



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

EL COMPLEJO VOLCANICO LONQUIMAY Y LA ZONA DE FALLA LIQUIÑE-OFQUI: ESTUDIO ESTRUCTURAL, MORFOMETRICO Y GRAVIMETRICO

MEMORIA PARA OPTAR AL TITULO DE GEOLOGO

DANIEL ANDRE BERTIN UGARTE

PROFESOR GUIA:
LUIS ENRIQUE LARA PULGAR

MIEMBROS DE LA COMISION:
ALFREDO LAHSEN AZAR
JUAN PABLO RADIC LANAS

SANTIAGO DE CHILE
2010

Dedicado a mi familia

RESUMEN

El Complejo Volcánico Lonquimay (CVL) se encuentra emplazado en una zona que corresponde a parte de la expresión más septentrional de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), la cual, en esas latitudes, se ha interpretado como una activa 'cola de caballo' (*horsetail splay*) de escala cortical, y dentro de la cual este complejo volcánico estaría relacionado a una estructura de *tail crack* orientada NE-SW.

En el presente informe se estudia el CVL y el basamento que lo subyace con la intención de analizar las mesoestructuras frágiles, inferir una posible cronología tectónica y compararla con los modelos aceptados hasta la fecha, esto sumado a un completo análisis morfométrico de los conos piroclásticos pertenecientes a la zona para estimar la geometría de las fracturas alimentadoras de magma durante los ciclos eruptivos y de esa manera conocer la orientación del máximo esfuerzo horizontal (σ_{Hmax}). Todo este trabajo es complementado con tres perfiles gravimétricos ortogonales a la traza mayor de la ZFLO y separados 25 km entre sí con la finalidad de observar el estilo estructural existente.

Las mesoestructuras frágiles estudiadas correspondieron exclusivamente a diaclasas, las que fueron medidas en rocas de edades comprendidas entre el Mioceno Inferior alto a subactuales. Éstas fueron agrupadas en sets y se logró relacionar los sets más representativos a determinados periodos geológicos. En base a los pocos trabajos publicados relacionados al estudio de la interacción diaclasas – tectónica, se concluyó que las diaclasas neógenas se habrían generado en un régimen de cizalle con un σ_{Hmax} orientado N76E, por otra parte, las diaclasas cuaternarias se deberían a un régimen combinado (tensional y de cizalle) con un σ_{Hmax} de orientación N21E. Ambos valores no difieren en más de 25° con respecto a las orientaciones de los σ_{Hmax} calculadas mediante inversión de datos de planos de falla estriados para esta misma zona por otros autores. Aunque tensores locales de *strain* calculados en este trabajo para fallas cuaternarias recientemente mapeadas en la zona indican una orientación del σ_{Hmax} según N60E.

El análisis morfométrico de los conos piroclásticos pertenecientes tanto al Cordón Fisural Oriental (CFO) como a las zonas aledañas al CVL, todos de edad post-glacial (cuya expresión más actual corresponde al cono Navidad, edificado durante la erupción de 1988-1990), evidencian cráteres elongados en las direcciones NE y ENE, cráteres coetáneos orientados hacia el NE, alineamiento de las depresiones de los bordes de los cráteres variables entre NNE y ENE, y azimuts de cráteres abiertos según NE y ENE. Estas características sugieren una disposición de las fracturas alimentadoras orientadas según la dirección NE a ENE, restringen el σ_{min} a las direcciones NW a NNW y, al poseer la zona un régimen transcurrente, indican la dirección del σ_{Hmax} en la zona.

Finalmente, los tres perfiles gravimétricos diseñados evidencian, de norte a sur, una variación en el dominio de la traza principal de la ZFLO, desde 1180 m de ancho y 1510 m de espesor, hasta 20330 ± 1170 m de ancho y 1160 ± 310 m de espesor, donde este último, más al sur, aumenta hasta 2440 m (siempre suponiendo un relleno volcano-sedimentario de densidad 2.31 gcm⁻³). En los dos perfiles más meridionales, sobre todo en el perfil central, se evidencia una configuración de horsts y grábenes; esta disposición de unidades, sumado al gran relleno propuesto, puede ser reflejo de extensión local relacionada a una cuenca de rumbo, posiblemente de curvatura de falla o *step-over*, o bien, a una cuenca de intra-arco; otra posibilidad es que dicho relleno no posea origen tectónico en el caso que la ZFLO fuese de un ancho menor (5910 m); mientras que la última hipótesis puede indicar acción contemporánea de eventos tectónicos y no tectónicos (erosión glacial por sobre un relieve tectónico). No se descarta que la traza principal de la ZFLO emplee anisotropías corticales de escala regional como lo puede ser el borde activo de la subcuenca Lonquimay, donde las fallas previas responsables de inversión tectónica habrían sido reactivadas en sentido transcurrente dextral. El volcanismo en la zona puede responder a un régimen de extensión local, a propagación mediante estructuras heredadas, o bien, a grietas de tensión que romperían la delgada cobertura cenozoica. La afinidad basáltica a andesítico-basáltica de los estratovolcanes en la zona, su asimetría y conos de flanco orientados NE a ENE confirmaría la última hipótesis.

De manera adicional, se ha delimitado el posible pie occidental de la Cordillera Principal, consistente en fallamiento inverso de vergencia oeste y que correspondería a la expresión poniente de una estructura de pop-up sin actividad durante el Cuaternario, la cual ha sido propuesta por otros autores al norte y al sur de la zona en estudio.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera empezar agradeciendo a mi profesor guía, Luis Lara. Sin él esta tesis no existiría, le agradezco mucho la recepción y la confianza que puso en mí desde el primer día que le comenté que me encantaría hacer una memoria en un tema que desde pequeño me ha apasionado, como lo es la volcanología. Agradezco su disposición permanente a conversar y a atenderme cada vez que lo iba a consultar.

A mi comisión examinadora, Alfredo Lahsen y Juan Pablo Radic, sus comentarios y opiniones acerca de este trabajo contribuyeron a enriquecerlo y a enriquecerme.

A María Cristina, mi madre, a Ricardo, mi padre, y a mis hermanos Rubén y Diego, sin duda su apoyo ha sido piedra angular de todo lo que he sido, que estoy logrando ser y que, sin duda, lo seré.

A mi polola, Daniela Caroca, han sido maravillosos estos años juntos, gracias por la infinita paciencia, sé que estar con un geólogo es complicado pero tú lo hiciste sencillo, te amo.

A la querida María Rosa, ¡qué sería de nuestras vidas sin la María Rosa! Siempre disponible a ayudarnos en la burocracia más complicada y en la conversación más cariñosa.

A mis amigos de la Universidad: Mathías W. Abarca, Felipe C. Rabajille, Carlos C. Gálvez, Claudio C. Vergara, Valeria Ramírez, Mauricio W. Muñoz, Gonzalo Ramírez, Manuel Olivares, Joaquín Bastías, Catalina Ramírez, Katherine Narea, y un largo etcétera, han sido momentos muy entretenidos sobre todo en terreno.

A mis amigos de la vida: Varas, Toro, Lucas, Claudio, Esteban, Valeria, Gloria y Nacha. ¡Los quiero mucho chicos!

A mis profesores de Astronomía, Geofísica y Geología. Todos han sido unos enormes maestros, gran parte de lo que actualmente soy ha sido gracias a las enseñanzas y sobre todo a la forma de vivir la ciencia que ellos me traspasaron.

A mi tío, Juan Gandolfo, sé que desde las alturas me debe estar observando y sé que debe estar orgulloso de mí.

A Claudio Vergara padre... viejo, eres lo máximo, gracias por todo, ya nos volveremos a ver.

La realización y puesta a punto de esta memoria fue posible gracias al Proyecto Fondecyt 11070222 “Monogenetic volcanism: Tectonic and Magmatic controls for magma ascent by crustal crack interactions”. Datos de referencia complementarios fueron aportados por el Proyecto Fondecyt 1060187 y por el Programa de Riesgos Volcánicos de SERNAGEOMIN.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA	1
1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO	1
1.3. OBJETIVOS	2
1.3.1. OBJETIVOS GENERALES	2
1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
1.4. UBICACIÓN Y ACCESOS	3
1.5. FISIOGRAFÍA Y CLIMA	5
1.6. METODOLOGÍA Y PLAN DE TRABAJO	5
1.6.1. TRABAJO EN GABINETE PRE-CAMPAÑA	5
1.6.2. TRABAJO EN CAMPAÑA	6
1.6.3. TRABAJO EN GABINETE POST-CAMPAÑA	6
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	8
2.1. ANTECEDENTES GENERALES	8
2.2. ROCAS ESTRATIFICADAS	10
2.2.1. FORMACIÓN NACIENTES DEL BIOBÍO	10
2.2.2. COMPLEJO VIZCACHA-CUMILAO	10
2.2.3. FORMACIÓN CURA-MALLÍN	11
2.2.4. FORMACIÓN MITRAUQUÉN	11
2.2.5. FORMACIÓN MALLECO	12
2.2.6. ASOCIACIÓN VOLCÁNICA DE LA PRECORDILLERA ORIENTAL	13
2.2.7. CONJUNTO DE VOLCANES DE LA CORDILLERA PRINCIPAL	13
2.2.7.1. VOLCÁN TOLHUACA	13
2.2.7.2. VOLCÁN LONQUIMAY	15
2.2.7.3. VOLCÁN SIERRA NEVADA	17
2.2.7.4. VOLCÁN LLAIMA	17
2.2.7.5. VOLCÁN SOLLIPULLI	18
2.2.8. DEPÓSITOS CUATERNARIOS	18
2.3. ROCAS INTRUSIVAS	19
2.3.1. GRUPO PLUTÓNICO GUALLETUÉ	19
2.3.2. STOCK LOLCO	19
2.3.3. STOCK PEMEHUE	20
2.3.4. GRUPO PLUTÓNICO MELIPEUCO	20
2.4. ESTRUCTURAS	20
2.4.1. UNIDADES ESTRATIGRÁFICO-ESTRUCTURALES PRINCIPALES	20
2.4.2. FALLAS PRINCIPALES	21
2.4.3. TECTOCRONOLOGÍA E INVERSIÓN DE DATOS	23
2.5. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA	25
3. ANÁLISIS ESTRUCTURAL	27
3.1. DIACLASAS EN EL BASAMENTO PRE-HOLOCENO Y EN LAVAS HOLOCENAS	27
3.1.1. RELACIÓN ENTRE VOLCANISMO Y TECTÓNICA EN LA SVZ	27
3.1.2. DIACLASAS Y TECTÓNICA	28
3.1.2.1. LA FUNCIÓN EIGENVECTORS	31
3.1.3. ADQUISICIÓN DE DATOS Y RESULTADOS	31
3.1.3.1. VALLE DEL RÍO LOLCO	33
3.1.3.2. CORDÓN FISURAL ORIENTAL	35

3.1.3.3. CONO NAVIDAD	38
3.1.3.4. SECTOR SE DEL VOLCÁN LONQUIMAY	39
3.1.3.5. SECTOR NW DEL VOLCÁN LONQUIMAY	41
3.1.3.6. RUTA R-89.....	43
3.2. MORFOMETRÍA DE VOLCANES HOLOCENOS	50
3.2.1. ASPECTOS TEÓRICOS.....	50
3.2.2. ADQUISICIÓN DE DATOS Y RESULTADOS.....	54
3.3. OTROS DATOS (COMPILACIÓN FALLAS Y SISMOS).....	63
4. ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO	67
4.1. INTRODUCCIÓN.....	67
4.1.1. MARCO TEÓRICO	67
4.1.2. DESCRIPCIÓN INSTRUMENTAL.....	68
4.2. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS	70
4.3. CORRECCIONES	73
4.4. RESULTADOS.....	76
4.5. MODELOS	81
4.5.1. SIMPLE	81
4.5.2. AVANZADO.....	83
4.6. CAMPAÑA GRAVIMÉTRICA ADICIONAL.....	88
4.6.1. SECTOR NORTE	90
4.6.2. SECTOR SUR.....	93
5. DISCUSIÓN.....	97
5.1. ANÁLISIS DE DIACLASAS	97
5.2. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO	103
5.3. ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO	107
5.4. IMPLICANCIAS EN EL VOLCANISMO CUATERNARIO	113
6. CONCLUSIONES.....	114
7. REFERENCIAS	116

ÍNDICE DE FIGURAS

2.1 Esquema tectónico actual de los Andes del Sur	9
2.2 A) Fracturas y fallas neotectónicas en la ZFLO entre los 38° y 42°S. B) Interpretación de la zona en estudio	24
2.3 Ubicación e interpretación de las fallas Liquiñe-Ofqui (LOF) y Biobío-Aluminé (BAF)	25
3.1 Sectores de mediciones estructurales.....	32
3.2 Diagrama de contorno para el afloramiento 1.....	34
3.3 Diagrama de contorno para el afloramiento 3.....	35
3.4 Diagrama de contorno para el afloramiento 4.....	36
3.5 Diagrama de contorno para el afloramiento 6.....	37
3.6 Diagrama de contorno para el afloramiento 7.....	39
3.7 Diagrama de contorno para el afloramiento 8.....	40
3.8 Diagrama de contorno para el afloramiento 9.....	42
3.9 Diagrama de contorno para el afloramiento 10.....	43
3.10 Diagrama de contorno para el afloramiento 11	44

3.11 Diagrama de contorno para el afloramiento 12	45
3.12 Diagrama de contorno para el afloramiento 13	46
3.13 Diagrama de contorno para el afloramiento 14	47
3.14 Diagrama de contorno para el afloramiento 15	48
3.15 Diagrama de contorno para el afloramiento 16	49
3.16 A) Características morfométricas de conos piroclásticos y su relación con la fractura alimentadora. B) Caso sustrato subhorizontal. C) Caso sustrato inclinado. D) Forma de medir el azimut del bisector de apertura	52
3.17 A) Cono simple. B) Cono múltiple sobreimpuesto. C) Cono múltiple <i>rifted</i>	54
3.18 Lugares de mediciones morfométricas trazados sobre una imagen <i>Google Earth</i>	55
3.19 Lugares de mediciones morfométricas trazados sobre una imagen <i>DEM</i>	55
3.20 Lugares de mediciones morfométricas superpuestos al mapa geológico 1:50.000 modificado en este estudio	56
3.21 Sección topográfica a lo largo del CFO realizada en el programa <i>Global Mapper v10.0</i> sobre una imagen <i>DEM</i>	62
3.22 Datos cinemáticos de fallas, solución del plano de falla, ejes P y T, y direcciones principales de stress para datos del Río Lomin.....	63
3.23 Datos cinemáticos de fallas, solución del plano de falla, ejes P y T, y direcciones principales de stress para datos del Río Biobío.....	64
3.24 Datos cinemáticos de fallas, solución del plano de falla, ejes P y T, y direcciones principales de stress para datos del Embalse Ralco	65
3.25 Datos cinemáticos de fallas, solución del plano de falla, ejes P y T, y direcciones principales de stress para datos de la Cuesta La Fusta	66
3.26 Mecanismo focal para el mismo Mw 5.3.....	66
4.1 Esquema simplificado de funcionamiento interno de un gravímetro Scintrex CG-3M.....	68
4.2 Lugares de medición gravimétrica y ubicación de la estación base	71
4.3 Anomalía de Bouguer Regional para corrección de Bouguer con $\rho = 2.67 \text{ gcm}^{-3}$	77
4.4 Anomalía residual para corrección de Bouguer con $\rho = 2.67 \text{ gcm}^{-3}$	77
4.5 Anomalía de Bouguer Regional para corrección de Bouguer con $\rho = \text{variable}$	80
4.6 Anomalía residual para corrección de Bouguer con $\rho = \text{variable}$	80
4.7 Modelo básico W-E para $\rho = 2.67 \text{ gcm}^{-3}$	81
4.8 Modelo básico W-E para $\rho = \text{variable}$	82
4.9 Perfil W-E de bloques de distintas densidades para $\rho = 2.67 \text{ g cm}^{-3}$	84
4.10 Perfil W-E de bloques de distintas densidades para $\rho = \text{variable}$	84
4.11 Perfil esquemático W-E basado en gravimetría.....	86
4.12 Modelo estructural para el perfil gravimétrico central.....	88
4.13 Nuevos sectores de mediciones gravimétricas. A) Sector Norte. B) Sector Sur	90
4.14 Anomalía de Bouguer Regional para el sector norte	91
4.15 Anomalía residual para el sector norte.....	91
4.16 Perfil W-E de bloques de distintas densidades para el sector norte	92
4.17 Perfil esquemático W-E para el sector norte basado en gravimetría	93
4.18 Anomalía de Bouguer Regional para el sector sur.....	94
4.19 Anomalía residual para el sector sur.....	94
4.20 Perfil W-E de bloques de distintas densidades para el sector sur	95
4.21 Perfil esquemático W-E para el sector sur basado en gravimetría	96
5.1 Diagrama de Rosetta para diaclasas del Grupo Plutónico Melipeuco.....	97
5.2 Diagrama de Rosetta para diaclasas del Miembro Guapitrió, Formación Cura-Mallín	98
5.3 Diagrama de Rosetta para diaclasas de lavas cuaternarias del CVL	98
5.4 <i>Eigenvectors</i> y <i>eigenvalues</i> para los sets estructurales neógenos	101
5.5 <i>Eigenvectors</i> y <i>eigenvalues</i> para los sets estructurales cuaternarios.....	101
5.6 Gráfico de elipticidad para cráteres cerrados	104

5.7 Diagrama de Rosetta para direcciones de máxima elongación en cráteres cerrados.....	104
5.8 Diagrama de Rosetta para alineamiento de cráteres coetáneos y fisuras eruptivas	105
5.9 Diagrama de Rosetta para alineamiento de depresiones en cráteres cerrados.....	106
5.10 Diagrama de Rosetta para bisectrices de apertura en cráteres abiertos	107
5.11 Modelo final de la zona en estudio.....	111
5.12 Izq: Esquema en planta. Der: Esquema estructural propuesto	112

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

3.1 Sector 1 de medición estructural. Vista hacia el NNE	33
3.2 Sector 1 de medición estructural. Vista hacia el E.....	33
3.3 Sector 2 de medición estructural. Vista hacia el E.....	34
3.4 Sector 3 de medición estructural. Vista hacia el SSE	35
3.5 Sector 4 de medición estructural. Vista hacia el W	36
3.6 Sector 7 de medición estructural. Vista hacia el NNE	38
3.7 Sector 7 de medición estructural. Vista hacia el S.....	38
3.8 Sector 8 de medición estructural. Vista hacia el W	39
3.9 Sector 8 de medición estructural. Vista hacia el W	40
3.10 Sector 9 de medición estructural. Vista hacia el W	41
3.11 Sector 10 de medición estructural. Vista hacia el SSW	42
3.12 Sector 11 de medición estructural. Vista hacia el S	43
3.13 Sector 12 de medición estructural. Vista hacia el N	44
3.14 Sector 13 de medición estructural. Vista hacia el WSW	45
3.15 Sector 14 de medición estructural. Vista hacia el WNW.....	46
3.16 Sector 15 de medición estructural. Vista hacia el W.....	47
3.17 Sector 16 de medición estructural. Vista hacia el NE.....	48
3.18 Cono 1, correspondiente al cono Navidad. Vista hacia el W	58
3.19 Conos 1 y 2. Vista hacia el WSW	58
3.20 Conos 5 y 21, y cráter 7. Vista hacia el NW	59
3.21 Conos 5 y 19, cráter 20 y lavas relacionadas a la fisura eruptiva 6	59
3.22 Interior cráter relacionado a la fisura eruptiva 6. Vista hacia el WSW.....	60
3.23 Cráter 10. Vista hacia el WSW.....	60
3.24 Cráter 11. Se distingue parte del flujo de lava. Vista hacia el NE.....	61
3.25 Sector 13. Vista hacia el NNE	61
3.26 Cráteres 15. Vista hacia el SE	62
4.1 Gravímetro Scintrex CG-3M empleado en la campaña de terreno.....	68
4.2 Niveles tubulares indicadores de la nivelación	69
4.3 Resumen de una medición	70
4.4 Estación base empleada en terreno	73

ÍNDICE DE TABLAS

3.1 Sets estructurales para el afloramiento 1	34
3.2 Sets estructurales para el afloramiento 3	35
3.3 Sets estructurales para el afloramiento 4	36
3.4 Sets estructurales para el afloramiento 6	37
3.5 Sets estructurales para el afloramiento 7	39
3.6 Sets estructurales para el afloramiento 8	40

3.7 Sets estructurales para el afloramiento 9	41
3.8 Sets estructurales para el afloramiento 10.....	43
3.9 Sets estructurales para el afloramiento 11.....	44
3.10 Sets estructurales para el afloramiento 12.....	45
3.11 Sets estructurales para el afloramiento 13.....	46
3.12 Sets estructurales para el afloramiento 14.....	47
3.13 Sets estructurales para el afloramiento 15.....	48
3.14 Sets estructurales para el afloramiento 16.....	49
3.15 Resultados del análisis morfométrico	57
3.16 Datos medidos en el Río Lomin	63
3.17 Datos medidos en el Río Biobío	64
3.18 Datos medidos en el Embalse Ralco.....	64
3.19 Datos medidos en la Cuesta La Fusta	65
4.1 Resultados gravimétricos para corrección de Bouguer con $\rho = 2.67 \text{ gcm}^{-3}$	76
4.2 Litología, espesores estimados y densidad calculada para corrección de Bouguer.....	78
4.3 Resultados gravimétricos para correcciones de Bouguer con $\rho = \text{variable}$	79
4.4 Dimensiones máximas de los rellenos volcano-sedimentarios	85
4.5 Resultados gravimétricos para las mediciones del sector norte	90
4.6 Resultados gravimétricos para las mediciones del sector sur	93
5.1 Estructuras principales y su posible edad de formación.....	99
5.2 Sets estructurales de edad neógena	100
5.3 Sets estructurales de edad cuaternaria.....	100

ANEXOS

Anexo A: Datos Estructurales	124
Fotografía A.1 Muestra #1	126
Fotografía A.2 Detalle muestra #1	126
Fotografía A.3 Muestra #2	127
Fotografía A.4 Muestra #3	129
Fotografía A.5 Muestra #4	131
Fotografía A.6 Muestra #5	132
Fotografía A.7 Muestra #6	134
Fotografía A.8 Muestra #7	134
Fotografía A.9 Muestra #8	135
Fotografía A.10 Muestra #9.....	136
Fotografía A.11 Muestra #10.....	137
Fotografía A.12 Muestra #12.....	141
Fotografía A.13 Muestra #11.....	142
Tabla A.1 Datos estructurales para el afloramiento 1	125
Tabla A.2 Datos estructurales para el afloramiento 2	127
Tabla A.3 Datos estructurales para el afloramiento 3	128
Tabla A.4 Datos estructurales para el afloramiento 4	129
Tabla A.5 Datos estructurales para el afloramiento 5	130
Tabla A.6 Datos estructurales para el afloramiento 6	131
Tabla A.7 Datos estructurales para el afloramiento 7	132
Tabla A.8 Datos estructurales para el afloramiento 8	133

Tabla A.9 Datos estructurales para el afloramiento 9	135
Tabla A.10 Datos estructurales para el afloramiento 10	136
Tabla A.11 Datos estructurales para el afloramiento 11	137
Tabla A.12 Datos estructurales para el afloramiento 12	138
Tabla A.13 Datos estructurales para el afloramiento 13	139
Tabla A.14 Datos estructurales para el afloramiento 14	140
Tabla A.15 Datos estructurales para el afloramiento 15	140
Tabla A.16 Datos estructurales para el afloramiento 16	141

Anexo B: Gravedad Absoluta y Deriva Instrumental..... 143

Tabla B.1 Cálculo gravedad absoluta Entrada 0104	144
Tabla B.2 Cálculo gravedad absoluta Base Curacautín	144
Tabla B.3 Cálculo gravedad absoluta para la campaña de terreno, día 1	145
Tabla B.4 Cálculo gravedad absoluta para la campaña de terreno, día 2	146

1. Introducción

1.1 Formulación del problema

Desde hace aproximadamente 30 años, varios estudios han demostrado que analizar la morfometría de los conos piroclásticos provee valiosa información para inferir la geometría de las fracturas alimentadoras de magma (Settle, 1979; Tibaldi *et al.*, 1989; Tibaldi, 1995). El análisis morfométrico es un método indirecto que puede ser de gran utilidad en áreas donde extensas coberturas de depósitos volcano-sedimentarios impiden la identificación de estructuras en el basamento, aunque no aporta información directa del estado de *stress* (Corazzato y Tibaldi, 2006). Por el contrario, el estudio de fallas y diaclasas, en especial las fallas a través de inversión de datos *fault-slip* (e.g., Angelier y Goguel, 1979) sí hace posible calcular el tensor local de *strain* y así conocer la evolución tectónica de la zona, aunque alternativamente esta información puede expresarse como un tensor de *stress* (e.g., Carey y Brunier, 1974), aceptando que ambos métodos pueden considerarse equivalentes en estudios de neotectónica.

Los centros eruptivos monogénicos del Complejo Volcánico Lonquimay (CVL), así como el basamento sobre el cual está construido, no constituyen una excepción a esta premisa, por lo que realizar por primera vez un estudio de estas características y detalle en la zona permitirá inferir la geometría de las fracturas alimentadoras y conocer la historia tectónica de la región.

Adicionalmente, estos estudios serán complementados con un perfil gravimétrico, de orientación W-E, que busca atravesar la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) con la intención de inferir su amplitud y estilo estructural, así como discutir modelos tectónicos propuestos para la zona, como por ejemplo Rosenau (2004), Melnick *et al.* (2006a,b,c) y Rosenau *et al.* (2006).

1.2. Hipótesis de Trabajo

Inversión de datos *fault-slip* para la ZFLO (Lavenu y Cembrano, 1999; Arancibia *et al.*, 1999; Cembrano *et al.*, 2000, Potent y Reuther, 2001 y Lara *et al.*, 2006a), así como análisis de mecanismos focales relacionados a terremotos someros en el intra-arco en los últimos 30 años (Chinn e Isacks, 1983; Langue *et al.*, 2008), han documentado deformación transcurrente dextral paralela al margen durante el Cuaternario entre los 37° y 46°S, con un eje compresivo máximo subhorizontal orientado NE y un eje compresivo mínimo subhorizontal orientado NW. Además, para la misma zona entre los 37° y 42°S, desde el Mioceno Tardío hasta mediados del Plioceno (3.59 Ma), la zona habría estado bajo un régimen de deformación compresional con un eje compresivo máximo subhorizontal orientado E-W (Lavenu y Cembrano, 1999). En síntesis, se supondrá como hipótesis de trabajo que las estructuras mapeadas en la

zona de estudio fueron generadas por alguno de estos regímenes tectónicos (o por la suma de los dos), para lo cual será necesario medir estructuras en rocas de diferentes edades.

El trabajo de Nakamura (1977) fue clave para comprender que en márgenes de subducción activos el alineamiento de conos de flanco en estratovolcanes reflejaría la dirección del esfuerzo horizontal máximo. Esto se debería a que en zonas con régimen de rumbo (que constituye la tectónica dominante en arcos volcánicos relacionados a márgenes convergentes; Nakamura, 1977), el magma ascendería a través de diques verticales orientados paralelamente con respecto al esfuerzo horizontal máximo (Nakamura *et al.*, 1980). Todo esto guía a postular que el alineamiento de los conos de flanco en el CVL permitiría conocer la dirección del σ_{Hmax} . Por otra parte, el análisis morfométrico de los conos piroclásticos, resultantes de la competencia entre el *stress* local confinante y la presión magmática, también indicaría la orientación de las fracturas alimentadoras (Corazzato y Tibaldi, 2006).

Adicionalmente, las anomalías gravimétricas negativas calculadas serían indicadoras de rocas de menor densidad que la densidad cortical promedio, como lo puede ser la ZFLO, ya que ésta estaría relacionada a zonas de deformación frágil.

Por otra parte, se considera también el efecto de las anisotropías de basamento, dado que pueden servir como canales de ascenso magmático en el caso que correspondan a estructuras de escala regional, o, incluso, coexistiendo con fracturas favorablemente orientadas con respecto al σ_{Hmax} . En el primer caso condicionan la orientación de los conos de flanco y sus parámetros morfométricos a direcciones paralelas a la orientación de estas anisotropías, mientras que en el segundo caso su expresión se observa a una escala más local.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivos Generales

- Inferir la geometría del sistema de fallas generadoras de los conos piroclásticos del CVL, complementado con cálculos o estimaciones de los tensores locales de *strain* para comprender el rol de la tectónica en la arquitectura del mismo.
- Deducir el estilo estructural para la zona en estudio.

1.3.2. Objetivos Específicos

- Inferir el σ_{Hmax} a partir de un estudio morfométrico de los conos piroclásticos del CVL.
- Generar un set de datos estructurales tales como fallas (con sus estrías) y diaclasas en rocas cuaternarias y del basamento subvolcánico.
- Estimar la geometría del basamento del CVL a partir de un levantamiento gravimétrico.

1.4. Ubicación y accesos

El CVL se ubica en la Provincia de Malleco, Región de La Araucanía, entre las latitudes $38^{\circ}20'$ – $38^{\circ}25'S$ y las longitudes $71^{\circ}28'$ – $71^{\circ}38'W$, a 118 km en línea recta al NE de Temuco, la capital regional, y a 35 km al ENE de Curacautín (Figura 1.1). El acceso es mediante la ruta R-89, pavimentada y en buen estado, que se inicia en la localidad de Victoria, atraviesa los poblados de Curacautín y Lonquimay, y finaliza en el paso fronterizo Pino Hachado. En ese sentido, antes del túnel Las Raíces se debe tomar la ruta R-785, de tierra y en buen estado, y desviar a la izquierda para acceder a la Reserva Nacional Malalcahuello.

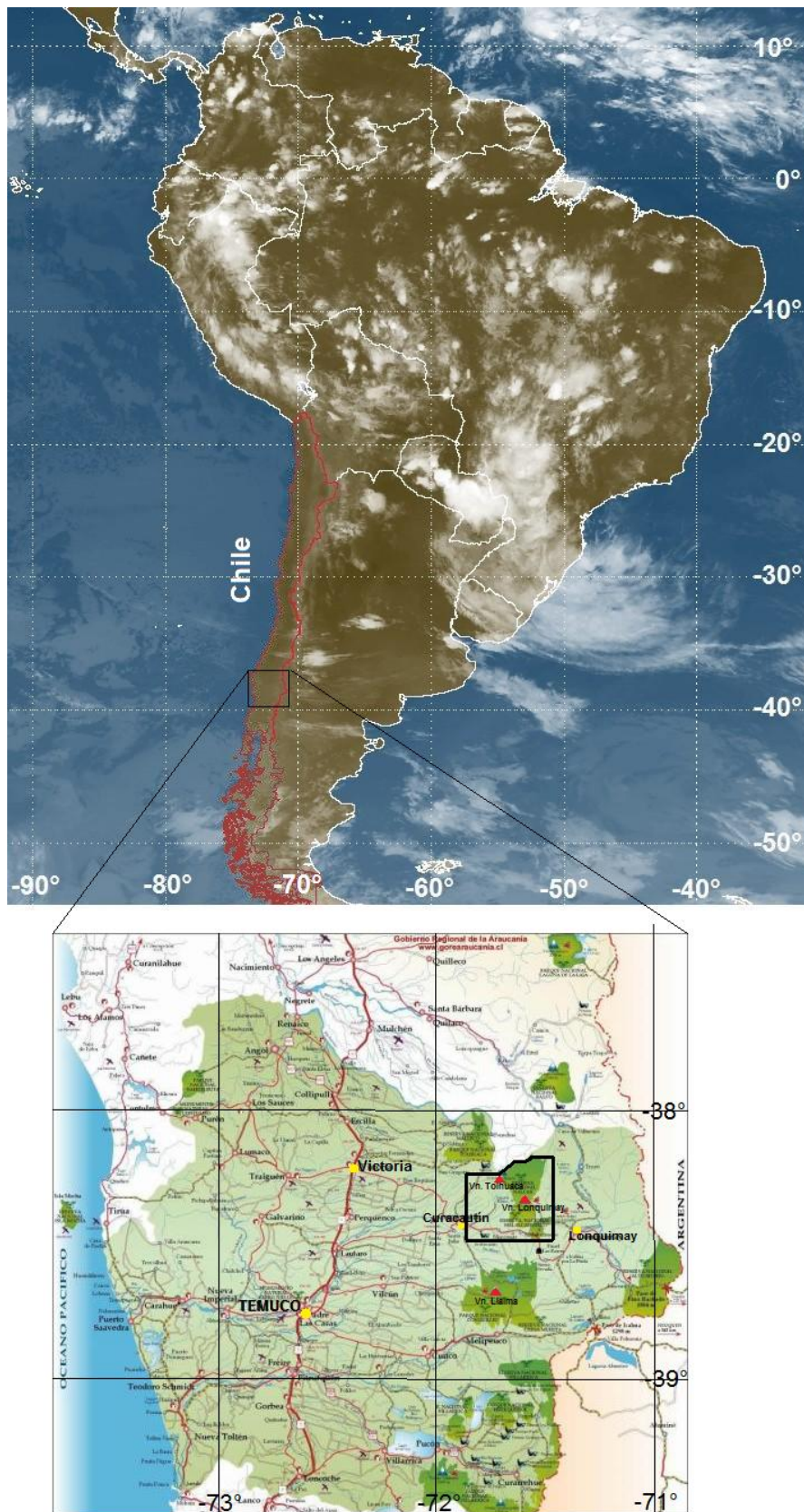


Figura 1.1 Ubicación y accesos al área de estudio, destacado en un cuadrado negro. Se señalan los centros urbanos principales y los volcanes activos más cercanos. Figura modificada de la disponible en la página <http://temuco.olx.cl>.

1.5. Fisiografía y clima

El CVL se ubica en la alta cordillera andina, donde las mayores alturas corresponden a los volcanes cuaternarios. A diferencia de latitudes más meridionales, en esta zona el avance final del último evento glacial (evento Llanquihue, 13900 – 33500 AP; Mercer, 1976) afectó sólo las cumbres más altas, por lo que las morfologías glaciales son menos expresivas y se pueden observar en volcanes sin actividad holocena; en consecuencia los valles son principalmente fluviales y de pronunciadas pendientes.

El clima en la zona es de tipo templado cálido, con precipitaciones variables entre 1500 y 2500 mm/año y donde los períodos secos se restringen a 1 ó 2 meses. En las altas cumbres predomina el clima frío de altura, precipitan más de 3000 mm anuales y las temperaturas descienden ostensiblemente de manera tal que la línea de nieve aparece a los 1500 m s.n.m.

Debido al clima, se ha desarrollado en la zona una extensa cobertura vegetal caracterizada por matorrales, plantas, pastos, líquenes, musgos y helechos gigantes, los que cubren gran parte de los afloramientos y contribuyen a meteorizarlos con mayor intensidad.

1.6. Metodología y plan de trabajo

1.6.1. Trabajo en gabinete pre-campaña

Realizada entre Agosto y Diciembre de 2009, consistió en la recopilación de antecedentes previos acerca de la zona y en la revisión bibliográfica de información recomendada. Durante el último mes, junto a Claudio Vergara S., se copió el mapa geológico escala 1:50.000 del Grupo Volcánico Tolhuaca – Lonquimay (inérito y realizado por Hugo Moreno R. en 1986¹) sobre las hojas topográficas G63, G64 y G65² del Instituto Geográfico Militar (IGM) en el datum PSAD56, con la finalidad de tener un mapa geológico actualizado de la zona (i.e., con los depósitos correspondientes a la erupción del cono Navidad) y en una base topográfica reciente.

Paralelamente, la base digital consistió en la unión de las fotografías aéreas 26569, 26570, 26574, 26575, 26659 y 26660, obtenidas en el proyecto “Catastro y Evaluación de la Vegetación Nativa de Chile” de la asociación CONAF – CONAMA – BIRF³, sobre las cuales fueron adjuntadas las hojas topográficas G63, G64 y G65.

¹ Correspondiente al Proyecto D.I.B. N° E – 1703, de la Universidad de Chile.

² Escala 1:50.000 y con curvas de nivel cada 50 m.

³ Escala 1:115.000 y resolución 300 dpi, de libre acceso en <http://territorial.sinia.cl/portal/aerofotos.php>

En los días previos a terreno, con los mapas finalizados, se planificaron las posibles rutas a realizar y algunos sectores de mediciones estructurales. Además, junto a David Cáceres A., ingeniero físico del SERNAGEOMIN y responsable del gravímetro a emplear, se coordinaron los días de mediciones gravimétricas, el espaciado promedio entre estaciones y los posibles sectores donde ubicar la estación base. Finalmente, se acordó alojar en el poblado de Curacautín, se concretó el arriendo del vehículo a utilizar en terreno y se escogieron los instrumentos geológicos necesarios.

1.6.2. Trabajo en campaña

Llevada a cabo entre los días 5 y 15 de Enero de 2010; durante los dos primeros días se recorrió junto a Luis Lara P., geólogo del SERNAGEOMIN y profesor guía, las zonas correspondientes al CVL, al valle del río Lolco, a los sectores S y SE del Volcán Tolhuaca y al valle del río Blanco, con el fin de observar toda la región, seleccionar posibles lugares de mediciones estructurales, evaluar el estado de los caminos, conocer otras vías de acceso y discutir acerca de la geología de la zona.

Desde el 7 al 12 de Enero de 2010 se llevó a cabo la campaña destinada a medir datos estructurales en rocas cuaternarias y del basamento subvolcánico, trabajo realizado mediante la utilización de una brújula Brunton y ubicación espacial a través de GPS en el datum PSAD56; conjuntamente se seleccionaron muestras de los afloramientos recorridos, a los cuales se les realizó una descripción macroscópica preliminar usando rayador, imán y lupa 10x, y se registraron fotográficamente mediante una cámara de 2 MP todos los sectores de medición.

Finalmente, desde el 13 al 15 de Enero de 2010 fue realizada la campaña gravimétrica junto a David Cáceres A., quien registró y redujo los datos recolectados, aunque previo a eso se seleccionó conjuntamente el sector donde ubicar la estación base.

1.6.3. Trabajo en gabinete post-campaña

Consistió en trabajar los datos estructurales mediante los softwares *Dips v5.103* (©RocScience Inc.), *TectonicsFP v1.70.1163* (Reiter & Acs, 2000) y *FaultKinWin v1.2* (Richard W. Allmendinger ©2001), generando diagramas de polos y diagramas de Rosetta para cada afloramiento recorrido.

Los parámetros morfométricos tales como distancias y anomalías topográficas fueron observados analizando el mapa topográfico de la zona, imágenes DEM de 90 m de resolución (pertenecientes al proyecto *Shuttle Radar Topography Mission*⁴) e imágenes ASTER GDEM de 30 m de resolución

⁴ De acceso libre y mediante el USGS, http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version1/South_America/

(resultantes de un proyecto conjunto entre la NASA y el Ministerio de Economía, Comercio e Industria de Japón⁵); estas dos últimas tratadas en el Software *Global Mapper v10.02*. La dirección de apertura de los cráteres fue calculada en el programa *Google Earth v.5.1*.

Por último, se emplearon los programas *Gravmod 3.1 (CEMP Systems; por Mark W. Hounslow⁶)* y *Oasis montaj v6.4.2 (© Geosoft)*, para crear un perfil geológico en base a los datos gravimétricos, que fueron previamente corregidos para transformarlos en anomalías.

⁵ De acceso libre, previo registro, en <http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem-wist.asp>

⁶ Programa de libre acceso en <http://geography.lancs.ac.uk/cemp/resources/software/gravmod.htm>

2. Marco Geológico Regional

2.1. Antecedentes Generales

La zona de estudio se enmarca dentro de los Andes del Sur y corresponde a parte de la Zona Volcánica Sur de Los Andes (SVZ), definida entre los 33°S y 46°S (Muñoz y Stern, 1988; Stern, 1989; López-Escobar *et al.*, 1995; Stern y Skewes, 1995; López-Escobar y Vergara, 1997; Lara *et al.*, 2001; Stern, 2004).

La subducción continua de corteza oceánica (placa Farallón – Nazca) bajo corteza continental (placa Sudamericana), desde al menos, el Jurásico Inferior, ha sido el principal proceso geotectónico a lo largo del margen chileno. Dicho proceso ha ocasionado magmatismo, desarrollo de cuencas, orogenia, tectonismo, metamorfismo y variaciones en la ubicación del arco con respecto a la fosa (Coira *et al.*, 1982; Mpodozis y Ramos, 1989). Al norte del Punto Triple de Chile (47.5°S aprox.), un *spreading center* activo (Tebbens *et al.*, 1997), la placa de Nazca subducta bajo la placa Sudamericana a un ángulo entre 25° y 30° (Barazangi & Isacks, 1976; Bohm *et al.*, 2002).

El quiebre de la placa Farallón hace 26 Ma en las placas Cocos y Nazca provocó un abrupto cambio en el ángulo de convergencia con respecto a la placa Sudamericana desde una interacción oblicua (55°) a cuasi-ortogonal (10°), lo cual se mantuvo hasta los 20 Ma (Cande y Leslie, 1986; Pardo-Casas y Molnar, 1987; DeMets, 1994; Somoza 1998), variando levemente desde esa época hasta la orientación N78E actual (Angermann *et al.*, 1999). La velocidad de convergencia ha oscilado desde 5 cm/año entre los 38 y 28 Ma, a un máximo de 15 cm/año a los 26 Ma, permaneciendo constante hasta los 20 Ma y disminuyendo desde el Mioceno hasta alcanzar actualmente 6.6 cm/año (Angermann *et al.*, 1999).

En la zona de interés, la segmentación morfo-tectónica del margen chileno se manifiesta mediante una serie de unidades morfoestructurales de orientación general N-S, correspondientes a: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal (incluye arco magmático actual y retroarco) y Cuenca de Antepaís.

La actual configuración tectónica en los Andes del Sur es resumida en la Figura 2.1.

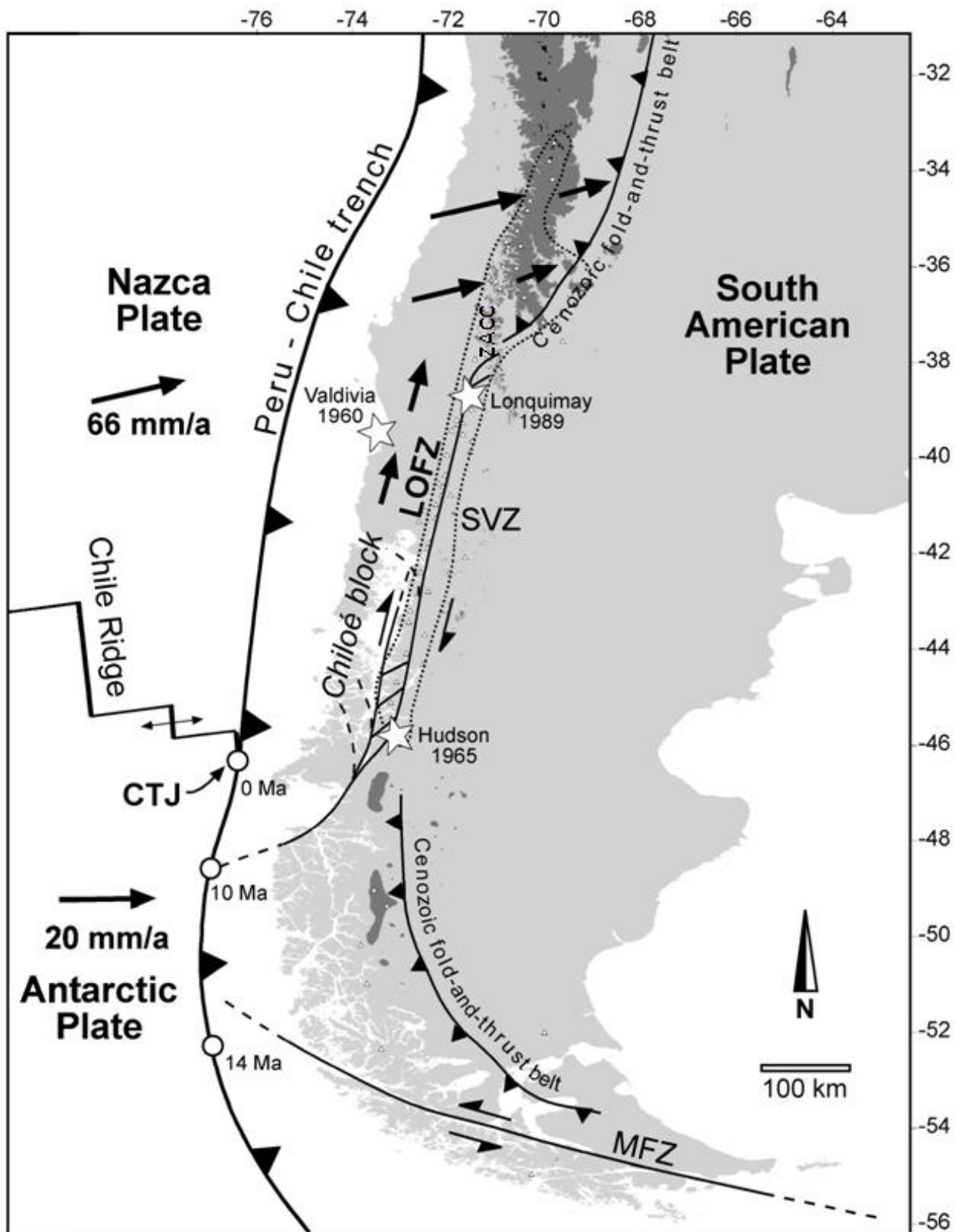


Figura 2.1 Esquema tectónico actual de los Andes del Sur. LOFZ: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui; SVZ: Zona Volcánica Sur; MFZ: Zona de Falla Magallanes; CTJ: Punto Triple de Chile, ZACC: Zona de Acomodación Copahue-Callaqui (Radic, 2010). Estrellas señalan terremotos históricos relacionados a erupciones en la SVZ. Flechas indican desplazamientos horizontales. Áreas ensombrecidas corresponden a topografía superior a los 2000 m s.n.m. Figura modificada de Rosenau (2004).

2.2. Rocas Estratificadas

La estratigrafía de la zona de estudio ha sido extraída en su totalidad de la Hoja Curacautín (Suárez y Emparán, 1997), poniéndose énfasis en aquellas litologías que presentan mayor trascendencia para el presente informe.

2.2.1. Formación Nacientes del Biobío (Suárez y Emparán, 1997)

Corresponde a una secuencia sedimentaria marina, volcánica marina y volcánica continental en cuya sección inferior y media predominan rocas sedimentarias clásticas y carbonatadas, y lavas basálticas submarinas. Por el contrario, en su sección superior abundan rocas volcánicas andesíticas-dacíticas de probable ambiente subaéreo (De la Cruz y Suárez, 1997). La variación de facies dentro de esta formación permite interpretar un ciclo marino regresivo.

Esta formación carece de base expuesta, se encuentra intruida principalmente por granitoides del Grupo Plutónico Gualletué, y es sobreyacida mediante discordancia erosiva y angular por la Formación Cura-Mallín, por el Complejo Vizcacha-Cumilao y por depósitos pertenecientes a la Asociación Volcánica de la Precordillera Oriental.

Aflora en varias partes del sector oriental de la Hoja Curacautín, su espesor mínimo se ha estimado en 2450 m y dataciones mediante fósiles indican una edad pliensbachiana superior – caloviana inferior (De la Cruz y Suárez, 1997).

2.2.2. Complejo Vizcacha-Cumilao (Suárez y Emparán, 1997)

Está constituido por secuencias volcánicas andesíticas y basálticas, rocas piroclásticas e intercalaciones sedimentarias clásticas; correspondientes a los productos de un volcanismo probablemente subaéreo, y a acumulaciones de depósitos lacustres.

Aflora en gran parte de la Hoja Curacautín, subyace de manera discordante a la Formación Cura-Mallín y a la Formación Malleco y sobreyace a la Formación Nacientes del Biobío mediante discordancia erosiva y angular; se encuentra además intruida por granitoides del Grupo Plutónico Melipeuco y por rocas asignadas al stock Lolco. Su disposición general es subhorizontal, con una potencia mínima de 1020 m, y mediante relaciones de contacto se le ha asignado una edad pre-mioceno medio a paleógena.

2.2.3. Formación Cura-Mallín (Suárez y Emparán, 1997; modificada de Niemeyer y Muñoz, 1983)

Corresponde a rocas volcánicas andesíticas, dacíticas y riolíticas, y rocas sedimentarias lacustres y fluviales. Se divide en dos miembros (Guapitrío y Río Pedregoso) correlacionables con los definidos por Niemeyer y Muñoz (1983) en la Hoja Laguna de la Laja (Río Queuco y Malla-Malla). En consecuencia, esta formación aflora entre las latitudes 37° y 39°S.

El Miembro Guapitrío comprende una sucesión volcánica, principalmente piroclástica, de composición intermedia a ácida, con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias continentales, incluyendo diques e intrusivos hipabisales andesíticos. Esta secuencia tendría su origen en erupciones de estratovolcanes, evidenciándose sus respectivas raíces y posibles depósitos en los flancos de estos centros eruptivos. Su espesor excede los 1000 a 1500 m según Salinas (1984). Es probable que además sea correlacionable con parte de la Formación Trapa-Trapa (Niemeyer y Muñoz, 1983). Se encuentra intruida por rocas asignadas al Grupo Plutónico Melipeuco.

