



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



**ANÁLISIS CINEMÁTICO Y DINÁMICO DE LA  
DEFORMACIÓN ASOCIADA A LA CONSTRUCCIÓN DE LA  
CORDILLERA PRINCIPAL (35°42'S 70°58'W - 35°52'S  
70°42'W), REGIÓN DEL MAULE, CHILE.**

**Memoria para optar al Título de Geólogo**

**Joaquín Andrés Oyarzo Talmar**

**Profesor Patrocinante : Dr. Mauricio Espinoza Vargas**

**Profesional Co-Guía : Dra. Laura Giambiagi**

**Profesores de Comisión : Dr. Andrés Tassara Oddo**

**Concepción, 2025**

A mis padres, mi hermano  
e ita.  
A Joaco  
Nos veremos amigo...

# ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN .....	1
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA .....	1
1.2. OBJETIVOS .....	3
1.2.1. Objetivo General .....	3
1.2.2. Objetivos Específicos.....	3
1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS .....	4
1.4. AGRADECIMIENTOS .....	4
2. MÉTODOS Y MATERIALES.....	7
2.1. TRABAJO PRE-TERRENO.....	7
2.2. TRABAJO EN TERRENO .....	7
2.3. TRABAJO POST-TERRENO .....	7
2.3.1. Análisis Geométrico.....	7
2.3.2. Análisis Cinemático .....	8
2.3.3. Análisis Dinámico.....	8
3. MARCO TEÓRICO.....	9
3.1. CONCEPTOS DE <i>STRAIN</i> Y <i>STRESS</i> .....	9
3.2. CONCEPTOS PARA EL ANÁLISIS CINEMÁTICO .....	10
3.3. CONCEPTOS PARA EL ANÁLISIS DINÁMICO .....	13
4. MARCO GEOLÓGICO .....	17
4.1. CONTEXTO TECTÓNICO REGIONAL .....	17
4.2. GEOLOGÍA LOCAL.....	18
4.2.1. Unidades Mesozoicas.....	19
4.2.1.1. Formación Río Damas (Kimmeridgiano) .....	19
4.2.1.2. Formación Baños del Flaco (Tithoniano-Barremiano) .....	20
4.2.1.3. Formación Colimapu (Barremiano-Albiano).....	21
4.2.1.4. Formación Plan de los Yeuques (Campaniano – Daniano).....	21
4.2.2. Unidades Cenozoicas .....	22
4.2.2.1. Formación Abanico (Eoceno Superior-Mioceno Inferior).....	22
4.2.2.2. Formación Cura-Mallín (Oligoceno Superior – Mioceno Inferior)..	23
4.2.2.3. Formación Campanario (Mioceno Superior – Plioceno Inferior).....	23
4.2.3. Rocas Intrusivas .....	24
4.2.3.1. Plutón El Indio (Cretácico Superior) .....	24
4.2.3.2. Complejo Intrusivo La Invernada (Mioceno medio) .....	24
4.2.3.3. Plutón El Médano .....	24
4.2.4. Vulcanismo Cuaternario.....	25
4.2.5. Depósitos Cuaternarios .....	26
4.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL .....	26
5. RESULTADOS .....	29
5.1. ANÁLISIS GEOMÉTRICO .....	29
5.1.1. Ventana III (Bloque 1) .....	30
5.1.2. Maule (Bloque 2) .....	31
5.1.3. La Mina (Bloque 3).....	32

5.1.4. Antenas (Bloque 4) .....	33
5.1.5. Caparossa (Bloque 5).....	33
5.1.6. Calabozo (Bloque 6) .....	33
5.1.7. Maule II (Bloque 7) .....	35
5.1.8. Rincón de la Piedra (Bloque 8).....	36
5.2. ANÁLISIS CINEMÁTICO .....	36
5.2.1. Estaciones de Río Maule.....	37
5.2.1.1. Río Maule #1 (RM1).....	38
5.2.1.2. Río Maule #2 (RM2).....	38
5.2.1.3. Los Álamos (LA) .....	40
5.2.1.4. Río Maule #3 (RM3).....	41
5.2.1.5. Río Maule #4 (RM4).....	43
5.2.1.6. Río Maule #5 (RM5).....	44
5.2.2. Estaciones de quebradas y ríos tributarios del Maule.....	46
5.2.2.1. Río Colorado (COL) .....	46
5.2.2.2. Quebrada Calabozo (CBZ) .....	46
5.2.2.3. Río Cipreses #1 (CP1) .....	48
5.2.2.4. Río Cipreses #2 (CP2) .....	49
5.2.2.5. Quebrada Ventana III (QV).....	50
5.3. ANÁLISIS DINÁMICO .....	51
5.3.1. Estaciones de Río Maule.....	52
5.3.1.1. Río Maule #1 (RM1).....	52
5.3.1.2. Río Maule #2 (RM2).....	53
5.3.1.3. Los Álamos (LA) .....	55
5.3.1.4. Río Maule #3 (RM3).....	56
5.3.1.5. Río Maule #4 (RM4).....	56
5.3.1.6. Río Maule #5 (RM5).....	56
5.3.2. Estaciones de quebradas y ríos tributarios del Maule.....	59
5.3.2.1. Río Colorado (COL) .....	59
5.3.2.2. Quebrada Calabozo (CBZ) .....	60
5.3.2.3. Río Cipreses #1 (CP1) .....	62
5.3.2.4. Río Cipreses #2 (CP2) .....	63
5.3.2.5. Quebrada Ventana III (QV).....	64
6. DISCUSIÓN .....	65
6.1. RASGOS ESTRUCTURALES PRINCIPALES.....	65
6.1.1. Dominios estructurales.....	65
6.1.2. Estructuras N-S .....	65
6.1.3. Estructuras ONO-ESE .....	73
6.1.4. Estructuras NO-SE.....	74
6.2. EVOLUCIÓN TECTONOESTRATIGRÁFICA DE LA CORDILLERA DEL MAULE.....	75
6.2.1. Régimen Extensional y transgresión marina.....	75
6.2.2. Periodo contraccional Cretácico Superior .....	75
6.2.3. Periodo extensional Cretácico-Paleoceno.....	77
6.2.4. Periodo extensional Cuenca de Abanico.....	77
6.2.5. Inversión de la Cuenca de Abanico.....	78
6.2.6. Transición Contracción-Transcurrencia.....	80

7. CONCLUSIÓN.....	84
8. REFERENCIAS.....	87

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación al área de estudio.....	4
3. 1. Elipsoide de <i>strain</i> .....	9
3. 2. Elipsoide de <i>stress</i> .....	10
3. 3. A) Diagrama de bloque para una falla normal y la partición en vectores de movimiento B) Proyección estereográfica de la falla.....	11
3. 4. Criterios cinemáticos en una falla dextral .....	11
3. 5. Representación geométrica de conceptos cinemáticos. (A) Distribución de ejes P y T. (B) Ejes P y T en una proyección estereográfica .....	13
3. 6. Diagrama de la descomposición del <i>stress</i> sobre un plano .....	13
3. 7. Relación de la orientación de esfuerzos principales y regímenes tectónicos andersonianos .....	14
3. 8. Clasificación de regímenes tectónicos según Ritz, 1994 .....	15
4. 1. Mapa del contexto tectónico del área de estudio .....	18
4. 2. Mapa geológico de la zona de estudio.....	19
4. 3. Cuadro tectonoestratigráfico del área de estudio .....	20
5. 1. Mapa geológico de la zona de estudio, ubicación de los bloques de plegamiento y su proyección estereográfica correspondiente.....	29
5. 2. Proyección estereográfica de Bloque 1 .....	30
5. 3. Proyección estereográfica de Bloque 2 .....	31
5. 4. Proyección estereográfica de Bloque 3 .....	32
5. 5. Proyección estereográfica de Bloque 4 .....	33
5. 6. Proyección estereográfica de Bloque 5 .....	34
5. 7. Proyección estereográfica de Bloque 6 .....	34
5. 8. Proyección estereográfica de Bloque 7 .....	35
5. 9. Proyección estereográfica de Bloque 8 .....	36
5. 10. Mapa geológico de la zona de estudio, ubicación de las estaciones estructurales y numero de mediciones (n) por cada estación .....	37
5. 11. Análisis cinemático estación RM1 .....	39
5. 12. Análisis cinemático estación RM2 .....	40
5. 13. Análisis cinemático estación LA .....	41
5. 14. Afloramiento de RM3 adyacente al límite Meso-Cenozoico .....	42
5. 15. Análisis cinemático estación RM3 .....	43
5. 16. Análisis cinemático estación RM4 .....	44
5. 17. Análisis cinemático estación RM5 .....	45
5. 18. Análisis cinemático estación COL .....	47
5. 19. Análisis cinemático estación RM1 .....	48
5. 20. Análisis cinemático estación CP1 .....	49
5. 21. Análisis cinemático estación CP2 .....	50

5.	22.	Análisis cinemático estación QV .....	51
5.	23.	Clasificación de regímenes tectónicos según Ritz (1994) .....	52
5.	24.	Análisis dinámico en RM1 .....	53
5.	25.	Análisis dinámico en RM2 .....	54
5.	26.	Análisis dinámico en LA .....	55
5.	27.	Análisis dinámico en RM3 .....	57
5.	28.	Análisis dinámico en RM4 .....	58
5.	29.	Círculo de Mohr de la simulación de esfuerzos para $\Phi=0,3$ .....	58
5.	30.	Análisis dinámico en RM5 .....	59
5.	31.	Análisis dinámico en COL .....	60
5.	32.	Análisis dinámico en CBZ .....	61
5.	33.	Análisis dinámico en RC1 .....	62
5.	34.	Análisis dinámico en RC2 .....	63
5.	35.	Análisis dinámico en QV .....	64
6.	1.	Flor positiva de mesoescala en Quebrada Las Corrientes .....	68
6.	2.	Diagrama esquemático de flor positiva limitada por falla Las Corrientes (izquierda) y Hornitos (derecha) .....	69
6.	3.	Afloramiento de estación RM3 .....	69
6.	4.	Foto satelital de Google Earth mostrando distancia entre estaciones RM3 y LA. ....	70
6.	5.	Afloramiento en RM5 mostrando intensa alteración hidrotermal del sector ....	72
6.	6.	Modelos de cinemática de placas destacando la transición entre contracción y transcurrencia .....	72
6.	7.	Falla Maule desplazando A) Estratos de la Fm. Baños del flaco, B) contacto entre Fm. Baños del Flaco y Fm. Colimapu .....	74
6.	8.	Vista satelital de la traza de la falla Maule .....	74
6.	9.	Diagrama de bloque de esfuerzos y arreglo estructural de la Cordillera del Maule a los ca. 130 Ma .....	76
6.	10.	Diagrama de bloque de esfuerzos y arreglo estructural de la Cordillera del Maule a los ca. 90 Ma .....	76
6.	11.	Diagrama de bloque de esfuerzos y arreglo estructural de la Cordillera del Maule a los ca. 70 Ma .....	77
6.	12.	Diagrama de bloque de esfuerzos y arreglo estructural de la Cordillera del Maule de los ca. 40-20 Ma .....	79
6.	13.	Diagrama de bloque de esfuerzos y arreglo estructural de la Cordillera del Maule entre ca. 18-14 Ma .....	79
6.	14.	Diagrama esquemático para un patrón de deformación transpresivo dextral con un $\sigma_1$ (acortamiento máximo) ENE-OSO .....	80
6.	15.	Modelos de cinemática de placas destacando la transición entre contracción y transcurrencia .....	81
6.	16.	Diagrama de bloque de esfuerzos y arreglo estructural de la Cordillera del Maule en periodos de subducción oblicua (ca. 14 Ma y ca. 5 Ma) .....	82

## INDICE DE ANEXOS

<b>Anexo</b>		<b>Página</b>
1	Ejemplo de Múltiple Inverse Method (MIM) .....	94
2	Mapa geológico del área de estudio .....	95

## RESUMEN

Se analiza la deformación tectónica y su relación con la construcción orogénica de la Cordillera Principal en la Región del Maule, Chile ( $35^{\circ}42'S$  -  $35^{\circ}52'S$ ) abordando la transición entre la deformación contraccional, evidenciada en la inversión de la Cuenca de Abanico, y la deformación transcurrente dominante en la actualidad, evidenciada en los mecanismos focales de sismos corticales (e.g. Melado y Teno; Cardona *et al.* 2018; Sielfeld *et al.*, 2019). Trabajos en el sector no discuten la existencia de deformación transcurrente (Astaburuaga, 2014) mientras que otros enfocan el estudio de la deformación transcurrente en la circulación de fluidos y emplazamiento de centros volcánicos y cuerpos plutónicos (Sielfeld *et al.*, 2019; Piquer *et al.*, 2023). En otras latitudes se ha propuesto un régimen transpresivo como un rasgo importante y recurrente desde el Eoceno tardío, aunque sugiriendo que pueda tratarse de un caso local (Mosolf *et al.*, 2019). En resumen, no está bien caracterizada la deformación transcurrente en el sector y no bien restringida la temporalidad de la transición entre contracción y transcurrancia.

A través del análisis geométrico, cinemático y dinámico, se caracterizan las estructuras de deformación presentes y su evolución en respuesta a los regímenes de esfuerzo. Los análisis incluyen el estudio de fallas y pliegues en unidades geológicas mesozoicas y cenozoicas, con datos recolectados en campo y procesados mediante herramientas como *FaultKin*, *Stereonet* (Allmendinger *et al.*, 2012) y *Multiple Inverse Method* (Yamaji, 2000).

Un rasgo de primer orden es la presencia de dos bloques: Mesozoico y Cenozoico diferenciados por sus litologías y por su deformación. El bloque Mesozoico exhibe plegamiento con acortamiento NO-SE. Una gran zona de alteración hidrotermal afecta al bloque mesozoico y con ella un estilo de deformación de tipo transtensivo para la circulación de fluidos hidrotermales. Situación similar en el límite entre ambos bloques en el Río Cipreses donde se detectan estructuras extensivas. El bloque Cenozoico exhibe plegamientos con acortamiento E-O y fallas de cizalla interestratal, junto con fallas de orientación N-S asociadas a la contracción que habría invertido la Cuenca de Abanico. Estas fallas tienen una fuerte impronta transcurrente con *rakes* de bajos valores y es más notoria en el límite entre bloques donde se halla una zona con intenso fallamiento sobrescribiendo el contacto. El análisis dinámico a partir de los datos arroja una dirección de  $\sigma_1$  orientado ENE-OSO en la mayoría de las estaciones, con excepciones en sectores donde se observa la acción de fluidos magmáticos e hidrotermales. Por tanto, la dirección de  $\sigma_3$  es variable y describe permutaciones entre subvertical a subhorizontal cambiando el régimen de compresivo a transpresivo. Se hallaron estructuras en flor de mesoescala en el bloque limitado por fallas Hornitos y Las Corrientes apoyando el análisis dinámico. Se propone una estructura ONO-ESE con movimiento sinistral a lo largo del Río Maule atravesando la zona de estudio y ambos bloques a partir de la recurrencia de fallas sinestrales, contactos desplazados y lineamientos en vista satelital. Se denomina Falla Maule (Castro, en preparación).

Se propone que durante la inversión de la cuenca de abanico el vector de convergencia ortogonal provocó un régimen compresivo e invirtió estructuras N-S, provocando plegamientos en esta dirección. Posteriormente el vector de convergencia cambió alrededor de los  $\sim 14$  Ma en el Mioceno medio generando un régimen transpresivo dominante desde entonces y que ha reactivado estructuras previas y otorgando su impronta en la deformación de la Cordillera Principal del Maule desde entonces hasta la actualidad.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En el margen convergente sudamericano se desarrolla la orogénesis Andina, culminación del ciclo Andino, el último de los ciclos de la subducción en el margen de Sudamérica habría comenzado luego de la separación de Rodinia a fines del Proterozoico con alternancias en su actividad (Ramos, 2009). El ciclo andino comienza con el emplazamiento del arco del Jurásico temprano (Pliensbaniano) pero no es hasta la orogenia Peruana en el Cretácico tardío (Charrier *et al.*, 2015) que empieza a construir lo que conocemos como los Andes Centrales. La configuración del margen ha exhibido alternancias entre regímenes tectónicos de extensión y compresión, dando lugar a distintas estructuras de deformación características de cada etapa del margen, sobrescribiendo y en ocasiones reactivando las estructuras previas. A los 35°S, el alzamiento de la Cordillera Principal ocurrió desde el Cretácico tardío con un auge en el Neógeno con las fases Incaica y Pehuenche (Charrier *et al.*, 2015). Tras el desarrollo de la Cuenca de Abanico (Eoceno Superior-Mioceno Inferior) en un contexto extensional, ésta se invirtió desde el Mioceno Temprano, propagando la deformación hacia el este (16-13 Ma) y generando la inversión de la Cuenca Neuquina y acompañado de fallamiento fuera de secuencia en sectores más orientales de la Cordillera Principal (ca. 8 Ma) (Charrier *et al.*, 2002; Giambiagi *et al.*, 2022; Farías *et al.*, 2010). Desde entonces, la deformación ha migrado hacia el antepaís, predominando un mecanismo transcurrente dextral en la Cordillera Principal, evidenciado en sismos superficiales (Farías *et al.*, 2008). La zona de estudio se encuentra en la Cordillera Principal, aproximadamente a los 35,5°S, comprendiendo el curso principal del Río Maule, así como quebradas y ríos tributarios del mismo. A menos de 20 Km del curso principal existe vulcanismo mono y poligenético expresado en el Complejo Volcánico Descabezado Grande, Cerro Azul y volcán Quizapú, y el Complejo Volcánico Tatara-San Pedro-Pellado, siendo todos estos focos de los principales estudios estructurales a fin de conocer las estructuras corticales que dan cabida al vulcanismo. El primero tiene actividad desde Pleistoceno tardío hasta la actualidad siendo la última erupción la del Descabezado en 1932, mientras que el otro tiene actividad más antigua desde el Pleistoceno temprano hasta la última actividad del volcán Tatara entre 89-19 Ka.

Trabajos de Piquer *et al.* (2023) y Sielfeld *et al.* (2019) dan cuenta de estas estructuras que son esenciales para la migración y emplazamiento de geofluidos en la corteza, siendo la clave para entender la naturaleza contrastante entre vulcanismos o su emplazamiento. Sielfeld *et al.* (2019) estudia el fallamiento de rumbo y su influencia en el vulcanismo y actividad hidrotermal del Complejo Tatara-San Pedro-Pellado en un rango temporal tan reducido como la actividad de este, por lo que sus conjeturas sobre deformación y esfuerzos resultan locales y acotadas temporalmente como para extrapolar al resto de la Cordillera Principal. Mientras, Piquer *et al.* (2023) otorga información valiosa de estructuras y dataciones de unidades observadas en el sector norte del área de estudio, pero enfocadas a explicar las rutas de emplazamiento del Complejo Plutónico La Invernada sin ahondar en las causas a mayor escala del emplazamiento de estos plutones o la deformación observada. Por otro lado, Astaburuaga (2014) concentra su análisis en estructuras contraccionales de inversión tectónica como fallas y plegamiento desarrollados durante el Neógeno.

A partir de trabajos previos se puede detectar que la cronología y orientación de los esfuerzos que dan origen a la deformación no han sido dilucidados en su totalidad. A su vez, no se ha definido una cronología para la orientación de los esfuerzos que generaron estas estructuras, lo que permitiría comprender las condiciones en las que se construyó la cordillera a esta latitud, y si puede asemejarse a un modelo o proponer uno propio. Giambiagi *et al.* (2016) realizan un estudio de la evolución de los esfuerzos durante la construcción del plateau Altiplano-Puna a los 22-26,5° S y su posterior colapso orogénico, modelo conocido para orógenos que alcanzan altitudes críticas bajo condiciones reológicas y térmicas específicas. Se demuestra que permutaciones y cambios en magnitud y dirección de los esfuerzos caracterizan etapas de la construcción del plateau. Por otro lado, la subducción en el margen sudamericano ha tenido variaciones en el ángulo de subducción, la velocidad de subducción y el ángulo de convergencia. Este último rasgo tiene importancia en la generación y reactivación de estructuras, ya que puede dividirse en dos componentes, una paralela y otra perpendicular al margen, lo que se llama partición de la deformación (Dewey y Lamb, 1992; Lavenu & Cembrano, 1999; en Folguera *et al.*, 2002). Entre los 38-42°S el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO) acomoda la componente paralela de la convergencia desde el Plioceno (Rosenau *et al.*, 2006). Los trabajos cerca del sector de estudio (Torres, 2021; Piquer *et al.*, 2023; Sielfeld *et al.*, 2019; Astaburuaga, 2014) evidencian la reactivación de estructuras originales

previas ante los cambios en el campo de esfuerzo. Además, en el sector también se registra el emplazamiento y exhumación de cuerpos plutónicos miocenos y pliocenos (18-4 Ma), pero su relación con procesos tectónicos y esfuerzos locales no es bien entendida. El sector de estudio se enmarca en la zona sur del país y se han reportado altas tasas de erosión de unidades volcánicas pleistocénicas por los avances glaciales durante el Pleistoceno (Singer *et al.*, 1997). Todos estos antecedentes son tomados en cuenta a la hora de analizar y explicar la temporalidad de la deformación en el sector.

Se realiza una caracterización detallada de las estructuras a través del análisis estructural clásico (geométrico, cinemático y dinámico) para entender la transición entre la fase contraccional y transcurrente y su rol en la construcción orogénica, la reactivación de fallas preexistentes y la exhumación de complejos plutónicos. Se sigue la metodología de Marrett & Allmendinger (1990) y diversos softwares de modelamiento estereográfico de planos de falla y estrías (Petit, 1987; Allmendinger *et al.*, 2012) complementando con el análisis dinámico de inversión (MIM; Yamaji 2000) para detectar tensores de esfuerzo y posibles reactivaciones de las estructuras observadas.

## **1.2. OBJETIVOS**

### **1.2.1. Objetivo General**

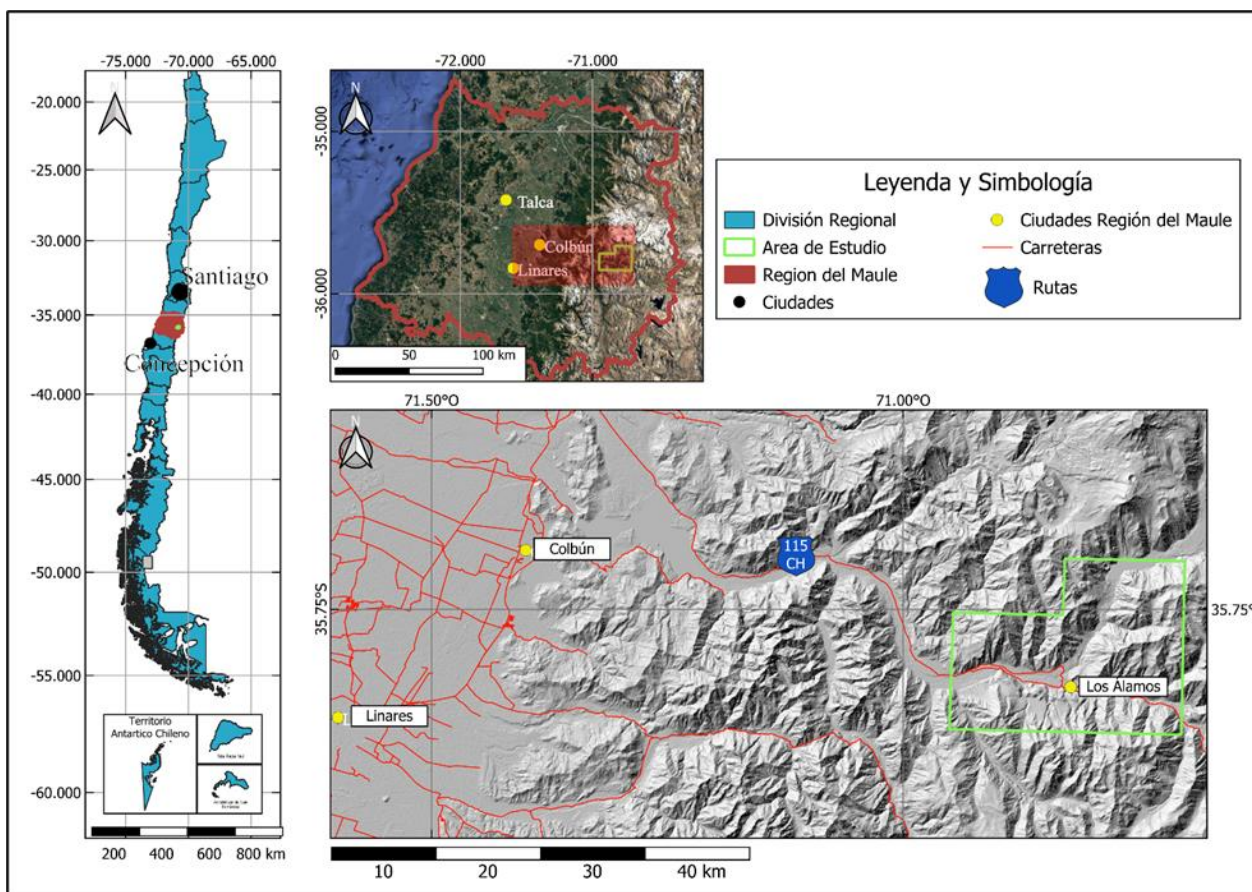
- Determinar la evolución de las direcciones principales de deformación y de esfuerzo desde el comienzo de la contracción andina y su relación con la construcción orogénica de la Cordillera Principal en las inmediaciones del Río Maule ( $35^{\circ}42'S$   $70^{\circ}58'W$  -  $35^{\circ}52'S$   $70^{\circ}42'W$ ).

### **1.2.2. Objetivos Específicos**

- Realizar un análisis geométrico de fallas y pliegues que afectan a las unidades geológicas en el área de estudio.
- Determinar las direcciones principales de deformación y analizar su evolución temporal.
- Determinar la evolución de los esfuerzos principales durante la deformación neógena del área de estudio.

### 1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio se encuentra en la zona cordillerana de la Región del Maule, Chile, al este de Talca, cerca de la frontera con Argentina y en la ruta hacia el Paso Internacional Pehuenche, siendo esta la única ruta a través de la cordillera para acceder al sector (Figura. 1.1)



**Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos.** En rojo las carreteras principales con la ruta 115-CH como única vía de acceso al sector.

Para llegar desde Concepción, se debe tomar la Ruta 150 con dirección a Penco, para luego tomar la Ruta 152 (Autopista del Itata) con dirección este hasta llegar a la Ruta 5 Sur y tomar dirección norte hasta llegar a Talca; aquí se debe doblar hacia el este y tomar la ruta 115-CH que atravesará localidades como San Clemente en camino hacia el Paso Internacional Pehuenche.

### 1.4. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo nace como parte del proyecto Fondecyt de Postdoctorado código 3200348 acreditado a Dr. Mauricio Espinoza Vargas, a quién estoy profundamente agradecido por su dedicación a la

docencia y a esta memoria de título, por responder cada pregunta con paciencia y acompañar con su amistad las aventuras de terreno, al Congreso Geológico Argentino y otros momentos fuera de la U.

A los “MEVmoristas” con quienes junto al profe hicimos un gran equipo, discutiendo y compartiendo la información ayudando a desarrollar nuestros proyectos. A los estudiantes del doctorado que acompañaron los terrenos y congreso, en especial a Catalina por su ayuda con el MIM. A todos los estudiantes con quienes compartí ayudatías y terrenos, especialmente a los estudiantes de Geología de Campo II, la información obtenida por ustedes fue vital para el desarrollo de esta memoria. Gracias Jimmy, G6 y G7 por su material audiovisual.

A Dirección de Docencia y Facultad de Ciencias Químicas por facilitar los fondos para financiar la participación en el “XXII Congreso Geológico Argentino” en San Luis, Argentina. Al Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción por apoyar económicamente dicha participación, a sus docentes y auxiliares que hicieron de las clases y salidas a terreno las mejores experiencias de convivencia, y a su personal administrativo por guiar y resolver siempre las dudas que surgían en diversos temas.

El deporte siempre fue parte vital en mi crecimiento personal. A Club VoleySalud con quienes compartí tantas anécdotas, campeonatos y viajes. Gracias a todos los amigos que he hecho en el voleibol, con quienes compartí cancha a favor o en contra, y gracias a Voleibolé por la gran final que tuvimos en el Interfacultades 2024, el mejor partido que he jugado.

Mis amigos de Natales Levi, Nati, Yohan, Provoste, Nico y Leo por acompañar este proceso a la distancia, pero que siempre hicieron de las vacaciones y tiempo libre como si el tiempo se hubiera detenido como cuando estábamos en la media.

Gracias a mis amigos de la carrera Pelao, Matías, Álvaro, Nico, Maite, Dani, David, Esteban y Nelson, tantos años de risas y anécdotas. A los guatones y facheritos que nos vamos titulando uno a uno este año que me brindaron su amistad desde el día uno. Sin embargo, siempre nos faltará uno: Joaco. Tu partida y ausencia se sentirá siempre. Siempre te traigo en mis pensamientos, cuando

recuerdo los viajes a campeonatos con Voleysalud o a terreno. Este trabajo, así como el 2do lugar en Interfacultades 2024 son homenajes a tu memoria. Jamás te olvidaremos amigo querido.

A Alanis por siempre apoyarme en este proceso, motivarme a trabajar cuando me bloqueaba, celebrar todos mis logros y por estar siempre presente, incluso en mis momentos más bajos.

Finalmente, y más importante, a mis padres Víctor y Fanny, mi tía Rosa y mi hermano Martín. Siempre se me enseñó que puedo ser lo que me proponga, a seguir valiente mis objetivos y siempre celebraron todos mis logros. A Martín quien me llevó al deporte y hasta el día de hoy es mi mejor compañero en cancha. Ustedes son los responsables de formar la persona que soy el día de hoy.

## 2. MÉTODOS Y MATERIALES

### 2.1. TRABAJO PRE-TERRENO

Se realiza una recopilación bibliográfica para contextualizar la geología local, enfocándose en trabajos aledaños al área de estudio (e.g. Astaburuaga, 2014; Piquer *et al.*, 2023) y complementando con investigaciones en desarrollo de SERNAGEOMIN (Venegas *et al.*, 2023) y memorias de título. Se lleva a cabo una limpieza y análisis preliminar de datos cinemáticos facilitados por el profesor patrocinante y el curso de Geología de Campo II (2023) para identificar vacíos en el registro, puntos de interés en imágenes satelitales de *Google Earth* y detectar posibles contradicciones en los datos que necesiten corroborarse en terreno.

### 2.2. TRABAJO EN TERRENO

Se realizaron 3 campañas de terreno durante el año 2024 usando la localidad Los Álamos como partida hacia distintos puntos de interés previamente determinados. Se realizó la medición de planos de falla y determinación del sentido de movimiento siguiendo los criterios descritos por Petit (1987), además de medidas de estratificación para la caracterización de ejes de plegamiento y la orientación de diques. Las mediciones se realizaron a través del software *Faultkin Mobile* y *StraboField* comprobando de manera recurrente que las mediciones fueran correctas mediante brújula geológica Brunton Estructural 5010 facilitada por el profesor patrocinante.

### 2.3. TRABAJO POST-TERRENO

#### 2.3.1. Análisis Geométrico

Para analizar la geometría de la deformación se analiza la dirección de planos de falla, ejes de plegamiento y diques en la zona de estudio empleando el software *Stereonet* (Allmendinger *et al.*, 2012). Para el análisis de plegamiento se realiza el cálculo de polos y definiendo el “*cylindrical best fit*” correspondiendo a la dirección de acortamiento en un plano que se adecúe de mejor manera a estos polos; de esta manera el polo de este plano calculado se define como eje  $\pi$  correspondiente al eje del pliegue. Para un mejor análisis de los datos se definen estaciones estructurales a partir de las estructuras definidas por autores previos, afloramientos disponibles y geología local.

### 2.3.2. Análisis Cinemático

Para el análisis de fallas con indicadores cinemáticos se sigue la metodología de Marrett & Allmendinger (1990) y se utiliza el software *Faultkin* (Allmendinger *et al.*, 2012). Este se utiliza para representar los planos de falla y sus estrías correspondientes; desde los que se pueden definir ejes de acortamiento máximo (P) y alargamiento máximo (T) para cada plano de falla. Se realiza una separación en sets de fallas que comparten cinemática, direcciones de *strain*, apoyadas por observaciones de terreno. Se generan soluciones del plano de falla (i.e. “*fault-plane solution*”; “pelotas de playa”) y se muestran las direcciones de los ejes de deformación para cada set.

### 2.3.3. Análisis Dinámico

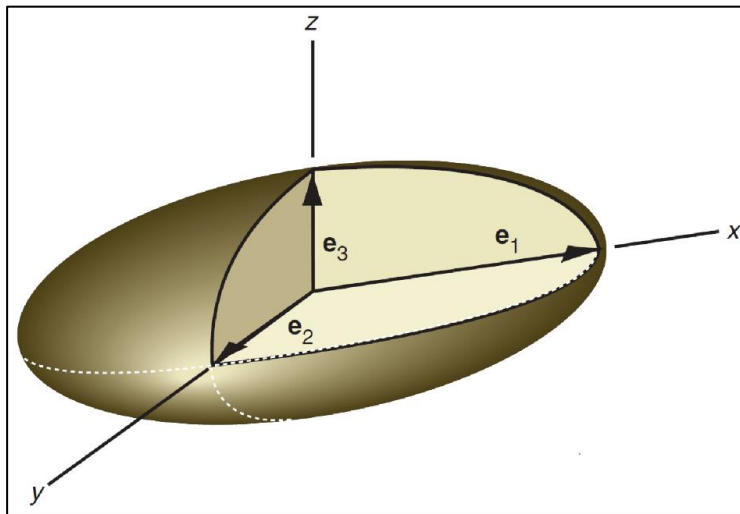
Para el cálculo de tensores de esfuerzo se utiliza el *Multiple Inverse Method* (MIM; Yamaji, 2000). Este software permite la identificación de paleo-esfuerzos heterogéneos para grupos de fallas a partir de la orientación de las estrías y sentido de movimiento. El programa permite obtener tensores reducidos de esfuerzos a partir de la inversión de datos cinemáticos, y así estimar el campo de esfuerzos actuante durante la generación de la deformación medida.

El programa entrega el cálculo de ejes de esfuerzo en proyección estereográfica ubicándolos según su *trend/plunge* y dándoles un color según el *stress ratio* [ $\Phi = ((\sigma_2 - \sigma_3)) / ((\sigma_1 - \sigma_3))$ ; ( $0 \leq \Phi \leq 1$ )] asociado a los tensores de esfuerzo calculado (explicado en detalle en “Capítulo 3: Marco Teórico”). Estas coordenadas y *stress ratio* pueden descargarse en formato “.txt” y son trabajados en el software Excel generando histogramas para cada valor de *stress ratio* [ $\Phi = ((\sigma_2 - \sigma_3)) / ((\sigma_1 - \sigma_3))$ ; ( $0 \leq \Phi \leq 1$ )] indicando la moda de *tadpoles* o soluciones de esfuerzo calculados según cada *stress ratio* y definir la dirección de esfuerzos que se ajuste mejor a los datos entregados.

### 3. MARCO TEÓRICO

#### 3.1. CONCEPTOS DE *STRAIN* Y *STRESS*

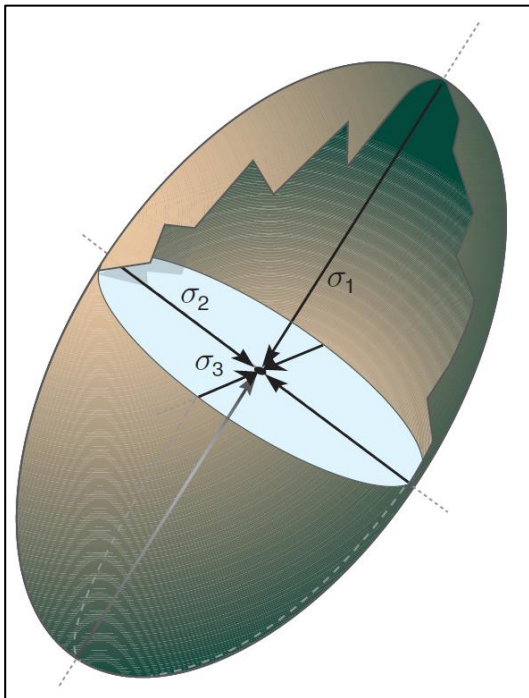
El término deformación hace referencia a la distorsión expresada en una roca deformada y dependiendo de la naturaleza del cuerpo deformado puede ser de cuerpo “rígido” y “no rígido”, siendo este último el término al que hace referencia como *strain*. Un cuerpo puede deformarse mediante ciertas componentes como traslación o rotación y no se puede saber sólo mirando dicho cuerpo, sin embargo, si existe cualquier cambio de forma incluyendo o no cambios en el volumen se define como *strain* e implica que las partículas dentro de un cuerpo (roca) han cambiado de posición respecto a otras (Figura. 3.1) (Fossen, 2016). Se considera *strain* convencionalmente como una consecuencia del esfuerzo (*stress*), de modo que *stress* y *strain* se asocian en una relación de causa y efecto unidireccional (Marrett & Peacock, 1999).



**Figura 3.1: Elipsoide de *strain*.** Una esfera imaginaria que se deforma junto al cuerpo o roca.

En geología el *stress* es usado en medios de gran resistencia al cizalle (rocas) y hace referencia a los esfuerzos que afectan un volumen de roca que pueden ser de cuerpo (e.g. gravedad, magnetismo) y de superficie (Fossen, 2016). *Strain* y *stress* están relacionados en las ecuaciones constitutivas, que no atribuyen una importancia primordial a ninguna de las dos (Marrett & Peacock, 1999). Por lo tanto, el carácter de interpretación para un análisis estructural de deformación natural distingue el *strain* y *stress* como términos descriptivos y genéticos respectivamente. Es decir, el *strain* representando movimientos relativos y desplazamientos pueden

ser completamente especificados en términos geométricos sin hacer referencia a *stress* mediante un análisis cinemático. Por el contrario, el *stress* representa las fuerzas durante el desarrollo de estructuras (Figura. 3.2), y no puede inferirse de las rocas sin referencia a la cinemática. Si bien no significa que un análisis cinemático completo es prerequisite para un análisis dinámico, este debe, al menos de forma implícita, depender de interpretaciones cinemáticas. Así, el análisis dinámico interpreta descripciones cinemáticas (análisis o suposición) apelando a suposiciones reológicas y ambientales (Marrett & Peacock, 1999).



**Figura 3.2: Elipsoide de *stress*.** Los ejes representan las direcciones de mayor a menor *stress* sobre un punto del cuerpo o roca.

### 3.2. CONCEPTOS PARA EL ANÁLISIS CINEMÁTICO

La deformación interna o *strain* es producida cuando un material traspasa el umbral de deformación finito y deja de comportarse como un cuerpo elástico. Durante la deformación frágil los granos se quiebran y reorganizan formando fracturas de tipo tensional (e.g. fracturas tensionales) y de cizalla (e.g. fallas). Una falla consiste en una zona de deformación de espesor variable que incluye varias superficies de deslizamiento sub-paralelas cercanas unas de otras. El desplazamiento de una falla puede ser indicado con un vector que une dos puntos a lados opuestos de la falla que estuvieron juntos antes del fallamiento (Figura 3.3). Este vector puede ser descompuesto en tres dimensiones, vertical  $\Delta v$ , horizontal  $\Delta H$  y a lo largo del rumbo  $\Delta L$  (Jaldín, 2023).

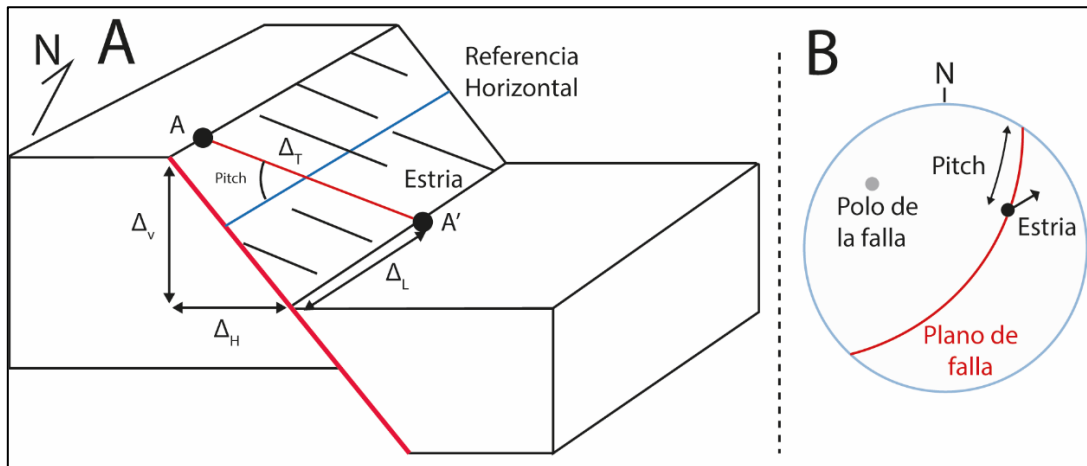


Figura 3.3: A) Diagrama de bloque para una falla normal y la partición en vectores de movimiento B) Proyección estereográfica de la falla. Extraído de Jaldín (2024)

Muchas fallas muestran desplazamiento en el buzamiento o en el rumbo, estas son llamadas fallas oblicuas. La proporción entre buzamiento del plano y deslizamiento es el ángulo de inclinación o *rake* o *pitch* (Figura. 3.3). El vector de deslizamiento se identifica mediante la observación de estrías y sus componentes como dirección y orientación se estiman mediante la utilización de criterios cinemáticos (Petit, 1987) como se muestra en la Figura 3.4.

