



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento de Ciencias de la Tierra



**Modelo estructural *forward* de la deformación Cenozoica de
la vertiente Occidental de la Cordillera Principal de la
Región del Maule, Chile (36° S).**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Matías Alejandro Olivares Pino

Profesor Guía : Dr. Mauricio Esteban Espinoza Vargas
Profesional Co-Guía : Camila Angélica Rivera Ormeño
Profesor de Comisión : Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda

Concepción, 2025

"Una lección de verdad incluye sufrimiento o no serviría. Eso pasa porque no puedes obtener algo sin sacrificar primero otra cosa a cambio. Pero ya que has soportado el dolor y lo has superado, obtendrás un corazón tan fuerte que podrás soportar cualquier cosa. Sí, un corazón hecho de acero".

Edward Elric.

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del Problema	2
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivo general	2
1.2.2. Objetivos específicos.....	3
1.3. Ubicación y Accesos	3
1.4. Trabajos Anteriores	4
1.5. Agradecimientos	5
2. MARCO GEOLÓGICO	7
2.1. Marco Geológico Regional	7
2.1.1. Generalidades	7
2.1.2. Rocas estratificadas	9
2.1.2.1. Formación Las Chilcas (Aptiano – Albiano)	9
2.1.2.2. Formación Abanico (Eoceno superior - Oligoceno superior)	9
2.1.2.3. Formación Colbún (Oligoceno superior - Mioceno Inferior)	10
2.1.2.4. Formación Curamallín (Mioceno Inferior - Mioceno Medio)	11
2.1.2.5. Formación Trapa-Trapa (Mioceno Superior)	12
2.1.2.6. Formación Rodados Multicolores (Plioceno - Pleistoceno)	13
2.1.3. Rocas Intrusivas	13
2.1.3.1. Complejo Intrusivo Ancoa (Cretácico Superior)	13
2.1.3.2. Complejo Intrusivo Vilches (Mioceno Inferior temprano)	14
2.1.3.3. Complejo Intrusivo Melado (Mioceno Inferior tardío)	14
2.1.3.4. Complejo Intrusivo Brahma (Mioceno Medio)	15
2.2. Marco geotectónico	15
2.3. Unidades morfoestructurales de Chile central a los 36°S	18
2.4. Geología estructural	20
2.4.1. Fallas	20
3. MARCO TEÓRICO	22
3.1. Modelamiento <i>Forward</i>	22
3.1.1. Algoritmos cinemáticos	23
3.1.1.1. Cizalla simple o <i>Simple shear</i>	23
3.1.1.2. Cizalla simple inclinada	24
3.1.1.2. Trishear	24
3.2. Termocronología	29
3.3. Deformación unidimensional.....	31
4. METODOLOGÍA	32
4.1. Recopilación bibliográfica.....	32
4.2. Secciones estructurales balanceadas a través de modelamiento <i>Forward</i>	34
5. RESULTADOS	36
5.1. Modelamiento <i>Forward</i>	36
6. DISCUSIÓN	42
6.1. Comparación del modelo guía y <i>Forward</i>	42

6.1.1. Limitaciones del modelo	43
6.1.2. Sensibilidad del modelo	44
6.2. Estilo de deformación	45
6.3. Elongación	46
6.4. Temporalidad de la deformación	46
7. CONCLUSIONES	48
8. REFERENCIAS	50

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación y accesos	4
2. 1. Mapa geológico de la zona de estudio	8
2. 2. Mapa con unidades morfoestructurales de los Andes de Chile Central	19
3. 1. Diagrama de cizalla simple	23
3. 2. Representación de la geometría simplificada de cizalla triangular	25
3. 3. Representación del comportamiento de las capas al variar el valor de la razón P/S	27
3. 4. Representación de las variaciones en el ángulo apical de trishear	28
3. 5. Ecuación de concentración total de ⁴ He	28
3. 6. Ejemplo de trayectorias de tiempo y temperatura	29
4. 1. Diagrama de envolvente de las trayectorias térmicas interpretadas y la relación temporal que tienen con escenarios tectónicos interpretados	33
4. 2. Mapa geológico del área de estudio con la traza del perfil realizado	34
4. 3. Perfil de referencia	35
4. 4. Diagrama de flujo metodología	36
5. 1. Sección Pre-Eoceno	37
5. 2. Sección Oligoceno-Mioceno	38
5. 3. Sección Mioceno Temprano <i>ca</i> 23-19 Ma	39
5. 4. Sección Mioceno Temprano <i>ca</i> 18-17 Ma	40
5. 5. Sección Mioceno Superior <i>ca.</i> 14-7 Ma	41
6. 1. Comparación de perfil esquemático (Espinoza <i>et al.</i> , 2023) y modelo balanceado realizado con <i>software MOVE</i>	43

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
5. 1. Parámetros utilizados en la cuarta sección del modelo	40

RESUMEN

Los Andes chileno-argentinos corresponden al mejor ejemplo de una cadena montañosa formada en una zona de subducción reflejada en su estilo estructural entre los 18° – 40°S. La subducción se habría mantenido continua desde el Jurásico temprano, sin embargo, el crecimiento orogénico de los Andes habría comenzado a partir del Cretácico Superior, seguido de un período extensional generalizado durante el Eoceno-Mioceno Temprano, para luego desarrollarse el período más intenso de construcción orogénica durante el Neógeno (Charrier *et al.*, 2005). En particular, entre los 33° y 36° S en la Cordillera Principal (CP) de la Región del Maule, la cuenca de Abanico se desarrolló sobre un basamento mesozoico con depósitos volcánicos y volcano-sedimentarios, invirtiéndose durante el Mioceno (Charrier *et al.*, 2005).

Recientes trabajos en el área de estudio proponen que la vertiente occidental de la CP, a la latitud de 36°S, presenta dominios estructurales delimitados por las fallas Ancoa y Mesamávida, ambas fallas inversas de orientación NNE y vergencia hacia el oeste (Espinoza *et al.*, 2023). Espinoza *et al.* (2023) y Rivera (2024) interpretaron la cronología de ciertos eventos de deformación en el área, a partir de termocronología de baja temperatura (U-Th/He) en circones y apatitos de plutones y sucesiones cretácicas y miocenas. Estas dataciones muestran un enfriamiento del hombro cretácico de la Cuenca de Abanico, interpretado como exhumación por extensión durante la apertura de la Falla Ancoa. Esto sería seguido de un calentamiento por soterramiento del basamento del bloque colgante de la cuenca durante el clímax del rift, asociado a la apertura de la Falla Mesamávida. Posteriormente, se habría producido un enfriamiento generalizado de las unidades cretácicas y miocenas en torno a los ~19-17 Ma, inferido como un evento de inversión tectónica asociado a la reactivación de las fallas Mesamávida y Ancoa, además de otro evento de enfriamiento en torno a los *ca.* 14-10 Ma en los plutones del área y un posible evento adicional en torno a los *ca.* 7 Ma, ambos asociados a la progresión de la compresión.

En este trabajo, se busca verificar si el modelo conceptual de evolución tectónica propuesto por Rivera (2024) y Espinoza *et al.* (2023) es compatible a partir de un modelamiento cinemático de la deformación. Para esto se han elaborado secciones estructurales balanceadas mediante modelamiento *forward* los cuales se integran con la termocronología de baja temperatura (U-Th/He en circones y apatitos) y la historia geológica local mediante el *software MOVE*.

La investigación concluye que la evolución tectónica cenozoica de la vertiente occidental de la Cordillera Principal, a la latitud de 36°S, está marcada por una transición de un régimen extensional durante el Eoceno tardío-Mioceno Temprano (~35-19 Ma) a un régimen compresivo en el Mioceno Medio-Superior (~19-7 Ma). Durante la etapa extensional, la Falla Ancoa y la Falla Las Zorras facilitaron la apertura de la Cuenca de Abanico y la acumulación de hasta aproximadamente 4000 m de depósitos volcanosedimentarios. Paralelamente, la Formación Colbún se depositó bajo el control de la Falla Mesamávida.

En el Mioceno Temprano, se registra un cambio hacia compresión con la reactivación de las fallas Ancoa y Mesamávida como fallas inversas, generando pliegues asimétricos y exhumación acelerada entre 19-17 Ma, respaldado por datos termocronológicos. Un segundo pulso compresivo entre 14-7 Ma facilitó el emplazamiento de cuerpos intrusivos y la deformación de unidades más jóvenes como la Formación Curmallín. La integración del modelamiento *forward* y los datos termocronológicos confirma un proceso de inversión tectónica diacrónica, controlado por la reactivación de fallas preexistentes, en concordancia con un contexto de subducción activa en el margen occidental sudamericano.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En los Andes del Sur entre los 33° y 45° S, se desarrollaron una serie de cuencas extensionales de intra-arco durante el Eoceno ‘tardío’ hasta el Mioceno Temprano, las cuales se habrían rellenado de secuencias volcano-sedimentarias (Jordan *et al.*, 2001). Particularmente, se propone que, entre los 33° y 36° S en la Cordillera Principal de la Región del Maule, la cuenca de Abanico se habría desarrollado sobre basamento Mesozoico, en donde se agrupan depósitos volcánicos, volcanosedimentarios y subordinadas rocas plutónicas (Charrier *et al.*, 2005).

El área de estudio comprende la vertiente occidental de la Cordillera Principal a la latitud de los ~ 35.5°S. Es importante destacar que en el margen comprendido por la Depresión Central y la Cordillera Principal a la latitud que comprende este trabajo, la cantidad de estudios es escasa. Recientemente, se ha propuesto un esquema estructural que distingue distintos dominios estructurales los cuales estarían delimitados por la presencia de dos fallas denominadas Falla Mesamávida (Sepúlveda, 2019, Vega, 2021) y Falla Ancoa, ambas fallas inversas de orientación NNE, y vergencia hacia el oeste (Espinoza *et al.*, 2022; 2023). Estos últimos autores sugieren que ambas fallas habrían correspondido inicialmente a fallas normales ocurridas durante el régimen extensional de la Cuenca de Abanico, y luego se reactivarían como fallas inversas. Así, la actividad extensional de la Falla Ancoa habría permitido la deposición de la Formación Abanico durante el Eoceno ‘tardío’ al Mioceno Temprano (*ca.* 38 a 24 Ma), mientras que, durante un segundo pulso extensional asociado al clímax del rift (*ca.* 23 a 19 Ma), la Falla Mesamávida habría facilitado la deposición de la Formación Colbún (Espinoza *et al.*, 2023; Rivera, 2024). Respecto a la temporalidad de los procesos extensivos que permitieron la formación de estas cuencas, estos han sido relacionados a la evolución de las unidades litoestratigráficas asociadas (Espinoza *et al.*, 2023; Contreras *et al.*, 2024).

Por otro lado, la edad del inicio de la actividad contraccional no ha sido determinada con precisión a esta latitud en los Andes de Chile. En tal sentido, se ha planteado una edad diacrónica para el inicio de la compresión de norte a sur. Así, la edad del inicio de la inversión tectónica a los 33-34°S comenzaría a los *ca.* 25 Ma (Charrier *et al.*, 2005), mientras a los 36°S en Argentina, la

compresión comenzaría aproximadamente a los 16 Ma (Giambiagi *et al.*, 2012). Aun así, no existen datos específicos que permitan identificar la transición de extensión a compresión en la vertiente occidental de la Cordillera Principal en el área de estudio.

Respecto a la edad de los procesos extensivos que permitieron la formación de cuencas, estas se encuentran bien delimitadas en el área de estudio gracias a un reciente incremento en edades U-Pb en las secuencias cenozoicas (Espinoza *et al.*, 2023; Venegas *et al.*, 2023; Contreras *et al.*, 2024). Respecto al inicio de la actividad contraccional, Espinoza *et al.* (2023) y Rivera (2024) proponen una cronología para delimitar el evento que habría alzado las unidades comprendidas entre las Fallas Mesamávida y Las Zorras en torno a los ~19-17 Ma, mediante el uso de termocronología (U-Th)/He de baja temperatura en circones y apatitos, los que fueron extraídos de muestras de plutones y secuencias cretácicas a miocenas de la zona de estudio.

Por medio del presente trabajo, se busca testear el modelo conceptual de evolución tectónica propuesto por Rivera (2024) y Espinoza *et al.*, (2023) a través de la elaboración de secciones estructurales balanceadas mediante modelamiento *forward*, basándose en la información de la geología local y la termocronología de baja temperatura (U-Th/He en circones y apatitos), con el propósito final de construir un modelo admisible y viable.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. OBJETIVO GENERAL

Analizar los procesos de deformación cenozoica en la vertiente occidental de la Cordillera Principal (36° S) mediante la integración de secciones estructurales balanceadas y la historia termal de las unidades cretácicas a miocenas.

1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Construir un perfil estructural que represente la deformación actual del área de estudio.
- Elaborar una serie de secciones que representen la evolución de la deformación cenozoica a través de modelamiento *forward*.
- Analizar el modelo estructural generado para comprender sus alcances, limitaciones y fuentes de error.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

La zona de estudio está ubicada en la vertiente occidental de la Cordillera Principal en la séptima región del Maule, Chile. Está comprendida entre las latitudes $35^{\circ}37'$ - $36^{\circ}00'$ y las longitudes $71^{\circ}35'$ - $70^{\circ}51'$. La extensión del área incluye parte de la zona urbana de Linares, la totalidad de Colbún y San Clemente.

El ingreso por el sector norte del área es por la ruta 115-CH accediendo desde San Clemente, esta ruta termina en el Paso Fronterizo Pehuenche. El acceso por la zona sur del área de estudio es por la ruta L-39 hasta el Embalse Ancoa o por la ruta L-429 bordeando el río Ancoa. Desde la ciudad de Linares ubicada en el sector Oeste del área se ingresa por la ruta L-11. En la Figura 1.1 se puede apreciar el mapa de ubicación y accesos del área de estudio.

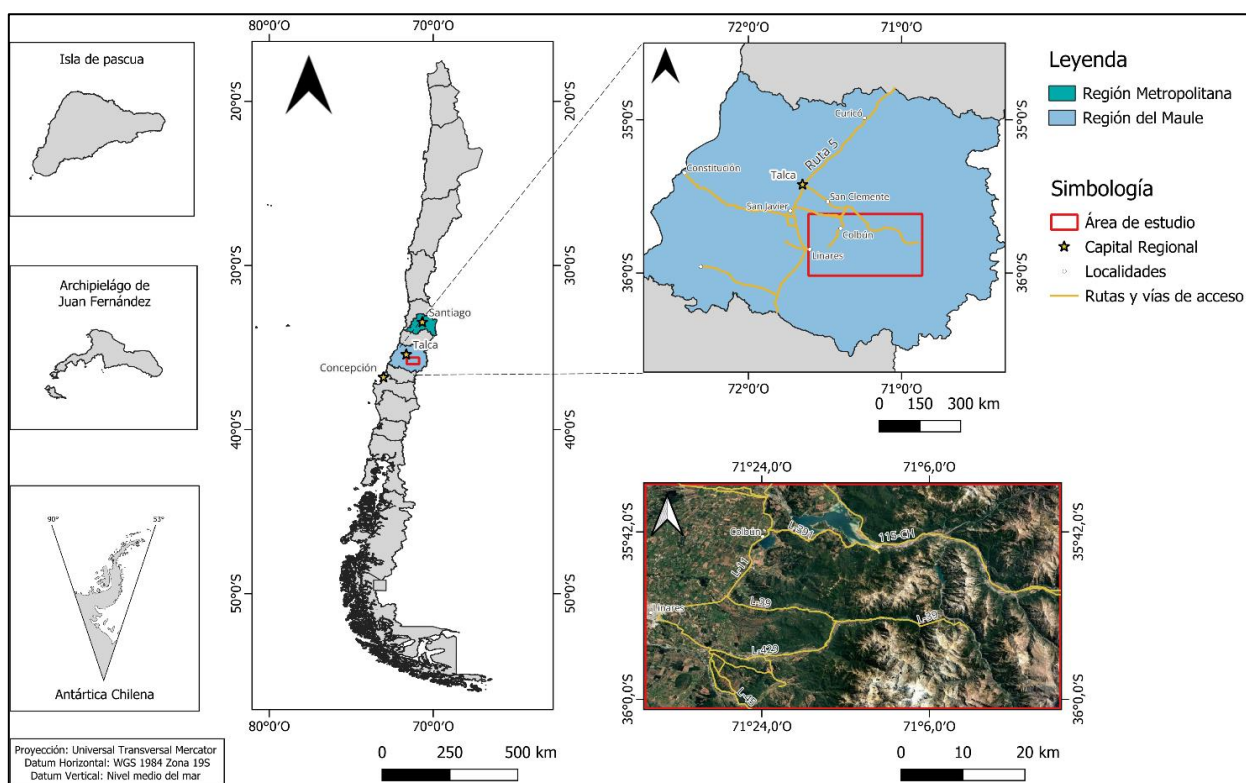


Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos.

1.4. TRABAJOS ANTERIORES

En 1962 se publicaron los resultados del primer estudio a nivel regional, con un mapa geológico a escala entre los 35° y 38° S abarcando un área de 19.000 Km^2 . En el trabajo se describen diez

formaciones que incluyen rocas volcánicas, sedimentarias mesozoicas y cenozoicas, detalladas en dos ciclos marinos. El primero que se extiende a lo largo del Jurásico mientras que el segundo se desarrolla a finales de este (González y Vergara, 1962).