El Miembro Río Pedregoso presenta asociaciones de facies que corresponden a un cambio continuo de ambiente sedimentario: desde un ambiente lacustre, progradando a uno deltaico tipo Gilbert, seguido de un ambiente fluvial y finalizando con abanicos aluviales (Cisternas y Díaz, 1985). La progradación de ambientes de este tipo ha sido reconocida como una característica típica en el registro sedimentario de cuencas de *rift* continentales (Lambiase, 1990). La asociación deltaica de este miembro podría ser equivalente a parte de la Formación Trapa-Trapa (Niemeyer y Muñoz, 1983). En la zona de Lonquimay su espesor supera los 2000 m (Carpinelli, 2000), es probable que engrane con el sobreyacente Miembro Guapitrío e incluso existe la posibilidad de intercalaciones locales.

Esta formación sobreyace mediante discordancia erosiva a rocas intrusivas del stock Lolco, a la Formación Nacientes del Biobío y al Complejo Vizcacha-Cumilao; y subyace mediante discordancia angular a las formaciones Mitrauquén y Malleco, así como a rocas de la Asociación Volcánica de la Precordillera Oriental. El espesor total de la secuencia es superior a los 3500 m. Dataciones radiométricas han estimado edades en el intervalo Mioceno Inferior alto a Mioceno Superior bajo (Suárez y Emparán, 1988, 1995).

2.2.4. Formación Mitrauquén (Niemeyer y Muñoz, 1983; Suárez y Emparán, 1997)

Constituida por dos miembros: el primero, principalmente conglomerádico, con intercalaciones de ignimbritas dacíticas y lavas andesíticas; el otro, compuesto por lavas andesíticas y tobas, que sobreyace y

engrana lateralmente con el primer miembro. Todos los productos volcánicos son de carácter calcoalcalino (Muñoz, 1988a). Aflora en el sector oriental de Hoja Curacautín.

Su miembro inferior sobreyace mediante discordancia angular al Miembro Río Pedregoso de la Formación Cura-Mallín; el miembro superior, a su vez, subyace mediante paraconcordancia a depósitos pertenecientes a la Asociación Volcánica de la Precordillera Oriental (Muñoz, 1988b). El espesor mínimo de esta formación es de 400 m y mediante geocronología K-Ar se le ha asignado una edad miocena superior (Muñoz, 1988b).

2.2.5. Formación Malleco (Suárez y Emparán, 1997)

Corresponde a diferentes asociaciones de facies volcánicas de afinidad calcoalcalina con algunas intercalaciones sedimentarias continentales. Se presenta al poniente de la Cordillera Principal, extendiéndose más allá del límite occidental de la Hoja Curacautín.

Esta formación ha sido subdividida en cuatro unidades informales, tres de ellas estratigráficamente sucesivas: unidades “inferior”, “media” y “superior”, y la restante apoyada sobre las unidades media y superior: unidad “lavas de valle tardías”. La unidad inferior comprende principalmente brechas volcánicas y aglomerados; la unidad media está constituida por brechas volcánicas y tobas de lapilli, alternadas con lavas andesítico-basálticas; la unidad superior corresponde en general a brechas volcánicas intercaladas con lavas, ambas de composición andesítico-basáltica; la unidad “lavas de valle tardías” comprende lavas andesítico-basálticas y lavas dacíticas columnares. El espesor total mínimo es variable entre 740 y 1920 m.

Sobreyace mediante discordancia angular al Complejo Vizcacha-Cumilao y a la Formación Cura-Mallín, y mediante discordancia erosiva al stock Pemehue y a granitoides del Grupo Plutónico Melipeuco. Subyace a lavas del Pleistoceno Superior – Holoceno del Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal y a sedimentos glaciales del Pleistoceno Superior. Mediante relaciones estratigráficas y dataciones radiométricas (Suárez y Emparán, 1997) se le ha asignado a esta formación una edad pliocena – pleistocena inferior.

2.2.6. Asociación Volcánica de la Precordillera Oriental (Suárez y Emparán, 1997; modificado de Vergara y Muñoz, 1982, y de Vergara y López-Escobar, 1982)

Corresponde a diversas estructuras volcánicas y sus productos asociados (principalmente basaltos y andesitas), los cuales están construidos sobre un bloque elevado de dirección NNW, que está delimitado por las fallas Biobío-Aluminé en su lado W, y Cordillera del Viento, en su lado E, esta última en territorio argentino. En consecuencia, estos depósitos corresponden a remanentes erosivos en altos topográficos. Esta asociación representa un volcanismo de transición intra-trasarco, y sus afloramientos se presentan en el sector oriental de la Hoja Curacautín.

Sobreyacen mediante discordancia de erosión y angular a las formaciones Nacientes del Biobío y Cura-Mallín, y mediante paraconcordancia a la Formación Mitrauquén, así como a granitoides del Grupo Plutónico Gualletué. Además, dataciones radiométricas (Suárez *et al.*, 1986, Muñoz, 1988b, Suárez y Emparán, 1997) han permitido asignarle a estas rocas edades comprendidas entre el Plioceno y el Pleistoceno Superior.

2.2.7. Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal (Thiele *et al.*, 1987, Moreno y Naranjo, 1991; Naranjo *et al.*, 1993)

Es definida como una unidad informal conformada, en la Hoja Curacautín, por cinco volcanes cuaternarios, cuatro activos y uno inactivo, que corresponden también a las cumbres más altas de la Hoja. Estos volcanes forman una franja de orientación norte - sur los cuales, en ese mismo sentido, son: Tolhuaca, Lonquimay, Sierra Nevada, Llaima y Sollipulli; correspondiendo el Sierra Nevada al volcán inactivo. Dada la cercanía de la zona recorrida para este informe con respecto a los volcanes Tolhuaca y Lonquimay, la descripción de éstos será más amplia.

2.2.7.1. Volcán Tolhuaca

Corresponde a un estratovolcán mixto de perfil irregular, en cuya cima son reconocibles cráteres orientados en la dirección NW-SE, los que indican una migración de la actividad volcánica desde el extremo SE hacia el NW, siendo éste el lugar donde se evidencia la última actividad eruptiva del volcán. Su estructura se encuentra fuertemente erodada, especialmente por glaciares, que han dejado al descubierto parte de la secuencia estratificada, compuesta principalmente de lavas macizas andesíticas y andesítico-basálticas, todas de carácter calcoalcalino. Este volcán no ha registrado actividad eruptiva

durante los últimos 6500 años (Polanco, 1998), y actualmente su única anomalía ha sido actividad fumarólica débil en la cima (Polanco *et al.*, 2000).

En base a criterios morfoestructurales y dataciones K-Ar se han distinguido siete unidades cronoestratigráficas (Thiele *et al.*, 1987; Moreno, 1992):

Unidad Tolhuaca 1 (Qvt1): Corresponde a una secuencia estratificada de lavas andesíticas con aisladas intercalaciones de brechas volcánicas y con erosión glacial intensa; sus afloramientos son aislados pero distribuidos en torno a todo el volcán, alcanzando quizás hasta el valle del río Lolco. Esta unidad está apoyada discordantemente sobre rocas del basamento y se encuentra en discordancia angular con respecto a depósitos posteriores.

Unidad Tolhuaca 2 (Qvt2): Comprende lavas basálticas a dacíticas y presenta una extensa distribución areal rellenando los valles glaciales labrados en la unidad Qvt1. Una datación K-Ar realizada por Thiele *et al.* (1987) permitió establecer una edad de 52 ± 20 Ka para esta unidad.

Unidad Tolhuaca 3 (Qvt3): Constituida por lavas andesítico-basálticas depositadas en valles glaciales generados en la unidad Qvt2. Sus principales afloramientos se encuentran hacia el N y hacia el W del volcán.

Unidad Tolhuaca 4 (Qvt4): Representada por una colada andesítico-basáltica de 7 km de extensión que desciende hacia el norte.

Unidad Tolhuaca 5 (Qvt5): Corresponde a lavas de bloque de composición andesítica (Qvt5l) y a un cono de piroclastos (Qvt5p) ubicados en la ladera NW del volcán. Consiste en la actual superficie de erosión.

Unidad Cordón Fisural Tolhuaca 1 (Qcft1): Constituido por dos centros de emisión alineados NW-SE y por lavas andesítico-basálticas que descienden hacia el NW.

Unidad Cordón Fisural Tolhuaca 2 (Qcft2): Corresponde a una fisura de 1.5 km ubicada al SE de los centros de emisión de la unidad Qcft1 y por lavas andesítico-basálticas que descendieron hacia el NW y el W. Constituye la actual superficie de erosión.

2.2.7.2. Volcán Lonquimay

El Volcán Lonquimay, o Complejo Volcánico Lonquimay (CVL), está constituido por el estratovolcán Lonquimay y una cadena de centros adventicios más pequeños presentes hacia el oriente a lo largo de una fisura de orientación NE-SW denominada “Cordón Fisural Oriental” (CFO; Moreno y Gardeweg, 1989). Su edificación ha ocurrido mayoritariamente durante el periodo postglacial y su última actividad corresponde a la formación del cono de piroclastos Navidad, a fines de 1988, asignado al CFO y descrito por Moreno y Gardeweg (1989), Gardeweg *et al.* (1990) y Naranjo *et al.* (1991). Los productos emitidos por el CVL corresponden a lavas y piroclastos de composición basáltica a andesítica, de afinidad calcoalcalina pero con tendencia toleítica. Erupciones históricas han sido documentadas en los años 1853, 1887, 1889-1890, 1933, 1940 y 1988-1990 (25 de Diciembre 1988 a Enero de 1990); donde predominan de tipo estromboliana o vulcaniana (Suárez y Emparán, 1997).

El edificio principal corresponde a un pequeño estratovolcán con forma de cono truncado, ligeramente elongado en dirección NE-SW y con laderas de pronunciada pendiente (30°-40°). Thiele *et al.* (1987), utilizando criterios morfoestructurales, estimaron cinco unidades cronoestratigráficas para el estratovolcán principal, denominadas en orden decreciente de edad: Unidades Lonquimay 1, 2, 3, 4 y 5; y cuatro unidades para el CFO, denominadas Cordón Fisural 1, 2, 3 y 4. Debido a la erupción generadora del cono Navidad, Moreno (1989), Moreno y Gardeweg (1989) y Gardeweg *et al.* (1990) resumieron y reagruparon esas 9 unidades en 6 nuevas unidades, pero dado que las unidades de Thiele *et al.* (1987) fueron empleadas para la confección del mapa geológico de la zona realizado por Hugo Moreno en 1986, se optó por emplear en este trabajo las unidades definidas por Thiele *et al.* (1987), a las cuales se agregó la unidad correspondiente a los depósitos del cono Navidad. Para el cono principal las unidades son las siguientes:

Unidad Lonquimay 1 (Qv11): Corresponde a lavas andesíticas que afloran de manera discontinua en los flancos SW, NW y N del volcán; se adosan a la secuencia más antigua del Volcán Tolhuaca (Qvt1), presentan erosión glacial y están cubiertos por lavas más recientes. Se habrían depositado sobre valles glaciales formados en la Formación Cura-Mallín y en la unidad Qvt1.

Unidad Lonquimay 2 (Qv12): Representada por lavas, brechas y aglomerados volcánicos intercalados. En la base del volcán rellenan valles labrados en las unidades subyacentes, hacia los flancos se encuentra cubierta por depósitos posteriores, entre las cotas 1950 y 2350 m es sobreyacida por depósitos morrénicos, y casi todo el cono principal del volcán está formado por esta unidad. Su composición es andesítico-basáltica.

Unidad Lonquimay 3 (Qv13): Corresponde a flujos de lava emitidos desde el cráter principal del volcán y desde cráteres secundarios en los sentidos N, W y S, rellenando valles actuales. Su composición es andesítico-basáltica.

Unidad Lonquimay 4 (Qv14): También de composición andesítico-basáltica, está constituida por coladas bien conservadas (Qv14l), emitidas desde cráteres secundarios, desde el flanco oriental del volcán y desde una fisura WSW ubicada en el lado oeste del volcán; en este último sector se presentan además depósitos piroclásticos (Qv14p). La colada más notable se generó en el flanco oriental y rellena las nacientes del río Lolco.

Unidad Lonquimay 5 (Qv15): Corresponde a coladas *aa* y de bloques emitidas desde cráteres secundarios en el sector norte del volcán, desde el extremo oeste del CFO y desde dos sectores del flanco oriental del volcán. El flujo más extenso también desciende por las nacientes del río Lolco aunque es menos extenso que el de la unidad Qv14. Estas coladas tendrían su origen en las erupciones de 1853 y 1887-1889, y su composición es andesítica-basáltica a andesítica.

Unidad Lonquimay 6 (Qv16): Constituida por lavas y piroclastos de composición andesítica, y por el cono de piroclastos Navidad, generados en la erupción de 1988-1990. Corresponde a la colada más extensa a lo largo del valle del río Lolco totalizando 10.2 km, sobreyace a las coladas más antiguas y corresponde a la actual superficie de erosión (Moreno y Gardeweg, 1989; Gardeweg *et al.*, 1990; Naranjo *et al.*, 1991).

El CFO se extiende por 8 km y está formado por una docena de cráteres, conos piroclásticos, domos y pequeñas fisuras inferiores a 1 km de largo (Thiele *et al.*, 1987; Moreno, 1992), los cuales han sido edificados sobre una secuencia subhorizontal de lavas, brechas y aglomerados afectada por erosión glacial. La erupción de 1988 empezó el 25 de Diciembre a lo largo de una fisura pequeña ubicada en el pie ENE del cono principal (correspondiente al extremo occidental del CFO), desde la cual fue emitida una colada andesítica de 10.2 km de largo que descendió por el valle del río Lolco. En Enero de 1990, el cono Navidad alcanzaba los 190 m de alto. Sus unidades son las siguientes:

Unidad Cordón Fisural 1 (Qcf1): Corresponde a una secuencia volcánica estratificada y subhorizontal de 400 m de espesor que forma un cordón fisural antiguo de 8 km de longitud y orientación NE-SW. Gran parte de la secuencia está oculta por depósitos más recientes, por lo que los afloramientos se restringen a laderas abruptas y a algunas quebradas. Estas rocas presentan intensa erosión glacial, se apoyan discordantemente sobre rocas de la Formación Cura-Mallín y son de composición basáltica (Moreno, 1977; Salinas, 1979).

Unidad Cordón Fisural 2 (Qcf2): Constituida por coladas (Qcf2l) y por los conos de piroclastos (Qcf2p) de los cuales provienen. Su composición es andesítica a dacítica.

Unidad Cordón Fisural 3 (Qcf3): Representada por un cono de piroclastos y un cráter de explosión de 1 km de diámetro ubicados en el portezuelo que separa el volcán Lonquimay del CFO, aunque se encuentran cubiertos por depósitos más recientes.

Unidad Cordón Fisural 4 (Qcf4): Corresponde a las coladas de bloques y piroclastos más recientes emitidas por el CFO durante la erupción de 1887-1889; los piroclastos (Qcf4p) fueron eyectados desde varios puntos a lo largo del cordón a través de cráteres preexistentes y fisuras pequeñas recientes, por lo que cubren el cordón casi completamente. Su composición es andesítica.

2.2.7.3. Volcán Sierra Nevada

El extinto Volcán Sierra Nevada corresponde a un antiguo estratovolcán sobre el cual existe una caldera de 3 km de diámetro, altamente erosionada. Los flancos y cima del volcán están erosionados debido a, al menos, dos glaciaciones del Pleistoceno (Suárez y Emparán, 1997).

Los tipos de depósitos comprenden coladas basálticas y brechas volcánicas, algunas de probable origen lahárico. Además, exhibe una amplia zona de alteración hidrotermal con fuentes termales aún activas.

2.2.7.4. Volcán Llaima

Es uno de los volcanes más grandes de la zona volcánica de los Andes del Sur, con alrededor de 500 km² de superficie y una altura de 3125 m s.n.m. (Moreno y Naranjo, 1991). Corresponde a un volcán compuesto, de tipo mixto sobre una base tipo escudo, esta última apoyada sobre una caldera sepultada de 8 km de diámetro aproximado. Se encuentra rodeado por alrededor de 40 centros adventicios de orientación NE a NNE y pequeñas fisuras.

Su historia comprende cuatro etapas: Llaima I, II, III y IV. La primera está relacionada a la construcción del primer edificio volcánico mediante erupciones generalmente efusivas de composición andesítica-basáltica; gran parte de este edificio fue afectado por la última glaciación y su término es evidenciado en una erupción explosiva de gran magnitud hace aproximadamente 13200 años, haciendo colapsar el edificio, creando la caldera ya mencionada y generando un extenso depósito ignimbrítico con una superficie de 2200 km² y un volumen estimado de 24 km³. Llaima II corresponde a una etapa explosiva muy continua, en la cual se destaca una erupción pliniana de gran magnitud generadora de un

extenso depósito (2000 km²) de caída de pómez. Llaima III evidencia un nuevo periodo de actividad efusiva andesítico-basáltica y basáltica de tipo estromboliana principalmente, en la cual se construye el actual edificio volcánico compuesto (estratovolcán mixto y de escudo) y se generan además los centros eruptivos adventicios en sus flancos cuyos productos son de composición levemente más silícea. Llaima IV corresponde a la actividad histórica, principalmente efusiva. Los productos de estas cuatro etapas evidencian una tendencia toleítica (Moreno y Naranjo, 1991).

Este volcán ha presentado 44 erupciones desde 1862, con una frecuencia eruptiva promedio de 3.4 años, considerándose dentro de los tres volcanes más activos de Sudamérica. Su última actividad considerable se remonta al año 2008.

2.2.7.5. Volcán Sollipulli

Está ubicado en el extremo suroriental de la Hoja Curacautín. Corresponde a un estratovolcán-caldera activo cuya última actividad habría ocurrido aproximadamente entre los años 1180 y 1300 DC (Naranjo *et al.*, 1993). Este volcán comprende una caldera de colapso más antigua (<0.5 Ma), fuertemente erosionada por glaciares, sobre la cual, en su extremo NE, se construyó el actual volcán-caldera, que presenta lavas-domo dacíticas, cráteres de explosión y conos parásitos de piroclastos variablemente conservados, todos relacionados a flujos de lavas andesítico-basálticas a dacíticas.

Naranjo *et al.* (1993) dataron una erupción pliniana con fecha 900 años AC de tipo bimodal y cuyos productos cubrieron una superficie mínima de 5100 km², por lo que el volcán Sollipulli ha sido catalogado como un volcán de alto riesgo, generador de lahares voluminosos, flujos piroclásticos y columnas elevadas con gran densidad de pómez.

2.2.8. Depósitos Cuaternarios (Thiele *et al.*, 1987)

- **Depósitos glaciales:** Corresponden a depósitos de morrenas frontales y de fondo, depósitos glacialacustres y bloques erráticos en cumbres altas.
- **Depósitos fluviales y aluviales:** Corresponden a **depósitos fluviales antiguos**, medianamente consolidados a no consolidados, compuestos por gravas y ripios de tamaño máximo 80 cm, redondeados, con intercalaciones de arenas y gravillas, y constituyentes de diferentes niveles de terrazas; **depósitos fluviales recientes y aluviales**, compuestos principalmente por gravas, gravas arenosas y arenas, acumulados por los principales cursos fluviales de la zona formando terrazas bajas; y **depósitos de abanicos aluviales recientes**, compuestos por gravas y ripios con clastos redondeados a subredondeados de

tamaño máximo 150 cm, de espesor decamétrico y presentes al pie de quebradas locales que desembocan en valles mayores.

- **Depósitos coluviales:** Constituyen mantos continuos asociados a los relieves abruptos de la zona.
- **Deslizamientos gravitacionales:** Evidenciados por escarpes curvos que ocasionan acumulaciones de bloques deslizados y rotados, probablemente debido al retiro de los últimos hielos en la región.
- **Depósitos piroclásticos:** Constituyen intercalaciones de tefra de hasta 2 m de espesor (compuestos principalmente por pómez de hasta 3 cm) presentes dentro de sedimentos no consolidados. Adicionalmente el suelo actual presenta fragmentos de pómez y escorias de tamaño lapilli y ceniza debido a erupciones recientes.
- **Depósitos de avalancha volcánica:** Están compuestos por brechas volcánicas que tendrían su origen en el colapso de parte del edificio del volcán Sierra Nevada.

2.3. Rocas Intrusivas

2.3.1. Grupo Plutónico Gualletué (Suárez y Emparán, 1997)

Corresponde a monzogranitos, dioritas cuarcíferas, tonalitas y granodioritas, localmente cataclásticas, expuestas principalmente en la zona centro y oriental de la Hoja Curacautín.

Este grupo intruye a la Formación Nacientes del Biobío y subyace a rocas de la Asociación Volcánica de la Precordillera Oriental. Mediante radiometría (Suárez *et al.*, 1986, por ejemplo) se ha estimado una edad jurásica superior – cretácica superior.

2.3.2. Stock Lolco (Salinas, 1979; 1984)

Constituido principalmente por monzogranitos y sienogranitos, en parte cataclásticos. Aflora en la desembocadura del río Lolco en el río Biobío.

Intruye al Complejo Vizcacha – Cumilao y subyace en discordancia erosiva a la Formación Cura–Mallín, estando también en contacto mediante falla (Salinas, 1979; Suárez y Emparán, 1997). Una datación radiométrica obtenida por Suárez y Emparán (1997) permite asignarle a estas rocas una edad mínima paleocena.

2.3.3. Stock Pemehue (Suárez y Emparán, 1997)

Corresponde a un plutón de orientación NS de composición granodiorítica a monzogranítica, que aflora en el lado occidental del curso del río Renaico.

Subyace mediante discordancia de erosión a la Formación Malleco; y una datación radiométrica realizada por Suárez y Emparán (1997) indicó una edad paleocena para estas rocas.

2.3.4. Grupo Plutónico Melipeuco (Suárez y Emparán, 1997)

Corresponden a granodioritas, tonalitas, monzogranitos, monzonitas cuarcíferas, monzodioritas cuarcíferas, dioritas cuarcíferas y milonitas de amplia distribución en la zona central de la Hoja Curacautín, excediendo los límites superior e inferior de ésta.

En la zona centro – norte, subyace con discordancia de erosión a la Formación Cura-Mallín, aunque en otro sector, rocas de esta misma formación presentan textura córnea en las cercanías de plutones asignados a este grupo, lo que lleva a inferir un contacto por intrusión, no observable debido a cubierta vegetal y coluvial. Esto indica que las rocas del Grupo Plutónico Melipeuco estarían intruyendo y subyaciendo a la secuencia inferior y superior de la Formación Cura-Mallín respectivamente, lo que permite interpretar a estos plutones como las raíces de los volcanes cuyos productos estarían presentes dentro de la Formación Cura-Mallín. Además, subyace con discordancia erosiva a la Formación Malleco e intruye al Complejo Vizcacha-Cumilao.

Valores radiométricos K-Ar obtenidos por Suárez y Emparán (1997) permiten inferir edades comprendidas entre el Mioceno Medio y el Mioceno Superior.

2.4. Estructuras

2.4.1. Unidades estratigráfico-estructurales principales

En base a la cronología de la deformación, se han separado tres unidades estructurales principales (Suárez y Emparán, 1997), aunque un estudio más profundo es dificultado por la amplia cobertura vegetal y de depósitos volcánicos cuaternarios.

- Unidad Estructural Mesozoica: La Formación Nacientes del Biobío presenta pliegues ‘chevrón’ y recumbentes, y fallamiento tanto inverso como normal. La diferencia en estilo estructural con respecto a estratos suavemente plegados de la Formación Cura-Mallín, a la cual subyace, lleva a inferir la generación de los pliegues y fallas con anterioridad al Mioceno.

- Unidad Estructural Miocena: Está representada por la Formación Cura-Mallín, la cual se encuentra afectada por un plegamiento suave. La disposición subhorizontal de la sobreyacente Formación Mitrauquén permite inferir una leve discordancia angular entre ellas, o bien, una diferente respuesta de ambas formaciones con respecto a un mismo evento tectónico débil.
- Unidad Estructural Post miocena superior: Corresponden a la Formación Malleco, la Asociación Volcánica de la Precordillera Oriental, al Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal y, de confirmarse la discordancia angular, a la Formación Mitrauquén; todas de disposición subhorizontal.

2.4.2. Fallas principales

La zona es atravesada por grandes fallas longitudinales, las que han controlado el emplazamiento de los volcanes y desarrollado rasgos morfológicos de primer orden. Los principales corresponden a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO; Hervé, 1976; Hervé, 1984; Hervé y Thiele, 1987; Cembrano y Hervé, 1993; Cembrano, 1998; Lavenu y Cembrano, 1999), de orientación NNE, y la Falla Biobío-Aluminé (Ramos, 1977; Muñoz y Stern, 1988; Suárez y Emparán, 1997), de orientación NS a NNW.

La ZFLO, que constituye el rasgo tectónico más prominente de los Andes del Sur, corresponde a una zona de falla transcurrente de intra-arco de más de 1200 km de longitud (Cembrano et al., 1996; Folguera et al., 2002; Adriasola et al., 2006; Rosenau et al., 2006), que une la parte más meridional de la faja plegada y corrida del antepaís andino, en los 37°S (Faja plegada y corrida de El Agrio; Folguera *et al.*, 2004), con el Punto Triple de Chile, en los 47.5°S (Figura 2.1). Originalmente fue descrita como un conjunto de varios lineamientos paralelos al margen, evidenciados a través de volcanes, valles o fiordos, que representan fallas de rumbo dextrales las cuales desacoplan un pedazo del antearco, el bloque Chiloé, del resto del continente Sudamericano (Hervé, 1976). Como un efecto de la partición del *strain*, el bloque Chiloé se mueve en sentido norte mientras el trasarco no experimenta deformación (es decir, no hay desarrollo cenozoico de faja plegada y corrida considerable; Diraison et al., 1998), aunque al norte de los 37°S, la ZFLO ya no sirve como estructura de desacople, por lo que la convergencia oblicua no sería particionada, siendo las fuerzas compresivas transferidas al trasarco (Dewey & Lamb, 1992).

Se ha documentado que la ZFLO ha estado activa desde al menos los últimos 6 Ma (Mioceno Superior alto), aunque otros autores sugieren que probablemente lo ha estado desde los 25 Ma (Oligoceno Superior) (Hervé, 1994).

Entre los 37.5° y 38.5°S, grabens transtensionales cuaternarios (Rosenau *et al.*, 2006) y fallas dextrales ‘en échelon’ que cortan flujos de lavas holocenas (Melnick *et al.*, 2006a) han sido interpretados como parte de un activo *horsetail* de escala cortical, el cual libera parte del deslizamiento a lo largo de la

ZFLO (Potent y Reuther, 2001). En consecuencia, la región volcánica en la zona ha experimentado deformación transtensional dentro de un régimen transcurrente dextral evidenciado por la estructura de *horsetail* y los grabens ya mencionados, además de *fault-splays* (Melnick *et al.*, 2006a), aunque otros estudios sugieren deformación transtensional mucho más localizada (Lavenu y Cembrano, 1999; Melnick *et al.*, 2006b,c; Folguera *et al.*, 2003, 2004).

Se ha propuesto que en la zona de los volcanes Callaqui y Copahue, no presentes en la Hoja Curacautín, el traspaso de la deformación cuaternaria habría ocupado una estructura antigua, denominada informalmente, Zona de Acomodación Copahue – Callaqui (ZACC; Radic, 2010), favorablemente orientada con respecto al máximo esfuerzo horizontal (Lavenu y Cembrano, 1999), reactivada en sentido transcurrente dextral y al norte de la cual el frente orogénico se traslada al retroarco.

Según Rosenau (2004) y Rosenau *et al.* (2006), la parte norte de la ZFLO (38° - 42°S) correspondería a un sistema de tipo SC de 80 a 150 km de ancho acomodando parte de la oblicuidad en la convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana (Figura 2.2). El cizalle dextral paralelo al margen es particionado en fallas de rumbo conjugadas de orientación NNE-SSW (dextral) y NW-SE (sinistral), donde las primeras están generalmente asociadas a volcanismo Plioceno a reciente ubicados en cuencas de *pull apart* y en *tail cracks*. Según estos mismos estudios, entre los 38° y 40°S se habrían acomodado 67 (+13/-11) km desde el Plioceno, con asociadas rotaciones horarias a lo largo de fallas sintéticas y rotaciones antihorarias a lo largo de fallas antitéticas. Actualmente, la tasa de cizalle promedio en esa misma zona corresponde a 13 ± 3 mm/año, interpretándose como una partición parcial de la convergencia de placas, asunto distinto al sur de los 40°S, donde la tasa de cizalle propuesta (32 ± 6 mm/año) es bastante similar a la calculada por descomposición del vector de convergencia de placas, sugiriendo una partición total de este vector en cizalle de intra-arco paralelo al margen y en corrimientos intraplaca ortogonales a la fosa. Como resultado, entre 38° y 40°S se produce un acortamiento paralelo al margen en el antearco.

La Falla Biobío-Aluminé (Figura 2.3) corresponde el límite occidental del bloque solevantado Copahue-Pino Hachado (Muñoz y Stern, 1988). Esta falla corre a través del valle del río Biobío y presenta suaves curvaturas en las áreas donde ocurre fallamiento normal, por lo que ese valle es interpretado como una cuenca de curvatura de falla relacionada a movimientos transcurrentes cuaternarios de tipo sinistral, asunto verificado mediante mediciones de planos de falla estriados realizados por Rosenau (2004). Esta falla se fusionaría con la ZFLO al sur del volcán Copahue (Muñoz y Stern, 1988).

Dentro de la zona también se evidencian, mediante fotografías aéreas, escarpes rectilíneos escalonados, los cuales corresponderían a fallas menores recientes de carácter extensional.

2.4.3. Tectocronología e inversión de datos

Inversión de datos *fault-slip* realizados por Lavenu y Cembrano (1999), Arancibia *et al.* (1999), Cembrano *et al.* (2000), Potent y Reuther (2001) y Lara *et al.* (2006a) para la ZFLO han documentado un eje compresivo máximo orientado NE y un eje mínimo subhorizontal NW entre los 37° y 46°S, consistente con la deformación transcurrente dextral paralela al margen a lo largo de la SVZ durante el Cuaternario. El comportamiento actual es obtenido mediante análisis de mecanismos focales relacionados a terremotos someros ocurridos en los últimos 30 años, siendo también dominante el estilo transcurrente dextral entre los 34° y 46°S (Chinn e Isacks, 1983; Lange et al, 2008).

En base a datos cinemáticos y sísmicos, Lavenu y Cembrano (1999) delinearon dos principales eventos tectónicos para la zona de intra-arco entre los 37° y 42°S:

- Mioceno Tardío – Plioceno (8.2 – 1.6 Ma): Evento compresional con σ_1 orientado EW.
- Cuaternario: Régimen dextral transpresional con σ_1 orientado NE.

Por otra parte, evidencia de campo (milonitas exhumadas a nivel local) sugiere que la tectónica pre-ZFLO en la misma zona incluyó al menos dos eventos: uno de edad miocena, representado por transpresión dextral, y otro de edad cretácica, consistente en transpresión sinistral (Cembrano *et al.*, 2000; Rosenau, 2004).

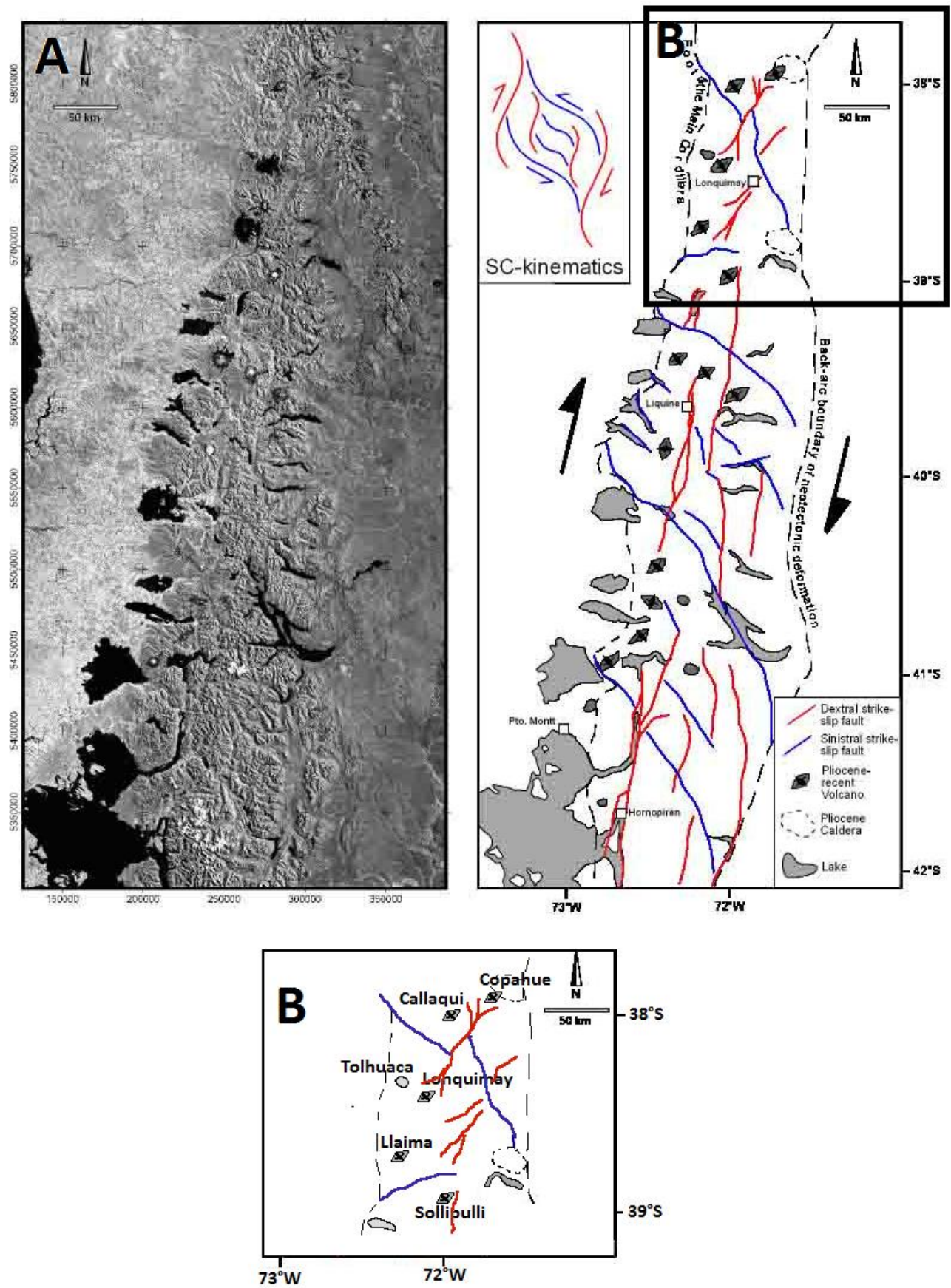


Figura 2.2 A) Fracturas y fallas neotectónicas en la ZFLO entre los 38° y 42°S. B) Interpretación de la zona en estudio. Proyección UTM 19S, elipsoide PSAD56. Imagen modificada de Rosenau (2004).

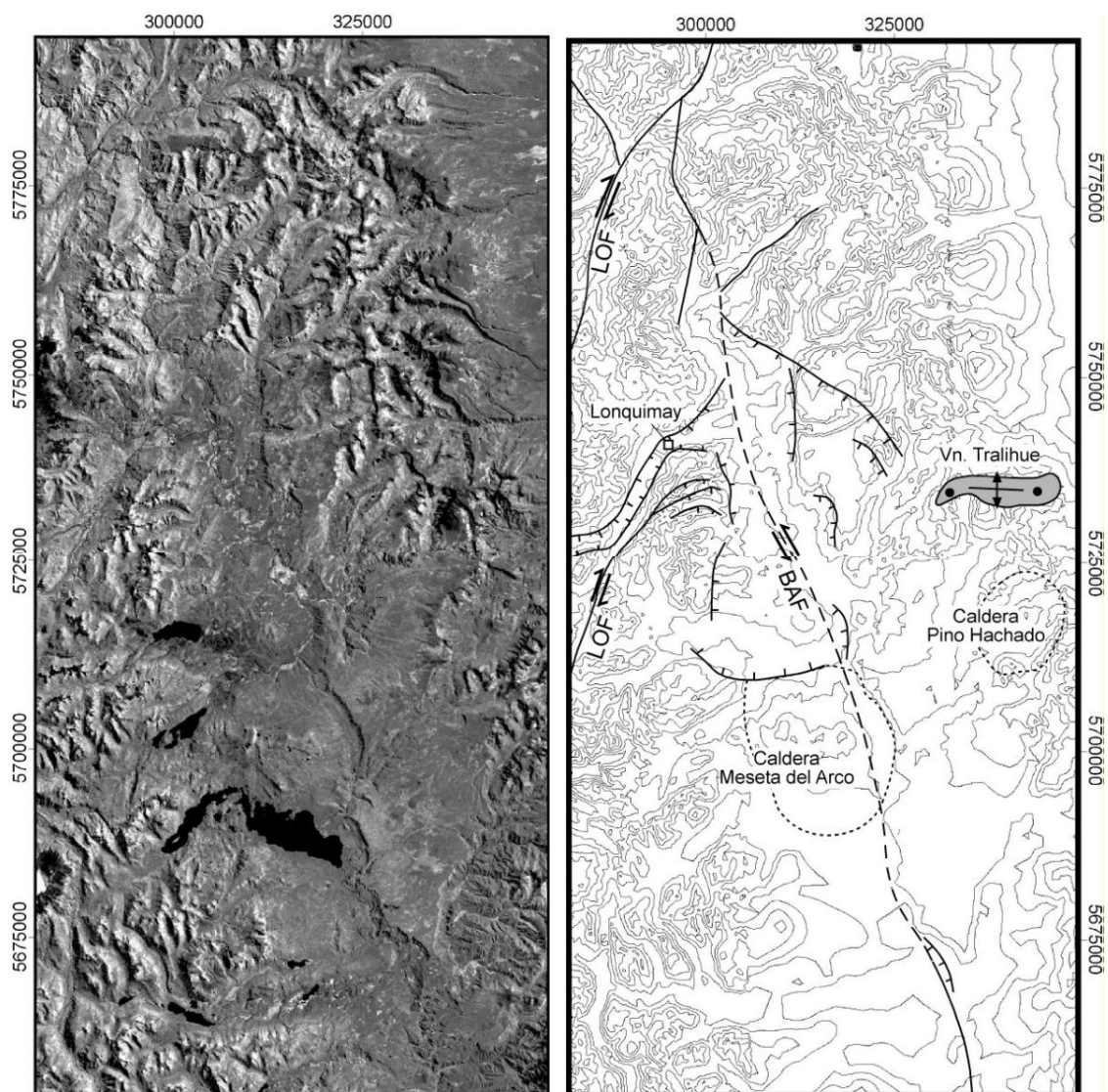


Figura 2.3 Ubicación e interpretación de las fallas Liquiñe-Ofqui (LOF) y Biobío-Aluminé (BAF). Proyección UTM 19S, elipsoide PSAD56. Figura extraída de Rosenau (2004).

2.5. Evolución Geológica

La zona de estudio corresponde a la parte occidental de la Cuenca Neuquina (Leguerreta y Gulisano, 1989), que ha sido interpretada como una cuenca marina de trasarco constituida por 6000 m de secuencias sedimentarias y volcánicas desde el Triásico Superior al Terciario Inferior (Gulisano y Gutiérrez, 1994). Esta cuenca tuvo su génesis en un tectonismo extensional asociado a *rifting* de intra/trasarco en el margen oeste de América del Sur (Gulisano y Gutiérrez, 1994), que prevaleció entre el Triásico y el Jurásico Inferior y al cual le siguió un evento de subsidencia termal entre el lapso Jurásico Superior – Cretácico Inferior.

A partir del Cretácico Superior la zona fue afectada por un régimen de compresión el cual desarrolló una faja plegada y una cuenca de antepaís (Vergani *et al.*, 1995). Adicionalmente, desde el Jurásico Superior hasta comienzos del Terciario, hubo desarrollo de actividad plutónica calcoalcalina, evidenciado por los plutones del Grupo Plutónico Gualletué; la continuación o el reinicio de esos procesos magmáticos desde el Terciario en adelante corresponderían al stock Lolco y al stock Pemehue.

Por otra parte, durante el Oligoceno-Mioceno, se habría desarrollado el sistema de *rift* de Cura-Mallín; este sistema habría sido tectónicamente invertido hacia el Mioceno Superior (Suárez y Emparán, 1995; Jordan *et al.*, 2001; Burns, 2002; Radic *et al.*, 2002; Folguera *et al.*, 2002, 2003, 2006b; Melnick *et al.*, 2006b) ocasionando exhumación y deformación de las rocas que constituían sus rellenos, correspondientes a los miembros Guapitrío y Río Pedregoso de la Formación Cura-Mallín.

Dentro del basamento de esa cuenca se enmarcan, entre tantas, la Formación Nacientes del Biobío, el Grupo Plutónico Gualletué y el Complejo Vizcacha-Cumilao. Sobre la Formación Cura-Mallín se depositaron las secuencias volcánicas de la Formación Mitrauquén, que exceden los límites de la cuenca y por ende, no han sido consideradas como relleno de ésta.

La cuenca Cura-Mallín está constituida por tres subcuencas denominadas Chillán, Lileo y Lonquimay (Radic, 2010), de las cuales sólo la última está enmarcada dentro de los límites de la Hoja Curacautín, siendo su relleno constituido por 2600 m de rocas volcánicas y volcanoclásticas, que mediante radiometría ha sido asignado al intervalo Mioceno Temprano – Mioceno Medio (Suárez y Emparán, 1997).

Durante el Plioceno – Pleistoceno Inferior se desarrolló una cadena volcánica al oeste de la Hoja, evidenciada por la Formación Malleco; y otra cadena volcánica al este, representada por la Asociación Volcánica de la Cordillera Oriental. Estructuralmente, a partir del Plioceno, la zona del retroarco ubicada en la Cordillera Principal fue afectada por tectónica extensional (Cuenca Cola de Zorro, Folguera *et al.*, 2003, 2006b), mientras que la zona de intra-arco era afectada por tectónica transcurrente de máximo esfuerzo horizontal principal NE-SW que actuó desde el Pleistoceno hasta ahora (Laveny y Cembrano, 1999; Melnick *et al.*, 2006a).

Durante el Cuaternario se desarrolló un casquete glacial y sus subsecuentes glaciares de valle al reducirse la extensión del primero. Se desarrollaron, también, cinco estratovolcanes de los cuales actualmente sólo el Volcán Sierra Nevada se encuentra inactivo. El retiro de los hielos implicó desarrollo de lagos, ríos e importantes remociones en masa.

3. Análisis Estructural

3.1. Diaclasas en el basamento pre-Holoceno y en lavas holocenas

3.1.1. Relación entre volcanismo y tectónica en la SVZ

El hecho de que los arcos volcánicos ocurrieran a lo largo de márgenes convergentes guió a Nakamura (1977) a postular que la tectónica imperante en la zona sería de rumbo en lugar de compresiva. Este mismo autor, al analizar casos de la SVZ, observó que si bien los estratovolcanes se alinean según la orientación de la traza mayor de la ZFLO (N10E), los centros eruptivos menores, conos parásitos y conos de flanco se encuentran predominantemente alineados en la dirección NE-SW, la cual sería indicadora de la orientación de σ_{Hmax} en el intra-arco. Hipótesis confirmada cuando Shaw (1980) concluyó que los diques en la corteza se desarrollan perpendiculares al σ_{min} , por lo que Nakamura *et al.* (1980) postularon que en zonas con régimen de rumbo el magma ascendería a través de diques verticales orientados de manera paralela con respecto al σ_{Hmax} . Esto último deja de ser tan válido en cercanías de estratovolcanes o de cordilleras, pues su carga gravitatoria altera la dirección de los ejes principales de esfuerzo, y también cuando la zona presenta considerables anisotropías de basamento.

La propagación de diques sería un mecanismo importante en la corteza superior frágil a diferencia de la corteza inferior dúctil, donde prevalecería el diapirismo (Weinberg, 1996). De esta manera, la propagación de diques fuertemente controlada por tectónica se ha establecido como el mecanismo más probable para el transporte magmático en la litósfera (Petford *et al.*, 2000).

Para la SVZ, Soyer (2002), mediante prospección magnetotelúrica, encontró anisotropías eléctricas en la corteza media e inferior orientadas entre N25E y N70E, posiblemente generadas por enjambres de diques alineados entre esas mismas direcciones. Brasse *et al.* (2009), también empleando magnetotelúrica, descubrieron una corteza inferior fuertemente fracturada en un patrón N40-50E y que afectaría, además, al antearco e incluso hasta las cercanías de la fosa.

Una revisión exhaustiva de la relación entre volcanismo y tectónica en la SVZ es realizada por Cembrano y Lara (2009), quienes postulan la existencia de factores de primer y segundo orden:

Entre los principales factores de primer orden, se destacan el espesor cortical y la presencia de sistemas de fallas activas de intra-arco (ZFLO en este caso), siendo dominantes el primero al norte de los 37°S, y el segundo al sur de dicha latitud. La ZFLO genera anomalías de segundo orden, las cuales pueden favorecer o no la diferenciación magmática. Adicionalmente, una corteza gruesa favorece una mayor diferenciación, más aún si está plegada y fallada, mientras que una corteza delgada la disminuye.

Los factores de segundo orden comprenden la naturaleza del basamento subvolcánico, el cual en la zona de estudio no posee una potencia suficientemente grande como para impedir que grietas de tensión generadas en profundidad puedan alcanzar la superficie.

Estos autores, además, proponen dos categorías de interacciones volcano-tectónicas, los que engloban las diferentes asociaciones volcánicas visibles en la SVZ: La primera, asociaciones cinemáticamente acopladas, es definida cuando hay una relación temporal y espacial obvia entre el volcanismo con respecto a los factores de segundo orden; esto indica que alineamientos NE y ENE de conos de flanco, centros eruptivos menores y/o estratovolcanes son reflejo de estructuras tipo *tail cracks*, fracturas de cizalle extensional y fracturas de tensión, todas orientadas de manera subparalela con respecto al σ_{Hmax} . La segunda, asociaciones cinemáticamente desacopladas, es definida cuando hay una relación espacial y temporal entre volcanes o grupos de volcanes con respecto a estructuras antiguas del basamento, las que representarían vías directas para el ascenso magmático y en la cual el campo de stress preponderante en el intra-arco no es un factor de importancia.

Dentro de una zona de deformación transcurrente es posible la coexistencia de dominios transtensionales y transpresionales; en el caso de la ZFLO, que posee movimiento dextral, los primeros están representados por fallas de rumbo subverticales de orientación NNE y grietas de tensión de orientación ENE, los que favorecerían un rápido ascenso magmático desde la cuña astenosférica o desde la zona MASH, generándose poca contaminación cortical; esto es comprobado debido a que casi todos los sistemas volcánicos sobre la ZFLO son monogenéticos, indicando una generación mediante eventos puntuales y geológicamente instantáneos, dado que de otra manera no se podrían generar canales de ascenso en la corteza inferior dúctil, sino que esta corteza fluiría hacia la discontinuidad en formación, eliminándola. Los segundos, por otra parte, son evidenciados mediante fallas inversas interconectadas de orientación NW y grietas subhorizontales, los que favorecerían largos tiempos corticales de residencia magmática, provocando una mayor diferenciación. Todo esto indica que los dominios transtensionales no requieren sobrepresión magmática para activarse, mientras que los transpresionales sí la requieren (Sibson *et al.*, 1988; Sibson, 1996).

3.1.2. Diaclasas y tectónica

Métodos relacionados al análisis mecánico y dinámico de mesoestructuras frágiles, básicamente planos de falla estriados, han sido desarrollados a lo largo de los últimos 40 años (Rincón, 2000); esto contrasta con la ausencia de una metodología práctica orientada al análisis del diaclasado. A diferencia de éstas, los planos de falla estriados aportan información no sólo acerca de la orientación del plano en el espacio, sino que además el tipo y el sentido del desplazamiento de los bloques limitados por ese plano. No obstante, esa metodología tiene inconvenientes relacionados a que no siempre existen o son visibles

los planos de falla estriados, o bien, la calidad de la estría no hace aconsejable su registro; asunto contrario al diaclasado, el cual sí está presente ampliamente en las rocas. En consecuencia, el análisis poblacional de fallas es el camino más efectivo siempre y cuando sea posible emplearlo. Por lo tanto, no parece sensato ignorar otros elementos morfoestructurales existentes, ya que al menos su registro puede ayudar a contrastar los resultados obtenidos mediante los planos de falla estriados.

Las diaclasas son fracturas abiertas formadas como consecuencia de deformación frágil en rocas corticales (Engelder, 1987; Pollard y Aydin, 1988), existen en una amplia variedad de litologías y de entornos geodinámicos, y suele considerarse (Arlegui, 1996), que corresponden a un tipo de mesoestructura poligénica cuya formación también puede deberse a procesos no tectónicos (enfriamiento de coladas lávicas, descompresión erosiva, etc.).

Varios autores (Scheidegger, 1980; Hancock y Engelder, 1989; Rives y Petit, 1990; Twiss y Moores, 1992) han diseñado diversos marcos teóricos capaces de explicar una supuesta distribución espacial de los tres ejes principales de esfuerzo causantes del diaclasado, en cuyo caso el análisis va orientado a estudiar la geometría de los planos. Estudios realizados por Engelder y Geiser (1980), Dyer (1988), y Olson y Pollard (1989), concluyen que las diaclasas son indicadores sensibles del campo de paleostress y que pueden ser usadas para inferir la orientación del campo de estrés regional junto con su evolución temporal y espacial.