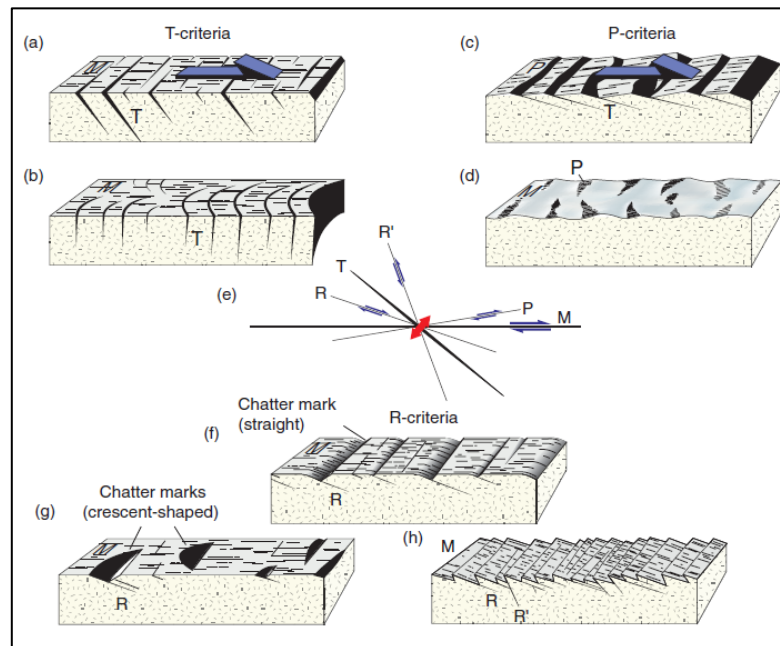
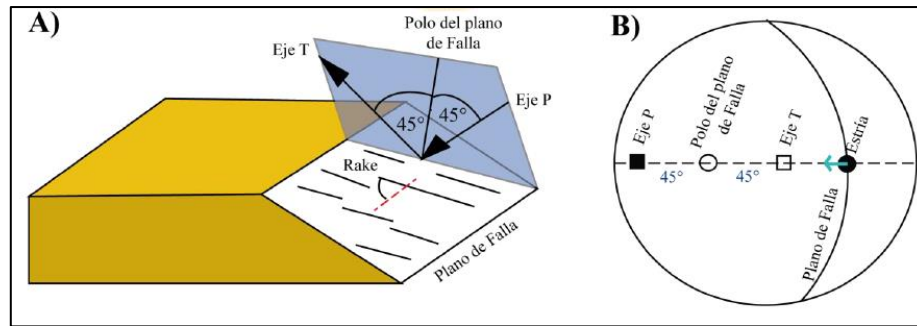


Figura 3.4: Criterios cinemáticos en una falla dextral. Extraído de Fossen (2016)

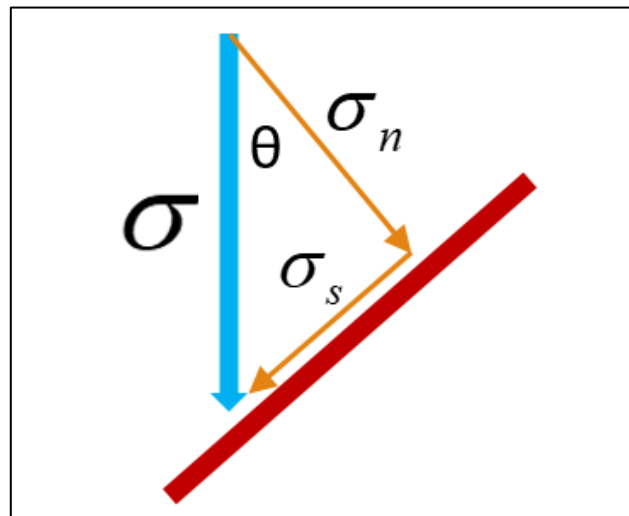
Para el análisis de fallas como parte de la deformación (i.e. *strain*) se realiza el análisis cinemático que es la reconstrucción del movimiento de las principales estructuras observadas a lo largo del tiempo y su evolución en relación con los depósitos. Este análisis no toma en cuenta las fuerzas o los esfuerzos responsables del movimiento. Este enfoque es considerado menos especulativo que el dinámico, ya que se basa en suposiciones geométricas más directas y observables, como la forma original y final de un cuerpo deformado, y a menudo se realiza a través de métodos gráficos o computacionales relativamente simples, proporcionando soluciones únicas y más intuitivas para problemas específicos de deformación natural (Marrett & Peacock, 1999). Esta metodología contempla el cálculo de ejes de acortamiento máximo (P) y estiramiento máximo (T) (Figura. 3.5), los que se ubican a 45° del polo de cada plano de falla, para un grupo de fallas y se plotean en una proyección estereográfica y se analiza su distribución (Marrett & Allmendinger, 1990). Si el ploteo de los ejes forma *clusters* o grupos para ambos ejes, podemos asumir que existe un *strain* homogéneo. Por el contrario, si estos ejes aparecen de manera dispersa sin una tendencia aparente podemos asumir un *strain* heterogéneo y por lo tanto variaciones espaciales y/o temporales en la deformación. A partir de este análisis y en caso de identificar varios *clusters*, es posible separar en subgrupos de fallas para obtener un *strain* homogéneo para este subgrupo. En caso de tener deformación homogénea es posible realizar soluciones del plano de falla (i.e. *fault-plane solution* que faciliten la observación y significado geológico de las estructuras de deformación. Se emplea el software *Faultkin* (Allmendinger *et al.*, 2012; Marrett & Allmendinger, 1990) para plotear no solo los planos de falla medidos en terreno, sino también los indicadores cinemáticos según los criterios descritos por Petit (1987). El programa debe contar con los datos de rumbo (*strike*), manteo (*dip*), orientación de la estría (*trend-plunge* o *rake*) y movimiento de la falla (normal, inversa, sinistral, dextral).



**Figura 3.5: Representación geométrica de conceptos cinemáticos.** (A) Distribución de ejes P y T. (B) Ejes P y T en una proyección estereográfica.

### 3.3. CONCEPTOS PARA EL ANÁLISIS DINÁMICO

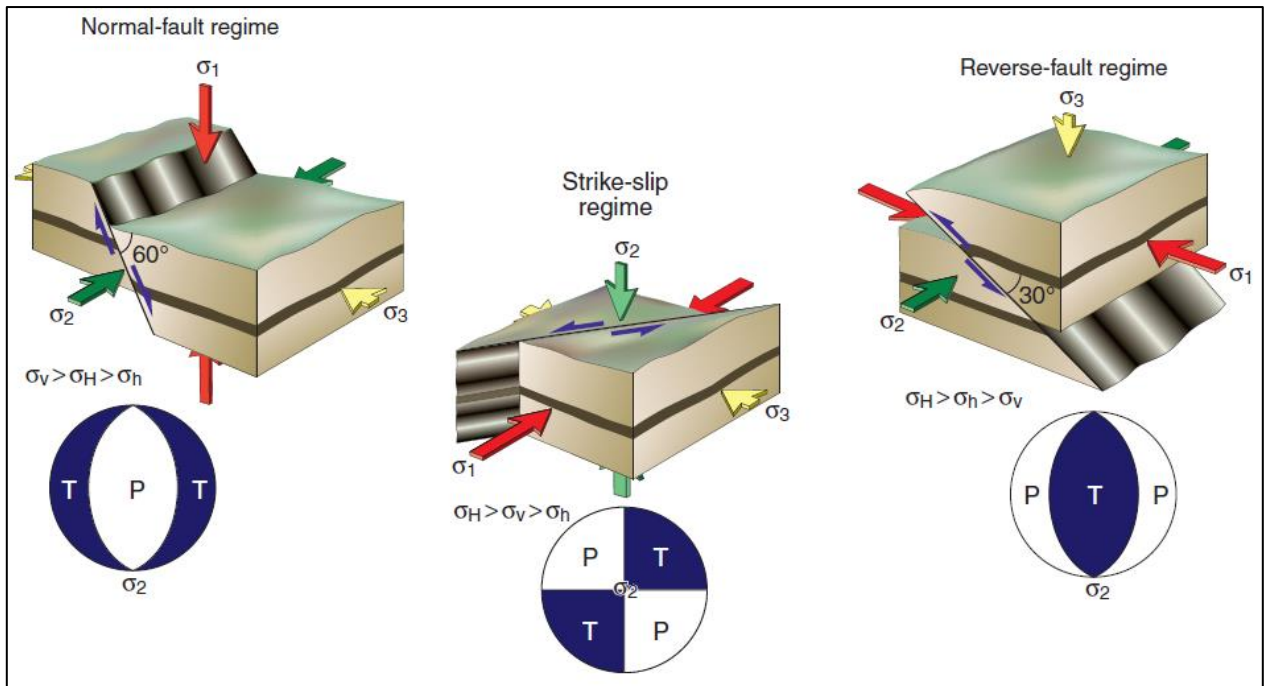
Un análisis dinámico corresponde al estudio de las fuerzas que generaron la geometría de las estructuras observadas y de los procesos tectónicos que generaron dichas fuerzas (Marret & Peacock, 1999). El esfuerzo ( $\sigma$ ) actuando sobre un plano se puede descomponer en dos componentes: una componente normal ( $\sigma_n$ ), que actúa perpendicular al plano, y un componente tangencial paralelo al plano llamado estrés de cizalle ( $\sigma_s$ ), con  $\theta$  correspondiente al ángulo entre vector esfuerzo y el plano (Figura. 3.6).



**Figura 3.6: Diagrama de la descomposición del stress sobre un plano.**

La clasificación de régimen de esfuerzo es hecha en base a la suposición de que no existe esfuerzo de cizalle en la superficie de la tierra, por lo que uno de los ejes principales de esfuerzos es vertical y dos horizontales (Anderson, 1951). Dependiendo de la naturaleza del esfuerzo vertical ( $\sigma_v$ )

existen tres estados tectónicos: (1) régimen normal con  $\sigma_v = \sigma_1$ , (2) régimen de *strike-slip* con  $\sigma_v = \sigma_2$  y (3) régimen inverso con  $\sigma_v = \sigma_3$  (Figura. 3.7). Bajo estos supuestos andersonianos, y relacionando las magnitudes entre dichos esfuerzos con la expresión  $\Phi = ((\sigma_2 - \sigma_3)) / ((\sigma_1 - \sigma_3)); (0 \leq \Phi \leq 1)$  (Angelier, 1975), se pueden definir regímenes tectónicos basados en la dirección y magnitud de estos esfuerzos.



**Figura 3.7:** Relación de la orientación de esfuerzos principales y regímenes tectónicos andersonianos (Fossen, 2016).

Para el análisis dinámico se utiliza el software MIM (*Multiple Inverse Method*), desarrollado por Yamaji (2000). Este software se basa en el "Método de Inversión Múltiple", una técnica numérica que separa estados de esfuerzos a partir de datos heterogéneos de fallas y soluciones de falla. A través de iteraciones matemáticas, el modelo entrega la mejor combinación de esfuerzos consistentes con los datos entregados. El software necesita la orientación del plano de falla (*Dip direction/Dip*), la orientación de la estría (*Trend y Plunge*) y el sentido de desplazamiento (Dextral, Sinistral, Inversa o Normal). Además, se debe ingresar el parámetro "k", que representa el número de fallas que conforman un subgrupo, generalmente valorado en  $k=5$  si hay menos de 100 datos, aunque con número de datos muy bajos, se puede usar 3 o 4 (Yamaji, 2000).

Para relacionar las distintas magnitudes de los tres esfuerzos principales de la zona se emplea la razón de los esfuerzos (*stress ratio*),  $\Phi = ((\sigma_2 - \sigma_3)) / ((\sigma_1 - \sigma_3))$ ; ( $0 \leq \Phi \leq 1$ ), siendo el valor entregado de esta relación una propuesta de clasificación del régimen tectónico local. Todo esto es basado en el valor de la razón de esfuerzos y la orientación de los esfuerzos principales. (Ritz, 1994; Figura 3.8).

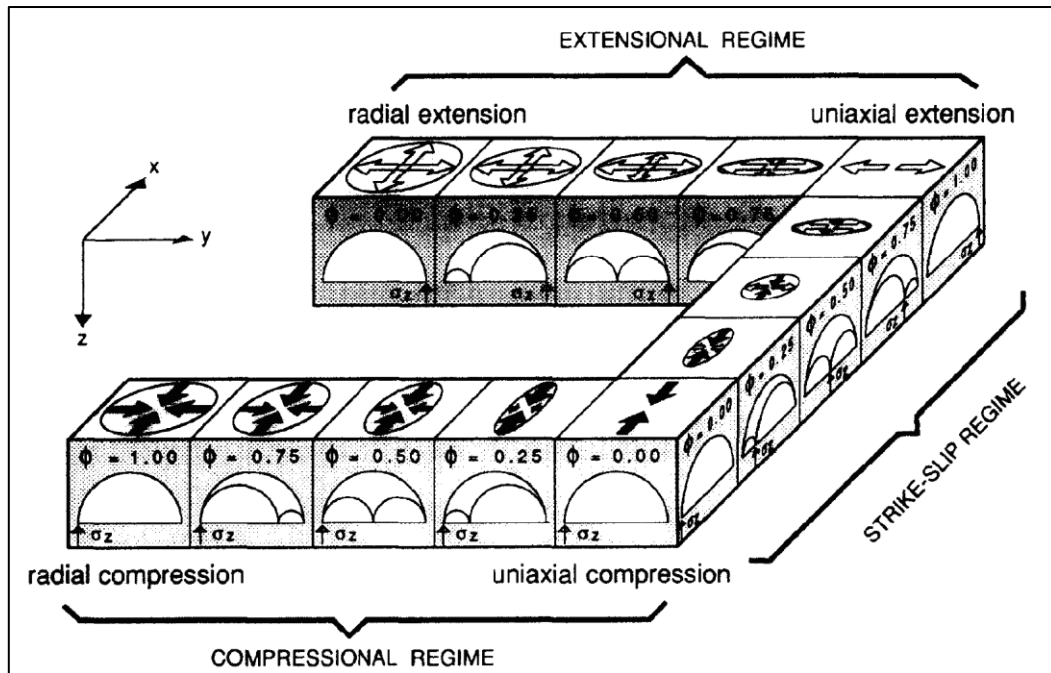


Figura 3.8: Clasificación de regímenes tectónicos según Ritz, 1994.

El software produce dos estereogramas en proyección del hemisferio inferior y área equivalente: el izquierdo representa la disposición espacial de los ejes  $\sigma_1$  y el derecho de los ejes  $\sigma_3$ . Los símbolos de "renacuajos" (*tadpoles*) en los estereogramas muestran los estados de esfuerzo resultantes de la iteración de subconjuntos de datos, donde la dirección de su "cola" indica la posición de su pareja en el estereograma adyacente, y el largo de la cola es inversamente proporcional al *Plunge* de su pareja. Los colores de los símbolos indican valores de  $\phi$ , con tonos azules para  $\phi = 0$  y tonos rojos para  $\phi = 1$ .

Una vez identificados manualmente los clústeres de *tadpoles* y asignado su valor de  $\phi$ , el programa genera un nuevo estereograma con los planos de falla y los símbolos de  $\sigma_3$  y  $\sigma_1$ . El panel inferior izquierdo muestra un histograma de *misfit angles* (ángulo de error), que representa la diferencia

entre el ángulo observado en el plano de falla y el ángulo teórico calculado. El panel derecho muestra una tabla de *misfit angles* con la misma coloración que el histograma (Anexo 1).

Para determinar los esfuerzos principales y secundarios, se considera que el histograma debe ser descendente en las tres primeras barras.

## 4. MARCO GEOLÓGICO

### 4.1. CONTEXTO TECTÓNICO REGIONAL

El margen occidental de Sudamérica experimenta un proceso de subducción activa de litósfera oceánica (*slab*) bajo la litósfera continental con una convergencia dextral-oblicua en la actualidad de unos 6-8 cm/año (Somoza, 1998; Figura 4.1). Sin embargo, la velocidad y el ángulo de esta convergencia no ha sido constante y como resultado, la litósfera continental ha experimentado periodos alternantes de acortamiento, extensión, transcurrancia y quiescencia tectónica. Este proceso ha estado activo continuamente desde al menos Carbonífero (Ramos, 2009; Charrier *et al.*, 2015; Oliveros *et al.*, 2020a) con trabajos más recientes proponiendo un margen de larga vida desde Paleozoico tardío (del Rey *et al.* 2016; Coloma *et al.* 2017; Gonzalez *et al.* 2018; Oliveros *et al.* 2020b; en Oliveros *et al.*, 2020a). Estas condiciones tan variadas han dado lugar a diversos procesos geológicos como el magmatismo, la ubicación del arco, el desarrollo de cuencas, orogénesis, tectonismo y metamorfismo (Coira *et al.*, 1982; Mpodozis y Ramos, 1989; en Astaburuaga, 2014) encargados de modelar los Andes Centrales. Entre el Paleoceno inferior y el Eoceno temprano-medio, el magmatismo y la deformación estaban concentrados en la actual región del antearco. Durante el Eoceno temprano-medio, un aumento en la velocidad de convergencia y una rotación horaria de la dirección de convergencia originan un episodio de deformación contraccional conocido como fase Incaica. Posteriormente, en el Eoceno tardío al Oligoceno, ocurre un periodo de convergencia lenta y constante. Hacia el Oligoceno tardío se inicia una convergencia rápida y casi ortogonal que continuó hasta, al menos, los 20 Ma, disminuyendo paulatinamente a lo largo del Mioceno hasta el Presente, manteniéndose una leve oblicuidad de la placa de Nazca con respecto al margen continental (Somoza, 1998; Quiero *et al.*, 2022).

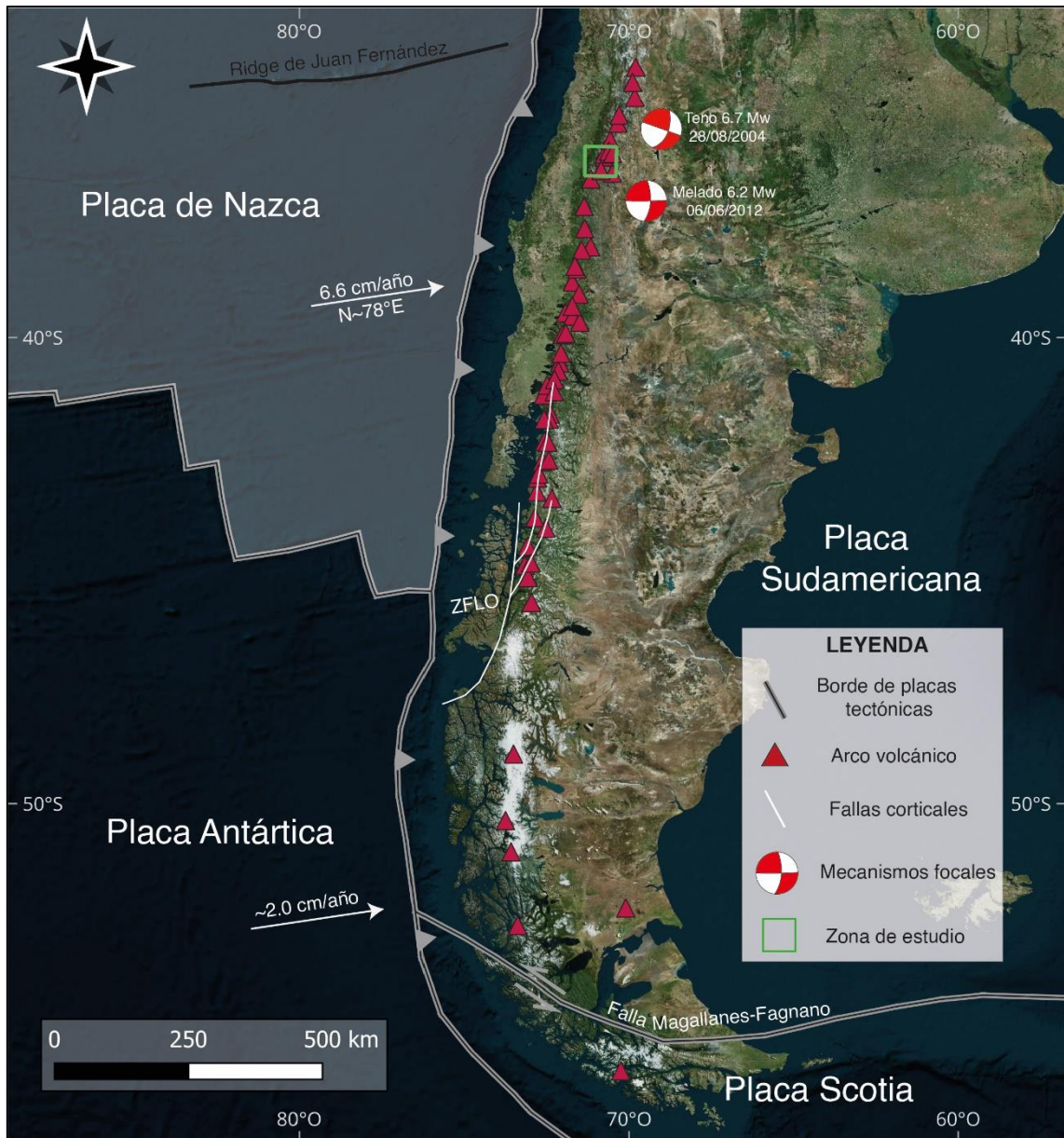


Figura 4.1: Mapa del contexto tectónico del área de estudio.

#### 4.2. GEOLOGÍA LOCAL

La zona de estudio se caracteriza por una compleja historia de deformación y rocas de variado origen, composición y edades abarcando desde el Jurásico tardío hasta el presente. La falta de datos geocronológicos en el área ha llevado a contradicciones entre autores sobre las unidades que afloran en esta sección de la Cordillera Principal. A partir de la revisión de trabajos previos y trabajo de campo en el sector de estudio se han confeccionado un mapa geológico de la zona de estudio

(Figura. 4.1 y Anexo 2) y un cuadro tectonoestratigráfico con las unidades que afloran en el sector (Figura. 4.2).

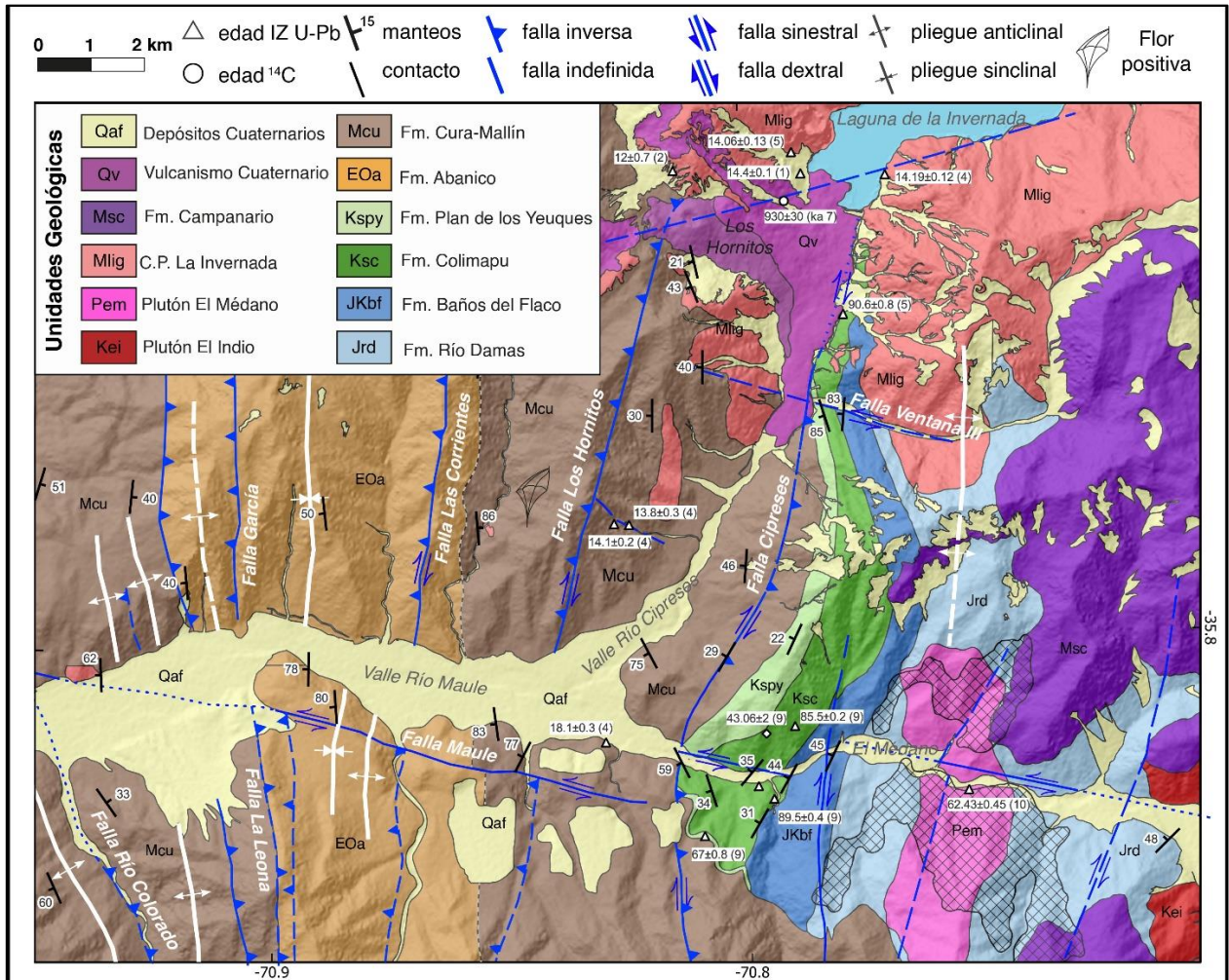


Figura 4.2: Mapa geológico de la zona de estudio. Mapeo de curso Geología de Campo II 2023-24.

#### 4.2.1. Unidades Mesozoicas

##### 4.2.1.1. Formación Río Damas (Kimmeridgiano)

Descrita por Klohn (1960) como una sucesión de conglomerados y brechas conglomerádicas con intercalaciones de areniscas, limonitas, lavas andesíticas y yeso, esta unidad aflora en la Cordillera Principal entre Santiago y Curicó (Thiele, 1980). González & Vergara (1962) la reconocen hacia el Sur, alcanzando hasta 2000 m en el curso superior del río Teno. Sobreyace concordantemente a la Formación Valle Grande de edad Oxfordiana y subyace a la formación marina de Baños del Flaco de edad Tithoniana-Hauteriviano. Su edad se estima en el Kimmeridgiano por sus relaciones



ambos valles. Sobreyace concordantemente a la Formación Río Damas y subyace a la Formación Colimapu en el río Maule (González & Vergara, 1962). La edad de esta formación se basa en su contenido fósil, del Tithoniano medio al Hauteriviano temprano (Tavera, 1948; Corvalán, 1959; en Astaburuaga, 2014), y en una datación U-Pb en el río Maule que indica una edad Barremiana (Astaburuaga, 2014). Hacia el norte, se denomina Formación Lo Valdés en la Cordillera Principal cerca de Santiago (González, 1963; en Astaburuaga, 2014), y en Argentina se correlaciona con las Formaciones Vaca Muerta y Agrio inferior (Mescua, 2011). Aflora en el valle del Río Maule desde La Mina hasta la quebrada La Ciega en una franja N-S (Astaburuaga, 2014). También se reporta una zona de alteración hidrotermal debido a intrusivos ocoíticos y félsicos del Plutón El Indio, y se encuentra fuertemente plegada y fallada. (Astaburuaga, 2014).

#### **4.2.1.3. Formación Colimapu (Barremiano-Albiano)**

Definida por Klohn (1960) en la quebrada Colimapu en el Río Maipo, corresponde a una secuencia continental de areniscas de coloración rojiza, lutitas, conglomerados de matriz arenosa con intercalaciones de rocas piroclásticas, lavas andesíticas e intercalaciones lenticulares de caliza. Su espesor alcanza ~2000 m (Thiele, 1980). Subyace a la Fm. Plan de los Yeuques de manera discordante, mientras que sobreyace concordantemente a la Fm. Baños del Flaco por medio de un contacto erosivo (González & Vergara, 1962). Se le asigna una edad Albiano a su límite superior y una edad máxima Barremiano mediante una datación U-Pb (Astaburuaga, 2014; Piquer *et al.*, 2023). Su equivalente hacia el norte corresponde a la Fm. Las Chilcas, además de la Fm. Diamante y Cristo Redentor en el valle del Río Aconcagua y el Grupo Rayoso en Argentina (Mardones, 2019; en Astaburuaga 2014). En el área se encuentra en una franja aproximadamente N-S que va desde la vertiente E del Río Cipreses hasta quebrada La Mina (Astaburuaga, 2014; Piquer *et al.*, 2023) con un manteo de alto ángulo hacia el W y se encuentra intruida por un set de diques andesíticos paralelos a la estratificación.

#### **4.2.1.4. Formación Plan de los Yeuques (Campaniano – Daniano)**

González & Vergara (1962) definen esta unidad como un conjunto de rocas volcánicas continentales piroclásticas, con intercalaciones de sedimentos continentales, caracterizadas por el color gris verdoso. Además, la formación está intruida por stocks subvolcánicos y diques (Piquer *et al.*, 2023). Los afloramientos de esta formación se reconocen desde el valle del Río Teno hasta

los 37°S (González & Vergara, 1962). Su base se encuentra en contacto concordante sobre la Fm. Colimapu, mientras que sobre su techo se dispone de manera concordante la Fm. Abanico (González & Vergara, 1962), mientras que Piquer *et al.* (2023) reconoce un contacto por falla a lo largo de Río Cipreses con lo que define como Fm. Colbún. Esta unidad se habría depositado en el interior de una cuenca de intra-arco con intenso volcanismo en un período de extensión cortical (cita). Es correlacionable con la Unidad Las Coloradas y con la Unidad Guanaco (Mardones, 2019; Muñoz *et al.*, 2018; en Encinas *et al.*, 2024a). Dataciones radiométricas asignan este volcanismo a un rango de edad Campaniano-Daniano temprano (Muñoz *et al.*, 2018). Dentro del área Piquer *et al.*, (2023) plantea que los diques difieren a los que intruyen a Fm. Colimapu, siendo para Fm. Plan de los Yeuques discordantes a los planos de estratificación, además de identificar zonas de alteración hidrotermal asociados el emplazamiento del Complejo Plutónico La Invernada.

## **4.2.2. Unidades Cenozoicas**

### **4.2.2.1. Formación Abanico (Eoceno Superior-Mioceno Inferior)**

Inicialmente, Aguirre (1960) define la Formación Abanico en la zona del cerro Abanico entre los valles de Aconcagua y Maipo (33°-33°30'S), y posteriormente González & Vergara (1962) reconocen la Formación Abanico entre los 33°S-36°S. La unidad corresponde a una sucesión continental predominantemente volcánica, principalmente de lavas basálticas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas, que se encuentran formando estructuras de coladas, brechas y tobas. Presenta depósitos sedimentarios que corresponden a intercalaciones de limolitas, areniscas y conglomerados finos y gruesos de color verde a verde amarillento. Le sobreyace la Fm. Farellones. El contacto puede ser tanto concordante como discordante según los sectores y esto debido al desarrollo de discordancias progresivas asociadas a la inversión de fallas normales reactivadas con la inversión tectónica de la Cuenca de Abanico (Charrier *et al.*, 2002). Puede correlacionarse a las Fm. Coya-Machalí, Cura-Mallín y Colbún (Piquer *et al.*, 2023). Más recientemente Venegas *et al.* (2023) y Contreras *et al.* (en preparación) realizan una separación de las unidades asociadas a Fm. Abanico apoyándose en nuevas edades geocronológicas y asignando depósitos más recientes a Fm. Cura-Mallín.

#### 4.2.2.2. Formación Cura-Mallín (Oligoceno Superior – Mioceno Inferior)

Unidad definida por González & Vergara (1962) en el estero de Cura-Mallín, entre las latitudes 36°-39°S. Con una potencia de 1300 m, se divide en un miembro inferior volcánico llamado Miembro Río Queuco, el cual está compuesto por tobas, brechas y subordinadamente areniscas, conglomerados, lutitas y coladas de lavas andesíticas; y un miembro superior sedimentario volcanoclástico denominado Miembro Malla-Malla, compuesto por areniscas, conglomerados y lutitas, con menor participación de tobas, brechas, calizas y niveles carbonosos (Radic, 2010). Presenta una edad Oligoceno Superior a Mioceno Inferior (Rosselot *et al.*, 2020) y es correlacionable con las formaciones Abanico, Coya-Machalí y Colbún (Piquer *et al.*, 2023; Vergara *et al.*, 1999) debido al contexto tectónico en el que se depositaron, rellenando cuencas extensionales de corteza delgada, como lo es la Cuenca de Abanico. En el área de estudio en sector Laguna la Invernada, Piquer *et al.* (2023) asocia estas rocas a Fm. Colbún. Recientemente Venegas *et al.* (2023) y Contreras *et al.* (en preparación) en sectores Río Claro y San Clemente respectivamente obtienen edades geocronológicas diferenciándola de la Fm. Abanico. Además, estas edades de ca. 20-14 Ma (U-Pb en circones; 40Ar/39Ar en Plg, Anf y MF) son coincidentes con las obtenidas en el sector Laguna del Laja por Herriot (2006; en Encinas *et al.* 2024b) y Encinas *et al.* (2024b) quien define un ambiente deposicional sin-extensional para el miembro inferior (ca. 20-19 Ma) y un ambiente sin-orogénico para la mayor parte de la secuencia.

#### 4.2.2.3. Formación Campanario (Mioceno Superior – Plioceno Inferior)

Formación definida por Drake (1976) al oeste del Cerro Campanario como un extenso conjunto de rocas volcánicas, tobas andesíticas y dacíticas, brechas tobáceas e ignimbritas, las cuales afloran en los alrededores y al norte de la Laguna del Maule. Su base se encuentra en discordancia angular sobre las formaciones más antiguas, como la Fm. Cura-Mallín (Astaburuaga, 2014) y subyace de manera pseudoconcordante a la Fm. Cola de Zorro (González & Vergara, 1962). Hacia el oeste se reportan afloramientos de esta formación siendo intruidos por facies del Complejo Intrusivo Brahma (Contreras *et al.*, en preparación). La edad de la unidad está basada en dataciones en K-Ar que evidencian una depositación entre el Mioceno Superior y Plioceno Inferior (Drake, 1976) durante una importante actividad volcánica a lo largo de la Cordillera Principal, entre 31° y 38°S, indicando una posible correlación entre la Fm. Campanario con la Fm. Farellones (Munizaga y Vicente, 1982).

### **4.2.3. Rocas Intrusivas**

#### **4.2.3.1. Plutón El Indio (Cretácico Superior)**

Descrito como granodiorita de biotita y hornblenda, el Plutón El Indio se extiende por 100 km<sup>2</sup> en la confluencia del Río Maule y el Río Puelche (Astaburuaga, 2014). En su margen oriental, presenta un contacto tectónico con los estratos plegados de la Formación Campanario. En el lado occidental, hay un contacto aparente por falla con depósitos cretácicos y jurásicos que inclinan homoclinalmente hacia el oeste (Drake, 1976). Su edad se ha determinado en  $79.8 \pm 0,2$  Ma mediante datación K-Ar (Nelson *et al.*, 1999).

#### **4.2.3.2. Complejo Intrusivo La Invernada (Mioceno Medio)**

Ubicado al norte del Río Maule en el sector Central Cipreses (Astaburuaga, 2014; Piquer *et al.*, 2023; Venegas *et al.*, 2023) intruye secuencias volcano-sedimentarias del Cenozoico (Drake, 1976). Este cuerpo intrusivo incluye cinco facies: pórfidos microdioríticos y monzogranitos, granodioritas, monzogranito-granodiorita, monzodioritas cuarcíferas y sienogranitos (Piquer *et al.*, 2023). Algunas de estas han sido objetivo de dataciones radiométricas: la facie granodiorita presenta edades de ca. 14 Ma (U-Pb en circones; Cabezas *et al.*, 2018), la facie monzogranito-granodiorita reporta edades de ca. 14 Ma muy similares a la facie anterior (U-Pb en circones; Piquer *et al.*, 2023) y la facie de sienogranitos presenta edades ca. 12 Ma (U-Pb en circones; Astaburuaga *et al.*, 2014). En la facie de monzodiorita cuarcífera se obtuvo una edad de ca. 14 Ma (U-Pb en circones; Venegas *et al.*, 2023). Finalmente, las intrusiones tipo pórfido por sus relaciones de contacto y la intensa alteración hidrotermal que las afecta corresponderían a los estadios tempranos del emplazamiento del Complejo Plutónico La Invernada. Se interpreta como sintectónico al periodo de deformación del Mioceno Medio, dada su forma sigmoidal en superficie (Astaburuaga, 2014) y en vista que las edades de ca. 7 Ma de Drake (1976) se consideran rejuvenecidas por intrusiones posteriores se considera una edad de cristalización de 14-12 Ma para el complejo intrusivo.

#### **4.2.3.3. Plutón El Médano (Paleoceno Inferior)**

Valdés (2023) describe una muestra como granito y obtiene una edad de ca. 62 Ma (U-Pb en circones) ubicándola en el Paleoceno Inferior. Aflora en el curso del Río Maule, en el sector de los

Baños del Médano, y se expone al norte de este río, al este del estero El Alto. En su contacto occidental, desarrolla una intensa zona de alteración que afecta a las rocas de la Formación Río Damas y al propio Plutón. El límite oriental corresponde al estero del Alto, con rocas de la Formación Río Damas en contacto probable por falla. Este cuerpo está cubierto en discordancia de erosión por una secuencia de rocas volcano-sedimentarias asignables a la Formación Cura-Mallín.

#### 4.2.4. Vulcanismo Cuaternario

Se reconocen 2 complejos eruptivos a gran escala, como son el Complejo Volcánico Descabezado Grande, Cerro Azul y volcán Quizapú, y el Complejo Volcánico Tatara-San Pedro. Estos complejos eruptivos tienen gran influencia por la gran cantidad de depósitos volcánicos recientes que cubren extensas porciones del área de estudio. En el trabajo de Venegas *et al.* (2023) se reportaron múltiples unidades al norte del área que, si bien se ubican fuera de esta, es importante nombrarlas. Se reportan remanentes volcánicos del Plioceno Superior- Pleistoceno Inferior identificadas por las relaciones de contacto y dataciones radiométricas (Venegas *et al.*, 2023; Contreras *et al.*, en preparación; Drake, 1976), Estratos El Burro de edad Pleistoceno Inferior (<2,1 Ma; Astaburuaga, 2014; *emend.* Venegas *et al.*, 2023), entre otros depósitos del Pleistoceno. El Complejo Volcánico Descabezado Grande al Norte del área de estudio y consta de 15 centros eruptivos entre volcanes monogenéticos (e.g. Los Hornitos), flujos de lava riodacíticas, volcanes de escoria (e.g. Descabezado Chico) y los centros eruptivos principales Descabezado Grande, Quizapú y Cerro Azul. Los edificios volcánicos de los volcanes Descabezado Grande y Cerro Azul se componen de lavas andesítico-basálticas hasta riolitas (solo Descabezado Grande) fuertemente erosionadas de edad Pleistoceno tardío-Holoceno. Por último, los depósitos más recientes corresponden a los volcanes monogenéticos Los Hornitos de composición andesítica-basáltica y cuyas coladas más jóvenes provienen del cono oriental con edad Holoceno (930 años; Vera *et al.*, 2022; en Venegas *et al.*, 2023). Además, se reconocen lavas de bloques generadas en la erupción del Volcán Quizapú entre 1846 y 1854 y coladas de la última erupción de 10-11 de abril de 1932, siendo la mayor erupción en los últimos 100 años en Chile y los Andes (Hildreth & Drake, 1992).

