



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



ESTRUCTURA DEL BASAMENTO Y SU POSIBLE RELACIÓN CON LA ACTIVIDAD HOLOCENA DEL VOLCÁN ANTUCO, REGIÓN DEL BIOBÍO.

Memoria para optar al Título de Geólogo

Amapola Soledad Albornoz Tapia

Profesor Patrocinante: Dr. Andrés Humberto Tassara Oddo

Profesores Comisión: Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda
Dr. Jorge Andrés Quezada Flory

Concepción, 2019



A mis padres.

ÍNDICE

| | Página |
|--|--------|
| RESUMEN | |
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1. Planteamiento del problema | 1 |
| 1.2. Objetivos | 2 |
| 1.2.1. Objetivo general | 2 |
| 1.2.2. Objetivos específicos | 2 |
| 1.3. Ubicación y accesos | 2 |
| 1.4. Agradecimientos | 3 |
| 2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO | 5 |
| 2.1. Generalidades | 5 |
| 2.2. Geología local e historia geológica | 5 |
| 2.3. Tectónica regional | 8 |
| 2.4. Antecedentes estructurales locales | 9 |
| 2.5. Volcán Antuco y su historia eruptiva | 11 |
| 2.6. Centros eruptivos menores | 12 |
| 3. METODOLOGÍA | 13 |
| 4. RESULTADOS | 19 |
| 4.1. Lineamientos | 19 |
| 4.2. Sitios estructurales | 20 |
| 4.2.1. Polcura | 21 |
| 4.2.2. La Cortina | 25 |
| 4.2.3. Sierra Velluda | 28 |
| 4.2.4. Anticlinal Curamallín | 29 |
| 4.2.5. Paso Pichachén | 32 |
| 4.3. Análisis Regional | 35 |
| 4.4. Análisis por edad | 38 |
| 4.4.1. Mioceno | 38 |
| 4.4.2. Pleistoceno-Holoceno | 41 |
| 4.5. Síntesis de resultados | 41 |
| 5. DISCUSIÓN | 45 |
| 5.1. Modelo estructural | 45 |

| | |
|--|-----------|
| 5.2. Relación entre la estructura y el Volcán Antuco | 47 |
| 5.3. Deformación extensional | 50 |
| 5.4. Deformación compresional | 52 |
| 5.5. Partición de la deformación y régimen tectónico actual | 52 |
| 6. CONCLUSIONES | 56 |
| 7. REFERENCIAS | 57 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| Figura | | Página |
|---------------|---|---------------|
| 1. 0. | Mapa de ubicación y accesos | 3 |
| 2. 1. | Geología del área de estudio y estructuras locales | 6 |
| 2. 2. | Estructuras tectónicas regionales | 10 |
| 3. 1. | Mapa de recorrido (<i>tracks</i>) | 13 |
| 3. 2. | Ejemplos de diagramas solución | 15 |
| 3. 3. | Clasificación del régimen tectónico | 16 |
| 3. 4. | Ejemplo de estereogramas pareados | 17 |
| 3. 5. | Diagrama solución e histograma de ángulo de error | 18 |
| 3. 6. | Ejemplo de diagrama de roseta | 18 |
| 4. 1. | Mapa de lineamientos | 19 |
| 4. 2. | Mapa de sitios estructurales | 20 |
| 4. 3. | Diagramas de roseta Sitio Estructural Polcura | 23 |
| 4. 4. | Diagramas de roseta por tipo de falla Sitio Estructural Polcura | 23 |
| 4. 5. | Resultados Sitio estructural Polcura | 24 |
| 4. 6. | Diagramas de roseta Sitio Estructural La Cortina | 26 |
| 4. 7. | Diagramas de roseta por tipo de falla Sitio Estructural La Cortina .. | 26 |
| 4. 8. | Resultados Sitio Estructural La Cortina | 27 |
| 4. 9. | Diagrama de roseta Sitio Estructural Sierra Velluda. | 29 |
| 4.10. | Diagramas de roseta Sitio Estructural Anticlinal Curamallín | 30 |
| 4.11. | Diagramas de roseta por tipo de falla Sitio Anticlinal Curamallín .. | 31 |
| 4.12. | Resultados Sitio Estructural Anticlinal Curamallín | 32 |
| 4.13. | Diagrama de roseta Sitio Estructural Paso Pichachén | 34 |
| 4.14. | Diagramas de roseta por tipo de falla Sitio Paso Pichachén | 34 |
| 4.15. | Resultados Sitio Estructural Paso Pichachén | 35 |
| 4.16. | Diagramas de roseta Análisis Regional | 36 |
| 4.17. | Diagramas de roseta por tipo de falla Análisis Regional | 37 |
| 4.18. | Resultados Análisis Regional | 38 |

| | | |
|-------|---|----|
| 4.19. | Diagramas de roseta Mioceno | 39 |
| 4.20. | Diagramas de roseta por tipo de falla Mioceno | 40 |
| 4.21. | Resultados Análisis Regional | 41 |
| 4.22. | Mapa síntesis de resultados | 43 |
| 5. 1. | Fallas principales del área de estudio | 46 |
| 5. 2. | Modelos 3D del área de estudio | 48 |
| 5. 3. | Modelo estructural simplificado | 49 |
| 5. 4. | Estructura de <i>pop-up</i> | 51 |
| 5. 5. | Tectónica regional de los 37°-39°S | 54 |

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

| Fotografía | Página |
|---|---------------|
| 4.1. Falla sinistral cortando aglomerado volcánico | 21 |
| 4.2. Dique basáltico desplazado por falla dextral en roca caja granodiorítica | 22 |
| 4.3. Falla inversa cortando lavas andesíticas en Sitio Estructural La Cortina | 25 |
| 4.4. Dique basáltico en Sitio Estructural Sierra Velluda | 28 |
| 4.5. Afloramiento Sitio Estructural Anticlinal Curamallín | 30 |
| 4.6. Fallas normales cortando depósitos recientes en Sitio Estructural Paso Pichachén | 33 |

RESUMEN

El Volcán Antuco está ubicado en la Región del Biobío, en la Zona Volcánica Sur Central de Chile, a los 37,5°S. Se eleva 2.979 m s.n.m., y corresponde a un estratovolcán mixto y compuesto, cuya actividad se inició hace 150.000 años (Martínez *et al.*, 2017). Su composición es exclusivamente basáltica desde los 17.000 años y, en conjunto con el Volcán Sierra Velluda (Pleistoceno Inferior), constituyen el grupo volcánico Antuco-Sierra Velluda.

El basamento sobre el cual se genera el volcanismo cuaternario del Volcán Antuco se compone de las formaciones Curamallín (Mioceno Inferior-Medio), Trapa-Trapa (Mioceno Medio-Superior) y Cola de Zorro (Plioceno-Pleistoceno). Las dos primeras se encuentran estratificadas y plegadas, debido a la inversión de la cuenca en la que fueron depositadas (Cuenca de Curamallín) (Niemeyer y Muñoz, 1983). Sobre este basamento se realiza un levantamiento geológico-estructural, con toma de datos de fallas y diques en puntos de interés previamente definidos. Éstos son sometidos a un análisis cinemático (*software* Faultkin (Marret y Allmendinger, 1990)) y dinámico (*software* MIM (Yamaji, 2000)). En primer lugar se hace de forma separada en sitios estructurales, definidos en este trabajo como áreas geográficamente restringidas donde hubo toma de datos, para luego realizarlo de forma regional, integrando todas las medidas estructurales.

El mecanismo focal (pelota de playa) que resulta del análisis cinemático se considera válido según la distribución homogénea de los ejes P y T, que corresponden a la dirección de acortamiento y alargamiento máximo, respectivamente, de la deformación. Por su parte, los resultados del análisis dinámico son evaluados en cuanto a la orientación de los esfuerzos principales σ_1 y σ_3 , y la razón de esfuerzos (*stress ratio*) $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$; ($0 \leq \Phi \leq 1$). Además se realiza un estudio estadístico de la dirección predominante de las estructuras (Dips 5.1- *Rockscience inc*).

Se definen 5 sitios estructurales: Polcura (normal NE-SW; σ_1 NE-SW subvertical; σ_3 NW-SE horizontal; Φ 0,4-tensional), La Cortina (inversa NS; σ_1 EW horizontal; σ_3 NS subhorizontal; Φ 0,2-compresional), Sierra Velluda (diques NE-SE), Anticlinal Curamallín (inversa NS; σ_1 EW horizontal; σ_3 NS subhorizontal; Φ 0,4-compresional) y Paso Pichachén (normal NE-SW; σ_1 NS subvertical; σ_3 EW horizontal; Φ 0,5-tensional). El análisis cinemático y dinámico regional revela heterogeneidad en la deformación del área.

Los resultados de este trabajo, sumado a los estudios hechos por autores previos (Morabito y Folguera, 2005; Melnick *et al.*, 2006a; Arancibia *et al.*, 2009; Radic, 2010), han permitido construir un modelo de dos hemigrábenes de polaridad opuesta con una zona de acomodación NW-SE entre ellos, correspondiente a una debilidad cortical heredada de procesos preandinos. Los volcanes Sierra Velluda y Antuco se disponen de forma transversal a esta estructura, y paralelos a una grieta NE-SW inferida del enjambre de diques NE-SW en las faldas del Volcán Sierra Velluda. El Volcán Antuco se ubica en la intersección de ambas estructuras, las que forman un conducto directo que facilita el ascenso rápido del magma. La geometría de hemigrábenes es el resultado de una deformación extensional que actúa en la zona, y que se manifiesta por fallas normales NE-SW.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema

La relación entre la estructura del sustrato y la distribución espacial del volcanismo aún está relativamente poco entendida para diversos ambientes geológicos, debido a que normalmente los depósitos volcánicos asociados enmascaran dichas estructuras. Durante las últimas décadas se ha avanzado bastante en el entendimiento de la importancia de dicha interacción, siendo hoy en día generalmente aceptada la relación entre la morfología de los edificios volcánicos, la orientación de diques y la distribución de conos adventicios, con el estado de esfuerzo regional y local, así como también con las estructuras heredadas (Nakamura, 1977; Tibaldi, 1995). En este contexto, el tramo de la cordillera andina entre los 33°-46°S y el arco volcánico que la corona, conocida como Zona Volcánica Sur, es un excelente laboratorio natural para estudiar el vínculo entre tectónica y volcanismo. Una amplia variedad de edificios volcánicos de distinta composición coexisten a lo largo del arco (Cembrano y Lara, 2009), donde tanto los grandes volcanes mixtos y sus centros parásitos como los centros eruptivos menores, se asocian en el espacio a extensos lineamientos en echelón discretos de azimut NE y NW (Moreno, 1976). En el contexto de una convergencia de placas dextralmente oblicua, es ampliamente aceptado que el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui controla la locación de los volcanes al S de los 38°S. Sin embargo, inmediatamente al N de esta latitud, donde se encuentra el grupo volcánico Antuco (Holoceno)-Sierra Velluda (Plio-Pleistoceno)(37,5°S), aún se desconoce qué rol cumplen las fallas que han sido reconocidas en el área, y si es que facilitan el desarrollo del volcanismo y de sus centros eruptivos menores.

El basamento sobre el cual se disponen estos volcanes está constituido principalmente por las formaciones Curamallín (Mioceno Inferior-Mioceno Medio) y Trapa-trapa (Mioceno Medio-Superior), cuyas rocas están estratificadas y plegadas (Niemeyer y Muñoz, 1983). Diversos son los estudios que han analizado la historia evolutiva de formación e inversión de la cuenca en la que se depositaron estas rocas; no obstante se sabe muy poco de la situación tectónica reciente del sustrato sobre el que se desarrolla el arco localmente a esta latitud. Un sistema de falla activo paralelo al arco volcánico a lo largo del eje de la Cordillera Principal (Sistema de Falla Laguna de

la Laja ; Melnick *et al.*, 2006a) ha sido descrito como extensional con una pequeña componente de rumbo dextral, pero de su relación con el volcanismo nada se menciona.

A continuación, se entregan nuevos antecedentes sobre la situación tectónica en este sector de Los Andes, que han permitido interpretar la relación directa entre las anisotropías heredadas del sustrato, las estructuras generadas por el régimen de esfuerzo actual y la distribución del volcanismo holoceno del Volcán Antuco y de sus centros eruptivos menores. ¿Cómo se relaciona el volcanismo reciente con la estructura del basamento? Es la problemática a la que se pretende dar respuesta en el presente trabajo.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Establecer una relación entre el estilo estructural del basamento del Volcán Antuco y el posible rol que ejerce en su actividad volcánica holocena.

1.2.2. Objetivos específicos

- Caracterizar la deformación que afectan a las rocas del basamento del Volcán Antuco.
- Caracterizar el o los estados de esfuerzos que afectan a las rocas del basamento del Volcán Antuco.
- Elaborar un modelo estructural que grafique de forma integrada la cinemática y dinámica que actúa en el área de estudio.

1.3. Ubicación y accesos

El área de estudio se ubica a 174 km de Concepción y a 66 km de Los Ángeles, en la cordillera de la Región del Biobío, entre los 37°08'-37°41' Latitud Sur y los 71°42'-71°06' Longitud Oeste (fig. 1.0), comprendiendo parte del Corredor Biológico Nevados de Chillán - Laguna del Laja. Para acceder desde Concepción se debe recorrer la Ruta 146, para luego continuar por la Ruta 5 Sur hasta Los Ángeles. Desde esa ciudad se llega a Antuco a través de la Ruta 45. Este camino pasa a ser de ripio poco antes de llegar al Parque Nacional Laguna de la Laja, y se extiende hasta el Paso Pichachén. Las rutas se encuentran pavimentadas y todas están en buenas condiciones.

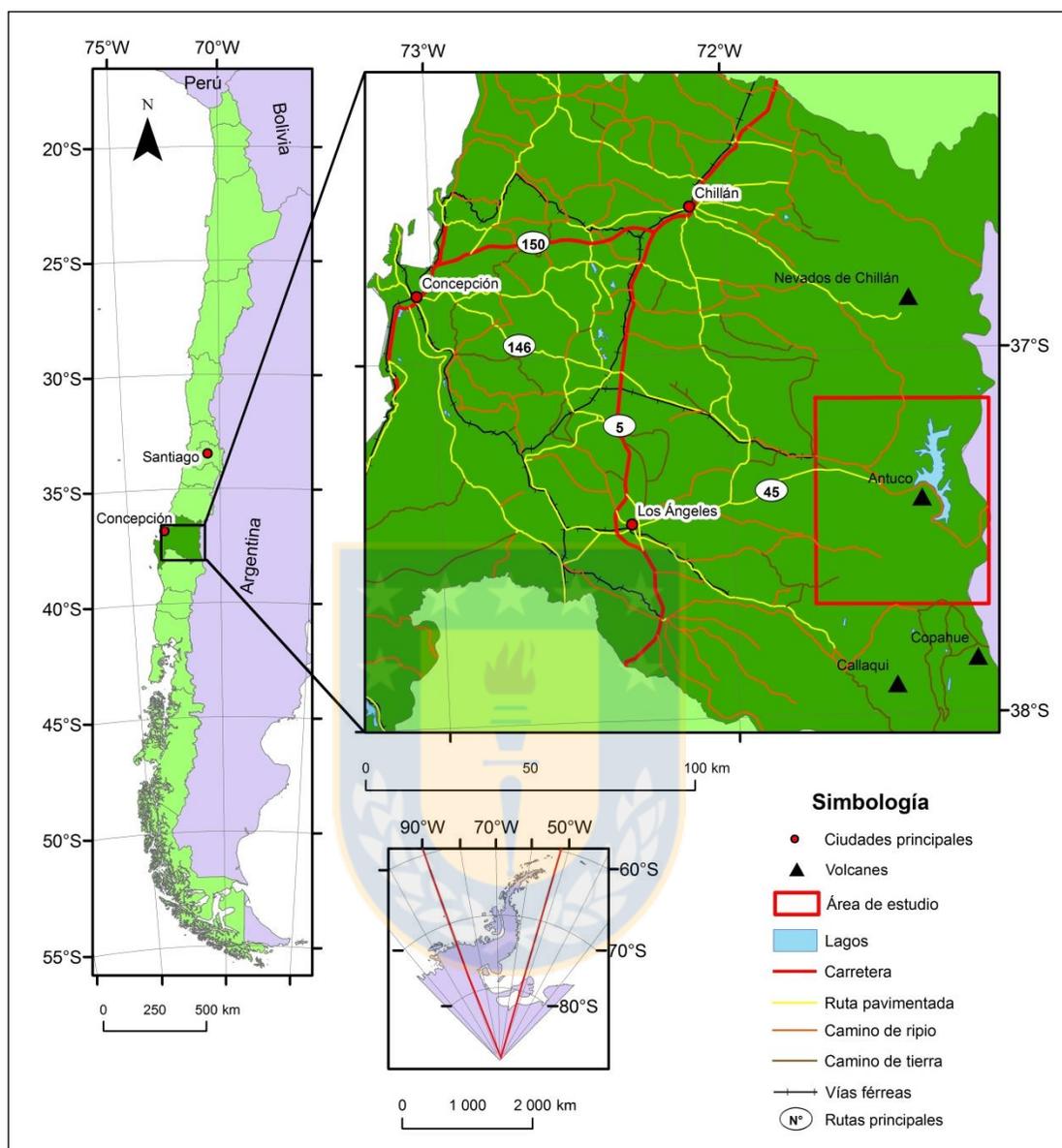


Figura 1.0. Mapa de ubicación y accesos.

1.4. Agradecimientos

Gran parte de este trabajo se debe a la colaboración del profesor Andrés Tassara y su proyecto Fondecyt 1151175 Active Tectonics and Volcanism at the Southern Andes (ACT&VO-SA).

También se agradecen los aportes de los docentes del Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción Joaquín Cortés y Jorge Quezada, y de los docentes del Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad Austral de Chile Violeta Tolorza y José Piquer. Parte de este trabajo también pudo realizarse por la colaboración de los alumnos del curso de Geología de Campo II 2017 de la Universidad Austral de Chile, que aportaron con mediciones y datos estructurales. Además agradezco al señor Luis Vásquez por su ayuda en la utilización de los *softwares*, y a los geólogos Marc Meulle-Stef y Francisco García por su buena disposición en resolver mis dudas. Agradezco también a la Municipalidad de Antuco, en especial a su encargado de turismo Harold Wicki. Por último a mis compañeros Leonardo Aguirre, Paulo Urrutia y Bárbara Meneses, por su ayuda en el trabajo de campo.



2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

2.1. Generalidades

El arco volcánico que corona el margen andino a los 37°S forma parte de la Zona Volcánica Sur Central de Chile (27°-38°S) (Stern, 2004). A esta latitud, la edad de la corteza oceánica subductante es de 32 Ma (Tebbens y Cande, 1997), la que converge a 66 mm/año determinado en base a modelamiento por GPS (Kendrick *et al.*, 2003). A grandes rasgos, los Andes a los 37°S están formados por una serie de unidades morfoestructurales de orientación dominante NS, entre las que destacan (de W a E): a) Cordillera de la Costa, constituida por rocas del Paleozoico Superior que muestran una deformación polifásica desde el Paleozoico hasta la actualidad; b) Depresión Central, cubierta por secuencias fluviales y lacustres plio-cuaternarias y c) Cordillera Principal, sobre la que se implantó el arco volcánico del Pleistoceno Superior-Holoceno, y que es donde está ubicada el área de estudio. El espesor cortical es de 40 km a los 37°S, el que decrece a menos de 30 km a lo largo del extremo S de la Zona Volcánica Sur (Tassara *et al.*, 2006), y la máxima altura a esta latitud corresponde al Volcán Sierra Velluda con 3.385 m s.n.m.

2.2. Geología local e historia geológica

Entre los 36° y 39°S, la Cordillera Principal integra las formaciones Curamallín (Mioceno Inferior-Medio) y Trapa-Trapa (Mioceno Medio-Superior) (fig. 2.1), las que han sido interpretadas como el relleno de la cuenca extensional de Curamallín (Oligoceno-Mioceno) (Radic *et al.*, 2010). La Formación Curamallín, de origen continental, está constituida por piroclastitas y sedimentitas terrígenas, con intercalaciones calcáreas y carbonosas en su parte superior. Su litología permite dividirla en dos miembros, uno inferior volcanosedimentario (Miembro Río Queuco) y otro superior netamente sedimentario (Miembro Malla-Malla) (Niemeyer y Muñoz, 1983). Por otra parte, la Formación Trapa-Trapa, también de origen continental, está compuesta por lavas andesíticas, aglomerados volcánicos y escasos conglomerados (Niemeyer y Muñoz, 1983).

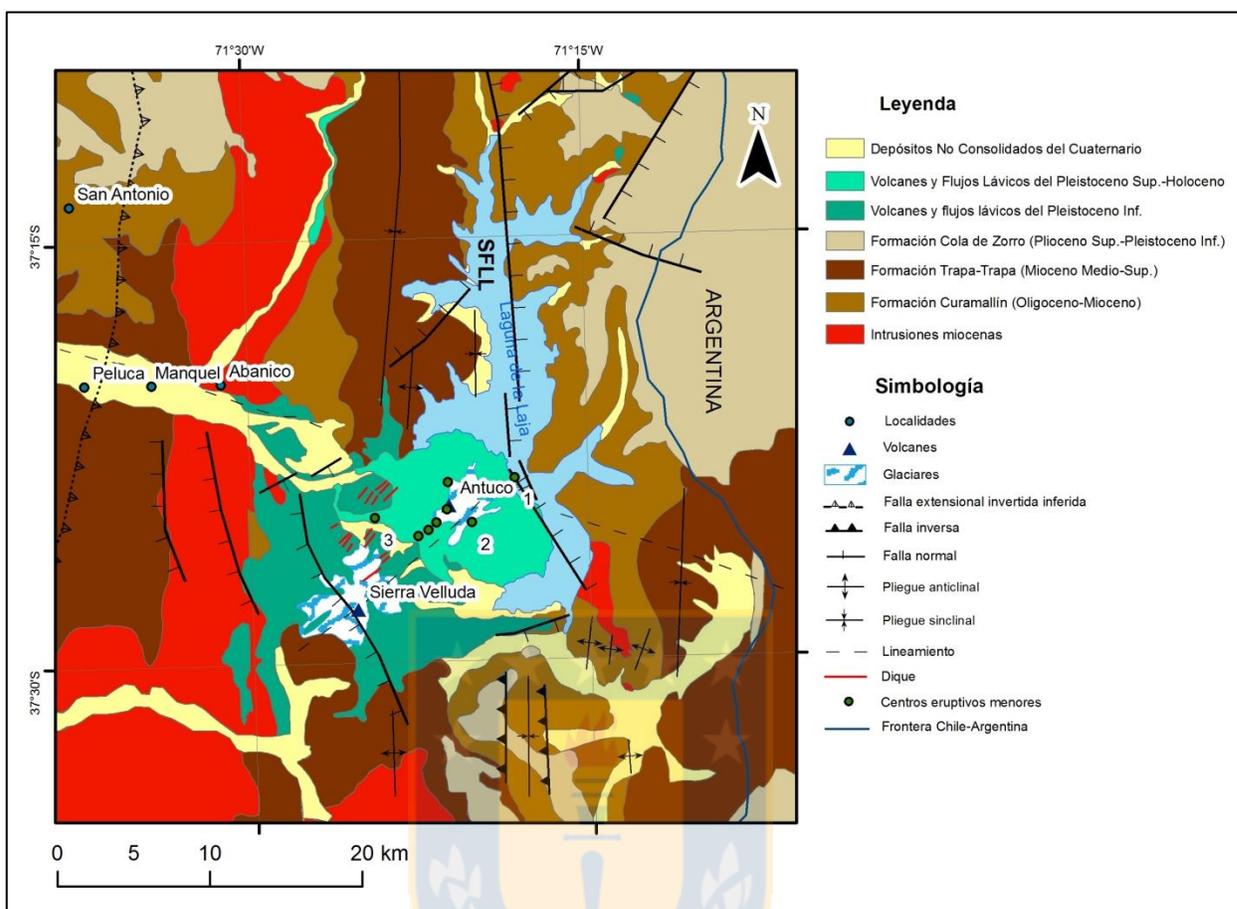


Figura 2.1. Geología del área de estudio y estructuras locales. 1) Centro eruptivo menor La Herradura; 2) Centro eruptivo menor Barros; 3) Centro eruptivo menor Los Pangués. Modificado de Niemeyer y Muñoz, 1983; Melnick *et al.*, 2006a; Arancibia *et al.*, 2009; Radic, 2010.