Engelder y Geiser (1980), que fueron los primeros en utilizar diaclasas para inferir las condiciones tectónicas responsables de su generación, emplearon diaclasas que mostraran patrones de orientación sistemáticos a escala regional, comparándolas con tensores de esfuerzos ya calculados basados en planos de falla estriados. Procedimiento distinto al realizado por Hancock (1985), quien por primera vez empleó el estudio del diaclasado en aquellas zonas que no presentaran otras estructuras en las cuales poder inferir los tensores de esfuerzos. Desde dicho trabajo en adelante, aumentan explosivamente los estudios para caracterizar el campo de esfuerzos actual en zonas donde éste no se ha determinado con los métodos empíricos habituales (Hancock y Engelder, 1989; Hancock et al., 1984).

Aunque la definición de diaclasa excluye la existencia de desplazamientos perceptibles entre ambos bloques, su superficie no deja de ser una discontinuidad cuyo origen ha de estar en un proceso de rotura tensional (fracturas **modo I**), o bien, de cizalle (fracturas **modo II**) (Pollard y Segall, 1987); para las primeras, los planos de fractura son perpendiculares al σ_{\min} , mientras que para las segundas, se generan dos planos de fracturas conjugadas, cuyo ángulo diedro mínimo es bisecado por el σ_{\max} (Arlegui Crespo, L.E. y Simón Gómez, J.L., 1993). Además, puede darse un caso intermedio relacionado a planos híbridos de cizalle y tensión (*hybrid shear joints*; Hancock, 1985).

Muchos de los artículos citados demuestran cómo, cumpliéndose determinadas condiciones, pueden hacerse inferencias dinámicas directamente a partir de las características geométricas del diaclasado, entre las cuales se destacan:

- La existencia de una única familia de diaclasas marcadamente paralelas tendría su origen en régimen de tensión.
- Diaclasas que se detengan en los planos de estratificación resultan típicas de fracturas tensionales (Arlegui Crespo, L.E. y Simón Gómez, J.L., 1993).
- Las diaclasas híbridas se pueden inferir por poseer un ángulo diedro entre familias conjugadas bastante menor que el ángulo diedro entre familias conjugadas para diaclasas generadas exclusivamente por cizalle. También se evidencian por diaclasas que presentan en sus planos escalones de Riedel no relacionados con estructuras plumosas (Arlegui Crespo, L.E. y Simón Gómez, J.L., 1993), donde normalmente ambas familias (dextrales y sinestrales) están situadas simétricamente con respecto a la diaclasa principal, lo que indicaría compresión en la dirección de esa diaclasa principal (Arlegui Crespo, L.E. y Simón Gómez, J.L., 1993).
- Diaclasas de tensión relacionadas a procesos de enfriamiento y descarga erosiva tienen por lo general una distribución relativamente homogénea con respecto al cuerpo plutónico (diaclasas columnares) y a la superficie topográfica (Gumiel, 2006).

Según Whitaker (2005), si un campo de estreses rectilíneos gobierna la propagación del diaclasado a través del volumen de roca afectado, entonces los polos de las diaclasas individuales deberían agruparse cercanos al polo del set. Alternativamente, si los polos se agrupan débilmente en torno al polo del set, entonces las trayectorias de los estreses principales no mantuvieron su paralelismo en el tiempo.

Gumiel (2006), calculó la orientación de los tensores de esfuerzo capaces de explicar la generación mecánica del diaclasado en el NW de España. Para ello trató las orientaciones de los planos de manera estadística y asumió los tipos de diaclasas según Pollard y Segall (1987). Para la obtención de los tensores de esfuerzo, el autor empleó el programa *Joints v1.10*⁷, basado en los supuestos teóricos de Hancock y Engelder (1989) y de Scheidegger (1980), así como un programa para el cálculo de diagramas e/K' (de Vicente, 1988; K' corresponde a la razón e_y/e_z del elipsoide de deformación). Lamentablemente no fue posible emplear ni conocer el programa *Joints* debido a que su creador falleció y el resto del equipo participante en su elaboración desconocía cómo acceder a los registros de éste.

Según Arlegui Crespo, L.E. y Simón Gómez, J.L. (1993), para que las medidas de un afloramiento sean representativas deben tomarse al menos 30 ó 35 datos estructurales.

⁷ Rincón, P., Jurado, J.L. 1998. Programa *Joints* (Versión 1.10), inédito.

Finalmente, a los sets de diaclasas se les aplicó la función *eigenvectors*, perteneciente al programa *TectonicsFP*, con la intención de inferir algún posible eje compresivo máximo responsable de su generación (tal como se realizó utilizando datos de estratificación a ambos lados de un pliegue; Sippel *et al.*, 2010). Esta función es detallada a continuación.

3.1.2.1. La función *eigenvectors*

Esta función posee su base teórica en métodos de estadística direccional, la cual es una subdisciplina de la estadística que ocupa direcciones, ejes o rotaciones en R^n . Dicho de otro modo, corresponden a métodos de estadística relacionados al análisis de, en este caso, datos angulares (Bingham, 1964). En Geología, dicha rama corresponde a la Geología Matemática y ejemplos de sus aplicaciones pueden ser vistas en Sanderson y Meneilly (1981), y Sippel *et al.* (2010). En el primer artículo se busca, mediante una distribución inicialmente aleatoria de líneas o planos de foliación, analizar el *strain* finito, donde la forma del elipsoide de *strain* dependerá de los *eigenvalues* obtenidos mediante estadística direccional. En el segundo artículo se aplica la función *eigenvectors* a datos de estratificación a ambos lados de un pliegue, lo que permite evaluar qué tan cilíndrico es; para esto se supone que el azimut del mínimo *eigenvalue* coincide con el eje del pliegue, el cual sería ortogonal a la dirección del σ_{Hmax} ; dichos datos se compararon con estudios de inversión de fallas en la zona, encontrando una gran coincidencia en la orientación de los ejes compresivos máximos.

Como se observa, no se logró obtener registro de estudios o artículos que hayan empleado explícitamente la función *eigenvectors* en el estudio geométrico de diaclasas con la intención de inferir el eje compresivo máximo, dado que en los artículos citados en el párrafo anterior lo que parece buscarse es el efecto sobre marcadores ‘pasivos’ con la intención de reconstruir el campo de deformación, un tópico distinto a lo buscado en este estudio, ya que el supuesto es que las diaclasas son causadas por el régimen tectónico. Por otra parte, no parece sensato que dicha función sólo sea empleada en el análisis de planos de estratificación o de marcadores ‘pasivos’ en desmedro de las diaclasas, las cuales sí constituyen anomalías estructurales prominentes en rocas corticales.

3.1.3. Adquisición de datos y resultados

Entre los días 7 y 12 de Enero de 2010 fue llevada a cabo la campaña en terreno destinada a medir *in situ* en rocas volcánicas y de su basamento estructuras tales como fallas y diaclasas. Para las fallas se requiere medir estrías y sentidos de movimiento con el fin de invertir los datos para obtener el tensor de esfuerzos generador. Para las diaclasas se mide rumbo, manteo y frecuencia para observar ciertas orientaciones preferentes de estas discontinuidades e intentar inferir algún posible eje compresivo. Adicionalmente, se describieron de manera macroscópica los afloramientos en donde se realizaron mediciones estructurales, en los cuales, para una mayor certeza en el tipo de roca presente, se compararon

con los mapas geológicos 1:250.000, correspondiente a la Hoja Curacautín (Suárez y Emparán, 1997), y 1:50.000, del Grupo Volcánico Tolhuaca – Lonquimay.

Dada la amplia cobertura areal de la información recabada, ésta se detallará mediante zonas, las que estuvieron relacionadas a determinados días de medición (Figura 3.1).

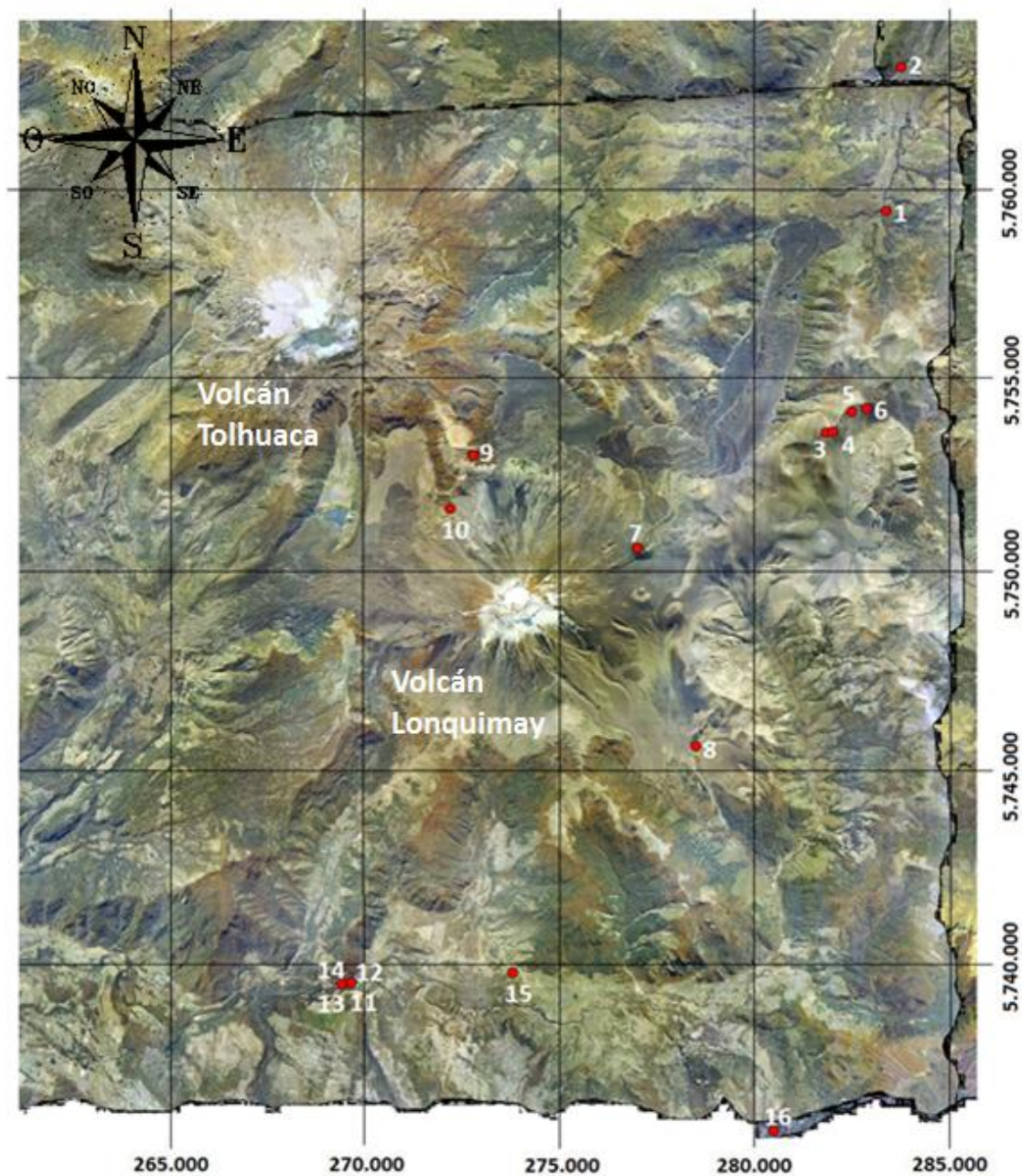


Figura 3.1 Sectores de mediciones estructurales. La numeración indica el orden en que fueron efectuadas. Datos trazados sobre imagen aérea escala 1:115.000 (CONAF – CONAMA – BIRF). Proyección UTM 19 S. Elipsoide PSAD56.

La misma enumeración de la Figura 3.1 fue usada para exhibir la información recopilada. Mediante el software *Dips v5.103* (©RocScience Inc.) se realizaron diagramas de contorno para los polos de las estructuras de cada lugar de medición y se estimaron los sets representativos. El detalle estructural y litológico de cada afloramiento puede ser consultado en el Anexo A.

3.1.3.1. Valle del Río Lolco

1. 283370E / 5759427N (Fotografías 3.1 y 3.2, Tabla 3.1 y Figura 3.2)



Fotografía 3.1 Sector 1 de medición estructural. Vista hacia el NNE.



Fotografía 3.2 Sector 1 de medición estructural. Vista hacia el E.

Tabla 3.1 Sets estructurales para el afloramiento 1.

Set	Dip Direction	Dip
1	347	82
2	97	89
3	222	88
4	40	43

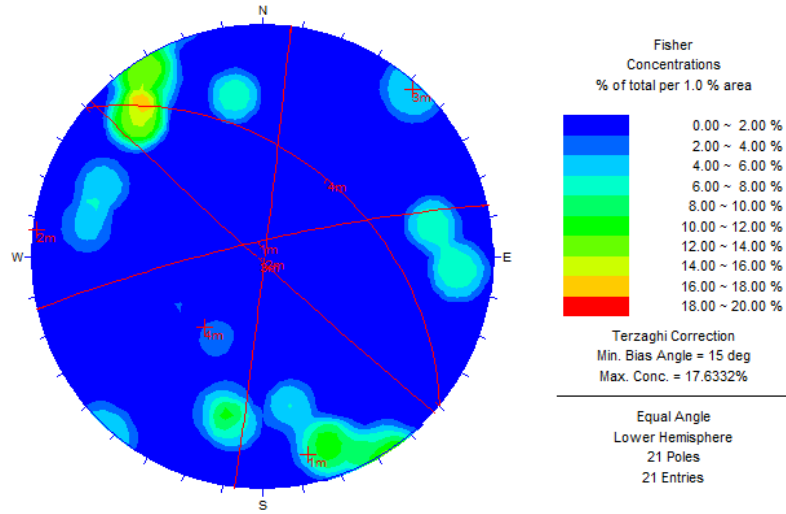


Figura 3.2 Diagrama de contorno para el afloramiento 1.

2. 283754E / 5763227N (Fotografía 3.3)



Fotografía 3.3 Sector 2 de medición estructural. Vista hacia el E.

3.1.3.2. Cordón Fisural Oriental

3. 281829E / 5753582N (Fotografía 3.4, Tabla 3.2 y Figura 3.3)



Fotografía 3.4 Sector 3 de medición estructural. Vista hacia el SSE.

Tabla 3.2 Sets estructurales para el afloramiento 3.

Set	Dip Direction	Dip
1	92	74
2	128	87
3	24	83

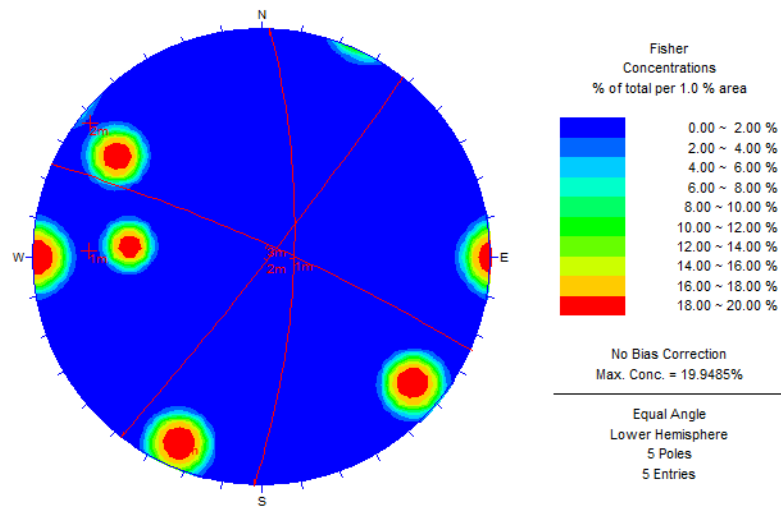
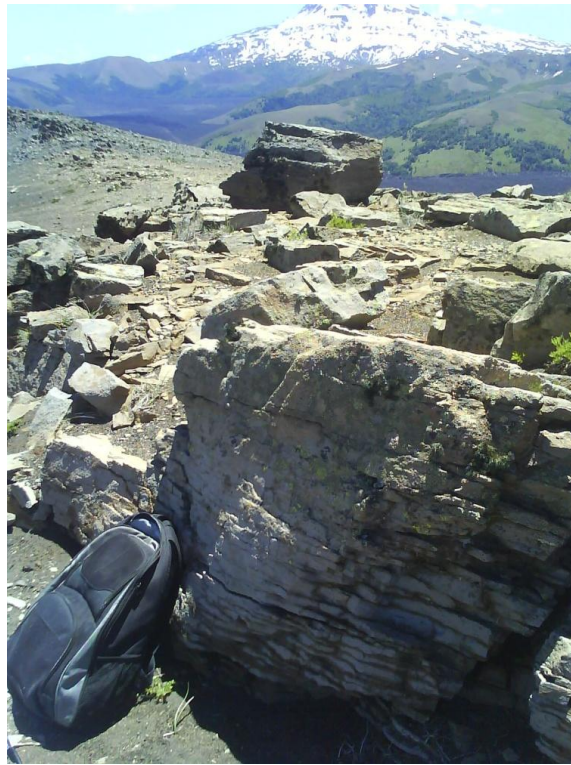


Figura 3.3 Diagrama de contorno para el afloramiento 3.

4. 282004E / 5753609N (Fotografía 3.5, Tabla 3.3 y Figura 3.4)



Fotografía 3.5 Sector 4 de medición estructural. Vista hacia el W.

Tabla 3.3 Sets estructurales para el afloramiento 4.

Set	Dip Direction	Dip
1	289	27

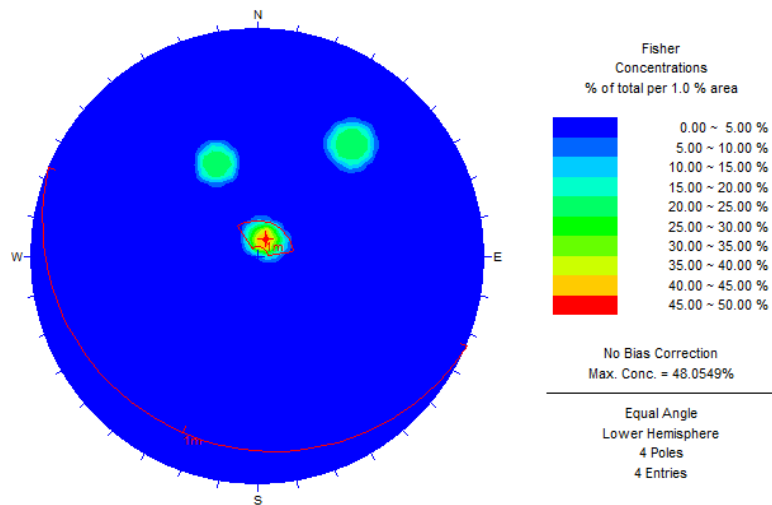


Figura 3.4 Diagrama de contorno para el afloramiento 4.

5. 282004E / 5753609N

En este afloramiento, dada su reducida extensión, fue posible medir sólo dos datos, ambos relacionados a planos distintos.

6. 282869E / 5754215N (Tabla 3.4 y Figura 3.5)

Tabla 3.4 Sets estructurales para el afloramiento 6.

Set	Dip Direction	Dip
1	203	10
2	220	65
3	156	48

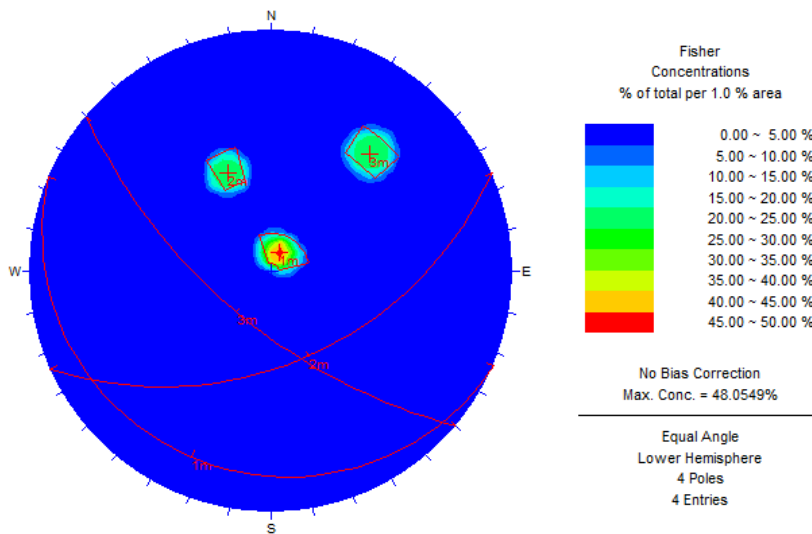
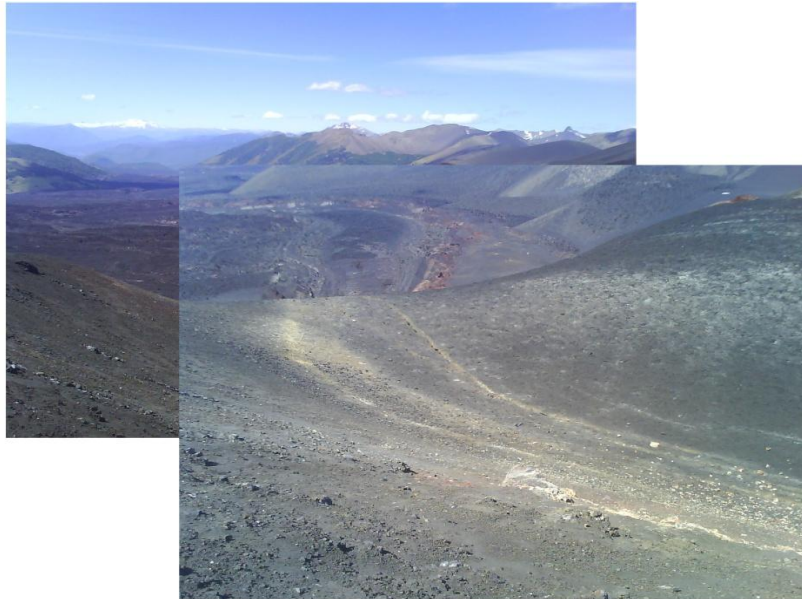


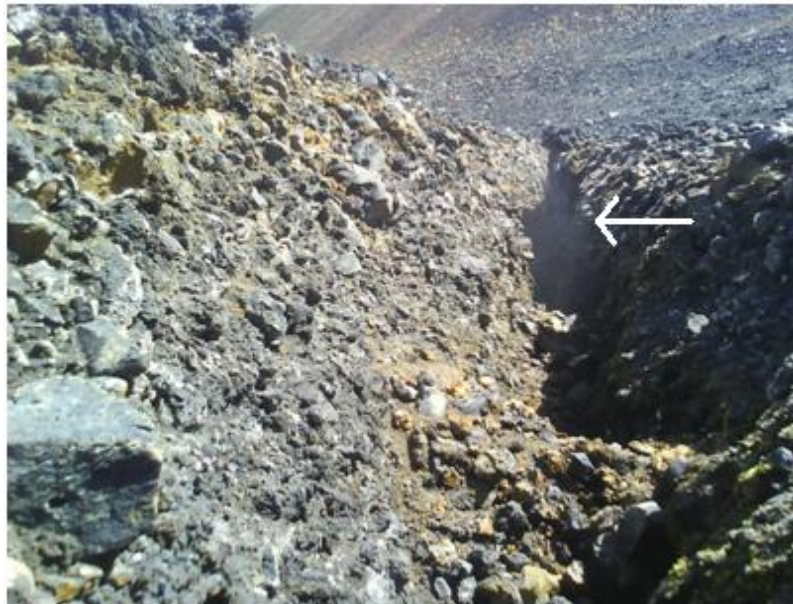
Figura 3.5 Diagrama de contorno para el afloramiento 6.

3.1.3.3. Cono Navidad

7. 277017E / 5750536N (Fotografías 3.6 y 3.7, Tabla 3.5 y Figura 3.6).



Fotografía 3.6 Sector 7 de medición estructural. Vista hacia el NNE. Se ve cómo las fisuras exceden el borde abierto del cráter del cono Navidad, lugar en donde varían su rumbo.



Fotografía 3.7 Sector 7 de medición estructural. Vista hacia el S. Imagen tomada al interior de las fisuras, se distingue la exhalación de vapor de agua como una mancha difusa de color blanco.

Tabla 3.5 Sets estructurales para el afloramiento 7.

Set	Dip Direction	Dip
1	105	89

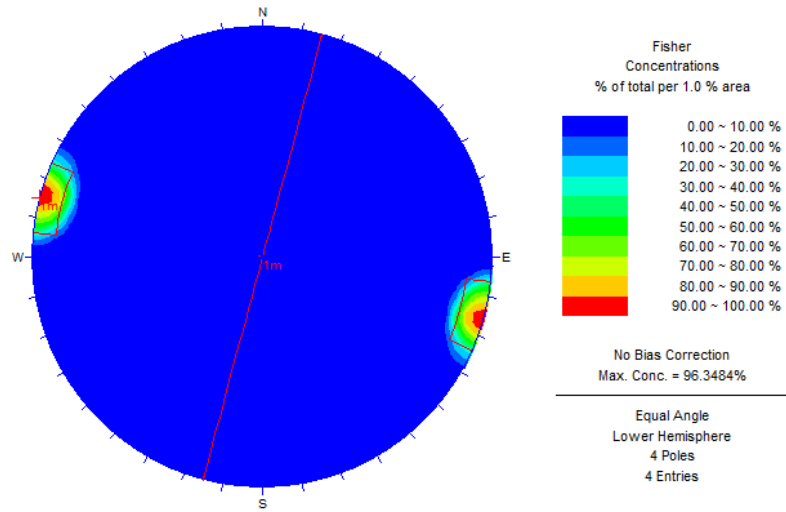


Figura 3.6 Diagrama de contorno para el afloramiento 7.

3.1.3.4. Sector SE del Volcán Lonquimay

8. 278509E / 57454403N (Fotografías 3.8 y 3.9, Tabla 3.6 y Figura 3.7)



Fotografía 3.8 Sector 8 de medición estructural. Vista hacia el W. Volcán Lonquimay al fondo. Los clastos en la fotografía son de tamaño decamétrico. Ver Muestra #6 en el Anexo A.



Fotografía 3.9 Sector 8 de medición estructural. Vista hacia el W. Ver Muestra #7 en el Anexo A.

Tabla 3.6 Sets estructurales para el afloramiento 8.

Set	Dip Direction	Dip
1	279	14
2	213	83
3	144	81
4	236	74

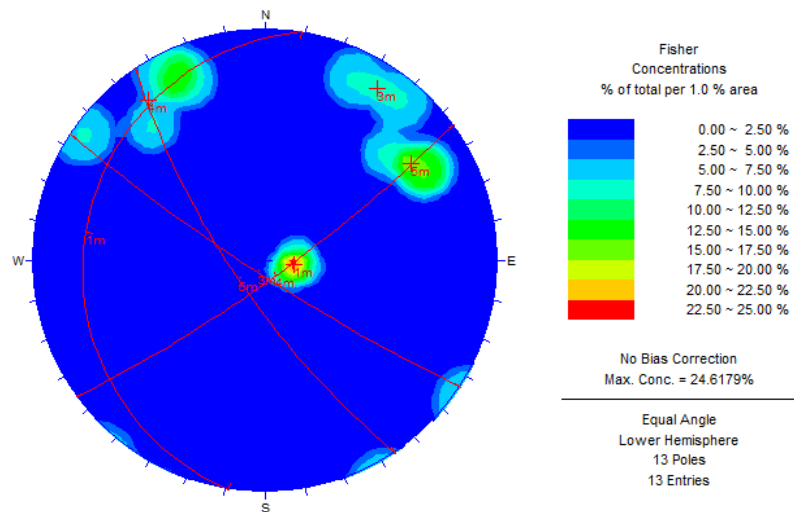


Figura 3.7 Diagrama de contorno para el afloramiento 8.

3.1.3.5. Sector NW del Volcán Lonquimay

9. 272828E / 5752971N (Fotografía 3.10, Tabla 3.7 y Figura 3.8)



Fotografía 3.10 Sector 9 de medición estructural. Vista hacia el W.

Tabla 3.7 Sets estructurales para el afloramiento 9.

Set	Dip Direction	Dip
1	183	88
2	130	25

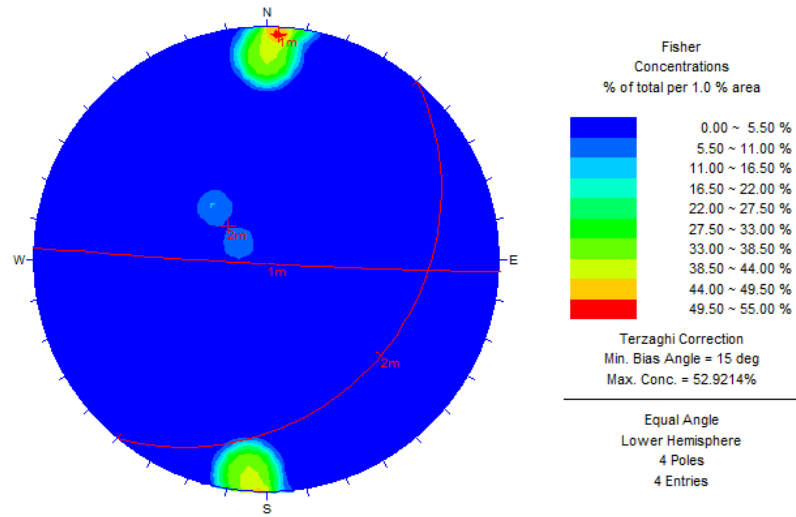


Figura 3.8 Diagrama de contorno para el afloramiento **9**.

10. 272235E / 5751569N (Fotografía 3.11, Tabla 3.8 y Figura 3.9)



Fotografía 3.11 Sector **10** de medición estructural. Vista hacia el SSW.

Tabla 3.8 Sets estructurales para el afloramiento 10.

Set	Dip Direction	Dip
1	115	38

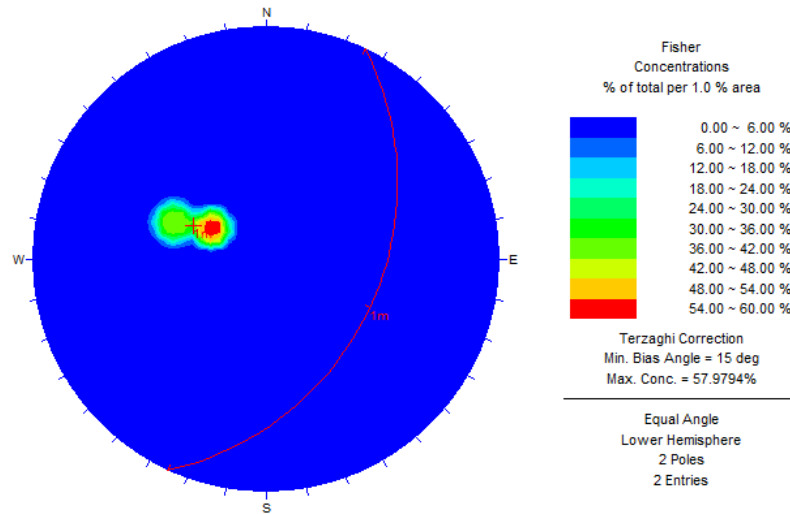
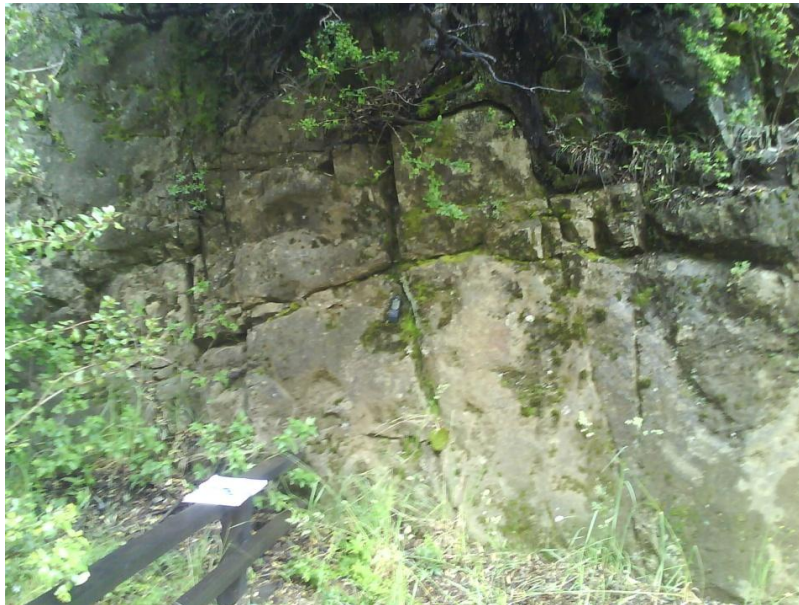


Figura 3.9 Diagrama de contorno para el afloramiento 10.

3.1.3.6. Ruta R-89

11. 269699E / 5739158N (Fotografía 3.12, Tabla 3.9 y Figura 3.10)



Fotografía 3.12 Sector 11 de medición estructural. Vista hacia el S.

Tabla 3.9 Sets estructurales para el afloramiento 11.

Set	Dip Direction	Dip
1	261	78
2	174	67
3	80	22

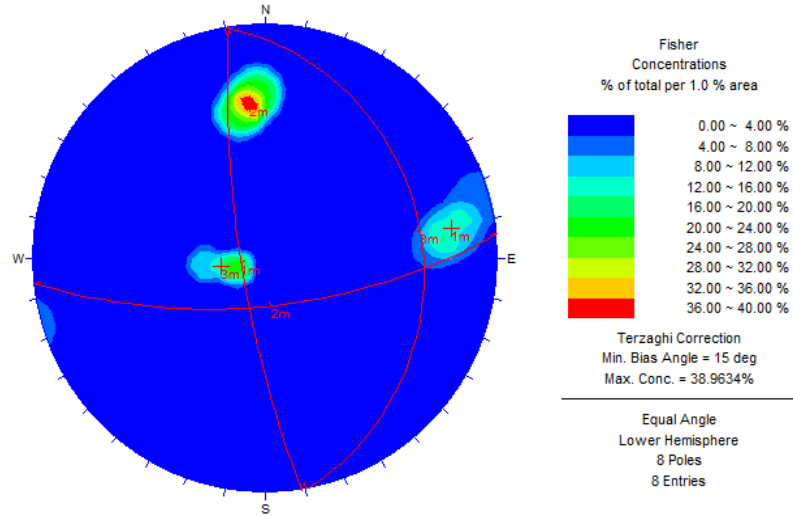


Figura 3.10 Diagrama de contorno para el afloramiento 11.

12. 269646E / 5739172N (Fotografía 3.13, Tabla 3.10 y Figura 3.11)



Fotografía 3.13 Sector 12 de medición estructural. Vista hacia el N.

Tabla 3.10 Sets estructurales para el afloramiento 12.

Set	Dip Direction	Dip
1	303	29
2	353	75
3	124	88
4	214	61

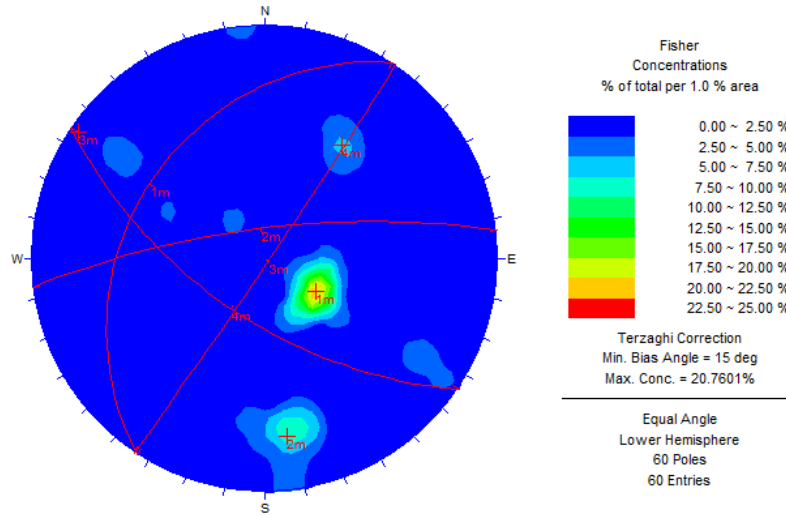


Figura 3.11 Diagrama de contorno para el afloramiento 12.

13. 269457E / 5739129N (Fotografía 3.14, Tabla 3.11 y Figura 3.12)



Fotografía 3.14 Sector 13 de medición estructural. Vista hacia el WSW.

Tabla 3.11 Sets estructurales para el afloramiento 13.

Set	Dip Direction	Dip
1	105	85
2	184	75
3	335	24

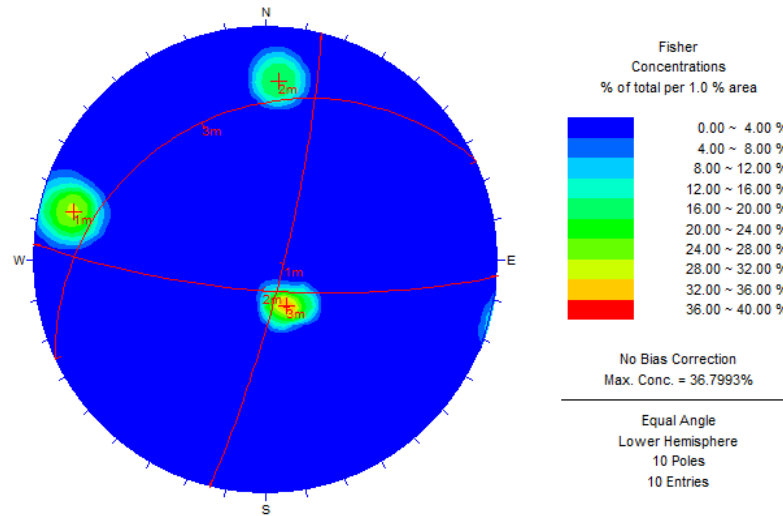


Figura 3.12 Diagrama de contorno para el afloramiento 13.

14. 269450E / 5739139N (Fotografía 3.15, Tabla 3.12 y Figura 3.13)



Fotografía 3.15 Sector 14 de medición estructural. Vista hacia el WNW.

Tabla 3.12 Sets estructurales para el afloramiento 14.

Set	Dip Direction	Dip
1	161	41
2	84	79
3	349	40

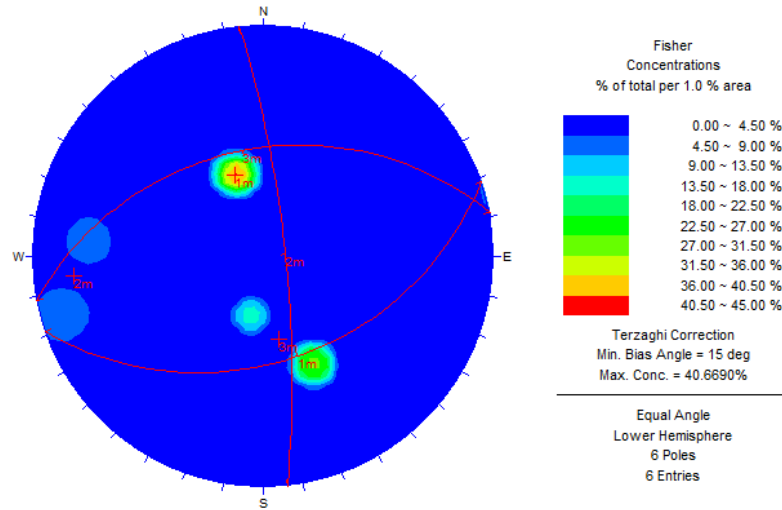


Figura 3.13 Diagrama de contorno para el afloramiento 14.

15. 273828E / 5739423N (Fotografía 3.16, Tabla 3.13 y Figura 3.14)



Fotografía 3.16 Sector 15 de medición estructural. Vista hacia el W.

Tabla 3.13 Sets estructurales para el afloramiento 15.

Set	Dip Direction	Dip
1	165	87
2	32	63

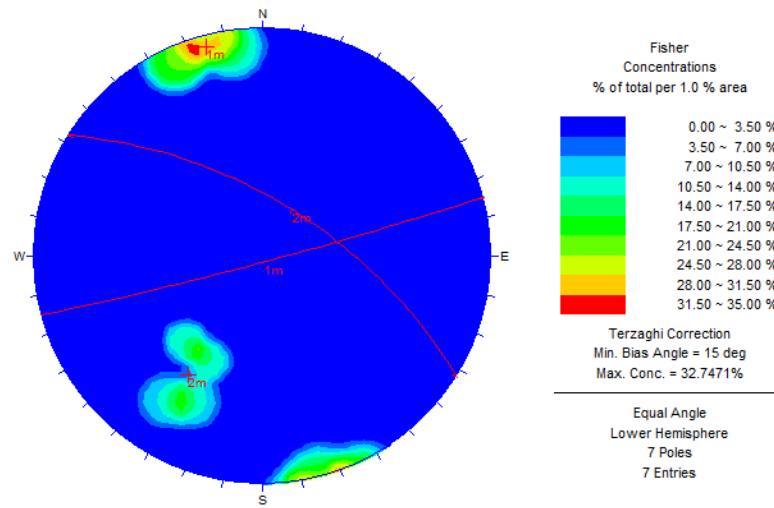


Figura 3.14 Diagrama de contorno para el afloramiento 15.

16. 280501E / 5735353N (Fotografía 3.17, Tabla 3.14 y Figura 3.15)



Fotografía 3.17 Sector 16 de medición estructural. Vista hacia el NE.

Tabla 3.14 Sets estructurales para el afloramiento 16.

Set	Dip Direction	Dip
1	196	83
2	280	69
3	345	38

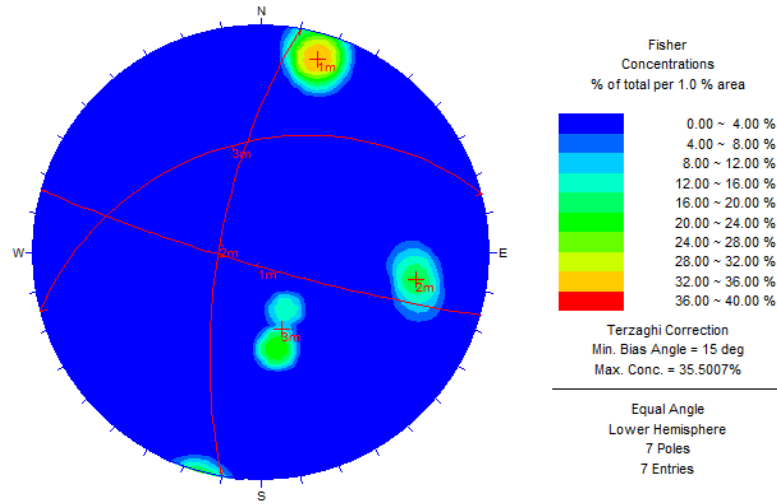


Figura 3.15 Diagrama de contorno para el afloramiento 16.

3.2. Morfometría de volcanes holocenos

3.2.1. Aspectos teóricos

La relación entre conos piroclásticos y tectónica viene formalmente desde el trabajo de Nakamura (1977), quien realizó la observación de que los diques se propagarían a través de un edificio volcánico paralelos al σ_{Hmax} , formando conos parásitos alineados. Estudios realizados por Johnson y Harrison (1990), por ejemplo, emplearon esa premisa para inferir el σ_{Hmax} desde el alineamiento de conos piroclásticos.

Sin embargo, estudiar sólo el alineamiento de los conos puede entregar resultados erróneos debido a incertidumbres en la fiabilidad de los lugares escogidos, por lo que Tibaldi (1995) introdujo nueve parámetros morfométricos, poniendo énfasis en el estudio de las características morfológicas de conos piroclásticos individuales para inferir indirectamente la geometría de las fracturas alimentadoras; argumento concluido después de varios estudios previos (Tibaldi *et al.*, 1989, entre otros). Este método permite definir los sistemas magmáticos alimentadores, conocer las condiciones estructurales existentes durante los ciclos eruptivos y reconstruir la evolución tectónica de la zona.

Por fracturas alimentadoras se entiende a las estructuras subvolcánicas pre-existentes y a las grietas de propagación magmática, donde en ambos casos sus orientaciones están relacionadas a la distribución de esfuerzos en el sustrato. Durante la fase eruptiva, el magma circula por esas discontinuidades estructurales.

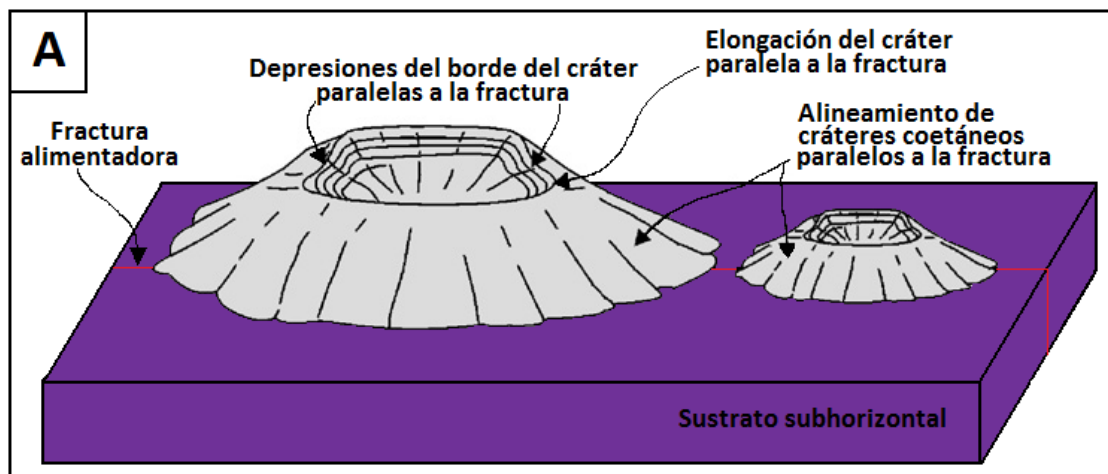
El estudio morfométrico de conos piroclásticos presenta gran utilidad sobre todo en áreas donde una extensa cobertura de depósitos volcano-sedimentarios impide la identificación de estructuras en el sustrato volcánico (Corazzato y Tibaldi, 2006). Por sustrato puede entenderse como los flancos de un estratovolcán, o bien, el basamento subvolcánico, dependiendo dónde se haya edificado el cono piroclástico.

Un factor altamente trascendente en el estudio morfométrico de conos piroclásticos está relacionado con la inclinación del sustrato. Estudios previos realizados por Tibaldi (1995) mostraron que los conos piroclásticos construidos sobre un relieve con pendiente menor a 9° no ven afectadas sus características morfológicas por efectos gravitatorios a lo largo de la pendiente. Dicho de otra manera, cuando la pendiente es mayor a ese valor, la influencia del sistema de fracturas es sobrepasada por el control que ejerce la topografía pre-existente al desarrollo del cono.

Además, dado que la base del cono piroclástico está comúnmente tapada por productos volcánicos, se opta por estudiar los cráteres de dichos conos, debido a que imitan la forma de la base del

cono (Tibaldi, 1995), por lo que los parámetros empleados en estudiar los conos piroclásticos se reducen a seis y corresponden a los siguientes (Corazzato y Tibaldi, 2006):

1. **Diámetro máximo y mínimo del cráter:** Se usan para calcular la elipticidad del cráter. Sólo los cráteres con borde continuo son considerados.
2. **Elipticidad del cráter:** Definida como “diámetro mínimo/diámetro máximo”. El porcentaje de “cráteres circulares v/s toda la población” entrega el peso estadístico del análisis realizado en los cráteres elongados (Tibaldi, 1995).
3. **Dirección de máxima elongación del cráter:** Se expresa según el azimut. Esa dirección es paralela a la geometría de la fractura alimentadora (Figura 3.16A).
4. **Depresiones del borde del cráter:** También son consideradas paralelas a la geometría de la fractura alimentadora. Son equivalentes a las rampas de escoria en el inicio de la actividad estromboliana. El rumbo de la línea que conecta las depresiones se expresa según su azimut (Figura 3.16A).
5. **Alineamiento de cráteres coetáneos:** Los cráteres normalmente se desarrollan uno después de otro propagándose a lo largo de la fisura hasta que ésta es saturada (Ollier, 1988). Este alineamiento es paralelo a la fractura alimentadora (Figura 3.16A).
6. **Bisector de apertura:** Se genera por el colapso de parte del cono durante o después de su crecimiento. Frecuentemente asociado a flujos de lava, coincide con la zona más débil del cono o con la dirección de máximo stress aplicado a sus flancos por exceso de magma o propagación de fracturas. La apertura es paralela a la geometría de la fractura alimentadora (Figura 3.16B) a no ser que el cono esté emplazado en un sustrato con pendiente mayor a 9° (Figura 3.16C). Se mide el azimut de ambos bordes de la apertura y se calcula su bisectriz (Figura 3.16D).



