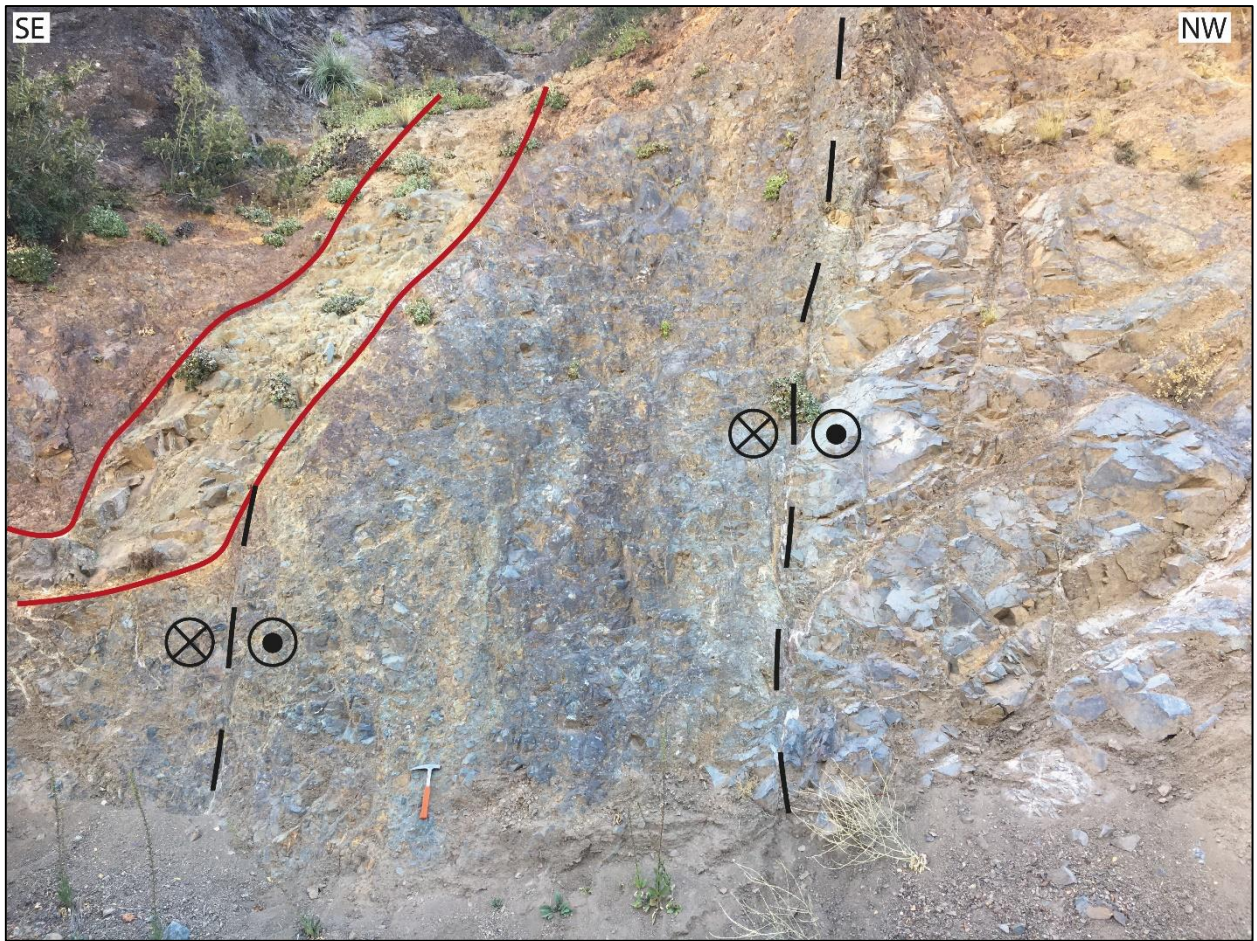


Figura 3.38: Brecha de falla en falla dextral con dique andesítico asociado. Brecha de falla (cataclasita) de ~3 m de potencia, a la cual se asocia el dique curvado de la Figura 42, es posible encontrar clastos rotados y fragmentados en su interior. Fotografía tomada en el valle del río Melado.



Figura 3.39: Clasto rotado al interior de brecha de falla dextral. Se observa un cambio en la dirección de la vetilla dentro del clasto a diferencia de la dirección vertical de las vetillas no desplazadas al costado.



Figura 3.40: Clasto fracturado al interior de brecha de falla dextral. Se observa la estructura de tipo puzzle, estos clastos acumulan parte del *strain*.



Figura 3.41: Fallas subverticales con crecimiento mineral. Fracturas encontradas a lo largo del valle del río Melado, indican un sentido de cizalle dextral.



Figura 3.42: Detalle de crecimiento mineral. Se observa el ensanchamiento indicando cizalle dextral.



Figura 3.43: Estrías subhorizontales en plano vertical. Estrías contenidas en el mismo plano que sigue la Figura 3.40, junto al crecimiento mineral indican el cizalado dextral.



Figura 3.44: Dique andesítico (3). Dique de ~4,5 m de espesor, emplazado a través de una falla subvertical dextral de rumbo WNW-ESE. Fotografía tomada a un costado del canal Melado.



Figura 3.45: Falla normal en canal Melado. Pequeña falla normal asociada al dique de la figura 3.43, se observa el desplazamiento decimétrico de fallas inversas en la Fm. Cura-Mallín, indicando posterioridad.

3.2. Modelamiento estructural

3.2.1. Construcción de la sección y modelo *kink*

La interpretación de las estructuras se llevó a cabo en varias etapas, una vez ingresados los datos medidos en terreno al *software* “MOVE 2021”, junto a datos complementarios aportados por SNGM (Contreras *et al.*, *in prep*), lo primero fue definir la traza del perfil a trabajar, para ello se determinó la principal dirección de desplazamiento del dominio estructural a través del estereograma incluido en el mismo programa (Figura 3.46), donde el polo T (orientación del mayor cambio estructural) se usa para calcular la orientación sugerida de la sección que representa el

desplazamiento del sistema (Figura 3.47), mientras que el polo L (orientación de menor cambio estructural) representa el eje de un pliegue que engloba todos los datos de manteos ploteados en el estereograma, y se usa para conocer la dirección óptima (*plunge* y *plunge azimuth*) en la que se deben proyectar los datos a la sección (Figura 3.47).

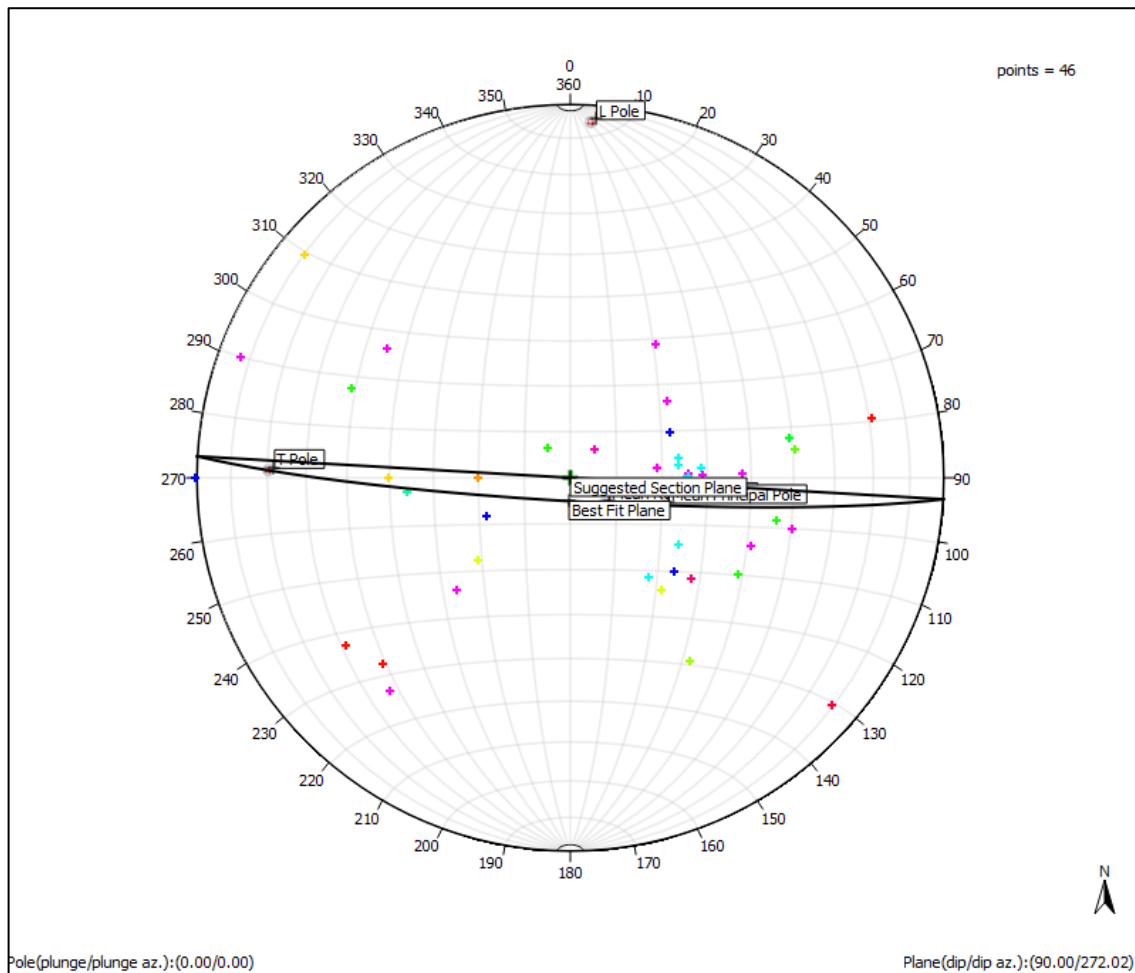


Figura 3.46: Estereograma de datos utilizados para modelar. Se grafican en colores los datos dip/dipdir utilizados para modelar el *kink*, también se representan los polos T y L, además del plano de mejor ajuste y el plano sugerido para la sección que representa mejor la deformación.

Longitudinal (L) Orientation/ Best-Fit Orientation	
Pole(plunge,plunge azimuth):	5.08 deg/3.30 deg
Plane(dip,dip azimuth):	84.92 deg/183.30 deg
Suggested Section Orientation	
Pole(plunge,plunge azimuth):	0.00 deg/183.30 deg
Plane(dip,dip azimuth):	90.00 deg/3.30 deg

Figura 3.47: Orientaciones calculadas mediante polo T y L. Se calculó la orientación sugerida para realizar la sección (*Suggested Section Orientation Plane*) y la dirección óptima para proyectar los datos a esta sección (*Best-Fit Orientation Pole*).

Una vez proyectados los datos a la sección, la interpretación de las estructuras se realizó inicialmente a mano para identificar la posición y vergencia de posibles estructuras y luego se modelaron los estratos utilizando el método *Kink* dentro del *software* (Figura 3.48), de esta manera la construcción de los horizontes deriva de los algoritmos usados para describir la geometría de pliegues ajustándose a los datos ingresados, llegando a una interpretación más certera. Este modelo de *Kink* se realizó separando dos bloques estructurales delimitados por la FLZ, y para modelar las unidades de roca se tomó en cuenta la distribución de las edades reportadas para la zona, de esta manera se asumen espesores mínimos para las formaciones Cura-Mallín y Abanico teniendo en cuenta que al este de la FLZ deja de aflorar esta última unidad, y que hacia el oeste de la falla no se registran actualmente rocas de la Fm Cura-Mallín. De esta forma se asume el espesor mínimo para la Fm. Abanico como la potencia que alcanzan los estratos delimitados por la FLZ al este, y por los últimos afloramientos observados a los que se le asignó esta unidad al oeste. De manera análoga, para la Fm. Cura-Mallín se asumió como espesor mínimo la potencia que alcanzan los estratos desde inmediatamente sobre la Fm. Abanico, hasta los últimos afloramientos observados en el Cordón Cerro Negro.

