

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



**Control estructural del basamento sobre el volcanismo
Cuaternario del Complejo Volcánico Chaitén-
Michinmahuida**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Ramiro Alejandro Muñoz Ramírez

Concepción, 2019



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



Control estructural del basamento sobre el volcanismo Cuaternario del Complejo Volcánico Chaitén- Michinmahuida

Memoria para optar al Título de Geólogo

Ramiro Alejandro Muñoz Ramírez

Profesor Patrocinante: Dr. Andrés Humberto Tassara Oddo
Profesores Comisión: Dr. Jorge Andrés Quezada Flory
MSc. Abraham Elías González Martínez

Concepción, 2019



A mis padres y familia

ÍNDICE

Página

RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Generalidades	1
1.2. Objetivos	3
1.2.1. Objetivo general	3
1.2.2. Objetivos específicos	3
1.3. Ubicación y accesos	3
1.4. Trabajos anteriores	4
1.5. Agradecimientos	9
2. MARCO TEÓRICO Y METODOLOGÍA	10
2.1. Conceptos teóricos	10
2.1.1. Conceptos para análisis cinemático	10
2.1.2. Conceptos para análisis dinámico	13
2.2. Metodología de trabajo	15
2.2.1. Compilación y análisis de sistemas de información	15
2.2.2. Obtención de datos en terreno	15
2.2.3. Procesamiento de datos de terreno	18
3. MARCO GEOLÓGICO	22
3.1. Marco geológico regional	22
3.1.1. Rocas Metamórficas (Pz-Tr)-CMAP	24
3.1.2. Intrusivo Devónico (Dg)-Metatonalita Chaitén	26
3.1.3. Intrusivo Pérmico-Triásico(PTrg)	27
3.1.4. Intrusivo Cretácico (Kg)-Batolito Norpatagónico Kg	27
3.1.5. Intrusivo Mioceno (Mg)-Batolito Norpatagónico Mg	28
3.1.6. Fomarción volcano-sedimentaria Ayacara-Puduguapi (EsOva)	29
3.1.7. Estratos de Llahuén (Plill)	30
3.1.8. Unidades volcánicas Cuaternarias	30
4. RESULTADOS	33
4.1. Lineamientos	33
4.2. Sitios estructurales	34
4.2.1. Sitio Estructural Sur Volcán Chaitén	34
4.2.1.1. Localidad Río Chaitén	36

4.2.1.2.	Localidad Sur-Oeste Cerro Recova	36
4.2.1.3.	Análisis cinemático	38
4.2.1.4.	Análisis dinámico	38
4.2.1.5.	Síntesis Sitio Sur Volcán Chaitén	39
4.2.2.	Sitio Estructural Costa Chaitén	39
4.2.2.1.	Localidad Camino Sta. Bárbara	39
4.2.2.2.	Localidad Costanera Chaitén	41
4.2.2.3.	Análisis cinemático	41
4.2.2.4.	Análisis dinámico	42
4.2.2.5.	Síntesis sitio Costa Chaitén	43
4.2.3.	Sitio Estructural Norte Volcán Chaitén-Lagos	43
4.2.3.1.	Localidad Norte Volcán Chaitén	43
4.2.3.2.	Localidad Lago Río Blanco	45
4.2.3.3.	Localidad Lago Río Negro	45
4.2.3.4.	Análisis cinemático	47
4.2.3.5.	Análisis dinámico	47
4.2.2.6.	Síntesis sitio Norte Volcán Chaitén-Lagos	48
4.2.4.	Sitio Estructural Ventisquero El Amarillo	50
4.2.4.1.	Localidad Río El Amarillo	50
4.2.4.2.	Localidad El Amarillo	50
4.2.4.3.	Análisis cinemático	51
4.2.4.4.	Análisis dinámico	52
4.2.2.5.	Síntesis sitio Ventisquero El Amarillo	53
4.2.5.	Sitio Estructural Termas El Amarillo	53
4.2.5.1.	Localidad El Amarillo	53
4.2.5.2.	Localidad Río Michinmahuida	55
4.2.5.3.	Análisis cinemático	55
4.2.5.4.	Análisis dinámico	56
4.2.2.5.	Síntesis sitio Termas El Amarillo	57
4.3.	Unidades geológicas	57
4.3.1.	Basamento Metamórfico-CMAP	57
4.3.1.1.	Análisis cinemático	60
4.3.1.2.	Análisis dinámico	60
4.3.1.3.	Síntesis Basamento Metamórfico	61
4.3.2.	Intrusivo Devónico-Metatonalita Chaitén	61
4.3.2.1.	Análisis cinemático	61
4.2.2.2.	Análisis dinámico	62
4.3.1.3.	Síntesis Intrusivo Devónico-Metatonalita Chaitén	62
4.3.3.	Intrusivo Cretácico-Batolito Norpatagónico Kg	62
4.3.3.1.	Análisis cinemático	63
4.2.3.2.	Análisis dinámico	63
4.3.3.3.	Síntesis Intrusivo Cretácico	64
4.3.4.	Intrusivo Mioceno-Batolito Norpatagónico Mg	64
4.3.4.1.	Análisis cinemático	64
4.2.4.2.	Análisis dinámico	65

4.3.4.3. Síntesis Intrusivo Mioceno	65
4.4. Análisis regional	66
4.4.1. Análisis cinemático	66
4.4.2. Análisis dinámico	67
4.5. Síntesis de resultados	67
5. DISCUSIÓN	72
5.1. Régimen tectónico σ_1 NE-SW	74
5.2. Régimen tectónico σ_1 E-W	81
5.3. Partición de la deformación	84
5.4. Modelo estructural	87
6. CONCLUSIONES	93
7. REFERENCIAS	98



ÍNDICE FIGURAS

Figura		Página
1. 1	Mapa ubicación y acceso al área de estudio	4
1. 2	(A) Mapa geológico (B) Perfil mapa CVChM (C) Interacción fallas con magma	6
1. 3	(A) Interferogramas CVChM. (B) Duplex SFLO y régimen por traza. (C) Metodología utilizada	7
2. 1	Bloque diagrama con los elementos considerados para los análisis	11
2. 2	(A) Ejes P y T falla normal. (B) Proyección estereográfica falla normal	11
2. 3	(A) Deformación homogénea (B) heterogénea (C) Diedros fallas normal, rumbo e inversa	12
2. 4	(A) Descomposición geométrica del esfuerzo (B) Tensor de esfuerzo (C) Tensor de esfuerzo simplificado	13
2. 5	Tipos de régimen de <i>Stress</i>	14
2. 6	Tabla de características medidas en terreno (Datum)	16
2. 7	Mapa de rutas	17
2. 8	Estereograma con distribución cluster	19
2. 9	(A) Diagrama solución MIM (B) Tabla con datum de fallas (C) misfit	20
2.10	Modelo Riedel	21
3. 1	Contexto estructural de la ZVS	22
3. 2	Mapa geológico del CVChM	25
3. 3	Mapa basamento del CVChM	29
3. 4	Mapa unidades volcánicas del CVChM	31
4. 1	Mapa Lineamientos del CVChM	33
4. 2	Mapa sitios estructurales	35
4. 3	Estructuras Sitio Sur Volcán Chaitén	37
4. 4	Estructuras Sitio Sur Volcán Chaitén-Localidad SW Cerro Recova	37
4. 5	Análisis cinemático Sitio Sur Volcán Chaitén	38
4. 6	Análisis dinámico Sitio Sur Volcán Chaitén	38
4. 7	Síntesis Sitio Sur Volcán Chaitén	40
4. 8	Estructuras Sitio Costa Chaitén	41
4. 9	Análisis cinemático Sitio Costa Chaitén	42
4.10	Análisis dinámico Sitio Costa Chaitén	42
4.11	Síntesis Sitio Costa Chaitén	44
4.12	Estructuras Sitio Norte Volcán Chaitén-Lagos	46
4.13	Análisis cinemático Sitio Norte Volcán Chaitén-Lagos	47
4.14	Análisis dinámico Sitio Norte Volcán Chaitén-Lagos	48
4.15	Síntesis Sitio Norte Volcán Chaitén-Lagos	49
4.16	Estructuras Sitio Ventisquero El Amarillo	51

4.17	Análisis cinemático Sitio Ventisquero El Amarillo	52
4.18	Análisis dinámico Sitio Ventisquero El Amarillo.....	52
4.19	Síntesis Sitio Ventisquero El Amarillo	54
4.20	Estructuras Sitio Termas El Amarillo	55
4.21	Análisis cinemático Sitio Termas El Amarillo	56
4.22	Análisis dinámico Sitio Termas El Amarillo	56
4.23	Síntesis Sitio Termas El Amarillo	58
4.24	Mapa basamento con lineamientos del CVChM	59
4.25	Análisis cinemático Unidad Complejo Metamórfico Andes Principales	60
4.26	Análisis dinámico Unidad Complejo Metamórfico Andes Principales	60
4.27	Análisis cinemático Unidad Intrusivo Devónico	61
4.28	Análisis dinámico Unidad Intrusivo Devónico	62
4.29	Análisis cinemático Unidad Intrusivo Cretácico	63
4.30	Análisis dinámico Unidad Intrusivo Cretácico	63
4.31	Análisis cinemático Unidad Intrusivo Mioceno	64
4.32	Análisis dinámico Unidad Intrusivo Mioceno	65
4.33	Análisis cinemático Regional CVChM	66
4.34	Análisis dinámico Regional CVChM	67
4.35	Mapa Regional Zona Norte CVChM	69
4.36	Mapa Regional Zona Sur CVChM	70
4.37	Síntesis Regional Zona Sur CVChM	71
5. 1	Mapa Geológico estructural CVChM	72
5. 2	Modelo Riedel CVChM	73
5. 3	Lineación CEM Volcán Michinmahuida	74
5. 4	Esfuerzos en ZVS	76
5. 5	Comparación Península de Huequi con Pop-up del CVChM	78
5. 6	Mapa geológico de ZVS	79
5. 7	Estructuras ENE del CVChM	81
5. 8	Dirección de convergencia en ZVS	83
5. 9	Diagrama cinemático de SFLO	84
5.10	Modelo cinemático de Teyssier <i>et al.</i> , 1995	85
5.11	Diagramas de convergencia totalmente, parcialmente y no particionada ...	86
5.12	Diagrama esquemático de deformación y esfuerzos en CVChM	88
5.13	Modelo de control volcano-tectónico de la ZVS	89
5.14	Diagrama de estructuras implicadas en erupción del volcán Chaitén	91
5.15	Modelo estructural del CVChM	92

Resumen

El Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida (CVChM), ubicado en la parte noroccidental de la Provincia de Palena (Región de los Lagos), está compuesto por el estratovolcán Michinmahuida (2.404 m s.n.m.; basaltos-andesitas), la caldera del volcán Chaitén (962 m s.n.m.; riolitas) y centros eruptivos menores (CEM). Está emplazado sobre un basamento compuesto por rocas metamórficas del Paleozoico, el Batolito Norpatagónico (Cretácico-Mioceno), y rocas volcano-sedimentarias Oligo-Plioceno. Estas unidades evidencian deformación frágil, cuya principal estructura controladora de la cinemática regional es el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO-transcurrencia dextral), que permite asociar la actividad tectónica con al arco volcánico Cuaternario.

El CVChM albergó una de las erupciones más impactantes del último siglo que devastó la localidad de Chaitén. La relación entre estructuras y la erupción parece evidente, pero es escasa la información referente a las estructuras que conforman el basamento del CVChM y que habrían gatillado la erupción del 2008-2009. La deformación frágil es medida a través de fallas (*Datum*) con buenos indicadores cinemáticos (sistema tipo Riedel (1929); estrías, escalones, etc.), las que son agrupadas en 5 sitios estructurales. Cada *Datum* es sometido a análisis cinemático (Faultkin-Merret y Allmendinger, 1990) y dinámico (MIM-Yamaji, 2000), para determinar los ejes de deformación (ejes de acortamiento y alargamiento máximo, P y T respectivamente), el campo de esfuerzo σ_1 y σ_3 , y el radio de esfuerzos $\Phi: (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, que permite evaluar el tipo de régimen impuestos por la subducción.

La traza occidental del SFLO posee los sitios estructurales Sur Volcán Chaitén (ejes P: NE-SW, T: vertical; σ_1 : NE-SW y σ_3 : subvertical; Φ : 0,6 compresivo), Costa Chaitén (ejes P: NE-SW, T: NW-SE; σ_1 : NE-SW y σ_3 : NW-SE; Φ : 0,6 transcurrencia pura) y Norte Volcán Chaitén-Lagos (ejes P: E-W, T: subvertical; σ_1 : E-W y σ_3 : NW-SE; para un Φ : 0,8 transpresivo y para un Φ : 0,4 transcurrente, mientras que para σ_1 : E-W y σ_3 : NE-SW se tiene Φ : 0,05 transtensivo) que evidencian un estado transpresivo. Mientras que la traza oriental alberga dos sitios con deformación heterogénea, Ventisquero Amarillo (σ_1 : E-W y σ_3 : N-S; Φ : 0,5 transcurrencia pura) y Termas El Amarillo (σ_1 : E-W y σ_3 : WNW-ESE; Φ : 0,5 transcurrencia pura oblicua) cuyo régimen predominante es transcurrente. Para el CVChM se tiene que en general, su deformación es heterogénea y presenta dos estados de esfuerzos, uno dominado por σ_1 NE-SW (Φ : 0,75- compresivo a transpresivo) y el otro por un σ_1 E-W (Φ : 0,5- transcurrente).

Estos dos estados de esfuerzos, evidencian una partición parcial de la deformación en el intraarco donde se emplaza el CVChM, provocada por la subducción oblicua entre las placas Nazca y Sudamericana, lo que genera fallas paralelas (SFLO) al margen convergente que acomodan la transpresión impuesta. El SFLO genera una zona de debilidad térmica apta para el ascenso rápido de magma máfico (basaltos-andesitas del Volcán Michinmahuida en SFLO), mientras que el magma riolítico del Volcán Chaitén se encuentra alojado en una estructura heredada de procesos preandinos de orientación NW-SE inversa-sinistral, la que forma un reservorio magmático somero de tipo *ramp.and-flat (Sill)*, cuya orientación con respecto a la fosa favorece la compresión y diferenciación del magma. Estas fallas durante el ciclo sísmico, invierten su cinemática (intersísmico NW-SE inversa-sinistral; cosísmico normal-dextral) detonando erupciones o alimentando cámaras magmáticas que posteriormente generarán erupciones mediante la ayuda de fallas extensivas NE-SW o E-W, como es para el caso del CVChM.

El movimiento de estructuras NE-SW serían las responsables de la gran erupción del Volcán Chaitén durante el 2008-2009, seguido por el colapso del reservorio NW-SE. Así, el régimen transpresivo que domina el área, implicaría estructuras corticales que facilitan el ascenso de magmas basálticos directo desde la fuente, los que se desarrollarían en dominios extensionales NE-SW, mientras que los dominios compresionales NW-SE dificultarían el ascenso de magmas, forzándolos a tener mayor tiempo de residencia en la corteza, generando rangos composicionales variados, e incluso, una mayor cantidad de magmas evolucionados, como en el caso del Volcán Chaitén, lo que evidencia una clara relación entre la tectónica y el volcanismo Cuaternario.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Generalidades

El Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida (CVChM) ubicado entre los 42°49'58"S 72°38'45"W hasta los 42°49'11"S 72°23'28"W, está compuesto por la caldera-estratovolcán Michinmahuida (2.404 m s.n.m.), la caldera del volcán Chaitén (962 ms.n.m.) y conos piroclásticos muy recientes, probablemente históricos (< 500 años) (Piña-Gauthier y Vega, 2013). La relación volcano-tectónica en el CVChM, fue la responsable de generar una de las mayores erupciones riolíticas globales desde la década de 1990, que se llevó a cabo durante el 2008-2009 en el volcán Chaitén, siendo la primera de este tipo en que, al menos, algunas de sus fases fueron instrumentalmente monitoreadas (Major y Lara, 2013). Esta erupción liberó una gran cantidad de tefra y alrededor de 0,8 km³ de lava riolítica, lo que formó un nuevo domo dentro de la caldera del volcán, además de inundaciones que devastaron la localidad de Chaitén.

Estudios de Wicks *et al.*, (2011) y Piña-Gauthier *et al.*, (2013) relacionan la erupción al movimiento de fallas en el basamento del volcán Chaitén. Sin embargo, es bastante escaso el registro existente referente a la configuración geológica y estructural del basamento que hospeda este complejo, por lo que generar un modelo estructural de la zona resulta altamente necesario. Este conocimiento estructural permite comprender y relacionar cuáles son las fallas que permitieron tanto el almacenamiento y posterior diferenciación del magma riolítico, como su rápido ascenso durante la erupción de 2008-2009. Es por este motivo que resulta bastante importante comprender la relación de la fábrica estructural del basamento ante la tectónica actual, posiblemente condicionado por la herencia preandina (Cembrano y Lara, 2009), y como ambos juegan un papel fundamental en la dinámica eruptiva del volcanismo Cuaternario (Piña-Gauthier *et al.*, 2013).

Este Complejo está emplazado sobre rocas metamórficas del Paleozoico, cuya génesis es atribuida a un prisma acrecionario en el margen occidental de Patagonia, y corresponde principalmente a metaturbiditas (Ramos, 2008) asociadas a un arco de islas volcánicas Devónico (Hervé *et al.*, 2016). Posterior a esto, ocurre el emplazamiento de granitoides del Cretácico

Inferior y además, un evento térmico, ligado al emplazamiento de granitoides del Mioceno en el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO) (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995). Este sistema de fallas, es el principal rasgo estructural del área y controla la cinemática regional. Se caracteriza por una transcurrancia dextral, identificada mediante datos estructurales de actividad tectónica Cuaternaria asociada al arco volcánico (Lavenu y Cembrano, 1999; Cembrano *et al.*, 2000; Rosenau *et al.*, 2004; Lara *et al.*, 2006).

Datos estructurales de actividad tectónica relacionada al arco volcánico entre los 33°-46°S (Cembrano y Lara, 2009), revelan un eje de esfuerzo máximo horizontal (σ_1) de dirección NE, y un eje de esfuerzo mínimo subhorizontal (σ_3) de dirección NW, además de mecanismos focales compresionales y de rumbo. Así, el régimen transpresivo que domina el área, implicaría estructuras corticales que facilitan el ascenso de magmas basálticos directo desde la fuente, los que se desarrollarían en dominios extensionales NE-SW. Por otra parte, los dominios compresionales NW-SE dificultarían el ascenso de magmas, forzándolos a tener mayor tiempo de residencia en la corteza (Cembrano y Moreno, 1994; Lara *et al.*, 2004; Cembrano y Lara, 2009) lo que genera rangos composicionales variados, e incluso, una mayor cantidad de magmas evolucionados, como en el caso del Volcán Chaitén.

Para el área del Complejo volcánico Chaitén-Michinmahuida, Wicks *et al.* (2011) han propuesto un modelo de *Pop-up* centrado en el SFLO, limitado al W y E por fallas inversas de manteo al E y W, respectivamente, las que se unen en profundidad. Estas fallas inferidas podrían ser parte de las dos ramas N-S del SFLO, una localizada en la costa de Chaitén (bajo el Golfo Corcovado) y la otra bajo el Volcán Michinmahuida, las que se habrían movido para facilitar el ascenso del magma riolítico desde el reservorio en la erupción del 2008-2009. Estos mismos autores interpretan una cámara magmática basáltico-andesítico común para el CVChM, ubicada bajo el volcán Michinmahuida, y de ésta derivaría el magma riolítico, que genera un pequeño reservorio más diferenciado bajo el volcán Chaitén, conectándose entre sí mediante estructuras identificadas a través de sismos (Lange *et al.*, 2008).

Existe un conocimiento general sobre el rol que cumplen las estructuras en controlar el emplazamiento y evolución de los sistemas volcánicos de la Zona Volcánica Sur (ZVS). La

erupción del volcán Chaitén, aporta evidencias indirectas sobre un posible control ejercido por la reactivación de fallas del basamento, identificado mediante análisis de datos InSAR (Wicks *et al.*, 2011) y GPS (Piña-Gauthier *et al.*, 2013). En este marco, la presente memoria plantea la necesidad de caracterizar la configuración estructural del basamento circundante al Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida, con el objetivo de construir un modelo estructural que explique la relación entre estructuras del basamento (disposición de fallas y su cinemática) y la instalación del sistema volcánico, con especial enfoque en la comprensión del cómo actuó este posible control durante la erupción del 2008-2009.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Caracterizar estructuralmente el área del Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida, mediante el estudio de su basamento y las estructuras que lo componen, con el fin de realizar un modelo que exprese el control que estas ejercen sobre la actividad volcánica.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Obtener información en terreno a escala 1:50.000 de estructuras, tales como fallas, vetillas y diques, con el fin de determinar características distintivas para ciertos sitios estructurales.
- Analizar los datos obtenidos en terreno, junto a la información bibliográfica recopilada y al análisis de cortes transparentes de muestras orientadas, para poder determinar el régimen de esfuerzos que afectan al área de estudio.
- Generar un modelo estructural para el Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida.

1.3. Ubicación y vías de acceso

El volcán Chaitén de coordenadas 42°50'S/72°39'W y una altura de 962 m s.n.m. se ubica en la Región de los Lagos, en la provincia de Palena también conocida como Chiloé continental. Está

rodeado por el Parque Pumalín, y hacia el este, dista a unos 15 km del volcán Michinmahuida ($42^{\circ}48'S/72^{\circ}26'W$; 2404 m s.n.m.), y a unos 10 km hacia el noreste de la localidad de Chaitén (Figura 1.1). El principal acceso al área de estudio desde Puerto Montt es por la Ruta 7, la que se encuentra interrumpida por el estuario de Reloncaví y por el Fiordo Leptepú al sur de Hornopirén, por lo que se puede interconectar estas localidades vía marítima (Ruta Bimodal).

Desde Chaitén es posible rodear los extremos norte, oeste y sur mediante la Ruta 7, que se encuentra ripiada en buen estado, y en sectores pavimentada. Asimismo, desde esta ruta es posible recorrer caminos y senderos del Parque Pumalín para acercarse a zonas de difícil acceso.

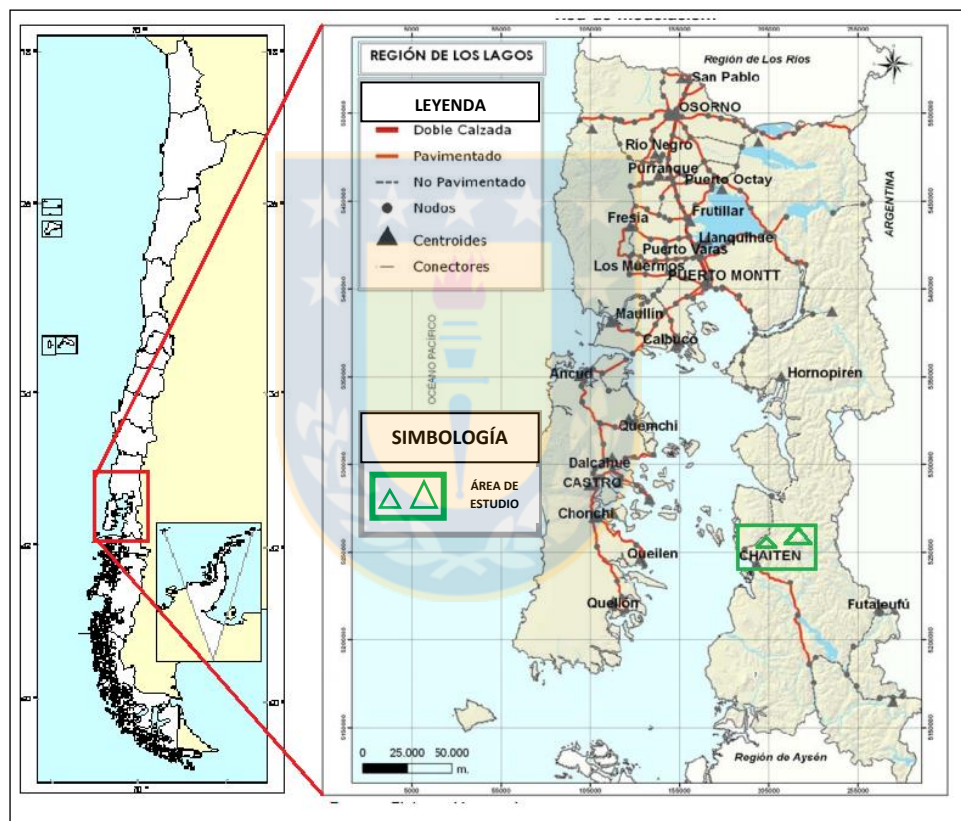


Figura 1.1. Mapa de ubicación y acceso al área de estudio.

1.4. Trabajos anteriores

Variados son los antecedentes del CVChM enfocados en la erupción del 2008-2009 y sus productos volcánicos (petrología, geoquímica, etc). En este contexto, trabajos de geología del

basamento (petrología y estructuras) son más escasos, y provienen en su mayoría de estudios a escala regional, enfocados en el reconocimiento geológico general.

El primer trabajo corresponde al de Levi *et al.*, (1966) quienes hacen un reconocimiento geológico en las provincias de Llanquihue y Chiloé (incluyen a la actual provincia de Palena), y generan un Mapa Geológico 1:50.000 de la región comprendida entre Puerto Montt por el norte y Puerto Raúl Marín Balmaceda, por el sur.

Posterior a esto, Araya (1979), realiza un estudio más detallado de las unidades definidas por Levi *et al.*, (1966). Establece las relaciones existentes entre ellas y las edades relativas para el área que abarca los 42°30' - 43°20' latitud Sur, y los 72°30' - 73°00' longitud Oeste, además de definir nuevas unidades litoestratigráficas. Con esta información se genera la Carta Metalogénica de la Región de los Lagos, a escala 1:250.000, junto con un informe geológico confeccionado por SERNAGEOMIN-BRGM (1995) (Moreno, 1995), los que caracterizan la litoestratigrafía, estudios geoquímicos, geocronológicos y estructurales en diferentes zonas del sur de la región.

El trabajo más actual y detallado del área referente al basamento y rocas volcánicas antiguas, es el de Piña-Gauthier y Vega (2010), quienes hacen énfasis en la descripción litológica y análisis de la deformación frágil- dúctil de las unidades detalladas en su informe. Las estructuras mencionadas corresponden a fracturas con medición de *Dip Direction/Dip*, pero este carece de sentido geológico, ya que no posee ningún indicador cinemático ni se mencionan movimientos aparentes de las mismas, mientras que los demás datos estructurales tomados corresponden a foliación de las rocas metamórficas. Posteriormente, Piña-Gauthier *et al.*, (2013) mediante datos de GPS, detectan un patrón co-eruptivo de inflación (crecimiento lento endógeno) y subsidencia (crecimiento rápido del domo), correlacionado con tasas de efusión de 2008-2009 (Figura 1.2.A y B), además de una deformación en el basamento no volcánico.

Muchos son los autores que han establecido la relación entre el CVChM y el SFLO (Cembrano y Moreno (1994), Cembrano *et al.*, (2000), Rosenau (2004), Cembrano y Lara (2009), etc.) pero principalmente es a escala regional, lo que evidencia la escasa información sobre la dinámica y cinemática existente entre las estructuras locales y la estructura dominante (SFLO). Wicks *et al.*, (2011) plantea un complejo fuente-basamento para dar cuenta de la deformación superficial

detectado por InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar), proceso fundamental que puede ocurrir antes y/o después de una erupción volcánica. En este trabajo se infiere una falla cortical NW-SE (de manteo al NE) bajo el Volcán Chaitén que anidaría el reservorio principal (*Sill*), la que podría estar relacionada a una estructura *Pop-up* dominada por el SFLO (Figura 1.2.B). Utilizan dos tensores de momentos, interpretados como una inyección de magma en forma de dique de tendencia ENE (CMT1, generado 2 hrs antes de la erupción) y el posterior colapso del reservorio en forma de *sill* con *dip* 42° al ENE a 10 km de profundidad (CMT2, generado por el ascenso rápido del dique desde el *sill* al momento de la erupción), lo que deja en evidencia el control estructural asociado a la erupción riolítica del Volcán Chaitén en 2008-2009 (Figura 1.2.C).

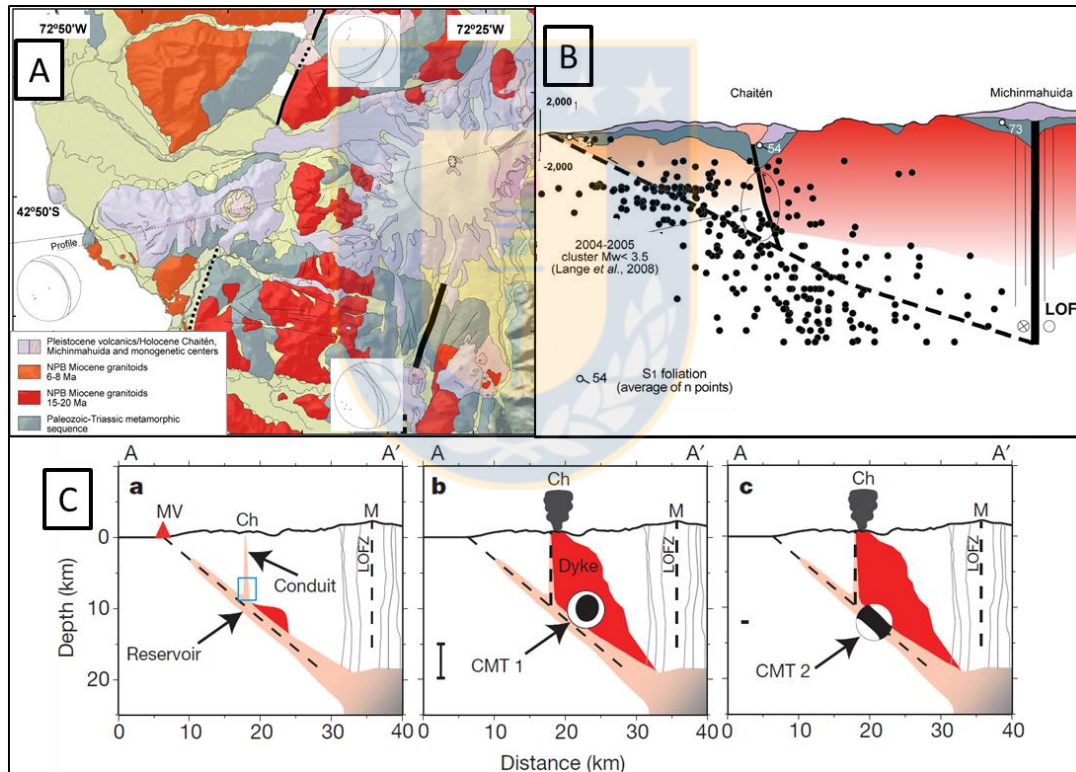


Figura 1.2. (A) Mapa geológico del basamento del CVChM, con el SFLO en línea continua (Piña-Gauthier *et al.*, 2013). (B) Perfil que muestra la estructura *Pop-up* concordante con cluster de sismos (Piña-Gauthier *et al.*, 2013). (C) Interpretación esquemática de los procesos involucrados en la erupción de mayo de 2008 (Wicks *et al.*, 2011) (C.a) Inicio de la sismicidad el 30 de Abril de 2008, en rosado el magma riolítico del Vn. Chaitén (Ch) derivado de la cámara magmática del Vn. Michinmahuida (M) y llega hasta el Morro Vilcún (MV). (C.b) Sismo de mecanismo focal normal (CMT1) permite intrusión constante del dique (en rojo) 2 hrs antes de la erupción. (C.c) Luego de la erupción del 2 de mayo, 19 hrs después el reservorio tipo *Sill* colapsa (CMT2, normal) y el magma es vaciado.

Por otra parte, la naturaleza de las fallas inferidas por Wicks *et al.*, (2011) para el *Pop-up* del CVChM, queda graficada por los interferogramas de la Figura 1.3.A, donde se muestran 3 cuerpos planares, un *Sill* en profundidad con manteo al NE (Figura 1.3.A. (a) y (b)), un dique perpendicular al *Sill* de rumbo NE y un conducto (Figura 1.3.A. (c) y (d)).

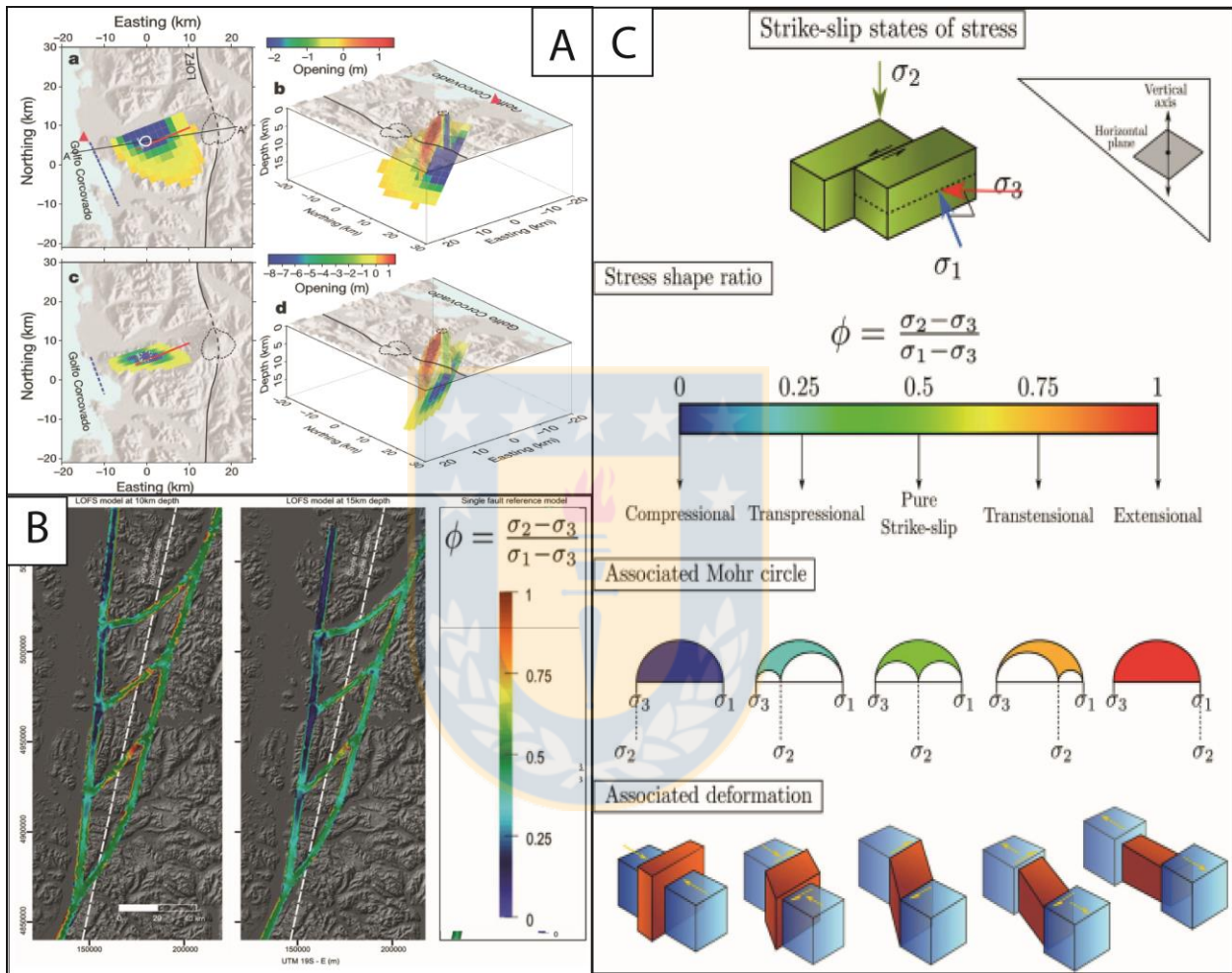


Figura 1.3. (A) Área del CVChM, donde se muestran los interferogramas que evidencian la estructura tipo *Sill* (a) y el dique (b) (Wicks *et al.*, 2011). (B) Duplex del SFLO asociado a valores de Φ , para régimen transpresivo en la zona occidental y transcurrente para la zona oriental (Iturrieta, 2017). (C) Metodología (Ritz, 1994) utilizada por Iturrieta (2017), misma utilizada en este trabajo.

Lange *et al.*, (2008) para el área regional de la Zona Volcánica Sur, reconocen zonas térmicamente débiles de cizalle intra-arco (que acomoda parte significativa de la deformación transpresional) producto de la convergencia oblicua, que para el sur de Chile corresponde a $\sim 18^\circ$ con respecto a la ortogonal (Argermann, 1999). Este cizallamiento intra-arco (SFLO) coincide

con el arco volcánico, y es el que controla los estratovolcanes más grandes (entre ellos el Volcán Michinmahuida). Además, el SFLO controlaría el alzamiento de las rocas circundantes, ya que el lado oriental de la falla se exhumó más rápido (alza rocas del Cretácico) en comparación con el lado occidental (Adriasola *et al.*, 2006). Este límite, correspondería a una estructura heredada del Paleozoico, como menciona Hervé *et al.*, (2016), quienes sugieren que los intrusivos devónicos del área de estudio representan un arco de islas oceánicas cuya subducción es coetánea y paralela a un cinturón magmático continental en el lado oriental de la Cordillera de los Andes, los que se habrían acrecionado en la parte occidental del terreno Patagonia (Ramos, 2008).

Major y Lara (2013) y Basualto *et al.*, (2008) mencionan que la erupción se llevó a cabo en 2 fases principales, mencionadas como fase eruptiva (Erupción Pliniana el 2 de Mayo de 2008 y dos semanas de duración) y una fase efusiva (simultáneamente con fase de crecimiento exógeno en Junio-Septiembre de 2008 donde se liberó 0.5 km^3 de lava riolítica, una fase de extrusión de la espina (Octubre 2008 a Febrero de 2009) y una fase de crecimiento endógeno). Por otra parte, Watt *et al.*, (2013) mencionan que este volcán ha producido al menos cinco erupciones explosivas en el Holoceno, lo que sugiere que corresponde a uno de los volcanes más activos, en términos de erupciones explosivas, del extremo sur de la ZVS, y que muchos de los depósitos piroclásticos del Volcán Michinmahuida, en realidad pertenecen al Volcán Chaitén.

En esta misma línea, Amigo *et al.*, (2013) estudian las diferentes erupciones del CVChM, mediante análisis químico de vidrio volcánico y pómez en ignimbritas. Obtienen que al menos dos de las últimas erupciones del volcán Chaitén son Plinianas, y que para el Volcán Michinmahuida, al menos una de las siete identificadas fue Pliniana con productos andesíticos a dacíticos. Además mencionan que análisis de roca total en riolitas del volcán Chaitén resultan indiscutibles para esa composición, aunque el análisis del vidrio volcánico muestra diferencias.

Pallierster *et al.*, (2013) estiman el volumen y la tasa de emisión del domo riolítico tras analizar las fases de la erupción, y clasifican los productos ígneos como obsidianas pobres en cristales a riolitas microcristalinas. La composición normativa de la riolita corresponde a aquella de los fundidos de baja presión (100-200 MPa) en el sistema del granito, consistente con profundidades estimadas de 5 a 10 km obtenidas a partir de equilibrio de fases y modelos geodésicos. Además,

entre los escasos fenocristales, la plagioclasa cálcica, el ortopiroxeno magnésico y la anfíbola aluminosa sugieren que la riolita deriva de un ensamblaje más máfico (posiblemente relacionada a una cámara común con el volcán Michinmahuida, que alimenta el reservorio somero del volcán Chaitén).

Trabajos más recientes como el de Iturrieta (2017), muestran la misma metodología empleada en este trabajo, donde se emplea el radio de *stress* (Ritz, 1994, mayor desarrollo en el capítulo de Metodología) para relacionar los esfuerzos principales con un régimen predominante según la escala de valores de stress ratio $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$; ($0 \leq \Phi \leq 1$), (Figura 1.3.C). Esta información de Φ es aplicada por este autor al *Duplex* del SFLO entre el Golfo de Penas y la parte sur de nuestra área de estudio (Figura 1.3.B), donde se observa en profundidad que el esfuerzo transpresional es dominante en la traza occidental del SFLO ($\Phi = 0.2$), mientras que la traza oriental evidencia un dominio transcurrente puro ($\Phi = 0.5$). Por otra parte el régimen transtensivo se expresa en fallas NE secundarias.

1.5. Agradecimientos

Agradezco primero que todo a Dios por las vivencias, crecimiento y aprendizaje durante los años de desarrollo de esta hermosa carrera, pero principalmente por haberme dado la hermosa familia que tengo, gracias a mi papá, mamá, hermanos y sobrinos por el amor incondicional y el apoyo que sentí desde el primer año en Concepción. También agradezco a Andrés Tassara y su proyecto Fondecyt 1151175 Active Tectonics and Volcanism at the Southern Andes (ACT&VO-SA), por la confianza depositada en mi trabajo y por guiarme en este ámbito académico. También agradezco a mi prima Angie Roberta, escapador y Bárbara Meneses, por su compañía y alegría durante los días de terreno, de igual forma a todos mis amigos en Temuco y Concepción, que de alguna u otra forma se hicieron presente día a día, Just Ioleins, mis amigas y rivales, Manu, Gastón, Coto, al Negro que siempre me facilitó un oído y hogar al viajar a conce, a la cachetona, mis amigos de la media. También recordar a quienes aportaron durante todo este tiempo de una u otra forma durante mi tiempo de preparación de esta memoria.

2. MARCO TEÓRICO Y METODOLOGÍA DE TRABAJO

2.1. Conceptos teóricos

Con el fin de responder a los objetivos específicos, se estudiaron las estructuras presentes en el área de estudio. Estas estructuras constituyen superficies o planos de discontinuidad en las rocas muy frecuentes en la corteza terrestre, observables en casi todos los afloramientos y en cualquier tipo de roca (Niemeyer, 1999). El mecanismo de trabajo consiste en medir los indicadores cinemáticos en el plano de falla, lo que en algunos casos reviste un problema, ya que no todas las conservan. Además, es frecuente que no se observe un plano de falla definido, sino que más bien una zona de falla. Éstas pueden presentar material arcilloso (salbanda) y algunas brechas (niveles más superficiales de la corteza, frágil), cataclasisitas (nivel estructural frágil en la corteza) o milonitas (nivel estructural dúctil en profundidad en la corteza terrestre).

El plano de falla (Figura 2.1) es la base de las mediciones de rumbo/manteo (orientación espacial), orientación de la estría (*rake* o ángulo generado entre el plano horizontal y la estría medida en el plano de falla), *trend* y *plunge* (azimut y buzamiento de una línea) y sentido del movimiento de la falla a lo largo de la estría. Estos en su conjunto constituyen un *Datum*. Por otra parte, para diques y vetas, el *Datum* es rumbo, manteo, mineralogía y textura.

Los datos de fallas y sus estrías tomados en distintos afloramientos (agrupados en Sitios Estructurales) son usados para representar el estilo de deformación del área, obtenido mediante análisis cinemático y posterior análisis dinámico de cada agrupación del *Datum* de las estructuras, esto con el objetivo de estudiar el régimen de esfuerzos al que la deformación está ligado.