Posteriormente, Drake (1976) reportó nuevas edades para rocas ígneas utilizando el método de datación K-Ar, lo que permitió interpretar la tectónica asociada a la región con mayor precisión. Refinó las edades previamente definidas por González y Vergara (1962) y asignó una edad de 62 Ma al Plutón El Melado, la cual fue actualizada en un estudio posterior (Drake, 1982). En 1984, Muñoz y Niemeyer llevaron a cabo un estudio detallado en la Hoja Laguna del Maule, donde agruparon diez unidades litoestratigráficas que abarcan desde el Triásico hasta el Holoceno, además de redefinir la Formación Cura-Mallín.

En 1999, Vergara y colaboradores realizaron un estudio geoquímico, geocronológico y petrográfico de la Formación Colbún, lo que permitió subdividirla en dos miembros. Este análisis también facilitó la identificación de la fuente y los procesos que intervinieron en la formación y evolución del magmatismo durante el periodo que va desde el Eoceno superior hasta el Mioceno medio. El estudio concluyó que la unidad se formó en un contexto geotectónico de intra-arco, posterior a una orogenia y con características extensionales.

Luego en 2008, Spikings y colaboradores publicaron nuevos datos geocronológicos y termocronológicos entre los 35° y 38°S, manifestando nuevas edades para el Batolito El Melado (85,5 Ma; Ar/Ar en hornblenda y 16,4Ma; Ar/Ar en biotita). Mediante el modelamiento de las historias de enfriamiento de los cuerpos intrusivos, propusieron una evolución tectónica para la región mencionada. Nuevos antecedentes estratigráficos y dataciones surgieron para el valle superior del Maule a los 35°-50° S, para las rocas asignadas a la formación Abanico y Batolito el Melado.

Recientemente se llevó a cabo un estudio petrográfico, geoquímico y geocronológico en el prospecto Brahma, permitiendo determinar la cronología y evolución de la mineralización y rocas intrusivas presentes (Díaz *et al.*, 2020; Espinoza *et al.*, 2023; Rivera 2024). Además, aportó nuevas dataciones para el Batolito El Melado.

1.5. AGRADECIMIENTOS

Para comenzar, extiendo mis agradecimientos al Dr. Mauricio Espinoza Vargas y su Proyecto Fondecyt Postdoctorado 3200348: “*Long-term structural evolution of the western andean slope and its control on the west-vergent seismogenic front (Chile, ~36° S)*”. Su apoyo y mentoría permitieron el desarrollo de la presente investigación y la posibilidad de asistir al Congreso Geológico Argentino del año 2024. Le expreso también mi gratitud a la profesional Camila Rivera Ormeño por su gran disposición y paciencia en las retroalimentaciones, revisiones y resolución de dudas.

Sin lugar a duda, agradezco profundamente a mi familia. En primer lugar, a mis padres, Iván y Oldenis. Mis hermanos, Bárbara e Iván Mauricio, mis cuñados y sobrinos. Ustedes son los pilares para lograr este cometido. Su constante apoyo y amor me han guiado en los momentos de duda y dolor que acompañaron este largo proceso universitario. La idea de volver a Cauquenes a estar juntos y disfrutar como la familia unida que somos, siempre me reconfortó para dar un paso más.

Le doy las gracias a las amistades que forjé en la universidad, los Cotermitos, los Guatones y Guatonas, mis grupos con personas maravillosas que compartimos grandes momentos y nos apoyamos en el dolor, su compañía y cariño los llevaré conmigo a lo largo de los años. A Geraldine por escuchar, aconsejarme y volverse una gran amiga y pilar estos últimos años de carrera. A Camila por tu constante apoyo y confianza, en conjunto con Vicente me mostraron el lindo mundo de la escalada y la vida en la montaña, evidentemente me alegra llamarlos cordada. A Joaquito, sin duda te volviste una gran amistad en muy poco tiempo y hasta hoy sigo aprendiendo de lo que decidiste.

Por último, pero no menos importante, le doy las gracias a la familia que encontré en “El Quincho”, Nicolás y Milena son nuevos hermanos que me acompañarán en la vida y les agradezco de todo corazón su amor. A don Hernán por tantas palabras para guiarme en el camino que sé son su forma de expresar el cariño que compartimos. A Rodrigo y Sebastián por tantas risas, estrés y días de barra compartidos. Y a todos mis compañeros de trabajo que significaron un lugar seguro cuando se sentía la presión de la universidad. Ustedes me vieron madurar en los 4 años y no tengo palabras para explicarles cuán agradecido estoy.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1.1. GENERALIDADES

En el área de estudio en la región del Maule a los 36°S, la vertiente occidental de la Cordillera Principal de los Andes se caracteriza geológicamente por afloramientos de roca pertenecientes al Cenozoico y Mesozoico, que se encuentran dispuestos en dirección norte-sur. En esta área predominan las rocas cenozoicas, principalmente de cuencas volcano-tectónicas del Oligoceno-Mioceno, invertidas junto con la deposición de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias del Mioceno inferior-Plioceno (Charrier *et al.*, 2002). Estas unidades se asocian a intensa actividad eruptiva, erosión y sedimentación (Vergara *et al.*, 1999; Spikings *et al.*, 2008; Cabezas *et al.*, 2018). Las rocas que predominan en el área de estudio son aquellas asociadas al cinturón cenozoico principalmente a las formaciones Abanico y Colbún, que se extienden desde el Eoceno superior hasta el Mioceno inferior. La deposición de estas sucesiones se vincula actualmente con cuencas extensionales de margen activo (Jordan *et al.*, 2001; Charrier *et al.*, 2002; Charrier *et al.*, 2005; Fock *et al.*, 2006).

2.1.2. ROCAS ESTRATIFICADAS

2.1.2.1. Formación Las Chilcas (Aptiano - Albiano)

Definida por Thomas (1958) corresponde a una unidad volcano-sedimentaria de origen continental, que agrupa depósitos calcáreos, volcanoclásticos y silicoclásticos, que afloran desde la Cordillera de la Costa hasta la Cordillera Principal de la zona central de Chile. Es posible encontrar variaciones respecto a su espesor de aproximadamente 6.000 m y según Boyce *et al.* (2020) de ca. 3.000 m.

Contreras y Schilling (2021), a través de métodos K-Ar, Ar-Ar y U-Pb, logró obtener seis nuevas dataciones que restringen la edad de deposición de esta unidad al intervalo de 110-116 Ma. Por su parte, Contreras *et al.* (2024) identifican esta formación en la región central del área de estudio, describiéndola como una franja con orientación norte-sur, conformada principalmente por litologías volcanoclásticas que incluyen intercalaciones sedimentarias correspondientes al Aptiano-Albiano.

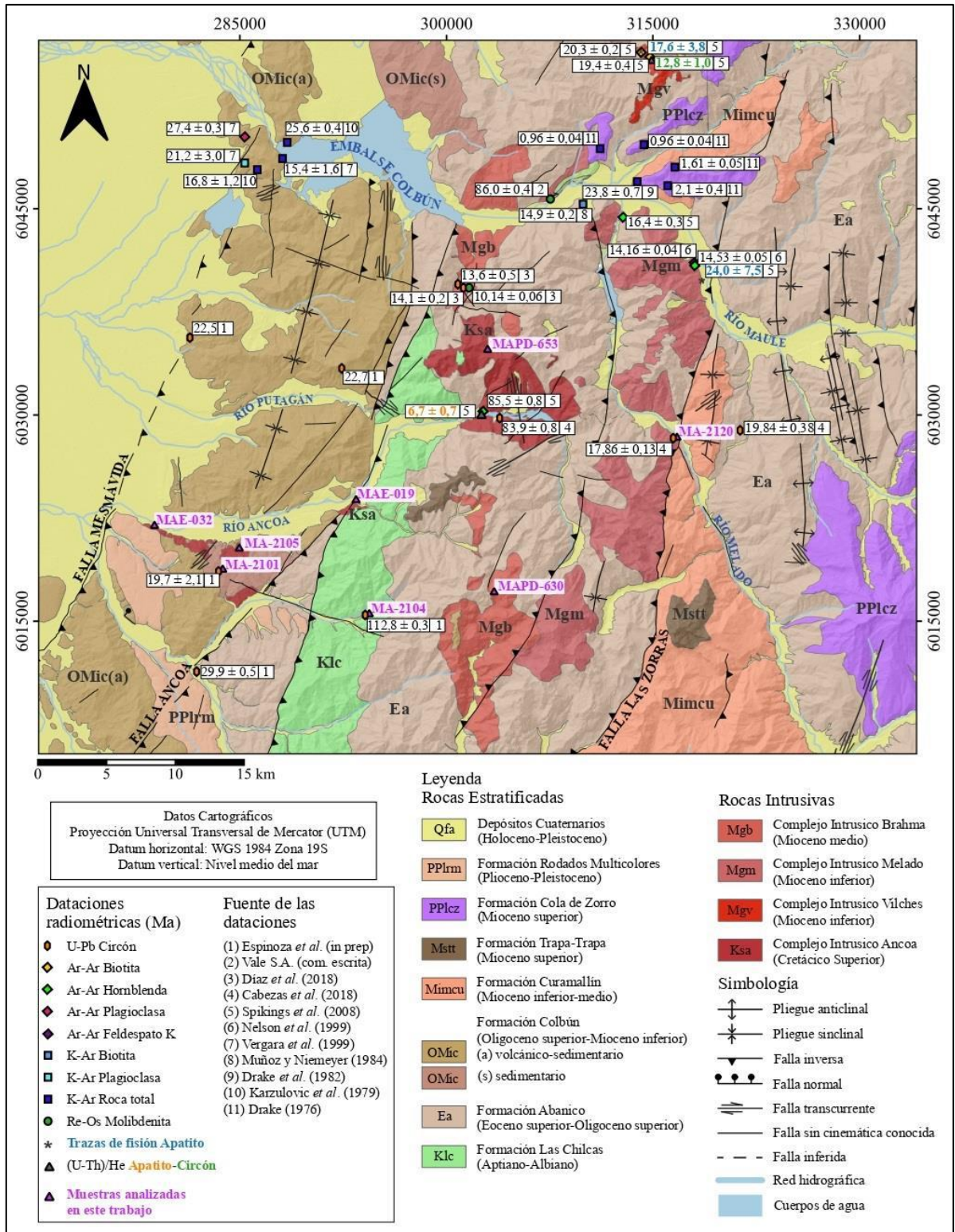


Figura 2.1: Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de Contreras *et al.* (2024), Astaburuaga (2014), Sielfeld *et al.* (2019) y Duhalde y Rehnfeldt (1981). Extraído de Rivera (2024).

Según Contreras y Schilling (2021) la Formación Las Chilcas se encuentra subyacente en contacto discordante por erosión con la Formación Abanico y se dispondría de forma discordante sobreyaciendo a la Formación Lo Prado entre $\sim 33^{\circ}\text{S}$ - 34°S .

2.1.2.2. Formación Abanico (Eoceno superior - Oligoceno superior)

Es definida por Aguirre (1960) como secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias clásticas terrígenas, compuesta por sucesiones de brechas volcánicas y lavas que tienen composición desde básica a intermedia, intercalaciones sedimentarias subordinadas y tobas de composición ácida y tendría un espesor aproximado de 3000 m (Charrier *et al.*, 2002; Fock, 2005; Canales, 2022).

Según Fock (2005) se encontraría en discordancia erosiva sobre la Formación Lo Valle, por otra parte, en la vertiente occidental de la Cordillera Principal, controlado por el Sistema Estructural Pocuro se encuentra en contacto con la Formación Las Chilcas, e infrayace en discordancia angular con la Formación Farellones (Machuca, 2017; Aguirre, 1960).

Contreras *et al.* (2024) reconoce esta unidad en el área de estudio como una sucesión piroclástica compuesta de tobas de lapilli líticas y vítreas, con un espesor máximo observado cercano a los 800 m. Además, de acuerdo con nuevas dataciones radiométricas U-Pb, se estima una edad de deposición entre *ca.* 35 y 25 Ma. El contacto con la unidad suprayacente Colbún se infiere como pseudoconcordante a disconforme hacia el sur del lago Colbún, debido a la pobre exposición de las capas en el sector. Por otro lado, al sur del río Ancoa, este contacto se interpreta como de origen estructural a través de la Falla Ancoa. Finalmente, la formación se dispone sobre las unidades cretácicas presentes en el área sin observarse claramente la superficie de contacto (Contreras *et al.*, 2024).

2.1.2.3. Formación Colbún (Oligoceno superior - Mioceno Inferior)

Definida originalmente por Karzulovic *et al.* (1979). Esta unidad se caracteriza en el área de estudio por varios tipos de productos volcánicos, intruidos por cuerpos subvolcánicos y diques. En un principio, Karzulovic subdividió esta formación en tres unidades, pero posteriormente, Vergara *et al.* (1999) las separa en dos miembros principales separadas por un contacto erosivo: miembro inferior y miembro superior.

El miembro inferior de edad Eoceno Superior-Oligoceno superior (edades Ar-Ar y K-Ar entre 35,3 a 27,4 Ma) está compuesta de una subunidad silíceas (Litofacies inferior) que contiene 200 m de rocas silíceas hacia la base, seguido de alrededor de 50 m de brecha volcánica y 80 m de material volcanoclástico, y una subunidad básica (Litofacies superior) compuesta de 500 m de depósitos volcanoclásticos, mayormente flujos de detritos, algunos con estructuras de tracción, y la unidad superior está compuesta de alrededor de 100 m de basaltos, andesitas y flujos piroclásticos (Vergara *et al.*, 1999). Esta unidad aflora ampliamente al oeste del arroyo Los Hornitos. Cabezas *et al.* (2018) presentan nuevas edades de circones U-Pb en rocas volcánicas, resultando en edades del Mioceno medio (Piquer *et al.*, 2023).

El miembro superior correspondiente al Mioceno Inferior-Medio (20,3 a 15,4 Ma en base a edades Ar-Ar) está compuesto de flujos basálticos y flujos piroclásticos ignimbríticos. A partir de las similitudes petrográficas y temporales puede correlacionarse con la Formación Abanico (Vergara *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2007). Las rocas volcánicas de esta unidad poseen afinidades toleíticas, lo cual sería indicativo de poco espesor cortical y no evidencia grandes variaciones a través del tiempo (Vergara *et al.*, 1999; Chap, 2019).

Originalmente, esta formación está expuesta en la Precordillera de Linares a los 35°S, formando una faja NNE de 11 Km de ancho y 70 Km de largo (Karzulovic *et al.*, 1979). Depositada en una cuenca continental de rápida subsidencia y de volcanismo activo (Quinteros, 2016).

2.1.2.4. Formación Curamallín (Mioceno Inferior - Mioceno Medio)

La Formación Curamallín, descrita inicialmente por González y Vergara (1962) se encuentra en la Cordillera Principal de la Región del Biobío, entre los 36° y 39°S, y es una unidad geológica que se extiende a lo largo de una franja discontinua con rumbo aproximadamente norte-sur correlacionable con la Formación Abanico (Flynn *et al.*, 2008). Esta formación se caracteriza por una sucesión de sedimentitas clásticas continentales, intercaladas con volcanitas como queratófidos y porfiritas cuarcíferas, alcanzando un espesor de hasta 3.000 m, aunque su espesor promedio ronda los 1200 m (Jordan *et al.*, 2001). La unidad se divide en dos miembros: el Miembro inferior Río Queuco, compuesto por rocas de origen volcánico, como tobas y brechas, junto con coladas de lava dacíticas y andesíticas subordinadas, y el Miembro superior Malla-Malla, que contiene una mayor

proporción de rocas sedimentarias, como areniscas, conglomerados, lutitas y niveles calcáreos y carbonosos de origen continental (Muñoz y Niemeyer, 1984).

La deposición de esta formación ocurrió bajo la interacción de ambientes fluviales y lacustres, con el aporte constante de material piroclástico, epiclástico y terrígeno derivado de una continua actividad volcánica y la erosión de rocas más antiguas (Muñoz y Niemeyer, 1984). De acuerdo con las dataciones radiométricas, tanto K-Ar como U-Pb, la edad de la formación se sitúa entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano, específicamente entre 19 y 14 Ma (Drake, 1976; Herriot, 2006; Cabezas *et al.*, 2018). Un conjunto de dataciones obtenidas en áreas cercanas a la Laguna del Laja (~37°S) muestra edades que oscilan entre $19,8 \pm 0,4$ Ma (U-Pb en circón; Cabezas *et al.*, 2018) y 13,7 Ma (Drake, 1976), lo que permite precisar el rango temporal de la unidad.

La Formación Curamallín sobreyace en discordancia a varias formaciones más antiguas. Hacia el norte, infrayace discordante a las rocas de la Formación Nacientes del Teno, los Estratos del Estero Cristales y la Formación Colimapu (González y Vergara, 1964).