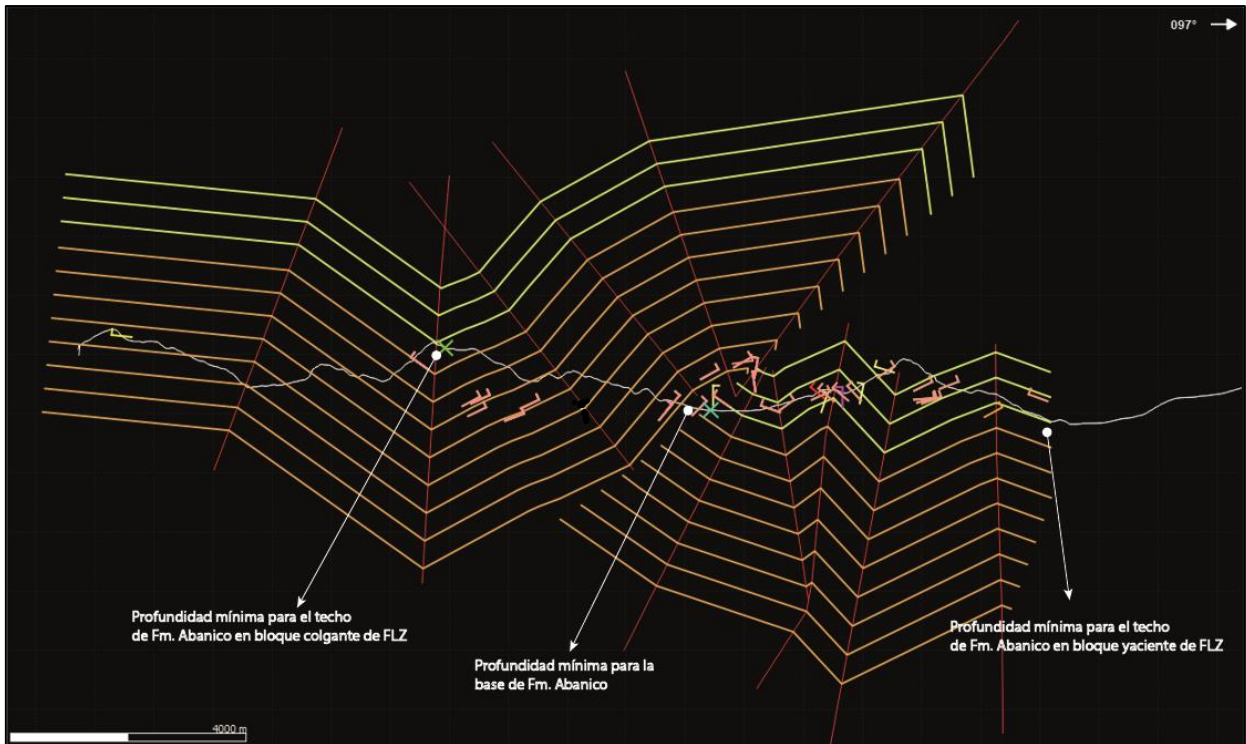


Figura 3.48: Modelo *kink* de la sección estructural. En tono naranja se muestran los estratos de la Fm. Abanico, en tono amarillo los asociados a la Fm. Cura-Mallín, en rojo se grafican las bisectrices entre los datos de manteos utilizadas para realizar el modelo, en formas de “L” en tonalidades amarillas, rosadas y naranjas se representan los datos de dip/dipdir proyectados a la sección.

La validación geométrica inicial de la sección se realizó utilizando la herramienta “*Section Analysis*”, mediante la cual cada horizonte se lleva a un estado horizontal para comparar los largos de línea y evaluar si la geometría es posible de restaurar desde un paquete estratigráfico horizontal o *layer cake* (Figura 3.49), mediante esta herramienta también es posible identificar el cut off de la falla estudiada, permitiendo visualizar la geometría admisible de la estructura.

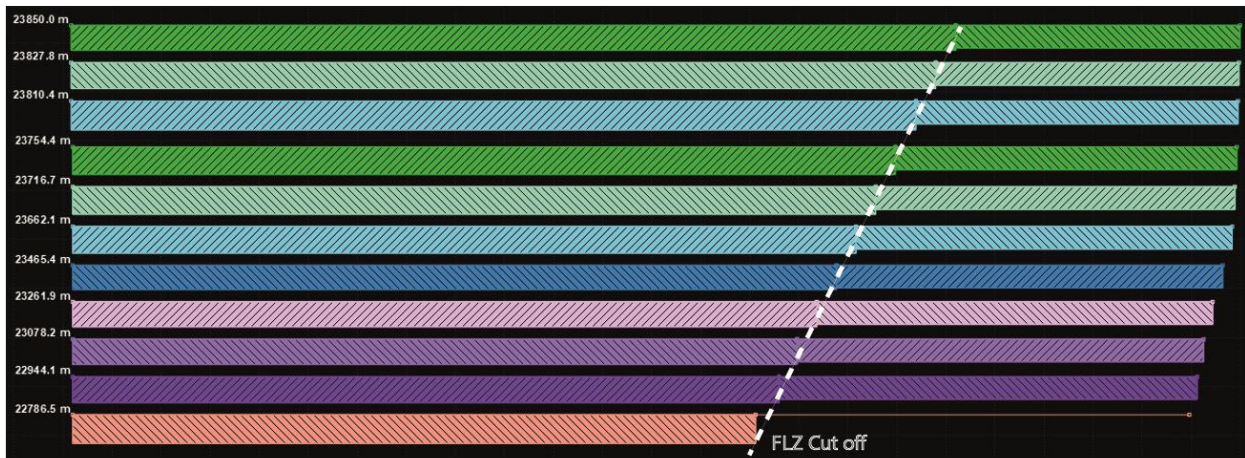


Figura 3.49: Validación mediante la herramienta *section analysis*. Las líneas en la horizontal se encuentran entre los 22,7-23,8 km, un rango aceptable para realizar el modelo desde el *layer cake*. En línea punteada blanca trayectoria del cut off de la FLZ.

3.2.2. Nivel de *detachment* y algoritmo cinemático

El *software* permite realizar modelos en 2D hacia adelante (*Forward modelling*) mediante la herramienta “*Move on Fault*”, la que utiliza algoritmos cinemáticos para aplicar los modelos teóricos de extensión y compresión desde un estado original no deformado, asegurando el balance de la sección deformada. Así, se procede a deformar un modelo tipo *layer cake* siguiendo las fallas interpretadas y dibujadas en el perfil original hasta lograr la geometría del modelo *Kink*.

Para estimar la profundidad de la Falla Las Zorras se llevó a cabo un análisis de la sección dentro del *software* mediante la herramienta “*area-depth*” la cual, basándose en la hipótesis de conservación de área (Chamberlin, 1910) y asumiendo que el material es conservado durante la deformación (Moretti y Callot, 2012), permite predecir las dimensiones de un rectángulo cuya altura define la profundidad del *detachment* (Figura 3.50). Este análisis es posible realizarlo para un conjunto de horizontes deformados sobre el mismo *detachment*, y se espera que el área desplazada se incremente de manera lineal al alejarse del *detachment*, permitiendo trazar una recta en un gráfico (Área desplazada v/s Profundidad) que se ajuste linealmente entre las áreas “de exceso” relativas al nivel regional para cada horizonte, pudiendo obtener la intersección con el eje Y que representaría la profundidad a la que no se desplaza material, es decir la profundidad del

detachment (Groshong, 2006) (Figura 3.51). Al aplicar esta relación al bloque colgante de la FLZ, se obtiene como resultado un nivel a los ~6200 m de profundidad (Figura 3.52).

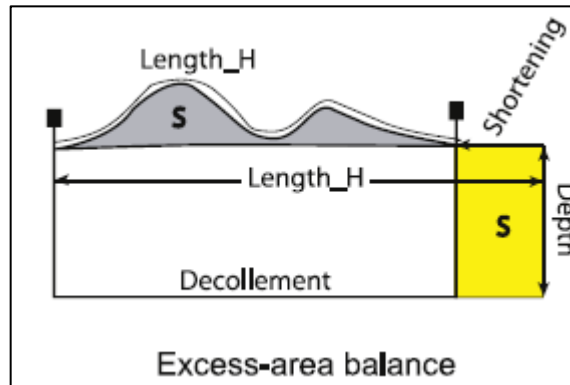


Figura 3.50: Relación geométrica utilizada para calcular la profundidad de un *detachment*. En gris se observa la topografía analizada, en amarillo el rectángulo con igual área “S” que la elevación dada. Tomado de Moretti y Callot, 2012.

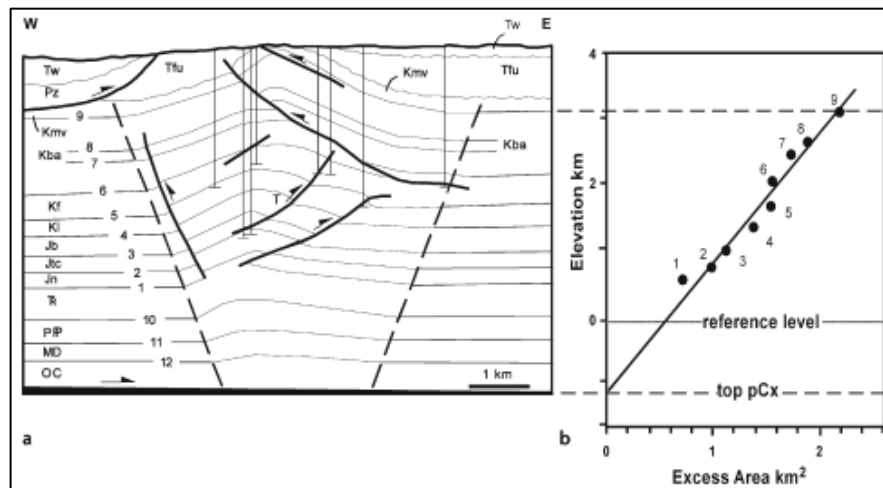


Figura 3.51: Ejemplo de área desplazada v/s profundidad. Se observa como para todos los horizontes es posible ajustar una línea cuya intersección con el eje Y representa el nivel de despegue. Tomado de Groshong, 2006.

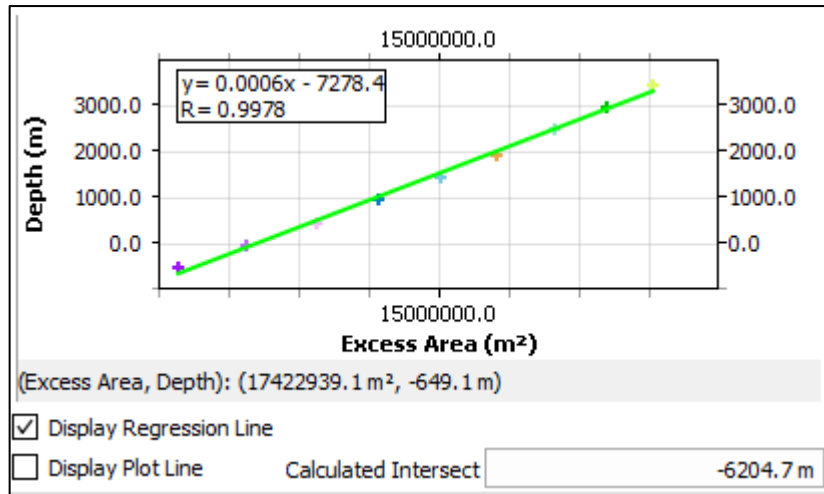


Figura 3.52: Gráfico de área desplazada v/s profundidad. En verde se grafica el ajuste lineal de los puntos correspondientes a diferentes horizontes para conocer el nivel de despegue del sistema principal.

Para deformar progresivamente la sección se utilizó el modelo cinemático de *trishear* (Erslev, 1991), el cual permite modelar pliegues con limbos curvos y con patrones de deformación complejos. En este modelo, la zona de plegamiento es triangular y el cizalle se distribuye hacia el *tip point* de la falla, el bloque yacente no se mueve y dentro de la zona triangular las partículas se mueven a diferentes velocidades y cambian su ángulo de desplazamiento dependiendo de su posición, desde una velocidad igual a la inicial y paralela a la falla en el bloque colgante disminuyendo hasta una velocidad cero y paralela a la zona inferior de *trishear* en el bloque yacente (Figura 3.53). Los parámetros que determinan la forma de los pliegues en este método son: el ángulo de la falla, la posición inicial del *tip point*, el ángulo de la zona de *trishear*, la relación de propagación sobre desplazamiento (P/S) y el desplazamiento de la falla (Allmendinger *et al.*, 2004) (Figura 3.54).

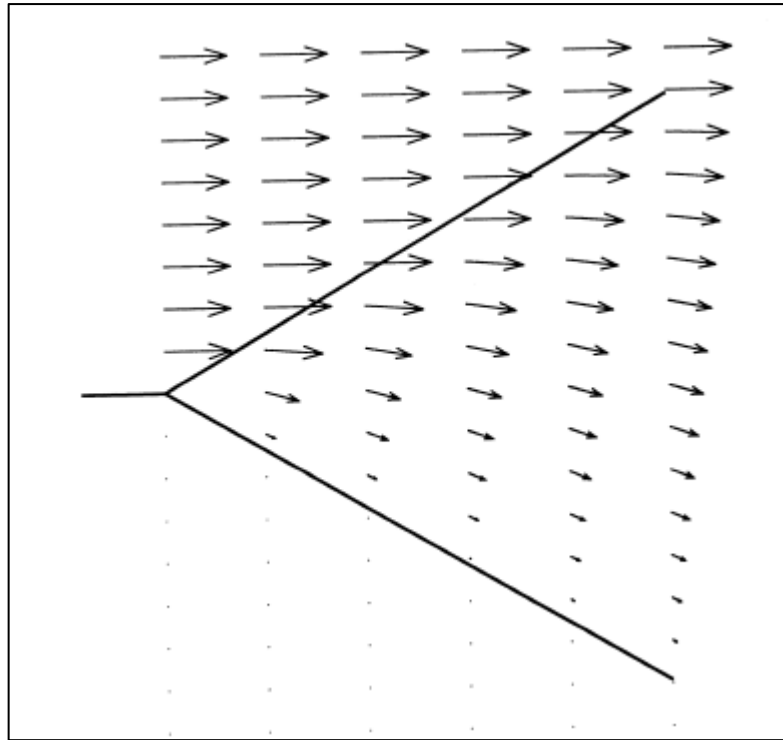


Figura 3.53: Modelo esquemático del movimiento diferencial de partículas en la zona de *trishear*. Nótese el cambio en la magnitud y angularidad al acercarse al bloque yacente. Tomada de Zehnder y Allmendinger, 2000.