La cuenca de Curamallín fue tectónicamente invertida hacia finales del Mioceno, reutilizando las fallas NS originalmente extensionales, provocando el alzamiento de la Cordillera Principal y el plegamiento y fallamiento inverso de las formaciones depositadas (Radic *et al.*, 2010). Posterior o simultáneamente, pequeños cuerpos plutónicos de granodiorita, diorita y riodacita se emplazaron intruyendo a las formaciones Curamallín y Trapa-Trapa durante el Mioceno Superior, desarrollando alteraciones de extensión moderada en rocas de esas unidades y generando el depósito cuprífero del Río Otué (Niemeyer y Muñoz, 1983).

Rocas volcánicas básicas de edad pliocena a pleistocena temprana forman un extenso plateau. Estas rocas, referidas como Formación Cola de Zorro (fig. 2.1), sobreyacen a las unidades más antiguas en una marcada discordancia angular (Melnick *et al.*, 2006b). Esta formación es de origen volcánico-continental y está integrada por andesitas, aglomerados andesíticos y basaltos (Niemeyer y Muñoz, 1983). Además, la cortan cuerpos intrusivos de menor tamaño, de composición andesítico-basáltica y de la misma edad (Niemeyer y Muñoz, 1983).

Mediante discordancia de erosión, o bien en contacto pseudoconcordante, se disponen los volcanes y flujos lávicos pleistoceno-holocénicos sobre las volcanitas de la Formación Cola de Zorro (fig. 2.1), los que cubren un 4% de la Hoja Laguna de la Laja, destacando los volcanes Callaqui, Copahue, Sierra Velluda y Antuco (Niemeyer y Muñoz, 1983). Los dos últimos están en el área de estudio.

El Volcán Sierra Velluda (fig. 2.1) es la unidad volcánica más antigua del Grupo Volcánico Antuco-Sierra Velluda (Pleistoceno Inferior) y corresponde a un estratovolcán fuertemente erosionado, formado por flujos de lava y depósitos laháricos y piroclásticos que irradian desde la cumbre actual (Moreno *et al.*, 1984). En él se han diferenciado dos unidades litológicamente contrastantes y con discordancia de depositación entre ellas, denominadas Volcán Sierra Velluda I y II. La Unidad Sierra Velluda I es la más antigua y está formada principalmente por flujos de lahares y piroclastos, con escasas coladas lávicas andesíticas intercaladas. Por otro lado, la Unidad Sierra Velluda II está constituida fundamentalmente por flujos de lava (Moreno *et al.*, 1984).

El Volcán Antuco (fig. 2.1) corresponde a un estratovolcán mixto y compuesto, cuya actividad se inició hace aproximadamente 150.000 años según dataciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Martínez *et al.*, 2017). Consta de dos unidades principales: un primer edificio volcánico (Antuco I) que culminó con la formación de una caldera, originando una avalancha volcánica, y un cono central posterior (Antuco II), el cual se desarrolló en su interior, posterior a la última glaciación (LGM). El Antuco I está formado principalmente por andesitas basálticas de olivino y clinopiroxeno. El Antuco II, en cambio, está formado por alternancias de andesitas basálticas y piroclastos de color oscuro (Vergara y Katsui, 1969).

La acción del hielo y las aguas dan origen a los Depósitos No Consolidados del Cuaternario (fig. 2.1), los que consisten en morrenas, terrazas fluviales y glacio-fluviales, escombros de falda y deslizamientos de suelo y rocas, resultantes de la erosión de las unidades mencionadas (Niemeyer y Muñoz, 1983).

2.3. Tectónica regional

Al N de los 37°S, el Lineamiento Cortaderas (fig.2.2) se expresa desde la costa E de Argentina hasta la Zona Volcánica Sur. Corresponde a un rasgo topográfico principal a esta latitud donde, según Ramos y Kay (2006), controla el volcanismo reciente del Complejo Volcánico Nevados de Chillán. La evolución estructural al S del Lineamiento Cortaderas, en el trasarco, está dominada por el desarrollo de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal (FPCCH-M) y la Faja Plegada y Corrida del Agrio (FPCA) (fig. 2.2), que estuvieron activas desde el Cretácico Superior, y que fueron sometidas a reactivaciones menores en el Eoceno y Mioceno Tardío (Folguera *et al.*, 2006). Ambas que se encuentran inactivas en la actualidad, desde un punto de vista compresivo (Zapata *et al.*, 2002).

Al W de estas fajas, entre los 37°-37°30', la compresión neotectónica a lo largo de la pendiente occidental del Sistema Neuquino se concentra en la Faja Plegada y Corrida de Guañacos (FPCG), activa desde el Mioceno Superior y formada en respuesta a la inversión tectónica de la Cuenca de Curamallín (Folguera *et al.*, 2006) (fig. 2.2).

Entre los 37°-38°S en el retroarco, el Sistema de Falla Inversa Copahue-Antiñir (SFCA) (fig. 2.2) construye topografía a través de transpresión desde el Plioceno Superior hasta la actualidad, así como destruye relieve por el desarrollo de depocentros extensionales localizados (Folguera *et al.*, 2004). Este sistema de fallas dextrales transpresivas y transtensivas es de alto ángulo y posee vergencia E (Folguera *et al.*, 2004).

Al W de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, una depresión longitudinal de escala regional que se desarrolló en forma paralela al frente andino, en la vertiente oriental de la cordillera, conocida como Fosa de Loncopué (fig. 2.2), concentra los depósitos volcánicos pliocenos correspondientes a la Formación Cola de Zorro, y basaltos cuaternarios, acumulados en respuesta a extensión activa de este sector durante los últimos 5 Ma (Muñoz y Stern, 1988; Morabito y Folguera, 2005).

El desarrollo latitudinal de la fosa y su amplitud hacia el E están controlados por un fallamiento de tipo extensional, activo durante el Plioceno Inferior y parte de Pleistoceno, que afectó a los sectores internos de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Morabito y Folguera, 2005).

Inmediatamente al W de la Fosa de Loncopué, un alto estructural de rumbo NW constituye la divisoria de aguas de la región al S de los 38°S, conocido como el Alto del Copahue-Pino Hachado (fig. 2.2). Este bloque se levantó a través de una serie de retrocorrimientos entre los 8 y los 4,5 Ma., y posee estructuras con movimiento transcurrente sinistral a lo largo de su eje (Morabito y Folguera, 2005). Su altura se ve acentuada por la presencia de la Fosa de Biobío-Aluminé (BBA) en su flanco occidental (fig. 2.2).

En los Andes Patagónicos (38°-47°S), la mitad del componente paralelo al margen de la subducción oblicua ha sido acomodado a lo largo del intraarco por el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO) (Rosenau *et al.*, 2006) (fig. 2.2), que se extiende 1.200 km desde los 38°S hasta los 47°S (inmediatamente al S del Punto Triple) y posee una cinemática dextral (Lavenu y Cembrano, 1999). En su terminación N, la zona de transferencia Callaqui-Copahue-Mandolengüe (CCM) (fig. 2.2) desacopla el desplazamiento de rumbo del Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui del Sistema de Falla Inversa Copahue-Antiñir (Melnick *et al.*, 2006c).

A los 37°S, en la región costera, hay un acortamiento dextral a lo largo de fallas inversas de rumbo NE, que se extienden desde la Isla Santa María al NE (Melnick *et al.*, 2006a) (fig. 2.2). En contraste, al S de la Península de Arauco, actúan fallas de rumbo NW y acomodan acortamiento oblicuo sinistral (fig. 2.2). Por lo tanto existen dos dominios cinemáticos en la costa, y están activos desde el Plioceno Tardío (Melnick *et al.*, 2006a).

2.4. Antecedentes estructurales locales

Con respecto a antecedentes locales del área de trabajo, Niemeyer y Muñoz (1983) destacan pliegues amplios con ejes de rumbo NS y fallas inversas NS (fig. 2.1), resultado de la tectónica compresiva que afectó a las formaciones Curamallín y Trapa-trapa, atribuible a la fase orogénica Quechua (Mioceno Superior).

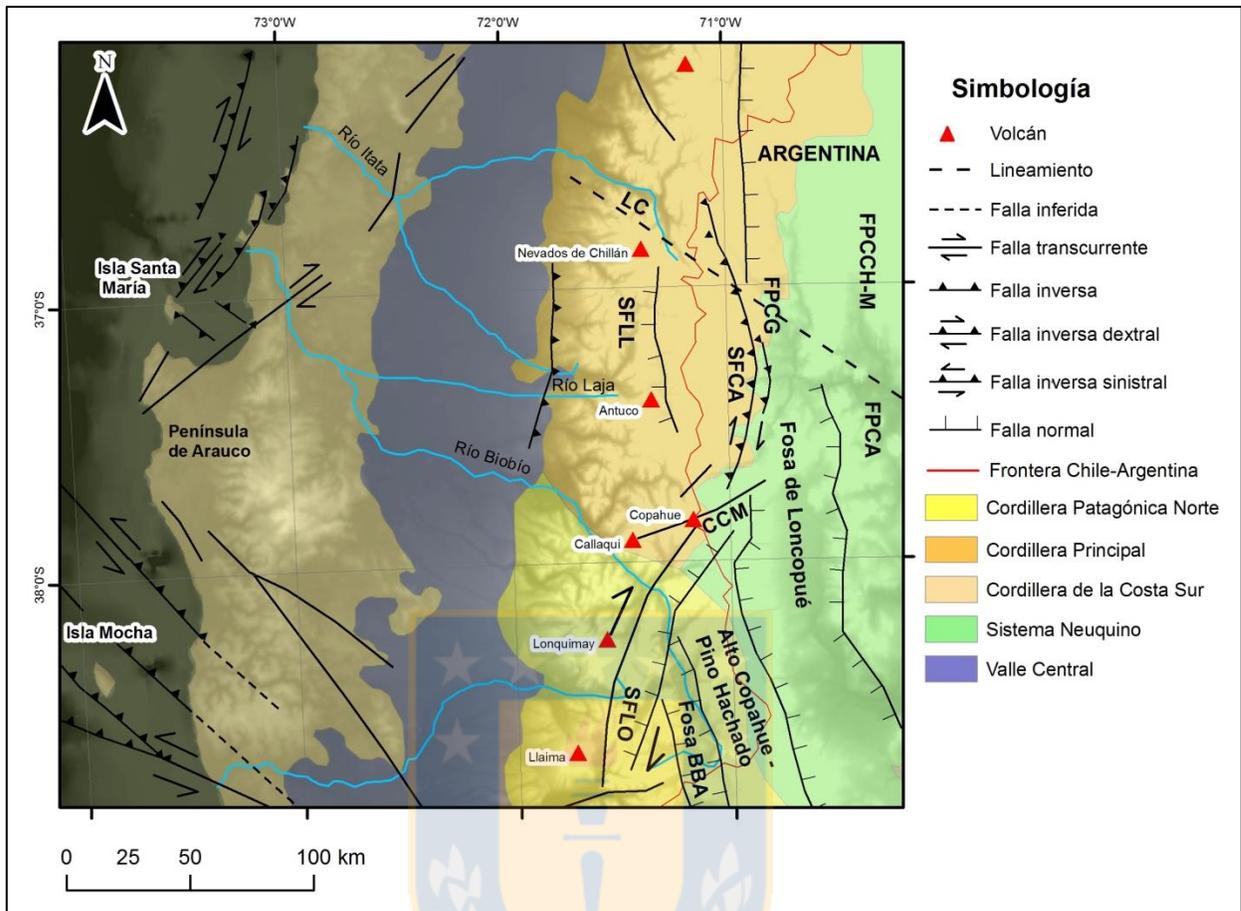


Figura 2.2. Estructuras tectónicas regionales. Modificado de Melnick *et al.*, 2006a; Melnick *et al.*, 2006b; Ramos y Kay, 2006; García Morabito y Folguera, 2005.

Por su parte, Radic *et al.* (2010) realiza un análisis tectonoestratigráfico de las cuencas cenozoicas, reconociendo una clara coincidencia espacial entre estructuras de primer orden pertenecientes a estas cuencas y la distribución del volcanismo plio-pleistoceno, donde las zonas de acomodación estructural entre dos subcuencas constituyeron zonas de debilidad que favorecieron el volcanismo y magmatismo en los complejos volcánicos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui. En la zona de estudio se encontraría el borde pasivo de una de las subcuencas (fig. 2.1), por lo que Radic *et al.* (2010) infiere fallas extensionales posteriormente invertidas de orientación NS entre Antuco y la localidad de Trupán.

En cuanto a neotectónica local, los estudios de Melnick *et al.* (2003 y 2006a) han descrito un perfil sísmico de reflexión relevado bajo el cuerpo de la Laguna de la Laja, en el cual interpreta

fallas normales afectando a los sedimentos holocenos lacustres. Complementando esto con observaciones de campo, interpretaciones de fotografías aéreas y DEMs topográficos y batimétricos, infiere que esta cuenca se ha formado en respuesta a extensión o transtensión, generando el Sistema de Falla Laguna de la Laja (SFLL) (fig. 2.1) y, según García Morabito y Folguera (2005), sería equivalente a las cuencas de Loncopué y Biobío-Aluminé (fig. 2.2), de la cual particularmente representaría su continuación directa hacia el N.

Por su parte, Arancibia *et al.* (2009) sugiere que esta parte del arco volcánico ha experimentado una deformación transtensional dextral particionada, basándose en interpretación de imágenes satelitales y evidencias de terreno. La partición se manifestaría en fallas NS preferentemente normales con una pequeña componente de rumbo dextral (fig. 2.1). Además menciona que los lineamientos NE más importantes corresponden a la alineación del grupo volcánico Sierra Velluda-Antuco, al enjambre de diques en Cerro Cóndor y a conos adventicios del Volcán Antuco, lo que sugiere una dirección preferencial NE para $\sigma_{H_{max}}$ asociado al ascenso de magma desde el Pleistoceno.

2.5. Volcán Antuco y su historia eruptiva

El Volcán Antuco se eleva 2.979 m s.n.m., y tiene un volumen estimado de 62 km³ (Martínez *et al.*, 2017). Posee un récord de vigorosa actividad, incluyendo 17 erupciones históricas ocurridas a una frecuencia de 1 cada década entre 1739 y 1911 (Thiele *et al.*, 1998), además del colapso de 5 km³ del flanco NW hace 6.200 años (Lohmar, 2000), que produjo una avalancha volcánica que se desplazó 20 km a través del Valle del Río Laja (Moreno *et al.*, 2000). A pesar de que la actividad histórica del Antuco ha sido mayormente efusiva con muy poca evidencia de grandes erupciones explosivas, la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (SERNAGEOMIN) lo ha clasificado como un volcán de Muy Alto Riesgo, debido a su cercanía con varios pueblos.

El Volcán Antuco comenzó a crecer hace 150.000 años en tres fases principales: (1) Pre-LGM (150.000-17.000 años) (Antuco I); (2) post-LGM (17.000-6.200 años) y (3) una fase post-colapso después de los 6.200 años (Antuco II) (Martínez *et al.*, 2017). Ha expulsado un amplio espectro de lavas, desde andesitas basálticas a dacitas, pero tuvo un abrupto cambio a composiciones exclusivamente basálticas luego del LGM. El Antuco en sus inicios tenía tasa de crecimiento de

0,28 km³/año, que se mantuvo relativamente constante hasta el colapso hace 6.200 años. Luego del colapso del cono, su tasa de crecimiento se incrementó a 0,65 km³/año (Martínez *et al.*, 2017).

2.6. Centros eruptivos menores

Existen 8 centros volcánicos adventicios en los flancos oriental y occidental del Volcán Antuco (fig. 2.1). Sin embargo, solo 3 de ellos han sido descritos: La Herradura (n° 1 en fig. 2.1), Barros (n° 2 en fig. 2.1) y Los Pangues (n° 3 en fig. 2.1) (Martínez *et al.*, 2017). El Centro Volcánico La Herradura está constituido por una extensión de lavas cordadas, cuyo punto de emisión no formó un cráter, sino solo un cono de 50 m de altura en el Holoceno Tardío. Sin embargo, en las cercanías de la Laguna de la Laja, existe un cráter de 250 m de diámetro que se habría originado por una erupción freática (Moreno *et al.*, 1984). El Centro Volcánico Barros está formado por un pequeño cono piroclástico de 50 m de altura (Moreno *et al.*, 1984). El Centro Volcánico Los Pangues está constituido por un cono piroclástico escoriáceo, de un diámetro basal cercano a los 250 m y unos 50 m de altura. Posee un cráter circular en su cima, de 20 m de diámetro y 4 m de profundidad. Existen otros dos pequeños conos piroclásticos adyacentes al anterior, de unos 6 m de altura y del tipo “hornitos” (Moreno *et al.*, 1984). Todos son de pequeñas dimensiones y están asociados a flujos de lavas de composición basáltica y andesítico-basáltica (Lohmar, 2000).

Los otros 5 centros eruptivos menores se encuentran alineados en dirección NE-SW entre los cráteres de los volcanes Antuco y Sierra Velluda.

3. METODOLOGÍA

Se documentaron datos de fallas y diques a través del mapeo estructural del área de estudio (fig. 3.1). El principal índice cinemático observado en los planos de falla fueron escalones tipo *riedel*; en muy pocas ocasiones se encontró crecimiento mineral. La calidad de las fallas se clasificó según la calidad y cantidad de indicadores cinemáticos, en una escala de 4 valores, especificados en la tabla 3.1.

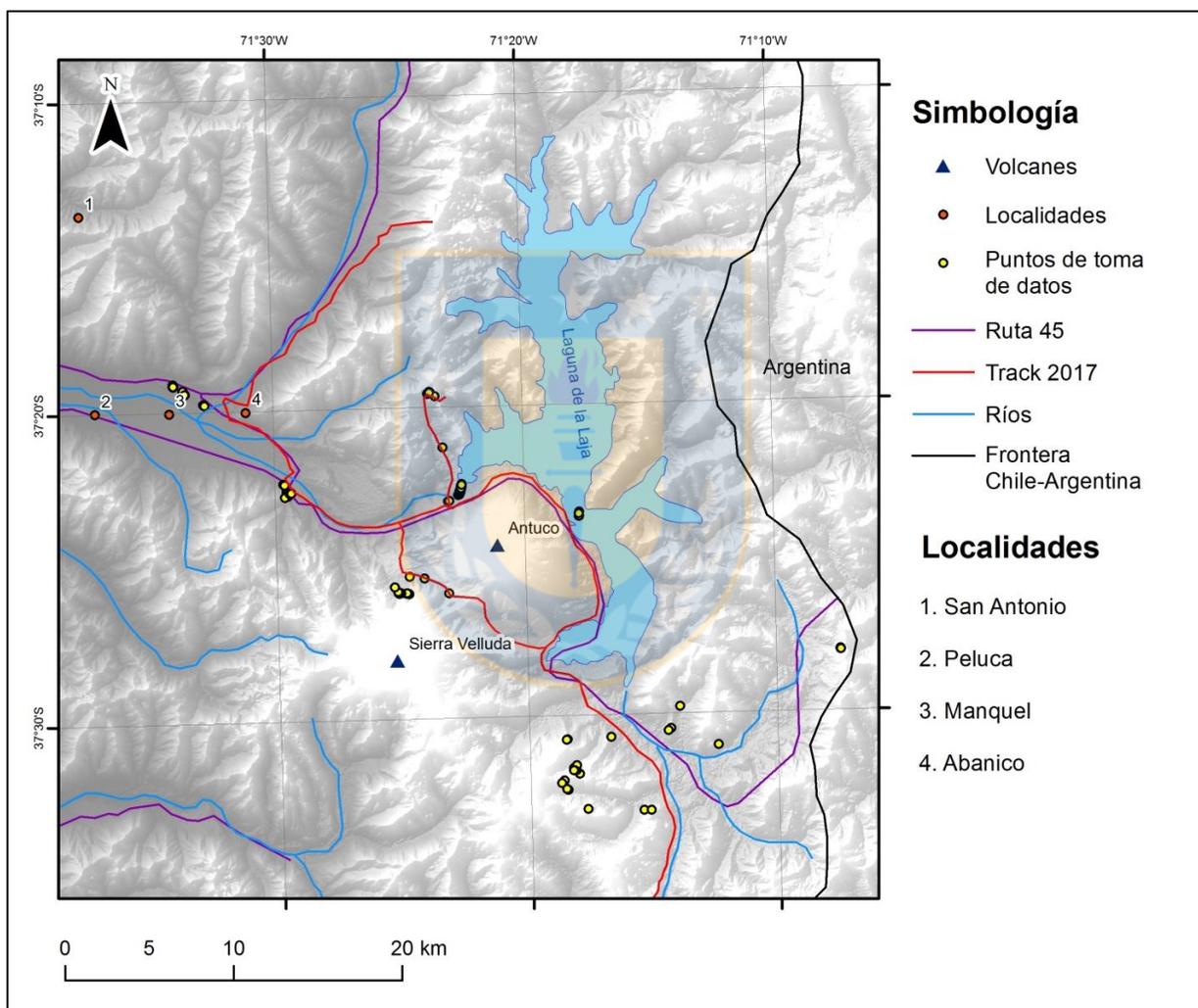


Figura 3.1 Mapa de recorrido (*track*) en las campañas de terreno 2017.

Tabla 3.1. Categorización de la calidad de las fallas

| | |
|---|--|
| A | Dos indicadores cinemáticos. |
| B | Un indicador cinemático bien desarrollado. |
| C | Un indicador cinemático poco desarrollado. |
| D | Presencia de estrías. |

Para poder caracterizar la cinemática y dinámica del área de estudio, las estructuras medidas fueron agrupadas en sitios estructurales, definidos en este trabajo como áreas geográficamente restringidas donde hubo toma de datos, que permiten entender la cinemática y dinámica de la zona, y que representan las variaciones temporales en los campos de deformación y esfuerzos. Posteriormente, se estudiaron todas las estructuras en conjunto.

Se realizó un análisis cinemático de las fallas, utilizando el *software* FaultKin 7 (Marrett y Allmendinger, 1990), con el fin de calcular la orientación de los ejes promedio de alargamiento (T) (3 en fig. 3.2) y acortamiento máximo (P) (1 en fig. 3.2), y obtener el diagrama solución de los planos de falla (pelota de playa) (fig. 3.2), cuando la deformación es homogénea.

La representación de los ejes P (puntos azules en fig. 3.2) y T (puntos rojos en fig. 3.2) de cada falla permite interpretar si hay un campo de deformación homogéneo o heterogéneo (Marret y Allmendinger, 1990). La deformación es homogénea cuando el campo de esfuerzos permanece inalterado en el tiempo y espacio, manifestado por una agrupación en la distribución de los ejes P y T (fig. 3.2(a)). En cambio, es heterogénea cuando hay variación temporal y/o espacial en el campo de esfuerzos, representado por una distribución heterogénea de los ejes P y T (fig. 3.2(b)). En este último caso, carece de sentido estadístico realizar una interpretación del resultado, debido a que la dispersión de los datos hace que su promedio no sea representativo, por considerar más de un episodio de deformación.

Cabe mencionar que el análisis por sitio estructural, hace que la base de datos de fallas se reduzca lo suficiente como para no ver con suficiente claridad la distribución de los ejes P y T; si se tuviera una base de datos mayor a 100 estructuras se notaría de forma más clara la agrupación o no agrupación. Es por esto que se estableció un criterio para poder determinar si se está frente a un escenario homogéneo o heterogéneo de distribución de ejes P y T: si más del 50% de los puntos se ubican dentro de un radio del tamaño indicado en la figura 3.2(c), se considerará

homogéneo (o relativamente homogéneo). En cambio, si más del 50% de los puntos se distribuyen fuera del radio indicado, se considerará heterogéneo.