2.1.1. Conceptos para análisis cinemático

Los ejes de acortamiento y alargamiento máximo comprenden la base del análisis cinemático (ejes P y T respectivamente; Figura 2.2.A y B) que surgen de la representación estereográfica del *Datum* de las fallas a utilizar. Es en esta representación donde los ejes cinemáticos están

contenidos en el plano de movimiento de la falla, a 45° del polo de ésta, lugar donde ocurre la mayor deformación.

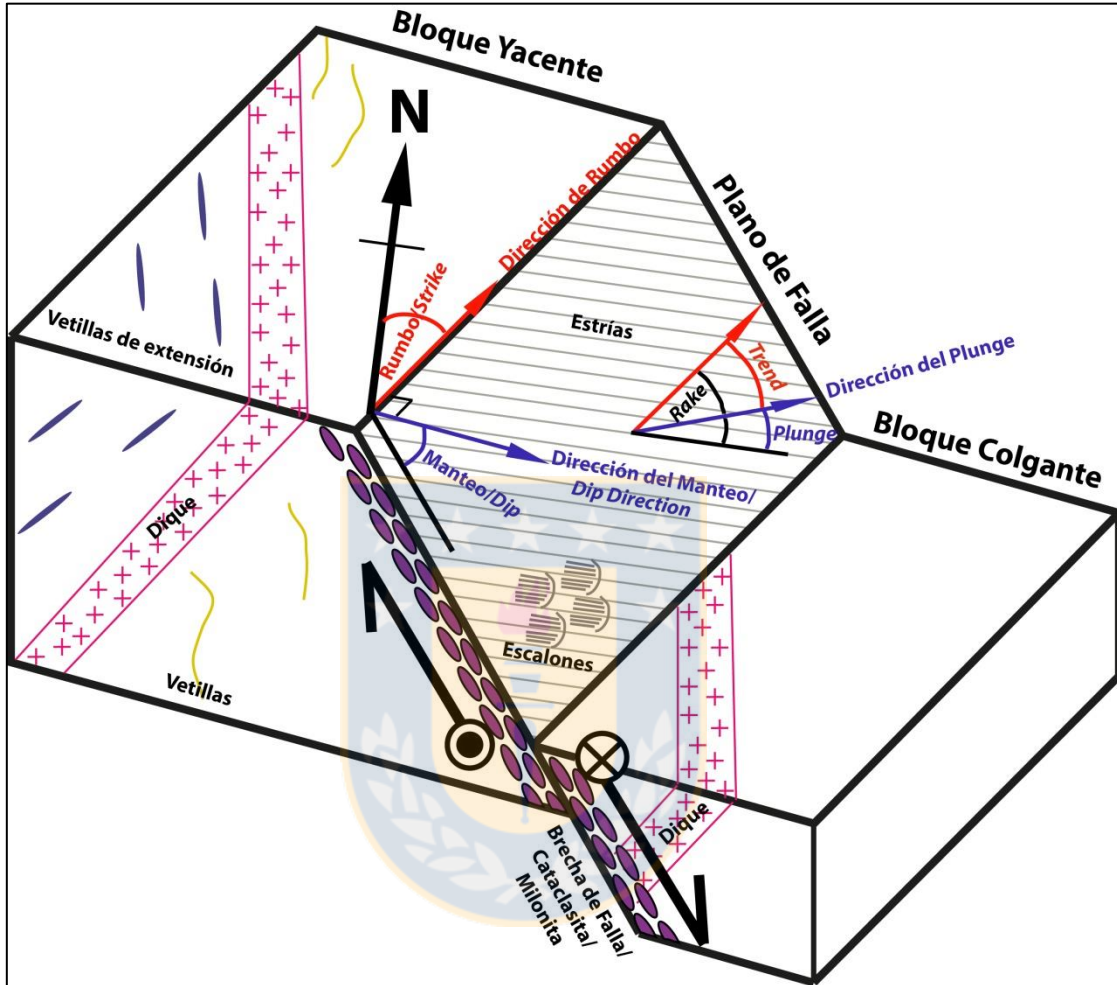


Figura 2.1. Bloque diagrama con los elementos considerados para los análisis.

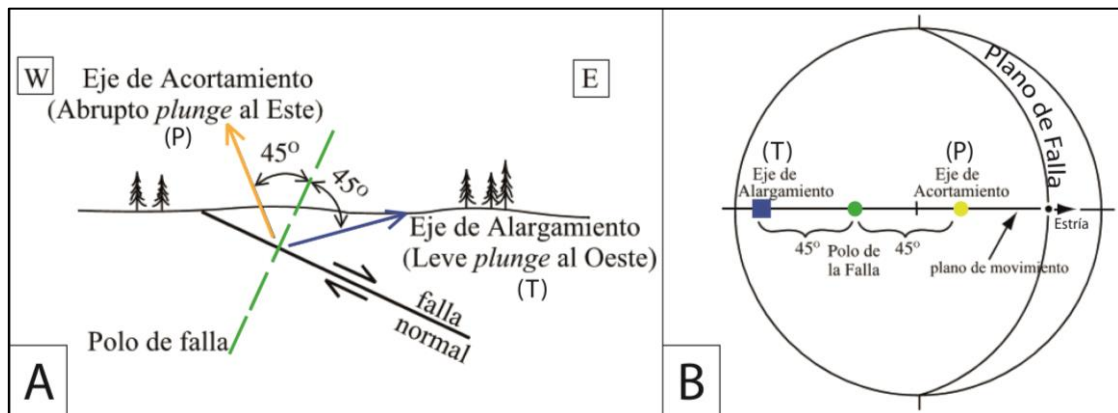


Figura 2.2. (A) Perfil esquemático que muestra plano de falla normal, con los ejes P y T. (B) Representación estereográfica del Datum de la falla (Modificado de Rowland *et al.*, 2007).

Estos ejes cinemáticos, adoptan cierta disposición en la representación estereográfica, interpretado como variaciones espaciales y temporales de la deformación (Allmendinger, 1990), lo que puede generar:

-*Strain* homogéneo (con esfuerzos sin variaciones espacio-temporales; Figura 2.3.A) representado por una agrupación de ejes P y T (*cluster*), en la que puede graficarse los resultados por el método de los diedros o diagrama solución, mediante un valor promedio de los ejes P y T (Figura 2.3.C (1, 2 y 3)).

-*Strain* heterogéneo (Figura 2.3.B) cuando hay variaciones espacio y/o temporal en la deformación representado por una distribución más bien aleatoria de los ejes P y T, por lo que su promedio no es representativo, lo que significa que hay varios episodios de deformación.

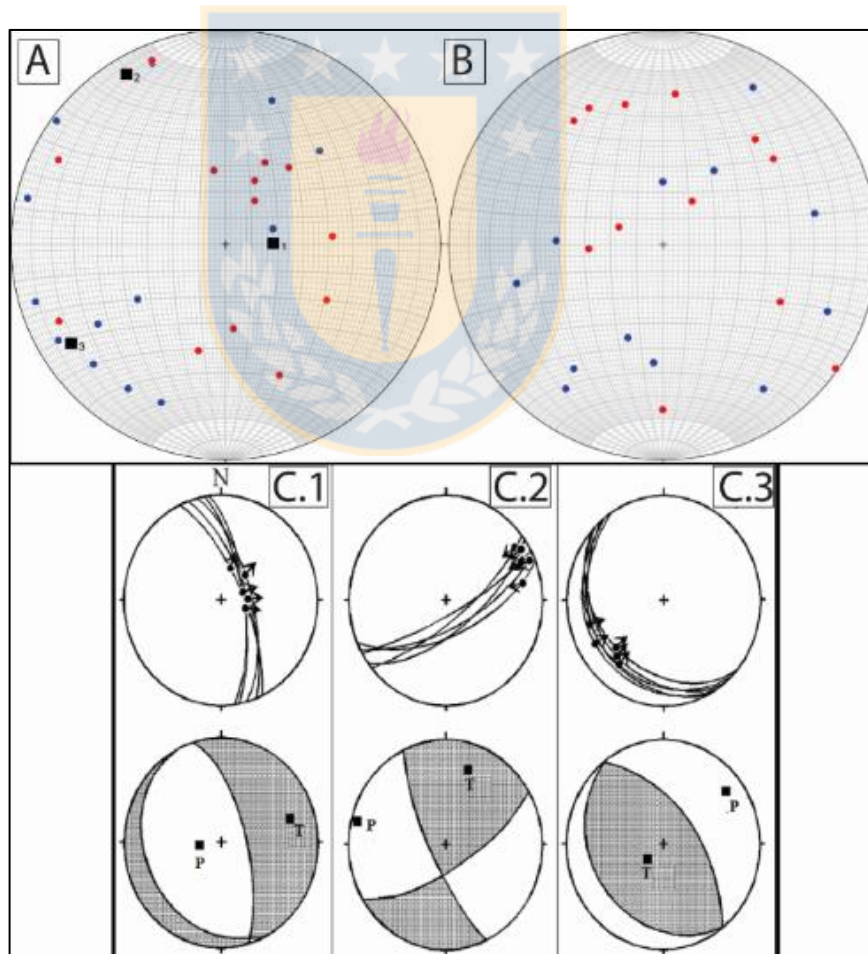


Figura 2.3. (A) Ejemplo de deformación homogénea. (B) Ejemplo de deformación heterogénea. (C.1) Método de diedros de fallas normales (C.2) Método de diedros fallas de rumbo. (C.3) Método de diedros de fallas inversas (Niemeyer, 1999).

2.1.2. Conceptos para análisis dinámico

Las relaciones causa-efecto entre estructuras observadas y los procesos dinámicos involucrados han llevado a una comprensión muy completa del sistema geológico terrestre, basado en nuevas técnicas de análisis que incrementan el número de datos para aprovechar mejor su información.

Un esfuerzo (S_z) aplicado sobre la cara de un cubo orientado tridimensionalmente por ejes de coordenadas x,y,z , puede descomponerse en una normal al plano (σ_z) de la cara sobre la que se aplica este esfuerzo (cara que corta al eje z) y un esfuerzo de cizalla paralelo al plano (τ_z), que a su vez puede ser descompuesto en τ_{zx} y τ_{zy} , según las direcciones de x e y , respectivamente (Figura 2.4.A).

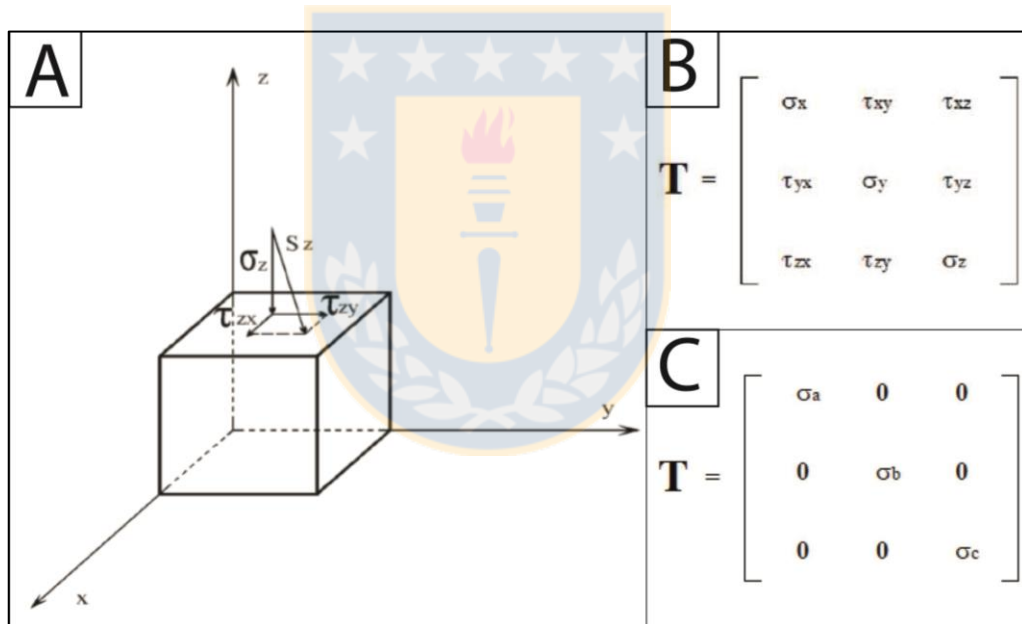


Figura 2.4. (A) Descomposición geométrica del esfuerzo aplicado sobre un cubo orientado según sistema de coordenadas (x,y,z) (Rowland *et al.*, 2007). (B) Tensor de esfuerzos (Ritz, 1994). (C) Tensor de esfuerzo simplificado (Ritz, 1994).

Todas las caras del cubo son sometidas a esfuerzos, que se descomponen como fue explicado anteriormente, lo que genera una agrupación de nueve componentes de esfuerzos, y pueden ser representados por una matriz (tensor de esfuerzos (T); Figura 2.4.B). De esta forma, para obtener los esfuerzos principales $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, se debe cumplir que al definir un sistema de coordenadas en que los ejes ahora son a,b y c , se cumpla que los esfuerzos de cizalla, según los planos de este

nuevo sistema coordenado, sean nulos ($\tau_{ab}=\tau_{bc}=\tau_{ca}=0$). Una vez anulados los componentes anteriormente mencionados, el tensor de esfuerzo se simplifica (Figura 2.4.C), y se obtienen los esfuerzos normales σ_a , σ_b y σ_c (denominados esfuerzos principales y comúnmente se anotan como $\sigma_1>\sigma_2>\sigma_3$, respectivamente según su magnitud).

Para relacionar las magnitudes de los esfuerzos principales, se utiliza el radio de los esfuerzos (stress ratio) $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$; ($0 \leq \Phi \leq 1$), con el objetivo de proponer una clasificación de régimen tectónico, en base al valor del radio de esfuerzo y la orientación de los esfuerzos principales (Ritz, 1994; Figura 2.5).

Tipo tensor de esfuerzo	EXTENSIÓN				TRASCURRENCIA				COMPRESIÓN					
Símbolos de esfuerzo														
	Radio esfuerzo Φ	0.00	0.25	0.50	0.75	1.00	0.75	0.50	0.25	0.00	0.25	0.50	0.75	1.00
Régimen de esfuerzo	EXTENSIÓN RADIAL	EXTENSIÓN PURA	TRANSTENSIÓN	TRASCURRENCIA PURA	TRANSPRESIÓN	COMPRESIÓN PURA	COMPRESIÓN RADIAL							
Relación de esfuerzos	$\sigma_{1V}>\sigma_{2H}=\sigma_{3H}$	$\sigma_{1V}>\sigma_{2H}>\sigma_{3H}$	$\sigma_{1V}=\sigma_{2H}>\sigma_{3H}$	$\sigma_{1H}>\sigma_{2V}>\sigma_{3H}$	$\sigma_{1H}>\sigma_{2H}=\sigma_{3V}$	$\sigma_{1H}>\sigma_{2H}>\sigma_{3V}$	$\sigma_{1H}=\sigma_{2H}>\sigma_{3V}$							

Figura 2.5. Tipos de régimen de *stress* (Modificado de Parfeevets *et al.*, 2012). Nota: σ_{1V} : vertical; σ_{1H} : horizontal.

Es así como el valor Φ y la relación de los esfuerzos principales determinan un estado de esfuerzos (Yamaji, 2000), donde σ_3 es vertical para un régimen compresivo, que varía desde compresión radial hasta compresión uniaxial. Para σ_2 vertical, el régimen es de rumbo, con sus variantes transtensivo ($\sigma_{1V}=\sigma_{2H}$) y transpresivo ($\sigma_{2H}=\sigma_{3V}$), mientras que para σ_1 vertical, el régimen es tensional, que varía desde tensión radial a tensión uniaxial.

Es por este motivo que una zona con información de estados de esfuerzos heterogéneos (que varían espacial y/o temporalmente) se reconoce como tal, por la evidencia que muestran las fallas

generadas en distintos tiempo para un mismo lugar, en donde cierto grupo de fallas responden a un régimen de esfuerzos, mientras que otro grupo de fallas pueden pertenecer a otro régimen pero pertenecer a un mismo sitio.

2.2. Metodología de trabajo

2.2.1. Compilación y análisis de sistemas de Información

Para poder conocer el área de estudio antes de visitarla, se llevó a cabo la observación de imágenes satelitales LANDSAT 8 desde la página web del servicio Geológico de Estados Unidos (<http://earthexplorer.usgs.gov>, de Noviembre de 2015), imágenes de © Google Earth Pro (pre y post- erupción de 2008) y modelos de elevación digital (DEM <http://gdex.cr.usgs.gov/gdex>, con resolución 30 m). A partir del DEM se generan curvas de nivel a través del *software* © ArcGis 10.3, además de un análisis e identificación de lineamientos locales y regionales mediante la herramienta *Hillshade*, cuyo resultado son modelos digitales de terreno que muestran una representación sombreada del relieve del área. Este *Hillshade* genera una sensación de profundidad y alineación en los bordes de valles y laderas de cerros, gracias a los cambios manuales que se le asignan al azimuth y altitud de la luz del sol al incidir en el relieve. Los lineamientos obtenidos en conjunto con el mapa geológico del área, permiten identificar zonas de interés denominados como sitios estructurales de importancia para visitar en terreno.

2.2.2. Obtención de datos en terreno

Comprende un itinerario enfocado en puntos previamente definidos, que fueron llevados a cabo en un total de 22 días entre mediados de marzo hasta abril de 2016, en los cuales se realizaron medidas estructurales (fallas, diques y vetillas) en los afloramientos. Lo anterior, con el objetivo de elaborar un *Datum* confeccionado en una tabla (Figura 2.6) del *software* © Microsoft Office Excel 2003, que contempla:

- Coordenadas UTM, Este y Norte (X e Y, respectivamente).
- Localidad, asociada a una ciudad o río cercano a la toma de datos.

- Sitio estructural, que puede contemplar varias localidades y es la unidad sometida a análisis.
- Rango, corresponde al tipo de dato, tal como falla principal o secundaria, dique, veta, etc.
- Dip direction/Dip*, corresponde a la orientación de la estructura.
- Fault Strike*, o Azimuth de la falla, según regla de la mano derecha.
- Rake*, orientación de estría direccionado con regla de la mano derecha (desde el norte).
- Tipo de falla, normal (N), inversa (I), dextral (D) o sinistral (S).
- Criterio para evaluar la importancia de la falla en el área.
- Categoría para evaluar la calidad de las medidas, según criterio de indicadores cinemáticos. Falla tipo A, que puede presentar crecimiento mineral o dos indicadores cinemáticos; Tipo B, un indicador cinemático claro; Tipo C, un indicador cinemático en malas condiciones y Tipo D, un indicador cinemático deficiente.
- Persistencia o extensión de la estructura.
- Relleno de estructura, ya sea salbanda, o mineralización, vetillas o diques, al igual que la existencia de cataclasita o milonita.
- Roca hospedante de la estructura y si presenta alguna alteración.
- Fotografías del afloramiento.
- Comentarios o muestra orientada, si es que hubiese.

Punto	COORD X	COORD Y	Sitio Estructural	Localidad	Medida (Plano)	Rango	Dip Direction	Dip	Fault Strike (RHR)	Rake	Tipo falla	Criterio	Categoría	Salbanda (m)	Zona de daño (m)	Persistencia	Relleno	Roca	Fotografía	Observaciones
3,1	689545	5249653	1	Río Chaitén	1	Principal	31	85	301	106	ND	Riedel-estrias-escalones-milonita	A	0,25	2	Decamétrica	Milonita, Arcilla, Brecha	Tonalita	1090227-1090246	Falla milonítica
3,2	689531	5249639	1	Río Chaitén	2	Principal	31	60	301	50	SI	Milonita y relleno de Qz-Ep-Chl	D	0,3	2	Métrica	Milonita, Qz-Ep-Chl, Diabasa	Metapelita	1090147-1090264	Cortada por Diabasa muy triturada

Figura 2.6. Tabla de características medidas en terreno para cada falla, conforma el *Datum*.

El itinerario de terreno (Figura 2.7) comenzó entre el 20 y 24 de Marzo de 2016, donde se recorrieron los alrededores del Río Chaitén o Blanco, de interés por escurrir sobre un lineamiento clave que pasa bajo el Volcán Chaitén, y por ser el punto final de varios lineamientos NW-SE que cortan el Cerro Recova ubicado al Este de la ciudad de Chaitén. También se recorrió el camino hacia El Amarillo, lugar ubicado al sur del Cerro Recova y que fueron sugeridos por revisión bibliográfica (Piña-Gauthier y Vega, 2010). Estas localidades fueron trabajadas en

detalle posteriormente y clasificados como localidades de “Río Chaitén” y “SW Cerro Recova”, respectivamente, las que constituyen el Sitio estructural “Sur Volcán Chaitén”.

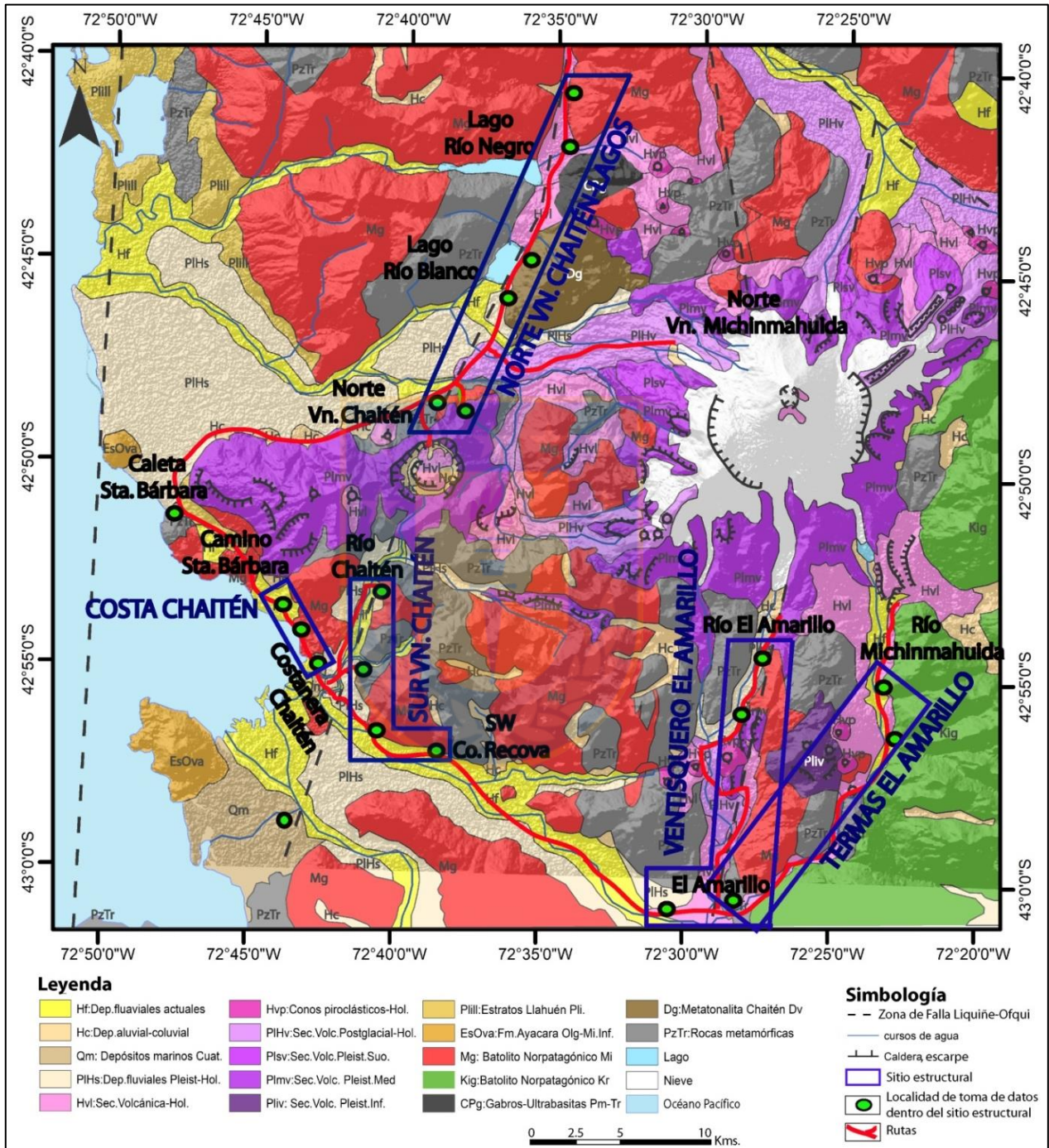


Figura 2.7. Mapa con rutas recorridas, localidades visitadas y Sitios estructurales definidos. Mapa diseñado a partir de datos de Mapa geológico de Chile (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995), actualizaciones del trabajo de Piña-Gauthier y Vega (2010), y modificaciones de este trabajo.

Entre los días 25 y 30 de Marzo de 2016 se recorrieron las cercanías de la localidad de El Amarillo, específicamente en el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui recorrida por el río El Amarillo, que nace del ventisquero del mismo nombre (Sitio estructural “Ventisquero El Amarillo”). Además, se recorrió el sector del Sitio estructural “Termas del Amarillo” en la zona más oriental del área de estudio, en la localidad río Michinmahuida. Del 31 de Marzo al 5 de Abril de 2016 se recorrió la localidad del Norte del Volcán Chaitén y Volcán Michinmahuida, además de los afloramientos que rodean los Lagos Río Negro por el norte y Lago Río Blanco más cercano al CVChM. Estas localidades definen el Sitio estructural “Norte Volcán Chaitén-Lagos”.

Las limitaciones en terreno principalmente corresponden a los lugares de difícil acceso, tales como el Cerro Recova, que constituía un gran sitio a explorar estructuralmente por la gran cantidad de lineamientos que posee, pero su altura, gran cantidad de bosques sin un sendero y mal clima de la zona (fecha de Otoño) hizo prácticamente imposible su ascenso. En general la zona pertenece al Parque Pumalín, que si bien en el sector de Volcán Chaitén y sector de El Amarillo, al sur del Volcán Michinmahuida, tiene senderos claramente marcados, el resto del área es más bien silvestre, por lo que aprovechar el área, fue bastante complejo. El sector nororiental de área de estudio fue prácticamente imposible de recorrer, ya que se debe contar con mayor presupuesto, mulas y personas que conozcan la zona para poder recorrer, ya que carece de caminos y senderos.

2.2.3. Procesamiento de datos de terreno

Con la base de datos, recopilada durante la etapa de terreno, en el *software* Microsoft Office Excel 2010, se procede a dar un formato adecuado para ser utilizada en programas especializados como © FaultKin 7 (Marrett y Allmendinger, 1990) para realizar un análisis cinemático. Esto con el objetivo de obtener los ejes de alargamiento y acortamiento máximo, T y P, respectivamente. Además, cuando la deformación sea homogénea, obtener los diagramas solución de los planos de falla (pelota de playa). Para obtener resultados, es necesario que el *Datum* se ingrese como rumbo, manteo, *rake* o *trend-plunge* (orientación de la estría) y sentido de movimiento (Normal, inversa, dextral o sinistral).

Para el análisis dinámico, se utiliza el *software* © MIM (*Multiple inverse method*) de Yamaji (2000), con el objetivo de determinar *strain* y *stress*. Esto para identificar la cinemática de las estructuras identificadas y su relación con el régimen de esfuerzos, a partir de información heterogénea obtenida de fallas geológicas o mecanismos focales. El *Datum* para este *software* comprende orientación de la falla, *trend/plunge* de la estría, sentido de movimiento y un valor *k*. Este valor corresponde a la cantidad de fallas que agrupa el programa para determinar σ_1 y σ_3 , hasta haber realizado todas las combinaciones posibles entre los datos, en este caso, las fallas. Para el análisis de las fallas en este trabajo, se utiliza un valor $k=5$ (puede variar de 3 a 8), valor sugerido por Yamaji (2000) para bases de datos con número de fallas (N) <100 .

El programa genera dos estereogramas de igual área, conocidos como proyecciones de tipo hemisferio inferior, en los cuales, el de la izquierda (Figura 2.8.) representa σ_1 el de la derecha σ_3 . Estas proyecciones, al ingresar los parámetros descritos anteriormente y tras la combinación de cada subconjunto de fallas, son rellenadas por unos cuadrados pequeños de colores con una cola (*tadpole*), que corresponden a la orientación de los esfuerzos principales.

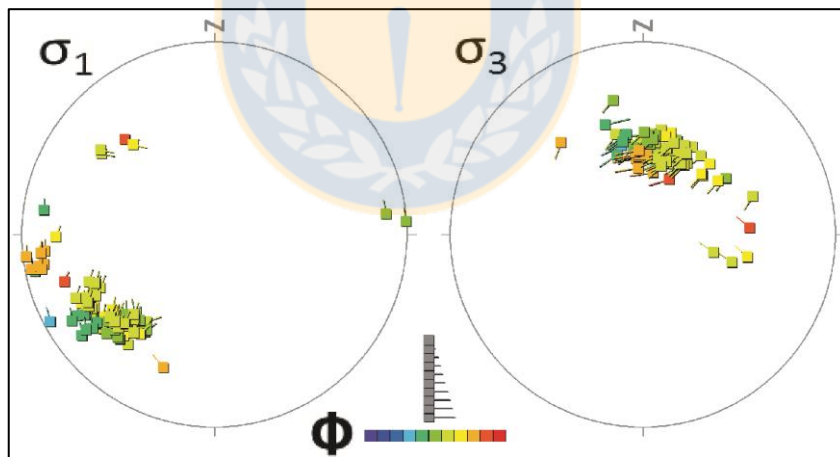


Figura 2.8. Estereograma con distribución de esfuerzos principales del tipo hemisferio inferior e igual área. Muestran una agrupación de los mismos, denominados *cluster*.

Estos cuadrados de colores, al agruparse, generan cluster en cada estereograma, en los que es necesario identificar manualmente los valores para σ_1 , σ_3 y Φ (escala coloreada de 0 a 1), y para poder realizar esto, se identifica cada cuadrado con colores de acuerdo al valor Φ que posea (similares en ambos estereogramas). Además, la cola del cuadrado apunta en la dirección relativa

en la que se encuentra su par en el otro estereograma y una longitud inversamente proporcional al *plunge* de su par, es decir, entre más larga la cola en el estereograma de σ_1 , menor es el ángulo de buzamiento de su par en la proyección de σ_3 .

En caso de ser muy dispersos los datos, el programa sugiere una solución con la cual poder guiar la solución manual de los *cluster*. Una vez obtenido el estado de esfuerzo, el *software* genera una proyección de hemisferio inferior similar a la de los de σ_1 y σ_3 , con un *Datum* de la población de fallas (Figura 2.9.A).

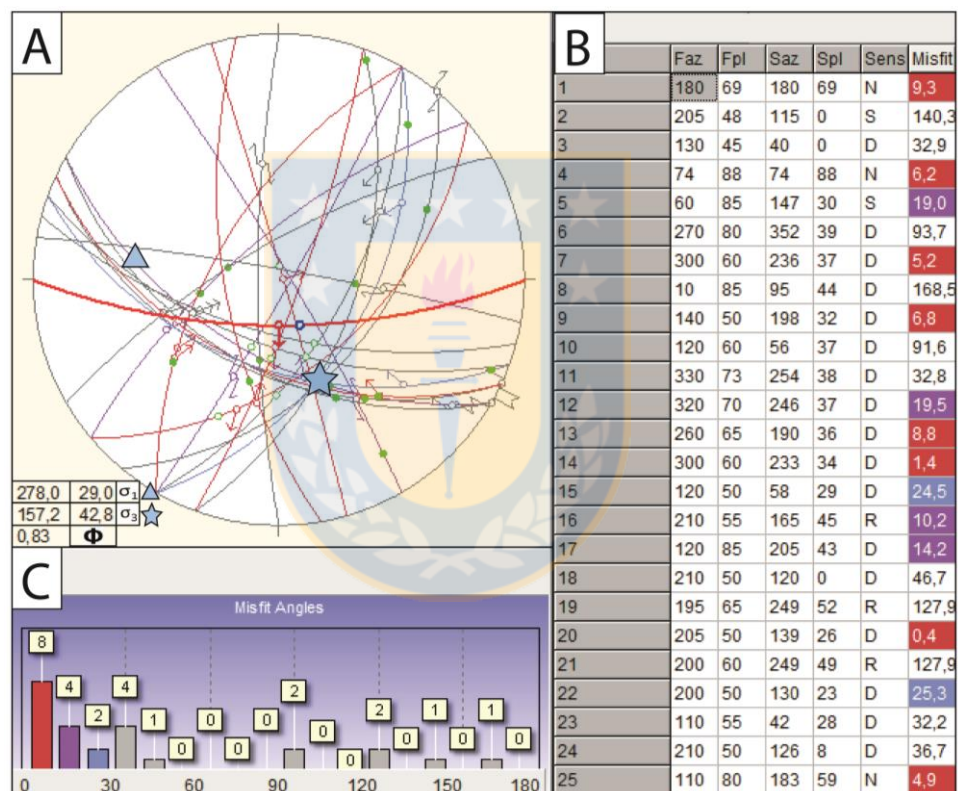


Figura 2.9. (A) Diagrama solución de un estado de esfuerzo, donde el triángulo representa a σ_1 y la estrella a σ_3 . (B) Tabla que muestra las fallas consideradas en el análisis y *misfit* o ángulo de error, de acuerdo al estado de esfuerzo aplicado. (C) Histograma que representa *misfit*.

Dentro de la información que proporciona el programa, está el *misfit angle* o ángulo de error de cada falla (Figura 2.9.B), que estima la orientación que tendrían las estrías en cada falla si fueran el resultado de ese estado de esfuerzo, y las compara con las estrías del *Datum* proporcionado. El resultado se grafica en forma de histograma (Figura 2.9.C), donde la solución más óptima ocurre

cuando la mayor cantidad de fallas presentan un ángulo de error inferior a 30° y el número de éstas decae hacia los valores mayores de ángulos.

Para el caso de las vetillas y diques, se utiliza el *software* © Dips 5.1 (Rockscience Inc) para generar diagramas de densidad de polos luego de introducir los datos de rumbo y manteo. Las vetillas rellenan las fracturas de tensión, al igual que los diques, que requieren espacio para emplazarse, y dependiendo de su disposición pueden asociarse a la extensión en el área, cuya orientación debería ser subparalela a σ_1 (Dresen, 1991). De esta manera, el tratamiento de una población de vetillas y diques muestra sus polos cercano al σ_3 del estado de esfuerzo que las origina, e indican extensión pura y un azimut paralelo a σ_1 (Dresen, 1991), al igual que las fallas normales (Figura 2.10). Por otra parte, las fallas inversas son perpendiculares al esfuerzo principal, y de forma oblicua se tienen estructuras dextrales principales (M), conjugadas con fallas sintéticas (R) y antitéticas (R') (Figura, 2.10).

Todo esto, para finalmente integrar los resultados de ambos análisis, en conjunto con la integración espacial y gráfica de las estructuras encontradas, para generar un modelo estructural para el Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida, generado mediante el programa © ArcGis 10.3.

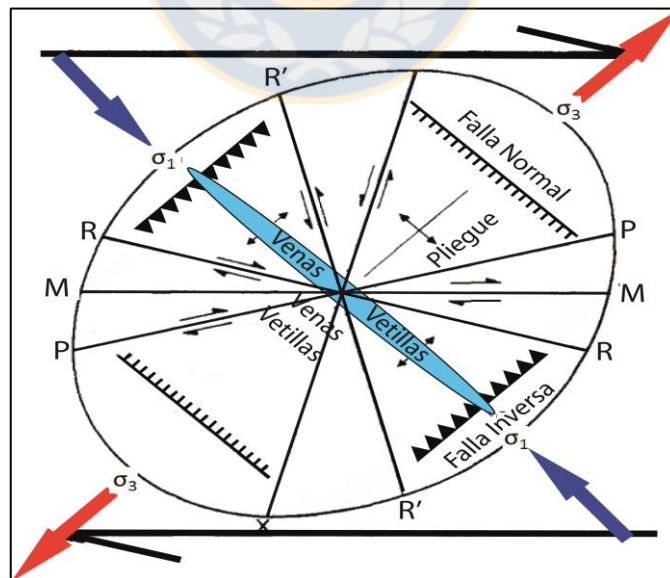


Figura 2.10. Modelo de Riedel. (M) plano principal; (R) y (R') fallas sintéticas y antitéticas, respectivamente; (T) fracturas de tensión; (X) y (P) son fracturas de cizalle adicionales desarrolladas durante la deformación progresiva. Modificado de Hancock *et al.*, (1984).

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1. Marco geológico regional

El Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida (CVChM) es parte de los 13 volcanes que conforman la Zona Volcánica Sur Sur (ZVSS; Figura 3.1.derecha), que se extiende entre los 41,5° S hasta los 46° S y a unos ~270 km al este de la fosa tectónica en el Océano Pacífico (López-Escobar *et al.*, 1995), distancia a la que el grosor cortical bajo esas latitudes alcanza los ~30 km de profundidad (Tassara y Echaurren, 2012).

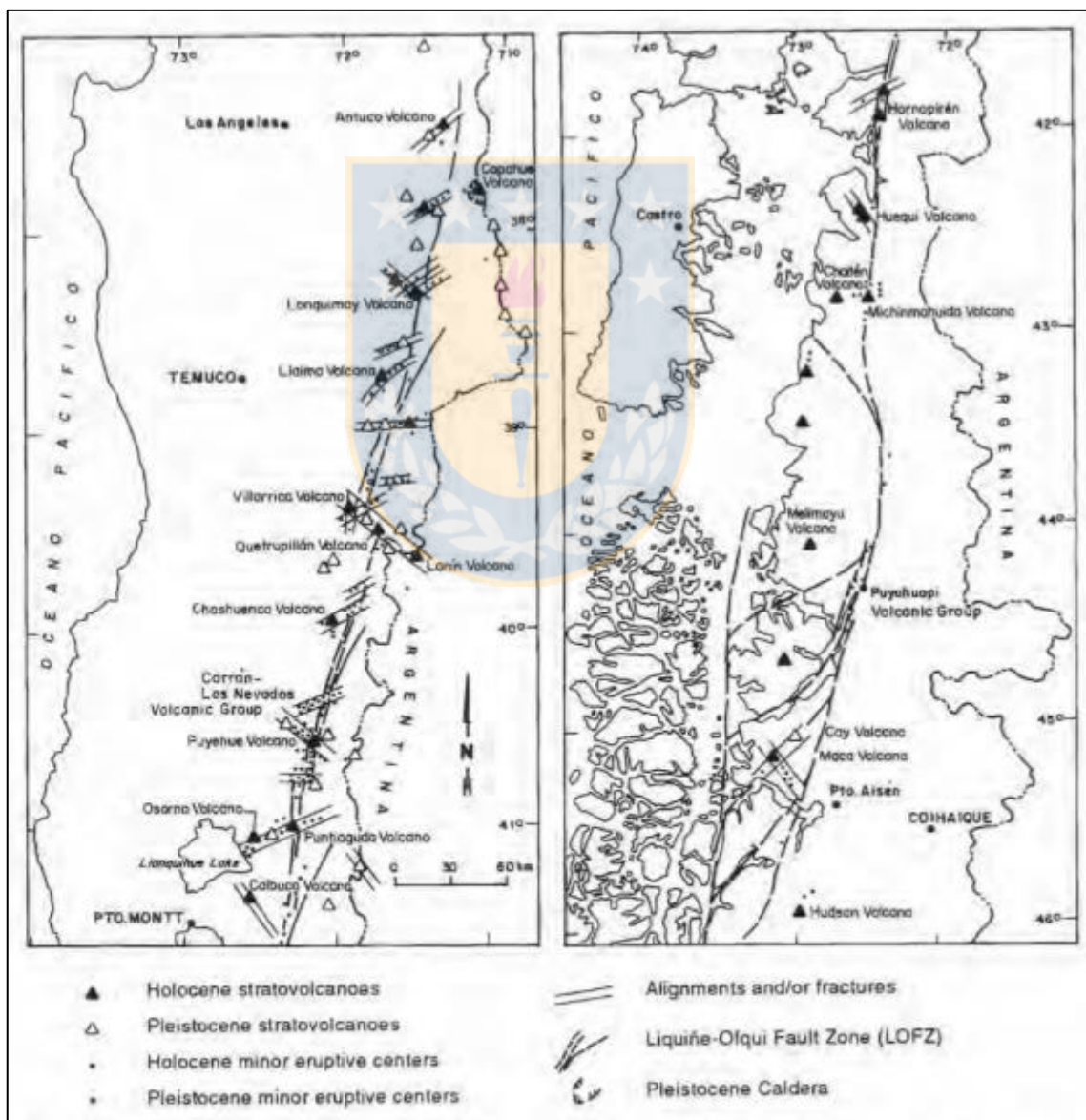


Figura 3.1. Contexto estructural de la ZVS (López-Escobar *et al.*, 1995).

La gran mayoría de los volcanes de la ZVSS yacen sobre rocas metamórficas del Paleozoico, profundamente erosionadas e intruidas por plutones Mesozoicos y Cenozoicos, y en algunos casos están sobre rocas volcánicas del Plioceno (Stern, 2004). En el Pleistoceno Superior evidencian actividad los volcanes Michinmahuida, Hudson, posiblemente Yate y Hualaihué, mientras que los dos primeros eran los que poseían erupciones históricas (Stern, 2004) hasta la reciente erupción del Volcán Chaitén.

Los productos volcánicos para la ZVSS corresponden a basaltos, andesitas “normales” a dacitas, andesitas “mezcladas” a dacitas y escasas riolitas (López-Escobar *et al.*, 1995).

La geología estructural del área regional de la Zona Volcánica Sur, y específicamente la ZVSS, está dominada por un lineamiento NNE de más de 1000 km de largo y que controla el basamento en el cual están emplazados los volcanes, conocida como Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO), previamente denominada por Hervé *et al.*, (1974) como Zona de Falla Liquiñe-Reloncaví, pero que actualmente se estima que llegaría hasta los $\sim 38^{\circ}\text{S}$, en las cercanías del Volcán Copahue. Otros lineamientos de escala regional se encuentran oblicuos respecto a la dirección del arco, y muestran tendencias $\text{N}50\text{-}60^{\circ}\text{W}$ y $\text{N}50\text{-}70^{\circ}\text{E}$ (CVChM), incluso se cree que algunos de los lineamientos NE, se unen a los dos principales lineamientos NNE del SFLO, dando lugar a un dúplex tipo “*strike-slip*” o desplazamiento en el rumbo (López-Escobar *et al.*, 1995).

La gran mayoría de los volcanes de la ZVSS están alineados sobre la traza principal del SFLO ($\text{N}10^{\circ}\text{E}$), claramente visto en el Volcán Hornopirén y el Grupo Volcánico Puyuhuapi, mientras que algunos se encuentran sobre esta estructura, pero están dominados por lineamientos más locales, como en el caso de los volcanes Hualaihué, Yate, Michinmahuida y Maca-Cay que se orientan según una traza $\text{N}50\text{-}70^{\circ}\text{E}$; a diferencia de los volcanes Corcovado, Yanteles, Melimoyu y Mentolat que están localizados 30 kms al oeste del lineamiento principal, y se alinean según una traza $\text{N}40^{\circ}\text{E}$ que une las ramas occidental y oriental del SFLO. Estos últimos volcanes se encuentran localizados en el centro del *Duplex* (Figura 3.1), que sumados a los volcanes Chaitén y Huequi, se alinean en una estructura de orientación N-S.