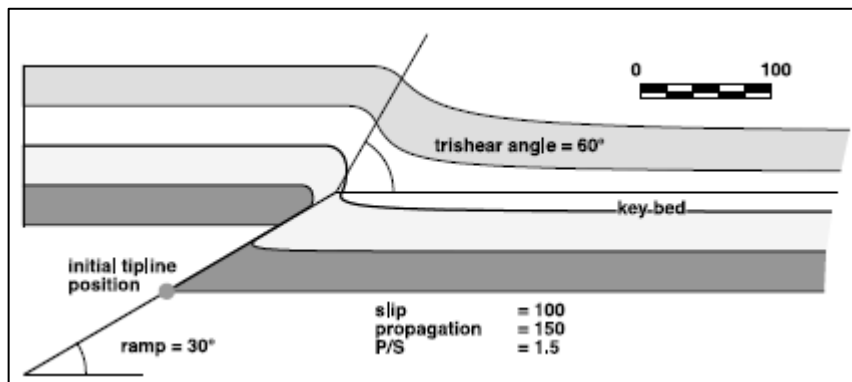


Figura 3.54: Esquema de pliegue modelado por *trishear*. Se indican los cinco parámetros principales utilizados para dar forma a los pliegues utilizando las ecuaciones de *trishear*: ángulo de la falla, posición inicial del *tip point*, ángulo de la zona triangular, relación de propagación sobre deslizamiento (P/S) y desplazamiento de la falla. Tomado de Allmendinger *et al.*, 2004..

En base al modelo *kink* y a las observaciones en terreno se identificaron cuatro estructuras principales de vergencia E afectando la zona, la más importante siendo la falla inversa que monta rocas de la Formación Abanico sobre rocas asignadas a la Formación Cura-Mallín y propuesta en este trabajo con el nombre de Falla Las Zorras (FLZ), además de otras tres fallas ciegas evidenciadas por la presencia de pliegues anticlinales, tanto al W como al E de FLZ. También se calcularon los espesores mínimos para las rocas asignadas a cada formación de acuerdo con el *kink*, a los datos radiométricos y cartográficos recopilados, resultando en un espesor mínimo de ~3500 m para la Fm. Abanico y ~800 m para la Fm. Cura-Mallín.

A partir del modelo *kink*, los espesores mínimos calculados, las estructuras interpretadas y los resultados del análisis de profundidad del *detachment* se llevó a cabo la digitalización de las fallas y el proceso de iteración del modelo *forward*.

3.2.3. Modelo *forward*

La deformación progresiva a partir de capas horizontales con los espesores mínimos calculados se desarrolló considerando un sistema de fallas en secuencia. Localmente, para modelar el sinclinal del sector occidental, se necesitó de un fallamiento fuera de secuencia.

La estructura principal dentro de la sección es la Falla Las Zorras (FLZ), una falla inversa de vergencia E que se modeló con una razón P/S de 2,3, un *slip* de ~6300 m y un ángulo de ~37°W, formando un gran anticlinal abierto en el bloque colgante y un pliegue de arrastre que describe un sinclinal de bloque yacente, montando rocas de la Formación Abanico (~33 Ma) sobre rocas asignadas a la Formación Cura-Mallín (~19 Ma) (Figura 3.55 B).

Siguiendo el modelo típico de fallamiento en secuencia, la deformación se transfiere hacia el E a través de fallas de bajo ángulo de igual, en primera instancia por una falla inferida (F1) (Figura 3.55 C), estructura inversa ciega que se modeló con una razón P.S de 1,8, un ángulo de ~35° y un desplazamiento de ~600 m, acomodando la deformación en pequeños pliegues abiertos de baja longitud de onda y aumentando el ángulo de FLZ.

Posteriormente otra falla inversa ciega de bajo ángulo (F2) (Figura 3.55 D) se modeló con una razón P/S de 0,80, un ángulo ~36° y un desplazamiento de ~800 m, verticalizando aún más

las estructuras anteriores y formando un anticlinal suave de gran longitud de onda cuyo eje coincide con el valle del río Melado en esta latitud.

Finalmente, una falla fuera de secuencia (F3) (figura 3.55 E) levanta el sector W de la quebrada el Toro, evidenciando un anticlinal suave de gran longitud de onda en la Muela del Toro. Esta estructura mantiene la vergencia E y se modeló con una razón P/S de 0,20, un desplazamiento de ~2250 m y un ángulo de ~38°. Esta estructura se modela como una falla fuera de secuencia debido a las necesidades del modelo para poder respetar las observaciones en superficie, y de no ser así el perfil no sería geoméricamente viable.

El acortamiento calculado para la sección retrodeformable es de 32%.

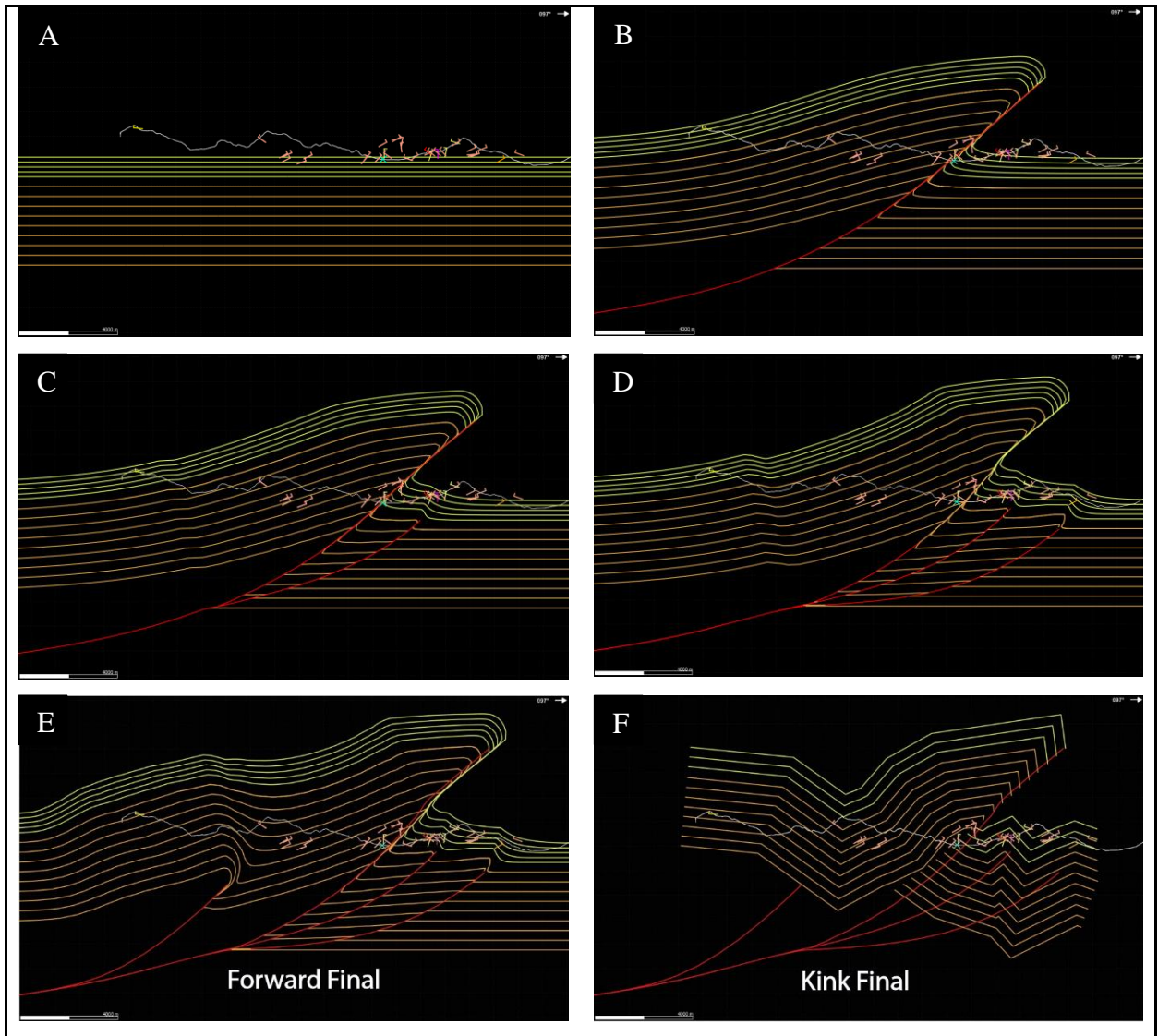


Figura 3.55: Modelo *forward* a partir de un *layer cake*. En tono naranja se representa la Fm. Abanico, mientras que en amarillo la Fm. Cura-Mallín, las líneas rojas representan el sistema de fallas. A) Estratigrafía horizontal con los espesores mínimos calculados. B) Propagación de la falla principal (FLZ), montando rocas de la Fm. Abanico sobre la Fm. Cura-Mallín. C) Transferencia de la deformación hacia el este a través de la falla F1, las estructuras en el bloque colgante comienzan a verticalizarse, genera alta deformación en pliegues de baja longitud de onda. D) Propagación del sistema hacia el este a través de la falla F2, verticalizando aún más las estructuras previas y formando un anticlinal suave sobre el actual río Melado. E) Falla F3 fuera de secuencia, levantando el sector oeste y generando el sinclinal de bloque yacente en el Co. El Toro. F) Modelo de fallas sobrepuesto al modelo *kink* inicial. (Escala gráfica de 4000m)

4. Discusión

En este capítulo se discutirán los principales temas tratados en este trabajo, presentando la evidencia y analizando los resultados obtenidos, los que serán comparados con trabajos de otros autores en áreas cercanas a la zona de estudio en ambas vertientes de la cordillera en la región del Maule, con el fin de poder validar el modelo estructural propuesto y dilucidar el rol que cumplen las estructuras observadas en la arquitectura y evolución del orógeno andino en esta latitud.

4.1. Unidades geológicas involucradas en la deformación

Desde los primeros estudios a nivel regional realizados por González y Vergara en 1964 se han reconocido en la región una serie de rocas asociadas a ciclos marinos con intercalaciones de sedimentitas continentales asociadas a formaciones depositadas durante el Mesozoico, las cuales son cubiertas en discordancia por importantes espesores volcánicos asociados a formaciones del Cenozoico, rocas descritas y redefinidas en estudios regionales posteriores como los realizados por Muñoz y Niemeyer en 1984. Además, estudios geocronológicos diversos (e.g. Drake, 1976, Drake *et al.*, 1982, Spikings *et al.*, 2008, Cabezas *et al.*, 2018) se han llevado a cabo en rocas volcánicas y plutónicas de la zona para establecer una temporalidad y correlación de eventos, que han dilucidado la existencia de magmatismo Cretácico Superior, Oligoceno y Mioceno como franjas de manera contigua en la Cordillera Principal, un patrón diferente al conocido desde los 33°S, donde los intrusivos del Mesozoico afloran en la Cordillera de la Costa y parte de la Depresión Central, mientras que los intrusivos del Cenozoico tardío se emplazarían en la cordillera principal, siguiendo la elongación del arco actual, reflejando la constante migración del arco hacia el este, desde el comienzo de la subducción de tipo andina (Charrier *et al.*, 2005, 2007, 2009; Makshev *et al.*, 2003; Kurtz *et al.*, 1997), siguiendo en la región un patrón más similar a la disposición de plutones del Batolito Patagónico donde los plutones mesozoicos y cenozoicos se encuentran en una misma franja (Hervé *et al.*, 2007).

Estudios regionales más actuales se están llevando a cabo por parte del Servicio Nacional de Geología y Minería, realizando una actualización de la geología de la zona, además de estudios

geoquímicos y geocronológicos para rocas volcánicas y plutónicas en la zona (e.g. Rojas del Castillo, 2018; Cabezas, 2018), los cuales han permitido identificar la existencia de rocas volcánicas asociadas a la Cuenca de Abanico de edades Eoceno-Oligoceno y Mioceno temprano en aparente contacto por falla (Contreras *et al.*, in prep).

