



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



**ANÁLISIS DE PROBABILIDAD ESPACIAL DE FORMACIÓN O
REACTIVACIÓN DE CENTROS DE EMISIÓN EN LOS
ALREDEDORES DEL VOLCÁN MICHINMAHUIDA,
PROVINCIA DE PALENA, REGIÓN DE LOS LAGOS, CHILE.**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Cristian Rafael Muñoz Muñoz

Profesor Patrocinante: Dr. Andrés Humberto Tassara Oddo

Profesional Guía: Sra. Constanza Valeria Perales Moya

Profesores Comisión: Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda

Dr. José Luis Palma Lizana

Concepción, 2024

*Dedicado con infinito amor a mi madre y padre, que siempre han estado conmigo;
a mi hermana y sobrinas, que me motivan a seguir avanzando...*

ÍNDICE

Página

RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Formulación del proyecto	1
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivo general	2
1.2.2. Objetivos específicos	2
1.3. Ubicación y accesos	2
1.4. Agradecimientos	4
2. MARCO GEOLÓGICO	5
2.1. Generalidades	5
2.2. Rocas metamórficas	5
2.3. Rocas intrusivas	6
2.4. Rocas sedimentarias	7
2.5. Depósitos no consolidados	8
2.6. Marco geológico estructural	9
2.7. Historia eruptiva	13
3. MARCO TEÓRICO	15
4. METODOLOGÍA	20
4.1. Recopilación de datos	20
4.1.1. Centros de emisión menores	21
4.1.2. Fallas	22
4.1.3. Otras estructuras	23
4.1.4. Lineamientos	29
4.1.5. Sismos	31
4.2. Diseño y elaboración de la base de datos	33
4.3. Sets de datos para el análisis	34
4.3.1. Dataset 1 – Centros de emisión menores	34
4.3.2. Dataset 2 – Epicentros de sismos	34
4.3.3. Dataset 3 / 4 / 5 / 6	36
4.4. Obtención de juicios de expertos	38
4.4.1. Diseño de la encuesta	39
4.4.2. Recopilación de datos de encuesta	42
4.5. Análisis de susceptibilidad volcánica	43
4.5.1. Paso 1: Carga de topografía	43
4.5.2. Paso 2: Archivos para R	44

4.5.3. Paso 3: Uso de R – Cálculo de matrices de suavizado en R	44
4.5.4. Paso 4: Análisis de probabilidad espacial	45
4.5.5. Paso 5: Probabilidad espacial ponderada	46
5. RESULTADOS	47
5.1. Mapas de densidad espacial	47
5.1.1. Dataset 1	47
5.1.2. Dataset 2	48
5.1.3. Dataset 3	49
5.1.4. Dataset 4	50
5.1.5. Dataset 5	51
5.1.6. Dataset 6	52
5.2. Mapa de probabilidad ponderada	53
6. DISCUSIÓN	54
6.1. Análisis e interpretación de resultados	54
6.2. Limitaciones del estudio	57
7. CONCLUSIONES	59
REFERENCIAS	61

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1.	1. Ubicación del área de estudio	3
2.	1. Mapa geológico del área	6
2.	2. Esquema del control volcano-tectónico en la Zona Volcánica Sur	9
2.	3. Diagrama de la convergencia oblicua en el margen continental	10
2.	4. Ajuste de esfuerzos con modelo de Riedel	11
2.	5. Esquema volcano-estructural de los volcanes Mich-Cha	12
2.	6. Diagrama resumen de erupciones y sus volúmenes estimados	14
3.	1. Principales tipos de mapas de peligro volcánico	16
3.	2. Esquema de orientación de caminos de ascenso de magma	18
4.	1. Diagrama de flujo de trabajo	20
4.	2. Mapa de distribución de centros de emisión menores	21
4.	3. Ubicación de fallas medidas por Muñoz (2019)	22
4.	4. Puntos de toma de datos estructurales en la campaña de terreno	23
4.	5. Zona de remoción en el valle del río Michinmahuida	24
4.	6. Afloramiento con fracturas conjugadas	25
4.	7. Planos de falla medidos por Muñoz (2019)	26
4.	8. Estado actual de las laderas del valle del río Amarillo	27
4.	9. Afloramiento en sector costa Chaitén	28
4.	10. Comparación de <i>hillshades</i>	29
4.	11. Mapa de lineamientos	30
4.	12. Mapa de epicentros de sismos sin filtrar	31
4.	13. Sets de datos para evaluación de susceptibilidad volcánica	32
4.	14. Mapa de distribución del dataset 2	35
4.	15. Mapas de los datasets lineales	37
4.	16. Diagrama simplificado de los pasos 1 y 2 del análisis	43
4.	17. Diagrama simplificado de los pasos 3, 4 y 5 del análisis	45
4.	18. Diagrama de flujo detallado	46
5.	1. Mapa de densidad de probabilidad del dataset 1	47
5.	2. Mapa de densidad de probabilidad del dataset 2	48
5.	3. Mapa de densidad de probabilidad del dataset 3	49
5.	4. Mapa de densidad de probabilidad del dataset 4	50
5.	5. Mapa de densidad de probabilidad del dataset 5	51
5.	6. Mapa de densidad de probabilidad del dataset 6	52
5.	7. Mapa de probabilidad ponderada	53
6.	1. Resumen de mapas para discusión	54
6.	2. Mapa del área explorada en terreno	58

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
4.	1. Formato para tabla de datos tipo punto	33
4.	2. Formato para tabla de datos tipo línea	33
4.	3. Clasificación de estructuras según azimut	36
4.	4. Escala de Saaty	39
4.	5. Matriz de comparación de 6x6 factores	40
4.	6. Equivalencias fracción-decimal	40
4.	7. Tabla de verificación de consistencia, caso A	41
4.	8. Tabla de verificación de consistencia, caso B	41
4.	9. Respuestas de la encuesta	42
4.	10. Resultados del criterio de expertos	42

RESUMEN

El volcán Michinmahuida corresponde a un estratovolcán ubicado en la comuna de Chaitén, provincia de Palena, región de Los Lagos, Chile. Entre las localidades cercanas, la ciudad de Chaitén es la más poblada, y se encuentra a unos 20 km al oeste del volcán. Este volcán se caracteriza por una marcada elongación en dirección NE-SW, una estructura caldérica cubierta por un casquete glacial con elevación máxima de ~2.450 m s.n.m. y su emplazamiento sobre la traza principal del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO). En sus alrededores es posible identificar varios centros de emisión menores y depósitos que dan cuenta de su actividad pasada.

El Michinmahuida ocupa el décimo noveno lugar dentro del ranking de riesgo específico de volcanes activos de Chile, lo que le ha situado en la mira de la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV) de SERNAGEOMIN, cuyo equipo de profesionales busca desarrollar su mapa de peligros. La evaluación de peligros volcánicos y el desarrollo de mapas de peligros es una tarea compleja, pues requiere del análisis conjunto de varios factores. En los últimos años, se han propuesto e implementado metodologías para elaborar mapas que permitan evaluar la probabilidad espacial de apertura de nuevos centros eruptivos, denominada susceptibilidad volcánica. En general, estos métodos utilizan diversas variables volcano-estructurales (que puedan tener algún grado de relación o control sobre el volcanismo) para llevar a cabo un análisis multiparamétrico. Este trabajo se ha desarrollado utilizando MatHaz para Matlab (Bertin y otros, 2019), que es un código de tipo abierto, diseñado para realizar evaluaciones espacio-temporales de peligro volcánico a partir de múltiples conjuntos de datos. Luego de modificar el código para trabajar en el área alrededor del volcán Michinmahuida, se creó una base de datos volcano-estructurales para la zona, donde se recopilieron todos los datos disponibles. De ella se seleccionaron y agruparon datos en seis datasets (centros de emisión menores, epicentros de sismos y estructuras N-S, NE-SE, NW-SE y E-W) para ser utilizados en el análisis, que consiste en el cálculo de una función de densidad de probabilidad (FDP) para cada dataset. Estas FDPs se obtienen mediante una estimación de densidad de kernel (EDK). Para integrar las seis funciones, se realiza una combinación lineal, obteniendo una FDP ponderada, donde cada set de datos contribuye a la ponderación según la importancia previamente asignada por un panel de expertos, obtenida en este mismo estudio mediante una encuesta.

Este estudio tiene como resultado un mapa de probabilidades que muestra las zonas con probabilidades altas, moderadas y bajas de apertura de centros de emisión, en base a los datos disponibles para el área. Este mapa puede ser utilizado para evaluar la susceptibilidad volcánica de la zona, aunque se deben tener en consideración algunas limitaciones metodológicas y prácticas que se enfrentaron durante su desarrollo.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Formulación del proyecto

En los últimos años, la evaluación de peligros volcánicos ha adquirido gran importancia a nivel nacional. La entidad encargada del monitoreo volcánico y la evaluación de peligros en Chile es la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV) del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), y una de sus principales herramientas son los mapas de peligros, que derivan del análisis conjunto de distintos fenómenos volcánicos, como la caída de tefra y ceniza, piroclastos balísticos, flujos de lava, lahares, avalanchas de escombros, corrientes de densidad piroclásticas y susceptibilidad de formación de nuevos centros de emisión.

Dada la gran cantidad de volcanes activos, y la dificultad de monitorear y evaluar a cada uno de ellos es que son ordenados en el “Ranking de riesgo específico de volcanes activos de Chile 2023” (SERNAGEOMIN, 2023), donde el volcán Michinmahuida ocupa el décimo noveno lugar del ranking.

El término susceptibilidad volcánica (Martí y Felpeto, 2010) es relativamente nuevo en los estudios volcanológicos, y se utiliza para referirse a la probabilidad espacial de apertura de nuevos centros de emisión. Distintas metodologías para determinar la susceptibilidad volcánica han sido propuestas, todas en general basadas en la asunción de que el lugar de formación de nuevos centros de emisión está estrechamente relacionado al camino que siga el magma durante su ascenso. Estudios realizados en distintas partes del mundo (p. ej. Becerril y otros, 2013; Bertin y otros, 2018; Cappello y otros, 2012; Galindo y otros, 2016) han probado la posibilidad de elaborar mapas de probabilidad espacial de ocurrencia de centros eruptivos futuros.

Es en el marco del proyecto “Mapa de peligros del volcán Michinmahuida” de la Unidad de Geología y Peligros de Sistemas Volcánicos (UGPSV) de SERNAGEOMIN, que se plantea la posibilidad de utilizar la herramienta MatHaz para Matlab (Bertin y otros, 2019) para llevar a cabo un análisis de susceptibilidad volcánica, calculando la probabilidad espacial de formación o reactivación de centros de emisión en el área alrededor del volcán, aportando antecedentes para la construcción del mapa de peligros de la zona.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

- Calcular la probabilidad espacial de formación o reactivación de centros de emisión en el área circundante al volcán Michinmahuida.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Definir las variables volcano-estructurales a considerar en la evaluación de susceptibilidad volcánica en los alrededores del volcán Michinmahuida.
- Recopilar y visualizar espacialmente la información disponible sobre las variables seleccionadas en una base de datos SIG.
- Establecer, mediante una obtención de juicios de expertos, el peso de cada conjunto de datos en la ponderación para obtener el mapa de susceptibilidad.
- Construir un mapa de susceptibilidad volcánica a partir de las funciones de densidad de probabilidad de cada set de datos, combinadas de acuerdo con la ponderación asignada por los expertos.

1.3. Ubicación y vías de acceso

El volcán Michinmahuida, de coordenadas $42^{\circ}48'S$ $72^{\circ}27'W$, se localiza en la provincia de Palena, región de Los Lagos, Chile (Figura 1.1). Forma parte del Parque Nacional Pumalín Douglas Tompkins, y entre sus localidades más cercanas se encuentran El Amarillo, Chaitén, Santa Bárbara, Chana y Caleta Gonzalo. La principal vía de acceso norte parte desde Puerto Montt por la Ruta 7, hasta Caleta La Arena, donde se puede abordar un ferry con destino a Caleta Puelche, para luego continuar por la Ruta 7 hasta Hornopirén, y recorrer en un transbordador los tramos Hornopirén-Caleta Leptepú y Caleta Fiordo Largo-Caleta Gonzalo, desde donde inicia el último tramo por la Ruta 7 hasta la localidad El Amarillo. El acceso desde el sur es también por la Ruta 7 hacia El Amarillo, ubicado aproximadamente 120 km al norte de la localidad de La Junta.

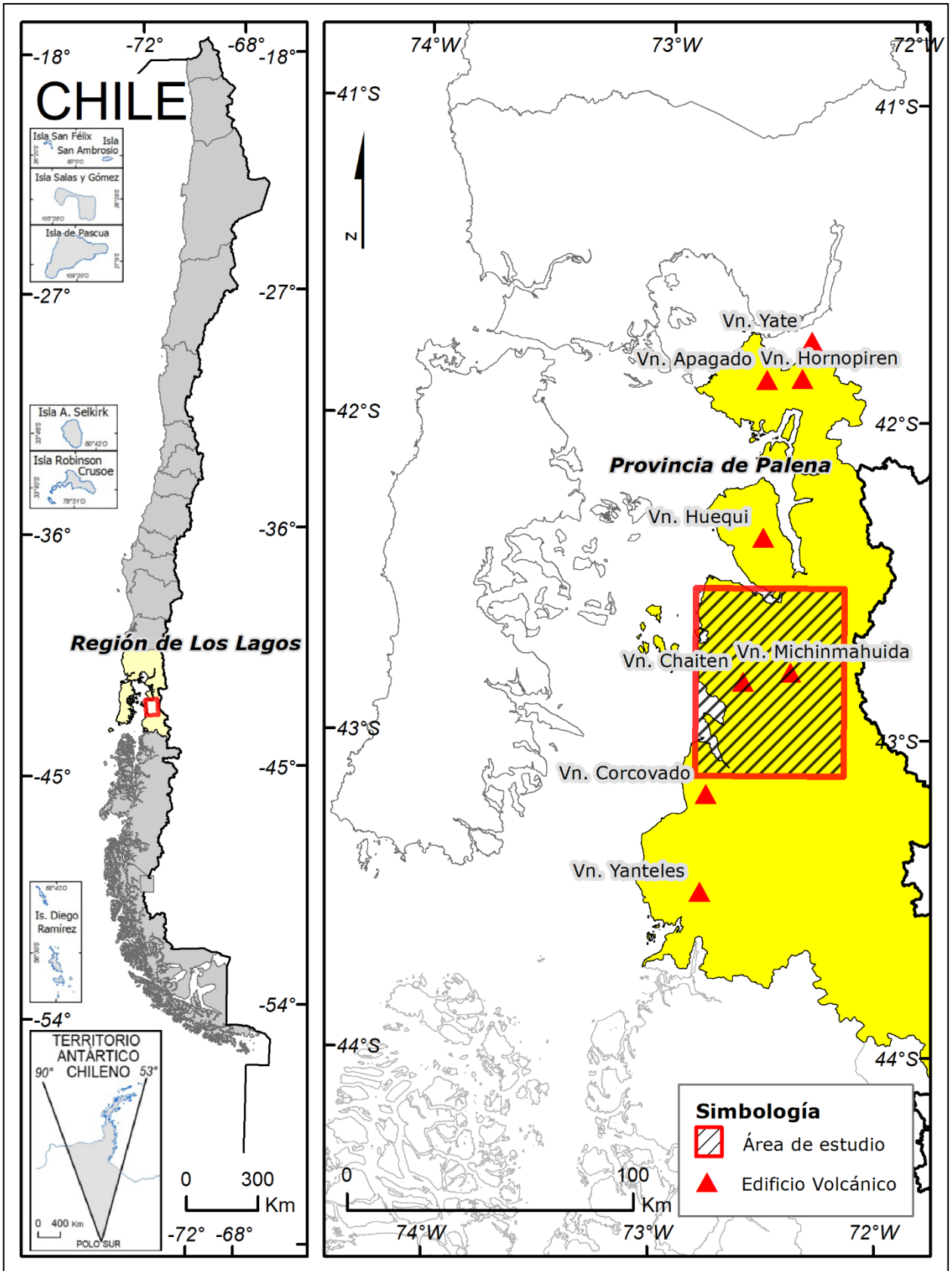


Figura 1.1: Ubicación del área de estudio.

1.4. Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a Constanza Perales Moya, mi profesional guía, por darme la oportunidad de trabajar en un área de la geología que me apasiona. Este trabajo comenzó como una práctica profesional y se terminó convirtiendo en un tema de memoria de título, y en todo momento he contado con su apoyo, contribuciones y comentarios. Agradezco también a mi profesor patrocinante, el Dr. Andrés Tassara Oddo, por el apoyo que me permitió desarrollar este tema de memoria, la certeza de sus comentarios y su buena disposición.

Quienes tienen mi eterna gratitud son mi padre Luis Muñoz Jara y mi madre Anny Muñoz Troncoso, que me acompañaron durante todo el proceso, incluso cuando estuvimos todos viviendo en ciudades distintas, pues siempre encontraron la forma de estar, ya sea con una llamada o un mensaje. Su apoyo en mi recorrido por la universidad ha sido fundamental.

Agradezco también a mi hermana Sinary Muñoz Muñoz, que le ha otorgado dos pequeñas bendiciones a nuestra familia, Francisca Ignacia y Emilia Antonia, que desde que llegaron a este mundo lo han iluminado con sus sonrisas, haciendo de él un lugar más brillante.

A mi grupo de amigos de la universidad, sobre todo a esos eternos compañeros y compañeras de equipo: Kim, Susana, Bruno, Caroe. Los volvería a escoger una y mil veces. Incluso en los momentos más difíciles, la risa siempre nos sacó adelante.

Finalmente, a la Sra. Yessica Rivera, por acogerme y cuidar de mi como una madre durante los años que viví en Concepción.

Estoy muy agradecido.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Generalidades

El volcán Michinmahuida se encuentra ubicado en la comuna de Chaitén, región de Los Lagos, formando parte de la Zona Volcánica Sur Sur (ZVSS; López-Escobar y otros, 1995). Corresponde a un estratovolcán cuyo edificio principal se localiza aproximadamente 20 km al este de la ciudad de Chaitén. Su estratocono principal se encuentra elongado en dirección NE-SW, y tiene una estructura caldérica que está cubierta por un casquete glacial, cuya cumbre alcanza una altitud de aproximadamente 2.450 m s.n.m. y se emplaza sobre la traza principal del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO; Cembrano y otros, 1996). En sus alrededores es posible identificar conos piroclásticos, y varios depósitos que dan cuenta de su actividad eruptiva durante el Holoceno.

El estudio geológico más reciente disponible para la zona es el realizado por Piña-Gauthier y Vega (2010), donde se caracterizan unidades geológicas y rasgos estructurales a escala 1:50.000 (Figura 2.1).

2.2. Rocas metamórficas

Las rocas más antiguas que componen el basamento metamórfico del volcán Michinmahuida corresponden a metarenitas y micaesquistos de bajo a mediano grado de metamorfismo de edad Paleozoico superior (PzTr en Figura 2.1), agrupadas bajo el nombre de “Zócalo Epimetamórfico” por Araya (1979, en Piña-Gauthier y Vega, 2010), y afloran principalmente en el sector occidental y central del área de estudio. Además, se encuentran rocas metamórficas mesozonales pertenecientes al Complejo Metamórfico Amarillo-Puerto Cárdenas, que comprenden micaesquistos y gneises micáceos (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995, en Piña-Gauthier y Vega, 2010). Araya (1979, en Piña-Gauthier y Vega, 2010) describe estas últimas como un conjunto de rocas cataclásticas, y atribuye su génesis a deformación y metamorfismo asociado al SFLO durante el Mioceno. Sin embargo, Hervé y otros (2016) las clasifican como ortogneises que forman parte del Complejo Metamórfico de la Cordillera Principal (CMCP), cuyo protolito habría cristalizado originalmente durante el Devónico, sufriendo posterior deformación y metamorfismo, evidenciado por el crecimiento cretácico de anillos en los zircones estudiados.

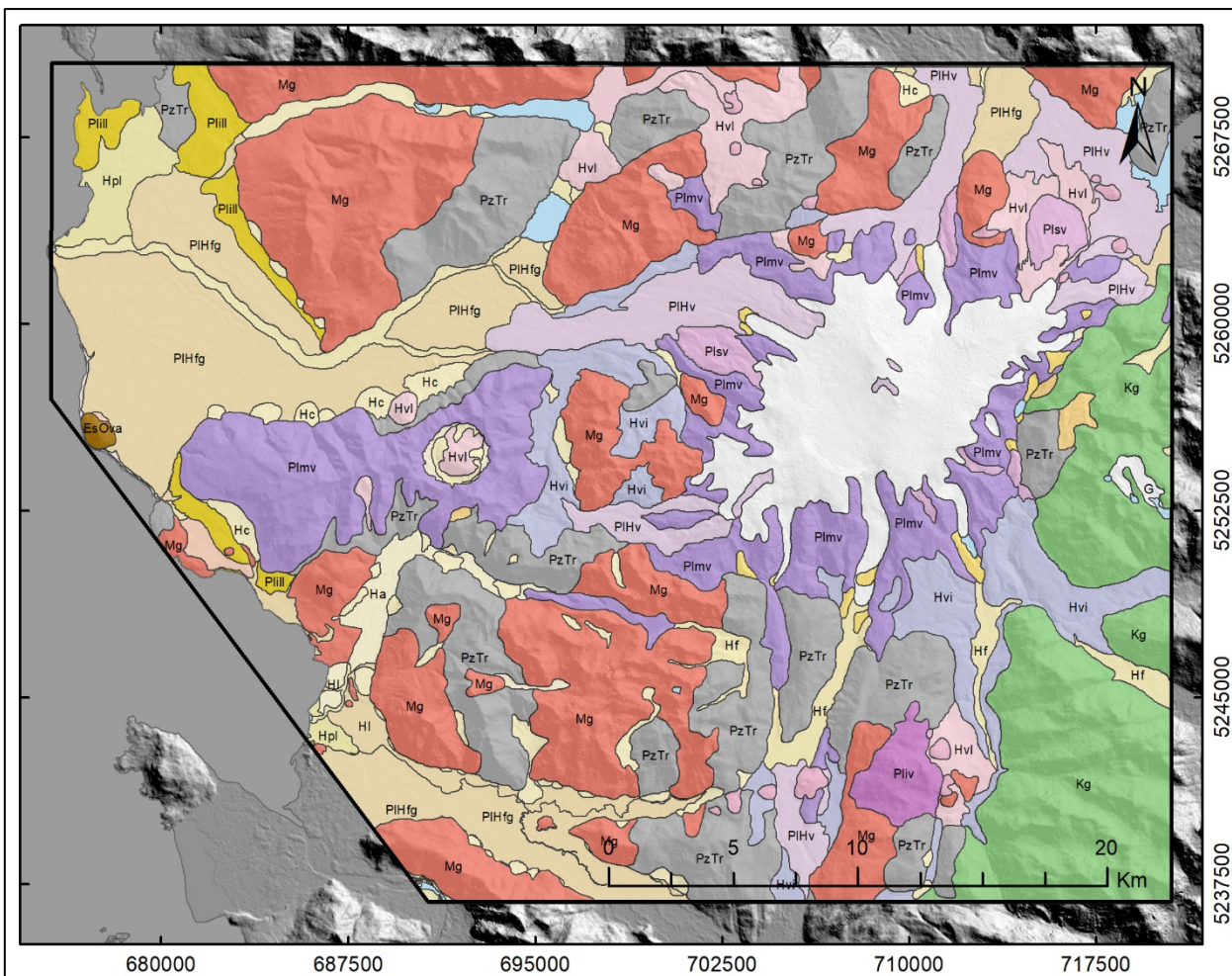


Figura 2.1: Mapa geológico del área. Unidades geológicas extraídas de Piña-Gauthier y Vega (2010).

2.3. Rocas intrusivas

Las rocas plutónicas que afloran en el área de estudio comprenden varias etapas de magmatismo. Las más antiguas se encuentran al noroeste del volcán Michinmahuida, específicamente al este del lago Río Blanco, y corresponden al protolito de gneises granodioríticos emplazados durante el Devónico Inferior (SERNAGEOMIN-BRG, 1995 en Piña-Gauthier y Vega, 2010).

Distribuidas en una franja N-S al este del volcán Michinmahuida, afloran rocas intrusivas de edad Cretácico (Kg en Figura 2.1), que corresponden a una etapa inicial del emplazamiento del Batolito Norpatagónico (Pankhurst y otros, 1992 en Piña-Gauthier y Vega, 2010). En este sector, la unidad está compuesta por tonalitas de biotita, con una incipiente foliación de los filosilicatos (Piña-Gauthier y Vega, 2010).