En el área de estudio de este trabajo, la Formación Curamallín es reconocida por Contreras *et al.* (2024) como una unidad geológica que se extiende en una franja de orientación norte-sur en la zona oriental de la región. Esta formación está intruída por el Complejo Intrusivo Melado y, en varios puntos, se observa sobreyaciendo en discordancia a la Formación Abanico. De forma particular, en la quebrada Las Zorras, la Formación Curamallín entra en contacto por falla con la Formación Abanico debido a la acción de la denominada Falla Las Zorras.

2.1.2.5. Formación Trapa-Trapa (Mioceno Superior)

La Formación Trapa-Trapa, es descrita originalmente por Niemeyer y Muñoz (1983), se localiza al este de Curacautín, en la Región de La Araucanía, y consiste en una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas de origen continental. Esta unidad aflora principalmente en la Cordillera Principal, entre los 36° y 39°S, y se extiende hacia áreas como los afluentes del río Melado, donde fue asignada por Muñoz y Niemeyer (1984) a afloramientos específicos en el extremo suoriental de dicha región.

En cuanto a su rango de edad, las primeras dataciones K-Ar realizadas en el estero Las Catalinas indicaron un intervalo temporal entre $18,6 \pm 1,0$ Ma y $15,0 \pm 1,6$ Ma, mientras que en el estero Farías se obtuvo una edad más joven de $11,8 \pm 2,1$ Ma (Muñoz y Niemeyer, 1984b). Herriot (2006), por su parte, identificó edades similares en rocas de la Laguna del Laja, aunque las asignó a la Formación Curamallín. Estudios posteriores han refinado estas edades para la Formación Trapa-Trapa mediante dataciones Ar-Ar en plagioclasa, obteniendo valores de $10,1 \pm 0,2$ Ma, $9,1 \pm 0,1$ Ma y $8,9 \pm 0,1$ Ma (Contreras *et al.*, 2024). Adicionalmente, una nueva datación U-Pb en circón realizada en una toba del área asigna una edad aproximada de 10 Ma, consolidando el rango temporal de la unidad (Contreras *et al.*, 2024).

En el contexto local del área de estudio, esta formación se encuentra representada por tobas de lapilli y aglomerados piroclásticos, los cuales se disponen en aparente discordancia angular sobre las formaciones Colbún y Curamallín. El techo de la unidad coincide con el nivel actual de erosión, lo que sugiere una preservación limitada de sus componentes más recientes (Contreras *et al.*, 2024).

2.1.2.6. Formación Rodados Multicolores (Plioceno - Pleistoceno)

La Formación Rodados Multicolores, descrita por Hauser (1986), consiste en una sucesión de conglomerados oligomícticos compuestos en su mayoría por clastos de andesitas y basaltos. Esta formación aflora desde la Cordillera Principal hasta la Cordillera de la Costa, abarcando un rango latitudinal entre los $\sim 36^\circ\text{S}$ y $\sim 42^\circ\text{S}$, desde el río Maule hasta la Isla de Chiloé. Además de los conglomerados, incluye areniscas, limolitas y, en menor proporción, tobas. Su origen se interpreta como asociado a un ambiente fluvial, con la presencia de intercalaciones locales de depósitos laháricos y depósitos de piedemonte (Hauser, 1986; Encinas *et al.*, 2021). Basándose en estudios previos, se le asigna una edad del Plioceno-Pleistoceno, coincidiendo con el periodo de mayor actividad tectónica asociada al alzamiento de los Andes (Hauser, 1986).

En el área de estudio, esta formación aflora en su porción suroccidental y se caracteriza por la presencia de depósitos fluviales con aporte aluvial, depósitos aluviales con influencia fluvial, así como depósitos piroclásticos consistentes en tefra y cenizas volcánicas (Contreras *et al.*, 2024).

Estratigráficamente, esta unidad se dispone en paraconcordancia sobre la Formación Cola de Zorro y en discordancia erosional sobre las formaciones Curamallín y Colbún, además de intrusivos de edades miocenas y cretácicas. Su techo corresponde a la superficie de erosión actual (Contreras *et al.*, 2024).

2.1.3. ROCAS INTRUSIVAS

2.1.3.1. Complejo Intrusivo Ancoa (Cretácico Superior)

En primer lugar, estas rocas se asignaron al Batolito El Melado en el trabajo realizado por González-Ferrán y Vergara (1962), y según criterios de intrusión respecto a las Formaciones Abanico, Plan de los Yeuques y Colimapu, se les asignan edades pre-cretácico y post-cretácico Inferior.

En la carta San Clemente - Melado, Contreras *et al.* (2024), agrupa en este complejo intrusivo los plutones pre-cenozoicos presentes en el área, alcanzando una exposición de alrededor de 40 Km² donde además se reconoce y genera una subdivisión a partir de cuatro litofacies distintivas: tonalitas, presentes al cuerpo más occidental ubicado al sur de la Vega de Ancoa; granitos en el cuerpo más antiguo ubicado en el estero de la sombra con aproximadamente 1 Km² de superficie; dacitas ubicado en el cordón Las Romanzas y granodioritas, en el cuerpo más oriental que aflora en el cerro Peñasco o Relbún junto al embalse Ancoa. Las edades U-Pb obtenidas en circones permiten restringir la actividad magmática en un periodo de aproximadamente 10 Ma, *ca.* 90 a 80 Ma (Contreras *et al.*, 2024), edades acordes a las obtenidas por Spikings *et al.* (2008) de $85,5 \pm 0,8$ Ma mediante el uso del método Ar - Ar en hornblenda.

2.1.3.2. Complejo Intrusivo Vilches (Mioceno Inferior temprano)

González y Vergara (1962) incluyen las rocas de esta unidad en “Batolito El Melado”, sin embargo, Spikings *et al.* (2008) al realizar un estudio termocronológico de la zona, data los plutones cercanos al río Vilches y obtiene edades de 19,4 y 20,3 Ma con el método Ar - Ar.

Este complejo está conformado por rocas plutónicas e intrusivos hipabisales, ubicados en torno al río Vilches. Las litofacies que se distinguen de acuerdo con su composición son dacitas, granodioritas y dioritas cuarcífera (Contreras *et al.*, 2024).

Las dacitas y granodioritas intruyen las rocas de la Fm. Colbún mientras que las dioritas se encuentran en inconformidad bajo la unidad volcánica de la Fm. Cola de Zorro (Contreras *et al.*, 2024).

2.1.3.3. Complejo Intrusivo Melado (Mioceno Inferior tardío)

En el trabajo realizado por González-Ferrán y Vergara (1962) las rocas de esta unidad son incluidas en “Batolito El Melado” donde se menciona que predomina las facies ácidas sobre las básicas. Este complejo intrusivo está constituido por las rocas que afloran alrededor del río Melado y presentan composición granodiorítica y tonalítica. La edad estimada es en torno a los 18 – 16 Ma (Contreras *et al.*, 2024).

Respecto a las relaciones de contacto, los afloramientos de esta unidad intruyen rocas de la Fm. Curamallín y Fm. Colbún. La Fm. Cola de Zorro se encuentra sobre las rocas de este complejo intrusivo.

Las rocas se encuentran datadas identificándose edades miocenas por Spikings *et al.* (2008) de $16,4 \pm 0,3$ Ma mediante el método K-Ar en biotitas de muestras obtenidas en las cercanías del río Maule, por su parte, Cabezas *et al.* (2018) obtiene edades de $17,86 \pm 0,13$ Ma al utilizar el método U-Pb en circones de muestras recogidas en torno al río Melado.

2.1.3.4. Complejo Intrusivo Brahma (Mioceno Medio)

Las litofacies que constituyen este complejo intrusivo son granodioritas, dacitas porfíricas y gabros. Los afloramientos de esta unidad intruyen rocas de la Fm. Colbún y Fm Campanario en la zona de estudio. En la zona sur del río Maule, según las relaciones de corte de las rocas que componen el complejo permiten distinguir la granodiorita como la unidad más antigua (Contreras *et al.*, 2024).

Díaz *et al.* (2020) a partir de muestras de granodioritas obtiene edades de $14,3 \pm 0,08$ Ma, $11,1 \pm 0,1$ Ma y $9,1 \pm 0,1$ Ma utilizando el método U-Pb en circones. En la zona sur del río Maule por el método U-Pb en circones y método Re-Os en molibdenita se obtienen edades que rondan los 14 Ma y una edad de $10,14 \pm 0,06$ Ma. En las dacitas porfíricas (que afloran en la parte profunda del

complejo) se obtuvo una edad de cristalización de $9,28 \pm 0,23$ Ma, según los datos anteriormente expuestos, se infiere la existencia de por lo menos tres eventos mineralizadores en el Complejo Intrusivo Brahma, aproximadamente a la edad de 14, 12 y 10 Ma.

2.2. MARCO GEOTECTÓNICO

Los Andes corresponden a una franja elongada de aproximadamente 4.300 km de extensión, que se encuentra en dirección casi norte-sur. Es paralela a un margen continental activo caracterizado por la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana. Esta configuración del orógeno ha permanecido constante 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 (Jordan *et al.*, 1983; Charrier *et al.*, 2007; Oliveros *et al.*, 2020).

Desde el Proterozoico tardío hasta el Paleozoico tardío, el margen continental se desarrolló a través de la acreción de terrenos. Luego, posterior del período post-Triásico, se habría producido un cese temporal en la subducción, seguida por la subducción de las placas de Farallón y Aluk bajo la placa Sudamericana, lo que dio inicio al ciclo tectónico Andino en el Jurásico temprano (Charrier *et al.*, 2007). Sin embargo, estudios recientes (Oliveros *et al.*, 2020) han demostrado que la subducción continuó desde el Carbonífero superior hasta el Jurásico superior.

Durante la primera fase del ciclo Andino, que se extendió desde el Jurásico Inferior tardío hasta el Cretácico Inferior en la región central y centro-sur de Chile (30° - 39° S), predominó un régimen extensional a lo largo del margen occidental de Gondwana. Esto dio lugar a la formación de un arco magmático alineado con la actual Cordillera de la Costa, mientras se desarrollaba una extensa cuenca tras-arco hacia el este, conocida como la Cuenca Neuquén (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier *et al.*, 2007). La transición del Cretácico Inferior al Cretácico Superior implicó un cambio hacia condiciones tectónicas predominantemente compresivas en el margen, un proceso denominado la Fase Tectónica Peruana (Charrier *et al.*, 2007). Durante el Cretácico tardío-Paleógeno, entre los $34^{\circ}45'$ y $35^{\circ}30'S$, se observa evidencia de un periodo de deformación contraccional, que dio lugar al primer episodio de estructuración de la faja plegada y corrida de Malargüe. Esto resultó en la compartimentalización del sistema de antepaís y la formación de depocentros aislados, donde se acumularon los depósitos del Cretácico tardío (Tapia, 2015). La

inversión de la cuenca tras-arco originó una discordancia regional de gran relevancia (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier *et al.*, 2007; Tapia, 2015; Boyce *et al.*, 2020).

El período comprendido entre el Paleoceno inferior y el Eoceno inferior-medio se caracteriza por un aumento progresivo en la velocidad de convergencia, alcanzando los 2,2 cm/año a los 37°S entre los 56 y 47 Ma, junto con una rotación horaria en la dirección de la convergencia (Somoza y Ghidella, 2005). Luego entre el Eoceno medio y el Oligoceno (47-28 Ma), la subducción estuvo dominada por la placa de Farallón bajo el continente, una etapa marcada por una velocidad de convergencia relativamente constante (Somoza y Ghidella, 2005). Las condiciones extensionales predominantes favorecieron la formación de la Cuenca de Abanico, una cuenca de intrarco de gran extensión en Chile Central, entre los 29° y 39°S (Charrier *et al.*, 2007). Durante este período, se iniciaron la sedimentación de importantes depósitos volcánicos y sedimentarios (Charrier *et al.*, 2002), principalmente representados por la Formación Abanico entre los 33° y ~35°S, y Colbún a los 36°S (Vergara *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002). La firma geoquímica del volcanismo en esta etapa muestra un adelgazamiento cortical (Vergara *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002; Chap, 2019).

En el Oligoceno medio, la placa de Farallón se fragmentó, dando origen a las placas de Nazca y Cocos. A partir de los ~26 Ma, en el Oligoceno tardío, comenzó la subducción de la placa de Nazca en la mayor parte de la trinchera, con una convergencia ligeramente oblicua en el margen andino (Somoza y Ghidella, 2005). El inicio de esta etapa estuvo marcado por el desarrollo de un rollback de la placa subductante (Jordan *et al.*, 2001), asociado con un aumento en la velocidad de convergencia (Somoza y Ghidella, 2005; Quiero *et al.*, 2022). Las condiciones extensionales prevalecieron hasta el inicio del Mioceno temprano (Vergara *et al.*, 1999; Somoza y Ghidella, 2005).

Durante el Mioceno temprano, se registraron las tasas máximas de convergencia, coincidiendo con el inicio de la inversión de las cuencas extensionales del Oligo-Mioceno y la deformación de los depósitos en la región entre los ~33°-35°S (Jordan *et al.*, 2001; Charrier *et al.*, 2005). En este período, se depositó la Formación Farellones, que presenta características geoquímicas calcoalcalinas y firmas isotópicas corticales (Charrier *et al.*, 2002). Esta unidad se encuentra sobre la Formación Abanico, en discordancia (Charrier *et al.*, 2002; Farías *et al.*, 2010). Sin embargo, en

torno a los 36°S, se mantuvo un régimen extensional hasta el Mioceno medio, evidenciado por las firmas isotópicas primitivas de la Formación Colbún (Vergara *et al.*, 1999; Jordan *et al.*, 2001; Chap, 2019). Estas altas tasas de convergencia se mantuvieron hasta los 16 Ma, cuando ocurrió una desaceleración rápida durante el Mioceno medio, que coincidió con la migración del arco volcánico y el frente de deformación hacia el este (Quiero *et al.*, 2022). A principios del Mioceno tardío, entre los ~11 y 9 Ma, la convergencia se aceleró bruscamente, alcanzando una velocidad de 14 cm/año. En las zonas de los Andes Centrales, se registraron tasas significativas de acortamiento en el orógeno, alcanzando los 20 mm/año a los 30°S (Quiero *et al.*, 2022).

Finalmente, en los últimos 10 millones de años, la velocidad de convergencia ha disminuido drásticamente, alcanzando los 7,7 cm/año a los 37°S (Somoza y Ghidella, 2005). Esta desaceleración refleja un cambio significativo en la dinámica tectónica de la región, indicando un enfriamiento en la tasa de convergencia entre las placas tectónicas. Esta disminución podría estar vinculada a varios factores, como la evolución del sistema de subducción, la modificación de las condiciones térmicas en el manto superior o cambios en las características de las placas involucradas (Somoza y Ghidella, 2005; Quiero *et al.*, 2022).

2.3. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES DE CHILE CENTRAL A LS 36°S

La región de los Andes Centrales a los 36°S presenta una arquitectura morfoestructural compleja que refleja la historia evolutiva y la interacción dinámica entre procesos tectónicos de subducción, actividad magmática y una historia sedimentaria asociada. Esta latitud se caracteriza por la transición entre dominios tectónicos principales, marcados por la coexistencia de sistemas de cabalgamiento con vergencia oriental y occidental, que definen la evolución estructural y el relieve actual. A los 36°S de Chile se encuentran las unidades morfoestructurales de Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera principal, pero para efectos de este estudio, el enfoque está en las últimas dos (Figura 2.2).

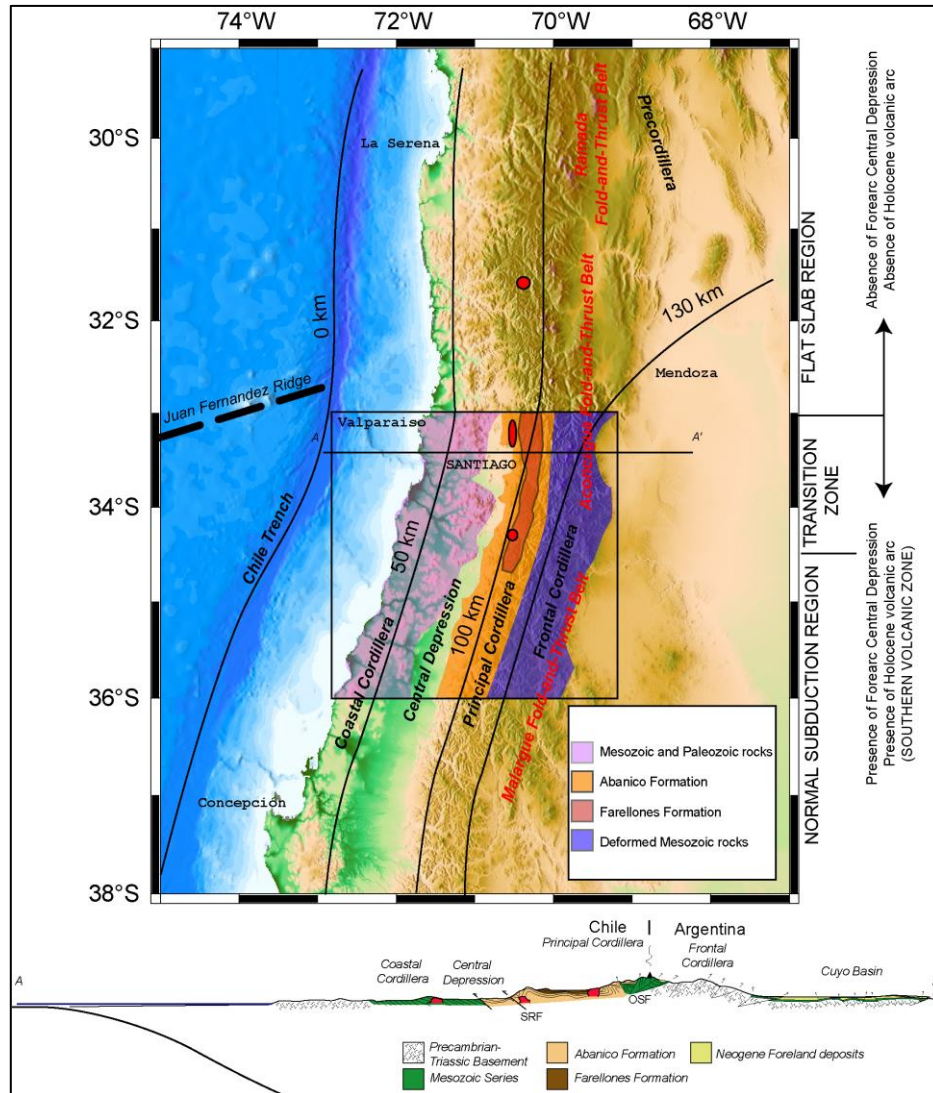


Figura 2.2: Mapa con unidades morfoestructurales de los Andes de Chile Central. Extraído de Farías, 2007.