Por otro lado, el complejo Tatara-San Pedro se ubica al Sur del área de estudio y consiste en 2 estratovolcanes principales, como son el Volcán Tatara-San Pedro y el Pellado, presentando actividad desde el Pleistoceno temprano, acompañados de más de 20 conos eruptivos menores

(Singer *et al.*, 1997). Se han reconocido unidades volcánicas y piroclásticas como Secuencia Muñoz de edad Pleistoceno Inferior (925-820 Ka) de composición principalmente andesítica a riolítica, secuencias principalmente de lavas de composición basalto a andesita de edad Pleistoceno medio (783-103 Ka), unidades volcánicas y piroclásticas de composición basáltica a riolítica expulsadas de los volcanes Pellado y Tatara de edades 188-83 Ka y 90-19 Ka respectivamente ambos de edades Pleistoceno Superior. (Singer *et al.*, 1997; Sielfeld *et al.*, 2019)

#### **4.2.5. Depósitos Cuaternarios**

Diversos procesos han modelado el paisaje en la zona de estudio, diferenciándola de áreas más al norte debido a su clima más lluvioso y actividad volcánica. El clima lluvioso ha generado una mayor erosión, influenciada por redes hidrográficas y glaciaciones pleistocénicas. Este proceso destructivo es compensado por el volcanismo de los centros eruptivos de la zona, que ha formado un extenso plateau volcánico. Estos procesos se evidencian en los sedimentos presentes: depósitos morrénicos de origen glacial, sedimentos fluviales y aluviales, gravas formando niveles aterrazados, depósitos de remoción en masa, cenizas, escoria y coladas de lava.

### **4.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**

La zona de estudio se enmarca en la Cordillera Principal (35°45'S), específicamente en torno al límite entre rocas mesozoicas y cenozoicas, afectadas principalmente por deformación de edad Cenozoica. Los estilos estructurales y cambios litológicos encontrados en la zona de estudio permiten separar dos grandes dominios estructurales: Dominio de Cuenca de Abanico y Cuenca de Trasarco Mesozoica (Astaburuaga, 2014). Charrier *et al.* (2024) interpreta la falla El Diablo, el límite fijo hacia el este de la Cuenca de Abanico, como el borde de cuenca limitando los afloramientos entre rocas mesozoicas y cenozoicas, y a su vez como una debilidad estructural controlando el emplazamiento de complejos eruptivos desde los 34°30'S conectando en una línea casi recta de orientación NNE-SSO los complejos y centros volcánicos Palomo, Tinguiririca, Planchón-Peteroa, Descabezados, San Pedro y Rezago (Charrier *et al.*, 2024). En el valle del Río Cipreses, Piquer *et al.* (2023) reconoce la falla Cipreses como una falla normal invertida de alto ángulo de vergencia este que constituye el límite entre rocas mesozoicas y cenozoicas. Esta sería la expresión local de la falla El Diablo (Charrier *et al.*, 2024).

En el bloque mesozoico se reconocen estructuras extensionales menores de carácter sin-sedimentario de Fm. Baños del Flaco (Astaburuaga, 2014). En la Fm. Colimapu se han reportado fallas inversas siguiendo la depositación y previas a la depositación de la sobreyacente Fm. Plan de los Yeuques, sin embargo, no sujeta a deformación intensa (Encinas *et al.*, 2024a).

Durante Campaniano-Daniano ocurre una migración del arco volcánico que hasta entonces se encontraba en la Cordillera de la Costa, hacia el este. En el valle del Río Tinguiririca se reportan ca. 2200 m de tobas y lavas de Fm. Plan de los Yeuques sobreyaciendo a Fm. Colimapu, situación similar reportada en el Río Maule por Encinas *et al.* (2024a) donde observa estratos de crecimiento sin-extensionales, que junto con estudios geoquímicos en la Fm. Plan de los Yeuques y su correlativa en Argentina (i.e. Fm Los Ángeles) revelan indicadores geoquímicos de condiciones extensionales y adelgazamiento cortical para este vulcanismo (Encinas *et al.*, 2024a; y referencias allí citadas). Posteriormente el bloque Mesozoico es afectado por deformación más joven asociada a deformación neógena acompañando la deformación del bloque cenozoico.

Luego un gran hiato de al menos 32 millones de años sin depositación se depositan grandes espesores de rocas volcánicas y epiclásticas subordinadas de la Formación Abanico en cuencas de intra-arco extensionales limitadas por sistemas de fallas (El Diablo) paralelos al arco (Charrier *et al.*, 2002, 2024). Se reportan fallas sin-deposicionales extensionales al oeste del área de estudio (Contreras *et al.*, en preparación) y la gran potencia de la unidad (ca. 4,5 km) se condice con un gran espacio para la acomodación en un ambiente extensional (Venegas *et al.*, 2023). La inversión de la Cuenca de Abanico ocurre durante el Mioceno medio y la fase Pehuenche, evidenciado en la intensa deformación acumulada en rocas de este dominio. Las estructuras más importantes son las fallas Hornitos, Las Corrientes y García como fallas de alto ángulo de rumbo N-S a NNE-SSO, de vergencia este y manteo 60 a 80 °. La falla Las Corrientes pone en contacto rocas de la Fm. Abanico al oeste con rocas más jóvenes de la Fm. Cura-Mallín (Venegas *et al.*, 2023). Esta falla es la más antigua, seguida de la falla Hornitos como estructura *short-cut* transfiriendo la deformación al este y seguida de la falla García como una falla fuera de secuencia (Astaburuaga, 2014). El estilo de plegamiento según Astaburuaga (2014) es dominado por pliegues por flexura. Posteriormente, la deformación se transfiere al este hacia el bloque mesozoico con la Falla La Invernada siendo responsable del anticlinal La Araña, un anticlinal asimétrico de vergencia oeste y en cuyo núcleo

intruye sin-tectónicamente el Plutón La Invernada de edad ca. 12 Ma y cabalga rocas mesozoicas sobre Fm. Campanario, lo que permite interpretar la actividad de la falla al menos hasta el Mioceno Superior-Plioceno (Astaburuaga, 2014).

## 5. RESULTADOS

### 5.1. ANÁLISIS GEOMÉTRICO

Se midió un total de 103 datos de estratificación a lo largo del área de estudio y se definieron distintos dominios de plegamiento (Figura. 5.1). Se realizó un análisis de direcciones principales mostrando en proyección estereográfica para cada bloque: el mejor ajuste cilíndrico (*cylindrical best fit*; plano  $\pi$ ), ejes de pliegue (ejes  $\pi$ ) y direcciones de acortamiento (flechas rojas). La toma de datos de estratificación estuvo muy condicionada a la cantidad de afloramiento disponible, la alta cantidad de tramos cubiertos y la mala calidad de afloramientos muy obliterados por alteración, intrusivos hipabisales y salvandas de falla.

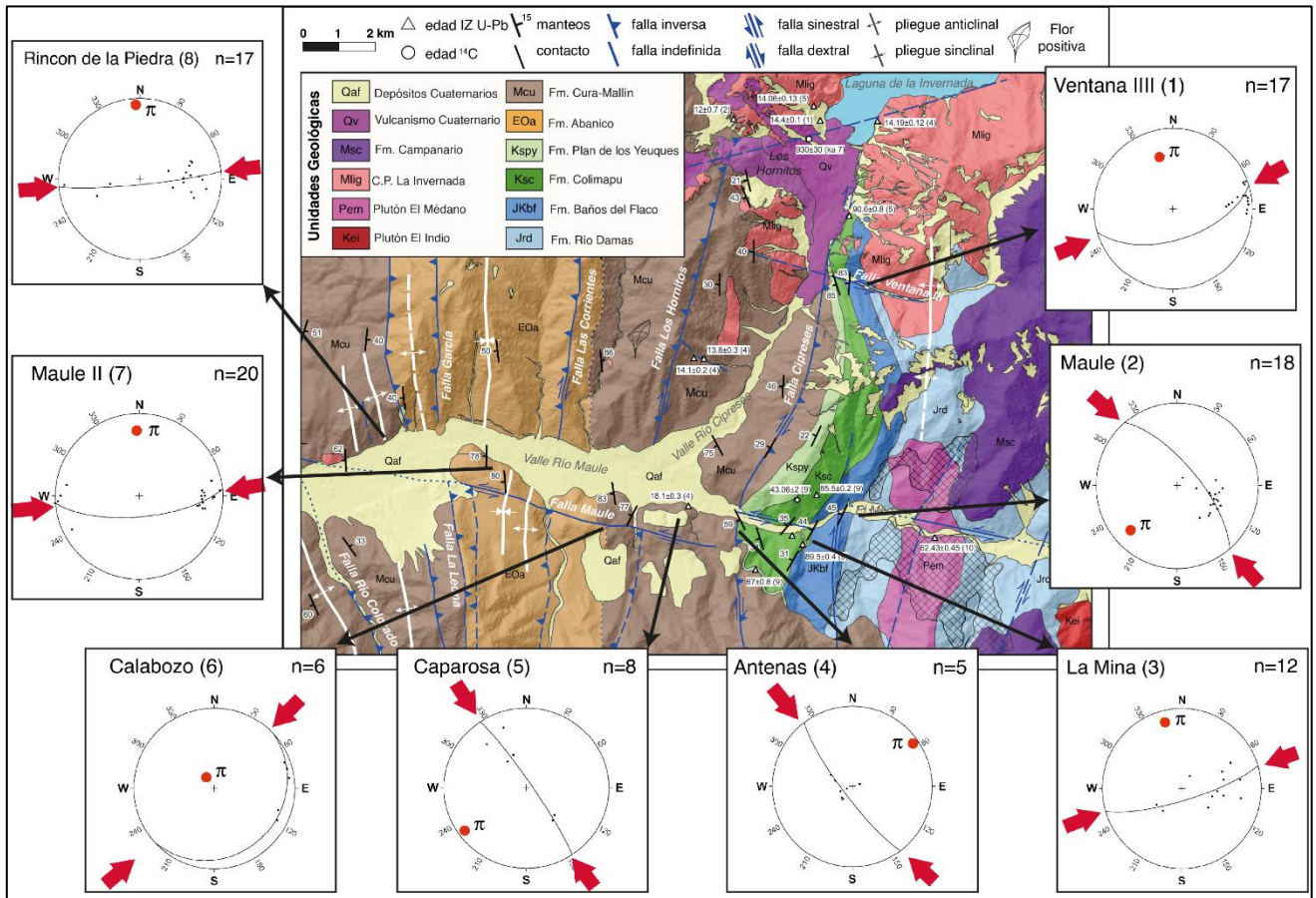
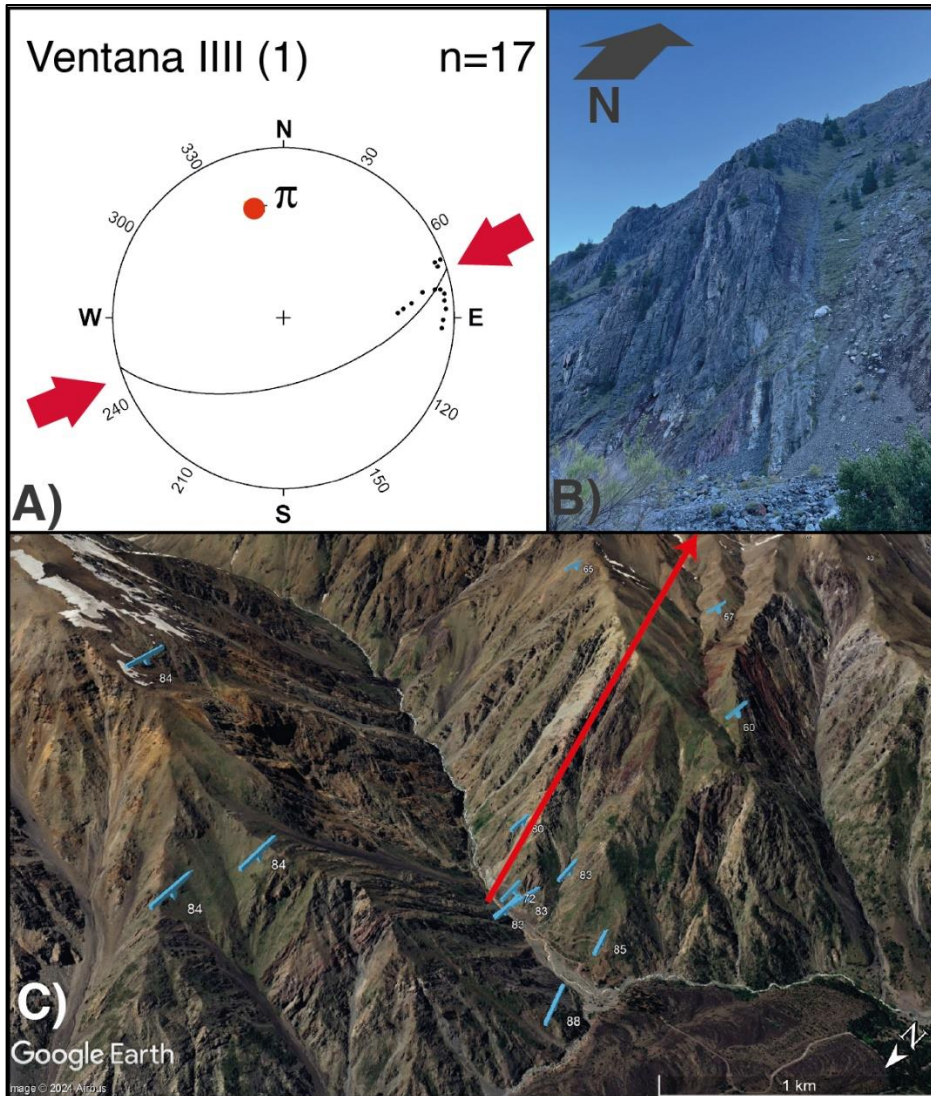


Figura 5.1: Mapa geológico de la zona de estudio, ubicación de los bloques de plegamiento y su proyección estereográfica correspondiente. Mapeo a partir de Geología de Campo II 2023-24. Flechas rojas indican la dirección de acortamiento.

### 5.1.1. Ventana III (Bloque 1)

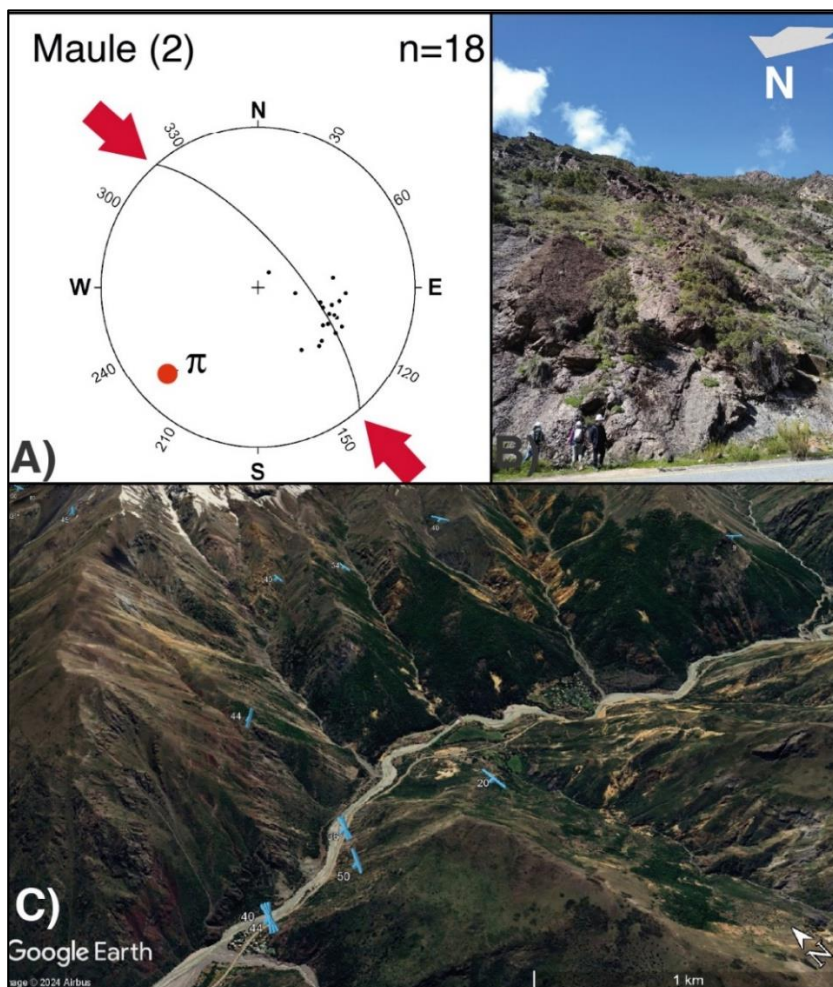
Definido en la quebrada homónima en el sector noreste del área de trabajo afloran rocas de las formaciones Colimapu y Baños del Flaco intruidas por suites del Complejo Plutónico La Invernada y cuerpos hipabisales de composición intermedia a félsica (dioríticos a dacíticos). Astaburuaga (2014) define para el dominio del Mesozoico el pliegue La Araña para las rocas en esta quebrada. Se logro la medición de 8 planos de estratificación en el valle y 9 planos recopilados de bibliografía y fotointerpretación. El plano  $\pi$  calculado tiene orientación  $73^\circ/58^\circ$  y este representa la dirección de acortamiento máximo del plegamiento en un eje ENE-OSO. El eje  $\pi$  que representa el eje del plegamiento es  $343^\circ/32^\circ$  con buzamiento al NNO (Figura 5.2.A).



**Figura 5.2:** A) Proyección estereográfica de Bloque 1. Puntos negros representan los polos de los planos de estratificación, punto rojo la dirección del eje del plegamiento y el plano con flechas rojas el eje de acortamiento máximo. B) Estratificación con evidente basculación. C) Imagen satelital mostrando ubicación del bloque y datos de estratificación-

### 5.1.2. Maule (Bloque 2)

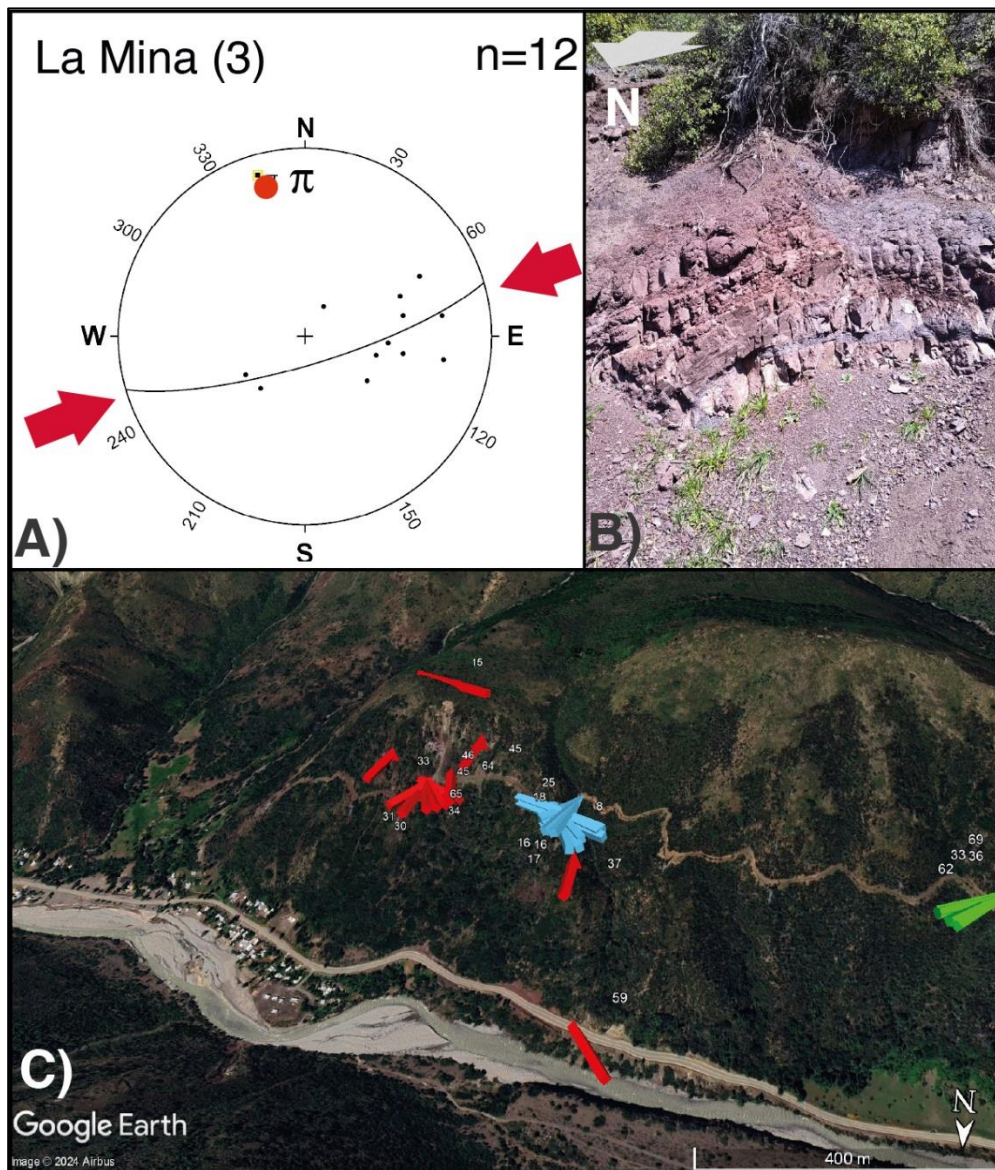
Este bloque comprende afloramientos de las formaciones mesozoicas Río Damas, Baños del Flaco y Colimapu a lo largo del valle del Río Maule. Es importante la presencia de intensa alteración hidrotermal en rocas de Fm. Río Damas cerca de la localidad de Termas el Médano por lo que hay poco control sobre lo que ocurre en ese sector en lo que a plegamiento se refiere. Sin embargo, las estratificaciones eran consistentes a ambos lados de la zona de alteración por lo que se integró en un solo bloque. Se tomaron 10 medidas de estratificación, complementando con datos de bibliografía y fotointerpretación. El plano  $\pi$  calculado tiene orientación  $319^{\circ}/69^{\circ}$  definiendo una dirección de acortamiento NO-SE, mientras que el eje  $\pi$  tiene orientación  $230^{\circ}/20^{\circ}$ , es decir, un eje de pliegue buzando al NE (Figura 5.3.A).



**Figura 5.3: A) Proyección estereográfica de Bloque 2.** Puntos negros representan los polos de los planos de estratificación, punto rojo la dirección del eje del plegamiento y el plano con flechas rojas el eje de acortamiento máximo. B) Afloramiento de rocas de Fm. Balos del Flaco. C) Imagen satelital del bloque.

### 5.1.3. La Mina (Bloque 3)

Se definió este bloque en rocas de la Fm. Colimapu muy cerca del límite meso-cenozoico en el sendero en la ladera sur del Río Maule muy cerca de la localidad de La Mina. Se identifica un tren de pliegues muy próximo al contacto con rocas cenozoicas. El plano  $\pi$  calculado es de  $74^\circ/78^\circ$  con dirección de acortamiento ENE-OSO, mientras que el eje  $\pi$  tiene orientación  $344^\circ/13^\circ$  con el eje del plegamiento en dirección NNO (Figura 5.4.A).



**Figura 5.4:** Proyección estereográfica de Bloque 3. Puntos negros representan los polos de los planos de estratificación, punto rojo la dirección del eje del plegamiento y el plano con flechas rojas el eje de acortamiento máximo. B) Anticlinal de mesoescala en Fm. Colimapu. C) Imagen satelital con medidas de estratificación en bloque 3 (rojo) y bloque 4 (azul).

#### 5.1.4. Antenas (Bloque 4)

Este bloque está definido en rocas de manto subhorizontal adyacente a la estación anterior. Este afloramiento en rocas sedimentarias color burdeo de la Fm. Cura-Mallín se exhibe luego de un tramo cubierto. Las rocas tienen un manto de bajo ángulo por lo que el significado geológico de eje de plegamiento y dirección de acortamiento carece de relevancia. Aun así, se calculó un plano  $\pi$  de  $143^\circ/80^\circ$  y eje  $\pi$  de  $53^\circ/10^\circ$  (Figura 5.5.A).



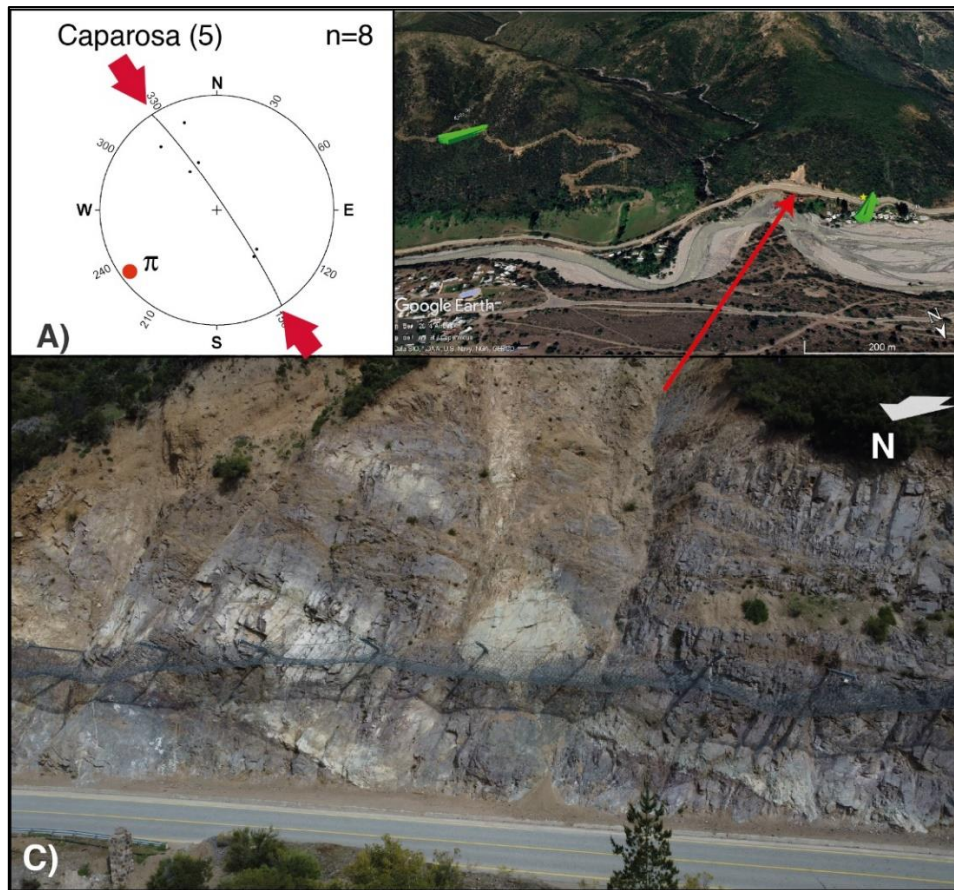
**Figura 5.5:** A) Proyección estereográfica de Bloque 4. Puntos negros representan los polos de los planos de estratificación, punto rojo la dirección del eje del plegamiento y el plano con flechas rojas el eje de acortamiento máximo. B) Imagen satelital con medidas de estratificación en bloque 3 (rojo) y bloque 4 (azul).

#### 5.1.5. Caparossa (Bloque 5)

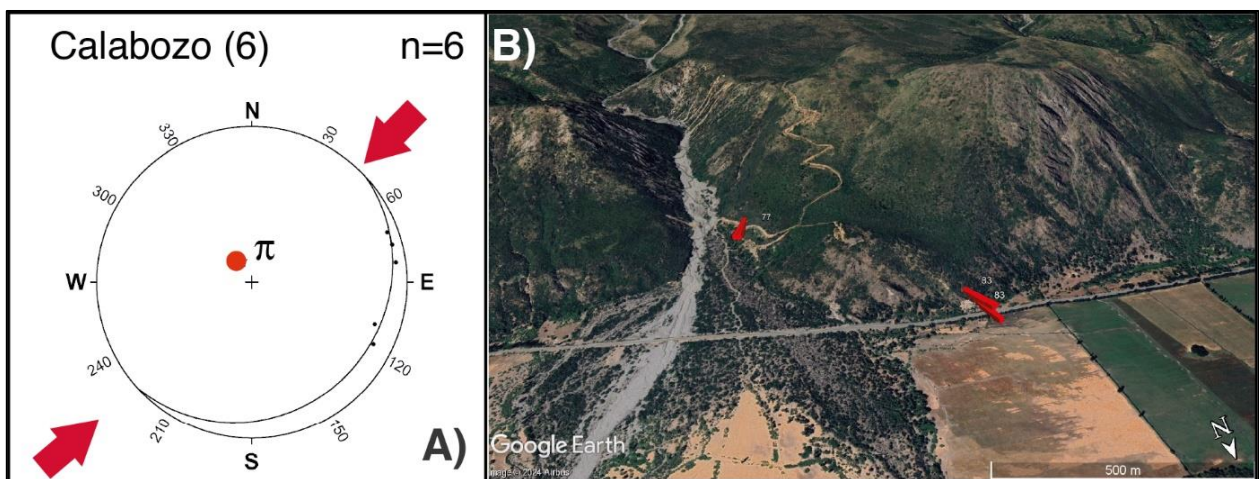
Se define este bloque en rocas de la Fm. Cura-Mallín a ambos lados del puente Caparossa de la quebrada homónima y alrededor de una datación de edad 18 Ma (U-Pb; Cabezas *et al.*, 2018). Se calculó el plano  $\pi$  de orientación  $326^\circ/84^\circ$  con dirección de acortamiento NO-SE y un eje  $\pi$  en dirección  $236^\circ/06^\circ$  un eje de pliegue con leve buzamiento SO (Figura 5.6.A)

#### 5.1.6. Calabozo (Bloque 6)

Se definió a partir de datos de estratificación adyacente a la traza de la falla Hornitos en rocas de la Formación Cura-Mallín. La baja calidad de afloramiento y la densa vegetación dificultó la medición de datos de estratificación confiables. El plano  $\pi$  calculado tiene orientación  $47^\circ/16^\circ$  con acortamiento en dirección NE-SO, mientras que el eje del pliegue ( $\pi$ ) es  $317^\circ/74^\circ$  con un alto buzamiento (Figura 5.7.A).



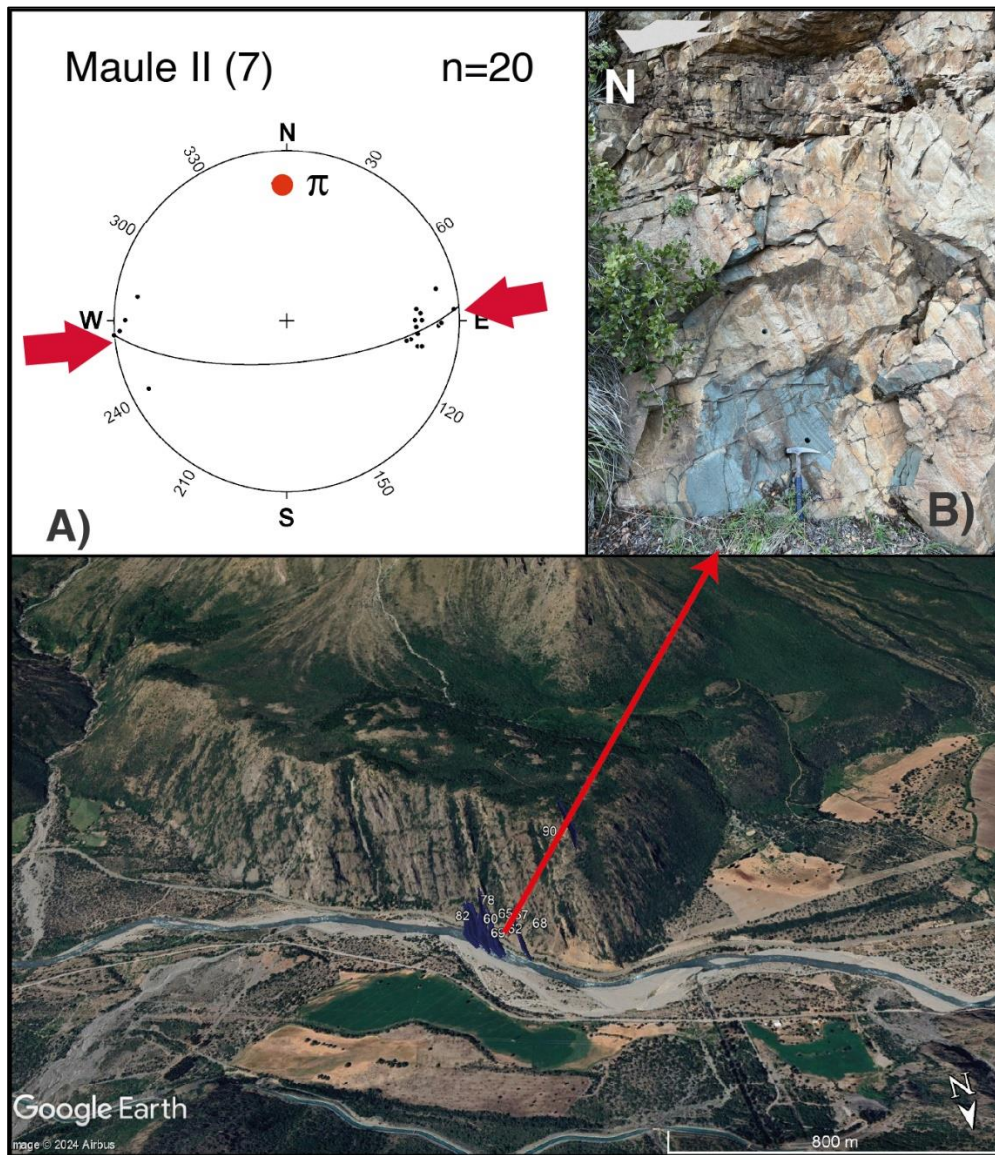
**Figura 5.6:** A) Proyección estereográfica de Bloque 5. Puntos negros representan los polos de los planos de estratificación, punto rojo la dirección del eje del plegamiento y el plano con flechas rojas el eje de acortamiento máximo. B) Imagen satelital con la ubicación de datos de estratificación (verde). C) Foto de afloramiento con manteo aparente hacia el O.



**5.7:** A) Proyección estereográfica de Bloque 6. Puntos negros representan los polos de los planos de estratificación, punto rojo la dirección del eje del plegamiento y el plano con flechas rojas el eje de acortamiento máximo. B) Imagen satelital de quebrada Calabozo y las medidas de estratificación obtenidas.

### 5.1.7. Maule II (Bloque 7)

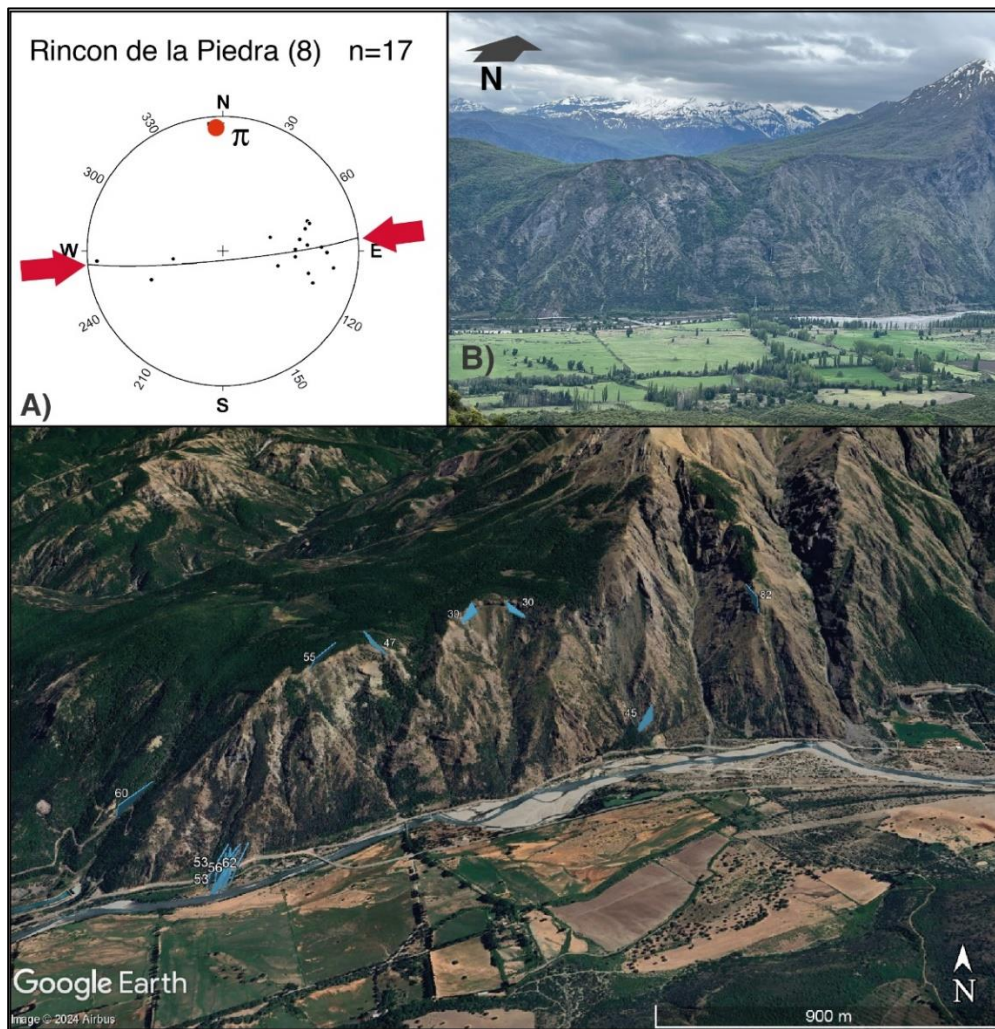
Este bloque se encuentra a un costado de la ruta 150-CH al centro-sur del área de estudio donde se encuentra un afloramiento de ~1 km de largo donde afloran rocas volcanosedimentarias de la Fm. Abanico (Astaburuaga, 2014). Se logró medir 16 planos de estratificación complementados con 4 datos de bibliografía y fotointerpretación de estratos en el Cerro La Leona. El cálculo del eje  $\pi$  dio un plano  $85^{\circ}/70^{\circ}$  y acortamiento aproximadamente E-O, mientras que el eje  $\pi$  se orienta  $355^{\circ}/20^{\circ}$ , es decir un eje de pliegue con buzamiento hacia el N (Figura 5.8.A).



**Figura 5.8:** A) Proyección estereográfica de Bloque 7. Puntos negros representan los polos de los planos de estratificación, punto rojo la dirección del eje del plegamiento y el plano con flechas rojas el eje de acortamiento máximo. B) Foto del afloramiento donde se obtuvieron datos. C) Imagen satelital mostrando la ubicación de las mediciones.

### 5.1.8. Rincón de la Piedra (Bloque 8)

Este bloque está definido en la ladera sur del Cerro Rincón de la Piedra donde afloran rocas de la Fm. Cura-Mallín y presenta un tren de pliegues (Astaburuaga, 2014) de los que se obtuvo datos al costado de un camino interno de la Central Hidroeléctrica Cipreses, apoyados por bibliografía y fotointerpretación. Se calculó un plano  $\pi$  de orientación  $84^\circ/84^\circ$ , un acortamiento E-O y un eje  $\pi$   $354^\circ/06^\circ$ , es decir, un eje de pliegue N-S (Figura 5.9.A).



**Figura 5.9:** A) Proyección estereográfica de Bloque 8. Puntos negros representan los polos de los planos de estratificación, punto rojo la dirección del eje del plegamiento y el plano con flechas rojas el eje de acortamiento máximo. B) Foto panorámica donde se observa una serie de pliegues antiformes. C) Imagen satelital del bloque y mediciones (color cian).

## 5.2. ANÁLISIS CINEMÁTICO

Se realizó la medición de indicadores cinemáticos a lo largo del área de estudio, definiendo estaciones estructurales (Figura 5.10). Para expresar los resultados del análisis se realiza una aproximación general del afloramiento donde se define cada estación, el “n” de datos medidos y

los criterios cinemáticos detectados. Luego se separa en sets más representativos, caracterizando la actitud de los planos de falla en notación *strike/dip* según la regla de la mano derecha (RHR; *right hand rule*), los ejes de acortamiento y alargamiento máximos (P y T respectivamente) en notación *trend/plunge* según la misma convención RHR y el mecanismo focal (i.e. “*fault plane solution*”, “pelota de playa”) para ilustrar gráficamente el mecanismo de deformación de cada set. La separación de los sets se realizó principalmente por las direcciones de deformación expresadas en los ejes P-T.