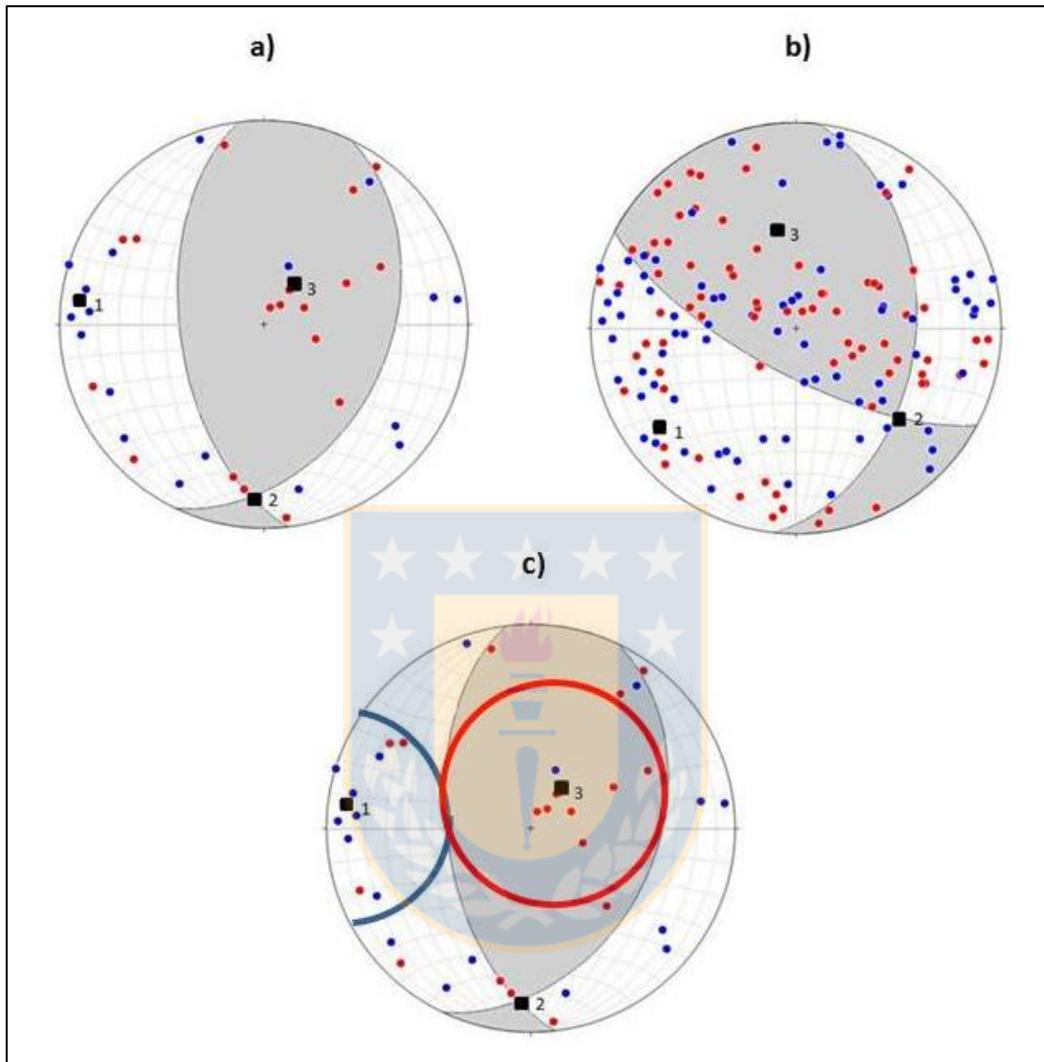


Figura 3.2. Ejemplos de diagramas solución. a) Deformación homogénea (distribución homogénea de ejes P y T); b) Deformación heterogénea (distribución heterogénea de ejes P y T); c) Radio de distribución ejes P y T.

Para que el *software* genere resultados, se debe ingresar el rumbo de cada falla (según el método *Right Hand R*), el manteo, la orientación de la estría o *rake*, y el sentido de movimiento. Por lo tanto, se consideran solo los datos de las fallas en las que se observaron índices cinemáticos (fallas de calidad A, B y C).

Por otra parte, el análisis dinámico de las estructuras, se realiza en base a la representación de la orientación de los esfuerzos principales y su razón de esfuerzos (Φ), que en conjunto constituyen un estado de esfuerzos (Ritz, 1994). La razón de esfuerzos Φ (*stress ratio*), relaciona las magnitudes de los esfuerzos de la siguiente manera: $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$; $0 \leq \Phi \leq 1$.

Esta relación es tomada por Ritz (1994) para proponer una clasificación del margen según su valor y el esfuerzo vertical (fig. 3.3). Para un σ_3 vertical, el régimen es compresivo variando desde una compresión radial ($\sigma_1 = \sigma_2$), hasta compresión uniaxial ($\sigma_2 = 0$). Para un σ_2 vertical, el régimen es de rumbo, con términos extremos compresivo o tensivo. Finalmente para un σ_1 vertical, el régimen es tensional variando de una tensión radial ($\sigma_2 = \sigma_3$) a tensión uniaxial ($\sigma_2 = 0$).

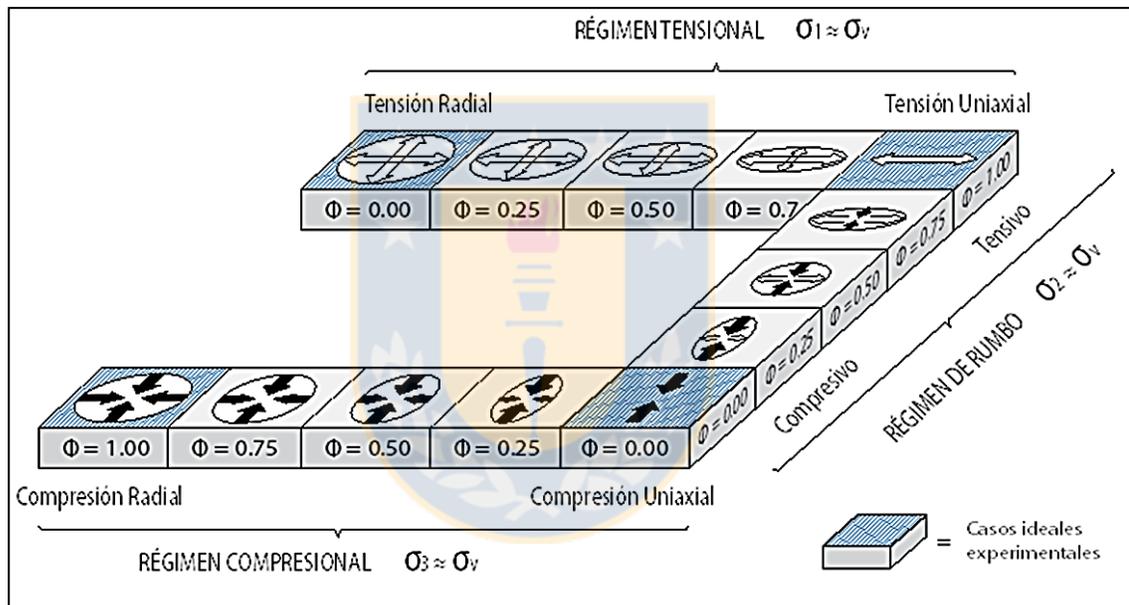


Figura 3.3. Clasificación del régimen tectónico. Modificado de Ritz (1994).

Para poder identificar el estado de esfuerzos de cada sitio estructural, se utilizó el Método de Inversión Múltiple con el *software* MIM (Yamaji, 2000). Para que el *software* entregue resultados, es necesario ingresar la orientación de la falla, *trend/plunge* de la estría, el sentido de movimiento y un valor k . Este último valor define el tamaño de los grupos a evaluar (grupos de k elementos, es decir, k fallas), y los utiliza para determinar el σ_1 y σ_3 , luego de haber combinado todas las fallas. El autor del programa recomienda utilizar $k=5$ para bases de datos menores a 100 fallas. Luego de ingresar los parámetros, el *software* genera estereogramas pareados que

muestran las orientaciones de σ_1 y σ_3 (fig. 3.4) para cada grupo de k fallas, representados por puntos de colores en ambos estereogramas. Si todas las orientaciones de esfuerzos de cada uno de los grupos de k fallas se plotean en un solo *cluster*, significa que los datos de las fallas son homogéneos, y pueden ser explicados por un único estado de esfuerzos. En cambio, si los datos son heterogéneos, se formarán distintos *clusters*, cada uno representando un diferente estado de esfuerzos.

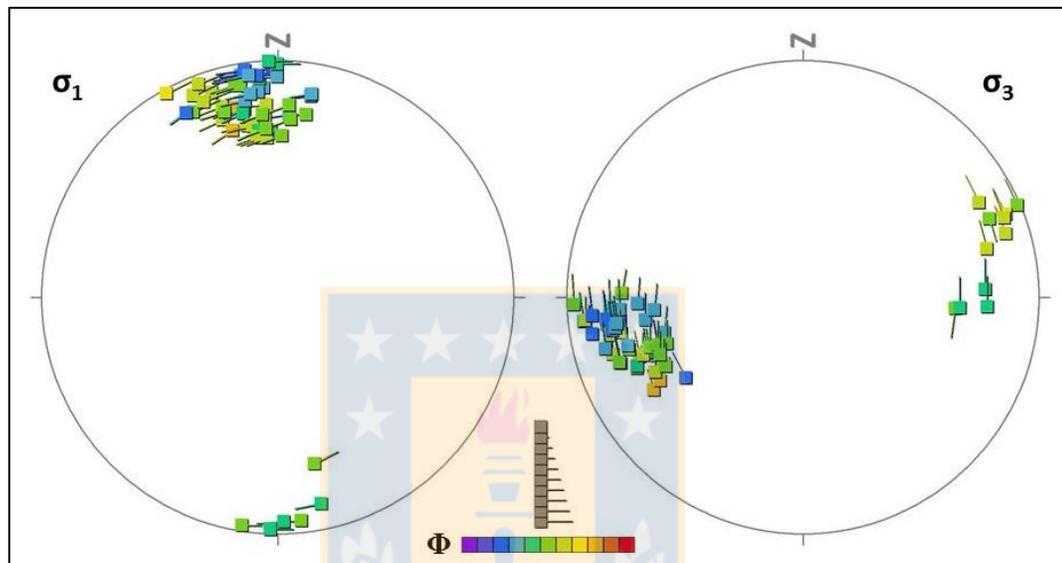


Figura 3.4. Ejemplo de estereogramas pareados que muestran la distribución de esfuerzos principales.

Si se quiere obtener un valor numérico de los esfuerzos, es necesario identificar manualmente los *cluster* de σ_1 , σ_3 y Φ . Para ello, cada punto cuenta con un color según su valor de Φ (entre 0 y 1), y una cola, cuya orientación indica la ubicación relativa de su par en el otro estereograma, y cuya longitud es inversamente proporcional al *plunge* de su par (es decir, entre más larga la cola de un punto en la proyección de σ_1 , menor es el ángulo de buzamiento de su par en la proyección de σ_3). Entonces, para obtener un resultado, hay que seleccionar un punto de color en un *cluster* en el estereograma de σ_1 , buscar su par ordenado en el estereograma de σ_3 , e ingresar el valor de Φ correspondiente según su color. El esfuerzo óptimo (o mejor resultado) es aquel en el que el *misfit angle* o ángulo de error es menor a 20° , que se refiere al ángulo que hay entre la orientación de las estrías de los grupos de k fallas, y la orientación teórica que tendrían las estrías de las fallas que se formarían bajo ese estado de esfuerzos. Este valor es mostrado por el

programa en otro estereograma que contiene las fallas que se activan bajo ese estado de esfuerzos, y un histograma que representa el ángulo de error (fig. 3.5).

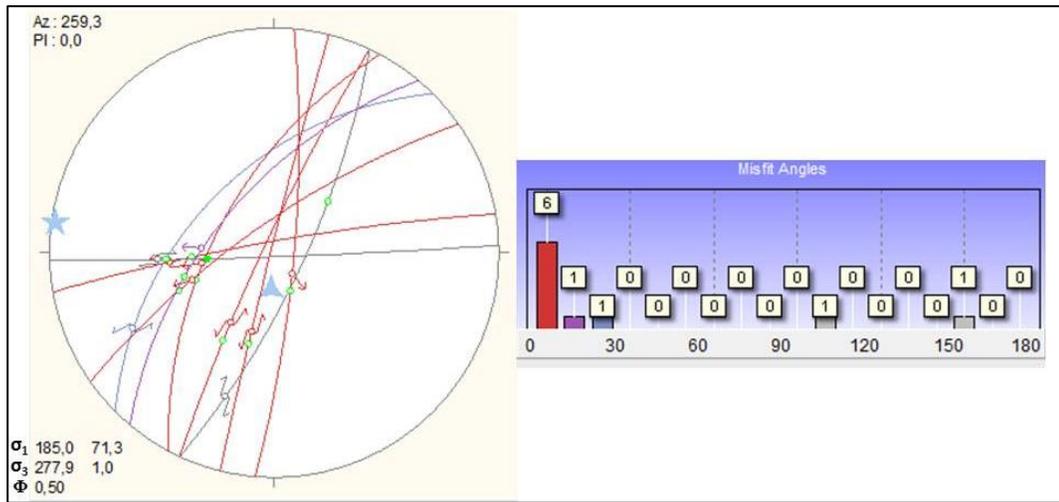


Figura 3.5. Izquierda, diagrama solución de un estado de esfuerzo (triángulo = σ_1 ; estrella = σ_3). Derecha, histograma de ángulo de error.

Finalmente, para el estudio estadístico de la dirección de las estructuras (fallas y diques), se utilizó el *software* Dips 5.1 de *Rockscience inc.* El análisis de dirección de los diques es sumamente importante, debido a que la intrusión de ellos requiere espacio, que se produce cuando la estructura presenta una dirección subparalela a σ_1 (Dresen, 1991). A partir de datos de *Dip direction/ Dip*, el *software* mencionado entrega diagramas de rosetas de los distintos planos (fig. 3.6). Todas las orientaciones referidas en el capítulo “RESULTADOS”, en los diagramas de roseta, corresponden a ángulos en sentido horario.

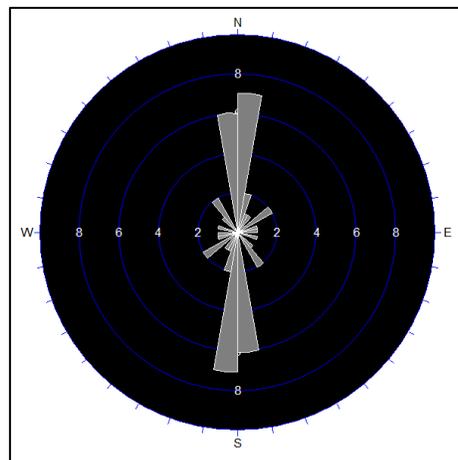


Figura 3.6. Ejemplo diagrama de roseta.

4. RESULTADOS

4.1. Lineamientos

En la figura 4.1 se ilustran lineamientos extraídos de forma automática y visual, además de los establecidos por Arancibia *et al.* (2009).

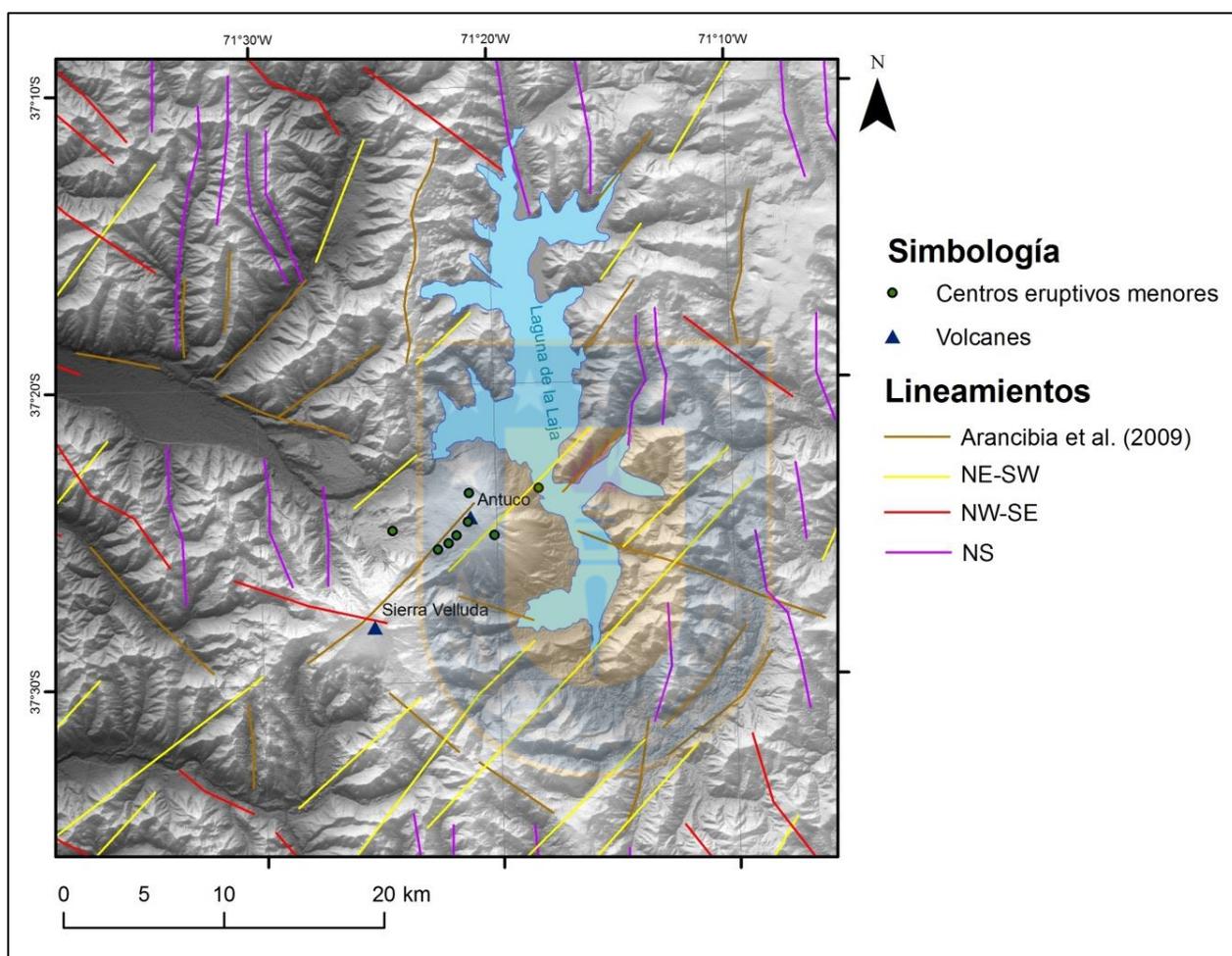


Figura 4.1. Lineamientos del área de estudio.

En la zona de estudio, hay rasgos lineales en todas direcciones, donde varios de ellos responden a la geomorfología de los valles. Los lineamientos NS se distribuyen principalmente al N del Río Laja. Por otra parte, los lineamientos NE-SW y NW-SE se disponen de manera uniforme en toda el área. Dentro de la familia de lineamientos NE-SW, los de mayor longitud se reparten al SE del Río Laja, desde los volcanes Antuco y Sierra Velluda, hacia el Paso Pichachén. Cabe destacar el

generado por la intersección de los cráteres de los volcanes, y gran parte de los centros eruptivos menores. Por otra parte, el rasgo lineal NW-SE de mayor longitud corresponde al que corta toda la zona de estudio, siguiendo la dirección del Río Laja desde el Paso Pichachén.

4.2. Sitios estructurales

El área de estudio fue subdividida en 5 sitios estructurales, cuya ubicación se ilustra en la figura 4.2. Además se visualizan las estructuras establecidas por autores anteriores (Niemeyer y Muñoz, 1983; Morabito y Folguera, 2005; Melnick *et al.*, 2006a; Arancibia *et al.*, 2009; Radic, 2010).

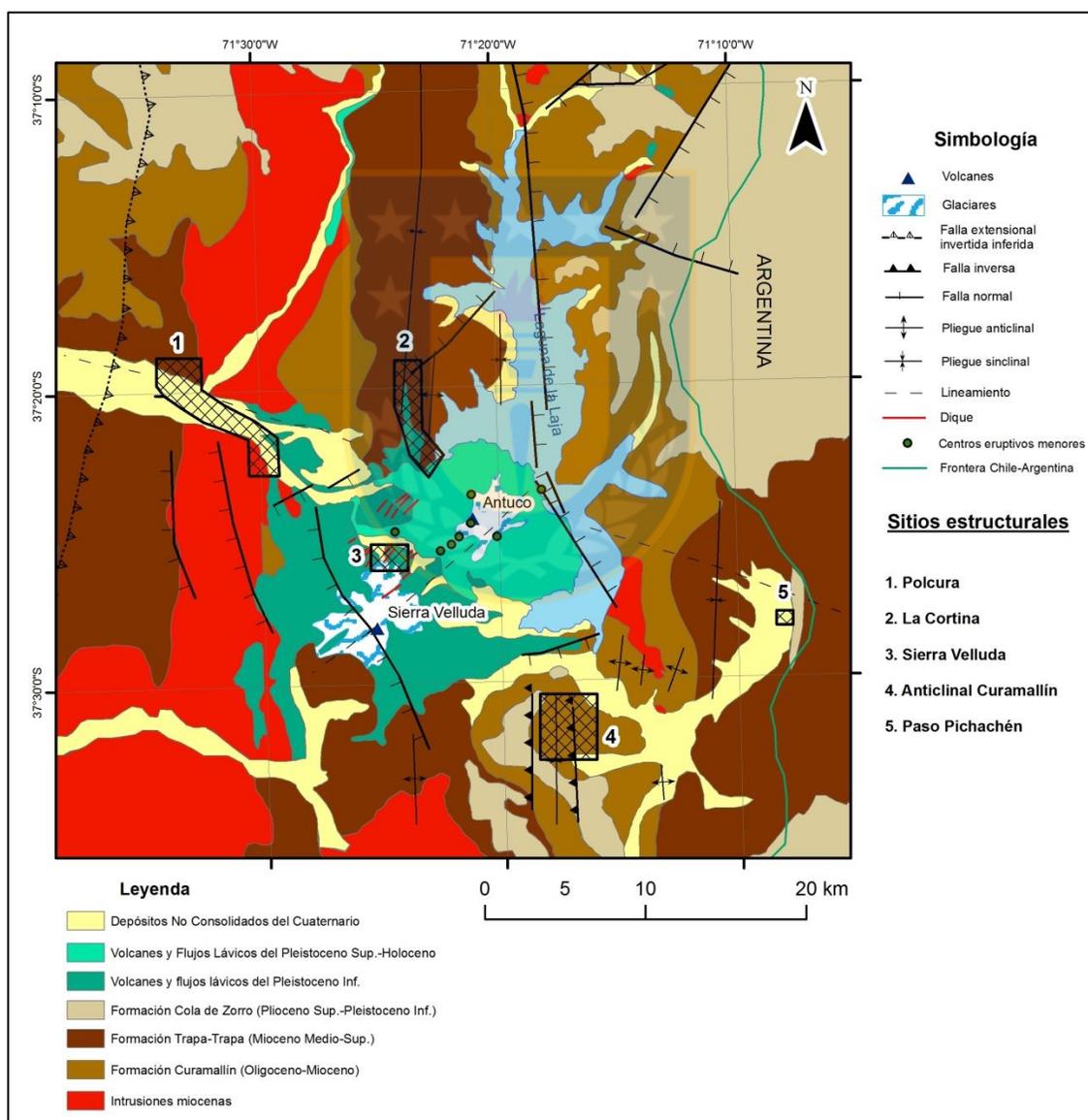


Figura 4.2. Mapa de sitios estructurales.

A continuación se detalla el análisis cinemático, dinámico y estadístico de la dirección de las estructuras, para cada sitio estructural.

4.2.1. Polcura

La toma de datos fue realizada en el cañón de un estero cercano al Río Polcura (fig. 4.2) y al interior del Camping Malalcura y alrededores (fig. 4.2). En las inmediaciones del Río Polcura afloran aglomerados volcánicos y andesitas pertenecientes a la Formación Trapa-trapa (fotografía 4.1).



Fotografía 4.1. Falla sinistral cortando aglomerado volcánico.

Por otra parte, en el Camping Malalcura afloran granitoides de edad miocena y diques de composición basáltica (fotografía 4.2).



Fotografía 4.2. Dique basáltico desplazado por falla dextral en roca caja granodiorítica.