El CVChM consta de un basamento ígneo-metamórfico de edad Paleozoica, Mesozoica y Cenozoica, además de una cubierta volcano-sedimentaria Cuaternaria. Estas unidades son:

3.1.1. Rocas Metamórficas (PzTr)-Complejo Metamórfico de los Andes Principales (CMAP)

El Zócalo Epimetamórfico (Araya, 1979) corresponde a la unidad más antigua de las que conforman el basamento del CVChM, caracterizada por rocas metamórficas de grado bajo y medio (metareniscas y micaesquistos). Además, incorpora rocas metamórficas mesozonales incluidas en el Complejo Metamórfico Amarillo-Puerto Cárdenas (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995), el que comprende micaesquistos y gneises micáceos de edad Paleozoico Superior, definidos en los cuadrángulos de Michinmahuida, Puerto Cárdenas y Lago Yelcho. Estas últimas, son descritas por Araya (1979) como rocas cataclásticas, con una génesis atribuida a la deformación y metamorfismo durante el Mioceno producido por el SFLO, mientras que Hervé *et al.*, (2016) las incorpora al Complejo Metamórfico de la Cordillera Principal (Main Range Metamorphic Complex; MRMC) como ortogneisses de la falda occidental de la Cordillera de Los Andes, cuyo protolito ígneo cristalizó en el Devónico como un arco de islas acrecionado al margen occidental de Gondwana. Posteriormente estos intrusivos fueron deformados y metamorfizados durante el Cretácico, evidenciado en anillos de crecimiento en zircones, por lo que no corresponden a un mismo complejo metamórfico (Figura 3.2 y 3.3).

Según Hervé *et al.*, (2016), las rocas del Paleozoico para el área de estudio pertenecen al MRMC, divididas en rocas metapelíticas-metapsamíticas y ortogneisses. Las primeras están relacionadas a un origen similar al de la Serie Oriental en el centro-sur de Chile, formado por la sucesiva acreción frontal de metaturbiditas de un prisma acrecionario y que a diferencia de estas últimas, yacen en el flanco occidental de la Cordillera de Los Andes y no en el Batolito Costero, y que son asociadas a afloramientos aislados de rocas metasedimentarias de bajo grado con contenidos fosilíferos del Devónico Medio, conocidos como Pizarras de Buill (Levi *et al.*, 1966; Fortey *et al.*, 1992). Los ortogneisses son descritos en el siguiente subcapítulo.

Estas rocas metamórficas afloran en diversas partes del área de estudio, principalmente en el centro y parte occidental de la misma. En Caleta Santa Bárbara, se reconocen esquistos con dirección y buzamiento general de la esquistosidad entre N36°-47°W/45°NE, además de poseer una esquistosidad S₁ incipiente (Piña-Gauthier y Vega, 2010).

En el sector entre El Amarillo y las Termas del Amarillo se encuentran esquistos con bandas de moscovitas-biotitas intercaladas con cuarzo (milimétricas) cuya esquistosidad presenta una

dirección general entre N52-87°W/75°SW. Al oeste de la localidad de El Amarillo, en dirección a Chaitén a un costado de la Ruta 7 se distinguen rocas fuertemente foliadas, y que en la parte suroriental del área de estudio están en contacto con Tonalitas de biotita de edad cretácica (Kig), contacto por intrusión que se encuentra muy meteorizado (Piña-Gauthier y Vega, 2010).

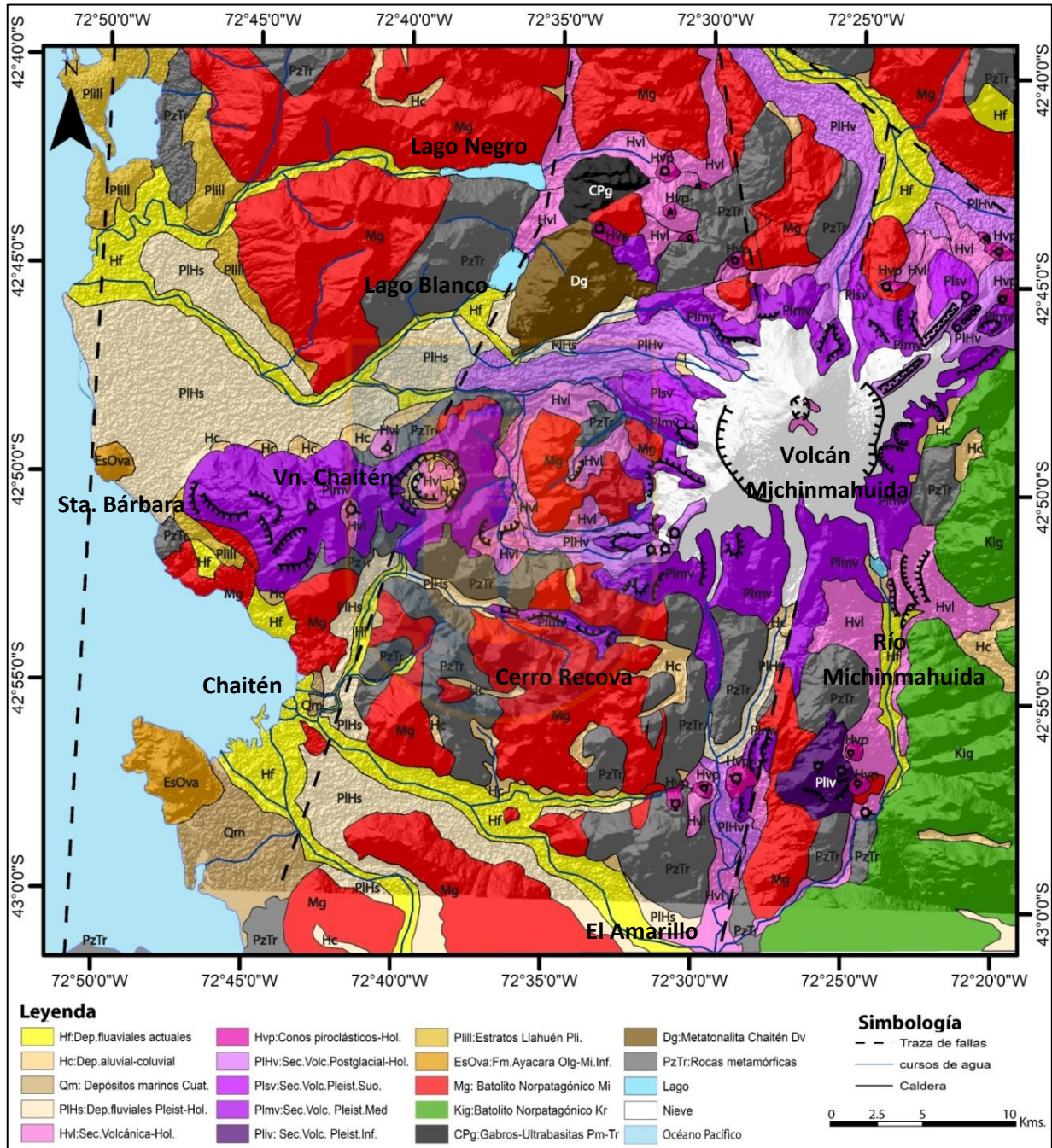


Figura 3.2. Mapa geológico del área de estudio. Basado en SERNAGEOMIN-BRGM, (1995), Piña-Gauthier & Vega (2010) y observaciones de este trabajo.

Al sureste del puente Rayas, se encuentran metarenitas (foliación principal NNE-SSW) con micaesquistos, los que presentan un contacto difuso con una Tonalita de Biotita, perteneciente a los intrusivos miocenos (Mg) que aparecen en la zona.

Además en algunas zonas se observaron afloramientos de rocas Córneas como aureola de contactos de Intrusivos del Mioceno, y algunas Migmatitas entre el contacto de rocas metamórficas con intrusivos miocenos.

3.1.2. Intrusivo Devónico (Dg)-Metatonalita Chaitén-CMAP

Las rocas plutónicas más antiguas en el área de estudio, según el mapa de SERNAGEOMIN-BRGM (1995), corresponden a gneisses granodioríticos de edad Devónico Inferior (U/Pb en Circón de 400 ± 5 Ma.), situados en el sector nororiental del lago Río Blanco (Figura 3.2 y 3.3). La génesis de esta unidad está relacionada a la fusión parcial de una fuente mantélica rica en piroxeno en una zona de supra subducción (Duhart, 2008). En el diagrama de discriminación tectónica de Pearce *et al.*, (1982) se grafica en el campo de granitos de arco volcánico, por lo que su geoquímica muestra anomalías negativas de Nb-Ta y un patrón de REE de pendiente negativa con empobrecimiento relativo de MREE. Además, su posición más cercana a la fosa se debería a la ocurrencia de “*slab rollback* lateral” de la placa oceánica producto de la acreción más al norte de la microplaca Chilenia (Quezada, 2015).

Las posibles rocas encajante serían el Complejo Epimetamórfico Llancahué (Cembrano, 1990), el Complejo Acrecionario Costero (Sanhueza, 1996) y/o el Complejo Metamórfico de la Cordillera Principal (MRMC; Hervé *et al.*, 1988). Este último complejo es al que actualmente es incluido este intrusivo devónico, ya que se asocia a un arco de islas formado sobre una zona de subducción doble que se sumerge hacia el este (recientemente llamado “Chaitenia”), en el borde occidental del Macizo Norpatagónico y al sur de área donde acrecionó Chilenia (Hervé *et al.*, 2016).

Esta Tonalita milonítica de Lago Río Blanco es descrita por Quezada (2015), como un cuerpo de aspecto gneissico cuyo protolito corresponde a una Tonalita de Biotita. Se componen de porfiroclastos de grano fino y dispuestos como agregados de hasta 0,5 mm. Los porfiroclastos de

Plagioclasa son de hasta 2 mm, con macla de Carlsbad y otros con macla Polisintética, ésta última a veces deformada (signo de Milonización). El cuarzo se dispone preferentemente en bandas policristalinas.

La mineralogía metamórfica es de tamaño $<0,2$ mm y está preferentemente como reemplazo selectivo de la mineralogía primaria, caracterizada por epidota (que reemplaza a plagioclasas y en finas vetillas rectas y continuas), actinolita (desusada de grano medio) y clorita (que reemplaza biotitas), lo que evidencia un metamorfismo en facies Esquistos Verdes.

3.1.3. Intrusivo Pérmico-Triásico (PTrg)

Corresponde a Gabros y, en menor proporción, ultrabasitas, con edades K-Ar en plagioclasa y hornblenda comprendidas entre 265 y 245 Ma (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995). Se ubica en la parte norcentral del área de estudio (Figura 3.3).

Quezada (2015) lo clasifica como Metagabrodiorita de Lago Río Blanco (Figura 3.2 y 3.3) y lo describe como un esquisto nematoblástico de actinolita, con escasa biotita, la que se asocia a la esquistosidad principal, y algunos cristales de plagioclasa magmática que fue preservada. Éstos son $<0,5$ mm y evidencian un maclado polisintético no deformado.

Además, hay bandas milimétricas de cuarzo con una incipiente textura BLG (*bulging recrystallization*) y actinolitas asociadas al dominio de las bandas de cuarzo que suele disponerse sin una orientación preferencial.

3.1.4. Intrusivos Cretácicos (Kg)-Batolito Norpatagónico Cretácico

Afloran en sentido NS en la parte oriental del área de estudio (Figura 3.3) y pertenecen al Batolito Norpatagónico (Pankhurt, 1992). Esta unidad se encuentra en contacto por intrusión con metarenitas del basamento metamórfico, y está constituida por Tonalitas de biotita, se encuentran afectadas por una falla dextral de orientación NS y rake de 34° S (Piña-Gauthier y Vega, 2010).

3.1.5. Intrusivos Miocenos (Mg)-Batolito Norpatagónico Mioceno

Corresponden a granitoides de edad miocenos, cuyas dataciones en Hornblenda, Biotitas y roca total arrojan edades que van desde los 8,4 Ma hasta los 19,53 Ma (SERNAGEOMIN-BRGM (1995).

Constituyentes del Batolito Norpatagónico (Pankhurst, 1992), las que están incluidas en la Unidad Tonalítica (Bt) del Batolito Occidental (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995). Ésta es subdividida en Tonalitas foliadas (Bto) con hornblendas y biotitas que subrayan la foliación, y otro conjunto de Tonalitas de hornblenda y biotita (Bt) que gradan desde Dioritas cuarcíferas hasta Granitos, con mayor frecuencia de Tonalitas.

Se distribuyen en casi todo el área de estudio, desde el norte del Lago Río Negro hasta el sector de El Amarillo por el sur (Figura 3.2 y 3.3), como también en la Costanera de Chaitén y camino a Caleta Santa Bárbara (por el oeste), donde presentan gran cantidad de fracturas (orientación NNE-SSW y NE-SW), además de enclaves máficos compuestos de biotitas de grano medio principalmente en tonalitas de anfíbol y biotitas. Muy cercano a este sitio, se encuentra el sector de Fandango, cuyas Tonalitas leucocráticas de anfíbol y biotita integran enclaves máficos subredondeados, además de fracturas de orientación E-W.

Al sur de Chaitén (unos 3 km al sureste), camino a El Amarillo, en el pie occidental del cerro Recova la litología principal constituida por Tonalitas mesocráticas de anfíbol evidencian fracturas rellenas con cuarzo cuya orientación principal son NE-SW.

En el extremo sur del área de estudio, específicamente en el valle del río Michinmahuida, la litología corresponde a Tonalitas leucocráticas de anfíbol y biotita, parcialmente cubiertas por lavas del Holoceno (Hvl) provenientes de los centros eruptivos menores ubicados al oeste del mismo valle. Éstas Tonalitas cuentan con fracturas de orientaciones principales NW-SE, NS y EW.

En el sector norte del Lago Río Negro, está Tonalita está intruida por varios diques félsicos de orientación EW, NS y WNW, cuyos espesores varían de 15 cm a 2 m, además de presentar fracturas con orientaciones principales NS, NE y NW (Piña-Gauthier y Vega, 2010).

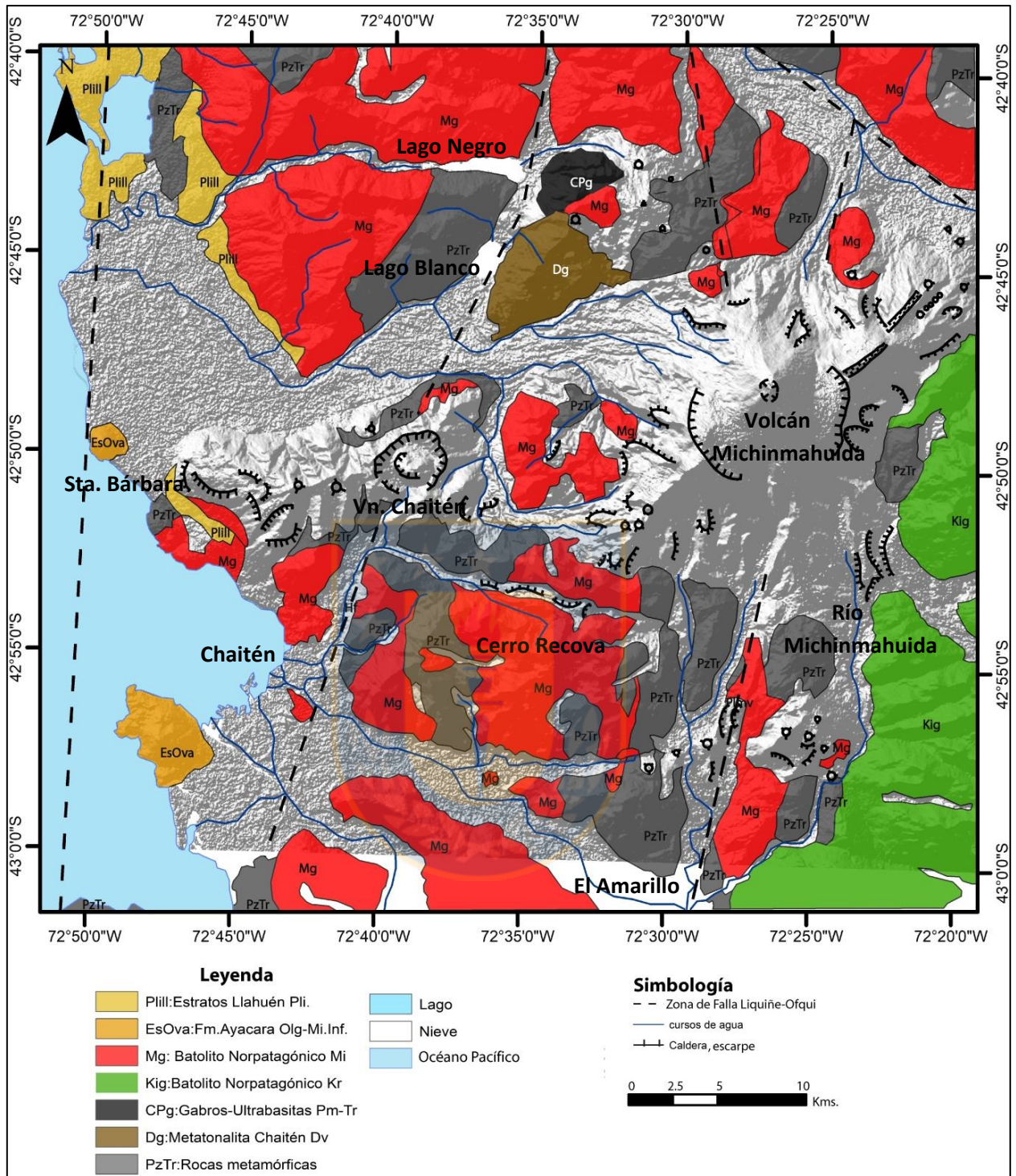


Figura 3.3. Mapa Basamento del área del CVChM. Basado en SERNAGEOMIN-BRGM, (1995), Piña-Gauthier & Vega (2010) y observaciones de este trabajo.

3.1.6. Formación volcano-sedimentaria Ayacara-Puduguapi (EsOva)

Depósitos volcano-sedimentarios (Oligo-Mioceno) de tobas rio-dacíticas y areniscas con estructuras de tipo “*slump*” sin un contacto definido con las demás unidades.

Se distribuye en el Morro Vilcún, en la parte central más occidental del área de estudio y en el Morro al suroeste de la desembocadura del río Yelcho (Figura 3.3). Las relaciones de contacto para el área de estudio son desconocidas, ya que esta unidad fue descrita a detalle en la Península Huequi, al norte de la zona del CVChM (Piña-Gauthier y Vega, 2010).

3.1.7. Estratos de Llahuén (Pill; Araya, 1979)

Agrupación de secuencias volcano-sedimentaria Pleistocena, depositados en forma caótica en ambientes marinos de poca profundidad. Se compone de conglomerados de pocos metros de espesor, con clastos de distinta composición (andesíticos y de granitoides) en una matriz muy fina a muy gruesa con mala selección.

Se distribuyen al suroeste del Cordón Chaitén, en el sector costero desde el río Rayas hasta el norte del río Negro y en caleta Santa Bárbara (Figura 3.2 y 3.3, sector noroccidental del área de estudio) donde sobreyacen al basamento metamórfico (Piña-Gauthier y Vega, 2010).

3.1.8. Unidades volcánicas cuaternarias (Moreno, 1996)

Se definen cinco unidades volcánicas cuaternarias de diferente edad relativa, basándose en criterios fotogeológicos (Figura 3.4).

1. Flujos de lava y conos piroclásticos muy recientes, probablemente históricos (< 500 años?) (Hvl;Hvp): Basaltos de olivino (textura porfídica con masa fundamental hipocristalina, fenocristales de olivino euhedral y plagioclasas sub a euhedral, además de evidenciar un leve magnetismo) moderadamente alterados, que corresponden a centros volcánicos post glaciales de lavas viscosas (Araya, 1979), localizados 10 km al noroeste

del volcán Michinmahuida, cercano a la ruta que conecta Santa Bárbara y Caleta Gonzalo (al este del Lago Río Negro).

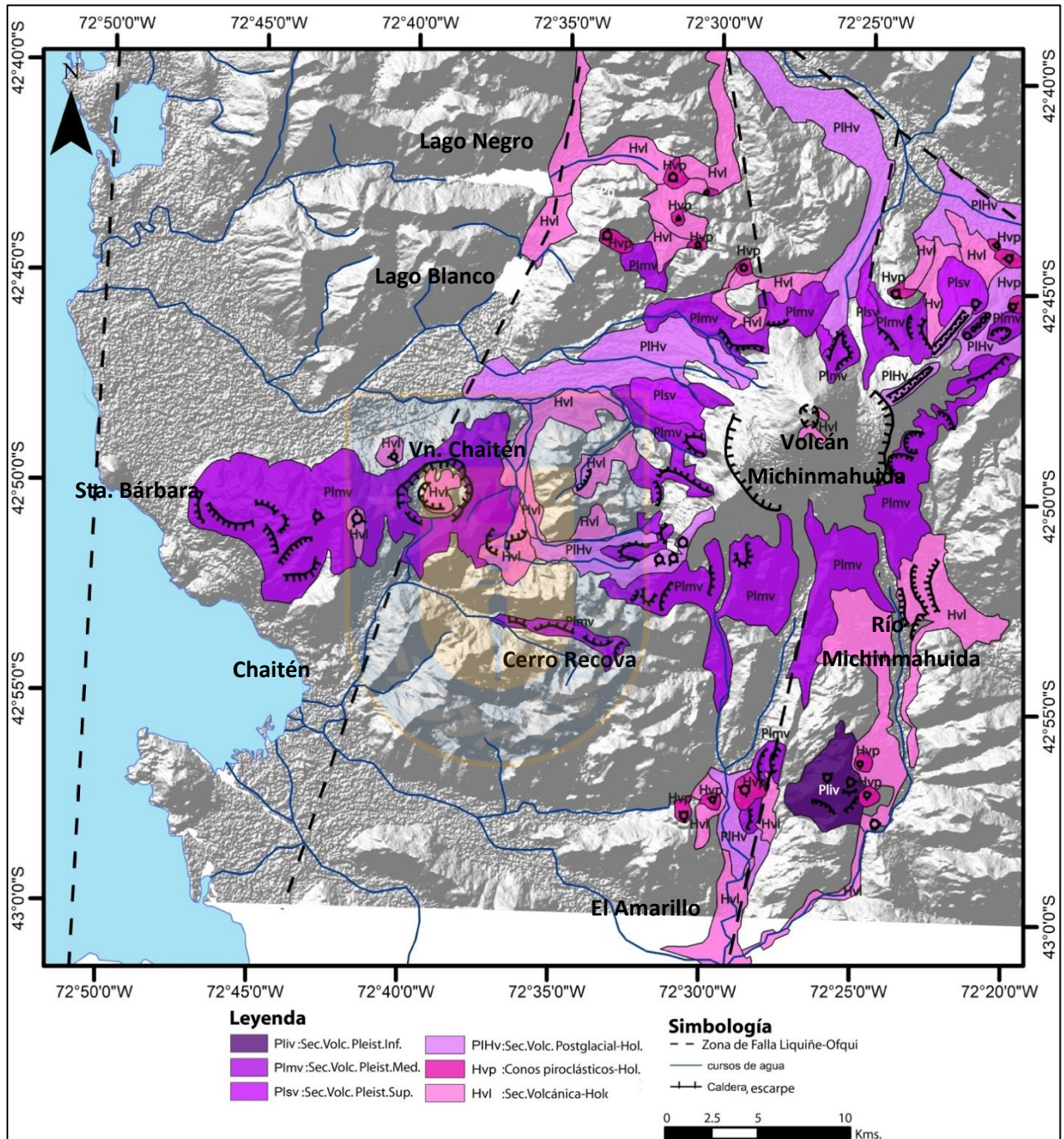


Figura 3.4. Mapa unidades volcánicas cuaternarias del CVChM. Basado en SERNAGEOMIN-BRGM, (1995), Piña-Gauthier & Vega (2010) y observaciones de este trabajo.

2. Flujos de lavas y conos piroclásticos recientes, en las que podría incluirse algunas emisiones históricas (Post glacial; Holoceno $< 0,01$ Ma) (PIHv).
3. Flujos de lavas, domos, conos piroclásticos y estratovolcanes erosionados. Las secuencias rellenan valles glaciales y además cuentan con erosión glacial (Intraglacial, Finiglacial, Postglacial temprano; Pleistoceno Superior Tardío $< 0,1 > 0,01$ Ma) (Plsv).
4. Flujos de lavas, domos y estratovolcanes muy erosionados por la acción glacial, aunque rellenan valles glaciales más antiguos (Pre-última glaciación a Intraglacial; Pleistoceno Superior $< 0,5 > 0,1$ Ma) (Plmv). Se asocia secuencias de lavas andesíticas que sobreyacen al basamento metamórfico en el sector suroriental del puente rayas, que cuenta con un espesor máximo aproximado de 15 m, y una estratificación con una actitud $N35^{\circ}W/35^{\circ}S$.
5. Secuencias volcánicas (lavas, brechas, conglomerados volcánicos, tobas) muy erosionados por la acción glacial. Forman mesetas, cerros mesas, etc. Asociados a estratovolcanes individuales o a cadenas de estratovolcanes antiguos muy erosionados (se estima que son anteriores a las dos últimas glaciaciones; Pleistoceno Inferior a Medio $< 1,64 > 0,5$ Ma) (Pliv).

Las rocas que constituyen el basamento del área de estudio, presentan características geotécnicas, que en términos generales, se encuentran moderadamente a intensamente fracturadas y con importantes discontinuidades (Piña-Gauthier y Vega, 2010).

Las discontinuidades corresponden a diaclasas generadas probablemente durante la exhumación de los cuerpos intrusivos, y particularmente, el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO) determina que las rocas cercanas presenten un mayor fracturamiento que sus pares más lejanos de igual litología. Esto se evidencia según valores de RQD *in situ* calculados (Piña-Gauthier y Vega, 2010) que fluctúan entre 32,6 y 98,77 los que revelan tanto la diferencia en la competencia de las rocas en estudio, como su ubicación en relación al SFLO. Los granitoides localizados en las cercanías de la localidad de Chaitén evidencian un mayor índice RQD, mientras que los más próximos al lineamiento principal del SFLO, exhiben un cierto grado de foliación, y por lo tanto, un menor índice. Por su parte, las rocas metamórficas muestran resultados similares, pero con un RQD considerablemente menor (coherente con la marcada foliación que exhiben). Esto último es observado en Caleta Santa Bárbara, relativamente distante al SFLO, donde las rocas muestran mayores índices de RQD.

4. RESULTADOS

4.1. Lineamientos

Para el área de estudio del CVChM, se identifican lineamientos mediante el procesamiento de imágenes DEM (modelos de elevación digital) en el *software* © ArcGis 10.3, para lo cual se utiliza la herramienta *Hillshade*, con diferentes variaciones en el azimut del sol e inclinación, a los que además se adicionan los lineamientos observados por Piña-Gauthier y Vega (2010) en su memoria e informe de 2010 y en su publicación de 2013, trabajos que se complementan con los propuestos por Wicks *et al.*, (2011) (Figura 4.1.).

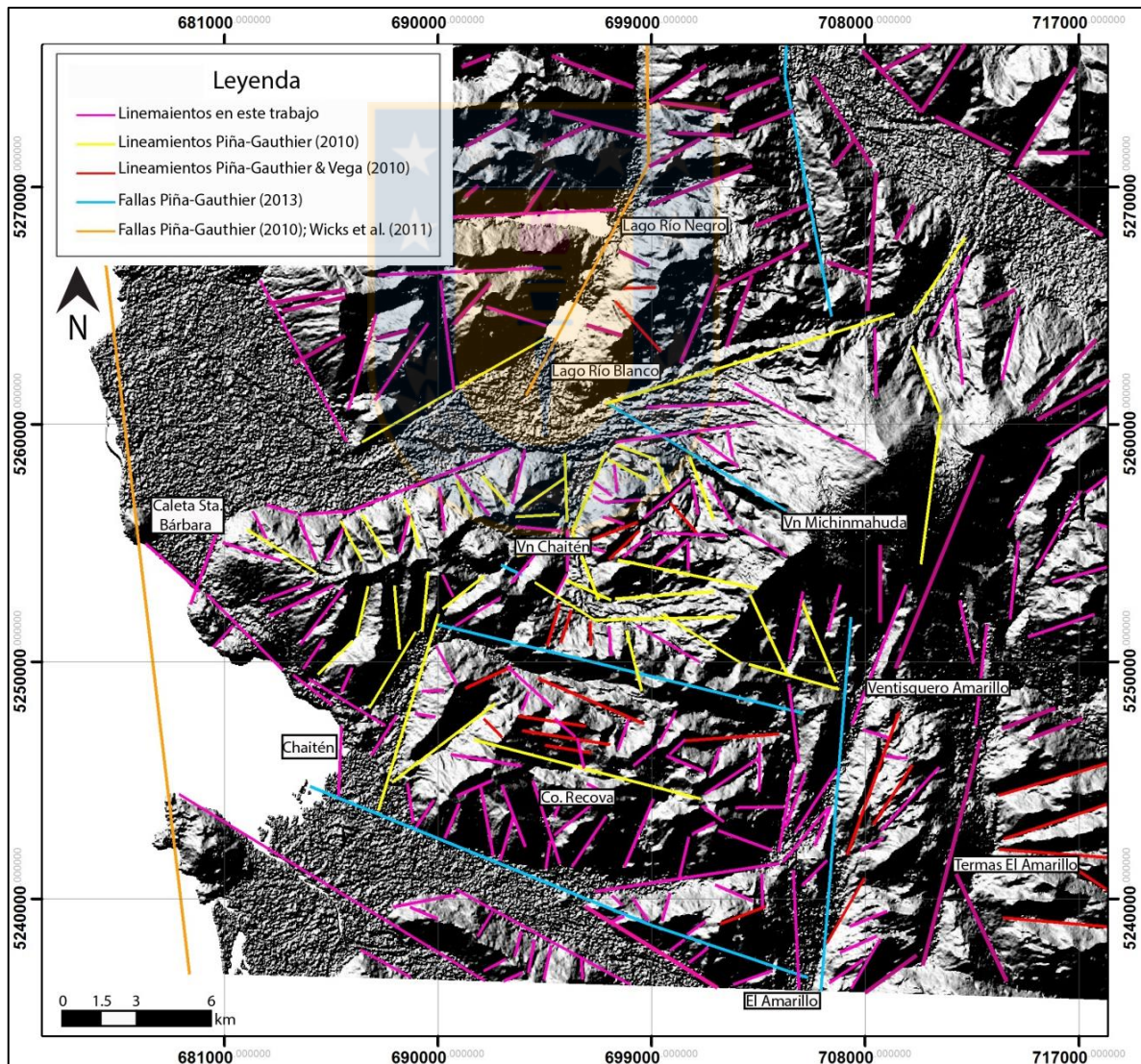


Figura 4.1. Mapa Lineamientos del área de estudio.

Existen tres tendencias claras de orientación de los lineamientos (NNE-SSW, NE-SW y NW-SE), la principal es NNE-SSW, y en general todas las NS, asociados a la influencia del Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO), que destacan por su extensión y ser ocupadas por grandes cursos de agua, valles glaciales y quebradas principales distribuidos en la parte Este del área de estudio.

Los lineamientos de orientación NW-SE corresponden a estructuras de gran importancia, ya que destacan claramente en el relieve, principalmente en el Cerro Recova, al sur del volcán Chaitén y en la parte centro-sur del área de estudio. Estos lineamientos son de gran extensión y podrían constituir estructuras de interés regional.

En menor medida se identifican algunos lineamientos de orientación E-W, ubicados en la parte central de la zona de interés (Figura 4.1).

4.2. Sitios estructurales

Los lugares visitados durante terreno, de acuerdo a su información y relevancia dentro del área, forman “Sitios Estructurales”, que permiten analizar la deformación y el estado de esfuerzos localmente. Se establecen 11 localidades y 5 sitios, los cuales se describen a continuación:

4.2.1. Sitio estructural Sur Volcán Chaitén

Este sitio estructural está dominado por un lineamiento casi N-S, surcado por el río Chaitén o Blanco. Este río está ubicado en el sector sur-oeste del área de estudio, donde desciende desde el flanco sur del Volcán Chaitén en línea recta hacia el sur, y desemboca en el Golfo Corcovado a la altura de la ciudad de Chaitén. En la parte nororiental del sitio, el río bordea el Cerro Recova, lugar donde afloran Tonalitas en una pared escarpada con altura de 1045 m s.n.m. aproximadamente. Este Cerro está constituido por rocas intrusivas y metamórficas, que se disponen en contactos irregulares que han sido trazados mediante fotointerpretación, además de disponer de Milonitas y Cataclasitas, éstas últimas con relleno mineral y alteración hidrotermal (brechas hidrotermales en algunas partes). De acuerdo a la importancia del sitio estructural, por

su cercanía al Volcán Chaitén, y estar sobre uno de los lineamientos más importantes del área, se subdivide en dos localidades: Río Chaitén y SW Cerro Recova.

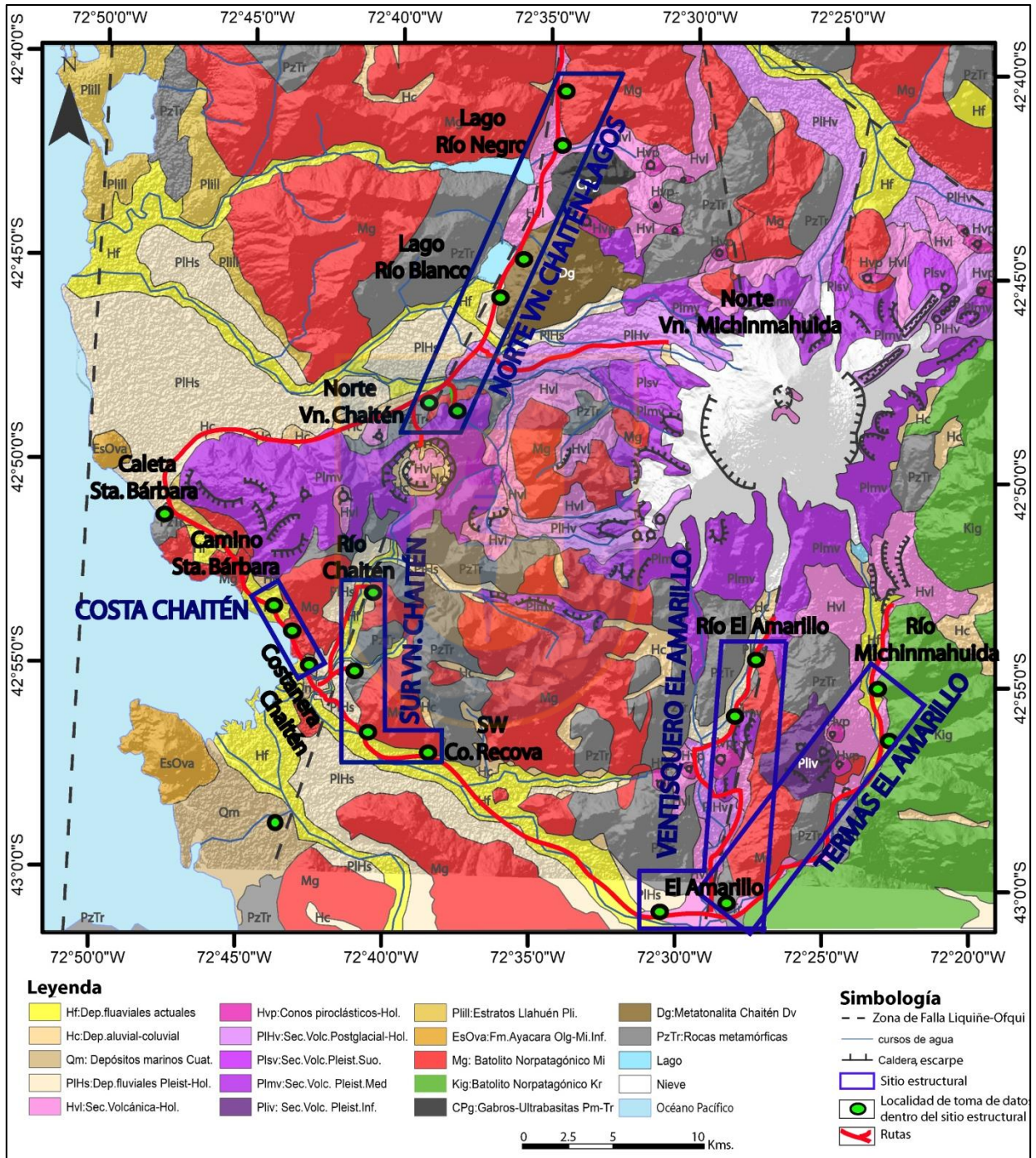


Figura 4. 2. Mapa de sitios estructurales utilizados para el área de estudio.

4.2.1.1. Localidad Río Chaitén

Corresponde al sector nororiental del Cerro Recova, lugar donde se realizaron 7 mediciones, de las cuales 6 son en rocas intrusivas, específicamente Tonalitas, y una en rocas metamórficas. Algunas de las fallas medidas en esta localidad son de una gran calidad, ya que constan de milonitas (Figura 4.3.D) y estrías de falla muy marcadas (Figura 4.3.C), además de cataclasitas y relleno de zeolitas en las brechas hidrotermales encontradas (Figura 4.3.B). Las zonas de daño abarcan 2 m aproximadamente, incluidos los núcleos de cataclasitas, milonitas, vetillas y diques. La mayoría de las fallas son del tipo transcurrente sinistral inversa de alto ángulo, orientadas NW-SE (Figura 4.3.A), y otras transcurrentes dextrales con orientación NE-SW y cuyo relleno son en vetas en echelón de zeolitas, cataclasitas y diques de diabasa (Figura 4.3B). Otra falla dextral de orientación casi N-S y *Dip Direction/Dip* de 97/20, evidencia desplazamiento de un dique de diabasa (Figura 4.3.B), estrías y escalones que permiten asignar un *rake* de 40°. Esto, en conjunto con otra falla similar que desplaza un sistema conjunto de fallas asociadas muestran similitud con el lineamiento propuesto para esta localidad.

4.2.1.2. Localidad Sur-Oeste Cerro Recova

Corresponde al sector al sureste de la localidad de Chaitén, y comprende los afloramientos al borde del segmento de la Carretera Austral que conecta Chaitén con la localidad de El Amarillo. Las rocas corresponden a Tonalitas pertenecientes al Cerro Recova, pero a diferencia de la localidad anterior, éstas están en el sector más sur. Las fallas de esta localidad cuentan con superficies bastante limpias para medir estrías, escalones y relleno mineral de epidota-clorita, por lo que las zonas de daño prácticamente ausentes y la gran mayoría sin salbanda. De las 6 fallas medidas en esta localidad, 5 son sinestrales inversas cuya orientación preferente es NW-SE a WNW-EEN, y una de ellas es sinistral normal con mineralización de atacamita, goethita y pirolusita (Figura 4.4) de orientación cercana a la E-W, todas con un manteo que bordea los 60°, pero difieren en la dirección de este mismo.

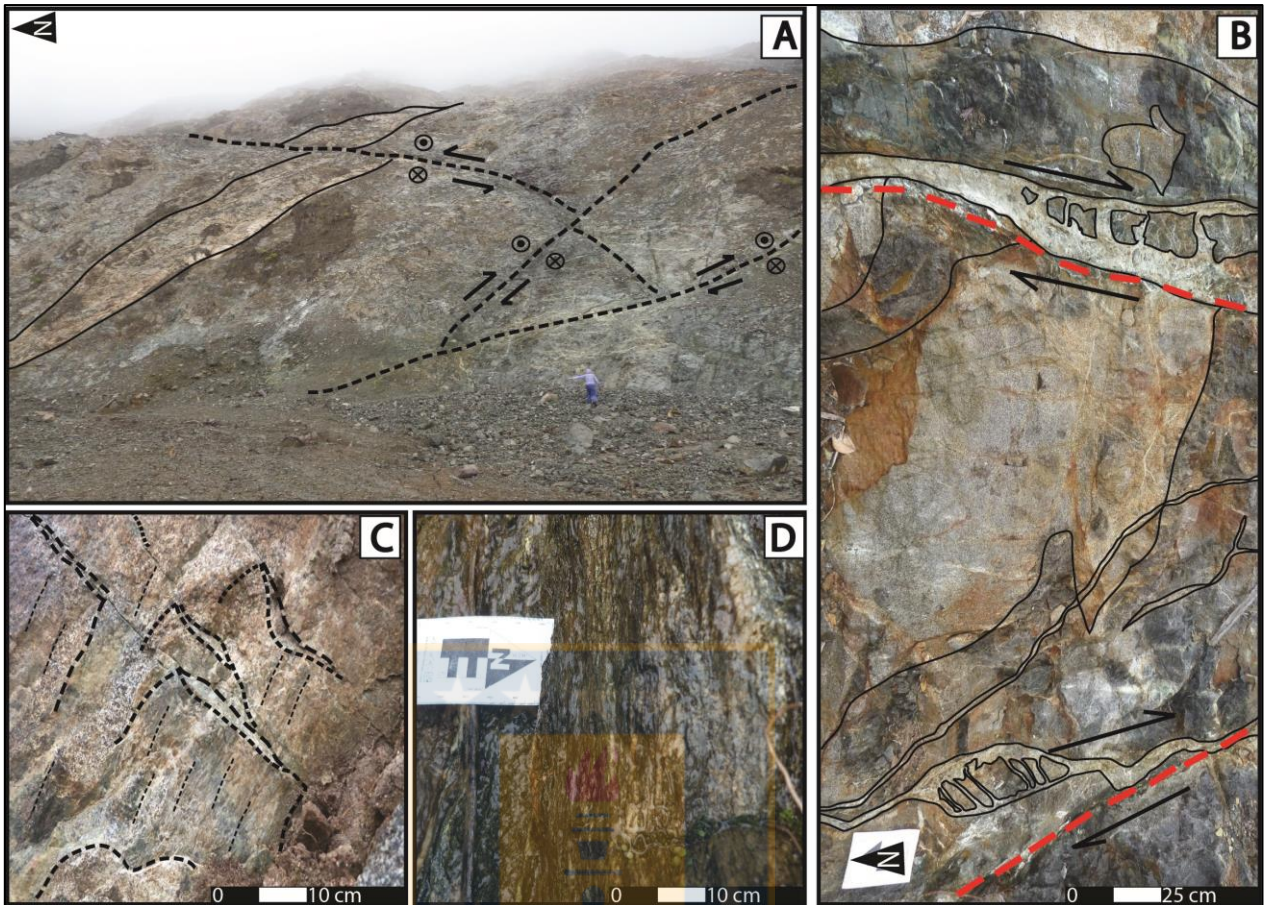


Figura 4.3. (A) Fallas NW-SE sinistral inversa de alto ángulo. (B) Brecha Hidrotermal con relleno de zeolitas, que ocuparon zonas de debilidad en un dique de Diabasa. (C) Estrías y escalones en un plano de falla. (D) Milonitas en zona de falla NW-SE.