4.1.1. Basamento Mesozoico

Las rocas más antiguas de importancia para este trabajo que se encuentran en las cercanías de la zona de estudio son las rocas estratificadas e intrusivas del Mesozoico, las primeras identificadas al este del área de estudio por Astaburuaga (2014) en el sector de la quebrada La Ciega por el sur y la quebrada La Mina por el norte, como una franja NS abarcando desde el estero Gonzáles hasta la Laguna Invernada y asignadas por la misma autora a la Formación Colimapu definida por Klohn (1960). Esta corresponde a rocas volcano-sedimentarias continentales de tonos rojizos intercaladas con areniscas, lutitas, brechas y conglomerados que infrayacen a rocas volcanosedimentarias del Cenozoico en aparente discordancia y que sobreyacen rocas marinas mesozoicas de la Formación Baños del Flaco en un contacto erosivo sin angularidad (Astaburuaga, 2014). Hacia el oeste de la zona de estudio se han identificado rocas que pueden ser asociadas a esta formación en el valle del río Ancoa, y en los esteros La Sombra y Vega de Salas (Contreras *et al.*, in prep; Espinoza *et al.*, 2022) infrayaciendo a las rocas volcanosedimentarias cenozoicas.

Asociadas al plutonismo Mesozoico aflora en la zona un intrusivo de grandes dimensiones en una franja NS asignado al Batolito El Melado (González y Vergara, 1964), inicialmente reconocido como un conjunto de rocas tonalíticas y granodioríticas que intruyen a las formaciones del Cenozoico y datado con una edad miocena (Drake *et al.*, 1982; Muñoz y Niemeyer, 1984), posteriormente separado en dos franjas gracias a los aportes de nuevas edades cretácicas para este intrusivo (Spikings *et al.*, 2008; Cabezas *et al.*, 2018), siendo reclasificado como: Complejo Plutónico El Melado (franja oriental, Mioceno) y Complejo Plutónico Piedras Coloradas (franja occidental, Cretácico Superior) (Alarcón, 2020).

Estas rocas mesozoicas forman parte del basamento del modelo estructural propuesto en este trabajo, y su disposición y deformación será discutida más adelante.

4.1.2. Rocas estratificadas cenozoicas

Las rocas del Cenozoico abarcan la mayor parte del área de estudio, corresponden a lavas andesíticas que a veces se presentan como texturas de auto-brechas, y sucesiones de tobas bien estratificadas de tonos rosados como las observadas en las laderas del cerro El Toro, o de tonos verdosos y pardos, tomando un aspecto de “torta multicolor” (Muñoz y Niemeyer, 1984) como las observadas al este de la Qda. Las Zorras, intensamente plegadas. La depositación de estas rocas ha sido asociada a la extensión hacia el sur de las grandes potencias volcano-sedimentarias acumuladas en la cuenca extensional de margen activo cenozoica abierta durante el Eoceno superior conocida como Cuenca de Abanico (Jordan *et al.*, 2001; Charrier *et al.*, 2002, 2005, 2007; Fock *et al.*, 2006). Inicialmente descritas como parte de la Formación Abanico descrita por Aguirre (1960), reconocida a esta latitud por Gonzáles y Vergara (1964) como Formación Cura-Mallín, con edades entre el Eoceno Superior - Mioceno inferior (Charrier *et al.*, 1996; Flynn *et al.*, 2003). Actualmente se han reportado edades U-Pb en circón entre ~32-35 Ma (Contreras *et al.*, in prep) en el sector occidental del área de estudio, así como dataciones U-Pb en circón indicando edades entre 18-19 Ma (Cabezas *et al.*, 2018; Contreras *et al.*, in prep), asignando la franja eoceno-oligocena a la Formación Abanico y la franja miocena a la Formación Cura-Mallín.

De acuerdo con las observaciones hechas en terreno en el sector de la Qda. Las Zorras, correspondientes a un contacto abrupto entre ambas franjas de edades diferentes en conjunto con los demás rasgos estructurales presentados (estratos verticalizados, desarrollo de plegamiento anticlinal de alta amplitud, fallamiento de pequeña escala asociado y diques que parecieran no tener continuidad entre los bloques estructurales), se propone un contacto a través de una falla (FLZ) inversa de alto ángulo con vergencia E, que montaría el bloque Eoceno-Oligoceno sobre el Mioceno, cuyas implicancias se discutirán más adelante.

También es posible diferenciar sucesiones aparentemente volcánicas que sobreyacen al bloque estratificado Mioceno en aparente discordancia, presentando un plegamiento suave en las alturas topográficas del Cordón Cerro Negro, las cuales también han sido identificadas hacia el este de la zona de estudio y asignadas a la Formación Campanario (Drake, 1976) descritas como tobas andesíticas y dacíticas, brechas tobáceas, ignimbritas y coladas andesíticas en menor medida, cuyas edades conocidas van desde los $12 \pm 0,7$ Ma (U-Pb en circón) (Astaburuaga, 2014) hasta 7

Ma (K-Ar en plagioclasa) (Drake, 1976), definiendo un periodo de volcanismo y plegamiento posterior equivalente a los eventos descritos en esta región entre los 37°15'-37°30'S (Drake, 1976).

4.1.3. Rocas plutónicas cenozoicas

En el sector afloran dos cuerpos intrusivos cenozoicos, el primero correspondiente al Complejo Intrusivo El Melado, reconocido como una granodiorita de hornblenda principalmente, que se distribuye al norte de la Qda. El Toro en una franja NS que sigue aparentemente la traza de la FLZ, observándose un contacto por intrusión con las rocas asignadas a la Formación Abanico e infiriéndose la intrusión a las rocas de la Formación Cura-Mallín de acuerdo con las características encontradas en estas rocas al acercarse al intrusivo (brechización y cornificación) además de observarse una intrusión tipo sill en las rocas de Cura-Mallín en el sector SE del área de estudio con una coloración similar al intrusivo y espacialmente cercano al cuerpo principal. La brechización identificada en las rocas cercanas al intrusivo en el sector norte del área de estudio es de tipo tectónica, lo que aportaría evidencias de la relación que tiene este cuerpo intrusivo con la estructura observada en terreno, como efecto de una reactivación de la misma falla posterior al emplazamiento. Este intrusivo está datado cercano al contacto con Cura-Mallín en 17,9 Ma (U-Pb en circón, Cabezas *et al.*, 2018).

El segundo intrusivo aflora en el sector SW del área de estudio, y corresponde a plutones reconocidos como parte del Complejo Intrusivo Brahma (Contreras *et al.*, in prep), estudiado en el prospecto Brahma por Díaz (2019), quien reporta edades entre 14-9 Ma para los intrusivos asociados, además de edades de ~17 Ma interpretadas como material heredado, indicando un magmatismo relativamente continuo en la región entre los 17-9 Ma.

Finalmente se observaron una serie de cuerpos tabulares (diques) de composición andesítica en disposiciones NS y NE-SW aparentemente asociados a fallas con un sentido de movimiento dextral que cortan las rocas asociadas a la Formación Cura-Mallín. Alarcón (2020) realiza un análisis estructural y petrológico en el sector del Embalse Ancoa, donde reporta una serie de fallas y diques de composiciones y direcciones similares que siguen patrones estructurales en el llamado Complejo Hipabisal Ancoa, los cuales asocia a un modelo de rumbo con cinemática

dextral en un contexto regional transcurrente posiblemente ocurrido durante el Paleógeno al Mioceno temprano debido al acoplamiento de la placa Farallón (Aragón *et al.*, 2013) y, al respecto, Mosolf *et al.*, (2018) menciona un proceso transpresional asociado a acortamiento cortical entre el Oligoceno tardío-Mioceno temprano. Alarcón (2020) plantea dos posibilidades relacionadas al complejo, la primera es que éste se asocie a los procesos extensionales relacionados a las rocas volcánicas cenozoicas en las cercanías al embalse, la segunda es que se relacione a un proceso diferente, cuyas condiciones pueden generarse aproximadamente a los 15 Ma, donde existe una disminución en la velocidad de convergencia y de la ortogonalidad. A esto se suman las edades asociadas al prospecto Brahma aportadas por Díaz (2019) asociadas a múltiples intrusiones, pudiendo establecer un posible rango de intrusión del complejo entre los 15-10 Ma.

4.2. Geometría inicial del modelo

En este apartado, se explorarán las posibilidades respecto a distintas geometrías originales de la cuenca de Abanico previas a la etapa contraccional, tales como la disposición de diferentes sub-cuencas, la orientación de las fallas principales y la geometría resultante de éstas al interactuar con el sistema de fallas observado en la zona de estudio. Para esto se interpretó el nivel de *detachment* calculado para la FLZ como el despegue regional para esta zona.

4.2.1. Modelo estructural

Si bien el modelo estructural inicial se realizó bajo el supuesto más simple, es decir, partiendo desde una sucesión estratigráfica horizontal, la realidad geológica usualmente difiere de estas características, es por ello que en este apartado se expondrán dos escenarios posibles partiendo desde el supuesto de que la FLZ es una falla normal que actuó como la precursora del depocentro de una sub-cuenca dentro de la Cuenca de Abanico, permitiendo la depositación de los cerca de 4000 m de sedimentos volcanosedimentarios calculados según el modelo de *kink* presentado en este trabajo. Esto le entregaría a la FLZ un carácter de falla normal Oligo-Miocena invertida durante el cierre de la Cuenca de Abanico en el Mioceno temprano.

Si bien en la zona de estudio no se observaron evidencias claras que indiquen un proceso de inversión tectónica, tales como cambios abruptos de espesores asociado a falla inversa, *buttressing*, *harpoon folding*, etc. (Martínez *et al.*, 2012), algunos rasgos geométricos del modelo y su significado sugieren un proceso de inversión tectónica. En primera instancia se estima que una falla inicialmente normal es una solución eficiente para generar el espacio de acomodación necesario para la depositación de ~4200 m de sedimentos volcánicos. Además, otros elementos sugieren la actividad de inversión tectónica, tales como el fallamiento fuera de secuencia que debió ser incorporado al modelo para que fuera viable geoméricamente, un plegamiento con amplitudes y longitudes de onda variables, todos estos rasgos usualmente asociado a sistemas con inversión tectónica (Buchanan y McClay, 1992). Sin embargo, debido a los alcances de este trabajo y las limitaciones de terreno, no es posible asegurar fuertemente el escenario de inversión tectónica. Como consecuencia, este caso solo se analizará en el apartado de Discusión.

4.2.1.1. Apertura de Cura-Mallín con vergencia E

La primera posibilidad es que, posterior a la apertura que permite la depositación de las rocas de la Fm. Abanico a través de la FLZ durante el Oligo-Mioceno temprano (Figura 5.1 a), una estructura normal de vergencia E permita la depositación de las rocas asignadas a la Fm. Cura-Mallín sobre las de la Fm. Abanico al W y sobre el basamento Mesozoico al E (Figura 5.1 b), la edad de este evento sería durante el Mioceno temprano (~19 Ma). Finalmente, durante la inversión de la Cuenca de Abanico (~18 Ma) se pliegan las rocas cenozoicas (Figura 5.1 C, D, E), se exhuma el Complejo Intrusivo El Melado y posterior a ello el Complejo Intrusivo Brahma cercano a los ~14 Ma como en el modelo inicial de *layer cake* (Figura 5.1 F).

Si bien el modelo inicial cumple con los criterios geoméricos (Figura 5.1 A, B, C, D, E), no es posible lograr la geometría del modelo kink si se es fiel a las medidas y observaciones hechas en terreno (Figura 5.1 F), otro de los problemas con este modelo son los potentes espesores que se depositan sobre la Fm. Abanico los cuales no afloran hacia el W, lo cual podría ser explicado por la erosión de estas rocas de manera posterior. Otra incongruencia que presenta este modelo es que supone un engrosamiento de la Fm. Cura-Mallín hacia el W, sin embargo, los espesores parecieran aumentar hacia el E según el modelo propuesto por Astaburuaga (2014).

