



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

**SISTEMA DE CENTROS ERUPTIVOS DE FLANCO DE  
LA ERUPCION DE 1835 A.D., VOLCAN OSORNO  
(SCEFVO-1835): SIGNIFICADO TECTONICO.**

*MEMORIA PARA OPTAR AL TITULO DE GEOLOGO*

**OSCAR GABRIEL OROZCO LANFRANCO**

PROFESOR GUIA:  
SR. LUIS ENRIQUE LARA PULGAR

MIEMBROS DE LA COMISION:  
SR. MIGUEL ANGEL PARADA REYES  
SR. JOSE MIGUEL CEMBRANO PERASSO

SANTIAGO DE CHILE  
2009

*A mis padres y hermanos*

## RESUMEN

El sistema de centros eruptivos de flanco de la erupción de 1835 A.D. del volcán Osorno (SCEFVO-1835), se encuentra ubicado en el flanco SW del volcán, presenta una distribución espacial de orientación general NNE-SSW y está constituido por una veintena de conos piroclásticos y cráteres secos, además de cuatro fisuras eruptivas que se habrían originado en dicho episodio eruptivo.

En el presente trabajo se estudian, a escala local, parámetros geológicos, geomorfológicos y estructurales de este sistema, con el objetivo de inferir las condiciones tectónicas imperantes durante el episodio que lo originó evaluando las hipótesis vigentes sobre el origen y significado de las erupciones de flanco en estratovolcanes, particularmente en la Zona Volcánica Sur (ZVS).

La mayoría de las erupciones de flanco sobre estratovolcanes están relacionadas con un drenaje lateral de magma desde el conducto central a través de diques radiales, cuya propagación es producto de fracturamiento hidráulico. Con la premisa de que los diques alimentadores verticales se propagan ortogonalmente al mínimo esfuerzo tectónico horizontal, se analizan los conos de flanco en estratovolcanes como indicadores de paleo-esfuerzos tectónicos. Cuando el campo regional de esfuerzos es intenso en regímenes de rumbo, la orientación del alineamiento de centros eruptivos de flanco es relativamente lineal y paralela al esfuerzo máximo horizontal (SHmax), con un alto ángulo respecto de la tendencia general del frente volcánico principal. Con la finalidad de inferir la disposición de los diques alimentadores, además de los alineamientos de conos, se realizan mediciones directas de las fisuras eruptivas junto a otros parámetros morfológicos de los conos tales como las elongaciones del cráter y su base y la orientación de depresiones en el borde del cráter.

Mientras que a escala regional el volcán Osorno forma parte de un cordón volcánico de orientación NE-SW, interpretado previamente como un dominio extensional del arco volcánico, controlado a su vez por un régimen transpresivo en el Cuaternario; a escala del edificio volcánico, los centros eruptivos de flanco se distribuyen de manera menos regular dando cuenta, probablemente, de otros procesos. En este sentido, se estudian fenómenos locales que pueden afectar la disposición de los diques, como la reorientación que sufrirían producto de la carga gravitacional del edificio principal.

Se concluye que tanto el alineamiento de conos como la orientación de fisuras eruptivas, reflejan efectivamente la disposición de un sistema de fracturas alimentadoras, neoformadas en el sustrato volcánico. Estas fracturas, que dan origen al SCEFVO-1835, formarían parte de un sistema extensivo, de orientación NE-SW, relacionado con el régimen general transpresivo dextral, siendo éste el mecanismo de control predominante sobre el ascenso y extrusión de magmas durante este evento eruptivo. A escala local, en zonas elevadas y de pendiente más pronunciada, se sugiere la sobreimposición del esfuerzo gravitacional local en la propagación de las fracturas alimentadoras.

Los resultados de este estudio son consistentes con las observaciones de escala regional que han permitido establecer una estrecha relación entre la tectónica del arco y el volcanismo. Otros sistemas volcánicos de la ZVS (*e.g.* Llaima, Villarrica), que poseen una similar distribución de centros eruptivos de flanco, refuerzan la idea de que, a escala local, la tectónica del arco continúa siendo el factor dominante en la evolución morfoestructural de los edificios volcánicos. Las conclusiones alcanzadas en este estudio son aplicables a otros arcos volcánicos con una configuración similar.

# ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS .....	iv
ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS.....	v
ÍNDICE DE TABLAS .....	v
ANEXOS.....	v
1. INTRODUCCIÓN .....	1
1.1. EXPOSICIÓN DEL PROBLEMA .....	1
1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	1
1.3. OBJETIVOS.....	2
1.3.1. Objetivos Generales .....	2
1.3.2. Objetivos Específicos .....	2
1.4. UBICACIÓN Y ACCESOS .....	2
1.5. FISIOGRAFÍA.....	3
1.6. MÉTODO DE TRABAJO .....	4
1.6.1. Trabajo de Terreno .....	4
1.6.2. Trabajo de Gabinete .....	5
1.7. AGRADECIMIENTOS .....	7
2. MARCO TEÓRICO Y TRABAJOS ANTERIORES .....	8
2.1. DEFINICIONES .....	8
2.2. PROPAGACIÓN DE DIQUES Y ASCENSO DE MAGMA.....	10
2.3. ROL DE LA TECTÓNICA REGIONAL .....	12
2.4. ROL DE LA ESTRUCTURA LOCAL, A ESCALA DEL EDIFICIO VOLCÁNICO PRINCIPAL .....	13
2.5. MORFOLOGÍA Y ALINEAMIENTO DE CONOS COMO FUENTE DE INFORMACIÓN .....	15
3. MARCO GEOLÓGICO.....	17
3.1. GENERALIDADES .....	17
3.2. TECTÓNICA.....	18
3.3. GEOLOGÍA DEL BASAMENTO DEL VOLCÁN OSORNO .....	21
3.4. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN OSORNO .....	23
3.4.1. Edificio Principal .....	23
3.4.2. Centros adventicios .....	23
3.4.3. Composición química .....	24
3.4.4. Historia Eruptiva .....	24
3.4.5. Comportamiento eruptivo.....	24
3.5. ERUPCIÓN DE 1835 A.D. ....	26
4. GEOLOGÍA DEL SCEFVO-1835 .....	29
4.1. GENERALIDADES .....	29
4.2. GEOLOGÍA DE LOS CENTROS ERUPTIVOS .....	29
4.2.1. Conos piroclásticos .....	35
4.2.2. Cráteres Secos .....	36
4.2.3. Fisuras eruptivas.....	38
5. ESTRUCTURA DEL SCEFVO-1835 Y MECANISMO DE RUPTURA.....	42
5.1. CONOS PIROCLÁSTICOS Y CRÁTERES SECOS.....	42
5.2. FISURAS ERUPTIVAS.....	44
6. DISCUSIÓN .....	49
7. CONCLUSIONES .....	55
8. REFERENCIAS .....	57
ANEXO A: MEDICIONES ESTRUCTURALES EN LAS PAREDES DE LAS FISURAS .....	62

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos del volcán Osorno. ....	3
Figura 2.1: Erupciones monogenéticas controladas por fracturas alimentadoras .....	9
Figura 2.2: Dependencia en el desarrollo de diques de la presión inicial de magma en la cámara ( $p_0$ ) y del esfuerzo cortical ( $\sigma$ ) .....	11
Figura 2.3: Sección horizontal de la fuente central y diques radiales en un estratovolcán.....	11
Figura 2.4: Relación angular entre la tendencia de un frente volcánico y zonas de cráteres de flanco en un estratovolcán, bajo un campo de esfuerzos compresivos. ....	12
Figura 2.5: Esquema de la reorientación de diques producto de la carga gravitacional del edificio principal. ....	13
Figura 2.6: Parametrización de las orientaciones relativas de estructuras en flancos respecto al eje del edificio volcánico principal. ....	14
Figura 2.7: Elementos del análisis morfométrico propuestos por Tibaldi (1995). ....	15
Figura 3.1: Arco volcánico en la Zona Volcánica Sur. ....	17
Figura 3.2: Configuración tectónica de la SVZ. ....	18
Figura 3.3: Relación espacial entre el volcán Osorno, y sus centros eruptivos más cercanos.....	19
Figura 3.4: Modelo digital de elevación de los Andes Chilenos entre los 33° y 49°S.....	20
Figura 3.5: Geología de las provincias de Osorno y Llanquihue, Región de Los Lagos .....	22
Figura 3.6: Geología del Volcán Osorno .....	25
Figura 3.7: Geología del SCEFVO-1835 y lavas asociadas.....	28
Figura 4.1: Esquema del SCEFVO-1835 y división sectorial.....	30
Figura 4.2: Mapa de pendientes topográficas del volcán Osorno .....	31
Figura 4.3: Sector Superior del SCEFVO-1835 .....	32
Figura 4.4: Sector Inferior del SCEFVO-1835.....	33
Figura 5.1: Diagramas de rosetas de elementos morfométricos en los conos piroclásticos del SCEFVO-1835 .....	44
Figura 5.2: Diagrama de rosetas de mediciones estructurales en paredes de la FSE.....	45
Figura 5.3: Histograma de frecuencias del parámetro $\delta$ , FSE. ....	45
Figura 5.4: Diagrama de rosetas de mediciones estructurales en paredes de la FSW. ....	46
Figura 5.5: Histograma de frecuencias del parámetro $\delta$ , FSW.....	46
Figura 5.6: Diagrama de rosetas de mediciones estructurales en paredes de la FIE.....	47
Figura 5.7: Histograma de frecuencias del parámetro $\delta$ , FIE. ....	47
Figura 5.8: Diagrama de rosetas de mediciones estructurales en paredes de la FIW. ....	48
Figura 5.9: Histograma de frecuencias del parámetro $\delta$ , FIW. ....	48
Figura 6.1: Modelo de propagación en superficie de fracturas alimentadoras durante la erupción de 1835, en el flanco SW del volcán Osorno. ....	51
Figura 6.2: Sección transversal NE-SW del volcán Osorno. ....	52
Figura 6.3: Diagrama de rosetas de la compilación de estructuras y orientación de elementos morfométricos en centros eruptivos.....	53
Figura 6.4: Esquema estructural propuesto para el SCEFVO-1835. ....	54

## ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía 4.1: Depósitos de <i>spatters</i> .....	35
Fotografía 4.2: <i>Cráteres secos</i> . .....	36
Fotografía 4.3: Vista al NE de la Fisura Superior Oriental (FSE). .....	39
Fotografía 4.4: Vista al SW de la Fisura Superior Occidental (FSW).....	40
Fotografía 4.5: Extremo sur de la Fisura Inferior Oriental (FIE). .....	41
Fotografía 4.6: Vista al NE de la Fisura Inferior Occidental (FIW). .....	41

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1: Resumen de descripción de conos y cráteres .....	37
Tabla 5.1: Parámetros morfométricos de los conos y cráteres del SCEFVO-1835.....	43

## ANEXOS

Tabla A.1: Mediciones estructurales en la FSE.....	62
Tabla A.2: Mediciones estructurales en la FSW .....	62
Tabla A.3: Mediciones estructurales en la FIE.....	63
Tabla A.4: Mediciones estructurales en la FIW .....	63

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. EXPOSICIÓN DEL PROBLEMA

El ascenso de magmas a través de la corteza superior, y particularmente en ambientes volcánicos, es un proceso en el que actúan el campo de esfuerzos regional y local al que se encuentra sometido el basamento, la presión o tasa de influjo de magmas, y la naturaleza de las estructuras preexistentes. En tal sentido, diversos autores (e.g., Nakamura, 1977; Tibaldi, 1995; Pasquarè y Tibaldi 2003; Corazzato y Tibaldi, 2006) muestran que el campo de esfuerzos tectónicos actúa determinando la ubicación y orientación de los centros eruptivos de flanco en estratovolcanes y de sus fracturas alimentadoras.

En este trabajo, se propone estudiar a escala local, los parámetros geológicos, geomorfológicos y estructurales del sistema de centros eruptivos de flanco del volcán Osorno, generados durante el evento eruptivo del año 1835 A.D. (SCEFVO-1835), en el borde SW del edificio principal, con el objetivo de inferir las condiciones tectónicas imperantes durante el episodio que les dio origen, evaluando las hipótesis vigentes sobre el origen y significado de las erupciones de flanco en estratovolcanes, particularmente en los Andes del Sur.

## 1.2. HIPÓTESIS DE TRABAJO

Existe una relación causal entre el régimen tectónico de la corteza superior y el volcanismo. En este sentido la distribución de conos de flanco en un estratovolcán sería un indicador del campo regional de esfuerzos (Nakamura, 1977). En particular, el SCEFVO-1835 es resultado de un proceso conducido fundamentalmente por el régimen tectónico, y su geometría, a escala local, representa la complejidad de un sistema alimentador cuya configuración refleja el balance entre el campo de esfuerzos regional, la presión del magma en ascenso, y las condiciones mecánicas del edificio volcánico.

### 1.3. OBJETIVOS

#### 1.3.1. Objetivos Generales

- Inferir las características del régimen tectónico contemporáneo al episodio eruptivo de 1835 y analizar relaciones causales entre tectónica y volcanismo, además de otros factores locales involucrados.
- Evaluar las hipótesis vigentes sobre el origen y significado de las erupciones de flanco en estratovolcanes, particularmente en los Andes del Sur.

#### 1.3.2. Objetivos Específicos

- Precisar la geología del conjunto de conos, centros fisurales y productos asociados que conforman el SCEFVO-1835, en el borde SW del volcán Osorno, con énfasis en su naturaleza morfológica y estructural.
- Proponer un modelo estructural que explique la geometría del SCEFVO-1835, y analizar su significado tectónico y volcánico.

### 1.4. UBICACIÓN Y ACCESOS

El volcán Osorno se ubica en la Región de Los Lagos, en la ribera oriental del lago Llanquihue y al occidente del lago Todos los Santos, entre los meridianos 72°23' y 72°40'W y los paralelos 41°00' y 41°12'S. Pertenece al Parque Nacional Vicente Perez Rosales, protegido por la Corporación Nacional Forestal (CONAF), ocupando su extremo occidental.

Las ciudades más cercanas son Puerto Varas y Puerto Montt, que además es la capital de la Región de Los Lagos. Las localidades más cercanas son Ensenada por el sur, Las Cascadas por el oeste y Puerto Clocker por el Noroeste. Para acceder al volcán, se pueden tomar los caminos que bordean el Lago Llanquihue; el tramo que va desde



Puerto Varas a Ensenada posee una longitud de 45 km, pertenece a la Ruta Internacional 225, que une Puerto Varas y San Carlos de Bariloche, y se encuentra pavimentado. El tramo del camino Puerto Octay – Las Cascadas – Ensenada hasta el momento posee tramos sin pavimentar. Existen dos caminos que se dirigen al volcán: por el flanco SW, que sube 26 km desde Ensenada hacia el centro de esquí del sector La Burbuja, y por el flanco NW, que sube 20 km desde Puerto Clocker hasta el Refugio La Picada (figura 1.1).



Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos del volcán Osorno. Se indican en color amarillo, rutas y ciudades principales, además de las localidades cercanas; en letras celestes, lagos principales; y en letras rojas, centros volcánicos principales. Trazado sobre imagen ArcGIS Globe Service©, 2009.

## 1.5. FISIOGRAFÍA

El volcán Osorno ( $41^{\circ}06'S$ ,  $72^{\circ}30'W$ ) se ubica en la parte occidental de la Cordillera Principal y pertenece al frente volcánico activo de los Andes del Sur. En esta región las mayores elevaciones en la Cordillera Principal se encuentran en volcanes del frente activo e intrusivos denudados, y la elevación de esta zona alcanza en promedio ca. 800 m s.n.m., disminuyendo aproximadamente 40 m por grado de latitud (Montgomery y otros, 2001). La cumbre más elevada de esta zona corresponde al volcán Tronador (3490 m s.n.m.), ubicado a los  $41^{\circ}09'S$ , en la frontera con Argentina (figura 3.5). La línea de

nieves eternas varía entre 1500 y 2000 m s.n.m. El relieve de la región se caracteriza por la presencia usual de morfologías glaciales, con relieves pronunciados, valles en forma de U y cumbres de baja altura.

El volcán Osorno se encuentra flanqueado por los lagos Todos los Santos al oriente en la Cordillera Principal, y el lago Llanquihue al occidente, que integra un importante sistema lacustre de origen glacial junto a los lagos Ranco, Puyehue y Rupanco, entre otros, ubicados en el Valle Central.

El clima actual de la región es temperado, con régimen de precipitación permanente y promedios típicos de 2000-3000 mm/año. La vegetación en la región está dominada por bosques templados del tipo valdiviano.

## 1.6. MÉTODO DE TRABAJO

El trabajo fue desarrollado en etapas de gabinete y trabajo de campo, con un período de recopilación inicial de información, además de la preparación de cartografía preliminar, durante los meses de diciembre y enero de 2009. Posteriormente, una campaña de terreno de 8 días, entre los días 28 de enero y 5 de febrero de 2009. Y finalmente, una etapa de desarrollo en gabinete, durante el primer semestre de 2009.

A continuación se indican las actividades realizadas tanto en terreno, como en gabinete:

### 1.6.1. Trabajo de Terreno

- a. Mapeo detallado del sistema de conos y fisuras eruptivas del SCEFVO-1835, sobre la base del mapa confeccionado por Moreno y otros (1985).
- b. Recolección de datos estructurales georeferenciados del sistema de fisuras, mediante el empleo de una brújula Brunton y un Sistema de Posicionamiento Global (GPS) navegador.

- c. Obtención directa de datos morfométricos y estructurales, georeferenciados en terreno. Incluye la medición directa de la disposición y separación de las paredes de las fisuras, además de los diámetros de cráteres, con el empleo de un distanciómetro láser; muestreo y descripción de productos eruptivos asociados, captura de fotografías, además de la medición directa de orientación de la línea de puntos deprimidos en el borde del cráter, con una brújula Brunton.

#### 1.6.2. Trabajo de Gabinete

- a. Revisión de material bibliográfico, cartográfico e informático. Involucra la recopilación y adquisición de publicaciones científicas y bibliografía para la conformación del marco teórico, de recursos de información para la confección de cartografía preliminar, cartografía geológica impresa y digital, imágenes satelitales, fotografías aéreas y bases topográficas digitales de la zona de estudio.
- b. Confección de cartografía básica preliminar para el trabajo de terreno, mediante la georreferenciación de imágenes satelitales, recolección de datos morfométricos mediante interpretación de fotografías aéreas, y la integración de esta información a la cartografía preliminar. En la ejecución de estas metodologías se utilizaron los siguientes recursos:
  - Fotografías aéreas monocromáticas de los vuelos CH30, años 1979 y 1983, del Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile (SAF), a escala 1:30.000.
  - Imagen satelital FORMOSAT-2, año 2008, con 4 bandas cromáticas y una banda pancromática (8 y 2 m de resolución espacial, respectivamente).
  - La base topográfica digital de las hojas H-43 y H-44 a escala 1:50.000 publicadas por el Instituto Geográfico Militar (IGM).

- Mapa geológico a escala 1:50.000 realizado por Moreno y otros (1985), y el trabajo en curso de Lara y Moreno para el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN).
- c. En base a la información estructural recolectada en terreno se realiza un análisis cualitativo de la información, junto con la confección de una base de datos de parámetros estructurales y morfométricos, y el análisis estadístico, mediante diagramas de rosetas, de las poblaciones de estructuras encontradas en la zona.
- d. Integración gráfica de la información y cartografía definitivas.
- e. Elaboración de un modelo estructural para el SCEFVO-1835.

## 1.7. AGRADECIMIENTOS

A Marcy, mi madre, por su protección, sabiduría e infinito amor. A Oscar, mi padre, por su apoyo, preocupación, consejo y también por heredarme esta linda profesión. A mis hermanos mayores, Ismael y Sebastian, por su ejemplo y cariño.

A mis compañeros, Paola, Vero, Mary, Nico, Tapia, Íñigo, Waren, Pelao y Ataxia, por regalarme su amistad, compañía y paciencia.

A mis maestros, Pancho Hervé, Cesar Arriagada, Gabriel Vargas, Sofía Rebolledo, Katja Deckart, Francisco Munizaga y Sergio Sepúlveda, de ellos he tenido el privilegio de aprender mucho más que geología.

Agradezco también haber acertado con la elección de mi profesor guía, Luis Lara, a él agradezco su acogida inicial, la oportunidad de realizar este trabajo, su presencia constante, apoyo, generosidad y dedicación como guía de este proceso de aprendizaje, por su permanente disposición a enriquecer y ampliar el diálogo personal, académico y profesional.

A mi comisión examinadora, Miguel Ángel Parada y José Cembrano, por sus correcciones y comentarios que enriquecieron este trabajo.