La Cordillera de la Costa, ubicada al oeste de la cordillera de los Andes, constituye una de las principales morfoestructuras en esta región. Su evolución tectónica ha sido dominada por eventos de extensión y compresión desde el Paleozoico, evidenciado en la presencia de un basamento metamórfico Paleozoico y plutones costeros como el Batolito Costero, de edades jurásicas y cretácicas afectadas por fallas con orientaciones preferenciales NS (Wall *et al.*, 1999; Sellés y Gana, 2001; SERNAGEOMIN, 2003).

Siguiendo hacia el este, se encuentra la Depresión Central, que actúa como un depocentro tectónico que separa la Cordillera de la Costa de la Cordillera Principal. Este valle tectónico está relleno por sedimentos cenozoicos que incluyen depósitos aluviales, fluviales e ignimbríticos del Cuaternario (Farías *et al.*, 2008).

La Cordillera Principal, es la unidad más prominente entre los 33,5° y 39°S, con una elevación que fluctúa entre los 1.500 y 4.000 m que alberga el arco volcánico actual. Posee dos vertientes, la primera, la vertiente occidental está mayormente compuesta por rocas de cuencas volcano-tectónicas de edad oligo-miocena. Estas rocas habrían experimentado inversión tectónica mientras se depositaban las formaciones volcánicas del Mioceno inferior al Plioceno (Jordan *et al.*, 2001; Tassara y Yáñez, 2003). Por otro lado, en la vertiente oriental predominan los afloramientos cenozoicos algunas exposiciones de secuencias mesozoicas que muestran una fuerte deformación, son parte de la Faja Corrida y Plegada de Malargüe (Farías *et al.*, 2008; Astaburuaga, 2014), la cual se extiende entre los 34° y 36°S y donde predominan las estructuras con vergencia hacia el este (Giambiagi *et al.*, 2009).

2.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

2.4.1. FALLAS

En base a trabajos recientes en el área de estudio (Sepúlveda, 2019; Espinoza *et al.*, 2022; Vargas, 2023; Rivera, 2024), situada en la Cordillera Principal, se pueden definir tres dominios estructurales separados por tres estructuras principales orientadas NNE-SSW (Espinoza *et al.*, 2022). A los 36°S, el límite entre la Depresión Central y la Cordillera Principal tendría un origen tectónico, correspondiendo a la Falla Mesamávida (Sepúlveda, 2019). La Falla Mesamávida, ubicada en el margen occidental de la Cordillera Principal, forma parte del sistema Western Thrust System (WTS). Esta falla inversa, con un rumbo NE-SW, ha sido reconocida por su actividad neotectónica y capacidad de generar sismos de magnitud Mw 6.1-6.7. Los estudios paleosísmicos indican que esta falla continúa desplazando unidades cuaternarias, lo que resalta su importancia para el análisis de la sismicidad regional (Sepúlveda, 2019; Vega, 2021; Espinoza *et al.*, 2023).

Hacia el este, se encuentra la Falla Ancoa (FA), falla inversa de vergencia occidental con importancia cortical (Espinoza *et al.*, 2022), esta delimita dominios estructurales en la Cordillera

Principal. Su actividad está vinculada a la inversión tectónica de la Cuenca Abanico, donde ha controlado la deformación de secuencias volcánicas y sedimentarias del Oligoceno y Mioceno. Además, esta falla muestra evidencias de su participación en el levantamiento de bloques tectónicos durante eventos compresivos recientes (Espinoza *et al.*, 2023).

Por último, la Falla Las Zorras, ubicada en la quebrada homónima, presenta cinemática inversa con vergencia oriental y pone en contacto a la Formación Abanico con rocas de la Formación Curamallín (Vargas, 2023). Esta estructura estaría controlada por un *detachment* regional ubicado a ~6,2 km de profundidad y permitiría el emplazamiento del Complejo Intrusivo Melado de ~18 Ma (Vargas, 2023). El bloque estructural ubicado entre la FLZ y FA actuaría como un *pop-up* que explicaría el afloramiento de rocas de edad mesozoica en el área (Vargas, 2023).

3. MARCO TEÓRICO

3.1. MODELAMIENTO *FORWARD*

El modelamiento *forward* geológico o *forward modelling* es una herramienta útil en la geología estructural, la cual permite reducir la incertidumbre sobre la configuración de estructuras en la subsuperficie. Consiste en proyectar cómo las fuerzas tectónicas afectan una región o área determinada, generando modelos que representen la geometría general de las estructuras y los procesos cinemáticos que las moldean (Mount *et al.*, 1990). De esta forma, se obtiene una visión aproximada del estilo estructural predominante y su evolución tectónica. Para construir modelos *forward* es necesario incorporar algoritmos que incorporan principios cinemáticos, como los relacionados con pliegues generados por fallas, siguiendo las teorías de Suppe (1983). Estos modelos utilizan datos de superficie, como mapeo de estratos y dimensiones de las estructuras, para realizar proyecciones en profundidad, lo que permite comparar geometrías esperadas con datos reales y evaluar hipótesis estructurales.

Esta herramienta no solo es aplicable en geología estructural, también es útil para probar ideas sobre la evolución tectónica de una región. Al integrar múltiples líneas geológicas, como estratigrafía, sismología y termocronología, el modelamiento *forward* permite construir modelos coherentes a diferentes escalas. Estudios recientes de la región andina (Mardonez *et al.*, 2020; Giambiagi *et al.*, 2022) han demostrado su eficacia para analizar variaciones en estilos estructurales y validar hipótesis de deformación.

A su vez, posibilita la construcción de secciones estructurales balanceadas, lo que permite la comparación directa entre diferentes latitudes y contextos geológicos. Estos modelos, pueden integrarse con otras fuentes de datos para proporcionar una representación integral y ajustada de la corteza terrestre (Giambiagi *et al.*, 2022; Mackaman-Lofland *et al.*, 2022).

3.1.1. ALGORITMOS CINEMÁTICOS

3.1.1.1. Cizalla simple o *Simple shear*

Este modelo de deformación se caracteriza por ser no coaxial, como se muestra en la figura 3.1, lo que implica que las partículas de material rotan progresivamente durante el proceso de deformación, mientras el desplazamiento ocurre a lo largo de un plano de cizalla claramente definido (Fossen, 2016).

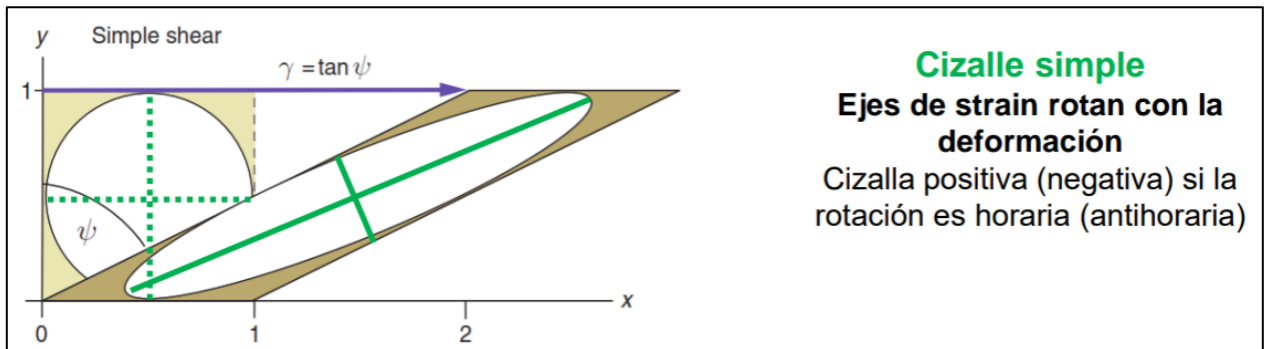


Figura 3.1: Diagrama de cizalla simple. Extraído de Fossen (2016).

En términos matemáticos, se describe mediante un tensor de deformación que muestra un desplazamiento diferencial lineal a lo largo del plano de cizalla, permitiendo analizar cómo los planos paralelos de material se deslizan unos sobre otros sin un cambio significativo en el volumen del material (Pollard y Fletcher, 2005). En el contexto geológico, esta deformación es común en las zonas de cizalla dúctil, donde las rocas experimentan deformación plástica bajo condiciones de alta presión y temperatura, generando estructuras como las milonitas y las bandas C-S, que actúan como indicadores cinemáticos del sentido y dirección del movimiento tectónico (Ramsay y Huber, 1987).

Además, la cizalladura simple produce estructuras asociadas como los porfiroclastos, las microestructuras sigmoides y las lineaciones de estiramiento, que son esenciales para inferir la historia tectónica de una región (Lister y Snoke, 1984). Este modelo de deformación es ampliamente utilizado para interpretar procesos tectónicos como la evolución de zonas de falla, orógenos y sistemas de subducción, diferenciándose de otros modelos como el trishear, que describe una deformación distribuida en forma triangular asociada a plegamientos y fallas inversas.

La comprensión de la cizalladura simple permite realizar reconstrucciones detalladas de eventos tectónicos y analizar la cinemática de las zonas de deformación en profundidad.

3.1.1.2. Cizalla simple inclinada

La cizalla simple inclinada o *Inclined simple shear* (ISS) corresponde a un modelo geométrico utilizado para describir la deformación del bloque colgante en fallas lítricas, tanto en contextos extensionales como en estructuras de inversión tectónica. Este modelo asume que la deformación ocurre a lo largo de planos inclinados, los cuales suelen ser paralelos a fallas sintéticas o antitéticas del bloque colgante. En sistemas extensionales, estas fallas están asociadas a pliegues tipo *rollover*, mientras que, en la inversión tectónica, la deformación genera anticlinales de inversión debido a la reactivación de fallas normales como fallas inversas (Yamada y McClay, 2003).

El modelo de cizalla simple inclinada ha sido comparado con otros enfoques geométricos, como la cizalla vertical con desplazamiento constante, el modelo de línea de desplazamiento y el deslizamiento flexural. Sin embargo, estos modelos tienden a sobrestimar la profundidad del despegue o simplificar la geometría del bloque colgante. En contraste, el modelo de cizalla simple inclinada ha demostrado ser más preciso al reconstruir la geometría de fallas lítricas en sistemas de inversión (Yamada y McClay, 2003).

Es importante destacar que los experimentos en caja de arena han demostrado que la deformación en sistemas de inversión puede aproximarse mediante el modelo de cizalla simple inclinada. En un experimento de inversión positiva, Yamada y McClay (2003) aplicaron una fase extensional seguida de una compresión y observaron que la deformación del bloque colgante se ajustaba a una cizalla inclinada con un ángulo de 32° y un acortamiento aparente de 8.9 cm. Este modelo permite estimar el ángulo de cizalla y la magnitud del acortamiento horizontal a partir de la geometría de la falla maestra.

3.1.1.3. Trishear

Este modelo cinemático propuesto inicialmente por Erslev (1991), aborda las limitaciones de los enfoques clásicos de pliegues kink paralelos y proporciona una representación más adecuada para

interpretar las variaciones en espesor y buzamiento de estratos observados en los flancos frontales de estructuras plegadas (Allmendinger, 1998)

El modelo trishear se basa en la distribución de la deformación dentro de una zona triangular con su vértice en la punta de la falla propagante. Este triángulo representa un gradiente de cizalla, en el que el movimiento varía desde la magnitud y dirección del deslizamiento en el límite superior de la zona hasta cero en el límite inferior (Hardy y Ford, 1997). Además, esta configuración triangular está relacionada con concentraciones de esfuerzo en el extremo de fallas ciegas, identificadas como regiones de alta cizalla en estudios teóricos (Pollard y Segall, 1987). Como se puede notar en la figura 3.2, la deformación dentro de esta zona no es homogénea, lo que genera adelgazamientos y engrosamientos en los bancos y contribuye a estructuras complejas. Zehnder y Allmendinger (2000) demostraron que esta zona puede no ser estrictamente simétrica, aunque esta configuración es común en la naturaleza.

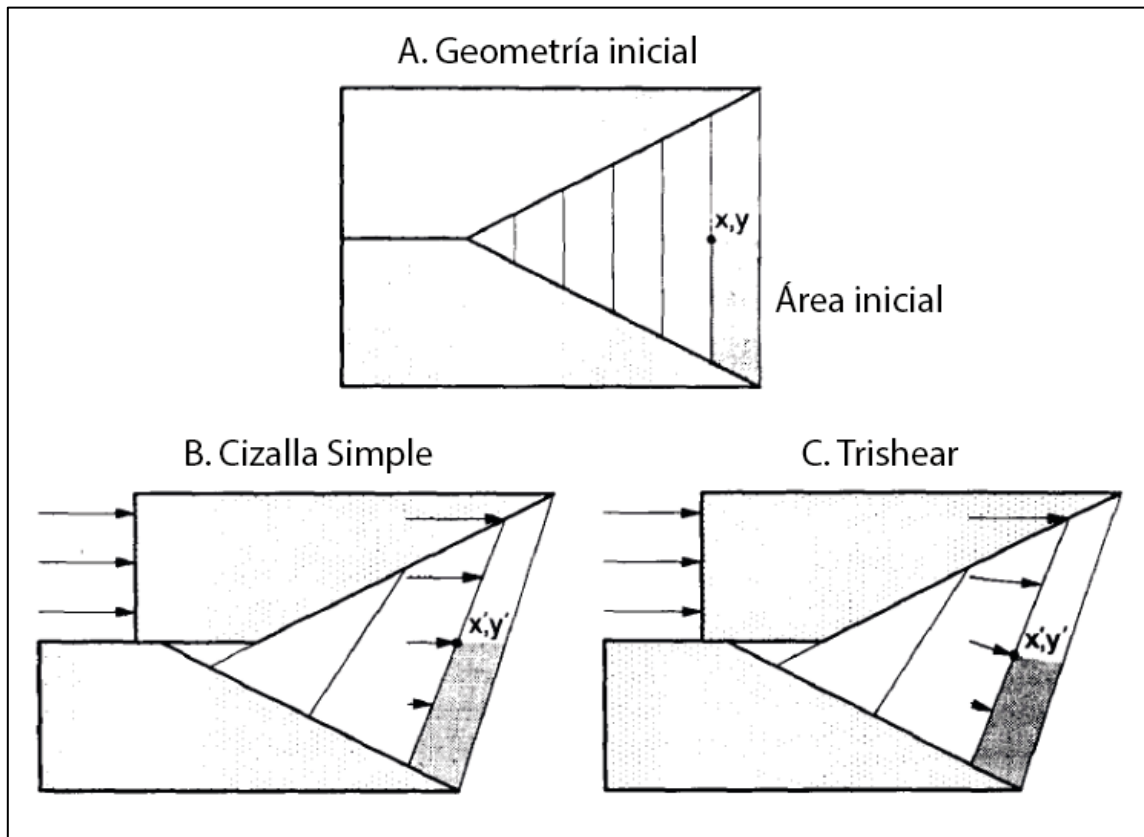


Figura 3.2: Representación de la geometría simplificada de cizalla triangular. Modificado de Erslev (1991).

Un parámetro importante del modelo es la relación entre la propagación de la falla y el deslizamiento, denominada razón P/S. Esta relación determina el estilo del pliegue, en la figura 3.3 se muestra que a valores de P/S mayores a uno generan pliegues abiertos con menor deformación interna, mientras que valores menos a uno producen flancos apretados y engrosamientos significativos de los estratos (Hardy y Ford, 1997; Allmendinger, 1998). Según Allmendinger (1999), esta relación tiene influencia mayor en la geometría resultante que el propio ángulo apical de la zona triangular. Además, la deformación en la zona puede trazarse como pseudo-elipses que permiten predecir patrones de fracturamiento en pliegues vinculados a *trishhear*.