Se realizó la medición de 36 fallas en este sitio estructural. En 22 de ellas se encontraron índices cinemáticos de escalón tipo *riedel*, y en 14 de ellas solo estrías (fallas tipo D). La orientación preferencial de las 36 fallas se ilustra en el diagrama de roseta de la figura 4.3(a), donde se observan dos direcciones predominantes, NS y NW-SE (320° - 330°). El rumbo NW-SE está dada principalmente por las fallas tipo D.

Por otra parte, se efectuó la medición de 12 diques de composición basáltica, cuyo diagrama de roseta se ilustra en la figura 4.3(b). La orientación principal de los diques es NS. Además se observa una tendencia secundaria NE-SW (50° - 60°).

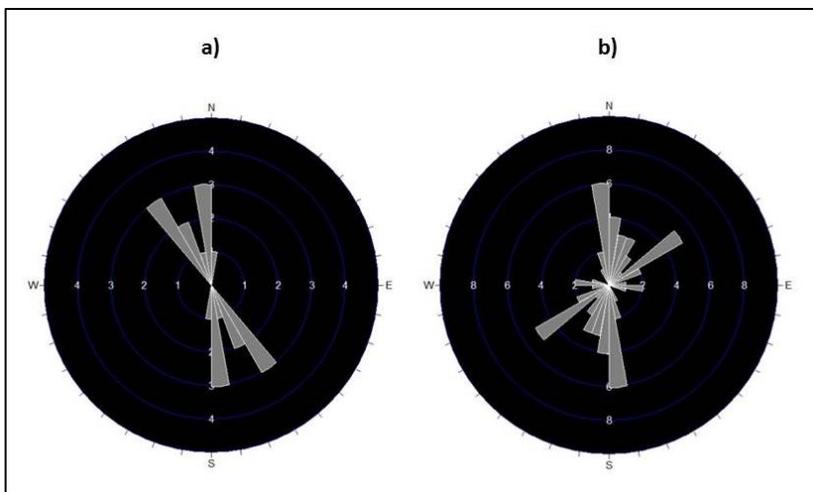


Figura 4.3. Diagramas de roseta Sitio Estructural Polcura. a) Fallas; b) Diques.

De las 22 estructuras en las que se pudo determinar sentido de desplazamiento, se realizó una separación por tipo de falla, cuyo análisis estadístico de la orientación de las estructuras se ilustra en la figura 4.4.

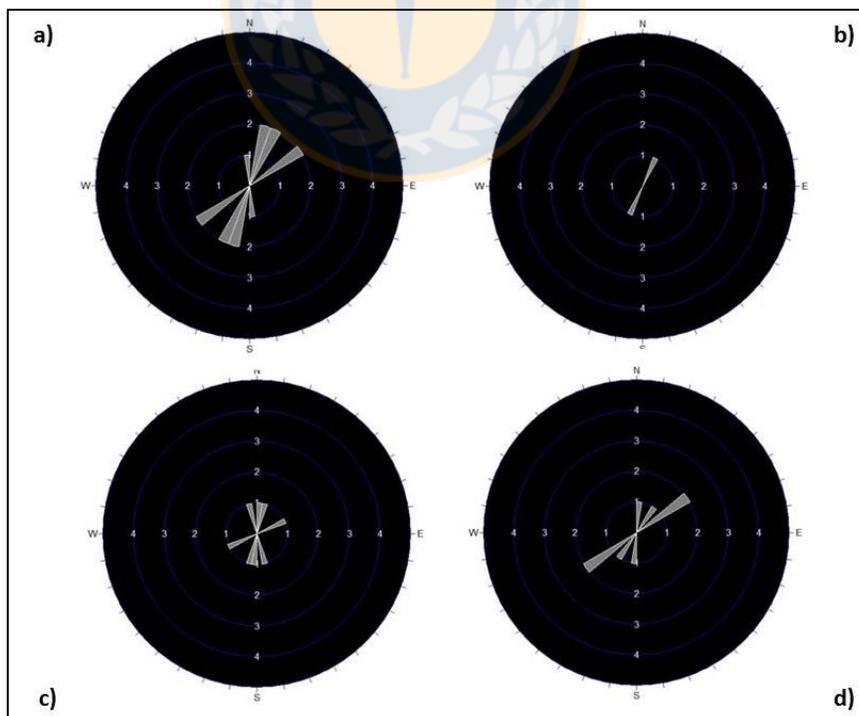


Figura 4.4. Diagramas de roseta por tipo de falla. a) Normales; b) Inversas; c) Dextrales; d) Sinistrales.

De las 22 fallas, 10 son normales y poseen una dirección predominante NE-SW, que varía de los 10° - 40° (fig. 4.4(a)); 5 son inversas con una orientación preferencial de 10° (fig. 4.4(b)); 3 son dextrales y varían de NS a NE-SW(50°) (fig. 4.4(c)); 4 son sinistralas y son NE-SW (50° - 60°) (fig. 4.4(d)). El análisis cinemático de las 22 fallas indica que en el sitio hay una cinemática normal (fig. 4.5(a)). El diagrama solución entregado es válido, debido a que, al ser relativamente homogénea la distribución de los ejes P y T (puntos azules y rojos en fig. 4.5(a)), el promedio resulta representativo. El eje promedio de acortamiento máximo es NE-SW subvertical (fig. 4.5(a)), y el eje promedio de alargamiento máximo es horizontal NW-SE (fig. 4.5(a)). Por su parte, el Método de Inversión Múltiple indica que la mejor solución ocurre para un valor de Φ de 0,4 (fig. 4.5(d)), donde la mayor cantidad de estructuras se activa con un σ_1 NE-SW subvertical ($27,5^{\circ}/48,5^{\circ}$) (coincidiendo con el eje P promedio) (fig. 4.5(b)) y con un σ_3 NW-SE horizontal ($297,5^{\circ}/0^{\circ}$) (coincidiendo con el eje T promedio) (fig. 4.5(c)).

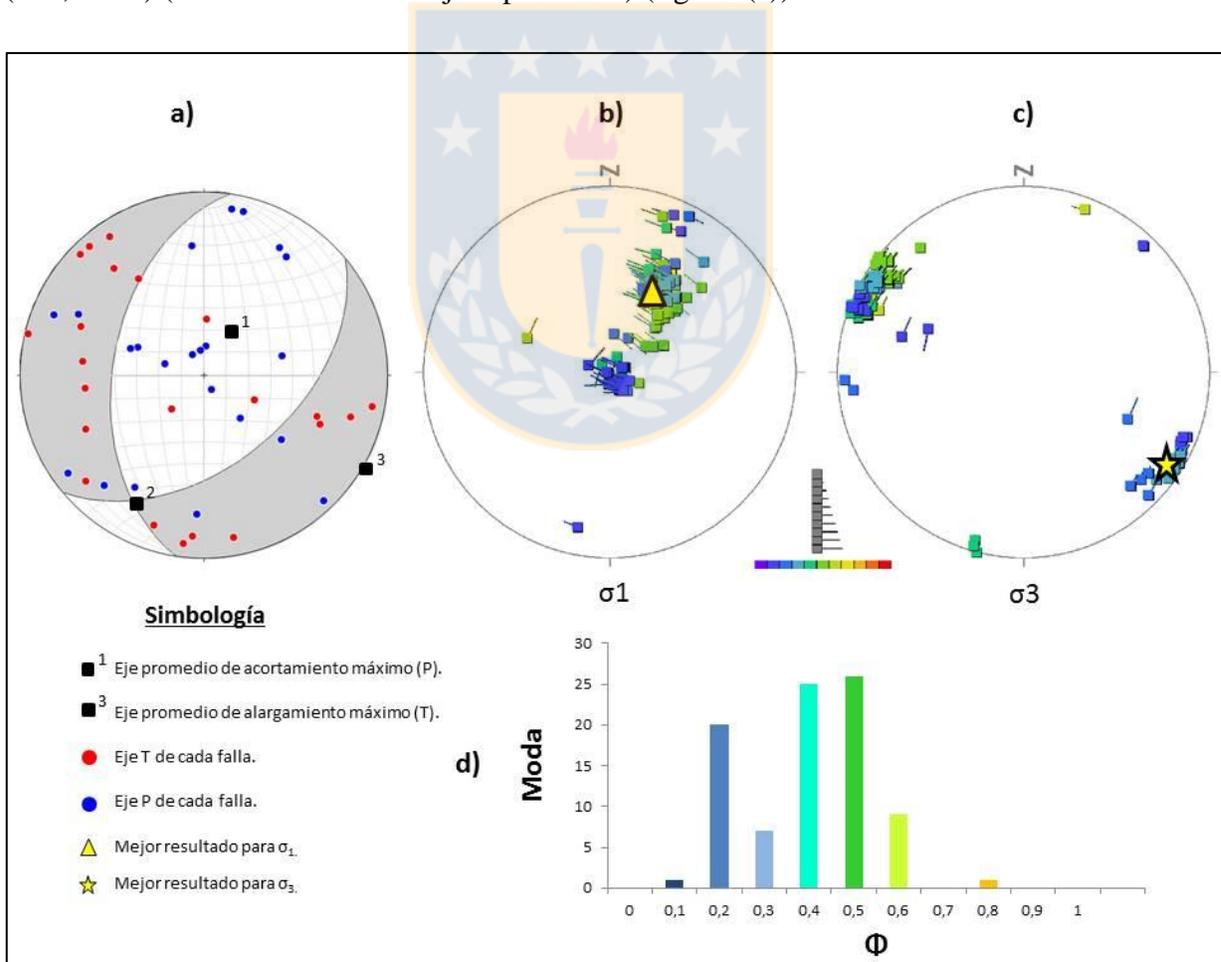


Figura 4.5. Resultados Sitio estructural Polcura. a) Análisis cinemático; b) Análisis dinámico σ_1 ; c) Análisis dinámico σ_3 ; d) Histograma de valores de Φ .

Los valores de Φ predominantes varían de 0,2 a 0,5 (fig. 4.5(d)), por lo que las estructuras del sitio se habrían formado bajo un régimen tensional, según la clasificación del régimen tectónico de Ritz (1994).

4.2.2. La Cortina

La toma de datos se realizó en la Meseta El Toro y en el sector La Cortina, ubicado a orillas de la Laguna de la Laja, frente al Volcán Antuco (fig. 4.2). En estos lugares afloran aglomerados volcánicos, andesitas y escasos conglomerados pertenecientes a la Formación Trapa-trapa (fotografía 4.3).



Fotografía 4.3. Falla cortando lavas andesíticas en Sitio Estructural La Cortina.

En este sitio estructural se realizó la medición de 36 fallas. En 19 de ellas se encontraron índices cinemáticos de escalón tipo *riedel*, y en 17 de ellas solo estrías (fallas tipo D). La orientación preferencial de las 36 fallas se ilustra en el diagrama de roseta de la figura 4.6(a), donde se observa una dirección predominante NE-SW (30° - 50°), que está dada principalmente por las

fallas tipo D. Por otra parte, se efectuó la medición de 4 diques de composición basáltica, cuyo diagrama de roseta se ilustra en la figura 4.6(b). La orientación principal de los diques es EW.

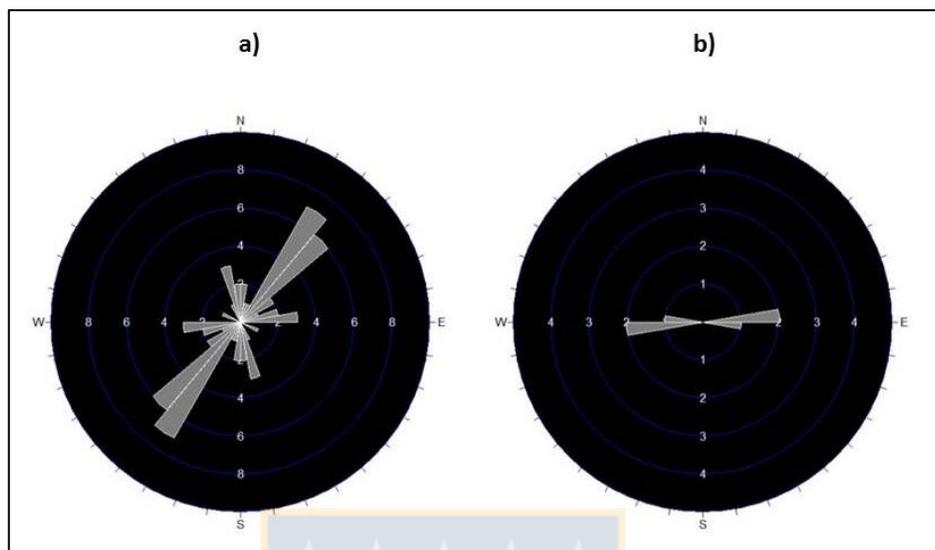


Figura 4.6. Diagramas de roseta Sitio Estructural La Cortina. a) Fallas; b) Diques.

De las 19 estructuras en las que se pudo determinar sentido de desplazamiento, se realizó una separación por tipo de falla, cuyo análisis estadístico de la orientación de las estructuras se ilustra en la figura 4.7.

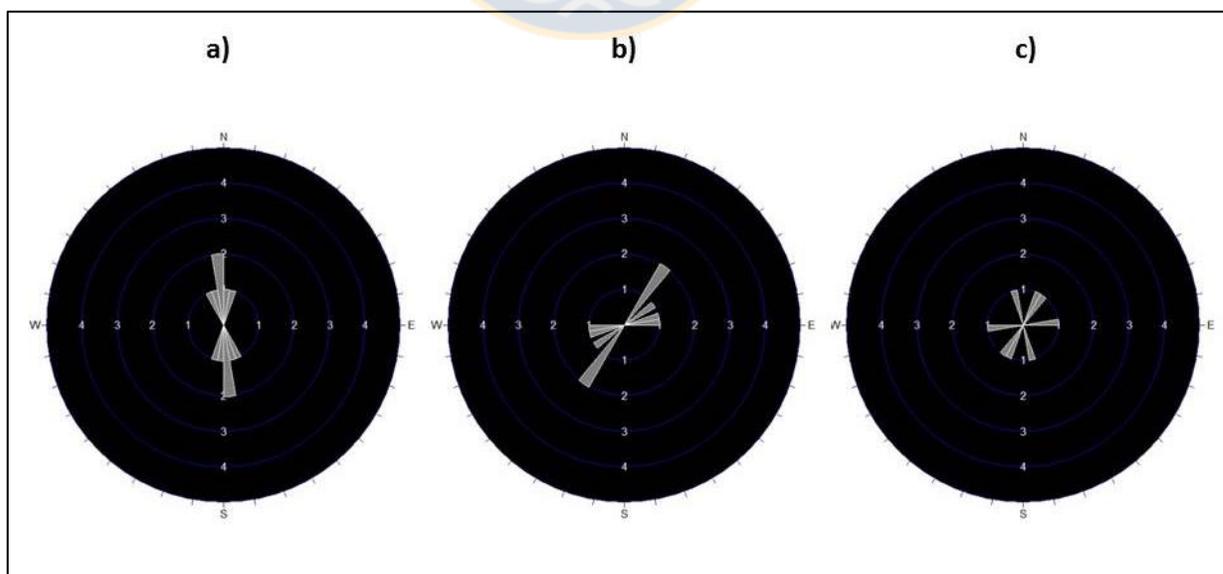


Figura 4.7. Diagramas de roseta por tipo de falla. a) Inversas; b) Dextrales; c) Sinistrales.

De las 19 fallas, 9 son inversas y poseen una dirección predominante NS (fig. 4.7(a)); 5 son dextrales con una orientación preferencial de 30° (fig. 4.7(b)); 5 son sinistralas y se disponen en todas direcciones (fig. 4.7(c)). El análisis cinemático de las 19 fallas indica que en el sitio hay una cinemática inversa (fig. 4.8(a)). El diagrama solución entregado es válido debido a que, al ser relativamente homogénea la distribución de los ejes P y T (fig. 4.8(a)), los ejes P y T promedio son estadísticamente representativos. El eje promedio de acortamiento máximo es EW horizontal (fig. 4.8(a)), y el eje promedio de alargamiento máximo es vertical NNE-SSW (fig. 4.8(a)). Por su parte, el Método de Inversión Múltiple indica que la mejor solución ocurre para un valor de Φ de 0,2 (fig. 4.8(d)), donde la mayor cantidad de estructuras se activa con un σ_1 EW horizontal ($90^\circ/9,3^\circ$) (coincidiendo con el eje P promedio) (fig. 4.8(b)) y con un σ_3 NS subhorizontal ($186,4^\circ/34,4^\circ$) (fig. 4.8(c)). Cabe destacar que σ_3 no coincide con el eje T promedio.

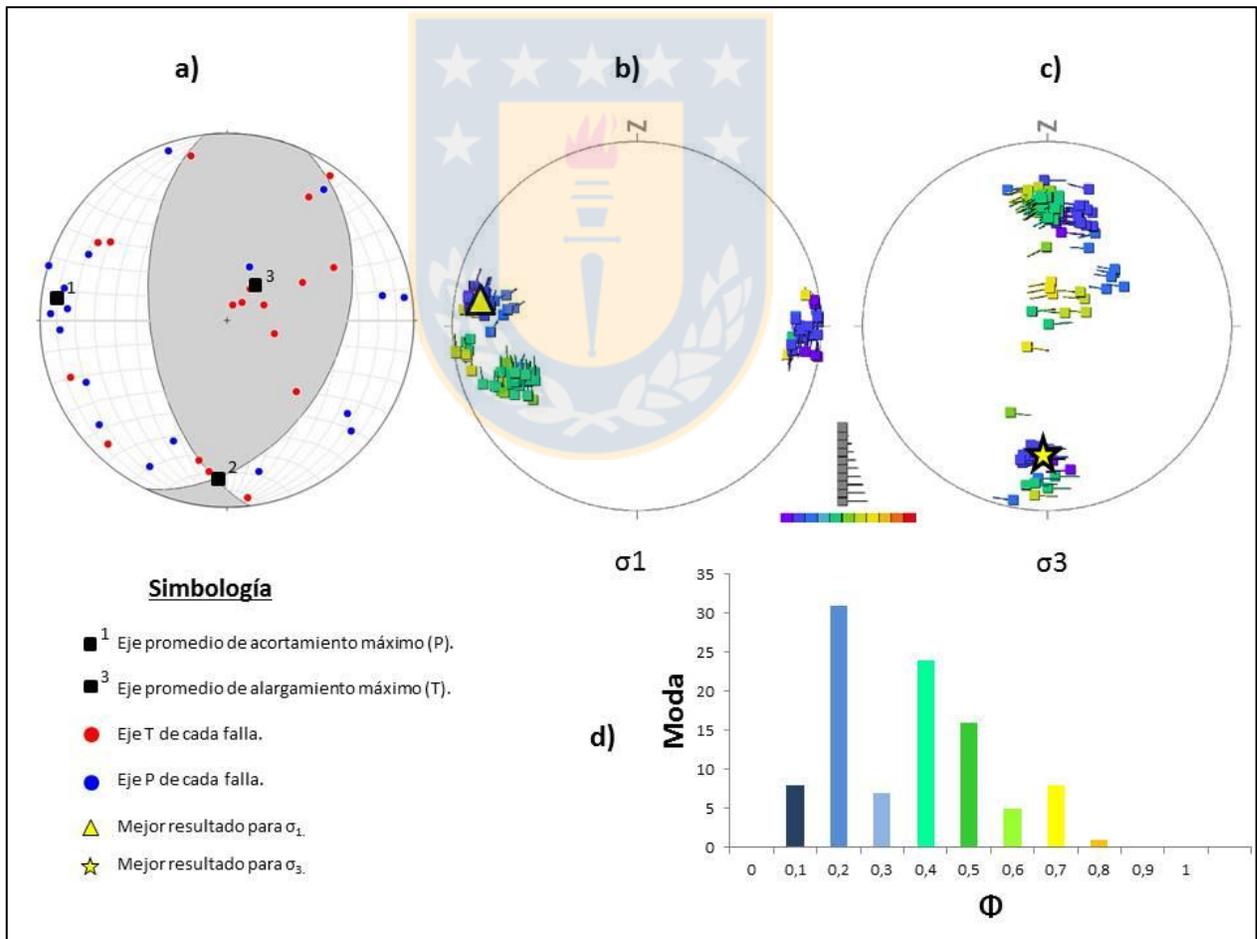


Figura 4.8. Resultados Sitio estructural La Cortina. a) Análisis cinemático; b) Análisis dinámico σ_1 ; c) Análisis dinámico σ_3 ; d) Histograma de valores de Φ .

El valor de Φ predominante es de 0,2 (fig. 4.8(d)), por lo que las estructuras del sitio se habrían formado bajo un régimen de rumbo compresivo, según la clasificación del régimen tectónico de Ritz (1994). Sin embargo, le sigue en importancia el valor 0,4 (fig. 4.8(d)), al que se le asocia un *cluster* que indica un σ_3 un poco más vertical. En este caso, el régimen dominante del sitio sería compresivo.

4.2.3. Sierra Velluda

En este sitio estructural afloran diques extrusivos de composición basáltica cortando los depósitos del Volcán Sierra Velluda (fotografía 4.4).



Fotografía 4.4. Dique basáltico en Sitio Estructural Sierra Velluda.

Se efectuó la medición de 13 diques, cuyo análisis estadístico de la orientación predominante es ilustrado en el diagrama de roseta de la figura 4.9. Se visualiza una dirección principal NE-SW, variando entre los 10° y 20° , además de una subtendencia NW-SE (290° - 300°).

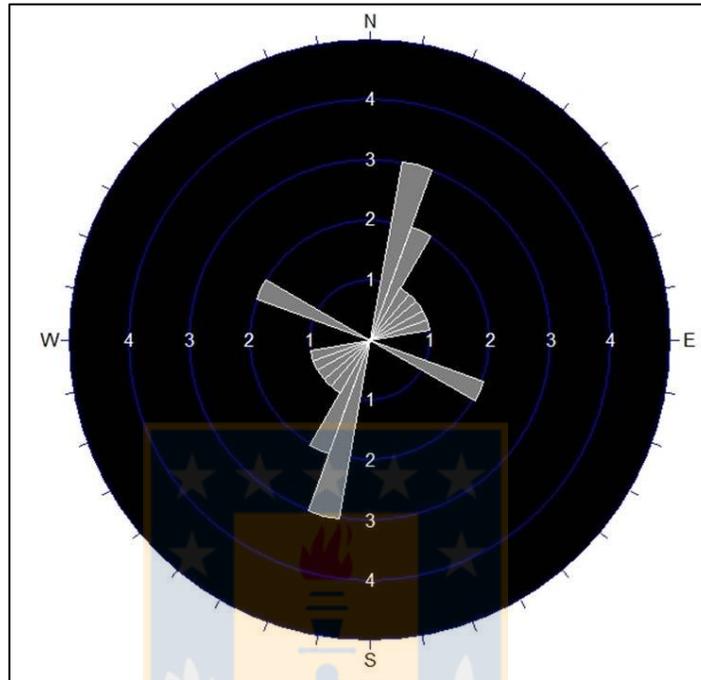
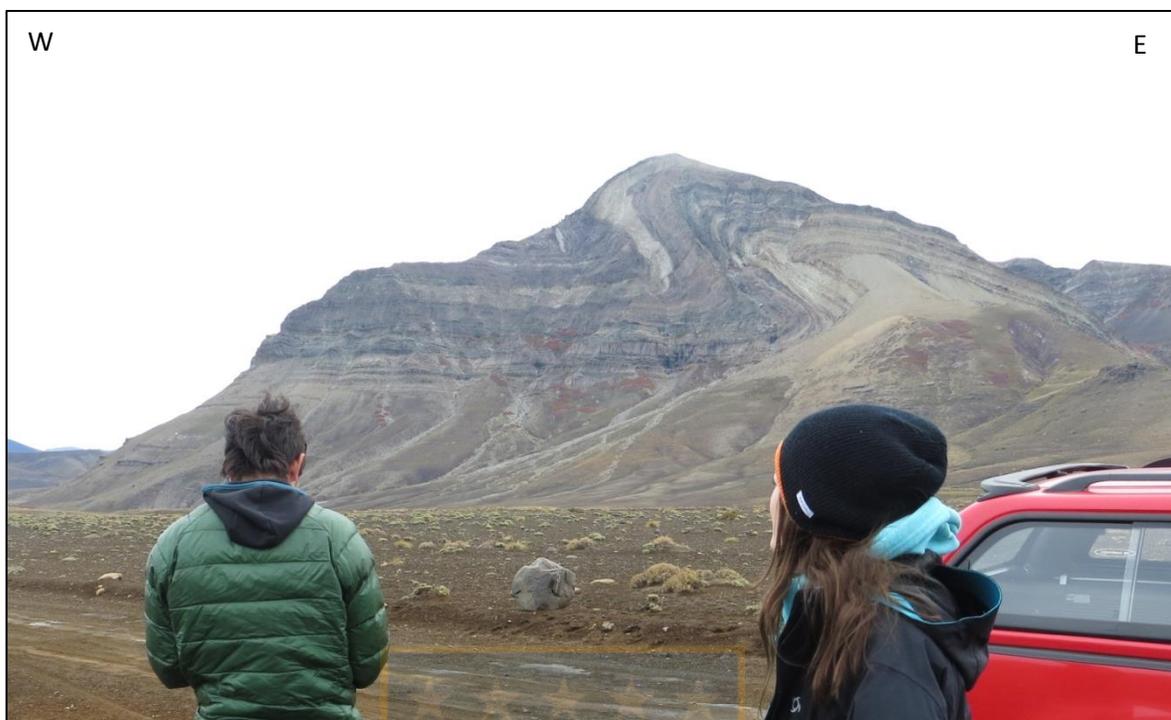


Figura 4.9. Diagrama de roseta Sitio Estructural Sierra Velluda.