Distribuidas de forma discontinua de norte a sur, afloran rocas pertenecientes a una etapa más tardía del emplazamiento del Batolito Norpatagónico, que corresponden a granitoides Miocenos (Mg en Figura 2.1), agrupados en: tonalitas foliadas de hornblenda y biotita, y otro grupo de tonalitas de hornblenda y biotita que gradan desde dioritas cuarcíferas, con mayor frecuencia de tonalitas (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995 en Piña-Gauthier y Vega, 2010). Piña-Gauthier y Vega (2010) reconocen tonalitas leucocráticas de anfíbol y biotita a lo largo del valle del río Michinmahuida, subyaciendo a lavas holocenas originadas por centros eruptivos menores.

2.4. Rocas sedimentarias

Las unidades sedimentarias presentes en el área de estudio se describen a continuación, de más antigua a más reciente.

Formación Ayacara-Puduhuapi (EsOva en Figura 2.1; Piña-Gauthier y Vega, 2010), sus rocas afloran al sureste del cerro Vilcún. Se trata de un depósito volcano-sedimentario de tobas riódacíticas y areniscas finas con estructuras de tipo *slump*, en las que no se aprecian relaciones de contacto con otras formaciones. Araya (1979) señala a esta secuencia como Estratos de Puduhuapi, de edad mínima Mioceno medio, que pueden ser correlacionadas con el miembro inferior de la Formación Ayacara (Levi y otros, 1966 en Araya, 1979).

Luego, habría tenido lugar la depositación de los Estratos de Llahuén (Plill en Figura 2.1; Araya, 1979), cuyas rocas afloran principalmente en el sector noroccidental del área de estudio. Se trata de una agrupación de secuencias volcano-sedimentarias de edad Plioceno superior-Pleistoceno, asociada a ambientes marinos poco profundos y representada por conglomerados polimícticos de pocos metros de espesor, que sobreyacen al basamento metamórfico (Piña-Gauthier y Vega, 2010).

Por último, se tienen algunas unidades volcánicas cuaternarias (Moreno, 1995 en Piña-Gauthier y Vega, 2010), que corresponden a flujos de lava y depósitos piroclásticos provenientes de los volcanes Michinmahuida, Chaitén y algunos centros eruptivos menores. Estas unidades poseen distintas edades relativas, las cuales se dividen en cinco grupos:

- a. Secuencias de lavas, brechas, conglomerados volcánicos y tobas de edad Pleistoceno inferior a medio (Pliv en Figura 2.1), asociadas a estratovolcanes altamente erosionados por acción glacial, posiblemente anteriores a las dos últimas glaciaciones.
- b. Flujos de lava, domos y estratovolcanes de edad Pleistoceno superior, muy erosionados por acción de la última glaciación (Plmv en Figura 2.1).
- c. Flujos de lava, domos, estratovolcanes y conos piroclásticos erosionados. Los materiales rellenan valles glaciales, y a su vez, presentan erosión glacial. Su edad es Pleistoceno superior tardío (Plsv en Figura 2.1).
- d. Flujos de lava y centros eruptivos menores postglaciales, algunos de los cuales pueden ser históricos (PIHv en Figura 2.1).
- e. Flujos de lava y conos de piroclastos muy recientes, probablemente con una edad menor a 500 años A.P. (Hvl y Hvp en Figura 2.1).

Además, Moreno (1995) identifica fotogeológicamente dos sectores principales donde se emplazan los centros eruptivos menores: uno a 10 km hacia el noroeste del volcán Michinmahuida, en el cual se reconocen al menos 6 centros de emisión postglaciales; y otro a 15 km al sur del volcán Michinmahuida con 9 centros de emisión con edades desde el Pleistoceno inferior a medio hasta el Holoceno. Además, según el mismo autor, al noreste de la caldera del volcán, se extienden fisuras eruptivas y conos piroclásticos desde los cuales han sido emitidos flujos de lava que represaron el valle del río Reñihue, formando el lago homónimo y los lagos Inferior e Inferior Chico.

2.5. Depósitos no consolidados

Según el trabajo de Araya (1979), los depósitos no consolidados presentes en el área de estudio están constituidos por sedimentos actuales y subactuales de distinto origen (volcánico, fluvial, aluvial, glacial), distribuidos a lo largo de los valles principales del área, correspondientes a los ríos Amarillo, Michinmahuida, Yelcho, Chaitén, Rayas, Blanco y Reñihue.

2.6. Marco geológico estructural

El volcanismo en este segmento ocurre como consecuencia de la subducción imperante en el margen continental occidental, donde la placa oceánica de Nazca subduce bajo la placa continental Sudamericana, que a los 42°S tiene una dirección de convergencia de N78°E y una velocidad promedio de 7,89 cm/a (DeMets y otros, 1994; Tamaki, 1999).

El área de estudio se encuentra además bajo el dominio del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO), uno de los rasgos tectónicos más importantes del área, que se extiende cerca de 1.000 km en dirección ~N10°E (Cembrano y otros, 1996), y controla la ubicación de algunos de los estratovolcanes y cientos de centros eruptivos menores presentes en la región, teniendo incidencia directa en el volcanismo de la zona (Figura 2.2; Cembrano y Lara, 2009; Stern, 2004).

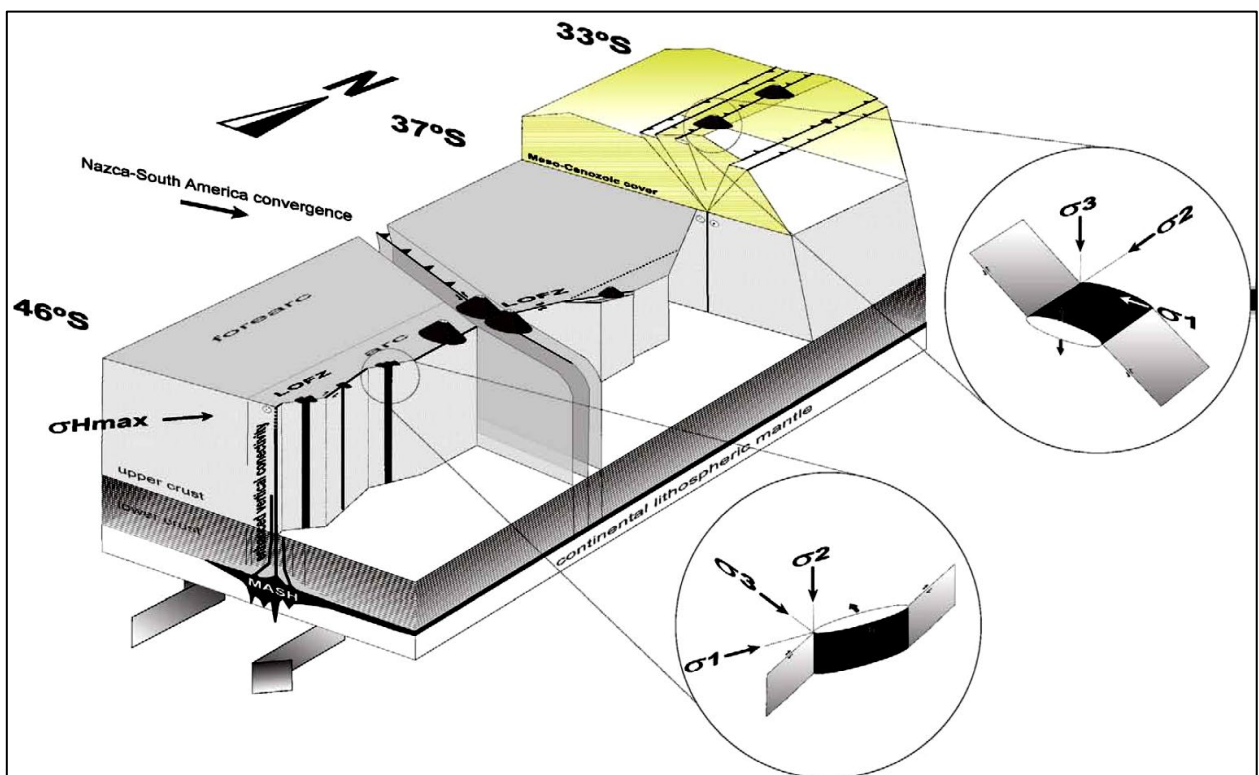


Figura 2.2: Esquema del control volcánico-tectónico en la Zona Volcánica Sur. Muestra los factores de primer y segundo orden que controlan asociaciones volcánico-tectónicas en la ZVS. Extraído de Cembrano y Lara (2009).

Entre los 38°S y los 42,5°S la deformación se encuentra particionada entre fallas inversas y fallas de rumbo (Lavenu y Cembrano, 1999), y se reparte en dos dominios paralelos entre sí, que corresponden a un primer dominio que abarca la zona de antearco, ubicada entre la fosa Perú-Chile

y el límite entre la Depresión Intermedia y la Cordillera de los Andes, y un segundo dominio, que corresponde al arco magmático o intraarco (Figura 2.3; Cembrano y otros, 2007). Respecto a la partición de la deformación y el rol del SFLO en esta, Iturrieta y otros (2017) sugieren que la rama oriental de este sistema acomodaría la transcurrencia mientras la rama occidental la transpresión.

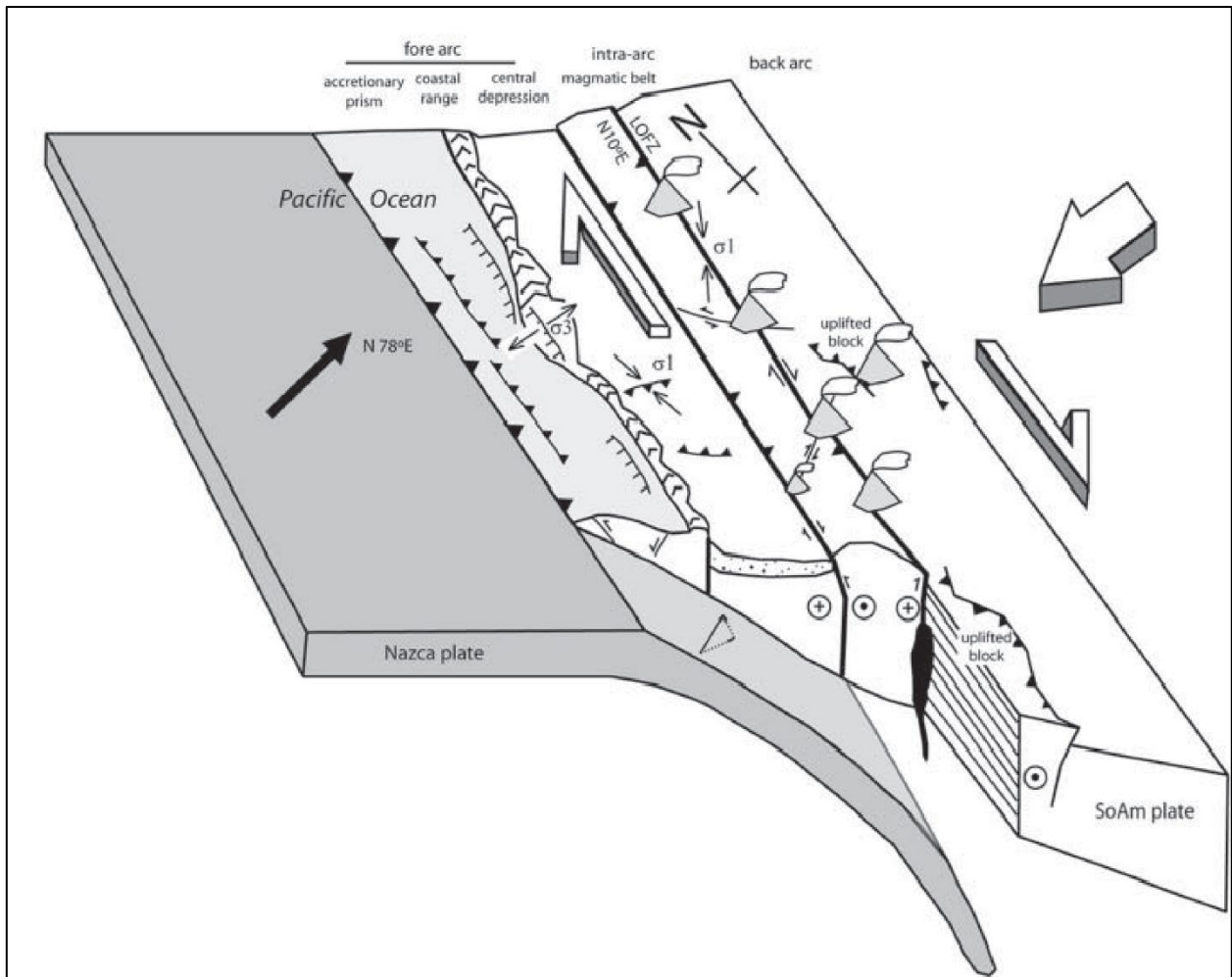


Figura 2.3: Diagrama de la convergencia oblicua en el margen continental. Muestra como la convergencia oblicua es acomodada mediante deformación compresional y transpresional a lo largo y ancho del margen continental. Extraído de Cembrano y otros (2007).

El área de estudio comprende los volcanes Michinmahuida y Chaitén, donde el estudio estructural de Muñoz (2019) sugiere la presencia de dos esfuerzos principales diferentes: el primero se localiza en el sector oriental del área de estudio (sectores Ventisquero El Amarillo y Termas El Amarillo), de σ_1 E-W ($N 81^{\circ}W$), donde los esfuerzos absorben y acomodan la transcurrencia, mientras el segundo se localiza en el sector occidental (sectores aledaños al volcán Chaitén), de σ_1 NE-SW

(N46°E), donde los esfuerzos absorben y acomodan la compresión, transpresión y transtensión. Muñoz (2019) ajusta geoméricamente estos esfuerzos con el modelo Riedel, como se observa en la Figura 2.4, para obtener una representación gráfica de las fallas y su dinámica ajustadas a cada esfuerzo, y se destaca el hecho de que, para ambos esfuerzos, se tienen las mismas estructuras NW-SE almacenadoras y NE-SW movilizadoras de magma (con unos pequeños grados de diferencia) (Muñoz, 2019).

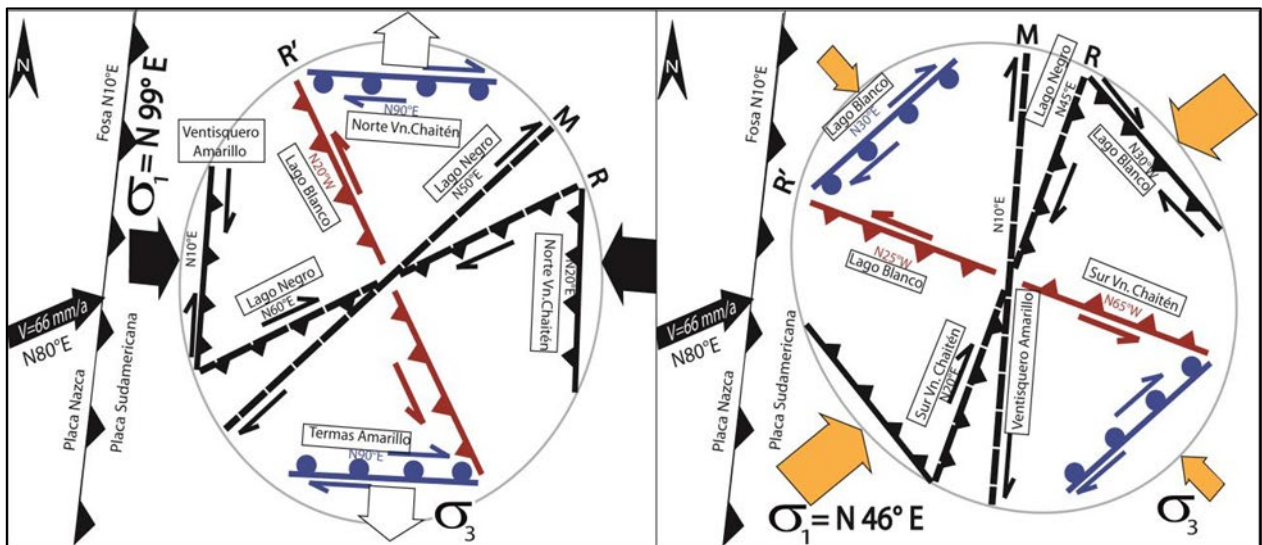


Figura 2.4: Ajuste de esfuerzos con modelo de Riedel. Muestra el ajuste de los esfuerzo obtenidos para el área de estudio. A la izquierda se grafica el esfuerzo E-W y a la derecha el esfuerzo NE-SW. M: plano principal, R: fallas sintéticas y R': fallas antitéticas. Extraído de Muñoz (2019).

El modelo estructural propuesto por Muñoz (2019) considera que en la zona hay fallas que se han formado o reactivado por el proceso actual de subducción oblicua, mientras que otras tendrían su génesis asociada a procesos preandinos, siendo actualmente reactivadas de acuerdo a la convergencia. Este modelo resulta de la integración del mapa estructural de Muñoz (2019) con el modelo de Wicks y otros (2011), y propone la presencia de un reservorio magmático principal a una profundidad de ~20 km bajo el volcán Michinmahuida (Figura 2.5), alojado bajo el SFLO. También considera la existencia de un reservorio más somero (derivado del reservorio principal), con una estructura NNW-SSE a NW-SE bajo el volcán Chaitén que llegaría hasta el Morro Vilcún.

Sánchez-Alfaro y otros (2013) y Pérez-Flores y otros (2016), mencionan la capacidad de las estructuras NW-SE para generar reservorios someros, que en el caso del volcán Chaitén se encontraría a 5-9 km de profundidad y tendría forma de *sill* con manto al ENE (Wicks y otros,

2011). Esta estructura estaría intersectada tanto por una falla de carácter regional de orientación NNE-SSW (paralela a la traza principal del SFLO) como por una estructura NE-SW (Figuras 2.5B y C; Muñoz, 2019), responsable del ascenso magmático que desencadenó la erupción del año 2008, la que Wicks y otros (2011) relacionan con un dique.

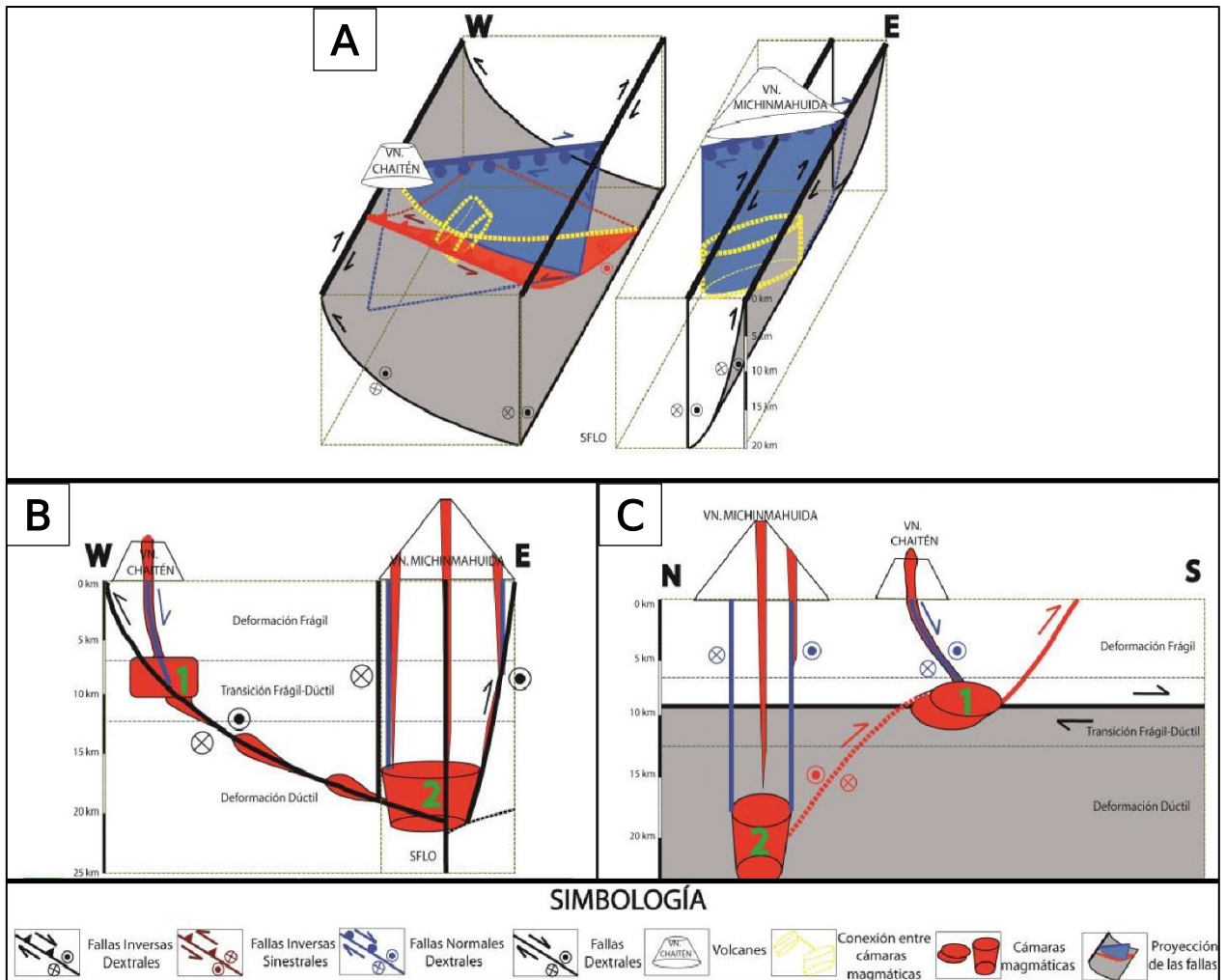


Figura 2.5: Esquema volcano-estructural de los volcanes Mich-Cha. Muestra las principales fallas que habrían participado en la erupción del volcán Chaitén en 2008-2009. Extraído de Muñoz (2019).

2.7. Historia eruptiva

La historia eruptiva de la zona ha sido estudiada y descrita por varios autores (p. ej. Naranjo y Stern, 2004; Corbella y Lara, 2008; Amigo y otros, 2013; Gho, 2019), y consta del registro de episodios eruptivos que han experimentado los volcanes Michinmahuida y Chaitén. En este registro se encuentran principalmente depósitos de caída y de corrientes piroclásticas densas (flujos u oleadas piroclásticas). Los depósitos más proximales al volcán Michinmahuida se encuentran en los valles de los ríos Michinmahuida y Amarillo (al sur y sureste), Rayas y Blanco (al oeste), donde también se encuentran depósitos laháricos. Los productos eruptivos emitidos por el volcán Michinmahuida comprenden un rango composicional entre andesitas basálticas y dacitas, asociados a eventos efusivos y explosivos ocurridos desde el Pleistoceno superior hasta, posiblemente, tiempos históricos (Naranjo y Stern, 2004; López-Escobar y otros, 1993, en Amigo y otros, 2013).

La erupción holocena del volcán Michinmahuida más antigua de la que se tiene registro corresponde a un evento eruptivo de carácter explosivo, ocurrido a los 10,5 -10,2 ka AP (Amigo y otros, 2013), asociado a la generación de la Ignimbrita Amarillo, con un volumen de depósito de al menos 10 km³ (Amigo y otros, 2013), que habría sido generada producto del emplazamiento de una corriente piroclástica densa (Lara y otros, 2009). El período comprendido entre este evento y el presente reúne las erupciones más importantes reconocidas del volcán Michinmahuida. En la Figura 2.6 se observan las erupciones registradas por distintos autores para los centros eruptivos de la ZVSS, donde se reconocen 11 eventos en la tefroestratigrafía para el volcán Michinmahuida y 7 para el volcán Chaitén. En los sectores aledaños al volcán Michinmahuida se encuentran centros eruptivos menores, como conos monogenéticos cuyos productos eruptivos consisten en depósitos de escoria intercalados con los depósitos producidos en erupciones postglaciales tanto del volcán Michinmahuida como del volcán Chaitén, principalmente en los valles de los ríos Amarillo y Michinmahuida (Amigo y otros, 2013).