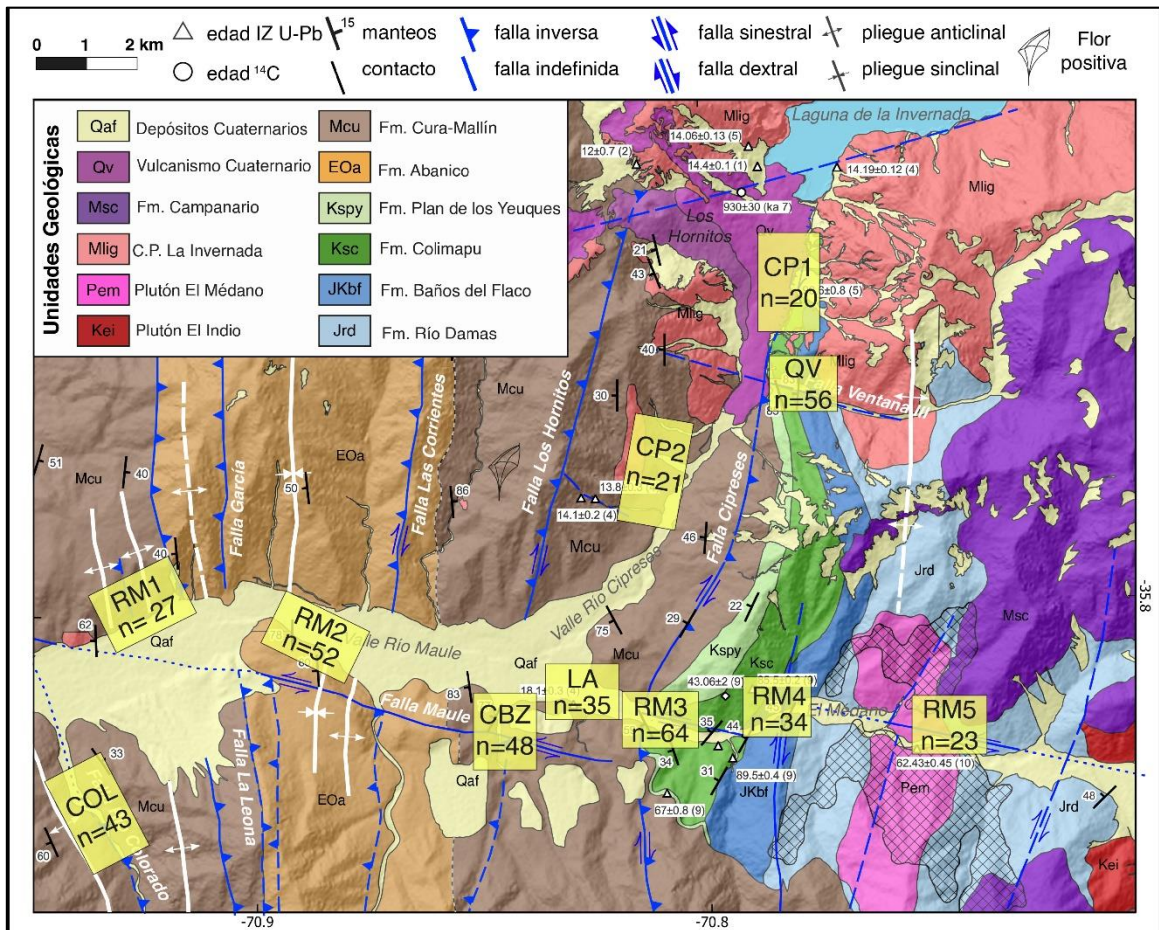


Figura 5.10: Mapa geológico de la zona de estudio, ubicación de las estaciones estructurales y número de mediciones (n) por cada estación.

### 5.2.1. Estaciones de Río Maule

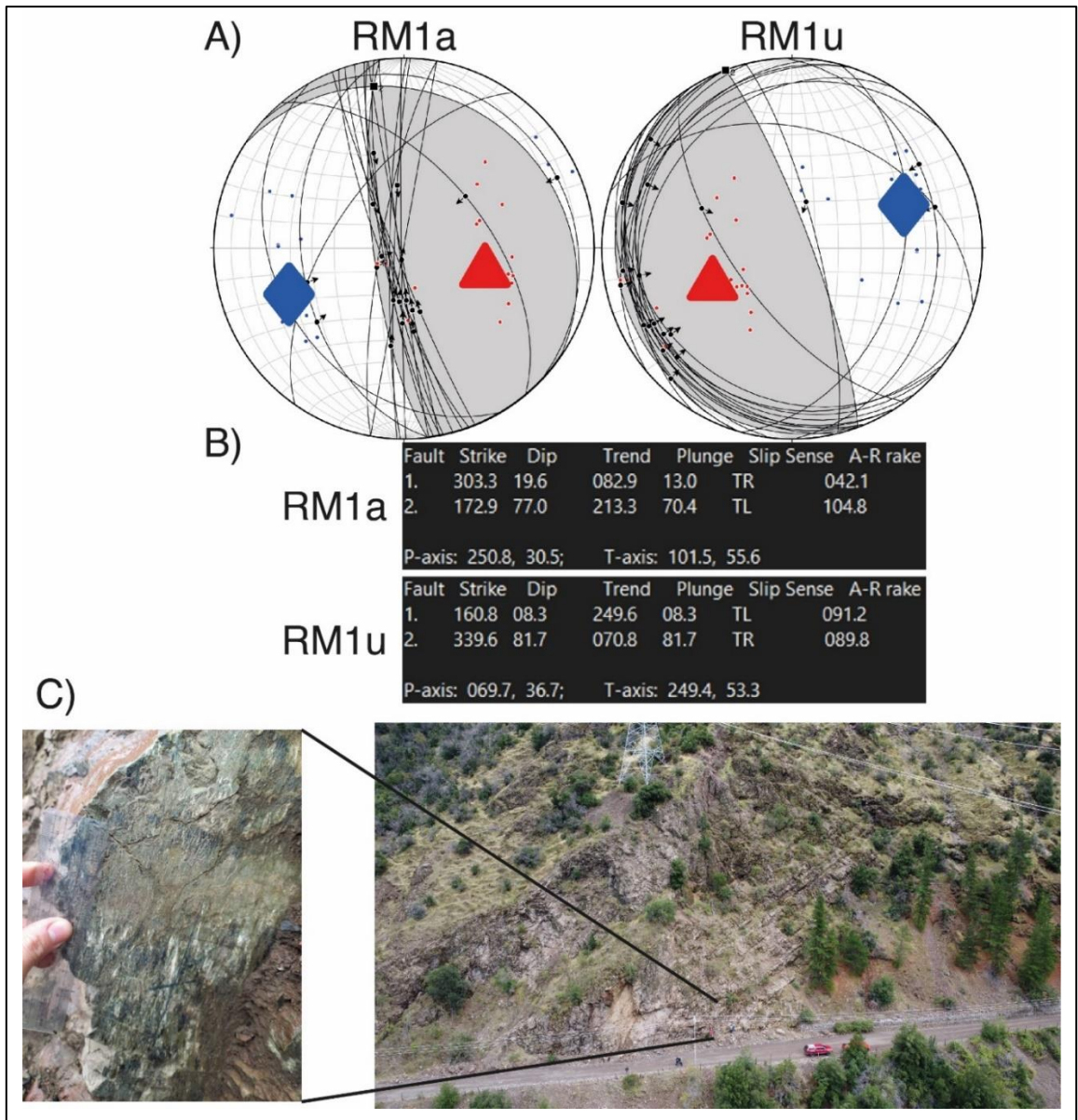
A lo largo del Río Maule se han definido distintas estaciones de medición. Las estaciones en el sector oeste del área de estudio se encuentran en rocas del Oligoceno-Mioceno fuertemente plegadas y basculadas.

### 5.2.1.1. Río Maule #1 (RM1)

En esta estación afloran rocas de la Formación Cura-Mallín intensamente plegadas. Se midieron 27 planos de falla con indicadores cinemáticos, principalmente fracturas Riedel (RM; Petit, 1987), fibras de crecimiento mineral de epidota-actinolita-clorita (Ep-Act-Chl de aquí en adelante) y criterio PT (Petit, 1987). Si bien la deformación presenta heterogeneidades, se observa un dominio de fallas de cizalla interestratal como resultado del plegamiento de las capas, coincidiendo con la actitud de estas últimas. Estas fallas conforman un set principal de  $n=20$  (Figura 5.11.A) de fallas inversas de alto ángulo, de *Dip*  $80^{\circ}$ - $90^{\circ}$  y *Strike* que varía de N-S por el alto ángulo de las fallas. Cabe notar que dentro de este set se identifican fallas de ángulos menores (*dip*  $>60^{\circ}$ ) consistentes con la deformación. El análisis de los ejes cinemáticos arroja un eje P de orientación  $258^{\circ}/38^{\circ}$ , y un eje T de orientación  $94^{\circ}/50^{\circ}$ . La solución del plano de falla muestra una deformación de tipo inversa con una leve componente dextral.

### 5.2.1.2. Río Maule #2 (RM2)

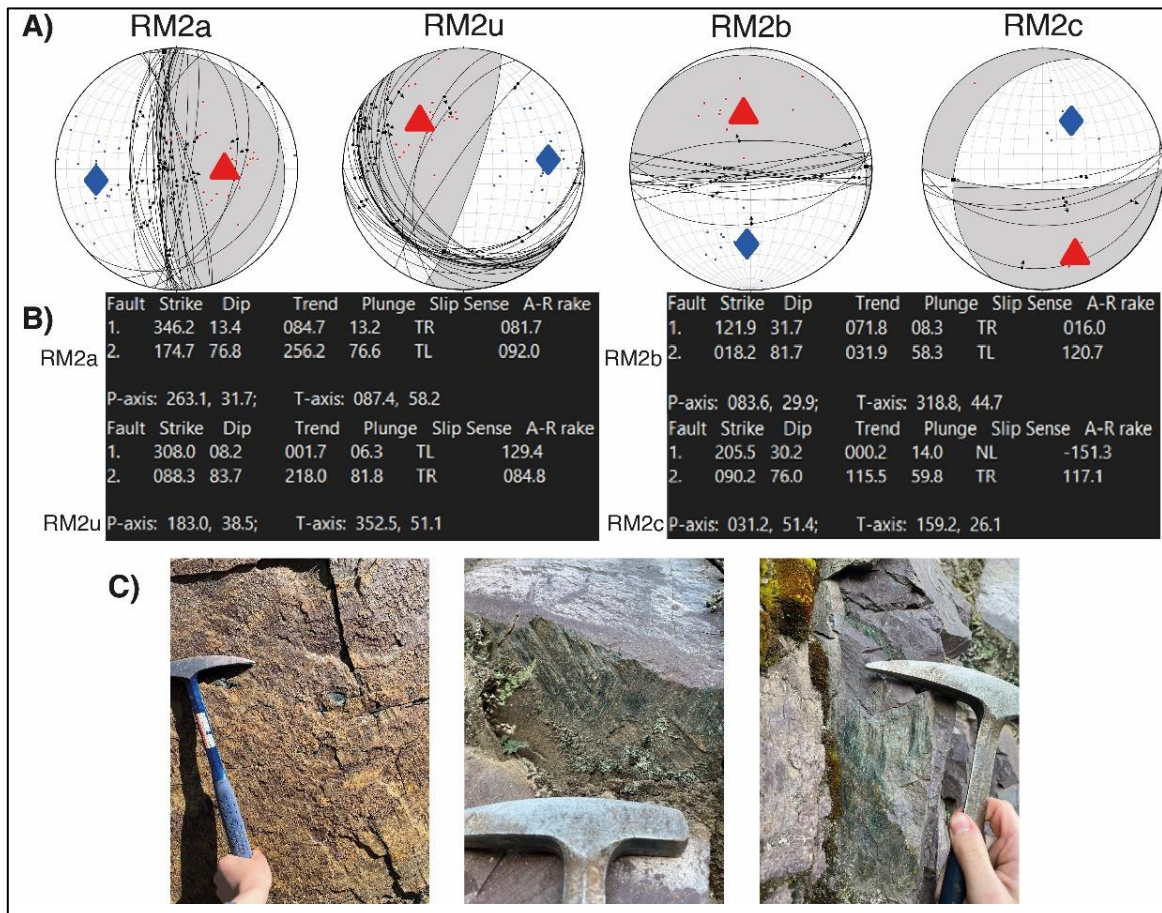
Esta se define al este de la estación anterior, al costado de la ruta 150-CH. Aquí afloran rocas volcanoclásticas de la Formación Abanico, con *strike* N-S y *dip* promedio de  $77^{\circ}$ . El afloramiento está intruido por 2 cuerpos hipabisales reconocidos: uno de color gris verdoso de composición microdiorítica y uno de color gris blanquecino de composición félsica, los cuales también han sido afectados por la deformación. Se midieron 52 planos de falla con indicadores cinemáticos, principalmente fibras de crecimiento mineral de Ep-Act-Chl con una pátina de óxidos de hierro confiriéndoles una coloración parda anaranjada. La deformación es heterogénea, identificándose varios sets de fallas.



**Figura 5.11: Análisis cinemático estación RM1.** A) Soluciones de falla para el set RM1a y RM1u el resultado de la restauración de la actitud de las capas, B) Coordenadas de los elementos cinemáticos, C) Fotos de terreno.

El primer set (Figura 5.12) corresponde a 29 fallas de alto ángulo de *strike/dip*  $\sim 170^\circ/70^\circ$  las cuales muestran una cinemática inversa-dextral y cortan la estratificación. La orientación del eje P es  $262^\circ/33^\circ$ , con acortamiento máximo en el plano E-O, mientras que el eje T tiene una orientación de  $88^\circ/56^\circ$ . El plano de solución de falla muestra una deformación de tipo inversa. En este set de fallas se observaron fallas “de bloque” con un *dip* muy cercano a  $90^\circ$ , por lo que se utilizó la herramienta *unfolding* para restaurar de las capas basculadas junto a ellas. Se observa una rotación

de los ejes P-T dando ejes  $84^{\circ}/30^{\circ}$  y  $318^{\circ}/44^{\circ}$  respectivamente en una deformación sinistral inversa. Otro set importante incluye 13 planos de *strike* E-O, que también exhiben deformación heterogénea. Predominan las fallas inversas de alto ángulo (Figura 5.12.C). La orientación de los ejes P-T son  $183^{\circ}/38,5^{\circ}$  y  $352^{\circ}/51^{\circ}$ , siendo la solución consistente con fallamiento inverso. Un último set de fallas normales se encuentra en orientación E-O no muy numeroso. El resto de las fallas no se ajustan a ninguna dirección dominante.

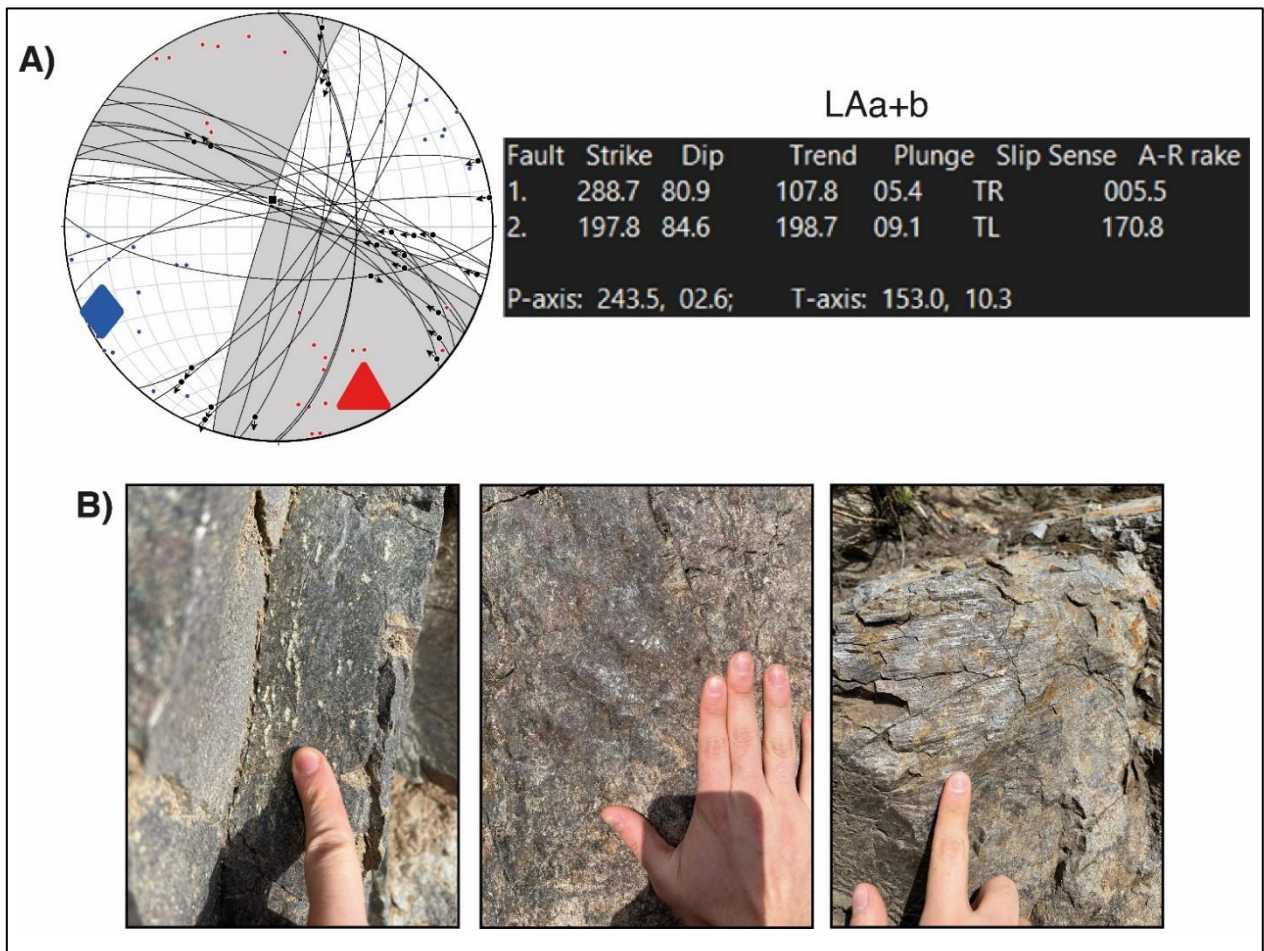


**Figura 5.12: Análisis cinemático estación RM2.** A) Soluciones de falla, B) Coordenadas de los elementos cinemáticos, C) Indicadores cinemáticos en terreno.

### 5.2.1.3. Los Álamos (LA)

Se define esta estación cerca de la localidad Los Álamos, ubicada en el valle del río Maule, al centro del área de estudio al costado de la ruta 150-CH aledaño al paradero de esta localidad. En esta estación se midieron 35 planos de falla en rocas de la Formación Cura-Mallín alrededor de una datación de ca. 18 Ma en U-Pb de Cabezas *et al.* (2018). El set principal se compone de fallas de

*strike* ONO y *dip* de 60-80° con cinemática dominante sinistral. El análisis cinemático arroja un eje P de 61°/05° y un eje T de 153°/20° (Figura 5.13.A). El segundo set dominante incluye fallas con *strike* aproximadamente NNE, un manteo de 60-80°E y una cinemática dextral. Los ejes cinemáticos correspondientes muestran una orientación de 243°/13° para el eje P y de 335°/11° para el eje T. Ambos sets coinciden en las direcciones relativas de acortamiento y alargamiento como un sistema conjugado de fallas de rumbo como se ve en la solución del plano de falla.

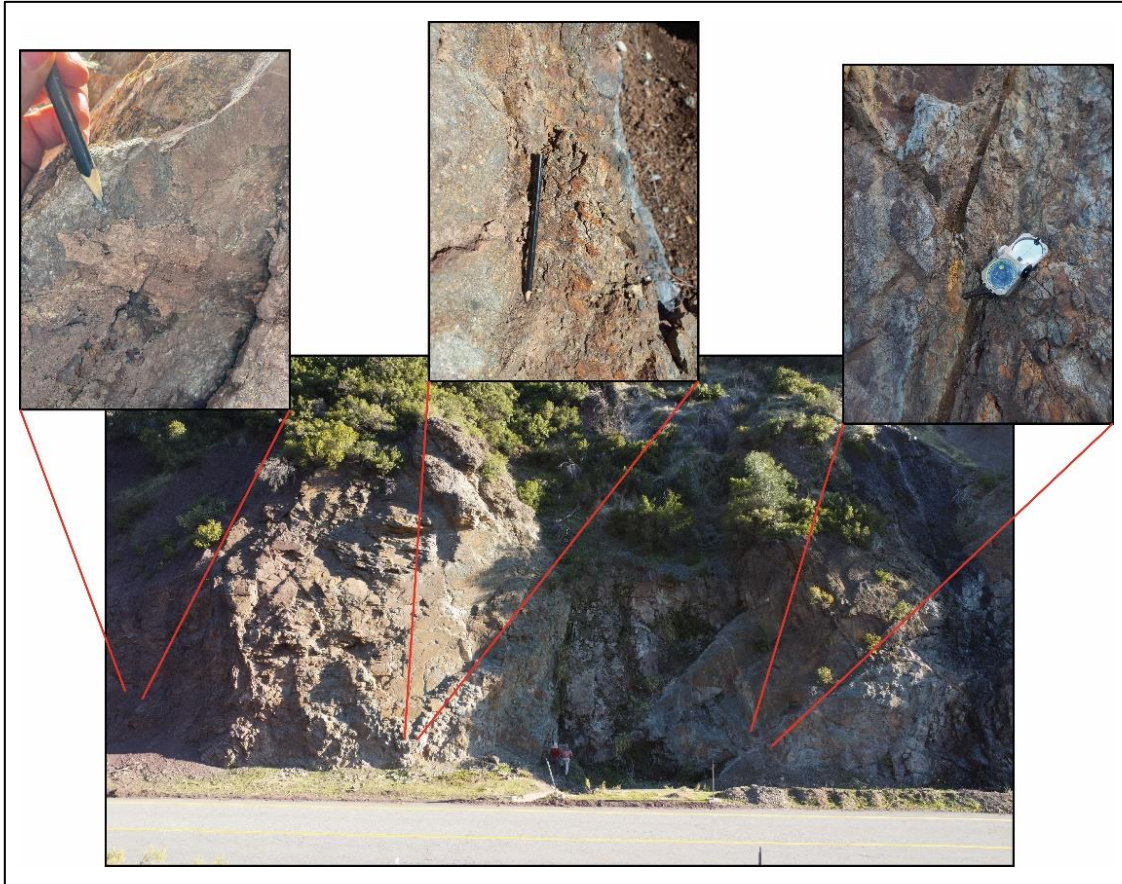


**Figura 5.13: Análisis cinemático estación LA.** A) Soluciones de falla y coordenadas de los elementos cinemáticos, B) Fotos de terreno con indicadores cinemáticos.

#### 5.2.1.4. Río Maule #3 (RM3)

Esta estación se encuentra en el límite entre el dominio Cenozoico y Mesozoico (Astaburuaga, 2014). Aquí afloran rocas de la Formación Cura-Mallín y la Formación Colimapu, al costado de la ruta 150-CH (Figura 5.14) y también en un sendero a unos 150 m cerro arriba hacia el S. Se midieron 64 planos de falla con indicadores cinemáticos, tales como fracturas Riedel RM, criterio

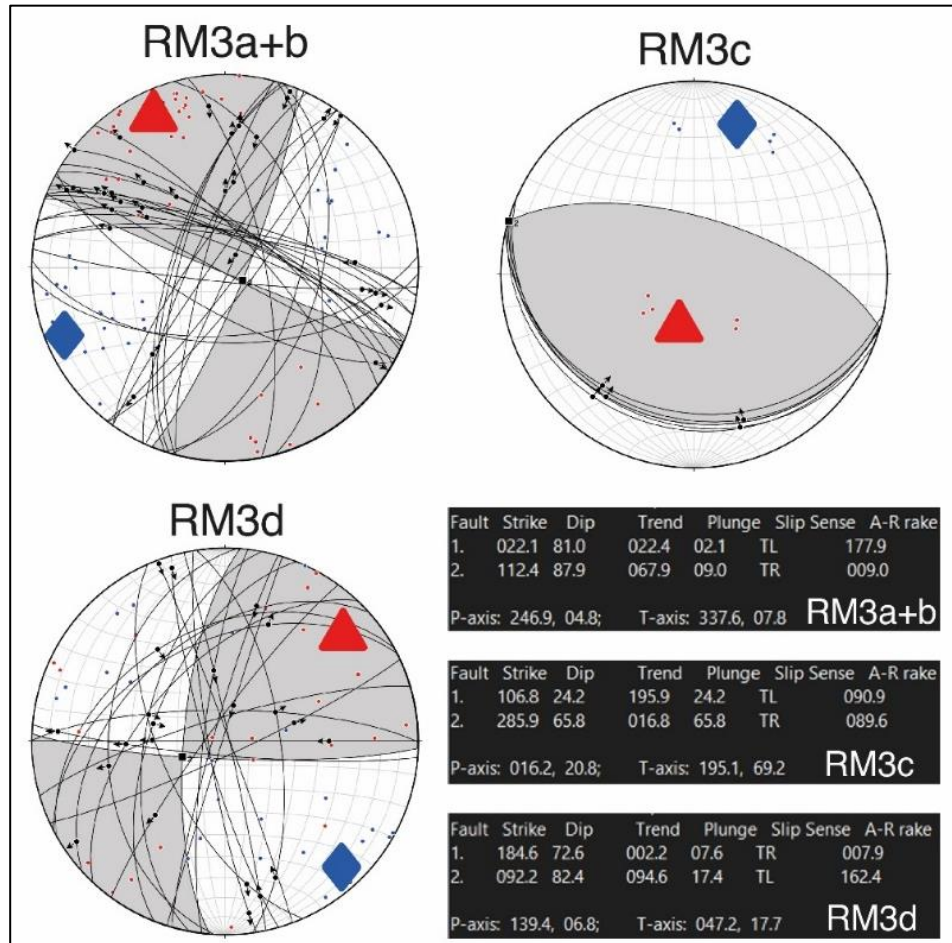
PT (Petit 1987) y fibras de crecimiento mineral de Ep, Chl, Act, óxidos de hierro y goethita (Goet de aquí en adelante), lo que evidencia un gran control estructural en esta estación. Se observa una deformación heterogénea con múltiples sets.



**Figura 5.14: Afloramiento de RM3 adyacente al límite Meso-Cenozoico.**

El set principal corresponde a 19 fallas transcurrentes de alto ángulo con *strike* ONO y cinemática sinistral. Los ejes P-T tienen orientaciones de  $247^{\circ}/20^{\circ}$  y  $340^{\circ}/06^{\circ}$ , respectivamente (Figura 5.15.A). Otro set se compone de 16 fallas de alto ángulo y *strike* NNE-SSO, con cinemática dextral. Este set muestra eje P con orientación  $58^{\circ}/13^{\circ}$  y eje T de  $325^{\circ}/13^{\circ}$ . Ambos sets son consistentes con un sistema conjugado de fallas de rumbo como se observa en la solución del plano de falla muy similar a la estación anterior (i.e. Los Álamos). El afloramiento de orientación E-O también presenta una falla inversa de bajo ángulo con la misma orientación del afloramiento. Esta estructura muestra un eje P de  $16^{\circ}/20^{\circ}$  con orientación  $\sim$ N-S. El resto de las fallas son muy heterogéneas y,

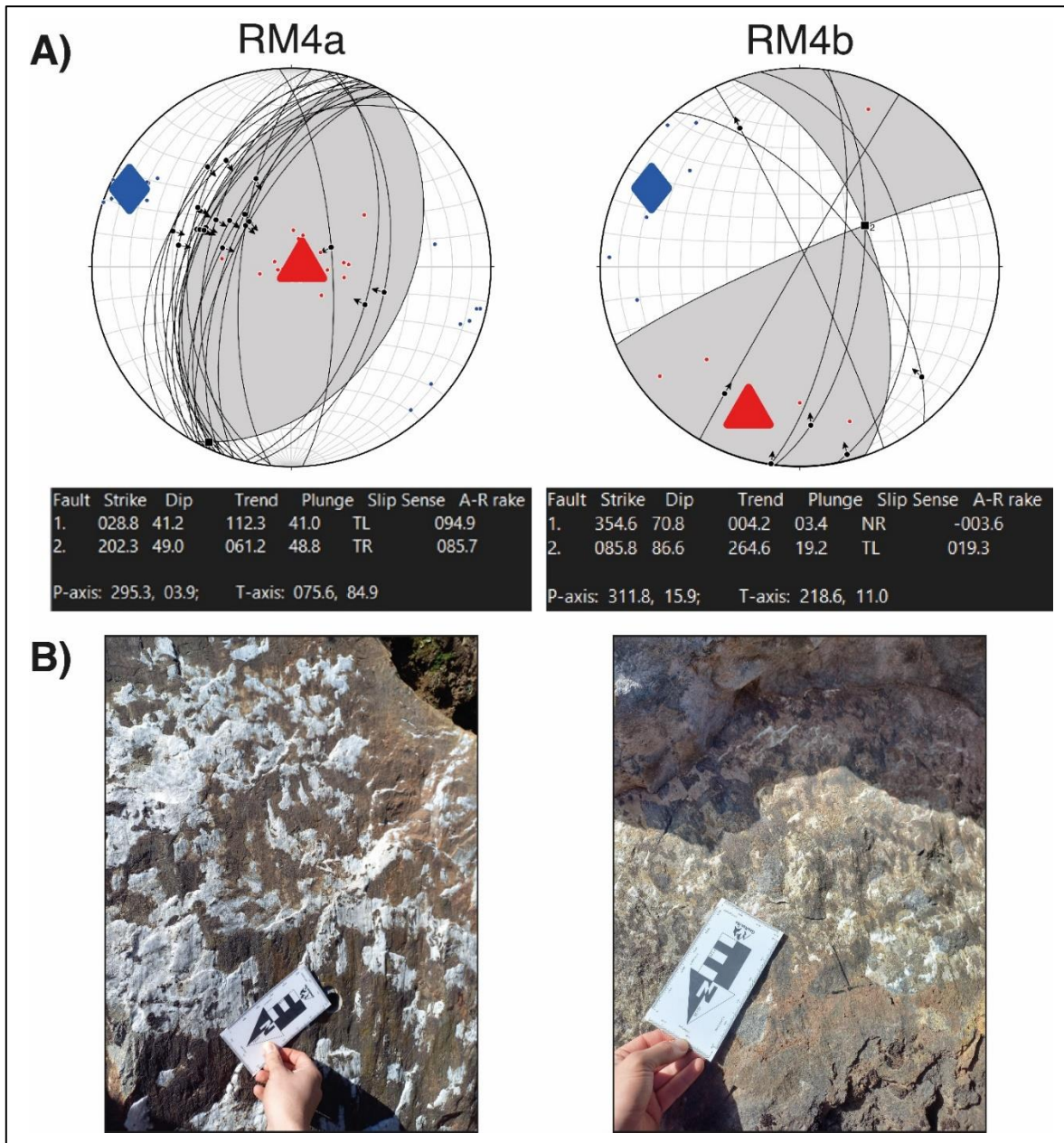
de manera preliminar, no se asocian a ningún set definido, aunque muestran un estilo de deformación contrario a los sets dominantes según la solución de plano de falla.



**Figura 5.15: Análisis cinemático estación RM3.** A) Soluciones de falla y coordenadas de los elementos cinemáticos.

#### 5.2.1.5. Río Maule #4 (RM4)

Se encuentra hacia el este de la zona de estudio, a un costado de la Ruta 150-CH. En esta estación afloran rocas de la Formación Baños del Flaco, con *strike/dip* 205°/45°. Aquí se midieron 34 planos de falla con indicadores cinemáticos, principalmente fibras de crecimiento mineral de calcita y criterio PT (Petit, 1987). Se observa una relativa homogeneidad en la deformación, definiendo un set principal de 20 fallas de cizalla interestratal, formado por fallas inversas con la misma orientación que la estratificación. La solución del plano de falla indica un eje P de 295°/04° y un eje T de 75°/84° consistentes con fallamiento inverso. Un segundo set de fallas de rumbo aparece, sin embargo, no son muy numerosas, pero están ilustradas en la Figura 5.16 (i.e. RM4b).

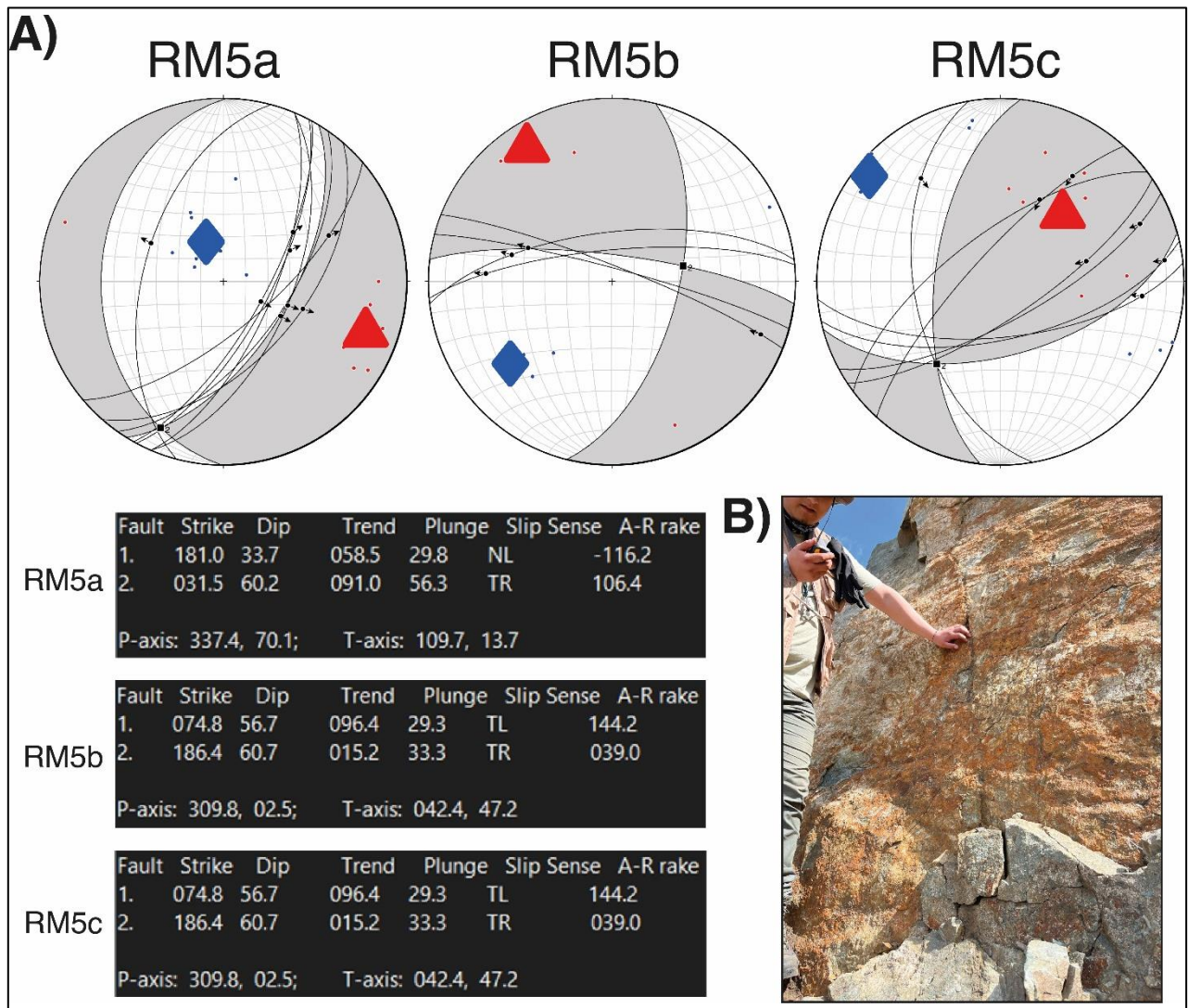


**Figura 5.16: Análisis cinemático estación RM4.** A) Soluciones del plano de falla y coordenadas de los elementos cinemáticos, B) Fotos de terreno de fibras de relleno mineral de calcita.

### 5.2.1.6. Río Maule #5 (RM5)

La estación estructural más oriental del área de estudio se encuentra en rocas de la Formación Río Damas alterada intensamente por alteración hidrotermal reciente evidenciado en depósitos fluviales cuaternarios alterados. Se midieron 23 planos de falla pudiendose observar heterogeneidad en la deformación y definiendo un set principal de fallas normales de *strike* NE y *dip* de 55-70, con eje P 337°/70° subvertical y eje T 110°/13° (Figura 5.17). La solución es

consistente fallamiento normal. Un segundo set es el compuesto por fallas inversas con componente de rumbo. Estos planos de orientación NE-SW tienen similar geometría al set anterior, pero la cinemática es contraria. El eje P es  $310^{\circ}/03^{\circ}$  y el eje T es  $42^{\circ}/47^{\circ}$ , además que la solución del plano de falla es consistente con fallamiento inverso dextral. Por último, se observa un set de fallas *strike* ONO de alto ángulo y con cinemática principalmente sinistral. Presentan eje P de  $231^{\circ}/30^{\circ}$  y eje T  $328^{\circ}/12^{\circ}$ , además de solución consistente con un fallamiento transcurrente sinistral.



**Figura 5.17: Análisis cinemático estación RM5.** A) Soluciones del plano de fallay coordenadas de los elementos cinemáticos, B) Fotos de terreno.

## 5.2.2. Estaciones de quebradas y ríos tributarios del Maule

Para realizar un análisis cinemático más completo, se midió estructuras de deformación a lo largo de quebradas y río que tienen confluencia con el río Maule.

### 5.2.2.1. Río Colorado (COL)

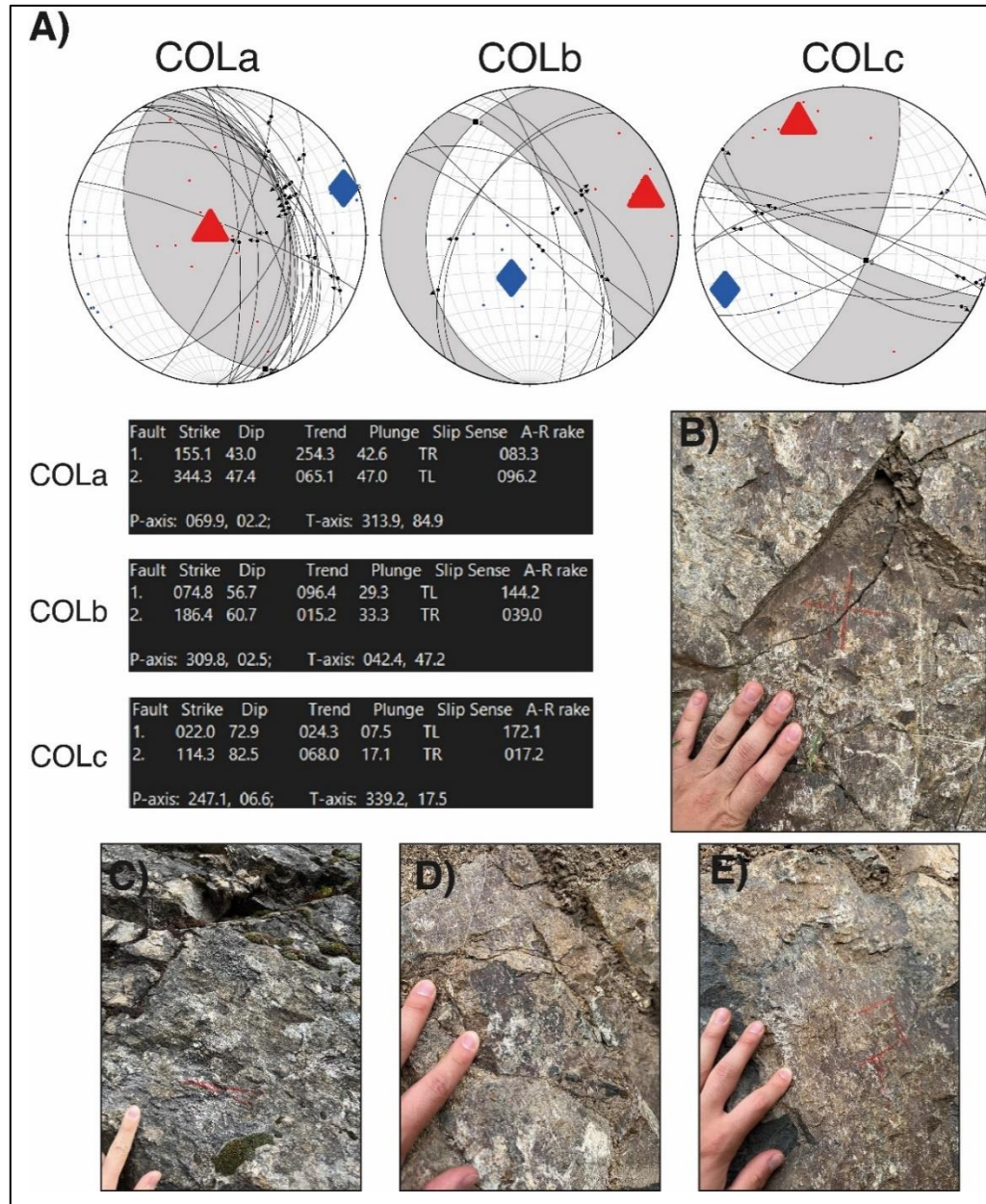
El Río Colorado confluye al Río Maule en el sector occidental del área de estudio y su valle tiene orientación NW-SE. A lo largo de este valle afloran rocas de la Formación Cura-Mallín con un manteo aproximado hacia el ENE.