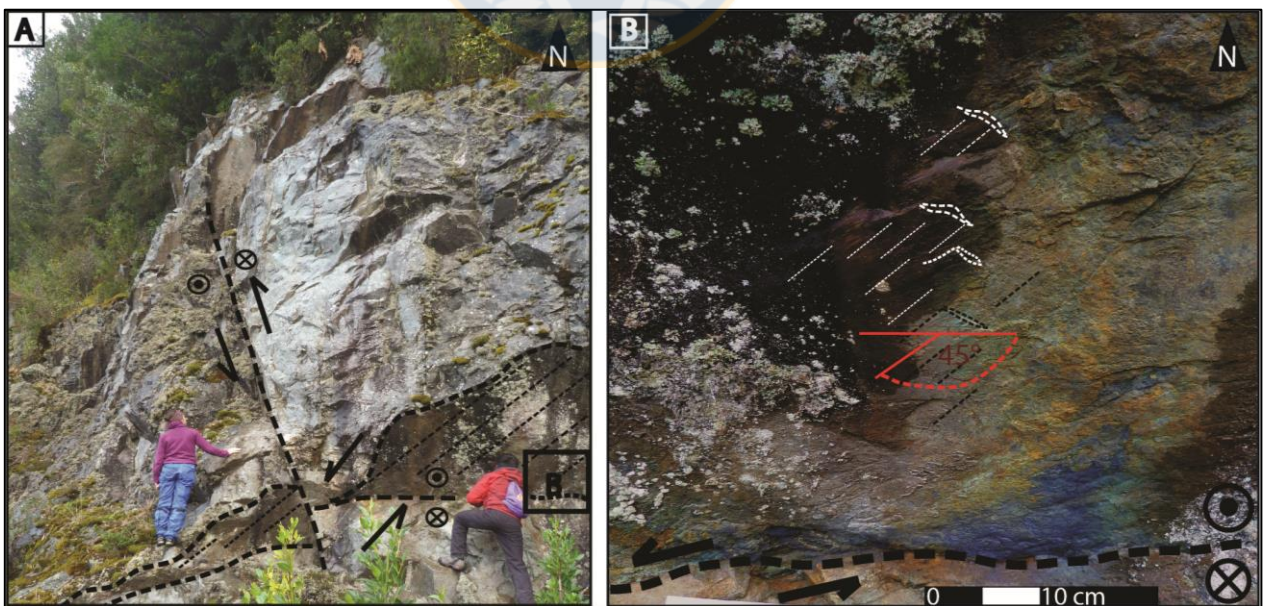


Figura 4.4. (A) Fallas NW-SE sinistral inversas y E-W sinistral normal. (B) Plano de falla del afloramiento (A) con estrías y escalones, además de mineralización de pirolusita, goetita y atacamita.

4.2.1.3. Análisis cinemático

El sitio estructural Río Chaitén muestra una deformación homogénea según la agrupación de ejes P y T, con lo cual se determina los ejes promedio de acortamiento máximo ($237^{\circ}/16^{\circ}$) y alargamiento máximo ($89^{\circ}/72^{\circ}$) (Figura 4.5.A). La cinemática registrada para el sitio es inversa con leve componente transcurrente (Figura 4.5.B).

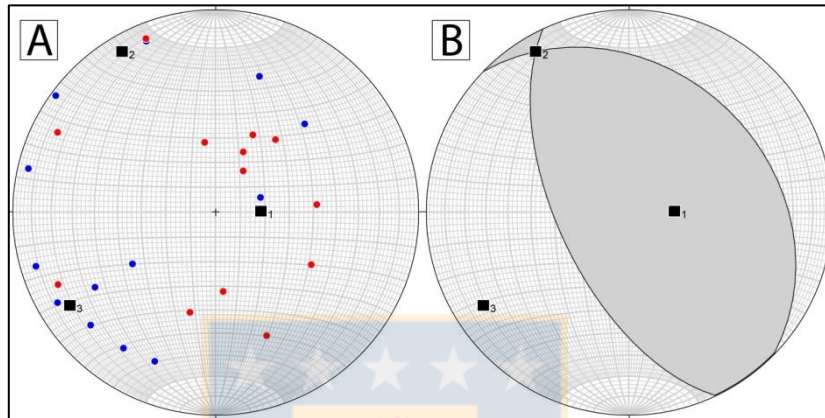


Figura 4. 5. Resultados de las 13 fallas del sitio Sur Volcán Chaitén (A) Distribución de ejes P y T. (B) Diagrama solución.

4.2.1.4. Análisis dinámico

Los datos se agrupan en *cluster* bastante notorios, con un valor Φ de 0,6 (régimen compresional), y la solución resulta en un $\sigma_1:235^{\circ}/29^{\circ}$ y $\sigma_3:18^{\circ}/56^{\circ}$ (Figura 4.6). El eje de acortamiento máximo coincide bastante bien con el σ_1 , a diferencia del eje de alargamiento máximo y el σ_3 .

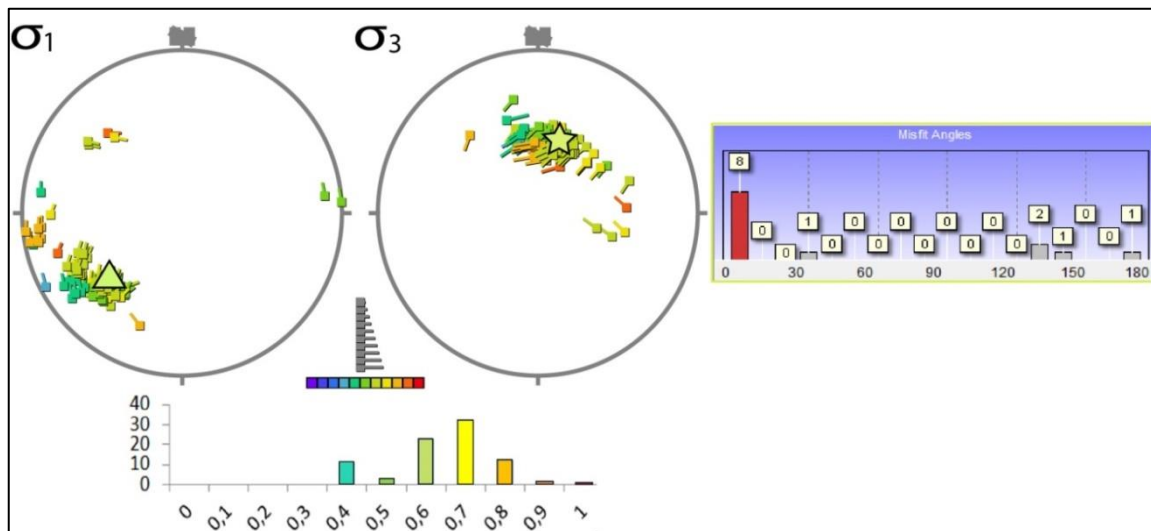


Figura 4. 6. Estado de esfuerzos para Sitio estructural Sur Volcán Chaitén. 13 fallas.

4.2.1.5. Síntesis Sitio Estructural Sur Volcán Chaitén

La distribución de los ejes de acortamiento y alargamiento máximo ($237^{\circ}/16^{\circ}$ y $89^{\circ}/72^{\circ}$, respectivamente), obtenidos del análisis cinemático coinciden parcialmente con la de los esfuerzos $\sigma_1:235^{\circ}/29^{\circ}$ y $\sigma_3:18^{\circ}/56^{\circ}$ (análisis dinámico). Esto evidencia una deformación homogénea y dominada por una cinemática inversa (Figura 4.5.B), que se condice con el régimen de esfuerzo obtenido para el sitio estructural, ya que dada la distribución de los esfuerzos σ_1 , σ_2 , σ_3 (Compresional, con σ_1 - σ_2 horizontales y σ_3 subvertical, Figura 4.7.B y C) y un valor Φ de 0,6, se obtiene un régimen de esfuerzo de compresión pura. Además, al comparar las fallas medidas en el sitio con los lineamientos propuestos (Figura 4.7.A), se obtiene una coincidencia bastante notoria e importante, principalmente en los lineamientos NW-SE (abundantes en el área) y el de orientación NNE-SSW, que pasa bajo el Volcán Chaitén.

4.2.2. Sitio Estructural Costa

Este sitio dispone de dos localidades, las que se ubican en la misma ciudad de Chaitén, específicamente en la costanera, y en el camino hacia Caleta Santa Bárbara, en las cuales se miden 11 fallas. Los afloramientos corresponden a Tonalitas miocenas pertenecientes al Batolito Norpatagónico. La calidad de los afloramientos permitió obtener buenos datos, de los cuales se desprende que en este sitio, la orientación y desplazamiento de las estructuras es bastante aleatorio, sin embargo, los resultados se ven consistentes y relativamente homogéneos.

4.2.2.1. Localidad Camino Santa Bárbara

Se encuentra camino a Caleta Santa Bárbara, unos 2 km al noroeste de la ciudad de Chaitén. Los afloramientos están en la costa occidental de la carretera, en dirección al norte, y constan de rocas intrusivas tonalítica. Las fallas son de una orientación NE-SW con un manteo $\sim 70^{\circ}$ tanto al NW como al SE, cuya cinemática es normal sinistral para 3 fallas, y normal dextral para 2 (Figura 4.6.A). Las fallas inversas se disponen principalmente en una orientación casi E-W, además de poseer un componente de transurrencia dextral. En general, las estrías y escalones encontrados en los planos de fallas estaban limpios y algunos con relleno mineral de calcita-epídota.

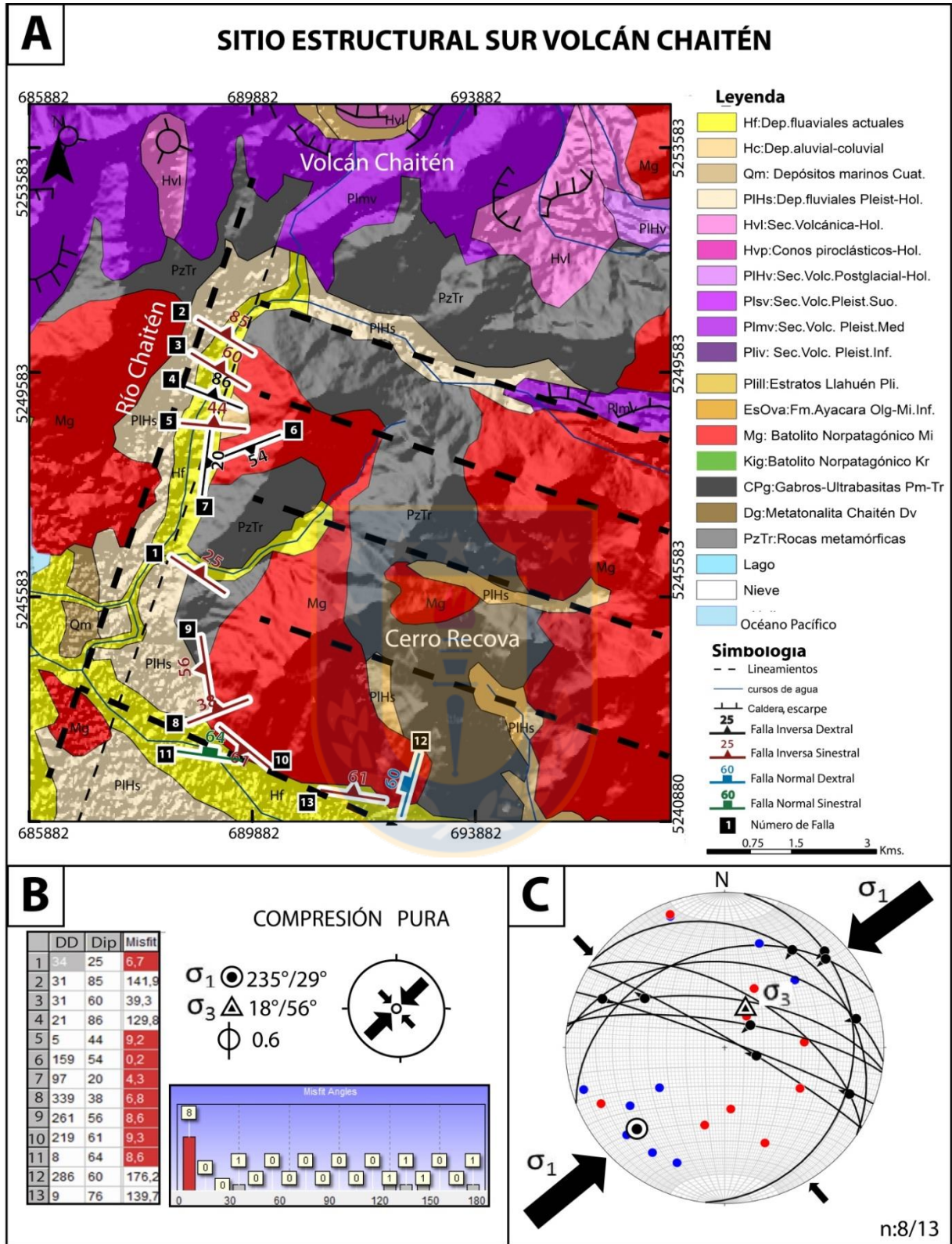


Figura 4.7. (A) Mapa geológico del sitio Sur volcán Chaitén, con las 13 fallas medidas, su cinemática y relación con lineamientos planteados. (B) Tabla de Dip Direction/Dip y Misfit (grado de coincidencia de las fallas en respuesta al esfuerzo principal) de las fallas, con el régimen resultante del análisis dinámico. (C) Estado de esfuerzo.

4.2.2.2. Localidad Costanera Chaitén

En esta localidad sólo fueron medidas 3 fallas, específicamente en el puerto de la ciudad de Chaitén. Las fallas cuentan con orientaciones y rellenos en los planos de fallas similares a la Localidad de Camino Santa Bárbara, es decir, una falla sinistral-normal con orientación NE-SW y una falla sinistral-inversa de orientación NW-SE. Además, se agrega una falla con excelente calidad en sus indicadores cinemáticos, y un relleno de salbanda de pocos centímetros, lo que las diferencia de las otras. Esta última, posee una orientación NE-SW y carácter inverso con transcurrencia dextral (Figura 4.8.B).

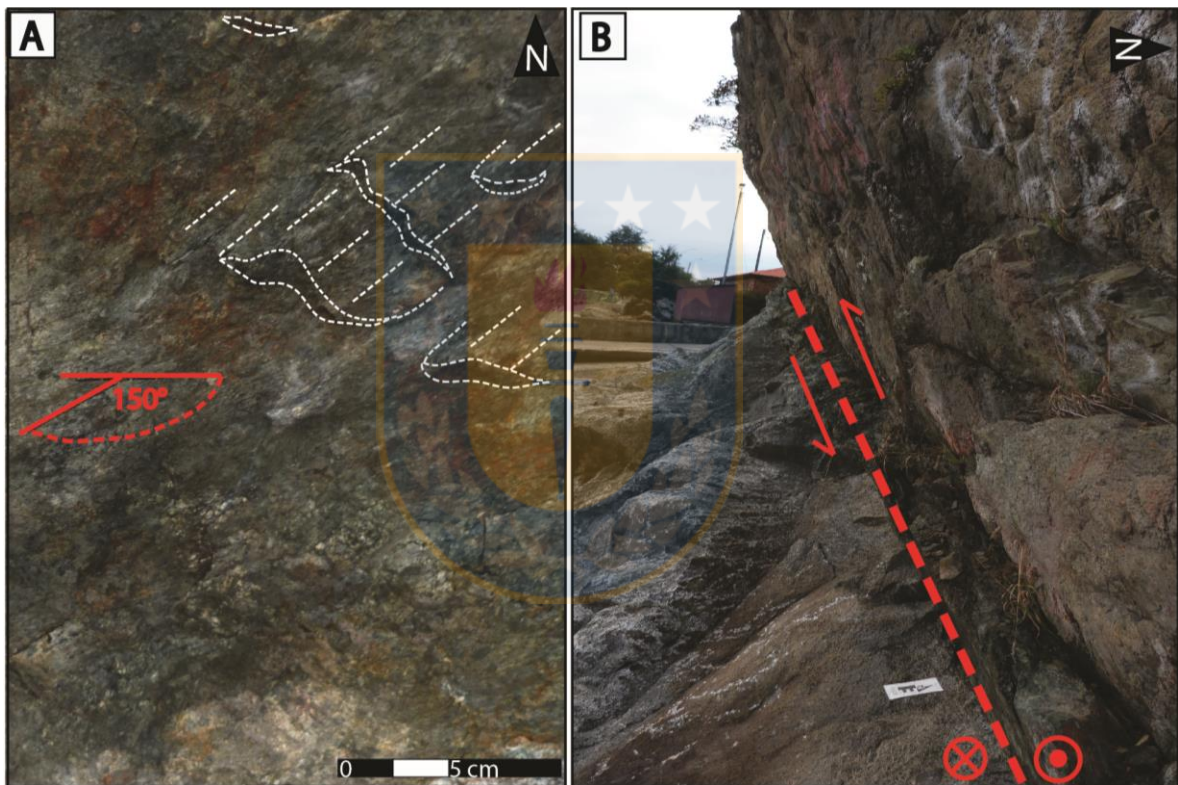


Figura 4. 8. (A) *Rake* medido en estrías de falla dextral con escalones. (B) Falla inversa dextral en Costanera Chaitén.

4.2.2.3. Análisis cinemático

La distribución de los ejes P y T indica una deformación relativamente homogénea, con una orientación promedio de acortamiento máximo de $19^{\circ}/44^{\circ}$ y de alargamiento máximo de $121^{\circ}/12^{\circ}$ (Figura 4.9.A). La cinemática para el sitio estructural Costa es normal con un componente transcurrente (Figura 4.9.B).

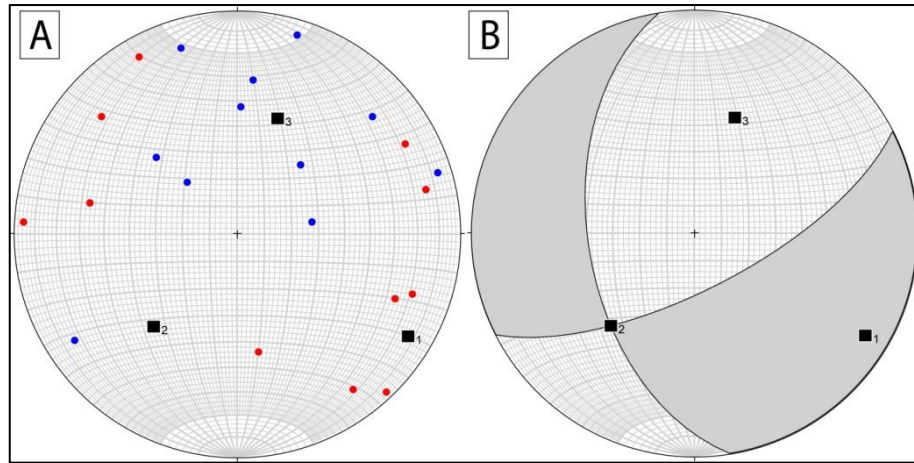


Figura 4.9. Resultados de las 11 fallas del sitio estructural Costanera Chaitén (A) Distribución de ejes P y T. (B) Diagrama solución.

4.2.2.4. Análisis dinámico

La distribución de los esfuerzos queda reflejada en la Figura 4.10, donde éstos forman *cluster* relacionados a la solución para los esfuerzos principales, donde σ_1 y σ_3 son $23^\circ/21^\circ$ y $117^\circ/10^\circ$, respectivamente, para un valor $\Phi = 0,6$ (Transcurrencia). De esta forma, los esfuerzos principales coinciden con los ejes de acortamiento y alargamiento máximo, respectivamente.

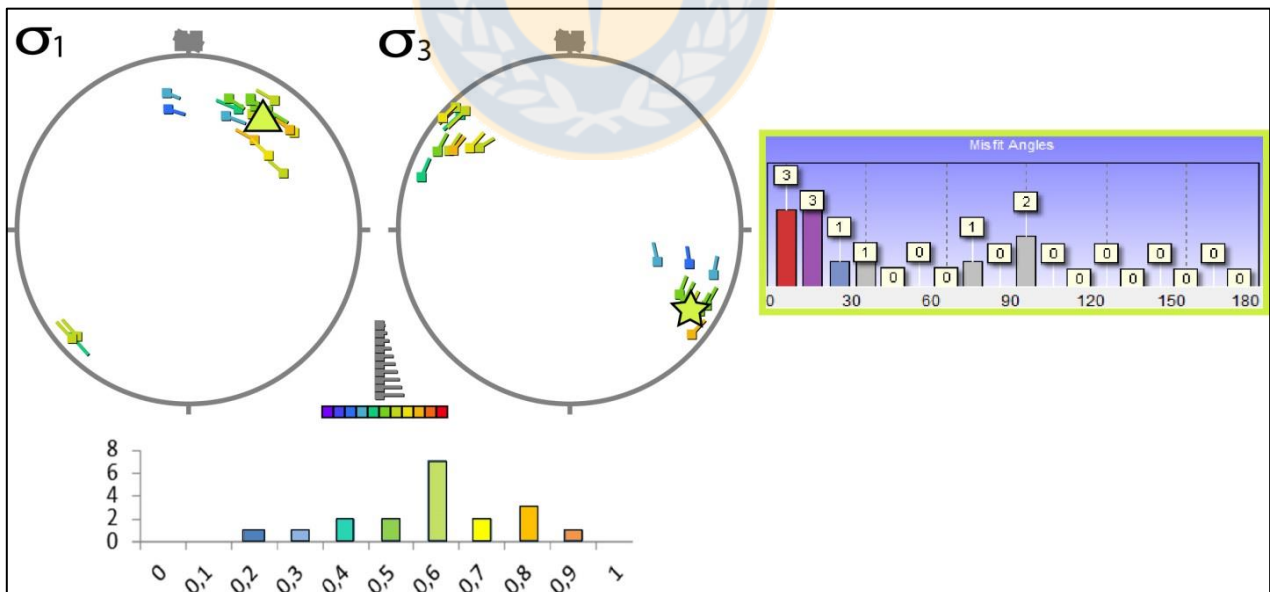


Figura 4.10. Estado de esfuerzos para Sitio estructural Costanera Chaitén. 11 fallas.

4.2.2.5. Síntesis Sitio Estructural Costa Chaitén

La distribución de los ejes de acortamiento y alargamiento máximo ($19^\circ/44^\circ$ y $121^\circ/12^\circ$, respectivamente), obtenidos del análisis cinemático coinciden parcialmente con la de los esfuerzos $\sigma_1:23^\circ/21^\circ$ y $\sigma_3:117^\circ/10^\circ$ (análisis dinámico). Esto evidencia una cinemática transcurrente con componente normal (Figura 4.9.B), que se condice con el régimen de esfuerzo obtenido para el sitio estructural, ya que dada la distribución de los esfuerzos σ_1 , σ_2 , σ_3 (Transcurrencia, con σ_1 - σ_3 horizontales y σ_2 vertical, Figura 4.11.B y C) y un valor Φ de 0,6, se obtiene un régimen de esfuerzo de transcurrencia pura. Además, al comparar las fallas medidas en el sitio con los lineamientos propuestos (Figura 4.11.A), se obtiene una coincidencia en los lineamientos NE-SW con las fallas de la misma orientación dextral normal, además del lineamiento NW-SE (similar al encontrado en el sitio Sur Volcán Chaitén) coincidente con la falla NW-SE de cinemática sinistral inversa que moldea la costa de la ciudad de Chaitén.

4.2.3. Sitio Estructural Norte Volcán Chaitén-Lagos

Ubicado desde la falda norte del Volcán Chaitén hasta el borde más septentrional del área de estudio, reúne las localidades de Norte Volcán Chaitén, Lago Río Blanco y Lago Río Negro. Este sitio es muy variado tanto litológica como estructuralmente, ya que dispone de rocas metamórficas (metapelitas, las más antiguas del área de estudio) en contacto con los intrusivos miocenos, y todo esto cubierto por rocas volcánicas, además de encontrarse allí un intrusivo devónico con variado arreglo estructural. Las estructuras NW-SE son preferentemente sinestrales inversas, aunque también existen algunas con una cinemática dextral. Por otra parte, las fallas de orientación NE-SW son preferentemente dextrales y varían entre inversas o normales en igual proporción. Por este motivo se exponen a continuación las 3 localidades y 25 fallas que conforman este sitio estructural.

4.2.3.1. Localidad Norte Volcán Chaitén

Localidad ubicada al norte del volcán Chaitén, hacia el Este del inicio del sendero que asciende al volcán, siguiendo por la ruta que une Chaitén con Caleta Gonzalo (Carretera Austral), además de

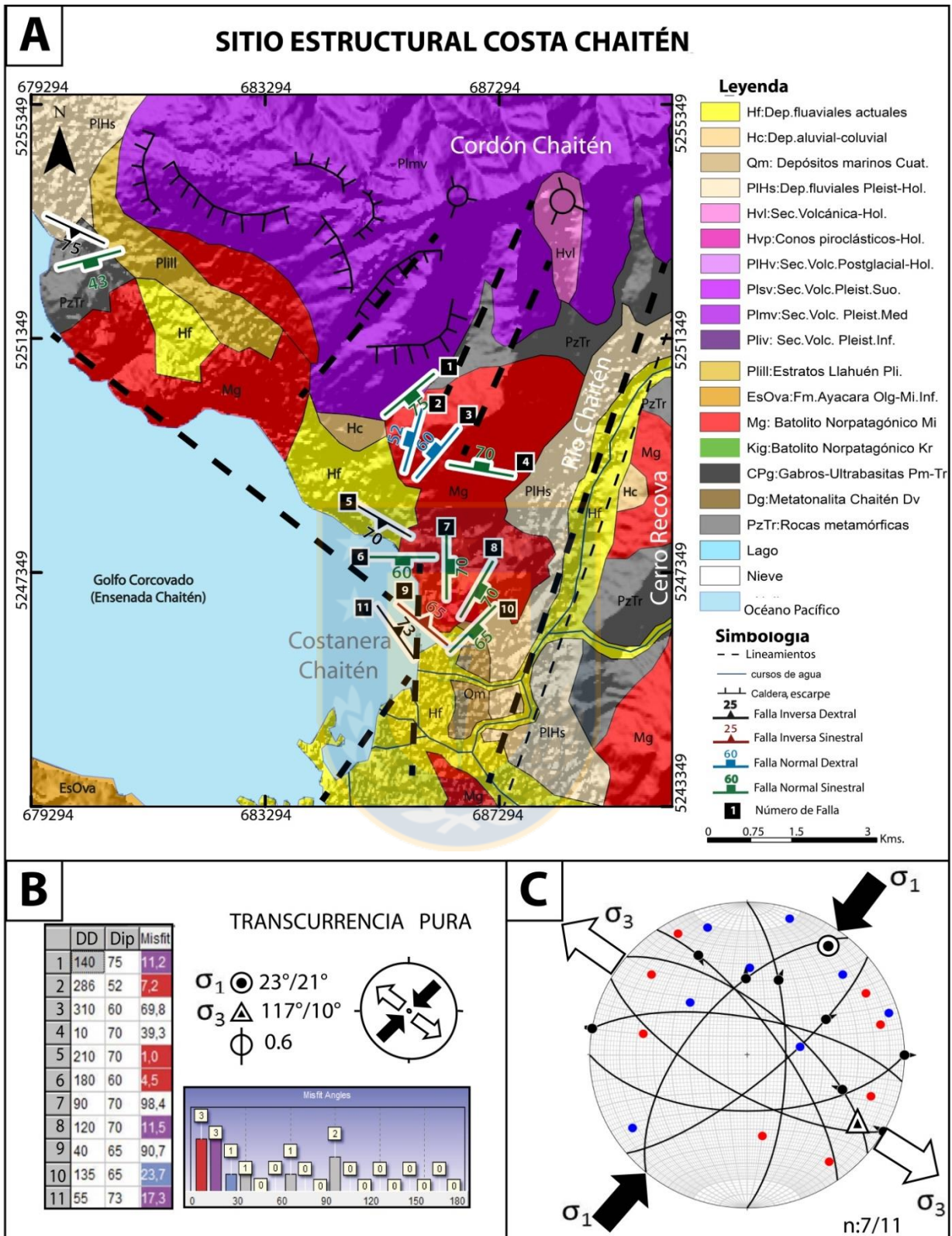


Figura 4.11. (A) Mapa geológico del sitio Costa Chaitén, con las 11 fallas medidas, su cinemática y relación con lineamientos planteados. (B) Tabla de Dip Direction/Dip y Misfit (grado de coincidencia de las fallas en respuesta al esfuerzo principal) de las fallas, con el régimen resultante del análisis dinámico. (C) Estado de esfuerzo.

incluir afloramientos al costado del Puente Río Rayas. El sector de la falda norte del Volcán Chaitén, está compuesta por rocas metamórficas en la base del afloramiento y en la parte superior del escarpado afloran Tonalitas, en estas últimas se midieron 5 fallas, donde 3 de ellas son de una orientación NW-SE y varían entre dextral normal y sinestrales normal e inversa, además de una falla de orientación NE-SW (con buenos indicadores cinemáticos y relleno mineral) cuya cinemática es dextral normal (Figura 4.12.C, D y E). Los afloramientos al suroeste del Puente Río Rayas, de forma similar al afloramiento anterior, desde la base a techo pasan de rocas metamórficas a Tonalitas, donde se tomaron las medidas de 5 fallas. La orientación de estas estructuras varía entre la orientación NW-SE (sinestral inversa), NE-SW (dextral inversa (Figura 4.12.A) y normal (Figura 4.12.B)) y NNE-SSW (dextral inversa). Ésta última corresponde a una falla con buenos indicadores cinemáticos (escalones-relleno mineral) y coincide con un lineamiento importante para el área de estudio, caracterizado por Piña-Gauthier *et al*, (2013) y Wicks *et al*. (2011) como una falla dextral inversa.

4.2.3.2. Localidad Lago Río Blanco

Ubicada al borde oriental del Lago Río Blanco, al costado de la Carretera Austral, y se compone netamente por rocas del Devónico, específicamente una Metatonalita, cuyos afloramientos estaban bastante frescos y en buenas condiciones para la antigüedad de la roca. Las estructuras medidas corresponden a 10 fallas, donde solo 2 cuentan con una orientación NE-SW (falla dextral normal), y las demás son de orientación NW-SE, preferentemente dextrales inversas y algunas sinestrales inversas. Cabe destacar una falla que presenta una orientación NNE-SSW de componente dextral inversa, similar a la traza de falla mencionada anteriormente para el sitio.

4.2.3.3. Localidad Lago Río Negro

Ubicada al costado oriental del Lago Río Negro y un afloramiento en un arroyo, específicamente a unos kilómetros al norte del lago. Se compone netamente de rocas intrusivas miocenas, en buen estado. Consta de 5 fallas medidas, de las cuales 2 se orientan NE-SW y de una cinemática dextral inversa, mientras que las otras tres son de una orientación NNE-SSW y dextrales inversas. Éstas últimas varían solo en buzamiento, siendo la falla que buza hacia el Este, la que coincide con el lineamiento principal del sitio estructural.

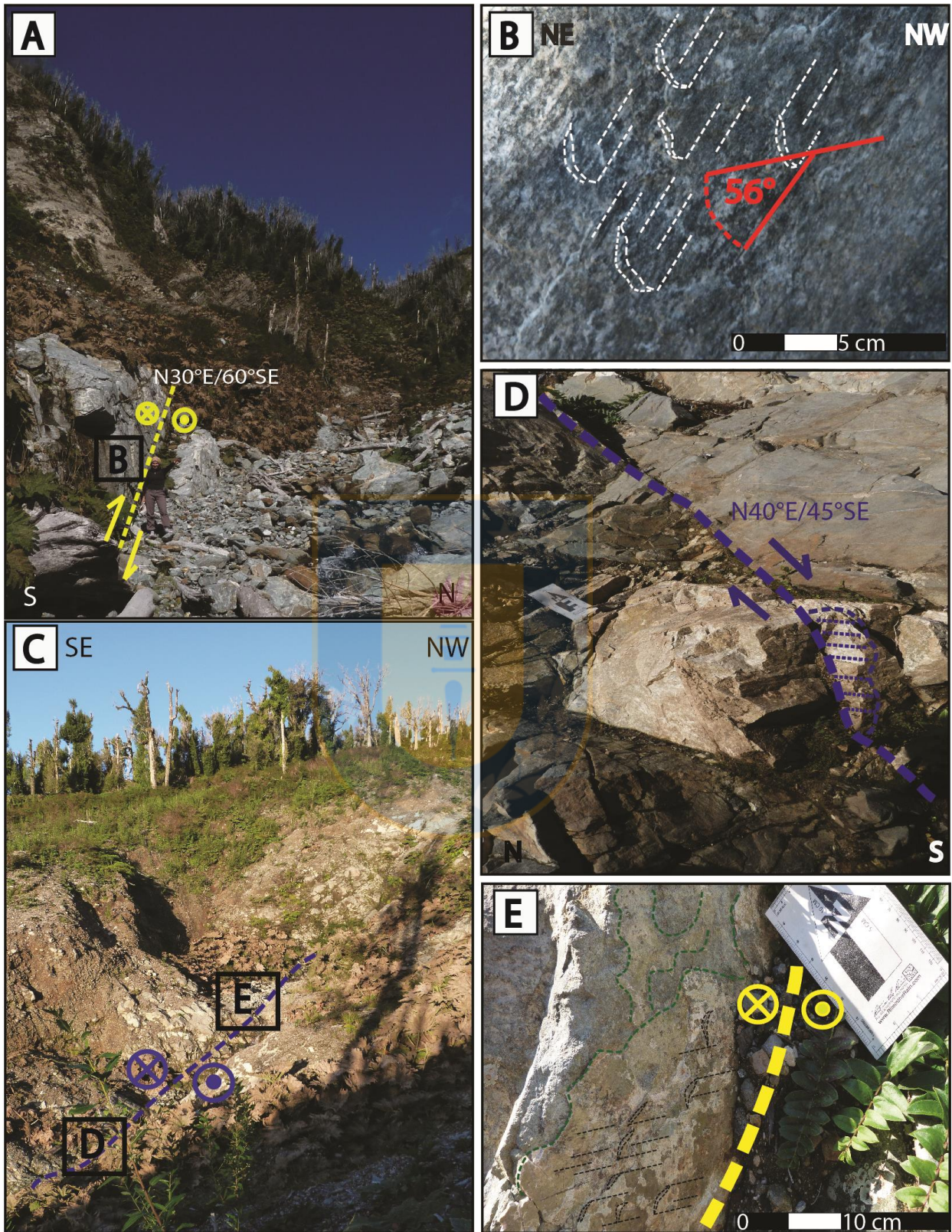


Figura 4.12. (A) Falla NE-SW dextral inversa de gran importancia en el flanco NE del Volcán Chaitén. (B) Rake medido en estrias del plano de una falla normal dextral paralela a la de (A). (C) Falla NE-SW dextral normal con acercamiento en (D) y (E).

4.2.3.4. Análisis cinemático

El sitio cuenta con una deformación incipientemente homogénea, con una orientación promedio de los ejes P y T (alargamiento y acortamiento máximos), de $257^{\circ}/15^{\circ}$ y $140^{\circ}/59^{\circ}$, respectivamente (Figura 4.13.A). La cinemática registrada permite calcular su mecanismo focal inverso con componente transcurrente (Figura 4.13.B).

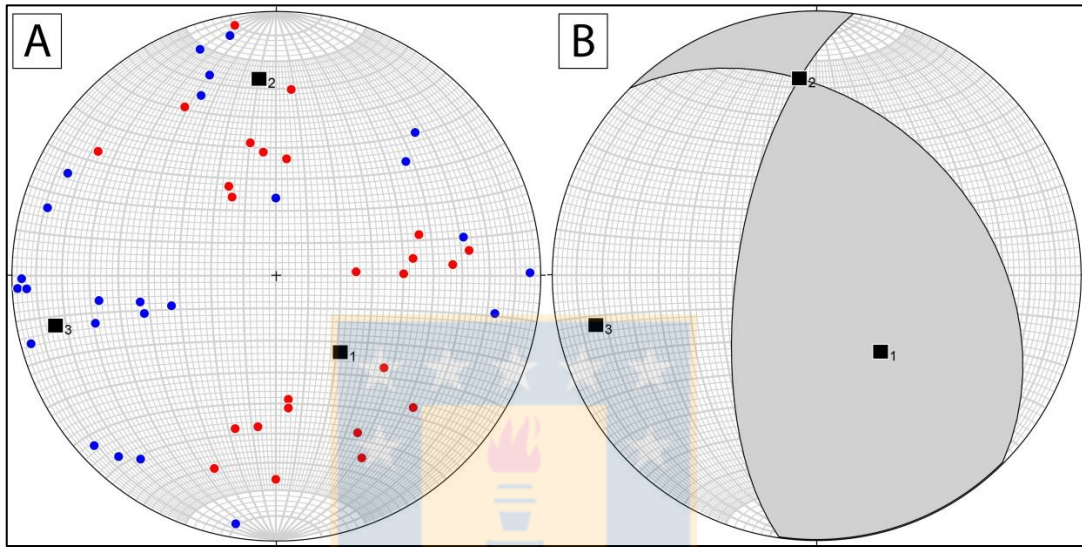


Figura 4. 13. (A) Resultados 25 fallas sitio estructural Norte Vn. Chaitén-Lagos, Distribución ejes P y T. (B) Diagrama solución

4.2.3.5. Análisis dinámico

Producto de la dispersión de los datos que componen el *cluster* mayor, puede obtenerse 3 soluciones. Para un $\Phi = 0,42$, se tiene σ_1 y σ_3 , $262^{\circ}/36^{\circ}$ y $139^{\circ}/40^{\circ}$, respectivamente, lo que resulta en un esfuerzo casi E-W para σ_1 , pero un poco inclinado. Para un $\Phi = 0,05$ los valores σ_1 son $257^{\circ}/36^{\circ}$ (esfuerzo casi E-W inclinado) y σ_3 $39^{\circ}/47^{\circ}$ (más cercano al centro del diagrama que σ_2 , por lo tanto subvertical y NE-SW, Figura 4.14). Cabe señalar, que para $\Phi = 0,05$ se tiene otro valor σ_1 y σ_3 , $257^{\circ}/36^{\circ}$ y $125^{\circ}/42^{\circ}$, respectivamente, muy similar a la distribución de los esfuerzos para un $\Phi = 0,42$, pero con una menor activación de fallas. Además, se tiene un tercer esfuerzo, caracterizado por un $\Phi = 0,83$, cuyos valores de σ_1 y σ_3 son respectivamente $278^{\circ}/29^{\circ}$ y $157^{\circ}/43^{\circ}$ ($\sigma_1 \sim$ E-W y $\sigma_3 \sim$ N-S). La orientación de los esfuerzos tiene un margen de diferencia con respecto a los ejes cinemáticos (σ_3 con el eje de alargamiento máximo T), que puede deberse a la variada composición de las rocas que componen este sitio estructural.

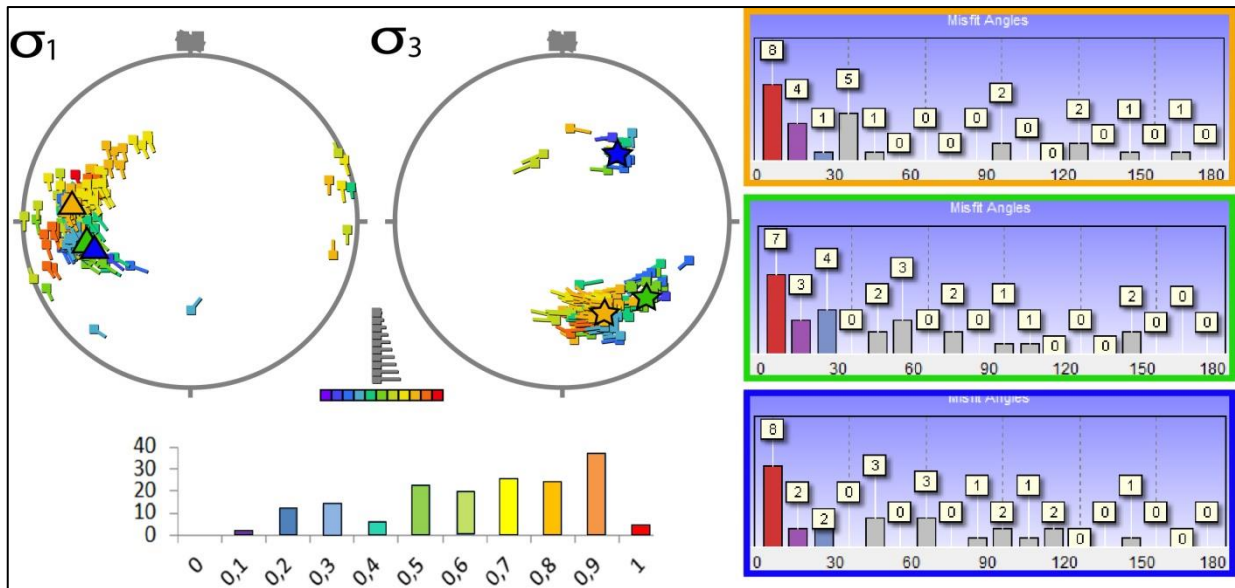


Figura 4.14. Estado de esfuerzos para Sitio estructural Norte Vn. Chaitén-Lagos. 25 fallas. En rectángulo naranja solución de Φ : 0.83, verde para Φ : 0.42 y azul para Φ : 0.05

4.2.3.6. Síntesis Sitio Estructural Norte Volcán Chaitén-Lagos.

Al analizar la cinemática del sitio estructural, se obtiene que el eje de acortamiento máximo $257^\circ/15^\circ$ coincide con el esfuerzo σ_1 (~E-W) para las tres soluciones propuestas, mientras que el eje de alargamiento máximo $140^\circ/59^\circ$ coincide con las soluciones de $\Phi=0,42$ y $0,83$ (verde y naranja en Figura 4.15.B), ambos NW-SE. Como se observa en la Figura 4.15.A las fallas medidas pueden ser relacionadas con lineamientos importantes del área, donde destaca el lineamiento NNE-SSW, identificado en el sitio estructural Sur Volcán Chaitén que se propaga en la misma dirección y es validado por fallas paralelas a la traza de la estructura, con buenos índices cinemáticos y extensión importante en el sitio (falla 3, 10, 14 y 23, Figura 4.12.A). Las fallas normales 1,9,17 y 25 de orientación NE-SW concuerdan con un régimen de transtensión (Tabla Figura 4.15.B), coincidentes con la lineación de los volcanes Chaitén y Michinmahuida, además de unos conos piroclásticos en el sector Este del Lago Río Blanco. Para el sitio, según la disposición de los esfuerzos σ_1 , σ_2 y σ_3 , se tiene una cinemática transcurrente, que varía según los valores de $\Phi=0,42$; $0,05$ y $0,83$ (Transcurrencia pura, Transpresión y Transtensión, respectivamente, Figura 4.15.C, D y E), que al ser comparado con las fallas que activa, da como resultado que las estructuras NW-SE sufren Transpresión, mientras que las estructuras NE-SW son asociadas a Transtensión, lo que engloba el área en una fuerte Transcurrencia.