En cuanto al volcán Chaitén, su ciclo eruptivo más reciente tuvo lugar entre los años 2008 y 2009. Este se destacó por generar una erupción pliniana a subpliniana de aproximadamente dos semanas de duración, donde fueron expulsados 4 km³ de magma riolítico (Lara, 2009) y generó un volumen de 1 km³ de tefra (Watt y otros, 2009). Posteriormente, el volcán Chaitén experimentó una fase

efusiva que duró alrededor de 20 meses, que evacuó un volumen aproximado de $0,8 \text{ km}^3$ de lava riolítica, lo que resultó en la formación de un domo de lava al interior de la caldera del volcán (Major y Lara, 2013).

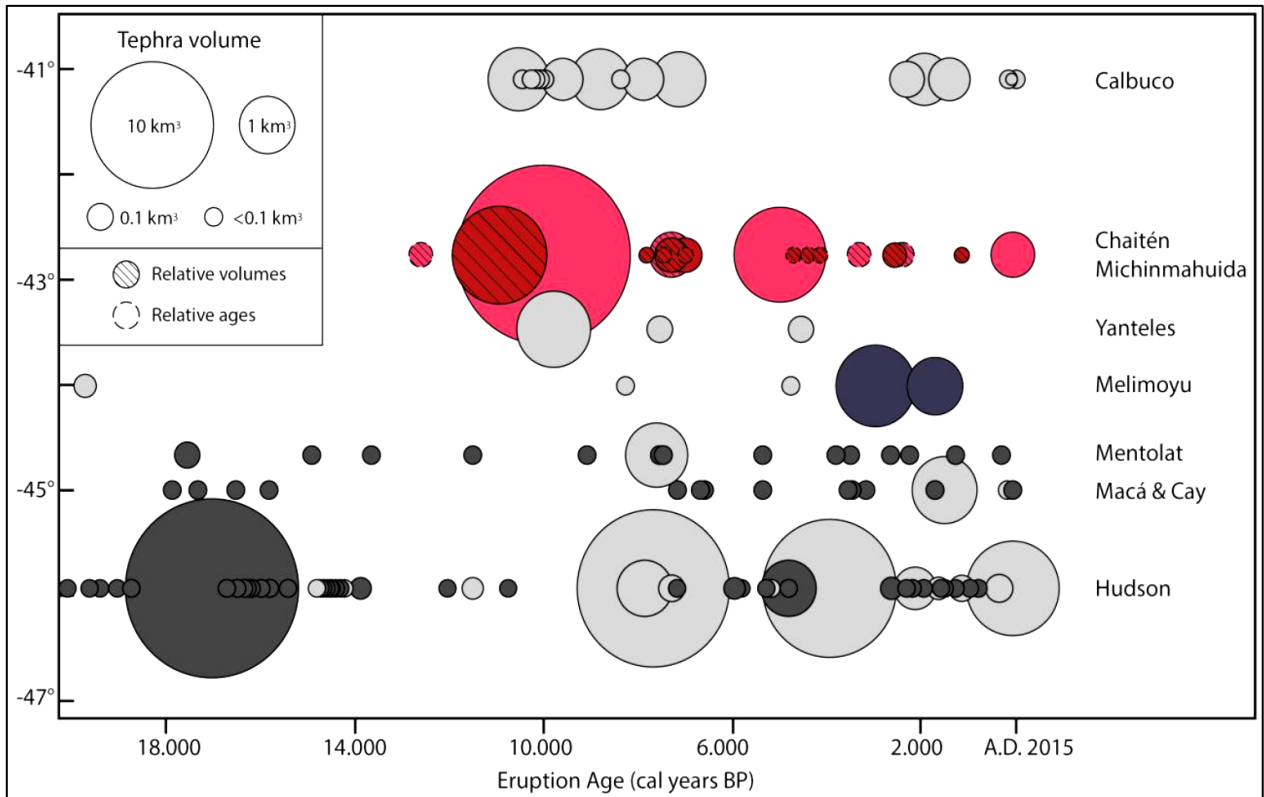


Figura 2.6: Diagrama resumen de erupciones y sus volúmenes estimados. Datos de Michinmahuida (rojo) y Chaitén (rosado). Extraído de Gho (2019).

Respecto a la actividad de los centros eruptivos menores, esta se ve reflejada en depósitos como secuencias rítmicas de caída de escorias y flujos de lava. Los depósitos de caída se encuentran principalmente hacia el sector sur y sureste del volcán, en los valles de los ríos Amarillo, Turbio Grande, Turbio Chico, Michinmahuida y otras quebradas menores. Los flujos de lava están distribuidos en los valles aledaños a centros monogénicos o fisurales tanto al sur (en el valle del Amarillo) como al norte del volcán Michinmahuida.

3. MARCO TEÓRICO

En este capítulo se abordan los fundamentos para la evaluación de susceptibilidad volcánica y algunos conceptos teóricos claves para un estudio enmarcado en el desarrollo de un mapa de peligros volcánico.

La evaluación y el manejo de riesgos volcánicos es un área donde se trabaja con problemáticas científicas, económicas y políticas. La comunidad científica ha trabajado en el desarrollo de herramientas efectivas de predicción, que puedan ayudar tanto en el manejo de crisis como en la planificación territorial y desarrollo sostenible de las regiones. La evaluación de riesgo volcánico es en particular compleja, porque debe incluir diversos factores del peligro como las potenciales zonas a ser afectadas y recurrencias de flujos de lava, caída de tefra y ceniza, piroclastos, sismicidad, remociones en masa, inundaciones, entre otros. En los últimos años ha habido considerables avances en la ciencia respecto a la evaluación de peligros volcánicos, gracias al rápido progreso de los sistemas de información geográfica (SIG) y la capacidad de emplear modelos computacionales cada vez más poderosos en los estudios (Felpeto y otros, 2007).

La evaluación de peligros volcánicos a largo plazo y la construcción de mapas de peligros es una tarea fundamental en la volcanología moderna, pues estos mapas han demostrado ser una herramienta útil para la comunicación de los científicos con la comunidad, autoridades y entidades a cargo de la planificación territorial y el manejo de emergencias, ya que resumen información derivada del análisis de varios fenómenos en una simple zonificación cualitativa de peligros (Amigo, 2021; Marzocchi y otros, 2008; Bartolini y otros, 2013). Mediante la revisión de 120 mapas de peligro, tanto impresos como en formato digital, Calder y otros (2015) reconocen al menos cinco tipos de mapa predominantes (Figura 3.1), categorizados según el tipo de información que incorporan y cómo se transmite.

La mayoría de los modelos de simulación numérica utilizados en la evaluación de peligros volcánicos requieren especificar una ubicación para la fuente de emisión, pues los escenarios eruptivos e impactos potenciales dependen de las características geográficas y demográficas del centro de emisión y sus alrededores. Por lo tanto, conocer dónde se localizará el próximo centro eruptivo forma parte importante en la evaluación y construcción de mapas de peligros volcánicos.

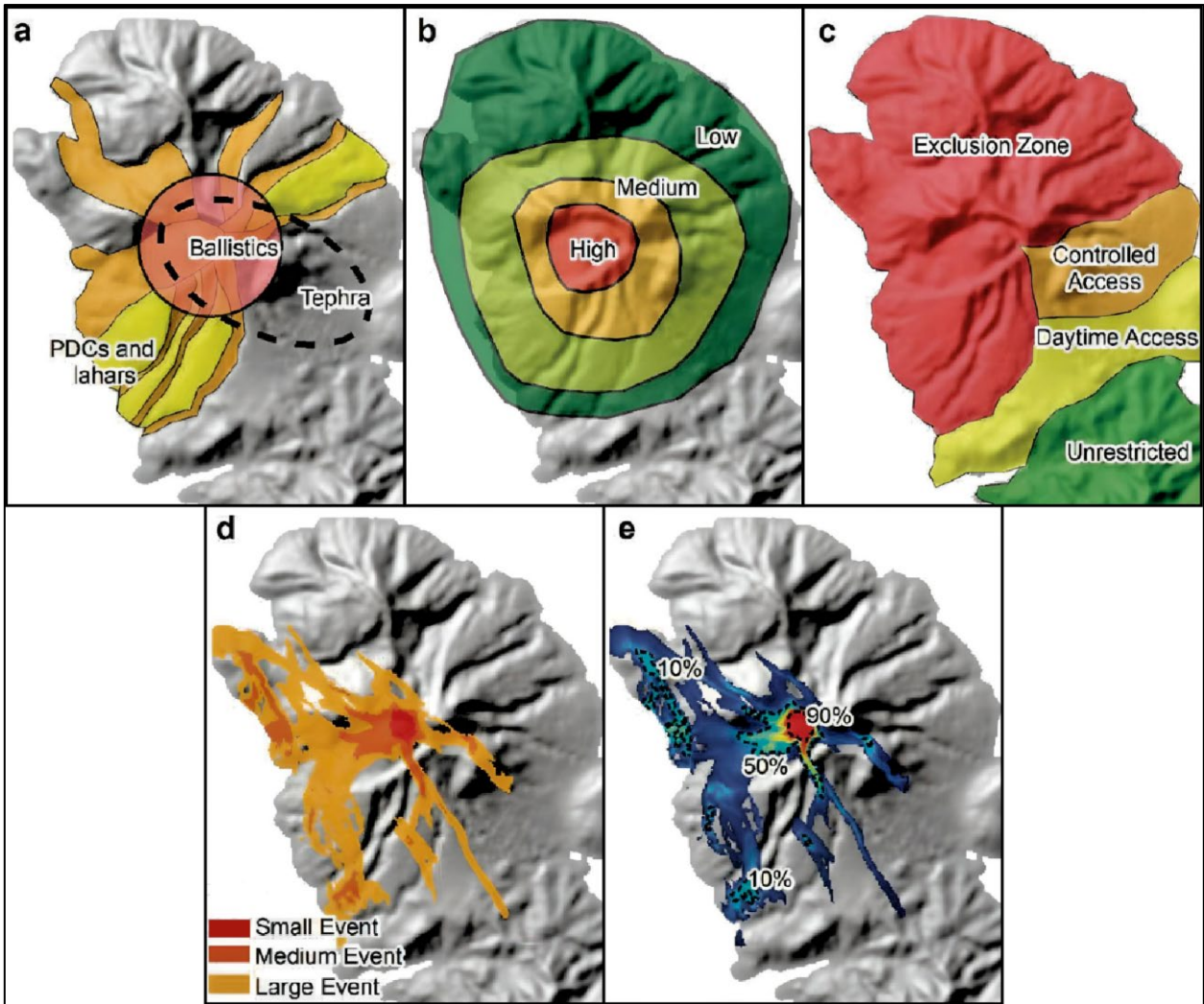


Figura 3.1: Principales tipos de mapas de peligro volcánico. a) Basado en la geología. b) Cualitativo integrado. c) Basado en modelamientos. d) Probabilístico. e) Administrativo. Extraído de Calder y otros (2015).

Un centro de emisión es formado al producirse la apertura de un conducto volcánico en la superficie terrestre, y se denomina cono o volcán monogenético cuando se trata de un edificio volcánico construido por el o los productos de una erupción o una sola fase eruptiva. Sus dimensiones son variables, pero usualmente poseen menos de 2.000 m de diámetro basal y menos de 200 m de altura. Su actividad puede durar desde algunos días a décadas, con relativamente baja energía de erupción y un volumen limitado de productos, características que, junto a las dimensiones, se usan como criterio para su definición (Németh, 2010; Németh y Kereszturi, 2015).

Los volcanes suelen hacer erupción desde su conducto central, sin embargo, muchas erupciones ocurren en centros de emisión ubicados en los flancos del edificio volcánico. En volcanes como

Kilauea, Stromboli, Vesubio y Etna la ocurrencia de erupciones laterales es igual o incluso mayor que la de erupciones desde el conducto principal (Holcomb, 1987; Neri and Acocella 2006; Acocella y otros, 2006, 2009; Neri y otros, 2011; Cappello y otros, 2012). Pronosticar la posible ubicación de erupciones laterales es un desafío importante, tanto para mejorar nuestro entendimiento sobre los procesos volcánicos como para lograr evaluaciones de peligros asociados a flujos de lava de forma exitosa (Newhall, 2000; Sparks, 2003; Behncke y otros, 2005; Crisci y otros, 2010; Cappello y otros, 2011, 2012; Bonaccorso y otros, 2011; Ganci y otros, 2012).

La probabilidad de que en un determinado punto de la superficie terrestre se hospede un nuevo centro de emisión se denomina susceptibilidad volcánica (Martí y Felpeto, 2010) y no es necesariamente la misma en toda el área alrededor del volcán, por lo que habrá zonas más o menos susceptibles. Si pudiéramos conocer con certeza el camino que seguirá el magma desde su reservorio hasta la superficie, seríamos capaces de identificar la posición exacta del futuro centro de emisión, pero no hay forma directa de determinarlo, pues esto requeriría un conocimiento tridimensional detallado de las estructuras geológicas y del campo de esfuerzos actual al interior de la corteza (Bartolini y otros, 2013; Becerril y otros, 2013).

Ante esta problemática, en los últimos años la comunidad científica ha discutido sobre la posibilidad de utilizar la localización de centros de emisión y la disposición de las estructuras geológicas, es decir, la configuración estructural de la zona para estimar la susceptibilidad volcánica. La localización de centros de emisión se utiliza bajo la asunción de que nuevos centros no se formarán lejos de los ya existentes (Martin y otros, 2004; Jaquet y otros, 2008; Bartolini y otros, 2013). Además, la disposición de estructuras preexistentes se utiliza bajo la premisa de que las fallas y fracturas presentes en la corteza pueden actuar como rutas de ascenso para el magma, lo que plantea un posible control de las estructuras geológicas y el campo de esfuerzos regional sobre la expresión superficial del volcanismo en la zona (Connor y otros, 2000; Tibaldi y otros, 2010; Cembrano y Lara, 2009; Nakamura, 1977). En la Figura 3.2 se muestran dos posibles configuraciones para el camino de ascenso de magma vía fallas inversas y transcurrentes en un ambiente tectónico compresivo (Tibaldi y otros, 2017). De hecho, es probable que las fallas maestras que forman parte del SFLO sean capaces de conectar la zona MASH o incluso la cuña astenosférica con la superficie (Cembrano y Lara, 2009).

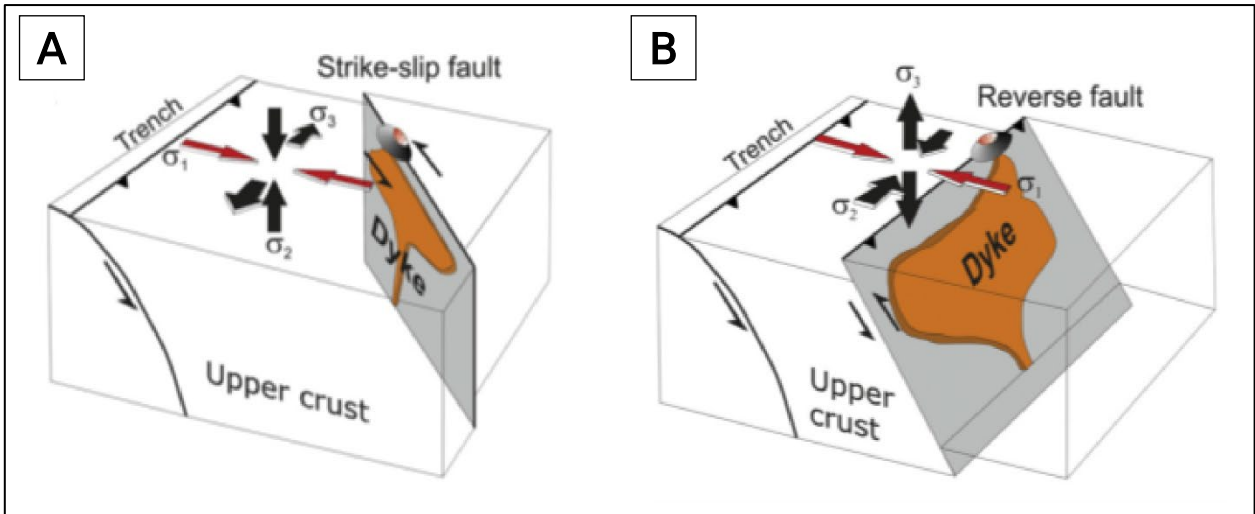


Figura 3.2: Esquema de orientación de caminos de ascenso de magma. Muestra la posible orientación de los caminos de ascenso de magma en un ambiente tectónico compresivo. A) El magma utiliza un plano de falla transcurrente como camino, oblicuo al rumbo de la fosa y a la dirección de convergencia de placas. B) El magma utiliza un plano de falla inverso como camino para su ascenso. Extraído de Tibaldi y otros (2017).

En los últimos años, se han desarrollado e implementado diferentes métodos para integrar múltiples sets de datos y producir mapas de densidad espacial que muestren una estimación de la probabilidad de localización de futuros centros de emisión (p. ej. Alcorn y otros, 2013; Bartolini y otros, 2014, 2015; Becerril y otros, 2013, 2014, 2017; Bertin y otros, 2019; Cappello y otros, 2012, 2013; El Difrawy y otros, 2013; Gallant y otros, 2018; Jiménez y otros, 2018). La mayoría de sus enfoques aplican un tratamiento estadístico similar de la información volcano-estructural, por ejemplo, Martí y Felpeto (2010) proponen una evaluación multi-criterio de susceptibilidad, donde la información volcano-estructural es dividida en sets de datos y convertida en funciones de densidad de probabilidad (FDP), que luego son ponderadas mediante la asignación de valores de relevancia a los distintos sets de datos.

Es importante recalcar que el resultado de estos estudios es un mapa de susceptibilidad, no un mapa de peligros, por tanto, solo se identifican las áreas susceptibles de hospedar nuevos centros de emisión, no las consecuencias de estos posibles eventos. Aun así, estimar la distribución probable de futuros centros de emisión es un primer paso en la evaluación de peligros volcánicos (Cappello y otros, 2012).

Bertin y otros (2019) presentan un código computacional de tipo abierto, para realizar evaluaciones de probabilidad espacial y temporal de peligrosidad volcánica. Se trata de MatHaz, cuyo

funcionamiento se divide en tres pasos. El formato del código permite su aplicación en cualquier región del mundo, sin importar su extensión, tipo o la cantidad de datos disponibles. En este estudio se busca implementar Mathaz para identificar las zonas más probables de formación de futuros centros de emisión en los alrededores del volcán Michinmahuida, lo que implica un gran desafío, debido a las limitaciones en la información disponible. Aun así, es posible hacer un análisis preliminar, sentando una base sobre la cual poder trabajar a futuro, ya sea con nuevas metodologías o con una base de datos más amplia.

Además del mapa de susceptibilidad, otro de los resultados de este estudio es la base de datos volcano-estructurales para el volcán Michinmahuida y alrededores, donde se registran centros de emisión, fallas, fracturas y lineamientos obtenidos mediante mediciones en terreno, literatura, trabajo en *software* SIG y revisión de mapas geológicos.

4. METODOLOGÍA

Este estudio tiene por objetivo la elaboración de un mapa de susceptibilidad volcánica. Para ello, se realiza un análisis multicriterio de datos volcano-estructurales, con el fin de estimar una función de densidad de probabilidad (FDP) ponderada, que muestre las probabilidades de distribución espacial asociadas a los datos ingresados. La metodología de este estudio considera el análisis mediante *software* y la aplicación de una encuesta, utilizando el proceso analítico jerárquico para la obtención de juicios de expertos. Esta metodología ha sido aplicada en estudios anteriores (p. ej. Bertin y otros, 2019; Cappello y otros, 2012; Martí y Felpeto, 2010), y los aspectos clave de las distintas etapas del proceso de elaboración del mapa de probabilidades son detallados en este capítulo. En la Figura 4.1 se observa un diagrama de flujo sencillo de los pasos clave para obtener la FDP ponderada, donde primero se elabora una base de datos, luego se seleccionan los datos para el análisis y se realiza una obtención de juicio de expertos, para finalmente llevar a cabo el análisis de susceptibilidad.

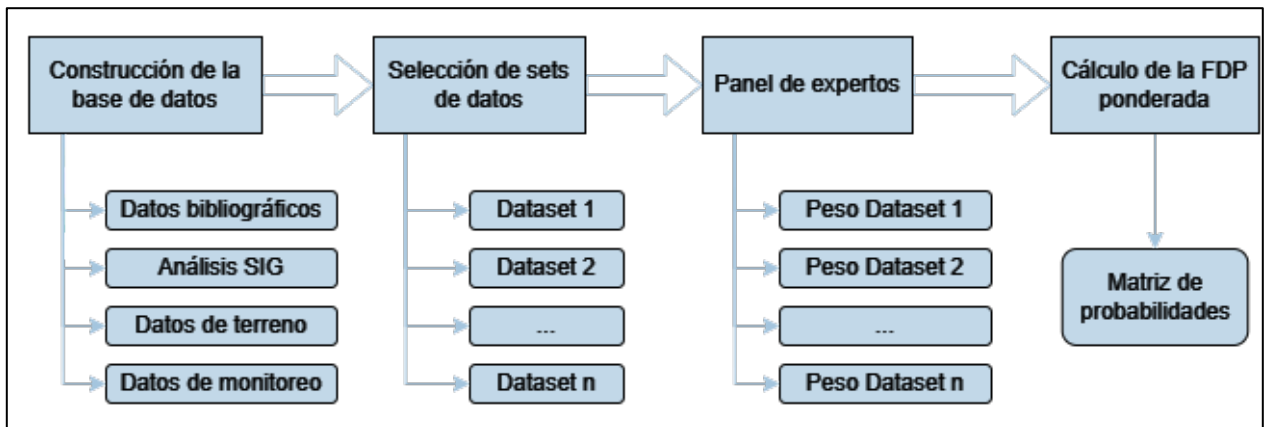


Figura 4.1: Diagrama de flujo de trabajo. Muestra el flujo de la metodología del estudio, desde la elaboración de la base de datos hasta la obtención de resultados.

4.1. Recopilación de datos

Los factores potencialmente útiles para realizar un análisis de probabilidad espacial son todos aquellos datos volcano-estructurales que, en teoría, puedan estar relacionados a la apertura o reactivación de centros de emisión. Para obtener estos datos se realiza una revisión bibliográfica para recopilar datos estructurales, se analiza el área mediante *software* SIG, se levantan datos en terreno y se solicitan datos de monitoreo que puedan ser de utilidad al Observatorio Vulcanológico

de los Andes del Sur (OVDAS-SERNAGEOMIN). Los datos recopilados se describen a continuación:

4.1.1. Centros de emisión menores

En el área de estudio se reconocen 12 centros de emisión menores (CEM). Corresponden a 12 conos monogénéticos dispuestos en los alrededores del edificio volcánico principal, cuya distribución se observa en la Figura 4.2. Estos datos se obtienen de la revisión bibliográfica, en base al texto de Moreno (1995), el mapa geológico de Piña-Gauthier y Vega (2010) e información proporcionada por la RNVV.