Se midieron 43 planos de falla con indicadores cinemáticos. De estos se identifica un set principal de fallas inversas *strike* NNO y *dip* moderado hacia el NE, mientras que los ejes cinemáticos P y T son  $70^{\circ}/02^{\circ}$  y  $314^{\circ}/85^{\circ}$  respectivamente (Figura 5.18.A) coincidiendo con una solución de fallamiento inverso. Otro set se compone de planos con geometría similar, pero de cinemática normal. Observaciones de terreno revelan una diferencia en el mineral de relleno entre ambos sets, siendo óxidos de hierro para el fallamiento normal, mientras que las inversas presentaban relleno de epidota-actinolita. El análisis cinemático muestra eje P  $205^{\circ}/66^{\circ}$  y eje T  $70^{\circ}/18^{\circ}$ . Un tercer set es el de fallas de *strike* ONO-ESE con cinemática sinistral evidenciado en fibras de crecimiento mineral de calcita. Estas fallas se vuelven más comunes a medida que se acerca a la confluencia con el río Maule. Describen una deformación cuyo eje P es  $247^{\circ}/07^{\circ}$  y eje T  $340^{\circ}/18^{\circ}$ .

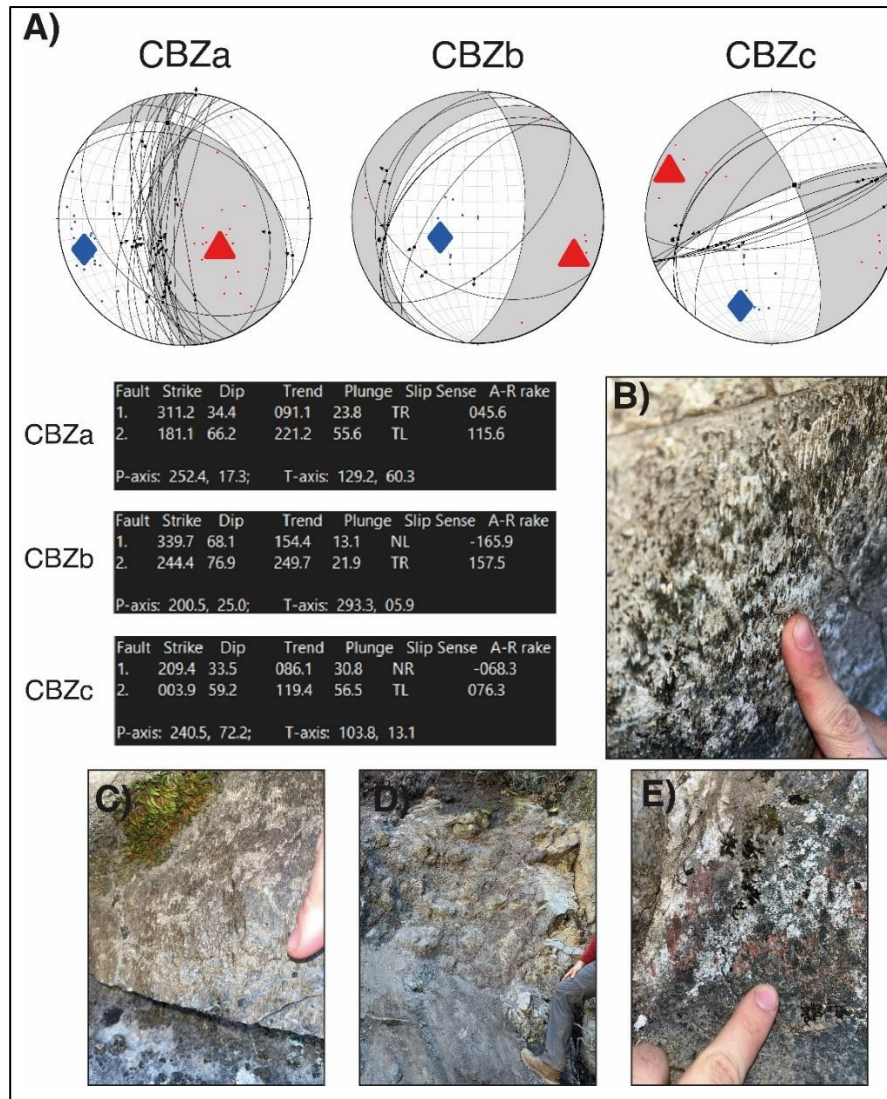
### 5.2.2.2. Quebrada Calabozo (CBZ)

Se encuentra en la zona centro-occidental del área de estudio en la quebrada homónima de orientación N-S. A lo largo de este valle fluvial se midieron 48 planos de falla en rocas de la Formación Cura-Mallín atravesada por varios cuerpos hipabisales y evidencias de fallamiento en salvandas centimétricas a métricas orientadas paralelas al set principal. Se logró reconocer principalmente fibras de crecimiento mineral de dos tipos: relleno de cuarzo-hematita y de cuarzo-epidota-clorita; además de criterio PT (Petit, 1987) en caso de rellenos de Qz-Hem que solían estar poco conservados (Figura 5.19.E). El set principal consiste en fallas de *strike* N-S y *dip*  $55^{\circ}$ - $80^{\circ}$  con cinemática inversa-dextral, evidenciado en los ejes cinemáticos P y T que se orientan  $252^{\circ}/17^{\circ}$  y  $129^{\circ}/60^{\circ}$ , respectivamente (Figura 5.19.A). El segundo set presenta fallas de *strike* ENE-OSO de cinemática sinistral cuyos ejes P-T son  $200^{\circ}/25^{\circ}$  y  $293^{\circ}/6^{\circ}$  evidenciados en la solución del plano

de falla. Se puede definir un tercer set de fallas de *strike* SSO de bajo ángulo y cinemática principal normal evidenciado en la solución del plano de falla y en los ejes cinemáticos P-T de orientación  $240^{\circ}/72^{\circ}$  y  $104^{\circ}/13^{\circ}$  respectivamente.



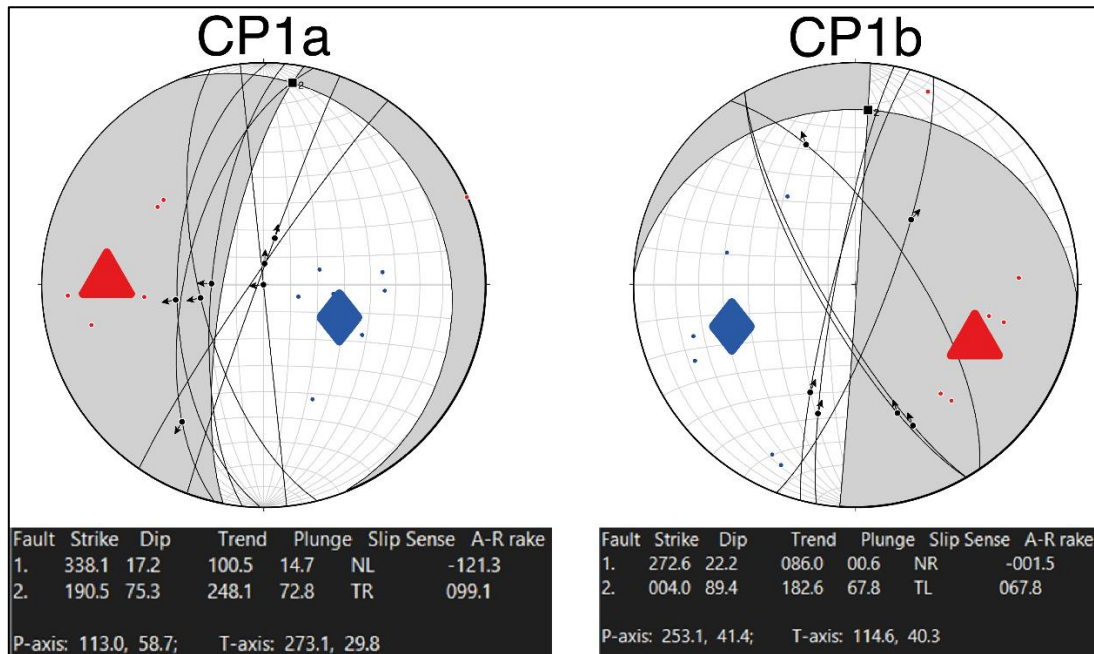
**Figura 5.18: Análisis cinemático estación COL.** A) Soluciones del plano de falla y coordenadas de los elementos cinemáticos, B, C, D, E) Indicadores cinemáticos de los 3 sets principales.



**Figura 5.19: Análisis cinemático estación RM1.**  
 A) Soluciones del plano de falla y coordenadas de los elementos cinemáticos, B, C, D, E) Indicadores cinemáticos medidos.

### 5.2.2.3. Río Cipreses #1 (CP1)

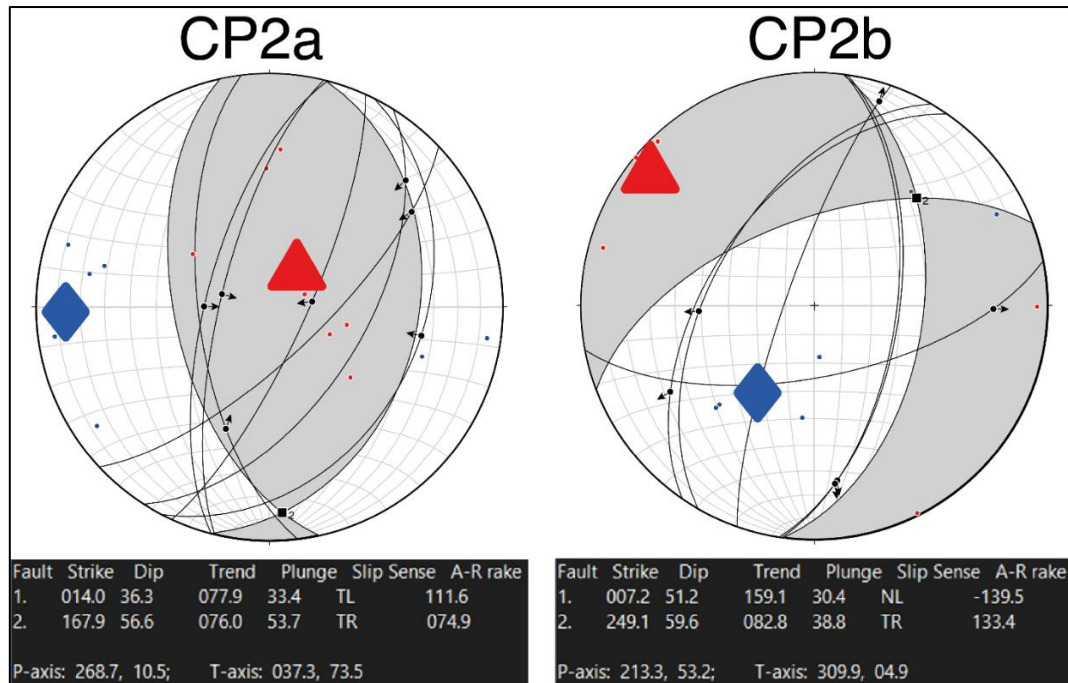
Esta se define en la ribera este del río Cipreses donde afloran rocas mesozoicas fuertemente basculadas (*dip* 80°-90°), intruidas por hipabisales y cuerpos plutónicos del Complejo Plutónico La Invernada. Piquer *et al.* (2023) definen una estación estructural en este mismo sector en rocas de la Fm. Plan de los Yeuques y Fm. Colimapu reconociendo la dificultad de obtener indicadores cinemáticos en el sector. Se logró la medición de 20 planos de falla a partir de fibras de crecimiento mineral de epidota y fracturas Riedel (RM; Petit, 1987). Se identificó un set principal compuesto de fallas normales de *strike* N-S alto ángulo, con eje P de 113°/58° y eje T de 273°/30° (Figura 5.20). Un segundo set compuesto de fallas transcurrentes de *strike* N-S con una leve componente dextral presenta eje P y T de orientación 253°/41° y 114°/40° respectivamente.



**Figura 5.20: Análisis cinemático estación CP1.** Soluciones del plano de falla y coordenadas de los elementos cinemáticos.

#### 5.2.2.4. Río Cipreses #2 (CP2)

Se define esta estación en las quebradas de orientación E-O que alimentan al río Cipreses desde el oeste. Según dataciones de Cabezas *et al.* (2021) corresponden a rocas de Formación Cura-Mallín de ca. 14 Ma en U-Pb. Se midieron 21 planos de falla a partir de Riedel RM y criterio PT (Petit, 1987). El set principal corresponde a fallas de *strike* NNE-SSO y *dip* moderados a altos de 75°-55°, de cinemática inversa acorde al eje P 268°/11° y eje T 37°/74° (Figura 5.21). El segundo set corresponde a fallas normales de ángulos moderados con una leve componente de rumbo consistentes con eje P-T de orientación 213°/53° y 310°/05°, respectivamente.

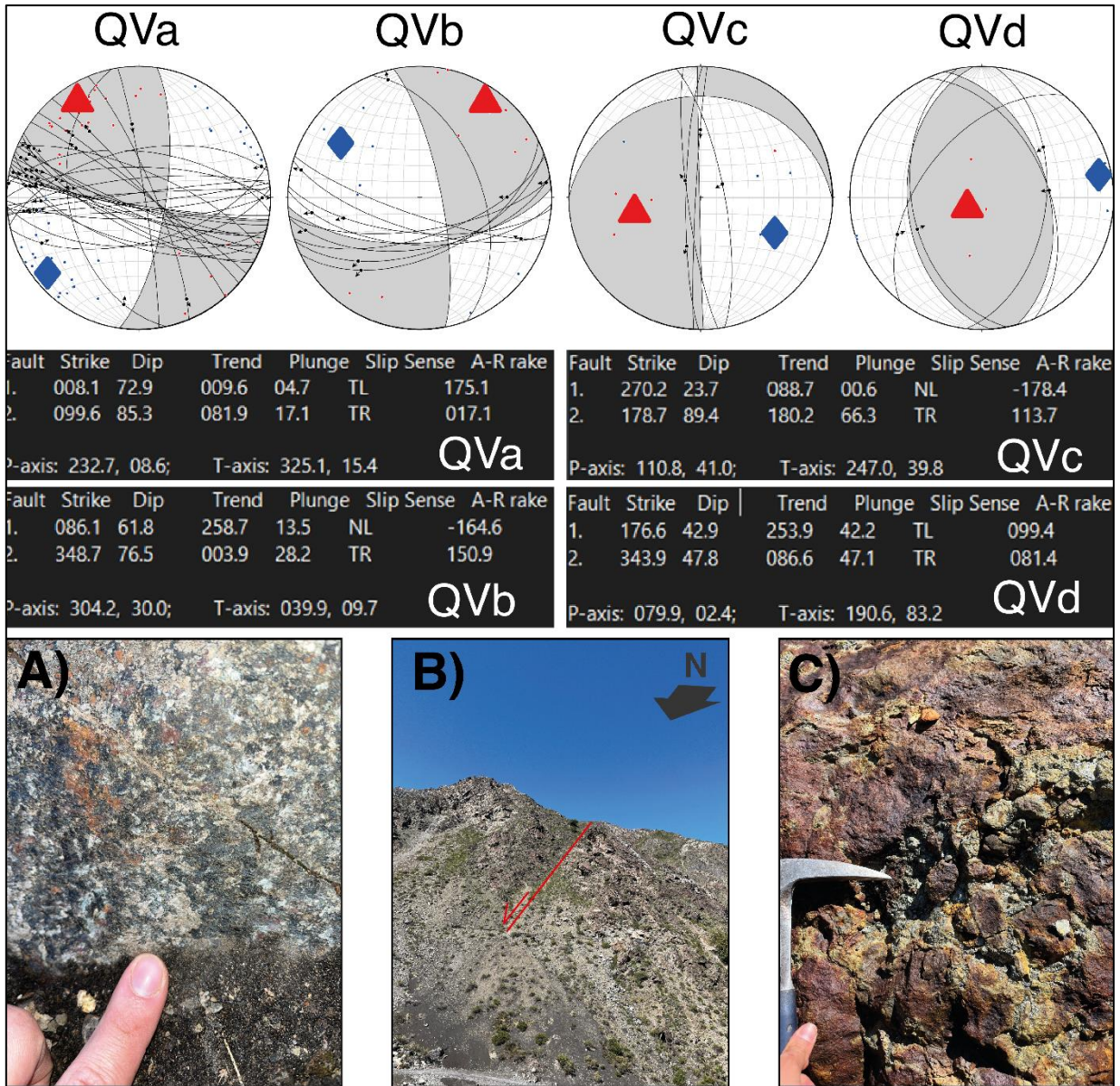


**Figura 5.21: Análisis cinemático estación CP2.** A) Soluciones del plano de falla y coordenadas de los elementos cinemáticos.

### 5.2.2.5. Quebrada Ventana III (QV)

Esta se encuentra en sector NE del área de estudio, corresponde a un valle fluvial de orientación E-O confluyendo al Río Cipreses. Aquí afloran rocas de las formaciones Baños del Flaco y Colimapu fuertemente basculadas con *strike/dip* promedio  $170^{\circ}/80^{\circ}$  atravesadas por cuerpos intrusivos del Complejo Plutónico La Invernada. Se midieron 56 planos de falla a partir de fibras de crecimiento mineral de goethita-óxidos de Fe (Figura 5.22.A), epidota-actinolita y calcita, Riedel RM y criterio PT y PO (Petit, 1987). El set principal corresponde a fallas de *strike* ESE-ONO, de alto ángulo y cinemática sinistral, con eje de acortamiento (P)  $233^{\circ}/09^{\circ}$  y de alargamiento (T)  $325^{\circ}/15^{\circ}$  (Figura 5.22) y asociados a fibras de crecimiento mineral de Ep-Act y goethita. El segundo set más representativo consiste en fallas con orientación similar al set principal, pero tienen cinemática dextral con ejes P-T  $304^{\circ}/30^{\circ}$  y  $40^{\circ}/10^{\circ}$ , respectivamente. Un tercer set corresponde a fallas de *dip* subvertical que corresponden a cizalla interestratal del basculamiento de los depósitos sedimentarios fosilíferos de Fm. Baños del Flaco. Estas fallas están acotadas a este afloramiento presentando fibras de crecimiento mineral de calcita, mostrando la misma actitud de las capas con *strike/dip* aproximado de  $\sim 180^{\circ}/90^{\circ}$  y ejes P-T orientados  $110^{\circ}/41^{\circ}$  y  $247^{\circ}/40^{\circ}$ . Finalmente, un cuarto set importante se compone de fallas N-S de cinemática inversa que no solían presentar

indicadores cinemáticos claros se caracterizaban por presentar mineralización de óxidos de hierro, Calcopirita y Pirita. Las pocas fibras de crecimiento de óxidos de hierro en este set presentaban ejes cinemáticos P-T de  $80^{\circ}/02^{\circ}$  y  $190^{\circ}/83^{\circ}$  respectivamente.



**Figura 5.22: Análisis cinemático estación QV.** Soluciones de falla y coordenadas de los elementos cinemáticos, A) Indicador de cinemática sinistral, B) Falla normal de mesoescala, C) Falla con mineralización de sulfuros.

### 5.3. ANÁLISIS DINÁMICO

Para la ilustración de los resultados del análisis dinámico se describen los estereogramas obtenidos del MIM analizando la distribución de los *tadpoles* y observando la agrupación en *clusters*

mostrando una dirección de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  preferencial, definiendo un régimen tectónico según el valor de  $\Phi$  más representativo y comparado con la clasificación de Ritz (1994; Figura 5.23). Para elegir una solución para  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  como “coherente” para el grupo de fallas, esta debe reactivar al menos el 50% de las estructuras con un *misfit angle* máximo de  $30^\circ$ , es decir debe estar la mitad del “n” de fallas en las primeras 3 barras del estereograma de *misfit angles*. Solo se tomarán en cuenta para el análisis aquellas estaciones que presenten un comportamiento heterogéneo y discutir estas direcciones que entregue el análisis.

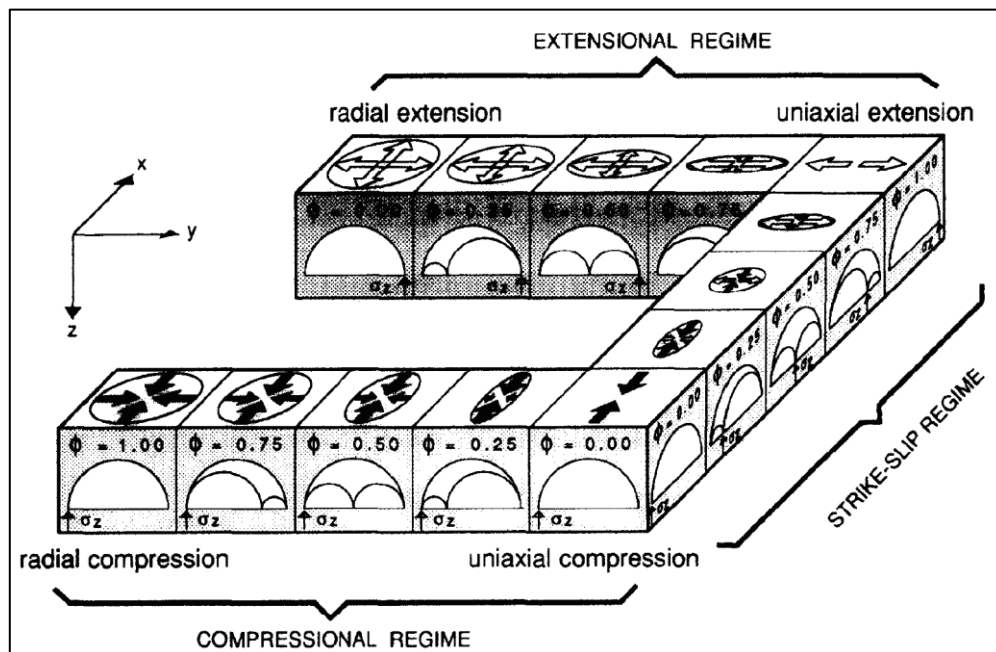


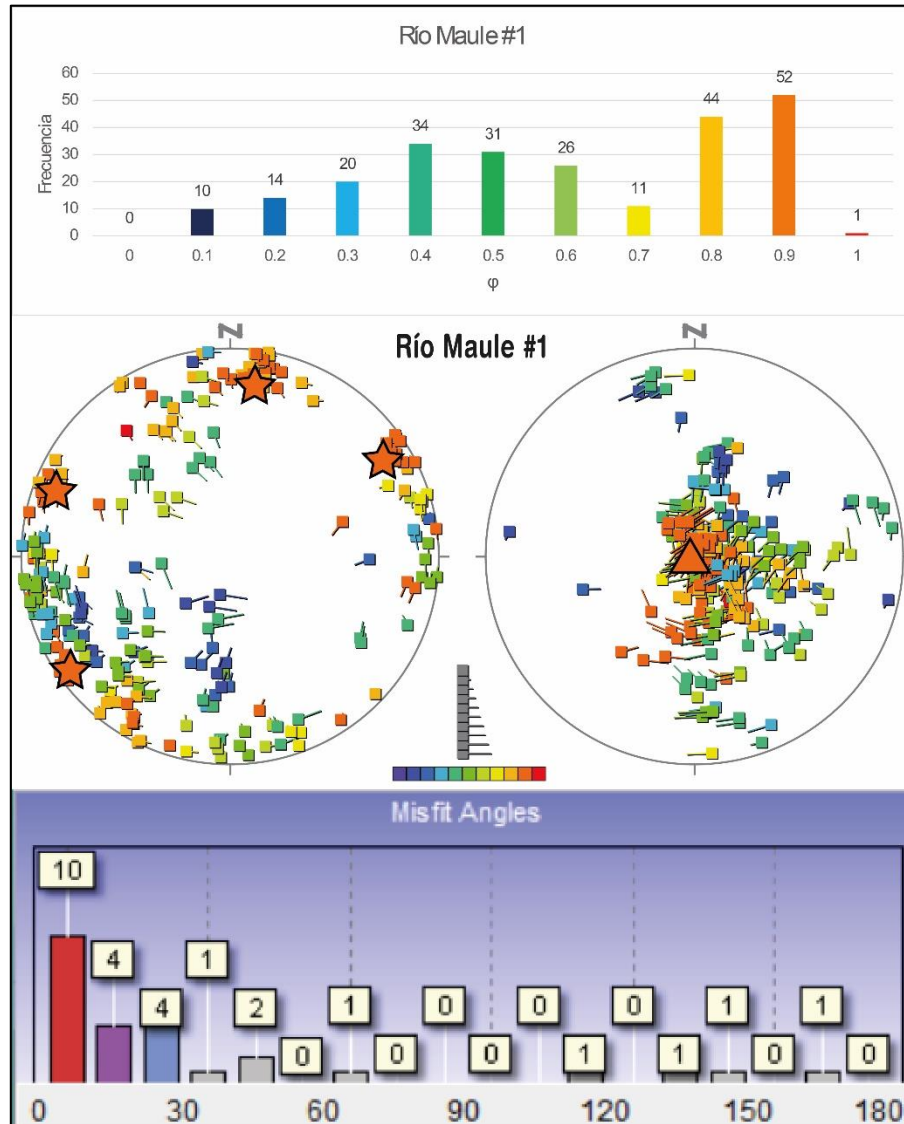
Figura 5.23: Clasificación de regímenes tectónicos según Ritz (1994)

### 5.3.1. Estaciones de Río Maule

#### 5.3.1.1. Río Maule #1 (RM1)

En primera instancia se observa orientaciones de  $\sigma_1$  con gran dispersión general, pero con *plunge* relativamente bajos como se representa en los *tadpoles* de  $\sigma_3$  (Figura 5.24). Por su parte, en el ploteo de  $\sigma_3$  se observa un gran *cluster* subvertical. Desde los histogramas de  $\Phi$  se ve un dominio de  $\Phi=0,9$ , seguido de una  $\Phi=0,8$ . La ubicación de los *tadpoles* con estos valores concuerdan con lo observado en primera instancia: un  $\sigma_1$  muy disperso y *plunge* subhorizontal en direcciones variables y  $\sigma_3$  subverticales consistente con un régimen compresivo con  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  de magnitudes similares. Para  $\Phi=0,9$  la orientación más adecuada de  $\sigma_1$  sería  $06^\circ/08^\circ$  o  $235^\circ/05^\circ$  con  $\sigma_3$  más fijo

aproximadamente  $148^\circ/80^\circ$ . Para  $\Phi=0,8$  la solución más adecuada es  $\sigma_1$  en  $08^\circ/09^\circ$  y  $\sigma_3$  en  $150^\circ/79^\circ$ .

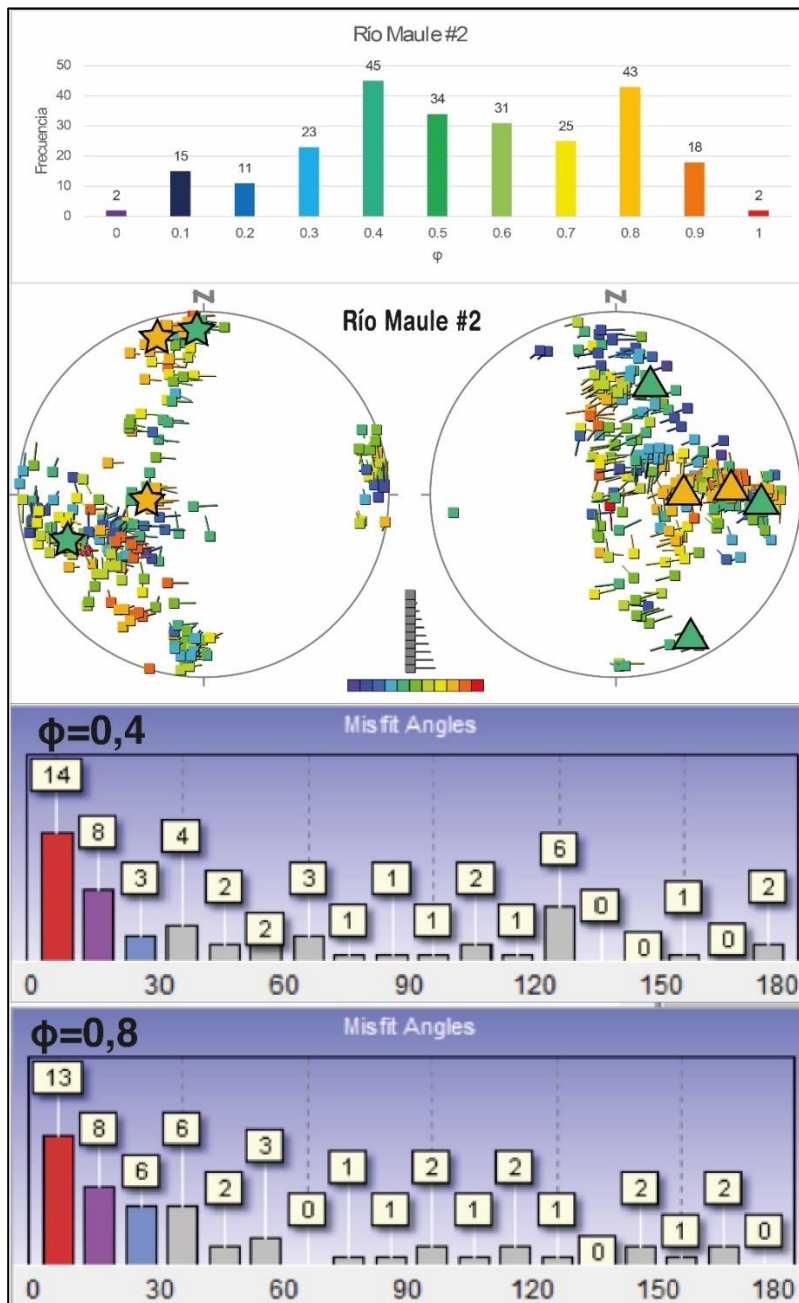


**Figura 5.24: Análisis dinámico en RM1.** Histograma de moda para valores calculados de  $\Phi$ . Estereograma con direcciones calculadas de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , estrellas ( $\sigma_1$ ) y triángulos ( $\sigma_3$ ) mostrando las soluciones más representativas. Histograma de *misfit angles* para la solución más representativa.

### 5.3.1.2. Río Maule #2 (RM2)

A primera vista se observa que la disposición de los *tadpoles* de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  describen un “arco” o *cluster* que migra de horizontal a vertical (Figura 5.25). Con la ayuda de los histogramas de moda vemos un dominio de 2 valores:  $\Phi_1=0,4$  y  $\Phi_2=0,8$ . Para el primer valor (*tadpoles* verde) se observa

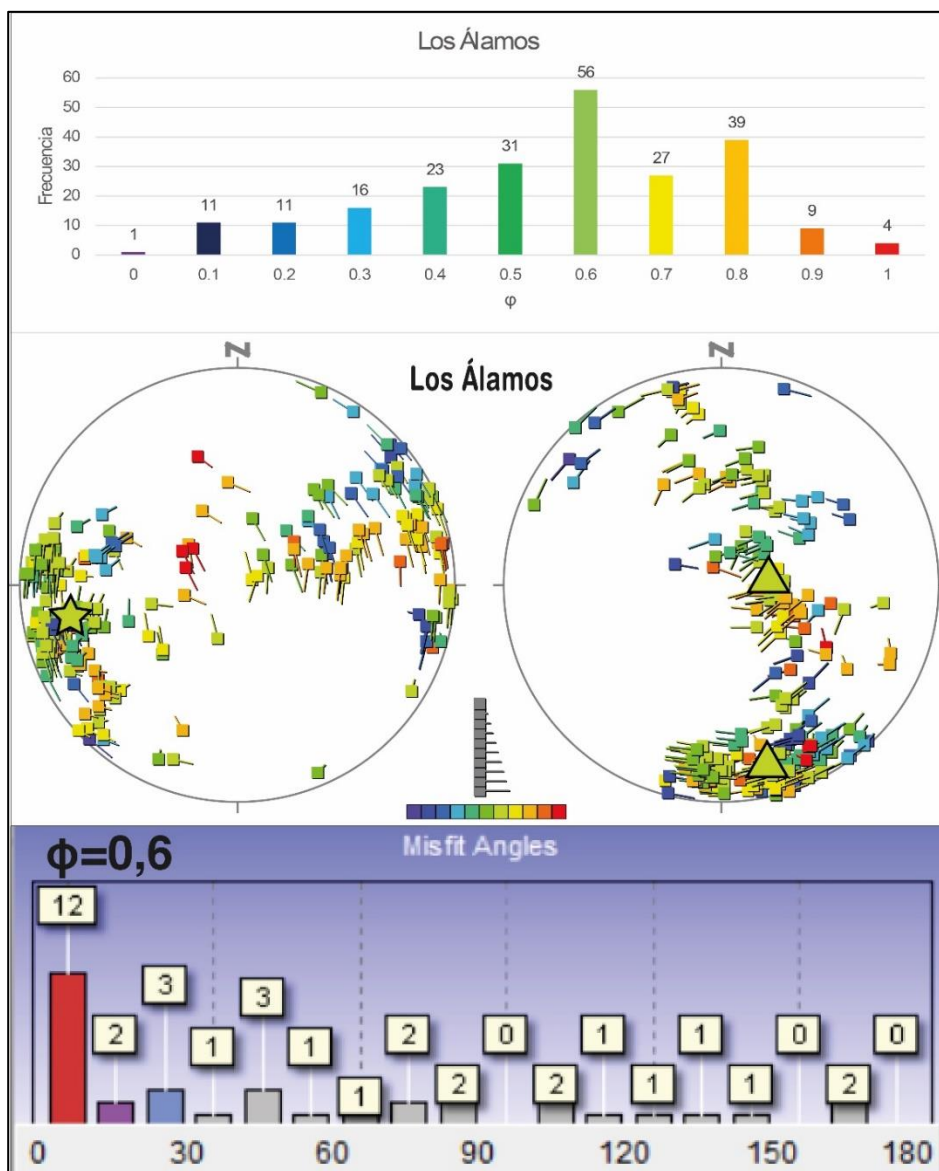
un *cluster* principal de  $plunge \leq 45^\circ$  hacia el O y  $\sigma_3$  subhorizontal desde el E, aunque es importante notar que *clusters* menores salen de esta tendencia. El valor de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  más adecuado es  $246^\circ/54^\circ$  y  $94^\circ/33^\circ$  respectivamente, lo que entra en un régimen de tipo extensional. El otro valor de  $\Phi$  es de 0,8 (*tadpoles* naranjos) describiendo geometrías similares al *cluster* anterior, pero con mayor homogeneidad. Los valores más adecuados para  $\sigma_1$  son  $344^\circ/18^\circ$  o  $247^\circ/25^\circ$  y para  $\sigma_3$  de  $90^\circ/40^\circ$  consistentes con un régimen transpresivo a compresivo.



**Figura 5.25: Análisis dinámico en RM2.** Histograma de moda para valores calculados de  $\Phi$ . Estereograma con direcciones calculadas de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , estrellas ( $\sigma_1$ ) y triángulos ( $\sigma_3$ ) mostrando las soluciones más representativas. Histograma de *misfit angles* para la solución más representativa.

### 5.3.1.3. Los Álamos (LA)

La dispersión de los *tadpoles* es relativamente homogénea y se observan a primera vista 2 *clusters* para  $\sigma_1$  desde el O con *plunges* bajos y para  $\sigma_3$  hacia el S también subhorizontal (Figura 5.26). El histograma muestra un dominio de soluciones para  $\Phi=0,6$  (colores verdes), describiendo un  $\sigma_1$  predominantemente subhorizontal en dirección E-O y un  $\sigma_3$  con mayor dispersión mostrando 2 *clusters*: uno subhorizontal hacia el N-S y otro *cluster* menor subvertical. La solución más consistente es de  $\sigma_1$   $276^\circ/10^\circ$  y  $\sigma_3$   $183^\circ/19^\circ$  describiendo un régimen transcurrente.



**Figura 5.26: Análisis dinámico en LA.** Histograma de moda para valores calculados de  $\Phi$ . Estereograma con direcciones calculadas de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , estrellas ( $\sigma_1$ ) y triángulos ( $\sigma_3$ ) mostrando las soluciones más representativas. Histograma de *misfit angles* para la solución más representativa.

#### 5.3.1.4. Río Maule #3 (RM3)

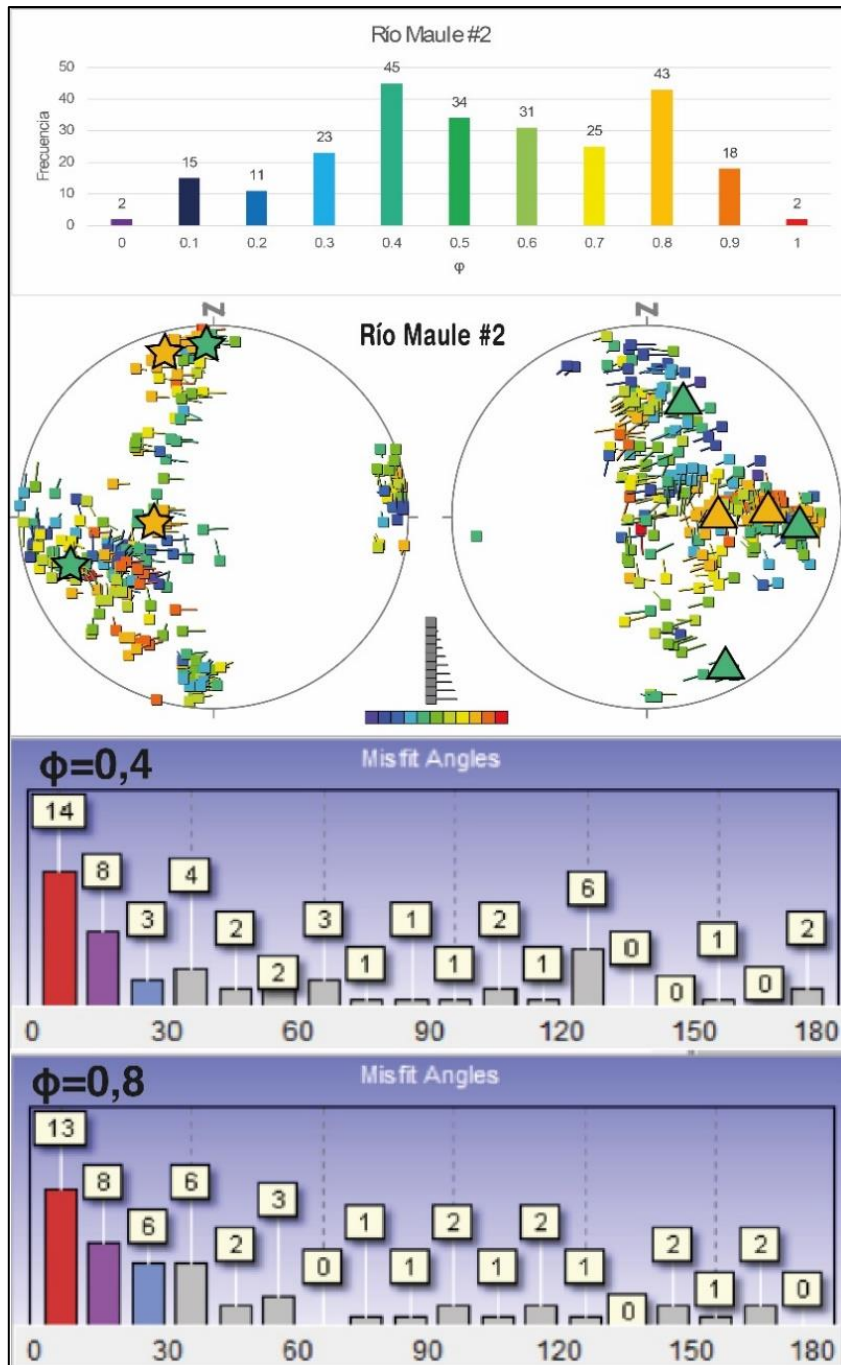
Se observa heterogeneidades en ambos estereogramas describiendo una tendencia más clara en  $\sigma_3$  hacia el N-S subhorizontal, mientras que  $\sigma_1$  describe variaciones en E-O de subhorizontal a subvertical (Figura 5.27). El histograma de frecuencia indica un dominio de soluciones para  $\Phi=0,8$  (colores anaranjados) y se ve un  $\sigma_3$  relativamente homogéneo desde el NNO subhorizontal y varía desde subvertical a subhorizontal hacia el SSO. Se pueden obtener varias soluciones debido a la gran heterogeneidad y cantidad de datos en este bloque. (1) Un  $\sigma_1$  de  $231^\circ/14^\circ$  y  $\sigma_3$   $329^\circ/30^\circ$  en un régimen transcurrente. (2) Un  $\sigma_1$  de  $106^\circ/69^\circ$  y  $\sigma_3$   $360^\circ/06^\circ$  en un régimen extensivo. La gran variabilidad de  $\sigma_1$  tiene relación con su similitud en magnitud con  $\sigma_2$ .