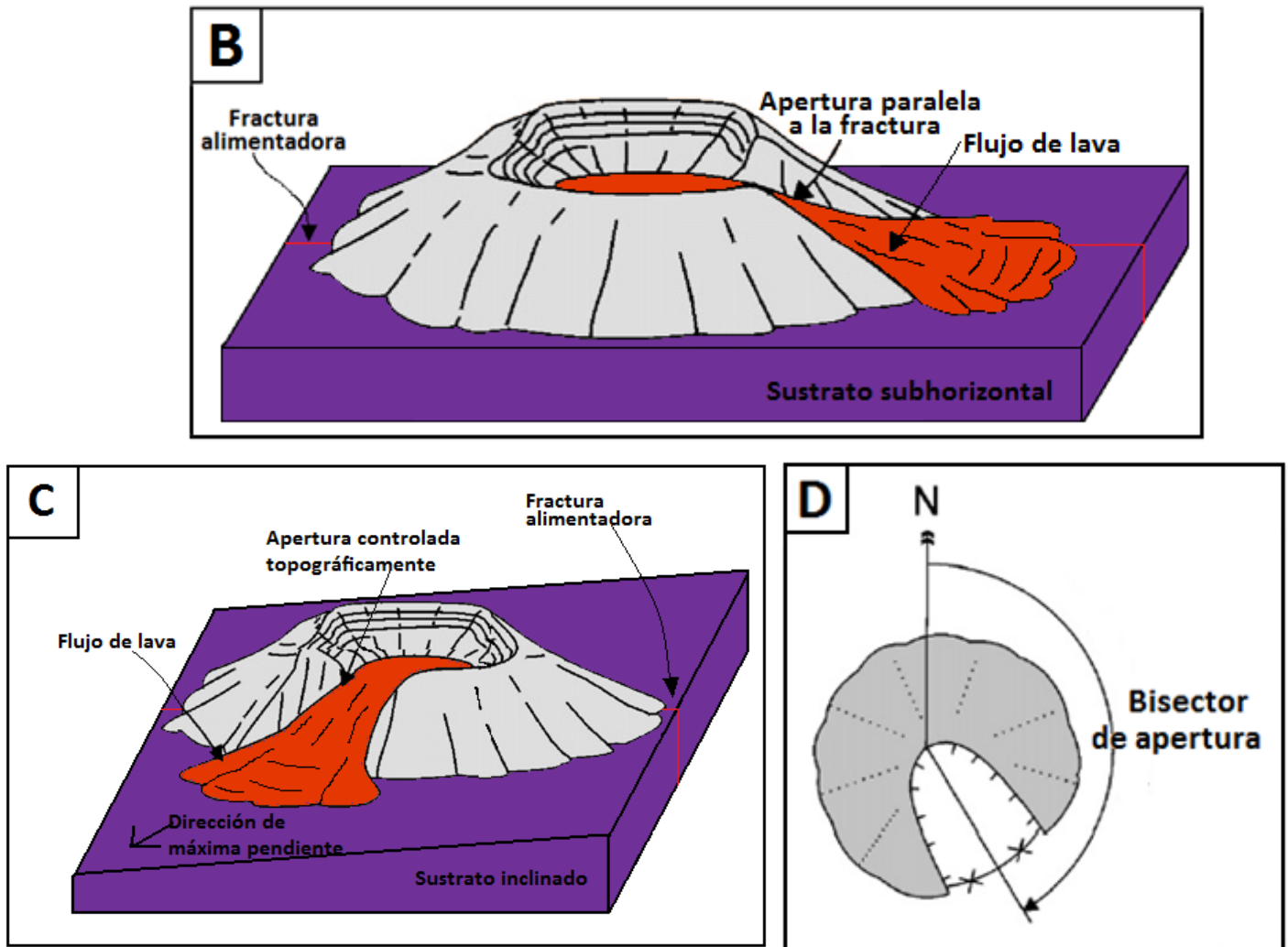


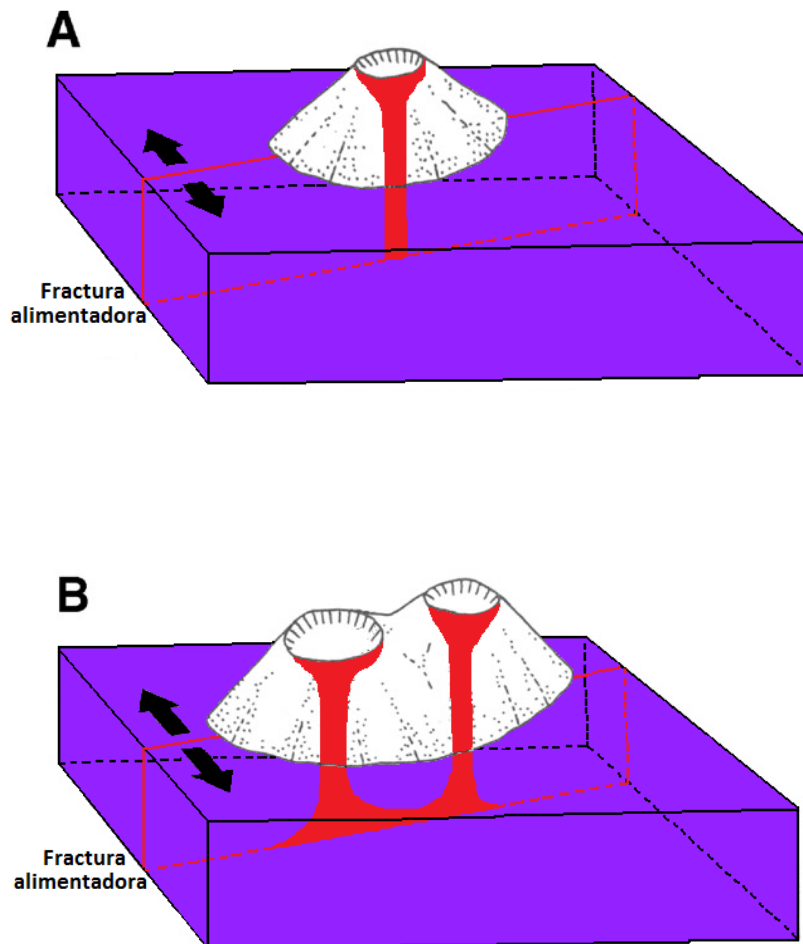
Figura 3.16 A) Características morfométricas de conos piroclásticos y su relación con la fractura alimentadora. B) Caso sustrato subhorizontal donde la apertura es paralela a la fractura alimentadora. C) Caso sustrato inclinado donde la apertura sigue la dirección de máxima pendiente. D) Forma de medir el azimut del bisector de apertura. Figura modificada de Corazzato y Tibaldi (2006).

Otro tópico de importancia consiste en definir el tipo de cono estudiado. La clasificación usada en este informe se basa en lo propuesto por Corazzato y Tibaldi (2006), quienes emplearon la parametrización de puntos eruptivos coetáneos a lo largo de la misma fractura alimentadora. Su clasificación es la siguiente:

1. **Conos simples** (Figura 3.17A): Relacionados a un único cráter y a una única abertura. También incluye aquellos conos que se desarrollaron contemporáneamente a lo largo de una fisura eruptiva sin alcanzar grandes dimensiones (Tipo 1a).
2. **Conos múltiples sobreimpuestos** (Figura 3.17B): Corresponden a conos traslapados relacionados a una misma erupción. Sus cráteres están alineados pero no se interfieren unos con otros.
3. **Conos múltiples coalescentes**: Corresponden a edificios sobreimpuestos donde los cráteres sí interfieren entre ellos.

4. **Conos mezclados:** Existentes donde en un mismo edificio monogenético se presentan los tipos 2 y 3.
5. **Conos múltiples *rifted*** (Figura 3.17C): Edificios monogenéticos fuertemente elongados.

Como se evidencia en la Figura 3.17, un cono simple puede relacionarse a una fractura alimentadora restringida por un stress relativamente alto en el sustrato, o bien, sujeta a una baja presión magmática (A); mientras que un cono múltiple *rifted* puede corresponder a una fractura alimentadora restringida por un bajo stress confinante, o bien, sujeta a una alta presión magmática (C) (Corazzato y Tibaldi, 2006). Los casos intermedios generarán conos múltiples sobreimpuestos o coalescentes (B). Se infiere, por lo tanto, que si en una zona el stress confinante es constante, entonces la diversidad de conos dependerá de variaciones locales en la presión magmática.



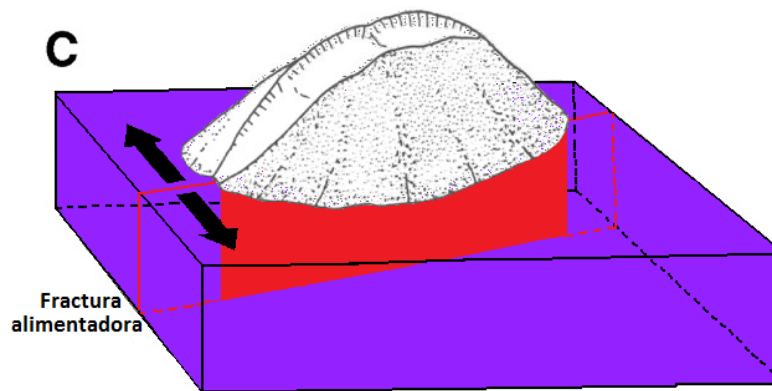


Figura 3.17 A) Cono simple. B) Cono múltiple sobreimpuesto. C) Cono múltiple *rifted*. Figura modificada de Corazzato y Tibaldi (2006).

3.2.2. Adquisición de datos y resultados

A diferencia del estudio morfométrico realizado por Corazzato y Tibaldi (2006), quienes estudiando el Monte Etna emplearon mapas topográficos 1:10.000 y fotografías aéreas 1:12.500, el Complejo Volcánico Lonquimay no ha sido documentado de la misma manera, destacándose solamente fotografías en blanco y negro escala 1:70.000 (vuelo GEOTEC 1998), cuya extensión cubre el Cordón Fisural Oriental, pero corresponde a una escala insuficiente para realizar mediciones. El SAF⁸ tiene a disposición fotografías en blanco y negro escala 1:20.000, cuya línea de vuelo (Norte-Sur) más oriental alcanza el flanco W del Volcán Lonquimay (en dicha institución se explicó que dicha escala es empleada principalmente para desarrollo urbano y planificación agrícola), aunque puede proponerse una línea de vuelo de esa escala en la zona para algún estudio más detallado a futuro.

Debido a eso se decidió emplear imágenes DEM con resolución de 90 m e imágenes ASTER DEM con resolución de 30 m con el fin de observar distancias y anomalías topográficas mediante el software *Global Mapper v10.02* (conjuntamente con el análisis del mapa topográfico 1:50.000 de la zona) y con el programa *Google Earth v5.1* para observar cráteres abiertos. Los cráteres considerados se muestran en las figuras 3.18 y 3.19, la geología local del CFO se exhibe en la figura 3.20 y los datos obtenidos se resumen en la Tabla 3.15.

⁸ Servicio Aerofotogramétrico, perteneciente a la Fuerza Aérea de Chile. Encomenderos #270, Las Condes, Santiago.

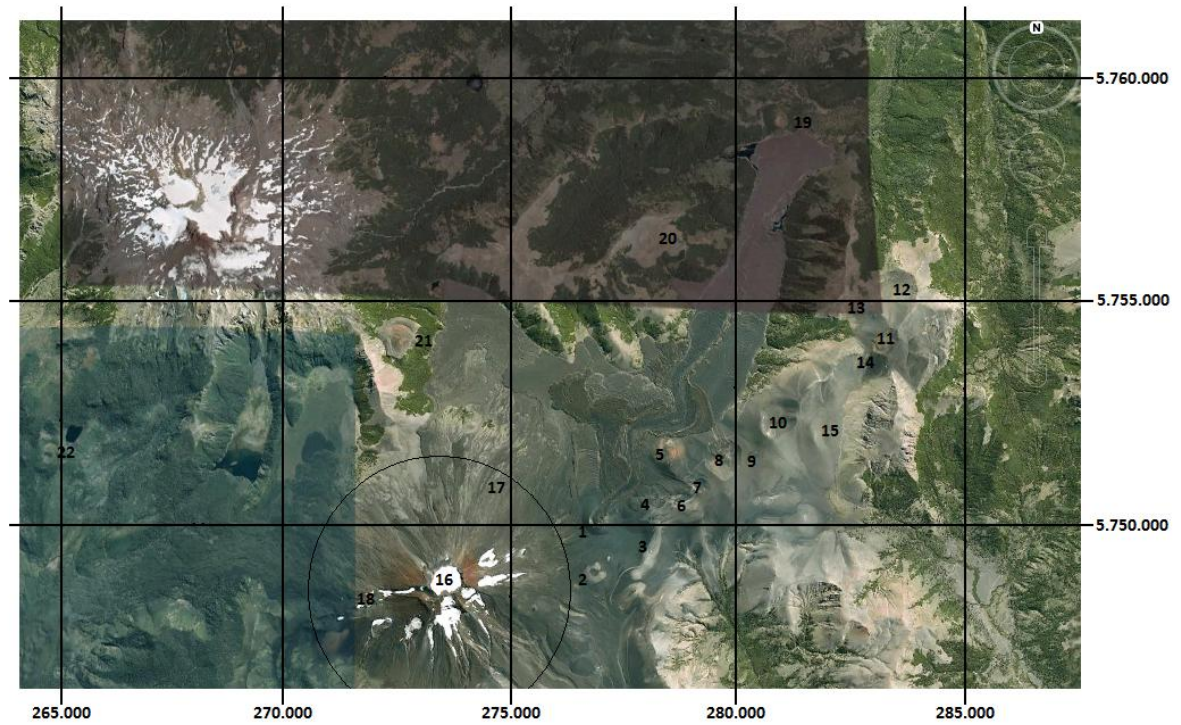


Figura 3.18 Lugares de mediciones morfométricas trazados sobre una imagen *Google Earth*. Proyección UTM 19 S. Elipsoide PSAD56.

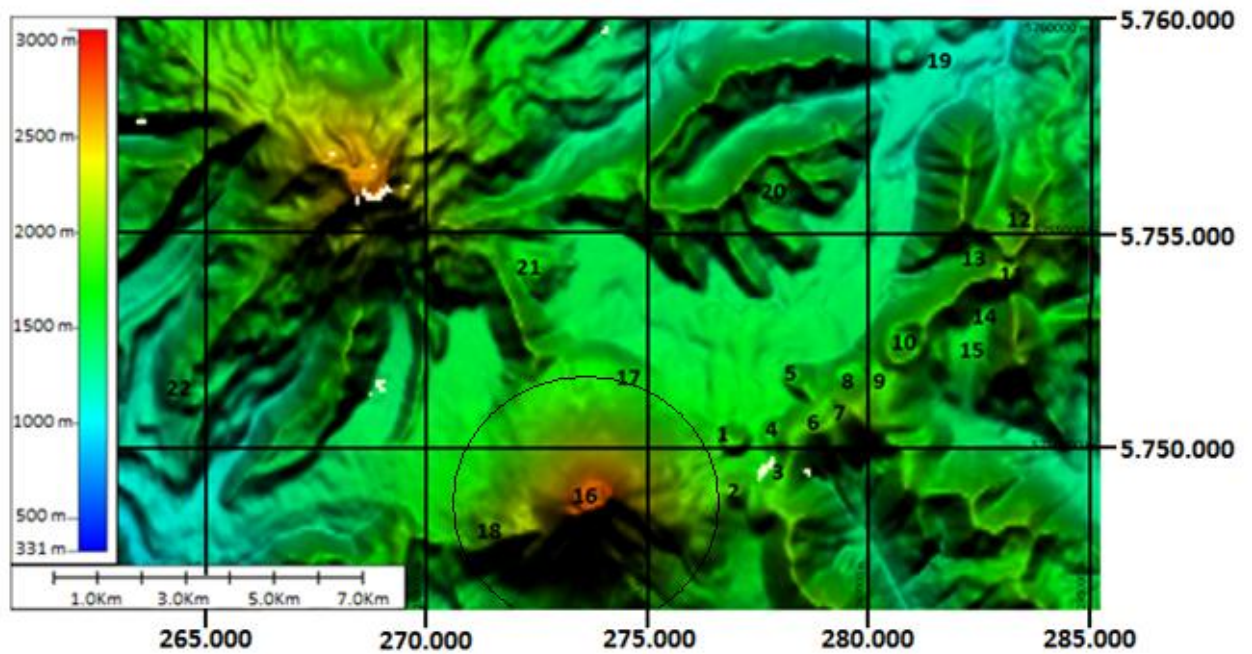


Figura 3.19 Lugares de mediciones morfométricas trazados sobre una imagen *DEM*. Proyección UTM 19 S. Elipsoide PSAD56. Luz desde el Norte con inclinación de 45°.

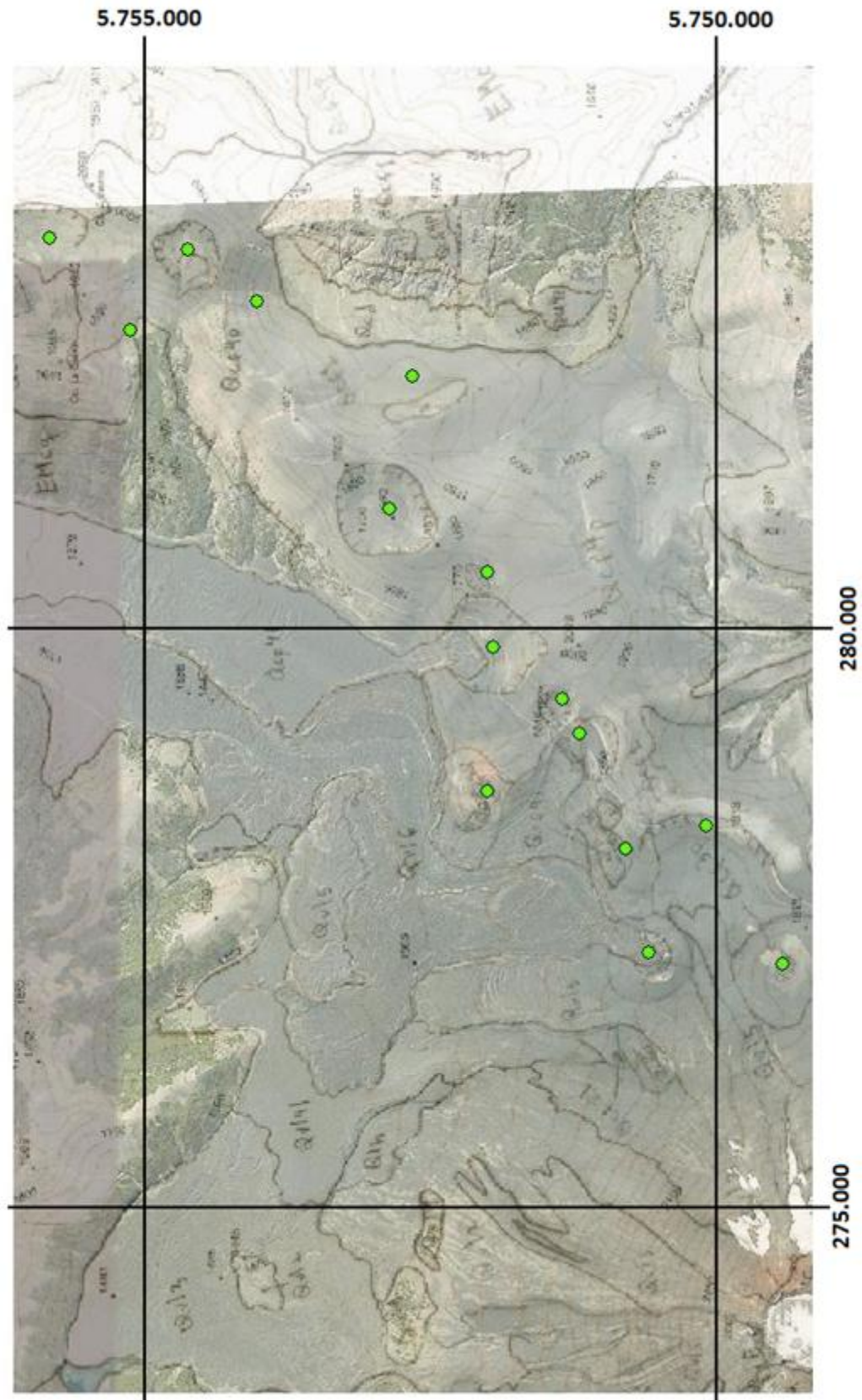


Figura 3.20 Lugares de mediciones morfométricas superpuestos al mapa geológico 1:50.000 modificado en este estudio. Proyección UTM 19 S. Elipsoide PSAD56.

Tabla 3.15 Resultados del análisis morfométrico.

Cono	UTM (m)		Tipo cono	Unidad ⁹	Máx diam	Min diam	Elipticidad	Dirección de elongación máxima	Alineación de cráteres coetáneos	Alineación de depresiones	Bisector de apertura
	N	E									
1	5.750.600	277.200	4	Qvl6	(b)	(b)	-	-	55	-	43
2	5.749.450	277.100	2	Qcf3	(b)	(b)	-	-	59	-	59.5
3	5.750.100	278.300	2	Qcf3	(b)	(b)	-	-	59	-	-
4	5.750.800	278.100	-	Qcf4l	(c)	(c)	-	-	49	-	-
5	5.752.000	278.600	1	Qcf2	112	63	0.56	65	-	68	55
6	5.751.200	279.100	2	Qcf4p	(c)	(c)	-	-	51	-	-
7	5.751.350	279.400	4	Qcf4p	(b)	(b)	-	-	55	-	243.5
8	5.751.950	279.850	4	Qcf4p	(b)	(b)	-	-	55	-	355.5
9	5.752.000	280.500	4	Qcf4p	511	371	0.73	48	55	-	355
10	5.752.850	281.050	4	Qcf4p	981	610	0.62	42	55	42	-
11	5.754.600	283.300	4	Qcf4p	(b)	(b)	-	-	55	-	314
12	5.755.800	283.400	1	Qcf1	(b)	(b)	-	-	-	-	251.5
13	5.755.100	282.600	(a)	Qcf1	-	-	-	-	-	-	-
14	5.754.000	282.850	(a)	Qcf1	-	-	-	-	-	-	-
15	5.752.650	282.200	1-a	Qcf4p	-	-	-	-	8 ; 35	-	-
16	5.749.300	273.950	-	-	756	454	0.60	82.5	-	-	-
17	5.749.300	273.950	-	-	6452	5190	0.80	55.7	-	-	-
18	5.748.650	272.100	-	-	(c)	(c)	-	-	69	-	-
19	5.759.500	281.000	1	Qcpb ¹⁰	172	145	0.84	32	-	20	-
20	5.756.650	278.000	1	Qcpb	253	234	0.92	65	-	13	-
21	5.754.400	272.600	1	Qcpb	(b)	(b)	-	-	-	-	287
22	5.751.550	264.900	1	Qcpb	182	133	0.73	28	-	31	-

(a) Corresponden a lavas subhorizontales de la unidad Qcf1. (b) Cráter abierto. (c) Fisura eruptiva

Algunos conos cercanos a los sectores de mediciones estructurales fueron registrados mediante fotografías (Fotografías 3.18 a 3.26).

⁹ Según el mapa geológico 1:50.000 del Grupo Volcánico Tolhuaca – Lonquimay. Figura 3.20.

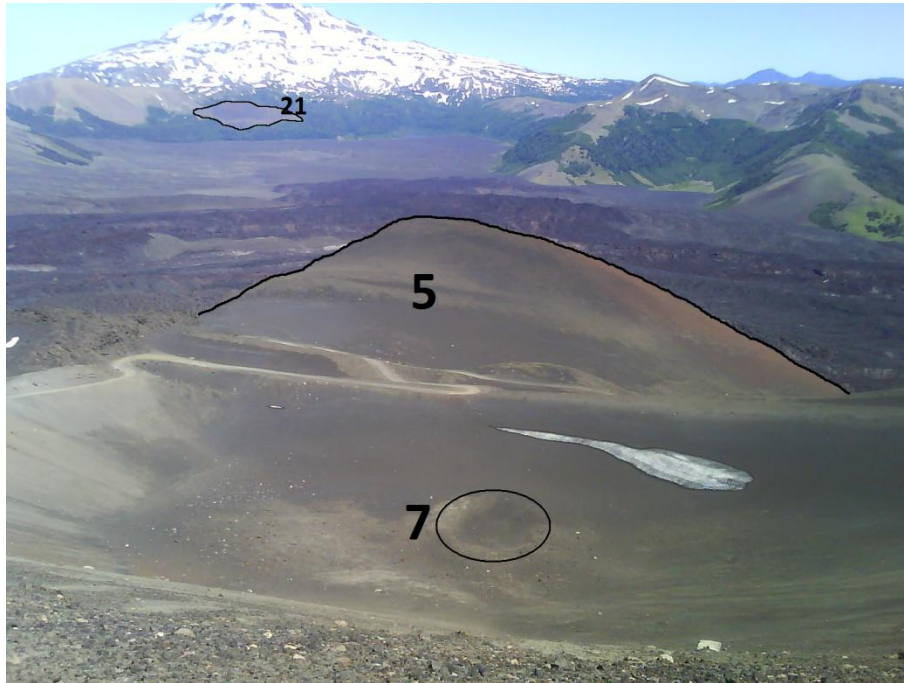
¹⁰ Qcpb: Conos basálticos de piroclastos.



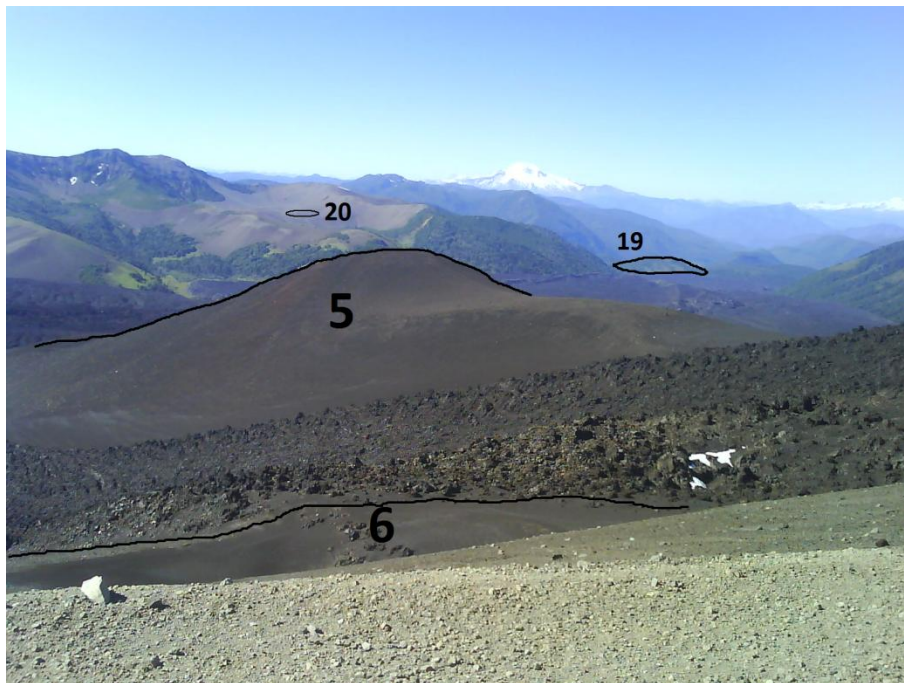
Fotografía 3.18 Cono 1, correspondiente al cono Navidad. Vista hacia el W.



Fotografía 3.19 Conos 1 y 2. Vista hacia el WSW.



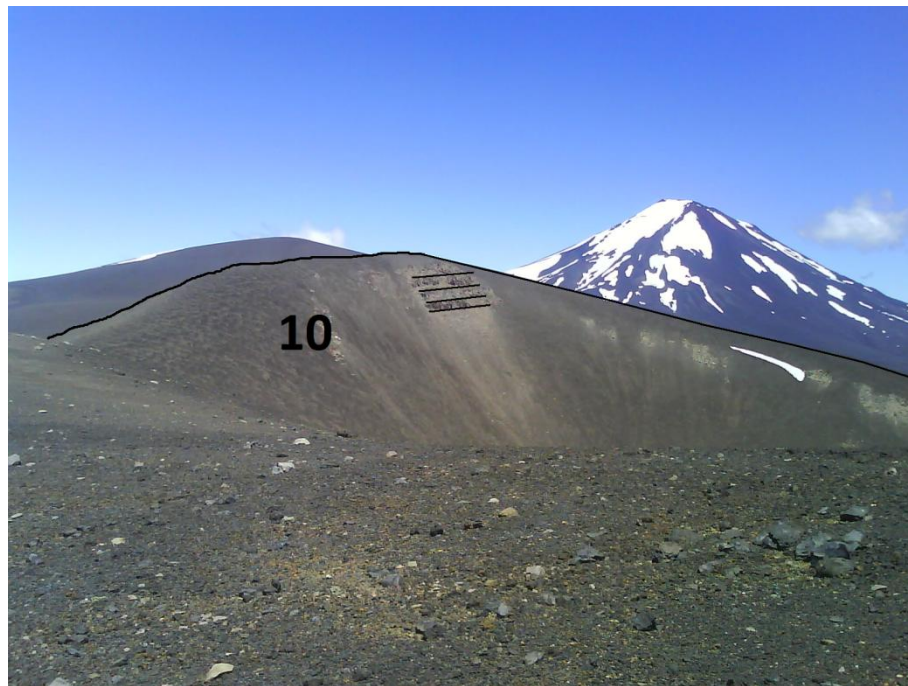
Fotografía 3.20 Conos 5 y 21, y cráter 7. Vista hacia el NW.



Fotografía 3.21 Conos 5 y 19, cráter 20 y lavas relacionadas a la fisura eruptiva 6. Vista hacia el NNW.



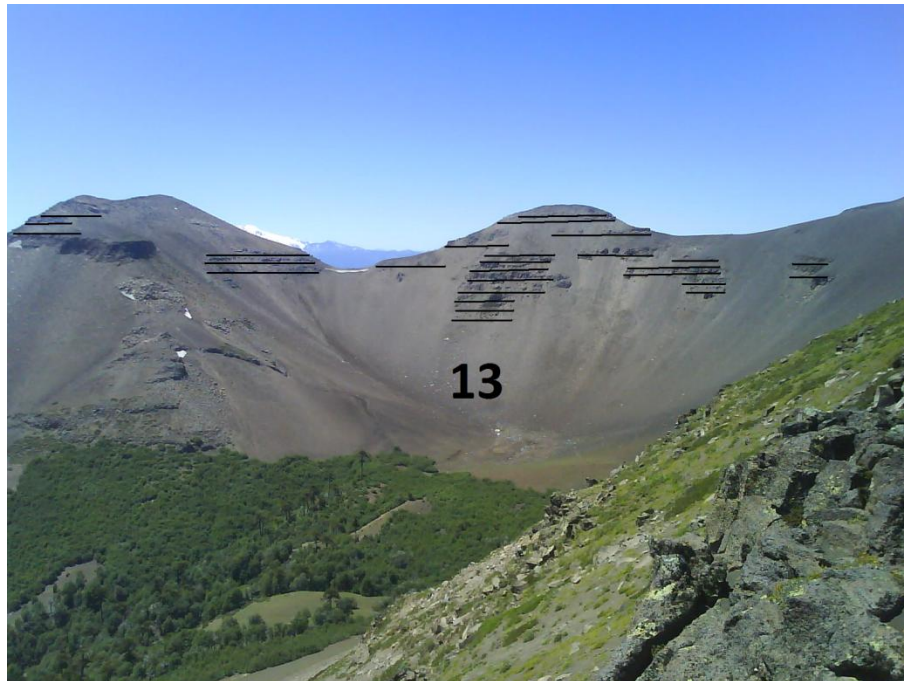
Fotografía 3.22 Interior cráter relacionado a la fisura eruptiva 6. Vista hacia el WSW.



Fotografía 3.23 Cráter 10. Vista hacia el WSW.



Fotografía 3.24 Cráter 11. Se distingue parte del flujo de lava. Vista hacia el NE.



Fotografía 3.25 Sector 13. Por evidencias previas y de terreno no correspondería a un cráter sino que a lavas subhorizontales de la unidad Qcf1. Vista hacia el NNE.



Fotografía 3.26 Cráteres 15. Las dos orientaciones calculadas son N08E y N35E. Vista hacia el SE.

Otro punto de interés está relacionado a la pendiente del sustrato. Para los cráteres **1** y **2**, que están emplazados en las laderas del Volcán Lonquimay (Fotografías 3.18 y 3.19), la pendiente máxima corresponde a 8.5° hacia el NNE y 9.5° hacia el NE, respectivamente, lo que los ubica según Tibaldi (1995), en el límite de la confiabilidad. En el cono **21** dicha pendiente es de 7.7° al SE.

Por otra parte, en el Cordón Fisural Oriental las pendientes corresponden a 23.3° hacia el NW y 9.3° al SE (Figura 3.21)

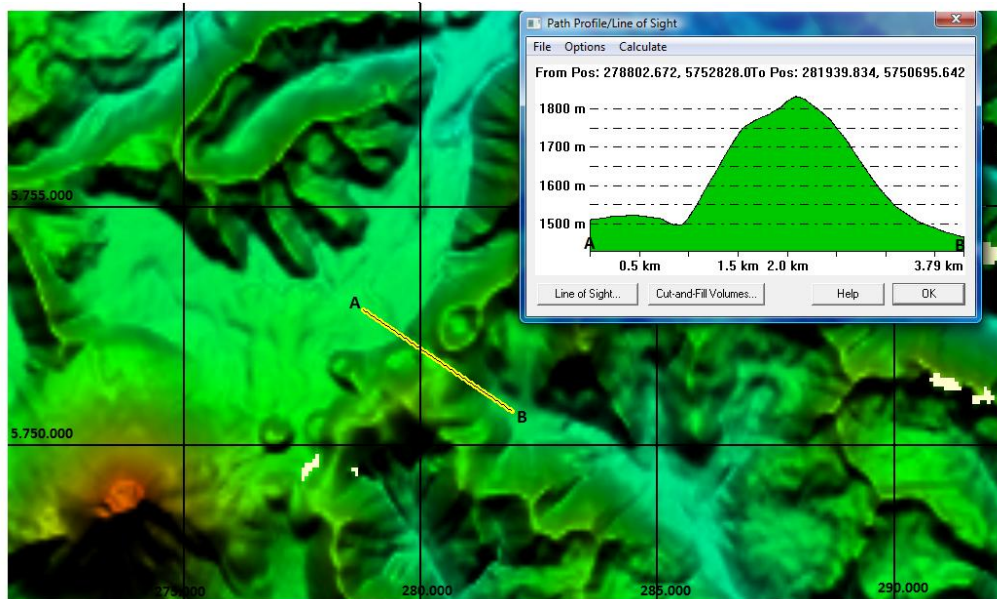


Figura 3.21 Sección topográfica a lo largo del CFO realizada en el programa *Global Mapper v10.0* sobre una imagen DEM.

3.3. Otros datos (compilación fallas y sismos)

Campañas recientes de terreno han permitido registrar datos de estrías de falla en cuatro sectores aledaños a la zona en estudio¹¹ (Tablas 3.16, 3.17, 3.18 y 3.19), los que han sido incorporados en este trabajo con la finalidad de obtener el tensor local de *strain* finito mediante análisis con el programa *FaultKinWin v1.2* (Figuras 3.22, 3.23, 3.24 y 3.25) y así compararlos con los datos obtenidos mediante el análisis de diaclasas.

Tabla 3.16 Datos medidos en el Río Lomin (285326E, 5791650N) en un granitoide de edad miocena.

Dip Direction	Dip	Rake	Movimiento
276	58	60N	Dextral
265	68	66N	Dextral
80	82	30S	Sinestral
296	68	20S	Dextral
255	67	55N	Dextral
296	80	06N	Dextral
265	61	51N	Dextral
309	70	13N	Dextral
300	70	02S	Dextral
301	71	06S	Dextral

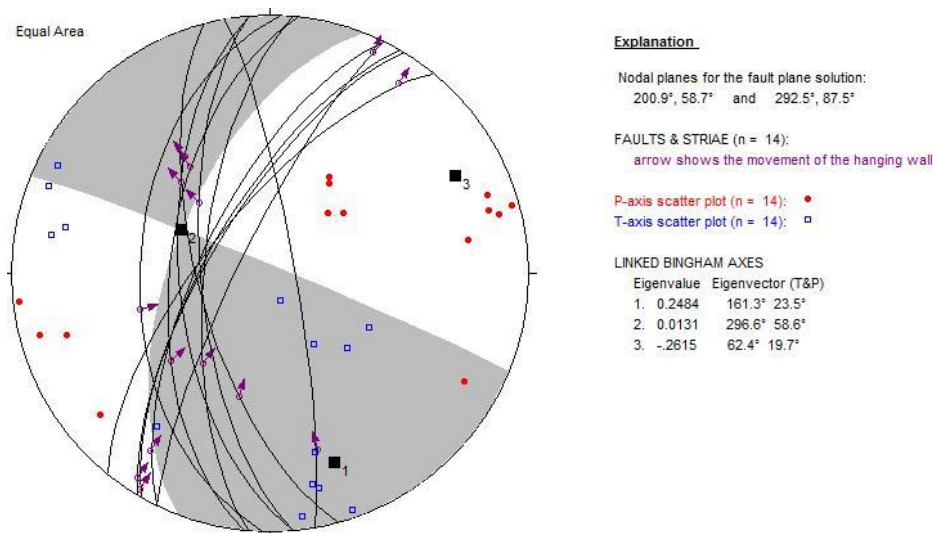


Figura 3.22 Datos cinemáticos de fallas, solución del plano de falla, ejes P y T, y direcciones principales de stress para datos del Río Lomin. *Eigenvalue* positivo: *Extensión*; *Eigenvalue* negativo: *Contracción*. Flechas indican el movimiento del bloque yacente. Diagrama de Angelier.

¹¹ Estos datos son inéditos, fueron obtenidos por L. E. Lara, J. Cembrano y A. Lavenu en el contexto del Proyecto Fondecyt 1060187 y se utilizan en este apartado sólo de referencia.

Tabla 3.17 Datos medidos en el Río Biobío (299745E, 5768520N) en la Formación Cura-Mallín.

Dip Direction	Dip	Rake	Movimiento
272	48	78S	Dextral
276	58	60S	Dextral
275	69	60S	Dextral
255	67	55S	Dextral

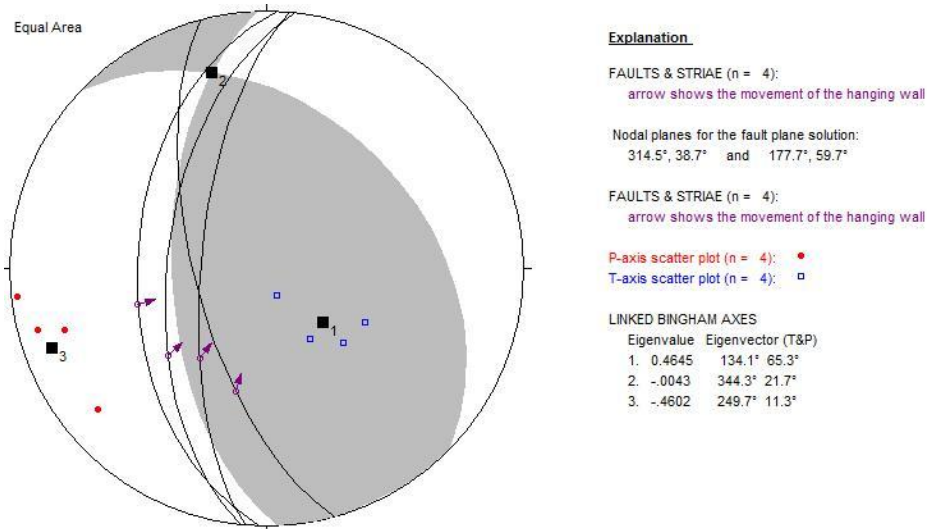


Figura 3.23 Datos cinemáticos de fallas, solución del plano de falla, ejes P y T, y direcciones principales de stress para datos del Río Biobío. *Eigenvalue* positivo: Extensión; *Eigenvalue* negativo: Contracción. Flechas indican el movimiento del bloque yacente. Diagrama de Angelier.

Tabla 3.18 Datos medidos en el Embalse Ralco (290168E, 5782020N) en el Stock Lolco.

Dip Direction	Dip	Rake	Movimiento
117	89	18N	Dextral
226	87	30E	Sinestral
102	75	15S	Dextral
138	85	11S	Dextral
262	89	04S	Dextral
80	83	06S	Dextral
79	69	02S	Dextral
126	84	12S	Dextral
119	88	12S	Dextral
285	89	47N	Dextral
110	72	05N	Dextral
108	74	13N	Dextral
106	80	04S	Dextral

112	78	04S	Dextral
105	80	10N	Dextral
130	80	04S	Dextral
100	89	22S	Dextral
107	70	40S	Dextral

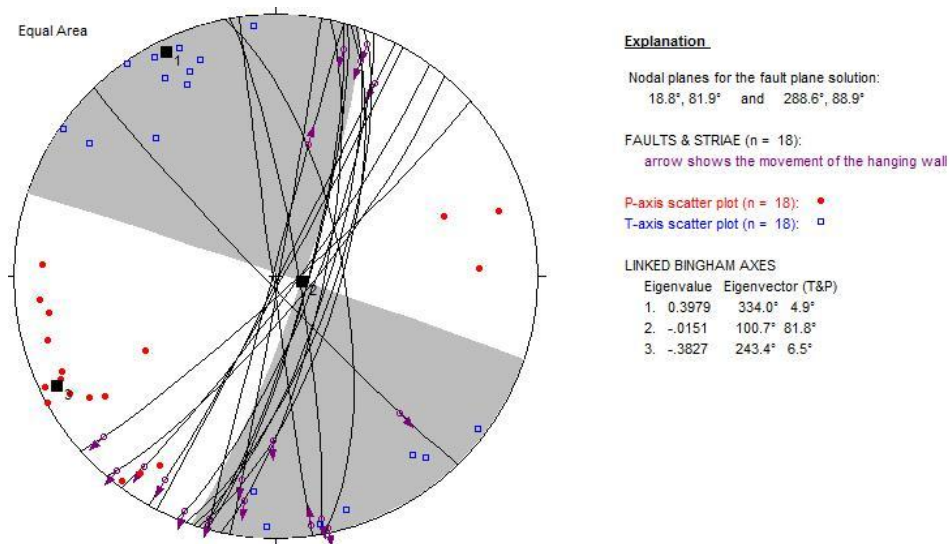


Figura 3.24 Datos cinemáticos de fallas, solución del plano de falla, ejes P y T, y direcciones principales de stress para datos del Embalse Ralco. *Eigenvalue* positivo: Extensión; *Eigenvalue* negativo: Contracción. Flechas indican el movimiento del bloque yacente. Diagrama de Angelier.

Tabla 3.19 Datos medidos en la Cuesta La Fusta (287500E, 5729200N) en el Grupo Plutónico Gualletúe.

Dip Direction	Dip	Rake	Movimiento
139	47	51W	Dextral
308	43	70N	Dextral
290	78	58S	Dextral
292	68	39S	Dextral
342	75	05E	Sinistral
170	88	25W	Sinistral
291	82	18S	Dextral
339	89	25W	Sinistral

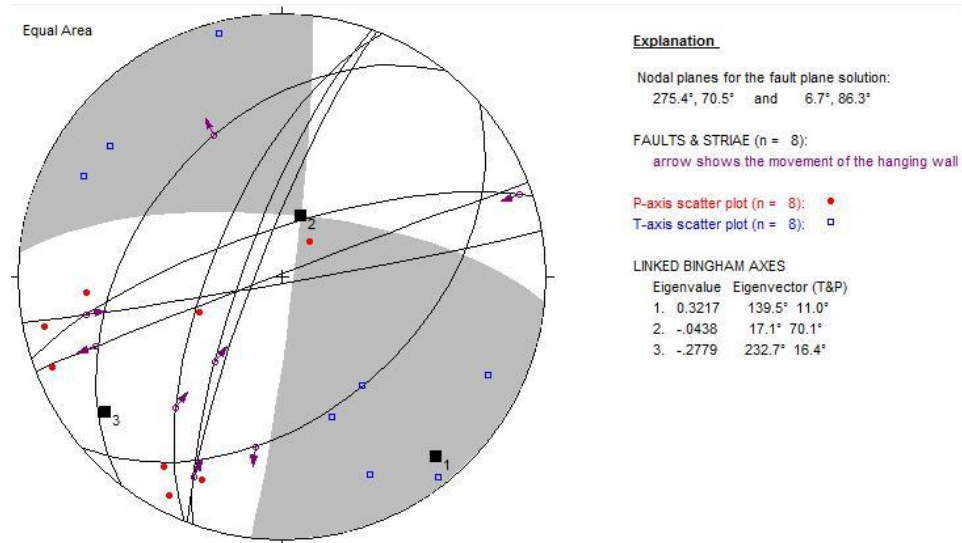


Figura 3.25 Datos cinemáticos de fallas, solución del plano de falla, ejes P y T, y direcciones principales de stress para datos de la Cuesta La Fusta. *Eigenvalue* positivo: Extensión; *Eigenvalue* negativo: Contracción. Flechas indican el movimiento del bloque yacente. Diagrama de Angelier.

Adicionalmente, Acevedo y Barrientos (1991) estudiaron el enjambre de sismos relacionados a la fase eruptiva de 1988-1989, de los cuales se calculó el mecanismo focal para el mayor de ellos (Mw 5.3, Marzo de 1989; Figura 3.26).

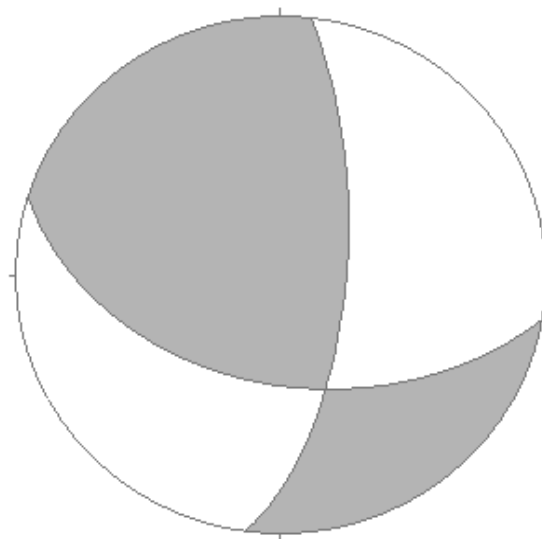


Figura 3.26 Mecanismo focal para el mismo Mw 5.3. Dominio compresivo: Blanco. Dominio extensivo: Negro.

4. Análisis Gravimétrico

4.1. Introducción

La distribución de masa en la Tierra dista mucho de ser homogénea e isótropa, sobre todo a nivel cortical. Esto resulta evidente en sectores donde es posible observar tales anomalías (fallas, pliegues, cambios litológicos, etc.), lo que posibilita la realización de inferencias en profundidad. En sectores con coberturas vegetales extensas se dificulta la cantidad y calidad de afloramientos, por lo que se hace necesario recurrir a métodos indirectos para estimar la distribución de litologías en profundidad, siendo el método gravimétrico uno de ellos.

4.1.1. Marco teórico

El método gravimétrico consiste en medir las variaciones de la componente vertical del vector gravedad en superficie; estas variaciones pueden deberse a muchos factores, de las cuales sólo interesan las debidas a cambios litológicos y/o estructurales, por lo que es necesario considerar y corregir las anomalías que otros factores puedan ocasionar en las medidas, los cuales serán detallados más adelante.

La gravedad se puede medir de manera absoluta o relativa, en el primer caso se puede efectuar midiendo la aceleración de una masa en caída libre en el vacío, mientras que en el segundo caso lo normal es cuantificar el cambio en la longitud de un resorte que posea en su extremo una masa de prueba. Instrumentos que midan gravedad absoluta son complejos y poco comunes en prospección gravimétrica, más comunes en cambio son los de gravedad relativa, entre ellos se encuentra el Scintrex CG-3M, el cual fue usado en este informe¹², y que posee una resolución de microgal (Fotografía 4.1).

¹² Instrumento perteneciente al SERNAGEOMIN.



Fotografía 4.1 Gravímetro Scintrex CG-3M empleado en la campaña de terreno.

4.1.2. Descripción instrumental

Como se mencionó, un gravímetro Scintrex CG-3M posee un resorte interno con una masa de prueba en su extremo, el largo característico del resorte es definido en un punto de gravedad absoluta conocida y cualquier variación en la gravedad ocasiona un cambio en esa longitud, la cual es medida mediante un condensador variable y procesado mediante un convertidor analógico digital (Figura 4.1).

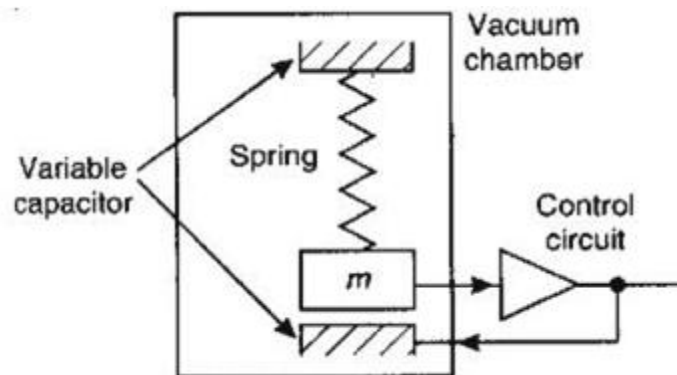


Figura 4.1 Esquema simplificado de funcionamiento interno de un gravímetro Scintrex CG-3M http://pkukmweb.ukm.my/~rahim/gravity%20lecture%28MSc%29_files/image047.jpg

Este instrumento posee una alta sensibilidad a anomalías de temperatura, lo que se regula mediante un sistema interno de estabilización termal, que debe estar permanentemente funcionando independiente de si el gravímetro se encuentre encendido o no, y es efectuado mediante las baterías recargables que permiten que el instrumento funcione, por lo que es necesaria una constante vigilancia del

estado de éstas, sobre todo en la noche. Aún así el rango de temperaturas entre las cuales el gravímetro puede trabajar es -40°C a 45°C .