A Carolina Valenzuela, por su valiosa ayuda y compañía en la campaña de terreno.

A quienes me brindaron su apoyo de forma tácita o explícita, o simplemente su buena onda en ésta y otras épocas: Alejandra Serey, María Rosa Roco, Álvaro Amigo, Francisco Gutierrez, Marcelo Farías, Cristobal Padilla, Marisol Lara, Cesar Montenegro y Pablo Sánchez.

Este trabajo fue realizado con el financiamiento del proyecto Fondecyt 11070222 y es un aporte al Programa de Riesgos Volcánicos del Servicio Nacional de Geología y Minería.

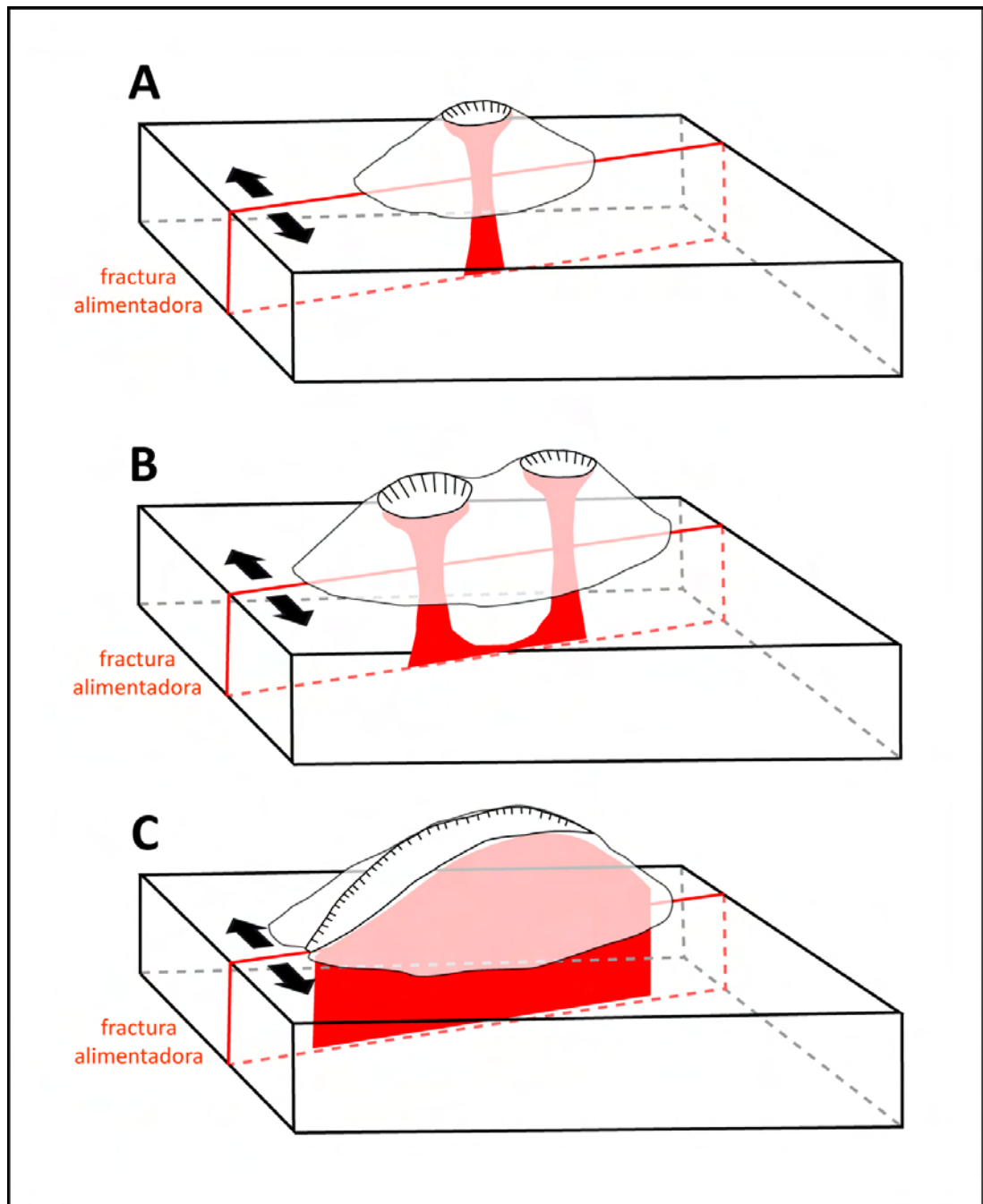
## 2. MARCO TEÓRICO Y TRABAJOS ANTERIORES

### 2.1. DEFINICIONES

Los conos de piroclastos son volcanes relativamente pequeños pero frecuentes, que se forman por la erupción de magma de baja viscosidad, generalmente basáltico, tanto en erupciones estrombolianas como hawaiianas. Comúnmente ocurren en grupos o campos, algunos consistentes de cientos de centros eruptivos (Vespermann y Schmincke, 2000). Normalmente están catalogados como monogénéticos, dado que se interpretan como generados en un único evento volcánico ó su conducto alimentador es nuevamente formado durante cada erupción.

Aunque muchos conos de piroclastos tienen bases subcirculares, aquellos elongados estarían contruídos sobre fracturas con sistemas alimentadores más complejos. En tal sentido, Corazzato y Tibaldi (2006) presentan una nueva clasificación de conos monogénéticos basada en la parametrización de puntos eruptivos simultáneos a lo largo de la misma fractura alimentadora, estableciendo una correlación entre esfuerzos confinantes y presión magmática. En ese trabajo se define una serie de posibles tipos de edificios monogénéticos que se pueden generar en un sistema alimentado por fracturas:

- Conos simples: Caracterizados por un único cono y cráter. (figura 2.1A).
- Conos múltiples sobreimpuestos: Representados por conos traslapados asociados a la misma erupción, con cráteres alineados, pero que no se interfieren (figura 2.1B).
- Conos múltiples coalescentes: Representados por edificios sobreimpuestos, donde los cráteres alineados se intersectan entre sí.
- Fisuras eruptivas: Corresponden a un edificio monogénético y un cráter fuertemente elongado, usualmente de mayores dimensiones (figura 2.1C).



**Figura 2.1:** Erupciones monogenéticas controladas por fracturas alimentadoras. Modificado de Corazzato y Tibaldi, 2006. A: Cono simple; B: Conos sobreimpuestos múltiples; C: Fisura eruptiva.

Respecto de las condiciones que gobiernan el desarrollo de estos centros eruptivos, en los extremos de esta serie, la construcción de un cono simple (figura 2.1A) se relacionaría con una fractura alimentadora sometida a un alto esfuerzo confinante o bien a una presión magmática baja, mientras que para el caso de la fisura eruptiva (figura 2.1C), su ocurrencia se relaciona con condiciones de bajo esfuerzo confinante, o alta presión magmática actuando en la fractura alimentadora.

## 2.2. PROPAGACIÓN DE DIQUES Y ASCENSO DE MAGMA

Actualmente se acepta que algunos ambientes tectónicos que dan origen a sistemas de fallas y fracturas en la corteza favorecen también los procesos volcánicos. Es el caso, por ejemplo, de los márgenes convergentes con convergencia oblicua. El magma en ascenso, particularmente aquel de composición basáltica, sería capaz de utilizar zonas de debilidad o generar nuevas fracturas construyendo en el tiempo un complejo sistema subvolcánico (Hill, 1977; Shaw, 1980; ambos en López-Escobar y otros, 1995). El ascenso de magmas basálticos a través de la corteza superior involucra interacciones complejas con las estructuras preexistentes y con las rocas de caja, además de vincularse con las tasas de inyección de magma y el régimen tectónico imperante al momento del ascenso (Valentine y Gregg, 2008).

Ida (1999) demuestra cómo el esfuerzo cortical juega un rol importante en el control del transporte de magma y la ocurrencia de erupciones volcánicas puesto que, cuando el esfuerzo horizontal es moderadamente compresivo o moderadamente extensivo en torno al volcán, puede desarrollarse un dique vertical ascendente que alcanza la superficie generando una erupción fisural (figura 2.2).

La mayoría de las erupciones de flanco sobre estratovolcanes serían gatilladas por un drenaje lateral de magma desde el conducto central. Sólo escasas erupciones de flanco parecen ser independientes del conducto central (Acocella y Neri, 2003). Nakamura (1977) interpretó su ocurrencia de la siguiente manera: previo a la erupción, la presión magmática en el conducto central se incrementa y, si no es suficientemente liberada por una erupción en el crater principal, se desarrolla una fractura desde el conducto central, la que es simultáneamente llenada con el magma de la fuente. De esta forma, la iniciación de un dique radial es producto del fracturamiento hidráulico, y las erupciones de flanco ocurren cuando uno de estos diques alcanza la superficie. Dicha idea ha sido recientemente confirmada y complementada por análisis basados en modelamiento analógico (Kervyn y otros, 2009).



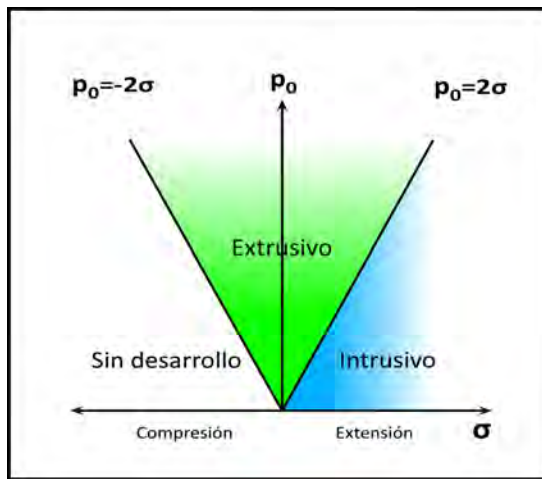


Figura 2.2: Dependencia en el desarrollo de diques de la presión inicial de magma en la cámara ( $p_0$ ) y del esfuerzo cortical ( $\sigma$ ). El crecimiento *intrusivo* (campo celeste) se estabiliza en dimensiones finitas, mientras que del crecimiento *extrusivo* (campo verde) resulta un dique con elongación ilimitada. Modificado de Ida (1999).

Bajo el supuesto de que los diques alimentadores verticales se propagan ortogonalmente al mínimo esfuerzo horizontal (Hubbert y Willis, 1957; Emerman y Marrett, 1990), Nakamura (1977) agrega que si existe un campo de esfuerzos asimétrico, los diques radiales originados en el conducto central se reorientarán en la dirección del máximo esfuerzo horizontal (figura 2.3).

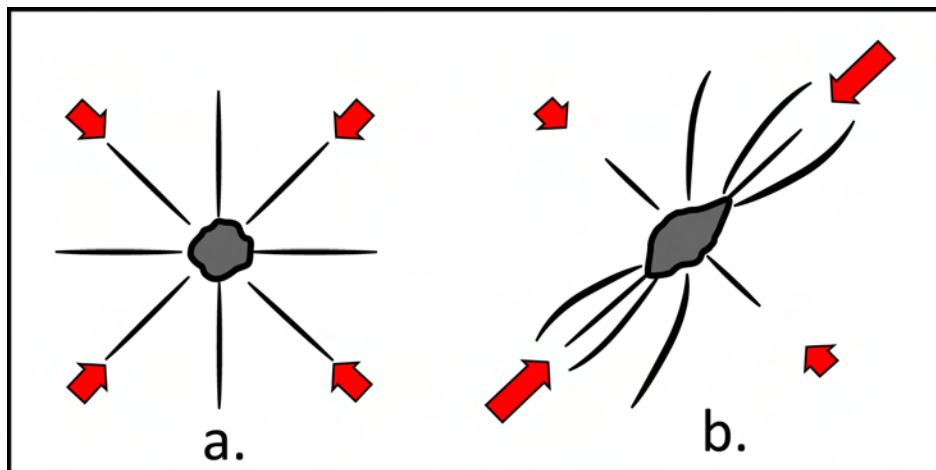
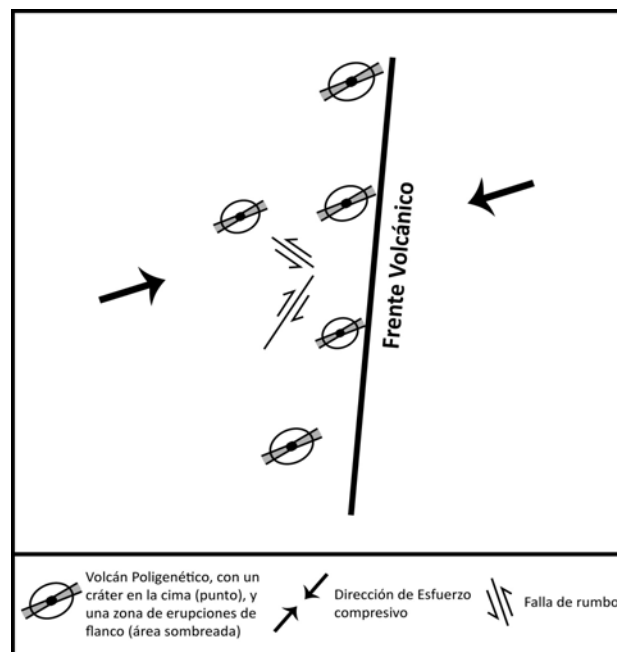


Figura 2.3: Sección horizontal de la fuente central y diques radiales en un estratovolcán. Se aprecian diques perfectamente radiales en un campo uniforme de esfuerzos (a), y diques radiales deformados bajo a un campo diferencial de esfuerzos (b). Modificado de Nakamura (1977).

### 2.3. ROL DE LA TECTÓNICA REGIONAL

La estructura interna de un volcán se encuentra gobernada por el balance entre la acumulación y liberación tanto de un esfuerzo regional, como de un esfuerzo inducido por acumulación de magma (Takada, 1994; Geshi, 2005).

Nakamura (1977) propuso utilizar el alineamiento de conos de flanco en estratovolcanes como un indicador del campo de esfuerzos regional imperante al momento de la erupción. Dado que los diques alimentadores estarían alineados en la dirección del máximo esfuerzo horizontal ( $SH_{max}$ ) en regímenes transcurrentes y extensionales, permitiendo que estos parámetros sean utilizados como indicadores de paleo-esfuerzos tectónicos. Es posible distinguir la influencia del esfuerzo tectónico regional del efecto gravitacional a escala local, por la uniformidad en la geometría de las cadenas de centros eruptivos de flanco en un segmento de arco volcánico. Cuando el campo regional de esfuerzos tectónicos es intenso, la orientación de los centros eruptivos de flanco será más o menos lineal y paralela al esfuerzo máximo horizontal, con un alto ángulo respecto de la tendencia general del frente volcánico principal (Nakamura, 1977; figura 2.4).



**Figura 2.4: Relación angular entre la tendencia de un frente volcánico y zonas de cráteres de flanco en un estratovolcán, bajo un campo de esfuerzos compresivos. Modificado de Nakamura, 1977.**

## 2.4. ROL DE LA ESTRUCTURA LOCAL, A ESCALA DEL EDIFICIO VOLCÁNICO PRINCIPAL

Cuando los diques se propagan a través del edificio de un estratovolcán, aquellos emplazados cerca de la superficie se reorientan para asumir una dirección paralela a la pendiente local (Tibaldi, 2003; Acocella, 2005; Acocella y Tibaldi, 2005). Modelos análogos sugieren que los diques con orientaciones iniciales variables se reorientan durante su propagación lateral o vertical hasta una disposición radial o sub-radial respecto al centro del edificio volcánico principal. Suponiendo una actitud inicialmente aleatoria de los diques en la base del cono, al ser ellos propagados hacia la superficie, la carga del edificio los reorientará en el sentido de las direcciones principales del esfuerzo gravitacional local (figura 2.5; Acocella y otros, 2009).

La razón de este fenómeno es que en las proximidades de la superficie, el máximo esfuerzo horizontal debido a la carga gravitacional del cono es siempre radial, mientras que el esfuerzo mínimo es tangencial (Acocella y Tibaldi, 2005).

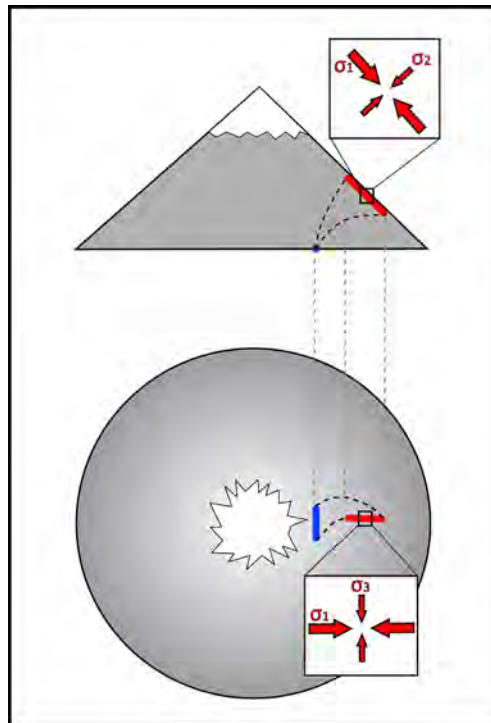


Figura 2.5: Esquema de la reorientación de diques producto de la carga gravitacional del edificio principal. Se muestra el frente de propagación de un dique tanto en la base del cono (en color azul), como en las cercanías de la superficie (en color rojo), donde es reorientado por el stress gravitacional local ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  locales). Modificado de Acocella y otros (2009).

Sin embargo, mientras el esfuerzo gravitacional local es importante en las proximidades de la superficie del estratovolcán, afectando la propagación de los diques, la tectónica regional permanece siendo el factor predominante que controla en profundidad el ascenso del magma (Acocella y Neri, 2003), de modo que la influencia del esfuerzo gravitacional local se presentaría como un efecto sobreimpuesto, a escala del edificio volcánico principal.

Con la finalidad de analizar este efecto, se define un parámetro angular ( $\delta$ ) que refleja la orientación de los diques respecto al eje del edificio volcánico principal, correspondiéndole un valor de  $\delta = 0^\circ$  a los diques de orientación radial, mientras que los de disposición tangencial poseen un valor de  $\delta = 90^\circ$  (figura 2.6; Acocella y otros, 2009).

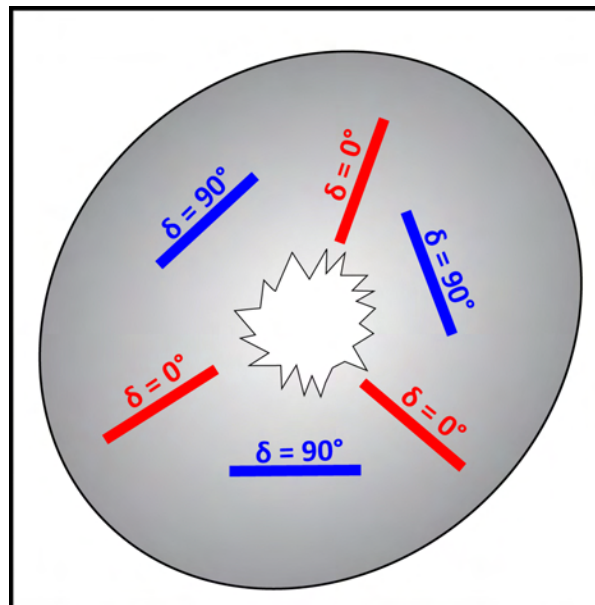


Figura 2.6: Parametrización de las orientaciones relativas de estructuras en flancos respecto al eje del edificio volcánico principal. Las estructuras tangenciales (color azul) reciben valores  $\delta = 90^\circ$ , mientras que se asigna un valor  $\delta = 0^\circ$  para estructuras radiales (color rojo).

## 2.5. MORFOLOGÍA Y ALINEAMIENTO DE CONOS COMO FUENTE DE INFORMACIÓN

Usualmente la información acerca de la orientación y estructura del sistema alimentador se encuentra encubierta por los mismos productos volcánicos depositados sobre estas zonas. No obstante, en algunos casos de volcanismo moderno, se tiene acceso en superficie a los centros alimentadores fisurales y/o a afloramientos de diques, que permiten realizar directamente mediciones *in situ*.

La geometría de los sistemas de fracturas que actúan como conductos alimentadores de conos piroclásticos puede ser inferida del estudio de la distribución de conos de flanco en estratovolcanes (Nakamura, 1977), y por medio de parámetros morfológicos medibles en los edificios, tales como la elongación del cráter y de la base del cono, la orientación de depresiones en el borde del cráter, y el alineamiento de conos piroclásticos (figura 2.7; Tibaldi, 1995; Pasquarè y Tibaldi, 2003). Como limitación al método, Tibaldi (1995) indicó que en zonas de pendiente topográfica superior a  $9^\circ$ , el análisis morfométrico de los conos piroclásticos no es del todo válido, por cuanto las relaciones entre parámetros pierden consistencia, debido a que la pendiente topográfica afecta la morfología de los conos que se construyen en estas zonas favoreciendo colapsos laterales en las laderas.