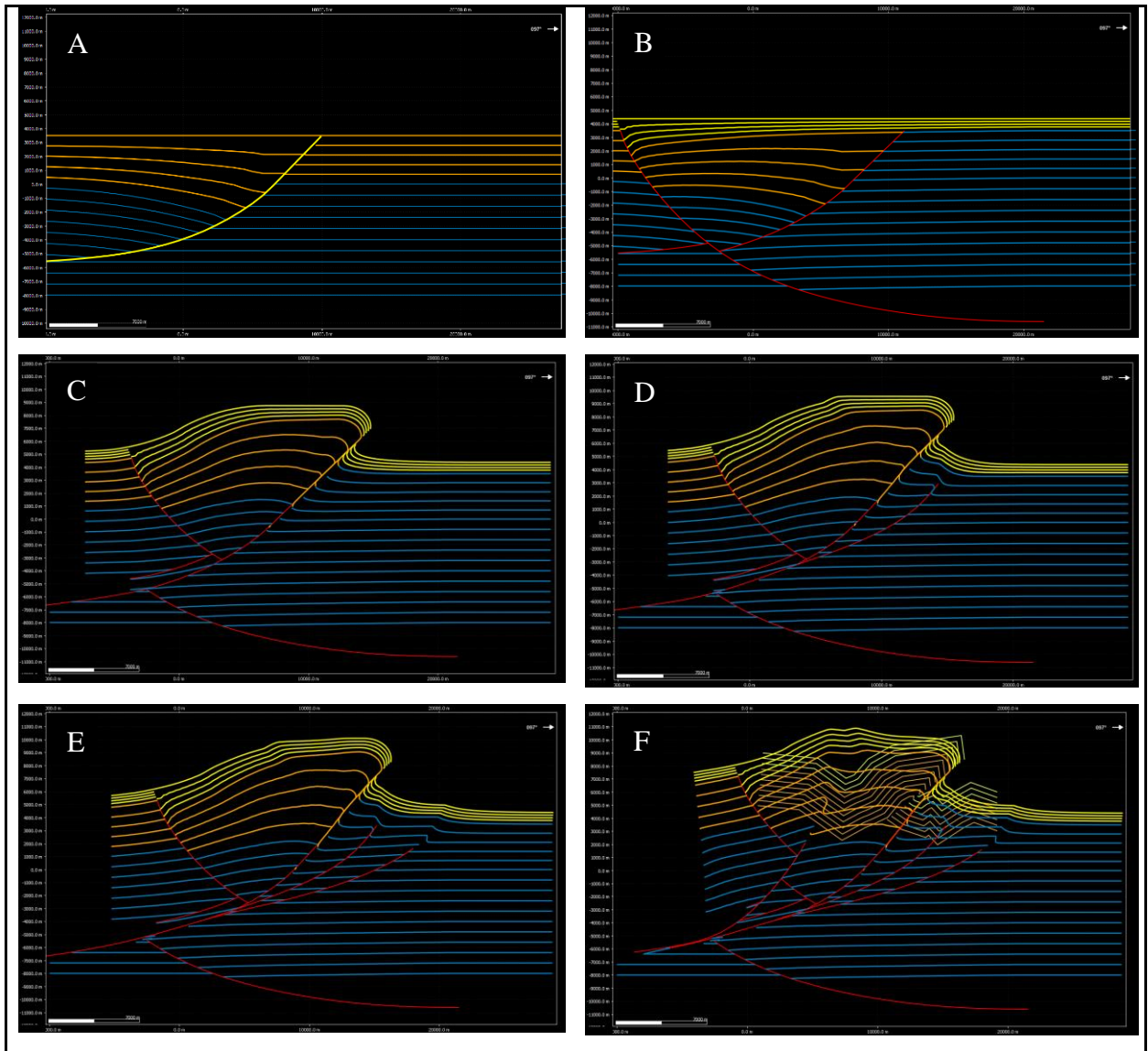


Figura 4.1: Modelamiento estructural del sistema con la apertura de la cuenca de Cura-Mallín con vergencia E. En tono naranja se representa la Fm. Abanico, en amarillo la Fm. Cura-Mallín, mientras que las líneas rojas representan el sistema de fallas. A) Apertura de la cuenca de Abanico durante el Oligo-Mioceno. B) Apertura de la cuenca de Cura-Mallín con vergencia E, desplazando tanto los estratos como la estructura principal. C) Inversión de la cuenca de Abanico, comenzando el plegamiento de las unidades. D, E) Evolución de la deformación similar al modelo inicial. F) Introducción de la falla F3 fuera de secuencia y superposición del modelo *kink*.

4.2.1.2. Apertura de Cura-Mallín con vergencia W

La otra posibilidad es que, posterior a la apertura de la Cuenca de Abanico (Figura 5.2 A), una estructura normal de vergencia W permita la depositación de las rocas de la Fm. Cura-Mallín durante el Mioceno temprano (Figura 5.2 B), siguiendo luego el modelo una evolución similar a la expuesta anteriormente (Figura 5.2 C, D, E y F).

Para este caso se observa una congruencia respecto a la geología regional, donde el espesor menor de la Fm. Cura-Mallín depositado sobre la Fm. Abanico puede ser erosionado con mayor facilidad para no aparecer en el registro actual, y se observa que los espesores asociados a Cura-Mallín aumentarían hacia el E, tal como se mencionó anteriormente.

Este caso de sub-cuencas también fue modelado, utilizando para la inversión de la FLZ los mismos parámetros para el modelo de *layer cake*, resultando en un modelo geológica y geoméricamente congruente, que se ajusta al *kink* modelado inicialmente, por lo que se propone este sistema de cuencas para la apertura e inversión de la sub-cuenca de Abanico en la zona de estudio.

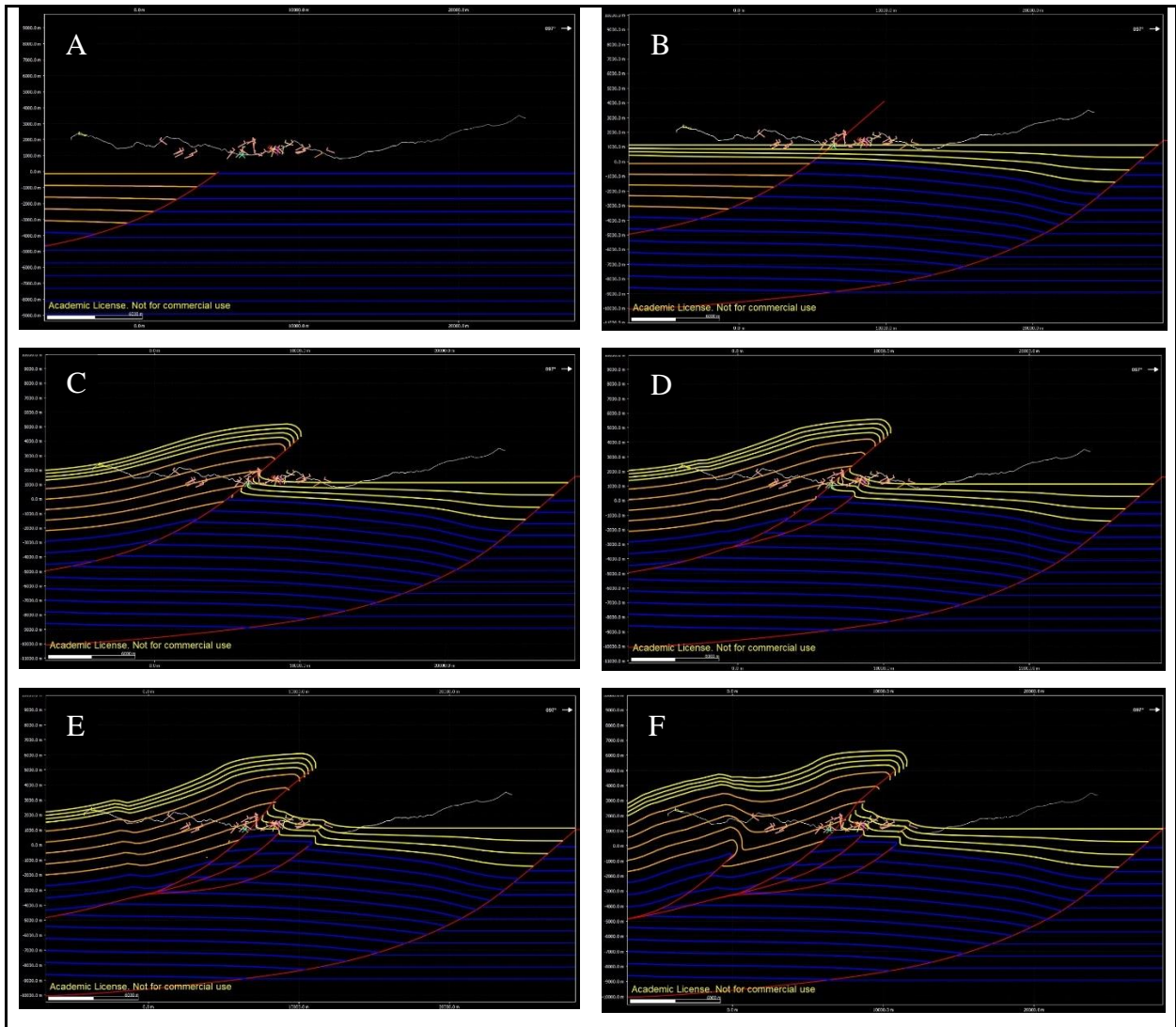


Figura 4.2: Modelamiento estructural del sistema con la apertura de la cuenca de Cura-Mallín con vergencia W. En tono naranja se representa la Fm. Abanico, en amarillo la Fm. Cura-Mallín, mientras que las líneas rojas representan el sistema de fallas. A) Apertura de la cuenca de Abanico durante el Oligo-Mioceno. B) Apertura de la cuenca de Cura-Mallín con vergencia E. C, D, E F) Evolución de la deformación similar al modelo inicial, se evidencia la coherencia en la geometría del modelo.

4.3. Temporalidad de la deformación

En base al modelo estructural presentado y tomando en cuenta las unidades geológicas afectadas por la deformación, la temporalidad de los eventos compresivos que afectaron la zona de estudio se discute a continuación.

Como se mencionó anteriormente, el basamento del modelo estructural propuesto para la zona se compone principalmente de rocas estratificadas y plutónicas del Cretácico Superior, asignadas a la Formación Colimapu y al Complejo Intrusivo Ancoa respectivamente. El contacto entre las rocas mesozoicas y cenozoicas no es observado dentro del área de estudio, sin embargo, este ha sido estudiado a diversas latitudes, donde se puede observar como un contacto depositacional aparentemente en continuidad entre los depósitos Oligo-Miocenos y el Cretácico representado por la Formación Lo Valle entre los 33°45'-34°S, el cual corresponde a un hiatus de ~37 Ma (Gana y Wall, 1997), como una discontinuidad con depósitos marinos Jurásicos de las Fm. Leñas-Espinoza y Jurásico-Cretácicos de la Fm. Baños del Flaco a los 34°15'S en el valle del río Las Leñas (Klohn, 1960, Charrier, 1982) y como una discontinuidad con la Fm. Baños del Flaco y la Unidad Clástica Café-Rojiza (BRCU) (Charrier *et al.*, 1996).

A la latitud de este estudio, Astaburuaga (2014) observa una discordancia entre las rocas del Cenozoico y la Formación Colimapu, también menciona los trabajos realizados en el flanco Argentino de los Andes en base a estudios con circones detríticos y estructurales entre los 36°-39°S que indicarían un evento de exhumación en el Cretácico. Además, a través de un análisis de circones detríticos propios provenientes de la base de la Fm. Colimapu, Astaburuaga encuentra aportes del oeste dando indicios de un evento de alzamiento andino a estas latitudes aproximadamente a los 100 Ma debido a la ausencia de depósitos de esta edad en la región. Esto, sumado al extenso registro estratigráfico del Cretácico Superior en latitudes al norte de la región (descrito anteriormente) y ausente en la región del Maule aporta aún más evidencia de un proceso erosivo importante responsable del hiato estratigráfico en la zona y la discordancia Mesozoica-Cenozoica.

Posterior al alzamiento y erosión del basamento Mesozoico, durante el Oligoceno y hasta el Mioceno temprano (Charrier *et al.*, 2002) ocurre un evento extensional responsable de generar el espacio de acomodación para la depositación de las rocas cenozoicas, las cuales alcanzarían un espesor mínimo cercano a los ~4200m, este período coincide con uno de corteza relativamente delgada y alto flujo termal (Charrier *et al.*, 2002).

Siguiendo a la apertura de la Cuenca de Abanico sigue rápidamente un periodo compresivo asociado a la mayor etapa de alzamiento andino registrado en la zona que ocurre alrededor de los 18 Ma, periodo que coincide temporalmente con un engrosamiento de la corteza (Charrier *et al.*,

2002), durante este periodo estructuras normales formadas durante la apertura de la cuenca son invertidas como fallas inversas generando el estilo estructural evidenciado en la superficie. Es este el caso de la Falla Las Zorras que, con un nivel de *detachment* de ~6 km de profundidad y vergencia E, pone en contacto rocas depositadas durante los primeros periodos de apertura de la cuenca (~33 Ma) en contacto abrupto con rocas miocenas depositadas antes de la inversión de la cuenca (~19 Ma) (Figura 3.55-B), es en este periodo donde los pulsos de magmas del Mioceno asociados al Complejo Intrusivo El Melado (~18 Ma) ocupan espacialmente la debilidad del plano de la FLZ para intruir en una franja NS a las rocas cenozoicas afectadas por esta falla. Durante este periodo compresivo se generan las fallas F1 y F2, de vergencia E, siguiendo el modelo de fallamiento en secuencia, transfiriendo deformación hacia el E de la zona y acomodándola en pliegues de diversa longitud de onda y amplitud (Figura 3.55 C-D).

Estudios termocronológicos llevados a cabo por Spikings *et al.*, (2018) entre los 35°-38°S identifican tasas de rápido enfriamiento entre los 18-15 Ma, que asocian parcialmente a relajación termal, sin embargo, las evidencias geológicas y estructurales evidencian que parte de este enfriamiento se puede asociar a la exhumación de plutones debido al contexto tectónico durante la inversión de la Cuenca de Abanico. Espinoza *et al.*, (2022) presentan evidencia termocronológica en plutones cretácicos ubicados al oeste del área de estudio, los cuales muestran un periodo de rápida exhumación posterior a los 19 Ma y que interpretan como exhumación compresional asociada a la inversión de la cuenca. El estudio llevado a cabo por Giambiagi *et al.*, (2022), sobre anatomía cortical y evolución del sistema orogénico, plantea una formación del *detachment* regional bajo la Cordillera Principal a los 35°S alrededor de los 16 Ma, el cual posteriormente migra hacia Argentina formando la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (FPCM). Además, según el modelo de tasas de convergencia y azimut para la interfaz Nazca/Suramérica de Quiero *et al.*, (2022), este periodo coincide con una disminución de la ortogonalidad del ángulo de convergencia, esto podría gatillar un cambio en el ángulo de los vectores de esfuerzo compresivo de ortogonal a oblicuo, permitiendo que fallas normales previamente bloqueadas puedan ser invertidas como fallas inversas con alto ángulo.