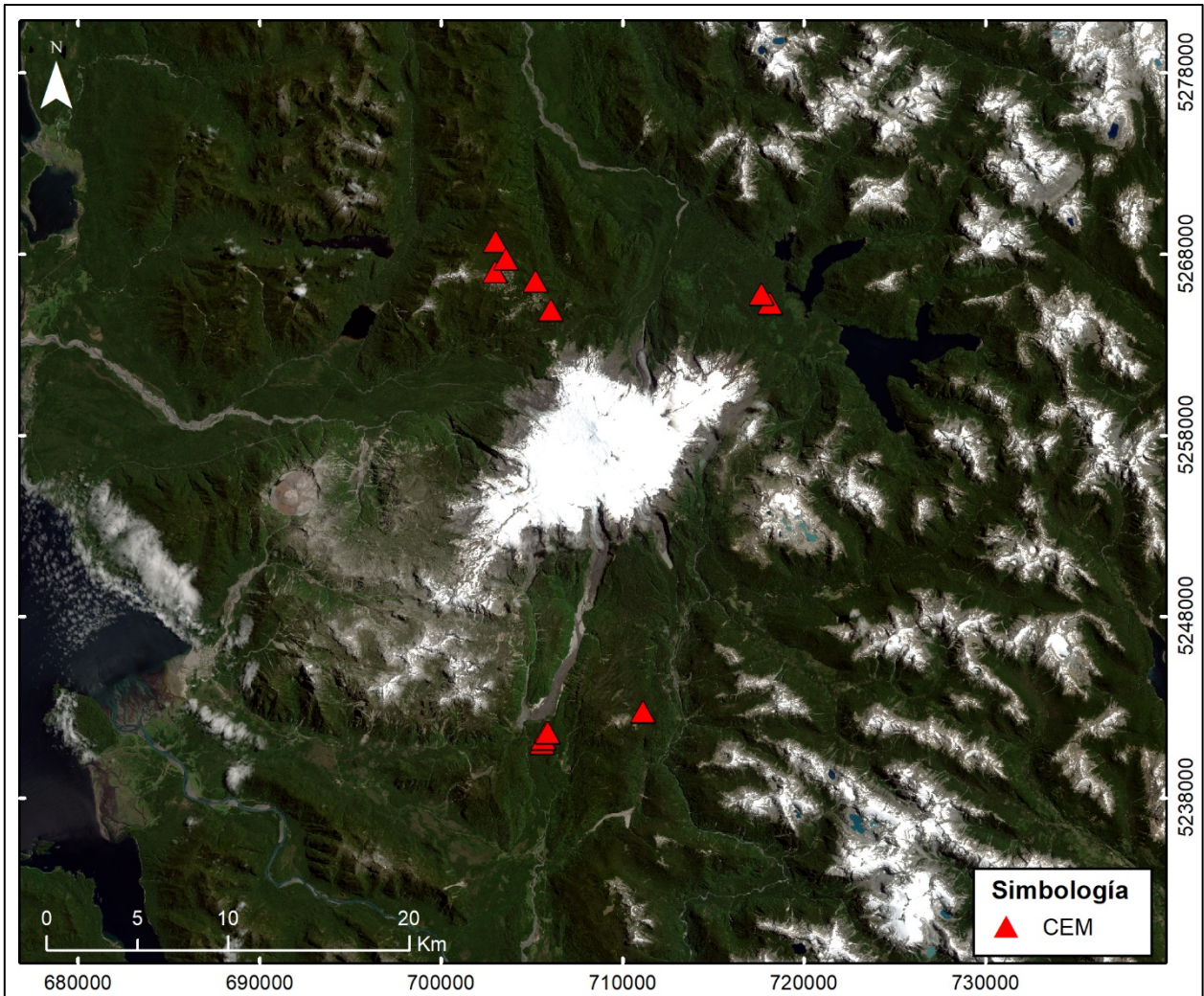


Figura 4.2: Mapa de distribución de centros de emisión menores.

4.1.2. Fallas

El trabajo geológico estructural más reciente para el área de estudio corresponde a Muñoz (2019). En su campaña de terreno, levanta un total de 78 datos de falla (Figura 4.3) pertenecientes principalmente a las zonas S, SW, W y NW del área, siempre al borde de caminos principales, a excepción de los datos tomados a lo largo del valle del río Amarillo.

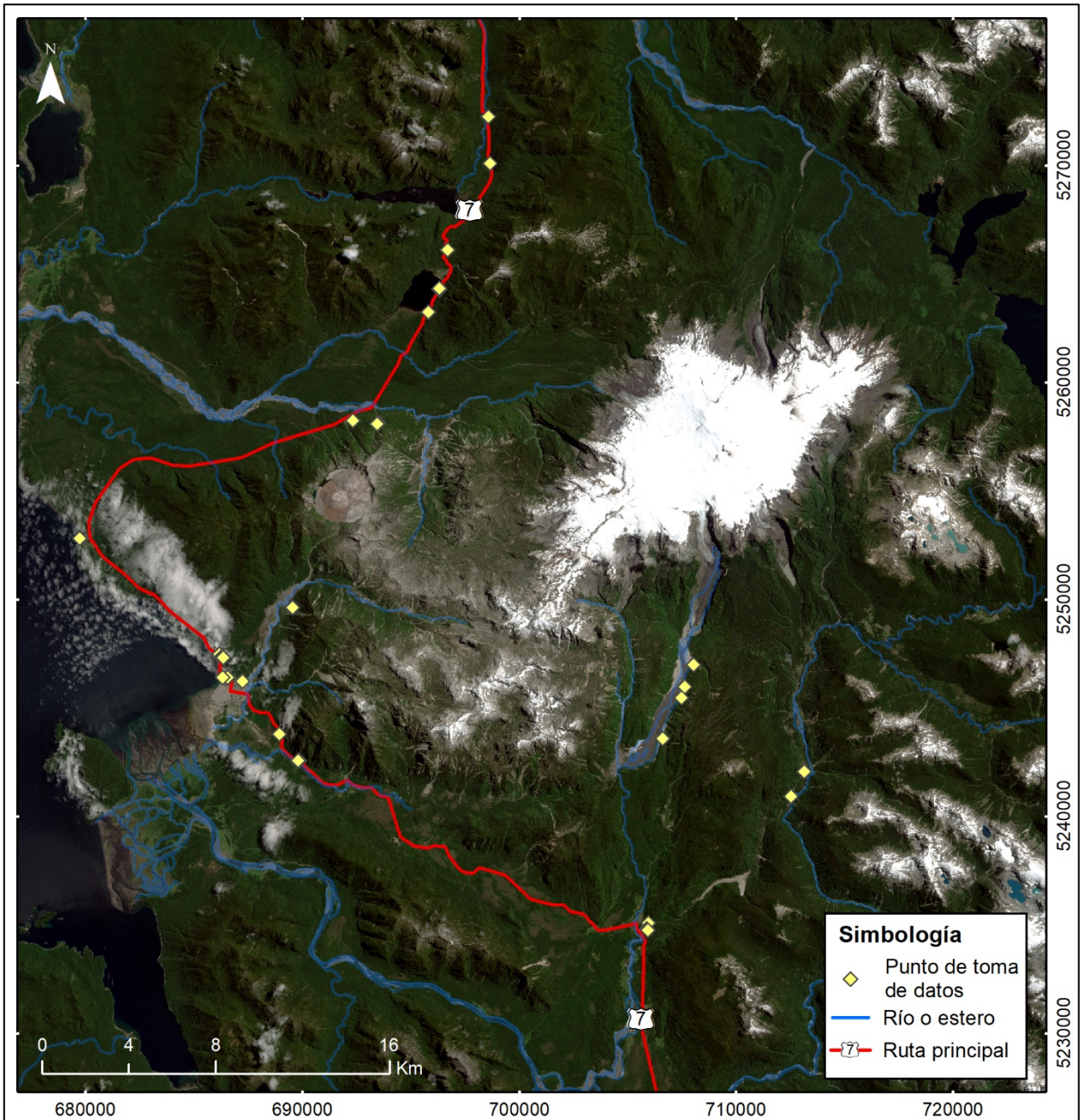


Figura 4.3: Ubicación de fallas medidas por Muñoz (2019).

4.1.3. Otras estructuras

En la campaña de terreno se recorrió el área de estudio entre los días 04/05/2022 al 06/05/2022. El objetivo fue el reconocimiento del área y la toma de datos. En la planificación de puntos de interés se dio prioridad a las zonas afectadas por remociones de masa, que hayan ocurrido posterior a la campaña de terreno de Muñoz (2019), esto con el objetivo de complementar la base de datos con mediciones estructurales en rocas del basamento que hayan quedado expuestas. Los puntos de toma de datos se observan en la Figura 4.4.

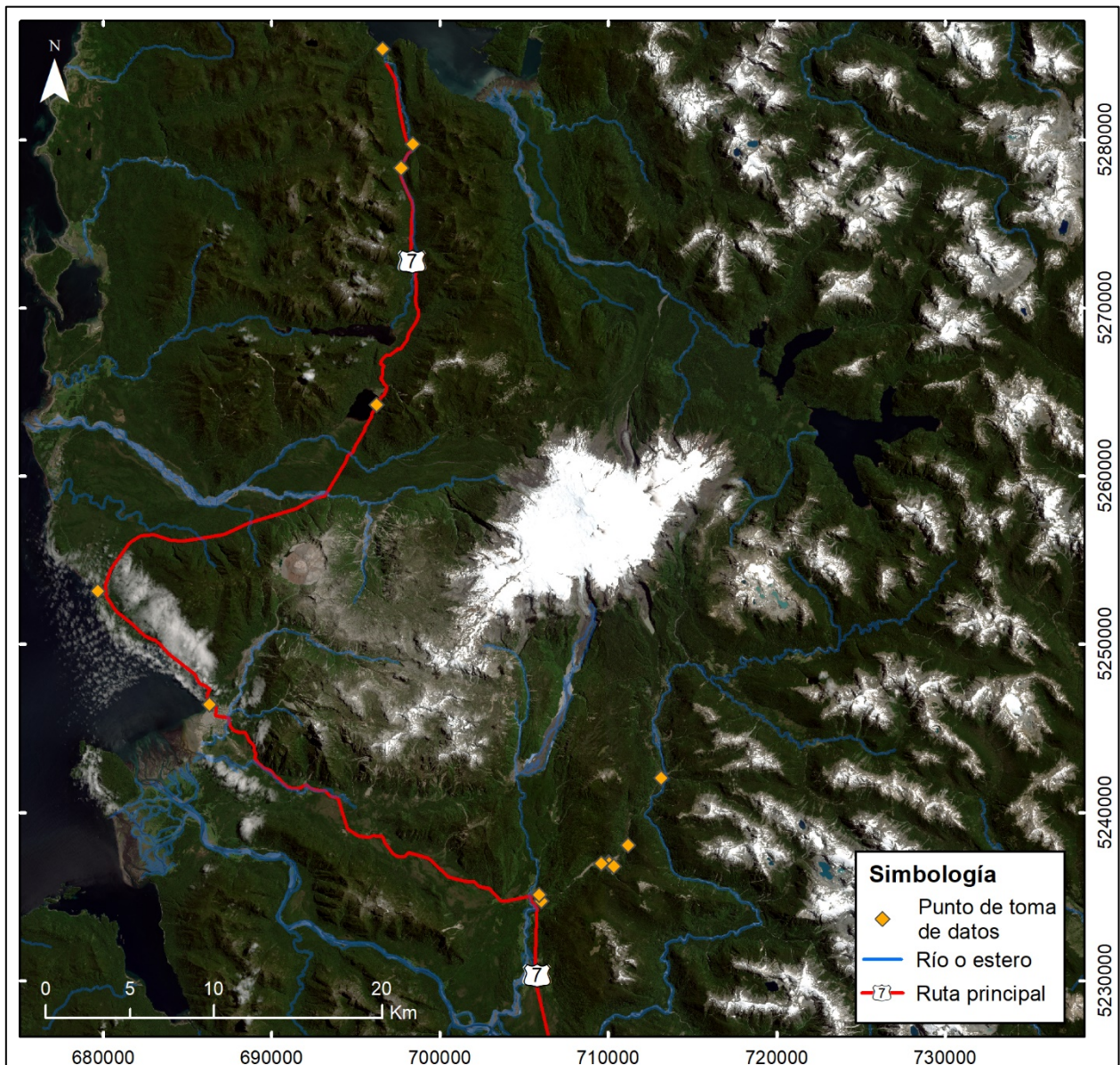


Figura 4.4: Puntos de toma de datos estructurales en la campaña de terreno.

El primer día se recorrió el tramo de la Ruta 7 que avanza desde Lago Yelcho hasta El Amarillo, y los valles de los ríos Michinmahuida, Turbio Chico y Turbio Grande. Esta área se encuentra alrededor de una de las trazas del SFLO que atraviesa en dirección N-S por debajo del volcán Michinmahuida. En las imágenes satelitales post-2019 se aprecian cicatrices de remoción en los bordes de estos valles, y en terreno, las remociones (Figura 4.5) han dejado expuestas rocas del basamento.



Figura 4.5: Zona de remoción en el valle del río Michinmahuida.

A lo largo de estos valles se registra la orientación de varias fracturas, aunque en general, los afloramientos se encuentran fuertemente meteorizados, o incluso, nuevamente cubiertos por tierra y vegetación. Son escasos los afloramientos de fácil acceso que tienen estructuras registrables (p. ej. Figura 4.6). No fue posible medir índices cinemáticos, por lo que no se puede determinar si estas fracturas corresponden o no a fallas.



Figura 4.6: Afloramiento con fracturas conjugadas.

Durante el primer día se avanzó aproximadamente 24 km desde la localidad El Amarillo río arriba junto al río Michinmahuida, donde se llegó al final del camino que se puede recorrer en camioneta. El segundo día se revisitó el valle del río Michinmahuida, tomando medidas en los puntos que no se alcanzaron a trabajar el primer día. En el camino se encontraron planos de falla registrados en el estudio de Muñoz (2019; Figura 4.7).

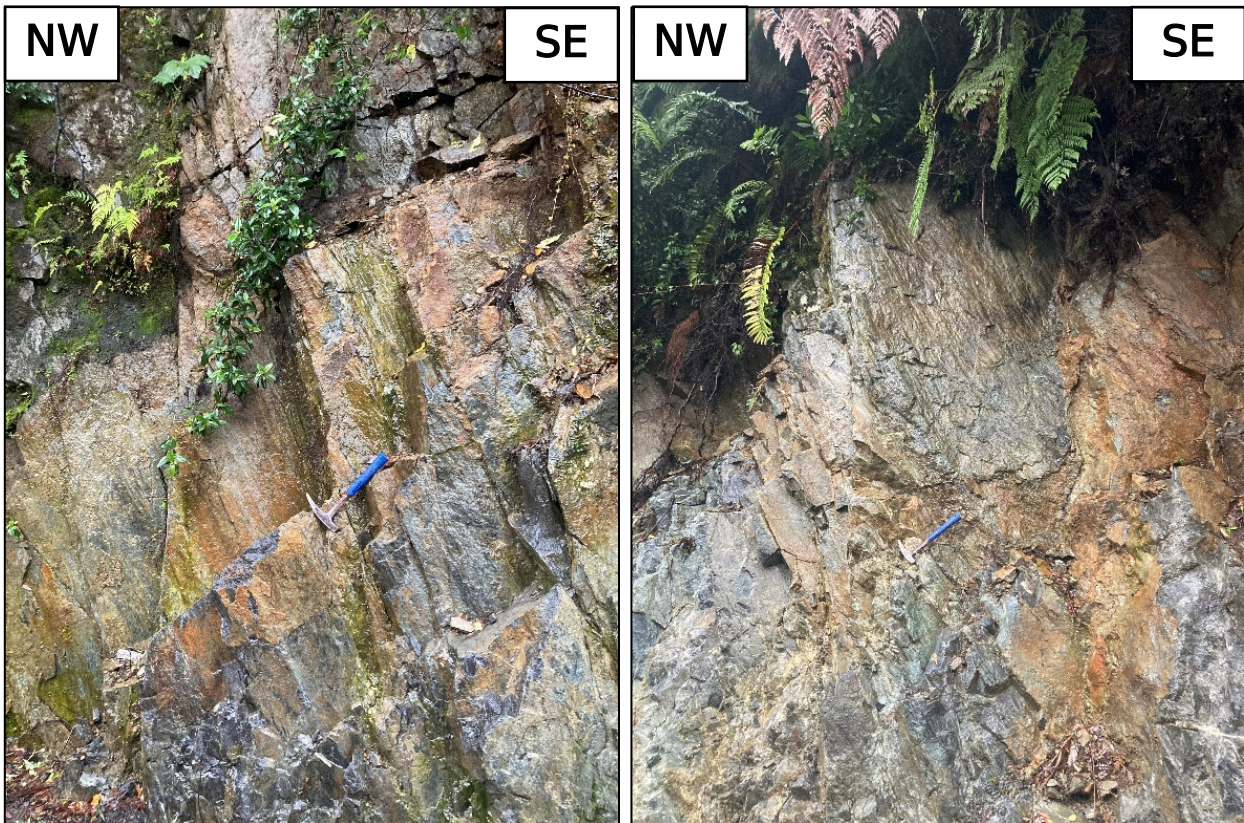


Figura 4.7: Planos de falla medidos por Muñoz (2019). Revisitados durante la campaña de terreno.

Además, se recorrió el valle del río Amarillo, para lo cual fue necesario ingresar al Parque Nacional Pumalín Douglas Tompkins, cuyo acceso principal es controlado por guardaparques de CONAF y se encuentra cerca de la intersección de las rutas 7 y W-887. Desde ahí se recorrió en camioneta hasta el “Camping Ventisquero”, desde donde se avanzó a pie más de 3 km en dirección NE, bordeando el río Amarillo, con el objetivo de buscar afloramientos en los que tomar más medidas. Las laderas del valle se encontraban cubiertas por densa vegetación y el cauce del río Amarillo dificultó continuar el ascenso (Figura 4.8), por lo que no hubo éxito en la búsqueda de afloramientos de basamento.

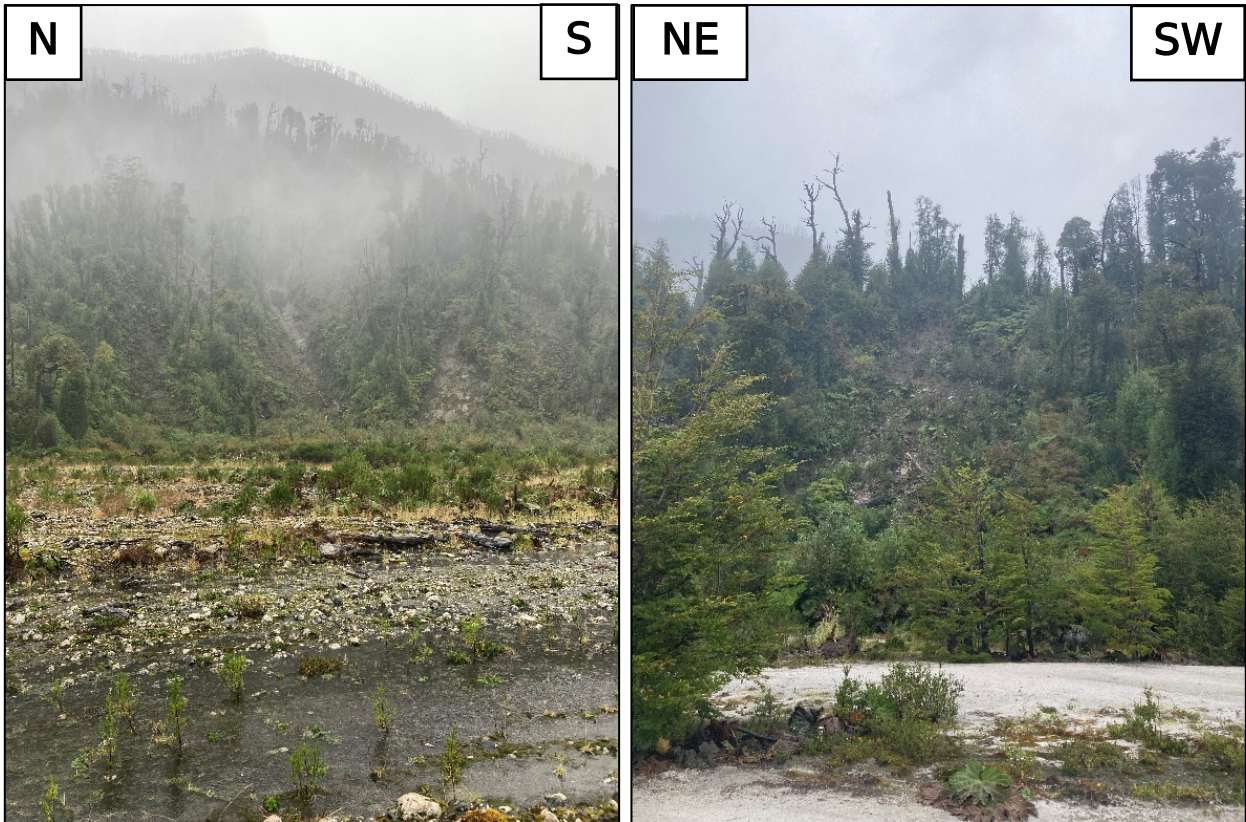


Figura 4.8: Estado actual de las laderas del valle del río Amarillo.

El tercer día se recorrió el segmento de la Carretera Austral que va desde Chaitén hasta Caleta Gonzalo, para visitar los sitios estructurales “Sur Vn. Chaitén”, “Costa Chaitén” y “Norte Vn. Chaitén-Lagos” definidos en el trabajo de Muñoz (2019) y buscar afloramientos que hayan quedado expuestos desde entonces, ya fuera por remociones o por trabajos en el camino.

Se midieron fracturas en varios puntos a lo largo de todo el tramo desde Caleta Gonzalo hasta Chaitén. En la Figura 4.9 se muestran algunas de las fracturas medidas en el sector costero cercano a Chaitén. En este sector aflora un granitoide de composición tonalítica, fuertemente diaclasado en el que se reconocen dos familias principales de diaclasas, una de rumbos NW-SE y manteos hacia el NE, y otra de rumbos NE-SW y manteos hacia el SE.

Los sectores N, NE, E y SW del volcán no son accesibles en camioneta, por lo que no pudieron ser visitados. Durante la campaña de terreno se enfrentaron desafíos como el difícil acceso a ciertas áreas, la baja calidad de los afloramientos, condiciones atmosféricas adversas y el acotado itinerario. En total, se recopilaron las orientaciones de 137 fracturas.

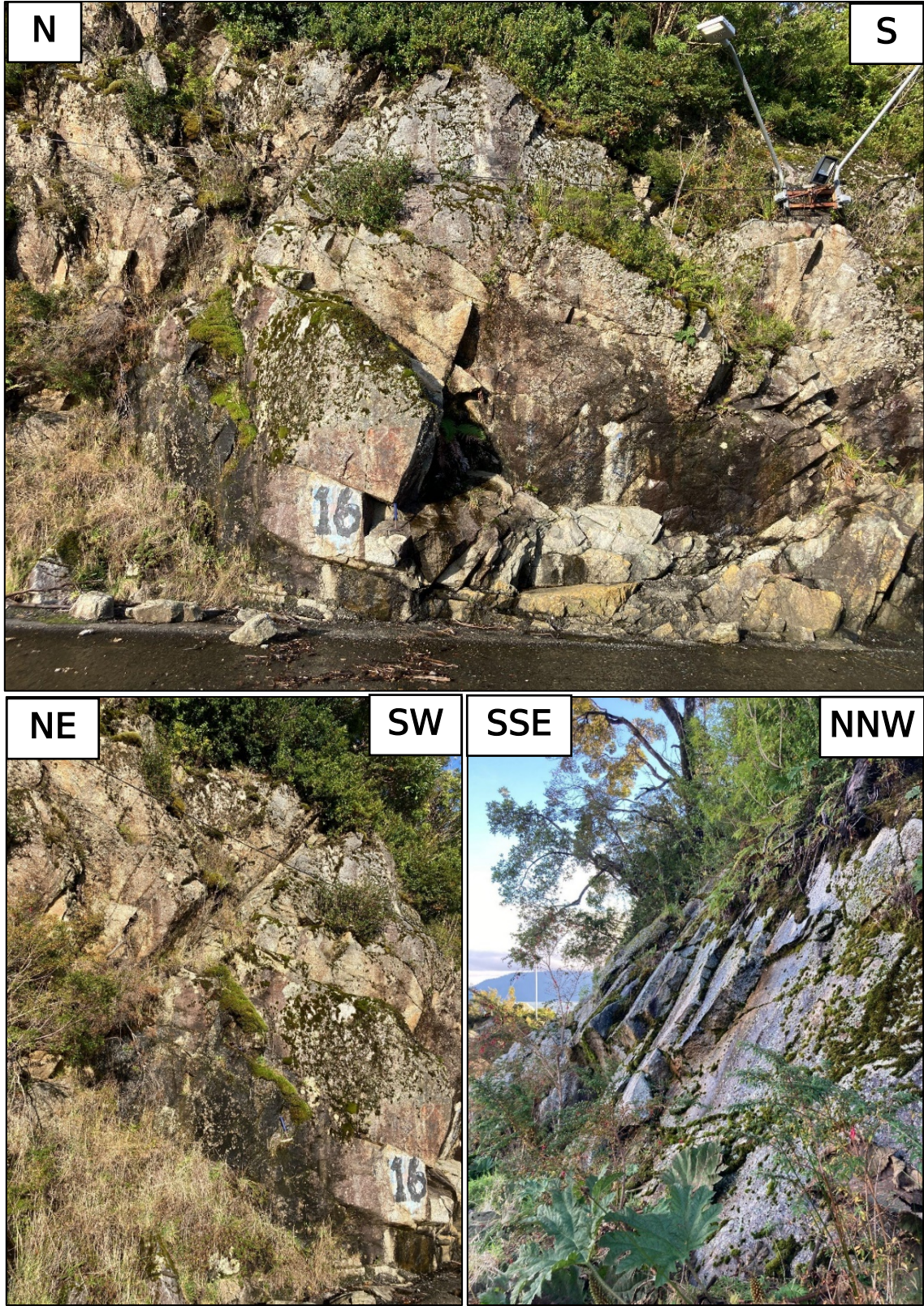


Figura 4.9: Afloramiento en sector costa Chaitén.