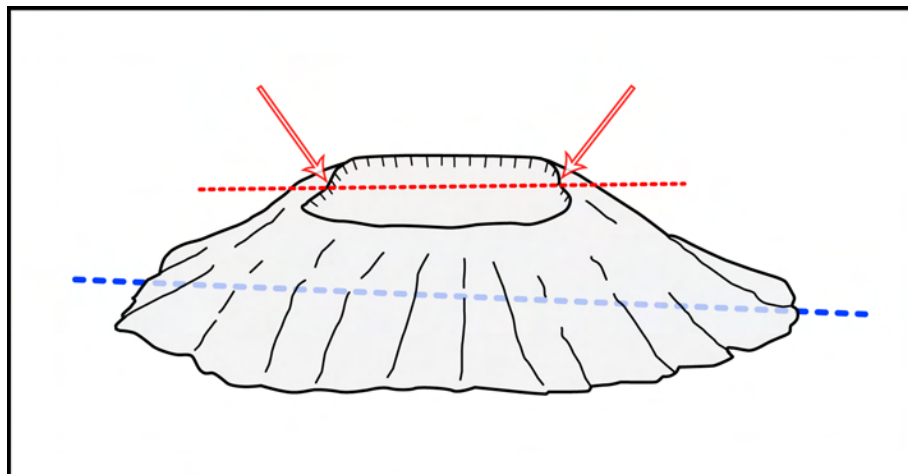


Figura 2.7: Elementos del análisis morfométrico propuestos por Tibaldi (1995). Se indica la elongación de la base del cono (línea azul punteada), la posición de los puntos deprimidos en el borde del cráter (flechas rojas) y su orientación (línea roja punteada).

Por todo esto, el estudio de la geometría de los alineamientos y la morfometría de conos de flanco y la orientación de fisuras eruptivas, proveería información acerca de la naturaleza del sistema subvolcánico, permitiría establecer las características del régimen tectónico contemporáneo con el volcanismo y, por lo tanto, analizar directamente las relaciones causales entre ambos.

### 3. MARCO GEOLÓGICO

#### 3.1. GENERALIDADES

El volcán Osorno forma parte del arco volcánico activo de los Andes del Sur, en la denominada Zona Volcánica Sur (SVZ, por sus siglas en inglés), que se subdivide, en base a parámetros petrográficos, geoquímicos y tectónicos, en cuatro provincias (López-Escobar y otros, 1995, y referencias en él): norte (NSVZ), transicional (TSVZ), central (CSVZ), y sur (SSVZ); perteneciendo el volcán Osorno a la CSVZ (figura 3.1).

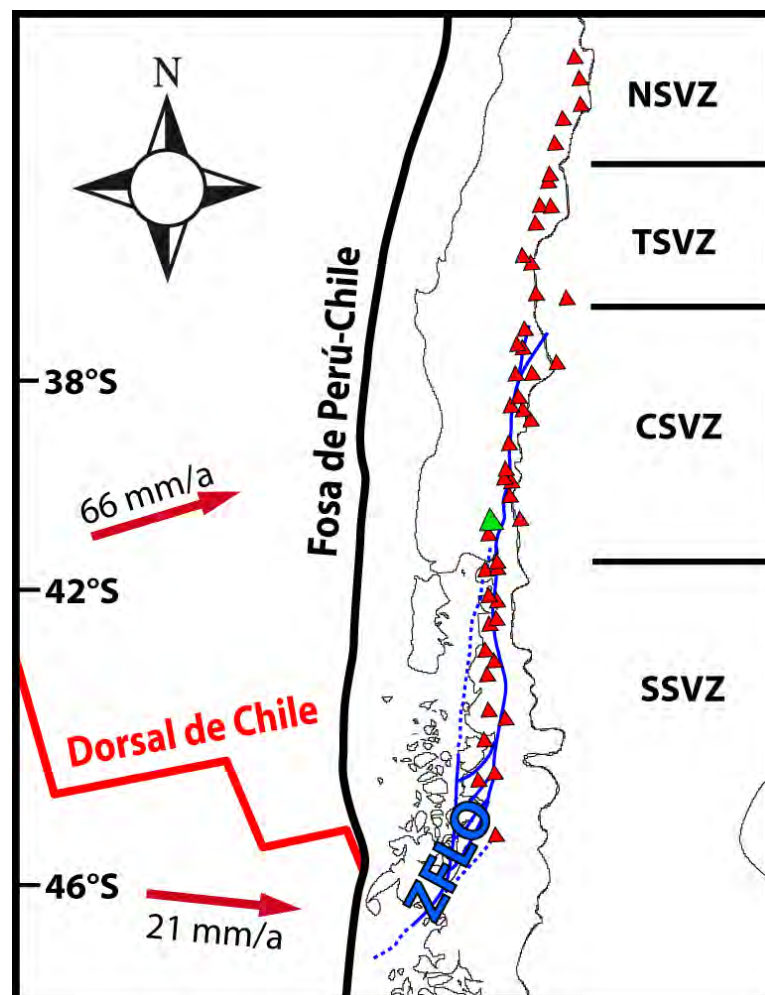


Figura 3.1: Arco volcánico en la Zona Volcánica Sur (SVZ, color rojo) y sus cuatro provincias (López-Escobar y otros, 1995): norte (NSVZ; 33 – 34,5°S), transicional (TSVZ; 34,5 – 37°S), central (CSVZ; 37 – 41,5°S), y sur (SSVZ; 41,5 – 46°S). Se indican los vectores de convergencia de placas, las ubicaciones de la Fosa, la Dorsal de Chile, la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO, en color azul) y el volcán Osorno (color verde). Modificado de Cembrano y Lara (2009), y referencias en él.

En la CSVZ, donde la corteza continental es inferior a 35 km, la mayoría de los centros volcánicos, incluyendo al volcán Osorno, son predominantemente basálticos y andesítico-basálticos. El volcán Calbuco, pese a estar situado en esta zona, es el único que escapa de esta tendencia debido a su composición andesítica (López-Escobar y otros, 1995b).

En la SVZ, existen numerosos sistemas volcánicos que presentan centros eruptivos de flanco (e.g. Callaqui, Lonquimay, Llaima, Villarrica, Quetrupillán, Lanín, Carrán–Los Venados, Osorno–Cordón Cenizos–Puntiagudo, Macá–Cay) (Cembrano y Lara, 2009; López-Escobar y otros, 1995a; Nakamura, 1977)

### 3.2. TECTÓNICA

El volcán Osorno se encuentra dentro del dominio transpresivo dextral propuesto para el arco volcánico cuaternario, ligado a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO; figuras 3.1, 3.2, 3.3; López-Escobar y otros, 1995a; Cembrano y otros, 1996; Lavenu y Cembrano, 1999; Cembrano y otros, 2000; Lara y otros, 2006; Rosenau y otros, 2006; Cembrano y Lara, 2009) con desplazamiento principal en el rumbo, aunque con ajustes verticales gobernados por el régimen tectónico y reforzados por el rebote isostático postglacial (Lara y otros, 2008).

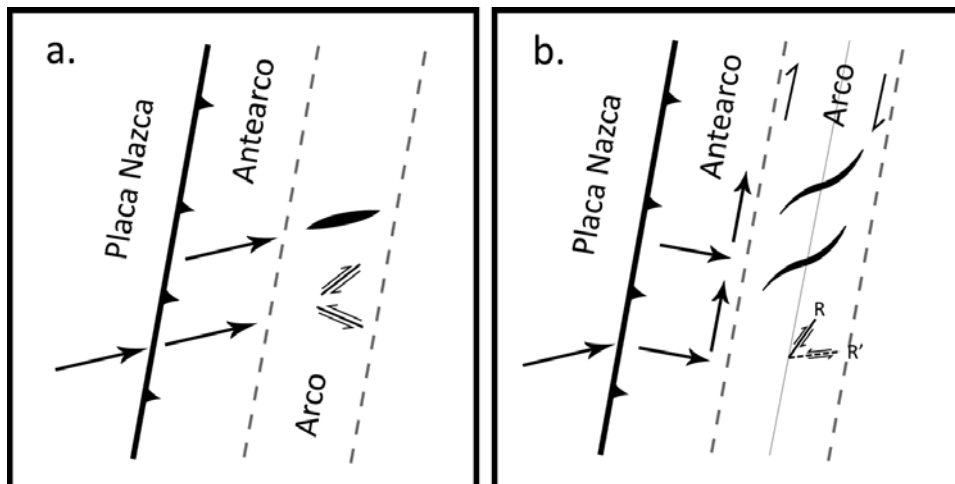


Figura 3.2: Configuración tectónica de la SVZ. El arco volcánico se aprecia como una zona de tendencia NNE, con deformación de cizalle dextral, resultante de diferentes grados de partición de la deformación provocada por la subducción oblicua, en acortamiento en el antearco y cizalle en el arco: Se muestran los escenarios sin partición (a), y con partición completa (b). Se indican además las posibles estructuras extensivas o transtensivas que se pueden encontrar en el arco en ambos escenarios. Modificado de López-Escobar y otros, 1995a.



La cinemática actual de la ZFLO, similar a la inferida para el Cuaternario, ha sido comprobada mediante la deformación medida con redes GPS (Wang y otros, 2007) y algunos eventos sísmicos (figura 3.4; Barrientos y otros, 1992; Lange y otros, 2008) aunque la ruptura superficial es difusa y se manifestaría especialmente a la escala de los centros volcánicos (Lara y otros, 2006).

El volcán Osorno constituye parte de una cadena de volcanes basálticos de edad Pleistocena a Holocena, de orientación SW-NE, junto con los volcanes La Picada, Cordón Cenizos y Puntiajudo. Esta cadena posee una orientación oblicua a la tendencia del arco volcánico actual y a la ZFLO (figura 3.3), que según trabajos previos correspondería a una fractura transtensional activa en la corteza, que ha permitido la extrusión de magmas principalmente máficos durante el cuaternario (Moreno y Parada, 1976; Moreno y otros, 1979; López-Escobar y otros, 1995a; Cembrano y Lara, 2009).

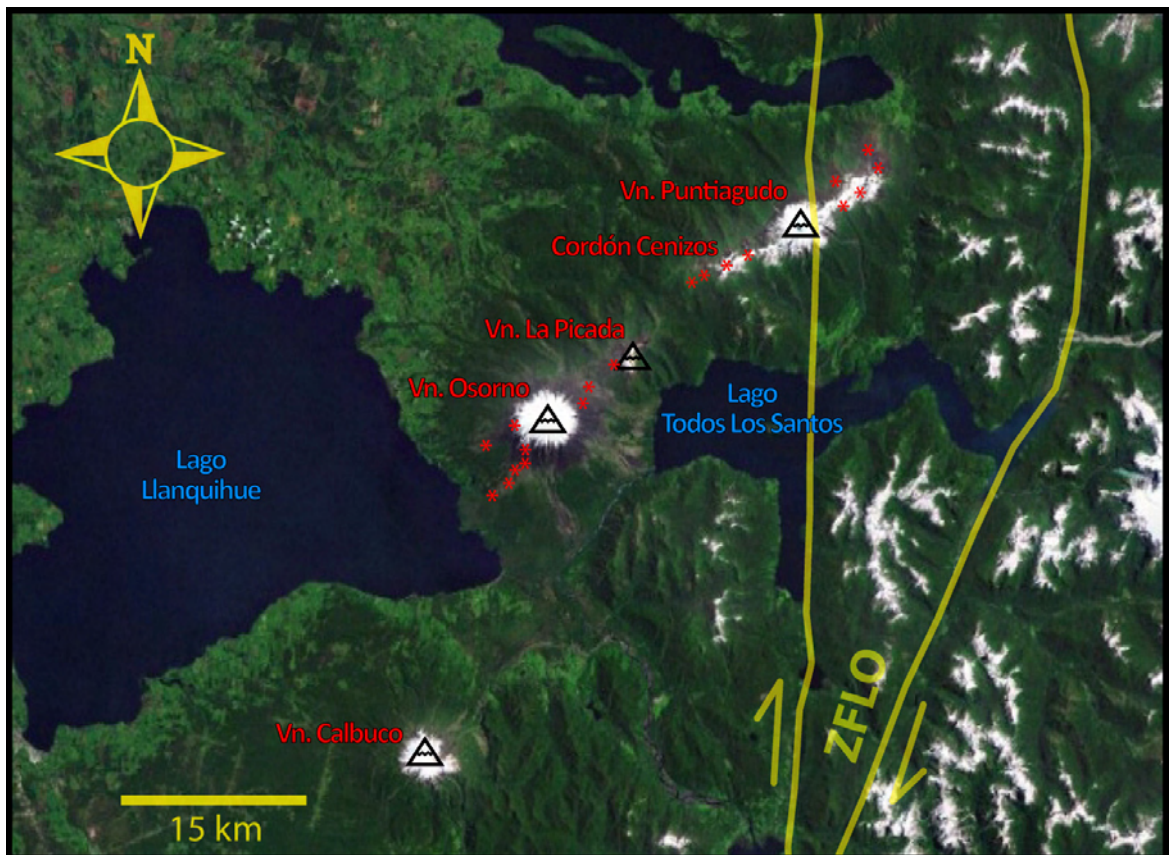


Figura 3.3: Relación espacial entre el volcán Osorno, y sus centros eruptivos más cercanos. Se indican los lineamientos correspondientes a la ZFLO (Cembrano y Lara, 2009), volcanes y centros eruptivos menores postglaciales (asteriscos rojos). Trazado sobre imagen ArcGIS Globe Service©.

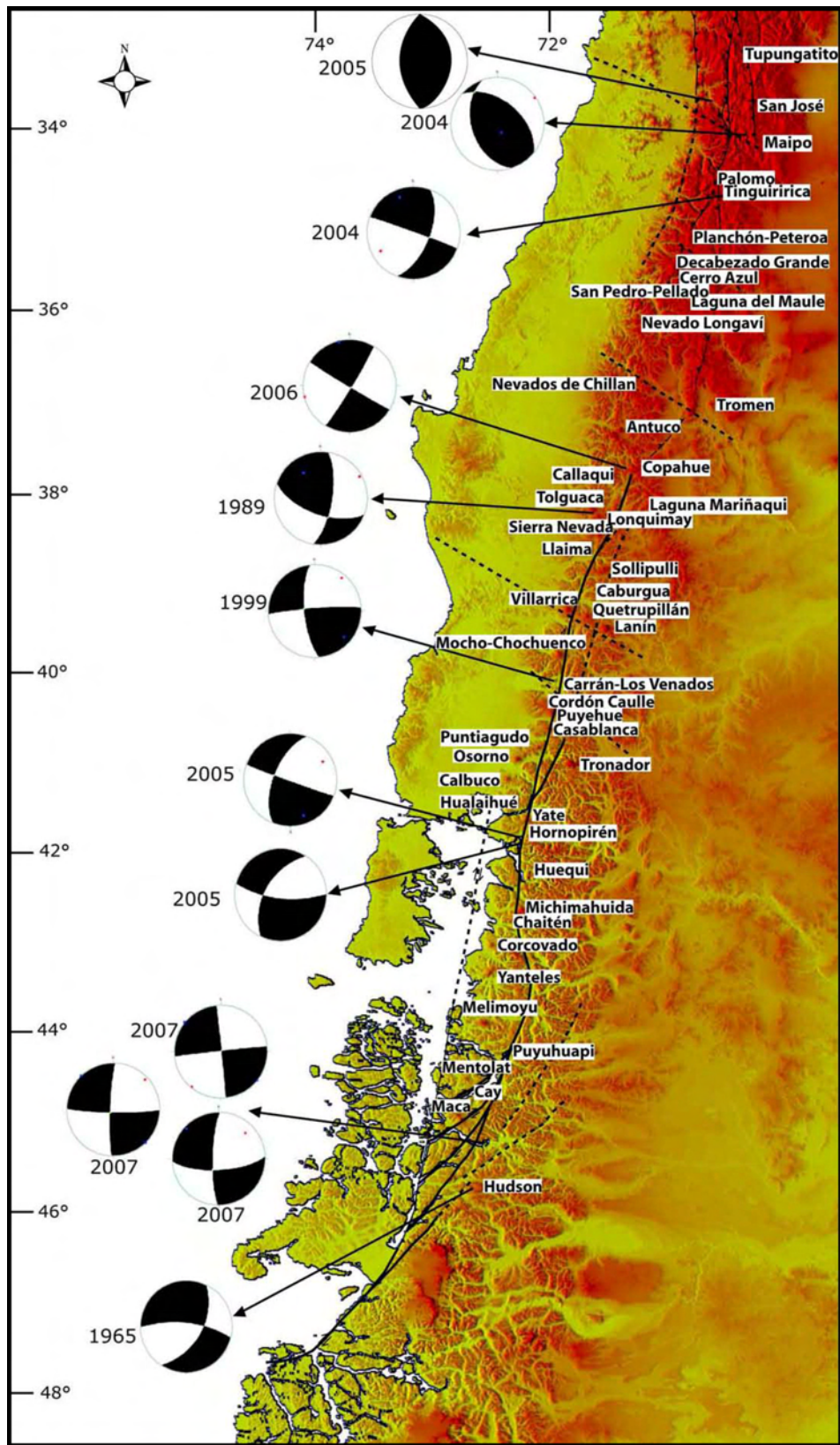


Figura 3.4: Modelo digital de elevación de los Andes Chilenos entre los 33° y 49°S. Los mecanismos focales disponibles de terremotos corticales someros en la región del arco volcánico sugieren un cambio en la deformación desde no particionada a particionada con movimiento dextral en el rumbo, al sur de los 34,5°S. Tomado de Cembrano y Lara, 2009 y referencias en él.

### 3.3. GEOLOGÍA DEL BASAMENTO DEL VOLCÁN OSORNO

Tanto en esta latitud como en la mayor parte de Chile, los principales grupos de unidades geológicas se organizan en ejes de orientación general N-S. El eje de la Cordillera de la Costa se encuentra conformado predominantemente por rocas metamórficas, representadas por el Complejo Metamórfico Bahía Mansa, además de rocas sedimentarias marinas plataformales, representadas en La Araucanía por la Formación Cholchol (SERNAGEOMIN, 2003). En la Depresión Central, se encuentran depósitos glaciales y glaciolacustres, asociados a las principales glaciaciones del Pleistoceno (*ibid*). En la Cordillera Principal se encuentran las rocas plutónicas del Batolito Norpatagónico (BNP), con edades que varían desde el Cretácico al Mioceno (Adriasola y otros, 2006 y referencias en él), y las rocas del arco volcánico, con edades que varían del Plioceno-Pleistoceno a la actualidad, además de formaciones de menor extensión, que afloran como 'roof pendants' del BNP, como las rocas del Complejo Metamórfico Sotomó-Chaiquenes, al sur del volcán Calbuco (Parada y otros, 1997); y al sur del volcán Tronador, rocas volcánicas y volcano-sedimentarias cretácicas, correlacionables a la Formación Curarrehue, redefinida en el área de Liquiñe por Lara y Moreno (figura 3.5; Lara y Moreno, 2004; *emend.* Aguirre y Levi, 1964; SERNAGEOMIN, 1995a; SERNAGEOMIN, 2003).

El basamento cercano del volcán está constituido por rocas plutónicas de edad cretácica y miocena, rocas sedimentarias, volcánicas y volcano-sedimentarias terciarias que se depositaron con anterioridad y posterioridad al plutonismo mioceno, y rocas volcánicas de edad pleistocena, previas a la última glaciación, que comprenden tobas, brechas y lavas que afloran en la zona norte del volcán (figura 3.5; Moreno y otros, 1985). Las rocas plutónicas poseen composición predominantemente granítica a granodiorítica, y afloran hacia el sur del volcán, en la ribera suroriente del río Petrohué (Adriasola y otros, 2006). Hacia el nororiente, las secuencias volcánicas pleistocenas pertenecientes al volcán La Picada, se encuentran cubiertas por los productos eruptivos del volcán Osorno. Numerosos depósitos sedimentarios relacionados a las glaciaciones cuaternarias que se encuentran en el área, varían en edad desde el Pleistoceno Medio al Holoceno y

consisten de depósitos glaciales, lacustres y fluviales moderada a nulamente consolidados (Moreno y otros, 1985).