4.2.4. Anticlinal Curamallín

La toma de datos fue realizada por los alumnos del curso de Geología de Campo II de la carrera de Geología de la Universidad Austral de Chile, en los alrededores del sector Pichachén (fig. 4.2). En esta zona afloran tobas, areniscas y conglomerados pertenecientes a la Formación Curamallín (fotografía 4.5).

Se realizó la medición de 31 fallas en este sitio estructural. En 26 de ellas se encontraron índices cinemáticos de escalón tipo *riedel* y crecimiento mineral, y en 5 de ellas solo estrías (fallas tipo D). La orientación preferencial de las 31 fallas se ilustra en el diagrama de roseta de la figura 4.10(a), donde se observa una dirección predominante NS.



Fotografía 4.5. Afloramiento Sitio Estructural Anticlinal Curamallín.

Por otra parte, se efectuó la medición de 6 diques de composición basáltica, cuyo diagrama de roseta se ilustra en la figura 4. 10(b). La orientación principal de ellos es NS y NE-SW (50° - 60°).

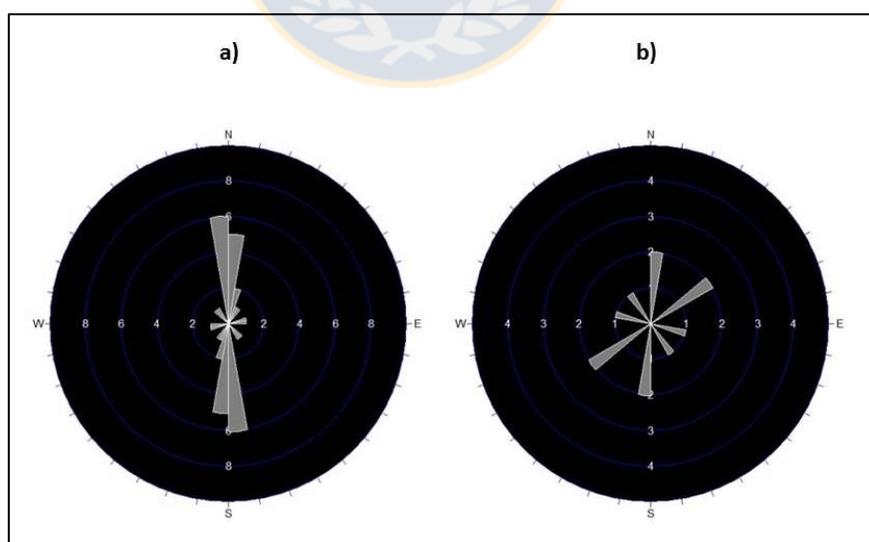


Figura 4.10. Diagramas de roseta Sitio Estructural Anticlinal Curamallín. a) Fallas; b) Diques.

De las 26 estructuras en las que se pudo determinar sentido de desplazamiento, se realizó una separación por tipo de falla, cuyo análisis estadístico de la orientación de las estructuras se ilustra en la figura 4.11.

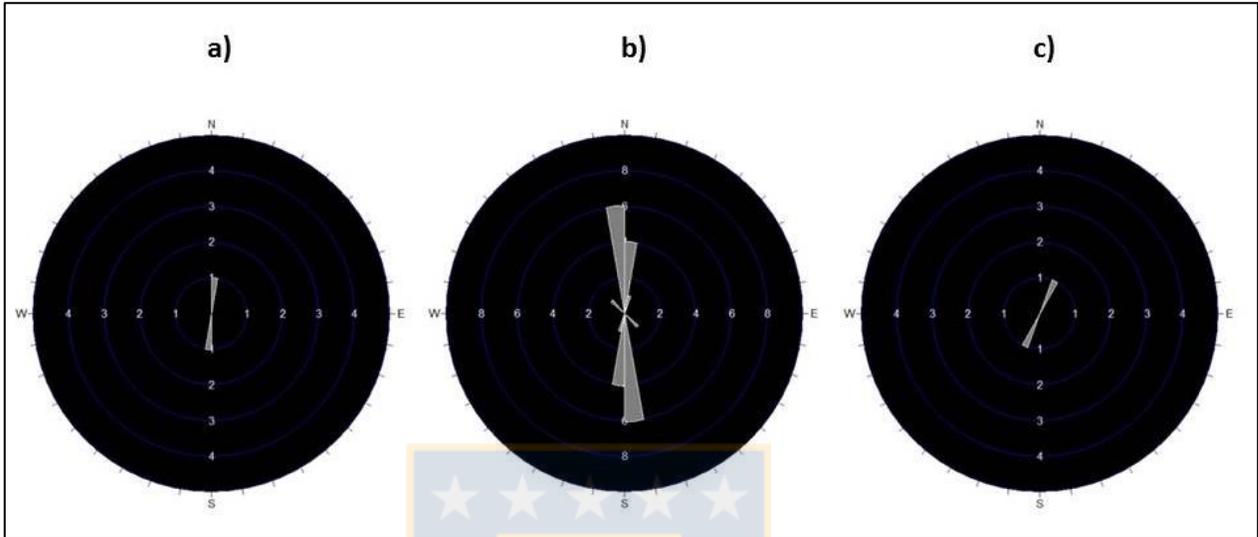


Figura 4.11. Diagramas de roseta por tipo de falla. a) Normales; b) Inversas; c) Dextrales.

De las 26 fallas, 4 son normales y tienen un rumbo NS (fig. 4.11(a)); 17 son inversas con una orientación preferencial NS (fig. 4.11(b)); 5 son dextrales y son NE-SW(30°) (fig. 4.11(c)).

El análisis cinemático de las 26 fallas indica que en el sitio hay una cinemática inversa (fig. 4.12(a)). El diagrama solución entregado es válido debido a que la distribución de los ejes P y T es relativamente homogénea (fig. 4.12(a)). El eje promedio de acortamiento máximo es casi EW horizontal (fig. 4.12(a)), y el eje promedio de alargamiento máximo es casi vertical (fig. 4.12(a)). Por su parte, el Método de Inversión Múltiple indica que la mejor solución ocurre para un valor de Φ de 0,4 (fig. 4.12(d)), donde la mayor cantidad de estructuras se activa con un σ_1 EW horizontal (268°/16,6°) (coincidiendo con el eje P promedio) (fig. 4.12(b)) y con un σ_3 NS subhorizontal (171,4°/21,1°) (fig. 4.12(c)). El eje T promedio no coincide con σ_3 .

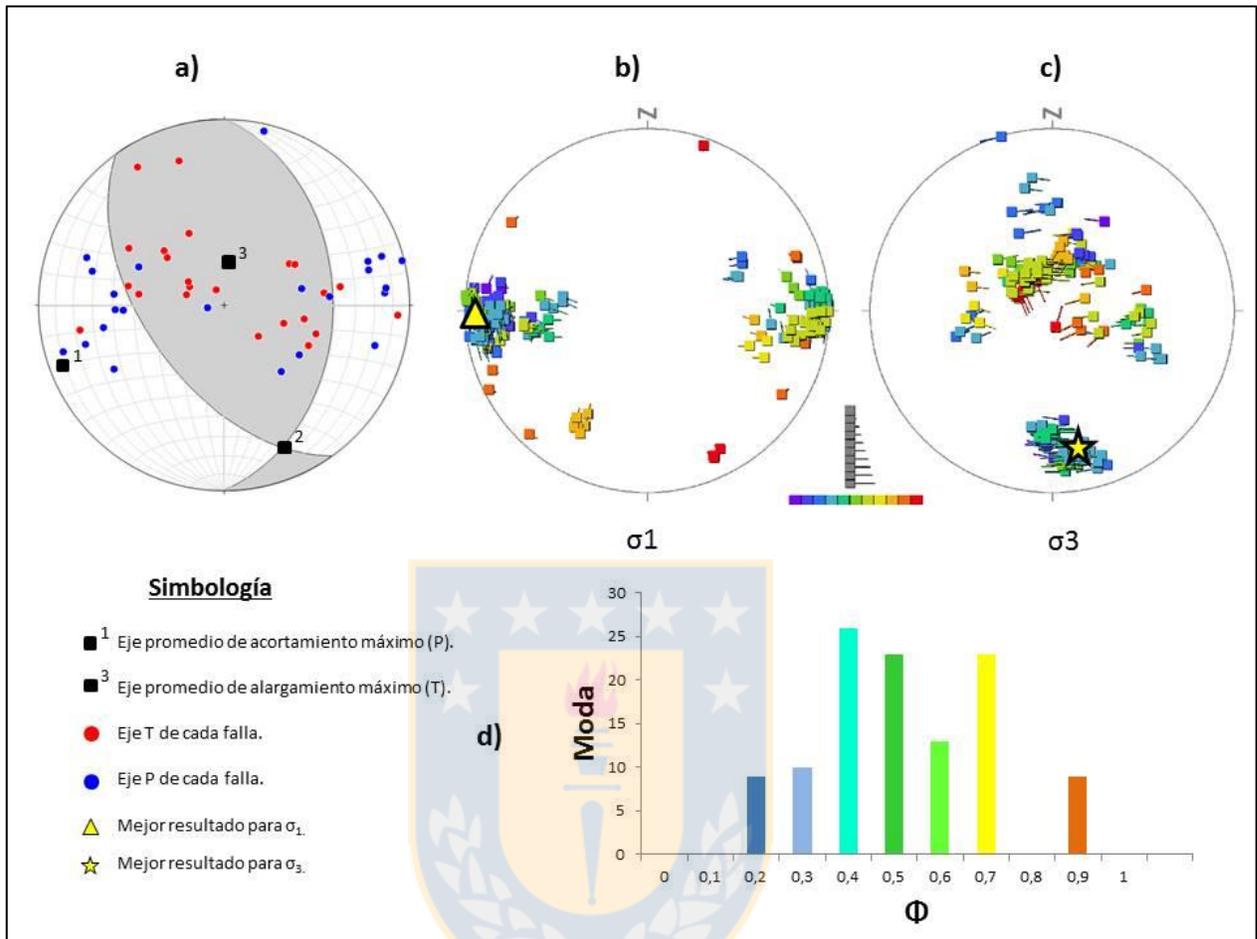


Figura 4.12. Resultados Sitio Estructural Anticlinal Curamallín. a) Análisis cinemático; b) Análisis dinámico σ_1 ; c) Análisis dinámico σ_3 ; d) Histograma de valores de Φ .

El valor de Φ predominante varía de 0,4-0,5 (fig. 4.12(d)), por lo que las estructuras del sitio se habrían formado bajo un régimen de rumbo compresivo, según la clasificación del régimen tectónico de Ritz (1994). Sin embargo, le sigue en importancia el valor 0,7 (fig. 4.12(d)), al que se le asocia un *cluster* que indica un σ_3 mucho más vertical. En este caso, el régimen dominante en el sitio sería compresivo, y el σ_3 coincidiría con el eje T promedio.

4.2.5. Paso Pichachén

Los datos de fallas fueron tomados en depósitos recientes semiconsolidados en el Paso Fronterizo Pichachén (fig. 4.2). Los depósitos corresponden a una alternancia de areniscas de grano medio-grueso y conglomerados con clastos volcánicos (fotografía 4.6).



Fotografía 4.6. Fallas normales cortando depósitos recientes en Sitio Estructural Paso Pichachén.

Se realizó la medición de 10 fallas en este sitio estructural. La orientación preferencial de ellas se ilustra en el diagrama de roseta de la figura 4.13, donde se observa una dirección predominante NE-SW (20° - 30°). También hay una tendencia EW de carácter secundario.

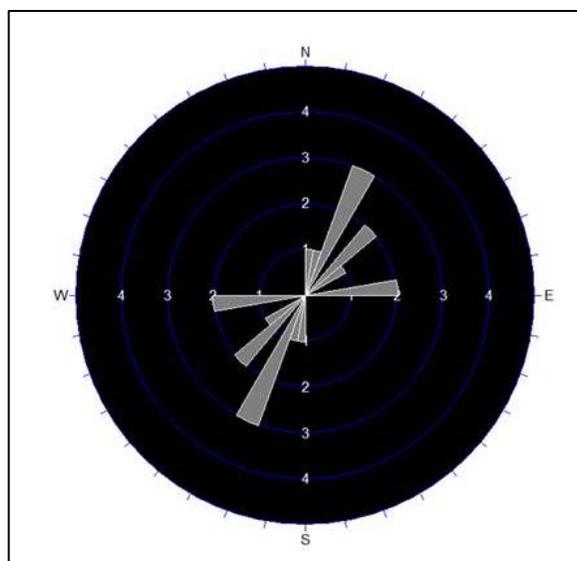


Figura 4.13. Diagrama de roseta Sitio Estructural Paso Pichachén.

Se realizó una separación por tipo de falla, cuyo análisis estadístico de la orientación de las estructuras se ilustra en la figura 4.14.

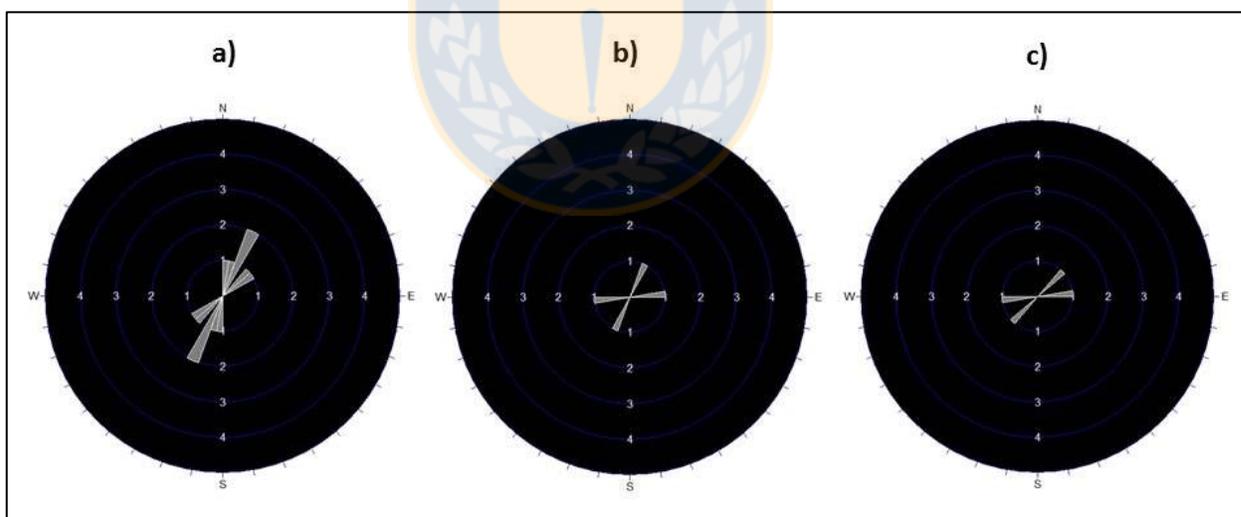


Figura 4.14. Diagramas de roseta por tipo de falla. a) Normales; b) Dextrales; c) Sinistrales

De las 10 fallas, 6 son normales y poseen una dirección predominante NE-SW (fig. 4.14(a)); 2 son dextrales con una orientación preferencial NE-SW (20°) y EW (fig. 4.14(b)); 5 son sinistres y son NE-SW (40°) y EW (fig. 4.14(c)).

El análisis cinemático de las 10 fallas indica que en el sitio hay una cinemática normal (fig. 4.15(a)). El diagrama solución entregado es válido debido a que la distribución de los ejes P y T es homogénea (fig. 4.15(a)). El eje promedio de acortamiento máximo es NNE-SSW casi vertical (fig. 4.15(a)), y el eje promedio de alargamiento máximo es horizontal EW (fig. 4.15(a)). Por su parte, el Método de Inversión Múltiple indica que la mejor solución ocurre para un valor de Φ de 0,5 (fig. 4.15(d)), donde la mayor cantidad de estructuras se activa con un σ_1 casi vertical ($185^\circ/71,3^\circ$) (coincidiendo con el eje P promedio) (fig. 4.15(b)) y con un σ_3 NWW-SEE horizontal ($277,9^\circ/1^\circ$) (coincidiendo con el eje T promedio) (fig. 4.15(c)).

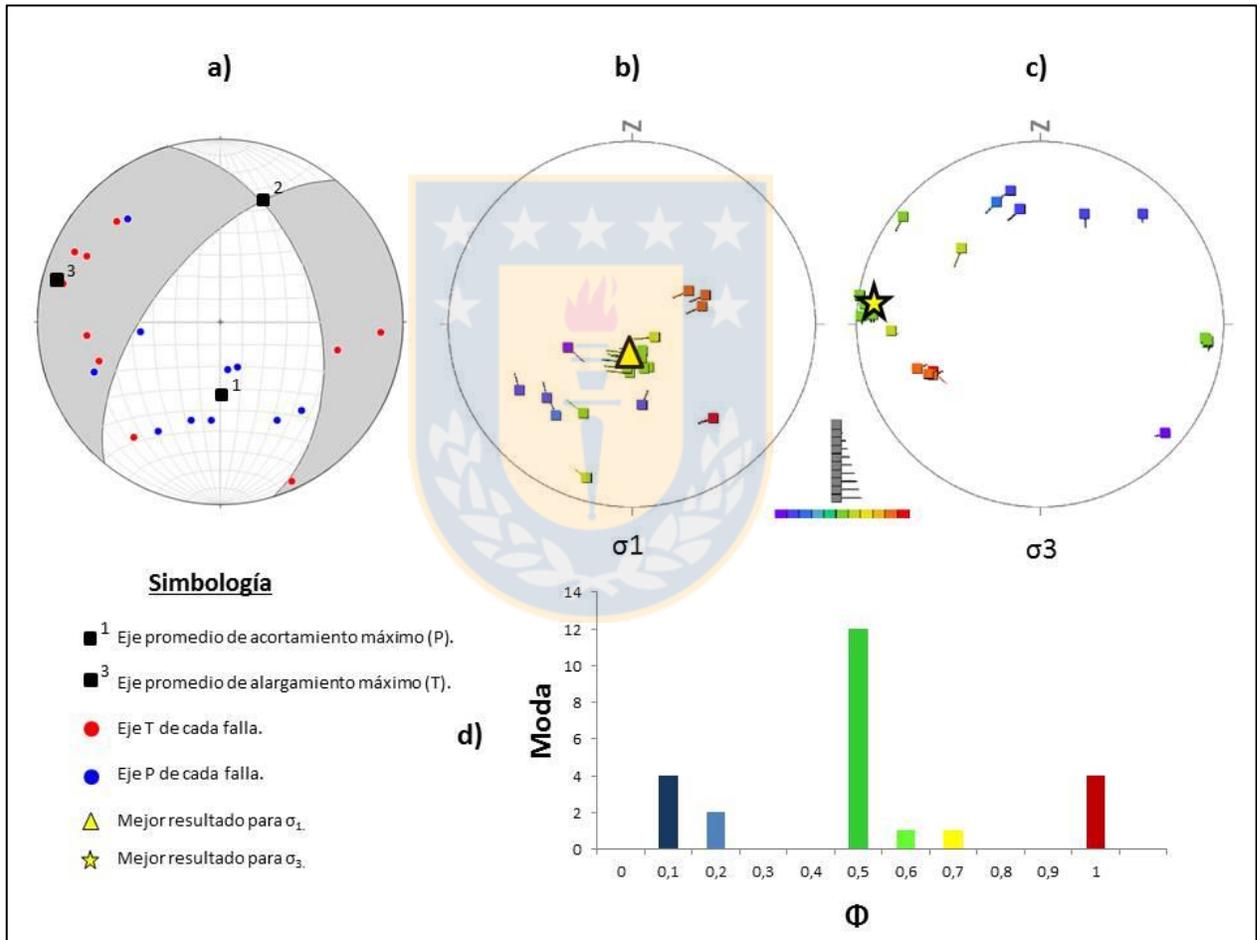


Figura 4.15. Resultados Sitio Estructural Paso Pichachén. a) Análisis cinemático; b) Análisis dinámico σ_1 ; c) Análisis dinámico σ_3 ; d) Histograma de valores de Φ .

El valor de Φ predominante es de 0,5 (fig. 4.15(d)), por lo que las estructuras del sitio se habrían formado bajo un régimen tensional, según la clasificación del régimen tectónico de Ritz (1994).

4.3. Análisis Regional

En este análisis se incorporan todas las estructuras medidas en el área de estudio; son 113 fallas en total. En 77 de ellas se encontraron índices cinemáticos de escalón tipo *riedel* y crecimiento mineral, y en 36 de ellas solo estrías (fallas tipo D).

La orientación preferencial de las 113 fallas se ilustra en el diagrama de roseta de la figura 4.16(a), donde se observan direcciones predominantes que varían de NS a NE-SW (10° - 60°). También hay una tendencia EW de carácter secundario.

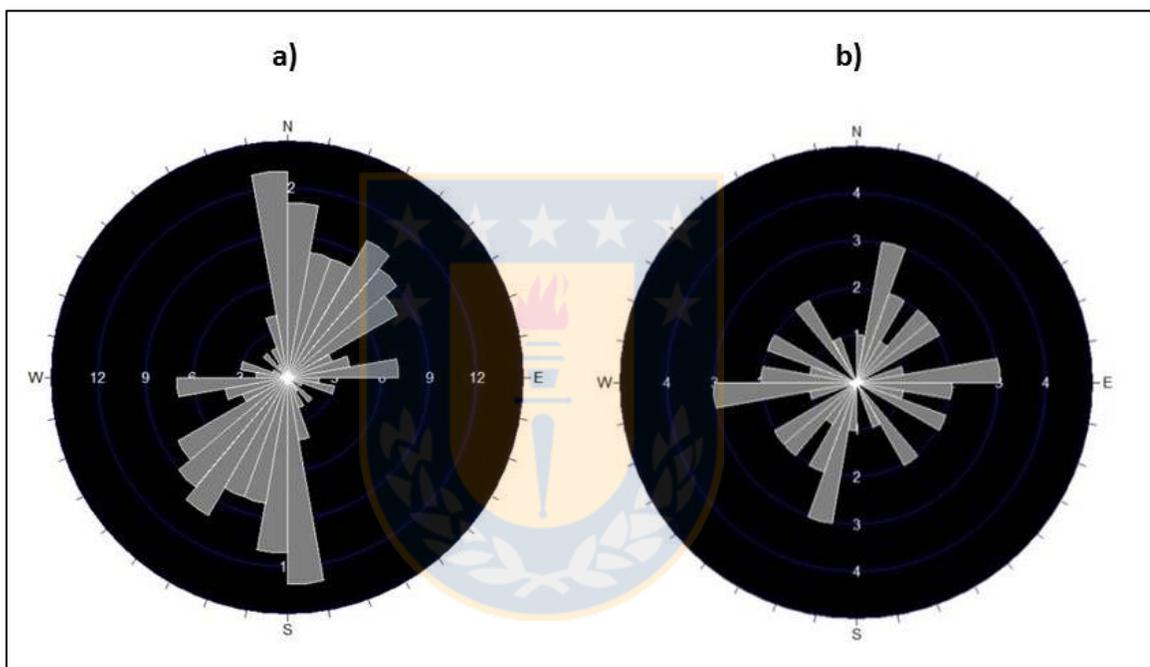


Figura 4.16. Diagramas de roseta Análisis Regional. a) Fallas; b) Diques.