4.1.4. Lineamientos

Este grupo de datos se obtuvo utilizando ArcMap, donde a partir de un modelo de elevación digital (DEM por sus siglas en inglés) ALOS PALSAR de resolución de 12,5 m se generó una serie de *hillshades* para el reconocimiento y demarcación de lineamientos de forma manual. Los *hillshades* son imágenes donde, en base a la topografía, se modelan las sombras que provocaría una fuente de luz proveniente de un azimut y ángulo de elevación específicos en el terreno.

Para realizar la demarcación de lineamientos es ideal trabajar con distintas posiciones de la fuente de luz, pues con una luz proveniente desde el norte, es decir, de azimut 0° , resaltan más los lineamientos de dirección E-W, y para resaltar las estructuras NW-SE, N-S, NE-SW se utilizan azimuts de 45° , 90° y 135° como se puede ver en la Figura 4.10.

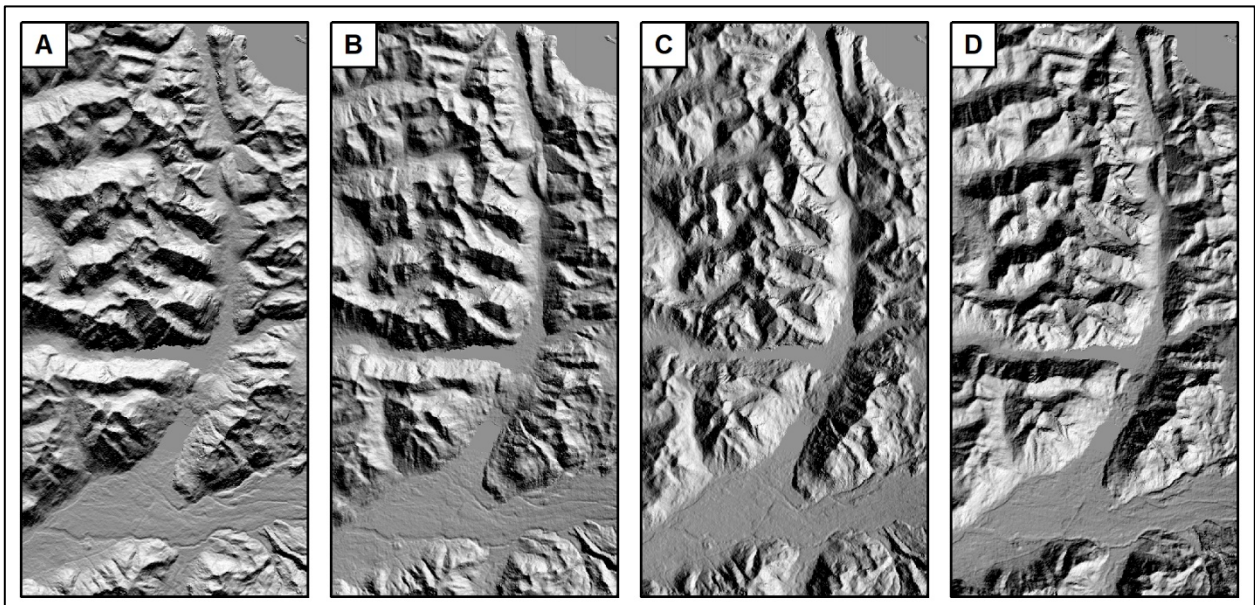


Figura 4.10: Comparación de hillshades. Diferencia en el sombreado de *hillshades* con distintos azimut de fuente de luz. A) Azimut 0° . B) Azimut 45° . C) Azimut 90° . D) Azimut 135° .

El análisis de los *hillshades* se realiza de forma manual, observando y demarcando todos aquellos rasgos lineales de relieve positivo y negativo que destaquen en la imagen. Una primera revisión general se lleva a cabo en una escala de 1:100.000 barriendo toda el área de oeste a este y de norte a sur. La segunda revisión se realiza con una escala de 1:50.000, para notar mejor aquellos rasgos de menor longitud. De este trabajo se obtiene un conjunto de 84 lineamientos repartidos por el área, con distintas longitudes y orientaciones, tal como se observa en la Figura 4.11.

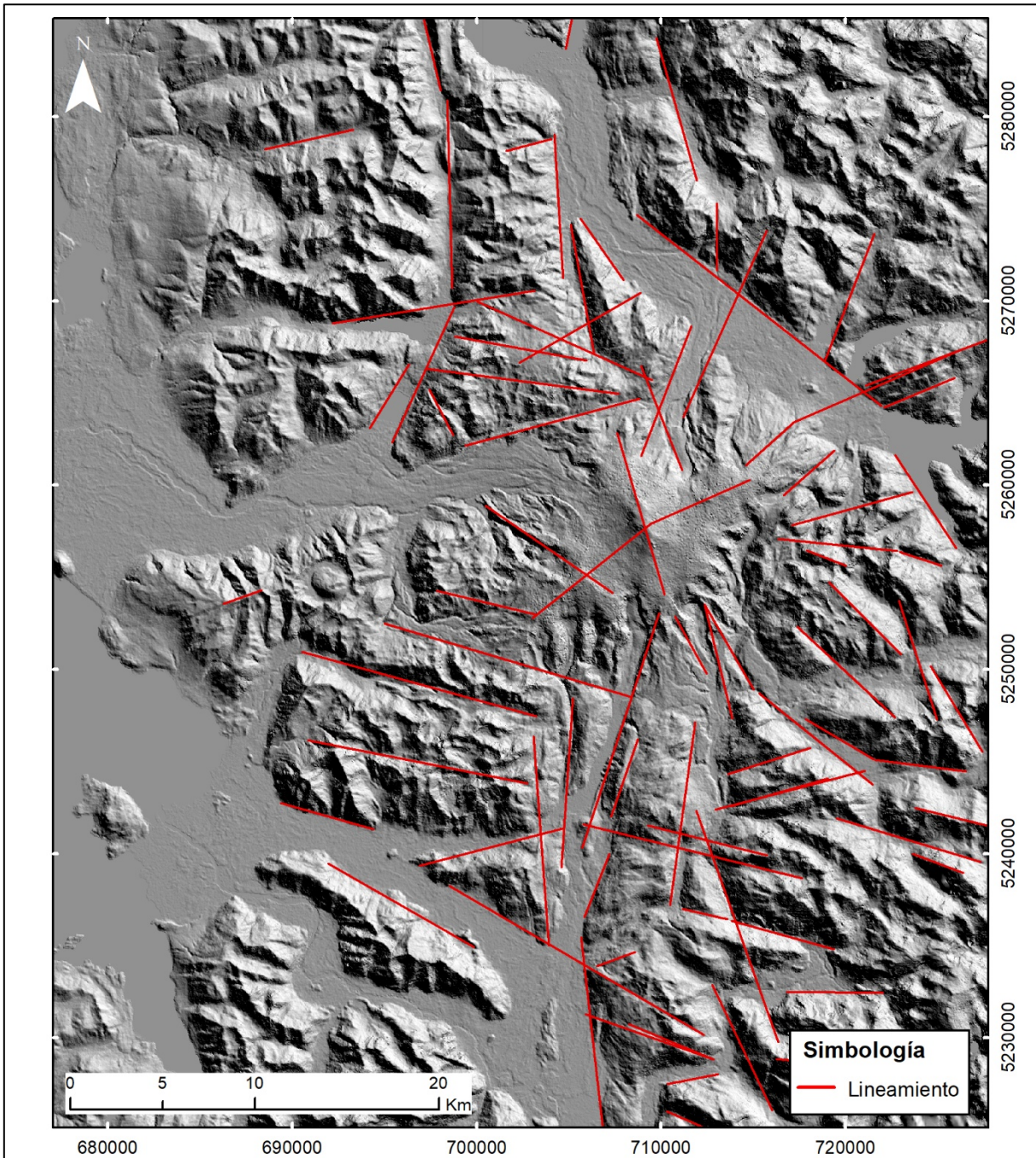


Figura 4.11: Mapa de lineamientos.

4.1.5. Sismos

Los datos de monitoreo sísmico fueron solicitados a OVDAS, que maneja la base de datos donde se registran los eventos sísmicos percibidos por las estaciones de monitoreo del área. El conjunto de datos utilizados en este estudio abarca desde enero del año 2010 hasta el mes de febrero del año 2023, con un total de 3191 eventos (Figura 4.12).

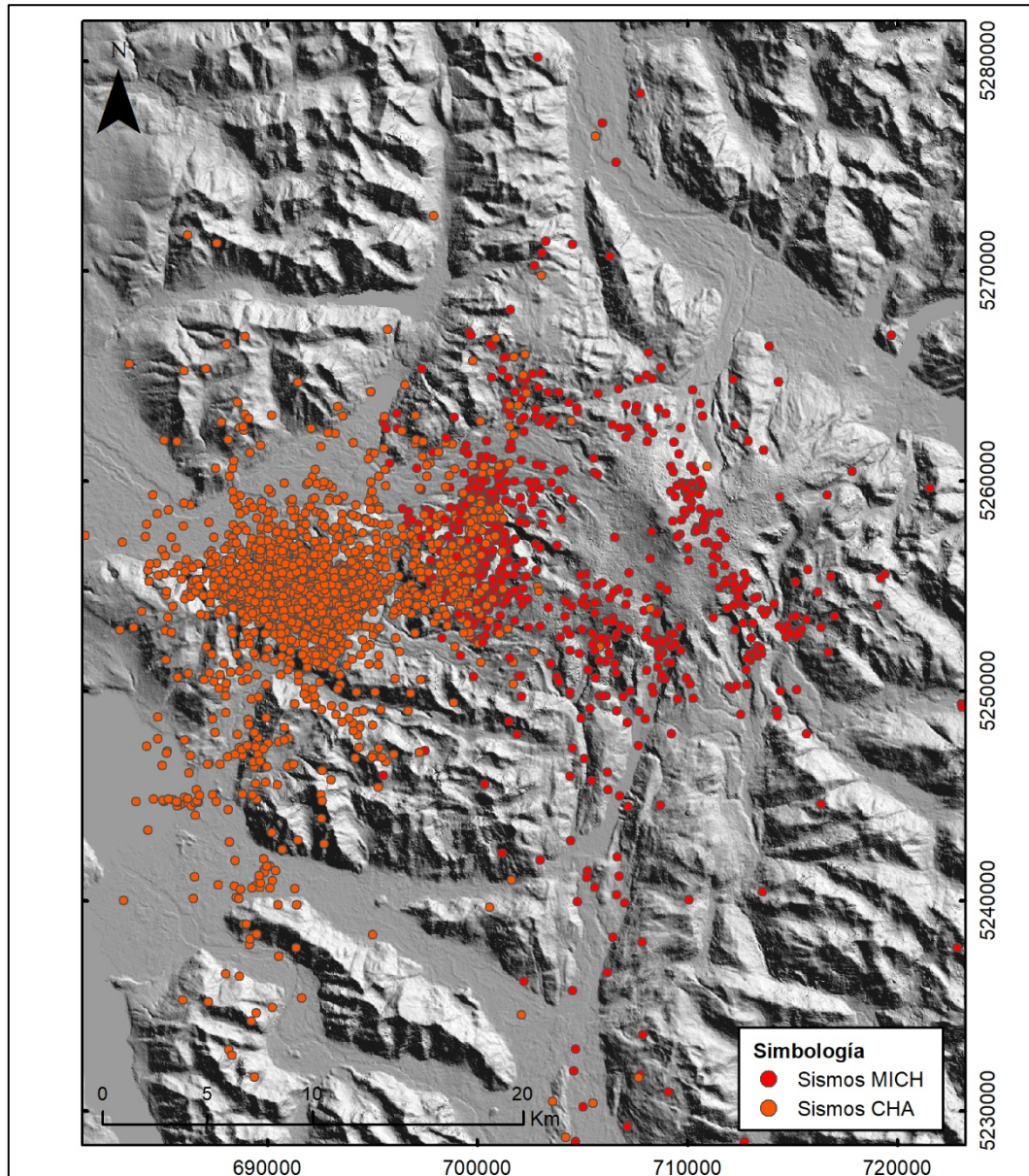


Figura 4.12: Mapa de epicentros de sismos sin filtrar.

La clasificación utilizada para estos sismos tiene 8 categorías principales: sismos de largo periodo (LP), volcano-tectónicos (VT), volcano-tectónico distal (VD), tremor volcánico (TR), muy largo periodo (VLP), tornillo (TO), híbrido (HB) y acústica (MF); en las siguientes etapas del proceso, los datos sísmicos serán filtrados para utilizar en el análisis solo aquellos relevantes para un análisis espacial de susceptibilidad volcánica.

La Figura 4.13 es un diagrama de Martí y Felpeto (2010), que muestra los tipos de datos estructurales que pueden ser considerados a la hora de realizar un análisis de susceptibilidad volcánica, donde según esta clasificación, los datos sísmicos son un dato estructural indirecto de tipo geofísico (Martí y Felpeto, 2010).

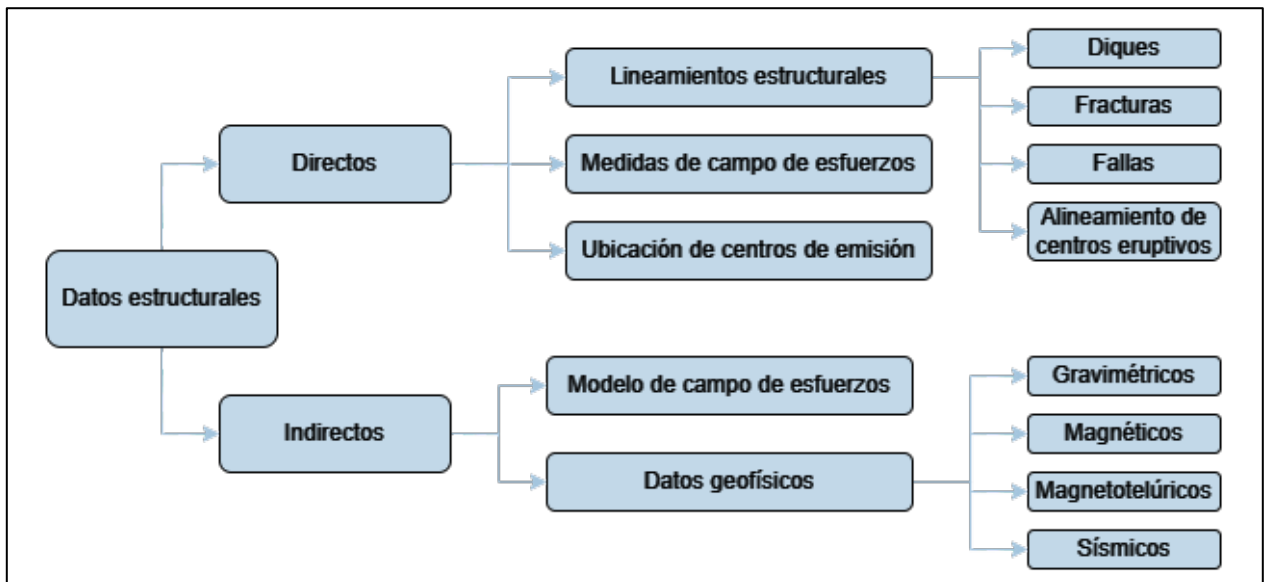


Figura 4.13: Sets de datos para evaluación de susceptibilidad volcánica. Diagrama de los principales datos que se plantea usar en la evaluación a medio-largo plazo de susceptibilidad volcánica. Extraído de Martí y Felpeto (2010).

4.2. Diseño y elaboración de la base de datos

Para la elaboración de la base de datos se crea un archivo Excel con un formato particular. Las ventajas de utilizar Excel son la facilidad de ordenar los datos, la fácil visualización de estos y que garantiza la compatibilidad con *softwares* como ArcMap, Matlab y RStudio al momento de exportar los datos.

La base de datos se construye con la información recopilada, de acuerdo con la siguiente estructura: los datos de la planilla Excel son ordenados en distintas hojas según el tipo de dato que contengan y la fuente de información. El formato de las filas y columnas dentro de cada hoja depende del tipo de contenido. En el caso de los datos de tipo punto (Tabla 4.1), se utilizan solo tres columnas, la primera columna es de numeración, y las otras dos especifican la coordenada este y coordenada norte en formato UTM. En el caso de los datos de tipo línea (Tabla 4.2), se utilizan cinco columnas, ya que se deben especificar las coordenadas este y norte tanto del punto de inicio como del punto final para caracterizar bien la línea.

Tabla 4.1: Formato para tabla de datos tipo punto.

N	UTM WGS84 18S	UTM WGS84 18S
	Coordenada_este	Coordenada_norte
1
2
3
...

Tabla 4.2: Formato para tabla de datos tipo línea.

N	UTM WGS84 18S	UTM WGS84 18S	UTM WGS84 18S	UTM WGS84 18S
	C_este_inicio	C_norte_inicio	C_este_fin	C_norte_fin
1
2
3
...

4.3. Sets de datos para el análisis

Una vez recopilada la información en la base de datos, se deben definir los sets de datos que se utilizarán en el análisis de susceptibilidad. Los datos son cargados a ArcMap para su visualización, con el objetivo de realizar su selección y clasificación. Para realizar esta selección, se toman en cuenta los tipos de datos utilizados en estudios previos con metodologías de evaluación multicriterio similares, y criterios teóricos que indiquen una posible relación entre las variables y la susceptibilidad volcánica.

Para cargar los datos a Matlab se requiere de un archivo Excel que contenga exclusivamente los sets de datos (en adelante, datasets) que se utilizarán en el análisis de susceptibilidad. Estos se especifican a continuación:

4.3.1. Dataset 1 – Centros de emisión menores

El primer dataset se compone de los centros de emisión menores localizados en los alrededores del volcán. La ubicación de centros de emisión es el factor que con más frecuencia se utiliza en los análisis de otros estudios de susceptibilidad, y es también al que mayor importancia relativa se le suele asignar respecto a otros (p. ej. Bartolini y otros, 2013; Becerril y otros, 2013; Bertin y otros, 2019; Cappello y otros, 2012; Bertin y otros, 2018; Martí y Felpeto, 2010). En este caso, se considerarán los 12 conos monogenéticos de la base de datos.

4.3.2. Dataset 2 – Epicentros de sismos

En el segundo dataset se agrupan algunos de los datos sísmicos del registro proporcionado por OVDAS. Por ejemplo, en el estudio de Bertin y otros (2019) se consideran epicentros de sismos en el análisis, lo que tiene sentido geológico pues los sismos volcano-tectónicos (VT), de largo período (LP) o híbridos (HB), guardan directa relación con la actividad volcánica. Martí y Felpeto (2010) también consideran que la sismicidad es un factor que podría ser utilizado en la evaluación de susceptibilidad volcánica. Respecto a la selección de datos, el primer filtro es el tipo de sismo, ya que sólo se consideran los eventos de tipo volcano-tectónico (VT), largo periodo (LP) e híbridos (HB). Luego, se discriminan según sus errores horizontal y vertical, donde se consideró 1.000 m como el máximo error permitido en ambos casos por recomendación del equipo de la Red Nacional de Vigilancia Volcánica. Además, se solicitó excluir del análisis los epicentros que estuvieran

ubicados directamente sobre el volcán Chaitén. Esto para mantener el análisis centrado en el volcán Michinmahuida, ya que el edificio del volcán Chaitén se considera de por sí como una zona de alta susceptibilidad volcánica. Así, el dataset 2 se compone de 192 epicentros de sismos (Figura 4.14) del registro de OVDAS.

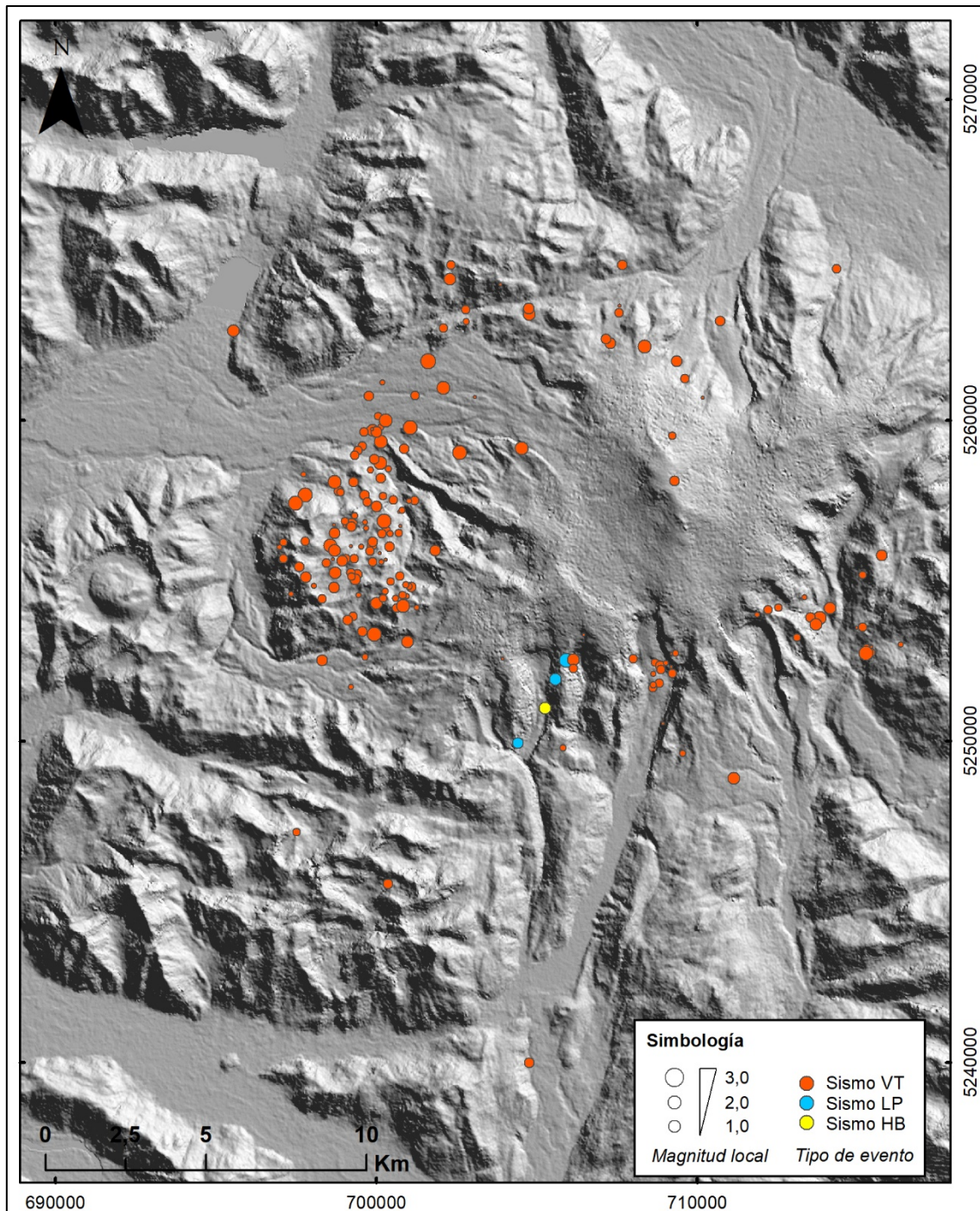


Figura 4.14: Mapa de distribución del dataset 2.

4.3.3. Dataset 3 / 4 / 5 / 6

Las redes de fallas y fracturas se han considerado como vías eficientes a través de las cuales el magma puede ser transportado, almacenado y finalmente eyectado en la superficie terrestre (Hill, 1977; Shaw y Hargraves, 1980; Clemens y Mawer, 1992; Petford y otros, 2000 en Cembrano y Lara, 2009). Estos datasets se construyen en base a los datos de fallas, lineamientos y fracturas disponibles, y son agrupados según sus rumbos en dataset 3 (N-S), dataset 4 (NE-SW), dataset 5 (NW-SE) y dataset 6 (E-W). Para realizar la clasificación según azimut, se consideran los límites definidos en la Tabla 4.3. El contexto tectónico indica que algunos de los factores principales que controlan el volcanismo en el área son: 1) el régimen de subducción, con una dirección de convergencia de $N78^{\circ}E$; 2) la presencia del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui, que se extiende en dirección principal $\sim N10^{\circ}E$ (Cembrano y Lara, 2009); 3) la presencia de estructuras NW-SE y NE-SW almacenadoras y movilizadoras de magma respectivamente (Muñoz, 2019). En un área donde las estructuras que se disponen de forma paralela, perpendicular u oblicua al margen continental tienen distintos comportamientos, tiene sentido agruparlas según su rumbo, para que los expertos puedan asignar su importancia relativa a la hora de estimar la susceptibilidad volcánica de la zona.