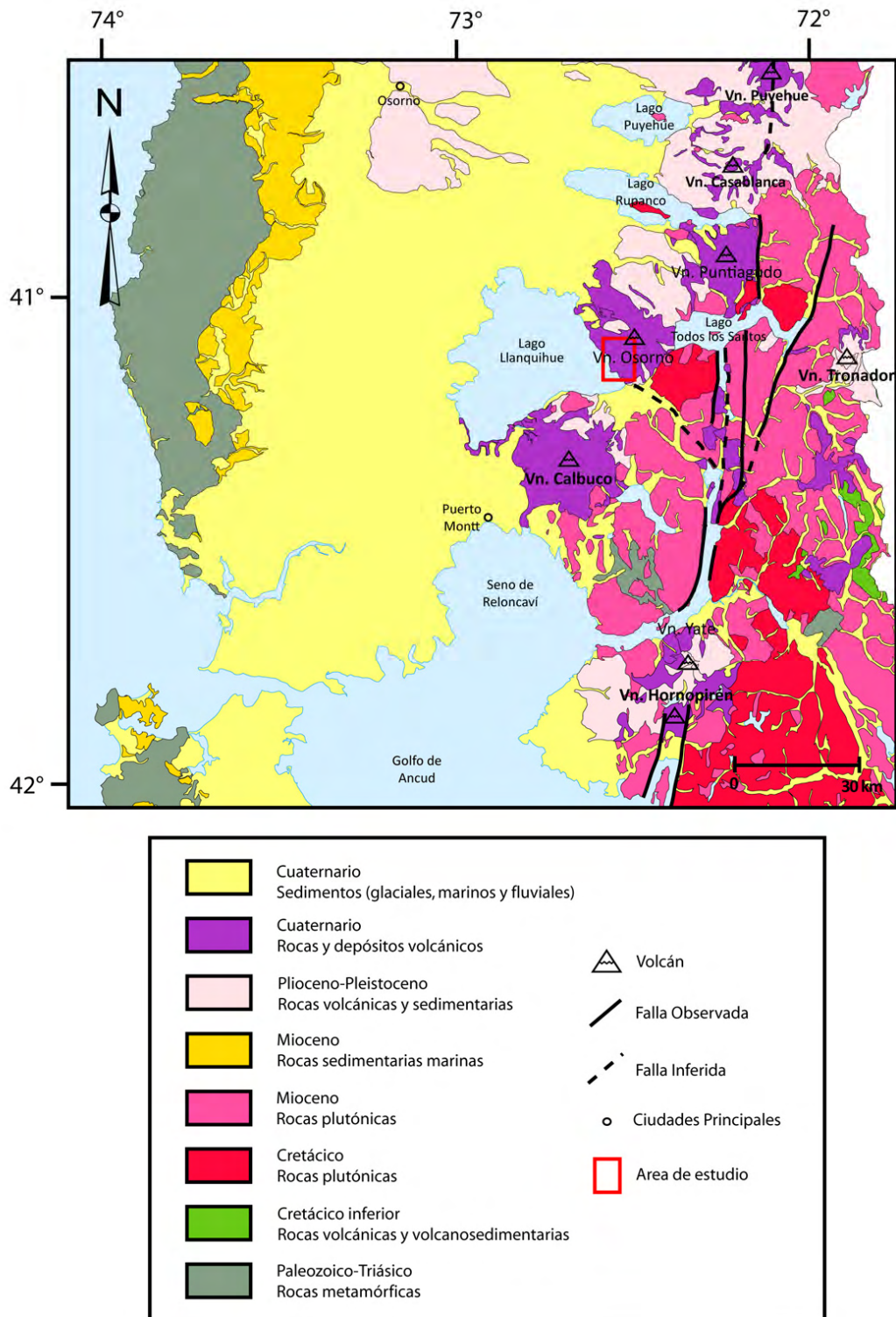


Figura 3.5: Geología de las provincias de Osorno y Llanquihue, Región de Los Lagos. Modificado de SERNAGEOMIN, 2003.

### 3.4. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN OSORNO

El volcán Osorno consta de un edificio volcánico principal y múltiples centros eruptivos adventicios construídos en sus flancos.

#### 3.4.1. Edificio Principal

El edificio volcánico principal corresponde a un estratovolcán de forma cónica regular, que consiste principalmente de flujos de lava intercalados por depósitos piroclásticos en el que se han reconocido hasta cuatro unidades evolutivas principales, desarrolladas en los últimos *ca.* 200 mil años (Moreno y otros, 1985; figura 3.6). Alcanza una altura de 2652 m s.n.m. y 2600 m sobre su base. Tanto la cumbre como el cráter principal se encuentran cubiertos por un glaciar de 0,14 km<sup>3</sup> (Moreno y otros, 1985). La base del edificio ocupa una superficie de aproximadamente 320 km<sup>2</sup>, con un volumen cercano a 250 km<sup>3</sup> (Moreno, 1999).

#### 3.4.2. Centros adventicios

Los centros eruptivos adventicios del volcán Osorno corresponden a conos de piroclastos, domos dacíticos y fisuras eruptivas construídos en los flancos del edificio principal, además de los flujos de lava emitidos por ellos. Moreno y otros (1985) reconocieron cuatro generaciones de centros adventicios de distinta edad, ubicándose los dos más antiguos en el flanco suroccidental, el tercero se desarrolló en el flanco nororiental, presumiblemente durante la erupción del año 1790, y la última etapa se desarrolló también en el flanco suroccidental, durante el evento eruptivo del año 1835 (figuras 3.7 y 4.1; Moreno y otros, 1985; Petit-Breuilh, 1999).

#### 3.4.3. Composición química

Los datos petrográficos y geoquímicos disponibles (Moreno y otros, 1985; Tagiri y otros, 1993; López-Escobar y otros, 1992; López-Escobar y otros, 1995a) muestran que los productos emitidos por el volcán son basaltos y andesitas basálticas, (50-53% SiO<sub>2</sub>), durante la mayor parte de su historia, y sólo en una de sus etapas presenta composiciones más evolucionadas, con productos dacíticos (69% SiO<sub>2</sub>), en centros adventicios ubicados en los flancos noroccidental y suroriental, cuyos volúmenes son insignificantes al compararlos con el volumen total del volcán (Moreno y otros, 1985).

#### 3.4.4. Historia Eruptiva

Desde el Siglo XVI en adelante se registran al menos 11 eventos eruptivos (Petit-Breuilh, 1999), tanto en el cráter principal como en los centros eruptivos adventicios, generando exclusivamente productos basálticos. La última erupción importante, con emisión de lava, tuvo lugar en 1835, mientras la última erupción de ceniza habría ocurrido en 1869 (Petit-Breuilh, 1999).

#### 3.4.5. Comportamiento eruptivo

El comportamiento eruptivo del volcán Osorno es considerado predominantemente efusivo o débilmente explosivo. Sin embargo, se reconocen registros de una erupción pliniana pumícea en el periodo postglacial, que incluye la generación de flujos y oleadas piroclásticas (Moreno, 1999; Moreno y otros, 2000; Naranjo y otros, 2000). De esta forma, las erupciones prehistóricas varían desde Hawaiianas a Plinianas (Índice de Explosividad volcánica, VEI=1-4), mientras que las históricas han sido principalmente Hawaiianas a Estrombolianas (VEI=1-3; Petit-Breuilh, 1999).

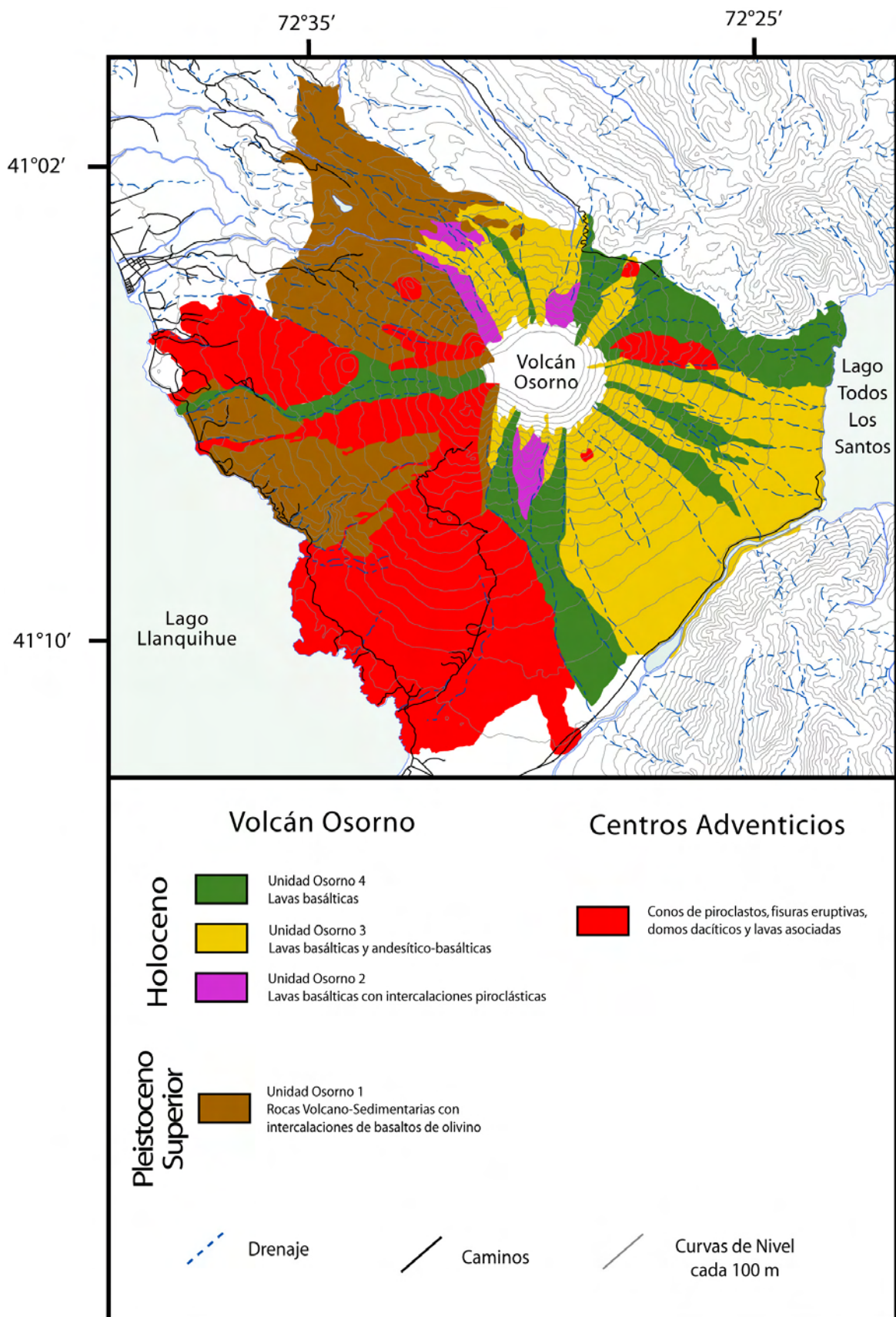


Figura 3.6: Geología del Volcán Osorno. Modificado de Moreno y otros, 1985. Nomenclatura original definida por los autores citados.

### 3.5. ERUPCIÓN DE 1835 A.D.

En el mes de enero de 1835, comienza una larga fase eruptiva, que habría durado hasta el mes de diciembre del mismo año (Petit-Breuilh, 1999).

Esta erupción fue presenciada por Charles Darwin, quien registró en sus relatos numerosas observaciones de este evento. En ese momento se encontraba a bordo del buque *HMS Beagle*, recalado en la bahía de San Carlos (actual ciudad de Ancud), ubicada a una distancia de *ca.*120 km al SW del Volcán Osorno. Pese a que el naturalista había descrito en noviembre del año anterior señales de actividad fumarólica en el volcán, manifiesta en sus manuscritos la gran impresión que le genera este fenómeno: “En la noche del 19 (de enero) el volcán Osorno está en actividad. A medianoche el centinela observó algo como una gran estrella, que gradualmente incrementa su tamaño hasta cerca de las 3 de la mañana, cuando presenciamos un muy magnífico espectáculo. Con la ayuda de un telescopio, vimos en medio de un gran resplandor de luz roja, negros objetos en constante sucesión siendo lanzados para luego caer. La luz era suficiente para proyectar en el agua un gran reflejo de luz.... por la mañana el volcán recobra su tranquilidad.” (Darwin, 1838).

Durante esta erupción se formaron numerosos cráteres y fisuras en distintos episodios de actividad. A pocas horas de iniciada la erupción, a partir de una fisura, se formó un cráter en el pie suroeste del volcán, cerca del lago Llanquihue, donde se instaló un surtidor de lava, mientras el cráter de la cumbre arrojaba abundante ceniza, cubriendo rápidamente todo el volcán.

Al mes siguiente, Darwin nuevamente observa rasgos de actividad: “En febrero de 1835, el volcán Osorno se divisaba desde el *Beagle*, en un estado de erupción, delgadas líneas de lava incandescentes brillaban sobre sus flancos y se sintieron sacudimientos en el buque, como si se escurriese la cadena del ancla” (Darwin, 1839). El 5 de diciembre, la actividad eruptiva culminó cuando el cráter nuevo y la cumbre del volcán se unieron en



un sistema simultáneamente activo. Entonces enormes cantidades de lava fueron emitidas (Guillis, 1855 en Petit-Breuilh, 1999).

Cabe mencionar que el 20 de febrero de 1835, semanas después de iniciada la erupción, se registra un gran terremoto de magnitud  $M_w=8.5$ , con epicentro en la ciudad de Concepción, que fue percibido desde Copiapó por el norte, hasta más al sur de Chiloé (Ramirez, 1988).

Respecto a los productos de esta fase eruptiva, Moreno y otros (1985) reconocieron dos generaciones de lavas pertenecientes a este evento: la primera (L1) estaría asociada a los eventos registrados en los meses de enero y febrero de 1835, mientras que la generación posterior (L2) estaría relacionada a los eventos de noviembre y diciembre del mismo año (figura 3.7; Moreno y otros, 1985; Petit-Breuilh, 1999). Esta última actividad, generó lahares, cuyos depósitos se observan en las localidades de Las Cascadas y Ensenada.

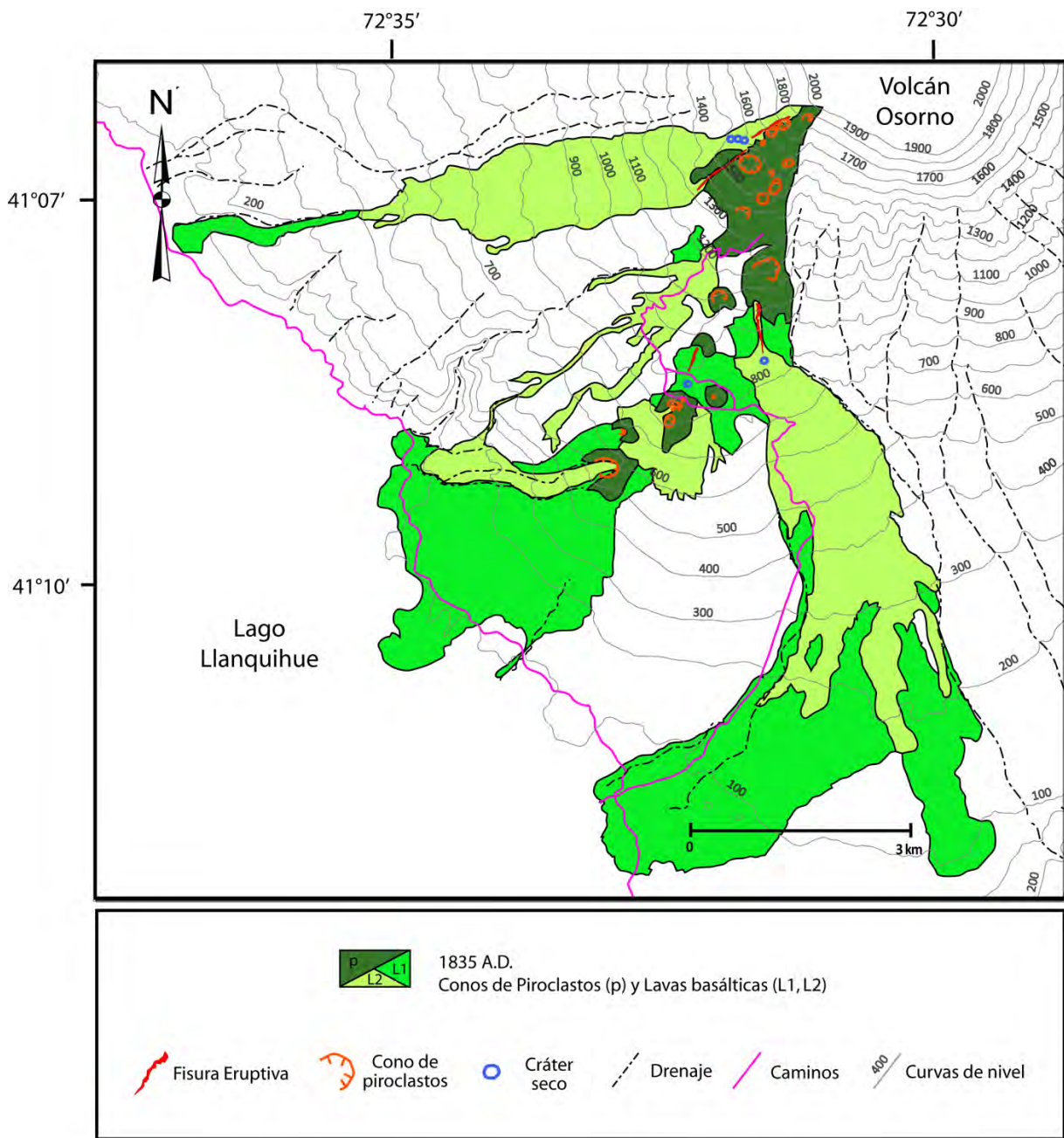


Figura 3.7: Geología del SCEFVO-1835 y lavas asociadas. Se observan los depósitos de piroclastos asociados a los conos y zonas cercanas, y flujos de lava en dos generaciones, la unidad L1 estaría asociada a los eventos de enero y febrero de 1835, mientras que la unidad L2 se asocia a los eventos de noviembre y diciembre del mismo año. Modificado de Moreno y otros, 1985.

## **4. GEOLOGÍA DEL SCEFVO-1835**

### **4.1. GENERALIDADES**

El sistema de centros eruptivos del flanco suroccidental del volcán Osorno posee al menos una veintena de conos piroclásticos y cráteres de explosión o cráteres secos reconocidos y cuatro fisuras eruptivas que se habrían originado en la erupción del año 1835 A.D. (figuras 3.7 y 4.1). Presenta una distribución espacial de tendencia general NNE-SSW, una longitud que supera los 5 km, y se extiende desde los 500 a los 2000 m s.n.m, ocupando parte importante del flanco SW del edificio volcánico principal.

Es probable que exista una cantidad considerable de conos pertenecientes a este sistema que no se haya preservado, especialmente en los sectores altos del volcán, donde la acción de glaciares y nieves permanentes habría erodado el material piroclástico sepultando estas morfologías relativamente frágiles.

### **4.2. GEOLOGÍA DE LOS CENTROS ERUPTIVOS**

Sobre la base de la ubicación que ocupan sobre el edificio volcánico principal, los centros eruptivos se agrupan en dos sectores, denominados Sector Superior y Sector Inferior (figura 4.1).