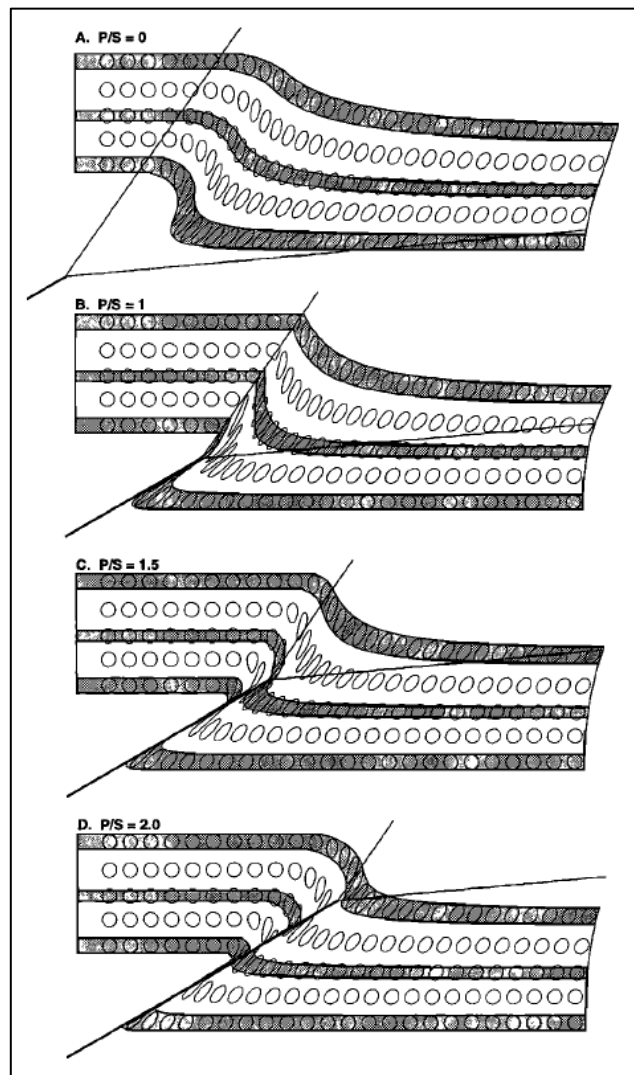


Figura 3.3: Representación del comportamiento de las capas al variar el valor de la razón P/S. Extraído de Allmendinger (1998).

El ángulo apical de la zona de *trishear* también controla la intensidad y distribución de la deformación. Ángulos pequeños concentran la deformación en una cuña estrecha, mientras que ángulos mayores difunden la deformación, generando estructuras menos intensamente deformadas (Hardy y Ford, 1997; Allmendinger, 1998). Esta configuración triangular, combinada con algoritmos desarrollados por Hardy y Ford (1997) y Zehnder y Allmendinger (2000), permite modelar estructuras balanceadas por área, lo que es crucial para reproducir estructuras naturales.

El modelo *trishear* se implementa mediante herramientas computacionales que permiten realizar modelados tanto directos como inversos. El modelado directo genera geometrías ideales al variar parámetros como el P/S y el ángulo apical durante el desarrollo de la estructura (Allmendinger, 1998). Esto permite interpretar estructuras complejas como pliegues amplios o apretados, dependiendo de los valores P/S, sinclinales en el bloque yacente y variaciones en el espesor y buzamiento de estratos en flancos frontales. Además, el modelo puede explicar patrones de estratigrafía de crecimiento asociados a estructuras activas (Hardy y Ford, 1997; Allmendinger, 1998).

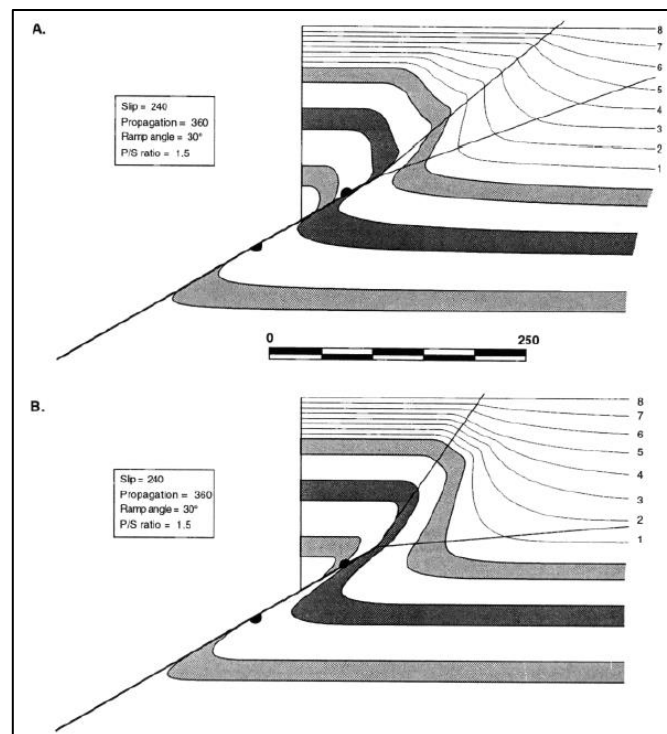


Figura 3.4: Representación de las variaciones en el ángulo apical de *trishear*. Extraído de Allmendinger (1998).

3.2. TERMOCRONOLOGÍA

Diciplina que se emplea para reconstruir la historia térmica de rocas y minerales, basándose en la relación entre la retención de productos nucleares, como isótopos hijos o daño acumulado por radiación, y su liberación en función del tiempo y la temperatura (Harrison y Zeitler, 2005). Entre los métodos más utilizados se encuentra el (U-Th)/He, que permite delimitar historiales térmicos en un rango que abarca desde $>300^{\circ}\text{C}$ hasta $\sim 20^{\circ}\text{C}$, dependiendo del sistema mineral. Los termocronómetros más comunes para estas aplicaciones son el circón y el apatito, debido a su carácter de minerales accesorios con contenido de U-Th en una amplia variedad de rocas (Flowers *et al.*, 2023b).

El método (U-Th)/He se fundamenta en la acumulación de Helio (^4He) generado por desintegración alfa en las series radiactivas de los isótopos ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th y ^{147}Sm (Farley, 2002). Se asume que la concentración total de ^4He en el cristal resulta de este proceso, representado mediante la siguiente ecuación (Figura 3.5):

$$^4\text{He} = 8 \text{ }^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \frac{^{235}\text{U}}{137,88}(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6 \text{ }^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) + \text{ }^{147}\text{Sm}(e^{\lambda_{147}t} - 1)$$

Figura 3.5: Ecuación de concentración total de ^4He . Extraído de Rivera, 2024.

En esta ecuación, los coeficientes asociados a los isótopos de U y Th indican la cantidad de partículas alfas emitidas dentro de cada serie de desintegración, λ corresponde a la constante de desintegración de cada isótopo, y t al tiempo de acumulación para el sistema (U-Th-Sm)/He (Farley, 2002; Dunai, 2005). Es importante destacar que, en la mayoría de los casos, la contribución del ^{147}Sm es insignificante y, por lo tanto, se omite en los análisis (Harrison y Zeitler, 2005).

La difusión del ^4He desde el cristal depende de la temperatura y de las propiedades del mineral. A medida que el sistema experimenta un enfriamiento, alcanza una "Zona de Retención Parcial" (PRZ, por sus siglas en inglés), donde el helio es retenido de manera parcial. En el caso del apatito, la PRZ se sitúa entre $\sim 40^{\circ}\text{C}$ y 80°C , mientras que en el circón se encuentra entre $\sim 130\text{-}140^{\circ}\text{C}$ y 200°C . Estos rangos pueden variar en función de las características composicionales y morfológicas

de cada grano cristalino (Farley, 2002; Flowers *et al.*, 2023b). Por debajo de la PRZ, el ^4He queda completamente retenido. Las temperaturas de cierre para el sistema son aproximadamente $\sim 60^\circ\text{C}$ en apatito y $\sim 180^\circ\text{C}$ en circón.

Para realizar dataciones termocronológicas, se mide la concentración de ^4He mediante desgasificación del cristal y espectrometría de masas, mientras que las concentraciones de ^{238}U y ^{232}Th se determinan con un espectrómetro de masas con plasma acoplado (ICP-MS) (Lossada, 2018).

Es importante señalar que la fecha termocronológica no necesariamente refleja la edad de la formación de la roca ni un evento de enfriamiento específico, ya que trayectorias térmicas diferentes pueden producir fechas similares (Ketcham, 2005; Malusà y Fitzgerald, 2020; Flowers *et al.*, 2023b). En este sentido, distintas trayectorias de tiempo y temperatura pueden resultar en la misma "fecha", como se puede observar en la Figura 3.6.

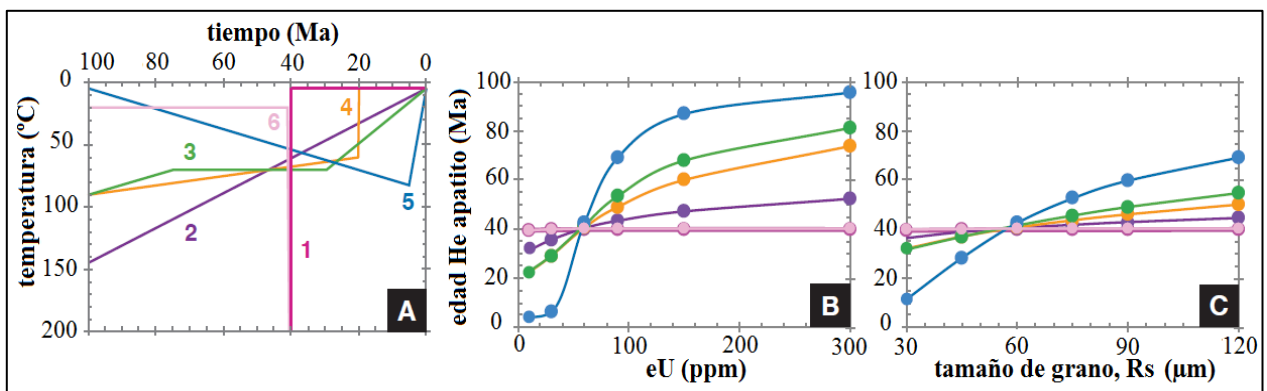


Figura 3.6: Ejemplo de trayectorias de tiempo y temperatura. A) Trayectorias tiempo-temperatura para un grano de apatito con un radio esférico equivalente (R_s) de $60\ \mu\text{m}$, eU de $60\ \text{ppm}$ y edad de enfriamiento de $\sim 40\ \text{Ma}$, asociadas a diferentes entornos geológicos. Enfriamiento volcánico (1), erosión de cratones (2), ruptura de cratones (3), erosión de fajas corridas y plegadas (4), enterramiento y exhumación encuenas (5), calentamiento por intrusión ígnea cercana a la superficie (6). B) Tendencias de edad de He predichas para distintas concentraciones de eU para las seis trayectorias. C) Tendencias de edad de He predichas para distintos tamaños de grano. Extraído de Murray *et al.*, 2022.

3.3. DEFORMACIÓN UNIDIMENSIONAL

La deformación unidimensional en la geología estructural se refiere a los cambios en la longitud de líneas u objetos lineales en una sola dirección. Si bien una línea que se extiende o acorta no cambia su forma, la variación que experimenta en su longitud es fundamental para describir la deformación en distintos contextos geológicos, como fallamiento, pliegues y evolución de cuencas extensionales y orogénicas (Ramsay, 1967).

El concepto de elongación (e o ε) es utilizado para cuantificar estos cambios y se define según:

$$e = \frac{l - l_0}{l_0}$$

Donde l_0 es la longitud inicial y l es la longitud final tras la deformación. Si el valor de e es positivo, indica extensión, mientras que un valor negativo representa contracción.

En el análisis estructural de rifts y cuencas extensionales, se utilizan factores de deformación como el estiramiento (s), definido como:

$$s = 1 + e = \frac{l}{l_0}$$

Este parámetro es clave para evaluar la evolución tectónica en contextos extensivos. En algunos estudios, se hace referencia al factor β para describir el mismo concepto, especialmente en la cuantificación de la extensión cortical en cuencas tectónicas (Davis y Reynolds, 1996).

4. METODOLOGÍA

Para la elaboración de esta investigación, es posible identificar dos flujos de trabajo principales. En primer lugar, una etapa de recopilación bibliográfica, que sirvió de base para comprender la geología regional y local, junto a los diferentes eventos que afectaron la zona de estudio. En segundo lugar, la construcción de secciones estructurales balanceadas interpretando la historia termal de las muestras cretácicas a miocenas obtenidas de Rivera (2024), con el fin de obtener de un modelo cinemático que explicaría la deformación en el área.

4.1. RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA

Para comenzar cualquier investigación, una recopilación bibliográfica se vuelve una herramienta fundamental para tener una base sólida de conocimientos y generar buenos resultados. El estudio del material disponible respecto a la temática a desarrollar permite no redundar con relación a trabajos ya publicados y a seguir avanzando en materia científica, a su vez, el hecho de citar investigaciones confiables aporta credibilidad al estudio en desarrollo.

Dentro de los trabajos previos que se han considerado como base en esta investigación se encuentran: el estudio de la historia termal de las muestras cretácicas a miocenas obtenidas por Rivera (2024) presentado en la figura 4.1; el análisis estructural de la Cordillera Principal en el Cajón del Melado realizado por Vargas (2023); la paleosismología de la falla Mesamávida de Vega (2021); en la figura 4.2 se muestran los estudios de la evolución estructural de la vertiente occidental de los Andes en Chile central (36°S) de Espinoza *et al.* (2022; 2023) y su vez la traza del perfil que se utilizó para la construcción de secciones de este trabajo y por último estudios de Contreras *et al.* (2024). Estos trabajos abordan temáticas alrededor del área de estudio, destacando el realizado por Rivera (2024) con el cual se obtiene la data de la historia termal de las muestras cretácicas a miocenas que son la base para realizar el modelo termocinemático en esta área y el perfil realizado por Espinoza *et al.* (2023) el cual sirve como referencia para el producto de este trabajo. Para el uso de *forward* se consultó el trabajo de Allmendinger (1998) que se basa en el modelamiento numérico inverso y directo de pliegues de propagación de *trishear fault*; y el libro de geología estructural de Fossen (2016).

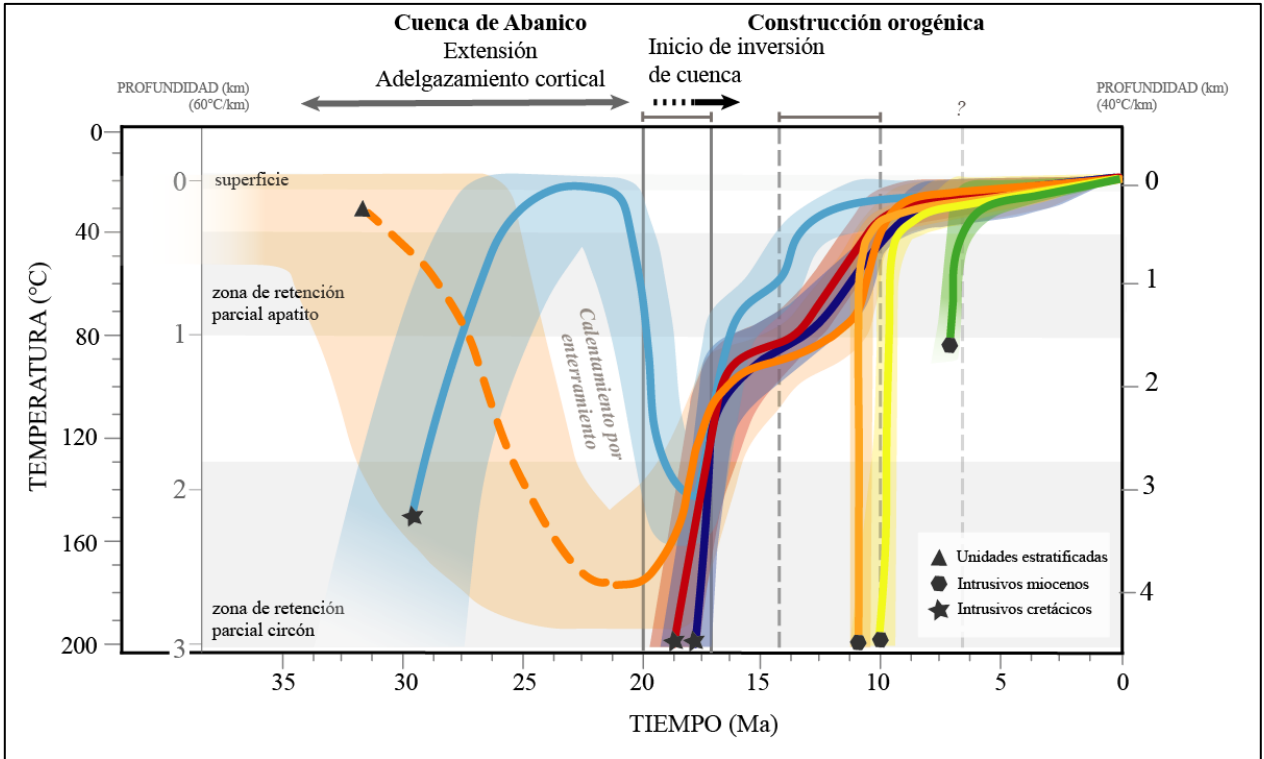


Figura 4.1: Diagrama de envolvente de las trayectorias térmicas interpretadas y la relación temporal que tienen con escenarios tectónicos interpretados. Extraído de Rivera (2024).