De manera posterior, una falla fuera de secuencia de vergencia E (F3) levantaría el sector W de la Qda. El Toro, generando un anticlinal suave de gran longitud de onda en el Co. El Toro (Figura 3.55-E). Esta falla se asociaría espacialmente a los cuerpos intrusivos asociados al Complejo Intrusivo Brahma, que en el sector presenta edades de ~14 Ma (Contreras *et al.*, in prep),

los estudios de Diaz (2019) indican que el magmatismo que da origen a estos cuerpos intrusivos es continuo hasta los 9 Ma desde, al menos, los 17 Ma. Que los cuerpos se emplazaran desde los 14 Ma podría indicar que la intrusión fue controlada por la debilidad que representa la falla F3, asignándole a esta estructura una edad mínima de 14 Ma.

Con posterioridad, la intensidad del plegamiento disminuye, evidenciado por la depositación de la Fm. Campanario durante el Mioceno medio-Mioceno superior, considerando las edades indicadas por Drake (1976) y Astaburuaga (2014), lo que indicaría una continuidad del plegamiento hasta, al menos, los ~10 Ma. Este último periodo compresivo también se observa al este de la zona de estudio, donde Astaburuaga (2014) propone el emplazamiento sintectónico del Plutón La Invernada de 12 Ma (U-Pb en circón) a través de la Falla la Invernada, y en el estudio termocronológico de Spikings *et al.*, (2008), donde identifican una última fase de exhumación entre los 10-8 Ma entre los 35°-38°S, posiblemente asociada a los últimos pulsos compresivos en la zona.

Finalmente se emplazarían en rocas de la Fm. Cura-Mallín los cuerpos tabulares menores asociados al Complejo Hipabisal Ancoa asociados a un fallamiento de rumbo, gatillado por la dinámica de placas posterior a los 7 Ma, donde la oblicuidad de la subducción permite un régimen de *strike-slip* (Figura 4.3).

La evidencia discutida en este apartado apunta al inicio de la deformación compresional posterior a los ~18 Ma en esta latitud, a diferencia de las evidencias reportadas hacia el norte (33°S), donde el registro geológico en la Fm. Farellones apunta a un inicio de la tectónica compresiva cercano a los ~25 Ma. Esta idea entra en concordancia con estudios recientes, y apunta a una segmentación tectónica del margen de norte a sur (e.g. Fennell *et al.*, 2018; Chap, 2019; Espinoza *et al.*, 2022).

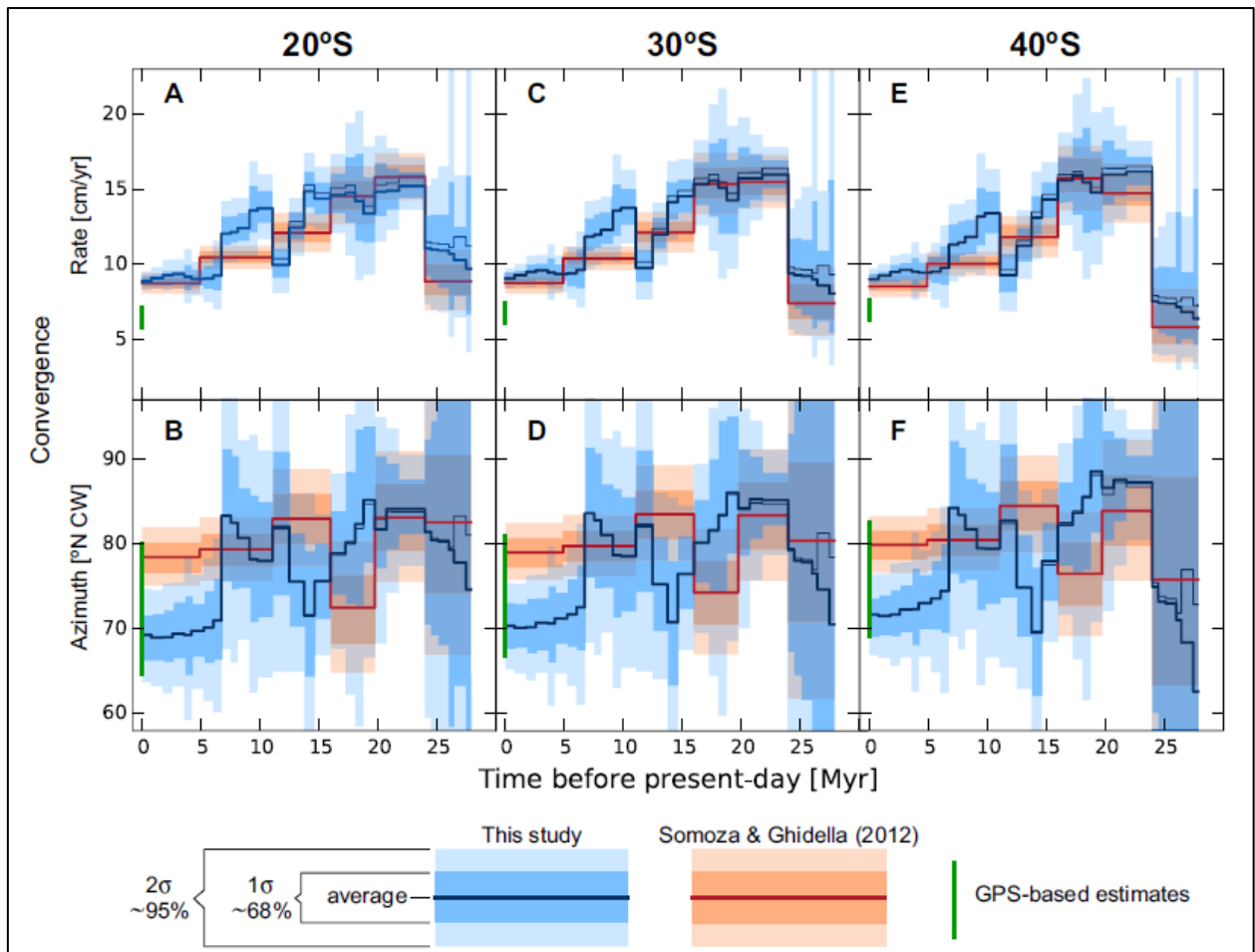


Figura 4.3: Variación de la tasa y azimut de convergencia entre las placas de Nazca/Sudamérica a diferentes latitudes a lo largo de la fosa Andina en los últimos 30 Ma. Tomado de Quiero *et al.*, 2022.

4.4. Integración estructural regional

En el sector aledaño, hacia el este del área de estudio, en la localidad de La Mina, Astaburuaga (2014) presenta un estudio estructural donde incluye la restauración de una sección balanceada que colinda con el modelo del presente trabajo, en ella interpreta dos dominios estructurales, el Dominio de la cuenca de trasarco Mesozoica y el Dominio de la Cuenca de Abanico, afectados por tres eventos compresivos ocurridos en el Cretácico Superior, Mioceno medio y Mioceno Superior. El perfil restaurado propone que la deformación en superficie es controlada por tres fallas principales, las cuales enraízan en un *detachment* aproximadamente a los 10 km de profundidad. La transición entre ambos bloques estructurales se interpreta como un

enraizamiento de las fallas someras del sector Estero Las Garzas estudiado por Astaburuaga (2014), al sistema controlado por la FLZ como fallas en secuencia (Figura 4.4).

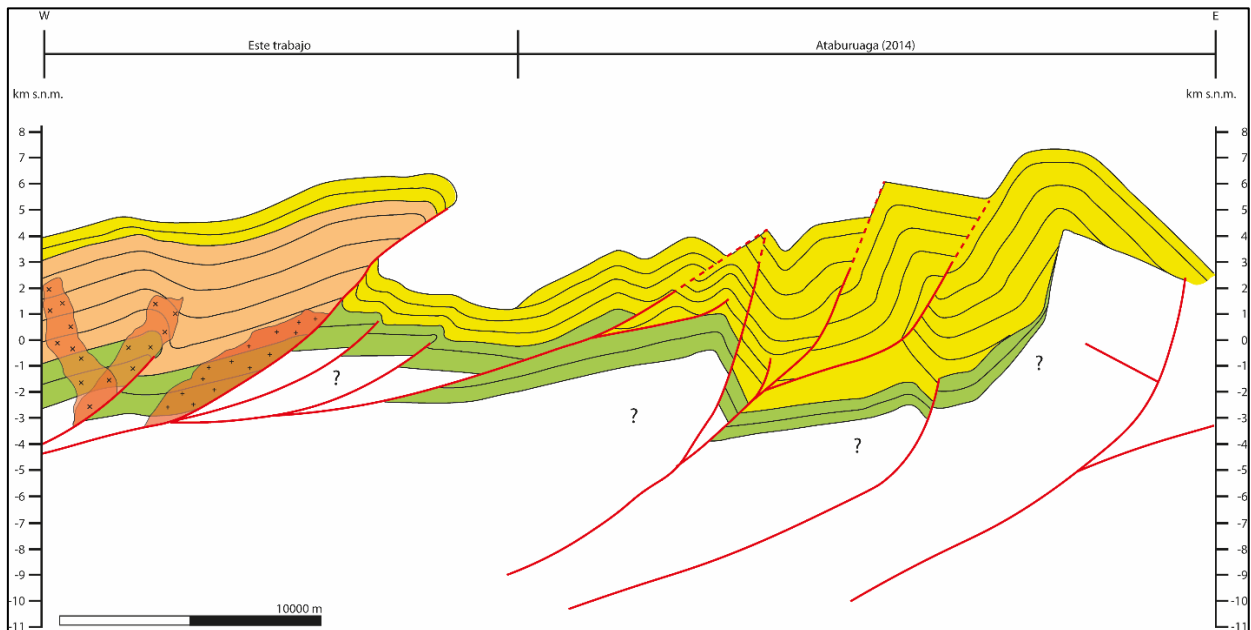


Figura 4.4: Perfil unificado con modelo del sector La Mina. En naranja se representa la Fm. Abanico, en tono amarillo la Fm. Cura-Mallín, en líneas rojas se marcan las fallas de ambos modelos. Se representa la unificación de ambos modelos a través de las fallas someras en el sector Estero Las Garzas.

En cuanto a los sistemas de fallas principales, es posible pensar en unificarlos en un gran *detachment* ubicado alrededor de los 10 km de profundidad, sin embargo, no existe evidencia suficiente para justificar la propuesta de un nivel de despegue de tales dimensiones en la Cordillera Principal, más aún, al observar el modelo termomecánico realizado por Tassara *et al.*, (in prep) es posible observar que la zona de baja viscosidad, rasgo que podría justificar un gran *detachment*, se ubica al este de ambos sistemas de fallas. Debido a la evidencia expuesta se propone que ambos sistemas actúan de manera independiente, solamente relacionados mediante las fallas ubicadas en el Estero Las Garzas.

Finalmente, se integra el sistema asociado a FLZ a una propuesta de escala cortical (Figura 4.5), este modelo propuesto por Espinoza *et al.*, (2022) toma como base el modelo termomecánico

de Giambiagi *et al.*, (2022), el perfil de estaciones magnetotéluricas de Reyes-Wagner (2014) y un catálogo de sismos obtenido desde IRIS, NEIC y CSN, y resuelve la geometría en profundidad de las fallas documentadas en superficie a través de zonas de baja resistividad mostradas por el perfil magnetotélurico. De esta forma el sistema de fallas propuesto en este trabajo funciona como un retrocorrimento de la falla Ancoa (FA), falla inversa de vergencia W propuesta por el mismo autor, que levantaría los bloques cretácicos observados al W del área de estudio (Contreras *et al.*, in prep; Espinoza *et al.*, 2022) y se enraizaría en la zona de baja resistencia de la corteza inferior, cercano al *bending* del *detachment* profundo propuesto por Giambiagi *et al.*, (2022) (Figura 4.5). La interacción entre la FA y la FLZ forma un *pop-up* de dimensiones kilométricas, lo que podría explicar los afloramientos de rocas mesozoicas al oeste de la zona de estudio.

Al sistema vergente al oeste se asocia la falla Mesamávida, estudiada por Sepúlveda (2019), que representaría la expresión del *Western Andean Front* a esta latitud, actuando como una estructura tipo *shortcut* y que continúa activa hasta el Holoceno (Vega, 2021). En este modelo regional, el sistema de fallas estudiado por Astaburuaga (2014) utiliza un nivel de despegue a los ~10 km de profundidad, propuesto como un rasgo heredado de una paleo-zona de baja viscosidad.