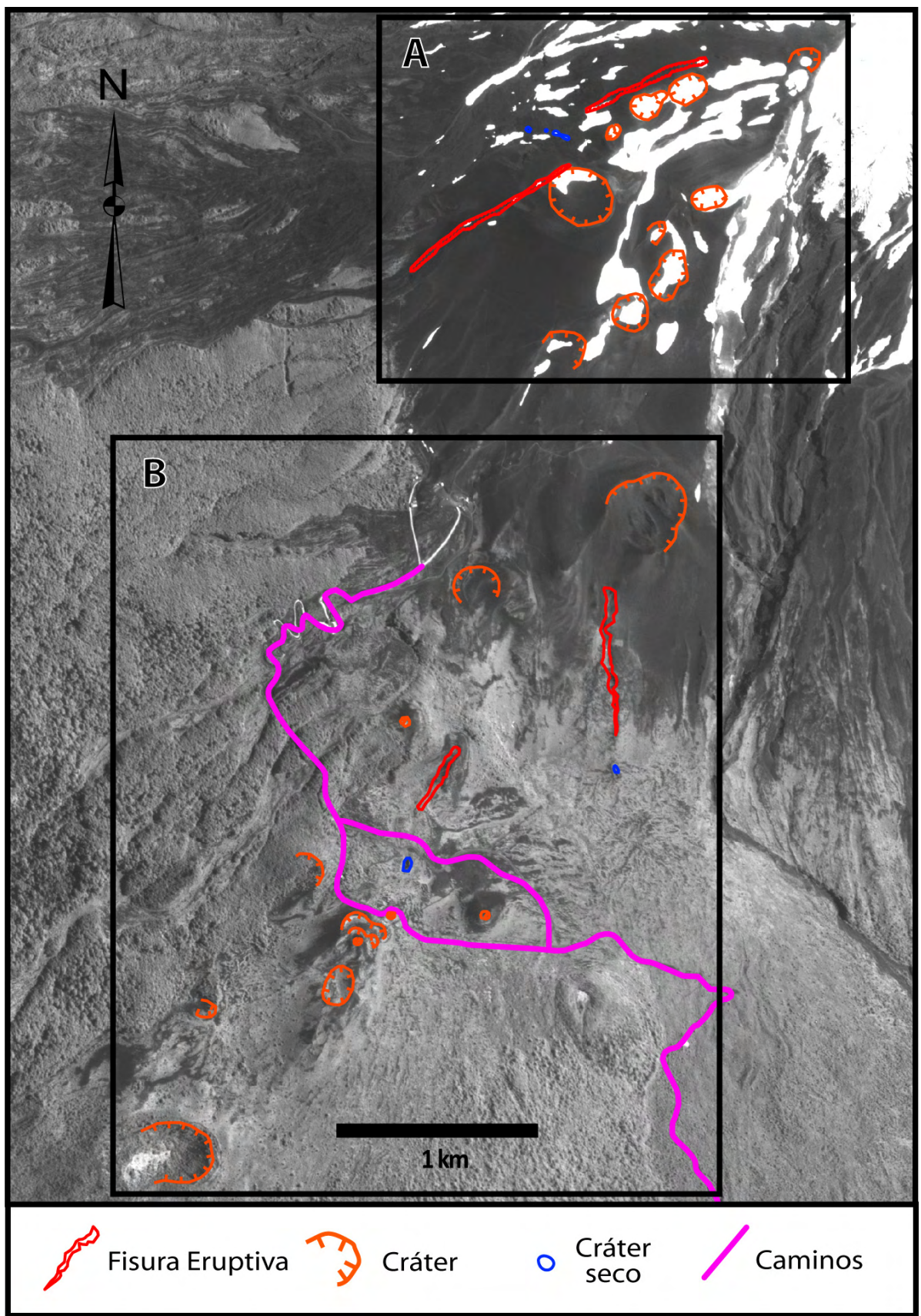


Figura 4.1: Esquema del SCEFVO-1835 y división sectorial. A: Sector Superior, B: Sector Inferior. Trazado sobre imagen satelital FORMOSAT-2©, 2008.

El Sector Superior posee dos fisuras y 13 conos piroclásticos y cráteres reconocidos (figura 4.3), se ubica sobre la cota 1300 m s.n.m, al WSW de la cima del volcán, en una zona de pendiente topográfica promedio *ca.* 20° (figura 4.2). El Sector Inferior a su vez, posee dos fisuras y 12 conos y cráteres reconocidos (figura 4.4), y se ubica al SSW de la cima, bajo la cota 1200 m s.n.m, en una zona de pendiente topográfica promedio *ca.* 10° (figura 4.2).

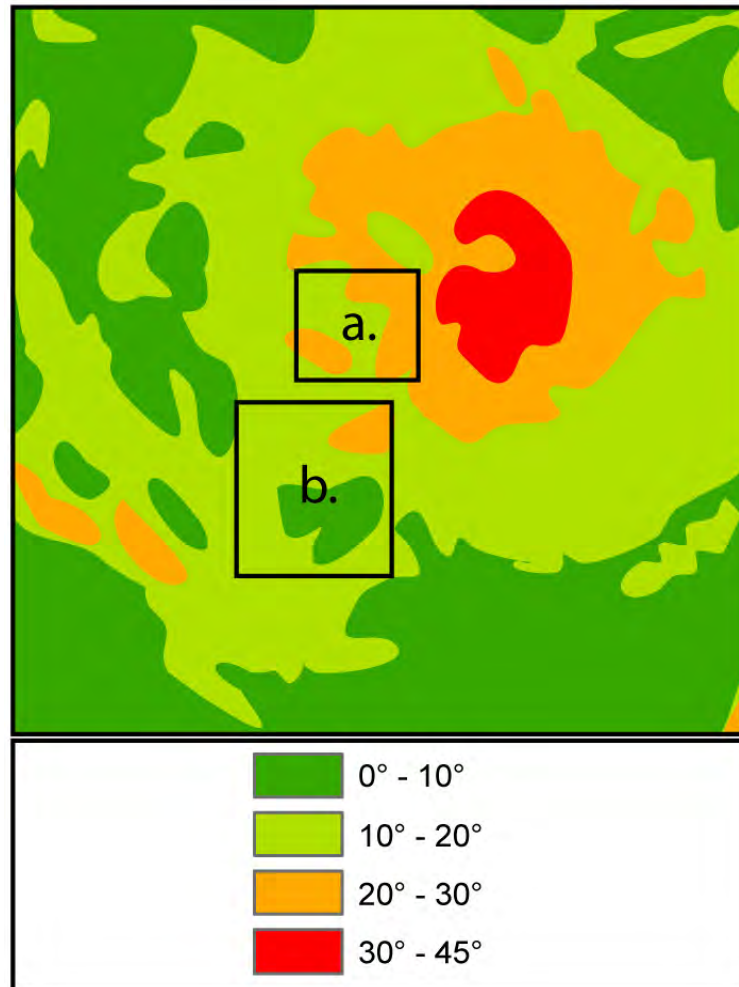


Figura 4.2: Mapa de pendientes topográficas del volcán Osorno. Se indica cómo el Sector Superior (a) se ubica en una zona de pendiente promedio *ca.* 20°, más elevada que el Sector Inferior (b), que posee una pendiente promedio *ca.* 10°.

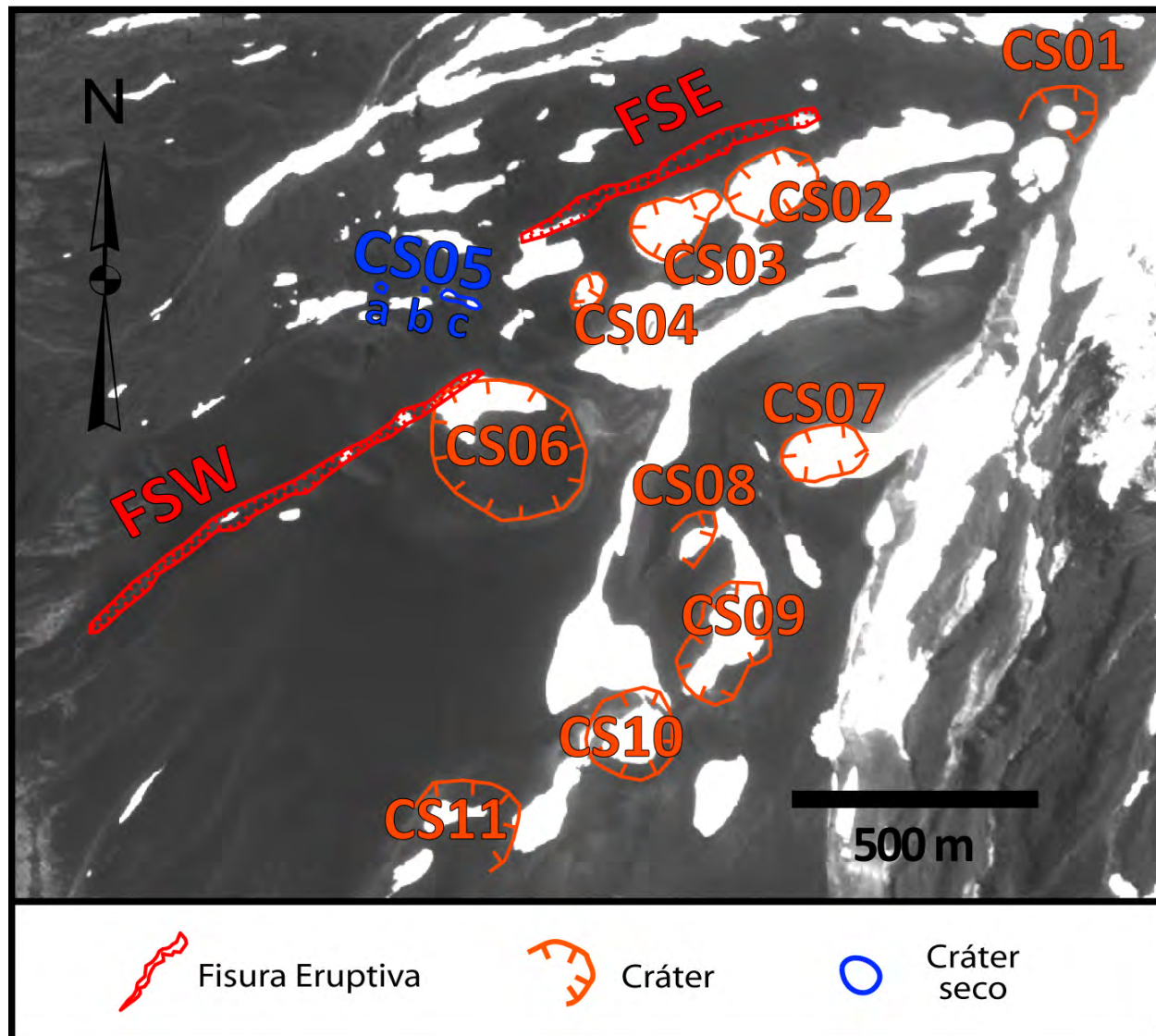


Figura 4.3: Sector Superior del SCEFVO-1835. Se observan las fisuras eruptivas (color rojo), conos de piroclastos (color naranja) y cráteres secos (color azul) de este sector. FSE: Fisura Superior Oriental, FSW: Fisura Superior Occidental, CS01- CS11: códigos asociados a conos y cráteres del Sector Superior. Trazado sobre imagen satelital FORMOSAT2©, 2008.

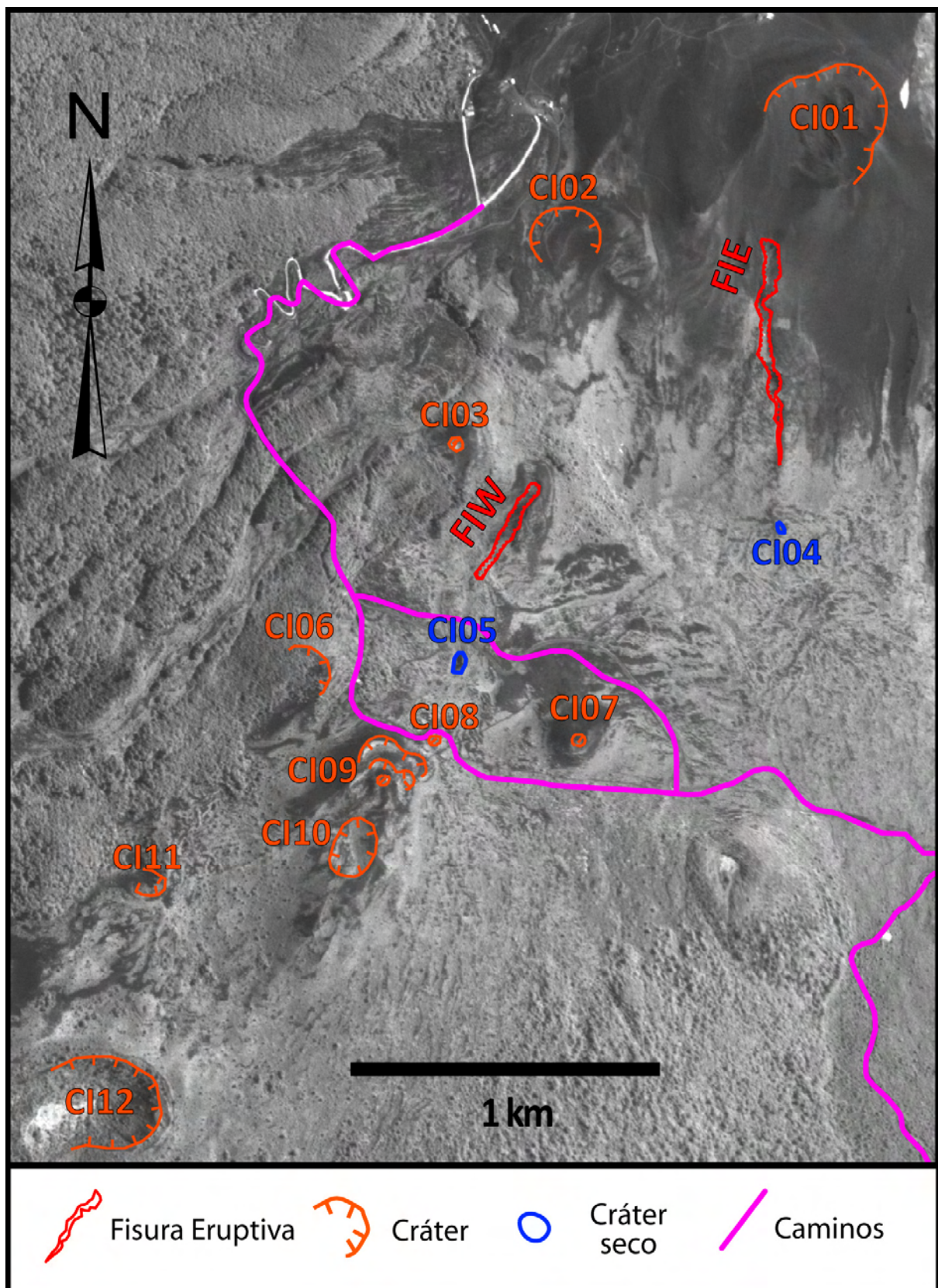


Figura 4.4: Sector Inferior del SCEFVO-1835. Se observan las fisuras eruptivas (color rojo), conos de piroclastos (color naranja) y cráteres secos (color azul) de este sector. FIE: Fisura Inferior Oriental, FIW: Fisura Inferior

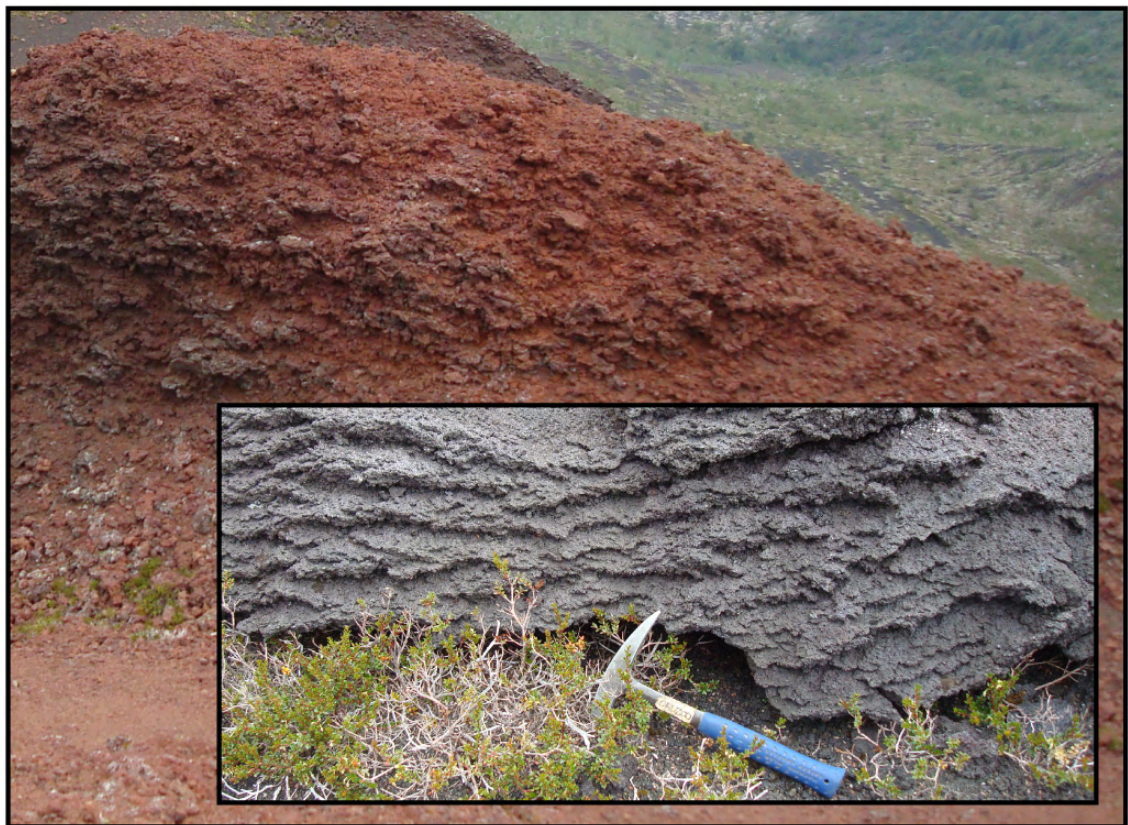
**Occidental, CI01-CI12: códigos asociados a conos y cráteres del Sector Inferior. Trazado sobre imagen satelital FORMOSAT2©, 2008.**



#### 4.2.1. Conos piroclásticos

Poseen un amplio rango de morfologías, variando desde conos simples a conos múltiples coalescentes (ver sección 2.1), con alturas que varían de decenas a centenas de metros desde la base hasta el borde del cráter. Transversalmente, presentan formas truncadas, y en planta, formas circulares, elípticas o abiertas en forma de herradura. Algunos presentan evidencias de colapso lateral de sus muros en una o más direcciones.

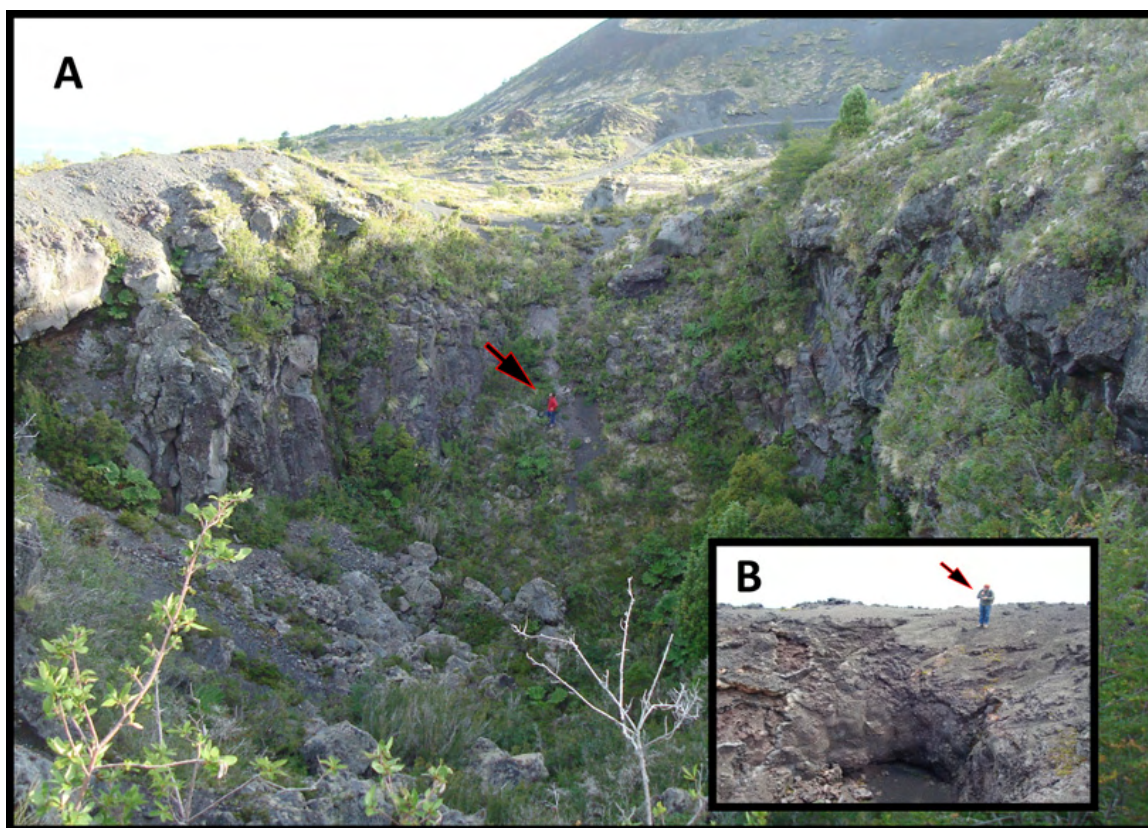
En algunos casos, los edificios se encuentran contruídos por proporciones considerables de depósitos de *spatters*, correspondientes a aglomerados soldados de piroclastos, con una morfología característica de salpicadura (fotografía 4.1), y otros exhiben principalmente depósitos de piroclastos mayoritariamente juveniles (bombas y lapilli escoriáceo, y ceniza en menor medida).