Como se requiere medir la componente vertical de gravedad, el instrumento trae incorporado un trípode basal regulado por perillas (Fotografía 4.1), el cual restringe la medición sólo a sectores cuyo relieve sea subhorizontal. La horizontalidad es efectuada mediante dos niveles tubulares orientados en las direcciones cartesianas x e y (Fotografía 4.2). Debido a que el inicio de las mediciones queda supeditado a una casi perfecta ubicación horizontal del instrumento, éste trae incorporado un indicador digital de nivelación, el cual restringe el inicio de las mediciones sólo cuando la ubicación de las burbujas tubulares en ambas direcciones se encuentren entre los parámetros 10 y -10. Posteriormente se observa que el lugar esté libre de factores temporales que ocasionen vibraciones en el instrumento; en el ejemplo de este informe, las mediciones fueron efectuadas en la berma de una carretera con alto flujo de camiones, por lo que se escogieron sectores con buena visual en ambas direcciones, dándose inicio a la toma de medidas cuando la vía se encontrase libre. El punto anterior es efectuado debido a que el instrumento toma mediciones durante 30 segundos, por lo que el resultado final comprende el promedio de las mediciones y su respectiva desviación estándar (Fotografía 4.3).



Fotografía 4.2 Niveles tubulares indicadores de la nivelación.



Fotografía 4.3 Resumen de una medición.

4.2. Adquisición y procesamiento de datos

La prospección gravimétrica fue realizada durante los días 13 y 15 de Enero de 2010. El uso y cuidado del instrumento, así como la reducción de datos, fue gracias a David Cáceres A., Ingeniero Físico del SERNAGEOMIN. Los lugares de medición se restringieron a la berma de la ruta R-89 entre, aproximadamente, su intersección con las rutas locales R-761 en su límite occidental, y R-785 en su límite oriental, conformando un perfil de un poco más de 26 kilómetros de longitud y de orientación W-E (Figura 4.2). Dadas las limitantes de tiempo, se optó por espaciar las estaciones consecutivas 1000 metros, asunto parcialmente logrado debido a lo reducido del ancho de la berma y a la presencia de continuas curvas en algunos sectores. Las distancias fueron determinadas mediante el odómetro del vehículo. El espaciado entre puntos varió entre 1401 m en el extremo oriente y 517 m en el centro con una media de 1006 m lo que da un total de 27 lugares de medición, los cuales fueron señalizados con pintura para volver a medir si en la reducción de datos hubiera alguno incongruente o dudoso, asunto que no fue necesario.

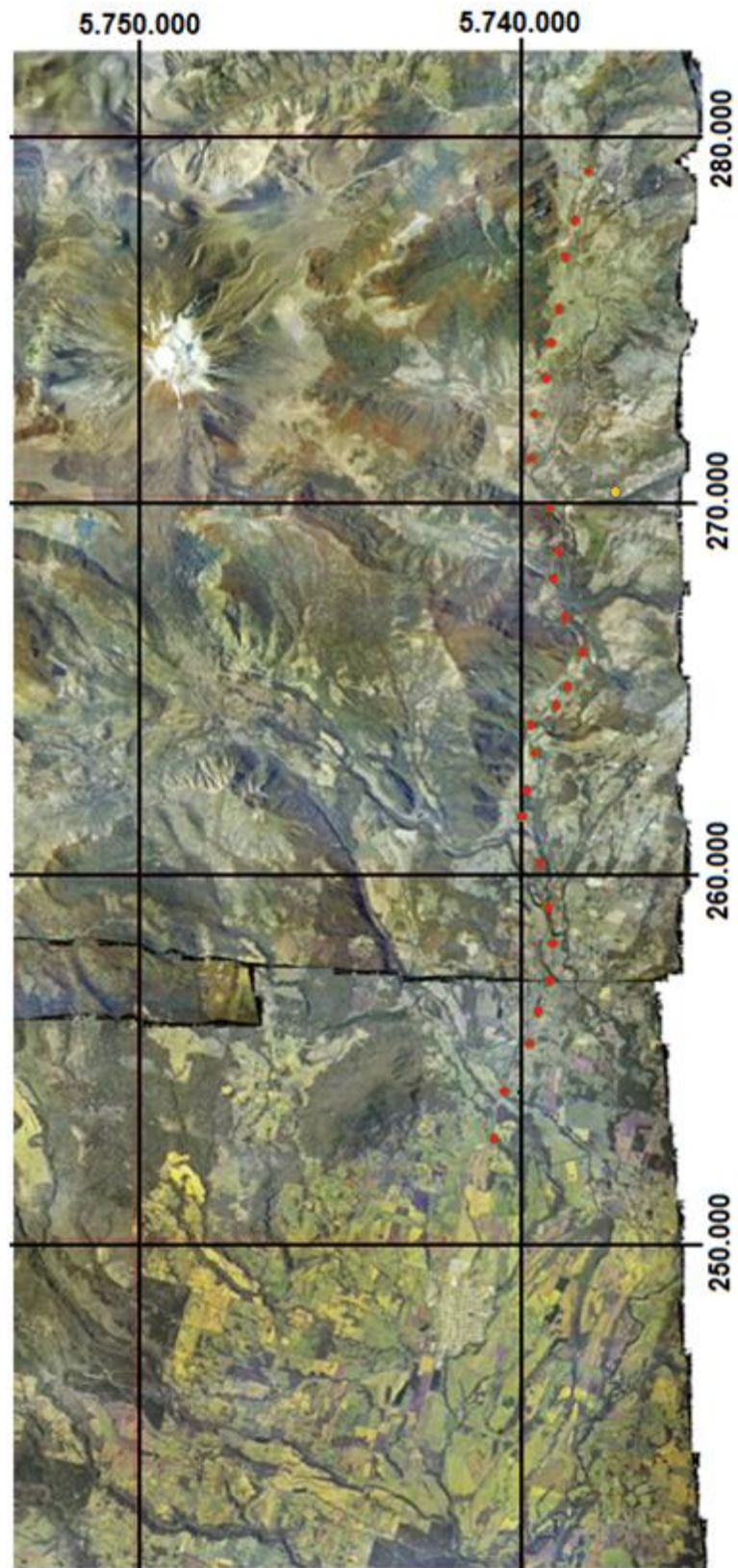


Figura 4.2 Lugares de medición gravimétrica (puntos rojos) y ubicación de la estación base (punto naranja). El relieve nevado corresponde al Volcán Lonquimay y el poblado al poniente es Curacautín. Datos trazados sobre imagen aérea escala 1:115.000 (CONAF – CONAMA – BIRF). Proyección UTM 19 S. Elipsoide PSAD56.

Araneda y Avendaño (1985), con el fin de observar la ZFLO, optaron por espaciar las mediciones 200 m unas de otras, hecho que fue factible debido a que la longitud de sus perfiles era pequeña (1500 m en promedio) y se conocía aproximadamente por dónde pasaba la falla. En el caso actual, una separación de ese estilo hubiese entregado un gran nivel de detalle, pero dadas las limitantes de tiempo y el oscilante clima en la zona se optó por ampliar el espaciamiento a los 1000 m promedio ya comentados.

El factor de corrección del instrumento fue calculado usando la base gravimétrica GEOPH (979416.7 mGal), ubicada en el Departamento de Geofísica de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile¹³. Esto permite conocer la gravedad absoluta de la Entrada 0104 (979396.2 mGal), ubicada en las afueras del edificio principal del SERNAGEOMIN¹⁴. En relación a esta última entrada es calculada la gravedad absoluta de la base Curacautín (979854.6 mGal); dicha base fue usada para calcular la deriva instrumental diaria. Estos datos se exhiben en el Anexo B.

El cálculo de las coordenadas y alturas de los lugares de medición fueron efectuadas mediante GPS diferencial usando receptores Trimble 5700 L1 bifrecuencia. La estación base se ubicó aproximadamente en el medio de la zona recorrida (Figura 4.2), en un sector elevado con respecto a la carretera, carente de árboles y alejado de animales que pudiesen botarla (Fotografía 4.4); de esa manera la distancia entre la estación base y los lugares de medición nunca excedió los 16 kilómetros. El tiempo de adquisición de datos varió de 10 minutos en los extremos del perfil, a 6 minutos en los lugares que estuviesen más cercanos a la estación base.

Las coordenadas de la estación base fueron calculadas en el datum PSAD56 con respecto al observatorio geodésico TIGO¹⁵, de la Universidad de Concepción; las coordenadas de las estaciones fueron computadas usando el Software *Trimble Business Center v1.11*, y la precisión final de los lugares de medición con respecto a la estación base se estimó en 2 cm en la horizontal y 4 cm en la vertical.

¹³ Av. Blanco Encalada 2085, Santiago, Chile.

¹⁴ Av. Santa María 0104, Providencia, Santiago, Chile.

¹⁵ Camino Einstein Km 2.5, Región del Biobío, Chile.



Fotografía 4.4 Estación base empleada en terreno

4.3. Correcciones

- Corrección por deriva instrumental: Debido a que los resortes del gravímetro no son perfectamente elásticos, éstos sufren un lento proceso de recuperación, lo que altera las mediciones tomadas en la campaña. Para cuantificar este error, antes del inicio de la jornada y una vez que ésta se ha acabado, se debe medir la gravedad en un mismo punto. Esto ocasiona dos mediciones distintas para dos horas distintas, por lo que en un gráfico “gravedad v/s hora del día”, se traza una función lineal¹⁶, y dado que se tiene el registro de la hora en la cual una determinada medida fue tomada, se reemplaza esa hora en la función lineal, obteniendo un valor el cual debe ser restado a la primera medición del día (antes del inicio de la jornada), y finalmente ese resultado debe sumarse a cada una de las mediciones efectuadas durante el día. El tiempo máximo de clausura fue de 10 horas y la deriva máxima fue de 0.136 mGal. Los valores pueden ser consultados en el Anexo B.
- Corrección por inclinación: La fórmula general para corrección por inclinación es:

$$\Delta g_{\alpha} = 0.5 \cdot \Delta g \cdot \alpha^2$$

¹⁶ Existen varios métodos para calcular la deriva instrumental. En este caso se empleó un ajuste numérico asumiendo una variación lineal con el tiempo.

Donde α es el ángulo formado entre la vertical del lugar y el eje de giro del gravímetro. Esta corrección viene incorporada dentro de los datos entregados por el gravímetro.

- Corrección por temperatura y presión: Se obtiene mediante las siguientes expresiones:

$$\Delta g_T = C_T \Delta T$$

$$\Delta g_P = C_P \Delta P$$

Donde C_T y C_P corresponden a los coeficientes térmicos y barométricos del gravímetro, respectivamente; de la misma manera ΔT y ΔP hacen referencia a las diferencias de temperatura y presión entre el punto donde se está midiendo y el punto de gravedad absoluta (y respecto al cual el gravímetro calcula gravedades relativas). Estas correcciones ya vienen incluidas en los resultados entregados por el gravímetro.

- Corrección por mareas: La ubicación en el espacio de la Luna y del Sol inciden sobre el campo gravitatorio terrestre; estas variaciones son cíclicas y poseen dependencia latitudinal. La corrección se efectúa, conociendo las posiciones del sol, la luna y la latitud de medición, mediante el algoritmo de Longman (1959), el cual viene incorporado dentro de los datos entregados.
- Corrección por latitud: También llamada “gravedad teórica”. Es calculada con respecto al elipsoide de referencia el cual ha ido cambiando con el tiempo debido a un mejor conocimiento de la forma de la Tierra. En este caso se utilizó la fórmula de 1980 (Torge, 1989):

$$g_t = g_{ec}(1 + C_1 \sin^2 \varphi + C_2 \sin^2 2\varphi)$$

Donde $g_{ec} = 978032.7$ mGal (gravedad normal en el Ecuador), $C_1 = 0.0053024$, $C_2 = -0.0000058$ y $\varphi =$ latitud.

- Corrección por aire libre: Se efectúa para trasladar todos los datos a un mismo nivel de referencia, el cual en este caso se consideró el nivel medio del mar, y que depende del tipo de geoide considerado. La fórmula clásica usada corresponde a:

$$\Delta g_{al} = 0.3086h$$

Donde h corresponde a la diferencia de cota entre el nivel de referencia y el nivel donde se efectuó la medición.

- Corrección de Bouguer: Al efectuar la corrección por aire libre no se ha tomado en cuenta la masa existente entre el nivel de referencia y el nivel h de la lectura. Por lo que esta corrección considera

la atracción generada por una placa de espesor h , densidad ρ e infinitamente extendida, cuya fórmula es:

$$\Delta g_b = 2\Pi G\rho h = 0.0419\rho h$$

En Chile, algunos autores (Sepúlveda *et al.*, 2005; Cañuta y Zúñiga, 1994; y Araneda *et al.*, 1999) han optado por ρ como la densidad promedio de la corteza terrestre (2.67 gcm^{-3}), ya sea porque al área estudiada es muy pequeña o bien porque corresponden a proyectos macroregionales; mientras que otros (Araneda y Avendaño, 1985), evalúan las litologías presentes en el perfil y lo dividen según dominios de densidades, aplicando en cada dominio una corrección de Bouguer distinta; esto último es válido en sectores que posean poca elevación con respecto al nivel medio del mar. En el presente informe se analizaron los casos $\rho = 2.67 \text{ gcm}^{-3}$ y $\rho = \text{variable}$.

- Corrección topográfica: El sector donde es tomada una medición nunca es plano, la existencia de relieves topográficos positivos o negativos puede ocasionar anomalías de hasta 20mGal en la zona sur de Chile (Araneda *et al.*, 1999). Existen varias subrutinas que efectúan esa corrección, entre ellas el módulo *Gravity and Terrain Correction* del Software *Oasis montaj v6.4.2*, el cual crea una grilla de corrección de terreno (Δg_{topo}) mediante una combinación de métodos ideados por Nagy (1966) y Kane (1962); para ello es necesaria una grilla de elevaciones de terreno compatibles con el programa, donde en este caso se usaron imágenes ASTER DEM. La densidad del terreno se supuso $\rho = 2.67 \text{ gcm}^{-3}$ (densidad cortical promedio) y como resultado la corrección topográfica varió entre 1.6 y 6.8 mGal.
- Anomalía de Bouguer: Posterior a haber calculado todas las correcciones correspondientes, se procede a calcular la anomalía de Bouguer como sigue:

$$AB = g_{\text{obs}} - g_t - \Delta g_b + \Delta g_{\text{al}} + \Delta g_{\text{topo}}$$

- Tendencia regional: La compensación isostática de la topografía ocasiona que cuando se analiza la anomalía de Bouguer en secciones longitudinales extensas (Araneda *et al.*, 1999; Gabalda *et al.*, 2005) sea posible observar un suave gradiente negativo en sentido W-E, indicador de un engrosamiento de la corteza hacia el oriente. Por lo que para modelamiento gravimétrico es necesario removerle a la anomalía de Bouguer esta componente regional de “gran longitud de onda”. Esto se hace como sigue:

$$AR = AB_{\text{obs}} - AB_{\text{reg}}$$

Donde AR señala la anomalía residual, y en base a ésta se hará el modelamiento. Para estimar AB_{reg} se debe interpolar una recta entre aquellos puntos que parezcan seguir cierta tendencia W-E. Al sur de la zona de interés, Araneda y Avendaño (1985) calcularon un gradiente de -1 mGal/km pero con la limitante de que sus perfiles eran cortos; Araneda *et al.* (1999), en un contexto mucho más regional, encontraron que el gradiente es de -0.8 mGal/km, dicho valor fue empleado por Sepúlveda *et al.* (2005) pues sus perfiles también eran cortos y no se distinguía la anomalía regional. Finalmente, para este trabajo, el gradiente encontrado varió entre -0.9 mGal/km y -1 mGal/km.

4.4. Resultados

Como se mencionó, los datos gravimétricos fueron trabajados usando dos tipos de correcciones de Bouguer.

- Caso $\rho = 2.67 \text{ gcm}^{-3}$: Información resumida en Tabla 4.1, Figura 4.3 y Figura 4.4.

Tabla 4.1 Resultados gravimétricos para corrección de Bouguer con $\rho = 2.67 \text{ gcm}^{-3}$.

Estación	UTM (m)		Altura (m)	Gravedad (mGal)		Corrección (mGal)			Anomalía (mGal)	
	N	E		Observada	Teórica	Aire libre	Bouguer	Terreno	Bouguer	Residual
Lonqui1	5738354.8	278965.7	981.3	979751.271	980034.793	302.814	109.802	4.170	-86.340	-1.221
Lonqui2	5738714.0	277644.8	955.1	979756.348	980034.479	294.751	106.878	5.576	-84.683	-0.753
Lonqui3	5738958.3	276651.8	950.6	979759.721	980034.264	293.368	106.377	4.753	-82.798	0.238
Lonqui4	5739094.3	275250.6	944.8	979763.405	980034.125	291.567	105.724	5.002	-79.874	1.901
Lonqui5	5739335.1	274322.9	925.0	979765.798	980033.913	285.467	103.512	4.858	-81.302	-0.361
Lonqui6	5739448.5	273375.7	941.8	979762.942	980033.802	290.635	105.386	3.109	-82.502	-2.414
Lonqui7	5739755.1	272423.4	948.0	979761.966	980033.538	292.540	106.077	3.049	-82.059	-2.828
Lonqui8	5739816.3	271212.1	944.0	979764.424	980033.462	291.317	105.633	3.384	-79.969	-1.828
Lonqui9	5739355.3	269868.0	881.9	979780.120	980033.797	272.139	98.679	5.380	-74.837	2.094
Lonqui10	5739136.1	268690.5	886.2	979778.548	980033.944	273.487	99.168	3.162	-77.915	-2.043
Lonqui11	5739246.6	267954.0	875.1	979781.692	980033.839	270.069	97.928	4.375	-75.632	-0.423
Lonqui12	5738958.1	266910.6	809.8	979796.970	980034.044	249.918	90.621	5.047	-72.731	1.539
Lonqui13	5738510.3	265997.7	809.4	979798.178	980034.378	249.788	90.574	4.856	-72.131	1.317
Lonqui14	5738918.7	265048.5	788.5	979801.807	980034.032	243.342	88.237	4.328	-72.793	-0.199
Lonqui15	5739217.5	264531.9	775.2	979803.569	980033.784	239.214	86.740	4.277	-73.463	-1.335
Lonqui16	5739872.0	264009.1	736.7	979809.519	980033.252	227.356	82.440	6.714	-72.104	-0.446
Lonqui17	5739759.4	263258.7	720.1	979815.246	980033.324	222.224	80.580	5.378	-71.056	-0.073
Lonqui18	5739956.5	262234.0	710.5	979819.061	980033.144	219.270	79.508	4.450	-69.872	0.189
Lonqui19	5740070.1	261540.6	717.3	979820.862	980033.038	221.365	80.268	3.035	-68.044	1.393
Lonqui20	5739599.9	260250.4	704.8	979827.697	980033.380	217.507	78.869	2.421	-64.624	3.651
Lonqui21	5739417.7	259080.2	661.6	979838.691	980033.497	204.170	74.033	2.281	-62.388	4.834
Lonqui22	5739286.2	258122.7	653.2	979840.236	980033.578	201.574	73.092	2.092	-62.768	3.592
Lonqui23	5739356.3	257088.7	665.1	979837.226	980033.498	205.241	74.422	1.778	-63.674	1.756
Lonqui24	5739657.4	256241.8	649.2	979839.661	980033.239	200.342	72.645	1.721	-64.160	0.508
Lonqui25	5739871.9	255389.8	636.2	979839.910	980033.048	196.316	71.185	1.741	-66.266	-2.366
Lonqui26	5740519.6	254098.5	624.3	979841.959	980032.503	192.645	69.854	1.667	-66.086	-3.347
Lonqui27	5740828.6	252819.3	608.0	979844.379	980032.227	187.629	68.035	1.659	-66.596	-5.009

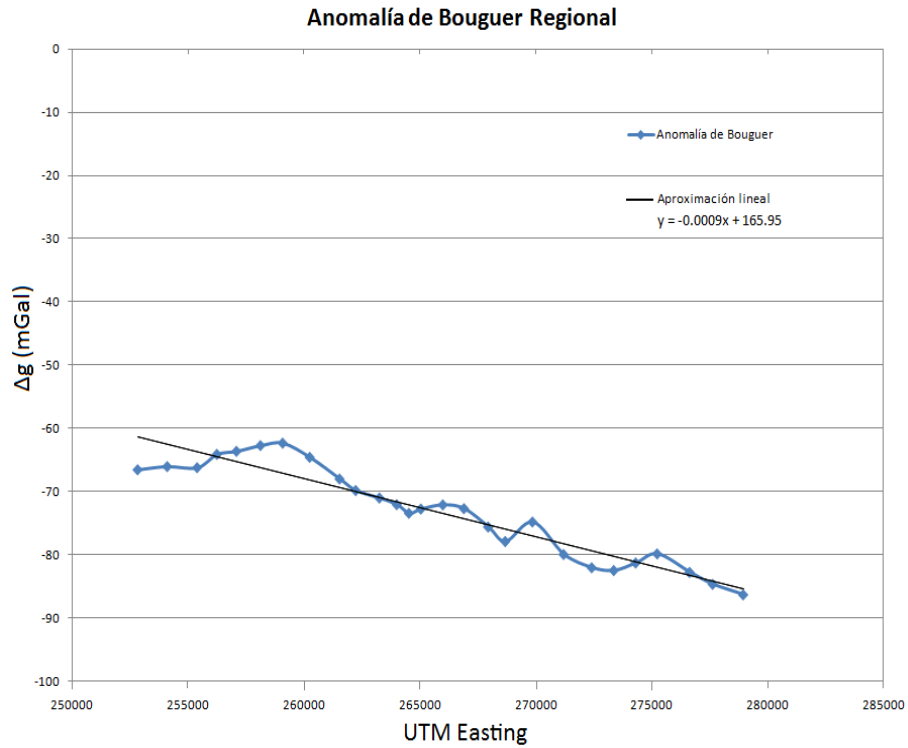


Figura 4.3 Anomalía de Bouguer Regional y aproximación lineal para corrección de Bouguer con $\rho = 2.67 \text{ gcm}^{-3}$.

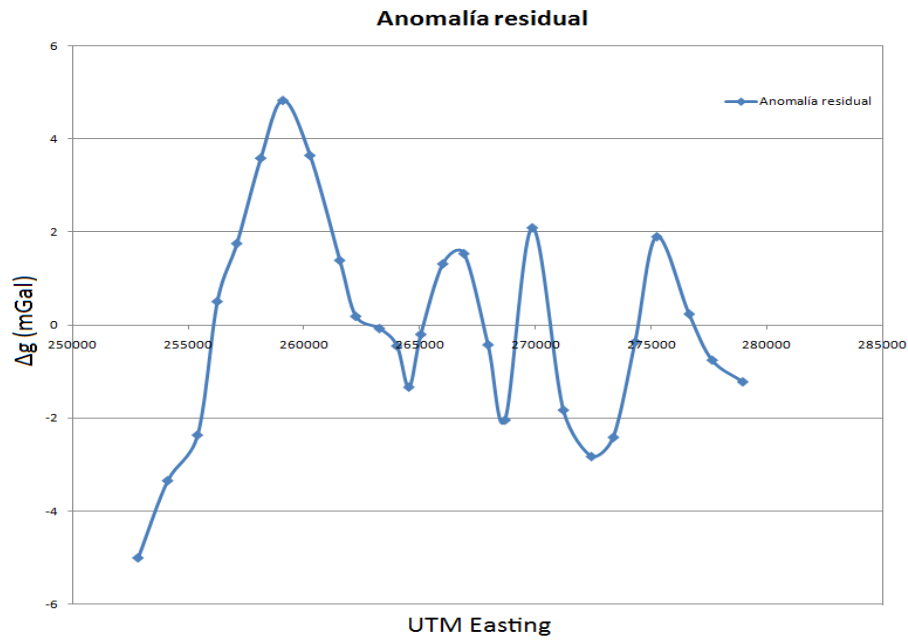


Figura 4.4 Anomalía residual para corrección de Bouguer con $\rho = 2.67 \text{ gcm}^{-3}$.

- Caso $\rho = variable$: *A priori* sólo es posible identificar en muy pocos lugares qué tipo de litologías están presentes a lo largo del perfil gravimétrico, por lo que se empleó la Hoja Curacautín, la cual si bien no posee un detalle a nivel del espaciamiento empleado en el perfil gravimétrico, sí es capaz de entregar una idea preliminar de las litologías que éste abarca. Las densidades usadas son análogas a las empleadas por Araneda y Avendaño (1985) (sedimentos: $\rho = 2.1 \text{ gcm}^{-3}$; rocas volcánicas: $\rho = 2.5 \text{ gcm}^{-3}$; y rocas intrusivas: $\rho = 2.7 \text{ gcm}^{-3}$). Esos mismos autores emplean dominios de densidad debido a que la máxima altitud en el perfil correspondió a 41 metros s.n.m y por ende la corrección de Bouguer depende fuertemente de la litología que aflora en el lugar de medición. Esta hipótesis es parcialmente válida para el presente trabajo dado que la elevación de las mediciones varió entre 608 y 981 m, por lo que para sedimentos o rocas volcánicas aflorando se supuso que, como valor máximo, los primeros 500 a 400 m bajo la topografía están compuestos por esas litologías (y lo restante compuesto por $\rho = 2.67 \text{ gcm}^{-3}$). Las densidades empleadas, siguiendo la lógica mencionada, son las siguientes (Tabla 4.2):

Tabla 4.2 Litología, espesores estimados y densidad calculada para corrección de Bouguer.

Estación	UTM (m)		Altura (m)	Litología	Espesor estimado rocas volcánicas (m)	Espesor estimado sedimentos (m)	Densidad calculada (gcm^{-3})
	N	E					
Lonqui1	5738354.8	278965.7	981.3	Volcánico	100	-	2.65
Lonqui2	5738714.0	277644.8	955.1	Volcánico	150	-	2.64
Lonqui3	5738958.3	276651.8	950.6	Sedimentos incons.	200	25	2.62
Lonqui4	5739094.3	275250.6	944.8	Sedimentos incons.	200	50	2.60
Lonqui5	5739335.1	274322.9	925.0	Sedimentos incons.	200	25	2.62
Lonqui6	5739448.5	273375.7	941.8	Volcánico	100	-	2.65
Lonqui7	5739755.1	272423.4	948.0	Volcánico	50	-	2.66
Lonqui8	5739816.3	271212.1	944.0	Basamento	-	-	2.70
Lonqui9	5739355.3	269868.0	881.9	Basamento	-	-	2.70
Lonqui10	5739136.1	268690.5	886.2	Volcánico	50	-	2.66
Lonqui11	5739246.6	267954.0	875.1	Volcánico	100	-	2.65
Lonqui12	5738958.1	266910.6	809.8	Volcánico	200	-	2.63
Lonqui13	5738510.3	265997.7	809.4	Sedimentos incons.	200	25	2.61
Lonqui14	5738918.7	265048.5	788.5	Sedimentos incons.	200	50	2.59
Lonqui15	5739217.5	264531.9	775.2	Sedimentos incons.	200	75	2.57
Lonqui16	5739872.0	264009.1	736.7	Sedimentos incons.	200	75	2.57
Lonqui17	5739759.4	263258.7	720.1	Sedimentos incons.	200	50	2.58
Lonqui18	5739956.5	262234.0	710.5	Sedimentos incons.	200	25	2.60
Lonqui19	5740070.1	261540.6	717.3	Volcánico	200	-	2.62
Lonqui20	5739599.9	260250.4	704.8	Volcánico	200	-	2.62
Lonqui21	5739417.7	259080.2	661.6	Volcánico	200	-	2.62
Lonqui22	5739286.2	258122.7	653.2	Volcánico	250	-	2.60
Lonqui23	5739356.3	257088.7	665.1	Volcánico	300	-	2.59
Lonqui24	5739657.4	256241.8	649.2	Volcánico	350	-	2.58
Lonqui25	5739871.9	255389.8	636.2	Volcánico	400	-	2.56
Lonqui26	5740519.6	254098.5	624.3	Volcánico	450	-	2.55
Lonqui27	5740828.6	252819.3	608.0	Volcánico	500	-	2.53

Una vez calculadas las densidades corticales promedio necesarias para aplicar las correcciones de Bouguer para cada punto, se procedió a calcular las anomalías (Tabla 4.3, Figura 4.5, Figura 4.6):

Tabla 4.3 Resultados gravimétricos para correcciones de Bouguer con $\rho = variable$.

Estación	UTM (m)		Altura (m)	Gravedad (mGal)		Corrección (mGal)			Anomalía (mGal)	
	N	E		Observada	Teórica	Aire libre	Bouguer	Terreno	Bouguer	Residual
Lonqui1	5738354.8	278965.7	981.3	979751.271	980034.793	302.814	108.980	4.170	-85.517	-0.422
Lonqui2	5738714.0	277644.8	955.1	979756.348	980034.479	294.751	105.677	5.576	-83.482	0.293
Lonqui3	5738958.3	276651.8	950.6	979759.721	980034.264	293.368	104.385	4.753	-80.806	1.976
Lonqui4	5739094.3	275250.6	944.8	979763.405	980034.125	291.567	102.952	5.002	-77.102	4.278
Lonqui5	5739335.1	274322.9	925.0	979765.798	980033.913	285.467	101.573	4.858	-79.363	1.090
Lonqui6	5739448.5	273375.7	941.8	979762.942	980033.802	290.635	104.596	3.109	-81.713	-2.207
Lonqui7	5739755.1	272423.4	948.0	979761.966	980033.538	292.540	105.679	3.049	-81.662	-3.109
Lonqui8	5739816.3	271212.1	944.0	979764.424	980033.462	291.317	106.820	3.384	-81.156	-3.814
Lonqui9	5739355.3	269868.0	881.9	979780.120	980033.797	272.139	99.788	5.380	-75.946	0.052
Lonqui10	5739136.1	268690.5	886.2	979778.548	980033.944	273.487	98.796	3.162	-77.543	-2.723
Lonqui11	5739246.6	267954.0	875.1	979781.692	980033.839	270.069	97.195	4.375	-74.898	-0.814
Lonqui12	5738958.1	266910.6	809.8	979796.970	980034.044	249.918	89.264	5.047	-71.373	1.668
Lonqui13	5738510.3	265997.7	809.4	979798.178	980034.378	249.788	88.539	4.856	-70.096	2.032
Lonqui14	5738918.7	265048.5	788.5	979801.807	980034.032	243.342	85.593	4.328	-70.149	1.030
Lonqui15	5739217.5	264531.9	775.2	979803.569	980033.784	239.214	83.492	4.277	-70.215	0.447
Lonqui16	5739872.0	264009.1	736.7	979809.519	980033.252	227.356	79.353	6.714	-69.017	1.122
Lonqui17	5739759.4	263258.7	720.1	979815.246	980033.324	222.224	77.864	5.378	-68.339	1.049
Lonqui18	5739956.5	262234.0	710.5	979819.061	980033.144	219.270	77.424	4.450	-67.788	0.576
Lonqui19	5740070.1	261540.6	717.3	979820.862	980033.038	221.365	78.765	3.035	-66.541	1.130
Lonqui20	5739599.9	260250.4	704.8	979827.697	980033.380	217.507	77.392	2.421	-63.147	3.233
Lonqui21	5739417.7	259080.2	661.6	979838.691	980033.497	204.170	72.647	2.281	-61.002	4.208
Lonqui22	5739286.2	258122.7	653.2	979840.236	980033.578	201.574	71.175	2.092	-60.852	3.401
Lonqui23	5739356.3	257088.7	665.1	979837.226	980033.498	205.241	72.192	1.778	-61.444	1.775
Lonqui24	5739657.4	256241.8	649.2	979839.661	980033.239	200.342	70.196	1.721	-61.711	0.661
Lonqui25	5739871.9	255389.8	636.2	979839.910	980033.048	196.316	68.252	1.741	-63.334	-1.814
Lonqui26	5740519.6	254098.5	624.3	979841.959	980032.503	192.645	66.715	1.667	-62.947	-2.718
Lonqui27	5740828.6	252819.3	608.0	979844.379	980032.227	187.629	64.468	1.659	-63.028	-4.079

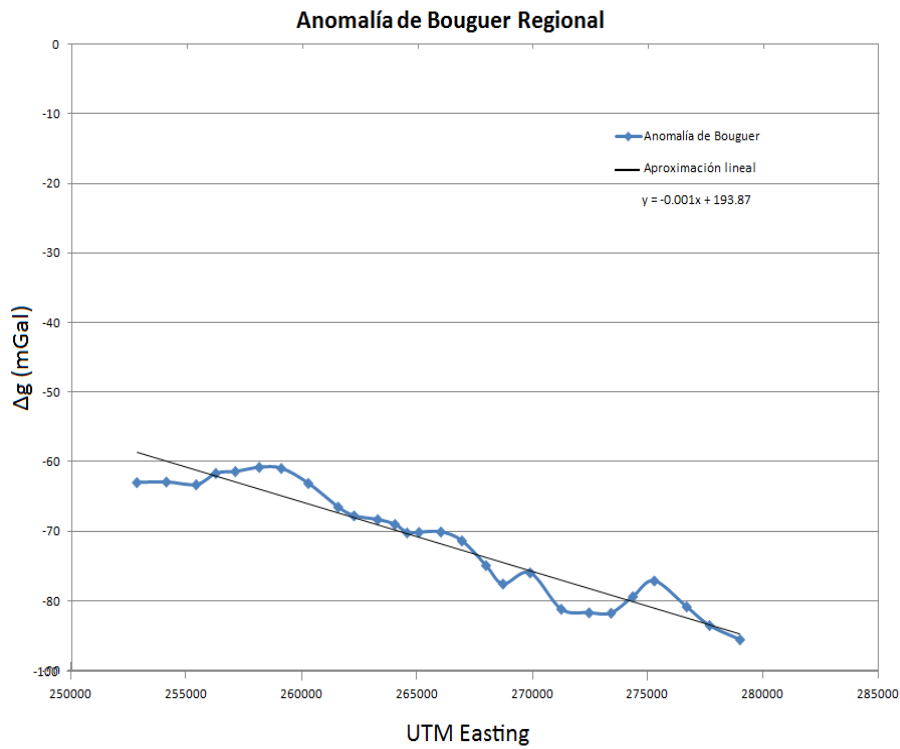


Figura 4.5 Anomalía de Bouguer Regional y aproximación lineal para corrección de Bouguer con $\rho = \text{variable}$.

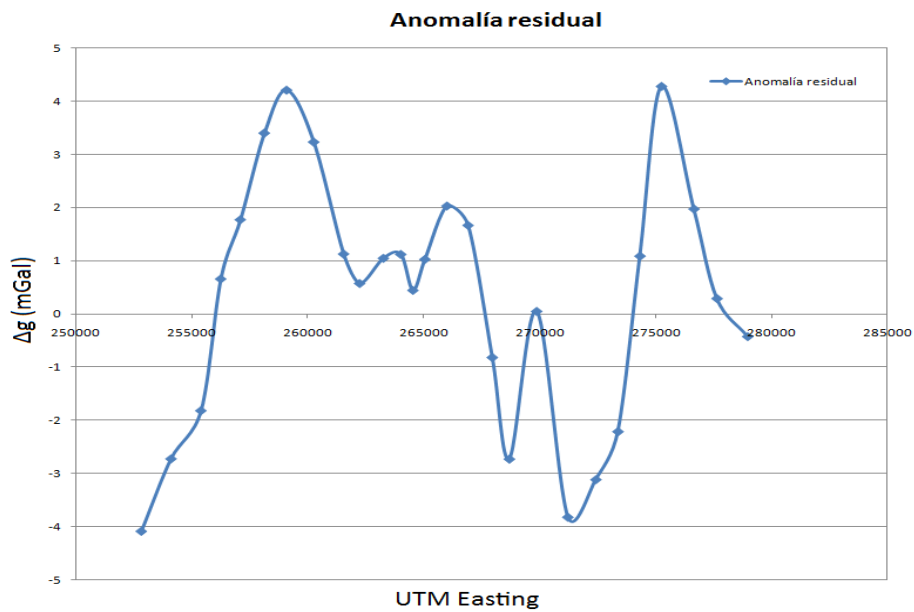


Figura 4.6 Anomalía residual para corrección de Bouguer con $\rho = \text{variable}$.

En las figuras 4.3 y 4.5 es posible observar la tendencia regional ya comentada; a la vez, analizando las figuras 4.4 y 4.6 se observa un notorio comportamiento sinusoidal entre anomalías gravimétricas positivas y negativas. Esto guía a definir dos dominios gravimétricos negativos: el primero

está al occidente de la zona, donde se alcanza el menor valor residual (-5.009 mGal; Tabla 4.1), que lamentablemente ocurre donde termina el perfil, por lo que la anomalía sólo es registrada parcialmente; el segundo dominio está en la zona centro-oriental (267.000 – 273.000 E) y muestra una variación continua de la anomalía negativa exceptuando un punto que se escapa totalmente a la tendencia de esa variación (ubicado en 270.000). Por otra parte, se observan dos dominios gravimétricos positivos: el primero, ubicado al oriente, donde el perfil sí logra capturarlo por completo; y el segundo, en la zona centro-occidental (256.000 – 267.000 E), que presenta pequeñas oscilaciones internas.

4.5. Modelos

Las anomalías residuales fueron modeladas de dos maneras; la primera, básica, y la segunda, más compleja.

4.5.1. Simple

Esta modelación fue realizada mediante el programa Gravmod v3.1, el cual calcula un modelo 2-D mediante densidades columnares duales. Los resultados para ambos casos estudiados son los siguientes (Figura 4.7 y Figura 4.8):

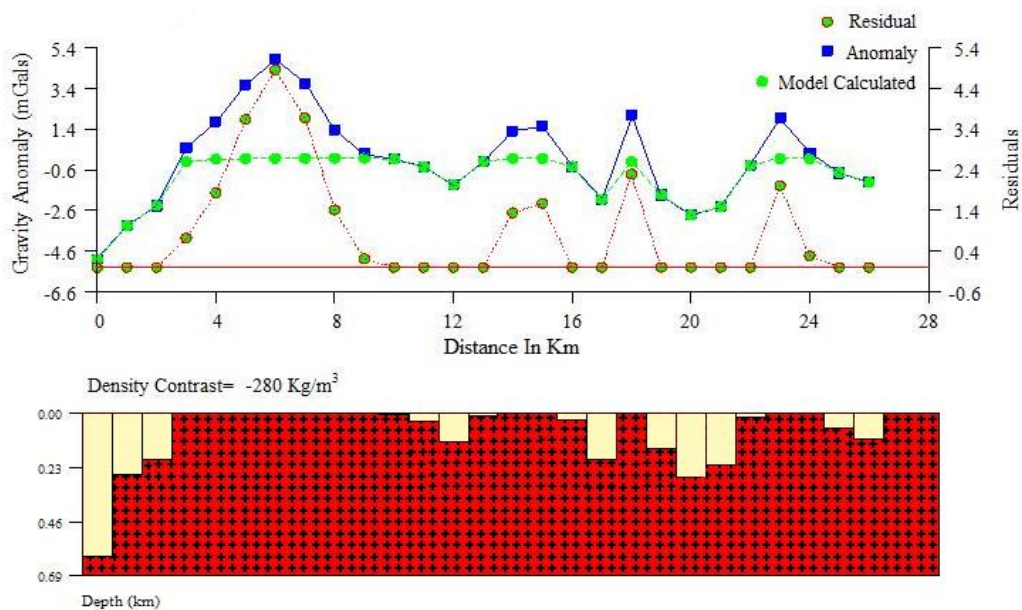


Figura 4.7 Modelo básico W-E para $\rho = 2.67 \text{ gcm}^{-3}$.

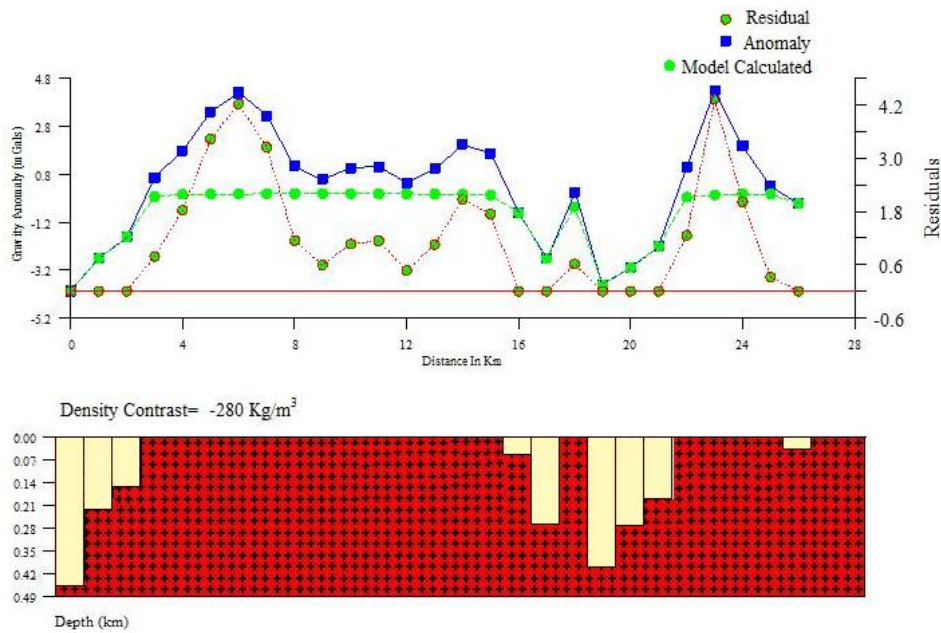


Figura 4.8 Modelo básico W-E para $\rho = variable$.

Este modelamiento sólo puede realizarse suponiendo contrastes excluyentes positivos o negativos de densidades y, como se ve de las figuras 4.7 y 4.8, se optó por modelar las anomalías negativas. Para el dominio negativo occidente, dado que es capturado de manera parcial, se le estima una longitud superficial mínima de 3 km; por otra parte, el dominio central, aunque es mucho más evidente en la Figura 4.8, exhibe en ambas figuras la misma longitud de 6 km. Anomalías negativas pequeñas es posible observar en ambas figuras.

El contraste de densidad se calculó entre un basamento de $\rho = 2.67 \text{ gcm}^{-3}$ y un relleno volcánico-sedimentario de $\rho = 2.39 \text{ gcm}^{-3}$. Este contraste puede considerarse constante en el caso de densidad de basamento variable, pues como ésta varía entre 2.53 y 2.7 gcm^{-3} (Tabla 4.2), sería equivalente a suponer una densidad de basamento constante y sólo hacer variar levemente la densidad de las columnas. Adicionalmente, el espesor vertical de las columnas está subestimado, pues la inclusión de densidades mayores que la del basamento, ocasiona que la columna tenga que ser más profunda para compensar el efecto gravitatorio.

Comparando los sectores de anomalías gravimétricas negativas con respecto a la Figura 4.2 es posible observar que aquellos puntos restringidos únicamente al modelo $\rho = constante$ se encuentran ubicados en los sectores donde existe amplia acumulación de depósitos fluviales y sobre los cuales están los poblados principales del valle del río Cautín: Manzanar y Malalcahuello. Adicionalmente, los sectores de anomalías gravimétricas positivas, dentro de esta misma figura, corresponden a:

1. Anomalía Lonqui3-4: Lo más probable es que sea debido a una disminución abrupta del espesor sedimentario con respecto a los puntos más occidentales.
2. Anomalía Lonqui9: Este punto rompe la tendencia gravitatoria negativa en el gran bajo gravimétrico del centro del perfil. Correspondería a basamento existente en el nivel de referencia (nivel del mar).
3. Anomalía Lonqui12-13: Aunque en la Tabla 4.2 se suponen depósitos volcánicos y sedimentarios, en terreno se constató un afloramiento notable de basamento.

Los puntos más interesantes corresponden a aquellos presentes en ambos modelos y son los siguientes:

1. Anomalía Lonqui1: Ubicada al inicio de la ruta R-785. Es un pequeño bajo gravimétrico explicado por un aumento en la potencia de la secuencia volcano-sedimentaria.
2. Anomalía Lonqui6-7-8-10-11: Correspondiente a un gran relleno en una zona de fractura.
3. Anomalía Lonqui25-26-27: Interpretado como un abrupto incremento en el espesor de depósitos volcánicos.

4.5.2. Avanzado

Un modelo más detallado fue creado usando el módulo *GM-SYS* del Software *Oasis montaj* v6.4.2, el cual permite crear un perfil 2-D mediante la asignación de cuerpos de formas poligonales y densidades variables. Los resultados fueron los siguientes (Figuras 4.9 y 4.10):

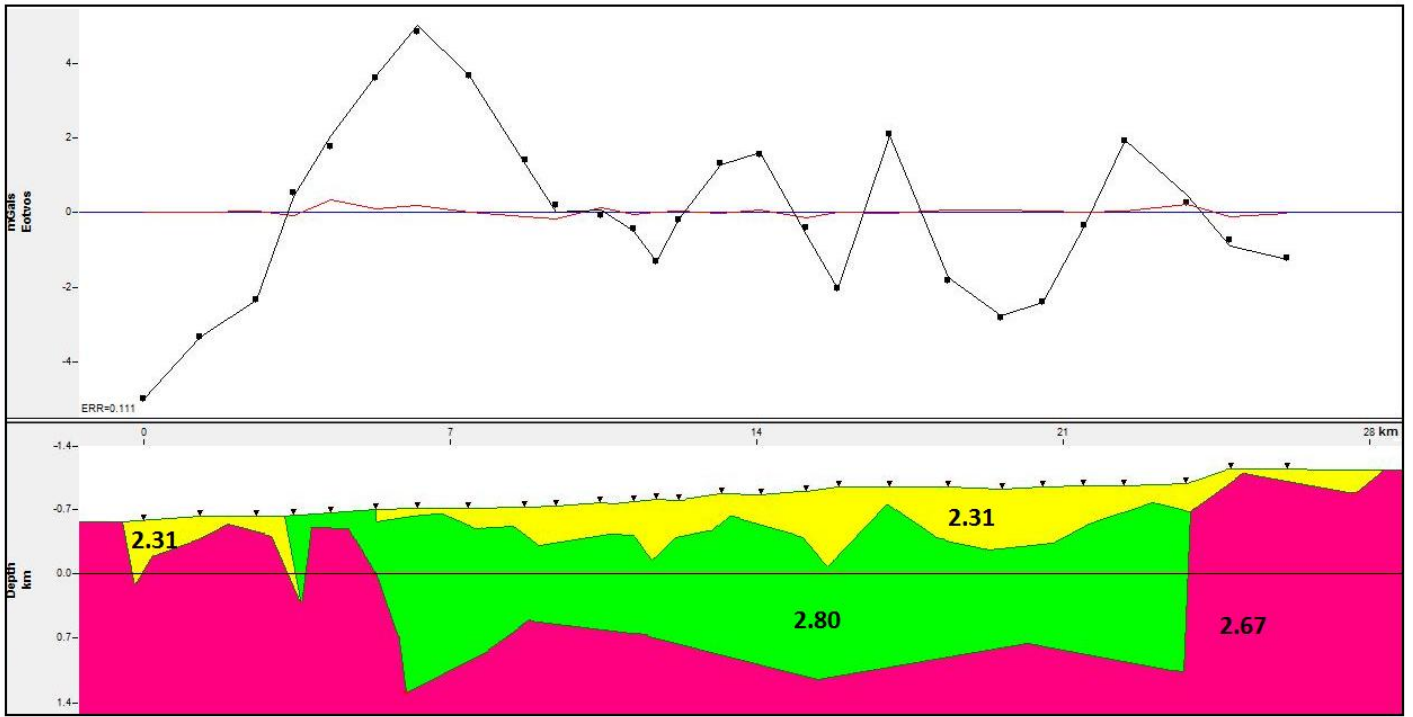


Figura 4.9 Perfil W-E de bloques de distintas densidades para $\rho = 2.67 \text{ g cm}^{-3}$. En el gráfico, los puntos negros señalan los datos gravimétricos, la línea negra muestra qué tan bien se ajusta el modelo y la línea roja señala el error entre ambos. ERR corresponde al Error Cuadrático Medio.

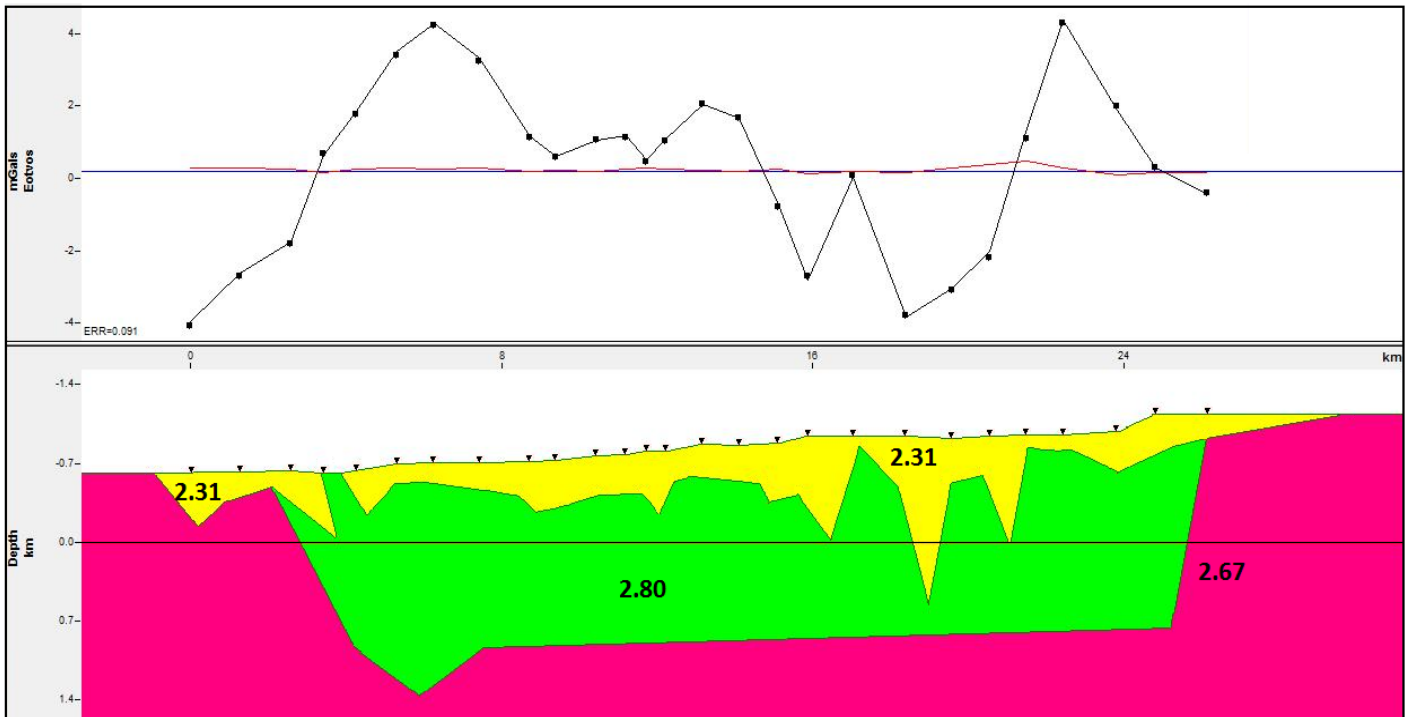


Figura 4.10 Perfil W-E de bloques de distintas densidades para $\rho = \text{variable}$. En el gráfico, los puntos negros señalan los datos gravimétricos, la línea negra muestra qué tan bien se ajusta el modelo y la línea roja señala el error entre ambos. ERR corresponde al Error Cuadrático Medio.