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.

Para el caso de este trabajo, el perfil guía al cual se debería llegar tras la modelación en el *software* corresponde a la figura 4.3.

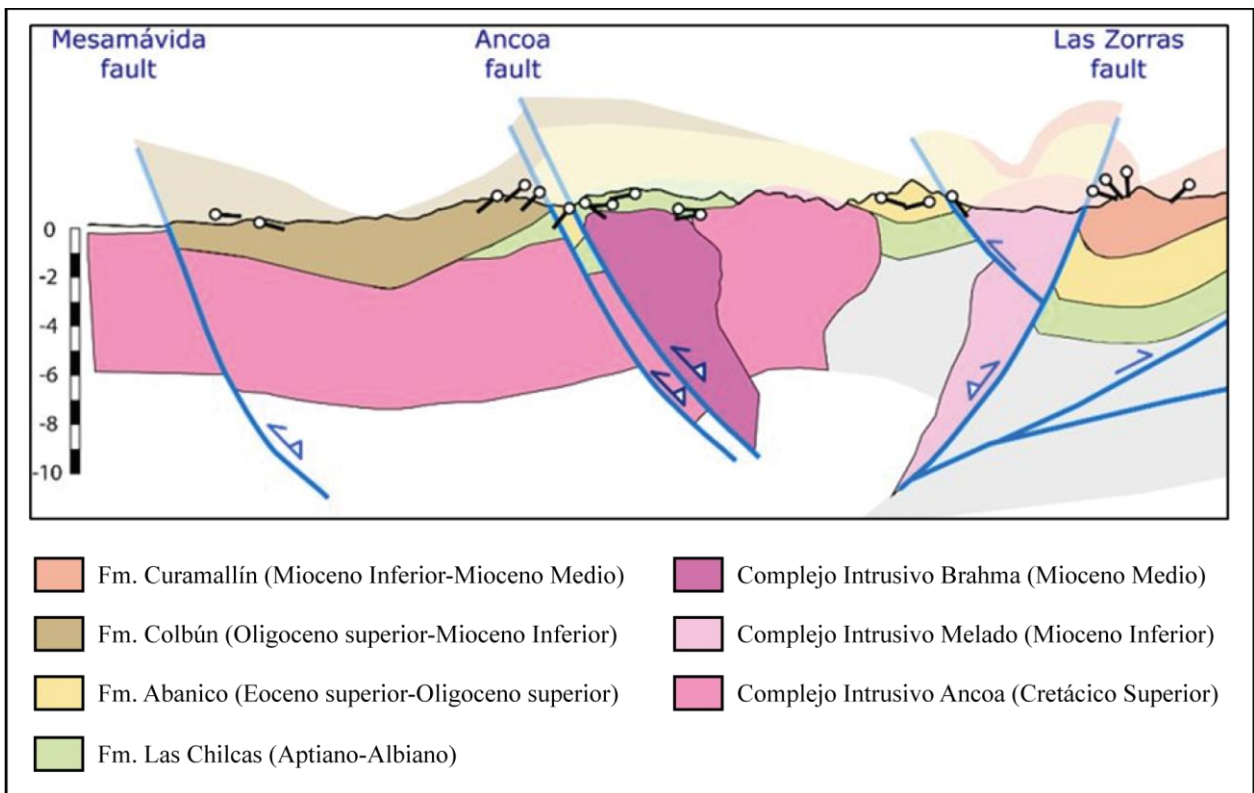


Figura 4.3: Perfil de referencia. Perfil al cual se debería llegar tras la modelación de una sección balanceada con el *software* MOVE. Extraído de Espinoza *et al.* (2023). Modificado.

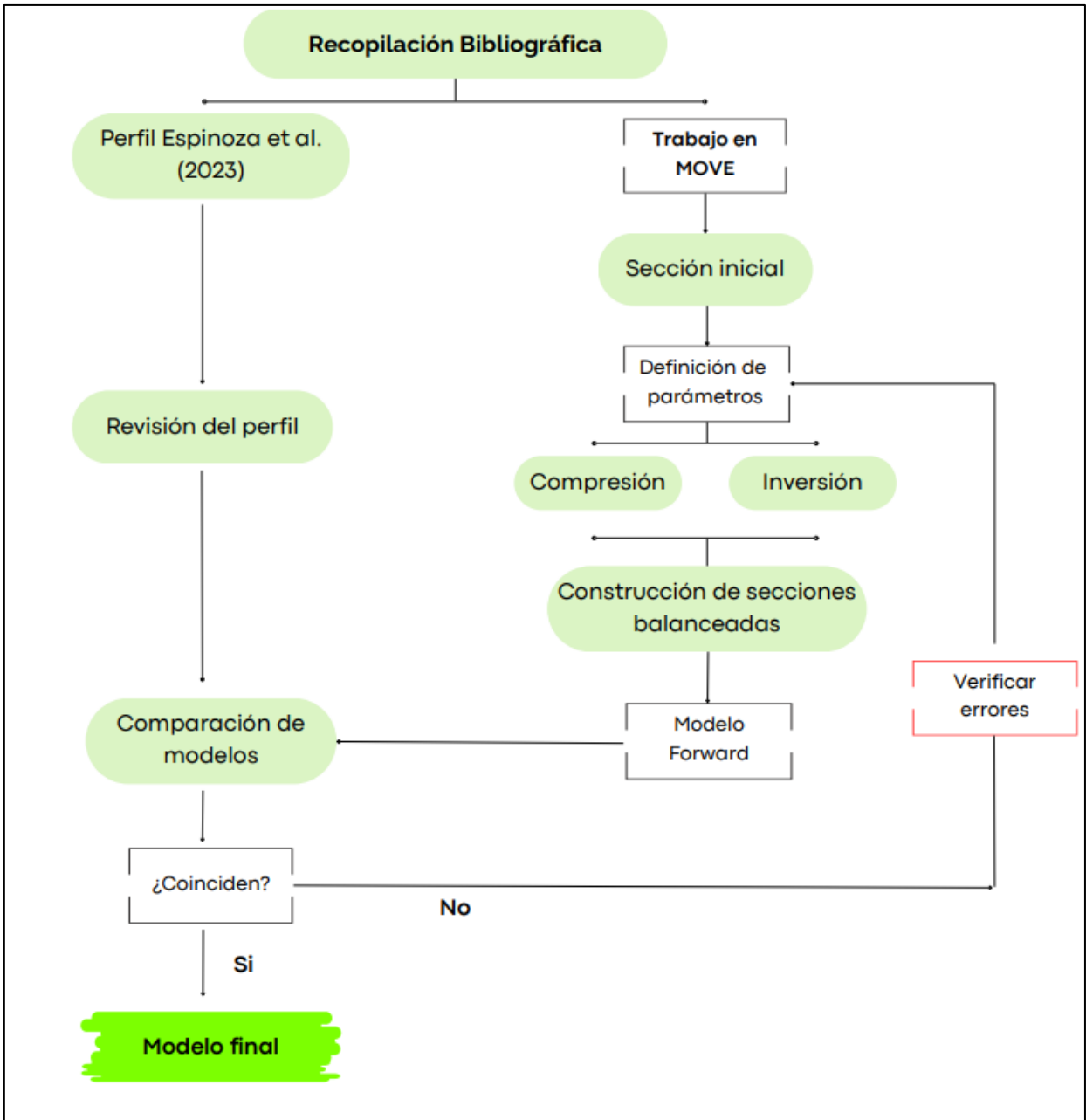


Figura 4.4: Diagrama de flujo metodología. Para el proceso de generar una sección balanceada con el software MOVE.

5. RESULTADOS

5.1. MODELAMIENTO *FORWARD*

La primera sección construida es la que corresponde al Pre-Eoceno que se muestra en la Figura 5.1. En esta representación, el Complejo Intrusivo Ancoa (en color rojo) intruye a la Formación Las Chilcas (en color verde), la cual presenta un leve plegamiento caracterizado por pliegues suaves y de baja amplitud, con un eje de orientación Este – Oeste, por lo que no se representa de buena forma en el perfil (Espinoza *et al.*, 2023). La línea en color negro se utiliza para representar la topografía a la altura de 0 metros.

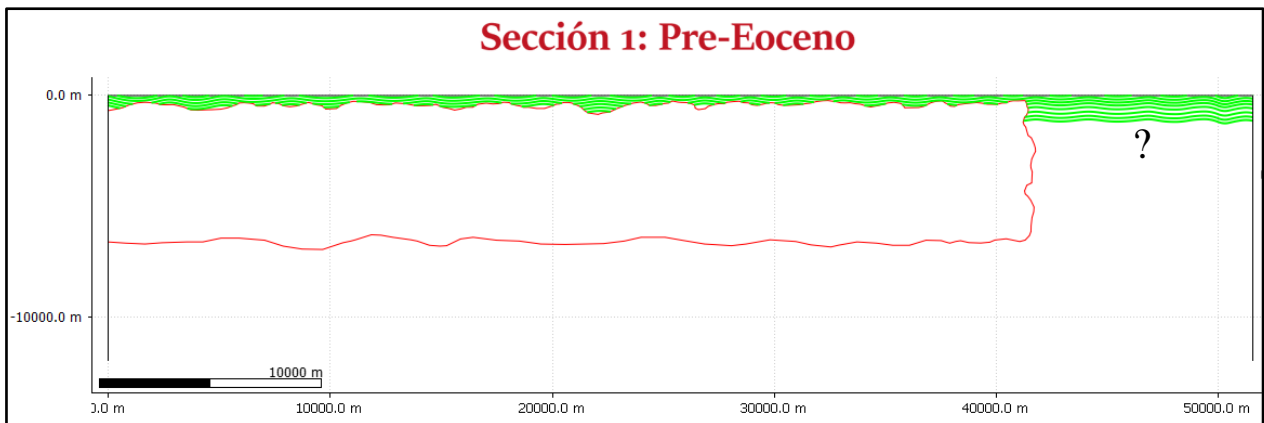


Figura 5.1: Sección Pre-Eoceno. Sección estructural base para el modelamiento *forward* desarrollada en el software *MOVE*.

En la segunda sección se representa la época oligo-miocena mostrada en la figura 5.2. Las unidades representadas corresponden a las mismas de la etapa anterior, es decir, Formación Las Chilcas y el Complejo Intrusivo Ancoa, sin embargo, se modela la falla Ancoa (FA), que permite la apertura de la Cuenca de Abanico y la deposición de la Formación Abanico. Además, se modela la falla Las Zorras (FLZ) como una estructura de carácter normal, implicando la formación de una subcuenca dentro de la Cuenca de Abanico.

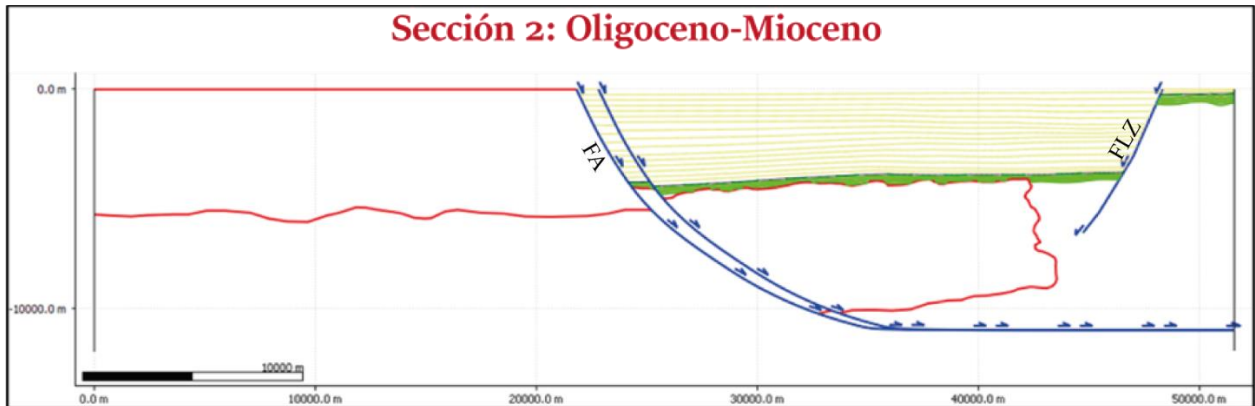


Figura 5.2: Sección Oligoceno-Mioceno. Sección estructural que muestra la actividad de las fallas Ancoa (FA) y Las Zorras (FLZ) que permiten la deposición de la Formación Abanico.

Para realizar esta sección estructural, se utiliza la opción “Move on Fault” y fue necesario dividir el modo de deformación, es decir, no se hizo un movimiento completo para cada falla ya que el *software* no responde de buena forma a estos comandos. Por lo tanto, en esta etapa extensiva, se utiliza el método de deformación simple shear en donde cada falla es activada dos veces. Los parámetros para la FA fueron en su primer movimiento -1000 metros de desplazamiento, en 2 pasos, 32° de shear angle y en el segundo movimiento -3000 metros, 4 pasos y 35° de shear angle. Por otra parte, los parámetros para la activación de la FLZ fueron inicialmente -3000 metros de desplazamiento, 4 pasos y 30° de shear angle, en la segunda etapa -3000 metros, 5 pasos y 32° de shear angle.

Cabe destacar que las trayectorias de cizalla que mejor se ajustan a los modelos son aquellas que rondan los 32° , lo que concuerda con los resultados obtenidos con Yamada y McClay (2003) en sus experimentos de inversión tectónica sobre fallas lítricas. En su estudio, este ángulo de cizalla demostró ser óptimo para la restauración estructural.

De esta sección es importante mencionar que tras la deformación de la FA se itera una falla secundaria la opción que ofrece el *software*, esta falla se traza a 1500 metros. También es necesario destacar que el bloque yacente fue alzado manualmente simulando el levantamiento del hombro de la cuenca, por lo que se erosiona parte del Complejo Intrusivo y la Formación Las Chilcas.

En la tercera sección balanceada que se muestra en la figura 5.3, se traza la falla Mesamávida (FM) y se activa mediante la opción “Move on Fault”. Los parámetros utilizados para el desplazamiento son -4000 metros, 43° de shear angle y en 5 pasos. Esto permite la deposición de la Formación Colbún en una pequeña discordancia progresiva con la Formación Abanico (Contreras *et al.*, 2024).

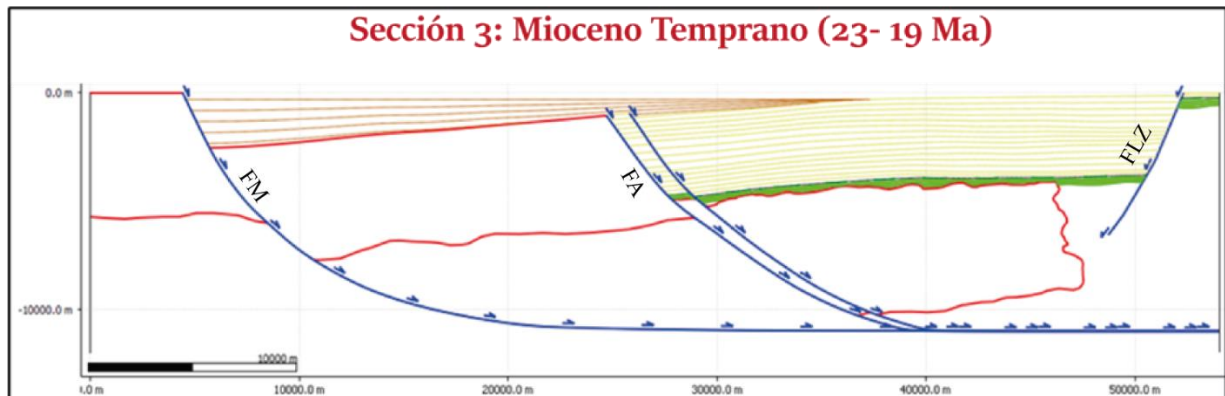


Figura 5.3: Sección Mioceno Temprano *ca.* 23-19 Ma. Sección estructural que muestra la actividad de las fallas Mesamávida (FM) Ancoa (FA) y Las Zorras (FLZ).

En esta etapa aún se modela en un régimen extensivo (a diferencia de lo que se observa hacia el norte de los 33° S) debido a los datos de termocronología obtenidos por Rivera (2024) que indicarían un enfriamiento de las muestras a partir de los *ca.* 18 Ma.

En la figura 5.4 se muestra la cuarta sección del modelamiento, en torno a los 18-17 Ma, el régimen tectónico regional cambia a una etapa compresiva por lo que comienza a modelarse la inversión tectónica. Las fallas modeladas previamente como fallas normales se reactivarían como fallas inversas.