#### 5.3.1.5. Río Maule #4 (RM4)

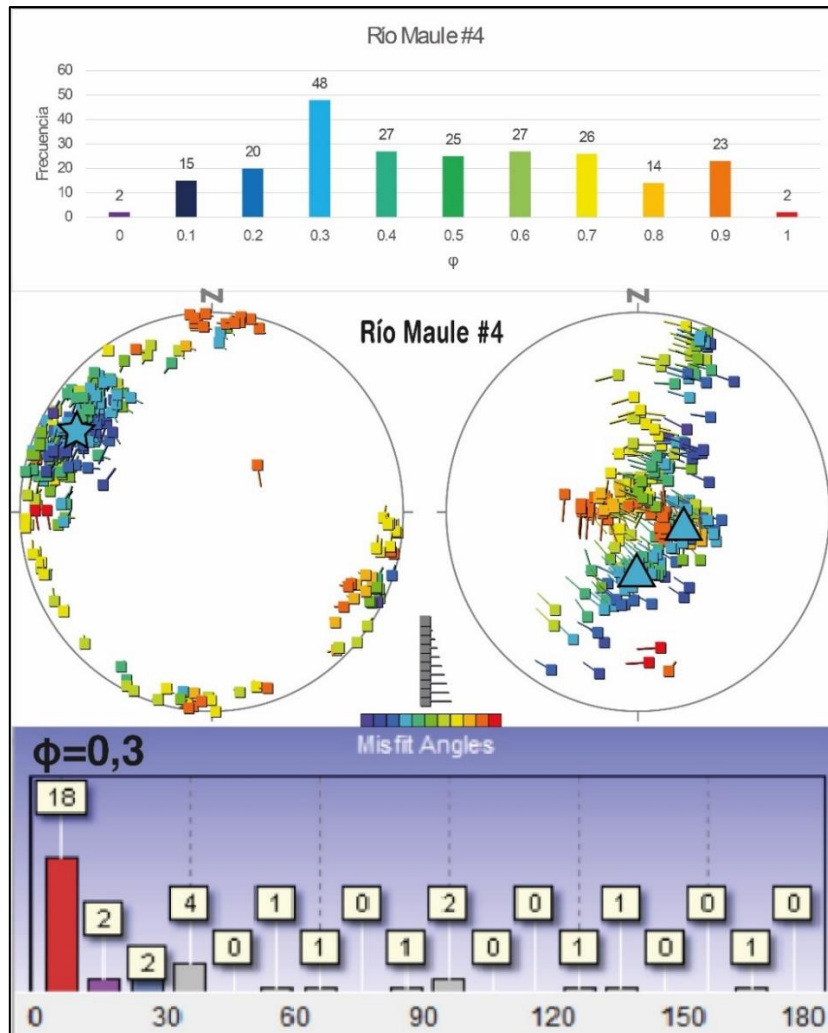
Se observa una distribución bastante homogénea de los *tadpoles* con una orientación de  $\sigma_1$  NW-SE y un  $\sigma_3$  subvertical con dispersión subhorizontal en un eje NNE-SSO (Figura 5.28). A partir del histograma de frecuencia observa un dominio de soluciones para  $\Phi=0,3$ . Se ve un *cluster* de  $\sigma_1$  en dirección NO-SE consistente con la dirección de acortamiento obtenida en el cinemático, mientras que  $\sigma_3$  a pesar de observarse dispersión los *tadpoles* se concentran subvertical. La mejor solución para  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  es  $305^\circ/15^\circ$  y  $183^\circ/63^\circ$  respectivamente. El régimen tectónico más coherente es de compresión uniaxial con  $\sigma_1$  subhorizontal y  $\sigma_3$  subvertical con magnitud muy similar a  $\sigma_2$  como se observa en el diagrama de Mohr (Figura 5.29).

#### 5.3.1.6. Río Maule #5 (RM5)

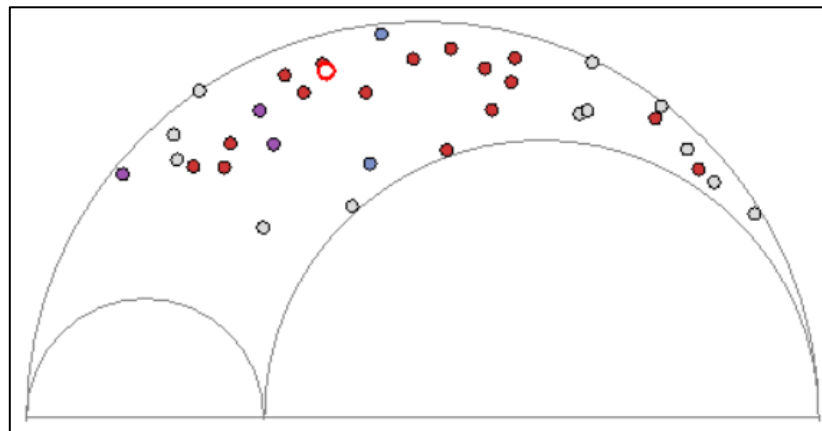
Se observa una alta heterogeneidad en la distribución de *tadpoles* dominando un  $\sigma_1$  relativamente subvertical y  $\sigma_3$  en *clusters* de *plunges* moderados (Figura 5.30). El histograma de frecuencia muestra soluciones de  $\Phi=0,7$  (colores amarillos) son más frecuentes, y su distribución en  $\sigma_1$  es relativamente subvertical y  $\sigma_3$  subhorizontal a *plunges* moderados. La solución para  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  más coherente puede ser respectivamente: (1)  $65^\circ/61^\circ$  y  $310^\circ/13^\circ$ , (2)  $291^\circ/40^\circ$  y  $69^\circ/41^\circ$ . Para ambas soluciones el régimen tectónico interpretado es extensivo a transtensivo por la posición de los ejes  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  más allá de la relación de esfuerzos, aunque se discutirá esta solución más adelante.



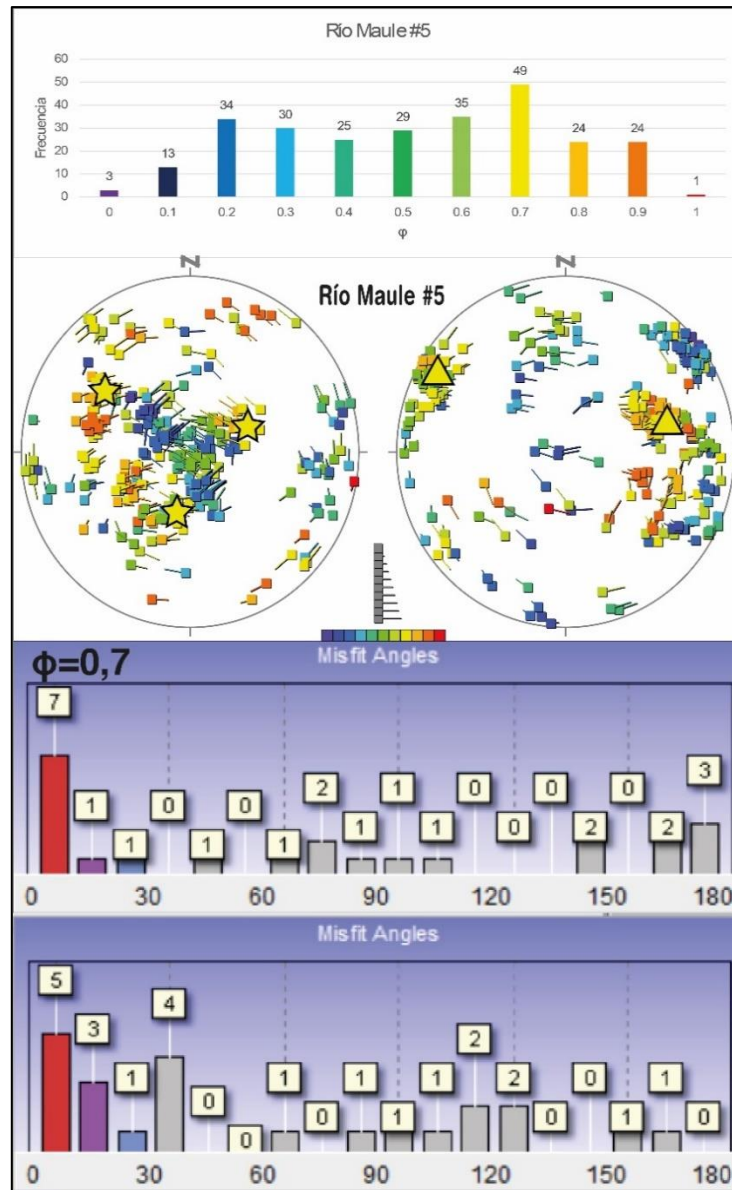
**Figura 5.27: Análisis dinámico en RM3.** Histograma de moda para valores calculados de  $\Phi$ . Estereograma con direcciones calculadas de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , estrellas ( $\sigma_1$ ) y triángulos ( $\sigma_3$ ) mostrando las soluciones más representativas. Histograma de *misfit angles* para la solución más representativa.



**Figura 5.28: Análisis dinámico en RM4.** Histograma de moda para valores calculados de  $\Phi$ . Estereograma con direcciones calculadas de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , estrellas ( $\sigma_1$ ) y triángulos ( $\sigma_3$ ) mostrando las soluciones más representativas. Histograma de *misfit angles* para la solución más representativa.



**Figura 5.29: Círculo de Mohr de la simulación de esfuerzos para  $\Phi=0,3$ .**



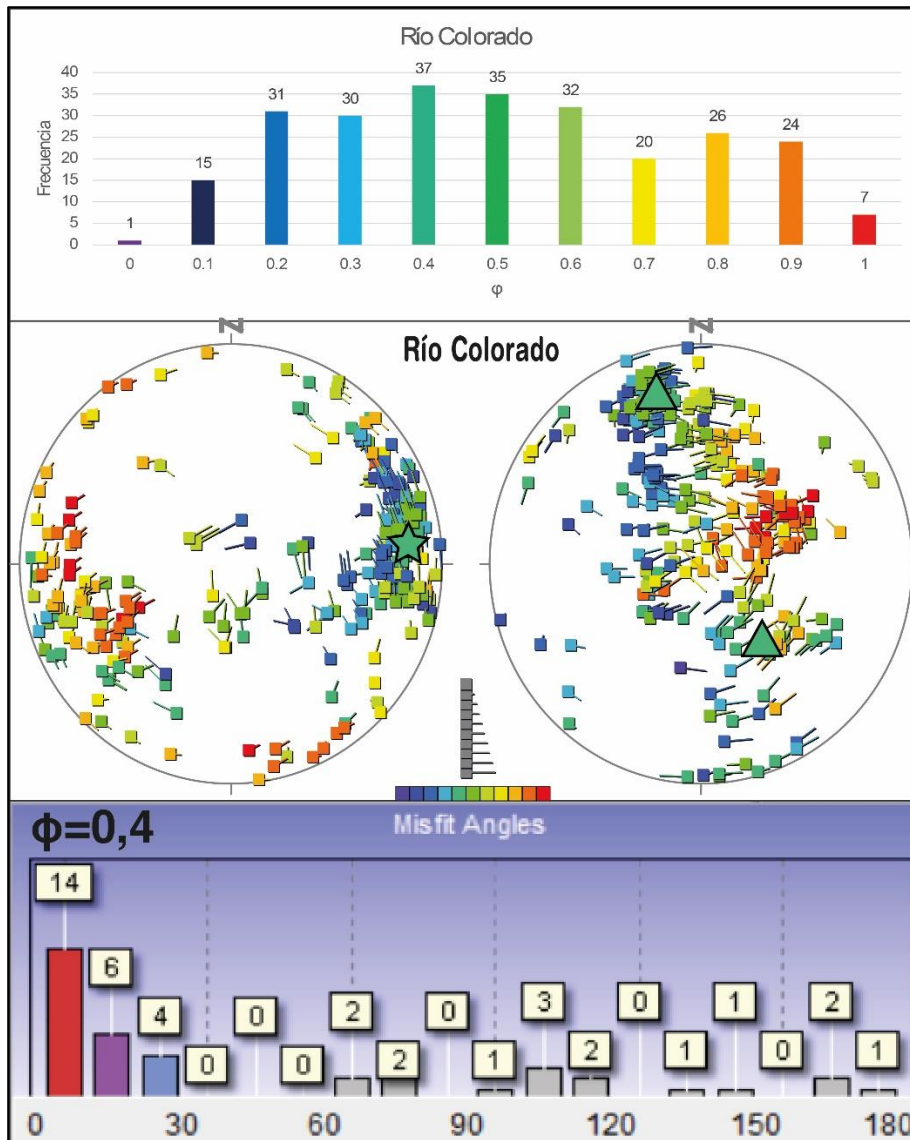
**Figura 5.30: Análisis dinámico en RM5.** Histograma de moda para valores calculados de  $\Phi$ . Estereograma con direcciones calculadas de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , estrellas ( $\sigma_1$ ) y triángulos ( $\sigma_3$ ) mostrando las soluciones más representativas. Histograma de *misfit angles* para la solución más representativa.

## 5.3.2. Estaciones de quebradas y ríos tributarios del Maule

### 5.3.2.1. Río Colorado (COL)

En primera instancia, los ejes  $\sigma_1$  se observan como *clusters* subhorizontales de orientación E-O siendo los *tadpoles* con  $\Phi$  entre 0 y 0,6 (colores azules a verde) agrupados al E y los *tadpoles* de valores entre 0,7 y 1 (colores amarillos a rojo) hacia el O (Figura 5.31). Para los ejes  $\sigma_3$  también existe cierta tendencia donde varían en el eje N-S de horizontal a vertical. El histograma de

frecuencia exhibe un dominio de  $\Phi=0,4$  y  $\Phi=0,5$ , seguidos de cerca por otros valores de  $\Phi$ . Para  $\Phi=0,4$  la solución más coherente es un  $\sigma_1$  de  $81^\circ/23^\circ$  y  $\sigma_3$  de  $342^\circ/19^\circ$ , es decir ambos subhorizontales describiendo un régimen transcurrente. Por otro lado, los valores de  $\Phi$  más cercanos a 1 (anaranjados) describen un régimen más cercano a la compresión radial con  $\sigma_1$  horizontal y  $\sigma_3$  vertical.



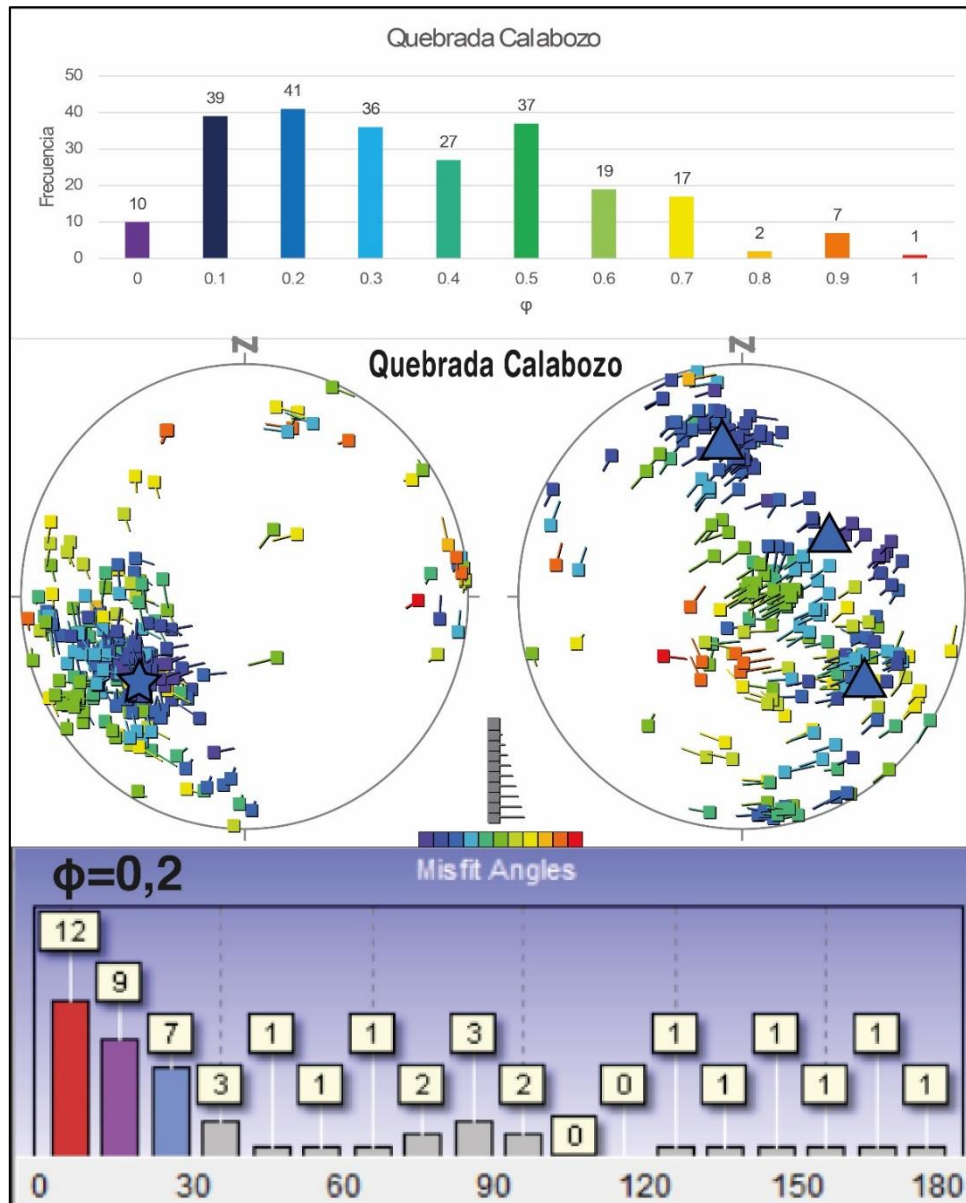
**Figura 5.31: Análisis dinámico en COL.**

Histograma de moda para valores calculados de  $\Phi$ . Estereograma con direcciones calculadas de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , estrellas ( $\sigma_1$ ) y triángulos ( $\sigma_3$ ) mostrando las soluciones más representativas. Histograma de *misfit angles* para la solución más representativa.

### 5.3.2.2. Quebrada Calabozo (CBZ)

Se observa mucha homogeneidad en  $\sigma_1$  con un gran *cluster* de *plunge* moderado y *trend* hacia el SO, mientras que  $\sigma_3$  varía de horizontal a vertical en un eje NO-SE (Figura 5.32). El histograma

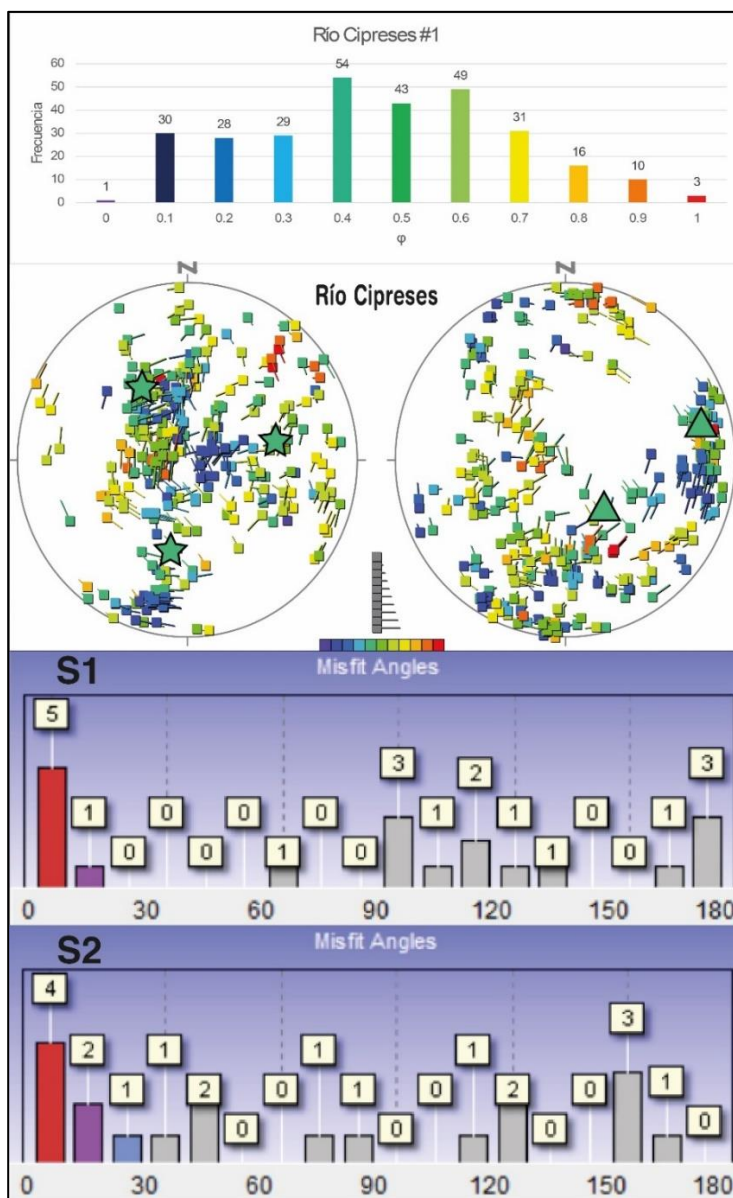
de frecuencia muestra un dominio claro de  $\Phi$  de valores bajos (colores azules) siendo  $\Phi=0,2$  el más dominante seguido de cerca por el valor 0,1 y 0,3. Para  $\Phi=0,2$  la solución más coherente es  $\sigma_1$  de  $242^\circ/39^\circ$  y  $\sigma_3$  de  $119^\circ/34^\circ$ , aunque existen otra solución igual de coherente de  $\sigma_1$  de orientación similar, pero  $\sigma_3$  de  $344^\circ/21^\circ$ . El resto de los valores de  $\Phi$  dominantes tienen soluciones muy similares, presentan  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  subhorizontales y son coherentes con un régimen transpresivo.



**Figura 5.32: Análisis dinámico en CBZ.** Histograma de moda para valores calculados de  $\Phi$ . Estereograma con direcciones calculadas de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , estrellas ( $\sigma_1$ ) y triángulos ( $\sigma_3$ ) mostrando las soluciones más representativas. Histograma de *misfit angles* para la solución más representativa.

### 5.3.2.3. Río Cipreses #1 (CP1)

Se observa mucha heterogeneidad en los cálculos de ambos estereogramas (Figura 5.33). Para discernir de mejor manera los esfuerzos se usa el histograma de frecuencia que muestra  $\Phi=0,4$  como el de mayor frecuencia en los cálculos, seguido de  $\Phi=0,6$ . Para  $\Phi=0,4$  (color verde azulado) no existe un *cluster* claro y los *tadpoles* se distribuyen individualmente. Solo se identifican pequeños *clusters* y soluciones parciales que no son coherentes para el mínimo del 50% de las fallas. Para  $\Phi=0,4$  las soluciones parciales son: (1)  $\sigma_1$  191°/26° y  $\sigma_3$  92°/19°, (2)  $\sigma_1$  314°/53° y  $\sigma_3$  75°/21°, que describen un régimen poco definido que va entre extensional a transcurrente.

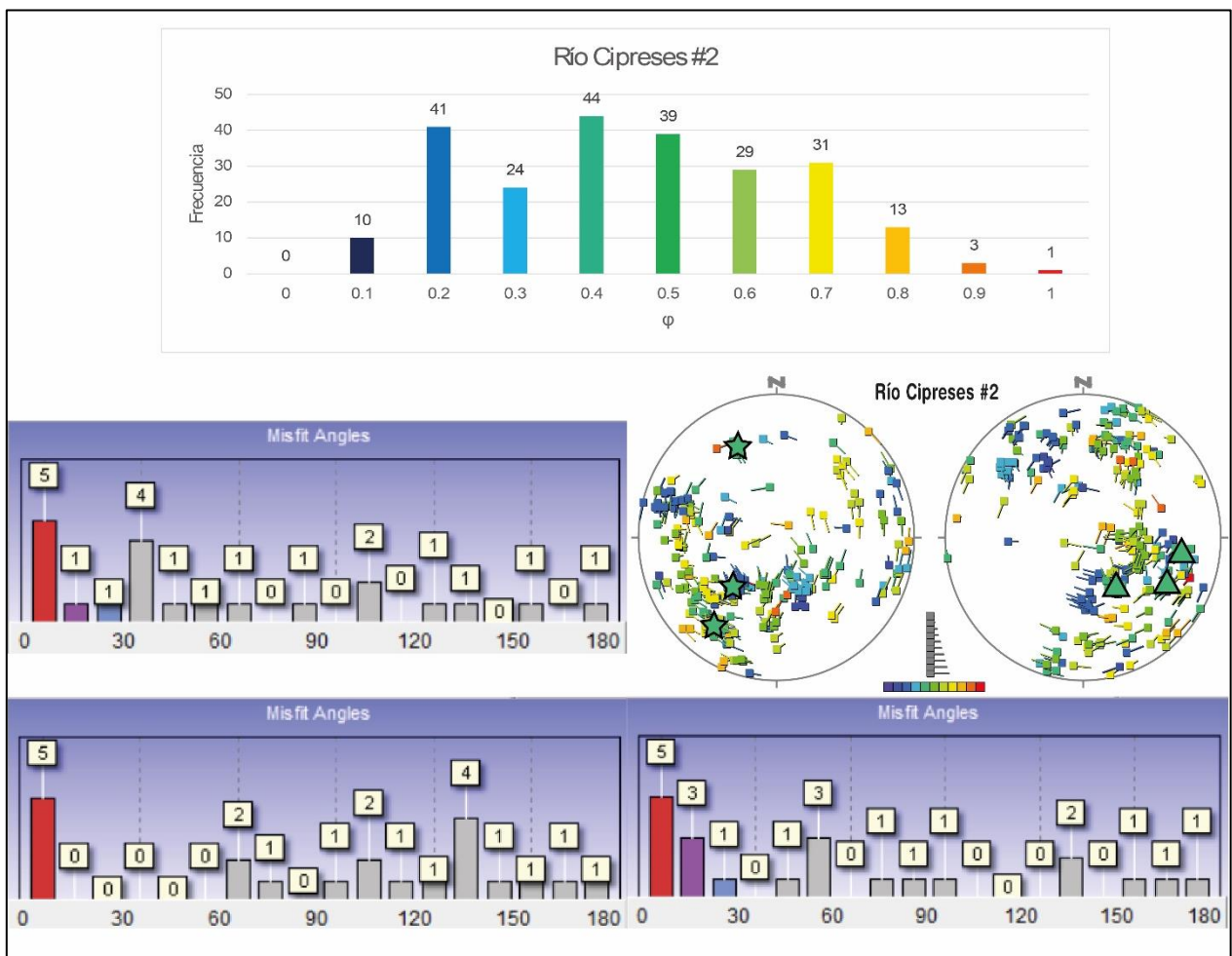


**Figura 5.33: Análisis dinámico en RC1.**

Histograma de moda para valores calculados de  $\Phi$ . Estereograma con direcciones calculadas de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , estrellas ( $\sigma_1$ ) y triángulos ( $\sigma_3$ ) mostrando las soluciones más representativas. Histograma de *misfit angles* para la solución más representativa.

### 5.3.2.4. Río Cipreses #2 (CP2)

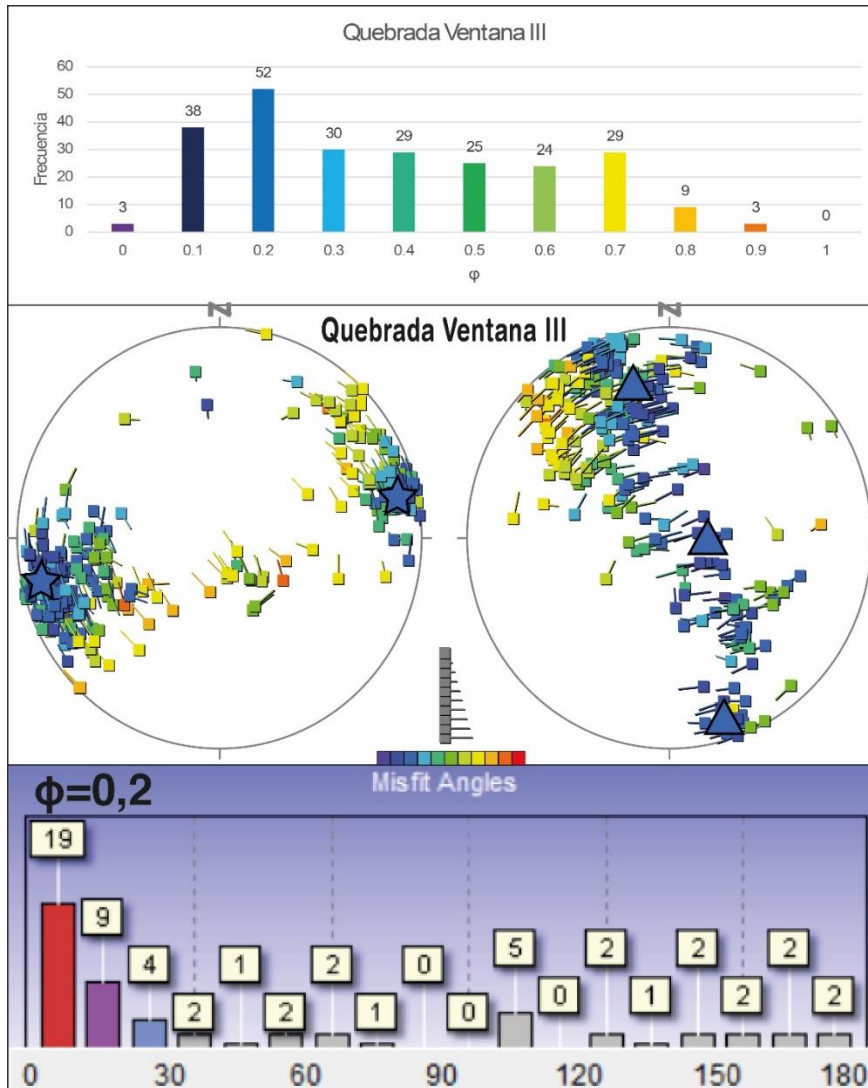
Como en el caso de la estación anterior, se observa mucha heterogeneidad y ningún *cluster* o tendencia clara (Figura 5.34). El histograma de frecuencia muestra dominio de soluciones para  $\Phi=0,4$  y otra para  $\Phi=0,2$ . Al revisar ambos valores por alguna tendencia se observan algunos grupos de *tadpoles* pero ninguna solución logra el mínimo de coherencia con al menos 50% de las fallas. Las soluciones parciales para  $\Phi=0,4$  son: (1)  $\sigma_1$  334°/34° y  $\sigma_3$  147°/56°, (2)  $\sigma_1$  220°/25° y  $\sigma_3$  115°/29°, (3)  $\sigma_1$  226°/49° y  $\sigma_3$  99°/28° y describen un régimen poco definido que va entre extensional a transcurrente.



**Figura 5.34: Análisis dinámico en RC2.** Histograma de moda para valores calculados de  $\Phi$ . Estereograma con direcciones calculadas de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , estrellas ( $\sigma_1$ ) y triángulos ( $\sigma_3$ ) mostrando las soluciones más representativas. Histogramas de *misfit angles* para las soluciones más representativas.

### 5.3.2.5. Quebrada Ventana III (QV)

Se observa homogeneidad en los estereogramas especialmente en  $\sigma_1$  que se agrupa en *clusters* subhorizontales en un eje OSO-ENE, mientras  $\sigma_3$  varía de horizontal a vertical en un eje NNO-SSE (Figura 5.35). El histograma exhibe el dominio de soluciones con  $\Phi=0,2$  (color azul) y se obtienen la solución más coherente para  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  respectivamente: (1)  $246^\circ/14^\circ$  y  $339^\circ/11^\circ$ . Esto es consistente con un régimen tectónico de transpresión.



**Figura 5.35: Análisis dinámico en QV.** Histograma de moda para valores calculados de  $\Phi$ . Estereograma con direcciones calculadas de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , estrellas ( $\sigma_1$ ) y triángulos ( $\sigma_3$ ) mostrando las soluciones más representativas. Histograma de *misfit angles* para la solución más representativa.

## 6. DISCUSIÓN

### 6.1. RASGOS ESTRUCTURALES PRINCIPALES

Se realiza una descripción de las estructuras principales evidenciadas a partir del análisis geométrico, cinemático y dinámico.

#### 6.1.1. Dominios estructurales

En el área se evidencia la existencia de 2 bloques estructurales que suelen encontrarse en otras latitudes de la Cordillera Principal: Bloque Mesozoico y Bloque Cenozoico. Entre ambos bloques existe una diferencia de edad que va desde el Cretácico tardío a Paleoceno temprano (e.g. Fm. Colimapu y Plan de los Yeuques) al Oligo-Mioceno (Fm. Abanico). A los 33°- 34° S el contacto ha sido discutido y revisitado dándole interpretaciones distintas, tales como contacto deposicional (Fock, 2005) o por falla (Thiele, 1980; Fock, 2005; Charrier *et al.* 2007). A la latitud del Maule se evidencian las mismas contradicciones en este mismo tópico y se discutirán los mecanismos estructurales para el límite entre estos dos dominios. Lo que es innegable es que ambos bloques contienen estilos de deformación, litologías y edades que permiten separarlos.

#### 6.1.2. Estructuras N-S

Uno de los rasgos más importantes en la deformación del bloque cenozoico son las estructuras N-S. Astaburuaga (2014) define 3 estructuras mayores de esta orientación: Falla García, Falla Las Corrientes y Falla Hornitos. Estas estructuras interpretadas como fallas inversas en secuencia acomodarían la deformación E-O durante la inversión de la Cuenca de Abanico durante el evento compresivo del Mioceno tardío (Astaburuaga, 2014). El análisis del plegamiento revela direcciones de acortamiento E-O en el sector occidental del área de estudio (i.e. Maule 2 y Rincón de la Piedra) mientras que los bloques más cercanos al límite con el bloque mesozoico no presentan esta tendencia y tienen un plegamiento heterogéneo (i.e. Calabozo y Caparosa). Las estaciones RM2 y CBZ revelan deformación contraccional con fallas inversas de vergencia este de orientación N-S, mientras que RM1 exhibe fallamiento de cizalla interestratal consistente con el plegamiento E-O reportado en el geométrico del bloque 8 (i.e. Rincón de la Piedra).

Además de las evidencias de plegamiento, Astaburuaga (2014) y más recientemente Venegas *et al.* (2023) coinciden en la existencia de la falla Las Corrientes como una estructura N-S de primer orden. Con dataciones recientes Venegas *et al.* (2023) definen por esta estructura un contacto por falla donde se cabalga Fm. Abanico sobre Fm. Cura-Mallín.

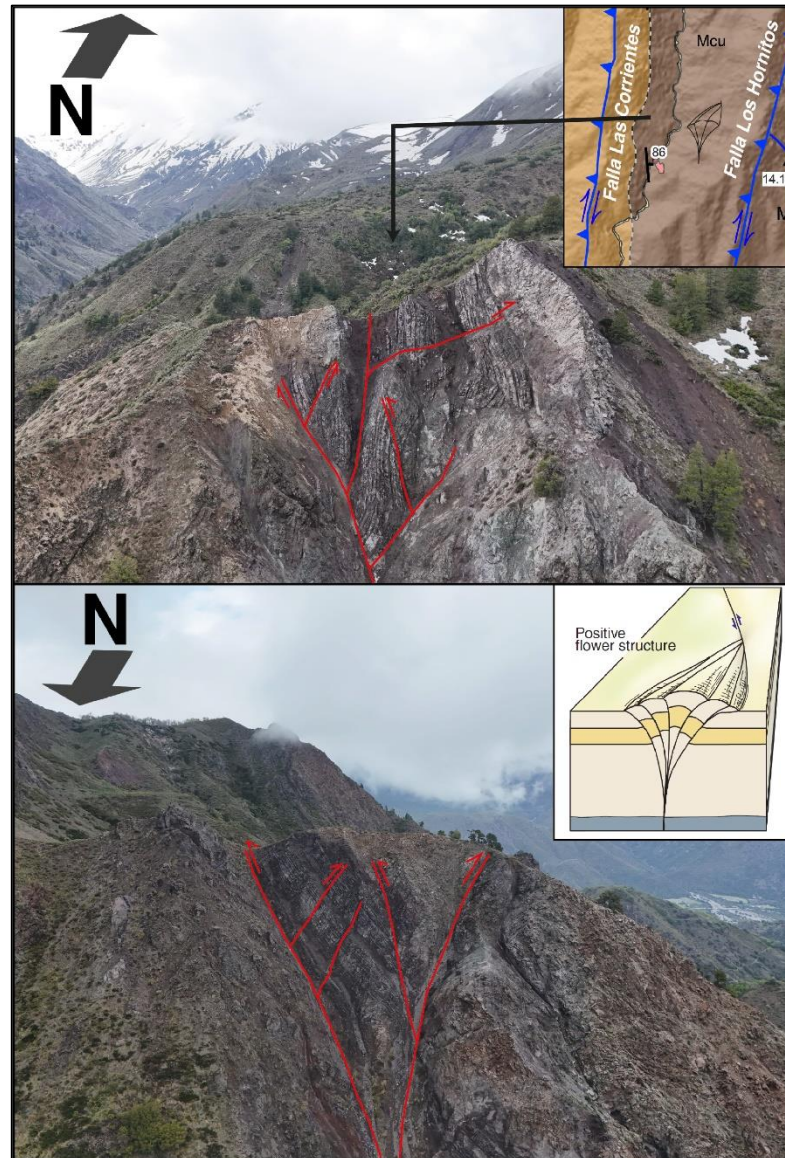
Más hacia el este Astaburuaga (2014) propone la falla Hornitos como una falla inversa en secuencia y como *shortcut* de la falla Las Corrientes. En este trabajo se propone que la traza al sur del Río Maule de la Falla Hornitos pasa por la Quebrada Calabozo a raíz del análisis cinemático y dinámico, además de las evidencias como diques y salvandas de falla métricas encontradas en el valle que compartían la misma orientación de la traza de la falla, a diferencia del mapeo de esta estructura propuesto por Astaburuaga (2014) donde interpretaba la falla en la quebrada más próxima al este. Además, esta estructura N-S recibe su nombre por coincidir con los conos monogenéticos Los Hornitos, los cuáles presentan características geoquímicas que muestran poca interacción con la corteza. Si bien Piquer *et al.* (2023) y Salas *et al.* (2016) atribuyen un control estructural de fallas NO y NE, esta estructura no puede ser obviada y podría tener un rol más importante del que se le ha dado en facilitar la migración de fluidos magmáticos profundos.

Existe discusión acerca de la temporalidad de la inversión de la cuenca de abanico ya que hay sectores donde a pesar de que la inversión había comenzado, todavía seguía la sedimentación (Jordan, 2001; Charrier *et al.*, 2015, 2024). Trabajos recientes detectan un *peak* de velocidad de convergencia y ortogonalidad hace ca. 20 Ma con velocidades de ca. 20 cm/año asociado a un mayor *slab-pull* y verticalización del *slab* a medida que atravesaba zona de transición del manto, traducido en el periodo de extensión y apertura de cuencas en el Oligoceno medio al Mioceno temprano (Bello-González *et al.*, 2018). Posteriormente el *slab* alcanza una zona del manto mucho más densa oponiendo resistencia al hundimiento, reduciendo el *slab-pull*, aumentando el acoplamiento interplaca y disminuyendo velocidades de convergencia (Quinteros & Sobolev, 2013; Fennell *et al.*, 2018; Bello-González *et al.*, 2018). Durante este tiempo, comenzaría la inversión de la Cuenca de Abanico ca. 19 Ma con una dirección de convergencia casi ortogonal en este periodo, invirtiendo y generando cabalgamientos y plegamientos E-O.