Como se deduce de ambas figuras, se supusieron tres tipos de litologías distintas: una basal ($\rho = 2.67 \text{ gcm}^{-3}$), una intrusiva ($\rho = 2.80 \text{ gcm}^{-3}$) y una sedimentaria ($\rho = 2.36 \text{ gcm}^{-3}$). Es posible, además, observar varias similitudes, que corresponden a la ubicación y espesor de los rellenos volcano-sedimentarios y de los cuerpos intrusivos.

Las características máximas calculables de los rellenos volcano-sedimentarios ubicados al comienzo del perfil y en su parte centro-oriental son resumidas en la Tabla 4.4. Se supuso que el máximo espesor sedimentario de origen ‘no tectónico’ correspondería a 75 m (Tabla 4.2), por lo que cualquier potencia mayor implicaría condiciones tectónicas de formación; en consecuencia, los rellenos fueron considerados tectónicos en sectores donde sus espesores superaran los 200 m.

Tabla 4.4 Dimensiones máximas de los rellenos volcano-sedimentarios.

	Figura 4.9	Figura 4.10
Relleno occidental		
Longitud horizontal (m)	3690	4260
Potencia máxima (m)	960	590
Relleno central		
Longitud horizontal (m)	19160	21500
Potencia máxima (m)	850	1470

Realizando un análisis de sensibilidad para el relleno central en la Figura 4.10, se obtuvo que cambiando la densidad del relleno volcano-sedimentario a 2.1 gcm^{-3} la potencia máxima disminuye a 620 m, mientras que suponiendo una densidad de 2.5 gcm^{-3} , la potencia asciende a 1940 m (comparadas con respecto a los 1470 m; Tabla 4.4).

Con todos los datos disponibles, se compararon las Figuras 4.9 y 4.10 con la litología presente en la Hoja Curacautín, así como con el perfil esquemático B-B’ en la misma Hoja, cuya traza está a sólo 6 km al sur del valle del río Cautín. De esta manera fue posible crear un perfil W-E (Figura 4.11) que fuera consecuente con los datos gravimétricos, y con las unidades y el perfil presentes en la Hoja Curacautín.

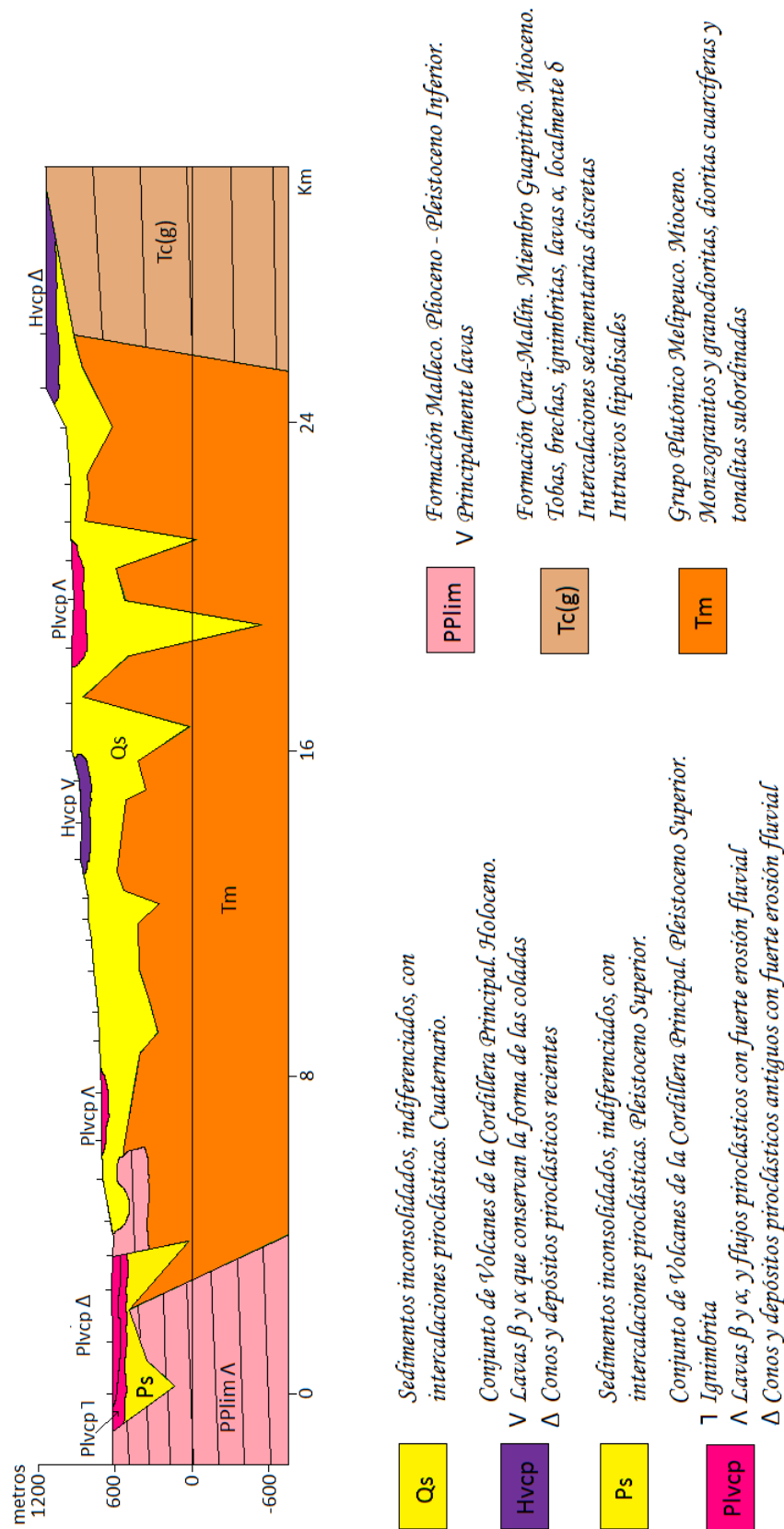


Figura 4.11 Perfil esquemático W-E basado en gravimetría y consecuente con la Hoja Curacautín. Se señalan las ubicaciones de las medidas gravitacionales.

En la Figura 4.11 se observa la presencia de un gran cuerpo intrusivo de densidad 2.80 gcm^{-3} , valor que es interpretable como granito, granodiorita, sienita, diorita cuarcífera o diorita (Daly, 1966), litologías de las cuales varias coinciden muy bien con la descripción del Grupo Plutónico Melipeuco y que corresponderían a las raíces de los volcanes miocenos cuyos depósitos se evidencian en la Formación Cura-Mallín. Este cuerpo sería el responsable de las anomalías gravimétricas positivas, y por las figuras 4.9 y 4.10 se supuso que tendría una profundidad de 1 a 1.5 km bajo superficie.

Se observa también que los depósitos de lavas β - α tanto de edad pleistocena superior como holocena, si bien poseen densidad igual o mayor que la del basamento, no constituirían depósitos de una potencia vertical considerable debido a que corresponden a frentes de lavas. Por otra parte, litologías de menor densidad, como depósitos piroclásticos, sobre todo en el lado W del perfil, pueden constituir rellenos de potencias un poco mayores pero insuficientes para generar tal anomalía negativa. Se propone, por lo tanto, un gran espesor volcano-sedimentario ($775 \pm 185 \text{ m}$; Tabla 4.4) de edad pleistocena superior para el valle en el cual fueron encausados estos depósitos piroclásticos.

Unidades sedimentarias litificadas, como las formaciones Malleco y Cura-Mallín han sido adoptadas como basamento subvolcánico (anterior al Pleistoceno Superior) suponiéndoseles a ambas una densidad de 2.67 gcm^{-3} típica de una corteza continental promedio. La presencia principalmente de lavas dentro de la Formación Malleco, y de lavas, ignimbritas e intrusivos hipabisales dentro de la Formación Cura-Mallín sustentan esta hipótesis.

El rasgo más distintivo está relacionado con el depósito volcano-sedimentario central, que posee una gran potencia vertical ($1160 \pm 310 \text{ m}$; Tabla 4.4), la cual sin embargo en algunos sectores disminuye notablemente; esto tiene como consecuencia considerables anomalías de basamento, los cuales parecen evidenciar un sistema local de horsts y grabens. Dada la coincidencia espacial con la zona de anomalía vista en la Figura 4.7, se propone que esta zona de $20330 \pm 1170 \text{ m}$ de longitud (Tabla 4.4) pertenece a la ZFLO.

Otro rasgo importante es la gran potencia vertical de la unidad *Ps*, que aunque es más marcado en las Figuras 4.7 y 4.8, quizás podría también corresponder a una zona de subsidencia parcialmente detectada e inactiva durante el Cuaternario.

El modelo estructural propuesto se exhibe en la Figura 4.12, destacándose la configuración de horsts y grabens y el fallamiento inverso de vergencia oeste, este último postulado en este trabajo (ver Discusión) como el límite occidental de la Cordillera Principal.

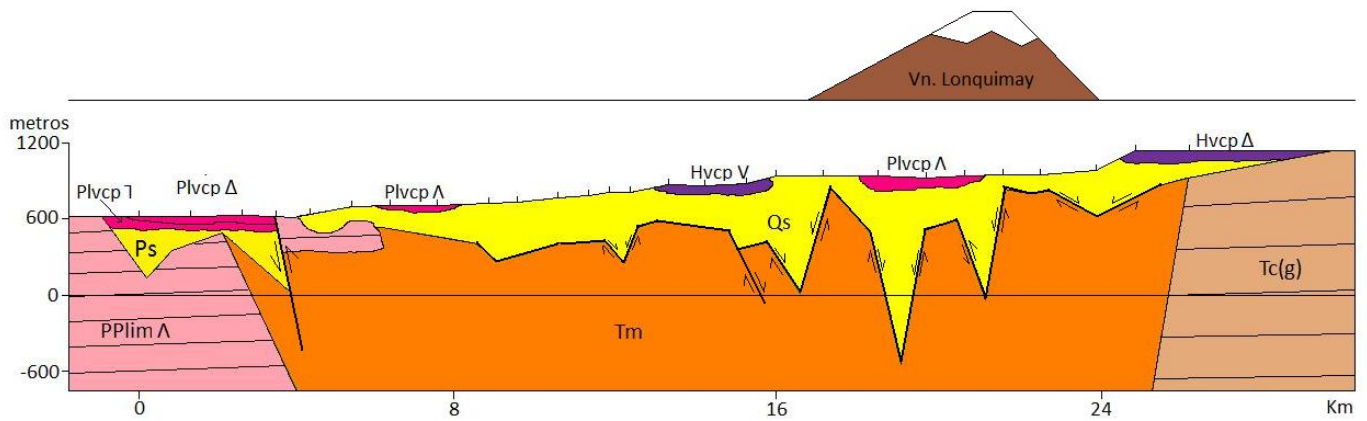


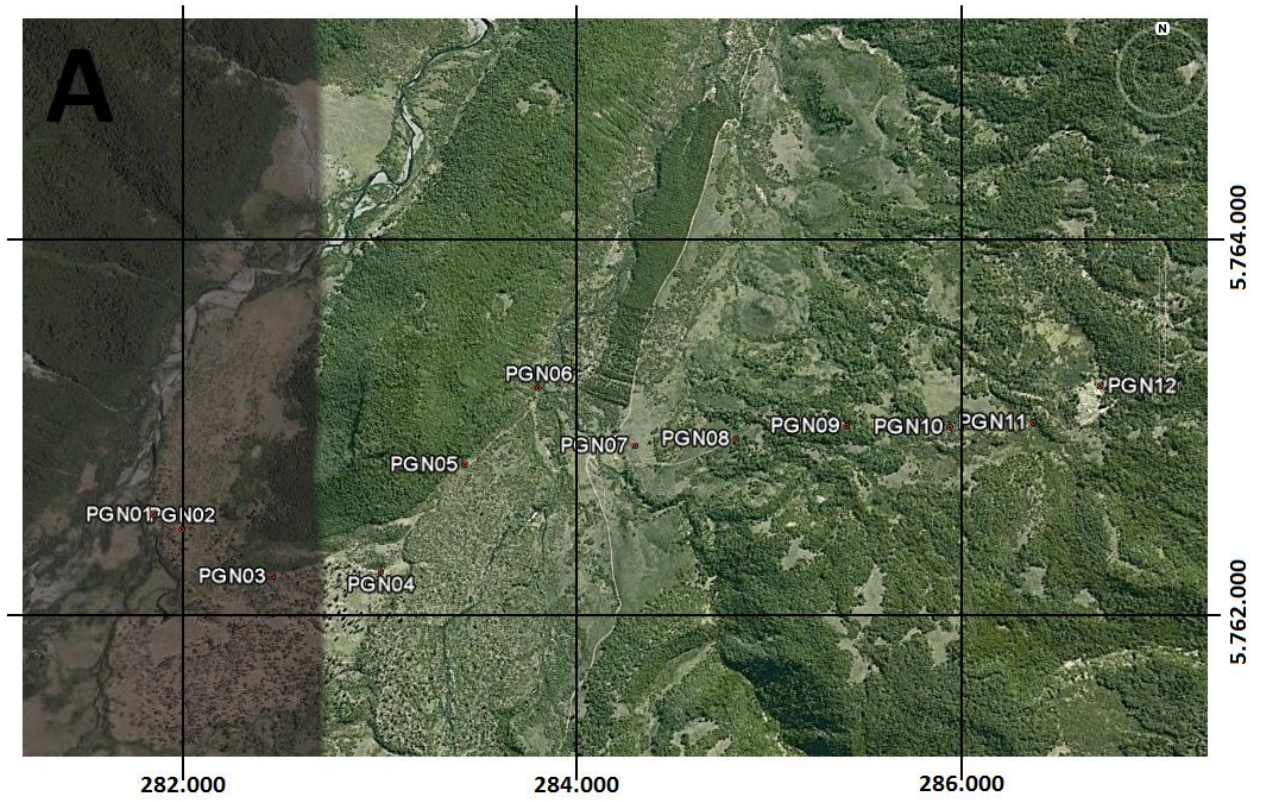
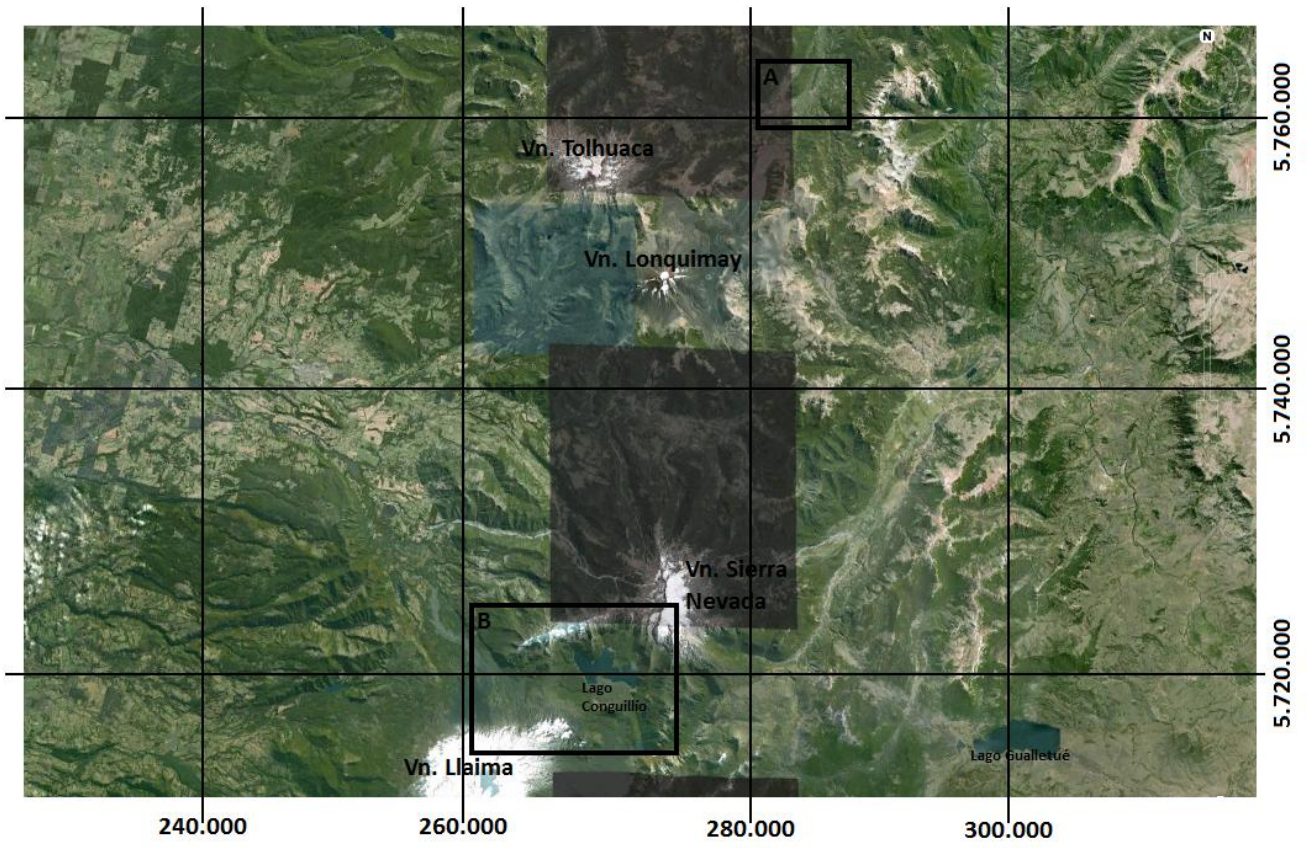
Figura 4.12 Modelo estructural para el perfil gravimétrico central. Se señala la ubicación del Volcán Lonquimay con respecto a la línea gravimétrica.

4.6 Campaña Gravimétrica Adicional

A finales de Mayo de 2010, fueron planificadas y llevadas a cabo dos líneas de mediciones gravimétricas (Figura 4.13), una al norte (confluencia de las rutas R-801 y R-785) y otra al sur (final de la ruta R-925) del gran perfil gravimétrico diseñado en este trabajo¹⁷. La finalidad de ambas líneas gravitatorias también consiste en cortar longitudinalmente la ZFLO y sus perfiles geológicos serán comparados con el obtenido en la Figura 4.12.

La reducción y el tratamiento de los datos fueron realizados de manera análoga a lo especificado en el punto 4.2, sin embargo la deformación cósmica relacionada al terremoto Mw 8.8 del 27 de Febrero de 2010 varió las coordenadas del observatorio geodésico TIGO, por lo que el error en las componentes horizontal y vertical se estima en no mayor a 1.5 metros (David Cáceres A., comunicación escrita), esto ocasiona un error en las anomalías residuales de $-0.296/+0.276$ mGal, valor intrascendente para el modelamiento.

¹⁷ Los datos gravimétricos fueron obtenidos por M. Piña y M. Vega en el contexto del Programa de Riesgos Volcánicos del SERNAGEOMIN.



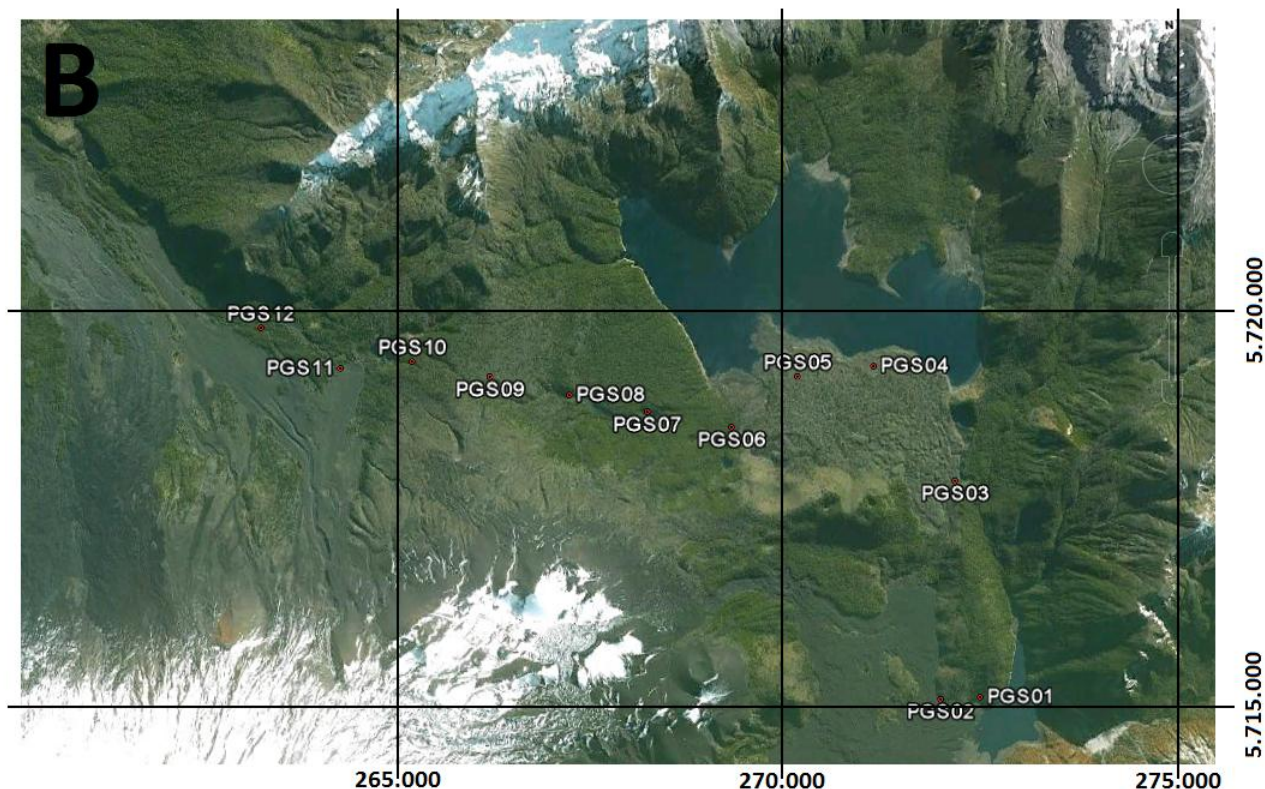


Figura 4.13 Nuevos sectores de mediciones gravimétricas. A) Sector Norte. B) Sector Sur. Se señalan los puntos en los que fueron efectuadas las mediciones. Proyección UTM 19 S. Elipsoide WGS84.

4.6.1. Sector Norte

La información recabada se exhibe en la Tabla 4.5, las anomalías de Bouguer y residual se muestran en las figuras 4.14 y 4.15, respectivamente, el modelamiento mediante el programa *Oasis montaj* v6.4.2 se exhibe en la Figura 4.16 y el perfil geológico-estructural es detallado en la Figura 4.17.

Tabla 4.5 Resultados gravimétricos para las mediciones del sector norte.

Estación	UTM (m)		Altura (m)	Gravedad (mGal)		Corrección (mGal)			Anomalía (mGal)	
	N	E		Observada	Teórica	Aire libre	Bouguer	Terreno	Bouguer	Residual
PGN01	5762567.1	281861.5	912.7	979743.475	980015.726	281.653	102.129	5.146	-87.580	0.411
PGN02	5762494.1	281986.3	914.4	979744.158	980015.786	282.196	102.326	4.711	-87.047	1.069
PGN03	5762261.2	282476.4	933.4	979744.826	980015.982	288.047	104.447	3.887	-83.669	4.937
PGN04	5762302.3	283048.4	938.5	979744.960	980015.962	289.627	105.020	3.853	-82.542	6.636
PGN05	5762875.3	283475.3	946.7	979742.578	980015.516	292.158	105.938	5.097	-81.621	7.984
PGN06	5763289.1	283851.4	912.5	979748.521	980015.197	281.610	102.113	5.204	-81.975	8.006
PGN07	5762997.7	284369.5	942.3	979742.809	980015.438	290.798	105.445	3.940	-83.336	7.163
PGN08	5763048.9	284895.3	986.9	979734.488	980015.409	304.561	110.436	4.037	-82.759	8.267
PGN09	5763130.4	285448.0	1077.8	979716.721	980015.356	332.623	120.611	3.445	-83.178	8.400
PGN10	5763138.6	285965.5	1117.2	979708.359	980015.360	344.763	125.013	3.260	-83.991	8.105
PGN11	5763172.7	286387.7	1124.4	979705.948	980015.342	347.026	125.833	3.648	-84.554	7.964
PGN12	5763364.4	286714.3	1142.0	979701.711	980015.196	352.423	127.790	4.112	-84.741	8.104

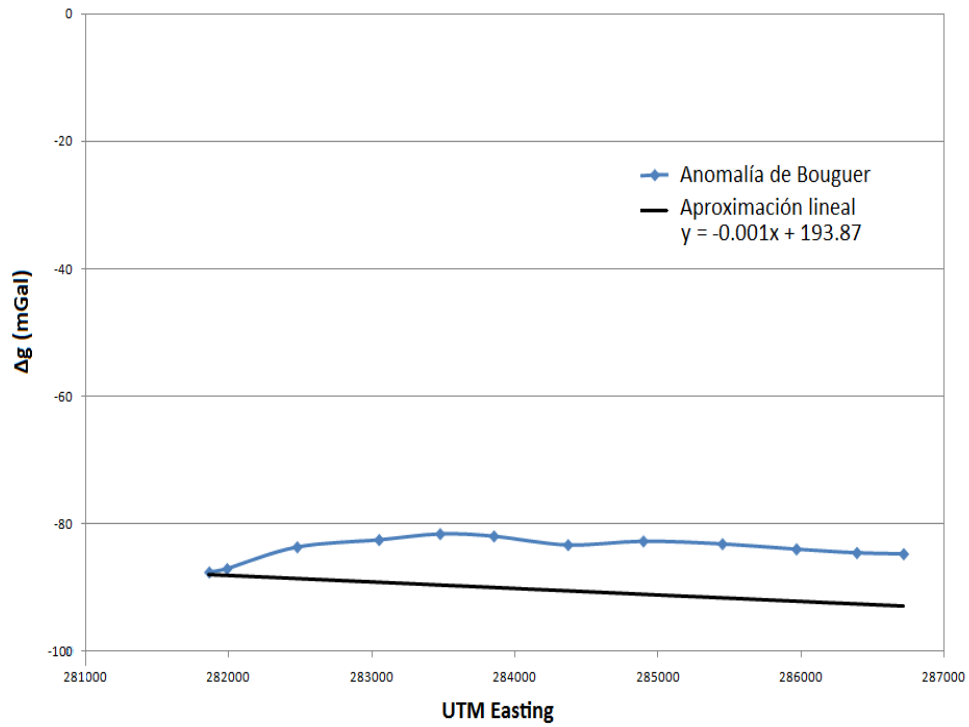


Figura 4.14 Anomalía de Bouguer Regional y aproximación lineal para el sector norte. La aproximación lineal se basó en la calculada en la Figura 4.5, aunque podría haberse usado la de la Figura 4.3, en cuyo caso las variaciones habrían sido mínimas.

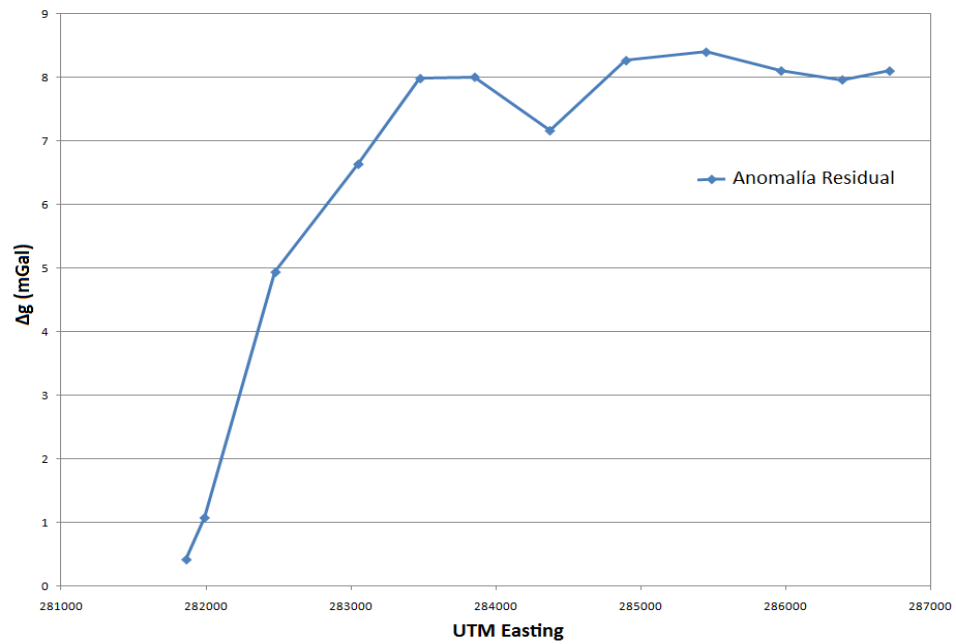


Figura 4.15 Anomalía residual para el sector norte.

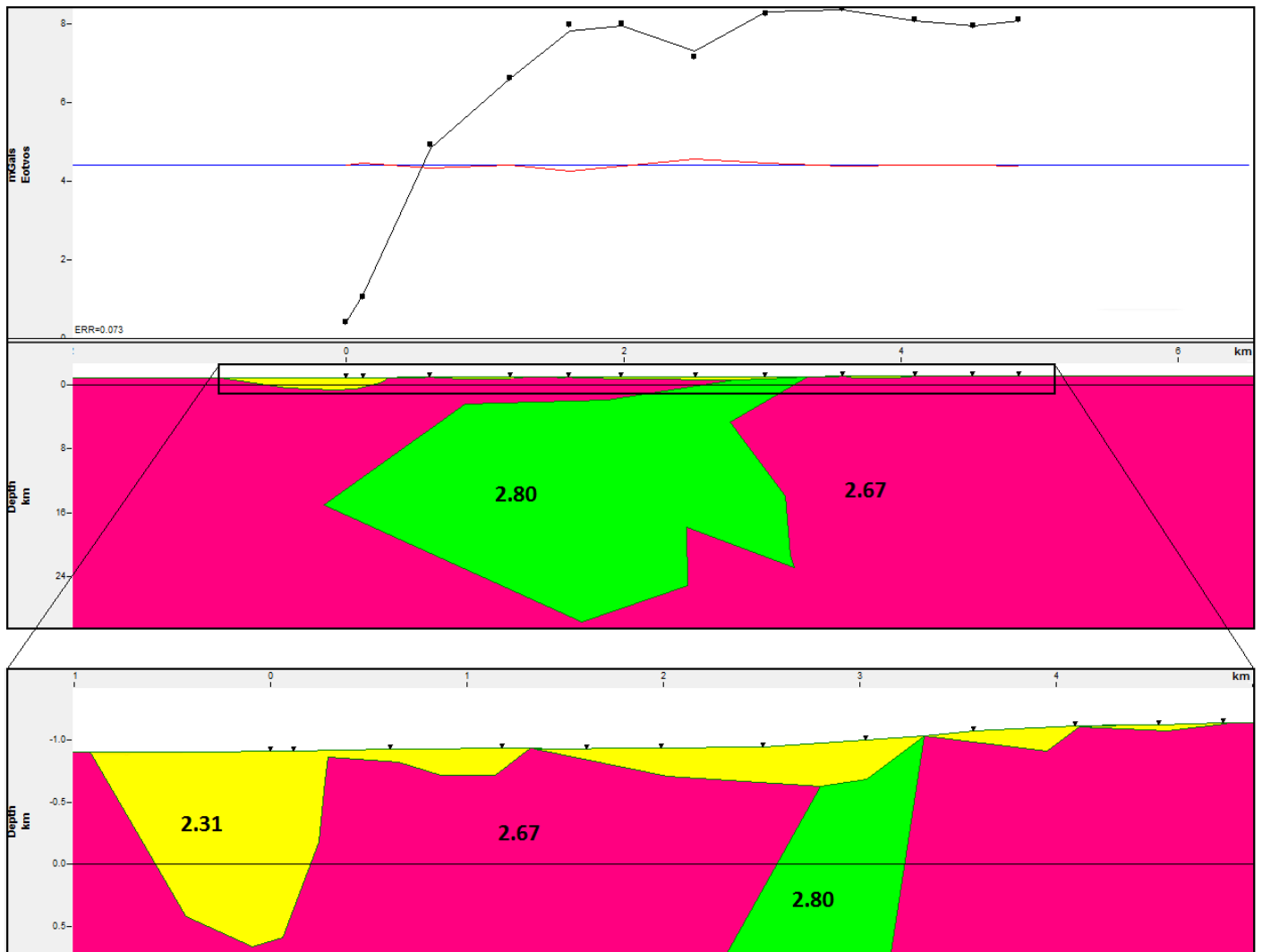


Figura 4.16 Perfil W-E de bloques de distintas densidades para el sector norte. Densidades en $g\ cm^{-3}$. Dadas las coincidencias generales entre los modelos de las figuras 4.9 y 4.10 se decidió emplear tanto para corrección de Bouguer como para modelamiento la densidad cortical clásica.

De la Figura 4.16 se puede observar un gran relleno volcánico-sedimentario de 1510 m de espesor y 1180 m de longitud en el sector occidental, y, hacia el oriente, una serie de rellenos cuyo espesor máximo oscila los 360 m. Realizando un análisis de sensibilidad para el relleno del poniente se obtiene que para una densidad de $2.1\ g\ cm^{-3}$ la potencia máxima disminuye a 1000 m; por otra parte, para una densidad de $2.5\ g\ cm^{-3}$, la potencia aumenta hasta 3300 m.

El perfil geológico-estructural diseñado para la zona se muestra en la Figura 4.17.

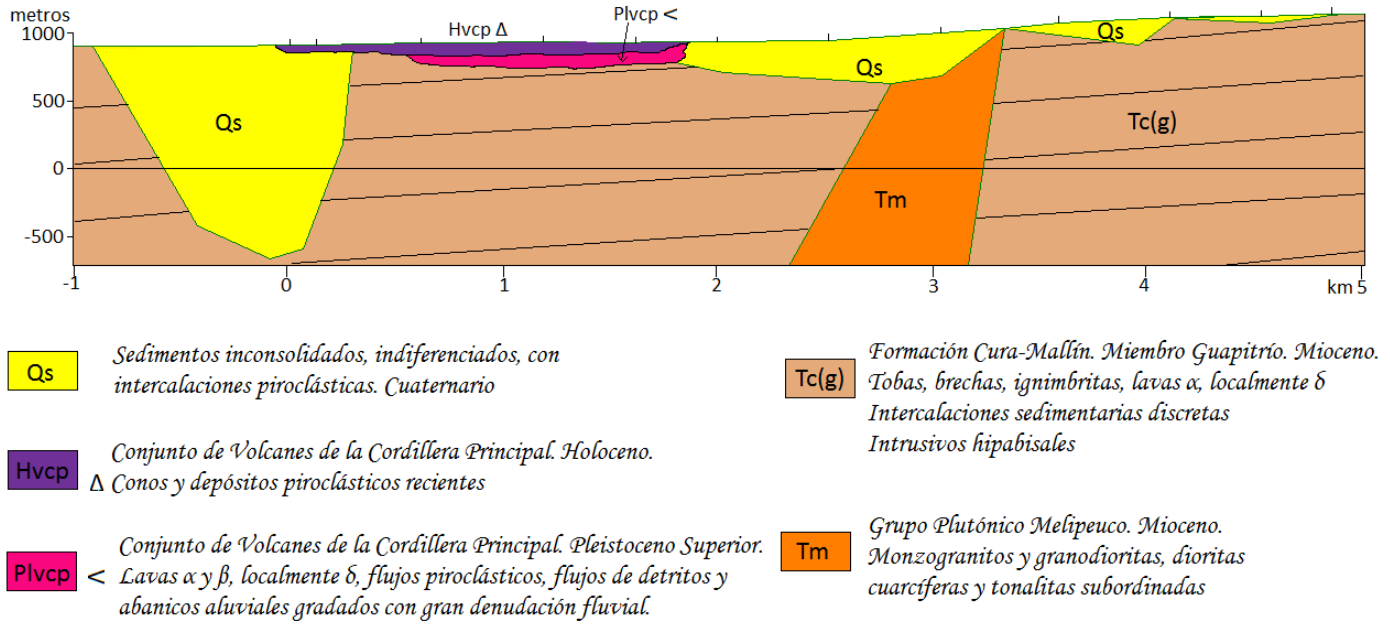


Figura 4.17 Perfil esquemático W-E para el sector norte basado en gravimetría y consecuente con la Hoja Curacautín. Se señalan las ubicaciones de las medidas gravitacionales.

4.6.2. Sector Sur

Análogamente al sector norte, la información se exhibirá en la Tabla 4.6 y las figuras 4.18, 4.19, 4.20 y 4.21.

Tabla 4.6 Resultados gravimétricos para las mediciones del sector sur.

Estación	UTM (m)		Altura (m)	Gravedad (mGal)		Corrección (mGal)			Anomalía (mGal)	
	N	E		Observada	Teórica	Aire libre	Bouguer	Terreno	Bouguer	Residual
PGS01	5714854.0	272476.1	979.5	979777.598	980053.359	302.286	109.611	5.102	-77.984	0.623
PGS02	5714853.6	271941.9	1007.3	979773.696	980053.346	310.845	112.714	3.812	-77.707	0.365
PGS03	5717737.3	272198.4	1126.9	979746.890	980051.061	347.762	126.100	2.588	-79.921	-1.593
PGS04	5719276.4	271181.6	1131.7	979740.629	980049.816	349.244	126.638	2.247	-84.334	-7.022
PGS05	5719176.7	270176.7	1139.8	979739.719	980049.872	351.752	127.547	2.167	-83.782	-7.476
PGS06	5718547.9	269287.4	1139.9	979740.833	980050.348	351.759	127.550	3.249	-82.056	-6.639
PGS07	5718786.9	268188.0	1231.1	979723.257	980050.134	379.908	137.757	2.844	-81.882	-7.564
PGS08	5719036.5	267181.0	1285.2	979712.782	980049.912	396.606	143.812	2.515	-81.820	-8.509
PGS09	5719309.7	266169.1	1362.7	979697.681	980049.674	420.528	152.486	2.153	-81.797	-9.498
PGS10	5719544.8	265158.6	1296.0	979713.460	980049.460	399.943	145.021	2.592	-78.487	-7.198
PGS11	5719494.4	264220.3	1266.4	979722.850	980049.482	390.823	141.715	2.673	-74.850	-4.500
PGS12	5720062.9	263181.9	1195.3	979740.079	980049.005	368.880	133.758	3.311	-70.493	-1.181

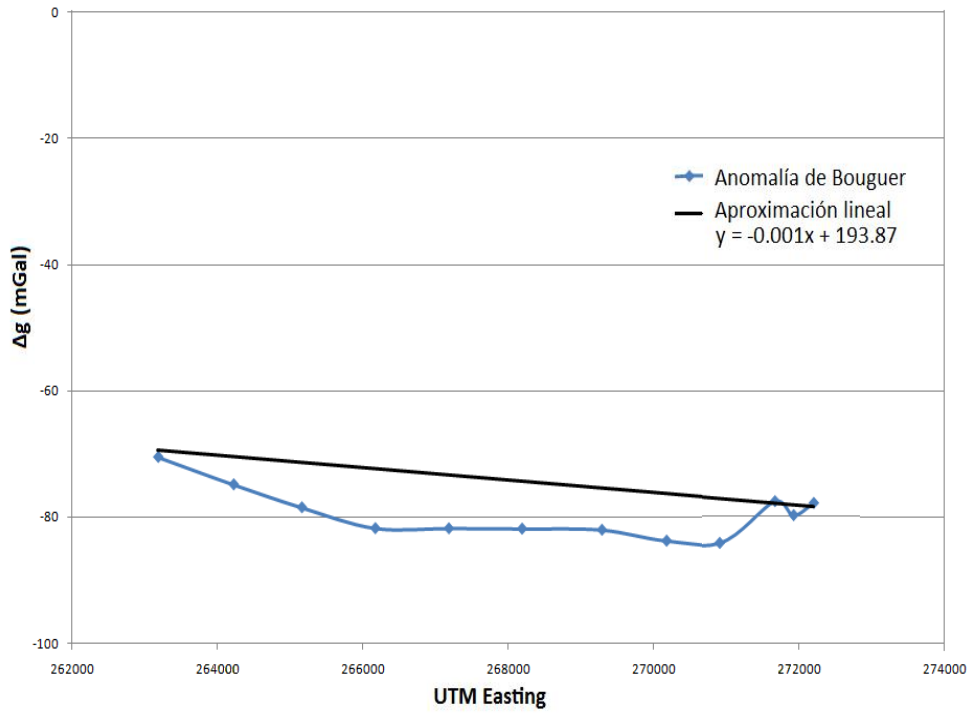


Figura 4.18 Anomalía de Bouguer Regional y aproximación lineal para el sector sur. La aproximación lineal se basó en la calculada en la Figura 4.5, aunque podría haberse usado la de la Figura 4.3, en cuyo caso las variaciones habrían sido mínimas.

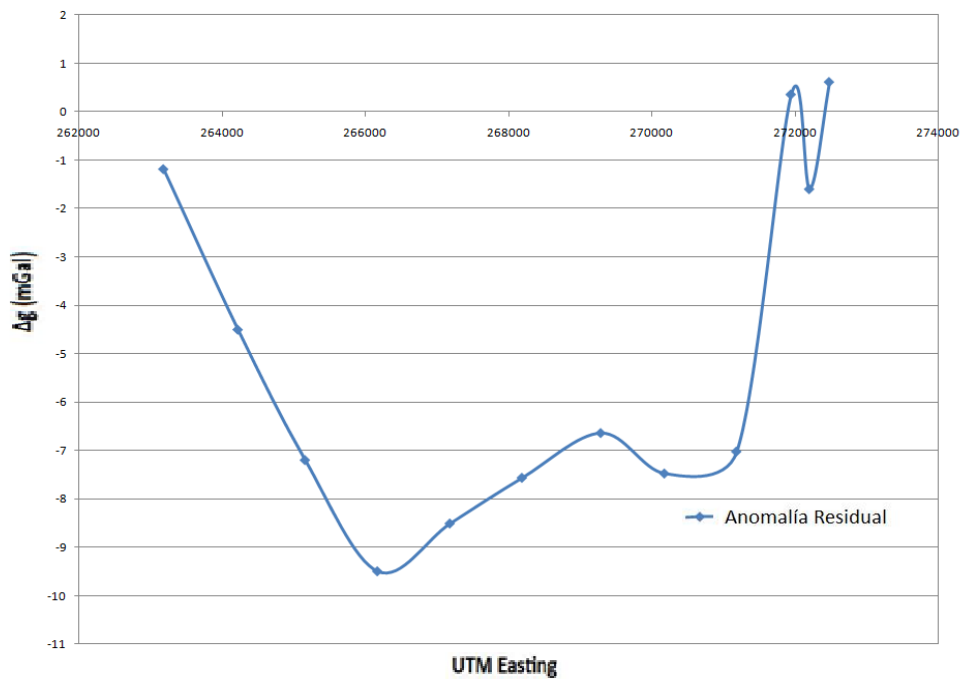


Figura 4.19 Anomalía residual para el sector sur.

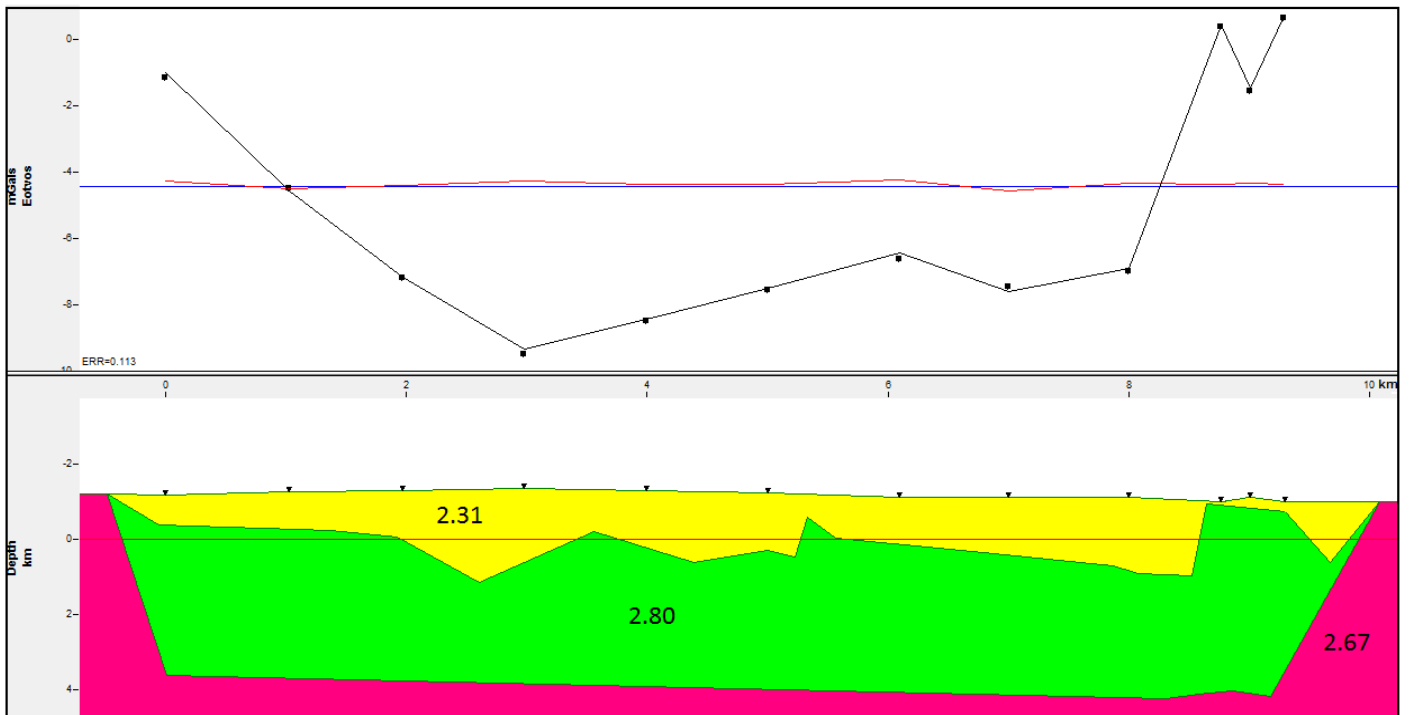


Figura 4.20 Perfil W-E de bloques de distintas densidades para el sector sur. Densidades en $g\ cm^{-3}$. Dadas las coincidencias generales entre los modelos de las figuras 4.9 y 4.10 se decidió emplear tanto para corrección de Bouguer como para modelamiento la densidad cortical clásica.

En la Figura 4.20 se puede observar un continuo relleno volcánico-sedimentario encausado dentro de roca intrusiva. La potencia máxima de este relleno, estimada en 2440 m, supera a lo calculado en el perfil central. El análisis de sensibilidad realizado indica una disminución del espesor a 1580 m para una densidad de $2.1\ g\ cm^{-3}$, y un aumento del mismo a 5000 m para una densidad de $2.5\ g\ cm^{-3}$.