Fotografía 4.1: Depósitos de *spatters*

#### 4.2.2. Cráteres Secos

En determinados casos, se encuentran cráteres de tamaño variable entre 5 y 100 metros de diámetro, que únicamente se observan como orificios de paredes subverticales, que exhiben escasa o nula emisión de lavas o piroclastos juveniles. En su interior pueden tener bloques hasta de tamaño métrico, extraídos del mismo sustrato (accidentales). En este trabajo se denominarán *cráteres secos* o *cráteres de explosión* (fotografía 4.2).



**Fotografía 4.2: Cráteres secos.** Se indica con flechas la ubicación de una persona, a modo de escala. Se observan las paredes subverticales construídas en el sustrato. A: Cráter CI05, con un diámetro máximo ca. 80 m, emisión de escasos piroclastos juveniles y sin emisión de lavas; B: Cráter del grupo CS05: diámetro ca. 5 m.

La ubicación y descripción de conos y cráteres se encuentra compilada en las figuras 4.3 y 4.4, y en la tabla 4.1:

**Tabla 4.1: Resumen de descripción de conos y cráteres**

Código	UTM W (1)	UTM S (1)	Tipo (2)	Material del edificio
CS01	709127	5446367	Simple	Piroclastos
CS02	708608	5446241	Sobreimpuesto con CS03	Piroclastos y spatters
CS03	708434	5446174	Sobreimpuesto con CS02	Piroclastos y spatters
CS04	708294	5446060	Simple	Piroclastos y spatters
CS05 a	707912	5446074	Simple	Cráter Seco
CS05 b	707992	5446064	Simple	Cráter Seco
CS05 c	708064	5446042	Coalescente	Cráter Seco
CS06	708148	5445776	Simple	Piroclastos
CS07	708709	5445768	Simple	Piroclastos
CS08	708479	5445619	Simple	Piroclastos
CS09	708546	5445440	Coalescente	Piroclastos y spatters
CS10	708371	5445268	Simple	Piroclastos
CS11	708076	5445111	Simple	Piroclastos
CI01	708484	5444461	Coalescente	Piroclastos
CI02	707701	5444078	Simple	Piroclastos
CI03	707382	5443493	Simple	Piroclastos
CI04	708303	5443262	Simple	Cráter Seco
CI05	707384	5442874	Simple	Cráter seco
CI06	706981	5442860	Simple	Piroclastos
CI07	707730	5442657	Simple	Piroclastos
CI08	707317	5442650	Sobreimpuesto con CI09	Piroclastos
CI09	707172	5442543	Coalescente	Piroclastos
CI10	707095	5442346	Simple	Piroclastos
CI11	706503	5442249	Simple	Piroclastos
CI12	706392	5441607	Simple	Piroclastos

(1) Datum PSAD '56; (2) Según clasificación definida por Corazzato y Tibaldi (2006)

#### 4.2.3. Fisuras eruptivas

Poseen, al igual que los conos, una diversidad de tamaños y morfologías, pudiendo reconocerse en esta zona fisuras que varían desde 200 a 900 m de longitud. En esta categoría se pueden reconocer variaciones tanto en la morfología como en la orientación de las estructuras. Las paredes de las fisuras no superan los 20 m de altura, y pueden presentarse como fracturas descubiertas, hechas en el sustrato o bien pueden presentar depósitos de *spatters* y piroclastos en cantidades menores apoyados sobre las paredes, o lavas adosadas a las superficies de ruptura del sustrato.

##### a. Fisuras del Sector Superior

Las dos fisuras eruptivas que forman parte del Sector Superior en general se orientan de forma paralela a la pendiente local. Sobre la base de su ubicación, se denominan Fisura Superior Oriental (FSE) y Fisura Superior Occidental (FSW), y presentan longitudes aproximadas de 900 y 600 m, respectivamente (figura 4.3).

La FSE posee una orientación promedio ENE-WSW, y presenta paredes de pendientes elevadas y altura variable que no supera los 5 m, cubiertas por aglomerados de *spatters* (fotografía 4.3). En el centro, presenta fragmentos decimétricos de lavas vesiculares brechosas, escasamente consolidados, y en su extremo sudoccidental se observa el comienzo de una colada de lava.



**Fotografía 4.3: Vista al NE de la Fisura Superior Oriental (FSE). Se observan paredes de alta pendiente, con depósitos piroclásticos y spatters adosados. En el centro, piroclastos no consolidados.**

La FSW, a su vez, posee un rumbo general ENE-WSW y presenta una morfología relativamente regular, con pendientes elevadas en sus muros, cubiertos por aglomerados de *spatters*, cuyas elevaciones no superan los 5 m sobre su base en el sustrato (fotografía 4.4). Corresponde a la fisura más extensa del sistema, alcanzando una longitud que supera los 900 m. En su extremo SW se inicia una extensa colada de lava, generada en conjunto con la FSE y posiblemente con otros conos del Sector Superior, que se extiende por cerca de 8 kilómetros hasta alcanzar la ribera oriental del Lago Llanquihue (figura 3.7).



**Fotografía 4.4:** Vista al SW de la Fisura Superior Occidental (FSW), que corresponde a la fisura más extensa del sistema (ca. 900 m). Se aprecian depósitos de spatters adosados a las paredes y piroclastos de tamaño variado en la superficie central.

b. Fisuras del Sector Inferior

A su vez, el Sector Inferior posee dos fisuras eruptivas, las que por su ubicación son denominadas Fisura Inferior Oriental (FIE) y Fisura Inferior Occidental (FIW), que presentan rumbos generales N-S y NNE, respectivamente.(figura 4.4).

La FIE, observada a gran escala, posee una orientación N-S, pero en mayor detalle se observan numerosas heterogeneidades, como en la orientación de sus paredes, que en este caso, corresponden a fracturas hechas en el sustrato, compuesto por secuencias de lavas pleistocenas de la Unidad Osorno 1 (figura 3.6). Estas paredes se encuentran en gran medida descubiertas, y al aproximarse al extremo sur de la fisura, aparecen cubiertas por una o más delgadas capas de lava. Presenta una longitud aproximada de 700 m. La profundidad de esta fisura también varía, alcanzando los 5 m, y disminuyendo hacia los extremos. En su extremo sur particularmente se aprecia una continuidad topográfica con la ladera en la que se emplaza, además de emisión de extensas coladas de lava ladera abajo y una notoria morfología de terminación 'en punta' (figura 4.4; fotografía 4.5). Aproximadamente 100 m al sur, y alineado con esta fisura, se encuentra un *cráter seco* (CI04; figura 4.4).



**Fotografía 4.5: Extremo sur de la Fisura Inferior Oriental (FIE). En las paredes se observan las capas del sustrato fracturado, cubiertas en el extremo inferior por delgadas capas de lava. En esta zona además, se observa la convergencia de ambas paredes, generando una terminación en punta.**

La morfología de la FIW, en cambio, presenta una longitud aproximada de 350 m, con paredes de menor pendiente, y alturas similares. Las paredes de esta fisura están cubiertas por aglomerados de spatters, generados durante el mismo evento eruptivo (fotografía 4.6), y se encuentran poco expuestas debido a la presencia de depósitos de piroclastos de tamaño lapilli, principalmente removilizados desde las zonas altas del volcán.



**Fotografía 4.6: Vista al NE de la Fisura Inferior Occidental (FIW). Se observa una extensa cobertura de piroclastos, que dejan las paredes poco expuestas.**

## **5. ESTRUCTURA DEL SCEFVO-1835 Y MECANISMO DE RUPTURA**

En esta sección se presentan los resultados de las mediciones estructurales y morfométricas recolectadas en los conos piroclásticos, cráteres y en las paredes de las fisuras eruptivas del SCEFVO-1835, y su análisis estadístico.

### **5.1. CONOS PIROCLÁSTICOS Y CRÁTERES SECOS**

Se presentan mediciones de las elongaciones mayor y menor del cráter, además del rumbo de los puntos deprimidos en el borde del cráter. Estas medidas son realizables cuando el cráter posee elongación preferencial en una dirección y no posee colapsos laterales. Además, se incorpora una descripción de la morfología en planta que presentan los conos.

Esta información se encuentra compilada en la tabla 5.1:

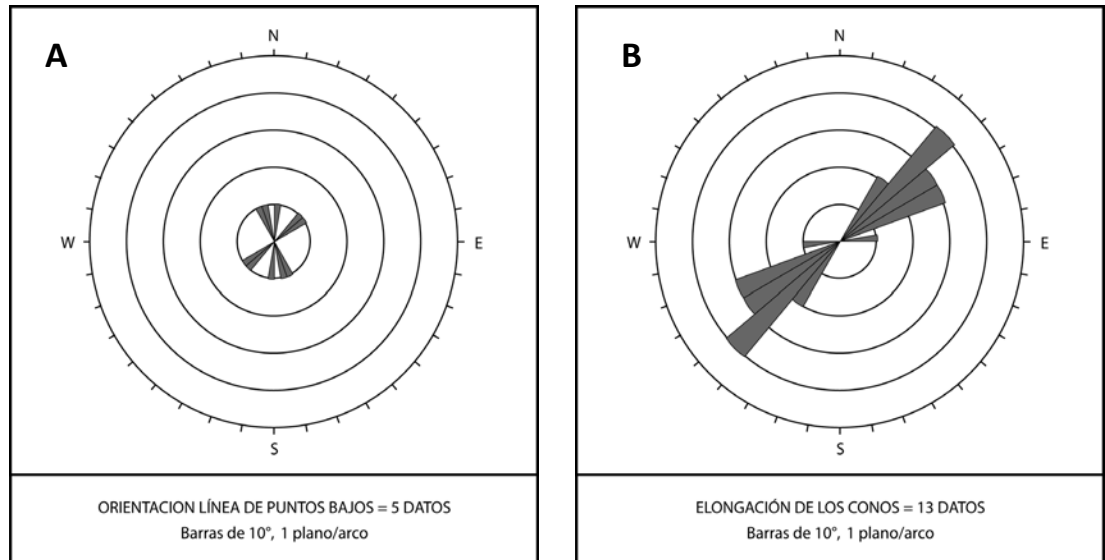


**Tabla 5.1: Parámetros morfométricos de los conos y cráteres del SCEFVO-1835.**

Código	UTM W (1)	UTM S (1)	Cráter			Dirección de elongación (azimutal) (4)	Morfología en planta
			Diámetro máx cráter (m)	Diámetro min cráter (m) (2)	Dirección de puntos bajos (azimutal) (3)		
CS01	709127	5446367	150	90	No aplica	50	abierto al SW
CS02	708608	5446241	160	100	No se observan	68	cerrado
CS03	708434	5446174	200	120	No se observan	65	cerrado
CS04	708294	5446060	80	50	No se observan	47	cerrado
CS05 a	707912	5446074	25	12	No aplica	No aplica	cerrado
CS05 b	707992	5446064	5	-	No aplica	No aplica	circular cerrado
CS05 c	708064	5446042	37	21	No aplica	No aplica	coalescente cerrado
CS06	708148	5445776	250	-	55	No aplica	circular
CS07	708709	5445768	180	130	No se observan	80	cerrado
CS08	708479	5445619	90	60	No aplica	45	abierto al SW
CS09	708546	5445440	230	110	No se observan	43	cerrado
CS10	708371	5445268	170	150	47	58	cerrado
CS11	708076	5445111	200	150	No aplica	60	abierto al SW
CI01	708484	5444461	320	250	160	50	anidado
CI02	707701	5444078	200	-	No aplica	No aplica	circular abierto al S
CI03	707382	5443493	25	-	155	No aplica	circular
CI04	708303	5443262	31	16	No aplica	NNW	cerrado
CI05	707384	5442874	80	40	No aplica	NNE	cerrado
CI06	706981	5442860	150	-	No aplica	No aplica	abierto al SW
CI07	707730	5442657	30	-	No se observan	40	circular cerrado
CI08	707317	5442650	30	-	No se observan	No aplica	circular
CI09	707172	5442543	200	150	No se observan	35	anidado
CI10	707095	5442346	190	140	No se observan	30	cerrado
CI11	706503	5442249	90	70	No aplica	No aplica	abierto al W
CI12	706392	5441607	300	250	No aplica	No aplica	abierto al WSW

(1) Datum PSAD '56; (2) Se considera únicamente cuando no es circular y no posee colapsos laterales; (3) Se considera únicamente para conos de piroclastos, que no posean colapsos laterales; (4) Se considera únicamente para conos elípticos, preferentemente cerrados y que no posean colapsos laterales

A partir de los datos de la tabla 5.1, se generan diagramas de direcciones para los parámetros morfométricos:



**Figura 5.1: Diagramas de rosetas de elementos morfométricos en los conos piroclásticos del SCEFVO-1835. A: Rumbo de puntos deprimidos en el borde del cráter, B: Elongación de los conos.**

El diagrama del rumbo de los puntos deprimidos del borde de los cráteres (figura 5.1A) muestra una dispersión de los datos sin alguna orientación preferencial, con orientaciones NE, N-S y NNW, con un valor medio de N30°E y sin una moda particular. El diagrama de la elongación de los conos (figura 5.1B), muestra una menor dispersión y una moda en el rango N40°E-N50°E, cercana al valor medio, de N52°E.

## 5.2. FISURAS ERUPTIVAS

A continuación se presentan los resultados de la compilación y análisis de las mediciones estructurales efectuadas directamente sobre las paredes de las fisuras eruptivas (Anexo A).

En el análisis estadístico de los datos de la FSE se aprecia una tendencia general ENE, con una moda en los rumbos perteneciente al rango N70°W-N80°W, además de la presencia de familias de datos con orientación NE y NNW (figura 5.2).

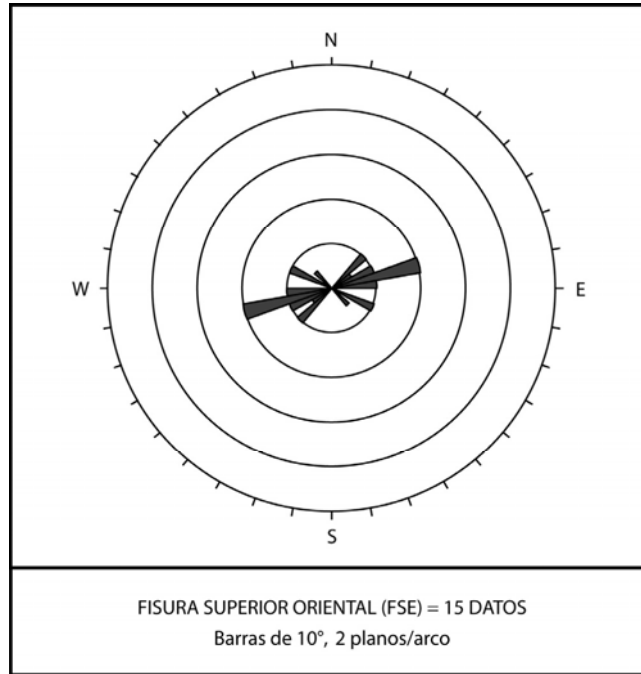


Figura 5.2: Diagrama de rosetas de mediciones estructurales en paredes de la FSE.

El análisis del parámetro  $\delta$  (figura 5.3) refleja una amplia dispersión, con una leve tendencia a la disposición radial.

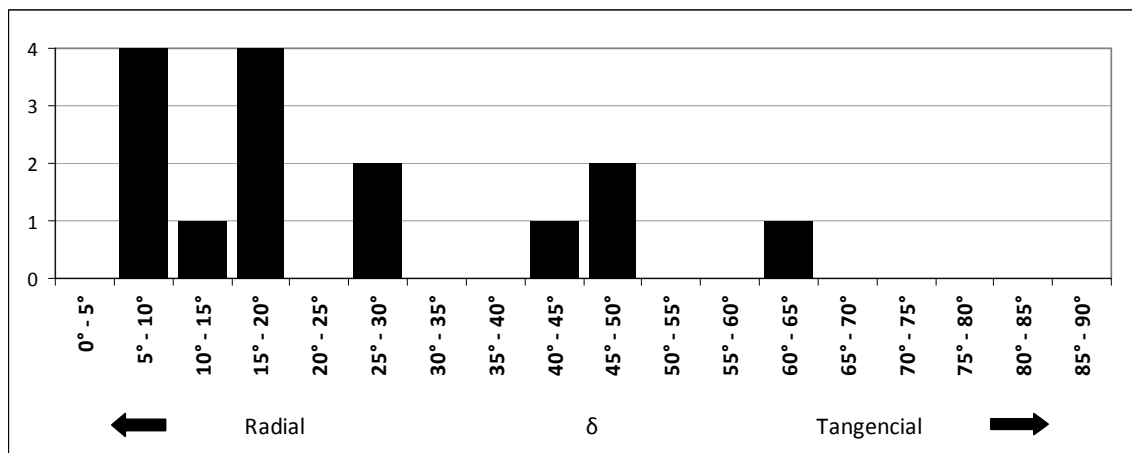


Figura 5.3: Histograma de frecuencias del parámetro  $\delta$ , FSE.

En el análisis estadístico de los datos de la FSW se observa una tendencia general NE-SW, con una moda en el rango N50°E-N60°E, además de la presencia de una familia menor de tendencia WNW-ESE (figura 5.4).

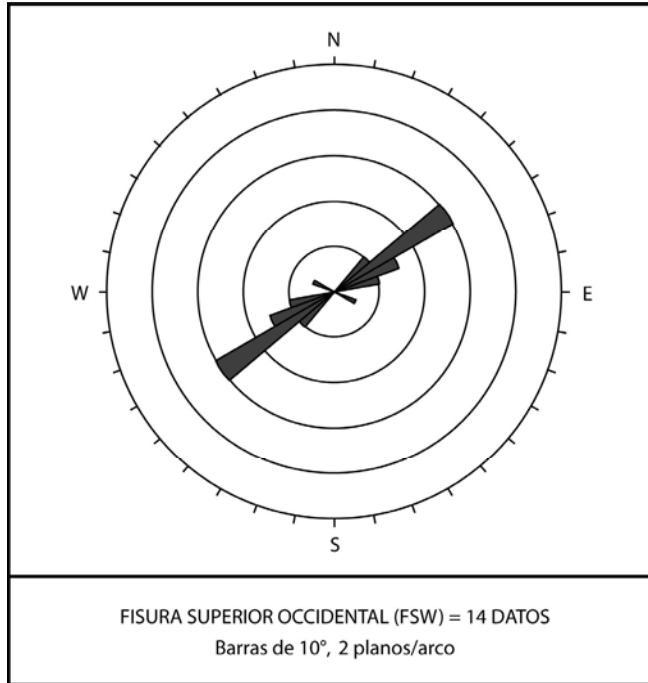


Figura 5.4: Diagrama de rosetas de mediciones estructurales en paredes de la FSW.

Del análisis del parámetro  $\delta$ , pese a que no existen datos totalmente radiales, se observa un acercamiento a la tendencia radial (figura 5.5).

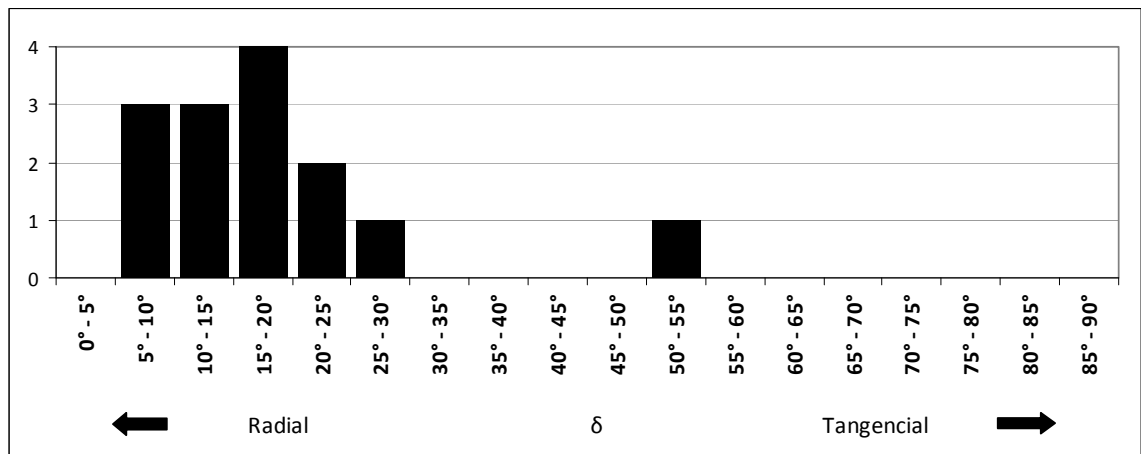


Figura 5.5: Histograma de frecuencias del parámetro  $\delta$ , FSW.