En el bloque limitado por estas dos estructuras, en la zona de Quebrada Las Corrientes en el centro de la zona de estudio se logró fotografiar una estructura interpretada como una “flor positiva” (Figura 6.1 y Figura A2.1). Esta estructura tiene una orientación aproximada N-S (fotointerpretación) y se evidencia que el afloramiento es atravesado por fallas inversas que se ramifican desde una misma estructura. Este bloque se encuentra limitado por fallas N-S correspondientes a falla Las Corrientes y falla Hornitos. El análisis cinemático y dinámico en la traza al sur del Río Maule (i.e. Quebrada Calabozo; QBZ) confieren a esta estructura una cinemática inversa dextral y un régimen transpresivo con  $\sigma_1$  en orientación ENE-OSO. Si bien no se logró realizar un análisis acabado en la traza de falla Las Corrientes, esta tiene una geometría muy similar a la Hornitos y puede estar compartiendo la misma cinemática bajo un régimen tectónico similar. Así, estas dos estructuras mayores limitan el bloque donde se halla la “flor positiva” (Figura 6.2). Posterior a la inversión de la Cuenca de Abanico, la subducción se vuelve más oblicua con algunos periodos más intensos de oblicuidad hasta la actualidad con un periodo de oblicuidad menor y dirección de N78°E (Bello-González *et al.*, 2018; Quiero *et al.*, 2022). Esta dirección de convergencia y la partición en sus componentes sería la causante de la reactivación de estructuras contraccionales con cinemáticas de oblicuas y de rumbo.

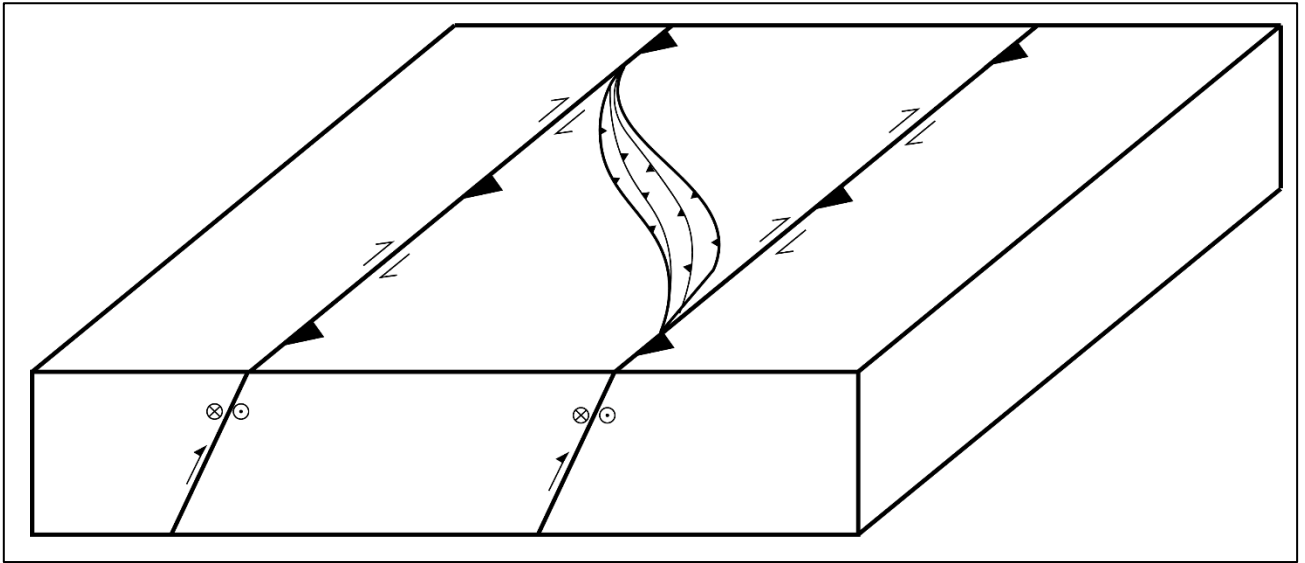
Otra estructura importante es la falla Cipreses definida como la estructura N-S que pone en contacto los bloques mesozoico y cenozoico mediante inversión tectónica con vergencia al este (Piquer *et al.*, 2023) y que correspondería a la expresión local de la falla El Diablo con esta misma vergencia (Charrier *et al.*, 2024). Esta estructura está definida en el sector norte, donde Piquer *et al.* (2023) detectan fallas de cinemática normal. La estación estructural definida en el sector (i.e. CP1) concuerda con las observaciones de cinemática normal, aunque si estas fueran fallas del periodo extensional de la apertura de la cuenca de abanico, deberían observarse en rocas de Fm. Abanico, mientras que en dicho sector afloran rocas de Fm. Cura-Mallín de edad ca. 14 Ma (Cabezas *et al.*, 2018) depositadas en un contexto contraccional evidenciado en estructuras sinorogénicas en el sector de Hornitos y consistente con lo reportado por otros autores en el sector (Venegas *et al.*, 2023) y en otras localidades (Encinas *et al.*, 2024b). Fue posible medir indicadores cinemáticos de cinemática inversa dextral, aunque no representan el *set* dominante. Este régimen extensional podría estar relacionado a fluidos magmáticos acompañando la intrusión del Complejo Intrusivo La Invernada. Es innegable que esta estructura N-S controla el afloramiento de rocas mesozoicas

al este y rocas cenozoicas al oeste, y Charrier *et al.* (2024) la han reconocido como el borde oriental de la Cuenca de Abanico.



**Figura 6.1: Flor positiva de mesoescala en Quebrada Las Corrientes.** Esquema idealizado extraído de Fossen, 2016

Dadas las observaciones realizadas por este trabajo a partir de fallas de mesoescala no es posible atribuirle esa estimación. Astaburuaga (2014) interpreta el pliegue La Araña en el borde del bloque mesozoico con una longitud de onda de  $\sim 2$  Km, asimétrico y de vergencia oeste, que es difícil de explicar sin estructuras de esta misma vergencia hacia el oeste. Por lo tanto, en la observación de la falla Cipreses se encuentran interrogantes sobre las características de esta estructura.



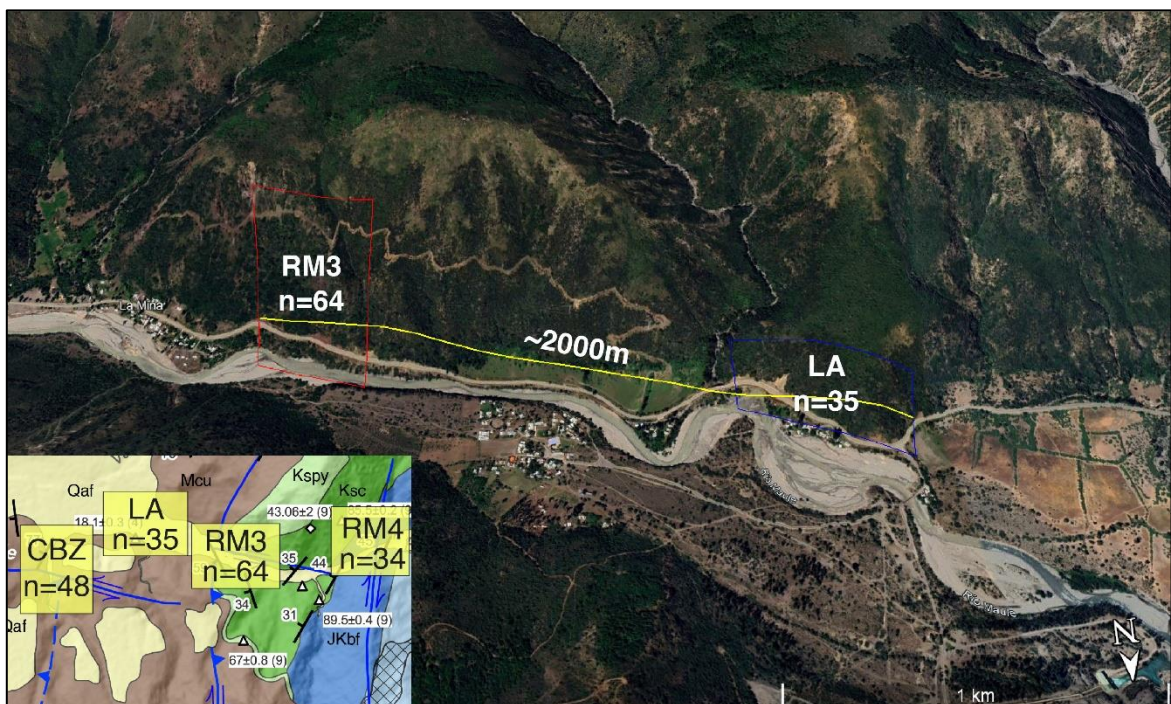
**Figura 6.2:** Diagrama esquemático de flor positiva limitada por falla Las Corrientes (izquierda) y Hornitos (derecha)

Coincidentemente hacia el sector sur en el valle del Río Maule se encuentra un contacto por falla entre rocas probablemente asignables al Cenozoico (Fm. Cura-Mallín) y rocas del Mesozoico (Fm. Colimapu) puestas en contacto mediante una falla inversa de mesoescala con vergencia este donde se definió la estación RM3 (Figura 6.3).



**Figura 6.3:** Afloramiento de estación RM3. Contacto por falla entre rocas pardo-rojizas de Fm. Colimapu y rocas gris-verdosas de Fm. Cura-Mallín.

Sin embargo, la zona de daño es muy extensa con una amplitud E-O de 2000 metros desde la estación LA a la estación RM3 (Figura 6.4), por lo que el contacto podría ser más complejo. En estas dos estaciones y en el camino entre estas se evidencia una intensa deformación con un estilo de deformación muy similar de fallas N-S de cinemática dextral inversa. Con estas evidencias se puede interpretar que estructuras N-S tienen su influencia en el contacto entre ambos bloques y es posible continuar la falla Cipreses hacia el sur hasta al menos el Río Maule, pero queda a pendiente el alcance de esta estructura hacia el sur del área de estudio, lo cual es probable dada la existencia del Complejo Volcánico Tatara-San Pedro-Pellado directamente al sur y evidencias de sismicidad cortical reciente a lo largo de la Falla Melado de orientación N10°E y cuyos mecanismos focales revelan mecanismo transcurrente dextral (Cardona *et al.*, 2018; en Sielfeld *et al.*, 2019).

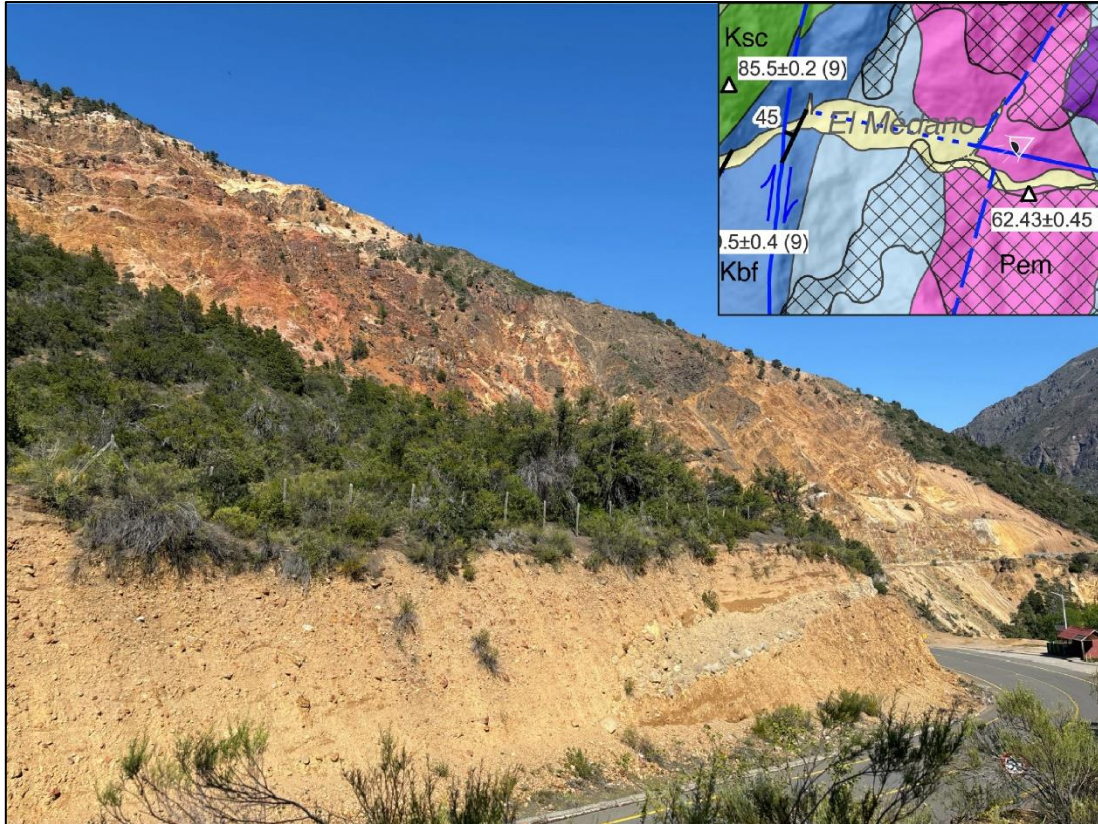


**Figura 6.4:** Foto satelital de Google Earth mostrando distancia entre estaciones RM3 y LA. Longitud de la línea amarilla de ~2000m. Rectángulos azul y rojo son estaciones LA y RM3 respectivamente.

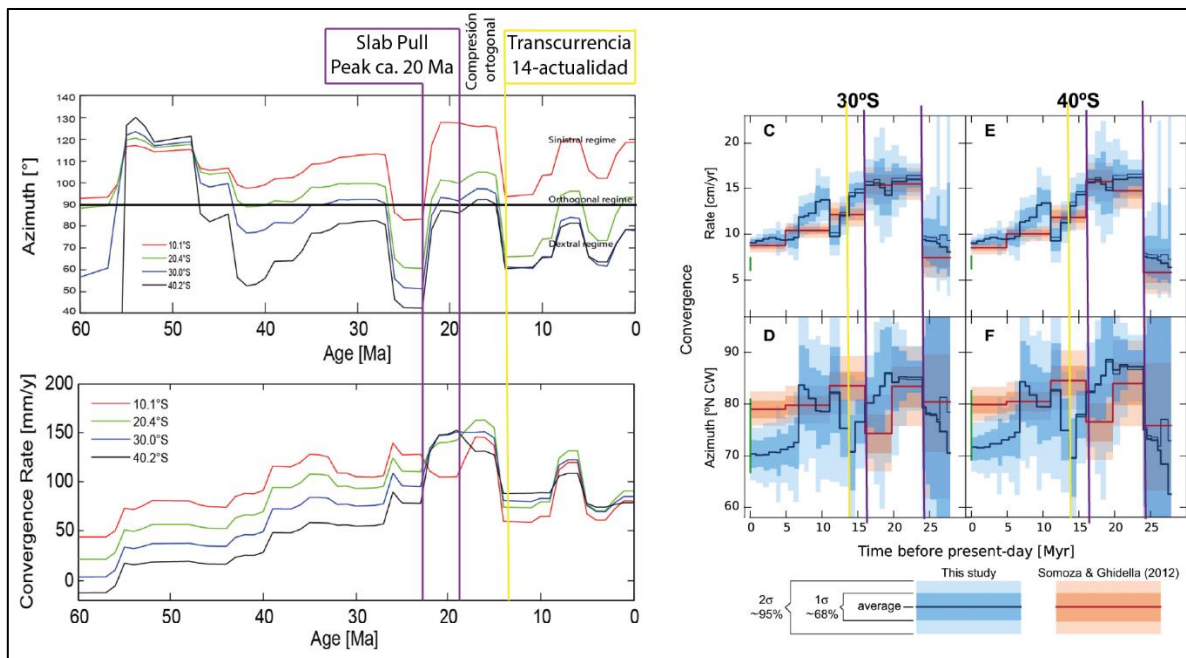
Hacia el sector más oriental de la zona de estudio en el contacto entre Fm. Río Damas y Fm. Baños del Flaco se hayan evidencias de circulación de fluidos magmáticos, por ejemplo, las Termas del Médano y una amplia zona de alteración hidrotermal compuesta de suites de alteración argílica intermedia, cuarzo-sericita y silicificación en rangos intermedios a pervasivos, con una notable

alteración supérgena resultado de la circulación de aguas meteóricas en las porosidades de las rocas del sector (Figura 6.5). Estas evidencias dan cuenta de una estructura previamente interpretada por Astaburuaga (2014) como la falla La Invernada de orientación N-S, mientras que observaciones de Sielfeld *et al.* (2019) reportan fallas N-S y NE-SO de cinemática dextral, junto con sismos corticales recientes en el mismo sector. El análisis cinemático y dinámico en RM5 es consistente con un régimen extensivo a transtensivo, que podría estar condicionando la presencia de fluidos hidrotermales en un régimen local. Sin embargo, las rocas afectadas son las más antiguas del área de estudio con edades kimmeridgeanas a hauterivianas (ca. 150-125 Ma aprox.) y están en contacto por intrusión con el Plutón el Indio de edad ca. 79,8 Ma. (K-Ar; Nelson *et al.*, 1999). Sumado a ésto se pudo observar en terreno que la alteración hidrotermal se encuentra afectando depósitos aluvio-fluviales cuaternarios y la existencia de actividad geotermal actual. En resumen, con los datos actuales no se puede asegurar la temporalidad de la zona de alteración o la naturaleza de la estructura controlándola en este sector. Misma situación puede estar sucediendo en la estación RC1 por la cercanía a los volcanes monogenéticos Los Hornitos. Sin embargo, aunque en el sector intruyen varias suites del Complejo Intrusivo La Invernada (ca. 14 Ma), las unidades que afloran en este sector corresponden a Fm. Colimapu y Fm. Plan de los Yeuques intruidas por diques de edad Cretácico tardío y asignadas al vulcanismo de Plan de los Yeuques (Piquer *et al.*, 2023).

Las estructuras N-S previamente mapeadas (Astaburuaga, 2014; Piquer *et al.*, 2023; Venegas *et al.*, 2023) reconocidas en este trabajo, el análisis de plegamiento en rocas de Fm. Abanico y Fm. Curamallín se explican con una convergencia E-O, pero los indicadores medidos en estas son más consistentes con un fallamiento oblicuo a transcurrente. La convergencia de placas desde ca. 14 Ma tiene una dirección oblicua y nuevos trabajos indican que ha existido periodicidad en el grado de oblicuidad desde ese momento yendo entre 60°-80° (Bello-González *et al.*, 2018) o 70°-80° (Quiero *et al.*, 2022) hasta la actualidad con una convergencia en dirección N 78°E (Figura 6.6). Este vector de convergencia es dividido en componentes perpendiculares y paralelas, particionando la deformación y queda registrado en las fallas como se observa en el análisis dinámico de la mayoría de las estaciones estructurales con dirección de  $\sigma_1$  ENE-OSO.



**Figura 6.5: Afloramiento en RM5 mostrando intensa alteración hidrotermal del sector. Porción del mapa geológico mostrando la dirección de la fotografía (ojo gris).**



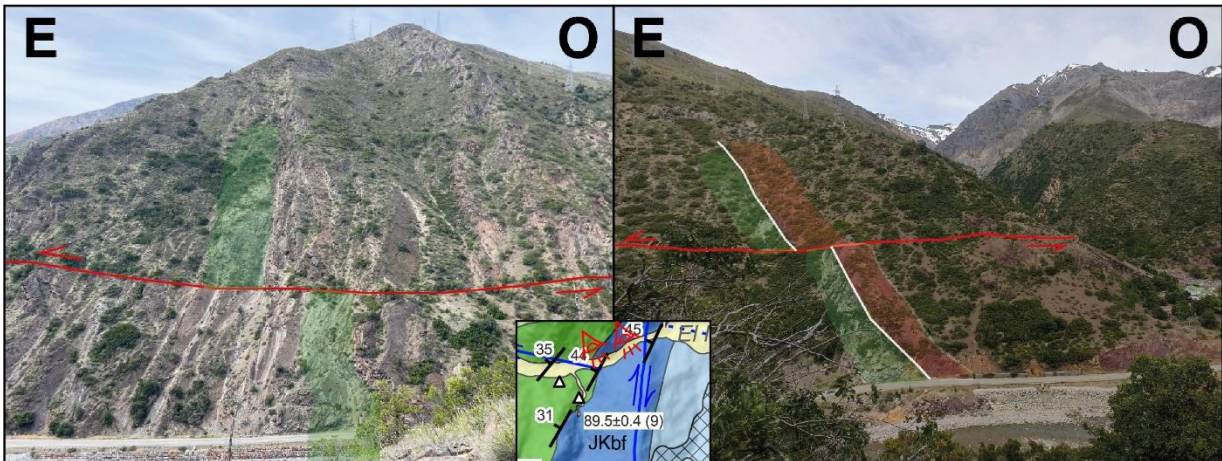
**Figura 6.6: Modelos de cinemática de placas destacando la transición entre contracción y transcurrencia. Modificado de Bello-González *et al.* (2018) y Quiero *et al.* (2022).**

Esto coincide con lo reportado en el Valle del Río Tinguiririca (~35°S) por Mosolf *et al.* (2019) y propone un régimen transpresivo dominante consistente con los sismos corticales recientes (Sielfeld *et al.*, 2019). Sin embargo, postula que este régimen sería el dominante desde el Eoceno tardío a lo largo del Mioceno y el principal mecanismo de inversión de las fallas normales de la Cuenca de Abanico (Mosolf *et al.*, 2019). Mas adelante se discutirá la evolución de la Cordillera Principal del Maule.

### 6.1.3. Estructuras ONO-ESE

Como precedente, las estructuras oblicuas al arco han sido identificadas y descritas por varios autores a lo largo de los Andes y tienen gran control estructural en la actividad magmática e hidrotermal de cada segmento (Torres, 2021). Estas estructuras (“*Transverse Andean Faults*”; Sanchez *et al.*, 2013 y referencias allí citadas) serían estructuras heredadas de los rifts triásicos de orientación NO (Sanchez *et al.*, 2013; en Torres, 2021; Ramos, 2009) que hoy están activas presentando actividad tectónica y jugando un rol principal en la porosidad de la corteza para el transporte de fluidos magmáticos (Piquer *et al.*, 2016; en Torres, 2021). A lo largo del Río Maule y en Quebrada Ventana III se detectaron indicadores cinemáticos en todas las estaciones definidas a lo largo de estos valles con cinemática sinistral, sugiriendo que estas se han reactivado tras la inversión de la cuenca de abanico. Llama la atención que estas estructuras se encuentren en ambos bloques estructurales, siendo consistente con la interpretación de ser estructuras de basamento heredadas.

Además, Piquer *et al.* (2023) relacionan lineamientos NO y la intersección con estructuras NE para el ascenso rápido de magmas en los conos monogenéticos Los Hornitos. La gran prevalencia de indicadores cinemáticos sinestrales a lo largo de todo el valle del Río Maule de orientación ONO-ESE, el desplazamiento de estructuras y contactos en sentido sinistral al norte y al sur del río (Figura 6.6) y un lineamiento detectable en vista satelital (Figura 6.7) permiten proponer una estructura en el valle del Río Maule de orientación ONO-ESE de cinemática sinistral (“*Falla Maule*”; Castro, en preparación) que correspondería a una acomodación con desplazamiento menor pero distribuido a lo largo de una zona muy grande. Sin embargo, no se puede afirmar si corresponde a una TFA ya que esta estructura es mucho más oblicua que los rifts triásicos.



**Figura 6.7:** Falla Maule desplazando A) Estratos de la Fm. Baños del flaco, B) contacto entre Fm. Baños del Flaco (verde) y Fm. Colimapu (rojo).



**Figura 6.8:** Vista satelital de la traza de la falla Maule (Castro, en preparación). Línea roja indica traza vista desde Google Earth.

#### 6.1.4. Estructuras NO-SE

A lo largo del valle de Río Colorado en el sector suroeste del área de estudio se logró medir gran cantidad de indicadores cinemáticos en la misma orientación del río. Si bien los más dominantes eran los de cinemática inversa, se logró medir fallas normales y se pudo detectar que los minerales

de relleno de las fibras de crecimiento mineral eran distinto y mostraban registraban cinemáticas diferentes (óxidos de Fe→Normal; epidota-Act→Inverso). A partir de estas observaciones se interpreta la falla Colorado que habría tenido cinemática normal y posteriormente invertida con vergencia oeste. Importante notar que a medida que se acerca a la confluencia con el Río Maule se detectan fallas de orientación ONO-ESE con cinemática sinistral, apoyando una estructura en el Río Maule.

## **6.2.EVOLUCIÓN TECTONOESTRATIGRÁFICA DE LA CORDILLERA DEL MAULE**

A partir de la bibliografía disponible, los datos obtenidos, el mapeo de estructuras y los análisis realizados se procederá a describir la evolución de la Cordillera Principal a estas latitudes.

### **6.2.1. Régimen Extensional y transgresión marina**

Durante el periodo extensional de las primeras etapas del ciclo andino, las Fm. Río Damas y Baños del Flaco representan el fin de la primera transgresión marina y el inicio de la segunda gran transgresión de este periodo. La paleogeografía sugiere que las suturas heredadas del Paleozoico (NO-SE) habrían influenciado la evolución tectónica de estas cuencas (Charrier *et al.*, 2015). A partir de las interpretaciones en terreno se interpreta que la falla Maule (Castro, en preparación) en dirección ONO-ESE podría tratarse de una FTA (“Falla Transversal Andina”; Sanchez *et al.*, 2013 y referencias allí citadas) que habría correspondido a una zona de transferencia entre los rifts triásicos de orientación NO-SE (Figura 6.8). Mismo rumbo tienen las estructuras de mesoescala sindeposicionales observadas en Fm. Baños del Flaco como estratos de crecimiento.

### **6.2.2. Periodo contraccional Cretácico Superior**

La Fm. Colimapu se deposita en un ambiente contraccional moderado (Figura 6.9) evidenciado en la paraconformidad entre Fm. Colimapu y Fm. Baños del Flaco demostrando la poca deformación en un hiato de ca. 20 Ma entre ambas formaciones, junto con estructuras compresionales sinorogénicas menores (Encinas *et al.*, 2024a). El origen de este evento había sido interpretado por Astaburuaga (2014) y según Somoza & Zaffarana (2008) responde a reorganización de placas en el Cretácico tardío.

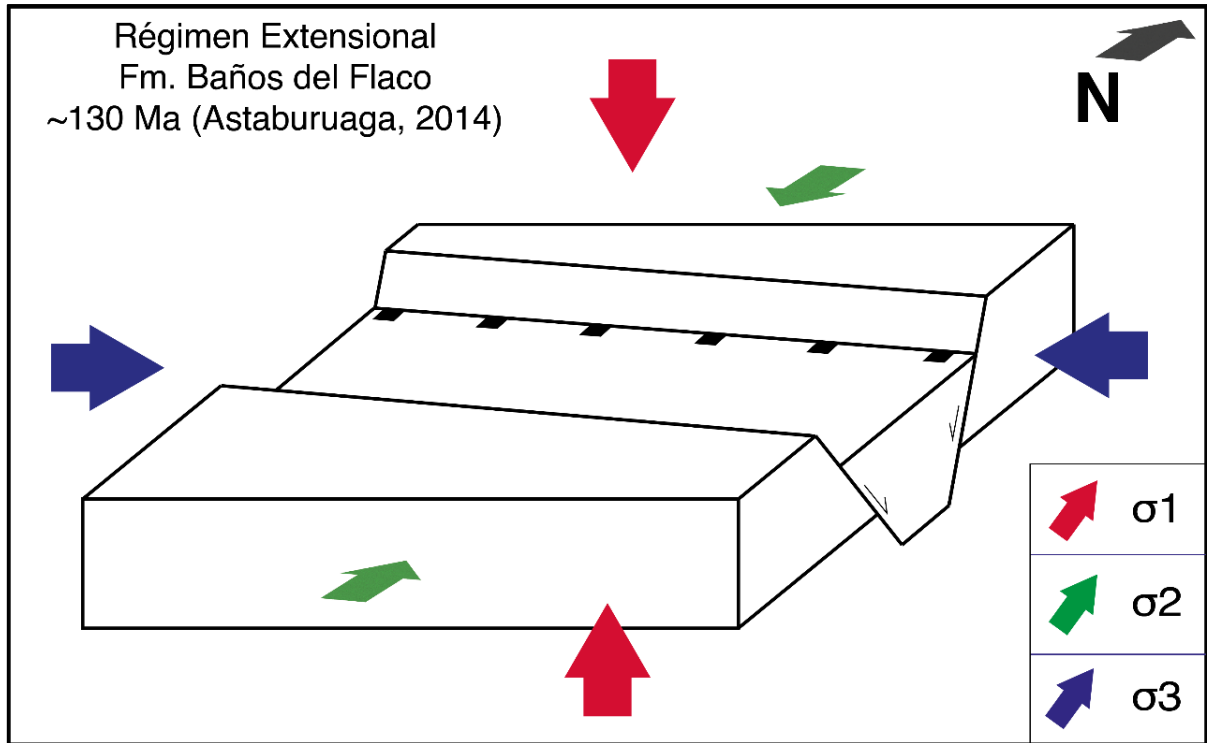


Figura 6.9: Diagrama de bloque de esfuerzos y arreglo estructural de la Cordillera del Maule a los ca. 130 Ma.

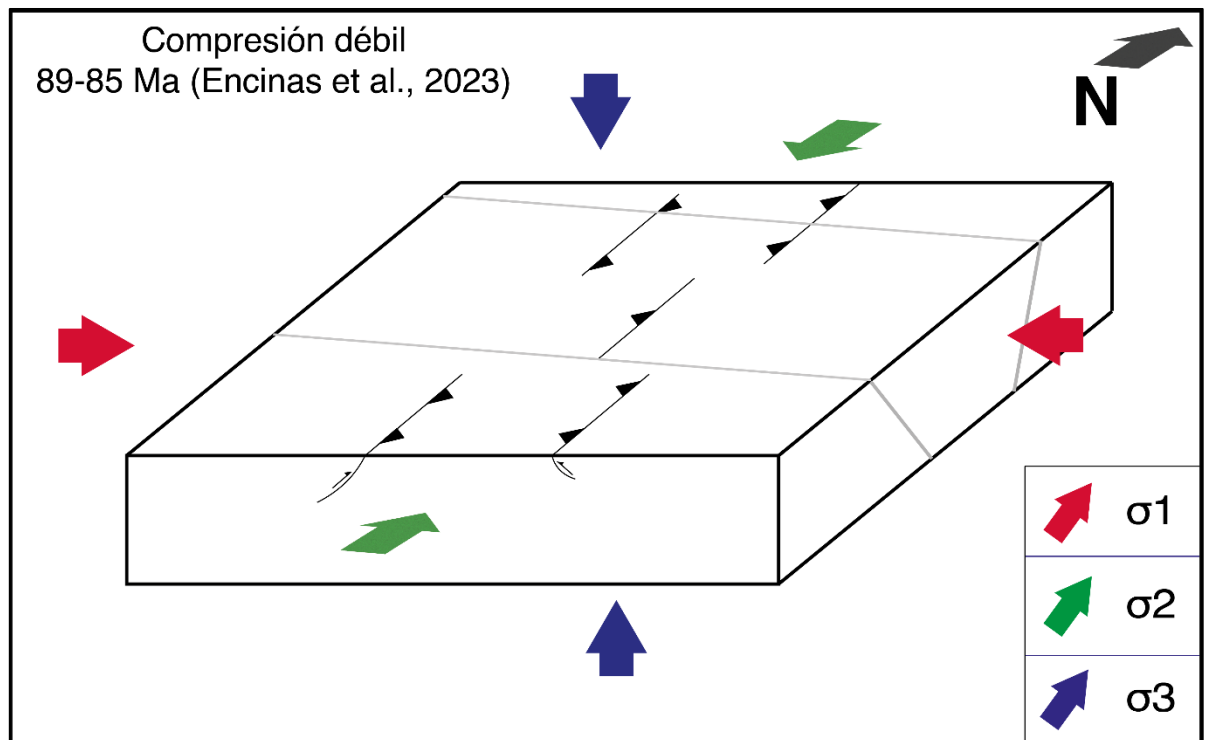


Figura 6.10: Diagrama de bloque de esfuerzos y arreglo estructural de la Cordillera del Maule a los ca. 90 Ma.

### 6.2.3. Periodo extensional Cretácico-Paleoceno

La depositación de Fm. Plan de los Yeuques se da en un contexto extensional (Figura 6.10) evidenciado en estratos de crecimiento sinextensionales y otras evidencias geoquímicas de adelgazamiento cortical de los productos volcánicos de esta formación y su correlativa en Argentina (Encinas *et al.*, 2024a y referencias allí citadas). No se han reportado rocas más jóvenes en el área de estudio aparte de las Fm. Abanico y Cura-Mallín por lo que este hiato podría asociarse a alzamiento y erosión en este sector de la Cordillera Principal siguiendo la depositación de Fm. Plan de los Yeuques. Sin embargo, no hay mayores evidencias y no es el objetivo del trabajo abordar este periodo.

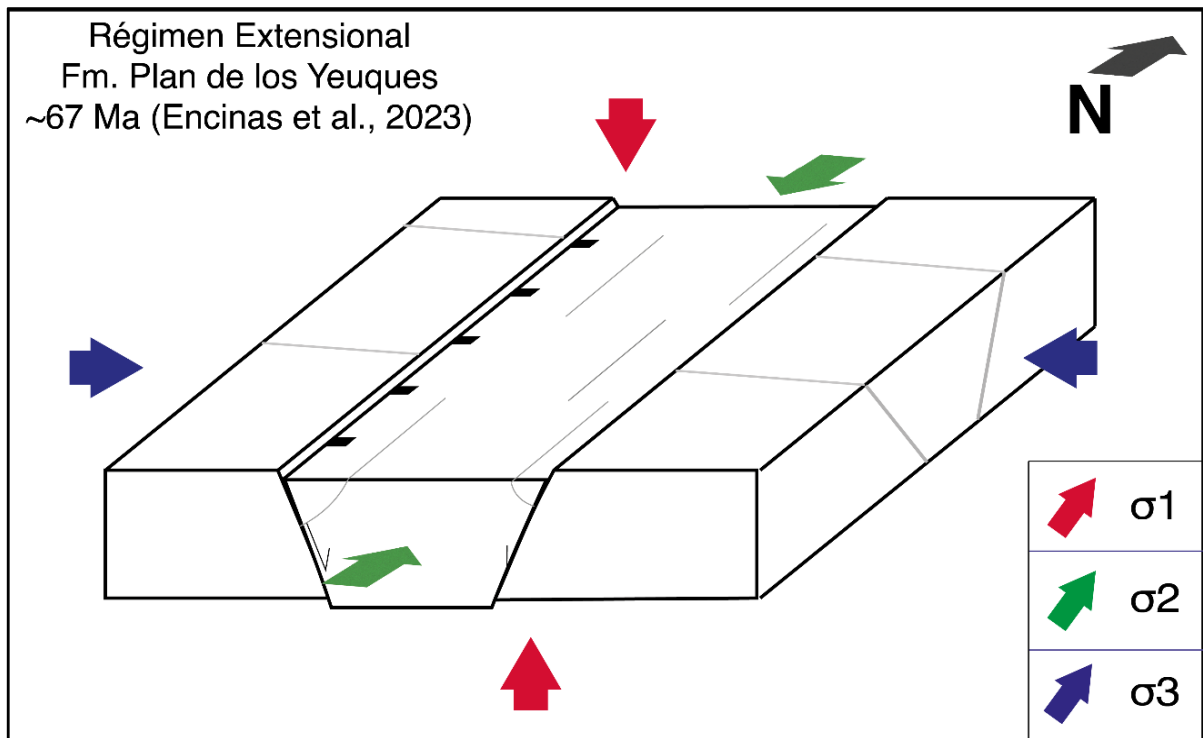


Figura 6.11: Diagrama de bloque de esfuerzos y arreglo estructural de la Cordillera del Maule a los ca. 70 Ma.

### 6.2.4. Periodo extensional Cuenca de Abanico

Siguiendo un hiato sin depositación, se abre la Cuenca de Abanico después de los ca. 36 Ma en el Eoceno o antes (Charrier *et al.*, 2002; 2005). En esa misma línea en el valle del Río Tinguiririca, Mosolf *et al.* (2019) define nuevos miembros informales para la parte inferior de la Fm. Abanico

con edades ca. 75-40,3 Ma. Esto se solaparía con algunas unidades Mesozoicas definidas en nuestro sector y no se han reportado unidades de edad Paleoceno en el sector, por lo que se descarta dicha propuesta en la zona. De todas formas, la apertura de la Cuenca de Abanico (Figura 6.11) es un periodo donde grandes sucesiones de rocas volcánicas, volcánoclasticas y piroclásticas se depositaron en cuencas de intraarco en un régimen extensional con una corteza relativamente delgada (Charrier *et al.*, 2015). En el área de estudio no se reconocen estructuras sinextensionales, pero existen dataciones de Venegas *et al.* (2023) y Encinas *et al.* (2024a) que permiten acotar la exposición de esta formación. El trabajo de Fennell *et al.* (2018) siguiendo el modelamiento de Quinteros & Sobolev (2013) detecta un *peak* de extensión entre los ca. 23-20 Ma alcanzando un clímax a los ca. 20 Ma, asociándolo al hundimiento del *slab* en la zona de transición del manto (menos densa) ejerciendo una gran fuerza de *slab pull*, disminuyendo el acople interplaca y aumentando la velocidad de convergencia. El empujamiento del *slab* y a reducción del acople interplaca lleva a una menor partición de la deformación (Folguera *et al.*, 2002). Este periodo dominado por la gran fuerza de *slab pull* coincide con el quiebre de la placa Farellón en las placas Nazca y de Cocos (ca. ~23 Ma; Lonsdale, 2005; en Fennel *et al.*, 2018) lo que llevó a proponer que la fuerza del *slab pull* fuera la responsable de este quiebre (Quinteros & Sobolev, 2013). Luego de este clímax de extensión, la velocidad de convergencia disminuye dramáticamente (Fennel *et al.*, 2018).

#### **6.2.5. Inversión de la Cuenca de Abanico**

Luego del *peak* de extensión, el *slab* alcanza la transición Espinela-Perovskita del manto (más viscoso), reduciendo el hundimiento del *slab* y la fuerza de *slab-pull*, reduciendo el ángulo del *slab* y aumentando el acoplamiento interplaca aproximadamente a los 19 Ma (Fennell *et al.*, 2018) lo que marca el inicio de la contracción en la corteza con una dirección de esfuerzo principal máximo E-O (Figura 6.12). En este periodo ocurriría la inversión de la Cuenca de Abanico 19-16 Ma con la fase Pehuenche invirtiendo fallas normales N-S y generando nuevas con esta misma orientación, además de plegamiento E-O en rocas de Fm. Abanico (e.g. Rincon de la Piedra y Maule II) junto con depositación de la Fm. Cura-Mallín en un ambiente contraccional evidenciado en distintas estructuras de depositación sinorogénica en diversos sectores, apoyado por nuevas dataciones de Venegas *et al.* (2023), Contreras *et al.* (en preparación) y Cabezas *et al.* (2019). Los trabajos de cinemática de placas (Bello-González *et al.*, 2018; Quiero *et al.*, 2022) muestran que se habría

mantenido la ortogonalidad en la subducción (entre 80°-90° azimuth) a estas latitudes hasta ca. 14 Ma donde habría aumentado la oblicuidad.