El perfil geológico-estructural diseñado para la zona se muestra en la Figura 4.21

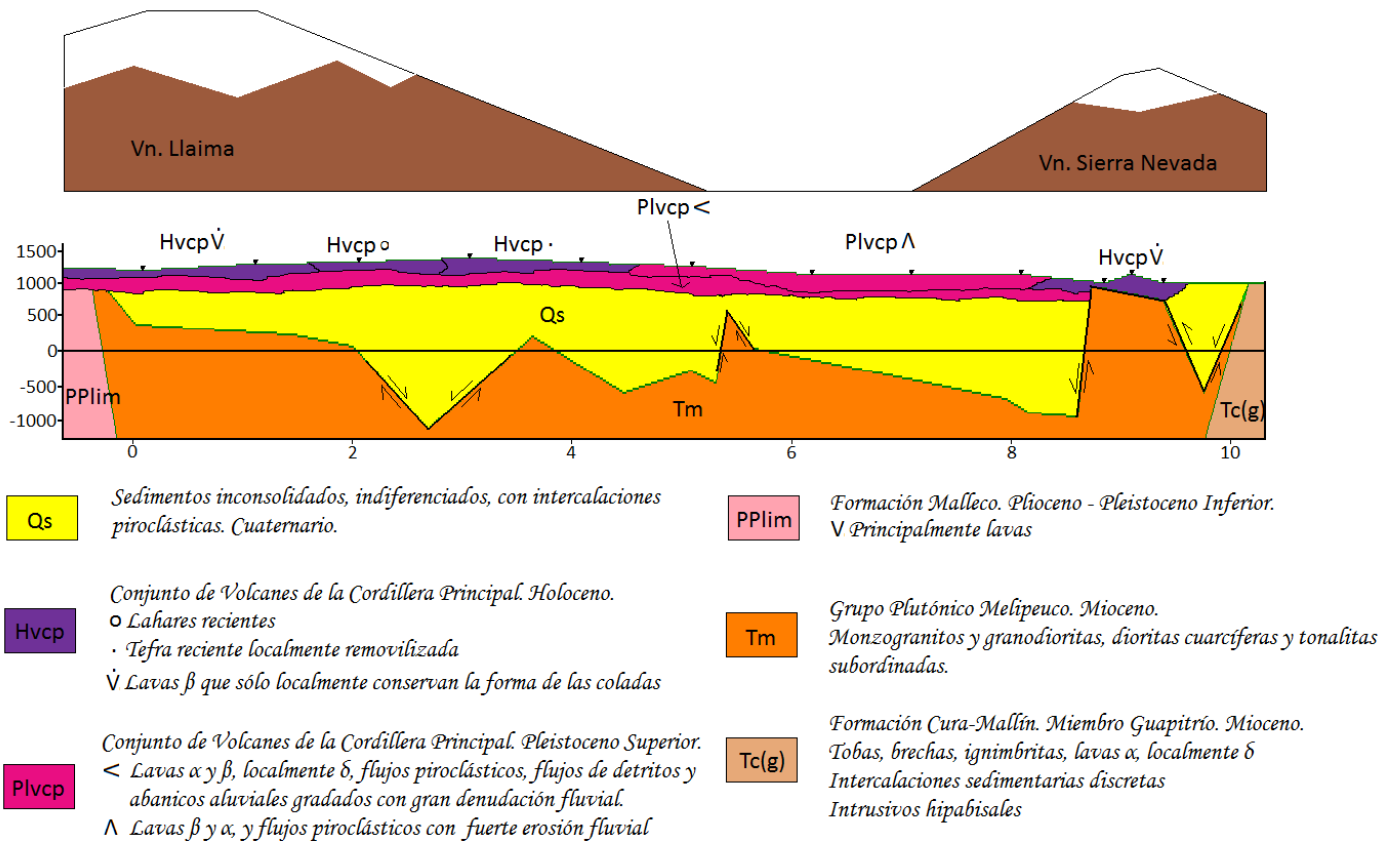


Figura 4.21 Perfil esquemático W-E para el sector sur basado en gravimetría y consecuente con la Hoja Curacautín. Se señalan los sectores de medidas gravitacionales y las ubicaciones de los volcanes Llaima y Sierra Nevada.

5. Discusión

5.1. Análisis de diaclasas

Como es posible observar (Anexo A), se midió una gran población de diaclasas (155), aunque no fue posible observar evidencias de fallas en los afloramientos recorridos debido a dificultades propias de la zona tales como la presencia de una cobertura vegetal extensa, por ejemplo, y a inclemencias climáticas en algunos días de toma de mediciones. Por lo que los análisis originalmente se restringieron a la orientación espacial de diaclasas, sumándoseles datos de fallas adquiridos con posterioridad.

Las diaclasas fueron medidas en tonalitas del Grupo Plutónico Melipeuco, en andesitas y rocas volcano-sedimentarias pertenecientes al Miembro Guapitrío de la Formación Cura-Mallín (ambas representativas del Mioceno Medio – Mioceno Superior), y en lavas cuaternarias del Complejo Volcánico Lonquimay. Los sets resumidos en el apartado anterior se agruparon según litologías coincidentes para generar diagramas de Rosetta, en los cuales se amplió el rango de manteos desde $45^\circ - 90^\circ$ a $0^\circ - 90^\circ$ debido a que si bien un dato aislado puede presentar errores grandes en el rumbo si su manteo es pequeño, este error va disminuyendo a medida que aumenta la población de datos, más aún si corresponden a sets estructurales.

- **Grupo Plutónico Melipeuco** (Figura 5.1): Se observa una gran tendencia de orientación N70-80E, seguida de N80-90E, N30-40E, N350-00E, N130-140E y N00-10E.

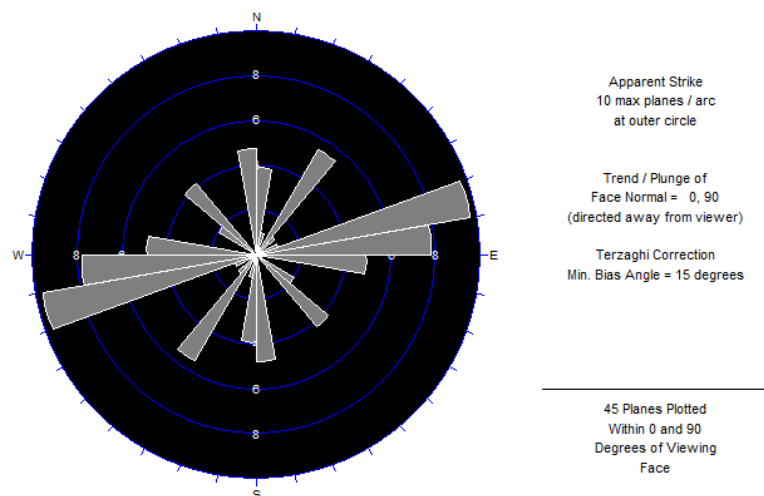


Figura 5.1 Diagrama de Rosetta para diaclasas del Grupo Plutónico Melipeuco.

- **Miembro Guapitrío, Formación Cura-Mallín** (Figura 5.2): Se evidencia una tendencia muy notoria de orientación N70-80E, seguida de una N10-20E.

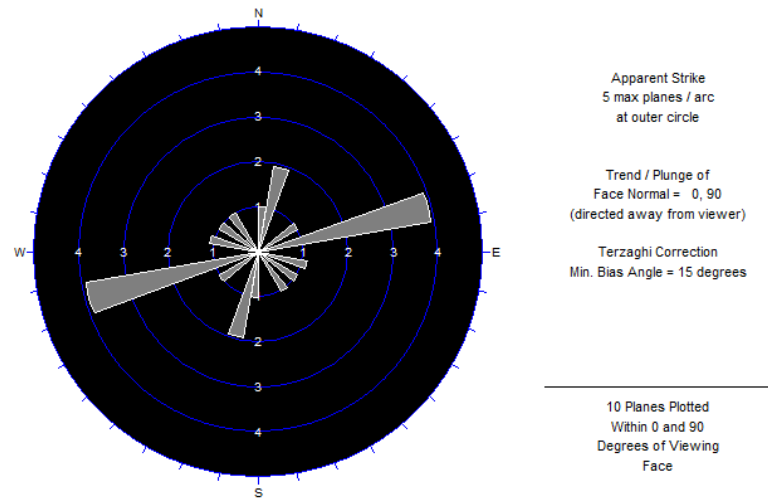


Figura 5.2 Diagrama de Rosetta para diaclasas del Miembro Guapitrío, Formación Cura-Mallín.

- **Lavas cuaternarias** (Figura 5.3): Se observa una tendencia mayor orientada según N120-130E, seguida de N20-30E, N10-20E, N110-120E y N70-80E.

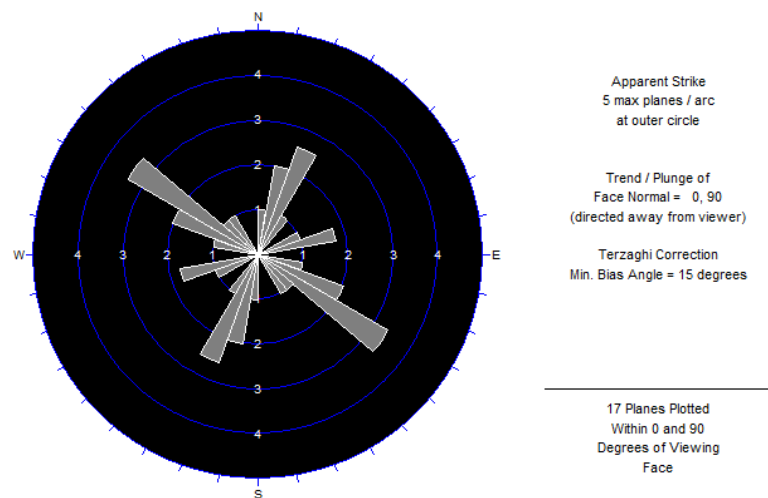


Figura 5.3 Diagrama de Rosetta para diaclasas de lavas cuaternarias del CVL.

Comparando las tres figuras y sus orientaciones principales se deduce lo siguiente:

1. La orientación N70-80E está presente en las tres litologías, siendo la principal en el Grupo Plutónico Melipeuco y en la Formación Cura-Mallín. Esto indica que esa estructura es reciente, de edad cuaternaria a subactual, debido a presentarse también en lavas cuaternarias.

2. La orientación N00-10E es una estructura secundaria en las tres litologías, siendo más dominante en el Grupo Plutónico Melipeuco; esto indica que también es de edad cuaternaria.
3. La orientación N120-130E es principal en la litología cuaternaria y secundaria en la Formación Cura-Mallín y en el Grupo Plutónico Melipeuco. En consecuencia, esta orientación también es de edad cuaternaria.
4. Analizando las orientaciones cuaternarias se observa que la orientación N20-30E, que corresponde a la parada 10, no se presenta en ningún otro afloramiento, por lo que sería un dato de origen no tectónico, un dato erróneo (bloque rotado, por ejemplo), o bien, generado por tectonismo local (ver sección 3.1.2). La orientación N10-20E, que corresponde a las fisuras de la parada 7, no es observable en otro afloramiento. Las orientaciones N30-40E, N60-70E, N100-110E y N130-150E, correspondientes a los afloramientos del Cordón Fisural Oriental, no son observables en otros sectores, por lo que se deberían a un tectonismo local.
5. Las orientaciones N10-20E y N50-60E se presentan en el Grupo Plutónico Melipeuco y la Formación Cura-Mallín, indicando que su generación ocurrió en un periodo previo al Cuaternario.
6. Las orientaciones N80-90E, N30-40E y N350-00E, de gran importancia en el Grupo Plutónico Melipeuco, no se observan en otras litologías, por lo que podrían tener un origen no tectónico.
7. El resto de las orientaciones menores pueden corresponder, con seguridad, a estructuras medidas en bloques localmente deslizados cuya evidencia es ocultada bajo amplia cobertura vegetal.

Las principales conclusiones de estos siete puntos son resumidos en la Tabla 5.1

Tabla 5.1 Estructuras principales y su posible edad de formación.

Estructura	Edad
N70-80E	Cuaternaria
N00-10E	Cuaternaria
N120-130E	Cuaternaria
N10-20E	Neógena
N50-60E	Neógena

Recordando los dos principales eventos tectónicos propuestos por Lavenu y Cembrano (1999) para la zona de intra-arco entre 37° y 42°S, se puede imponer la relación de que las estructuras neógenas de la Tabla 5.1 se habrían generado debido a un evento compresivo con σ_1 orientado E-W, mientras que las estructuras cuaternarias tendrían su origen en un régimen dextral transpresional con σ_1 orientado NE-SW. Es interesante, además, notar cómo en ambos estados hay un set orientado de manera subperpendicular con respecto al σ_1 (N10-20E para deformación neógena y N120-130E para deformación cuaternaria).

Mediante el programa *TectonicsFP v1.70.1163 (Reiter & Acs, 2000)*, se generaron archivos **.pln** (tipo planos) para diaclasas cuaternarias y neógenas, con el fin de aplicarles la función *Eigenvectors*, basada en métodos de estadística direccional (ver sección 3.1.3) estudiados por Bingham (1964). En base a las orientaciones preferentes de la Tabla 5.1, se seleccionaron de las Tablas 3.1 a 3.14 los sets estructurales que coincidieran con dichas orientaciones. Los sets utilizados se exhiben en las tablas 5.2 y 5.3; para sets parecidos (213/83, 214/61 y 220/65, por ejemplo), considerarlos todos conlleva a entregarles menos peso estadístico a otros sets individuales, así que se agrupan en único set representativo (216/70, siguiendo el ejemplo).

Los resultados se muestran en las figuras 5.4 y 5.5, en las cuales la dirección de compresión máxima es calculada como la intersección de la línea que engloba los *eigenvectors* de los *eigenvalues* intermedio y máximo con la horizontal (Sippel *et al.*, 2010).

Tabla 5.2 Sets estructurales de edad neógena.

Dip Direction	Dip
144	81
105	85

Tabla 5.3 Sets estructurales de edad cuaternaria.

Dip Direction	Dip
161	41
165	87
347	39
347	82
95	82
279	14
280	69
216	70
40	43
31	67

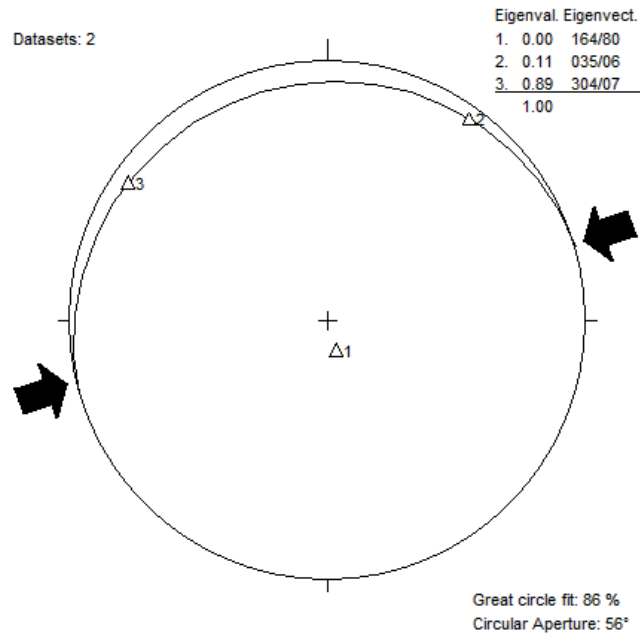


Figura 5.4 *Eigenvectors* y *eigenvalues* para los sets estructurales neógenos. Flechas negras señalan la dirección de compresión máxima inferida (N76E). Proyección equiareal, hemisferio inferior.

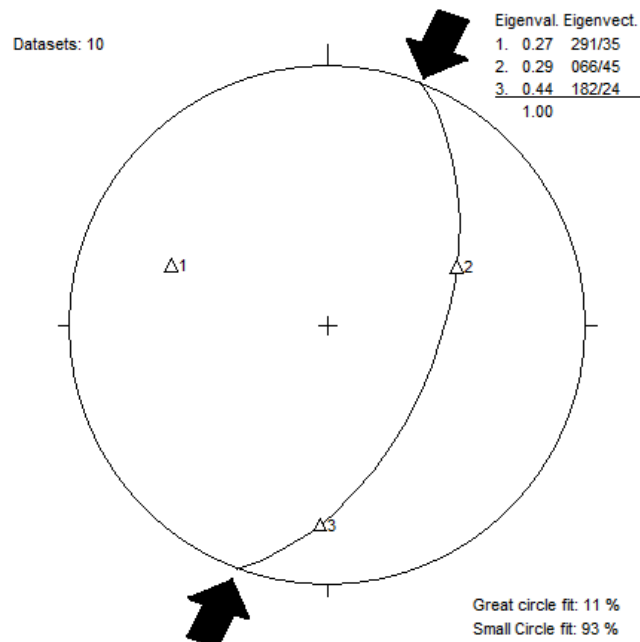


Figura 5.5 *Eigenvectors* y *eigenvalues* para los sets estructurales cuaternarios. Flechas negras señalan la dirección de compresión máxima inferida (N21E). Proyección equiareal, hemisferio inferior.

Analizando las figuras 5.4 y 5.5 se infiere una dirección ENE-WSW para el σ_{Hmax} durante el Neógeno y una orientación del mismo NNE-SSW durante el Cuaternario.

Por otro lado, en base a las fisuras presentes en el interior del Cono Navidad, su orientación no coincide con la fisura observada por Moreno y Gardeweg (1989), estimada en N60E, formada durante la erupción de 1887-1889 y sobre la cual se dio inicio a la fase eruptiva de 1988-1989. El valor de N15E calculado en este informe puede indicar un control tectónico distinto al imperante en aquella época, posiblemente debido a variaciones locales de stress por tratarse de un cráter abierto (Acocella y Neri, 2009). Otras posibilidades son que dicha fisura no sea de orientación N60E, pues según Acevedo y Barrientos (1991), la fractura relacionada al sismo Mw 5.3 de 1989, tendría una orientación NS (Figura 3.26), muy coincidente con el valor N15E. Por último, puede que efectivamente tenga la orientación N60E, pero que no sea de extensión pura (por lo que no reflejaría el σ_1).

Analizando la disposición de los planos para sets de diaclasas neógenas (Tabla 5.2) se observa que corresponderían a sets conjugados; en ese caso su ángulo diedro mínimo es de 39° y el σ_{Hmax} estaría orientado según N35E (ver punto 3.1.2.), valor distinto al obtenido en la Figura 5.4, aunque si fuesen reunidos entregarían un σ_{Hmax} de orientación $N55.5E \pm 20.5^\circ$. Este análisis gráfico es facilitado debido a que sólo existen dos sets neógenos. Para los sets cuaternarios, como son diez, se hace muy complejo calcular gráficamente el máximo esfuerzo compresivo horizontal, pero sí es posible observar que también corresponderían a sets conjugados de ángulos diedros más pequeños que los sets neógenos, sugiriendo, con seguridad, que consistirían en diaclasas híbridas.

Comparando los polos de las diaclasas con respecto a los polos de sus respectivos sets, obviamente separándolas en dominios neógenos o cuaternarios, no se logra observar una dispersión suficientemente notoria como para inferir que los estreses que gobernaron la propagación del diaclasado no mantuvieron su paralelismo en el tiempo.

Es interesante notar cómo existe una buena coincidencia (no más de 25°) entre los ejes compresivos máximos para el Neógeno y el Cuaternario obtenidos en este trabajo (Figuras 5.4 y 5.5) con respecto a lo inferido por Lavenu y Cembrano (1999) para la misma zona. Dicha similitud no parece ser coincidencia y es un potente indicador de que las diaclasas sí pueden entregar datos de importante valor en zonas donde no haya sido posible observar indicadores cinemáticos, como fue este el caso originalmente.

Al analizar las direcciones de los ejes compresivos horizontales máximos obtenidos mediante análisis de planos de falla estriados (Figuras 3.22 a 3.25) se desprende una orientación promedio de N60E para los tensores relacionados a regímenes transcurrentes, y una orientación de N70E para el tensor relacionado al único evento compresivo documentado (Figura 3.23); para los primeros, las fallas medidas son principalmente subverticales y de rumbo promedio NS a NNE, lo que ocasiona un sentido dextral de movimiento a lo largo de ellas con pequeñas componentes tanto inversas como normales; para el segundo,

las fallas también son subverticales y de rumbo NS, además se observa una leve componente dextral. Comparando estos mecanismos con respecto a lo postulado por otros trabajos en la zona (ver punto 2.4.3.), se puede inferir que el régimen transcurrente dextral sería reflejo del estado de esfuerzos cuaternario, por otra parte, el régimen compresivo indicaría el estado de esfuerzos neógeno.

El valor de N60E para el eje compresivo horizontal máximo coincide bastante bien con lo obtenido por Acevedo y Barrientos (1991), quienes si bien en su artículo no exhiben la ubicación espacial de los ejes principales, sí comentan la dirección de compresión máxima, la cual se postula como subhorizontal y orientada según ENE.

Puede que las diaclasas signifiquen un gran aporte relacionado a la Geología Aplicada, pero resulta curiosa la limitada importancia que se les ha entregado con respecto a su generación y, por ende, su relación con el campo de esfuerzos. Aunque se investigó mucho acerca de ese tema en el presente estudio, no fue posible encontrar un marco teórico sencillo y concreto acerca de la relación entre el diaclado y el tectonismo; sí fue posible, en cambio, conocer trabajos que las han estudiado en parte, aunque muchos de ellos no corresponden a trabajos publicados en revistas científicas de renombre, por lo que su validez es acotada y así han sido tratados en este informe.

Finalmente, no se pudo acceder al marco teórico detrás de la función *Eigenvectors*. Esto implica el no saber para qué tipos de diaclasas es aplicable esta función dado que, como se mencionó, la orientación de la diaclasa varía según el tipo de régimen que la genera; aunque por los datos recolectados se sugiere que las diaclasas neógenas serían de cizalle y las diaclasas cuaternarias serían diaclasas híbridas, por lo que, como se sugiere en Sippel *et al.* (2010), emplear la función *eigenvectors* para calcular el eje compresivo máximo, estaría fundamentado en que las diaclasas fueran generadas por eventos compresivos, siendo ese el caso en este estudio.

5.2. Análisis morfométrico

La elipticidad de los cráteres cerrados es exhibida en la Figura 5.6, en la cual se evidencia que varía entre 1 y 0.66 en un 62.5%, y entre 0.66 y 0.33 en el restante 37.5%. En la misma figura se observa que, exceptuando la medición **17**, realizada en el cono basal del Volcán Lonquimay, los diámetros máximos varían entre 981 y 112 m, mientras que los diámetros mínimos lo hacen entre 610 y 63 m.

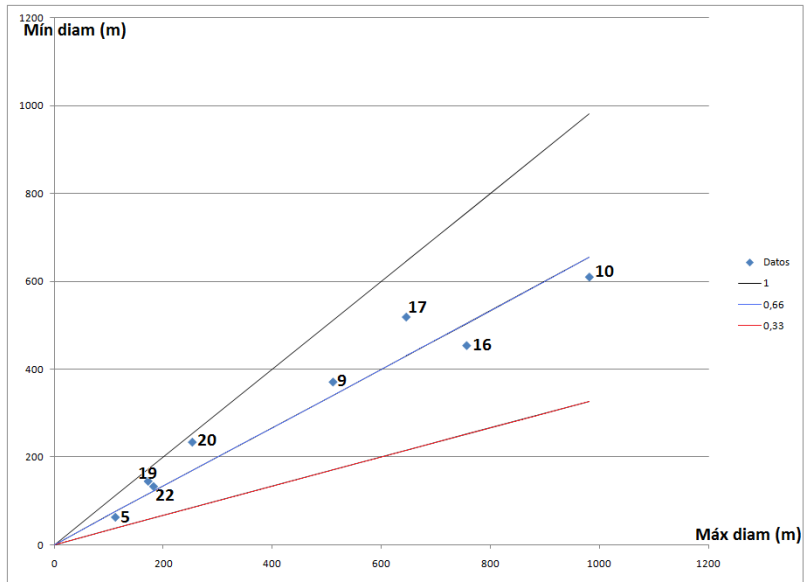


Figura 5.6 Gráfico de elipticidad para cráteres cerrados. Diámetros máximo y mínimo del cráter 17 corresponden a un décimo de sus valores reales con el fin de poder graficarlo sin ampliar la escala innecesariamente.

La dirección de máxima elongación es exhibida mediante diagrama de Rosetta en la Figura 5.7, donde se evidencia claramente una tendencia mayor orientada NE y ENE, seguida de tendencias menores variables entre NNE y EW.

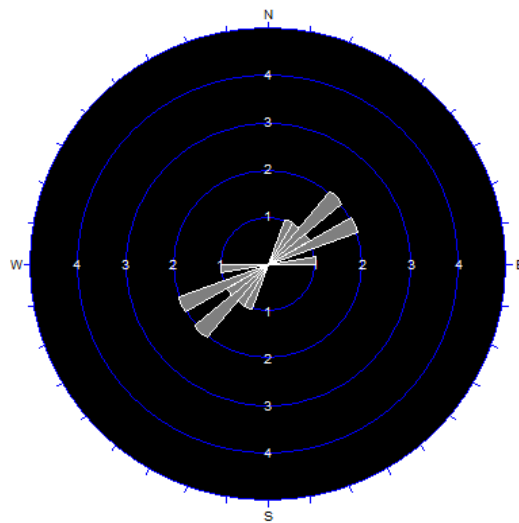


Figura 5.7 Diagrama de Rosetta para direcciones de máxima elongación en cráteres cerrados.

De la misma manera, la Figura 5.8 muestra el alineamiento de cráteres coetáneos. Se destaca que los cráteres **1, 7, 8, 9, 10** y **11**, como pertenecen a las unidades Qcf4p y Qvl6 (unidades históricas), pueden considerarse coetáneos, por lo que en todos ellos el valor numérico de ese parámetro será idéntico; lo mismo ocurre con los cráteres **2** y **3**, ya que ambos pertenecen a la unidad Qcf3. En el diagrama es evidente la orientación principal NE, seguida de orientaciones menores variables entre NE y ENE; la orientación NS es debida a uno de los dos alineamientos de los cráteres que componen el conjunto **15** (Fotografía 3.26) y corresponden al único que se escapa a la tendencia.

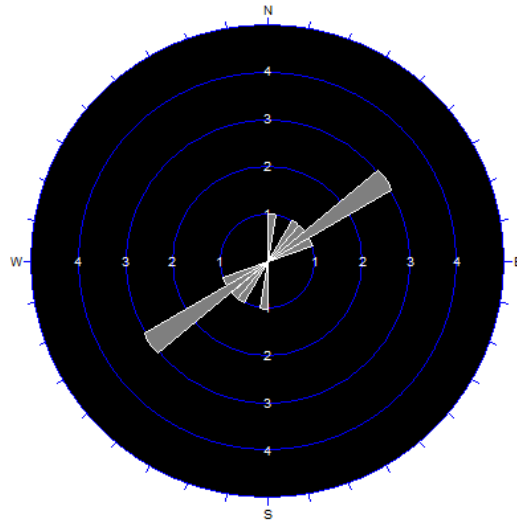


Figura 5.8 Diagrama de Rosetta para alineamiento de cráteres coetáneos y fisuras eruptivas.

La alineación de depresiones es observable en la Figura 5.9, donde el patrón también es evidente aunque menos marcado, siendo variable entre NNE y ENE. Además, como se ve, las depresiones son la característica menos evidente, registrándose en sólo 5 cráteres debido a que es un parámetro difícil de observar dadas las limitantes para un correcto análisis ya mencionadas.

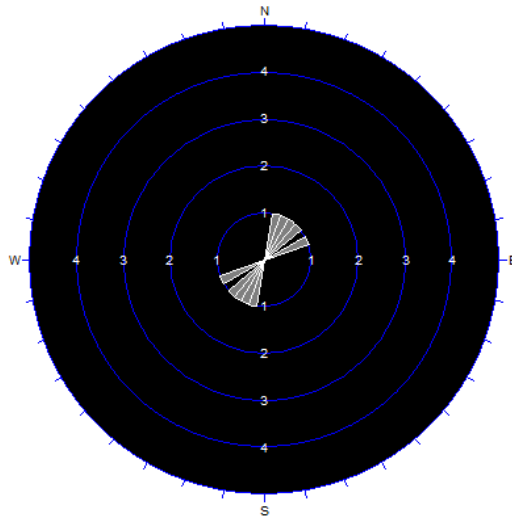


Figura 5.9 Diagrama de Rosetta para alineamiento de depresiones en cráteres cerrados.

Las direcciones del bisector de apertura se muestran en la Figura 5.10. Esta característica morfométrica, como ya se mencionó, es dependiente de la inclinación del sustrato. Analizando la variada distribución dentro de esta figura se observa que los cráteres **8**, **9** y **11**, pertenecientes al Cordón Fisural Oriental, presentan aperturas según la dirección local de máxima pendiente (orientaciones NS y NW), mientras que los cráteres **7** y **12** la presentan según la orientación predominante NE-SW con la salvedad de que el cráter **7** es el único perteneciente a la unidad Qcf4p que no posee apertura según la dirección de máxima pendiente. Los cráteres **5** y **2**, por otra parte, aunque sus aperturas coinciden con la tendencia mayor NE ya comentada, son debido a que siguen la máxima pendiente local. El cráter **1**, cuya bisectriz está orientada según N43E, correspondería a un dato totalmente fiable debido a que es distinto a la dirección de máxima pendiente.

Un caso aparte e interesante corresponde al cráter **21**, el cual no se encuentra en una zona con pendiente mayor a 9° pero aún así su dirección de apertura es WNW, indicando que lo más probable es que, debido a lo cubierto que se encuentra este cráter por depósitos piroclásticos y a la baja calidad de la imagen satelital en esa zona, se haya errado en delimitar la apertura, existiendo hacia otra dirección imposible de observar, o bien, que simplemente no exista apertura.

Como fue propuesto por Moreno *et al.* (1977) y Salinas (1979), la disposición de la unidad Qcf1 es subhorizontal (asunto evidenciado también en la Fotografía 3.25), esto indica que el cráter **12** (construido en Qcf1) y el cráter **5** (construido sobre Qcf1) no presentarían aperturas distorsionadas por pendientes mayores a 9° . Se entiende entonces que las unidades Qcf3 y Qcf4 se construyeron sobre un relieve con una pendiente constantemente mayor, y que en gran parte de los cráteres de esas unidades no es posible obtener registros de las fracturas alimentadoras basándose exclusivamente en bisectrices de apertura.

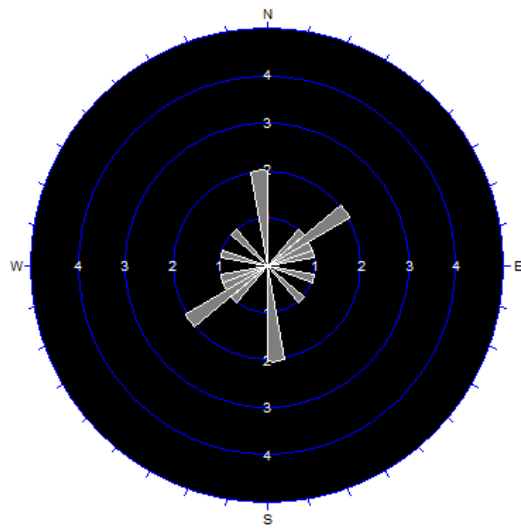


Figura 5.10 Diagrama de Rosetta para bisectrices de apertura en cráteres abiertos.

Para los conos **19**, **21** y **22**, y el cráter **20**, alejados del Cordón Fisural Oriental, se evidencia una geometría de fracturas alimentadoras similar al que controla esa zona.

El tipo de cono con mayor presencia y, por lo tanto, el más estadísticamente confiable, corresponden a conos múltiples mezclados (6 de 13; 46.1%).

En definitiva, los resultados obtenidos sugieren la existencia de un campo de fracturas alimentadoras orientadas entre N45E y N60E. Aunque la metodología aplicada no aporta información directa del estado de stress en la región, ya que sólo informa acerca de la orientación del dique con respecto a un plano horizontal (Corazzato y Tibaldi, 2006).

5.3. Análisis gravimétrico

Las figuras 4.12 y 4.21 evidencian un gran relleno volcano-sedimentario de origen probablemente tectónico; esto se fundamenta también en que la modelación realizada indica la posible presencia de un sistema de horsts y grabens, siendo bastante notorios en la mitad del perfil correspondiente al sector central y en el oriente del perfil sur. Mediante modelamiento y siendo consecuente con la geología de la zona es bastante probable que estas estructuras hubieran sido generadas dentro del Grupo Plutónico Melipeuco, lo que ocasiona que los rellenos volcano-sedimentarios diseñados para contrarrestar el exceso de gravedad de este intrusivo sean de una gran potencia, aunque el espesor de los mismos depende fuertemente de la densidad del relleno propuesto (en base a la cual se realizaron análisis de sensibilidad) y de la extensión del cuerpo intrusivo.

En la línea gravimétrica sur es observable el menor valor residual (-9.5 mGal; Tabla 4.6), el cual es 2.5 órdenes de magnitud más grande que el menor valor residual del perfil central (-3.8 mGal; Tabla

4.3). En consecuencia, existe un aumento del espesor volcano-sedimentario desde el perfil central hacia el perfil sur, desde 1160 m hasta 2240 m como valores máximos.

En el perfil norte (Figura 4.18) ya no se evidencia la configuración propuesta para los dos perfiles más meridionales. En este caso la ZFLO se restringe aproximadamente a un dominio de 1180 m de longitud y 1510 m de espesor ubicado en el poniente de dicha figura y en torno al cual, analizando imágenes satelitales de la zona, circula un curso fluvial de orientación NNE, el cual, un poco más al sur, cambia abruptamente de dirección, fluyendo hacia el W.

En caso que tal espesor haya sido generando mediante tectonismo, se han propuesto las siguientes opciones:

- **Generado por cuencas de rumbo de tipo curvatura de falla o *step-over*:** En dicho caso, intuitivamente deberían ser evidentes las morfologías tipo cuenca, y, probablemente, volcanismo bimodal. Lo primero no se observa al analizar los mapas topográficos de la zona, aunque al poseer la zona una alta pluviometría y un gran aporte de productos volcánicos (provenientes principalmente del Volcán Llaima) es probable que la tasa de sedimentación sea alta. Esto último no es errado suponerlo dado que una característica típica de las cuencas de rumbo en márgenes convergentes oblicuos es la alta tasa de sedimentación/subsidencia, estimada en 2.5 – 3 mm/año (Nilsen y McLaughlin, 1985), las cuales pueden provocar rellenos de espesores tan grandes como 7 – 13 km donde el principal aporte han sido los sedimentos fluviales (Nilsen y McLaughlin, 1985); el caso citado corresponde a la cuenca de curvatura de falla *Ridge Basin*, en California del Sur (May *et al.*, 1993), activa en el intervalo Mioceno – Plioceno, relacionada a una falla transcurrente dextral (Crowell y Link, 1982); es interesante comprobar que las dimensiones en planta de dicha cuenca (30-40 km de largo y 6–15 km de ancho; Nilsen y McLaughlin, 1985) son muy similares a las estimadas para la zona en estudio (35 km de largo mínimo y 20 km de ancho máximo). Un contraejemplo se puede observar en la isla norte de Nueva Zelanda, en la cual, aunque cuenta con un clima y una tectónica similares a la zona en estudio (volcanismo incluido), las morfologías tipo cuenca son fácilmente reconocibles. Por otra parte, los volcanes Llaima y Lonquimay han expulsado principalmente material de composición basáltica a andesítico-basáltica, con excepciones dacíticas, lo que no los convierte en volcanes de actividad bimodal. Finalmente, existiendo un *horse-tail* de escala cortical muy cercano a la zona en estudio, es difícil que se puedan generar cuencas de rumbo.
- **Generado por cuencas de intra-arco de tipo *fault-bounded*:** El ejemplo más cercano a la historia de la zona en estudio corresponde a la *Taupo Volcanic Zone*, en Nueva Zelanda, una cuenca posiblemente debida a una respuesta transtensional relacionada a subducción oblicua (Cole

y Lewis, 1981), o bien, relacionada a *rifting* de tras-arco (Cole, 1984). Esta cuenca ha tenido actividad desde el Pleistoceno en adelante, con una tasa de sedimentación mayor a 2 mm/año y una tasa de subsidencia también mayor a dicho parámetro, ocasionando un relleno del sistema mayor a 3 km (Grindley, 1965; Wilson *et al.*, 1984). Nuevamente, si dicha idea ocurriese en la ZFLO deberían ser evidentes morfologías de tipo cuenca y volcanismo bimodal, los cuales, como ya se mencionó, no se observan.

El relleno volcano-sedimentario propuesto podría también, no obstante, haberse generado por procesos ajenos al tectonismo regional y local. La base para dicha idea proviene de la Figura 4.11, en la cual parece existir una profunda zona de deformación mucho más acotada que la calculada originalmente, recordando mucho al modelamiento gravimétrico realizado por Araneda y Avendaño (1985) para la traza principal de la ZFLO en el seno Cayetué (de profundidad 2250 m considerando un contraste de densidad de 0.2 gcm^{-3}). Si así fuera el caso, entonces el ancho de la ZFLO se reduciría a 5910 m y los espesores volcano-sedimentarios adyacentes no serían, probablemente, de origen tectónico. Una particularidad de esta posible menor extensión lateral de la ZFLO proviene de la ubicación del Volcán Lonquimay, el cual estaría ubicado justo por encima de esta zona de deformación (Figura 4.12).

Comparando la Figura 4.11 con la Figura 4.10, en esta última ya no es tan evidente la zona de deformación más acotada propuesta en el párrafo anterior, esto se debe a que la corrección de Bouguer empleada para generar las anomalías modeladas en esta última figura fue realizada en base a una densidad constante de 2.67 gcm^{-3} , provocando un modelo menos detallado. En el perfil gravimétrico sur no se pudo realizar una corrección de Bouguer de densidades variables debido a que la elevación promedio de las estaciones gravimétricas (1180 m) es bastante mayor que la elevación promedio del perfil central (796 m), lo que provoca que realizar dicha corrección de Bouguer ya no sea un método tan eficaz debido a una posible sobreestimación de las unidades subsuperficiales; esto en consecuencia ocasiona que tampoco se pueda discriminar una zona de deformación más acotada en dicho perfil.

Alternativamente, se puede postular un relleno del sistema en base a acción combinada de eventos tectónicos y no tectónicos, como lo podría ser la acción glacial por sobre un relieve de origen tectónico. En dicho caso se requiere una alta tasa de sedimentación de los valles formados mediante productos volcánicos y sedimentos principalmente fluviales y glaciales. Esta hipótesis resuelve el problema de la gran tasa de subsidencia, pero requiere que al momento de la erosión glacial los horsts modelados mediante gravimetría hayan sido lo suficientemente prominentes como para no haber sido tapados por los glaciares, y así no haber sido erosionados fuertemente, haciéndose menos evidentes.

Parece interesante evaluar la posibilidad de que la traza mayor de la ZFLO haya ocupado algunas de las tantas estructuras resultantes de la inversión de la subcuenca Lonquimay en su borde activo; pues en

las cercanías del poblado de Lonquimay, distante a 22 km promedio de la traza mayor de la ZFLO, se han reconocido estructuras sedimentarias indicadoras de la proximidad de dicho borde activo (Radic, 2010). En el caso que la ZFLO sí ocupara estructuras heredadas, se necesitaría que el basamento ígneo propuesto para el modelamiento fuese el Grupo Plutónico Gualletué (ver punto 2.5), restringiéndose el Grupo Plutónico Melipeuco a ciertos sectores de menor extensión.

Otro punto a considerar en el análisis corresponde al lado occidental del perfil central (Figura 4.12), en el cual es posible inferir mediante modelamiento gravimétrico fallamiento inverso de vergencia oeste de depósitos de edad pliocena – pleistocena inferior (Formación Malleco) por sobre depósitos sedimentarios de posible edad pleistocena superior. Esto podría indicar el límite occidental de la Cordillera Principal, el cual, según la Figura 5.11, estaría emplazado al SW del Volcán Tolhuaca, hipótesis coincidente con un repentino aumento de la topografía en el sentido W-E al observar perfiles topográficos a través de tratamiento de imágenes ASTER DEM mediante el programa *Global Mapper v10.02*. Suponer fallamiento inverso se fundamenta en los estudios realizados por Lavenu y Cembrano (1999), quienes midiendo fallas en el poblado de Victoria, a aproximadamente 45 km del límite occidental propuesto, postularon para el antearco un régimen compresivo cuaternario y neógeno de esfuerzos compresivos máximos NNE-SSW y W-E, respectivamente. Otra justificación radica en el estudio de Glodny *et al.* (2007), quienes usando trazas de fisión en apatito al ESE del Volcán Llaima calcularon una tasa de exhumación de 0.4 mm/año para la Cordillera Principal desde los 5 Ma hasta hoy, aunque puede corresponder a un dato afectado fuertemente por el rebote isostático glacial. La gran base para proponer esta hipótesis radica en que, para los sectores al norte (37° - $37^{\circ}30'S$; Melnick, 2007) y al sur (39° - $42^{\circ}S$; Cembrano *et al.*, 1999) de la zona en estudio, se ha postulado para la Cordillera Principal una geometría tipo pop-up, por lo que el presente estudio complementa las latitudes no estudiadas por esos autores. La construcción de este pop-up habría estado finalizada al inicio del Cuaternario, dado que de otra manera es difícil relacionar un pop-up Cuaternario en la Cordillera Principal contemporáneo con fallamiento de intra-arco resultante en 2000 m aproximados de material volcano-sedimentario.

La Figura 5.11 resume la ubicación de los perfiles y los límites calculados de esta posible zona de fractura. La tendencia NNE-SSW de estos límites hacia el norte del perfil central se asignó al observar lineaciones presentes en imágenes satelitales de la zona de orientación idéntica. En el límite poniente existe una gran coincidencia entre la traza occidental inferida y la ubicación del Volcán Caracol (Suárez y Emparán, 1997). Análogamente, considerando el límite oriental, también existe una buena coincidencia con respecto a los centros volcánicos más sur-occidentales pertenecientes al CFO. Por otra parte, los volcanes Llaima y Sierra Nevada parecieran estar emplazados en los límites de esta configuración (Figura 4.21), mientras que el Volcán Lonquimay (Figura 4.12) lo estaría más cercano al límite oriental. Se muestra, además, el posible pie occidental de la Cordillera Principal.



Figura 5.11 Modelo final de la zona en estudio. Se señalan la ubicación de los perfiles gravimétricos. Es interesante notar cómo tanto los volcanes Llaima como Sierra Nevada coinciden con los bordes de esta configuración. Proyección UTM 19 S. Elipsoide WGS84.

Suponiendo que la estructura generadora de tal relleno fuese una cuenca de rumbo por curvatura de falla (*fault-bend*) ha sido propuesto el siguiente modelo tectónico.

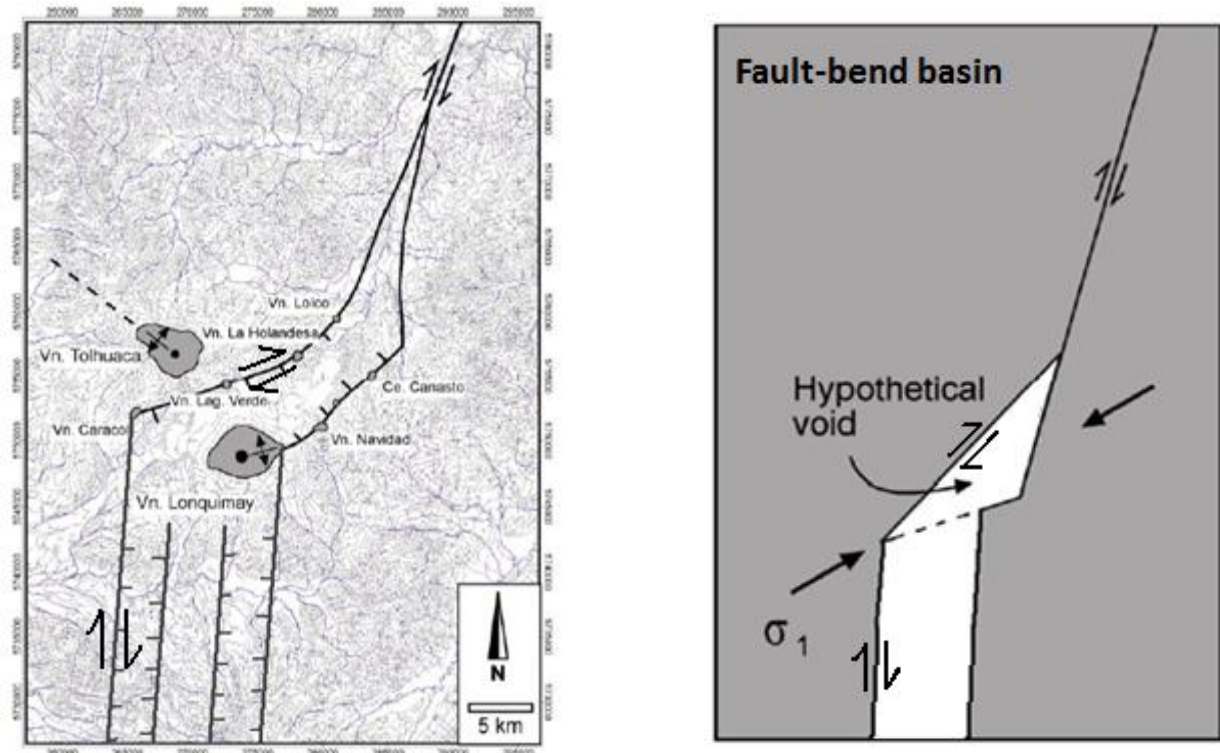


Figura 5.12 Izq: Esquema en planta de las estructuras mencionadas. **Der:** Esquema estructural propuesto. Figuras modificadas de Rosenau 2004. Proyección UTM 19 S. Elipsoide PSAD56.

En la imagen izquierda de la Figura 5.12 se puede observar con claridad la curvatura de la ZFLO para formar una cuenca de rumbo, esta curvatura continuaría hacia el sur, coincidiendo muy bien con la zona de fractura propuesta en este informe.

Una forma de restringir mejor el tipo de modelo existente, podría realizarse mediante un perfil gravimétrico a través de la ruta S-61, en la cual se emplazan las localidades de Cunco y Melipeuco y que corre paralela al río Allipén.

Además, un futuro perfeccionamiento del modelo podría ser realizado tomando muestras de las unidades consideradas en el perfil con el fin de estimar sus densidades, análogo a lo realizado por Sepúlveda *et al.* (2005), un mayor estudio acerca del límite occidental de la Cordillera Principal en la zona y perfiles sísmicos para delimitar la extensión volumétrica del Grupo Plutónico Melipeuco en profundidad y así poder restringir con mucho mayor detalle la potencia de la cobertura volcano-sedimentaria.

5.4. Implicancias en el volcanismo cuaternario

Todos los escenarios propuestos para intentar explicar el gran espesor volcano-sedimentario y si la traza principal de la ZFLO ocupa una anisotropía cortical a escala regional del basamento pre-volcánico ocasionan diferentes relaciones entre el tectonismo del sistema y la actividad volcánica de la zona:

- **Volcanismo en un contexto de extensión local:** Como lo sería en el caso que existiese una cuenca de rumbo, lo que ocasionaría que los bordes del sistema constituyeran posibles vías de ascenso de material fundido. Esto se fundamenta en que, en base a las Figuras 4.12 y 4.21, los volcanes cuaternarios estarían ubicados por sobre esos límites. La complicación de esta hipótesis ocurre porque, al tener una cuenca de rumbo gobernando la extrusión magmática, los volcanes de la zona deberían evidenciar conos de flanco orientados según la dirección NS, hecho que en ninguno de los estratovolcanes de la zona ocurre.
- **Volcanismo a través de estructuras heredadas:** Esto ocurriría si la traza mayor de la ZFLO ocupase el borde activo de la subcuenca Lonquimay, lo que indicaría un mayor control de las estructuras heredadas del basamento; para ese caso, grietas de tensión creadas en profundidad se conectarían con las estructuras antiguamente inversas reactivadas en sentido transcurrente dextral. La composición principalmente basáltica a andesítico-basáltica de los volcanes Llaima, Lonquimay y Sierra Nevada sugiere, sin embargo, breves procesos de diferenciación, no consistentes con una propagación magmática gobernada mayormente por las estructuras previas del basamento, algunas bastante desorientadas con respecto al σ_{Hmax} en el intra-arco (Tabla 5.1); a la vez, la dirección de los conos de flanco en los mismos no son consistentes con fracturas de orientaciones distintas a NE y a ENE (Figuras 5.7 a 5.10), aunque no se descarta que a una escala más local no se observen diques orientados según otras direcciones, como ocurre en el caso del Volcán Callaqui (Sielfeld, G., 2008).
- **Volcanismo no emplea estructuras heredadas:** Este sería el caso en que, aunque existiendo una cobertura sedimentaria cenozoica, ésta no fuera del espesor suficiente como para impedir que grietas de tensión creadas en profundidad no alcanzasen la superficie. La mayor justificación de este punto proviene de la composición química de los estratovolcanes de la zona, de su evidente asimetría y de sus conos de flanco según las orientaciones preferentes NE a ENE, por lo que este último punto se escoge como el más probable dentro de la zona en estudio.

6. Conclusiones

A pesar de no haber podido observar en terreno planos de falla estriados, se ha demostrado que el análisis de diaclasas puede ser un método de gran utilidad para inferir los esfuerzos horizontales compresivos máximos. En estas mesoestructuras, si bien no fue posible acceder a un marco teórico sencillo y/o concreto acerca de su conexión con la tectónica que las genera, parecen haber ciertas relaciones entre ellas que permiten ligarlas a ciertos regímenes tectónicos; asunto que fue complementado con la aplicación de la función *eigenvectors* presente en el programa *TectonicsFP*, la cual, aparentemente, es capaz de calcular la dirección horizontal de compresión máxima siempre y cuando las diaclasas no hayan sido generadas exclusivamente por tectonismo extensional.

Mediante análisis gráfico se obtuvo que las diaclasas de edad Neógena parecen haber sido generadas por una rotura de cizalle cuyo σ_{Hmax} habría sido de orientación N35E, valor que no concuerda con el obtenido mediante el programa *TectonicsFP*, el cual dio N76E. Las diaclasas cuaternarias, en cambio, corresponderían a diaclasas híbridas (debidas a roturas tensional y de cizalle), y, como son más, no es posible analizarlas gráficamente, por lo que a través de ese mismo programa se obtuvo un σ_{Hmax} de orientación N21E.

Es interesante notar cómo las orientaciones para los ejes compresivos horizontales máximos obtenidos mediante diaclasas a través del programa *TectonicsFP*, coinciden de excelente manera con respecto a las direcciones de compresión horizontal máxima propuestas por Lavenu y Cembrano (1999) para la misma zona (Neógeno: EW; Cuaternario: NE-SW). Esto implica que los resultados obtenidos en este trabajo, en estructuras tan poco profundizadas como las diaclasas, no parecen ser obra de la coincidencia y sugieren que pueden consistir en una gran ayuda para contrastar resultados obtenidos por otros métodos más seguros.