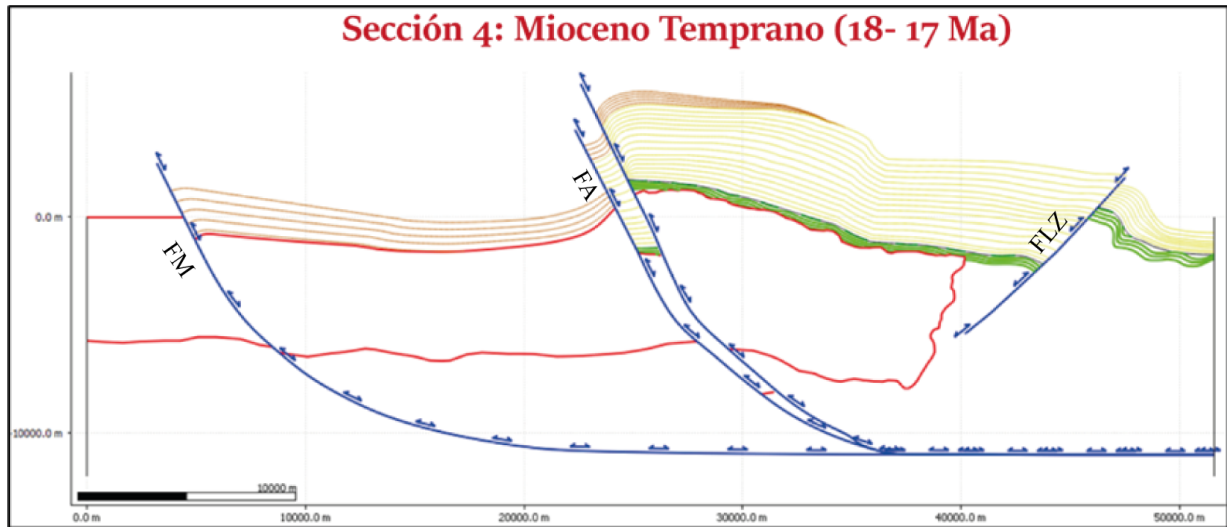


Figura 5.4: Sección Mioceno Temprano ca. 18-17 Ma.

Respecto a la cantidad de parámetros, este episodio es el más complejo, ya que fueron reactivadas la totalidad de las fallas en una misma etapa mediante la utilización del método de trishear, que es más comúnmente utilizado en episodios de inversión tectónica. Para facilitar la explicación se presentan los parámetros utilizados en el *software* en la tabla 5.1.

Tabla 5.1: Parámetros utilizados en la cuarta sección del modelo. Se detallan parámetros de desplazamiento, *trishear apex*, *angle offset*, P/S, *shear angle*, posición del tip.

Parámetro	Falla Mesamávida	Falla Ancoa	Falla Ancoa subsidiaria	Falla Las Zorras
Desplazamiento	2400	3500	5000	4000
Trishear Apex	52.66	55.86	62.22	61.75
Angle Offset	0.21	0.37	0.5	0.42
P/S	2.0	2.0	2.5	2.5
Shear angle	15	0	9	10
Posición del tip	-10162 metros	-7890 metros	-8700 metros	-5984 metros

La figura 5.5 corresponde a la etapa final del modelamiento. En esta sección se mueven ligeramente la falla Ancoa subsidiaria y la falla Las Zorras, donde ambas permiten el emplazamiento de los

Complejos Intrusivos Brahma y Melado, respectivamente. A su vez, es depositada la formación Curamallín al este del perfil realizado

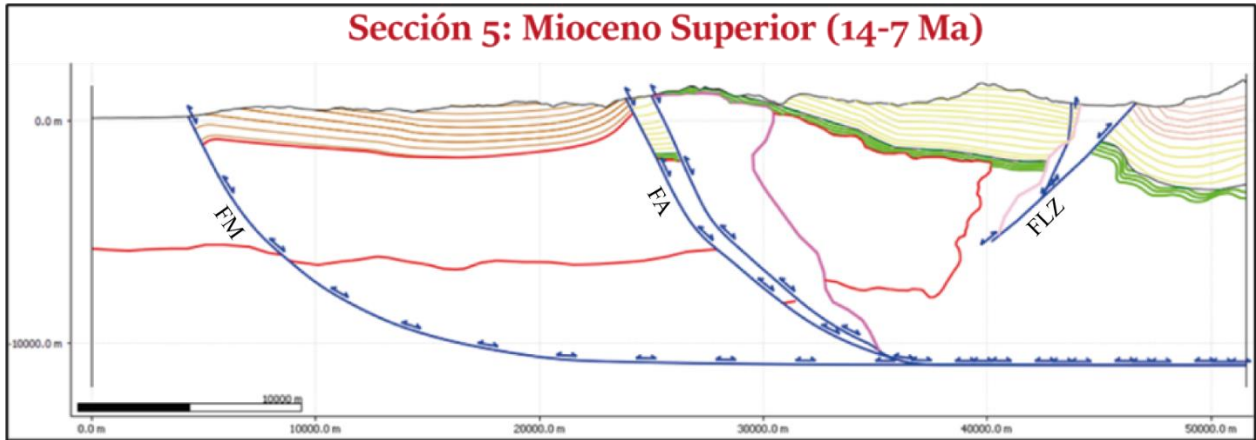


Figura 5.5: Sección Mioceno Superior ca. 14-7 Ma.

El modelo estructural construido no incluye un evento de deformación tardía, asociado a una reactivación del frente de montaña posterior a 2 Ma. Esta omisión se debe a que el perfil se trazó en una zona donde no afloran los rodados multicolores. No obstante, es importante reconocer su existencia y considerar su impacto en la evolución estructural de la región.

Además, en la modelación se han ubicado directamente (trazo a mano alzada) la ubicación de los plutones Melado y Brahma, asumiendo la disponibilidad de espacio para su emplazamiento. Es por esto, que surge la necesidad de discutir su relación con la deformación regional, en particular, con los anticlinales asociados a las fallas, ya que la interacción de estos cuerpos y la deformación cortical pueden afectar en la configuración final del modelo.

Por último, para obtener una mejor correspondencia entre la sección estructural construida y la realidad, la superficie del modelo se ajusta al nivel de erosión actual, para esto, se ingresa un DEM como capa al *software*. Esto permite una representación más coherente del relieve, lo que facilita la comparación entre el modelo y los datos obtenidos en terreno.

6. DISCUSIÓN

6.1. COMPARACIÓN DEL MODELO GUÍA Y *FORWARD*

Tras el modelamiento realizado para llevar a cabo las secciones estructurales balanceadas y compararlo con el modelo conceptual extraído de Espinoza *et al.* (2023) es posible notar ciertas diferencias.

En primer lugar, en términos de la geometría de las fallas, el perfil guía presenta estructuras con desplazamientos bien definidos, mientras que la sección construida para este estudio muestra mayor curvatura en profundidad y una representación más a detalle de la cinemática de las fallas. Esto podría deberse a que el perfil de Espinoza *et al.* (2023) es una interpretación estática basada en datos de superficie, mientras que la sección construida incorpora deformación progresiva debido al modelamiento *forward*.

Otra diferencia considerable se aprecia en el bloque central, comprendido entre la FA y la FLZ, es la considerable extensión de la Fm. Abanico y la ausencia de exhumación del Complejo Intrusivo Ancoa en comparación al perfil guía. La dificultad para modelar el nivel de despegue y geometría de manera óptima de la FLZ debido a la escasa cantidad de información disponible aumenta la incertidumbre y no permite resolver esta región dentro del área de estudio.

Por último, la propagación de la deformación es diferente en ambos modelos. En el perfil guía, las fallas aparecen bien delimitadas sin una extensión significativa de la deformación dentro del bloque colgante, mientras que en el perfil construido se observa la propagación de la deformación más allá de las trazas principales de las fallas. Esto podría deberse a que el perfil modelado representa la evolución cinemática de las estructuras, mientras que el perfil guía solo muestra la geometría final de las fallas.

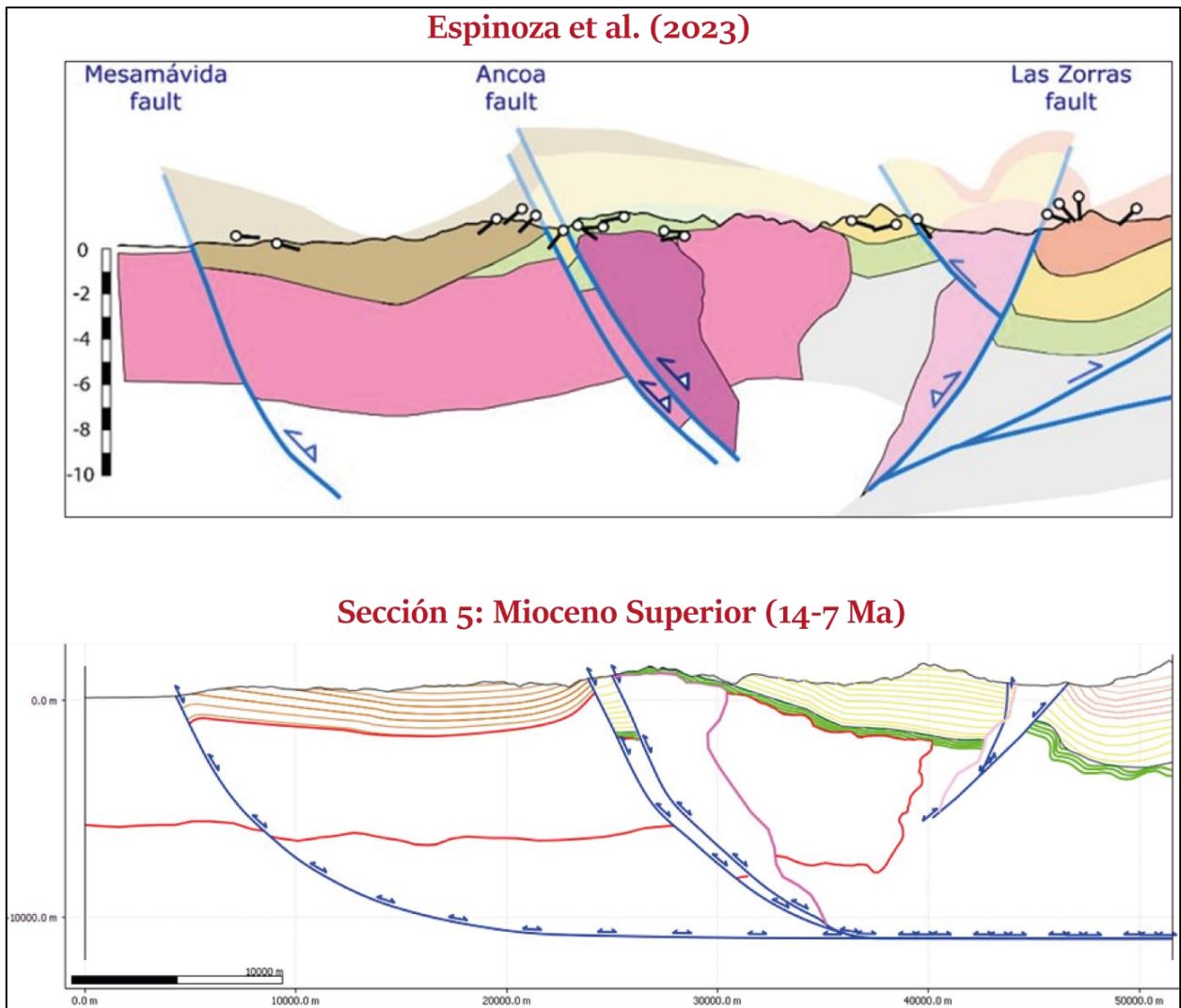


Figura 6.1: Comparación de perfil esquemático (Espinoza *et al.*, 2023) y modelo balanceado realizado con *software MOVE*.

6.1.1. LIMITACIONES DEL MODELO

Si bien el modelamiento *forward* fue realizado en base a criterios geológicos, existen limitaciones en base a las metodologías aplicadas, cantidad de información disponible y precisión del modelo. Dichas limitaciones pueden agruparse en tres grandes áreas, las limitaciones del *software*, restricción de datos y las simplificaciones metodológicas empleadas.

- Aunque Move presente una gran disponibilidad de herramientas para modelar deformación a través de algoritmos cinemáticos como los aplicados en este trabajo, se enfrentan

dificultades al manejar regiones geológicas complejas con presencia de múltiples fallas que se iteran en conjunto.

- Si bien existe información para el área de estudio, esta es limitada y dificulta el trabajo de modelamiento. Sin embargo, es importante mencionar que el modelamiento *forward* se emplea precisamente en escenarios donde los datos de subsuperficie son escasos, como es el caso del presente estudio. Dado que este tipo de modelado no tiene una solución única, el resultado no se debe interpretar como una representación real de la zona, sino como una reconstrucción plausible frente a un escenario geológico propuesto.
- El proceso de modelado que se desarrolló en el presente trabajo en algunas ocasiones fue en base a suposiciones o simplificaciones que fueron necesarias para construir las secciones estructurales balanceadas, como, por ejemplo, la cantidad de desplazamiento, valores de los parámetros, entre otros. Si bien existe un rango de valores aceptables para el modelamiento, a veces la variación decimal de estos parámetros producía un modelo inviable geológicamente.

6.1.2. SENSIBILIDAD DEL MODELO

Como es mencionado en el punto anterior, en ocasiones se realizaron suposiciones necesarias para desarrollar una sección final coherente. Bajo esta premisa, el modelo es altamente sensible a las variaciones de los parámetros utilizados. Por ejemplo, en la etapa de inversión tectónica y utilización del método trishear. En esta parte del modelado se ocupan por lo menos 7 parámetros distintos, en los que para cada uno existe un rango determinado de valores aceptables que condicionan la geometría resultante.

La sensibilidad del modelo es alta ya que la variación de estos parámetros por separado podría funcionar de forma aislada en una etapa determinada del modelamiento, sin embargo, podría no converger a un buen modelo final que no respete la geometría y deformación de estructuras. Esta dependencia entre parámetros complejiza el trabajo ya que se deben considerar en cada punto las consecuencias de modificar los datos.

En contextos de inversión tectónica, en los que se utiliza el método de trishear, como el presente trabajo, a juicio propio los parámetros más importantes corresponden al shear angle o ángulo de cizalla y la relación de propagación-deslizamiento (P/S).

Según Allmendinger (1998) la relación P/S es un factor determinante en la forma de la estructura final. Por ejemplo, valores bajos de P/S producen pliegues apretados y localizados en la zona de trishear, mientras que, valores altos se traducen en pliegues amplios que afectan a una mayor porción del techo de la falla.

Respecto al ángulo de cizalla, si bien su variación influye en la geometría del pliegue, su efecto es menos significativo en comparación a la relación P/S. Por ejemplo, una variación de 15°-20° en el ángulo de cizalla puede tener un impacto similar a una variación de 0.3 en la relación P/S (Allmendinger, 1998).

6.2. ESTILO DE DEFORMACIÓN

En el área de estudio es posible observar dos estilos de deformación. En primer lugar, el bloque occidental, ubicado al oeste de la FLZ, involucra tanto al basamento de la cuenca, correspondiente al plutonismo cretácico, como la cobertura sedimentaria sobre éste. Si bien no es posible observar una deformación que afecte al basamento paleozoico más profundo, la participación de unidades más rígidas indica que la deformación no se limita únicamente a un régimen de piel delgada. No obstante, este comportamiento varía al este de la FLZ, en el bloque oriental, por lo que es necesario analizar dichos bloques de manera aislada.

Respecto al bloque occidental del área de estudio, la deformación se clasifica como un estilo de piel mixta debido a la participación del basamento cretácico y la cobertura sedimentaria. Las fallas presentes en esta zona afectan directamente al basamento, lo que implica una propagación de la deformación a niveles más profundos en comparación con lo observado en el bloque oriental. Es por esto, que se observa un sistema que combina elementos de deformación de piel gruesa con características de piel delgada, ya que la deformación en este sector se propaga a niveles más someros, lo que genera estructuras plegadas en la cobertura.

Al este de la FLZ, la deformación se ajusta a un estilo de piel delgada, ya que afecta mayormente a la Formación Curamallín y otras unidades sedimentarias (Espinoza *et al.*, 2023). En esta zona, las estructuras generadas son dominadas por sistemas de corrimientos y pliegues asociados a fallas, donde la deformación se concentra en unidades de menor competencia. Estos datos sugieren que la deformación en este bloque es controlada principalmente por la tectónica compresiva en niveles superiores.

6.3. ELONGACIÓN

El análisis de los valores de elongación y acortamiento en el área de estudio permite evaluar el grado de inversión tectónica y su efecto en la reconfiguración estructural de la región. A partir de la modelación, se obtuvo un alargamiento de 9.81 %, lo que indica una fase extensional significativa, que es consistente con la apertura de la cuenca y el desarrollo de fallas normales lítricas. Posteriormente, en la fase compresiva, el acortamiento asumiendo una inversión completa de la deformación, se obtuvo un valor de 8.93 %.

El hecho de que el acortamiento sea menor que la elongación indica que, incluso en un escenario de inversión total, no se recuperaría completamente la configuración inicial. Esto podría deberse a que la relación entre elongación y acortamiento no es lineal y depende de cómo las fallas y los pliegues absorben la deformación.