Por otra parte, se efectuó la medición de 35 diques de composición basáltica, cuyo diagrama de roseta se ilustra en la figura 4.16(b). La orientación principal de los diques es NE-SW (10° - 20°) y EW. Además se observan varias tendencias de carácter secundario en todas direcciones.

De las 77 estructuras en las que se pudo determinar sentido de desplazamiento, se realizó una separación por tipo de falla, cuyo análisis estadístico de la orientación de las estructuras se ilustra en la figura 4.17.

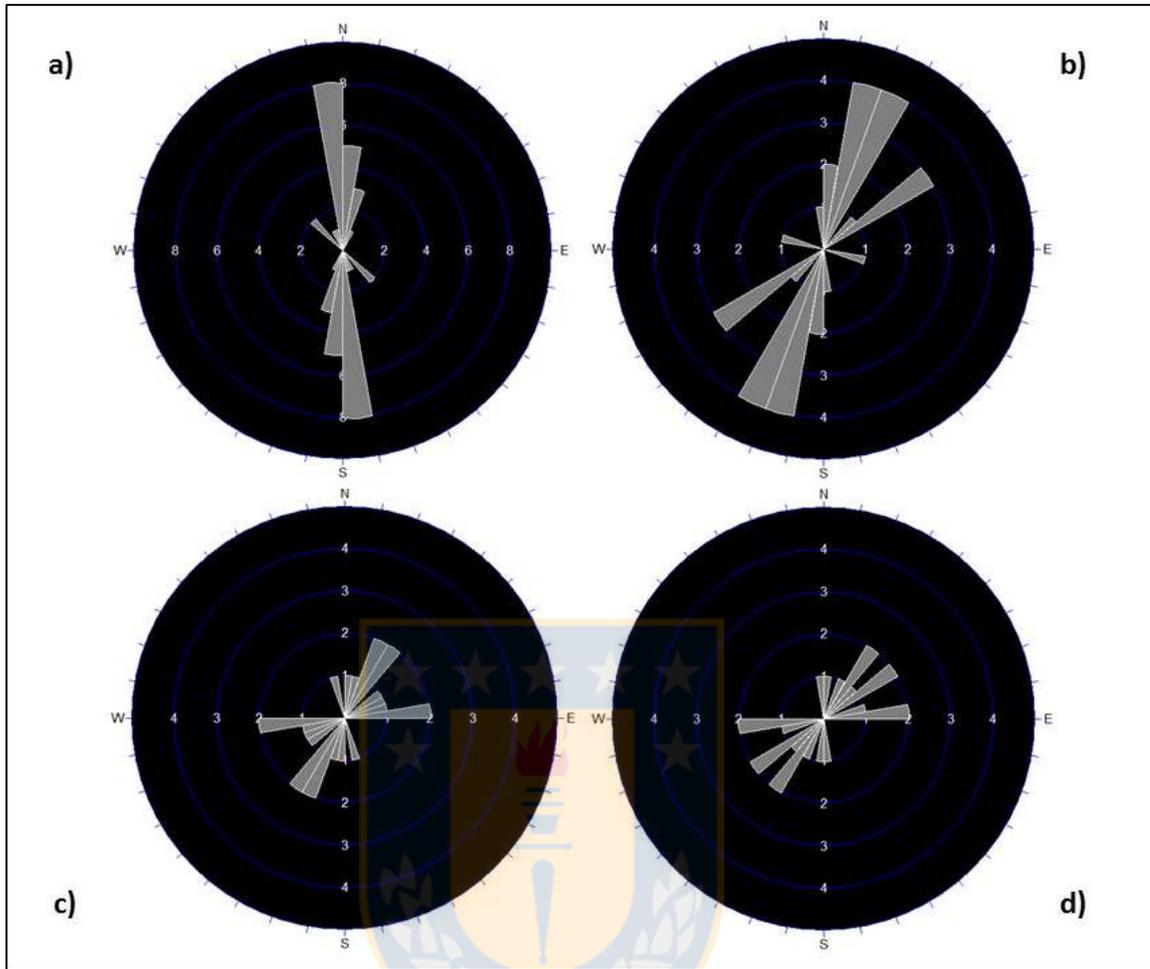


Figura 4.17. Diagramas de roseta por tipo de falla. a) Inversas; b) Normales; c) Dextrales; d) Sinistrales.

De las 77 fallas, 31 son inversas y poseen una dirección predominante NS (fig. 4.17(a)); 20 son normales con una orientación preferencial NE-SW (10° - 60°) (fig. 4.17(b)); 15 son dextrales y varían de NE-SW (20° - 30°) a EW (fig. 4.17(c)); 11 son sinistrales y son NE-SW (30° - 50°) y EW (fig. 4.17(d)).

El análisis cinemático de las 77 fallas indica que en el lugar hay una deformación heterogénea, lo que se ve representado por la distribución heterogénea de los ejes P y T (fig. 4.18(a)). Esta situación hace el que diagrama solución entregado por el *software* no se considere válido. Por su parte, el Método de Inversión Múltiple también indica que una deformación heterogénea afecta el área de estudio, debido a la gran cantidad que *clusters* que se visualizan en los diagramas (fig. 4.18(b y c)) y a la gran variedad de valores de Φ que podrían ser solución (fig. 4.18(d)).

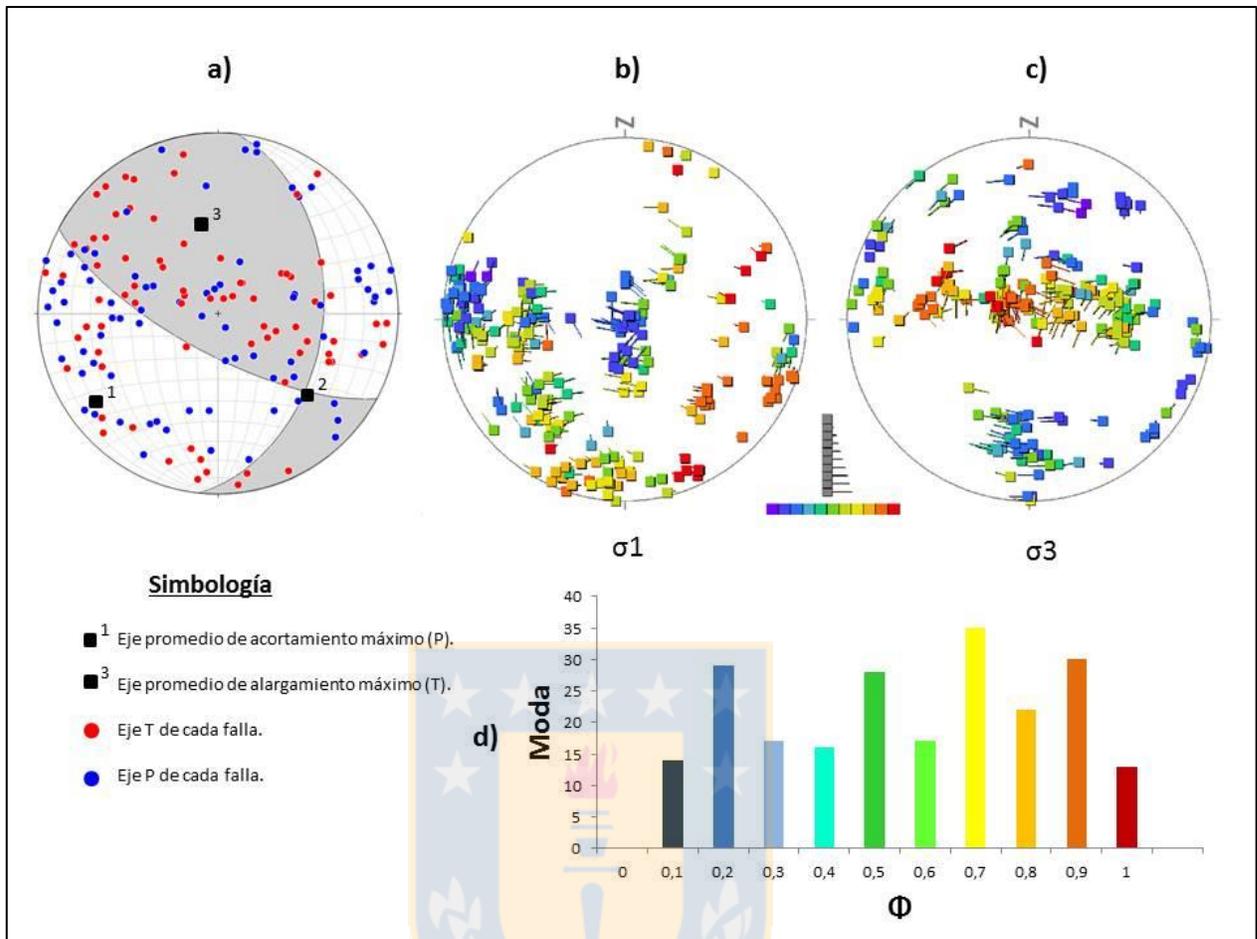


Figura 4.18. Resultados Análisis Regional. a) Análisis cinemático; b) Análisis dinámico σ_1 ; c) Análisis dinámico σ_3 ; d) Histograma de valores de Φ .

Si se considera un Φ de 0,1-0,3 (fig. 4.18(d)), el σ_1 varía de EW horizontal a totalmente vertical (fig. 4.18(b)), y el σ_3 se mueve a lo largo del cuadrante SE, manteniendo la horizontalidad (fig. 4.18(c)). En cambio, si se consideran valores de Φ de 0,5-0,7 (fig. 4.18(d)), una gran cantidad de *clusters* podrían ser solución para σ_1 , concentrándose la mayoría en el cuadrante SW, con inclinaciones horizontales a subverticales (fig. 4.18(b)). Para el σ_3 la inclinación sería casi vertical en la EW (fig. 4.18(c)).

4.4. Análisis según edad

Se realizó una agrupación de los datos de estructuras que cortan unidades geológicas de distinta edad.

4.4.1. Mioceno

Se consideraron los parámetros de estructuras que fueron medidas en afloramientos pertenecientes a los intrusivos miocenos, o a las formaciones Curamallín o Trapa-trapa. Por lo tanto, se agrupan los sitios estructurales Polcura, La Cortina y Anticlinal Curamallín.

En total, 103 fallas se involucran en este análisis, donde 67 de ellas presentan índices cinemáticos, y 36 de ellas solo estrías (fallas tipo D).

La orientación preferencial de las 103 fallas se ilustra en el diagrama de roseta de la figura 4.19(a), donde se observa una dirección predominante NS, y una tendencia NE-SW (30° - 60°) de carácter secundario.

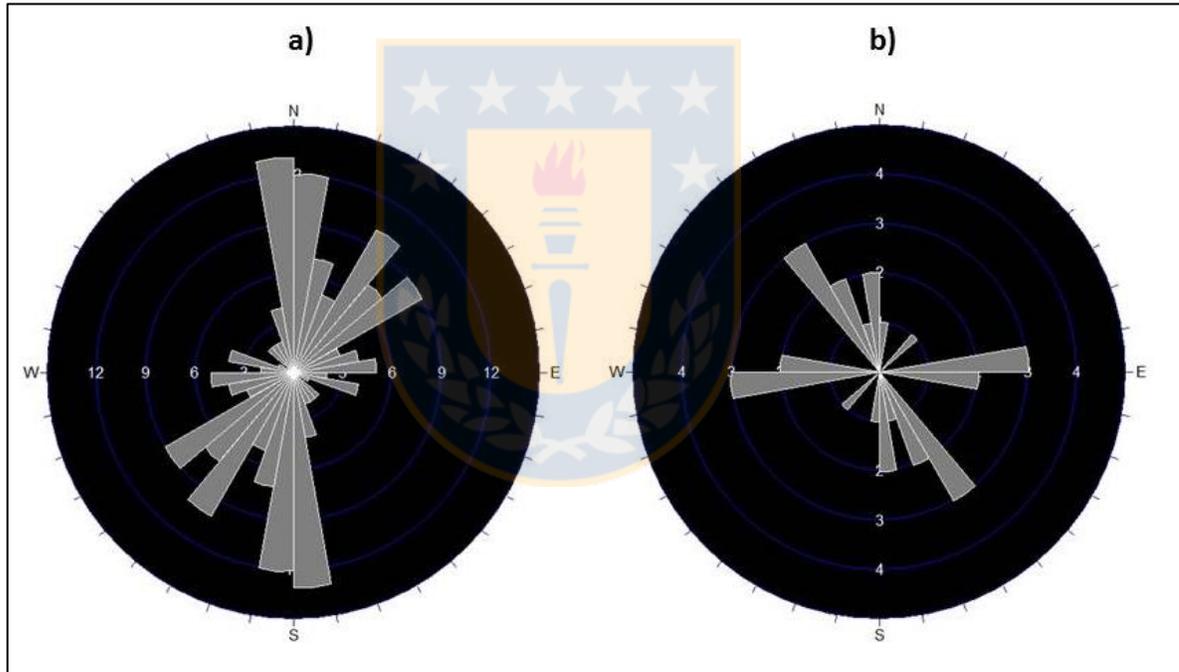


Figura 4.19. Diagramas de roseta Mioceno. a) Fallas; b) Diques.

Por otra parte, se consideran 25 diques de composición basáltica en este análisis, cuyo diagrama de roseta se ilustra en la figura 4.19(b). La orientación principal de los diques es NW-SE (320° - 330°) y EW.

De las 67 estructuras en las que se pudo determinar sentido de desplazamiento, se realizó una separación por tipo de falla, cuyo análisis estadístico de la orientación de las estructuras se ilustra en la figura 4.20.

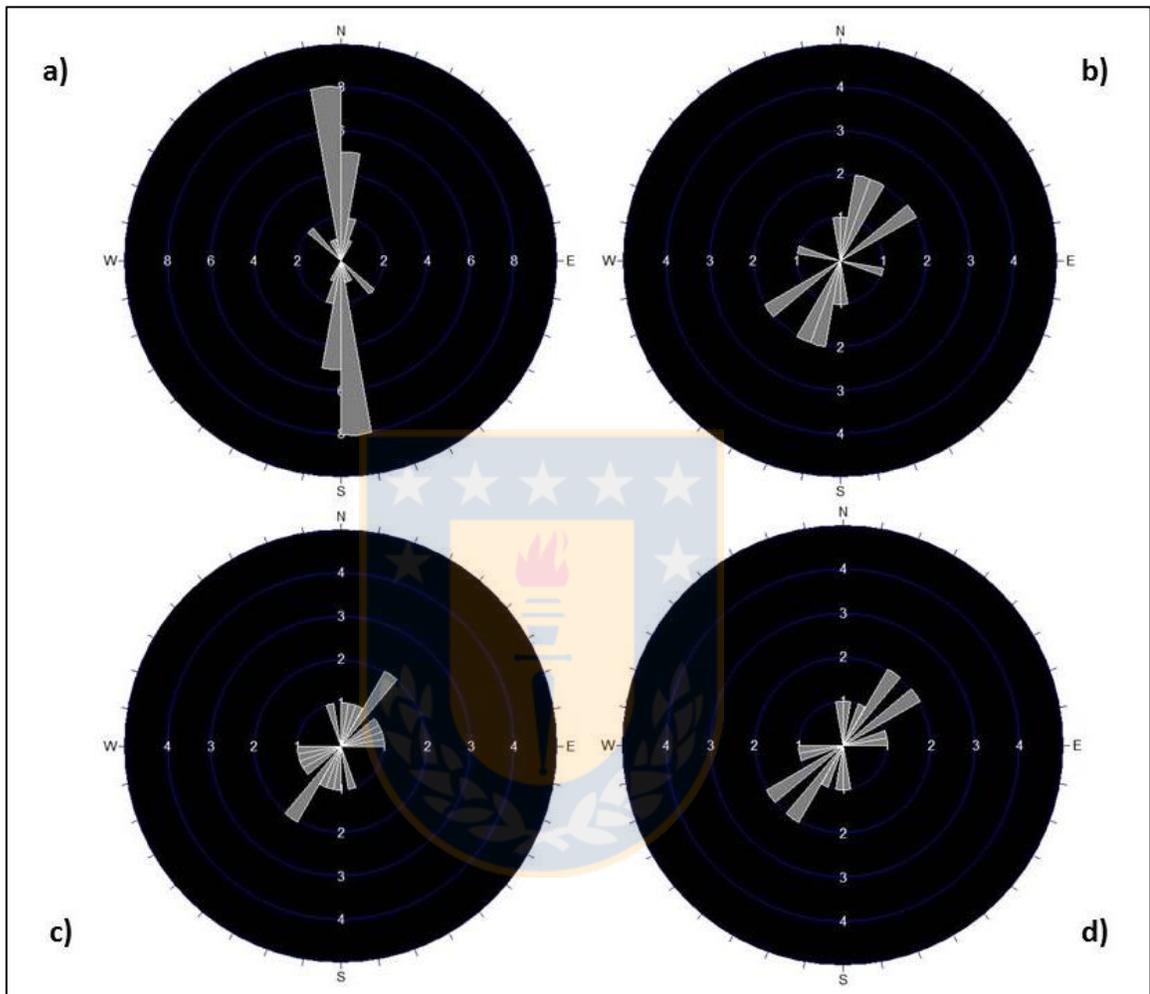


Figura 4.20. Diagramas de roseta por tipo de falla. a) Inversas; b) Normales; c) Dextrales; d) Sinistrales.

De las 67 fallas, 31 son inversas y poseen una dirección predominante NS (fig. 4.20(a)); 14 son normales con una orientación preferencial NE-SW (10° - 60°) (fig. 4.20(b)); 13 son dextrales NE-SW(30°) (fig. 4.20(c)); 9 son sinistrales y son NE-SW (30° - 50°) (fig. 4.20(d)).

El análisis cinemático de las 67 fallas indica que en el sitio hay una cinemática inversa (fig. 4.21(a)). El diagrama solución entregado es válido debido a que la distribución de los ejes P y T es relativamente homogénea (fig. 4.21(a)). El eje promedio de acortamiento máximo es casi EW

horizontal (fig. 4.21(a)), y el eje promedio de alargamiento máximo es vertical (fig. 4.21(a)). Por su parte, el Método de Inversión Múltiple indica que hay dos soluciones posibles para dos valores de Φ distintos (fig. 4.21(d)). Para un Φ de 0,2, la mayor cantidad de estructuras se activa con un σ_1 que actúa en la EW horizontal ($271^\circ/12,6^\circ$) (fig. 4.21(b)) y con un σ_3 NS horizontal ($176,8^\circ/18,5^\circ$) (fig. 4.21(c)). Para un Φ de 0,7, la mayor cantidad de estructuras se activa con un σ_1 NE-SW horizontal ($211,6^\circ/3,9^\circ$) (fig. 4.21(c)) y un σ_3 vertical ($184,8^\circ/85,7^\circ$) (fig. 4.21(c)). Los ejes P y T promedio coinciden con los sigmas del segundo caso descrito.

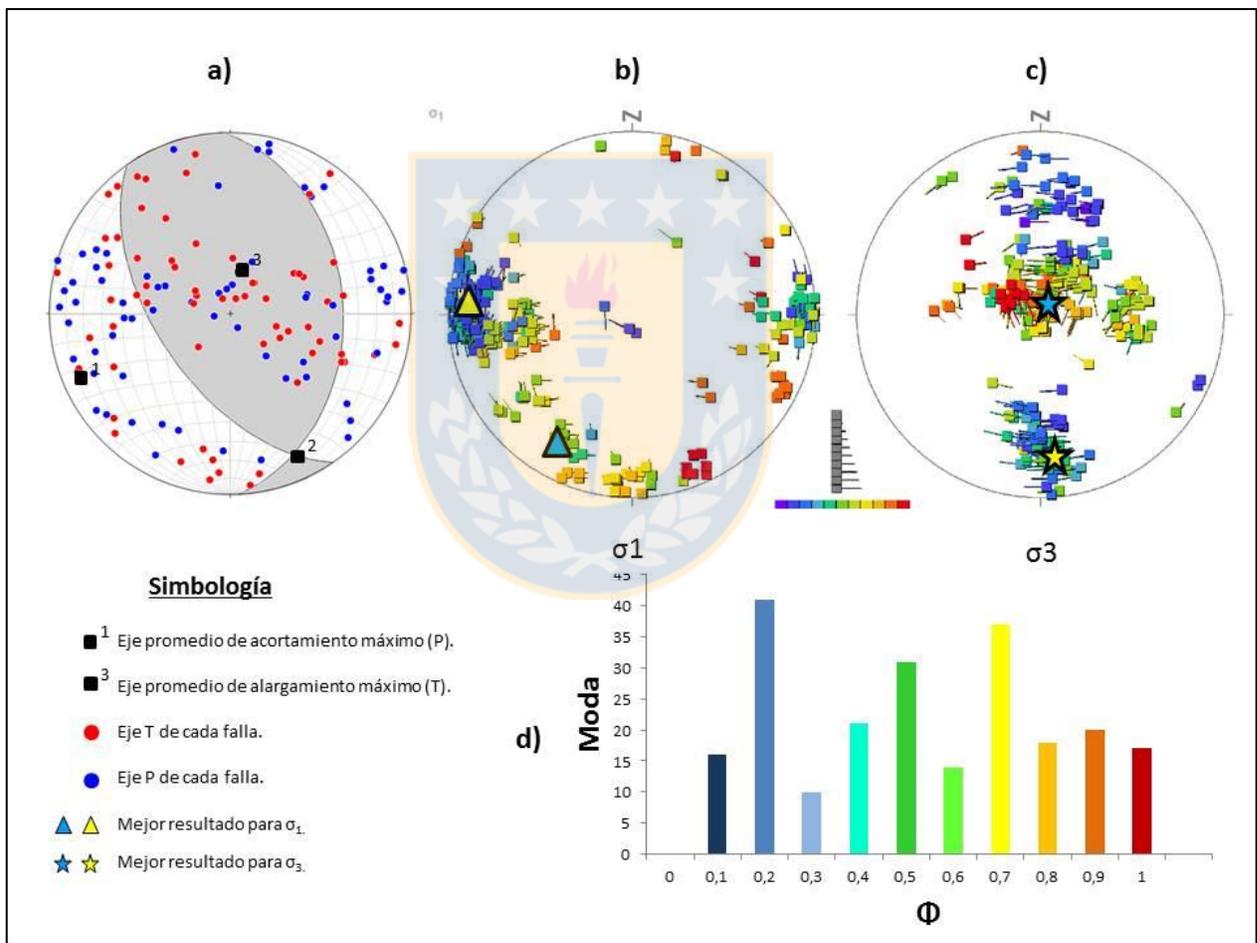


Figura 4.21. Resultados Análisis Regional. a) Análisis cinemático; b) Análisis dinámico σ_1 ; c) Análisis dinámico σ_3 ; d) Histograma de valores de Φ .

Considerando el valor de Φ de 0,7 (fig. 4.21(d)), que es el caso más válido, debido a que los sigmas coinciden con los ejes P y T promedio, las estructuras del sitio se habrían formado bajo

un régimen compresional, según la clasificación de Ritz (1994). En el otro caso, para un Φ de 0,2 (fig. 4.21(d)), la mayoría de las fallas se activarían en un régimen de rumbo compresivo.

4.4.2. Pleistoceno-Holoceno

Se agruparon los datos de estructuras que fueron medidas en las lavas pleistocenas del Volcán Sierra Velluda y en los Depósitos No Consolidados del Cuaternario, por lo que los resultados de este análisis corresponden a los entregados para el Sitio Estructural Paso Pichachén (figuras 4.13; 4.14 y 4.15), y a los diques que definen el Sitio Estructural Sierra Velluda (figura 4.9).

4.5. Síntesis de resultados

La integración de todos los resultados, además de las principales estructuras reconocidas por otros autores, se representa en la figura 4.22. La prolongación de las estructuras en superficie, para la construcción del enrejado estructural, se hizo a partir de su coincidencia espacial con estructuras reconocidas por autores previos (Morabito y Folguera, 2005; Melnick *et al.*, 2006a; Arancibia *et al.*, 2009 y Radic, 2010) o con lineamientos.