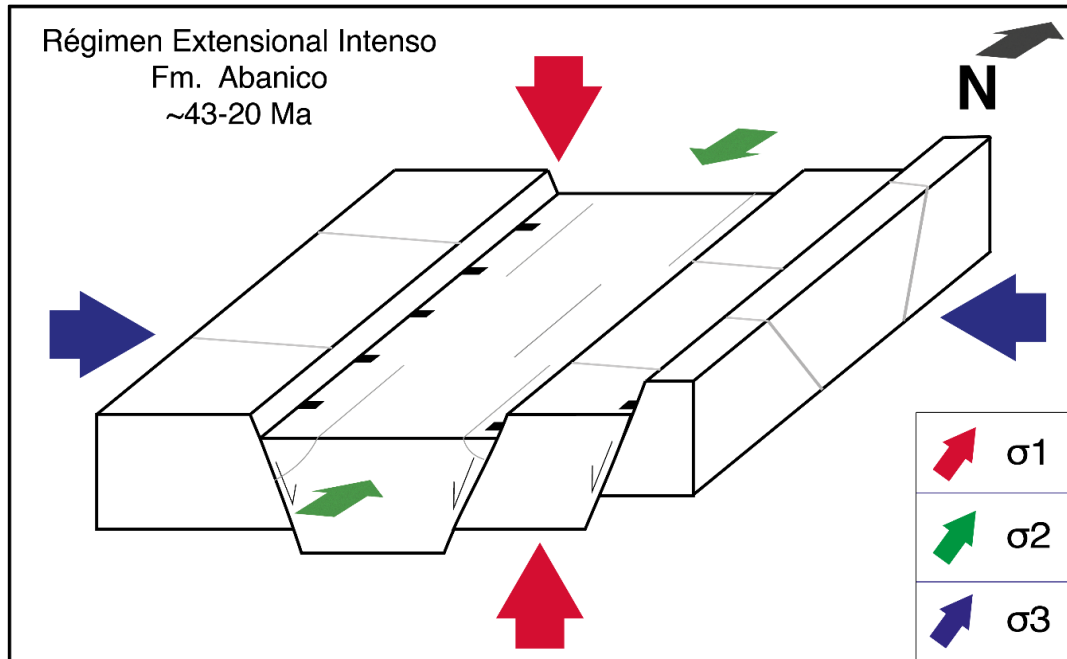


Figura 6.12: Diagrama de bloque de esfuerzos y arreglo estructural de la Cordillera del Maule de los ca. 40-20 Ma.

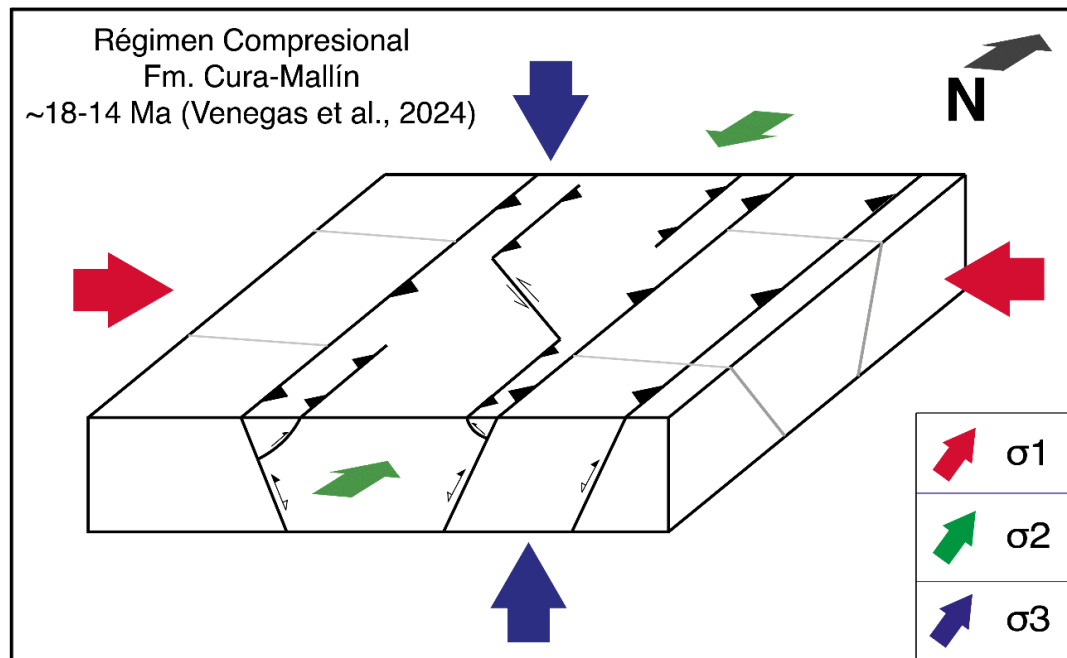
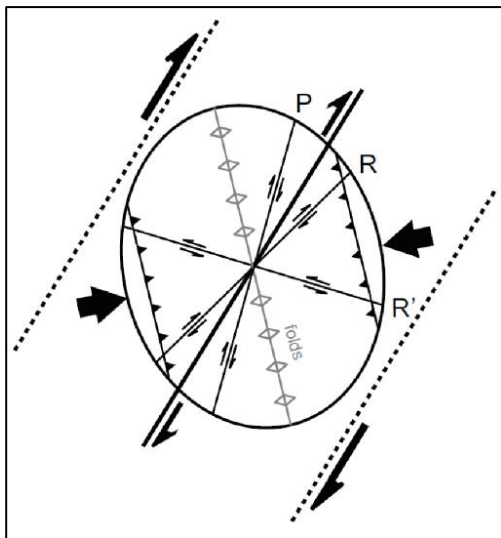


Figura 6.13: Diagrama de bloque de esfuerzos y arreglo estructural de la Cordillera del Maule entre ca. 18-14 Ma.

En contraste a esta etapa de contracción E-O existe la propuesta de Mosolf *et al.* (2019) de un solo episodio de deformación transpresiva desde el Eoceno tardío al Mioceno tardío en un sistema de falla NNE-SSO transcurrente dextral (zona de falla El Baule) en el sector del Río Tinguiririca. Esto a partir de las observaciones en dicho sector son muy consistentes con el sistema idealizado para una zona de daño dextral (Figura 6.13). Sin embargo, en nuestro sector las estructuras no se ajustan a este sistema ya que los sistemas de fallas principales se orientan ~N-S, aunque como se ha mencionado anteriormente hay una importante impronta oblicua a transcurrente en la mayoría de las estructuras consistentes con un acortamiento ENE-OSO.

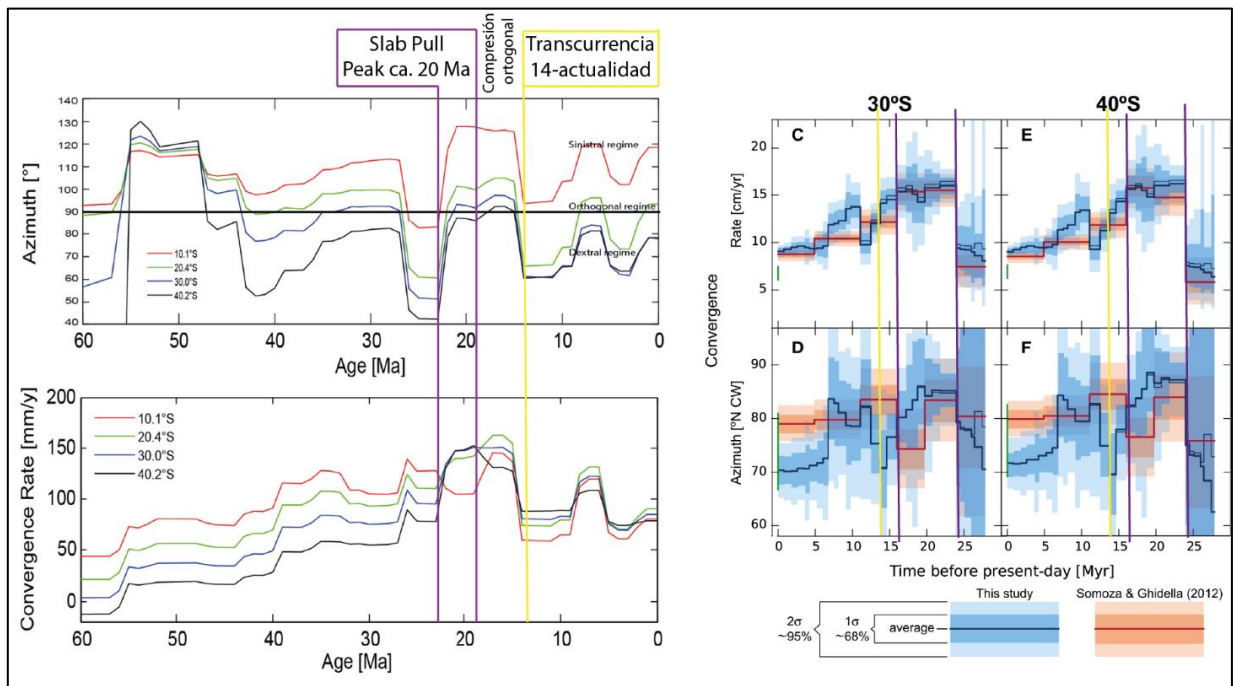


**Figura 6.14: Diagrama esquemático para un patrón de deformación transpresivo dextral con un  $\sigma_1$  (acortamiento máximo) ENE-OSO.** Modificado de Mosolf *et al.*, 2019.

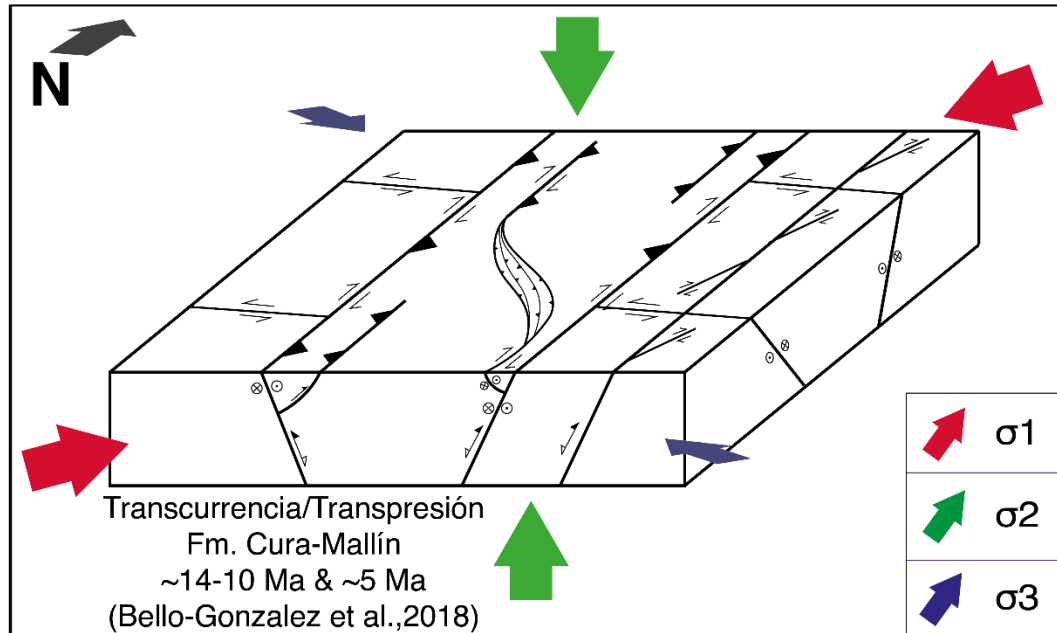
#### 6.2.6. Transición Contracción-Transcurrencia

Como se ha mencionado, la deformación dominante en el sector es principalmente oblicua a transcurrente siendo las fallas N-S a NNE-SSO dextrales y las ONO-ESE sinestrales. Estas cinemáticas coinciden con el vector de convergencia actual de orientación  $N\sim 78E^\circ$  constante desde al menos el Mioceno (Somoza y Ghidella, 2005) y los mecanismos focales de terremotos corticales históricos en la Cordillera Principal cerca de la zona (i.e. terremotos del Teno y Melado; Sielfeld *et al.*, 2019; Figura 4.1). Nuevos modelos (Fennell *et al.*, 2018; Bello-González *et al.*, 2018; Quiero *et al.*, 2022) muestran que en los últimos 20 Ma ha habido periodos de alternancia entre periodos de subducción ortogonal y oblicua (Figura 6.14), cuya partición de esfuerzos pueden ser los encargados de la reactivación en las cinemáticas observadas. Así queda evidenciado en el análisis

dinámico y las direcciones de esfuerzo principalmente con  $\sigma_1$  en dirección ENE-OSO que puede ser interpretado como una condición de campo lejano regional. Sumado a eso está la estructura de flor positiva muy característica de contextos transpresivos. Esta estructura se encuentra en un bloque estructural limitado por dos fallas N-S (i.e. Las Corrientes y Hornitos) de cinemática dextral, que son las encargadas de imprimir un régimen transpresivo local al bloque (Figura 6.15). Además, Piquer *et al.* (2023) reporta 2 sistemas de diques en los sectores de Ventana III, Cipreses y Hornitos: un sistema N-S con *dip* hacia el este y otro NE-SO con *dip* hacia el NO. El emplazamiento de estos diques, la cinemática transcurrente de las fallas N-S y E-O, y los mecanismos focales de sismos corticales del Teno y Melado son consistentes con un  $\sigma_1$  ENE-OSO y un  $\sigma_3$  NNO-SSE, régimen transpresivo evidenciado en el análisis dinámico y concuerda con la convergencia de placas actual y que ha dominado desde el Mioceno medio (ca. 14 Ma), aunque con periodos de mayor o menor oblicuidad.



**Figura 6.15: Modelos de cinemática de placas destacando la transición entre contracción y transcurrencia.** Modificado de Bello-González *et al.* (2018) y Quiero *et al.* (2022).



**Figura 6.16: Diagrama de bloque de esfuerzos y arreglo estructural de la Cordillera del Maule en periodos de subducción oblicua (ca. 14 Ma y ca. 5 Ma)**

La interpretación en este trabajo es distinta a lo postulado por Mosolf *et al.* (2019) a los 35°S donde se interpreta un solo evento de transpresión como el mecanismo principal para la inversión de la Cuenca de Abanico desde el Eoceno tardío hasta el Mioceno tardío. El mismo autor indica que este podría ser una impronta local del sector del Río Tinguiririca, aunque ambos coincidimos en una cosa: la fuerte impronta de transpresión/transurrencia en la deformación de la Cordillera Principal.

En contextos de subducción oblicua, la partición de la deformación juega un rol central en las estructuras generadas a lo largo del sistema, en este caso, los Andes. El vector de subducción oblicuo se descompone en una paralela al margen y otra perpendicular a la fosa (Dewey & Lamb, 1992; Lavenu & Cembrano, 1999; en Folguera *et al.*, 2002). La partición se reparte entre 2 dominios: El primero entre la fosa oceánica y los Andes, y el segundo en el dominio de Intrarco o arco volcánico. Se suelen formar sistemas de fallas transcurrentes intra-corticales que acomodan la componente paralela a la fosa y que entre los 38°-42° S está representado por el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO) donde fallas de orientación NNE-SSO dextrales y fallas NO-SE sinestrales acomodan la componente paralela a la fosa en un sistema conjugado (Rosenau *et al.*, 2006). La

zona de estudio está emplazada en la zona del arco volcánico actual donde hallamos un sistema de fallas N-S o NNE-SSO inversas dextrales que están en mejor orientación para acomodar al mismo tiempo la componente perpendicular, mientras que las ONO-ESE están ligeramente desalineadas, por lo que el desplazamiento en el caso de Falla Maule es muy casual y responde a acomodación menor. A partir del emplazamiento de cuerpos plutónicos de edad ca. 14-4 Ma (i.e. La Invernada y La Resolana respectivamente) se puede asumir que el arco ha estado en esta misma posición desde entonces, siendo el lugar idóneo para acomodar la deformación asociada a la subducción oblicua desde ca. 14 Ma.

## 7. CONCLUSIÓN

Se han obtenido una gran cantidad de datos estructurales de confianza a lo largo de la zona de la Cordillera Principal en el valle del Río Maule y ríos tributarios, incluyendo alrededor de 500 planos de falla con indicadores cinemáticos de buena calidad y 105 medidas de estratificación, a través de los cuales fue posible separar en bloques y estaciones que abarcaran toda la zona de la manera más representativa posible. El análisis de estos datos (geométrico, cinemático y dinámico) permitió la identificación de direcciones de acortamiento y el cálculo de tensores de esfuerzo que pudieran haberles dado origen.

Se separó el área en dos bloques siguiendo los trabajos anteriores en el área: Bloque Mesozoico y Bloque Cenozoico.

El primero se caracterizó por direcciones de acortamiento homogéneas al sur y al norte, aunque destaca la diferencia de dirección y ángulo de plegamiento a tan solo unos kilómetros entre afloramientos de las mismas formaciones (i.e. Río Maule y Quebrada Ventana III) revelando lo compleja historia de deformación en este bloque. También destaca la gran zona de alteración en el sector de El Médano y la zona de Río Cipreses, donde la presencia de fluidos hidrotermales y magmáticos deja su impronta estructural en forma de fallas normales.

Hacia el límite entre ambos bloques, se sobreponen distintos estilos de deformación con gran heterogeneidad, describiendo una zona de daño de hasta ~2000 m en rocas de ambos bloques y complejizando la naturaleza del contacto meso-cenozoico. Si bien no fue posible dar respuesta a este, se interpreta que existe una gran estructura N-S que oblitera la zona del contacto entre ambos bloques. Esta estructura N-S muestra cinemática inversa dextral y se extendería tanto hacia el norte, donde Piquer *et al.* (2023) propone la falla Cipreses, y posiblemente hacia el sur donde se ha reportado una estructura de orientación similar y que presenta actividad sísmica consistente con la cinemática inversa dextral (falla Melado). Sin embargo, falta información para caracterizar de manera correcta este límite estructural.

Mientras tanto, el bloque Cenozoico se caracteriza por evidenciar la deformación contraccional de la inversión de la Cuenca de Abanico (ca. 19 Ma) en plegamientos de acortamiento E-O y fallas inversas de orientación N-S, además de la depositación sinorogénica de Fm. Cura-Mallín. Sin embargo, estas estructuras muestran una impronta transcurrente a transpresiva importante. El análisis dinámico revela una dirección preferencial de  $\sigma_1$  hacia el ENE-OSO, que coincide con la dirección de convergencia oblicua desde ca. 14 Ma, según trabajos de Bello-González *et al.* (2018) y Quiero *et al.*, (2022).

Se detecta una estructura muy recurrente en los análisis cinemáticos de las estaciones a lo largo del Río Maule. Esta estructura de nombre homónimo presenta cinemática sinistral y orientación ONO-ESE atravesando ambos bloques estructurales detectada tanto en rocas de Fm. Baños del Flaco hasta rocas de Fm. Abanico y Cura-Mallín, y se observó un lineamiento hacia fuera del área de estudio hacia el oeste. Esta se encuentra mal orientada a la dirección de convergencia, por lo que su movimiento es reducido y clasificado como una acomodación menor.

Se propone una cronología de eventos para la Cordillera Principal de la Región del Maule. El evento más importante por restringir fue la transición entre deformación contraccional, evidenciada en las direcciones de plegamiento y orientación de fallas inversas principales, y transcurrentia-transpresión, evidenciada en la gran mayoría de fallas con indicadores cinemáticos. Se propone que siguiendo el *peak* de extensión alrededor de los 20 Ma, le sigue el inicio de la deformación contraccional, con un ángulo de convergencia ortogonal como evidencian los modelos de cinemática de placas. En este periodo se invierte la Cuenca de Abanico, generando cabalgamientos y plegamientos E-O junto con la depositación sinorogénica de Fm. Cura-Mallín. Alrededor de 14 Ma comienza un periodo de subducción oblicua con alternancias entre periodos de mayor o menor oblicuidad ( $80^\circ$  a  $60^\circ$  azimuth). Desde entonces la deformación transcurrente-transpresiva es la dominante en la Cordillera Principal hasta la actualidad. Con este cambio de oblicuidad se produce la partición de la deformación en las estructuras previas, donde las fallas N-S son inversas dextrales y las ONO-ESE son sinestrales acomodando la componente paralela al arco. Al mismo tiempo comienza el emplazamiento y exhumación de cuerpos plutónicos como el Complejo Intrusivo La Invernada y diques de orientación NE muy consistentes con una posición de  $\sigma_3$  subhorizontal y orientación NO.

Para reducir el grado de incertidumbre sobre la actividad de las fallas sería útil la datación de fibras de relleno mineral (e.g. calcita, actinolita) poder controlar mejor la cinemática de las estructuras medidas en un rango temporal.

## 8. REFERENCIAS

- Aguirre, L. 1960. Geología de Los Andes de Chile Central. Prov. de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas. *Boletín* 8. Santiago.
- Allmendinger, R. W.; Cardozo, N. & Fisher, D. 2012. Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology. *Cambridge University Press*: 304 pp.
- Anderson, E. M. 1951. The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications to Britain. Oliver and Boyd: 206 pp. White Plains, New York.
- Astaburuaga, D. I. 2014. Evolución estructural del límite mesozoico-cenozoico de la Cordillera principal entre 35°30' y 36° S, Región del Maule, Chile. Tesis para optar al grado de Magister en geología, Universidad de Chile (Inédito): 140 pp. Santiago de Chile.
- Bello-González, J. P.; Contreras-Reyes E. & Arriagada, C. 2018. Predicted path for hotspot tracks off South America since Paleocene times: Tectonic implications of ridge-trench collision along the Andean margin. *Gondwana Research*, Vol. **64**: 216-234.
- Cabezas, L. M.; Muñoz, M. & Rojas Del Castillo, M. 2018. Nuevos antecedentes estratigráficos y dataciones radiométricas U-Pb en el valle superior del río Maule a los ~35°50'S, Chile Central: Implicaciones en la evolución geológica Cenozoica. Congreso Geológico Chileno N° 15. Resúmenes: 1101-1104. Concepción.
- Castro, A. (En preparación). Reconocimiento geológico y configuración estructural de la Cordillera Principal (~35°40' 22''S- 35° 53' 3''S y ~71° 8' 2''O - 70° 52' 44''O) e implicancias en su construcción durante el Neógeno, Región del Maule, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Concepción (Inédito): 82 pp. Concepción.
- Charrier, R.; Baeza, O.; Elgueta, S.; Flynn, J. J.; Gans, P.; Kay, S. M.; Muñoz N.; Wyss, A. R. & Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 °S). *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. & 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 Palaontologie – Abhandlungen*. Vol. **236**, (1-2): 43-77.

- Charrier, R.; Pinto, L. & Rodríguez, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile*: 21-114.
- Charrier, R.; Ramos, V. A.; Tapia, F. & Sagripanti, L. 2015. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31° and 37° S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications*. Vol. **399**, (1): 13-61.
- Charrier, R.; Contreras, J. P.; Díaz-Bórquez, C.; Farías, M.; Jara, P.; Muñoz-Gómez, M.; Quiñones, S.; Rodríguez, M. P.; Tapia, F. & Villaseñor, T. 2024. The Cenozoic Abanico rift system: Implications of increased southward extension in the southern central Andes, in Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **148**, 105159.
- Coira, B.; Davidson, J.; Mpodozis, C. & Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*. Vol. **18**, (3-4): 303-332.
- Coloma, F.; Valin, X.; Oliveros, V.; Vásquez, P.; Creixell, C. & Ducea, M. N. 2017. Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from northern Chile (28°-30°15' S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean geology*. Vol. **44**, (2): 147-178.
- Contreras, J.; Escribano, J.; Sepúlveda, F. & De La Cruz, R. (En preparación). Carta San Clemente-Melado, Región del Maule. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 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.
- Encinas, A.; Henríquez, N.; Castro, D.; Orts, D.; Kietzmann, D.; Iovino, F.; Vásquez, P.; Folguera, A.; Valencia, V. & Fuentes, F. 2024. The transition from backarc extension to Andean growth: Insights from geochronologic, sedimentologic, and structural studies of Mesozoic and Cenozoic sedimentary and volcanic rocks in south-central Chile (36° S). *Geoscience Frontiers*. Vol. **15**, (5), 101824.
- Encinas, A.; Rosselot, E.; Sagripanti, L.; Folguera, A.; Horton, B. K.; Orts, D.; Valencia, V. A.; Arriagada, G.; Butikofer, P. & Solórzano, A. 2024. Cenozoic Basin Evolution During Alternating Extension and Shortening in the Southern Central Andes Along the Chile-Argentina Border, 37-38°S. *American Journal of Science*. Vol. **324**, (5).

- Farías, M.; Charrier, R.; Carretier, S.; Martinod, J.; Fock, A.; Campbell, D.; Cáceres, J. & 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).
- Farías, M.; Comte, D.; Charrier, R.; Martinod, J.; David, C.; Tassara, A.; Tapia, F. & Fock, A. 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*. Vol. **29**, (3).
- Fennell, L. M.; Quinteros, J.; Iannelli, S. B.; Litvak, V. D. & Folguera, A. 2018. The role of the slab pull force in the late Oligocene to early Miocene extension in the Southern Central Andes (27°- 46° S): Insights from numerical modeling. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **87**: 174-187.
- Fock, A.; Charrier, R.; Farías, M.; MaksaeV, V.; Fanning, M. & Álvarez, P. 2005. Exhumation and uplift of the western Main Cordillera between 33° and 34°S. International Symposium on Andean Geodynamics N°6, Resúmenes Extendidos: 273-276. Barcelona.
- Folguera, A.; Ramos, V. A. & Melnick, D. 2002. Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36°-39° S) en los últimos 30 millones de años. *Revista geológica de Chile*. Vol. **29**, (2): 227-240.
- Fossen, H. 2016. Structural geology. Cambridge University Press: 510 pp. Cambridge.
- Giambiagi, L.; Tassara, A.; Echaurren, A.; Julve, J.; Quiroga, R.; Barrionuevo, M.; Sibiao, L.; Echeverría, I.; Mardónez, D.; Suriano, J.; Mescua, J.; Lossada, A. C.; Spagnotto, S.; Bertoa, M. & Lothari, L. 2022. Crustal anatomy and evolution of a subduction-related orogenic system: Insights from the Southern Central Andes (22°-35° S). *Earth-Science Reviews*. Vol. **232**, 104138.
- González, O. & Vergara, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S. Instituto de Geología, 24: 1-116. Universidad de Chile, Santiago.
- Hildreth, W. & Drake, R. E. 1992. Volcán Quizapu, Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **54**: 93-125.
- Jaldín Quiroz, D. M. F. 2024. Rol de fallas y cambios en el campo de esfuerzo en la distribución y el volumen volcánico durante el Neógeno en el Cordillera occidental entre 24°S y 26°S. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Mención Geología, Universidad Católica del Norte (Inédito): 228pp. Antofagasta.

- Jordan, T. E.; Isacks, B. L.; Allemendinger, R. W.; Brewer J. A.; Ramos V. A. & Ando C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America*. Vol. **94**, (3): 341-361.
- Jordan, T. E.; Burns, W. M.; Veiga, R.; Pangaro, F.; Copeland, P.; Kelley, S. & Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: a Mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*. Vol. **20**: 308–324.
- Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, *Boletín* 8: 95 pp. Santiago
- Marrett, R. & Allmendinger, R. W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of structural geology*. Vol. **12**, (8): 973-986.
- Marrett, R. & Peacock, D. C. 1999. Strain and stress. *Journal of structural geology*. Vol. **21**, (8-9): 1057-1063.
- Mescua, J. 2011. Evolución estructural de la Cordillera principal entre las Choicas y Santa Elena (35°S), Provincia de Mendoza, Argentina, Universidad de Buenos Aires. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires: 244 pp. Buenos Aires.
- Mosolf, J. G.; Gans, P. B.; Wyss, A. R.; Cottle, J. M. & Flynn, J. J. 2019. Late Cretaceous to Miocene volcanism, sedimentation, and upper-crustal faulting and folding in the Principal Cordillera, central Chile: field and geochronological evidence for protracted arc volcanism and transpressive deformation. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **131**, (1-2): 252-273.
- Munizaga, F. & Vicente, J. C. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (Lat. 32-33°S): datos radiométricos K-Ar. *Andean Geology*. Vol. **16**: 3-21
- Nelson, S. T.; Davidson, J. P.; Heizler, M. T. & Kowallis, B. J. 1999. Tertiary tectonic history of the southern Andes: The subvolcanic sequence to the Tatara–San Pedro volcanic complex, lat 36° S. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **111**, (9): 1387-1404.
- Oliveros, V.; Moreno-Yaeger, P. & Flores, L. 2020. Igneous Rock Associations 25. Pre-Pliocene Andean Magmatism in Chile. *Geoscience Canada*. Vol. **47**, (1-2): 65–82.

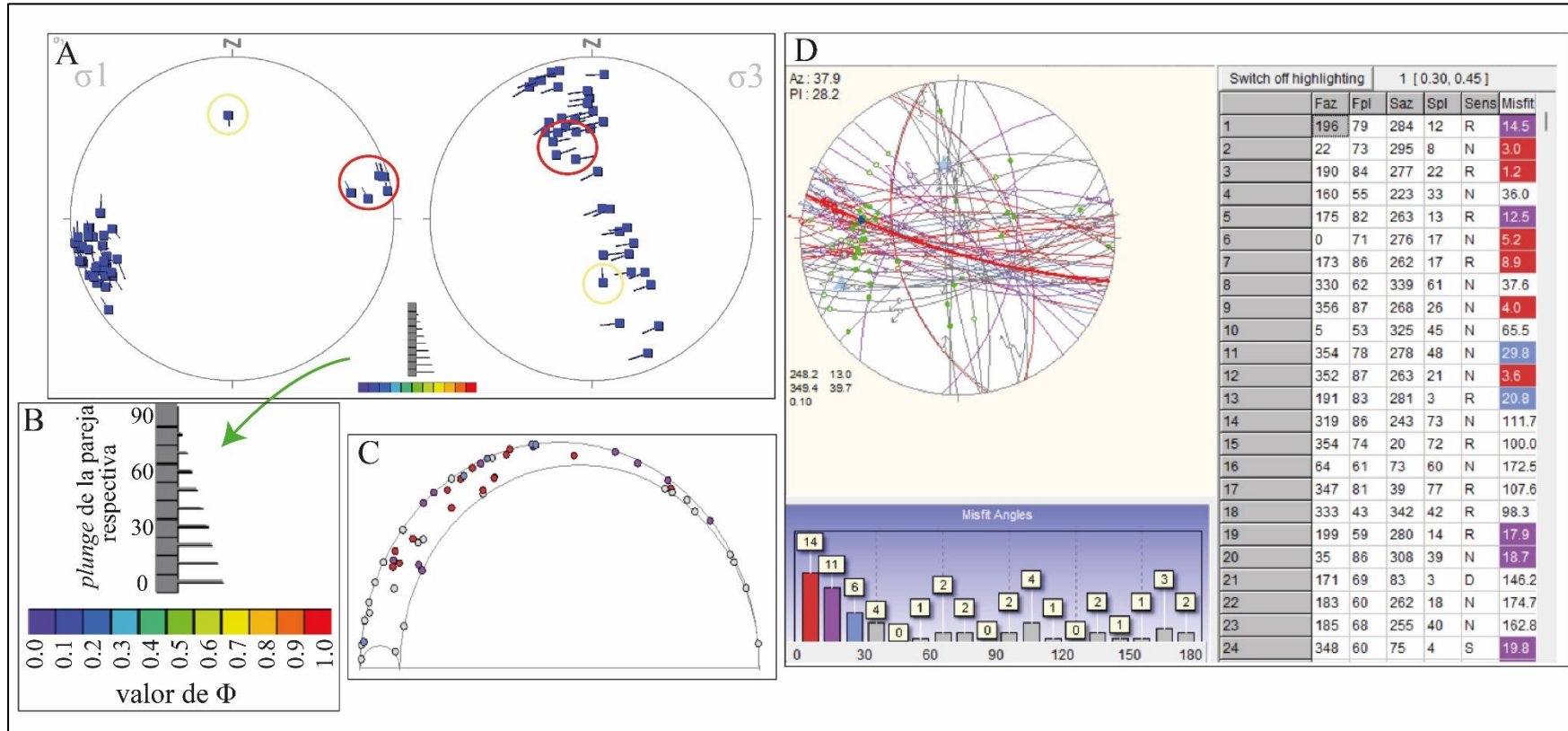
- Oliveros, V.; Vásquez, P.; Creixell, C.; Lucassen, F.; Ducea, M. N.; Ciocca, I.; González, J.; Espinoza, M.; Salazar, E.; Coloma, F. & Kasemann, S. A. 2020. Lithospheric evolution of the Pre-and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*. Vol. **80**: 202-227.
- Petit, J. P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of structural Geology*. Vol. **9**, (5-6): 597-608.
- Piquer, J.; Fischer, T.; Torres, F. & 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.
- Quiero, F.; Tassara, A.; Iaffaldano, G. & Rabbia, O. 2022. Growth of Neogene Andes linked to changes in plate convergence using high-resolution kinematic models. *Nature communications*. Vol. **13**, (1): 1339.
- Quinteros, J. & Sobolev, S. V. 2013. Why has the Nazca plate slowed since the Neogene? *Geology*. Vol. **41**, (1): 31-34.
- Radic, J. 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39 S). *Andean geology*. Vol. **37**, (1): 220-246.
- Ramos, V. A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Memoir of the Geological Society of America*. Vol. **204**: 31-65.
- Ritz, J. F. 1994. Determining the slip vector by graphical construction: use of a simplified representation of the stress tensor. *Journal of Structural Geology*. Vol. **16**: 737-741.
- Rosenau, M.; Melnick, D. & Echtler, H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38° S and 42° S latitude. *Tectonics*. Vol. **25**, (4): TC4013.
- Rosselot, E. A.; Hurley, M.; Sagripanti, L.; Fennell, L.; Iannelli, S. B.; Orts, D.; Encinas, A.; Litvak, V. D. & Folguera, A. 2020. Tectonics Associated with the Late Oligocene to Early Miocene Units of the High Andes (Cura-Mallín Formation). A Review of Geochronological, Thermochronological, and Geochemical Data. *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*: 431-448.
- Salas, P. A., Rabbia, O. M., Hernández, L. B., & Ruprecht, P. 2017. Mafic monogenetic vents at the Descabezado Grande volcanic field (35.5 S–70.8 W): the northernmost evidence of

- regional primitive volcanism in the Southern Volcanic Zone of Chile. *International Journal of Earth Sciences*. Vol. **106**: 1107-1121.
- Sielfeld, G., Ruz, J., Brogi, A., Cembrano, J., Stanton-Yonge, A., Pérez-Flores, P., & Iturrieta, P. 2019. Oblique-slip tectonics in an active volcanic chain: a case study from the Southern Andes. *Tectonophysics*. Vol. **770**: 228221.
- Singer, B. S.; Thompson, R. A.; Dungan, M. A.; Feeley, T. C.; Nelson, S. T.; Pickens, J. C.; Brown, L. L.; Wulff, A. W.; Davidson, J. P. & Metzger, J. 1997. Volcanism and erosion during the past 930 ky at the Tatará–San Pedro complex, Chilean Andes. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **109**, (2): 127-142.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **11**, (3): 211-215.
- Somoza, R. & M. E. Ghidella. 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.
- Somoza, R. & C. B. Zaffarana. 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **271**, (1–4): 267-277.
- Thiele, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería Carta Geológica de Chile 29.
- Torres, J. 2021. Caracterización del lineamiento Laguna fea-volcán san Pedro, región del Maule: Relación con actividad magmática e hidrotermal. Tesis para optar al Título de Geólogo. Escuela de Geología, Universidad Austral de Chile (Inédito): 247 pp. Valdivia.
- Valdéz, A. 2023. Arquitectura y evolución estructural de la cordillera del Maule, sector sur de Chile central: transectas de los valles de Teno y Maule (34° 30' - 36° 30'S). Tesis para optar al Título de Geóloga. Escuela de Geología, Universidad Austral de Chile (Inédito): 166pp. Valdivia.
- Venegas, C.; Vásquez, P.; Ramírez, C.; Montecino, D.; Naranjo, J. & Araya, C. 2023. Geología del cuadrángulo Río Claro, región del Maule, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-23-110: 65 p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

- Vergara, M.; Morata, D.; Hickey-Vargas, R.; López-Escobar, L. & Beccar, I. 1999. Cenozoic tholeiitic volcanism in the Colbun area, Linares Precordillera, central Chile (35°35'-36°S). *Revista geológica de Chile*. Vol. **26**, (1): 23-41.
- Yamaji, A. 2000. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*. Vol. **22**, (4): 441-452.

## ANEXOS

## ANEXO 1. Ejemplo de Múltiple Inverse Method (MIM)



**Figura A.1.1:** A) Estereogramas generados con las direcciones de esfuerzos calculados. *Tadpoles* de color azul apuntan a su pareja correspondiente (círculo amarillo y rojo). B) Detalle de simbología del largo y color de los *Tadpoles*. C) Círculo de Mohr generado al simular una dirección de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , en este caso  $\sigma_1 \sim \sigma_3$ . D) Estereograma de fallas simuladas y su respuesta al esfuerzo simulado. Símbolos verdes indican la estría calculada bajo dicho esfuerzo, coloreándose según la similitud a la estría medida (*misfit angle*), junto a un histograma de *misfit angle* y una tabla de las fallas.

ANEXO 2. Mapa geológico del área de estudio

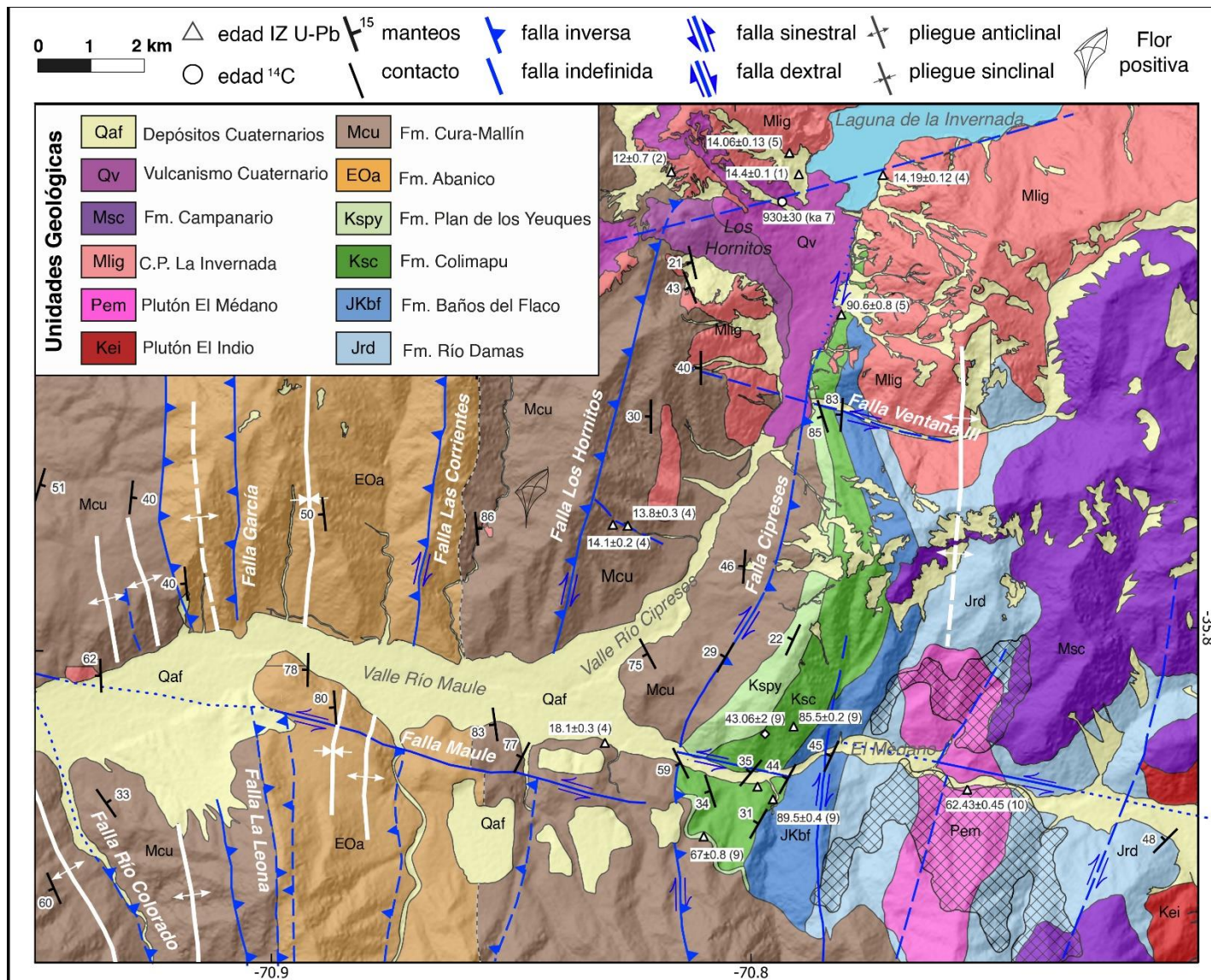


Figura A2.1: Mapa geológico de la zona de estudio. Mapeo de Geología de Campo II (2023-24) Universidad de Concepción.