6.4. TEMPORALIDAD DE LA DEFORMACIÓN

La reconstrucción de la temporalidad de la deformación en la vertiente occidental de la Cordillera Principal a la latitud de 36° S muestra procesos tectónicos complejos, ya que se combinan datos estructurales, modelamiento *forward* y termocronología (U-Th/He en circones y apatitos).

Según el trabajo desarrollado, la temporalidad en este sentido sigue lo propuesto por Espinoza *et al.* (2023) y Rivera (2024) y la evolución de esta zona es caracterizada por la transición de un régimen extensional durante el Eoceno tardío – Mioceno Temprano (~35-19 Ma) a un régimen compresivo acompañado de inversión tectónica durante el Neógeno (~18-7 Ma).

Durante el Eoceno – Mioceno Temprano la zona es dominada por la actividad extensional, donde se produce la apertura de la Cuenca de Abanico. Esta etapa es controlada por la activación de fallas

normales como la FA y la FLZ, las cuales facilitaron la acumulación de material volcanosedimentario de la Formación Abanico. Esto en el modelamiento desarrollado es representado de manera coherente respecto al desplazamiento de las fallas y la extensión diferencial que es descrita por Charrier *et al.* (2024) que proponen un modelo de apertura tipo tijera con extensión hacia el oeste.

Hacia el Mioceno Temprano (18-17 Ma) ocurre un cambio en el régimen tectónico pasando a inversión tectónica, donde las fallas Ancoa y Las Zorras se reactivarían como fallas inversas. La deformación en esta etapa se modela mediante trishear, con razones P/S de valores 2.0 a 2.5, ángulos apicales altos lo que permitió la reproducción de pliegues asimétricos y de gran amplitud. La inversión se asocia a la actividad contraccional regional vinculada a la orogénesis de la Cordillera Principal y formación de grandes y amplios pliegues en torno a las fallas. Los resultados termocronológicos descritos por Rivera (2024) coinciden con la exhumación de los bloques colgantes durante esta etapa compresiva.

Finalmente, durante el Mioceno Superior (~14-7 Ma) y segunda fase compresiva provocó la progresión de la deformación y mayor exhumación de los bloques colgantes asociados a las fallas que se registra en pulsos de enfriamiento tardíos. A su vez, en esta etapa se emplazan cuerpos intrusivos como el Complejo Intrusivo Brahma y el Melado.

7. CONCLUSIONES

El trabajo desarrollado en esta investigación permite visualizar la evolución tectónica cenozoica de la vertiente occidental de la Cordillera Principal a la latitud de 36° S, integrando modelamiento *forward* en el *software* Move, secciones estructurales balanceadas y datos termocronológicos (U-Th/He en circones y apatitos). Los resultados obtenidos indican una evolución tectónica que se caracteriza por la transición de un régimen extensional durante el Eoceno – Mioceno Temprano hacia un régimen compresivo en el Mioceno Superior. En este proceso, es importante notar la actividad de las fallas Ancoa y Mesamávida por el fuerte control que ejercen en la deformación en el área de estudio.

Durante el Oligoceno – Mioceno, la actividad extensional facilita la apertura de la Cuenca de Abanico con la acción de las fallas Ancoa y Las Zorras en su actividad de falla normal y permiten la acumulación de aproximadamente 4000 metros de material volcanosedimentario que corresponden a la Formación Abanico. A su vez, durante esta etapa extensiva se depositó la formación Colbún gracias a la actividad de la falla Mesamávida. El modelamiento *forward* permitió representar estas etapas mediante valores de shear angle entre 30 y 50°, que son aptos para contextos extensivos según lo propuesto por Charrier *et al.* (2005; 2024).

A partir del Mioceno Temprano, se registra un cambio importante en el régimen tectónico hacia la compresión y se reactivan las fallas del área de estudio como fallas inversas. El modelamiento en esta fase se respalda en los datos termocronológicos mostrados por Rivera (2024) que evidencian un enfriamiento acelerado hacia entre los 19-17 Ma.

Finalmente, *ca.* 14-7 Ma en el segundo pulso de compresión se facilita el emplazamiento de cuerpos intrusivos y se deforman las unidades sedimentarias más jóvenes como la Formación Curamallín.

El análisis de la elongación y acortamiento en el área de estudio permite cuantificar la magnitud de la deformación experimentada a lo largo de su evolución tectónica. Los valores obtenidos indican un alargamiento del 9.81 % lo que refleja la extensión y permite la apertura y el desarrollo de la

Cuenca de Abanico. Posteriormente, en la fase compresiva del Mioceno Superior, el acortamiento teórico estimado fue de 8.93 %, lo que indica una inversión tectónica. Esta diferencia indica que parte de la deformación extensional no fue completamente revertida, lo que se puede relacionar a la migración de esfuerzos y distribución heterogénea del acortamiento dentro de la corteza.

Al integrarse los datos termocronológicos con modelamiento *forward* es posible evidenciar un proceso de inversión tectónica diacrónico, en donde la deformación es controlada por la reactivación de estructuras preexistentes. Esto coincide con el contexto de subducción activa en el margen occidental Sudamericano. Estos resultados refuerzan las interpretaciones realizadas por Charrier *et al.* (2005, 2024) y los estudios recientes de Espinoza *et al.* (2022, 2023) y Rivera (2024).

8. REFERENCIAS

- Allmendinger, R. 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*. Vol. **17** (4): 640-656.
- Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. *Instituto de Investigaciones Geológicas*. Vol. **9**.
- Boyce, D.; Charrier, R. y Farías, M. 2020. The First Andean Compressive Tectonic Phase: Sedimentologic and Structural Analysis of Mid-Cretaceous Deposits in the Coastal Cordillera, Central Chile (32°50'S). *Tectonics*. Vol. **39** (2).
- Cabezas, L. M.; Muñoz, M. y 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: 91 Implicaciones en la evolución geológica Cenozoica. XV Congreso Geológico Chileno. Actas: 1099-1102. Concepción.
- Canales, A. 2022. Análisis estratigráfico de las unidades mesocenoicas entre Campos de Ahumada y la Cuesta de Chacabuco: Implicancias para el alzamiento de la Cordillera Principal de Chile central (32°48'S). Memoria de Título. Departamento de Geología. Universidad de Chile. Santiago.
- Chap, P. 2019. Variaciones composicionales del magmatismo Andino Oligoceno-Mioceno a lo largo del frente cordillerano en Chile Central (33°-36°S) y sus implicancias tectónicas.; Memoria de Título. Universidad Andrés Bello. Departamento de Geología. Santiago.
- Charrier, R.; Baeza, O.; Elgueta, S.; Flynn, J. J.; Gans, P.; Kay, S. M.; Muñoz, N.; Wyss, A. R. y Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **15** (1): 117-139.
- Charrier, R.; Bustamante, M.; Comte, D.; Elgueta, S.; Flynn, J. J.; Iturra, N.; Muñoz, N.; Pardo, M.; Thiele, R. y Wyss, A. R. 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*. Vol. **43**.
- Cristallini, E.; Sánchez, F.; Balciunas, D.; Mora, A.; Ketcham, R.; Nigro, J.; Hernández, J. y Hernández, R. 2021. Seamless low-temperature thermochronological modeling in Andino 3D, towards integrated structural and thermal simulations. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **105**: 102851.
- Contreras, J.; Escribano, J.; Sepúlveda, F. y De La Cruz, R. 2024. Carta San Clemente-Melado, región del Maule. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No. Mapa escala 1:100.000. Santiago.

- Drake, R. 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*. Vol. **1**(3): 265-284.
- Drake, R.; Vergara, M.; Munizaga, F. y Vicente, J. 1982. Geochronology of Mesozoic-Cenozoic magmatism in central Chile, lat. 31°-36° S. *Earth-Science Reviews*, Vol. **18**(3-4):353-363.
- Díaz, J. 2020. Petrogénesis ígnea de la Formación Colbún en la precordillera de Linares (~36°S) durante el Oligo-Mioceno. Memoria de Título. Universidad Andrés Bello. Departamento de Geología. Santiago.
- Encinas, A.; Sagripanti, L.; Rodríguez, M.; Orts, D.; Anavalón, A.; Giroux, P.; Otero, J.; Echaurren, A.; Zambrano, P. y Valencia, V. 2021. Tectonosedimentary evolution of the Coastal Cordillera and Central Depression of south-Central Chile (36°30'-42°S). *Earth-Science Reviews*. Vol. **213**: 103465.
- Erslev, E. A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*. Vol. **19** (6): 617-620.
- Espinoza, M.; Cortes-Aranda, J.; Contreras, J. P.; Maksymowicz, A.; Vargas, E.; Fosdick, J. C.; Mueller, M. y Tassara, A. 2022. Anatomy and Structural Evolution of the Western Andean Slope in Central Chile (36°S). *AGU Fall Meeting Abstracts*. Vol. **2022**: T52A-02.
- Espinoza, M.; Contreras, J.; Maksymowicz, A.; Cortés-Aranda, J.; Vargas, E.; Fosdick, J.; Mueller, M.; Tassara, A. y Rivera, C. Structural Evolution of the Western Andean Slope in Central Chile (36°S) from Geology, Geophysics and Geochronology.
- Farías, M. 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el Neógeno. Tesis doctoral. Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología. 178 pp. Santiago.
- Farías, M.; Charrier, R.; Carretier, S.; Martinod, J.; Fock, A.; Campbell, D.; Cáceres, J. y Comte, D. 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°-35°S). *Tectonics*. Vol. **27**(1).
- Flynn, J.; Charrier, R.; Croft, D.; Gans, P.; Herriott, T.; Wertheim, J. y Wyss, A. 2008. Chronologic implications of new Miocene mammals from the Cura-Mallín and Trapa Trapa formations, Laguna del Laja area, south central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **26**(4): 412-423.
- Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S. Tesis de Magíster. Universidad de Chile.
- Fock, A.; Charrier, R.; Farías, M. y 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*. Vol. **6** (48-55).

- Fossen, H. 2016. Structural geology. Cambridge University Press. 524 pp. Norway.
- Giambiagi, L.; Ghiglione, M.; Cristallini, E. y Bottesi, G. 2009. Características estructurales del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (35-36°S): distribución del acortamiento e influencia de estructuras previas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **65** (1): 140-153.
- Giambiagi, L.; Mescua, J.; Bechis, F.; Tassara, A. y Hoke, G. 2012. Thrust belts of the southern Central Andes: Along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation. *Bulletin*. Vol. **124** (7-8): 1339-1351.
- Giambiagi, L.; Tassara, A.; Echaurren, A.; Julve, J.; Quiroga, R.; Barrionuevo, M. y 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*. Vol. **232**: 104138 pp.
- González, O. y Vergara, M. 1962.; Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Universidad de Chile. Instituto Geológico. Vol. **24**.
- Hardy, S. y Ford, M. 1997. Numerical modeling of trishear fault propagation folding. *Tectonics*. Vol. **16** (5): 841-854.
- Hauser, A. 1986. Rodados multicolores: su distribución y características en el sur de Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **27**.
- Herriott, T. 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. Tesis de Magister. University of California.
- Huerta, A. y Rodgers, D. 2006. Constraining rates of thrusting and erosion: Insights from kinematic thermal modeling. *Geology*. Vol. **34** (7): 541-544.
- Jordan, T. E.; Burns, W. M.; Veiga, R.; Pángaro, F.; Copeland, P.; Kelley, S. y Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*. Vol. **20** (3): 308-324.
- Karzulovic, J.; Hauser, A. y Vergara, M. 1979. Edades K/Ar en rocas volcánicas intrusivas del área de los proyectos hidroeléctricos Colbún-Machicura-Melado, ENDESA. Congreso Geológico Chileno. Vol. **2**: J127-J133.
- Karzulovic, J., Hauser, A., y Vergara, M. (1979). Edades K/Ar en rocas volcánicas intrusivas del área de los proyectos hidroeléctricos Colbún-Machicura-Melado, ENDESA. Congreso Geológico Chileno. Vol. **4**: 127-135.
- Ketchum, R. 2005. Forward and inverse modeling of low temperature thermochronometry data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. **58** (1): 275-314.

- Lister, G. y Snoke, A. 1984. SC mylonites. *Journal of Structural Geology*. Vol. **6** (6): 617-638.
- Machuca, C. 2017. Estratigrafía y estructuras de la Zona de Falla Pocuro entre los 32°30'S y los 33°S. Memoria de Título. Departamento de Geología. Universidad de Chile.
- Mackaman-Lofland, C.; Horton, B.; Ketcham, R.; McQuarrie, N.; Fosdick, J.; Fuentes, F. y 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*. Vol. **41** (8): e2022TC007334.
- Mardonez, D.; Suriano, J.; Giambiagi, L.; Mescua, J.; Lossada, A.; Creixell, C. y 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*. Vol. **104**: 102838.
- Mount, V.; Suppe, J. y Hook, S. 1990. A Forward Modeling Strategy for Balancing Cross Sections. *AAPG Bulletin*. Vol. **74**: 521-531.
- Mpodozis, C.; Ramos, V.; Ericksen, G.; Cañas Pinochet, M. y Reinemund, J. 1989. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. *Earth Science Series*. Vol. **11**: 59-90.
- Muñoz, J.; y Niemeyer, R. 1984. Hoja Laguna del Maule, Regiones del Maule y del Bío-Bío. Santiago. IIG. Carta Geológica de Chile n°064.
- Murray, K.; Goddard, A.; Abbey, A.; y Wildman, M. 2022. Thermal history modeling techniques and interpretation strategies: Applications using HeFTy. *Geosphere*. Vol. **18**(5):1622-1642.
- Niemeyer, R.; Hans, R. y Muñoz, J. 1983. Geología de la hoja Laguna de La Laja, Región del Bío-Bío. Santiago. IIG. Carta Geológica de Chile n°057.
- Piquer, J.; Fischer, T.; Torres, F. y Plissart, G. 2023. Spatiotemporal variability of magmatic products under a changing structural and tectonic context: a case study in the Andes of southern Central Chile. *Frontiers in Earth Science*. Vol. **11**: 1064209.
- Pollard, D. y Fletcher, R. 2005. *Fundamentals of structural geology*. Cambridge University Press.
- Pollard, D. y Segall, P. 1987. Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: With applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. In Atkinson, B. K. (Ed.), *Fracture Mechanics of Rock*. Academic Press, London.
- Quiero, F.; Tassara, A.; Iaffaldano, G. y Rabbia, O. 2022. Growth of Neogene Andes linked to changes in plate convergence using high-resolution kinematic models. *Nature communications*. Vol. **13**(1):1339.

- Quinteros Glaves, H. S. 2016. Caracterización geológica preliminar de depósitos de ceolitas en la VII Región. Universidad de Chile.
- Ramsay, J. y Huber, M. 1987. Modern structural geology. Folds and Fractures. Vol. **2**: 309-700.
- Rivera Ormeño, C. 2024. Termocronología (U-Th/He) de la vertiente occidental de la Cordillera Principal a los 36° S y su relación con la evolución tectónica cenozoica. Memoria de título. Universidad de Concepción. Facultad de Ciencias Químicas. Departamento de Geología. 88 pp. Concepción.
- Sellés, D. y Gana, P. 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: Regiones Metropolitana y Libertador General Bernardo O'Higgins. SERNAGEOMIN. Carta Geológica de Chile. *Serie Geología Básica*. Vol. **74**.
- Spikings, R.; Dungan, M.; Foeken, J.; Carter, A.; Page, L. y 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*. Vol. **165** (5): 941-953.
- Sepúlveda, T. 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). Memoria de título. Universidad de Concepción. Facultad de Ciencias Químicas. Departamento de Geología. 114 pp. Concepción.
- Somoza, R. y 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*. Vol. **60** (4): 797-809.
- Suppe, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*. Vol. **283**: 684-721.
- Tapia, F. 2015. Evolución Tectónica y configuración actual de los Andes Centrales del sur (34°45'-35°30'S). Tesis de doctorado. Universidad de Chile. Santiago.
- Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín. Vol. **2**: 86 p.
- Vargas, E. 2023. 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 de título. Universidad de Concepción. Facultad de Ciencias Químicas. Departamento de Geología. 100 pp. Concepción.
- Vega, A. 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. Memoria de título. Universidad de

- Concepción. Facultad de Ciencias Químicas. Departamento de Geología. 224 pp. Concepción.
- Venegas, J.; Rojas, P. y Pavez, C. 2023. Análisis estructural y termocronológico de la vertiente occidental de los Andes Centrales, Chile (36°S). *Journal of South American Earth Sciences*.
- Vergara, M.; Morata, D.; Hickey-Vargas, R.; López-Escobar, L. y Beccar, I. 1999. Cenozoic tholeiitic volcanism in the Colbún area, Linares Precordillera, central Chile (35°35'-36°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **26** (1): 23-41.
- Yamada, Y y McClay, K. 2003. Application of geometric models to inverted listric fault systems in sandbox experiments. Paper 1: 2D hanging wall deformation and section restoration. *Journal of Structural Geology*. Vol **25** (9): 1551-1560.
- Zehnder, A. y Allmendinger, R. 2000. Velocity field for the trishear model. *Journal of Structural Geology*. Vol. **22** (8): 1009-1014.