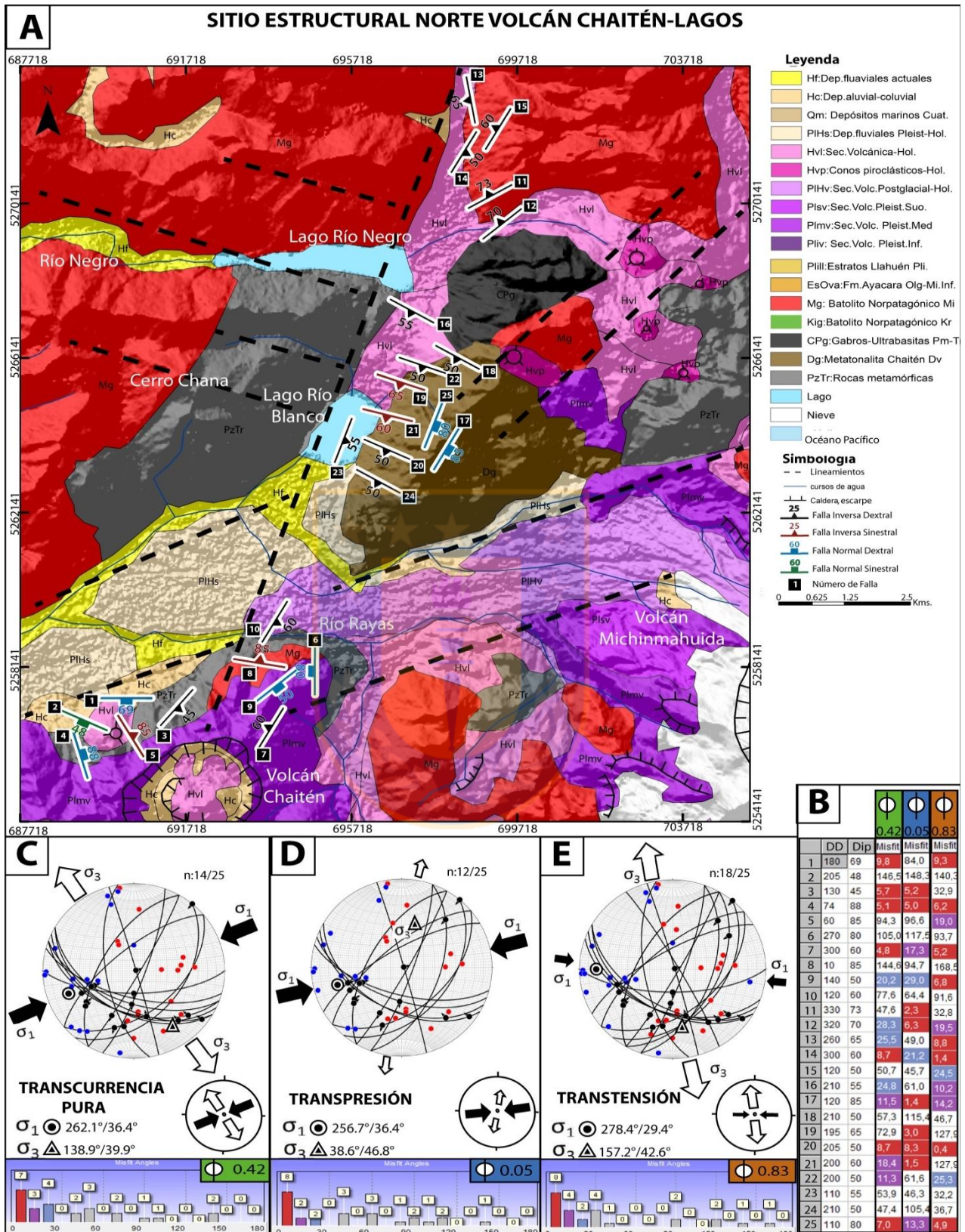


Figura 4.15. (A) Mapa con fallas del sitio estructural y lineamientos asociados. (B) Datum fallas con su respuesta al estado de esfuerzo asociado a $\Phi = 0,42$ (C, Transcurrenacia pura); 0,05 (D, Transpresión) y 0,83 (E, Transtensión).

4.2.4. Sitio Estructural Ventisquero El Amarillo

Corresponde al sitio emplazado sobre la traza principal del Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui en el sector sur del Volcán Michinmahuida, por donde desciende el ventisquero El Amarillo, que tras su deshielo, encausa sus aguas en el río del mismo nombre. Se compone exclusivamente de rocas gneisicas pertenecientes al Paleozoico-Triásico (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995) o al Cretácico y deformadas durante el Mioceno por el SFLO (Araya, 1979). Se dispone de la localidad de Río El Amarillo que expone 10 fallas, y además, se analiza en conjunto con la Localidad El Amarillo, que dispone de 6 fallas.

4.2.4.1. Localidad Río El Amarillo

Ubicada en el sector oriental del valle del Río Amarillo, un kilómetro al sur del ventisquero del mismo nombre que desciende del volcán Michinmahuida (Figura 4.16.C), lugar donde afloran gneisses con una zona de daño estructural bastante grande, cuya orientación principal es E-W y movimiento transcurrente dextral inverso. De forma subordinada existen fallas con orientación NW-SE y transurrencia sinistral (Figura 4.16.A). Además, estas estructuras desplazan diques aplíticos y vetillas repartidas en la localidad, que se disponen preferentemente NW-SE.

4.2.4.2. Localidad El Amarillo

Ubicada un 1 km al noreste del poblado de El Amarillo, al costado del camino que conecta el poblado con las termas El Amarillo. Contiene una población de 6 fallas, 3 de orientación NE-SW, que varían en su transurrencia principalmente sinistral normal con indicadores cinemáticos limpios y bien definidos (escalones y estrías). Las fallas de orientación NW-SE son dextrales, pero varían en la componente normal e inversa (Figura 4.16.B). En general los planos de falla son limpios y sin relleno mineral, además de disponer de una zona de daño acotada.

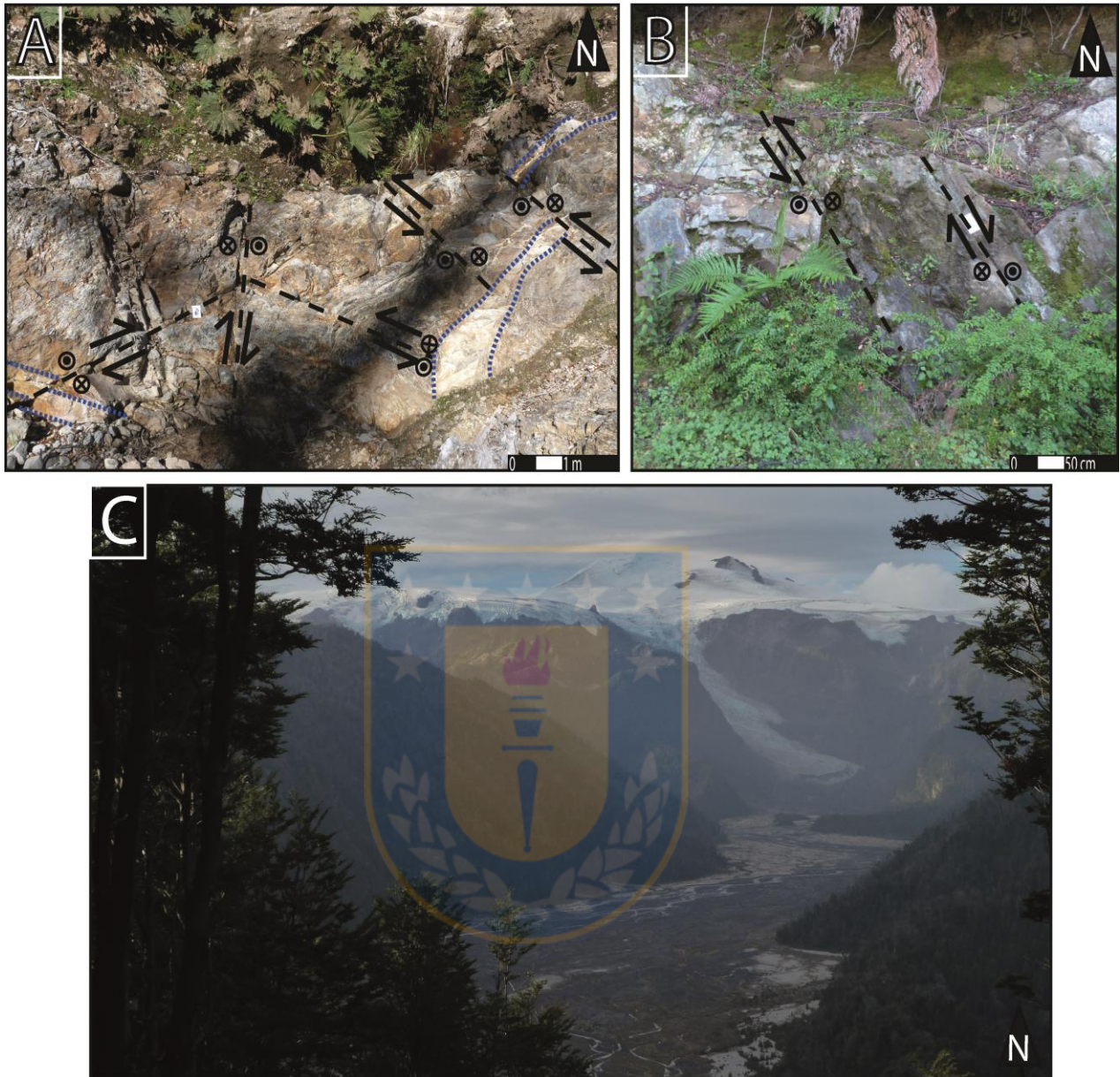


Figura 4.16 (A) Fallas medidas en sector Río Amarillo, paralelo al Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO), donde se observa desplazamiento de diques aplíticos. (B) Fallas inversa sinistral de orientación NE-SW y normal dextral de orientación NW-SE. (C) SFLO a los pies del Volcán Michinmahuida.

4.2.4.3. Análisis cinemático

La distribución de los ejes de alargamiento y acortamiento máximo (Figura 4.17) indica que la deformación no es homogénea en la zona, por lo que no se calcula mecanismo focal.

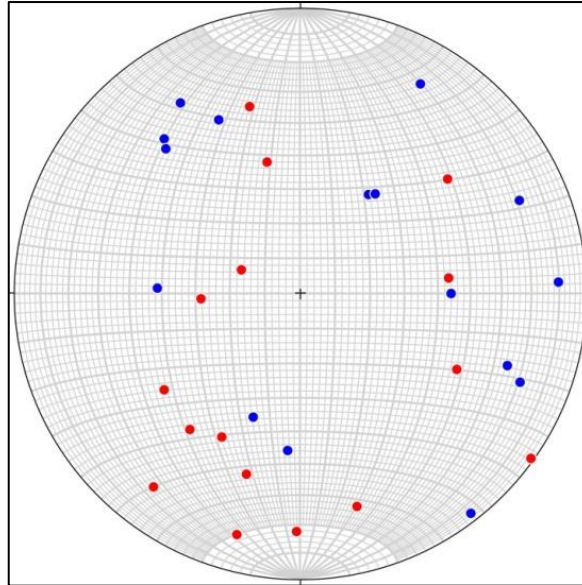


Figura 4.17. Resultados 16 fallas del sitio estructural Ventisquero El Amarillo Distribución de ejes P y T.

4.2.4.4. Análisis dinámico

Según los datos de dispersión para este sitio estructural, es posible establecer un *cluster* bien definido de esfuerzos, donde la mejor solución corresponde a σ_1 y σ_3 , $288^\circ/13^\circ$ y $189^\circ/34^\circ$, respectivamente. El valor $\Phi=0,5$ indica que domina un régimen transcurrente (Figura 4.18).

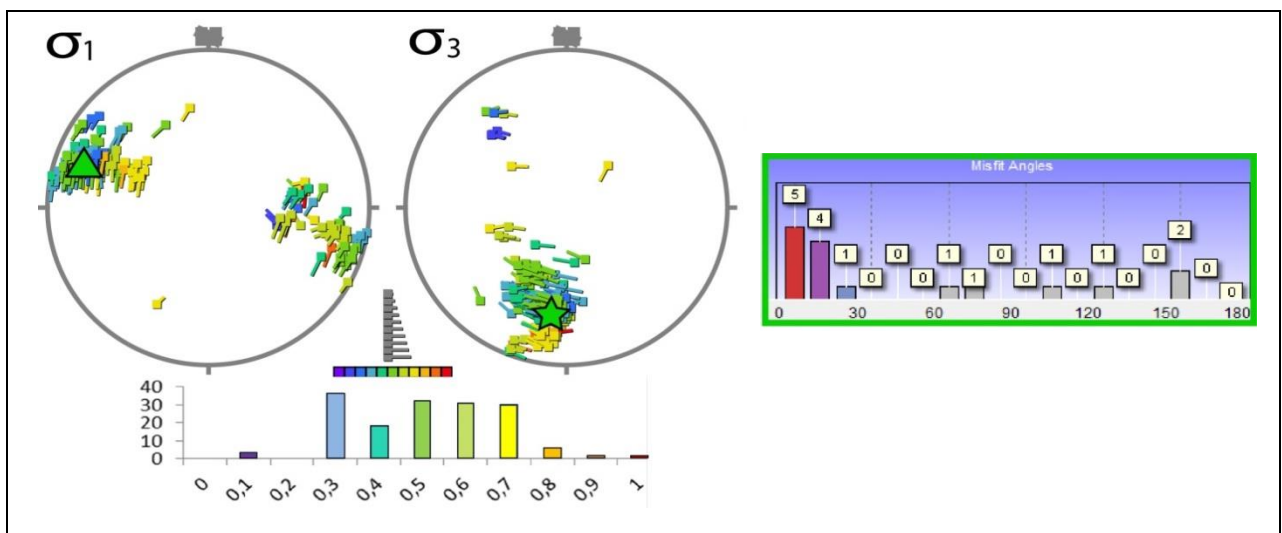


Figura 4.18. Estado de esfuerzos para Sitio estructural Ventisquero El Amarillo. 16 fallas. Φ : 0.5 en rectángulo verde con solución σ_1 E-W y σ_3 ~N-S.

4.2.4.5. Síntesis Sitio Estructural Ventisquero El Amarillo

Este sitio estructural presenta *clusters* bien marcados (Figura 4.18) para σ_1 y σ_3 (E-W y N-S, respectivamente), horizontales entre sí, cuya orientación da una cinemática transcurrente asociada a un $\Phi = 0,5$ (Transcurrencia pura), concordante con el dominio ejercido por el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui en el área. Las fallas medidas observadas en la Figura 4.19.A muestran una clara relación con lineamientos NW-SE, también observados en el sitio estructural Sur Volcán Chaitén, y que justamente son las que mejor reacción tienen con el esfuerzo $\sigma_1 \sim$ E-W (Figura 4.19.C). Por su parte los lineamientos de conos piroclásticos que tienden a ser \sim E-W con una leve inclinación NNE-SSW, se relaciona bastante bien con la falla 16 (normal dextral, Figura 4.19.B).

4.2.5. Sitio estructural Termas El Amarillo

Ubicado en el sector más oriental del área de estudio, exactamente desde el poblado de El Amarillo hasta el final se la ruta que pasa por las Terma del Amarillo, caminocortado por una cerca que impide el paso. El camino bordea el Río Michinmahuida en casi todo el recorrido, y es ahí donde se encuentra la mayor cantidad de afloramientos que corresponden principalmente a Intrusivos tonalíticos del Cretácico, parte del Batolito Norpatagónico (Pankhurst, 1992), y en menor medida a rocas del Paleozoico, correspondientes a Micaesquistos. El sitio se encuentra sobre un lineamiento NE-SW, asociado a una ramificación hacia el Este del Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui. La mayor cantidad de estructuras encontradas se disponen NE-SW y N-S, además de existir una dominancia de transcurrencia dextral. En el sitio se midieron 16 fallas, repartidas entre 2 localidades, las que se describen a continuación.

4.2.5.1. Localidad El Amarillo

Esta localidad fue analizada en el sitio estructural Ventisquero El Amarillo, pero al estar en una zona de intersección de dos lineamientos importantes, se considera para ambos sitios. Las fallas de orientación NW-SE son dextrales, pero varían en la componente normal e inversa (Figura 4.16.B). En general los planos de falla son limpios y sin relleno mineral, además de disponer de una zona de daño acotada.

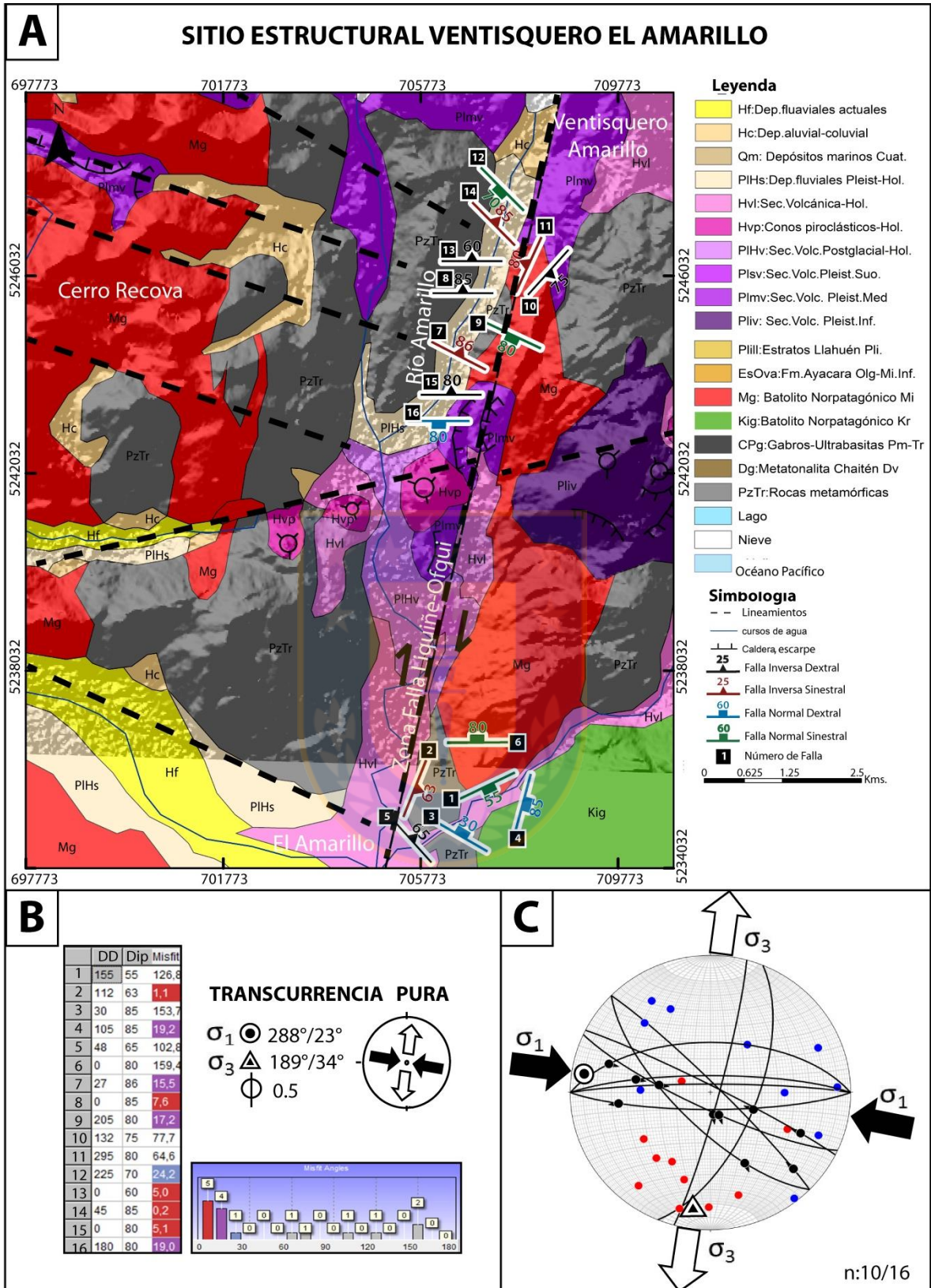


Figura 4.19 (A) Mapa del sitio Ventisquero El Amarillo y lineamientos asociados. (B) Datum de las fallas y su afinidad con el esfuerzo obtenido. (C) Diagrama que muestra los esfuerzos σ_1 y σ_3 para el sitio estructural.

4.2.5.2. Localidad Río Michinmahuida

Ubicada en las cercanías de las termas del Amarillo, al costado del río Michinmahuida, donde afloran rocas tonalíticas del Cretácico en una franja NS en el extremo oriental del área de estudio. Se midieron 10 fallas, que son de gran envergadura, y en su mayoría de orientación NNE-SSW y N-S, con transurrencia dextral inversa (Figura 4.20.A). Estas estructuras evidencian relleno mineral de epídota y calcita (Figura 4.20.B), además de indicadores cinemáticos tipo escalones, estrías y estructuras tipo *Riedel* con desplazamiento de enclaves de Diorita cortados por estas fallas. En menor medida se encuentran estructuras de orientación NW-SE principalmente dextral inversa, de extensiones decamétricas, y planos de falla limpios con relleno mineral similar a los anteriormente descritos.

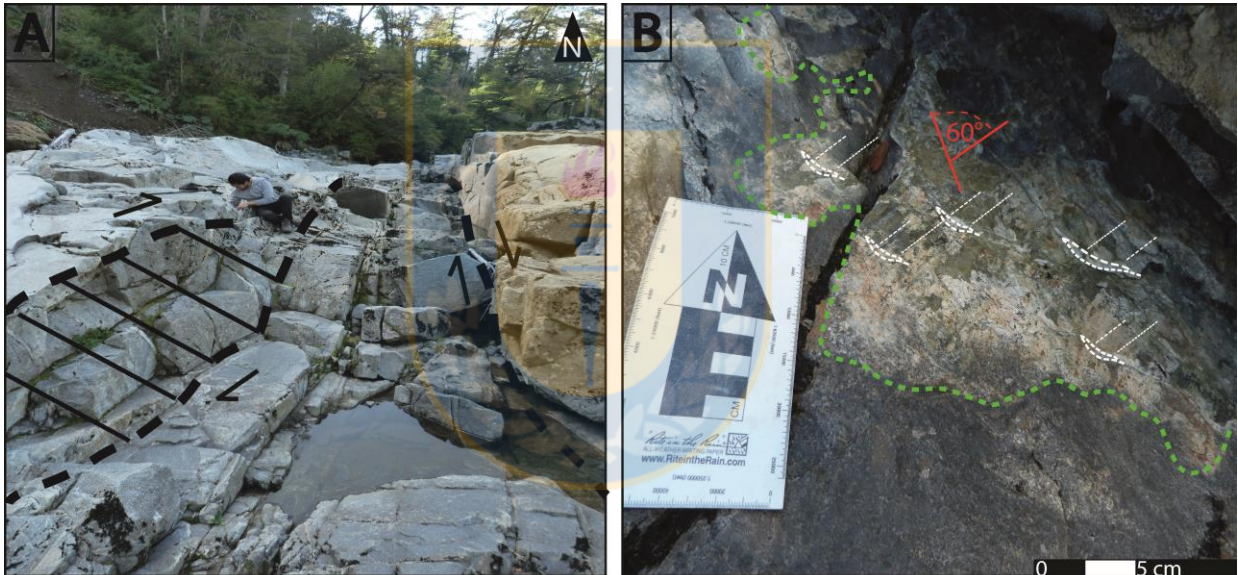


Figura 4.20 (A) Fallas paralelas a la traza principal NE-SW en el valle del Río Michinmahuida. (B) Plano de falla con relleno minerales de Calcita-Epídota, además de escalones y estrías de falla.

4.2.5.3. Análisis cinemático

La distribución de los ejes de alargamiento y acortamiento máximo (Figura 4.21) indica que la deformación no es homogénea en la zona, por lo que no se calcula mecanismo focal.

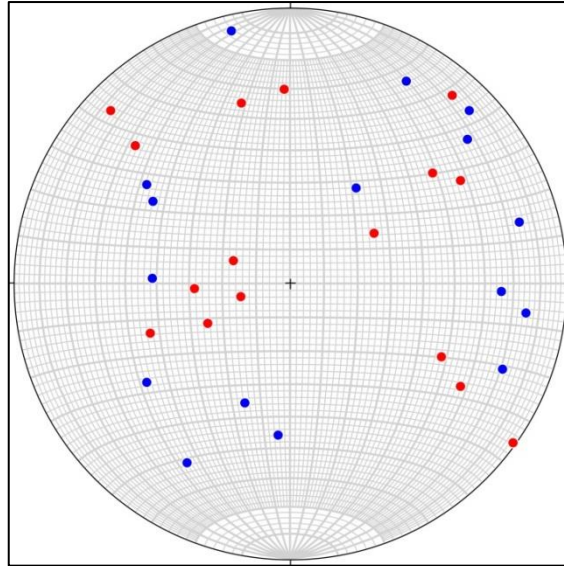


Figura 4. 21. Resultados 16 fallas del sitio estructural Termas El Amarillo Distribución de ejes P y T.

4.2.5.4. Análisis dinámico

La distribución de datos para este sitio estructural es bastante dispersa, pero es posible establecer una zona de agrupación de esfuerzos, asociado al valor $\Phi=0,5$. Las soluciones para un σ_1 y σ_3 corresponden a $84^\circ/44^\circ$ y $289^\circ/43^\circ$, respectivamente (Figura 4.22), lo que da como resultado un esfuerzo compresivo E-W.

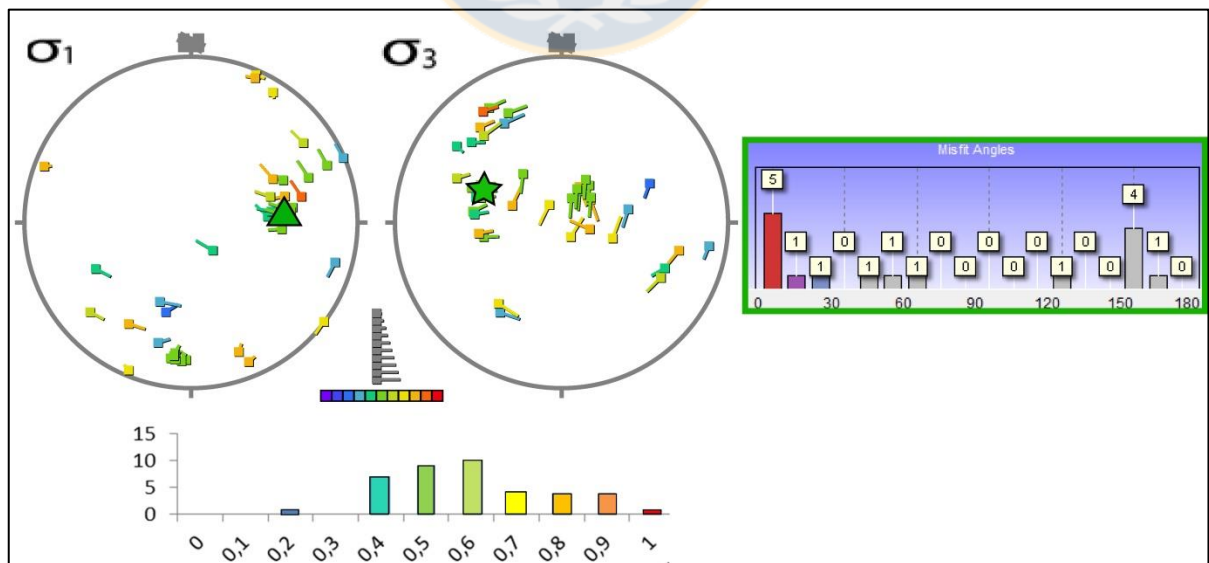


Figura 4. 22. Estado de esfuerzos para Sitio estructural Termas El Amarillo. 16 fallas y $\Phi=0.5$. En Rectángulo verde oscuro solución σ_1 horizontal N-S y σ_3 vertical.

4.2.5.5. Síntesis Sitio Estructural Termas El Amarillo

La disposición de los esfuerzos principales determina que el régimen imperante en el sitio estructural es compresivo, dado que σ_1 es subhorizontal y E-W conjugado con un σ_3 subvertical WNW-EES y un σ_2 subhorizontal casi N-S (Figura 4.23.C). Por otra parte, el valor $\Phi=0,5$ establece un régimen de Compresión Pura, pero dado la inclinación de los tres esfuerzos principales, se considera una régimen de Compresión Pura Oblicua (Figura 4.23.B). Como es posible observar en la Figura 4.23.A, las fallas de orientación paralelas al esfuerzo σ_1 subhorizontal y E-W, son normales concordantes con la disposición de los conos piroclásticos localizados en la parte central del sitio estructural. Por otra parte, las fallas N-S son más bien inversas y acomodan el esfuerzo E-W, al igual que las estructuras NNE-SSW y EEN-WWS que muestran un comportamiento inverso dextral.

4.3. Unidades geológicas

Se analizarán las diferentes unidades geológicas presentes en el área de estudio, agrupando los datos de fallas obtenidos para los sitios estructurales según la litología en la que éstas fueron medidas, con el fin de buscar reafirmar los datos antes obtenidos. Se analizaron 4 unidades de basamento, desde la más antigua a las más recientes (Basamento metamórfico Paleozoico-Triásico (Pz-Tr), Metatonalita Chaitén Devónico (Dg), Batolito Norpatagónico Cretácico (Kg) y Mioceno (Mg) (Figura 4.24).

4.3.1. Basamento metamórfico-Complejo Metamórfico de los Andes Principales (Pz-Tr)

Para esta unidad se analizan 12 fallas, cuyas mediciones se llevaron a cabo en los siguientes sitios estructurales:

Sitio estructural Río Chaitén, donde se midió 1 falla en rocas metapelíticas-metarenitas cercanas al regimiento de la ciudad, expuestas ahí por una cascada.

Sitio estructural Norte Chaitén-Lagos, localidad Norte Volcán Chaitén, donde se midieron 3 fallas.

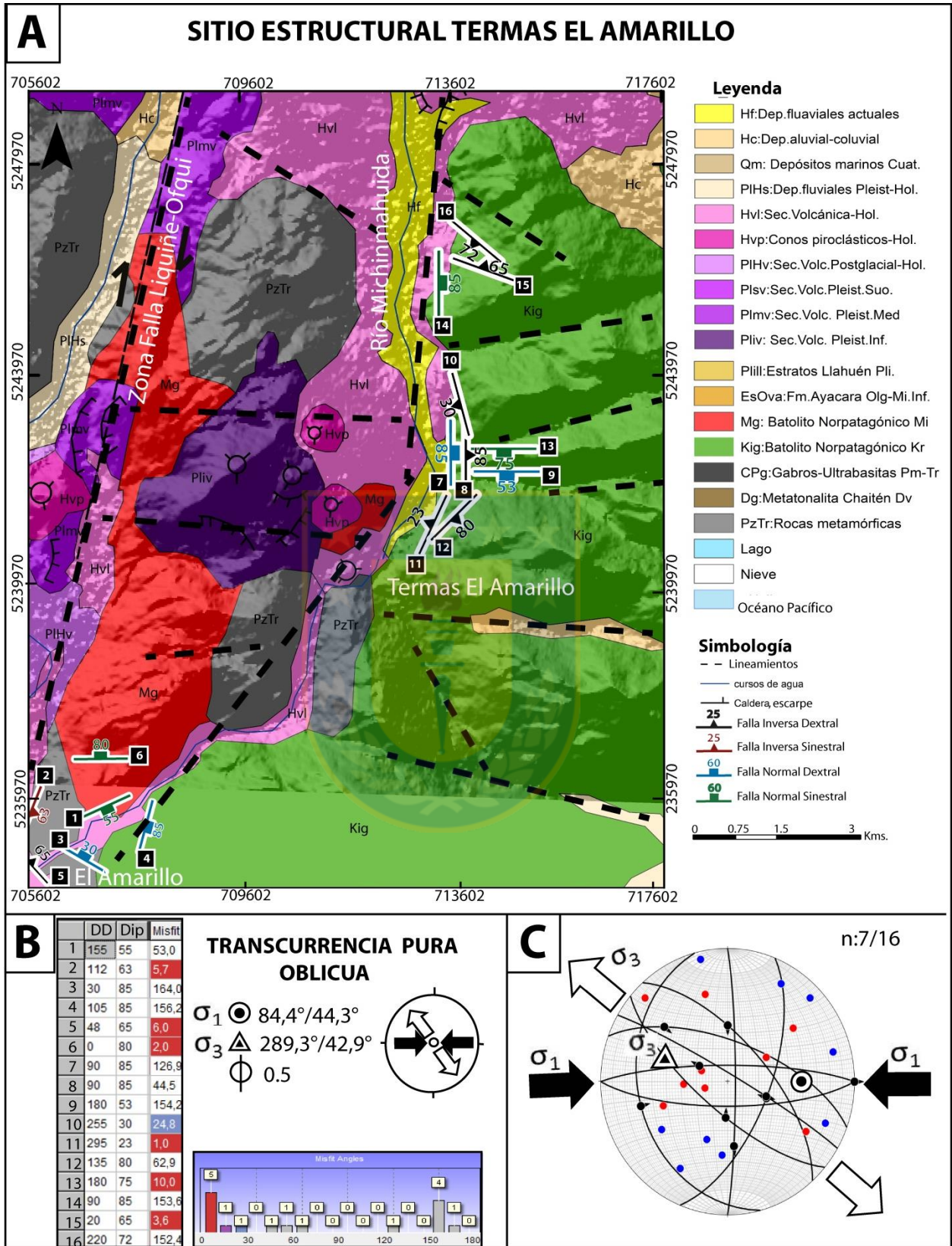


Figura 4.23 (A) Mapa de fallas del sitio Termas El Amarillo y lineamientos asociados. (B) Datum fallas y afinidad con el esfuerzo obtenido. (C) Diagrama que muestra los esfuerzos σ_1 y σ_3 para el sitio estructural.

Sitio estructural Norte Chaitén-Lagos, localidad Norte Volcán Chaitén, donde se midieron 3 fallas en basamento metamórfico a unos pocos kilómetros al Este del sendero que asciende al Volcán Chaitén.

Sitio estructural El Amarillo, localidad Ventisquero Sur, donde las 6 fallas que se midieron, fueron realizadas sobre micaesquistos del basamento metamórfico.

Finalmente se agregaron 2 fallas medidas en la playa de Caleta Santa Bárbara, en el basamento metamórfico, pero por ser pocos datos, no se asignó a ningún sitio estructural anterior.

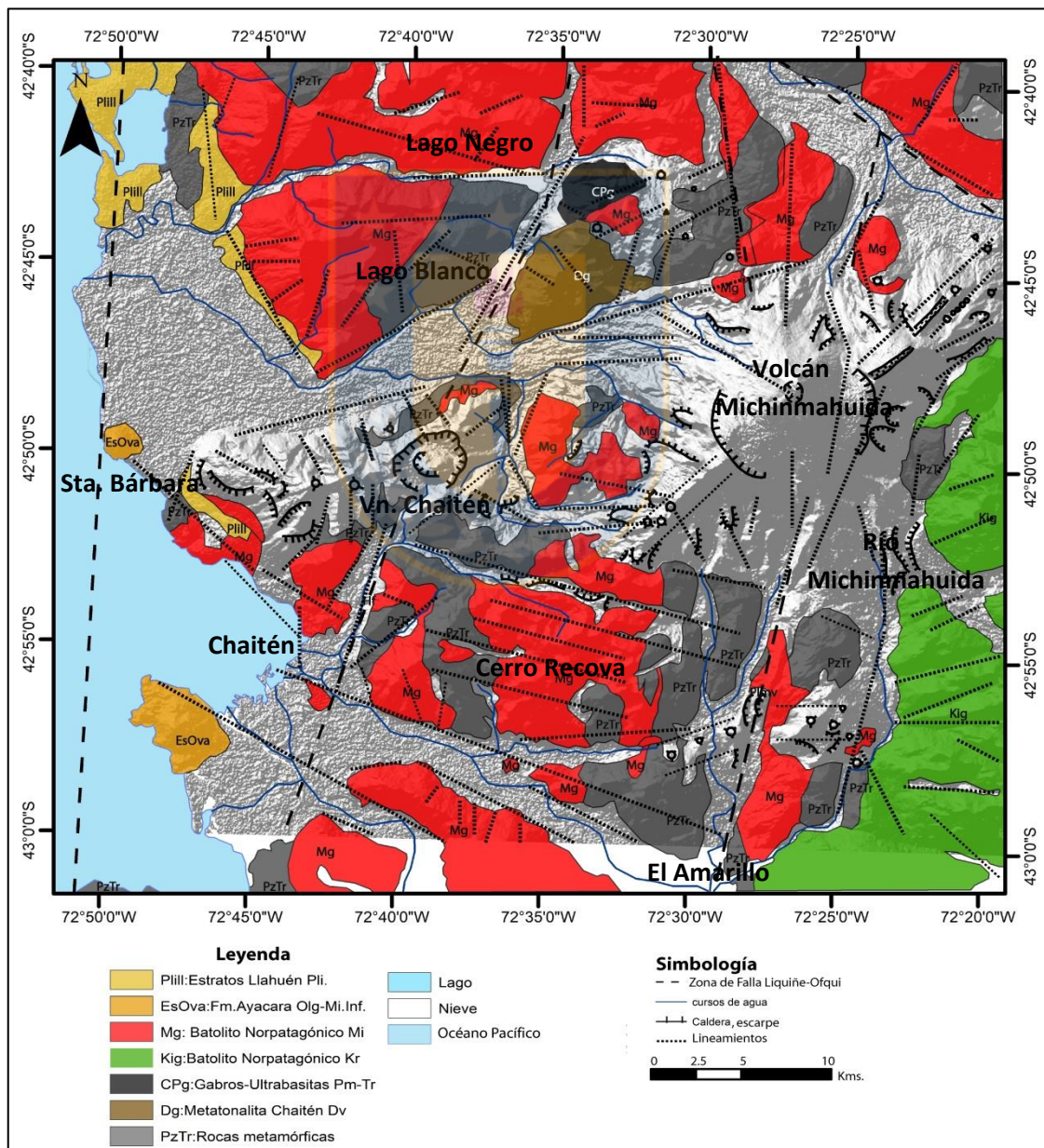


Figura 4.24. Mapa del basamento del CVChM con los lineamientos identificados.

4.3.1.1. Análisis cinemático

La deformación del Complejo Metamórfico de los Andes Principales no es homogénea, dado por la dispersión de los ejes P y T (Figura 4.25), por lo que no se determina un mecanismo focal.

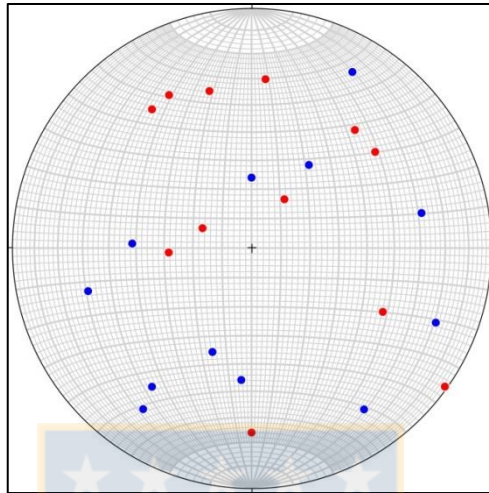


Figura 4.25. Ejes P y T de 12 fallas del Complejo Metamórfico Andes Principales.

4.3.1.2. Análisis dinámico

Según la dispersión de los datos, es posible establecer que esta unidad no presenta *clusters* únicos de agrupaciones de esfuerzos. De esta forma, la solución asociada a un $\Phi=0,38$ corresponde a un σ_1 : $203^\circ/37^\circ$ y σ_3 : $63^\circ/46^\circ$ (Figura 4.26).

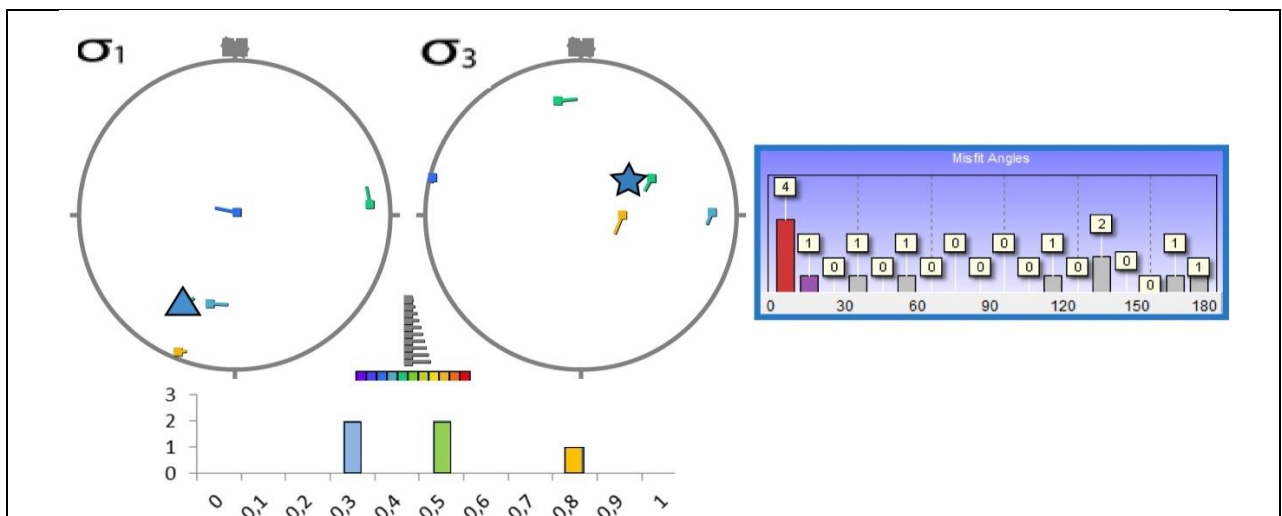


Figura 4.26. Estado de esfuerzos para Complejo Metamórfico Andes Principales. 12 fallas. Φ : 0.38 en rectángulo azul para solución σ_1 NE-SW.

4.3.1.3. Síntesis Unidad Basamento Metamórfico

La unidad metamórfica no muestra una deformación homogénea, producto de su edad, la más antigua del área, y la escasez de datos recopilados para dichas rocas. Aun así, se desprende del análisis dinámico, que el régimen más efectivo para la formación de las fallas presentes, corresponde a un σ_1 NE-SW subhorizontal y un σ_3 subvertical, lo que resulta en un régimen compresivo, con un valor $\Phi=0,38$, interpretado como en el límite entre la compresión pura y la transpresión.