Tabla 4.3: Clasificación de estructuras según azimut.

Azimut		Clasificación
Desde	Hasta	
0	22,5	N-S
22,5	67,5	NE-SW
67,5	112,5	E-W
112,5	157,5	NW-SE
157,5	202,5	N-S
202,5	247,5	NE-SW
247,5	292,5	E-W
292,5	337,5	NW-SE
337,5	360	N-S

Los datos de fallas y fracturas disponibles no son de tipo lineal, pues si bien se conocen sus orientaciones espaciales, no están mapeadas y se desconoce su longitud. Los únicos datos lineales disponibles son los lineamientos demarcados mediante *software*. Para suplir esta escasez de datos, se propone realizar una aproximación, proyectando trazas lineales de igual longitud (para que su contribución al cálculo sea la misma) sobre cada punto donde se haya medido una estructura,

siguiendo la dirección de sus rumbos. Se decidió utilizar la mediana de los largos de los 84 lineamientos demarcados, equivalente a ~ 4.000 m, como longitud común para todas las estructuras. Así, los datasets 3, 4, 5 y 6 se componen de los lineamientos y de las proyecciones de las fallas y fracturas medidas tanto por Muñoz (2019) como en este trabajo (Figura 4.15).

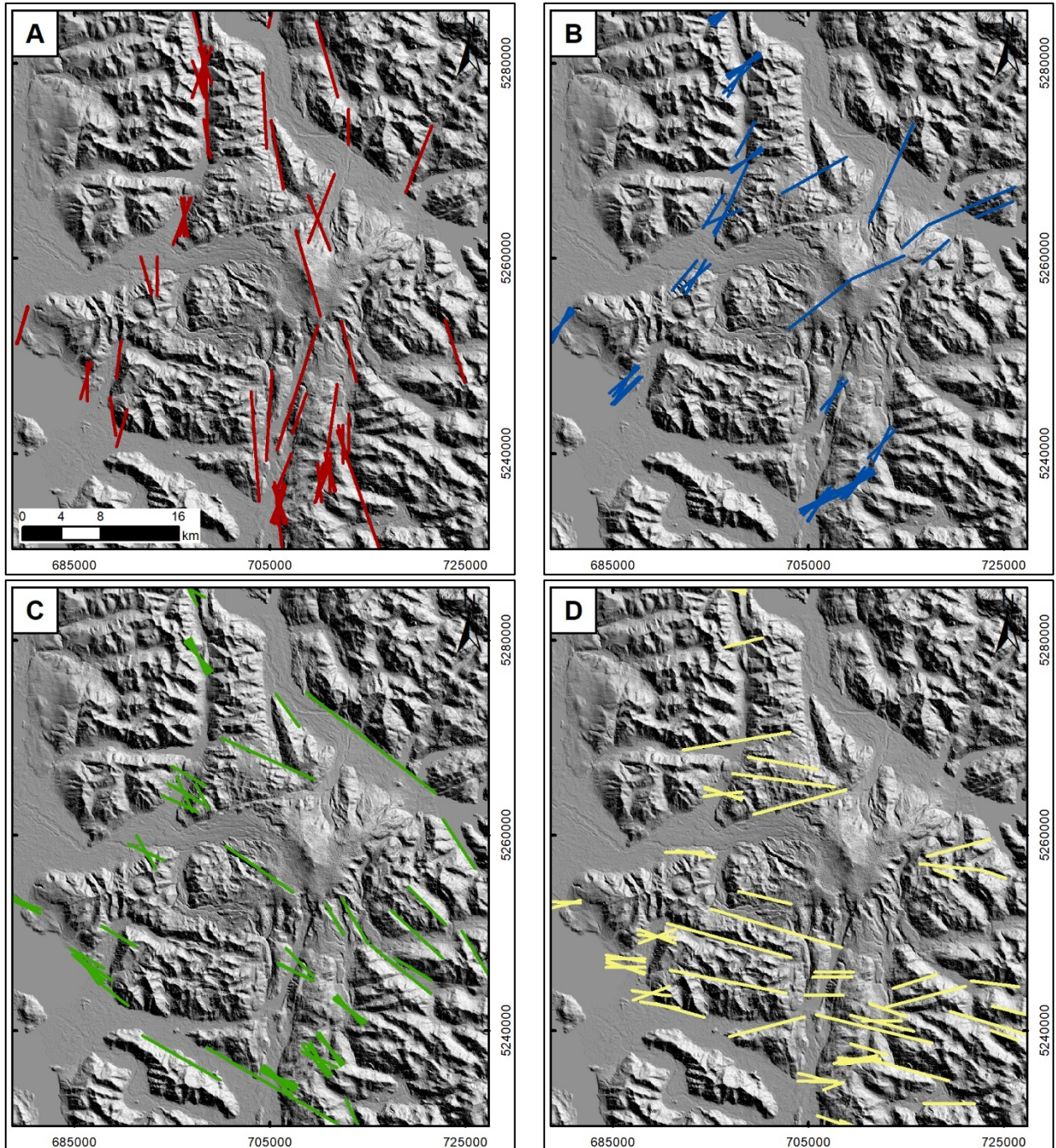


Figura 4.15: Mapas de los datasets lineales. A) Dataset 3. B) Dataset 4. C) Dataset 5. D) Dataset 6.

4.4. Obtención de juicios de expertos

La evaluación multi-criterio para calcular la susceptibilidad volcánica se realiza a través de la ponderación de todos los dataset considerados en el análisis. Los valores de esta ponderación deben ser indicados por el usuario. Para obtener estos valores, se aplica una encuesta para la obtención de juicios de expertos mediante el proceso analítico jerárquico (Saaty, 1990), que consiste en un método semicuantitativo utilizado para obtener pesos relativos entre varios factores. Este proceso permite realizar un análisis comparativo entre propiedades que no tienen una escala de medición entre sí. Esto se logra mediante la construcción de jerarquías, el establecimiento de prioridades, siempre teniendo en cuenta la consistencia lógica de las comparaciones.

En este estudio, se diseña y aplica una encuesta a expertos, utilizando el método Saaty (Saaty, 1990), mediante la cual se busca obtener la opinión de un grupo de expertos, quienes realizando comparaciones pareadas y utilizando la escala de Saaty (Tabla 4.4; Saaty, 2008), asignarán distintos pesos al conjunto de variables volcano-estructurales por medio de una matriz de comparación.

La escala Saaty permite expresar verbalmente las preferencias entre dos elementos y representarlas mediante valores numéricos. Se utiliza como referencia para el sondeo de opinión de los expertos. Para verificar que las respuestas entregadas sean consistentes se calcula la razón de consistencia (CR) de la matriz, que se obtiene de la siguiente ecuación:

$$(1) CR = \frac{CI}{RI}$$

Donde; $CI = \text{Índice de consistencia}$
 $RI = \text{Índice de aleatoriedad}$

El índice de consistencia (CI) se calcula para la matriz en base a las respuestas y el índice de aleatoriedad (RI) para una matriz de 6x6 factores está dado por Saaty (2004). Se debe verificar que el porcentaje de consistencia sea mayor al 90%.

Tabla 4.4: Escala de Saaty. Extraída de Saaty (2008).

Escala	Definición	Explicación
1	Igualmente importante	Los dos factores comparados contribuyen por igual al objetivo
2	Débilmente más importante	-
3	Moderadamente más importante	La experiencia favorece levemente más un factor sobre otro
4	Moderadamente (+) más importante	-
5	Fuertemente más importante	La experiencia favorece fuertemente más un factor sobre otro
6	Fuertemente (+) más importante	-
7	Muy fuertemente más importante	Un factor es considerado mucho más importante que el otro
8	Muy fuertemente (+) más importante	-
9	Extremadamente más importante	La evidencia favorece en el mayor orden posible la relevancia de un factor sobre otro

4.4.1. Diseño de la encuesta

La encuesta consistirá en dos archivos, uno es un archivo PDF con las instrucciones para responder la encuesta y el otro consiste en un archivo Excel donde los expertos deben ingresar sus respuestas.

Las secciones principales para el archivo de instrucciones son: introducción, contexto volcanológico, configuración estructural, sets de datos, explicación de la metodología de evaluación mediante la escala Saaty e instrucciones para responder el archivo Excel.

El archivo de matriz de comparación consta de una matriz de 6x6 factores (Tabla 4.5) que permite evaluar la importancia relativa de un factor sobre otro. Los expertos se guiarán en base a su experiencia, el conocimiento del área y los antecedentes disponibles en la base de datos. En ella deben ingresar sus respuestas solo en las casillas coloreadas en azul, teniendo en mente la pregunta: ¿Qué tan importante es el factor A (fila) respecto al factor B (columna) a la hora de estimar la probabilidad de apertura de centros de emisión en la zona de estudio?

Tabla 4.5: Matriz de comparación de 6x6 factores.

Factores (Datasets)		Columnas					
		CEM	Sismos	Est. N-S	Est. NE-SW	Est. NW-SE	Est. E-W
Filas	CEM	1					
	Sismos		1				
	Est. N-S			1			
	Est. NE-SW				1		
	Est. NW-SE					1	
	Est. E-W						1

Para facilitar el proceso, las casillas de respuesta tienen una lista desplegable con los 17 niveles jerárquicos de la escala Saaty. Esta lista contiene números decimales, pero los encuestados pueden utilizar la Tabla 4.6 para encontrar la equivalencia fracción-decimal buscada.

Tabla 4.6: Equivalencias fracción-decimal.

Fracción	Decimal	Definición
1/9	0,11	Extremadamente menos importante
1/8	0,13	Muy fuertemente (+) menos importante
1/7	0,14	Muy fuertemente menos importante
1/6	0,17	Fuertemente (+) menos importante
1/5	0,20	Fuertemente menos importante
1/4	0,25	Moderadamente (+) menos importante
1/3	0,33	Moderadamente menos importante
1/2	0,50	Levemente menos importante
1	1	Igualmente importante
2	2	Levemente más importante
3	3	Moderadamente más importante
4	4	Moderadamente (+) más importante
5	5	Fuertemente más importante
6	6	Fuertemente (+) más importante
7	7	Muy fuertemente más importante
8	8	Muy fuertemente (+) más importante
9	9	Extremadamente más importante

Para verificar que las respuestas ingresadas sean consistentes, se calcula automáticamente la razón de consistencia de la matriz, derivada de la ecuación (1). Antes de enviar sus respuestas, se solicita a los expertos verificar que el porcentaje de inconsistencia sea menor al 10%. Para ello, el archivo Excel cuenta con una tabla de verificación que calcula automáticamente el porcentaje de

inconsistencia. Si la inconsistencia está dentro de la tolerancia permitida, la casilla se coloreará automáticamente de verde, como en la Tabla 4.7 de ejemplo.

Tabla 4.7: Tabla de verificación de consistencia, caso A.

Resultados - Ponderación	
CEM	P1
Sismos	P2
Est. N-S	P3
Est. NE-SW	P4
Est. NW-SE	P5
Est. E-W	P6
Inconsistencia	3%

En cambio, si la inconsistencia es mayor al 10%, la casilla se coloreará automáticamente de rojo, como en la Tabla 4.8. En este caso, se solicita volver a realizar las comparaciones, hasta que la inconsistencia sea menor al 10%.

Tabla 4.8: Tabla de verificación de consistencia, caso B.

Resultados - Ponderación	
CEM	P1
Sismos	P2
Est. N-S	P3
Est. NE-SW	P4
Est. NW-SE	P5
Est. E-W	P6
Inconsistencia	11%

4.4.2. Recopilación de datos de encuesta

La encuesta fue enviada a un grupo de 15 expertos sugeridos por el equipo de la RNVV de SERNAGEOMIN. Se recibieron 10 respuestas, todas cumpliendo la condición de índice de inconsistencia por debajo del 10%. Las ponderaciones asignadas por el panel de expertos (Tabla 4.9) son promediadas para obtener una ponderación final, que son las importancias que se utilizarán en el análisis de susceptibilidad.

Tabla 4.9: Respuestas de la encuesta. Cada columna E contiene las ponderaciones asignadas por un experto.

Factor	E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10
CEM	58%	24%	43%	36%	19%	47%	39%	12%	22%	19%
Sismos	16%	20%	10%	12%	23%	10%	6%	22%	28%	8%
Est. N-S	7%	16%	5%	21%	19%	27%	24%	28%	10%	12%
Est. NE-SW	6%	32%	21%	17%	9%	9%	12%	30%	29%	29%
Est. NW-SE	8%	4%	4%	7%	9%	4%	6%	4%	7%	23%
Est. E-W	5%	4%	17%	6%	20%	4%	14%	3%	4%	8%

Como se ve en la Tabla 4.10, el promedio de ponderaciones asigna en orden decreciente: un 32% del peso a los centros de emisión menores, un 19% a las estructuras de orientación NE-SW, un 17% a las estructuras N-S, un 15% a los epicentros de sismos, 9% a las estructuras E-W y finalmente 8% a las estructuras NW-SE. Estos valores deben ser agregados al código de MatHaz. Para ello se edita directamente desde Matlab. De esa forma, el cálculo de la función de densidad de probabilidad final considerará la importancia relativa de los sets de datos asignada por los expertos.

Tabla 4.10: Resultados del criterio de expertos.

Set de datos	Ponderación resultante
[1] CEM	32%
[2] Epic. Sismos	15%
[3] Est. N-S	17%
[4] Est. NE-SW	19%
[5] Est. NW-SE	8%
[6] Est. E-W	9%

4.5. Análisis de susceptibilidad volcánica

Mediante este análisis, se busca determinar las zonas más susceptibles de hospedar centros de emisión en el futuro, con el fin de complementar el desarrollo del mapa de peligros del volcán Michinmahuida. Esto se hace a partir del análisis estadístico de los sets de datos, donde se utiliza la técnica de estimación de densidad de kernel para realizar un análisis probabilístico de los datos ingresados, determinando sus funciones de densidad de probabilidad. A partir de estas funciones se puede hacer una ponderación, para así obtener una función de densidad de probabilidad ponderada. Los pasos utilizados para este análisis son 5, y se explican a continuación:

4.5.1. Paso 1: Carga de topografía

El primer paso se realiza en Matlab, y consiste en cargar la topografía para almacenarla en matrices temporales. Para esto, el archivo ráster del modelo de elevación digital se transforma en un archivo Excel en formato ASCII. En este archivo se especifica además el tamaño de celda o píxel, que es un parámetro que determina el nivel de detalle de la evaluación espacial. Bertin y otros (2019, 2022) recomiendan utilizar un tamaño de píxel de $\sim 0.1\%$ del lado más largo del área de estudio, pues resoluciones mayores a esa incrementan mucho los tiempos de simulación, ya que aumenta la cantidad de iteraciones que se realizan en Matlab, y el detalle de los resultados no aumenta significativamente. En la Figura 4.16 se observa el Paso 1 dentro de un diagrama de flujo simplificado del proceso.

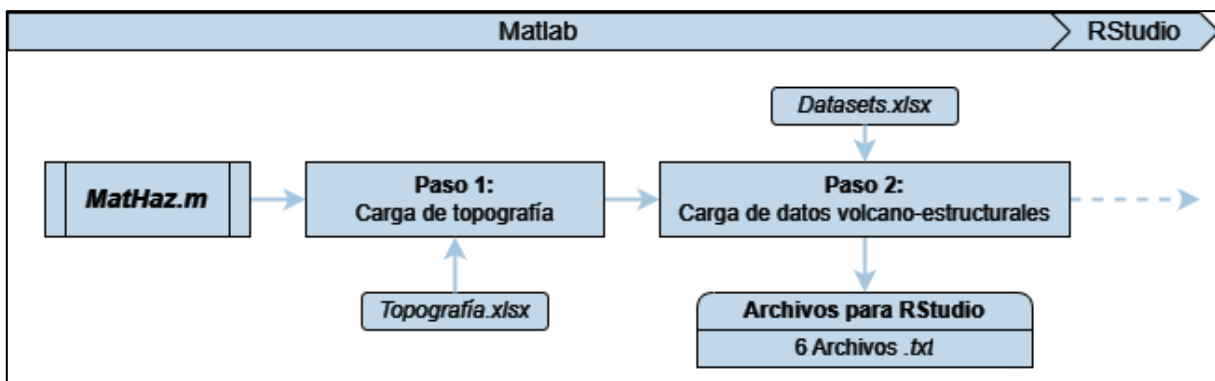


Figura 4.16: Diagrama simplificado de los pasos 1 y 2 del análisis.

4.5.2. Paso 2: Archivos para R

Los datos de entrada para MatHaz se importan a Matlab en el paso 2. Se carga el archivo Excel *Datasets.xlsx* que contiene sólo los sets de datos, en el mismo formato de la base de datos, es decir, con la información separada por hojas. A partir de estas hojas, MatHaz genera 6 archivos de texto (uno por cada dataset), para ser cargados al programa estadístico R en RStudio en el paso 3.

MatHaz procesa de forma distinta los datos de punto y los datos de línea. Para los datos tipo punto, se leen las coordenadas de cada punto y se reescriben de la misma forma en un archivo de texto separado por tabulaciones. Para los datos tipo línea, el programa lee las coordenadas de los puntos de inicio y fin, con esto calcula el largo y azimut de cada línea, almacenando esa información en matrices temporales. Luego calcula una variable denominada *steps*, que es la relación entre el largo de cada línea y el tamaño de píxel de la matriz topográfica.

Finalmente, el programa calcula las coordenadas de cada uno de los puntos de los segmentos de estas líneas. En la Figura 4.16 se observa como el paso 2 tiene como *input* el archivo con los sets de datos y como *output* 6 archivos .txt con la información en un formato compatible con RStudio.

4.5.3. Paso 3: Uso de R – Cálculo de matrices de suavizado en R

El paso siguiente se ejecuta en RStudio. Una estimación de densidad de kernel, como la que utiliza MatHaz para calcular las funciones de densidad de probabilidad de cada dataset, depende fuertemente del ancho de banda (parámetro de suavizado o *bandwidth* en inglés) seleccionado. Para calcular un parámetro adecuado para cada set de datos, Bertin y otros (2019) proponen una rutina de R para utilizar el paquete ‘ks’ en RStudio y calcular este parámetro.

Los 6 archivos de texto generados en el paso anterior son importados a RStudio con el objetivo de determinar un ancho de banda adecuado para cada uno. El resultado de este paso es un conjunto de matrices de ancho de banda, que deben ser anotadas en el archivo de texto *MatHazR.m* en un formato adecuado para su posterior carga a Matlab, tal como se observa en el diagrama de flujo de la Figura 4.17.

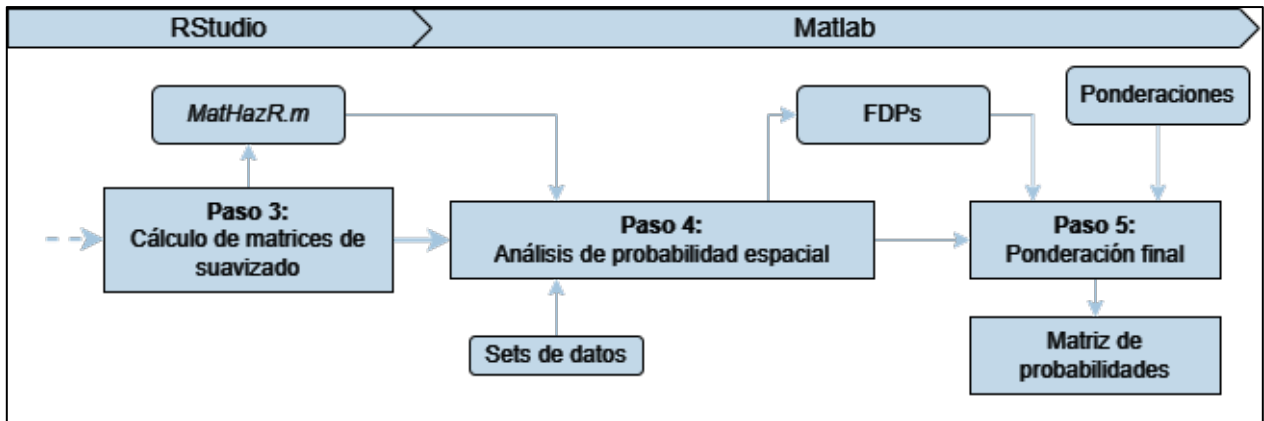


Figura 4.17: Diagrama simplificado de los pasos 3, 4 y 5 del análisis.

4.5.4. Paso 4: Análisis de probabilidad espacial

Al ejecutar nuevamente *MatHaz*, el programa lee y almacena las matrices de ancho de banda determinadas en el Paso 3. En base a los datos de cada dataset, y considerando las matrices de ancho de banda del archivo *MatHazR.m*, *MatHaz* calcula una función de densidad de probabilidad para cada dataset, como se observa en el diagrama de flujo de la Figura 4.17.

Para un grupo de datos, se puede obtener una FDP mediante una estimación de densidad de kernel (EDK), que es una representación suave (el nivel de suavizado depende del parámetro “*h*” o ancho de banda) de la distribución de los datos. Así, cada punto x_i, y_i del espacio de trabajo tendrá asociado un valor de probabilidad dentro de una matriz de densidad. Los valores que toma esta matriz para cada punto se pueden calcular mediante la FDP, generando una matriz de probabilidad que se puede representar en un mapa. Esto para cada set de datos.

El método mediante el cual se calculan las FDPs para cada dataset se basa en un kernel Gaussiano, por este motivo, la función resultante solo disminuye a cero en el infinito. Aun así, los valores de la función decrecen suficientemente rápido para ser insignificantes a largas distancias, por lo que se puede cortar y ajustar a un dominio finito. El código de *MatHaz* asegura que los valores de la función de densidad de probabilidad disminuyan casi hasta cero en sus bordes.

4.5.5. Paso 5: Probabilidad espacial ponderada

En la última etapa del proceso, se realiza el cálculo de la función de densidad de probabilidad ponderada, que resulta de una combinación lineal, donde la FDP de cada dataset contribuye en base a los pesos (la importancia) asignados por el panel de expertos. En la Figura 4.18 se observa el diagrama de flujo completo de la metodología.

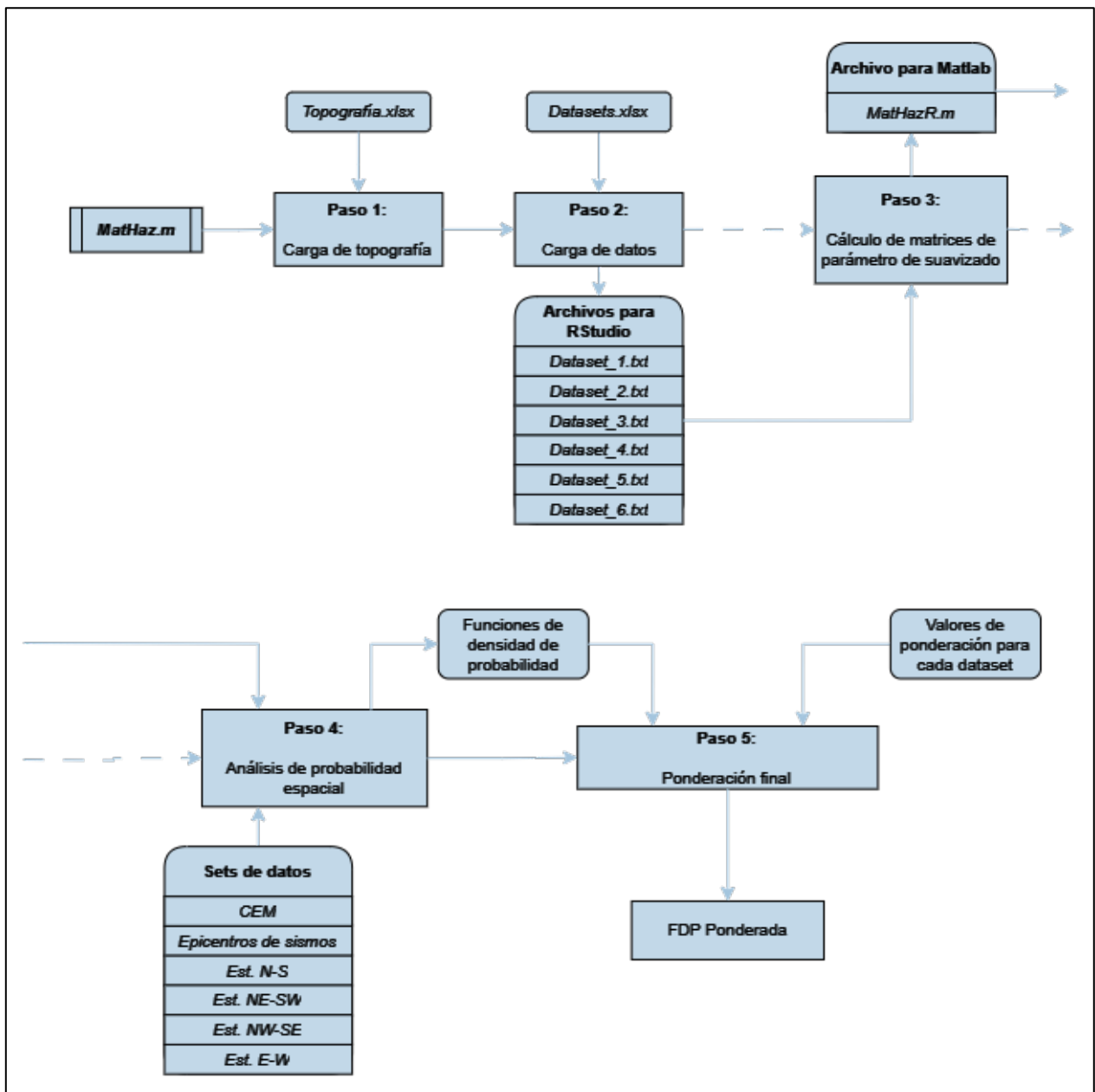


Figura 4.18: Diagrama de flujo detallado.