Los sitios estructurales Polcura y Paso Pichachén son los reflejos de la deformación extensional que afecta al área de estudio, manifestándose en el terreno por grandes fallas normales de dirección NE-SW. Estructuras extensionales en esta dirección también fueron reconocidas por Melnick *et al.* (2006a), formando parte del Sistema de Falla Laguna de la Laja, y por Arancibia *et al.* (2009), en los alrededores del Camping Malalcura. En ambos sitios estructurales no se observó desplazamiento en el rumbo, y muy pocas de las estructuras medidas resultaron transcurrentes.

Los diques que definen el Sitio Estructural Sierra Velluda se disponen principalmente en dirección NE-SW, y coinciden en orientación con el lineamiento formado por los cráteres de los volcanes Antuco y Sierra Velluda, y por los centros eruptivos menores.

Los sitios estructurales La Cortina y Anticlinal Curamallín son reflejo de una deformación compresional, manifestándose en el terreno por fallas inversas de dirección NS. Estas estructuras se encuentran asociadas en el espacio a pliegues anticlinales que afectan a las unidades Curamallín y Trapa-trapa, descritos por Niemeyer y Muñoz (1983). En ambos sitios, varía el valor de Φ y la inclinación de σ_3 , por lo que las estructuras podrían haberse formado en un

régimen compresional, o bien bajo un régimen de rumbo compresional, según la clasificación del régimen tectónico de Ritz (1994).

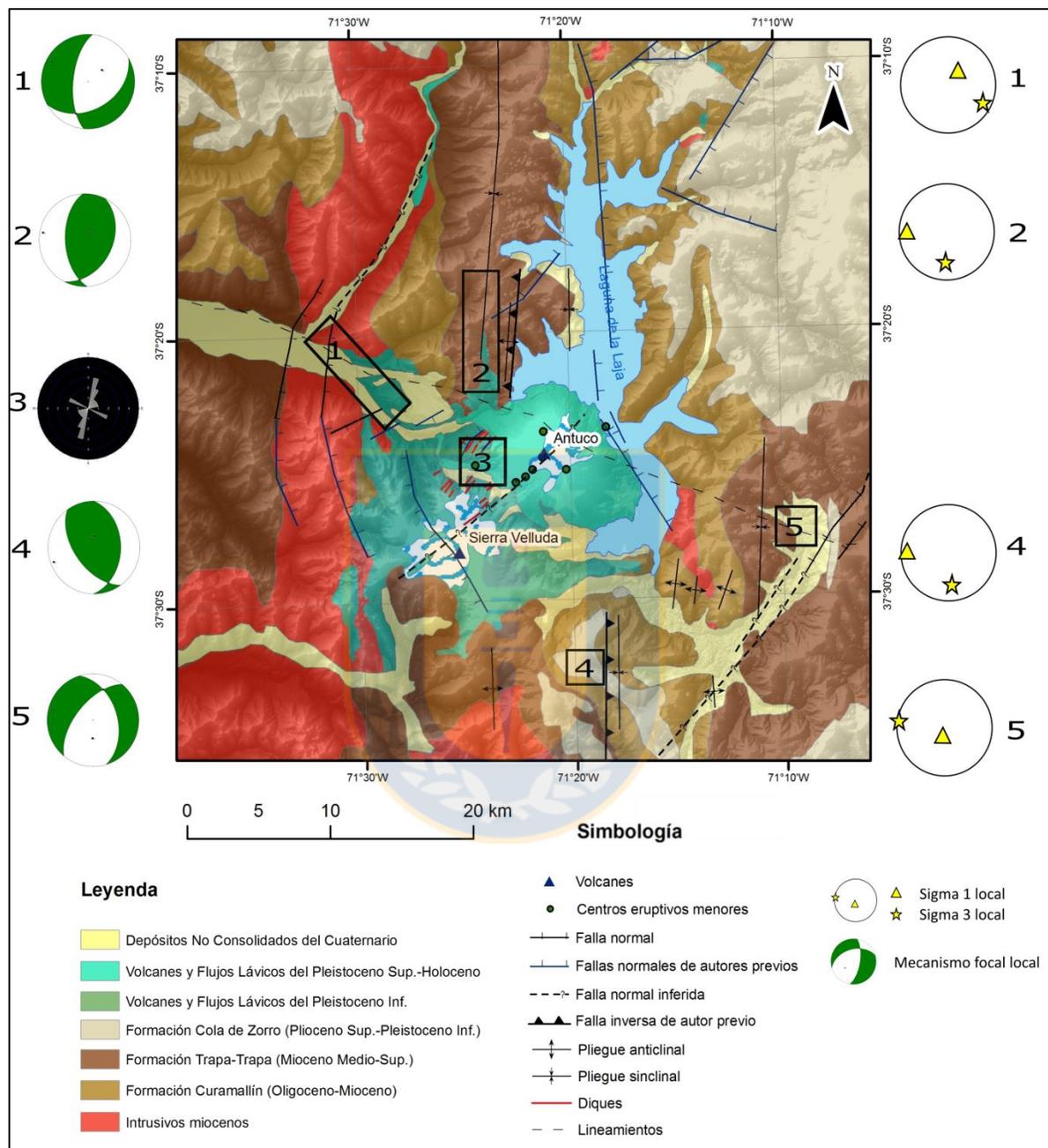


Figura 4.22. Mapa síntesis de resultados. Estructuras en azul corresponden a las reconocidas por Morabito y Folguera, 2005; Melnick *et al.*, 2006a; Arancibia *et al.*, 2009 y Radic, 2010. Pliegues anticlinales y sinclinales son reconocidos por Niemeyer y Muñoz, 1983.

En los diagramas de roseta de aquellos sitios estructurales que pasan cercanos al lineamiento del Río Laja (Polcura, Sierra Velluda, Paso Pichachén), se observan subtendencias de carácter secundario en dirección NW-SE.



5. DISCUSIÓN

5.1. Modelo estructural

Para visualizar de mejor forma el estilo estructural que domina el basamento y poder definir una geometría para ser proyectada en 3D, se consideraron principalmente las estructuras mayores, es decir, aquellas de mayor longitud y que abarcan la mayor parte del área de estudio. Aquellas están destacadas en color amarillo en la figura 5.1.

Al observar estas estructuras en planta en el mapa, destacan dos dominios estructurales: en primer lugar, al N del lineamiento del Río Laja, hay dos grades fallas normales cuyo bloque E es el que descende. Además, estas estructuras sufren una curvatura hacia el SE en las cercanías del lineamiento. En cambio, al S del lineamiento del Río Laja, la gran estructura dominante es una falla normal NE-SW, cuyo bloque W es el que descende. Estas observaciones integradas de las estructuras ha permitido definir una geometría de dos hemigrábenes de polaridad opuesta con una “zona de acomodación estructural” NW-SE entre ellos (fig. 5.2).

La zona de acomodación estructural entre ambos hemigrábenes corresponde al lineamiento que cruza el área de estudio en dirección NW-SE a lo largo del Río Laja (fig. 5.1), y que podría corresponder a un tipo debilidad cortical heredada de un basamento anisotrópico preandino, de escala litosférica: Estructura Transversal al Arco (siglas ETA en español; ATS o ALFS en inglés) (Sánchez-Alfaro *et al.*, 2013; Pérez-Flores *et al.*, 2016).

Si bien en los análisis de este trabajo no se identifica la presencia de esta anisotropía en el basamento, Arancibia *et al.* (2009) reconoce extensas fallas de rumbo WNW que incluyen parte del valle del Río Laja, pasa bajo el Volcán Antuco y continúa al SE en dirección al Paso Pichachén. Las interpreta como zonas de cizalle de larga vida, reactivadas como fallas sinistralas y sinistralas inversas durante el Mioceno-Pleistoceno hasta el reciente, y que habría controlado la dirección de colapso del cono del Volcán Antuco hace 6.200 años.

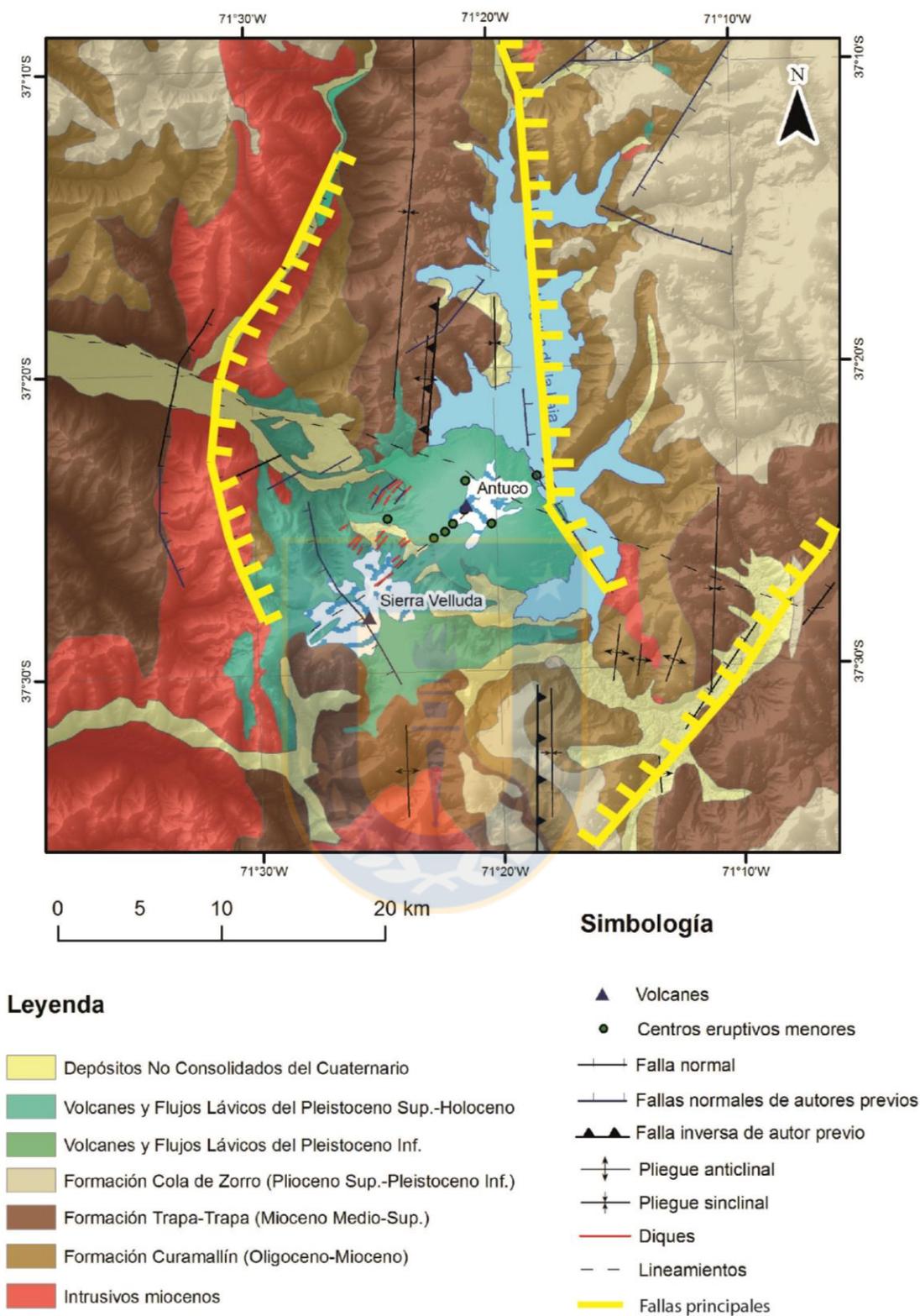


Figura 5.1. Fallas principales del área de estudio.

Pérez-Flores *et al.* (2016) plantean que las ETA llegan a generar grandes reservorios de fluidos magmáticos e hidrotermales, y Sánchez-Alfaro *et al.* (2013) identifican que estas estructuras favorecen el desarrollo de reservorios magmáticos someros. Esta situación coincide con lo que ocurre bajo el Volcán Antuco, pues Martínez *et al.* (2017) plantea que la cámara se encontraría a no más de 2-5 km de profundidad. Folguera *et al.* (2004), en su estudio del Sistema de Falla Inversa Copahue-Antiñir, inmediatamente al E del área de estudio, identifica que éste se divide en 3 secciones con importantes diferencias a lo largo de su traza de 100 km. La división entre su segmento N y central está ubicada exactamente a la misma altura del lineamiento del Río Laja, por lo que surge la pregunta de si esta misma anisotropía podría tener un grado de responsabilidad en esa segmentación.

5.1. Relación entre la estructura del basamento y el Volcán Antuco

Lo que ocurre en la zona de estudio para el Volcán Antuco sería algo similar, pero no idéntico, a lo que establece Radic (2010) para los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui, quien a través de un análisis tectonoestratigráfico de las cuencas cenozoicas reconoce una clara coincidencia espacial entre estructuras de primer orden pertenecientes a estas cuencas, y la distribución del volcanismo plio-pleistoceno. Establece que las zonas de acomodación estructural de las cuencas cenozoicas permanecieron como estructuras de primer orden a escala de cuenca y constituyeron zonas de debilidad que favorecieron el posterior desarrollo del volcanismo y magmatismo en estos complejos volcánicos. Cada uno de estos complejos volcánicos se caracteriza por una orientación de sus centros de emisión, morfología y depósitos volcánicos en forma subparalela a la orientación de las zonas de acomodación estructural inmediatamente por debajo.

La principal diferencia con lo que ocurre en los Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui, es que los volcanes Antuco y Sierra Velluda no se ubican de forma subparalela a la zona de acomodación estructural, sino que la cortan transversalmente (fig. 5.2). Se distribuyen de forma paralela al enjambre de diques extrusivos NE-SW en las faldas del Sierra Velluda, y a fallas normales NE-SW que rodean al Volcán Antuco (fig. 5.1). Este último punto permite inferir una grieta extensional NE-SW alimentadora del sistema, que sería la responsable de la alineación de los volcanes y de los centros eruptivos menores.

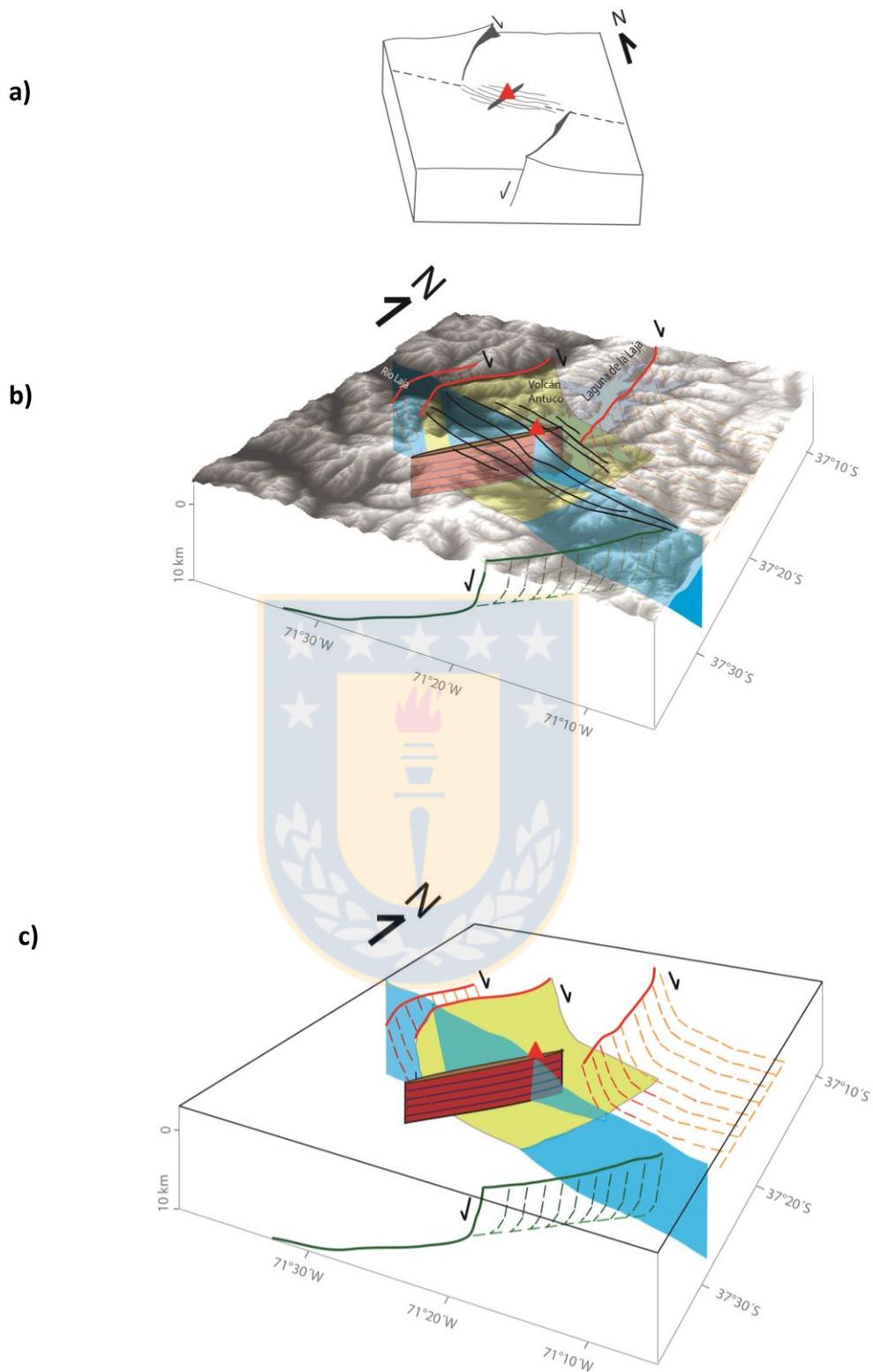


Figura 5.2. Modelos 3D del área de estudio. a) Modelo esquemático; b) Modelo 3D en superficie; c) Modelo 3D en profundidad.

Volcán Antuco, entonces, cuenta con un control tectono-estructural dominado por la intersección entre estructuras NE-SW alimentadoras del sistema, de cinemática normal, con una estructura NW-SE proveniente de procesos preandinos, y que actúa como una zona de acomodación entre dos hemigrábenes de polaridad opuesta, resultado de la deformación extensional que actúa hoy en día en la zona (fig. 5.2). La intersección entre ambas estructuras genera un conducto, que actúa como un sistema de plomería muy directo que facilita el ascenso del magma (fig. 5.3). Martínez *et al.* (2017), a partir del estudio de la evolución volcanológica y petrológica de los volcanes Antuco y Sierra Velluda, menciona que luego del LGM, el Volcán Antuco comenzó a expulsar lavas exclusivamente basálticas, y que estos son basaltos derivados de la astenósfera que han adquirido sus composiciones de elementos traza por extensiva mezcla con fundidos parciales de rocas de corteza profunda. El ascenso de un magma con tan poca diferenciación requiere un conducto directo y profundo como el que se plantea en este trabajo.

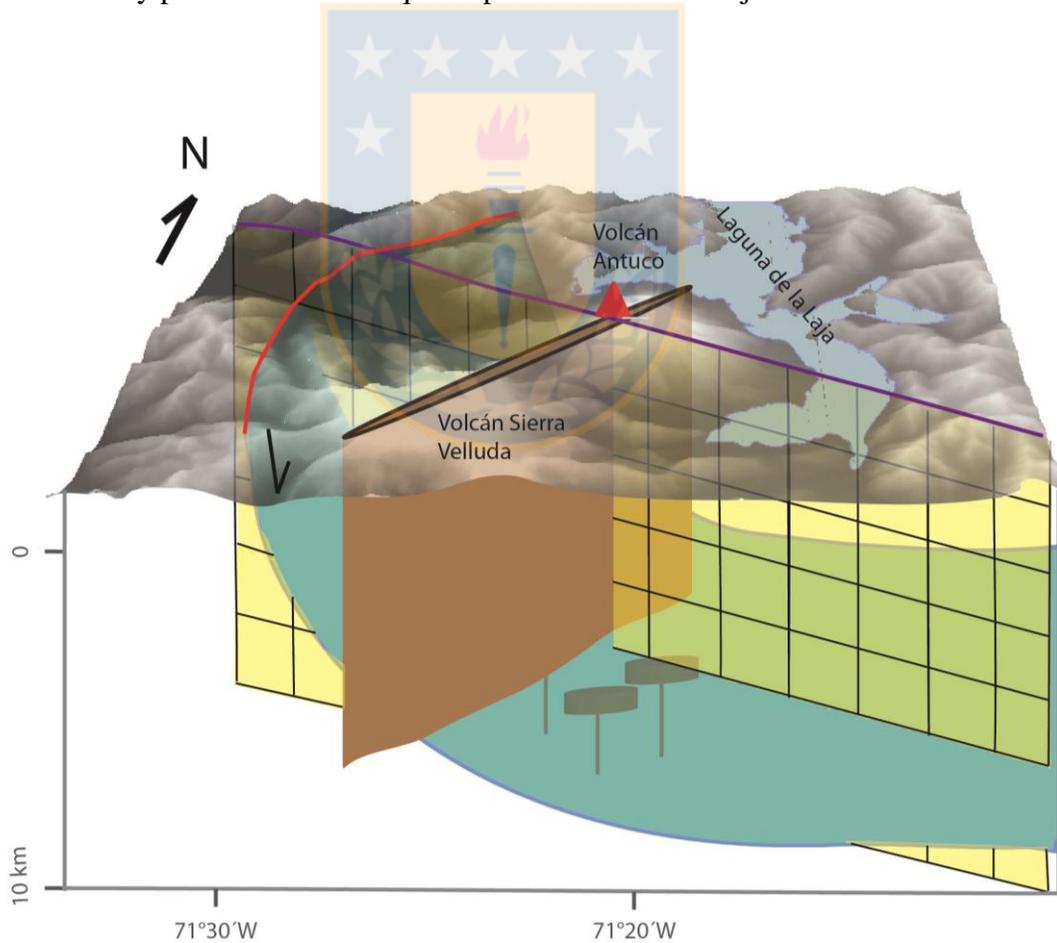


Figura 5.3. Modelo estructural simplificado.

5.3. Deformación extensional

Las evidencias de terreno, junto con el análisis cinemático y dinámico de las estructuras, sugieren que en parte de la zona de estudio hay una deformación extensional. Esta extensión se manifiesta en fallas normales de dirección NE-SW, consistentes con un σ_1 vertical, y distribuidas en los dominios adyacentes a los volcanes Antuco y Sierra Velluda, y en los sitios estructurales Polcura y Paso Pichachén.

Melnick *et al.* (2006a) también sugiere una deformación extensional cuaternaria limitada a lo largo del eje del intraarco. Menciona que la extensión del Sistema de Falla Laguna de la Laja es coincidente al E con el Sistema de Falla Inversa Copahue-Antiñir, localizado en el piedemonte andino, y al W con el plegamiento y fallamiento de sedimentos cuaternarios a lo largo del piedemonte de la Cordillera Principal. En consecuencia, el acortamiento cuaternario concentrado en los piedemontes, forma una estructura de *pop-up*, mientras que simultáneamente hay extensión en su zona más alta o eje (fig. 5.3). Por ende, interpreta que la extensión sinorogénica a lo largo del Sistema de Falla Laguna de la Laja se debe al colapso gravitacional del núcleo de la Cordillera Principal. El colapso de la Cordillera Principal a esta latitud implicaría la ausencia de una capa de baja viscosidad intracorteza y acoplamiento entre la corteza y movimientos en el manto, basándose en el modelo de Royden (1996). Menciona que el elevado flujo de calor a lo largo del arco volcánico seguramente contribuyeron a una generar una debilidad reológica en la zona, facilitando y localizando la deformación, y explica que también es plausible que la extensión sinorogénica pudo haber sido realizada por el enfriamiento de las intrusiones bajo el arco volcánico.