4.3.2. Intrusivo Devónico-Metatonalita Chaitén- Complejo Metamórfico de los Andes Principales (Dg)

El análisis de esta Unidad incorpora todas las medidas realizadas en la localidad Lago Río Blanco, perteneciente al sitio estructural Norte Chaitén-Lagos y que comprende 10 fallas.

4.3.2.1. Análisis cinemático

La deformación del intrusivo Devónico es homogénea, ya que genera pequeños *cluster* de pocos datos (Figura 4.27), por lo que se determina un mecanismo focal inverso con transcurrancia.

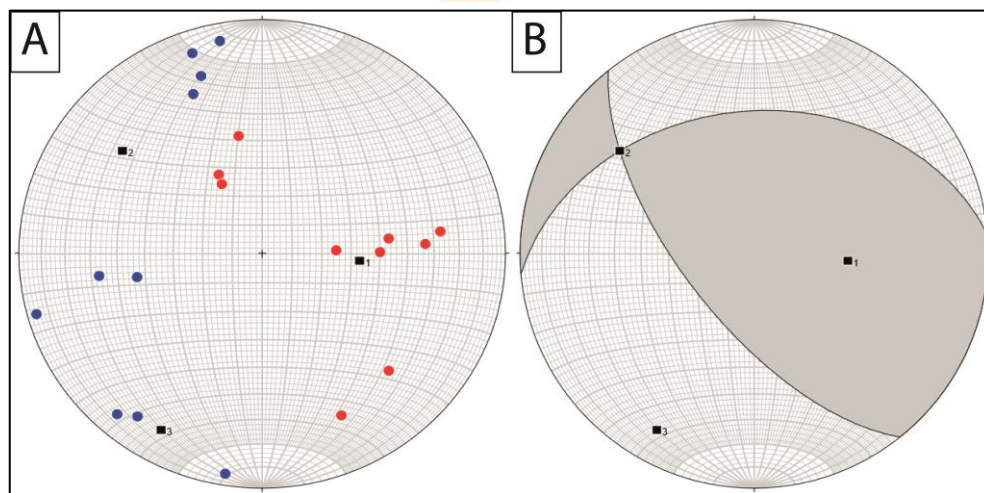


Figura 4. 27. Resultados 10 fallas del Intrusivo Devónico (Metatonalita Chaitén). Distribución de ejes P y T.

4.3.2.2. Análisis dinámico

De acuerdo a la dispersión de los datos asociados a esta unidad, es posible establecer un *cluster* que representan un σ_1 y σ_3 de $279^\circ/27^\circ$ y $40^\circ/45^\circ$, respectivamente, asociados a un $\Phi=0,25$ (Figura 4.28).

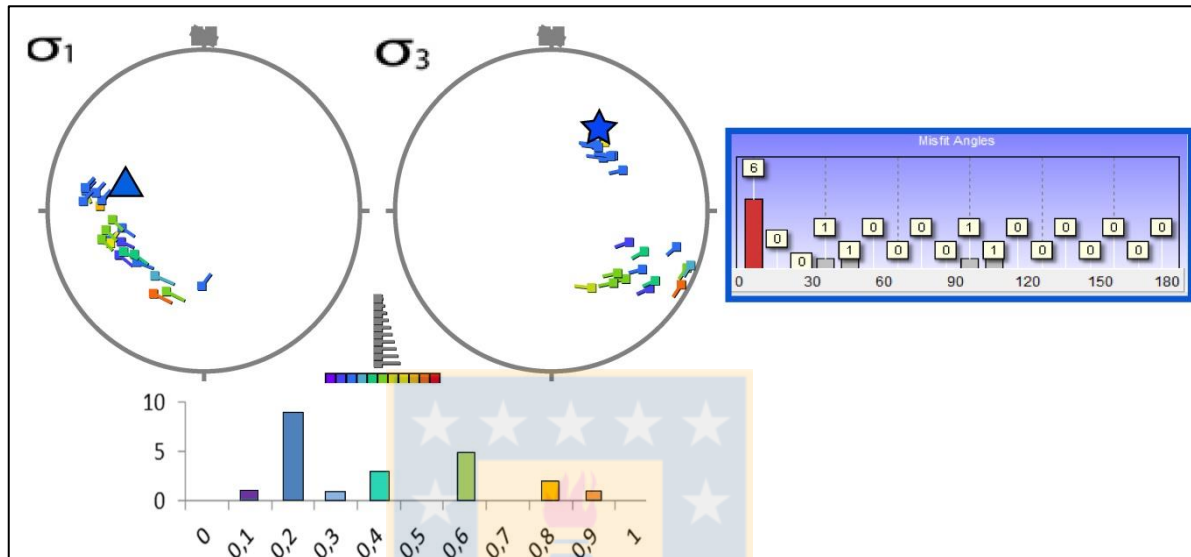


Figura 4. 28. Estado de esfuerzos para Intrusivo Devónico (Metatonalita Chaitén). 10 fallas. Φ : 0,25 en rectángulo azul con solución σ_1 ~E-W.

4.3.2.3. Síntesis Unidad Metatonalita Chaitén-Devónica

La unidad Metatonalita Chaitén muestra una deformación homogénea a pesar de su antigua edad, esto es debido posiblemente a la reciente y rápida exhumación de este intrusivo, ya que presenta poca meteorización. Del análisis cinemático se desprende una componente inversa con transcurrancia, concordante con lo obtenido del análisis dinámico, donde σ_1 E-W subhorizontal y σ_3 subvertical, lo que resulta en un régimen compresivo, con un valor $\Phi=0,25$, interpretado como transpresión.

4.3.3. Intrusivo Cretácico-Batolito Norpatagónico cretácico (Kg)

Los datos utilizados para analizar esta unidad, corresponden a 10 medidas de fallas ubicadas en el Sitio Estructural Termas El Amarillo, específicamente en la Localidad Río Michinmahuida, donde afloran cuerpos intrusivos atribuidos al Cretácico.

4.3.3.1. Análisis cinemático

La deformación de las rocas intrusivas del área es heterogénea en la distribución de los ejes de alargamiento y acortamiento máximo (Figura 4.29), por lo que no se determina mecanismo focal.

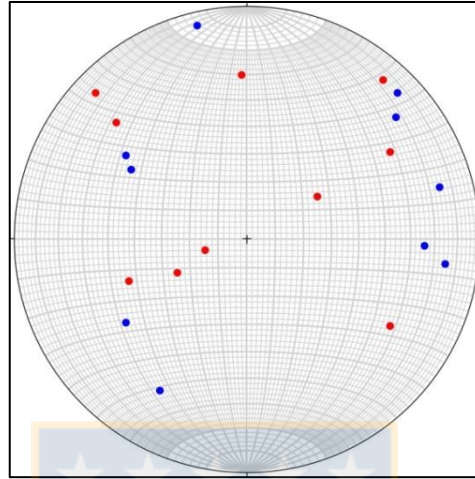


Figura 4. 29. Distribución de ejes P y T de las 10 fallas de Intrusivo Cretácico-Batolito Norpatagónico.

4.3.3.2. Análisis dinámico

La dispersión de los esfuerzos en los estereogramas forma 2 puntos aislados, que no representan una moda clara. La mejor solución para un valor $\Phi=0,35$ es $\sigma_1:67^\circ/9^\circ$ y $\sigma_3:330^\circ/40^\circ$ (Figura 4.30).

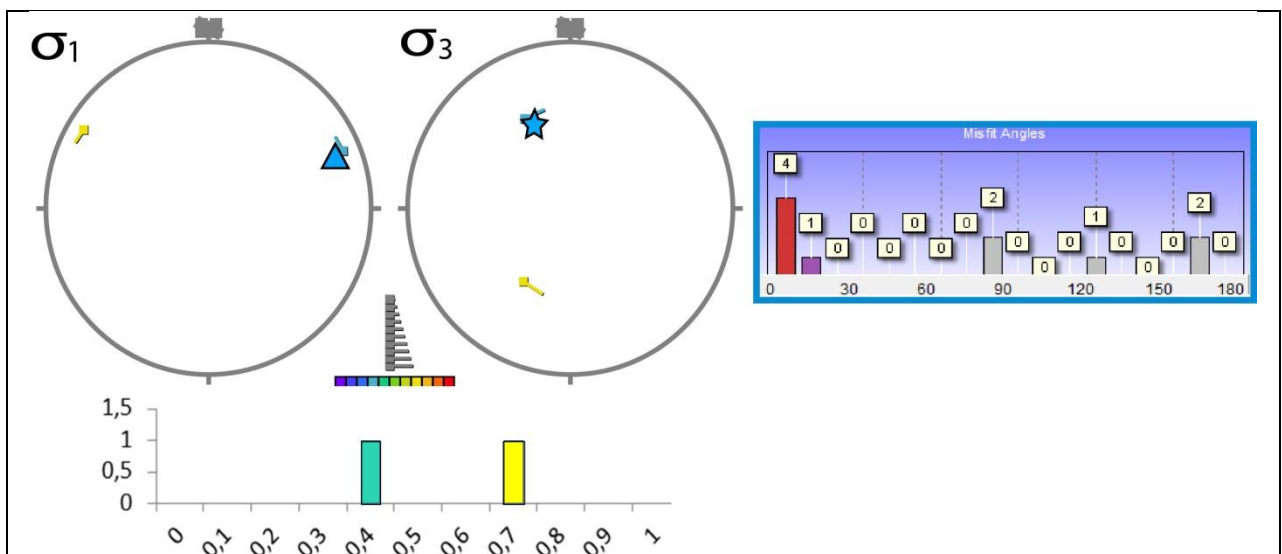


Figura 4. 30. Estado de esfuerzos para Intrusivo Cretácico-Batolito Norpatagónico Cretácico. 10 fallas. $\Phi: 0.35$ en rectángulo azul con solución σ_1 NE-SW.

4.3.3.3. Síntesis Unidad Batolito Norpatagónico Cretácico

La unidad Batolito Norpatagónico Cretácico muestra una deformación heterogénea. Del análisis dinámico, se obtiene un $\sigma_1 \sim E-W$ subhorizontal y σ_3 subvertical, lo que resulta en un régimen compresivo, con un valor $\Phi=0,35$, interpretado como transcurrencia con algo de transpresión.

4.3.4. Intrusivo Mioceno-Batolito Norpatagónico mioceno

El análisis de esta unidad comprende todas las medidas realizadas en las rocas intrusivas de edad Mioceno del área de estudio, las que involucran a las fallas de los Sitios estructurales de Sur Volcán Chaitén, Costa, Norte Volcán Chaitén-Lagos (2 fallas de Localidades de Volcán Chaitén, y todas las de Localidades Puente Rayas y Lago Río Negro) y el sitio Ventisquero El Amarillo, lo que resulta en una base de datos de 45 fallas.

4.3.4.1. Análisis cinemático

La deformación de las rocas ígneas intrusivas de edad miocena muestran una deformación heterogénea, dada la distribución dispersa de los ejes P y T (Figura 4.31), por lo que no se determina mecanismo focal para esta unidad.

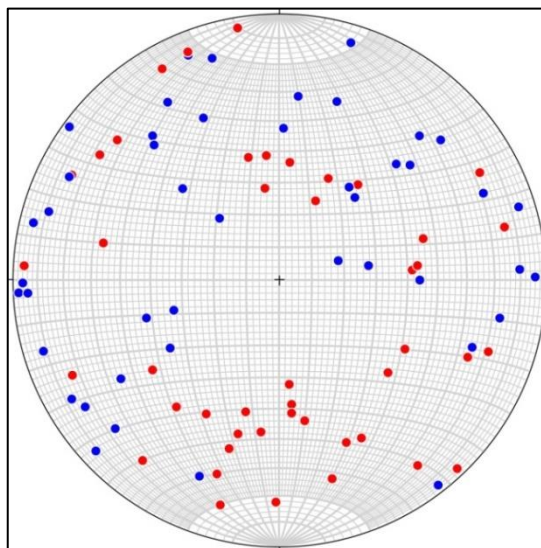


Figura 4. 31. Resultados 45 fallas de Batolito Norpatagónico Mioceno. Distribución de ejes P y T.

4.3.4.2. Análisis dinámico

El estereograma muestra 2 *cluster* principales, ya que hay una notable dispersión de los esfuerzos, por lo que se considera como la mejor solución un Φ de valor 0,5 para los σ_1 y σ_3 , $295^\circ/37^\circ$ y $186^\circ/20^\circ$, respectivamente. Para el segundo *cluster* mejor definido, se tiene un $\Phi=0,2$ donde los esfuerzos principales se orientan $\sigma_1:81^\circ/8^\circ$ y $\sigma_3:343^\circ/47^\circ$ (Figura 4.32).

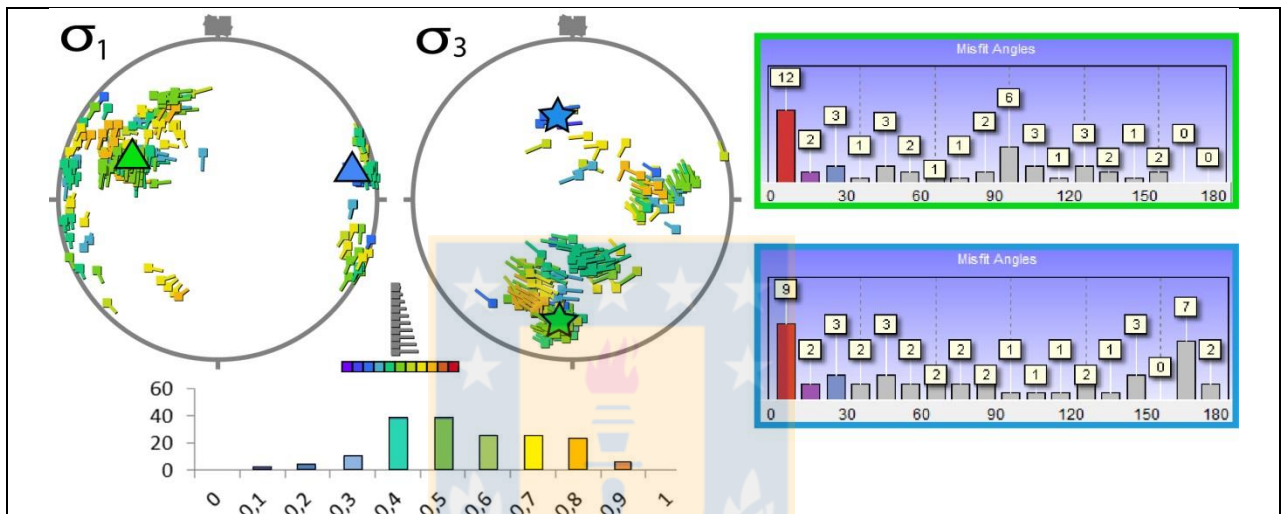


Figura 4. 32. Estado de esfuerzos para Intrusivo Mioceno-Batolito Norpatagónico Mioceno. 45 fallas. Φ : 0.5 y 0.2 con solución σ_1 E-W

4.3.4.3. Síntesis Unidad Batolito Norpatagónico Mioceno

La unidad Batolito Norpatagónico Mioceno muestra una deformación heterogénea. Del análisis dinámico, se obtiene un σ_1 ~E-W subhorizontal y σ_3 subhorizontal, lo que resulta en un régimen transcurrente con un valor $\Phi=0,5$ interpretado como Transcurrencia Pura. Por otra parte para un σ_1 también ~E-W subhorizontal y σ_3 subvertical, lo que resulta en un régimen compresivo con un valor $\Phi=0,2$ interpretado como Transpresión.

4.4. Análisis regional

Para visualizar la relación entre la cinemática y dinámica de la totalidad de las rocas que componen el basamento del Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida, se incorporan todas las medidas realizadas (77 fallas), con el fin de efectuar un análisis regional cuantitativo.

4.4.1. Análisis cinemático

La deformación de las unidades del área de estudio es heterogénea, con una gran dispersión en la distribución de los ejes P y T, ya que este análisis incorpora todas las diferentes unidades litológicas del área con sus diferentes edades, además de incluir todos los sitios antes descritos. Sin embargo, con el propósito de simular una deformación homogénea, se genera el mecanismo focal regional, y es concordante con lo obtenido anteriormente, una cinemática inversa con componente transcurrente (Figura 4.33), cuyo eje de acortamiento máximo (P) es $250^{\circ}/9^{\circ}$ y eje de alargamiento máximo (T): $145^{\circ}/57^{\circ}$.

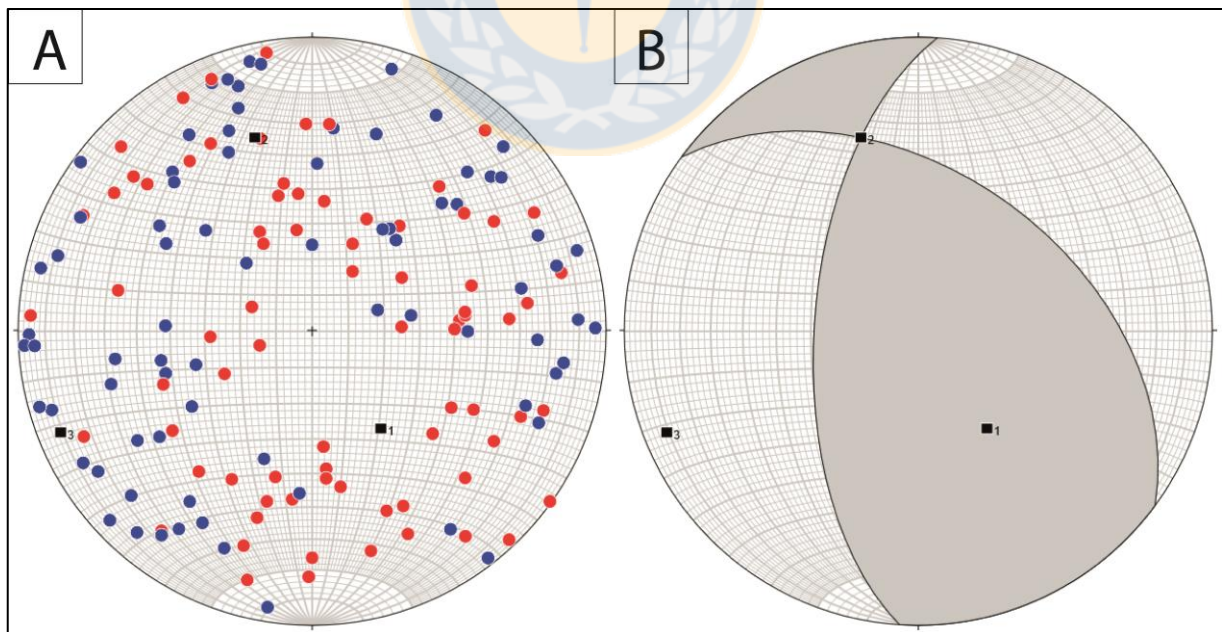


Figura 4.33. Resultados de las 77 fallas medidas en el CVChM. (A) Distribución de ejes P y T. (B) Diagrama solución.

4.4.2. Análisis dinámico

La dispersión de los datos para el estado de esfuerzo regional, está determinado por varios *cluster*, en donde la mejor solución está dada para un $\Phi = 0,55$, donde los esfuerzos principales son σ_1 279°/31° (~E-W) y σ_3 186°/21° (~N-S), respectivamente. Mientras que para un Φ de 0,75 se tiene una solución para σ_1 :226°/34° y σ_3 :52°/55° (régimen NE-SW, Figura 4.34).

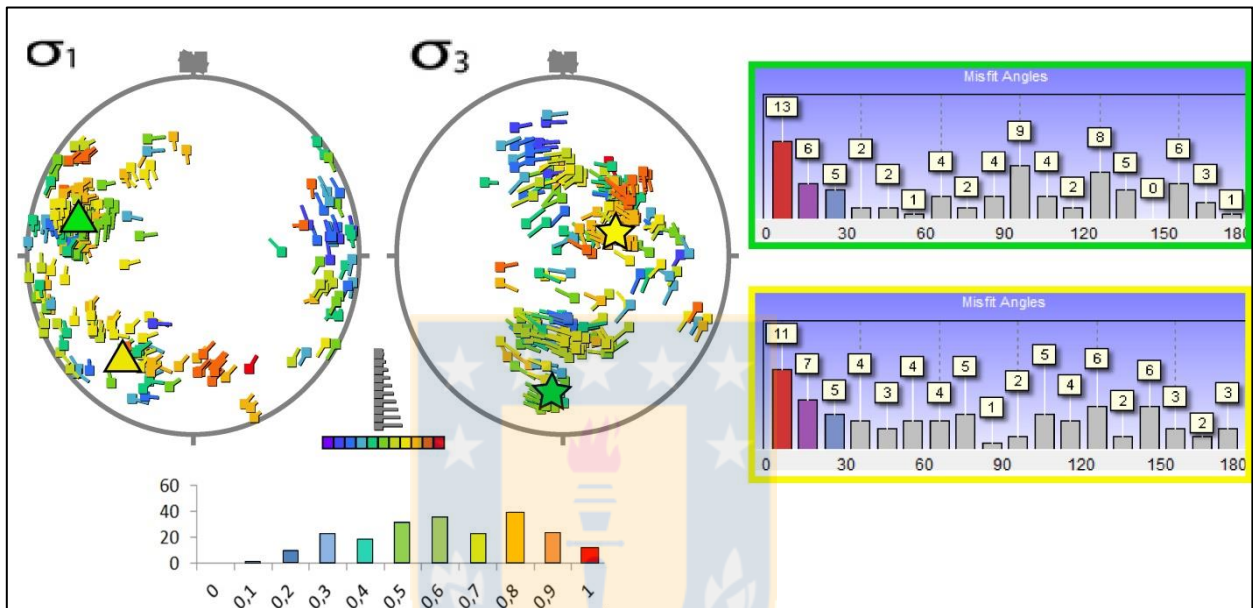


Figura 4.34. Estado de esfuerzos para Análisis Regional. (77 fallas). Φ : 0.55 en rectángulo verde con solución σ_1 E-W y Φ : 0.75 en rectángulo amarillo para σ_1 NE-SW.

4.5. Síntesis y análisis de resultados regionales

Los resultados referentes a los análisis cinemáticos y dinámicos del Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida, arrojan que la zona tiene una configuración bastante compleja, con elementos que coinciden parcialmente con el modelo actual de subducción oblicua NE-SW.

De los resultados obtenidos, el esfuerzo σ_1 NE-SW es atribuible a una compresión pura (Figura 4.34), mientras que hay zonas donde destacan sitios con diferentes campos de esfuerzo respecto al régimen moderno, tal es el caso del esfuerzo σ_1 ~E-W subhorizontal asociado a un régimen transcurrente, que al estar asociado a un valor $\Phi = 0,55$ da como resultado un régimen de Transcurrencia Pura (Figura 4.34).

Los 2 esfuerzos obtenidos mediante este análisis regional, difieren en escasos grados con los resultados analizados en cada sitio estructural, y lo mismo se grafica para los ejes de acortamiento y alargamiento máximos (Figura 4.33), al menos, para el σ_1 NE-SW.

Para poder mostrar gráficamente los esfuerzos impuestos para cada sitio específico del área de estudio, es necesario conocer el arreglo estructural local. Para esto, se asocian las fallas más importantes (por criterio de respuesta positiva al esfuerzo impuesto, ejes de deformación y la categoría de la falla en relación a sus índices cinemáticos) con los lineamientos coincidentes, tanto en la zona norte (Figura 4.35) como en la zona sur (Figura 4.36) del Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida. Además se consideran como lineamientos extensionales a la alineación de centros eruptivos menores (CEM) para el área circundante del Volcán Michinmahuida.

El resultado final se muestra en la Figura 4.37 donde, se aprecia el arreglo estructural obtenido con la metodología mencionada anteriormente, y los diagramas de esfuerzo impuestos a cada sitio estructural y el régimen local.

Cabe mencionar, que el tratamiento de diques y vetillas no fue incorporado, puesto que conforman un *Datum* con escasos datos, y que al ser tratados no dieron resultados concluyentes, ya que *Dips* necesita alto número de datos para poder entregar una respuesta gráfica.

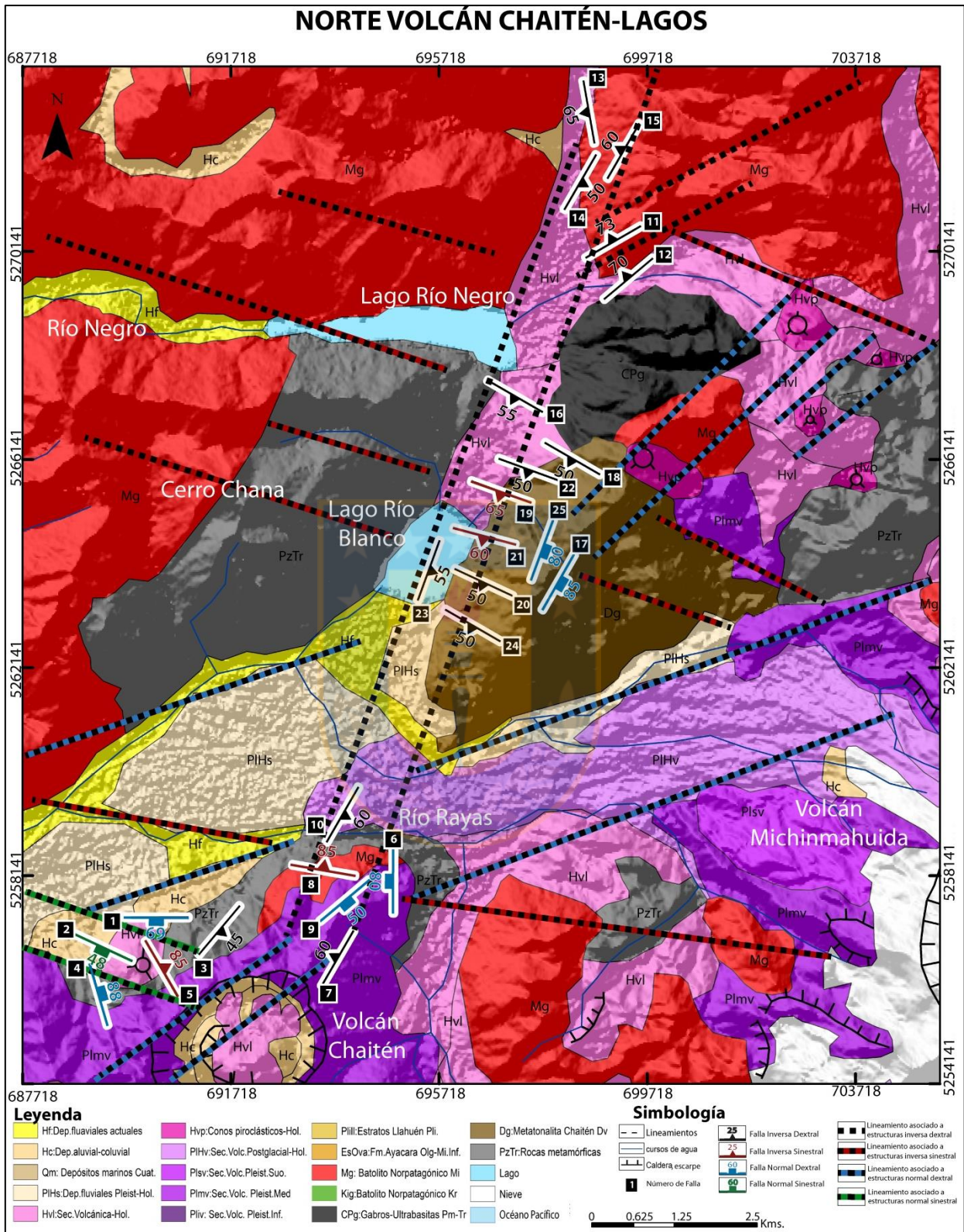


Figura 4.35. Mapa con fallas medidas en terreno en los sitios estructurales del área norte del CVChM, y su relación con los lineamientos circundantes.

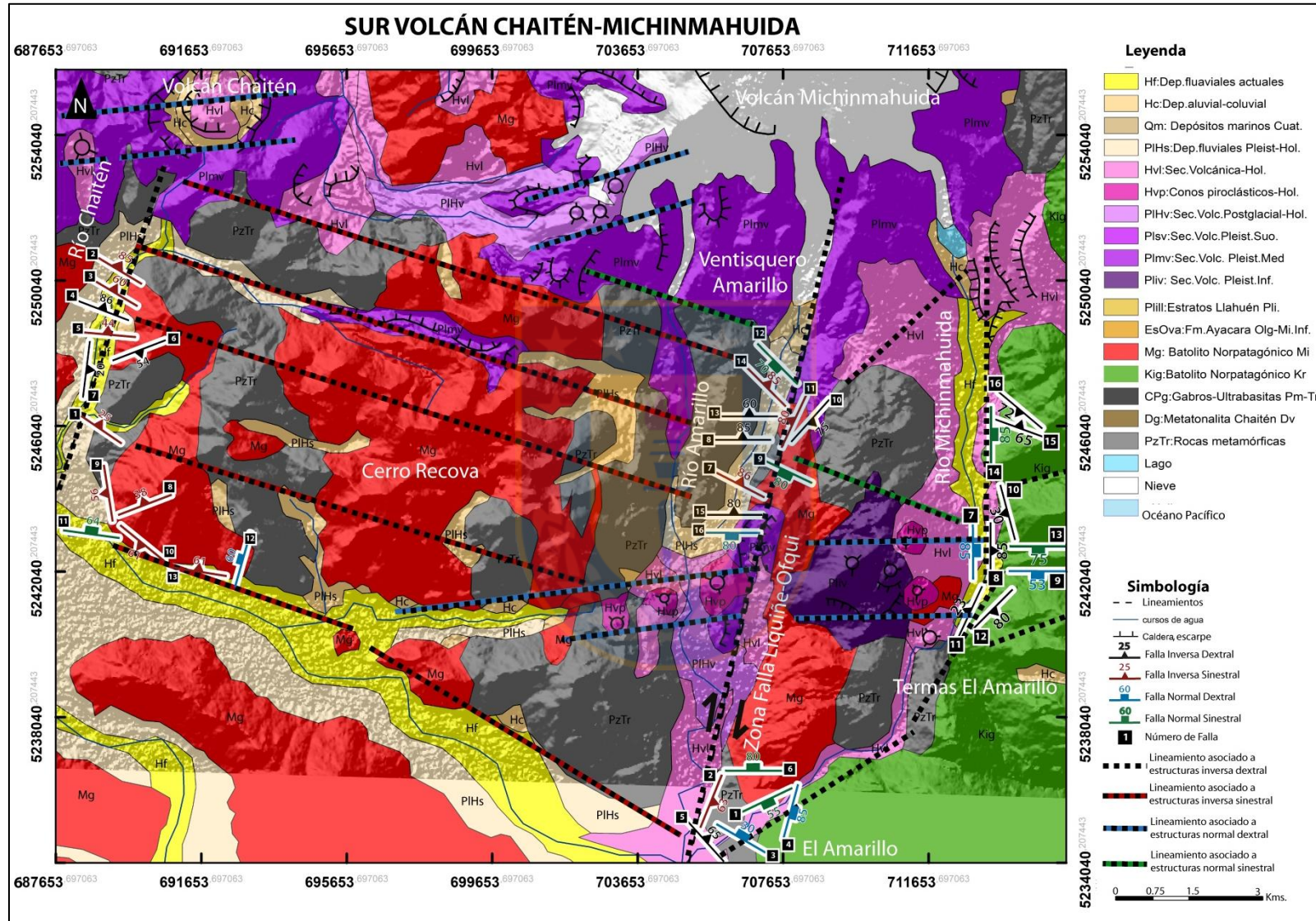


Figura 4.36. Mapa con fallas medidas en terreno en los sitios estructurales del área sur del CVChM, y su relación con los lineamientos circundantes.

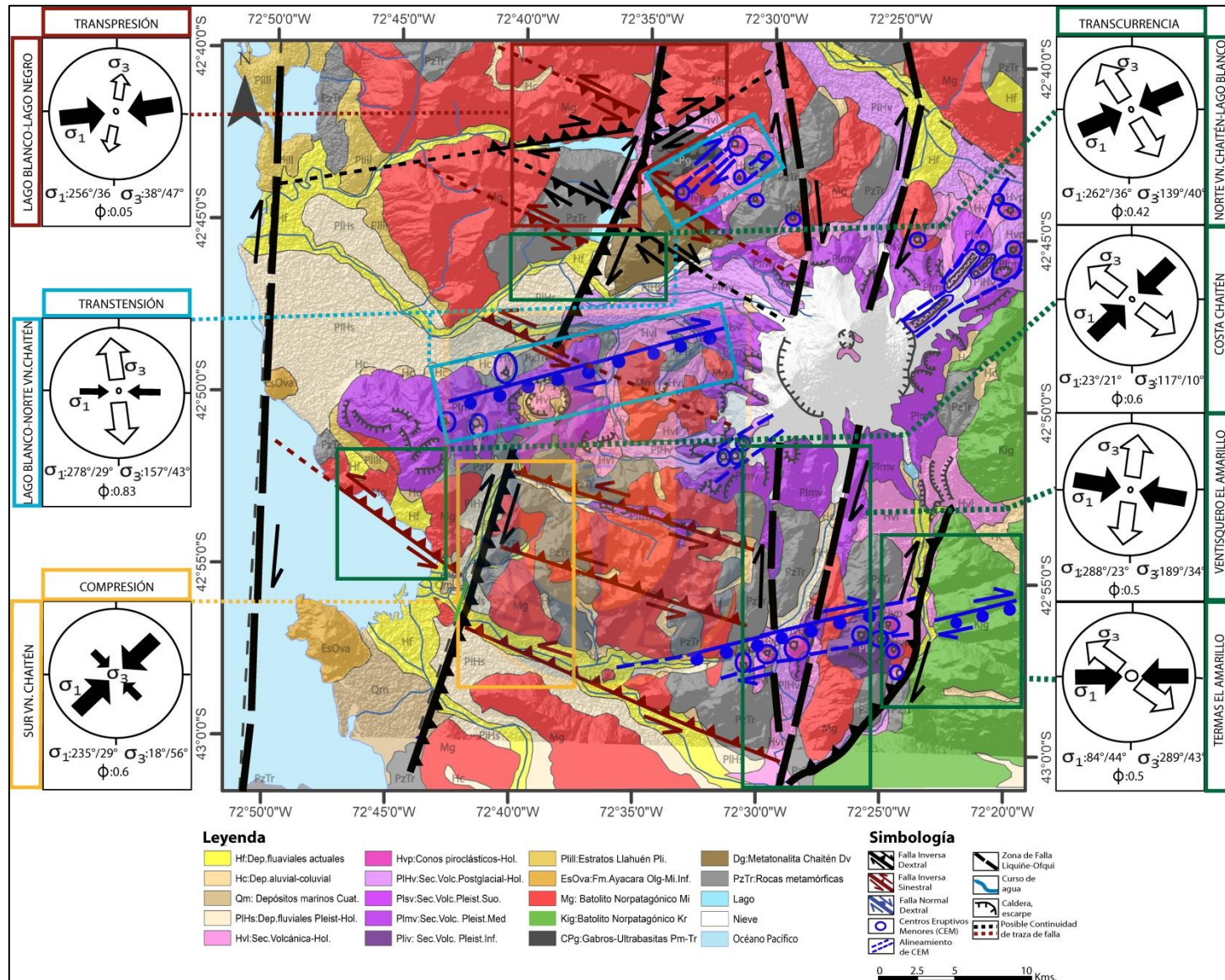


Figura 4.37. Mapa con fallas medidas en terreno en los sitios estructurales del área norte, y su relación con los lineamientos circundantes.

5. DISCUSIÓN

Las fallas activas encontradas en cada sitio estructural no tendrían gran relevancia si es que no se hubiera realizado una categorización de las mismas, esto con el objetivo de que puedan ser interpretadas como una medida válida de los lineamientos planteados (Figura 5.1).

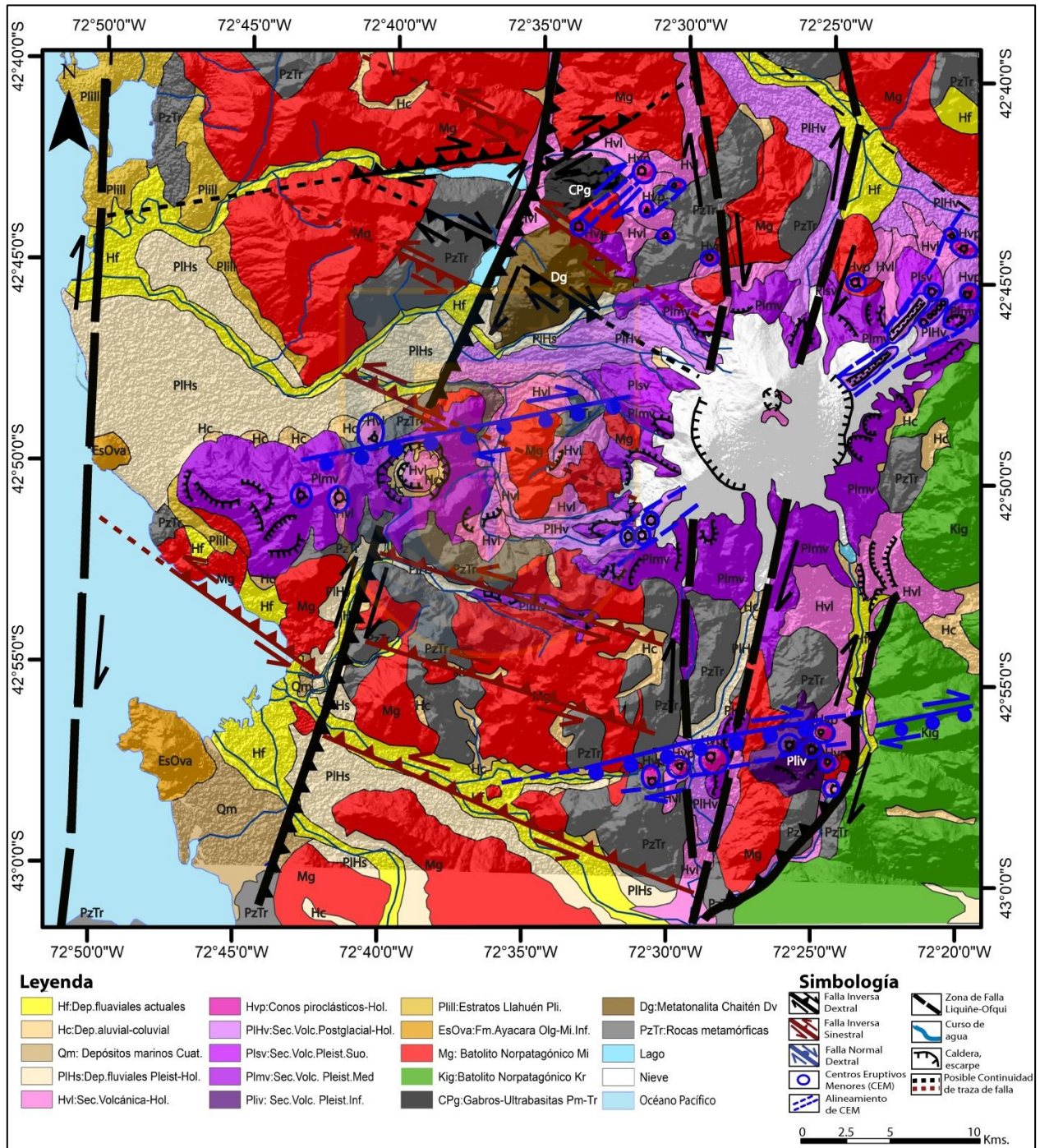


Figura 5.1. Mapa geológico con arreglo estructural obtenido para el CVChM.

Posterior al análisis individual de cada sitio, se debe discutir sobre la distribución geométrica de las fallas propuestas, con el fin de establecer el régimen tectónico y la dinámica imperante dentro del basamento del Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida, y su relación con las estructuras que habrían causado la gran erupción del 2008-2009.

Para el área del CVChM se tiene que el ángulo de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana es de $\sim N80^{\circ}E$ (NE-SW), mientras que los esfuerzos obtenidos corresponden a un σ_1 NE-SW ($226^{\circ}/34^{\circ}$ y σ_3 $52^{\circ}/55^{\circ}$) correspondiente a una inclinación $N46^{\circ}E$ y σ_1 E-W ($279^{\circ}/31^{\circ}$ y σ_3 $186^{\circ}/21^{\circ}$) correspondiente a una inclinación $N99^{\circ}E$.

Ambos esfuerzos se ajustan geoméricamente con el modelo Riedel (Riedel, 1929; Dresen, 1990), como se observa en la Figura 5.2, que grafica las fallas y su dinámica ajustadas a cada esfuerzo (mediante la respuesta observada en el análisis dinámico al aplicar el σ_1 correspondiente), además de indicar la localización dentro de los sitios estructurales de las estructuras ilustradas.

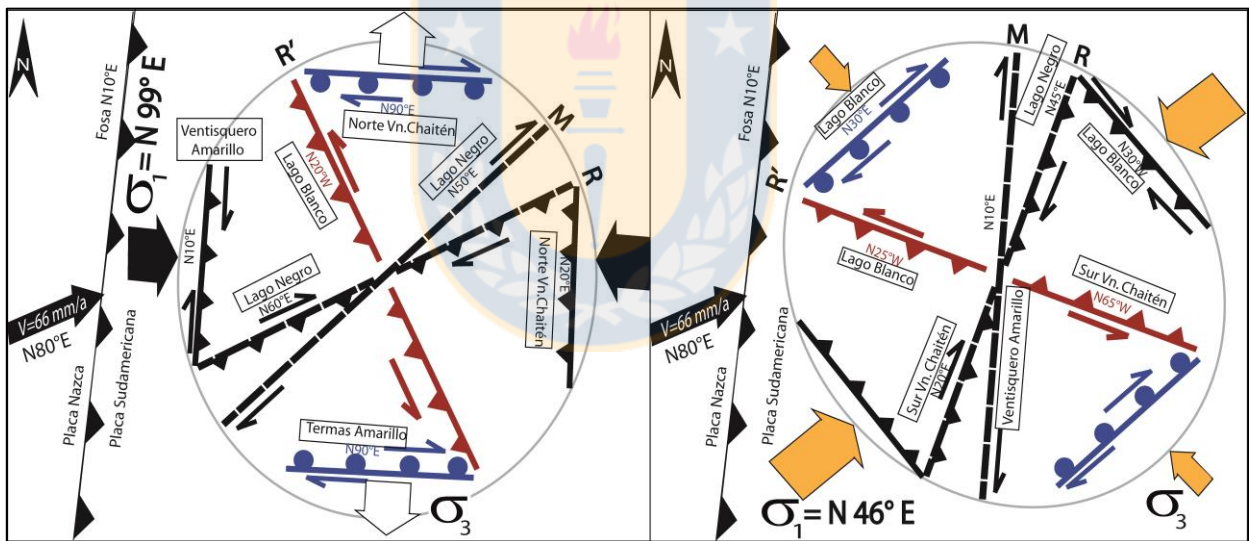


Figura 5.2. Modelo Riedel (Riedel, 1929; Dresen, 1990) ajustado a cada esfuerzo obtenido para el área del CVChM. A la izquierda se grafica el esfuerzo E-W (σ_1 $279^{\circ}/31^{\circ}$ y σ_3 $186^{\circ}/21^{\circ}$) y a la derecha el esfuerzo NE-SW (σ_1 $226^{\circ}/34^{\circ}$ y σ_3 $52^{\circ}/55^{\circ}$). M: plano principal, R: fallas sintéticas y R': fallas antitéticas.