5. RESULTADOS

5.1. Mapas de densidad espacial

A continuación, se presentan los mapas de densidad de probabilidad de cada set de datos, construidos a partir de las matrices de probabilidad obtenidas durante el paso 4 “Análisis de probabilidad espacial”.

5.1.1. Dataset 1

En este mapa (Figura 5.1) se reconocen 3 zonas principales donde se concentran los conos monogénicos, al NW (sobre los denominados “Conos Río Blanco”), SW (sobre la “Fisura El Amarillo”) y NE del volcán (sobre los “Conos Cabrito”). Las zonas con más altos valores se disponen adyacentes a la traza del SFLO que yace bajo el edificio del volcán Michinmahuida. Los valores de probabilidad disminuyen desde valores de $1,7E-04$ rápidamente hacia cero.

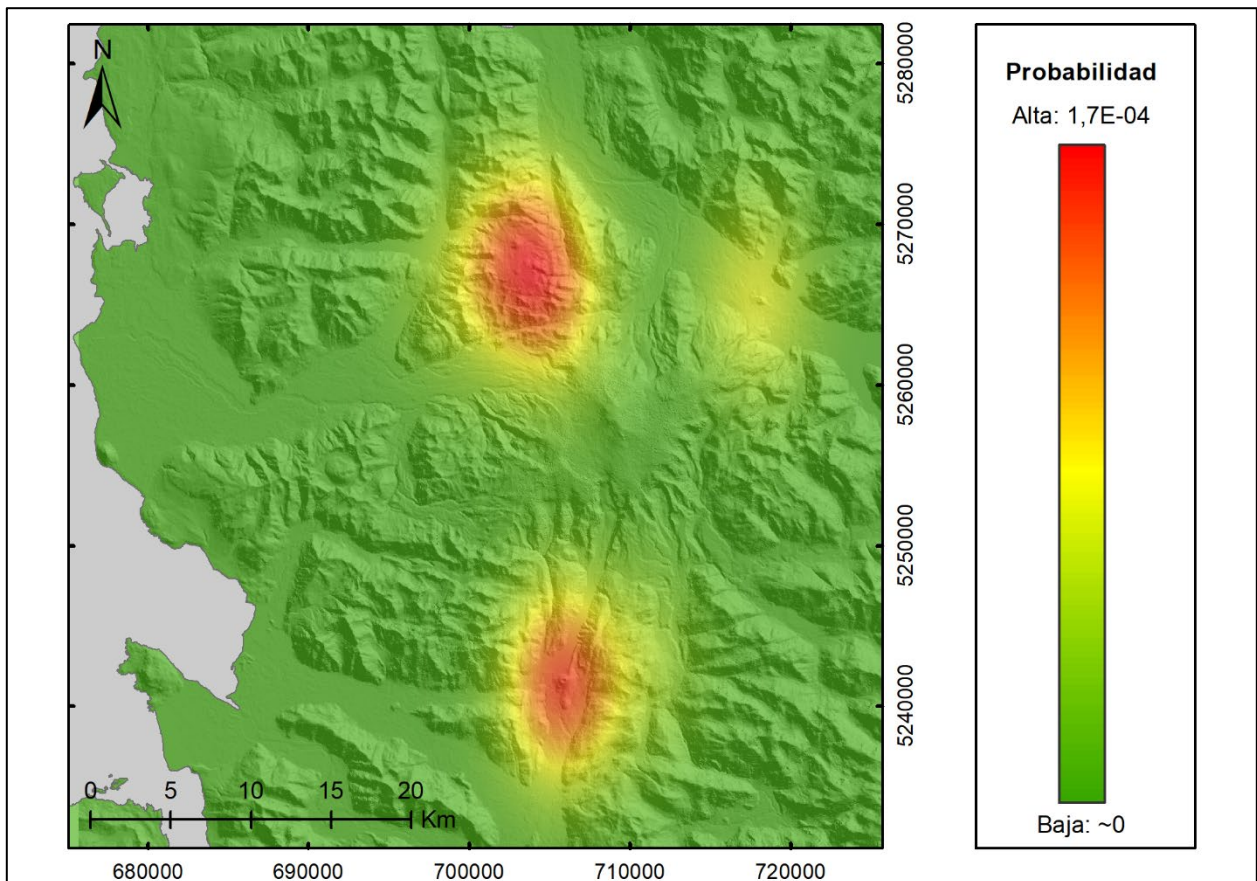


Figura 5.1: Mapa de densidad de probabilidad del dataset 1. Mediante la aplicación de una estimación de densidad de kernel sobre los centros de emisión menores.

5.1.2. Dataset 2

El mapa (Figura 5.2) obtenido mediante el análisis de los datos sísmicos muestra una zona de alta probabilidad en el espacio ubicado entre los edificios de los volcanes Michinmahuida y Chaitén. Además, se reconocen dos pequeños clúster en las zonas y ubicadas directamente al S y SE del volcán Michinmahuida. Los valores máximos de probabilidad son de $1,3E-03$ y disminuyen hacia cero.

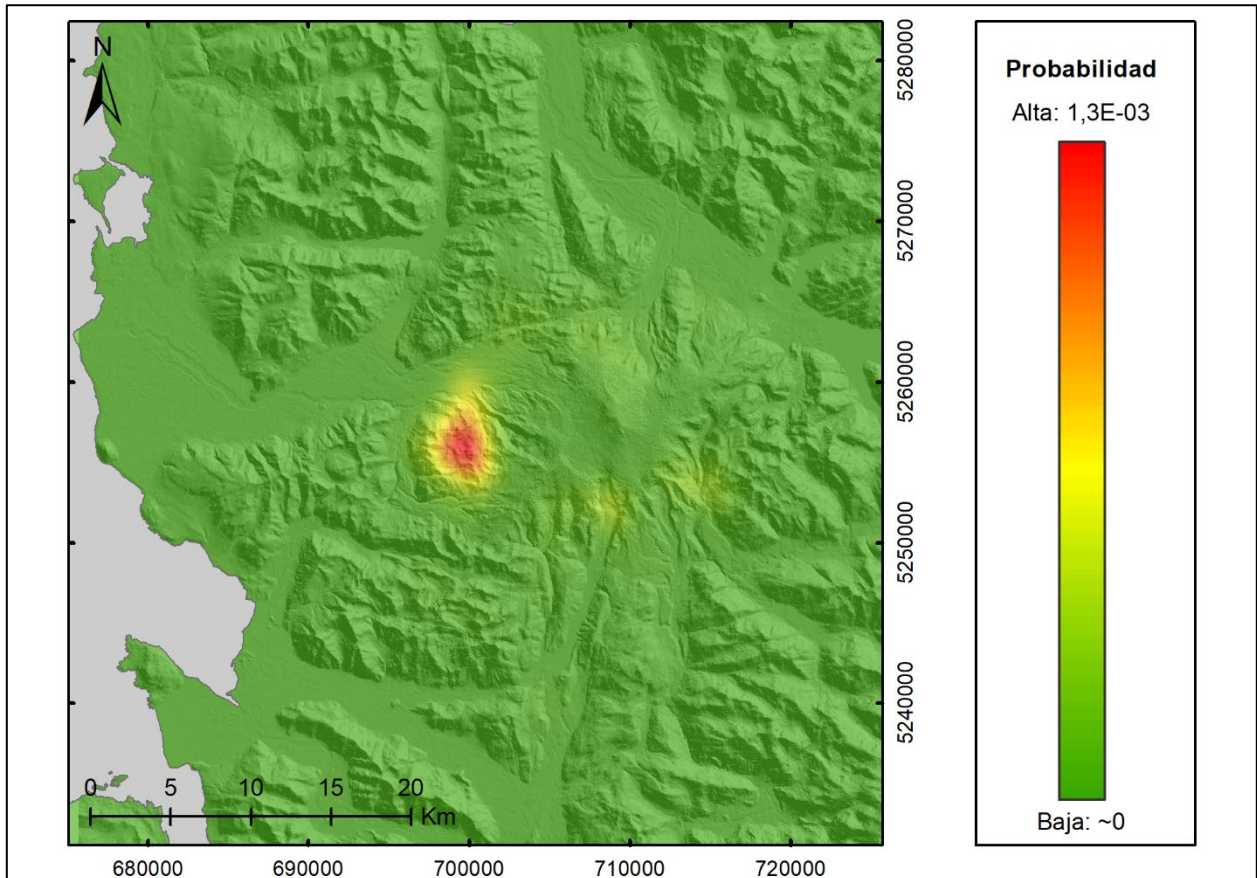


Figura 5.2: Mapa de densidad de probabilidad del dataset 2. Mediante la aplicación de una estimación de densidad de kernel sobre los epicentros de sismos.

5.1.3. Dataset 3

La distribución de probabilidades para este set de datos es mucho más amplia que en los anteriores. En el mapa (Figura 5.3) se reconocen al menos 5 áreas que concentran altas probabilidades. Al sur del volcán Michinmahuida, se encuentran dos de las zonas principales, una distribuida a lo largo del valle del Amarillo, y otra a lo largo del valle del río Michinmahuida. Las otras se encuentran en la zona norte del volcán, una sobre la traza del SFLO, otra en el valle del río Blanco y la última en caleta Gonzalo. Los valores máximos de probabilidad obtenidos alcanzan valores del orden de $1,3E-04$ y disminuyen hacia cero.

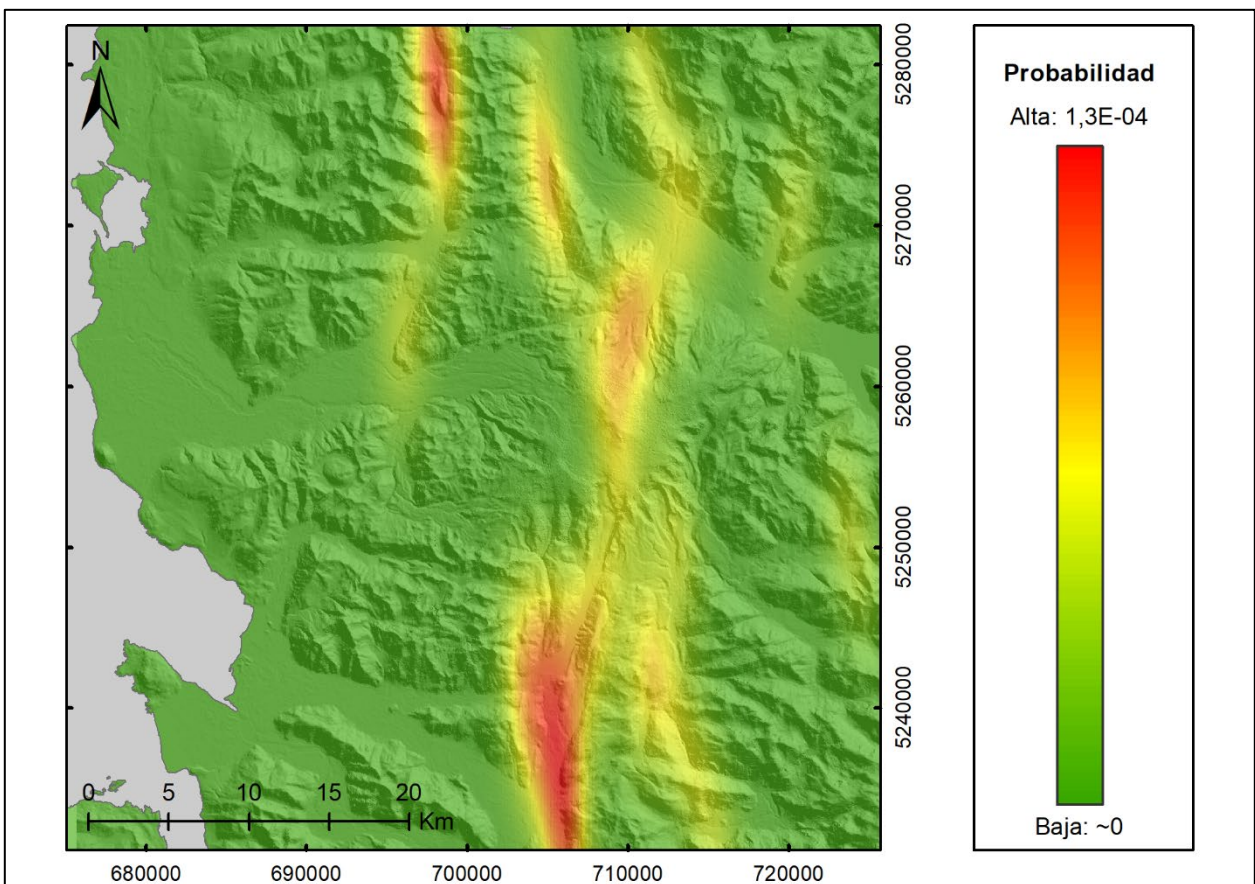


Figura 5.3: Mapa de densidad de probabilidad del dataset 3. Mediante la aplicación de una estimación de densidad de kernel sobre las estructuras N-S.

5.1.4. Dataset 4

En este mapa (Figura 5.4) se encuentran varias zonas distribuidas por toda el área de estudio. Se reconocen 3 principales, la primera se extiende en dirección NE desde la cumbre del edificio volcánico Michinmahuida hacia el valle del río Reñihue, otra ubicada en un punto intermedio entre los valles del Amarillo y Michinmahuida. La última se ubica entre los lagos Río Blanco y Río Negro. Los valores máximos de probabilidad alcanzan valores del orden de $8,2E-05$ y disminuyen hacia cero.

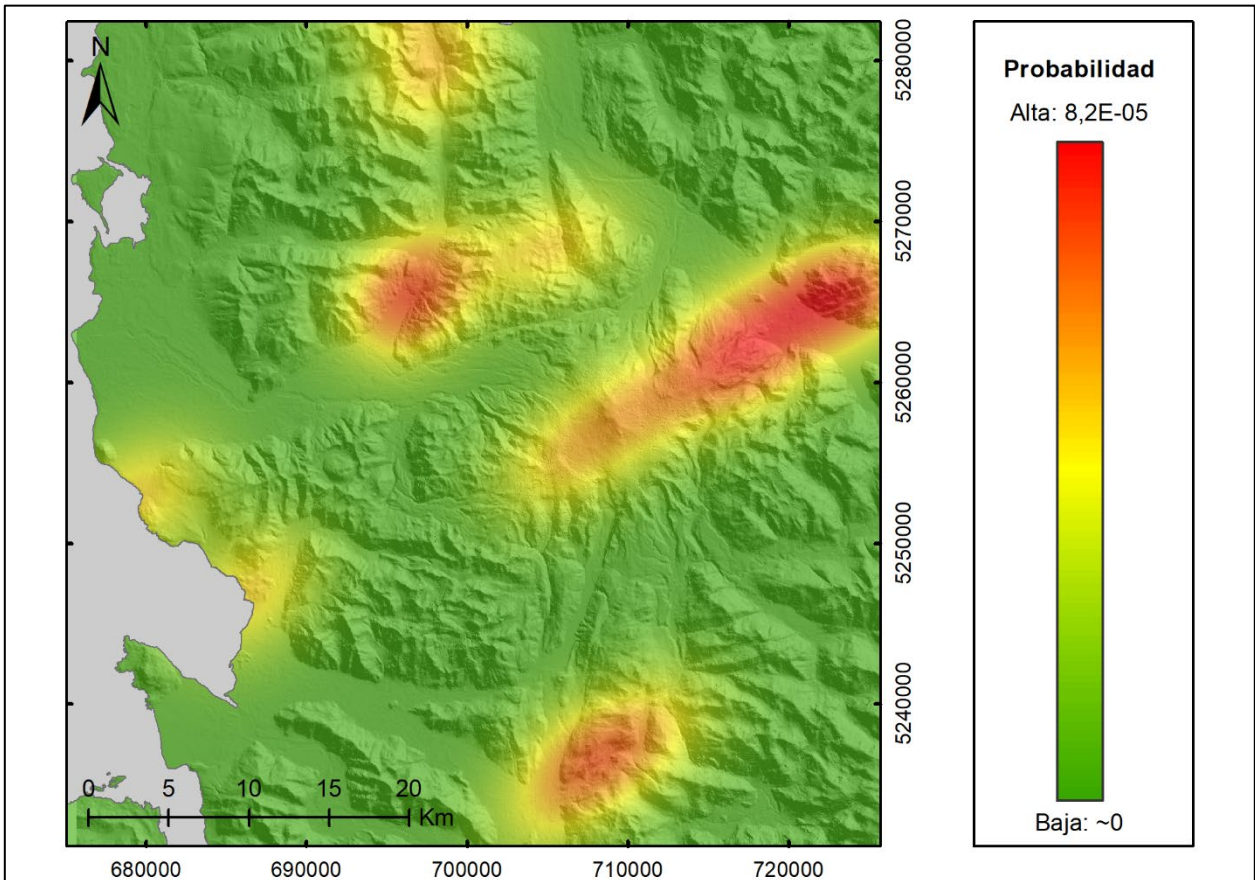


Figura 5.4: Mapa de densidad de probabilidad del dataset 4. Mediante la aplicación de una estimación de densidad de kernel sobre las estructuras NE-SW.

5.1.5. Dataset 5

En este mapa (Figura 5.5) las probabilidades están ampliamente distribuidas, y las dos zonas de alta probabilidad se encuentran al sur del volcán Michinmahuida. Además, a lo largo del valle del río Reñihue y también desde el W del volcán Michinmahuida en dirección al lago Río Blanco se encuentran zonas de probabilidad media, elongadas también en direcciones NW-SE. Los valores máximos de probabilidad alcanzan órdenes de magnitud de $6,5E-05$ y disminuyen hacia cero.

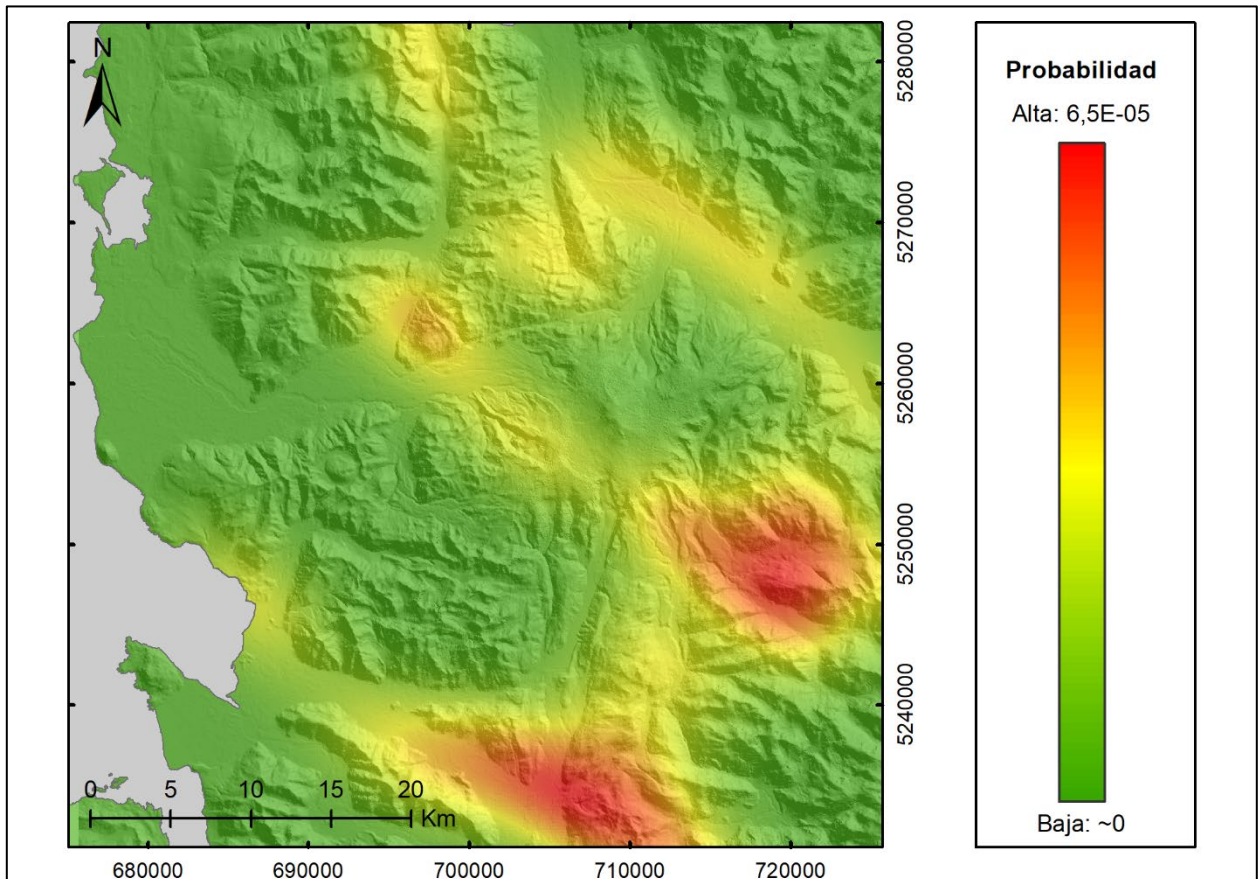


Figura 5.5: Mapa de densidad de probabilidad del dataset 5. Mediante la aplicación de una estimación de densidad de kernel sobre las estructuras NW-SE.

5.1.6. Dataset 6

En este mapa (Figura 5.6) se observan 4 zonas de alta probabilidad, distribuidas al NW, E, SW y SE del volcán. Las que presentan mayor probabilidad son la zona NW, que coincide con la ubicación de los “Conos Río Blanco” y la zona al SE, distribuida en el valle del río Michinmahuida. Las zonas de más alta probabilidad alcanzan valores de $6,8E-05$ y decrecen hacia cero.