Respecto a los datos de la FIE, se observa la presencia de una sola familia, de orientación N-S, dispersión moderada y una moda en el rango NS-N10°W (figura 5.6).

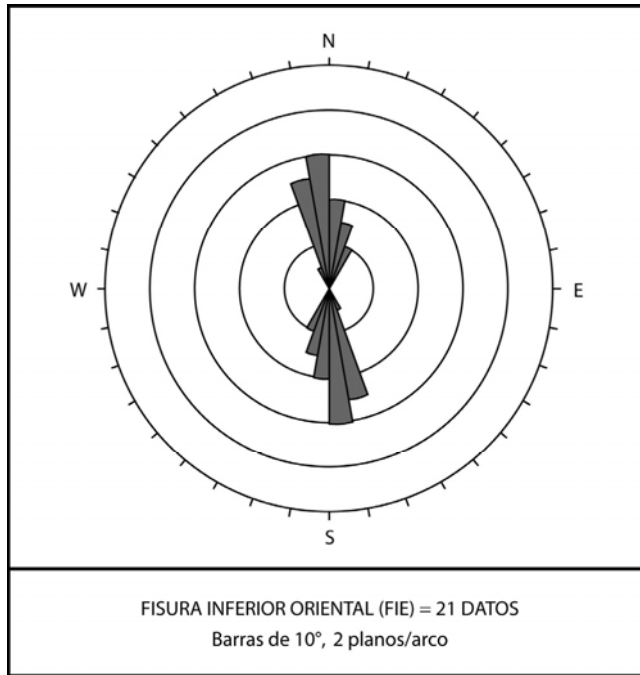


Figura 5.6: Diagrama de rosetas de mediciones estructurales en paredes de la FIE.

Del análisis del parámetro  $\delta$ , se aprecia una más amplia distribución, con ausencia de alguna dirección preferencial o patrón de acercamiento a la tendencia radial (figura 5.7).

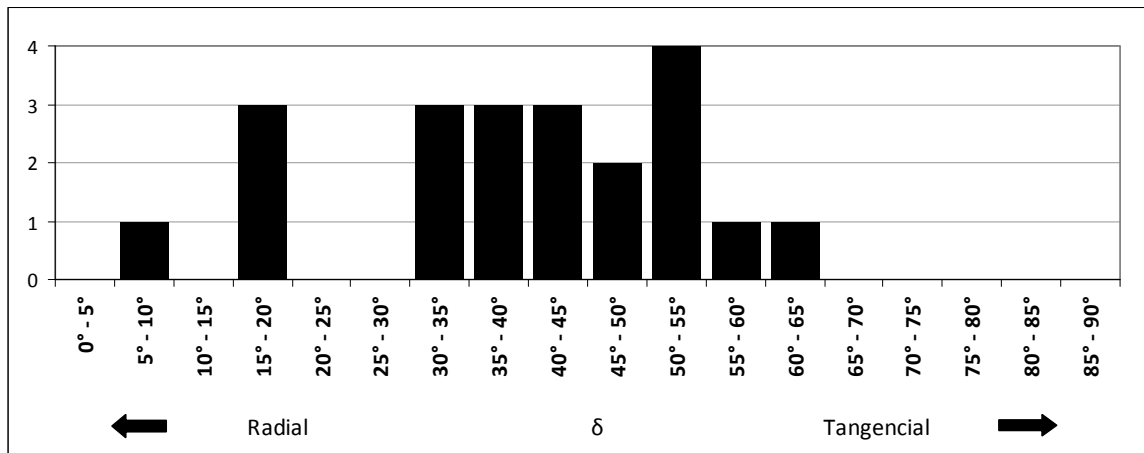


Figura 5.7: Histograma de frecuencias del parámetro  $\delta$ , FIE.

En el análisis estadístico de los datos de la FIW se observa una sola familia con tendencia general ENE-WSW y una moda en el rango N70°E-N80°E y poca dispersión de los valores (figura 5.8).

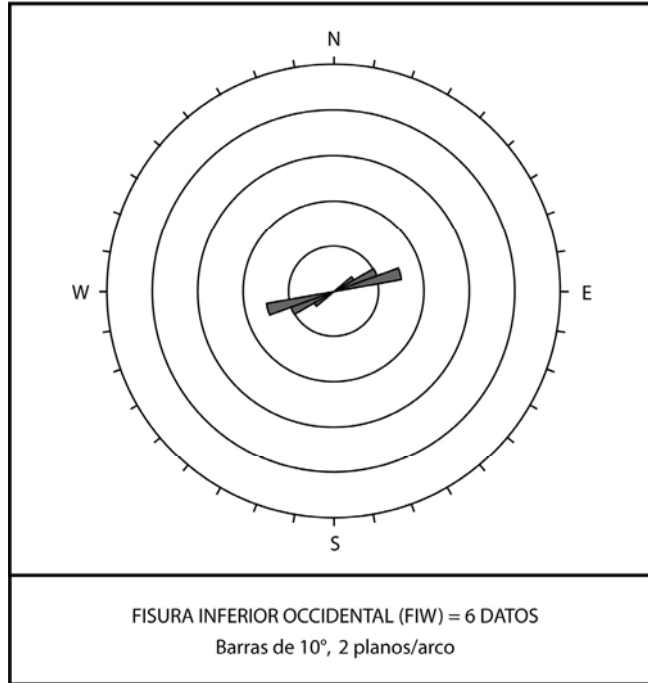


Figura 5.8: Diagrama de rosetas de mediciones estructurales en paredes de la FIW.

Del análisis del parámetro  $\delta$ , se aprecia una distribución regular en un rango amplio, y ausencia de algún patrón de tendencia hacia la radialidad (figura 5.9).

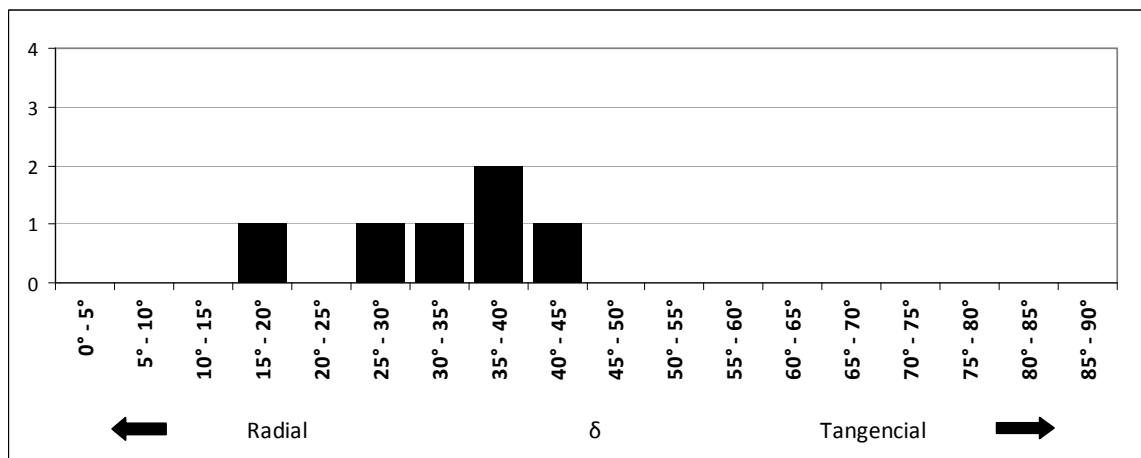


Figura 5.9: Histograma de frecuencias del parámetro  $\delta$ , FIW.

## 6. DISCUSIÓN

Mientras que a escala regional el volcán Osorno forma parte de una serie de lineamientos de tendencia NE-SW, interpretados previamente como dominios extensionales del arco volcánico controlado por un régimen transpresivo en el Cuaternario (Cembrano y Moreno, 1994; Lavenu y Cembrano, 1999; López-Escobar y otros, 1995a; Rosenau y otros, 2006; Lara y otros, 2006; Cembrano y Lara, 2009); a escala del edificio volcánico, los centros eruptivos de flanco se distribuyen de manera menos regular dando cuenta, probablemente, de otros procesos.

Por ejemplo, en las zonas de pendiente más pronunciada (Sector Superior), se sugiere un mayor efecto del esfuerzo gravitacional asociado al peso del estratovolcán, que habría influenciado la propagación de las fracturas alimentadoras de las fisuras eruptivas y conos de flanco, asignándoles una impronta radial ( $\delta_{FSW}=13^\circ$  y  $\delta_{FSE}=20^\circ$ ). Sin embargo, según Acocella y otros (2009), en zonas donde típicamente predomina este efecto, el grueso de la población de diques no presenta ángulos  $\delta$  superiores a  $5^\circ$ . Por otra parte, puesto que en el Sector Inferior, tanto el alineamiento de conos como la orientación de las fisuras eruptivas sufre un notorio alejamiento de la radialidad ( $\delta_{FIW}=28^\circ$  y  $\delta_{FIE}=35^\circ$ ), se infiere un menor efecto del esfuerzo gravitacional local, otorgando mayor importancia al efecto de la tectónica regional. Luego, a escala del edificio volcánico principal, incluso en zonas de alta pendiente, el efecto de la tectónica regional sigue siendo predominante, manifestándose tanto en el control de la ubicación como en la orientación de estas estructuras.

Las razones que explicarían que el efecto del esfuerzo gravitacional local sea más marcado en el Sector Superior, pese a que la zona subyace una sección de cono más pequeña que el Sector Inferior; serían que el Sector Inferior se ubica en un dominio morfológico marcado por pendientes topográficas menos pronunciadas, además de encontrarse más alejado del eje central del volcán, con lo que el efecto gravitacional sería más difuso. Junto con esto, los magmas que alimentan los centros eruptivos de esta zona, conducidos por fracturas, deben atravesar una sección mayor de sustrato hasta llegar a la superficie, con lo que el

redireccionamiento de la propagación de las fracturas, consignado como un proceso progresivo (Acocella y otros, 2009), habría sido más intenso.

Por otra parte, en zonas de pendiente local más suave (Sector Inferior), se aprecia mayor heterogeneidad en la morfología y estructura de las fisuras, así como también una menor densidad de centros eruptivos. En este sector además se ubica la FIE, cuya morfología de terminación en punta, sugiere un dominio tectónico local de tensión pura, con la dirección SHmax presumiblemente orientada en dirección N a NNE.

Aun cuando los resultados del análisis morfométrico en los conos de piroclastos, siguiendo la metodología propuesta por Tibaldi (1995), provienen de una zona cuya pendiente varía en un rango aproximado de 10° a 25°, se puede apreciar cierta coherencia en los datos con orientaciones NE, N-S y NNW para el rumbo de las líneas que unen puntos deprimidos en el borde de los cráteres (figura 5.1A), que darían cuenta de fracturas alimentadoras en esas direcciones, coincidentes con las direcciones de las fisuras y alineamientos de conos o cráteres. Por otra parte, la elongación de los conos presenta una menor dispersión y una marcada dirección NE. Luego, los parámetros mejor conservados y que poseen mayor validez siguen siendo el alineamiento y la elongación de los conos.

Respecto de las categorías de centros eruptivos, se han descrito conos simples, sobreimpuestos, coalescentes y fisuras eruptivas; morfologías asociadas a diferencias en la presión o tasa de inyección magmática, a igual condición de esfuerzos tectónicos, o a diferencias en los esfuerzos tectónicos, si la presión magmática es constante. En este sentido, los alineamientos de conos simples observados en el volcán Osorno pueden ser interpretados como asociados a bajas presiones de magma, mientras que los conos sobreimpuestos, coalescentes y finalmente las fisuras eruptivas, se asociarían respectivamente a presiones magmáticas progresivamente mayores.

Dado que una erupción de flanco comienza apenas el dique alimentador alcanza la superficie en algún punto, la posterior propagación de una fisura eruptiva a través de la superficie, ocurriría cuando la erupción ya ha comenzado. Entonces, a medida que la



fractura se propaga en superficie, se espera una disminución progresiva en la presión magmática al interior del dique alimentador. Suponiendo además que durante el evento eruptivo, las condiciones de esfuerzo tectónico no sufrieron cambios considerables, se esperaría una transición progresiva, de fisura a alineamiento de conos, en la dirección de propagación.

Sobre esta base, se propone el siguiente modelo de propagación de fracturas alimentadoras en superficie (figura 6.1):

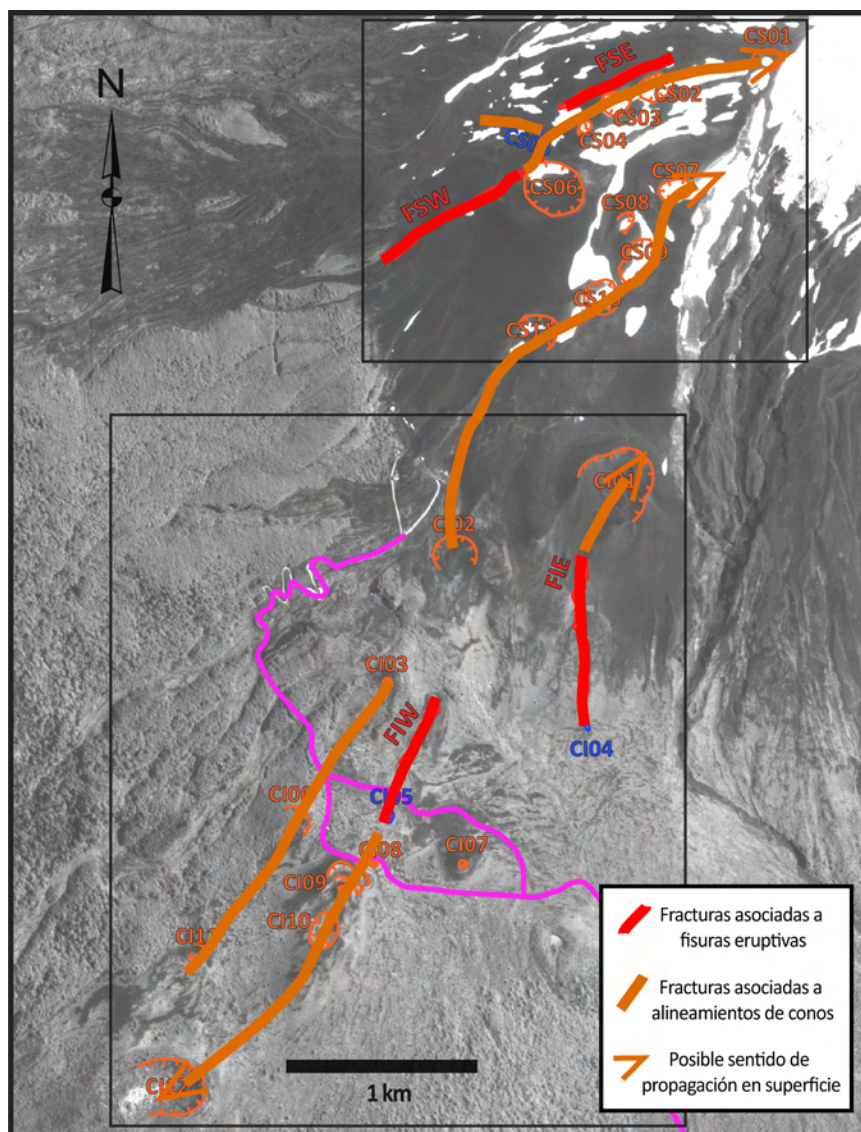


Figura 6.1: Modelo de propagación en superficie de fracturas alimentadoras durante la erupción de 1835, en el flanco SW del volcán Osorno. Se basa en el supuesto que durante la propagación en superficie, se produce una transición desde fisura eruptiva hasta alineamiento de conos.

El que la propagación en superficie de las fracturas alimentadoras se dirija hacia la cima en las zonas altas, mientras que hacia abajo en las partes inferiores, podría ser explicado debido a que en superficie, la propagación de la fractura alimentadora avanza sobre la intersección del frente de propagación en profundidad (convexo desde arriba) y la superficie topográfica (convexa desde abajo), haciendo divergir la propagación en sentidos opuestos (figura 6.2)

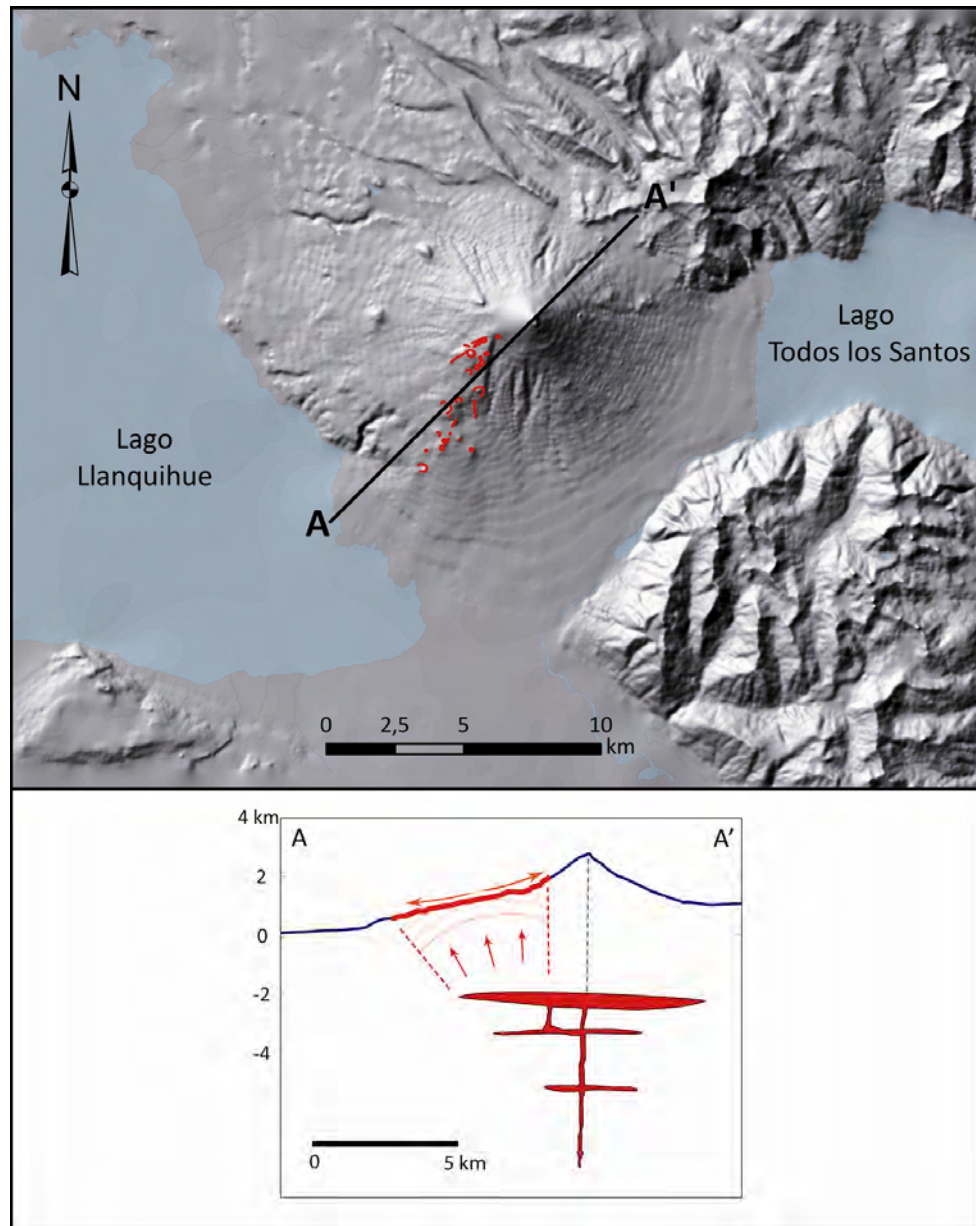
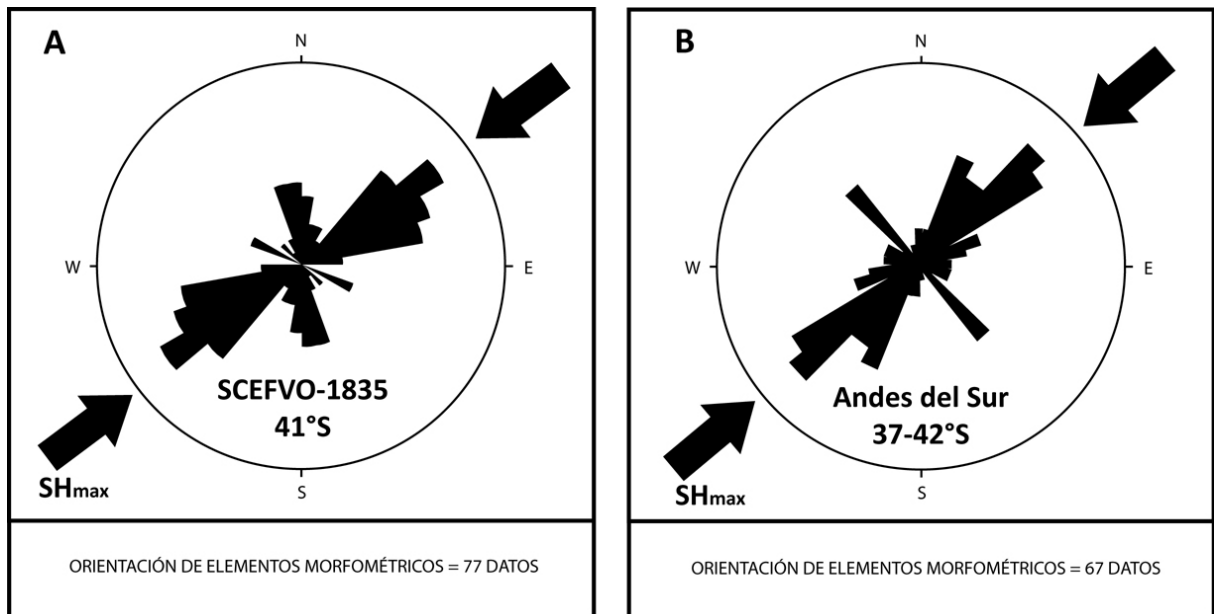


Figura 6.2: Sección transversal NE-SW del volcán Osorno. Se indica la zona superficial (color rojo) afectada por la erupción de flanco de 1835, y un modelo lateral de propagación de fracturas alimentadoras desde un reservorio somero. Explicación en el texto.