Estos esfuerzos tienen gran relevancia dentro de la configuración actual del CVChM, pero que en algunos casos es un reflejo de procesos pre-Andinos. Es por este motivo que se deben analizar en forma independiente para comprender su relación con su volcanismo cuaternario.

5.1. Régimen tectónico σ_1 NE-SW

El régimen tectónico actual producto de la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana condice parcialmente con el esfuerzo regional σ_1 NE-SW en la orientación, pero varían en bastantes grados (convergencia \sim N80°E y σ_1 obtenido N46°E). Su radio de esfuerzo Φ : 0.75 evidencia un régimen compresivo (Ritz, 1994) para el intra-arco, que representa una compresión oblicua similar a la impuesta por la subducción en la fosa.

El control estructural del área de estudio, tanto en la cinemática como en la distribución y orientación de las fallas, se ajustan al modelo Riedel (Riedel, 1929; Dresen, 1990) para un σ_1 NE-SW (Figura 5.2 derecha). Esto se evidencia mediante la presencia de grandes fallas dextrales NE-SW y a la alineación de centros eruptivos mayores (CVChM) y menores (CEM), que actúan como fallas principales dextrales paralelas al esfuerzo principal. Estas fallas extensivas son las encargadas del ascenso de magma desde las cámaras magmáticas hacia la superficie, sin embargo, no serían las encargadas del almacenamiento de éste. Los centros eruptivos menores (CEM) que abundan en las faldas NE y SW del Volcán Michinmahuida (Figura 5.3), se alinean

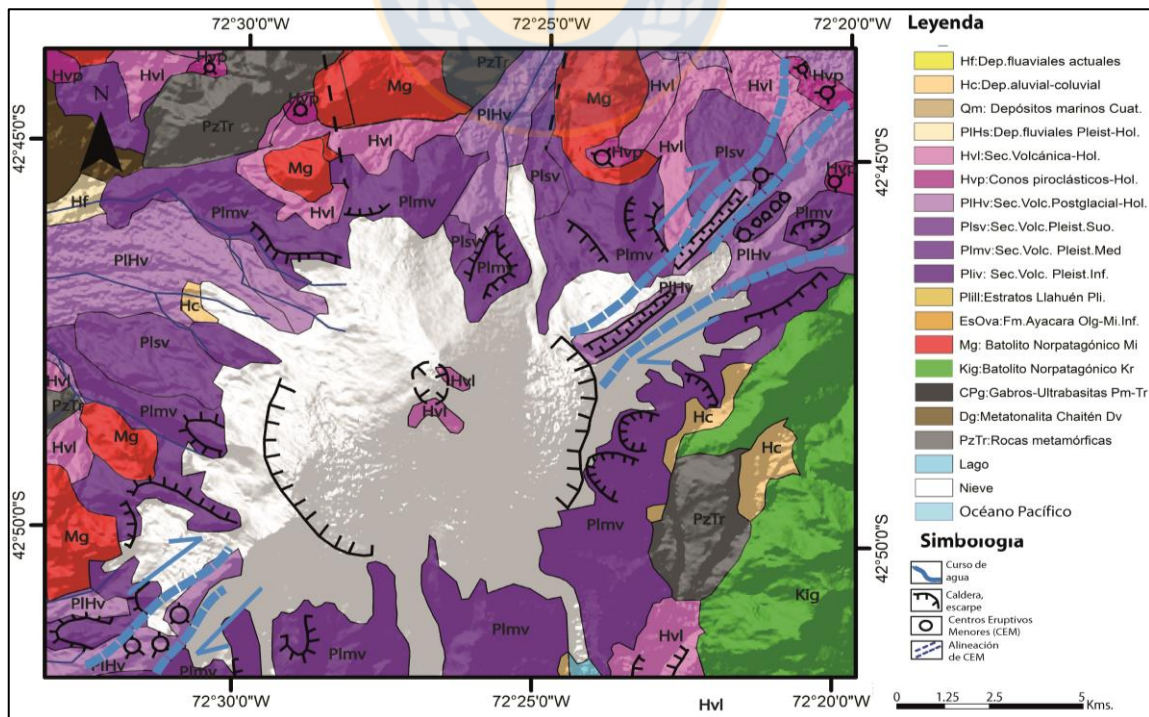


Figura 5.3. Mapa geológico de Volcán Michinmahuida con CEM alineados NE-SW.

de acuerdo a una elongación $\sim N45^\circ E$ (orientación de fallas extensivas en un régimen compresivo cuyo σ_1 $N46^\circ E$) y forman una especie de surcos fisurales en ambos sectores. Por otra parte, los CEM del sector de El Amarillo y los del Volcán Chaitén muestran una elongación $\sim E-W$ (Figura 5.1), que no tiene concordancia con la geometría esperada para fallas extensivas impuestas por el σ_1 NE-SW, al igual que la alineación de los volcanes Chaitén y Michinmahuida.

En el área de estudio se observa que todos los sitios estructurales analizados cuentan con incongruencias en la relación entre los ejes de deformación P y T (acortamiento y alargamiento máximos, respectivamente) con los esfuerzos principales σ_1 y σ_3 , respectivamente. Esto se debe a que las rocas (metamórficas e ígneas intrusivas) presentes en los sitios estructurales son variadas, condicionadas por su edad (amplio registro de estados de esfuerzos a través de su historia), lo que resulta en un comportamiento heterogéneo. Sin embargo, en el Sitio estructural Sur Volcán Chaitén (Capítulo 4. Resultados), Costa Chaitén y la localidad Lago Río Negro (Sitio estructural Norte Volcán Chaitén-Lagos) existe una consistencia en la relación entre ejes de deformación y esfuerzos principales (Subcapítulo 4.2), lo que es evidenciado por una deformación homogénea e isótropa, atribuible a que las fallas medidas estaban localizadas en el Intrusivo Mioceno del Batolito Norpatagónico, asociado al estado de esfuerzo actual.

Los esfuerzos σ_1 NE-SW y $\sim E-W$ obtenidos en este trabajo, pueden ser comparados con los esfuerzos propuestos por Lavenu y Cembrano (1999), que si bien no trabajan en el área de estudio, se puede extrapolar la información de Hornopirén (50 fallas mesoscópicas en granitoides del Plioceno, cuyo σ_1 : $N236^\circ E$ y $N212^\circ E$ son subhorizontales asociado a transpresión dextral Pliocena) y Puyuhuapi (16 fallas mesoscópicas en granitoides y dioritas del Mioceno cortadas por una zona milonitizada pliocena, cuyo σ_1 : $N52^\circ E$ ($N232^\circ E$); σ_3 : $N321^\circ E$ y con σ_1 : $N211^\circ E$; σ_3 : $N116^\circ E$, asociada a régimen transpresional dextral Pleistoceno), por su relativa cercanía y posición respecto al SFLO. Al realizar la comparación, hay una notable coincidencia en el esfuerzo NE-SW (σ_1 : $232^\circ/4^\circ$; σ_3 : $138^\circ/44^\circ$) obtenido en este trabajo para el CVChM y los sitios de Hornopirén y Puyuhuapi, como se observa en la Figura 5.4.

Si bien, estos autores analizan episodios de deformación Cuaternaria y este trabajo contempla rocas desde el Paleozoico en adelante, la coincidencia entre el esfuerzo principal NE-SW en

ambos casos puede deberse por la abundante generación de nuevas fallas, o por la reactivación de las existentes.

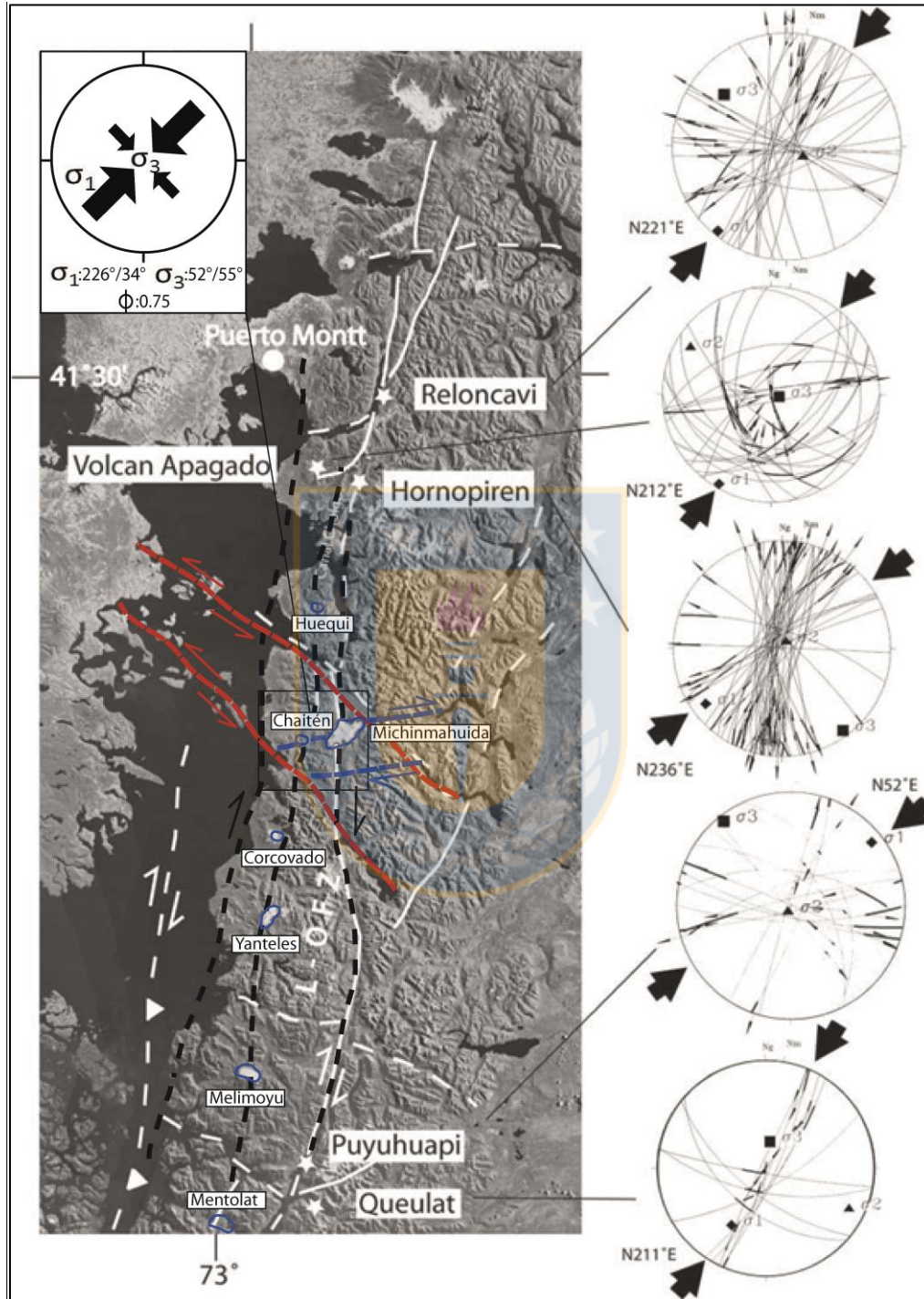


Figura 5.4. Datos de deslizamiento por fallas y tensor de esfuerzo para la deformación Pleistocena en el centro-sur de la ZVS, con un σ_1 NE-SW compatible con el desplazamiento dextral del SFLO (Modificado de Cembrano *et al.*, 2007). Enmarcado el CVChM. y su régimen de esfuerzo en la zona superior izquierda, similar a los propuestos. En rojo fallas NW-SE inversas sinistral, en azul fallas ~E-W normal dextral y en negro, fallas ~N-S dextrales (SFLO), y falla central bajo en Volcán Chaitén que alinea varios volcanes de la ZVSS.

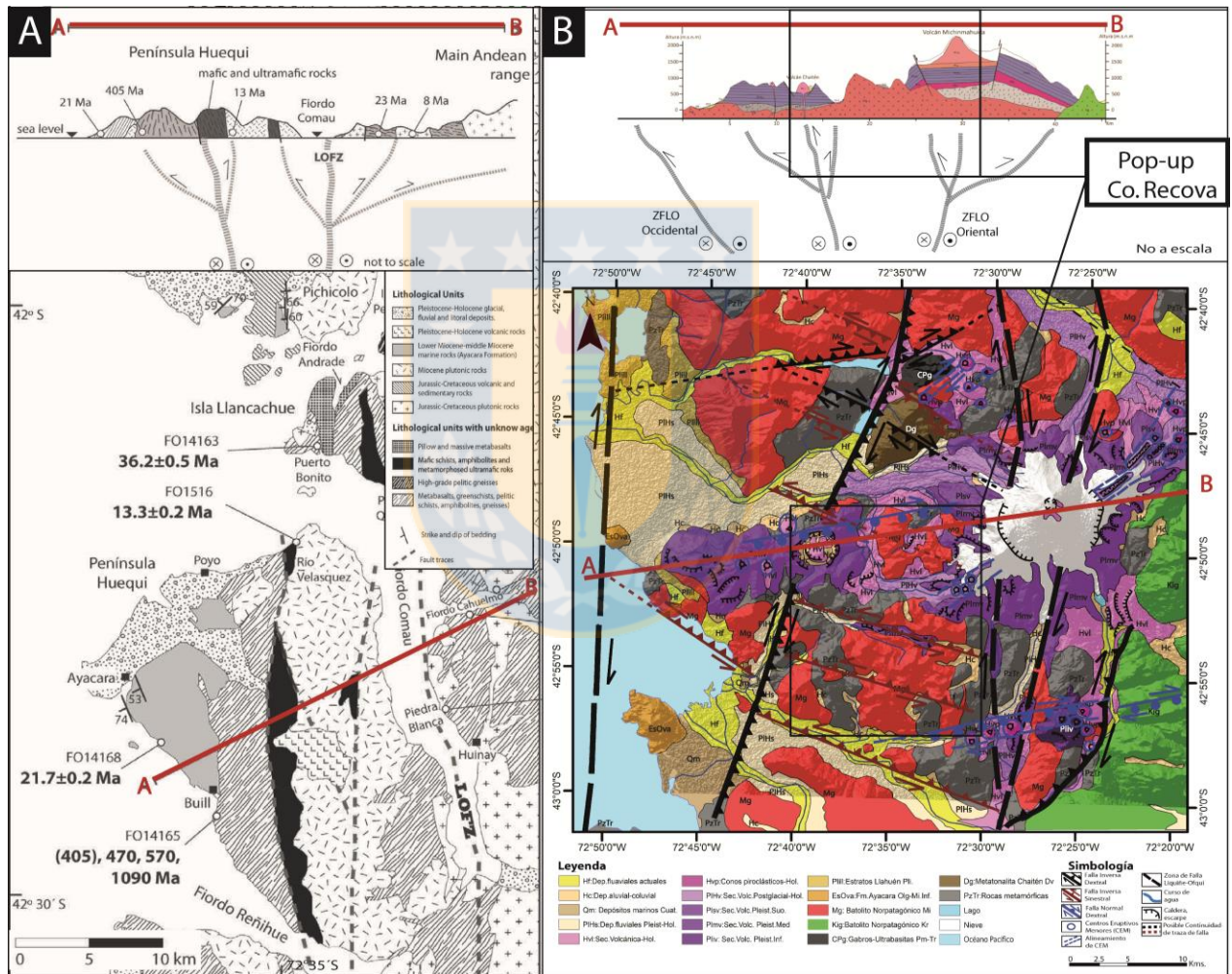
Las estructuras NNE-SSW paralelas al SFLO abundan en el área del CVChM, y tendrían el mismo comportamiento cinemático que ésta. Wang *et al.*, (2007) presentan las primeras evidencias geodésicas del movimiento dextral del SFLO a escala de los 41°-46° S, y establece que no sería una estructura continua asociada a una deformación uniforme, si no que, más bien la estructura principal del SFLO estaría segmentada, coincidente con la expresión morfológica actual de la misma (cortada y desplazada tanto por fallas NW-SE como NE-SW o ~E-W, Figura 5.4). El modelamiento de los datos GPS muestra una cinemática levemente diferente para estos segmentos, aunque compatible en general con una transpresión dextral en el arco volcánico, y que se ajusta relativamente bien al movimiento dextral de una falla que permanecería bloqueada durante el periodo intersísmico (Bodín y Bilham, 1994).

Cembrano *et al.*, (2000), menciona la existencia de milonitas NNE-SSW, tanto en la traza principal del SFLO, como en la falla paralela dextral secundaria que pasa bajo el Volcán Chaitén, y corta el intrusivo Devónico, evidenciado por una fuerte milonitización de esta Metatonalita, vista en terreno. Según Wicks *et al.*, (2011) estas estructuras NNE-SSW son los límites de una zona de *Pop-up*, cuyas fallas inversas tienen vergencias opuestas (Falla NNE-SSW bajo Vn. Chaitén con vergencia hacia el W y traza principal del SFLO bajo Vn. Michinmahuida con vergencia hacia el E), lo que provocaría el alzamiento del bloque central del CVChM.

Este alzamiento habría sido muy rápido, ya que exhuma unidades de edades antiguas (Prisma de acreción Paleozoico y Metatonalita Devónica) que muestran un escaso nivel de meteorización. Esta situación es bastante extraña para una zona de alta pluviosidad y acción erosiva glacial (abundante geomorfología glacial), lo que permite inferir, que el retroceso de glaciares podría haber condicionado la rápida exhumación de dicho *Pop-up* (Figura 5.5), además, que este bloque alzado es el que recibe toda la compresión y transpresión del área.

El entorno inmediato a la falla NNE-SSW que pasa bajo el Volcán Chaitén registran una deformación de superficie posterior a la fase explosiva de mayo de 2008, con un patrón de inflación y deflación, concordante con un proceso eruptivo de alta tasa de emisión, y que revela el vaciamiento del reservorio magmático con el paso del tiempo (Wicks *et al.*, 2011).

Esta misma estructura que pasa bajo el Volcán Chaitén (principal rasgo que controla su dinámica, Figura 5.5.B)), también es extrapolable hacia el norte, donde según Hervé *et al.*, (2017) su traza pasa exactamente bajo el Volcán Huequi (Figura 5.5), en la Península del mismo nombre, y corta las unidades litoestratigráficas, complejos metamórficos y cuerpos plutónicos del área, esquematizado en un perfil que muestra similitud con la propuesta en este trabajo (Figura 5.5.A). Este patrón del volcán Chaitén alineado con los volcanes Huequi y Hornopirén (hacia el norte), se repite para el sur, con los volcanes Corcovado, Yanteles, Melimoyu y Mentolat (Figura 5.4).



En general, los volcanes de la Zona Volcánica Sur Norte (ZVSN), Transicional (ZVST) y Central (ZVSC), están emplazados sobre un basamento intrusivo a volcano-sedimentario con edades

máximas del Mioceno, principal diferencia con respecto a los volcanes de la Zona Volcánica Sur Sur (ZVSS), que cuentan con un basamento de rocas de edades Paleozoicas y Mesozoicas (Figura 5.6). Esto provoca características únicas, tanto en la morfología, como en el tipo de erupción y estructuras que alojan las cámaras magmáticas.

El volcán Chaitén cuenta con un domo riolítico, característica distintiva con sus homólogos de las otras zonas volcánicas, al igual que el Volcán Huequi. Los productos que producen estos volcanes van desde composiciones andesitas-basálticas a riolitas, con propiedades geoquímicas y mineralógicas singulares poco comunes en el contexto regional de este segmento en la zona volcánica sur de los Andes. Estas características tendrían, a su vez, influencia en el estilo eruptivo dominante que contrasta con volcanes vecinos, ya que los macizos en su mayoría en la ZVS poseen las estructuras antes vistas (NE-SW, E-W, NNE-SSW y NW-SE) por lo que otros factores son los que estarían influyendo en el almacenamiento y movilización del magma (Watt *et al.*, 2011).

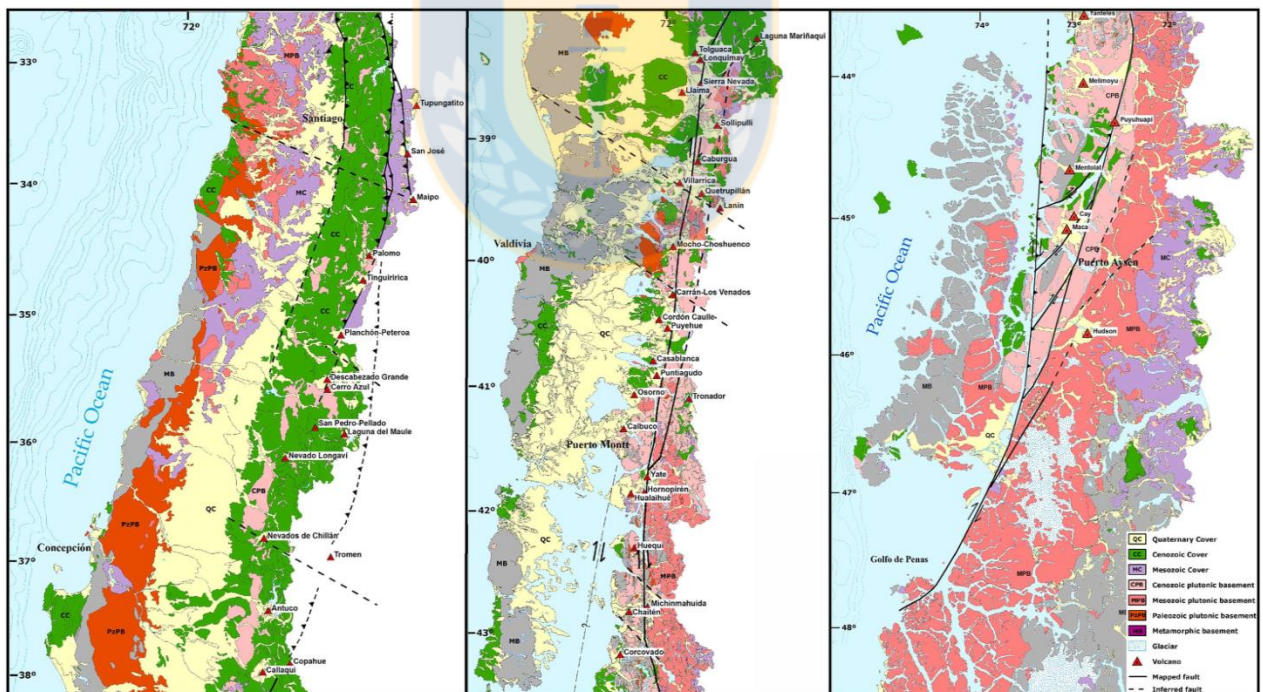


Figura 5.6. Mapa geológico de la ZVS. Se observa la diferencia entre el basamento de la ZVSC (Basamento Cenozoico) y ZVSS (Basamento Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico) (Cembrano *et al.*, 2009).

Las estructuras NW-SE inverso-sinestrales estarían a cargo del almacenamiento del magma para el CVChM (Wicks *et al.*, 2011) correspondientes a fallas antitéticas (Fracturas R') al SFLO (Falla principal del área de estudio), las que a su vez, son las encargadas de concentrar toda la compresión impuesta por el régimen NE-SW.

Este tipo de fallas son frecuentemente identificadas en la Cordillera de Los Andes, denominadas como Estructuras Transversales al Arco (ETA; Sánchez-Alfaro *et al.*, 2013; Piquer *et al.*, 2015; Piquer *et al.*, 2016; Pérez-Flores *et al.*, 2016), y son estructuras heredadas que se asocian a debilidades corticales como herencia de un basamento anisotrópico preandino. Estas estructuras son desarrolladas a escala litosférica y reactivadas por la compresión actual como fallas sinestrales-inversas durante el desarrollo del arco en el periodo intersísmico, que se invierte durante las fases co y postsísmicas (Sánchez-Alfaro *et al.*, 2013).

Esto puede ser reafirmado por la existencia de fases tectónicas mesozoicas que presentan compresión en sentido NW-SE (Maloney *et al.*, 2013), puesto que hay rocas de edad Paleozoica en el sector del CVChM que cuentan con fallas en dicha dirección (rocas metamórficas y Metatonalita Chaitén). Éstas fallas habrían favorecido el ascenso de los intrusivos del Cretácico y Mioceno, ya que autores como Pérez-Flores *et al.*, (2016) plantean que las ETA podrían generar grandes reservorios de fluidos magmáticos e hidrotermales someros de tipo *ramp-and-flat*, que favorecen la diferenciación de los magmas.

De lo anteriormente expuesto, se tiene que estas estructuras NW-SE son rasgos de escala regional muy importantes, que en el área de estudio componen el reservorio del volcán Chaitén, en forma de *sill* con manteo al NE, y que producto de la compresión a la que está sometido, permite la diferenciación magmática. Esta diferenciación magmática está verificada por estudios petrológicos en pómez del volcán Chaitén, que muestran que el material vendría de una cámara magmática de una profundidad de 5-9 km, además de contener anortita, mineral más típico en rocas básicas y no en rocas ácidas, motivo por el que se propone una cámara común para los volcanes Michinmahuida (basáltico-andesítico) y Chaitén (riolítico, diferenciado por el entrampamiento generado producto de la compresión) (Wicks *et al.*, 2011).

Este reservorio en fallas NW-SE esta principalmente en las estructuras ETA del Cerro Recova (Figura 5.5), representación morfológica del *Pop-up* limitado por fallas NNE-SSW (SFLO), y que explica el ascenso de este bloque, producto de la presión magmática bajo esta estructura y la compresión-transpresión evidenciada en los sitios estructurales en el *Pop-up*.

Por estos motivos la dinámica de las estructuras NW-SE está relacionada con el almacenamiento, diferenciación y control del reservorio, y por tanto, su implicancia en la erupción del Volcán Chaitén durante el 2008-2009 es importantísima.

5.2. Régimen tectónico σ_1 E-W

Se desprende de los datos un segundo régimen de esfuerzo dominante para el CVChM cuya orientación es \sim E-W, casi perpendicular al margen continental, y relacionado a un radio de esfuerzo $\Phi = 0.55$ asociado a un régimen Transcurrente para el intra-arco (Ritz, 1994). Este régimen también es comparado con el modelo Riedel (Riedel, 1929; Dresen, 1990), ejemplificado en la Figura 5.2 (izquierda) que evidencia similitud entre lo esperado según el modelo Riedel con las fallas que se activan producto del esfuerzo \sim E-W en el modelo propuesto para el CVChM

Se observa que las estructuras extensivas son de orientación E-W, donde destacan las fallas normales dextrales \sim E-W presentes en los afloramientos en la falda norte del Volcán Chaitén (lineamiento que une al Volcán Chaitén con el Michinmahuida). Este patrón se repite en el sector El Amarillo, donde los CEM principales se orientan también E-W hasta el sector de las Termas El Amarillo. Las fallas coinciden con una estructura propuesta por Lange *et al.*, (2008) (Figura 5.7.A), cuya orientación \sim E-W y mecanismo focal normal con transurrencia une ambos cráteres del CVChM, similar a lo planteado por Basualto *et al.*, (2009) con los epicentros (Figura 5.7.B). Esto es coherente con el régimen tectónico de esfuerzo principal σ_1 E-W, al igual que el mecanismo focal normal asociados por Wicks *et al.*, (2011) a la inyección del dique ENE bajo el Volcán Chaitén y detonante de la erupción de 2008-2009 (Figura 1.2.C).

De acuerdo al esfuerzo σ_1 \sim E-W, se observan fallas NW-SE inverso-sinistrales (ETA; Sánchez-Alfaro *et al.*, 2013; Piquer *et al.*, 2015; Piquer *et al.*, 2016; Pérez-Flores *et al.*, 2016), al igual que con el σ_1 NE-SW, pero la diferencia está en que son de orientación más cercanas a NNW-SSE.

En general, se destaca que para ambos esfuerzos, se tienen las mismas estructuras NW-SE y NE-SW (almacenadoras y movilizadoras del magma para el CVChM, respectivamente), solo que las de σ_1 E-W varían en algunos grados con respecto a las de σ_1 NE-SW.

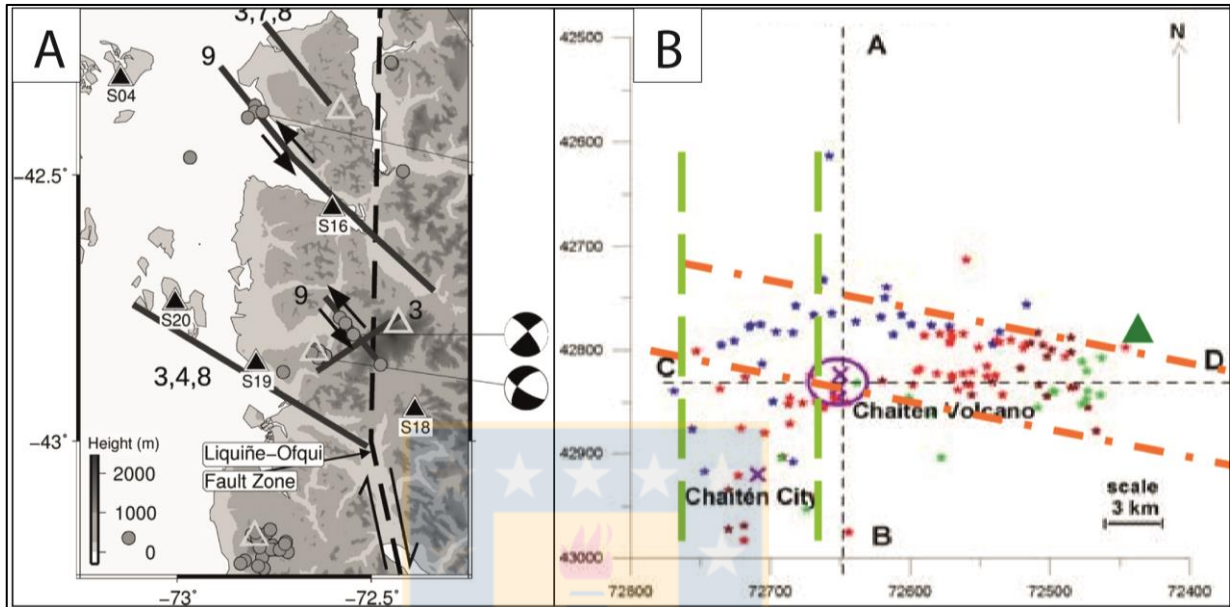


Figura 5.7. (A) estructura ENE normal transcurrente que une el CVChM. Lange *et al.*, 2008. (B) Estructuras ~E-W que encierra los epicentros registrados del 5 al 8 de Mayo de 2008 (Basualto *et al.*, 2009).

Debido a la composición petrológica y amplio rango de edad de las mismas, que abarca desde el Paleozoico hasta el Reciente, existen en el área estructuras heredadas producto de eventos tectónicos antiguos, que posteriormente habrían sido obliteradas por la sobreimposición del evento actual y/o la reactivación de las mismas.

El esfuerzo principal σ_1 ~E-W está relacionado a un evento tectónico de edad Plioceno en el intraarco (Figura 5.8). Lavenu y Cembrano (1999) al igual que Cembrano *et al.*, (2000) proponen una edad de deformación ~5,4-3,6 Ma en Hornopirén y ~5,4-1,6 Ma en Puyuhuapi. Estas localidades corresponden a extremos norte y sur del área de estudio, respectivamente, de las cuales se estudiaron rocas del Batolito Norpatagónico (Cretácico al Neógeno). Para estos autores, la dirección principal de compresión en el sector Hornopirén-Reloncaví es σ_1 :N263° (E-W), σ_2 de dirección N-S y σ_3 es vertical, situación que se da en el límite entre la Depresión Central y el arco volcánico, donde la relación de forma [$R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$] es ~0,78. Este valor “R” (diferente a $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$) corresponde a un estado de esfuerzo compresivo uniaxial generalizado,

mientras que para Puyuhuapi-Pte. Falla (Queulat) la dirección principal de compresión es σ_1 :N268° E-W, σ_3 de dirección N-S y σ_2 es vertical, con $R=0.96$, correspondiente a un esfuerzo transpresional.

La dirección de convergencia σ_1 cambia entre el Plioceno y Pleistoceno, lo que puede ser explicado por una disminución de la velocidad de convergencia a partir de los 2-3 Ma y eso puede provocar un cambio en la partición de los esfuerzos (Lavenu y Cembrano, 1999).

Esta compresión E-W del Plioceno, estaría directamente relacionada con un régimen de convergencia rápida y a un acoplamiento interplaca importante (Lavenu y Cembrano, 1999). Además, deja un amplio registro estructural evidenciado por los pronunciados lineamientos geomorfológicos N-S, reflejo de los altos rangos de denudación producto del alzamiento (*Pop-up* Cerro Recova y Metatonalita Chaitén) generado por la transpresión y la alta tasa de erosión glacial (Iturrieta *et al.*, 2017).



Figura 5.8. Dirección de convergencia en margen de placa de la Zona Volcánica Sur Sur (42°-46°; Lavenu y Cembrano, 1999).

5.3. Partición de la deformación en el Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida

Conocer el estado de esfuerzos y deformación es crucial para comprender el desarrollo de un sistema orogénico como el que alberga al CVChM, condicionado por el vector de convergencia entre la placa de Nazca ($\sim N80^\circ E$) y la placa Sudamericana a nivel de la costa chilena, considerado constante durante los últimos 10 a 5 Ma (Lavenu y Cembrano, 1999). Esta condicionante detona en que la deformación este particionada entre fallas de rumbo y fallas inversas, cualidad de los Andes entre los $38^\circ-42^\circ 30'S$. Esta partición se reparte en dos dominios paralelos entre sí, pero tectónicamente diferentes, correspondientes a una zona de antearco ubicada entre la fosa Perú-Chile y el límite Depresión Intermedia-Cordillera de Los Andes, mientras que el segundo dominio corresponde al arco magmático o dominio de intraarco (Figura 5.9).



Figura 5.9. Diagrama cinemático de bloque que muestra una compresión heterogénea y deformación transpresional provocada por acomodación (en el arco volcánico-SFLO) de una convergencia oblicua a lo largo del margen de placa (Cembrano *et al.*, 2007).

Según Teyssier *et al.*, (1995), en una convergencia oblicua existe una partición de la deformación con transpresión, en la cual la dirección del esfuerzo máximo instantáneo (σ_1) bisecta el ángulo entre el vector de convergencia y la perpendicular al margen. Es así como para el área de estudio, Lavenu y Cembrano (1999) determinan los esfuerzos σ_1 para Hornopirén y Puyuhuapi, donde la dirección principal de compresión tiene un promedio de N54°E, dirección similar a las obtenidas en este trabajo con un σ_1 :226°/4° (N46°E) regional y NE-SW.

Con los datos anteriormente mencionados, es posible calcular el porcentaje de partición de convergencia (Teyssier *et al.*, 1995) para el área del CVChM, dado que α (ángulo entre el vector de movimiento de la placa oceánica y la fosa, que respectivamente corresponde a $\alpha=80^\circ-10^\circ=70^\circ$) y una variable θ_p (ángulo entre el margen y el eje de acortamiento máximo P), valores que son iguales cuando la convergencia entre placas es ortogonal. Para el caso de convergencia oblicua no particionada, se utiliza un ángulo de refracción que desplaza al eje de acortamiento máximo (P) en relación a la dirección del movimiento de las placas, expresado en una función de $\theta_p = [\frac{1}{2}(90 + \alpha)]$, por lo que el valor para $\theta_p = 80^\circ$ (Tikoff y Teyssier, 1994) y el porcentaje de partición es cercano al 0% (Figura 5.10. Azul). Esto resulta en un área “No Particionada” (Figura 5.11.A), lo que no se condice con la realidad observada en el área de estudio.

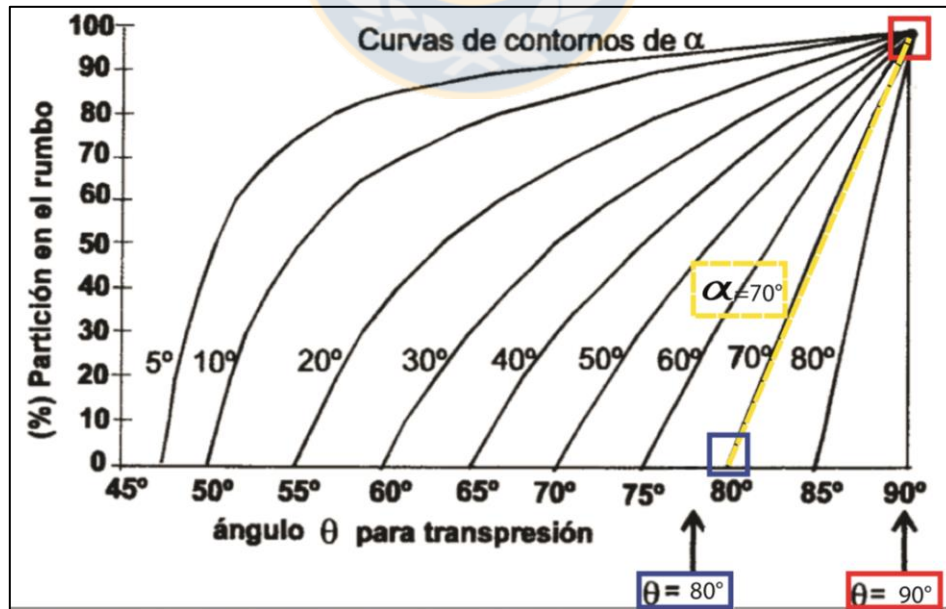


Figura 5.10. Modelo cinemático que relaciona el ángulo entre el eje P (θ_p) con el ángulo formado entre el margen continental y el vector de movimiento de la placa oceánica (α ; línea amarilla), para obtener el valor de “No partición” (azul) o de “partición total” (rojo) en la convergencia (Teyssier *et al.*, 1995).

La partición en el área del CVChM es evidente, producto de la subducción oblicua acomodada por el SFLO, pero esto no es reflejado por el Diagrama propuesto por Teyssier *et al.*, (1995), ya que solo considera los extremos de “No Partición” (analizado anteriormente) y el de “Partición Total” (100% partición con $\theta_p = 90^\circ$; Figura 5.10. Rojo y 5.11.B). Por este motivo se adiciona la “Partición parcial” (Arancibia *et al.*, 1999; Pérez-Flores *et al.*, 2016; Figura 5.11.C), la que concuerda con el valor $\theta_p = 80^\circ$ para el área del CVChM.

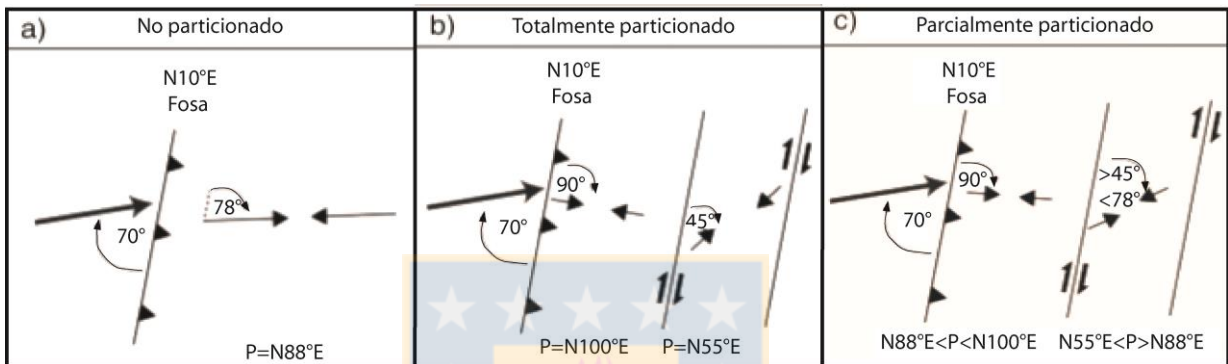


Figura 5.11. (A) Margen convergente no particionado. (B) Totalmente particionado. (C) Parcialmente particionado. Tomado de Pérez-Flores *et al.*, 2016.

Este modelo de Teyssier *et al.*, (1995) considera para la “Partición Total” un $\alpha=70^\circ$; $\theta_p = 90^\circ$ (para el antearco) y $\theta_p = 45^\circ$ para el intraarco (Tikoff y Teyssier, 1994; Arancibia *et al.*, 1999; Figura 5.11.B), valores que en el CVChM (intraarco) no coinciden, ya que θ_p corresponde a 70° (eje de acortamiento máximo $P=250^\circ/9^\circ$), valor atribuible a una “Partición Parcial” (Arancibia *et al.*, 1999; Pérez-Flores *et al.*, 2016; Figura 5.11.C). Cabe destacar que $\theta_p = 80^\circ$ corresponde al valor teórico del modelo de Teyssier *et al.*, (1995) para un margen con $\alpha=70^\circ$, mientras que $\theta_p = 70^\circ$ corresponde al valor calculado con el eje de acortamiento máximo ($P=250^\circ/9^\circ$) obtenido en el análisis cinemático regional, el que de todas formas, no es del todo representativo, ya que el área evidencia una deformación heterogénea. Sin embargo, al analizar los sitios por separado se tiene que individualmente el eje de acortamiento máximo (P) es similar en la mayoría de los casos con el σ_1 obtenido para cada zona (cada sitio presenta una deformación homogénea individualmente, mientras que en conjunto (Análisis regional) evidencian una deformación heterogénea, dado que en sectores se absorbe transcurrancia y en otros compresión), por lo que se asume el valor del eje P coincidente tanto para el σ_1 regional E-W, como para el σ_1 regional NE-SW, lo que resulta en dos ejes de deformación para dos esfuerzos diferentes ($\theta_p \sim \sigma_1$).

Tras asumir lo anterior, se tiene que los valores obtenidos en este análisis son $\theta_p=99^\circ$ (para σ_1 E-W $289^\circ/31^\circ$) y $\theta_p=46^\circ$ (para σ_1 NE-SW $226^\circ/34^\circ$) (Figura 5.12). A pesar de la similitud de los resultados del CVChM con lo propuesto por Tikoff y Teyssier (1994) y Arancibia *et al.*, (1999) para una “Partición Parcial” (Figura 5.11.C), se tiene que ambos θ_p fueron medidos en el intraarco, por lo que se presume una “Partición Parcial” a nivel del arco (Figura 5.6).

Esto se ve reflejado en la diferencia entre el vector de convergencia ($\sim N80^\circ E$) con el eje de acortamiento máximo P (deformación heterogénea, $P=N70^\circ E$) y los dos esfuerzos σ_1 obtenidos ($N109^\circ E$ para σ_1 E-W y $N46^\circ E$ para σ_1 NE-SW) ya que si no hubiera partición, éstos deberían coincidir y actuar de forma homogénea (Pérez-Flores *et al.*, 2016).