Por otra parte, Melnick *et al.* (2006b), en su estudio que integra nuevas observaciones de campo para resumir la evolución del segmento entre los 37°-39°S del flanco W de los Andes neuquinos durante el período Neógeno, reconoce varias fases tectónicas principales de acortamiento y extensión desde el Oligoceno Superior-Mioceno Medio. La última fase que reconoce, y que estaría actuando desde el Pleistoceno Superior, corresponde a un estrechamiento del arco volcánico y deformación extensional-transtensional localizada en la zona axial del intraarco. Menciona que el comienzo del acortamiento en los Andes de Neuquén durante el Mioceno es coincidente con el *flattening* del *slab*, y que luego de que cesó el acortamiento hace 6 Ma, se restableció la actividad volcánica en la Cordillera Principal, y comenzó una dinámica de

deformación extensional relacionado al empujamiento del *slab* y una migración hacia el W del arco volcánico (Muñoz y Stern, 1988). Morabito y Folguera (2005), en su estudio del comportamiento tectónico de fases acortamiento y extensión en dos unidades morfoestructurales entre los 37°-39°S (Alto del Copahue-Pino Hachado y la Fosa de Loncopué), apoyan esta teoría del empujamiento del *slab*, pues se correlaciona ajustadamente con el cuadro de evolución propuesto para esas unidades, y proponen que este proceso sigue en marcha, debido a que secuencias plio-cuaternarias se encuentran cortadas por fallas extensionales.

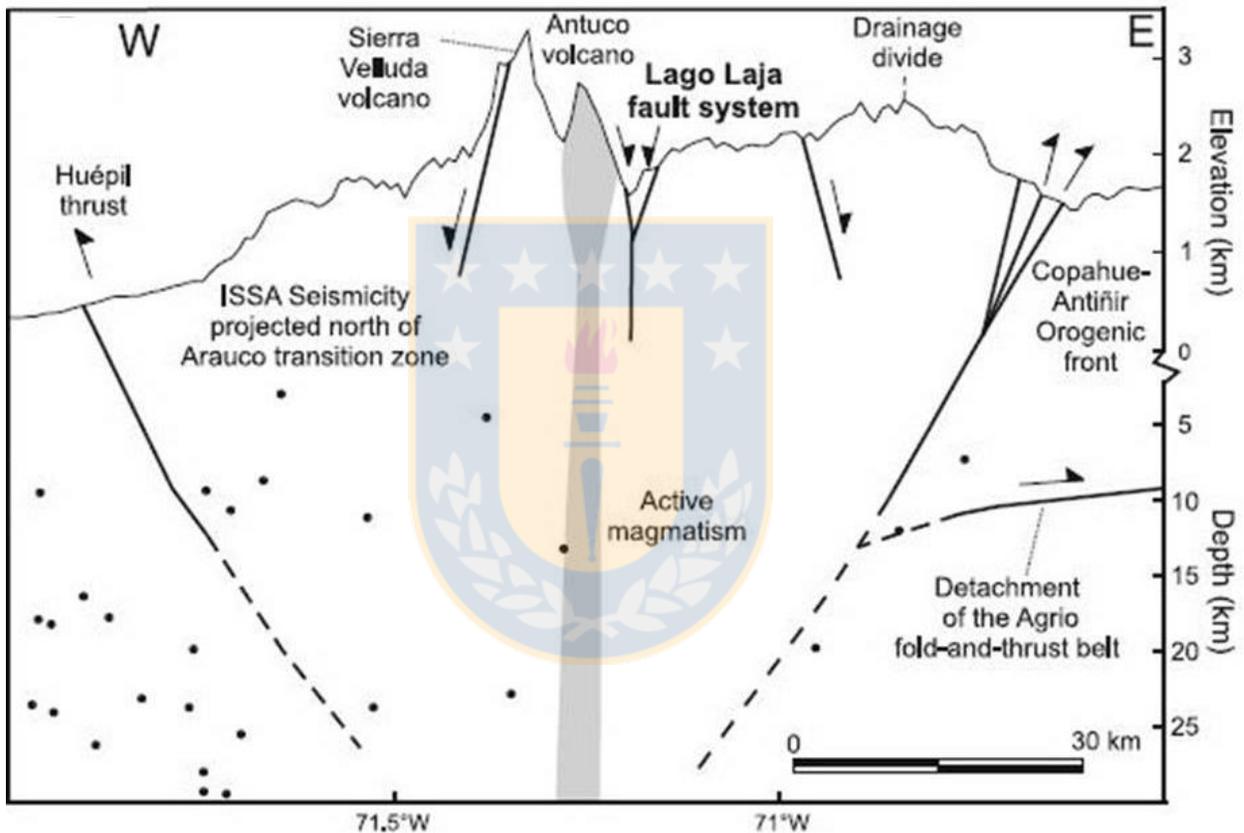


Figura 5.4. Estructura de *pop-up* con relajamiento extensional en el eje. Tomado de Melnick *et al.* (2006a).

Los resultados presentados en este trabajo no permiten inferir la razón de por qué hay una deformación extensional en la zona, ni cuál hipótesis de las planteadas por los autores mencionados podría ser la más correcta, debido a que se escapa de los objetivos de este estudio. Sin embargo, una teoría que no ha sido considerada, y que podría sumarse a las ya existentes, es la relativa al rebote listosférico post-glacial. En vista de que el área fue completamente cubierta

por glaciares durante las eras del hielo cuaternarias, y teniendo en consideración lo planteado por Martínez *et al.* (2017) sobre cómo esto influyó en el cambio abrupto en la composición del Volcán Antuco luego del LGM, surge la pregunta de si la liberación de carga glacial pudo haber jugado algún rol en el relajamiento extensional de la zona.

5.4. Deformación compresional: Manifestación del régimen tectónico Mioceno

Los sitios estructurales La Cortina y Anticlinal Curamallín son representantes del evento compresivo del Mioceno Superior que afectó a la Cordillera de los Andes entre los 36°30´-39°S. Este evento generó las fallas inversas NS que caracterizan estos sitios, y el plegamiento con ejes de rumbo NS de las formaciones Curamallín y Trapa-trapa, a los que se encuentran asociados. El análisis regional de las estructuras según tipo de falla, revela que todas las fallas inversas medidas en el área poseen una dirección NS. Por otra parte, el análisis según edad indica para el Mioceno una dirección NS de las estructuras, una cinemática inversa y una dirección EW del σ_1 , lo que coincide las condiciones bajo las que se generó la inversión de la Cuenca de Curamallín (Niemeyer y Muñoz, 1983; Radic 2010; Radic *et al.*, 2002; Folguera *et al.*, 2003).

De acuerdo a los resultados de este trabajo, las estructuras inversas NS no han sufrido reactivación por el régimen extensional que afecta hoy en día a la zona. Sin embargo, si poseen cierto movimiento en el rumbo (pero dentro de un régimen compresional), de muy baja magnitud, que se manifiesta por la migración del σ_3 desde vertical a un poco más subhorizontal en la NS (análisis dinámico de los sitios La Cortina, Anticlinal Curamallín y según edad para el Mioceno).

Es probable que el hecho de que el análisis cinemático y dinámico regional de las estructuras medidas en terreno sea estadísticamente heterogéneo, se deba a que la zona fue afectada por más de un episodio de deformación: el régimen tectónico actual y el del Mioceno Superior.

5.5. Partición de la deformación y régimen tectónico actual

A lo largo de los 38°-46°S, la mayor parte del componente paralelo al margen de la convergencia oblicua ha sido acomodado en el intraarco por el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (Laveno y Cembrano, 1999; Rosenau *et al.*, 2006). La parte más al N que posee evidencia de

desplazamiento dextral holoceno a lo largo del arco volcánico es el Valle Lonquimay (38,5°S) y los alrededores del Volcán Copahue (38°S) (Melnick *et al.*, 2006c; Pérez-Flores *et al.*, 2016).

En contraste, al N de los 38°S, se encontró muy poca evidencia de desplazamiento en el rumbo luego del análisis cinemático y dinámico de las fallas, tanto regional como por sitios estructurales, para el área de estudio.

Esto concuerda con lo planteado por Melnick *et al.* (2006a), quien manifiesta que no hay evidencia geomorfológica de deformación en el rumbo a lo largo del Sistema de Falla Laguna de la Laja, tanto en terreno como en la examinación detallada de fotografías aéreas. Sin embargo, recalca que un componente transcurrente puede ser inferido de: (1) algunas de las imágenes sísmicas de las fallas al centro de la Laguna de la Laja sugieren estructuras en flor negativa; (2) el patrón general del Sistema de Falla Laguna de la Laja, conformado por una traza principal de dirección NS y varias fallas subsidiarias NE-SW; (3) el prominente enjambre de diques NE-SW al W de los volcanes Antuco y Sierra Velluda, además de la alineación NE-SW de ambos volcanes, infiriendo un $\sigma_{H_{max}}$ en esa dirección. Con respecto a este último punto mencionado, Nakamura (1977) explica que las fisuras en el flanco de un volcán se alargarán en la dirección de la máxima compresión horizontal del *stress* regional. Explica que a veces el *stress* regional se puede atribuir únicamente a efecto de la gravedad en lugar tener origen tectónico, y que es posible distinguir uno de otra por la uniformidad en la orientación de estas fisuras en el flanco de los volcanes: cuando la compresión máxima es horizontal, las fisuras se distribuyen de una forma lineal y más o menos paralela.

Cembrano y Lara (2009) recalcan que la cinemática actual del arco volcánico está evidenciada por una serie de sismos superficiales registrados en los últimos 30 años, y que un desplazamiento dextral domina la Cordillera Principal entre los 34° y 46°S. Sin embargo, mencionan que a pesar de que los mecanismos focales dextrales prevalecen en la mayoría de la Zona Volcánica Sur, las fallas de rumbo en superficie pueden ser observadas solamente al S de los 38°S.

Melnick *et al.* (2006a), propone que la mayor magnitud de la componente paralela al margen de la subducción oblicua ha sido acomodada en la región costera. Explica que a esta latitud, el antearco es dividido en dos dominios cinemáticos limitados por la Península de Arauco (fig. 5.4). En el dominio S, el acortamiento oblicuo ocurre a lo largo de fallas de rumbo NW-SE con

componente sinistral, mientras que en el dominio N, el acortamiento ocurre a lo largo de fallas dextrales de rumbo NE-SW. El límite cinemático entre ambos dominios a lo largo de la Península de Arauco coincide con la zona de transferencia Callaqui-Copahue-Mandolengüe, que desacopla el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui, del Sistema de Falla Laguna de la Laja, y del Sistema de Falla Inversa Copahue-Antiñir. Recalca que estas observaciones permiten inferir que al N de la Península de Arauco, una mayor magnitud del componente paralelo ha sido acomodada en la región costera, debido a la favorable orientación de las fallas, mientras que en el S, una mayor magnitud ha sido acomodada por fallamiento dextral a lo largo del intraarco. Por lo tanto, las estructuras del Sistema de Falla Laguna de la Laja resultan de cambios tectónicos regionales a lo largo del orógeno andino.

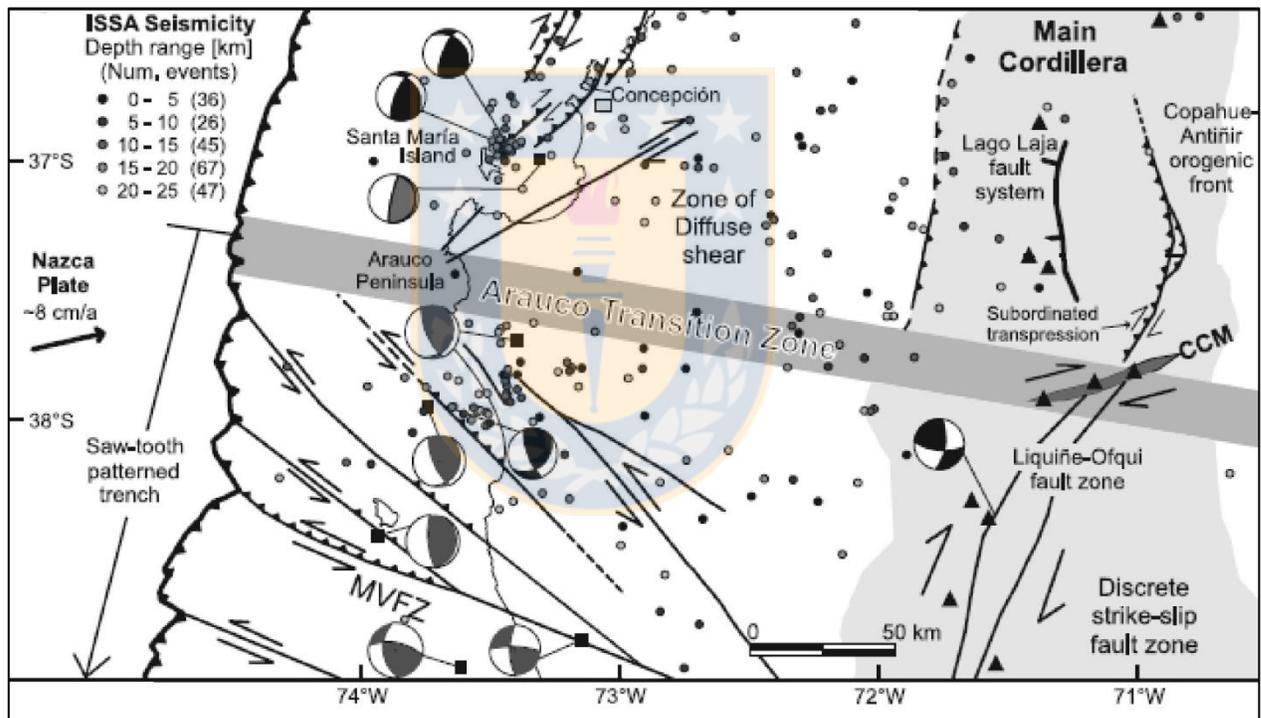


Figura 5.5. Tectónica regional de los 37°-39°S. Modificado de Melnick *et al.* (2006a).

Los resultados entregados por el análisis dinámico regional no permiten inferir una dirección preferencial del $\sigma_{H_{max}}$. Por su parte, el análisis dinámico de los datos según edad para el Pleistoceno-Holoceno tampoco refleja el régimen tectónico actual, pues el σ_1 es consistentemente vertical, además de tener una relación de radio de esfuerzo (Φ) de 0,5, lo que según la clasificación tectónica simplificada de Ritz (1994) corresponde a un régimen tensional. Sin

embargo, los diagramas de roseta resultantes del análisis regional de diques y del Sitio Estructural Sierra Velluda indican una orientación preferencial NE-SW, por lo que hay compresión horizontal máxima actuando en esa dirección, pero no necesariamente implicaría un movimiento dextral significativo a lo largo del arco. Las fallas inversas NS del área presentan un poco de evidencia de movimiento en el rumbo a lo largo de su traza en superficie (Sitio Estructural La Cortina y Anticlinal Curamallín), pero de todas formas no es la cinemática transcurrente la que predomina. En base lo anterior se infiere que puede haber un poco de movimiento transcurrente en la zona de estudio, pero debe ser de una magnitud muy baja, y considerablemente menor a lo que ocurre al S de los 38°S.

Por su parte, el análisis de dos sitios estructurales que representan el fallamiento NE-SW en la zona (Polcura y Paso Pichachén), indican un σ_1 consistentemente vertical; de hecho cabe destacar que el Sitio Estructural Paso Pichachén es el mejor representante de lo que ocurre actualmente en el área de estudio, pues fallas normales NE-SW cortan de sedimentos cuaternarios.

En síntesis, actualmente hay dos esfuerzos actuando en la zona: un σ horizontal máximo en dirección NE-SW de origen tectónico por la convergencia de las placas Nazca y Sudamericana, y un σ vertical, que es el predominante y el que más se manifiesta en el área de estudio.

6. CONCLUSIONES

(1) Los volcanes Sierra Velluda y Antuco se ubican de forma transversal a una estructura NW-SE, correspondiente a una debilidad cortical heredada de procesos preandinos., y paralelos a una grieta NE-SW, inferida del enjambre de diques NE-SW en las faldas del Volcán Sierra Velluda y de fallas normales NE-SW que rodean al Volcán Antuco. El Volcán Antuco se ubica en la intersección de ambas estructuras, las que forman un conducto directo que facilita el ascenso rápido de un magma con muy poca diferenciación. La estructura NW-SE actúa como una zona de acomodación entre dos hemigrábenes de polaridad opuesta.

(2) La geometría de hemigrábenes son el resultado de una deformación extensional que actúa en la zona, y que se manifiesta por fallas normales NE-SW, consistentes con un σ_1 vertical y una relación de radio de esfuerzo (Φ) de 0,5 (régimen tensional según Ritz (1994)). Los resultados no permiten explicar a qué se debe la deformación extensional actual. Se cree que es probablemente el resultado de cambios tectónicos y termomecánicos a lo largo del orógeno andino, siendo necesario integrar observaciones regionales en el antearco y trasarco.

(3) Hay poca evidencia de movimiento en el rumbo en las estructuras en la zona de estudio, y debe ser de una magnitud muy baja, y considerablemente menor a lo que ocurre al S de los 38°S, por lo que en la zona se está acomodando muy poco el componente paralelo al margen de la convergencia oblicua.

(4) El régimen tectónico del Mioceno Superior se manifiesta en el área de estudio en los sitios estructurales La Cortina y Anticlinal Curamallín, por la presencia de fallas inversas en dirección NS. La heterogeneidad en el análisis cinemático y dinámico regional de las estructuras medidas en terreno, se debe al hecho de que dos episodios de deformación han actuado en el área: el régimen tectónico actual y el del Mioceno Superior.

7. REFERENCIAS

Arancibia, G.; Rojas, C. y Cembrano, J. 2009. Relación entre avalanchas volcánicas y zonas de falla regionales: Un ejemplo en el Volcán Antuco (37, 5°S), Andes del Sur. XII Congreso Geológico Chileno N°12. Actas **9**: 1-4. Santiago.

Cembrano, J. y Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*. Vol. **471**: 96–113.

Cembrano, J. y Moreno, H. 1994. Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo Cuaternario entre los 38° S y 46° S: ¿Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente?. Congreso Geológico Chileno N°7, Actas **1**: 240-244. Concepción.

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

Folguera, A.; Ramos, V.A.; Díaz, G.E.; Hermanns, R. 2006. Miocene to Quaternary deformation of the Guanacos fold-and-thrust belt in the Neuquen Andes between 37° and 37°30'S. *Geological Society Of America*. Vol. **9**: 247-267.

Folguera, A.; Ramos, V.A.; Melnick, D. 2003. Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco. Cordillera Neuquina (37°30'S). Revista de la Asociación Geológica Argentina. Vol. **58**: 3-19.

Folguera, A.; Ramos, V.A.; Hermanns, R.; Naranjo, J. 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost Central Andes (37°-38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Añatir-Copahue fault zone. *Tectonics*. Vol. **23**: 108-117.

Kendrick, E.; Bevis, M.; Smalley, R.; Brooks, B.; Vargas, R.; Lauría, E. y Fortes, L. 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal Society of American Earth Science*. Vol. **16**: 125–131.

Lavenu, A. y Cembrano, J. 1999. Compressional and tranpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*. Vol. **21**: 1669-1691.

Lohmar, S. 2000. Estratigrafía y geoquímica del Volcán Antuco y sus depósitos (Andes del Sur, 37°,25'S). Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento Ciencias de la Tierra: 184 pp. Concepción.

López-Escobar, L.; Cembrano, J. y Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes Quaternary volcanism (37°–46°S). *Revista Geológica de Chile* N°22, Vol. **2**: 219–234. Santiago.

Marret, R. y Allmendinger, R. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*. Vol. **12**: 973-986.

Martínez, P.; Singer B.S.; Moreno, H. y Jicha, B.R. 2017. Volcanologic and petrologic evolution of Antuco-Sierra Velluda, Southern Andes, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **46**: 392-406.

Melnick, D.; Folguera, A. y Ramos, V. 2006c. Structural control on arc volcanism: The Caviahue–Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South America Earth Science*. Vol **22**: 66–88.

Melnick, D.; Charlet, F.; Echtler, H. y De Batist, M. 2006a. Incipient axial collapse of the Main Cordillera and strain partitioning gradient between the central and Patagonian Andes, Lago Laja, Chile. *Tectonics*, Vol. **25**: 1-22.

Melnick, D.; Rosenau, M.; Folguera, A. y Echtler, H. 2006b. Neogene tectonic evolution of the Neuquén Andes western flank (37°-39°S). *Geological Society of America*. Vol. **407**: 73-95.

Melnick, D.; Folguera, A.; Echtler, H.; Charlet, F.; Büttner, O.; Chapron, E.; De Batist, M.; Sharf, B. y Vietor, T. 2003. The Lago del Laja Fault System: active intra-arc collapse in the southern central andes (37°15'S). Congreso Geológico Chileno N°10. Actas **3**: 1-10. Concepción.

Morabito, E. y Folguera, A. 2005. El alto de Copahue-Pino Hachado y la fosa de Loncopué: un comportamiento tectónico episódico, Andes neuquinos (37°-39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **60**: 742-761.

Moreno, H. 1976. The Upper Cenozoic Volcanism in the Andes of Southern Chile (from 40°00' to 41°30' S.L.). *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior*. Vol. **58**: 1-42.

Moreno, H.; Lohmar, S.; López-Escobar, L. y Petit-Breuilh, M.E. 2000. Contribución a la evolución geológica, geoquímica e impacto ambiental del Volcán Antuco (Andes del Sur, 37°25'S). Congreso Geológico Chileno N°9. Actas **2**: 1-10.

Moreno, H.; Varela, J.; Lahsen, A. y Vergara, M. 1984. Estudio Geológico del Grupo Volcánico Antuco-Sierra Velluda. Contrato OICB-03.ENDESA. Informe inédito Universidad de Chile. Departamento de Geología y Geofísica: 164 pp. Santiago.

Muñoz, J. y Stern, C. 1988, The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38° and 39°S. *Journal of South American Earth Science*. Vol.**1**: 147-161.

Nakamura, K. 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation: principles and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **2**: 1-16.

Niemeyer, H. y Muñoz, J. 1983. Hoja Laguna de la Laja, región del Biobío, Carta Geológica de Chile, Escala 1:250.000, 57, SERNAGEOMIN.

Radic, J. 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39°S). *Andean Geology*. Vol. **37**: 220-246. Santiago.

Radic, J.P.; Rojas, L.; Carpinelli, A.; Zurita, E. 2002. Evolución tectónica de la cuenca terciaria de CuraMallín, región cordillerana chileno argentina (36°30' - 39°00'S). Congreso Geológico Argentino N°15. Actas **3**: 233-237. Calafate.

Ramos, V. y Kay, S. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°–39°S latitude). *Geological Society of America*. Vol. **407**: 1-17.

Reubi, O. y Blundy, J. 2009. A dearth of intermediate melts at subduction zone volcanoes and the petrogenesis of arc andesites. *Nature*. Vol. **461**: 1269 – 1273.

Ritz, J.F. 1994. Determining the slip vector by graphical construction: use of a simplified representation of the stress tensor. *Journal of Structural Geology*. Vol. **16**: 737–741.

Rosenau, M.; Melnick, D. y Echtler, H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*. Vol. **25**: 1-16.

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**: 1384-1400.

Stern, C. 2004. Active andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* N°24. Vol. **31**: 161-206. Santiago.

Tassara, A.; Götze, H. J.; Schmidt, S. and Hackney, R. (2006), Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin, *Journal of Geophysical Research*. Vol. **28**: 612-639.

Tebbens, S.F. y Cande, S.C. 1997, Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **102**: 12061-12084.

Thiele, R.; Moreno, H.; Elgueta, S.; Lahsen, A.; Rebolledo, S y Petit-Breuilh, E. 1998. Evolución geológico-geomorfológica cuaternaria del tramo superior del valle del río Laja. *Revista Geológica de Chile* N°2. Vol. **25**: 229-253. Santiago.

Tibaldi, A. 1995. Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **24**: 521-535.

Veloso, E.; Anma, R. y Yamazaki, T. 2005. Tectonic rotations during the Chile Ridge collision and obduction of the Taitao ophiolite (southern Chile). *The Island Arc*. Vol. **14**: 599–615.

Vergara, M. y Katsui, Y. 1969. Contribución a la geología y petrología del volcán Antuco, Cordillera de los Andes, Chile Central. Universidad de Chile. Departamento de Geología. Publicación N° **35**: 25-47. Santiago.

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

Zapata, T.; Córscico, S.; Dzelajica, F. y Zamora, G. 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la Cuenca Neuquina Argentina. Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos N° 5. Actas **9**: 1-4.