En el análisis morfométrico de los conos piroclásticos de la zona se ha logrado inferir una disposición de las fracturas alimentadoras orientadas entre N45E a N60E y que serían paralelas al σ_1 en la zona, orientación consistente con lo recabado por diversos autores a través de otros métodos. No obstante, muchos de los conos considerados, sobre todo los pertenecientes al CFO, presentan sus flujos de lava, uno de los rasgos morfométricos más notorios, según la dirección local de máxima pendiente.

Por otra parte, mediante dos de los tres perfiles generados por gravimetría, se ha delimitado el posible ancho de la traza principal de la ZFLO, correspondiente a 20330 ± 1170 m, e inferido la existencia de un sistema de horsts y grabens; el relleno del sistema posee un espesor máximo variable desde 1160 ± 310 m en el perfil central, a 2440 m en el perfil sur. Mientras que en el perfil más septentrional ya no se evidencia dicha configuración, correspondiendo la traza principal a un dominio de 1180 m de ancho y 1510 m de profundidad.

Se han propuesto varias teorías para explicar por qué un relleno tan potente dentro de la ZFLO: Generado por eventos tectónicos (cuencas de rumbo de tipo curvatura de falla o *step-over*, o cuencas de intra-arco), por eventos no tectónicos (ancho de la traza principal de la ZFLO se reduce a 5910 m), o bien, por eventos combinados (erosión glacial por sobre un relieve de origen tectónico). También se ha formulado que la traza mayor de la ZFLO ocupe una anisotropía cortical de escala regional, como lo puede ser el borde activo de la subcuenca Lonquimay (Radic, 2010), en cuyo caso las fallas anteriormente ocupadas en inversión tectónica habrían sido re-activadas en sentido transcurrente dextral.

Las implicancias que cada una estas ideas tiene sobre el volcanismo cuaternario indican que éste puede estar relacionado a estructuras extensionales locales (como en el caso de una cuenca de rumbo o de intra-arco), a las estructuras heredadas (en el caso de una cobertura volcano-sedimentaria potente), o por último, sin relación alguna con las estructuras heredadas (en el caso de una cobertura más delgada). La tendencia principalmente basáltica a andesítico-basáltica de los estratovolcanes cuaternarios aledaños, sus conos de flanco de orientación NE a ENE y sus perfiles asimétricos ayudan a validar la última hipótesis por sobre todas las restantes.

También a través de gravimetría es posible inferir cómo al occidente del perfil central una falla inversa de vergencia oeste posiciona depósitos pertenecientes a la Formación Malleco por sobre depósitos sedimentarios de posible edad pleistocena superior; un notorio aumento de la topografía en el sentido W-E guía a postular este sector, al SW del Volcán Tolhuaca, como el posible límite occidental de la Cordillera Principal, que poseería una estructura de pop-up y la cual ya ha sido propuesta al norte y al sur de la zona en estudio.

En síntesis, el estudio realizado permite postular para el CVL fracturas alimentadoras orientadas entre las direcciones NE y ENE dentro de un régimen transcurrente dextral, las cuales localmente podrían variar su dirección debido a anisotropías de basamento. La delgada cobertura meso-cenozoica, sumada a un menor espesor cortical en relación a latitudes más septentrionales, sugiere que grietas de tensión creadas en profundidad y orientadas de manera subparalela con respecto al σ_{Hmax} rompen dicha cobertura alcanzando la superficie, lo que favorecería un rápido ascenso magmático y su consecuente extrusión.

Es de gran interés poder delimitar zonas de falla debido a que corresponden a debilidades estructurales las cuales, en este caso, tratándose de un régimen regional transcurrente, pueden servir como posibles vías de ascenso y extrusión de material fundido. Los estudios tectónicos y morfométricos han demostrado una vez más que corresponden a herramientas de gran valor científico aplicables a cualquier entorno geodinámico y posibilitar así una mejor comprensión acerca de cómo ha sido generado el volcanismo en la zona y de su compleja relación con el tectonismo contemporáneo.

7. Referencias

- Acevedo, P., Barrientos, S., 1991.** La erupción del volcán Lonquimay 1988-89 desde una perspectiva sismológica. *In Congreso Geológico Chileno*, N°6, Actas, p. 816-820. Viña del Mar.
- Acocella, V., Neri, M., 2009.** Dike propagation in volcanic edifices: Overview and possible developments. *Tectonophysics* 471, 67-77.
- Adriasola, A.C., Thomson, S.N., Brix, M.R., Hervé, F., Stockhert, B., 2006.** Postmagmatic cooling and Late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos Region of Chile, 41°S – 42°S. *International Journal of Earth Sciences* 95, 504-528.
- Angelier, J., Guguel, J., 1979.** Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. *C. R. Acad. Sci. Paris* 288, 307-310.
- Angermann, D., Klotz, J., Reigber, Ch., 1999.** Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters* 171 (3), 329-334.
- Arancibia, G., Cembrano, J., Lavenu, A., 1999.** Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aysén, Chile (44-45°S). *Revista Geológica de Chile* 26 (1), 3-22.
- Araneda, M., Avendaño, M.S., 1985.** Estudio gravimétrico de la falla Liquiñe-Ofqui, en los sectores Seno Cayetúe, Bahía Ralún y Cochamó - Punta Pocihuén. *In Congreso Geológico Chileno*, N°4, Actas, Vol.1, p. 1-17. Antofagasta.
- Araneda, M., Avendaño, M.S., Schmidt, S., Götze, H.-J., Muñoz, J., 1999.** Hoja Puerto Montt. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Gravimétrica de Chile*, N°2, 16 p., 2 mapas escala 1:500.000. Santiago.
- Arlegui Crespo, L.E., Simón Gómez, J.L., 1993.** El sistema de diaclasas N-S en el sector central de la Cuenca del Ebro. Relación con el campo de esfuerzos neógeno. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 6, 115-122.
- Arlegui, L.E., 1996.** *Tesis Doctoral*, Universidad de Zaragoza. 650 pp.
- Bingham, C., 1964.** Distributions on the sphere and on the projective plane. Yale University, New Haven (*Dissertation thesis*), p. 93.
- Bohm, M., Lüth, S., Echter, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., Wigger, P., 2002.** The Southern Andes between 36° and 40° latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics* 356, 275-289.
- Brasse, H., Kapinos, G., Li, Y., Mutschard, L., Soyer, W., Eydam, D., 2009.** Structural electrical anisotropy in the crust at the South-Central Chilean continental margin as inferred from geomagnetic transfer functions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 173, 7–16.
- Burns, W.M., 2002.** Tectonics of the Southern Andes from stratigraphic, thermochronologic, and geochemical perspectives. *Ph.D. Thesis (Unpublished)*, Cornell University: 218 p.
- Cande, S. C., Leslie, R.B., 1986.** Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research* 91 (B1), 471-496.
- Cañuta, J., Zúñiga, H., 1994.** Carta gravimétrica Quillota-Portillo. *In Congreso Geológico Chileno*, N°7, Actas, Vol.1, p. 585-588. Concepción.
- Carey, E., Brunier, B., 1974.** Analyse théorique et numérique d'un modèle élémentaire appliqué a l'étude d'une population de failles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 279, 11, Sér. D, p. 891-894.

- Carpinelli, A., 2000.** Análisis estratigráfico, paleoambiental, estructural y modelo tectono-estratigráfico de la Cuenca Cura-Mallín VIII y IX Región, Chile. *Memoria de Título (Inédito), Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra:* 158 p.
- Cembrano, J., Hervé, F., 1993.** The Liquiñe-Ofqui fault zone: a major Cenozoic strike-slip duplex in the Southern Andes. *Abstracts – ISAG II*, 175-178.
- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A., 1996.** The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault zone in Southern Chile. *Tectonophysics* 259, 55-66.
- Cembrano, J., 1998.** Kinematics and timing of intra-arc deformation at the Southern Andes plate boundary zone. *PhD thesis, Univ. Dalhousie, Halifax*, 231 pp.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Arancibia, G., Sanhueza, A., Reynolds, P., 1999.** A crustal-scale pop up structure at the southern Andes plate boundary zone: a kinematic response to Pliocene transpression. *Third ISAG meeting, Gottingen, Germany.*
- Cembrano, J., Shermer, E., Lavenu, A., Sanhueza, A., 2000.** Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes, *Tectonophysics* 319, 129-149.
- Cembrano, J., Lara, L., 2009.** The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics* 471, 96 – 113.
- Chinn, D.S., Isacks, B.L., 1983.** Accurate source depths and focal mechanism of shallow earthquakes in western South America and in the New Hebrides island arc. *Tectonics* 2 (6), 529-563.
- Cisternas, M.E., Díaz, L., 1985.** Los depósitos terciarios lacustres de Lonquimay, Chile. *Zentralblatt für Geologie und Paläentologie*, Teil 1, N°9-10, p.1351-1362.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V. A., 1982.** Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews* 18, 303-332.
- Cole, J.W., 1984.** Taupo-Rotorua depression: an ensialic marginal basin of the North Island, New Zealand. *Geological Society of London Special Publication* 16, 109-120.
- Cole, J.W., Lewis, K.B., 1981.** Evolution of the Taupo-Hikurangi subduction system: *Tectonophysics* 72, 1-21.
- Corazzato, C., Tibaldi, A., 2006.** Fracture control on type, morphology and distribution of parasitic volcanic cones: An example from Mt. Etna, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158, 177 – 194.
- Crowell, J.C., Link, M.H. (eds), 1982.** Geologic history of Ridge Basin southern California (Book 22). *Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Los Angeles, 304 p.
- Daly, R.A., 1966:** Handbook of Physical Constants. *Ed.: Geol. Soc. Am. Mem., 97.* In Dobrin (1988): p.610.
- De la Cruz, R., Suárez, M., 1997.** El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes del Biobío (38-39°S). *Revista Geológica de Chile* 24 (1), 3-24.
- De Vicente, G., 1988.** Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. *Tesis doctoral*, Univ. Complutense, 331 p.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994.** Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters* 21 (20), 2191-2194.
- Dewey, J.F., Lamb, S.H., 1992.** Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics* 205, 79-95.
- Diraison, M., Cobbold, P., Rossello, E., Amos, A., 1998.** Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia, Argentina, *Journal of South American Earth Sciences* 11, 519-532.

- Dyer, M.G., 1988.** Using joint interactions to estimate paleostress ratios. *Journal of Structural Geology* 10, 685-699.
- Engelder, T., Geiser, P.A., 1980.** On the use of regional joints sets as trajectories of paleostress fields during the development of the Appalachian Plateau. *Journal of Geophysical Research* 85, 6319-6341.
- Engelder, T., 1987.** Joints and shear fractures in rock. In: Atkinson, B.K. (Ed.). *Fracture Mechanics of Rock*. Academic Press, London, pp. 27-69.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Melnick, D., 2002.** Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes Neuquinos (36° - 39°S) en los últimos 30 millones de años. *Revista Geológica de Chile* 29 (2), 227-240.
- 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* 58 (1), 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* 23, TC5008. Doi: 10.1029/2003TC001533.
- Folguera, A., Zapata, T., Ramos, V.A., 2006b.** Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. In *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat.)* (Kay, S., Ramos, V., editors). *Geological Society of America, Special Paper*, 407, 267-285.
- Gabalda, G., Nalpas, T., Bonvalot, S., 2005.** The base of the Atacama Gravels Formation (26°S, Northern Chile): First results from gravity data. In *International Symposium on Andean Geodynamics, 6th*, Barcelona, España, 12-14 September 2005. 286-289.
- Gardeweg, M., Moreno, H., Naranjo, J.A., 1990.** Comportamiento del Volcán Lonquimay en su fase eruptiva 1988-1990 y su influencia en el medio ambiente. *SERNAGEOMIN. Informe inédito*.
- Glodny, J., Gräfe, K., Echtler, H., Rosenau, M., 2007.** Mesozoic to Quaternary continental margin dynamics in South-Central Chile (36-42°S): the apatite and zircon fission track perspective. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, 97, 1271-1291.
- Grindley, G.W., 1965.** The geology, structure, and exploitation of the Wairakei geothermal field, Taupo, New Zealand. *New Zealand Geological Survey Bulletin* 75, 131 p.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez, A.R., 1994.** Field Guide: the Jurassic of the Neuquén Province. a) Neuquén Province. *Secretaría de Minería de la Nación y Asociación Geológica Argentina*, 111 p.
- Gumiel, P., Monteserín, V., Ferrero, A., Bellido, F., Baltuille, J.M., Vivar, V., 2006.** Aplicación del análisis geométrico de fracturas a la determinación de bloques en las canteras de granito de O Porriño, Pontevedra (NW España). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 19 (1-2), 3-25.
- Hancock, P.L., Al Kadhi, A., Sha'at, N.A., 1984.** Regional joint sets in the Arabian platform as indicators of intraplate processes. *Tectonics* 3, 27-43.
- Hancock, P.L., 1985.** Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology* 7, 437-457.
- Hancock, P.L., Engelder, T., 1989.** Neotectonic Joints. *Geological Society of America Bulletin* 101, 1197-1208.
- Hervé, M., 1976.** Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). In *Congreso Geológico Chileno, N°1*, Actas, Vol.1, p. B39-B56. Santiago.
- Hervé, F., 1984.** Rejuvenecimiento de edades radiométricas en la zona de falla Liquiñe-Ofqui en Aysén. *Comunicaciones*, N°38, p. 107-115.
- Hervé, F., Thiele, R., 1987.** Estado de conocimiento de las megafallas en Chile y su significado tectónico. *Comunicaciones*, N°38, p. 67-91.

- Hervé, F., 1994.** The Southern Andes between 39° and 44°S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to magmatic arc. *In: Reutter, K.J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (Eds), Tectonics of the Southern Central Andes.* Springer Verlag, pp. 243-248.
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990.** Neotectonics in central Mexico. *Phys. Earth Planet. Inter.* 64, 187 – 210.
- Jordan, L., Burns, M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C., 2001.** Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20 (3), 308-324.
- Kane, M.F., 1962.** A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer, *Geophysics*, vol.27, no.4.
- Lambiase, J., 1990.** A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rifts basins. *In* Lacustrine Basin Exploration –case studies and modern analogs (Katz, B.J.: editor). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 50: 265-276.
- Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., Bataille, K., 2008.** First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the Southern Andes. *Tectonophysics* 455, 14-24.
- Lara, L.E., Rodríguez, C., Moreno, H., Pérez de Arce, C., 2001.** Geocronología K-Ar geoquímica del volcanismo Plioceno Superior - Pleistoceno de los Andes del sur (39-42°S). *Revista Geológica de Chile* 28 (1), 67-90.
- Lara, L.E., Lavenu, A., Cembrano, J., Rodríguez, C., 2006a.** Structural controls of volcanism in transversal chains: resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle – Puyehue area (40.5°S). Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158, 70-86.
- Lavenu, A., Cembrano, J., 1999.** Compressional- and transpressional-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* 21, 1669-1691.
- Leguerreta, L., Gulisano, C.A., 1989.** Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico superior – Terciario inferior, Argentina) (Chebli, G.A., Spalletti, L.A; editores). *In Cuenas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica*, N°6, Universidad Nacional de Tucumán, Instituto Superior de Correlación Geológica, p. 221-244.
- Longman, I.L., 1959.** Formulas for computing the tidal accelerations due to the Moon and the Sun. *Journal of Geophysical Research* 64, 2351-2355.
- López-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, H., 1995.** Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes Quaternary volcanism (37°-46°S). *Revista Geológica de Chile* 22 (2), 219-234.
- López-Escobar, L., Vergara, M., 1997.** Eocene-Miocene Longitudinal Depression and Quaternary volcanism in the Southern Andes (33-42.5°S): a geochemical comparison. *Revista Geológica de Chile* 24, 227-244.
- May, S.R., Ehman, K.D., Gray, G.G., Crowell, J.C., 1993.** A new angle on the tectonic evolution of the Ridge Basin, a “strike-slip” basin in southern California. *Geological Society of London Special Publication* 10, 551-561.
- Melnick, D., Folguera, A., Ramos, V., 2006a.** Structural control on arc volcanism: The Caviahue-Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Science* 22, 66-88.
- Melnick, D., Rosenau, M., Folguera, A., Echtler, H., 2006b.** Neogene tectonic evolution of the Neuquén Andes western flank (37°-39°S). *In Evolution of and Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat) (Kay S., Ramos V; editors).* *Geological Society of America, Special Paper* 407: 73-95.
- Melnick, D., Charlet, F., Echtler, H., Marc De Batist., 2006c.** Incipient axial collapse of the Main Cordillera and strain partitioning gradient between the Central and Patagonian Andes, Lago Laja, Chile. *Tectonics* 25, TC5004.

- Melnick, D., 2007.** Neogene seismotectonics of the south-central Chile margin - Subduction related processes over various temporal and spatial scales, *Scientific Technical Report* ; STR 07/01, 1-108.
- Mercer, J.H., 1976.** Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research* 6, 125-166.
- Moreno, H. 1977.** Geología del área volcánica Puyehue-Carrán en los Andes del Sur de Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 170 p.
- Moreno, H., Gardeweg, M., 1989.** La erupción reciente del Complejo Volcánico Lonquimay (Diciembre, 1988), Andes del Sur. *Revista Geológica de Chile* 16 (1), 93-117.
- Moreno, H., Naranjo, J.A., 1991.** Síntesis geológica del volcán Llaima. Andes del Sur (38°45') e implicancias de riesgos. In *Congreso Geológico Chileno*, N°6, Actas, Vol.6, p. 386-389. Viña del Mar.
- Moreno, H., 1992.** Estudio preliminar del Riesgo Volcánico del área de Ralco. *INGENDESA*. 118p., Informe inédito.
- Mpodozis, C., Ramos, V., 1989.** The Andes of Chile and Argentina. In: *G.E. Ericksen, M. T. Canas Pinochet, and J. A. Reinemund (eds.), Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circ. Pac. Coun. En. Min. Res. Earth Sci. Ser., Houston, 59-90.
- Muñoz, J., Stern, C.R., 1988.** The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences* 1 (2), 147-161.
- Muñoz, J., 1988a.** Volcanismo mioceno superior (Tortoniano) en la Región del Alto Biobío. In *Congreso Geológico Chileno*, N°5, Actas, Vol.1, p. 1275-1296. Santiago.
- Muñoz, J., 1988b.** Evolution of Pliocene and Quaternary volcanism in the segment of the southern Andes between 38° and 39°S. *University of Colorado* (Unpublished Thesis), 160 p.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L., Stern, C.R., 2000.** The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* 27, 177-203.
- Nagy, D., 1966.** The gravitational attraction of a right rectangular prism, *Geophysics*, vol.31, no.2.
- Nakamura, K., 1977.** Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation (principle and proposal). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2, 1-16.
- Nakamura, K., Uyeda, S., Davies, J.N., 1980.** Stress gradient in arc-back arc regions and plate subduction. *Journal of Geophysical Research* 85, 6419-6428.
- Naranjo, J.A., Moreno, H., Gardeweg, M., 1991.** Erupción de 1989-1990 del Volcán Lonquimay, Andes del Sur (Lat. 38°20'S). In *Congreso Geológico Chileno*, N°6, Actas, Vol.1, p. 445-448. Viña del Mar.
- Naranjo, J.A., Empanan, C., Moreno, H., Murphy, M., 1993.** Volcanismo explosivo reciente en la caldera del volcán Sollipulli, Andes del Sur (39°S). *Revista Geológica de Chile* 20 (2), 167-191.
- Nilsen, T.H., McLaughlin, R.J., 1985.** Comparison of tectonic framework and depositional patterns of the Hornelen strike-slip basin of Norway and the Ridge and Little Sulphur Creek strike-slip basins of California. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 37, 79-103.
- Niemeyer, H., Muñoz, J., 1983.** Hoja Laguna de La Laja, Región del Biobío. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, N°57, 52 p., 1:250.000.
- Ollier, C., 1988.** Volcanoes. *Basil Blackwell, New York*.

- Olson, J.E., Pollard, D.D., 1989.** Inferring paleostresses from natural fracture patterns: a new method. *Geology* 17, 345-348.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987.** Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous times. *Tectonics* 6, 233-248.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.L., 2000.** Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature* 408, 669-673.
- Polanco, E., 1998.** Volcanismo explosivo postglacial de la cuenca del Alto Biobío, Andes del Sur (37°45' – 38°30'). Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 104 p. Santiago.
- Polanco, E., Naranjo, J.A., Young, S., Moreno, H., 2000.** Volcanismo explosivo Holoceno en la Cuenca del Alto Biobío, Andes del Sur (37°45'S – 38°30'S). In *Congreso Geológico Chileno*, N°9, Actas, Vol.2, p. 59-56. Puerto Varas.
- Pollard, D.D., Segall, P., 1987.** Theoretical displacements and stresses near fractures in rocks: with applications to faults, joints, veins, dikes and solution surfaces. In: Atkinson, B.K. (Ed.), *Fracture Mechanics of Rock*. Academic Press, London, pp. 277-349.
- Pollard, D.D., Aydin, A., 1988.** Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin* 100, 1181-1204.
- Potent, S., Reuther, C.D., 2001.** Neogene deformation processes in the active magmatic arc of southern Chile between 37° and 39°S. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg* 85, 22 pp.
- Radic, J.P., Rojas, L., Carpinelli, A., Zurita, E., 2002.** Evolución tectónica de la cuenca terciaria de Cura-Mallín, región cordillerana chileno argentina (36°30'-39°00'S). In *Congreso Geológico Argentino*, N°15, Actas 3: 233-237. Calafate.
- Radic, J.P., 2010.** Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillan y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39°S). *Andean Geology* 37 (1), 220-246.
- Ramos, V.A., 1977.** Estructura. Rolleri E.O. (Ed.), *En Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, Relatorio 7° Congreso Geológico Argentino: 9-24.
- Reiter, F., Acs, P., 2000.** TectonicsFP – a computer program for structural geology.
- Rincón, J.P., Jurado, J.L., Vegas, R., 2000.** Análisis mesoestructural automático del diaclasado: programa “Joints”. Aplicación a un sector del antepaís Bético. *Geogaceta* 27, 147-150.
- Rives, T., Petit, J.P., 1990.** Diaclases et plissements: une approche expérimentale. *C.R. Acad. Sci. Paris* 309 (2), 1451-1456.
- Rosenau, M.R., 2004.** Tectonics of the Southern Andean Intra-arc Zone (38°-42°S), PhD Thesis, Freie Universität Berlin, http://www.diss.fu-berlin.de/diss/receive/FUDISS_thesis_000000001381
- Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H., 2006.** Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*, Vol.25, TC4013.
- Salinas, P., 1979.** Geología del área Lolco-Lonquimay, Cordillera de los Andes, Alto Biobío, IX Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 153 p.
- Salinas, P., 1984.** Geología del sector de Lolco, Cordillera andina de la IX Región, Chile. *Museo Nacional de Historia Natural, Boletín*, 40, 135-143.
- Sanderson, D.J., Meneilly, A.W., 1981.** Strain modified uniform distributions: andalusites from a granite aureole. *Journal of Structural Geology* 3, 109–16.

- Scheidegger, A.E., 1980.** Alpine joints and valleys in the light of the neotectonic stress field. *Rock Mechanics* 9, 109–124.
- Sepúlveda, F., Lahsen, A., Bonvalot, S., Cembrano, J., Alvarado, A., Letelier, P., 2005.** Morpho-structural evolution of the Cordón Caulle geothermal region, Southern Volcanic Zone, Chile: Insights from gravity and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 148, 165-189.
- Settle, M., 1979.** The structure and emplacement of cinder cone fields. *Am. J. Sci* 279, 1089–1107.
- Sibson, R.H., Robert, F., Poulsen, K.H., 1988.** High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal geoid-quartz deposits. *Geology* 16, 551-555.
- Sibson, R.H., 1996.** Structural permeability of fluid driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology* 18, 1031-1042.
- Shaw, H., 1980.** Fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface. In: *Hargraves, R.B. (Ed.), Physics of Magmatic Processes. Princeton Univ. Press.*
- Sielfeld, G., 2008.** Cordón Fisural Callaqui: Antecedentes tectónicos de la naturaleza y geometría del volcanismo fisural en el Volcán Callaqui, Zona Volcánica Sur, Región del Bío-Bío, Chile.
- Sippel, J., Saintot, A., Heeremans, M., Scheck-Wenderoth., 2010.** Paleostress field reconstruction in the Oslo region. *Marine and Petroleum Geology* 27, 682-708.
- Somoza, R., 1998.** Updated Nazca (Farallon)-South America relative motion during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean regime. *Journal of South American Earth Sciences* 11, 211-215.
- Soyer, W., 2002.** Analysis of geomagnetic variations in the Central and Southern Andes. *PhD Thesis.* FU Berlin.
- Stern, C.R., 1989.** Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile* 16 (2), 145-162.
- Stern, C.R., Skewes, M.A., 1995.** Miocene to present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile. *Revista Geológica de Chile* 22 (2), 261-272.
- Stern, C.R., 2004.** Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31 (2), 161-206.
- Suárez, M., Emparán, C., Muñoz, J., 1986.** Geología de la parte oriental de la Hoja Curacautín, IX Región (Inédito), *Servicio Nacional de Geología y Minería*, 119 p.
- Suárez, M., Emparán, C., 1988.** Geocronología y asociación de facies volcánicas y sedimentarias del Mioceno de Lonquimay, Chile (lat.38° - 39°S). In *Congreso Geológico Chileno*, N°5, Actas, Vol.1, p. A365-A383. Santiago.
- Suárez, M., Emparán, C., 1995.** The stratigraphy, geochronology, and paleophysiography of a Miocene freshwater interarc basin, Southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 8 (1), 17-31.
- Suárez, M., Emparán, C., 1997.** Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, N° 71, 105 p., 1 mapa 1:250.000.
- Tebbens, S.F., Cande, S.C., Kovacs, L., Parra, J.C., LaBrecque, J.L., Vergara, H., 1997.** The Chile ridge: A tectonic framework. *Journal of Geophysical Research* 102 (B6), 12035-12059.
- Thiele, R., Lahsen, A., Moreno, H., Varela, J., Vergara, M., Munizaga, F., 1987.** Estudio geológico regional a escala 1:100.000 de la hoya superior y curso medio del río Biobío. Informe para la Empresa Nacional de Electricidad, Convenio ICP-8601 (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica*, 304 p.

- Tibaldi, A., Civelli, G., Pecchio, M., 1989.** Tectonic control on morphometry of cinder cones in Lanzarote and Fuerteventura, Canary Islands. Proceedings of the International Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote, Canary Islands. *European Science Foundation*, pp. 216 – 219.
- Tibaldi, A., 1995.** Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal of Geophysical Research* 100 (B12), 24521 – 24535.
- Torge, W.T., 1989.** Gravimetry. In: de Gruyter, W. (Ed.), New York, 465 p.
- Twiss, R.J., Moores, E.M., 1992.** Structural Geology. *W.H. Freeman and Company*, 1992, pp. 532.
- Vergani, G., Tankard, A.J., Belotti, H.J., Welsnik, H.J., 1995.** Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In *Petroleum Basins of South America* (Tankard, A.J., Suárez Sorucco, R., Welsnik, H.J., editors). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 383-402.
- Vergara, M., Muñoz, J., 1982.** La Formación Cola de Zorro en la Alta Cordillera andina Chilena (36° - 39° lat. Sur); sus características petrográficas y petrológicas; una revisión. *Revista Geológica de Chile* 17, 31-46.
- Vergara, M., López-Escobar, L., 1982.** El volcanismo Mioceno y Plioceno entre los 36° y 40° L.S. de los Andes Chilenos: Comentario y revisión. In *Congreso Latinoamericano de Geología*, N°5, Actas, Vol.3, p. 513-521. Buenos Aires.
- Weinberg, R.F., 1996.** Ascent mechanism of felsic magmas: news and views. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Sciences* 87, 95-103.
- Whitaker, A.E., Engelder, T., 2005.** Characterizing stress fields in the upper crust using joint orientation distributions. *Journal of Structural Geology* 27, 1778-1787.
- Wilson, C.J.N., 5 coauthors, 1984.** Caldera volcanoes of the Taupo volcanic zone, New Zealand. *Journal of Geophysical Research* 89, 8463-8484.

Anexo A

Datos Estructurales

- **Parada 1. 283370E / 5759427N**

Tabla A.1 Datos estructurales para el afloramiento **1**.

Dip Direction	Dip	Espaciamiento (cm)	Set
351	67	3.4	1
348	64	3.4	1
339	82	1.5	1
343	80	23.6	1
148	89	4.8	1
147	84	4.8	1
137	77	2.7	1
138	77	2.7	1
18	70	5	1
14	64	9.9	1
10	72	1	1
10	72	4.9	1
170	70	60	1
114	74	0.1	2
100	75	2.9	2
259	73	2.6	2
274	80	5.8	2
222	88	2.8	3
30	46	5.9	4
30	41	5.9	4
60	46	11.7	4

Dirección perfil (Dip Direction / Dip): 291 / 40

Litología según Moreno (1986): Formación Cura-Mallín, Miembro Guapitrío

Litología según Suárez y Emparán (1997): Dada la amplia escala del mapa, la litología puede corresponder al Complejo Vizcacha – Cumilao, o bien, al Miembro Guapitrío de la Formación Cura-Mallín.

Litología macroscópica (Muestra #1; Fotografías A.1 y A.2): Roca holocristalina, equigranular, fanerítica, grano medio a grano fino y cristales subhedrales, compuesta de cuarzo (30%, masivo) y plagioclasa (70%, masivo y cristalino) como minerales félsicos (80%); y por anfíbola (80%, masiva) y biotita (20%, masiva) como minerales máficos (20%). Alteración moderada a clorita – epidota. Alteración suave a arcillas. Magnetismo suave.

Conclusión: Tonalita de anfíbola, perteneciente al Grupo Plutónico Melipeuco.



Fotografía A.1 Muestra #1



Fotografía A.2 Detalle muestra #1

- **Parada 2. 283754E / 5763227N**

Tabla A.2 Datos estructurales para el afloramiento 2.

Dip Direction	Dip	Espaciamiento (cm)
30	70	9.7

Dirección perfil (Dip Direction / Dip): 285 / 80

Litología según Moreno (1986): Flujo de lava basáltica correspondiente a los Centros Eruptivos Menores.

Litología según Suárez y Emparán (1997): Conos y depósitos piroclásticos recientes correspondientes al Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal.

Litología macroscópica (Muestra #2; Fotografía A.3): Roca hipocristalina, inequigranular, vitrofírica, grano fino y cristales euhedrales compuesta de olivino verde-amarillento de tamaño 2 mm (10%) y plagioclasa blanca submilimétrica (20%), los que totalizan un 50% del volumen de la roca. Magnetismo moderado.

Conclusión: Lava basáltica perteneciente, probablemente, al Volcán Lolco.



Fotografía A.3 Muestra #2

- **Parada 3. 281829E / 5753582N**

Tabla A.3 Datos estructurales para el afloramiento **3**.

Dip Direction	Dip	Espaciamiento (cm)	Set
90	89	8	1
95	60	8	1
24	83	8	3
310	81	8	2
125	75	8	2

Dirección perfil (Dip Direction / Dip): No se aplica.

Litología según Moreno (1986): Unidad Qcf4p, correspondiente a conos de piroclastos del Cordón Fisural Oriental.

Litología según Suárez y Emparán (1997): Conos y depósitos piroclásticos recientes correspondientes al Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal.

Litología macroscópica (Muestra #3; Fotografía A.4): Roca hipocristalina, equigranular, vitrofírica, grano fino y cristales euhedrales compuesta de olivino rojo-anaranjado submilimétrico (20%) y plagioclasa blanca y transparente submilimétrica (80%), minerales que totalizan un 60% del volumen de la roca. Magnetismo moderado. Posible alteración a calcita.

Conclusión: Lava basáltica correspondiente, probablemente, a la Unidad Qcf4l.

Comentarios: Roca con fuerte crioclastismo, aflora en altos topográficos y en los portezuelos que los conectan.



Fotografía A.4 Muestra #3

- **Parada 4. 282004E / 5753609N**

Tabla A.4 Datos estructurales para el afloramiento 4.

Dip Direction	Dip	Espaciamiento (cm)
263	29	3
297	33	3
323	25	3
288	28	3
278	29	3

Datos descriptivos idénticos a los de la parada 3.

- **Parada 5. 282488E / 5754179N**

Tabla A.5 Datos estructurales para el afloramiento **5**.

Dip Direction	Dip	Espaciamiento (cm)
58	75	25
15	67	100

Dirección perfil (Dip Direction / Dip): No se aplica.

Litología según Moreno (1986): Unidad Qcf4p, correspondiente a conos de piroclastos del Cordón Fisural Oriental.

Litología según Suárez y Emparán (1997): Conos y depósitos piroclásticos recientes correspondientes al Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal. Otra posibilidad, debida a lo amplio de la escala, es que puedan ser lavas asignadas a la Formación Malleco.

Litología macroscópica (Muestra #4; Fotografía A.5): Roca hipocristalina, equigranular, vitrofírica, grano fino y cristales euhedrales compuesta de plagioclasa transparente submilimétrica (15%). Magnetismo suave. Alteración moderada a clorita.

Conclusión: Probable lava basáltica debido a características similares a las de las paradas **3** y **4**.

Comentarios: Roca con fuerte crioclastismo, aflora en la cima de altos topográficos interconectados.



Fotografía A.5 Muestra #4

- **Parada 6. 282869E / 5754215N**

Tabla A.6 Datos estructurales para el afloramiento **6**.

Dip Direction	Dip	Espaciamiento (cm)	Set
185	10	4	1
220	10	4	1
220	65	20	2
156	48	25	3

Datos descriptivos idénticos a los de la parada **5**.

- **Parada 7. 277017E / 5750536N**

Tabla A.7 Datos estructurales para el afloramiento 7.

Tipo	Dip Direction	Dip
Fisura	105	88
Fisura	110	89
Fisura	102	89
Fisura	105	89

Dirección perfil (Dip Direction / Dip): No se aplica.

Litología según Moreno (1986): Unidad Qvl6, correspondiente a depósitos piroclásticos del cono Navidad.

Litología según Suárez y Emparán (1997): Conos y depósitos piroclásticos recientes correspondientes al Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal.

Litología macroscópica (Muestra #5; Fotografía A.6): Roca holohialina, afanítica, vítrea y con vesiculación moderada.

Conclusión: Escoria volcánica perteneciente a la unidad Qvl6.

Comentarios: Fisuras correspondientes al interior del cráter del cono Navidad con fuerte emanación de vapor de agua. Profundidad de las fisuras no mayor a 1 m. Continuidad más allá de la parte abierta del cráter.



Fotografía A.6 Muestra #5

- **Parada 8. 278509E / 5745403N**

Tabla A.8 Datos estructurales para el afloramiento **8**.

Dip Direction	Dip	Espaciamiento (cm)	Set	Muestra
220	84	12	2	6
228	69	12	4	6
206	82	3	2	7
240	75	3	4	7
240	77	3	4	7
255	16	5	1	7
280	20	5	1	7
295	14	5	1	7
293	9	5	1	7
157	80	10	3	7
152	85	10	3	7
125	87	10	3	7
140	74	10	3	7

Dirección perfil (Dip Direction / Dip): No se aplica.

Litología según Moreno (1986): Formación Cura-Mallín, Miembro Guapitrío.

Litología según Suárez y Emparán (1997): Formación Cura-Mallín, Miembro Guapitrío.

Litología macroscópica: Muestra #6 (Fotografía A.7) Roca sedimentaria matriz-soportada compuesta de partículas tamaño ceniza gruesa, y clastos tamaño bomba o bloque, subangulosos y subesféricos de tipos juveniles (escoria principalmente, 20%) y líticos (negros y rojizos, 80%).

Muestra #7 (Fotografía A.8) Roca sedimentaria matriz-soportada compuesta de partículas tamaño ceniza fina, y clastos tamaño lapilli fino, subangulosos y de esfericidad baja de tipos juveniles (escoria principalmente, 5%) y líticos (95%).

Conclusiones: Muestra #6: Brecha piroclástica perteneciente al Miembro Guapitrío, de la Formación Cura-Mallín.

Muestra #7: Toba de lapilli perteneciente al Miembro Guapitrío, de la Formación Cura-Mallín.

Comentarios: Muestra #6 presenta clastos gigantes, incluso de tamaño métrico. Muestra #7, en cambio, presenta clastos pequeños y aislados.



Fotografía A.7 Muestra #6



Fotografía A.8 Muestra #7

- **Parada 9. 272828E / 5752971N**

Tabla A.9 Datos estructurales para el afloramiento **9**.

Dip Direction	Dip	Espaciamiento (cm)	Sets
5	85	7.7	1
180	82	18.8	1
120	16	1.2	2
135	35	1.7	2

Dirección perfil (Dip Direction / Dip): 110 / 85

Litología según Moreno (1986): Unidad Qvt1, correspondiente a lavas andesíticas y escasas brechas del volcán Tolhuaca.

Litología según Suárez y Emparán (1997): Formación Cura-Mallín, Miembro Guapitrío.

Litología macroscópica (Muestra #8; Fotografía A.9): Roca holocristalina, inequigranular, fanerítica, grano medio a fino y con cristales anhedrales compuesta por cuarzo y plagioclasa en proporciones relativas 30% y 70%, respectivamente. Máficos indistinguibles. Oxidación fuerte de colores amarillo, naranja y rojizo. Magnetismo suave.

Conclusión: Tonalita perteneciente al Grupo Plutónico Melipeuco.

Comentarios: Afloramiento bastante alterado, muy poco cohesivo.



Fotografía A.9 Muestra #8

- **Parada 10. 272235E / 5751569N**

Tabla A.10 Datos estructurales para el afloramiento **10**.

Dip Direction	Dip	Espaciamiento (cm)
120	30	32.4
112	46	32.4

Dirección perfil (Dip Direction / Dip): 350 / 50

Litología según Moreno (1986): Unidad Qv12, correspondiente a lavas andesítica - basálticas del Volcán Lonquimay.

Litología según Suárez y Emparán (1997): Lavas basálticas y andesíticas, y flujos piroclásticos con fuerte erosión fluvial correspondientes a los depósitos del Pleistoceno Superior del Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal.

Litología macroscópica (Muestra #9; Fotografía A.10): Roca holohialina, equigranular, vítrea, de grano fino y cristales euhedrales compuesta de olivinos aislados de color verde y verde-amarillento, y de plagioclasa blanca y transparente (10%), ambos minerales de tamaño milimétrico. Magnetismo moderado.

Conclusión: Lava basáltica perteneciente a la unidad Qv12.



Fotografía A.10 Muestra #9

- **Parada 11. 269699E / 5739158N**

Tabla A.11 Datos estructurales para el afloramiento **11**.

Dip Direction	Dip	Espaciamiento (cm)	Set
266	71	118.4	1
262	79	118.4	1
254	87	118.4	1
261	76	118.4	1
84	29	48.9	3
72	15	48.9	3
177	70	9.1	2
170	64	9.1	2

Dirección perfil (Dip Direction / Dip): 0 / 80

Litología según Moreno (1986): Este afloramiento excede los límites de ese mapa.

Litología según Suárez y Emparán (1997): Dada la gran escala de ese mapa, puede corresponder a lavas andesíticas y basálticas con flujos piroclásticos del Pleistoceno Superior - Holoceno del Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal; al Miembro Guapitrío de la Formación Cura-Mallín; o bien, a rocas del Grupo Plutónico Melipeuco.

Litología macroscópica (Muestra #10, Fotografía A.11): Idéntica a la roca de la parada **9**.



Fotografía A.11 Muestra #10

- **Parada 12. 269646E / 5739172N**

Tabla A.12 Datos estructurales para el afloramiento **12**.

Dip Direction	Dip	Espaciamiento (cm)	Set
322	30	7.5	1
312	24	7.5	1
304	31	7.5	1
257	66	18.3	-
232	76	18.3	-
218	55	18.3	4
217	57	18.3	4
357	75	5.4	2
348	76	5.4	2
3	71	5.4	2
347	70	5.4	2
350	71	5.4	2
125	64	4.2	-
94	84	4.2	-
102	89	4.2	-
342	31	1.4	-
328	30	1.4	1
303	33	14.5	1
281	25	14.5	1
264	31	14.5	-
292	15	14.5	1
291	28	14.5	1
308	35	14.5	1
301	25	14.5	1
218	85	16.2	-
210	64	16.2	4
230	89	16.2	-
219	80	16.2	-
11	66	s/i	-
306	82	7.7	3
308	89	7.7	3
105	82	7.7	-
215	60	4.5	4
220	65	4.5	4
205	68	4.5	4
126	75	12.7	3
123	75	12.7	3
128	74	12.7	3
288	88	14.8	-
302	74	14.8	3
302	70	14.8	-
312	30	11.1	1
308	45	11.1	1
290	30	11.1	1
284	35	11.1	1
302	31	11.1	1
298	83	11.1	3

286	60	11.1	-
88	63	19.3	-
90	53	19.3	-
94	63	19.3	-
88	24	38.3	-
96	30	38.3	-
354	89	23.4	2
22	85	23.4	-
135	25	12.4	-
146	23	12.4	-
115	50	7.5	-
115	52	7.5	-
118	46	7.5	-

Dirección perfil (Dip Direction / Dip): 165 / 75

Muestra idéntica a la de la parada **11**.

- **Parada 13. 269457E / 5739129N**

Tabla A.13 Datos estructurales para el afloramiento **13**.

Dip Direction	Dip	Espaciamiento (cm)	Set
344	26	8	3
348	18	8	3
324	26	8	3
320	28	8	3
342	25	8	3
102	87	40	1
108	81	40	1
105	87	40	1
185	74	80	2
183	76	80	2

Dirección perfil (Dip Direction / Dip): No se aplica

Muestra idéntica a la de la parada **11**.

- **Parada 14. 269450E / 5739139N**

Tabla A.14 Datos estructurales para el afloramiento **14**.

Dip Direction	Dip	Espaciamiento (cm)	Set
158	42	1	1
165	40	1	1
12	29	3.5	3
335	54	3.5	3
74	84	24.2	2
95	74	24.2	2

Dirección perfil (Dip Direction / Dip): 160 / 80

Muestra idéntica a la de la parada **11**.

- **Parada 15. 273828E / 5739423N**

Tabla A.15 Datos estructurales para el afloramiento **15**.

Dip Direction	Dip	Espaciamiento (cm)	Set
25	70	1.5	2
27	54	1.5	2
34	74	1.5	2
42	53	1.5	2
172	85	6.8	1
156	86	6.8	1
166	89	6.8	1

Dirección perfil (Dip Direction / Dip): 10 / 40

Litología según Moreno (1986): Por continuidad se infiere que corresponde a la unidad Qvl2.

Litología según Suárez y Emparán (1997): Lavas basálticas y andesíticas con flujos piroclásticos del Pleistoceno Superior correspondientes al Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal.

Litología macroscópica (Muestra #12; Fotografía A.12): Roca hipocristalina, equigranular, vitrofírica, de grano fino y cristales euhedrales compuesta por plagioclasas transparentes y blancas de tamaño milimétrico (30%), y olivinos verde-amarillentos milimétricos y aislados. Magnetismo moderado. Vesiculación moderada.

Conclusión: Lava basáltica perteneciente a la unidad Qvl2.



Fotografía A.12 Muestra #12

- **Parada 16. 280501E / 5735353N**

Tabla A.16 Datos estructurales para el afloramiento **16**.

Dip Direction	Dip	Espaciamiento (cm)	Set
337	30	28.8	3
351	46	28.8	3
195	85	1.7	1
197	81	1.7	1
286	71	11.4	2
279	69	11.4	2
274	66	27	2

Dirección perfil (Dip Direction / Dip): 210 / 80

Litología según Moreno (1986): Este afloramiento excede los límites de ese mapa.

Litología según Suárez y Emparán (1997): Formación Cura-Mallín, Miembro Guapitrío.

Litología macroscópica (Muestra #11; Fotografía A.13): Roca hipocristalina, equigranular, porfírica, de grano grueso y cristales euhedrales compuesto por plagioclasas blancas, de hasta 6 mm máximo (80%), y por anfíbolos de hasta 8 mm máximo (20%), los cristales alcanzan un 40% del volumen total de la roca.

Conclusión: Andesítica porfírica, correspondiente a un intrusivo hipabisal perteneciente al Miembro Guapitrío, de la Formación Cura-Mallín.



Fotografía A.13 Muestra #11

Anexo B

Gravedad Absoluta y Deriva Instrumental

Fecha: 16 / 11 / 2009

Tabla B.1 Cálculo gravedad absoluta Entrada 0104.

Lugar	Gravedad Relativa	Hora
Entrada 0104	3345.01	10:37:11
Entrada 0104	3345.02	10:38:12
Entrada 0104	3345.035	10:39:07
Base Gravimétrica GEOPH	3365.485	11:18:23
Base Gravimétrica GEOPH	3365.49	11:19:20
Base Gravimétrica GEOPH	3365.49	11:20:18
Entrada 0104	3344.9	12:28:05
Entrada 0104	3344.905	12:29:06
Entrada 0104	3344.905	12:30:17

Lugar	Gravedad Relativa Corregida	Hora	Gravedad Absoluta (mGal)
Entrada 0104	3345.0217	10:38:10	979396.189
Base Gravimétrica GEOPH	3365.5322	11:19:20	979416.7
Entrada 0104	3345.0217	12:29:09	979396.189

Base Gravimétrica GEOPH posee valor de Gravedad Absoluta conocida 979416.7 mGal.

Eso implica un factor de corrección instrumental 976051.1678 mGal.

Regresión lineal da la función: Gravedad Relativa = $-1.535289 \cdot \text{Hora} + 3345.702063$

Fechas: 12 / 01 / 2010 y 15 / 01 / 2010

Tabla B.2 Cálculo gravedad absoluta Base Curacautín.

Lugar	Gravedad Relativa	Hora	Fecha
Entrada 0104	3344.24	22:35:19	12 / 01 / 2010
Entrada 0104	3344.28	22:36:57	12 / 01 / 2010
Entrada 0104	3344.27	22:38:06	12 / 01 / 2010
Base Curacautín	3802.955	8:51:36	15 / 01 / 2010
Base Curacautín	3802.965	8:52:57	15 / 01 / 2010
Base Curacautín	3802.965	8:54:22	15 / 01 / 2010
Entrada 0104	3344.54	17:26:02	15 / 01 / 2010
Entrada 0104	3344.565	17:27:22	15 / 01 / 2010
Entrada 0104	3344.605	17:28:26	15 / 01 / 2010

Lugar	Gravedad Relativa Corregida	Hora	Fecha	Gravedad Absoluta (mGal)
Entrada 0104	3344.2633	22:36:47	12 / 01 / 2010	979396.189
Base Curacautín	3802.6882	8:52:58	15 / 01 / 2010	979854.614
Entrada 0104	3344.2633	17:27:17	15 / 01 / 2010	979396.189

Regresión lineal da la función: Gravedad Relativa = 0.09290·Hora + 3344.22374

Fecha: 13 / 01 / 2010

Regresión lineal da la función: Gravedad Relativa = -0.33548·Hora + 3802.92994

Tabla B.3 Cálculo gravedad absoluta para la campaña de terreno, día 1

Lugar	Gravedad Relativa	Gravedad Relativa Corregida	Gravedad Absoluta (mGal)	Hora
Base Curacautín	3802.785	3802.785	979854.614	10:22:08
Lonqui1	3699.39	3699.442	979751.271	14:06:32
Lonqui2	3704.455	3704.519	979756.348	14:57:22
Lonqui3	3707.825	3707.892	979759.721	15:11:18
Lonqui4	3711.505	3711.576	979763.405	15:28:45
Lonqui5	3713.895	3713.970	979765.799	15:43:23
Lonqui6	3711.035	3711.114	979762.943	15:59:15
Lonqui7	3710.055	3710.137	979761.966	16:14:06
Lonqui8	3712.51	3712.596	979764.425	16:30:27
Lonqui9	3728.2	3728.291	979780.120	16:54:45
Lonqui10	3726.625	3726.719	979778.548	17:06:24
Lonqui11	3729.765	3729.864	979781.693	17:26:14
Lonqui12	3745.04	3745.142	979796.971	17:39:20
Lonqui13	3746.245	3746.349	979798.178	17:50:29
Lonqui14	3749.87	3749.978	979801.807	18:05:44
Lonqui15	3751.63	3751.741	979803.570	18:17:34
Base Curacautín	3802.65	3802.785	979854.614	20:01:36

Fecha: 14 / 01 / 2010

Regresión lineal da la función: Gravedad Relativa = $-0.37318 \cdot \text{Hora} + 3803.04518$

Tabla B.4 Cálculo gravedad absoluta para la campaña de terreno, día 2

Lugar	Gravedad Relativa	Gravedad Relativa Corregida	Gravedad Absoluta (mGal)	Hora
Base Curacautín	3802.905	3802.905	979854.614	9:00:55
Lonqui16	3757.785	3757.810	979809.519	10:37:36
Lonqui17	3763.485	3763.537	979815.246	12:23:27
Lonqui18	3767.295	3767.352	979819.061	12:41:11
Lonqui19	3769.09	3769.153	979820.862	13:04:24
Lonqui20	3775.92	3775.988	979827.697	13:24:32
Lonqui21	3786.91	3786.982	979838.691	13:39:37
Lonqui22	3788.45	3788.527	979840.236	13:58:50
Lonqui23	3785.435	3785.518	979837.227	14:20:06
Lonqui24	3787.865	3787.952	979839.661	14:36:55
Lonqui25	3788.11	3788.201	979839.910	14:53:54
Lonqui26	3790.155	3790.251	979841.960	15:10:58
Lonqui27	3792.57	3792.670	979844.379	15:27:59
Base Curacautín	3802.775	3802.905	979854.614	17:22:33