Por lo tanto, se evidencia una deformación Parcialmente Particionada con acortamiento y cizalle dextral en el intraarco (compresión del antearco absorbida como transpresión por la transcurrencia del SFLO), la que no es reflejada por el modelo cinemático de Teyssier *et al.*, (1995), ya que según su lógica, se necesita de un bajo ángulo α para que haya partición, situación que no se da en la Zona volcánica Sur. Además, este modelo no considera las debilidades térmicas del intraarco, que pueden acomodar gran parte de la deformación transpresional con desarrollo de fallas paralelas al margen convergente, las que a su vez, generan mayor permeabilidad cortical, la que es propicia para la migración de magma y actividad volcánica (Pérez-Flores *et al.*, 2016).

5.4. Modelo Estructural

El CVChM se enmarca en una zona dominada por una gran deformación, caracterizada por la orientación y sentido de movimiento de las fallas, las que coinciden con el modelo Riedel (1929). Este arreglo deja en evidencia que algunas fallas son formadas o reactivadas por el proceso actual de subducción oblicua (fallas NE-SW y NNE-SSW de cinemática dextral), mientras que otras tendrían su génesis en procesos preandinos, y que son actualmente reactivadas con movimiento sinistral inverso, de acuerdo a la convergencia reciente.

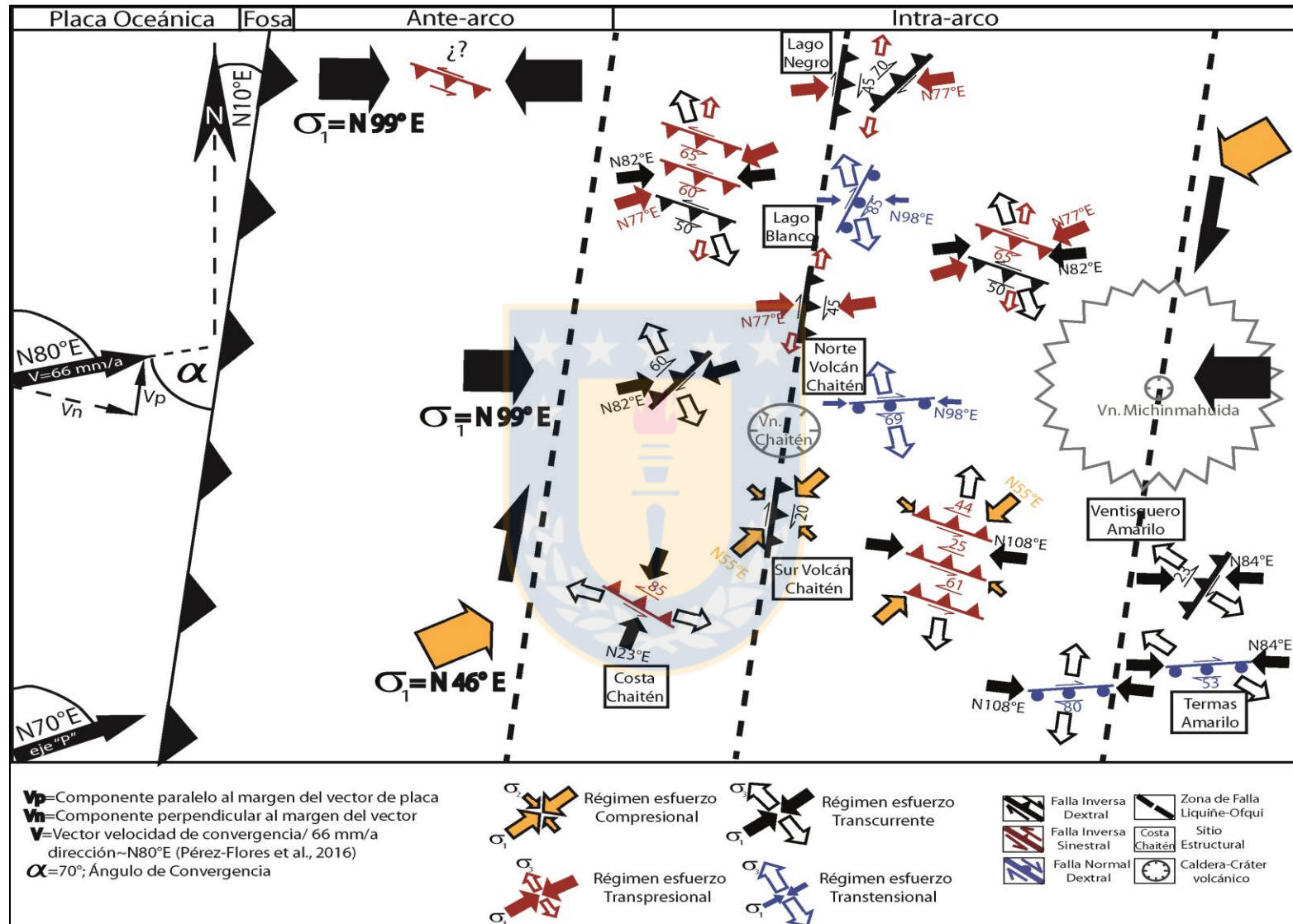


Figura 5.12. Diagrama esquemático que muestra convergencia oblicua y análisis de la partición en la deformación con el eje de acortamiento máximo P regional y la dirección de los σ_1 NE-SW y E-W calculados para el intraarco y el campo de estrés local para cada sitio estructural.

Esto da cuenta de que el CVChM presenta un control tectono-estructural, cuya distribución geométrica de las fallas permitiría el ascenso de magma (Figura 5.13), tal como lo postulan Wicks *et al.*, (2011), referente a que el reservorio principal del CVChM se encuentra bajo el Volcán Michinmahuida, a una profundidad de ~20 km y estaría alojada bajo el SFLO (Figura 5.14.A y C). Además, relaciona un reservorio más somero (derivado de la cámara principal bajo el Vn. Michinmahuida) con una estructura NNW-SSE (N-S) a NW-SE bajo el Volcán Chaitén y que llegaría hasta el Morro Vilcún, al norte de Caleta Santa Bárbara.

Sánchez-Alfaro *et al.*, (2013) y Pérez-Flores *et al.*, (2016) mencionan la gran capacidad de las estructuras NW-SE para generar reservorios someros, que en el caso del Volcán Chaitén se encontraría a 5-9 km de profundidad y tendría forma de *Sill* con manteo al NE (Wicks *et al.*, 2011). Esta estructura estaría intersectada tanto por una falla de carácter regional de orientación NNE-SSW (paralela a la traza principal del SFLO) como por una estructura NE-SW, responsable del ascenso magmático causante de la erupción de 2008, y que Wicks *et al.*, (2011) relacionan con un dique (Figura 5.14.C y F). Este evento de ascenso y posterior erupción del volcán Chaitén, fue identificado mediante mecanismos focales (CMT1, Figura 1.2.C) que reflejan el movimiento de dicha falla para transportar el magma hasta la superficie y dar paso a la erupción.

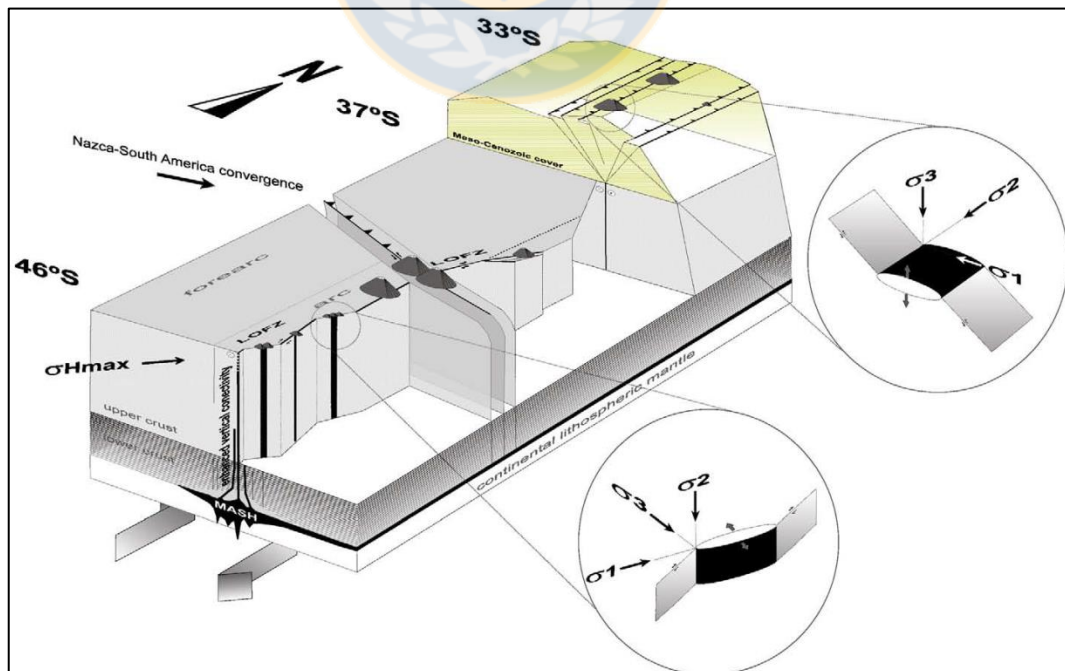


Figura 5.13. Modelo de control volcánico-tectónico de la ZVS (Cembrano *et al.*, 2009).

Esto es concordante con la orientación del reservorio tipo *Sill* del CVChM y su comportamiento con los esfuerzos principales transpresivos actuales, generados por la interacción de la falla NNE-SSW (N-S) dextral con la falla NW-SE sinistral, cuya línea de intersección generaría este reservorio, al abrirse un espacio entre ambas, producto de sus desplazamientos transcurrentes (Figura 5.14.A y D). Por otra parte, los mismos autores proponen que para el ascenso de este magma diferenciado, es necesario estructuras extensivas de orientación NE-SW normales dextrales, fallas encontradas en terreno para el Volcán Chaitén (Sitio estructural Norte Chaitén-Lagos, Localidad Norte Volcán Chaitén).

La Figura 5.15 muestra la relación entre las estructuras mapeadas y el alojamiento de la cámara magmática somera del Volcán Chaitén, donde se visualiza que la influencia de este *Sill*, provocaría el alzamiento del *Pop-up*, en conjunto con el empuje de las fallas inversas sinestrales NW-SE.

Para el Volcán Michinmahuida las estructuras extensivas fueron identificadas mediante análisis de *raster* DEM e información bibliográfica de Piña-Gauthier y Vega (2012), lo que muestra orientación NE-SW tanto del macizo como de los Centros Eruptivos Menores (CEM) aledaños. (Figura 5.1 y 5.3).

De esta manera, la combinación de los resultados obtenidos en este trabajo y la información bibliográfica, muestran una propuesta congruente en profundidad y a nivel superficial (Figura 5.14), que explica tanto la diferenciación magmática única del Volcán Chaitén en la Zona Volcánica Sur, y como la configuración tectónica regional actual afecta y domina el arreglo estructural local, para poder gatillar una de las erupciones más fuertes del último siglo.

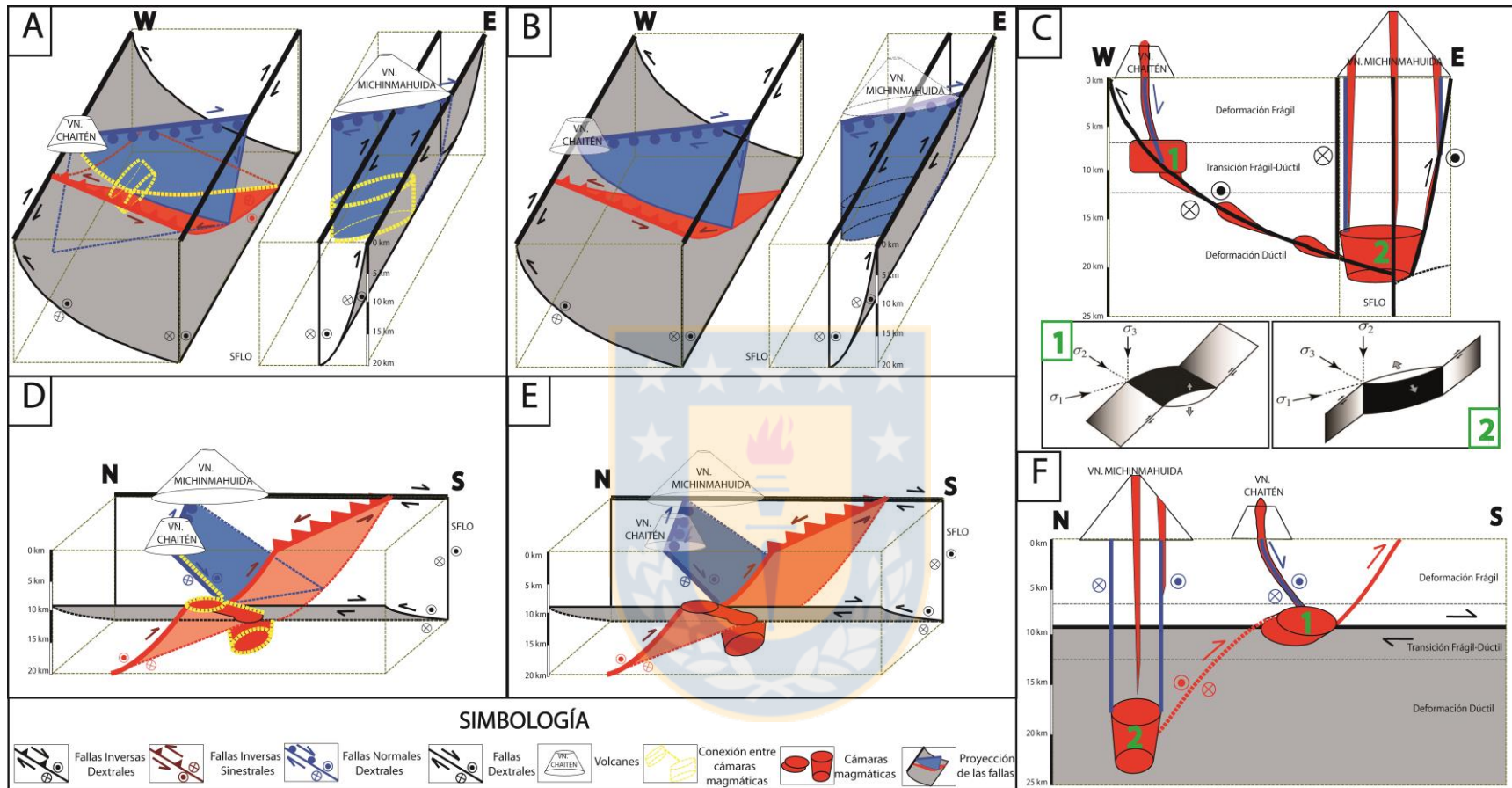


Figura 5.14. (A) Diagrama que simula la relación entre las principales fallas participantes en la erupción del volcán Chaitén en 2008-2009. Bajo el Vn. Michinmahuida se aloja a 20 km de profundidad su cámara magmática, favorecida por las fallas NS y NE-SW (2), mientras que bajo el Vn. Chaitén se encuentra la interacción de 3 fallas, en las que la interacción entre ellas provoca el emplazamiento de este volcán, en amarillo se observa el recorrido del magma (1) hacia el volcán Chaitén. (B) Vista simplificada de (A). (C) Perfil W-E del Diagrama que muestra la relación entre fallas y cámaras magmáticas. (D) Vista N-S del diagrama que muestra la elongación ENE-WSW de la cámara magmática-Sill del Vn. Chaitén. (E) Vista simplificada de (D). (F) Perfil N-S del Diagrama que muestra la relación entre fallas y cámaras magmáticas de ambos volcanes, sector donde las 3 fallas principales se intersectan (N-S, NW-SE y NE-SW).

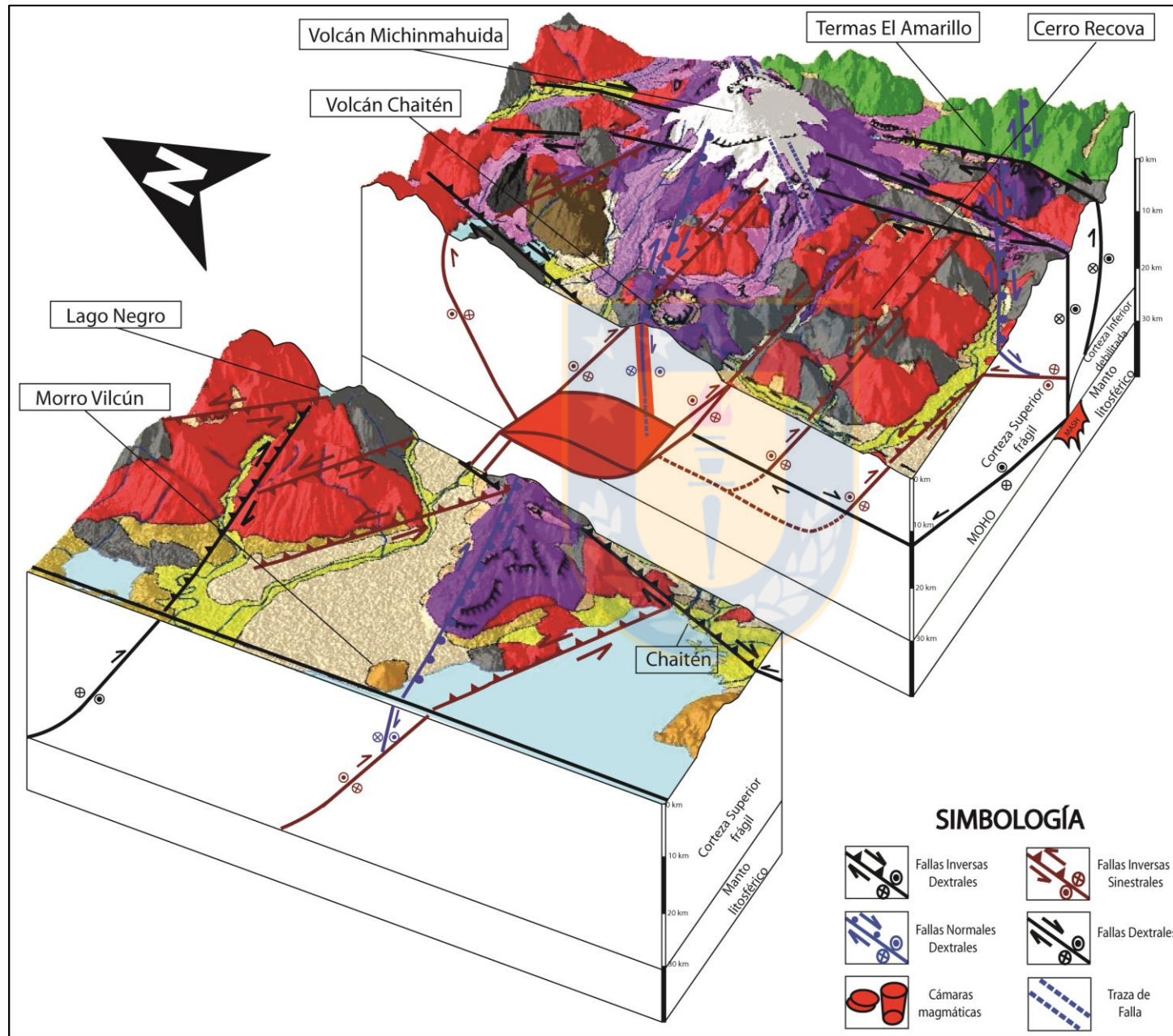


Figura 5.15. Diagrama que muestra las estructuras mapeadas en el área del CVChM, su relación tridimensional y conexión entre fallas y cámaras magmáticas. El corte realizado bajo el Volcán Chaitén muestra las tres fallas implicadas en el emplazamiento del macizo, y las mismas que habrían provocado la erupción riolítica durante el 2008-2009.

6. CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS

Los resultados muestran la complejidad en la distribución espacial del campo de esfuerzo en sistemas volcánicos emplazados en fallas transcurrentes paralelas al margen convergente, y el rol de estas mismas en la distribución geométrica del magma, el que también puede estar alojado en fallas heredadas reactivadas o en la intersección de fallas compatibles con el estado de deformación.

El estudio de las rocas del basamento del Complejo Volcánico Chaitén-Michimahuida (CVChM), dio como resultado la localización de 5 sitios estructurales, que abarcan rocas desde el Paleozoico hasta el Cretácico, los que representan la deformación y estado de esfuerzo local:

1. Sitio estructural Sur Volcán Chaitén, situado en rocas intrusivas de edad Mioceno y rocas metamórficas del Paleozoico, cuyas estructuras principales corresponden a una falla de carácter regional NNE-SSW. Esta falla es paralela a la ZFLO, con la cual genera una estructura *Pop-up*, que marca el carácter Transpresivo de la rama Occidental de la ZFLO. También se registran fallas NW-SE, importantes en el volcanismo Cuaternario, las que atraviesan el Cerro Recova hasta el mismo Volcán Chaitén, y son las encargadas de almacenar y mantener entrampado el magma, ya que se asocian a un estado de esfuerzo Transpresivo del *Pop.up*. Estas estructuras están casi ortogonal al esfuerzo σ_1 y desorientadas para permitir el ascenso de magma (intersísmico), por lo que el ciclo sísmico es elemental en la alimentación de los reservorios NW-SE (recarga durante el cosísmico). Este sitio tiene una deformación homogénea con ejes de acortamiento (P) y alargamiento (T) máximos coincidentes con los estados de esfuerzo σ_1 y σ_3 , respectivamente.
2. Sitio Costa Chaitén, muestra una deformación homogénea coincidente con los estados de esfuerzos σ_1 y σ_3 , al igual que el Sitio Sur Volcán Chaitén. Principalmente representa la expansión regional de las fallas NW-SE hacia el antearco.
3. Sitio Norte Volcán Chaitén-Lagos, situado sobre un basamento metamórfico Paleozoico intruido por plutones Miocenos, cuya principal estructura es la continuación de la falla inversa dextral NNE-SSW identificada en el Sitio estructural Sur Volcán Chaitén, encargada de recibir el esfuerzo Transpresivo del área de estudio. También se registran fallas NW-SE inverso-sinestrales, y fallas normales dextrales ~E-W, estas últimas

destacan por alinear los volcanes Chaitén y Michinmahuida, y que al ser una estructura extensiva, permite el ascenso de magma desde el reservorio (Wicks *et al.*, 2011). Este sitio es bastante heterogéneo en su configuración geológica, pero aun así presenta una deformación homogénea, producto de que las rocas más antiguas (Metatonalita Chaitén Devónico) evidencian deformación dúctil asociada a la acción de la ZFLO, por lo que su exhumación fue posterior, y registra deformación frágil similar a la de los intrusivos Miocenos.

4. Sitio Ventisquero El Amarillo ubicado sobre la traza principal de la ZFLO, y en la ladera sur del Volcán Michinmahuida. Muestra una deformación heterogénea y un estado de esfuerzo transcurrente, esperable para la rama oriental de la ZFLO según Iturrieta *et al.*, (2017). Destacan las fallas NW-SE, cuyo rumbo y manteo coinciden parcialmente con las fallas NW-SE encontradas en el sitio Sur Volcán Chaitén (paralelo a este sitio), permitiendo la unión de estos extremos para el trazado del arreglo estructural del *Pop-up* del Cerro Recova, fuertemente ligado a la Transpresión regional. Además, la existencia de fallas normales dextrales ~E-W está bien representada para un estado transcurrente con σ_1 ~E-W, evidenciado por alineación de CEM hacia el oriente.
5. Sitio Termas El Amarillo se emplaza en rocas intrusivas del Cretácico, cuya deformación parece ser heterogénea, probablemente por la edad de las rocas en las que fueron medidas las fallas (pre-Miocenas). Fallas importantes para la configuración del modelo estructural corresponden a fallas sintéticas a la ZFLO de orientación NNE-SSW inversa dextral que acomoda la transcurrancia impuesta al área. La incisión profunda del río Michinmahuida marca la traza principal de estas fallas sintéticas para el esfuerzo σ_1 NE-SW. Además, se registra la continuidad de fallas normales dextrales ~E-W que alinean CEM en el sector las Termas de El Amarillo.

Los sitios estructurales muestran una clara relación entre los ejes de deformación máximos P y T (acortamiento y alargamiento, respectivamente) con los esfuerzos σ_1 y σ_3 , producto de que la deformación se reparte homogéneamente en los diferentes sitios que acomodan tanto la transcurrancia (rama oriental de la ZFLO) como la transpresión (rama occidental de la ZFLO, Iturrieta *et al.*, 2017).

Por otra parte, al analizar la deformación y el estado de esfuerzo regional para el área del CVChM, se tiene que estos ejes no son coincidentes, ya que el área está relacionada a dos esfuerzos principales diferentes, que corresponden a σ_1 NE-SW ($226^\circ/34^\circ$ o $N46^\circ E$) y σ_1 ~E-W ($279^\circ/31^\circ$ o $N99^\circ E$). Mientras que la deformación se concentra en el eje P de orientación $N70^\circ E$ ($250^\circ/9^\circ$), condicionado a un promedio de la dirección de los dos esfuerzos principales resultantes. A su vez, cada esfuerzo actúa en sitios diferentes, puesto que algunos absorben y acomodan la transurrencia (sitios Ventisquero El Amarillo y Termas El Amarillo en la traza oriental del SFLO) y otros la compresión, transpresión y transtensión (Sitios Sur Volcán Chaitén, Costa Chaitén y Norte Volcán Chaitén-Lagos en la traza occidental del SFLO). Por este motivo cada sitio estructural se muestra homogéneo en cuanto a su deformación y estado de esfuerzo imperante, pero que en el análisis regional es heterogéneo, por exponer dos campos de esfuerzo.

Los estados de esfuerzos σ_1 NE-SW y σ_1 ~E-W, son el resultado de la convergencia oblicua de las placas Nazca y Sudamericana, ya que esto genera fallas paralelas al margen (ZFLO) las que acomodan la componente paralela a la fosa (transurrencia) y la ortogonal (compresión y transpresión), lo que provoca una deformación heterogénea en el CVChM. El resultado de esta deformación heterogénea es una “partición parcial de la deformación” (Tikoff y Teyssier, 1994; Arancibia *et al.*, 1999) concentrada en el intraarco, registrado en los dos episodios de deformación. Otra posibilidad es que el basamento mantenga un marcado registro del ciclo tectónico Plioceno (σ_1 ~E-W, Lavenu y Cembrano, 1999) asociado al σ_1 ~E-W obtenido en este trabajo, y por lo tanto, el σ_1 NE-SW este asociado al régimen tectónico actual.

En general, las fallas del basamento del CVChM que conforman el *Datum* utilizado, se ajustan al modelo Riedel (1929), tanto para un σ_1 NE-SW como para uno σ_1 ~E-W. Las fallas M (estructura principal) y R (estructura sintética) son paralelas al SFLO, mientras que las R' (estructuras antitética) son heredadas del basamento preandino de orientación NW-SE a NNW-SSE y las fallas T (estructuras de tensión) corresponden a las fallas NE-SW y ~E-W.

Al relacionar la deformación y el campo de esfuerzo en el basamento del CVChM, se desprende la participación de estas estructuras en la erupción del volcán Chaitén durante el 2008-2009, gracias al análisis del arreglo estructural obtenido.

Este modelo estructural concuerda con lo propuesto por autores como Teyssier *et al.*, (1995) referente a que producto de la convergencia oblicua se generan fallas paralelas al margen que acomodan significativamente la componente paralela del esfuerzo (Milonitas NNE-SSW en sector Metatonalita Chaitén y en Ventisquero El Amarillo), y la distribuyen de forma transpresional y transcurrente en el intraarco (Ituerrieta *et al.*, 2017; Stanton-Yonge *et al.*, 2016). Además estas fallas al ser de escala litosférica, generan debilidades térmicas (Pérez-Flores *et al.*, 2016) propicias para el ascenso rápido de magma no diferenciado durante el intersísmico (Stanton-Yonge *et al.*, 2016), lo que permite el almacenamiento de cámaras magmáticas a una profundidad de 20 km aproximadamente, en el caso del volcán Michinmahuida, mientras que para el volcán Chaitén es entre 5-9 km (Wicks *et al.*, 2011; Piña-Gauthier *et al.*, 2013).

Esta cámara más somera en forma de *Sill* del Volcán Chaitén está asociada a fallas NW-SE (intersectadas con fallas NNW-SSE) propuestas por Wicks *et al.*, (2011), relacionadas a estructuras heredadas preandinas compresivas-transpresivas y que serían las responsables del alojamiento y posterior diferenciación del magma riolítico. Esto también concuerda con las fallas NW-SE vistas en terreno, cercanas al volcán Chaitén y mayormente en la zona *Pop-up* entre ambas trazas del SFLO. Al ser estructuras compresivas, no permiten el ascenso de magma, por lo que su alimentación está condicionada al ciclo sísmico, ya que al ser estructuras inversa-sinestrales durante el intersísmico, invierten su cinemática durante el cosísmico y pasan a ser normales-dextrales.

Para generar la erupción desde esta cámara magmática somera alojada en estructuras compresivas, es necesaria la acción de estructuras NE-SW y E-W favorables para el transporte vertical de magma (orientación de diques alimentadores y elongación NE de Centros eruptivos menores del CVChM concordantes con transtensión local) y actividad hidrotermal a diferente tiempo y profundidad, favorecido por esfuerzo transpresional NE-SW.

Las observaciones entregadas en este trabajo, evidencian una fuerte relación entre el campo de esfuerzo, ejes de deformación, orientación de las fallas y distribución de CEM dentro del CVChM. La red de fallas y fracturas tensivas está orientada favorablemente para la reactivación con respecto a los campos de esfuerzo regional (NE-SW y E-W) y constituyen un patrón bien definido para el transporte de magma. Por otra parte, las estructuras desacopladas con respecto al

campo de esfuerzo regional para alojar magmas, podrían actuar eficientemente como un reservorio para magmas evolucionados, alimentados durante eventos sísmicos.

Es por este motivo que conocer el arreglo estructural del CVChM es elemental para poder interpretar y ligar de mejor manera los datos de sísmica, InSAR, GPS, etc., sobretodo en un área que registró una de las grandes erupciones riolíticas del último tiempo. Cabe destacar que para completar el arreglo estructural del área se requiere estudiar más a cabalidad el área nororiental del CVChM, además de ser necesario trabajar en el antearco de este sector, y en el trasarco, con el fin de tener una transecta bien documentada, que estudie deformación frágil del basamento, rocas Cuaternarias y deformación dúctil.

Por otra parte, se sugiere estudiar y trabajar algunos de los sitios estructurales antes mencionados como “geositios”, ya que conforman rocas únicas (como Metatonalita Chaitén, Milonitas y Gneiss de Ventisquero El Amarillo y Sur Volcán Chaitén, zonas de contacto entre Esquistos, Córneas e Intrusivos en El Amarillo; gradación en cuanto a cercanía a la SFLO de Tonalitas, Gneis y Milonitas, Centros eruptivos menores, Domo del Volcán Chaitén, etc) y cuentan con estructuras muy bien preservadas (Cerro Recova, Termas El Amarillo, etc) con brechas hidrotermales, relleno mineral, cataclasitas y milonitas. Además, el área posee zonas con potencial para miradores y zonas de información.

7. REFERENCIAS

- ALLMENDINGER, R. W. YMARRETT, R. A. 1990, Kinematic analysis of fault-slip data: *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 973-986.
- ADRIASOLA, A., THOMSON, S., BRIX, M., HERVÉ, F., STÖCKHERT, B. 2006. Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos región of Chile, 41°-42°15'S. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* (2006) 95: 504-528.
- ANGERMANN, D.; KLOTZ, J. y REIGBER, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 171: 329-334.
- AMIGO, A.; LARA, L.; SMITH, V. 2013. Holocene record of large explosive eruptions from Chaitén and Michinmahuida Volcanoes, Chile. *Andean Geology* 40 (2): 227-248.
- ARANCIBIA, G.; CEMBRANO, J.; LAVENU, A. 1999. Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aysén, Chile (44.45°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. 26, No. 1, p. 3-22, 10 Fig.
- ARAYA, E. 1979. Estudio geológico preliminar del área ubicada entre los 42°30' y 43°20' L.S. y los 72°30' y 73°00' L.W. (Comuna de Chaitén, Provincia de Chiloé, X Región). Memoria de Título, inédito, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 158 p.
- BASUALTO, D.; MORENO, H.; LARA, L.; PEÑA, P.; MUÑOZ, J.; DELGADO, C.; GALLEGOS, C. 2009. Actividad Sísmica Relacionada con la Evolución de la Erupción del Volcán Chaitén durante el 2008, Andes del Sur. XII Congreso Geológico Chileno.
- BASUALTO, D.; PENA, P.; DELGADO, C.; GALLEGOS, C.; MORENO, H.; MUNOZ, J. 2008. Seismic activity related to the evolution of the explosive eruption of Chaiten Volcano in the Southern Andes Volcanic Zone. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2008*.

BODÍN, P. y BILHAM, R. 1994. 3-D Geometry at Transform Plate Boundaries: Implications for seismic rupture. *Geophysical Research Letter*, Vol. 21(23), 2523-2526.

CEMBRANO, J. Y MORENO, H. 1994. Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo cuaternario entre los 38° y 46° S. ¿Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente? In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 1, p. 240-244. Concepción.

CEMBRANO, J.; SCHERMER, E.; LAVENU, A.; SANHUEZA, A. (2000). Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone. The Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, vol. 319. 129-149.

CEMBRANO, J.; LAVENU, A.; YAÑEZ, G.; RIQUELME, R.; GARCÍA, M.; GÓNZALEZ, G.; HÉRAIL, G.; 2007. *Neotectonics*. In Moreno, T., Gibson, W. (eds.) *The Geology of Chile*, pp. 231–261. Geological Society Special Publications, 2007. London.

CEMBRANO, J. Y LARA, L. 2009. The link between volcanism and tectonics en the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*. 471 (1-2), p. 96-113.

DRESEN, G. 1991. Stress distribution and the orientation of Riedel shears. *Tectonophysics*. Vol. 188: 239-247, Amsterdam.

DUHART, P.L. 2008. Processos metalogeneticos em ambientes de arco magmático tipo andino, caso de estudo: mineralizacoes da regio dos Andes Patagónicos setentrionais do Chile. PhD Dissertation, São Paulo University.

FORTEY, R.; PANKHURST, R. J. & HERVÉ, F. 1992. Devonian trilobites at Buill, Chile, 42°S. *Revista Geológica de Chile*, 19, 133–144.

HANCOCK, P. 1984. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*. Vol. 7. Nos. 3/4. Pp. 437 to 457.

HERVÉ, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes*, 11, 183–188.

HERVÉ, F.; MORENO, H.; PARADA, M.A. 1974. Granitoids the Andean Range Valdivia Province, Chile. *Pacific Geology*, Vol. 8, p. 39-45.

HERVÉ, F.; CALDERÓN, M.; FANNING, C.; PANKHURST, R.; FUENTES, F.; RAPELA, C.; CORREA, J.; QUEZADA, P.; MARAMBIO, C. 2016. Devonian magmatism in the accretionary complex of southern Chile. *Journal of the Geological Society*.

HERVÉ, F.; FUENTES, F.; CALDERÓN, M.; FANNING, C.; QUEZADA, P.; PANKHURST, R.; F., RAPELA, C., 2017. Ultramafic rocks in the North Patagonian Andes: is their emplacement associated with the Neogene tectonics of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone?. *Andean Geology* 44 (1): 1-16.

ITURRIETA, P. 2017. States of stress and slip partitioning within a continental strike-slip dúplex and their tectonic and magmatic significance. Tesis doctoral, Pontificia Universidad Católica de Chile, Escuela de Ingeniería.

LANGE, D.; CEMBRANO, J.; RIETBROCK, A.; HABERLAND, C.; DAHM, T. Y BATAILLE, K. 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics* 455, p. 14–24.

LARA, L.E.; NARANJO, J.; MORENO, H. 2004. Lanín volcano (39,5 °S), Southern Andes: Geology and morphostructural evolution. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, No. 2, p. 241-257.

LARA, L. E., Y FOLGUERA, A. 2006. Plio-Quaternary narrowing of the volcanic arc at Southern Andes (37°-41°S), Southwestern margin of Neuquen Basin: Geochronologic and field tectonic data evaluated. En: S. M. Kay y V.A. Ramos (eds.). Late Cretaceous to recent

magmatism and tectonism of the Southern Andean margin at the latitude of the Neuquen basin (36°-39°S). *Geological Society of America, Special Paper*.

LAVENU, A. Y CEMBRANO, J. 1999a. Estado de esfuerzo compresivo plioceno y compresivo-transpresivo pleistoceno, Andes del Sur, Chile (38°-42°30'S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 26, No. 1, p. 67-87.

LAVENU, A. Y CEMBRANO, J. 1999b. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in the fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21, p. 1669-1691.

LEVI, B.; AGUILAR, A. & FUENZALIDA, R. 1966. Reconocimiento geológico en las provincias Llanquihue y Chiloé. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín, 19.

LÓPEZ-ESCOBAR, L.; CEMBRANO, J.; MORENO, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, No. 2, p. 219-234.

MALONEY, K.; CLARKE, G.; KLEPEIS, K. y QUEVEDO, L. 2013. The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. *Tectonics*. Vol. 32: 117.

MAYOR, JON.; LARA, LUIS. 2013. Overview of Chaitén Volcano, Chile, and its 2008-2009 eruption. *Andean Geology* 40 (2): 196-215. Mayo, 2013.

MORENO, H. 1995. Subproyecto Volcanes de la X Región Sur: Estudio fotogeológico a escala 1:100.000. Proyecto Carta Metalogénica de la Décima Región Parte Sur, Sernageomin BRGM (1995). 35 p.

NIEMEYER, H. 1999. Geología Estructural. Ril Editores: 292 pp. Santiago.

PALLIESTER, J.; DIEFENBACH, A.; BURTON, W.; MUÑOZ, J.; GRISWOLD, J.; LARA, L.; LOWERSTERN, J.; VALENZUELA, C. 2013. The Chaitén rhyolite lava dome: Eruption sequence, lava dome volumes, rapid effusion rates and source of the rhyolite magma. *Andean Geology* 40 (2): 277-294.

PANKHURST, R.J.; HERVÉ, F.; ROJAS, L. & CEMBRANO, J. 1992. Magmatism and tectonics in continental Chiloe, Chile 42–42°30'S. *Tectonophysics*, 205, 283–294.

PARFEEVETS, A.; SANKOV, V. 2012. Late Cenozoic tectonic stress fields of the Mongolian microplate. *Tectonics, tectonophysics. C.R. Geoscience* 344 (2012) 227-238.

PEARCE, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In: *Andesites* (Edited by Thorpe, R. S.) pp 525-548. Wiley and Sons, Chichester.

PÉREZ-FLORES, P.; CEMBRANO, J. & SÁNCHEZ-ALFARO, P. (2016). Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe–Ofqui fault System, Chile. *Tectonophysics*.

PIÑA-GAUTHIER, M.; VEGA, M. 2010. Caracterización geológica y geofísica del basamento del Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida. Asesorías Geológicas (TEKTVM). Santiago, 16 de Agosto de 2010.

PIÑA-GAUTHIER, M.; LARA, L.; BATAILLE, K.; TASSARA, A.; BÁEZ, J. 2013. Co-ruptive deformation and dome growth during the 2008-2009 Chaitén eruption, Southern Andes. *Andean Geology* 40 (2): 310-323.

PIQUER, J.; SKARMETA, J. y COOKE, D. 2015. Structural evolution of the Rio Blanco-Los Bronces district, Andes of Central Chile: controls on stratigraphy, magmatism and mineralization. *Economic Geology*. Vol. 110: 1.995-2.023

PIQUER, J.; BERRY, R. SCOTT, R. y COOKE, D. 2016. Arc-oblique fault systems: their role in the Cenozoic structural evolution and metallogenesis of the Andes of central Chile. *Journal of Structural Geology*. Vol. 89: 101-117.

QUEZADA, P. 2015. Geología del basamento de la Región de Los Lagos, Chile: evidencias de magmatismo calco alcalino y aportes sedimentarios devónicos. Graduation thesis, Universidad de Chile, Santiago.

RAMOS, V. 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift?. *Journal of South American Earth Sciences* 26 (2008) 235-251.

RIEDEL, W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentral blatt fuer Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*: 354-368. Stuttgart.

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.

ROCKSCIENCE INC. Dips 5.1.

ROSENAU, M. R. 2004. Tectonics of the southern Andean intra-arc zone (38°–42°S), Ph.D. thesis, 154 pp., Free Univ., Berlin, Germany.

ROWLAND, S.; DUEBENDORFER, E. Y SCHIEFELBEIN, I. 2007. Structural Analysis and Synthesis. A Laboratory Course in Structural Geology. *Blackwell Publishing*: 322 pp. India.

SÁNCHEZ-ALFARO, P.; PÉREZ-FLORES, P.; ARANCIBIA, G.; CEMBRANO, J. y REICH, M. 2013. Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: the intraarc Liquiñe–Ofqui Fault System, Southern Andes. *International Geology Review*. Vol. 55: 1.384-1.400

STANTON-YONGE, A.; GRIFFITH, W.; CEMBRANO, J.; JULIEN, R. e ITURRIETA, P. 2016. Tectonic role of margin-parallel and margin-transverse faults during oblique subduction in the Southern Volcanic Zone of the Andes: Insights from Boundary Element Modeling. *Tectonics*. Vol. 35: 1-24.

SERNAGEOMIN-BRGM. 1995. Carta Metalogénica Xa Región Sur, Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería – Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Informe Registrado IR-95-05*, 4 Tomos, 8 Vols., 95 mapas diferentes escalas. Santiago, Chile.

STERN, C. 2004. Active andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 31: 161-206. Santiago.

TASSARA, A.; ECHAURREN, A. 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, Volume 189, Issue 1, Pages 161-168.

TEYSSIER, C.; TIKOFF, B. y MARKLEY, M. 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Journal of Structural Geology*. Vol. 23: 447–450.

TIKOFF, B. y TEYSSIER, C. 1994, Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*. Vol. 16: 1.575–1.588.

WANG, K.; HU, Y.; BEVIS, M.; KENDRICK, E.; SMALLEY, Jr.R.; VARGAS, R.B.; LAURIA, E. 2007. Crustal motion in the zone of the 1960 Chile earthquake: Detangling earthquake-cycle deformation and forearc-sliver translation, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8 (10): 14 p.

WATT, S.; PYLE, D; MATHER, T. 2013. Evidence of mid- to late-Holocene explosive rhyolitic eruptions from Chaitén Volcano, Chile. *Andean Geology* 40 (2): 216-226.

WATT S.F.L.; PYLE, D.M.; MATHER, T.A. 2011. Geology, petrology and geochemistry of the dome complex of Huequi volcano, southern Chile. *Andean Geology* 38(2): 335-348.

WICKS, C.; DE LA LLERA, L. C.; LARA, L.E.; LOWENSTERN, J. 2011. The role of dyking and fault control in the rapid onset of eruption at Chaitén Volcano, Chile. *Nature* 478: 374-377.

YAMAJI, A., 2000. The multiple inverse method; a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 22(4): 441-452.