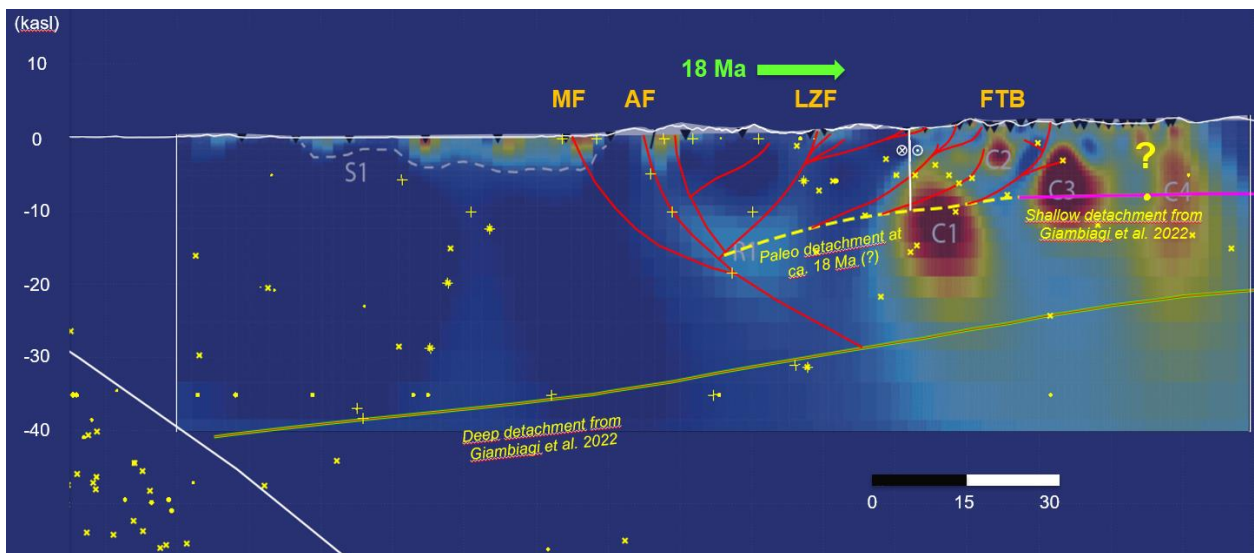


Figura 4.5: Perfil cortical mostrando las principales fallas y niveles de despegue a los 36°S. MF: Mesamávida Fault, AF: Ancoa Fault, LZF: Las Zorras Fault, FTB: Fold and Thrust Belt. Tomado de Espinoza *et al.*, 2022.

4.5. Fuentes de error

Como apartado final, se evaluarán brevemente las diferentes fuentes de error en base al modelo estructural presentado en este trabajo. Este tópico se discute de manera más extensa en el trabajo de Judge y Allmendinger (2011), donde presentan un método basado en polígonos dentro de un modelo de balance de áreas para calcular el error asociado a diferentes fuentes a través de ecuaciones y métodos Gaussianos para cálculos de acortamiento, y a través de pruebas en diferentes secciones indican que el mayor aporte al error total está dado por los espesores estratigráficos, seguido de la profundidad del *detachment* y finalmente, pero no menos importante, por la erosión del bloque colgante y la interpretación que conlleva.

Es importante rescatar algunas de las principales fuentes de error citadas en el trabajo de Judge y Allmendinger, para exponer de manera clara los alcances y limitaciones de los datos usados y los métodos elegidos.

Los modelos de generalización de la geometría de pliegues, como son el *kink* inicial, son modelos que se ajustan a datos incompletos, una solución geométrica a datos observados o medidos donde no siempre es posible obtener toda la información necesaria y se predice el comportamiento en profundidad, como es de esperar, mientras mayor sea la escasez de datos probados, mayor será el error final.

En el caso del modelo *kink* presentado en este trabajo, se debe mencionar en primer lugar que puede existir un error del espesor mínimo calculado, esto debido a una falta de estratos guía que permitan correlacionar dos sectores de la misma sección y asignarlos a horizontes diferentes dentro del *kink*. En segundo lugar, la profundidad al *detachment* puede ser subestimada o sobreestimada, pues es un ajuste basado en el área de material levantado por una falla dada, si tenemos en cuenta la primera fuente de error, es posible que por arrastre exista incertidumbre respecto a la profundidad del *detachment*. En tercer lugar, un error asociado a la erosión del bloque colgante también está presente dentro del modelo, pues pueden existir fallas asociadas de las cuales no se tiene registro en superficie debido a la alteración e intrusiones observadas en el sector W, las cuales repitan parte de la Fm. Abanico, haciendo que en el modelo el espesor sea sobreestimado. Finalmente, los pequeños *fault bend folds* observados en la ladera este del Co. El Toro involucran

una repetición de secuencia no abordable tanto por la escala de este trabajo, como por el difícil acceso para tener mediciones dentro del error aceptable a estas estructuras.

Si bien no se cuantificó el error mediante un modelo de balance de área para la sección, si es importante y un primer paso en la apreciación de los diferentes factores de los cuales no se tiene control al momento de realizar un modelo geométrico.

5. Conclusiones

De los resultados obtenidos y discutidos en este trabajo, se ha llegado a las siguientes conclusiones:

En la Cordillera Principal de la región del Maule se depositaron unidades mesozoicas y cenozoicas, pertenecientes a las formaciones Abanico, Cura-Mallín y Campanario, además de cuerpos intrusivos Cenozoicos como el C.I. El Melado o el C.I. Brahma. Los eventos tectónicos que afectaron a estas rocas ha variado desde una serie de eventos extensionales durante la depositación en las cuencas de Abanico y Cura-Mallín, procesos de inversión tectónica que pliegan las rocas de la zona y sistemas transcurrentes más recientes, que generan el registro geológico encontrado hoy en día a esta latitud.

El sistema compresivo más importante de la zona está asociado a una falla de importancia cortical, propuesta en este trabajo con el nombre de Falla Las Zorras. Esta estructura estaría controlada por un *detachment* regional ubicado a los ~6,2 km de profundidad, y pone en contacto rocas de ~33 Ma asociadas a la Fm. Abanico, con rocas de ~19 Ma asociadas a la Fm. Cura-Mallín, generando un gran plegamiento en la zona.

El estilo estructural de la zona, y la sección retrodeformable postulada son congruentes con un modelo de inversión tectónica, donde la FLZ actuaría como una sub-cuenca de la Cuenca de Abanico a esta latitud.

La FLZ condiciona espacialmente el emplazamiento del C.I. El Melado durante el Mioceno temprano, actuando como debilidad y permitiendo el ascenso del magma.

El análisis estructural del plegamiento y características encontradas en el área de estudio permitió la identificación en el registro geológico de 2 eventos compresivos en la zona.

El primero evento compresivo se da durante el Mioceno temprano (posterior a los ~18 Ma), asociado a la inversión de la Cuenca de Abanico, y que genera el sistema principal de fallas en el área. Este evento es congruente con la evidencia de diversos estudios que postulan el inicio del régimen compresivo a esta latitud con posterioridad al mismo régimen a los 33°S.

El segundo evento se da durante el Mioceno medio-tardío, y estaría marcado por el emplazamiento de cuerpos plutónicos que se asociarían a fallas ciegas, este sería el caso del C.I. Brahma, así como el continuo plegamiento de unidades más jóvenes como la Fm. Campanario. Este evento es congruente con evidencias de exhumación asociada a tectónica a esta latitud posterior a los ~10 Ma.

La sección retrodeformable propuesta en este trabajo permitió calcular el acortamiento tectónico para la zona de estudio, este es de un 32%, en congruencia con la metodología utilizada y las fuentes de error identificadas.

Finalmente, la integración del modelo presentado a un modelo cortical permite identificar un gran bloque tectónico que actuaría como *pop-up* entre la FLZ y la Falla Ancoa, lo que explicaría la disposición de las rocas mesozoicas identificadas al oeste del área de estudio.

6. Referencias

- Aubouin, J., Borrello, A., Cecioni, G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., Thiele, R., Vicente, J.-C., 1973. Esquisse paléogéographique et structurale des Andes meridionales. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique* 15, 11-72.
- Aguirre, L. (1960). Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín No. 9: 70 pp.
- Aguirre, L., Charrier, R., Davidson, J., Mpodozis, C.A., Rivano, S., Thiele, R., Tidy, E., Vergara, M., Vicente, J.-C., 1974. Andean magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30-35°S) of the Southern Andes. *Pacific Geology* 8, 1-38.
- Allmendinger, R. W., Zapata, T., Manceda, R., & Dzelalija, F. (2004). Trishear Kinematic Modeling of Structures, with Examples from the Neuquén Basin, Argentina.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., & Kausel, E. (2010). The West Andean thrust, the San Ramon fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29(2).
- Astaburuaga, D. (2014). *Evolución estructural del límite mesozoico-cenozoico de la Cordillera principal entre 35° 30'Y 36° S, Región del Maule, Chile* (Tesis de Magíster, Universidad de Chile).
- Bello-González, J. P., Contreras-Reyes, E., & Arriagada, C. (2018). Predicted path for hotspot tracks off South America since Paleocene times: Tectonic implications of ridge-trench collision along the Andean margin. *Gondwana Research*, 64, 216-234.
- Buchanan, P. G., & McClay, K. R. (1992). Experiments on basin inversion above reactivated domino faults. *Marine and Petroleum Geology*, 9(5), 486-500.
- Burns, W. M., Jordan, T. E., Copeland, P., & Kelley, S. A. (2006). The case for extensional tectonics in the Oligocene-Miocene Southern Andes as recorded in the Cura Mallin basin (36°-38°S). *Special papers-geological society of America*, 407, 163.
- Cabezas, L. M., Muñoz, M., & Rojas del Castillo, M. (2018). Nuevos antecedentes estratigráficos y dataciones radiométricas U-Pb en el valle superior del río Maule a los ~ 35° 50'S, Chile Central:

Implicaciones en la evolución geológica Cenozoica. In *XV Congreso Geológico Chileno, Concepción* (pp. 1099-1102).

Carter, W. D., & Aguirre Le B, L. (1965). Structural Geology of Aconcagua province and its relationship to the central Valley Graben, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 76(6), 651-664.

Chamberlin, R. T. (1910). The Appalachian folds of central Pennsylvania. *The Journal of Geology*, 18(3), 228-251.

Chap Martínez, P. L. (2019). *Variaciones composicionales del magmatismo andino oligoceno-mioceno a lo largo del frente cordillerano en Chile central (33°-36° S) y sus implicancias tectónicas* (Doctoral dissertation, Universidad Andrés Bello).

Charrier, R., 1973. Geología de las Provincias O'Higgins y Colchagua. Instituto de Investigación de Recursos Naturales (IREN), Santiago, Publ. No. 7, 69pp.

Charrier, R. (1981). Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the central Argentinian-Chilean Andes (32°-35° S) and chronology of their tectonic evolution.

Charrier, R. (1982). La Formación Leñas-Espinoza: Redefinición, petrografía y ambiente de sedimentación. *Revista geológica de Chile: An international journal on andean geology*, (17), 71-82.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., ... & Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 117-139.

Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N., ... & 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 für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 43-77.

Charrier, R., Farías, M., & MaksaeV, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las

regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 05-35.

Charrier, R., Muñoz, M., & Farías, M. (2015). Cenozoic magmatism and deformation in the northern and central Chilean Andes: differing paths in the construction of the modern orogeny. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 14, pp. 121-124).

Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile.

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.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., & Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18(3-4), 303-332.

Dahlstrom, C. D. A. (1969). Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6(4), 743-757.

Díaz Artigas, V. A. (2019). Prospecto Brahma, pórfido de cobre-molibdeno en los Andes de Chile Central (~ 35° 45'S): geología, geocronología e isotopía de cobre.

Díaz Bórquez, C. C. (2021). *Análisis de facies de las unidades volcánicas y sedimentarias oligomiocenas en el cordón Cerro las Vizcachas (35° 45' -35° 50'S), Región del Maule, Chile* (Doctoral dissertation, Universidad Andrés Bello).

Drake, R. E. (1976). Chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes—Latitudes 35° 30' to 36° S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(3), 265-284.

Drake, R., Vergara, M., Munizaga, F., & Vicente, J. C. (1982). Geochronology of Mesozoic-Cenozoic magmatism in central Chile, lat. 31°–36° S. *Earth-Science Reviews*, 18(3-4), 353-363.

Erslev, E. A. (1991). Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19(6), 617-620.

Espinoza, M., Cortés-Aranda, J., Contreras, J. P., Maksymowicz, A., Vargas-Zapata, E., Fosdick, J., Mueller, M., Tassara, A. (2022). Anatomy and Structural Evolution of the Western Andean Slope in Central Chile (36°S). *American Geophysical Union, Chicago, USA*.

Espinoza, M., Oliveros, V., Vásquez, P., Giambiagi, L., Morgan, L., Gonzalez, R., ... & Bechis, F. (2021). Gondwanan Inheritance on the Building of the Western Central Andes (Domeyko Range, Chile): Structural and Thermochronological Approach (U-Pb and 40Ar/39Ar). *Tectonics*, 40(3), e2020TC006475.

Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., ... & Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3).

Fennell, L. M., Quinteros, J., Iannelli, S. B., Litvak, V. D., & Folguera, A. (2018). The role of the slab pull force in the late Oligocene to early Miocene extension in the Southern Central Andes (27-46 S): Insights from numerical modeling. *Journal of South American Earth Sciences*, 87, 174-187.

Flynn, J. J., Wyss, A. R., Croft, D. A., & Charrier, R. (2003). The Tinguiririca fauna, Chile: Biochronology, paleoecology, biogeography, and a new earliest Oligocene South American land mammal 'age'. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195(3-4), 229-259.

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. M.Sc., Universidad de Chile.

Fock, A., Charrier, R., Farías, M., & Muñoz, M. (2006). Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°-34° S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial*, 6, 48-55.

Gana, P., & Wall, R. (1997). Evidencias geocronológicas 40Ar/39Ar y K-Ar de un hiatus cretácico superior-eoceno en Chile central (33-33° 30'S). *Andean Geology*, 24(2), 145-163.

Giambiagi, L. B., Bechis, F., García, V., & Clark, A. (2005, September). Temporal and spatial relationship between thick-and thin-skinned deformation in the thrust front of the Malargüe fold and thrust belt, southern Central Andes. In *VI International Symposium on Andean Geodynamics, IRD, Barcelona*.

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.

Giambiagi, L., Tassara, A., Echaurren, A., Julve, J., Quiroga, R., Barrionuevo, M., ... & Lothari, L. (2022). Crustal anatomy and evolution of a subduction-related orogenic system: Insights from the Southern Central Andes (22-35° S). *Earth-Science Reviews*, 104138.

Giambiagi, L. B., Tunik, M. A., Ramos, V. A., & Godoy, E. (2009). The High Andean Cordillera of central Argentina and Chile along the Piuquenes Pass-Cordón del Portillo transect: Darwin's pioneering observations compared with modern geology.

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

González, O. & Vergara, M. (1964). Reconocimiento geológico de la cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicaciones, No. 24, 119 pp.

Groshong, R. H., & Groshong, R. H. (2006). *3-D structural geology* (pp. 305-371). Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Herriott, T. M. (2006). *Stratigraphy, Structure, and 40Ar/39Ar Geochronology of the Southeastern Laguna Del Laja Area: Implications for the Mid-late Cenozoic Evolution of the Andes Near 37.5° S, Chile* (Doctoral dissertation, University of California, Santa Barbara).

Herve, F., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M., Calderón, M., & Yaxley, G. M. (2007). The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*, 97(3-4), 373-394.

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*, 20(3), 308-324.

Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., & Ando, C. J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3), 341-361.

- Judge, P. A., & Allmendinger, R. W. (2011). Assessing uncertainties in balanced cross sections. *Journal of Structural Geology*, 33(4), 458-467.
- Kay, S. M., & Kurtz, A. (1995). Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. *Unpublished report, CODELCO*.
- Klohn, C. (1960). Geología de la Cordillera de los Andes de Chile central, Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín, No. 8, 95 pp.
- Kurtz, A. C., 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). *Andean Geology*, 24(1), 75-90.
- Mackaman-Lofland, C., Horton, B. K., Ketcham, R. A., McQuarrie, N., Fosdick, J. C., Fuentes, F., ... & Alvarado, P. (2022). Causes of variable shortening and tectonic subsidence during changes in subduction: Insights from flexural thermokinematic modeling of the Neogene southern central Andes (28–30 S). *Tectonics*, 41(8), e2022TC007334.
- Maksaev, V., Zentilli, M., Munizaga, F., & Charrier, R. (2003). Denudación/alzamiento del Mioceno superior-Plioceno inferior de la Cordillera de Chile central (33°-35°S) inferida por dataciones por trazas de fisión en apatito de plutones miocenos. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 10).
- Mardonez, D., Suriano, J., Giambiagi, L., Mescua, J., Lossada, A., Creixell, C., & Murillo, I. (2020). The Jáchal river cross-section revisited (Andes of Argentina, 30 S): Constraints from the chronology and geometry of neogene synorogenic deposits. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102838.
- Martínez, F., Arriagada, C., Mpodozis, C., & Peña, M. (2012). The Lautaro Basin: A record of inversion tectonics in northern Chile. *Andean Geology*, 39(2), 258-278.
- Moretti, I., & Callot, J. P. (2012). Area, length and thickness conservation: Dogma or reality?. *Journal of Structural Geology*, 41, 64-75.
- Mosolf, J. G. (2013). *Stratigraphy, structure, and geochronology of the Abanico Formation in the Principal Cordillera, central Chile: Evidence of protracted volcanism and implications for Andean tectonics*. University of California, Santa Barbara.

- Mpodozis, C., Ramos, V. A., Ericksen, G. E., Cañas Pinochet, M. T., & Reinemund, J. A. (1989). Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 11*, 59-90.
- Muñoz, N., & Charrier, R. (1996). Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences, 9*(3-4), 171-181.
- Muñoz, J., & Niemeyer, H. (1984). *Hoja Laguna del Maule: regiones del Maule y del BioBio: carta geológica de Chile 1: 250.000*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Niemeyer, H. & Muñoz, J. (1983). *Hoja Laguna de la Laja, Región del Bio-Bio*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile, Carta N° 52, 1:250.000, 52 p.
- Nur, A., & Ben-Avraham, Z. (1981). Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America.
- Nyström, J., M. Parada y M. Vergara. 1993. Sr-Nd isotope compositions of Cretaceous to Miocene volcanic rocks in central Chile: a trend towards a MORB signature and a reversal with time.
- Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Lucassen, F., Ducea, M. N., Ciocca, I., ... & Kasemann, S. A. (2020). Lithospheric evolution of the Pre-and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research, 80*, 202-227.
- Pardo, M., Comte, D., & Monfret, T. (2002). Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences, 15*(1), 11-22.
- Pilger Jr, R. H. (1981). Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geological Society of America Bulletin, 92*(7), 448-456.
- Piquer, J., Hollings, P., Rivera, O., Cooke, D. R., Baker, M., & Testa, F. (2017). Along-strike segmentation of the Abanico Basin, central Chile: New chronological, geochemical and structural constraints. *Lithos, 268*, 174-197.
- Quiero, F., Tassara, A., Iaffaldano, G., & Rabbia, O. (2022). Growth of Neogene Andes linked to changes in plate convergence using high-resolution kinematic models. *Nature communications, 13*(1), 1-9.

- Ramos, V. A. (1988). Late Proterozoic-early Paleozoic of South America—a collisional history. *Episodes Journal of International Geoscience*, 11(3), 168-174.
- Reyes Wagner, V. F. (2017). Estructura de resistividad eléctrica del ante arco y arco volcánico a la latitud de la laguna del Maule (36° S), utilizando el método magnetotelúrico.
- Sepúlveda Rivera, T. P. (2019). Neotectónica y paleosismología de la falla Mesamávida: evidencia de actividad cuaternaria tardía del cabalgamiento andino occidental (watf) en la Región del Maule, Chile Central (36° S).
- Sernageomin, S. (2003). Mapa Geológico de Chile: versión digital. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital*, 4.
- Somoza, R. (1998). Updated azca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3), 211-215.
- Somoza, R., & Ghidella, M. E. (2005). Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(4), 797-809.
- Spikings, R., Dungan, M., Foeken, J., Carter, A., Page, L., & Stuart, F. (2008). Tectonic response of the central Chilean margin (35°–38° S) to the collision and subduction of heterogeneous oceanic crust: a thermochronological study. *Journal of the Geological Society*, 165(5), 941-953.
- Suárez, M., & Emparan, C. (1995). The stratigraphy, geochronology and paleophysiography of a Miocene fresh-water interarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1), 17-31.
- Suppe, J. (1983). Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of science*, 283(7), 684-721.
- Thiele, R. (1980). Carta Geológica de Chile No. 39: Geología de la Hoja de Santiago, región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, 51 pp.

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.

Vega Ruiz, A. J. (2021). Paleosismología de la falla mesamávida, frente andino occidental en Chile Central (36° S): antecedentes a partir del mapeo de la trinchera Los Barros y la datación morfológica de su escarpe mediante el código scarplet.

Vergara, M., López-Escobar, L., Palma, J. L., Hickey-Vargas, R., & Roeschmann, C. (2004). Late tertiary volcanic episodes in the area of the city of Santiago de Chile: New geochronological and geochemical data. *Journal of South American Earth Sciences*, *17*(3), 227-238.

Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., & Selles, D. (2002). The Challenger–Juan Fernández–Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34 S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, *15*(1), 23-38.

Yáñez, G. A., Ranero, C. R., von Huene, R., & Díaz, J. (2001). Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32–34 S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *106*(B4), 6325-6345.

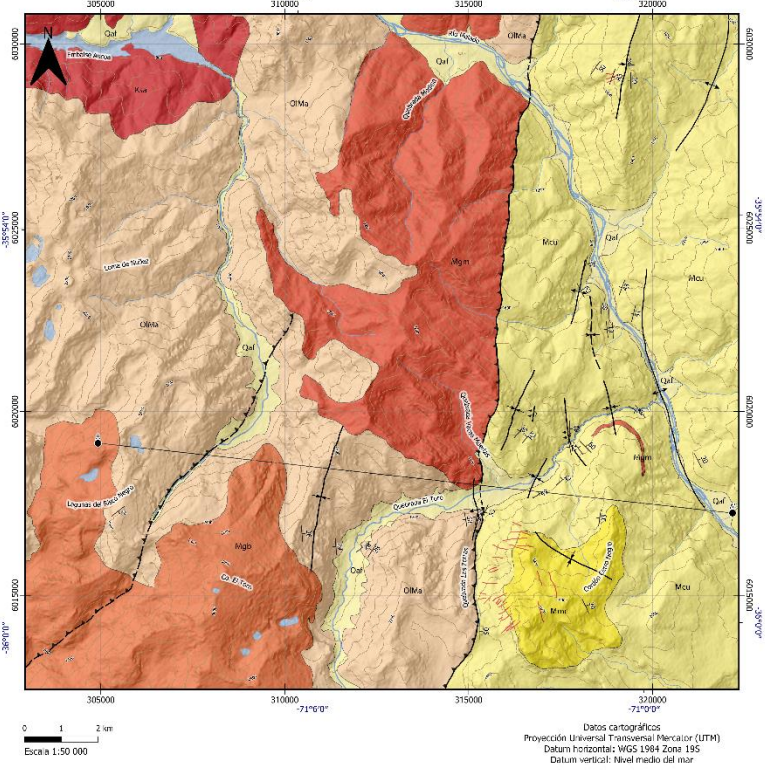
Zehnder, A. T., & Allmendinger, R. W. (2000). Velocity field for the trishear model. *Journal of Structural Geology*, *22*(8), 1009-1014.

Zurita, E. (1999). Historia de enterramiento y exhumación de la Formación Abanico= Coya-Machalí, Cordillera Principal, Chile Central. *Memoria de título (Inédito), De partamento de Geología, Universidad de Chile.*

Zurita, E., Muñoz, N., Charrier, R., Harambour, S., & Elgueta, S. (2000). Madurez termal de la materia orgánica de la Formación Abanico= Coya-Machalí, Cordillera Principal, Chile Central: resultados e interpretación. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 9, pp. 726-730).

MAPA GEOLÓGICO ZONA DE ESTUDIO

MAPA GEOLÓGICO REGIÓN DEL MAULE 35°51'-36°01'S



Simbología Mapa

- Contacto observado
- Rincón y moebio
- Dique
- Plegue antiformal
- Plegue antiformal volcado
- Plegue sinclinal
- Falla inversa
- Falla inversa horfada
- Falla inversa cubierta
- Plegue sinclinal inferio
- Quebrada
- Cuerpo de agua

Leyenda

- Qm** Depósitos cuaternarios aluviales y fluviales
- Mm** Formación Campanario (Mioceno medio superior)
Rocas volcánicas (trabas, andesitas, igneolitas) y brechas volcánicas
- Mci** Formación Cura Mallin (Mioceno inferior)
Rocas volcánicas (trabas, andesitas) y brechas andesíticas
- Om** Formación Albarín (Oligoceno-Mioceno inferior)
Rocas volcánicas (tobas y andesitas)
- Cl** Formación Collimapu (Cretácico inferior)
Rocas sedimentarias continentales (areniscas, lutitas) y conglomerados de toreros rojizos
- Bm** Complejo Intrusivo Bahama (Mioceno medio superior)
Rocas plutónicas (dioritas y granodioritas) con mineralización de Cu-Mo
- Em** Complejo Intrusivo El Melado (Mioceno inferior)
Rocas plutónicas (granodioritas y tonalitas)
- Am** Complejo Intrusivo Ancoas (Cretácico Superior)
Rocas plutónicas (granodioritas y tonalitas)

Simbología Perfil

- Contorno inferido considerando espesor mínimo calculado
- Puntos proyectados
- Sello de nivelamiento
- Falla observada
- Falla inferida