Con el objetivo de analizar la consistencia de los resultados provenientes del SCEFVO-1835, y su relación con el entorno regional, se compilan todos los elementos estructurales y morfométricos del presente trabajo, para realizar una comparación con los resultados de centros eruptivos compilados por Lara (2006) para el caso general de los Andes de Sur, entre los 37 y 42°S (figura 6.3):



**Figura 6.3:** Diagrama de rosetas de la compilación de estructuras y orientación de elementos morfométricos en centros eruptivos. A: Rumbo de puntos deprimidos, elongación de cráteres/conos y rumbo de fisuras en el SCEFVO-1835 (Este trabajo). B: Compilación de rumbos de alineamiento de conos y elongación de cráteres/conos en el arco volcánico de los Andes del Sur entre los 37 y 42°S (modificado de Lara, 2006). En ambos casos se indica la dirección inferida para el máximo esfuerzo horizontal ( $SH_{max}$ ).

En este caso, la prevalencia de estructuras y elementos morfométricos con orientación principal NE-SW, y una moda en el rango  $N40^{\circ}E - N50^{\circ}E$ , se interpreta como indicadora de la dirección del máximo esfuerzo horizontal ( $SH_{max}$ ), que estaría controlando la disposición de las fracturas alimentadoras, y por lo tanto, la morfología y estructura de los centros eruptivos de flanco.

Agregando toda esta información, y considerando la ubicación, geometría y orientación del SCEFVO-1835, además del modelo de propagación superficial de las fracturas, se propone finalmente un modelo estructural para explicar la ruptura que dio origen a la erupción en el flanco SW del volcán Osorno, en 1835, que consiste de un sistema de fracturas

extensionales, cuyo desarrollo se encuentra gobernado por un régimen de cizalle lateral dextral, y donde las irregularidades a escala local se relacionan con la distorsión asociada a la emergencia de los diques en una superficie no horizontal (figura 6.4):

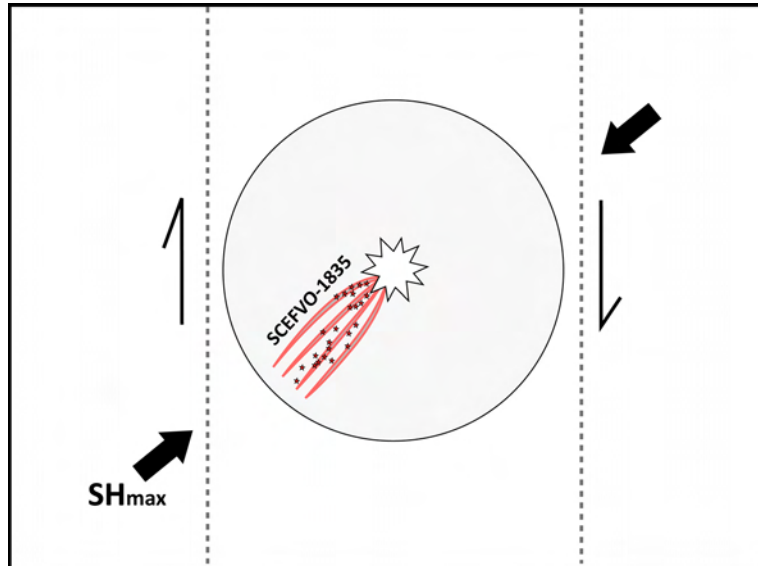


Figura 6.4: Esquema estructural propuesto para el SCEFVO-1835. Se indica una zona de ruptura de tendencia general NE-SW, correspondiente a un sistema de fracturas cuya propagación se encuentra gobernada por un régimen de deformación transcurrente dextral.

## 7. CONCLUSIONES

Los antecedentes cartográficos, morfométricos y estructurales recopilados con respecto a la naturaleza del sistema de centros eruptivos de flanco del volcán Osorno, a escala del SCEFVO-1835, sugieren que:

- Tanto el alineamiento de conos como la orientación de fisuras eruptivas, reflejan la disposición de un sistema de fracturas alimentadoras, neoformadas en el sustrato volcánico.
- El SCEFVO-1835, se habría originado como un sistema extensivo de orientación NE-SW, controlado por un régimen general transpresivo dextral, que refleja el campo de esfuerzos regional, siendo éste el control predominante sobre el ascenso de magmas durante el evento eruptivo que le dio origen.
- Pese a que a gran escala este sistema parece ser homogéneo, a escala de los centros eruptivos, el SCEFVO-1835 presenta numerosas heterogeneidades morfológicas y estructurales, que sugieren la acción de factores locales que se habrían superpuesto al efecto del campo de esfuerzos regional durante su formación.
- Principalmente en las zonas de pendiente más pronunciada, se sugiere un mayor efecto del esfuerzo gravitacional local en la propagación de las fracturas alimentadoras. Sin embargo, el efecto de la tectónica regional sigue siendo predominante, manifestándose tanto en el control de la ubicación, como en la orientación de estas estructuras.
- No obstante la elevada pendiente local, el análisis morfométrico realizado en los conos para inferir la disposición de estructuras alimentadoras sugiere que algunos parámetros (e.g., rumbo de elongación de la base de los conos) serían consistentes con el resto de los datos estructurales.

Los resultados de este estudio son consistentes con las observaciones de escala regional que han permitido establecer una estrecha relación entre la tectónica del arco y el volcanismo. Otros sistemas volcánicos de la SVZ (e.g. Llaima, Villarrica), que poseen una similar distribución de centros eruptivos de flanco, reforzando la idea de que, a escala local, la

tectónica del arco continúa siendo el factor dominante en la evolución morfoestructural de los edificios volcánicos. Las conclusiones alcanzadas en este estudio son aplicables a otros arcos volcánicos con una configuración similar.

## 8. REFERENCIAS

ACOCELLA, V.; NERI, M. 2003. What makes flank eruptions? The 2001 Etna eruption and its possible triggering mechanisms. *Bulletin of Volcanology*, V.65: 517-529.

ACOCELLA, V. 2005. Modes of sector collapse of volcanic cones: Insights from analogue experiments, *Journal of Geophysical Research*, 110, B02205.

ACOCELLA, V.; TIBALDI, A. 2005. Dike propagation driven by volcano collapse: a general model tested at Stromboli, Italy. *Geophysical Research Letters* 32:L08308 doi:10.1029/2004GL022248

ACOCELLA V.; NERI M.; SULPIZIO R. 2009. Dike propagation within active central volcanic edifices: constraints from Somma-Vesuvius, Etna and analogue models. *Bulletin of Volcanology* 71: 219–223

ADRIASOLA, A.C.; THOMSON, S.N.; BRIX, M.R.; HERVÉ, F.; STÖCKHERT, B. 2006. Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos region of Chile, 41°–42.15°S. *International Journal of Earth Sciences*, v. 95, p.501–528.

BARRIENTOS, S.; ACEVEDO, P. 1992. Seismological aspects of the 1988–1989 Lonquimay (Chile) volcanic eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 53, 73–87.

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.; 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.

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.

DARWIN, C.R. 1838. On the connection of certain volcanic phenomena in South America; and on the formation of mountain chains and volcanoes, as the Effect of the same Power by which Continents are elevated. *Transactions of the Geological Society of London*, Vol. 5, No. 1838, p. 60-631.

DARWIN, C.R. 1839. Narrative of the surveying voyages of His Majesty's Ships Adventure and Beagle between the years 1826 and 1836, describing their examination of the southern shores of South America, and the Beagle's circumnavigation of the globe. *Journal and remarks. 1832-1836*. London: Henry Colburn.

- EMERMAN, S.H.; MARRET, R. 1990. Why dikes?. *Geology* 18: 231-233.
- GESHI, N. 2005. Structural development of dike swarms controlled by the change of magma supply rate: the cone sheets and parallel dike swarms of the Miocene Otoge igneous complex, Central Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 141: 267– 281.
- GUDMUNDSSON, A.; LOETVEIT, I.F. 2005. Dyke emplacement in a layered and faulted rift zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144: 311 – 327.
- GUDMUNDSSON, A.; PHILIPP, S.L. 2006. How local stress fields prevent volcanic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 257–268.
- HILL, D.P. 1977. A model for earthquake swarms. *Journal of Geophysical Research* 82, 347–352.
- HUBBERT, M.K.; WILLIS, D.G. 1957. Mechanics of hydraulic fracturing. *Journal of Petroleum Technology* 9: 153-168.
- IDA, Y. 1999. Effects of the crustal stress on the growth of dikes: Conditions of intrusion and extrusion of magma, *Journal of Geophysical Research*, 104:17897–17909.
- KERVYN, M.; ERNST, G.G.J.; VAN WYK DE VRIES, B.; MATHIEU, L.; JACOBS, P. 2009. Volcano load control on dyke propagation and vent distribution: Insights from analogue modeling, *Journal of Geophysical Research* 82, 114, B03401.
- 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.; MORENO, H. 2004. Geología del Área Liquiñe-Neltume, Regiones de La Araucanía y de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No 83, 23 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- LARA, L. 2006. Neotectonique de l'arc volcanique quaternaire des andes du sud du Chili entre 37° et 42°S. Tesis de Doctorado, Université Toulouse III – Paul Sabatier, 197p., Toulouse, Francia.
- LARA, L.E.; LAVENU, A.; CEMBRANO, J.; RODRÍGUEZ, C. 2006. 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. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.04.017.
- LARA, L.E.; LAVENU, A.; CEMBRANO, J. 2008. Quaternary Vertical Displacement along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone: Differential Uplift and Coeval Volcanism in the Southern Andes?. *International Geology Review*, Vol. 50, 2008, p. 1–19. DOI: 10.2747/0020-6814.50.4.1



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.

LÓPEZ-ESCOBAR, L.; PARADA, M.A.; MORENO, H.; FREY, F.A.; HICKEY-VARGAS, R.L. 1992. A contribution to the petrogenesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41°00'-41°30'S): comparative study. *Revista Geológica de Chile*, Vol.19, N° 2, p.211-226.

LÓPEZ-ESCOBAR, L.; CEMBRANO, J.; MORENO, H. 1995 a. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol.22, N° 2, p.219-234.

LÓPEZ-ESCOBAR, L.; PARADA, M.A.; HICKEY-VARGAS, R.L.; FREY, F.; KEMPTON, P.D.; MORENO, H. 1995 b. Calbuco volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui fault zone at 41°-42°S: Contrasting origins of andesitic and basaltic magma in the SVZ of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol.119, p.345-361.

MONTGOMERY, D.R.; BALCO, G.; WILLETT, S.D. 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology*, v. 29, 7:579-58.

MORENO, H.; PARADA, M.A. 1976. Esquema Geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 39°00' y 41°30'S. *Congreso Geológico Chileno*, No.1, Vol.1, p.A213-A225, Santiago.

MORENO, H.; NARANJO, J.A.; LÓPEZ-ESCOBAR, L. 1979. Geología y Petrología de la cadena volcánica Osorno-Puntiagudo, Andes del Sur, Latitud 41°10'S. In *Congreso Geológico Chileno*, N°.2, Actas, Vol.3, p.E109-E131. Arica.

MORENO, H.; VARELA, J.; LÓPEZ, L.; MUNIZAGA, F.; LAHSEN, A. 1985. Geología y Riesgo volcánico del Volcán Osorno y centros eruptivos menores. Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile- ENDESA, Central Petrohué.

MORENO, H. 1999. Mapa de Peligros del Volcán Osorno, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo, N° 11, 1 Mapa escala 1:75.000. Santiago. Fondecyt 1960885.

MORENO, H.; LÓPEZ-ESCOBAR, L.; LARA, L.E. 2000. Nuevos antecedentes del volcanismo postglacial basáltico a riolítico, en los Andes del Sur (40,5°-41,5°S). IX Congreso Geológico Chileno, Actas II, p. 49, Puerto Varas, Chile.

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

NARANJO, J.A.; MORENO, H.; POLANCO, E.; LARA, L.E. 2000. Síntesis de la tefrocronología postglacial, Andes del Sur de Chile Continental, entre los 33° 20'S y 41° 20'S. IX Congreso Geológico Chileno, Actas II, p. 50-51, Puerto Varas, Chile.

PARADA, M.A.; MORENO, H.; LÓPEZ-ESCOBAR, L. 1997. El basamento de los volcanes andinos entre los 39.5°S y los 41.5°S: Evidencias isotópicas de la naturaleza refractaria de la corteza superior durante el volcanismo reciente. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas II, p. 1439-1442.

PASQUARÈ, F.A.; TIBALDI, A. 2003. Do transcurrent faults guide volcano growth? The case of NW Bicol Volcanic Arc, Luzon, Philippines. *Terra Nova*, Vol 15, N°3: 204-212.

PETIT-BREUILH, M.E. 1999. Cronología eruptiva histórica de los volcanes Osorno y Calbuco, Andes del Sur (41°-41°30'S). *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 53*, 46p, Santiago.

RAMIREZ, D. 1988. Estimación de algunos parámetros focales de grandes terremotos históricos chilenos. Tesis de Magíster, Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile.

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* 25, TC4013.

SERNAGEOMIN. 1995. Carta Metalogénica Xª región sur, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago.

SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.

SHAW, H.R. 1980. Fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface. En: Hardgraves, R.B. (Ed.), *Physics of Magmatic Processes*. Princeton University Press, Princeton, pp. 201–264.

TAGIRI, M.; MORENO, H.; LÓPEZ-ESCOBAR, L.; NOTSU, K. 1993. Two magma types of the high-alumina basalt series of Osorno Volcano, Southern Andes (41°06'S) – Plagioclase dilution effect. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, V.88: 359-371.

TAKADA, A. 1994. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research*, V.99, N°B7: 13563-13573.

TIBALDI, A. 1995. Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal of Geophysical Research*, V.100, N°B12: 24521-24535.

TIBALDI, A. 2003. Influence of cone morphology on dykes, Stromboli, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126: 79-95.

TIBALDI, A. 2008. Contractional tectonics and magma paths in volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176: 291–301

VALENTINE, G.A.; GREGG, T.K.P. 2008. Continental basaltic volcanoes — Processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177: 857–873

VESPERMANN, D.; SCHMINCKE, H. 2000. Scoria Cones and Tuff Rings, en Sigurdsson, H. (Ed) Encyclopedia of Volcanoes. 2000. Academic Press.

WANG, K.; HU, Y.; BEVIS, M.; KENDRICK, E.; SMALLEY, R.; VARGAS, R.B.; LAURÍA, E. 2007. Crustal motion in the zone of the 1960 Chile earthquake: Detangling earthquake-cycle deformation and forearc-sliver translation: Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G3), v.8, Q10010.

## ANEXO A: MEDICIONES ESTRUCTURALES EN LAS PAREDES DE LAS FISURAS

Se indica la ubicación (UTM en Datum PSAD'56), la pared en que fue realizada la medición, la disposición de la estructura en formato Dip/DipDir, y el rumbo con respecto al norte (con valores positivos hacia el E y valores negativos hacia el W), además del parámetro  $\delta$  (Acocella y otros, 2009):

**Tabla A.1: Mediciones estructurales en la FSE**

FIS	UTM E	UTM S	Pared	DIP	DIP DIR	Rumbo	$\delta$
Figura Superior Oriental	708545	5446315	SE	40	119	29	45
	708486	5446299	SE	70	319	49	25
	708486	5446299	SE	75	149	59	15
	708408	5446249	SE	90	164	74	1
	708408	5446249	NW	90	174	84	11
	708802	5446431	NW	72	169	79	4
	708787	5446430	NW	76	179	89	14
	708762	5446416	NW	88	209	-61	44
	708733	5446429	NW	75	204	-66	39
	708734	5446385	SE	75	224	-46	60
	708522	5446330	SE	73	154	64	10
	708482	5446300	SE	75	319	49	25
	708482	5446300	NW	65	164	74	0
	708459	5446281	NW	73	169	79	6
	708459	5446281	SE	58	339	69	4
	Promedio						42

**Tabla A.2: Mediciones estructurales en la FSW**

FIS	UTM E	UTM S	Pared	DIP	DIP DIR	Rumbo	$\delta$
Figura Superior Occidental	707832	5445738	SE	81	204	-66	47
	707724	5445696	SE	80	334	64	3
	707689	5445675	SE	80	329	59	8
	707626	5445633	SE	57	324	54	12
	707598	5445614	SE	80	321	51	15
	707598	5445614	NW	83	139	49	17
	707568	5445590	NW	80	156	66	0
	707551	5445573	NW	69	141	51	15
	707534	5445562	NW	83	169	79	13
	707532	5445561	NW	86	161	71	5
	707532	5445561	SE	80	339	69	3
	707484	5445517	SE	86	314	44	21
	707461	5445495	SE	79	329	59	6
	707461	5445495	NW	77	142	52	13
	Promedio						50

**Tabla A.3: Mediciones estructurales en la FIE**

FIS	UTM E	UTM S	Pared	DIP	DIP DIR	Rumbo	δ
Fisura Inferior Oriental	708210	5444091	W	80	119	29	10
	708225	5444080	W	85	79	-11	50
	708239	5444069	W	79	84	-6	44
	708254	5444059	W	82	99	9	29
	708268	5444048	W	87	87	-3	41
	708283	5444037	E	86	275	5	33
	708299	5444052	E	78	254	-16	54
	708299	5444046	E	74	276	6	31
	708300	5444039	E	75	259	-11	48
	708300	5444033	E	72	279	9	28
	708221	5444005	W	69	101	11	27
	708301	5443628	W	77	76	-14	48
	708301	5443628	W	88	119	29	5
	708304	5443546	E	86	268	-2	35
	708304	5443546	W	84	89	-1	34
	708306	5443483	E	76	264	-6	38
	708306	5443483	W	90	109	19	13
	708305	5443468	W	80	64	-26	58
	708305	5443468	E	77	289	19	13
	708304	5443457	E	80	74	-16	48
708304	5443457	W	82	264	-6	38	
Promedio						1	35

**Tabla A.4: Mediciones estructurales en la FIW**

FIS	UTM E	UTM S	Pared	DIP	DIP DIR	Rumbo	δ
Fisura Inferior Occidental	707581	5443295	SE	66	346	76	37
	707581	5443295	SE	71	338	68	29
	707581	5443295	SE	84	331	61	22
	707498	5443229	NW	86	141	51	12
	707477	5443213	NW	72	162	72	33
	707477	5443213	NW	58	163	73	34
	Promedio						67