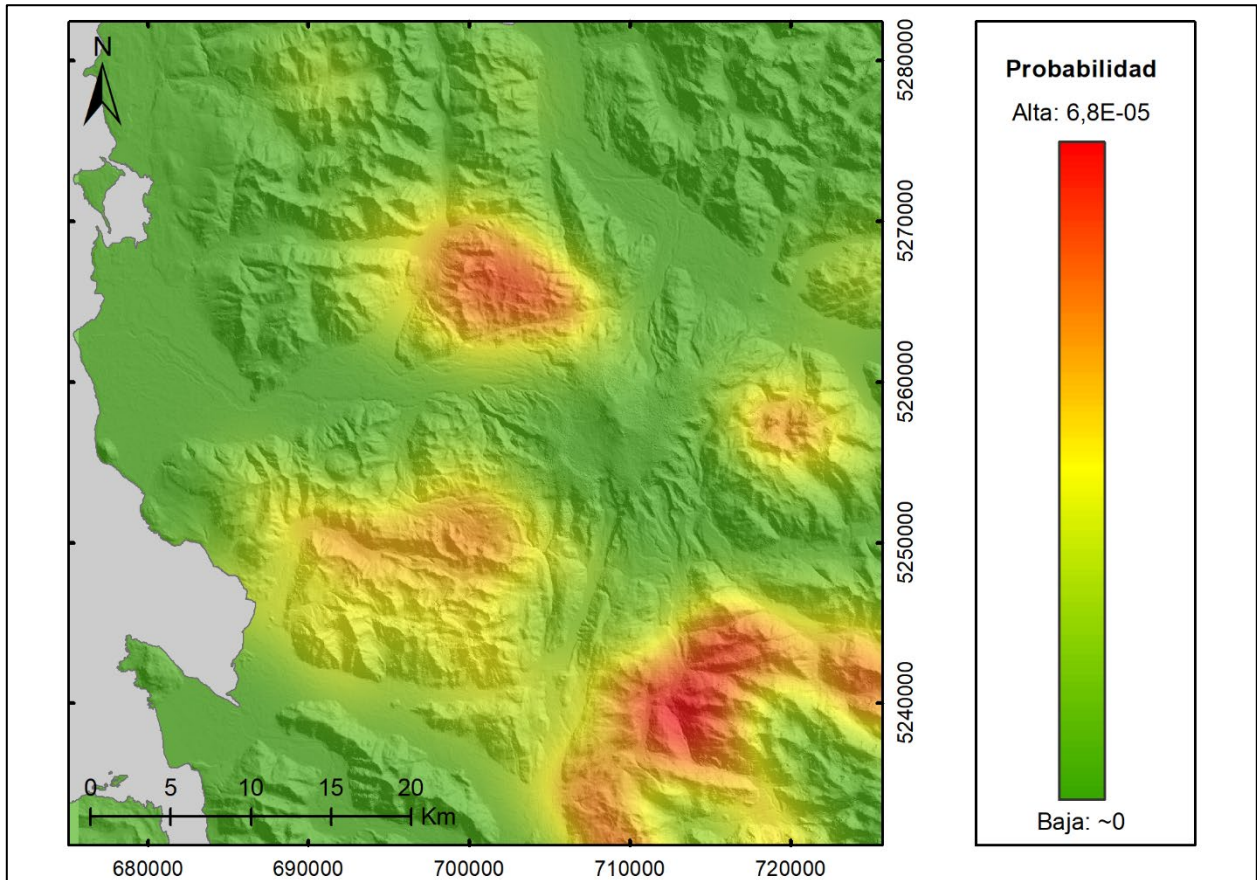


Figura 5.6: Mapa de densidad de probabilidad del dataset 6. Mediante la aplicación de una estimación de densidad de kernel sobre las estructuras E-W.

5.2. Mapa de probabilidad ponderada

Luego de obtener los mapas individuales, todas las FDPs se ponderan según el promedio de los resultados obtenidos en la encuesta. Con la FDP ponderada se construye el mapa de la Figura 5.7, donde el color rojo indica los valores de probabilidad más altos, los tonos amarillos los valores intermedios y los tonos verdes los valores más bajos.

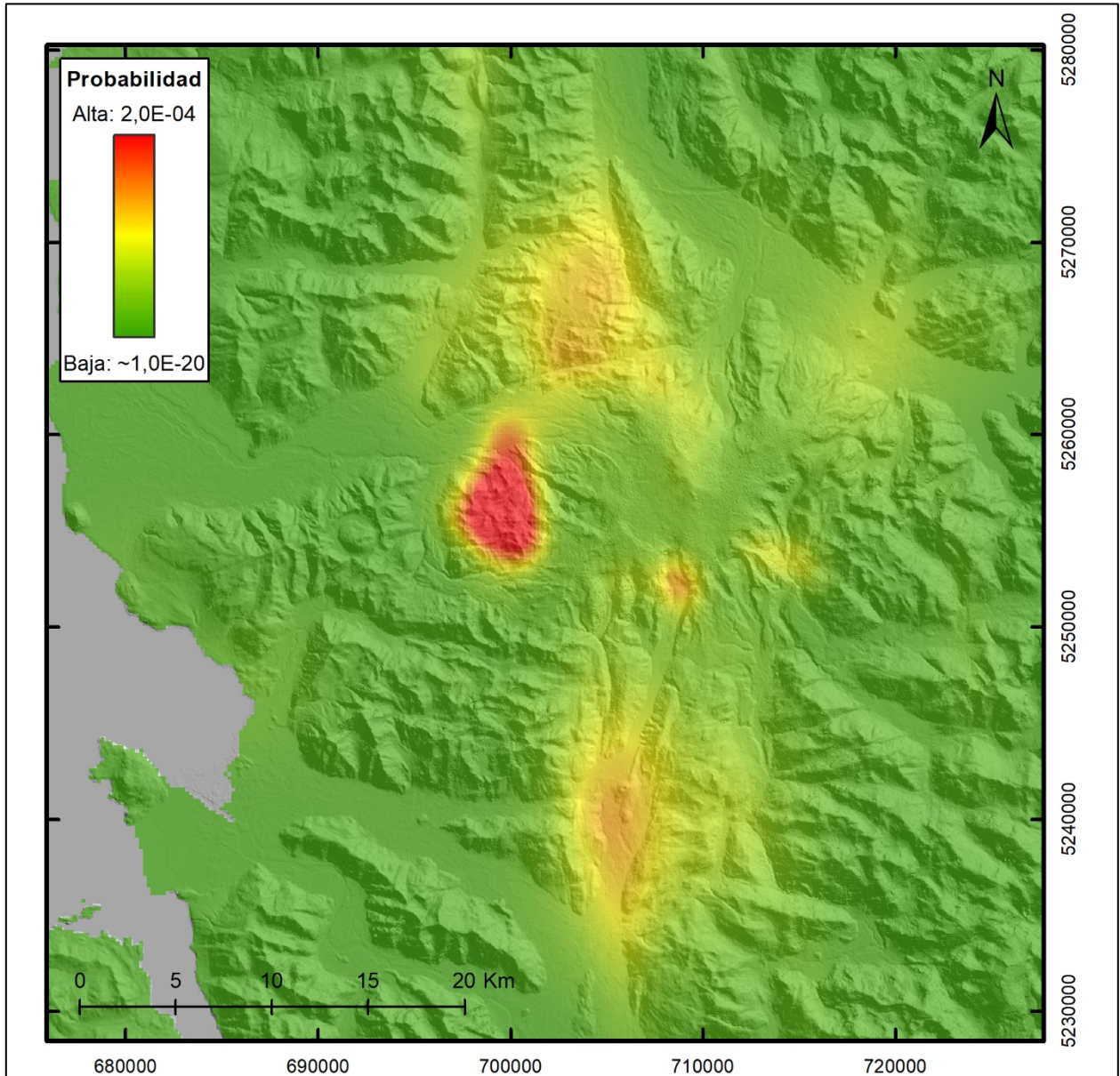


Figura 5.7: Mapa de probabilidad ponderada. Muestra los valores que adquiere la FDP ponderada en cada píxel del mapa.

6. DISCUSIÓN

6.1. Análisis e interpretación de resultados

Los resultados del mapa de probabilidad ponderado (Figura 6.1G) dependen de dos factores. En primer lugar, de las funciones de densidad de probabilidad (FDP) obtenidas para cada set de datos (Figuras 6.1A-F) mediante la aplicación del método de estimación de densidad de kernel (EDK), y en segundo lugar, de la ponderación o peso asignado a cada dataset por el panel de expertos, quienes han evaluado la relevancia de cada uno en el control del volcanismo de la región.

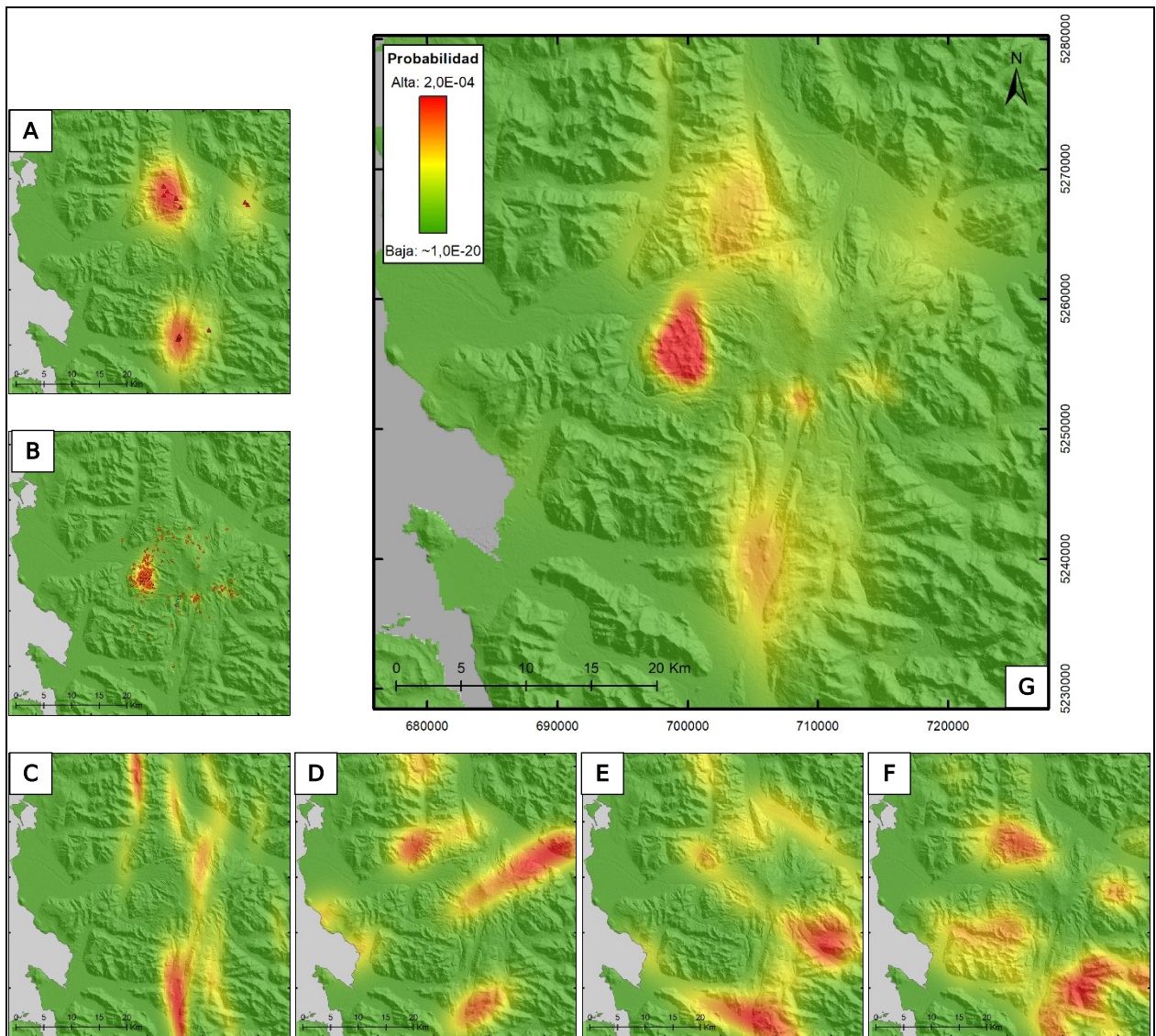


Figura 6.1: Resumen de mapas para discusión. A) Centros de emisión menores. B) Epicentros de sismos. C) Est. N-S. D) Est. NE-SW. E) Est. NW-SE. F) Est. E-W. G) Mapa de probabilidad ponderada.

Los mapas de cada dataset no se pueden interpretar de manera individual, ya que, antes de ser ponderados, sólo representan una estimación de la forma y la distribución de los datos de cada conjunto. Es a través de la combinación lineal de las seis funciones de densidad de probabilidad, según las ponderaciones asignadas por los expertos, que se calcula una FDP ponderada. Utilizando esta FDP, se puede calcular una matriz de probabilidades para el área, donde a cada píxel se le asigna un valor. Los valores de la matriz de probabilidades se muestran en un mapa cuantitativo en escala logarítmica con leyenda de color (Figura 6.1G). Al trabajar bajo la asunción de que los datasets utilizados en el análisis están relacionados en algún grado con el volcanismo de la región (Martí y Felpeto, 2010; Cembrano y Lara, 2009; Muñoz, 2019), se pueden interpretar los resultados de la matriz de probabilidades para realizar una evaluación de la susceptibilidad volcánica.

Al interpretar el mapa final para evaluar la susceptibilidad volcánica en el área de estudio, se debe tener en cuenta que la configuración del mapa depende fuertemente de la densidad y la distribución espacial de los datos de entrada. En un caso ideal, donde se tenga registro de todas las estructuras existentes en el área, conoceríamos su distribución y densidad real, pero en este caso, los datasets 3, 4, 5 y 6 están compuestos en parte por las proyecciones lineales en base al rumbo de datos estructurales puntuales de terreno. Esto es sólo una aproximación de la posible distribución real de las estructuras presentes en el área, por eso, las probabilidades obtenidas en el mapa final son estimativas, y deben ser utilizadas con cautela para no sobre interpretarlas.

Respecto a la ponderación, esta se realiza en la etapa final del análisis espacial con MatHaz y tiene un impacto directo en la distribución de probabilidades del mapa final. Cualquier variación en los valores de ponderación influirá en la distribución de probabilidades resultante. Los pesos asignados a cada conjunto de datos según los resultados de la encuesta son relativamente más altos para los centros de emisión menores (32%), las estructuras NE-SW (19%) y las estructuras N-S (17%), por lo que se consideran como los factores más relevantes en el control de la expresión superficial del volcanismo en la región. Los pesos más bajos fueron asignados a los epicentros de sismos (15%), las estructuras E-W (9%) y las estructuras NW-SE (8%). Al comparar estas ponderaciones con estudios anteriores, como el de Bertin y otros (2019), observamos que son similares. En ese estudio, los centros de emisión también recibieron la mayor ponderación con un 45%, mientras que los cuatro dataset de estructuras compartieron otro 45%, dejando el 10% restante entre sismos y

anomalías térmicas. Esta distribución es coherente también con las de otros estudios, como Cappello y otros (2012), Bartolini y otros (2013) y Becerril y otros (2013), donde la ubicación de centros de emisión suele recibir altos valores de ponderación, a menudo superando el 50% en comparación con otros factores. Esto tiene sentido geológico, ya que el análisis se centra en factores relacionados, en mayor o menor grado, con la expresión superficial del volcanismo. De los seis factores considerados, la ubicación de centros de emisión es la que tendría una relación más estrecha con la posibilidad de que el magma alcance la superficie, ya que son lugares donde esto ha ocurrido en el pasado.

En el mapa final (Figura 6.1G), se aprecia claramente la influencia de los dataset 1 (centros de emisión menores) y 2 (epicentros de sismos) en la distribución de probabilidades. A pesar de que el dataset 2 tiene una ponderación más baja que el dataset 1 (19% frente al 32%), parece tener un mayor impacto. Esto se debe a que el dataset 1 está más ampliamente distribuido en el espacio, con tres clústeres al NW, NE y S del volcán Michinmahuida, mientras que los epicentros de sismos del dataset 2 se concentran en un solo clúster en la zona entre los volcanes Michinmahuida y Chaitén.

El mapa ponderado muestra que la zona intermedia entre los volcanes Michinmahuida y Chaitén tiene probabilidades relativamente más altas, lo que sugiere una susceptibilidad volcánica elevada. Esta observación puede interpretarse como una alta probabilidad de que se forme un centro de emisión en dicha zona en el futuro, o bien, como una alta probabilidad de erupción en uno de los dos edificios volcánicos principales.

Además, se muestran áreas con valores de probabilidad intermedia, como la zona de los “Conos Río Blanco”, el sector alrededor de los centros de emisión al sur del volcán Michinmahuida en el valle del río Amarillo, dos áreas más pequeñas ubicadas directamente al sur del edificio volcánico y la zona alrededor de los “Conos Cabrito” en el valle del río Reñihue. Estas áreas muestran probabilidades moderadas, lo que sugiere una mayor probabilidad de formación de nuevos centros de emisión o de reactivación de los ya existentes, con respecto al resto del área.

6.2. Limitaciones del estudio

Si bien este estudio ha tenido como resultado un mapa de probabilidad ponderada, es importante considerar las limitaciones asociadas a la hora de interpretar los resultados y evaluar la susceptibilidad volcánica.

La principal limitación de este estudio radica en la escasa disponibilidad de datos estructurales del área. El cálculo final de probabilidades depende directamente de la distribución espacial de los datos de cada dataset. En el caso de las estructuras, mientras más cercana sea la distribución de los datos de entrada a la distribución real de las estructuras, más confiables serán los resultados del modelo. Ante la carencia de datos estructurales lineales (aparte de los lineamientos), se llevó a cabo la siguiente aproximación: se proyectaron trazas lineales de 4.000 m de longitud sobre cada uno de los datos puntuales de fallas y fracturas de la base de datos, para ser utilizados como datos estructurales lineales. Esto constituye una imprecisión, que debe ser considerada para no sobreinterpretar los resultados del mapa. Sin embargo, esta aproximación permitió probar el comportamiento del modelo al calcular la susceptibilidad volcánica en los alrededores de un estratovolcán como el volcán Michinmahuida, utilizando datos volcano-estructurales puntuales y lineales en conjunto.

El uso de cualquier modelo estadístico siempre tiene limitaciones intrínsecas, pues se trabaja bajo suposiciones que podrían no representar la complejidad del fenómeno estudiado. En este caso, aunque la estimación de densidad de kernel (EDK) es una técnica ampliamente aceptada en la modelación de este tipo de datos, presenta limitaciones como la elección del ancho de banda o parámetro de suavizado y la asunción de que existe una distribución de densidad subyacente para cada set de datos.

El bajo porcentaje (<15% del área total) de área explorada efectivamente en terreno (Figura 6.2) se considera como otra de las limitaciones. Esto se compensa recopilando datos de monitoreo (desde OVDAS), datos obtenidos en otros estudios y mediante *software* SIG para obtener más información sobre el área. Esta recopilación permitió armar una base de datos lo suficientemente densa como para llevar a cabo un análisis de susceptibilidad, pero sería deseable contar con una base de datos

aún más amplia, tanto en cantidad de datos como en la distribución de estos a lo largo y ancho del área de estudio.

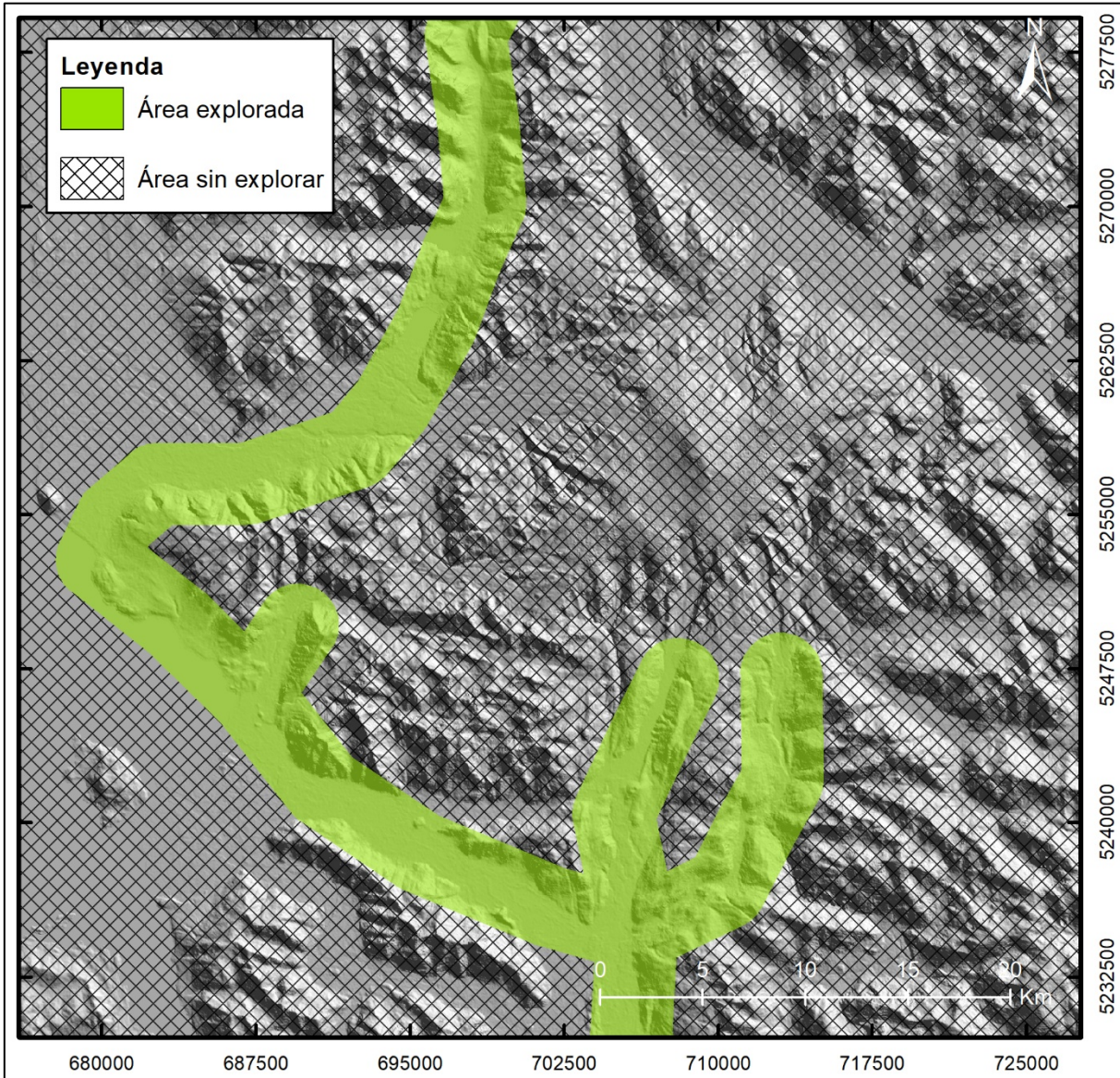


Figura 6.2: Mapa del área explorada en terreno. El área explorada representa menos del 15% del área total.

Por último, para asignar valores de ponderación a los factores volcano-tectónicos, se recurrió a un panel de expertos. Aunque esta es una práctica recurrente en este tipo de estudios, siempre existe la posibilidad de sesgo en las opiniones y experiencias de los expertos consultados. Se debe considerar el hecho de que este sesgo, de existir, influiría en los resultados del modelo.

7. CONCLUSIONES

Los avances tecnológicos de las últimas décadas han ampliado considerablemente las posibilidades en la realización de evaluaciones de peligros y riesgos asociados a sistemas volcánicos. En la actualidad, disponemos de potentes herramientas de análisis estadístico que, combinadas con un profundo estudio y comprensión de los procesos volcano-tectónicos, permiten llevar estas evaluaciones a un nivel más avanzado.

La metodología utilizada en este trabajo permitió realizar una estimación cuantitativa de las probabilidades de apertura o reactivación de centros de emisión. Esto se logró mediante un análisis de distribución espacial basado en datos volcano-estructurales recopilados de investigaciones previas, registros de monitoreo sísmico, datos obtenidos mediante análisis con herramientas SIG, además de datos recopilados en campo. Entre las ventajas de la utilización de MatHaz se encuentra el hecho de que es una herramienta de código abierto. Este aspecto posibilita la modificación de los datos de entrada, los parámetros de cálculo y de la estructura del código en sí, lo que a su vez permite a los usuarios ejecutar la secuencia las veces necesarias con relativa facilidad. Esta es una gran ventaja, ya que, ante la eventual disponibilidad de nuevos datos en la zona, se pueden volver a realizar análisis aún más completos y actualizados del área de estudio.

Esta investigación comprende dos resultados principales. Por un lado, se ha generado una base de datos volcano-estructurales para el volcán Michinmahuida, mientras que, por otro lado, se ha confeccionado un mapa de susceptibilidad espacial. Ambos productos representan una contribución al equipo de la RNVV en el proceso de elaboración del mapa de peligros del volcán Michinmahuida.

Dada la dificultad de proveer monitoreo volcánico para todos los volcanes activos ubicados en territorio chileno, la RNVV prioriza sus esfuerzos en base al ranking actualizado de riesgo volcánico. Durante todo el año se realizan campañas de terreno a distintos volcanes. Estas campañas tienen diferentes objetivos, entre los cuales se encuentran el mapeo de peligros volcánicos, levantamiento geológico, determinación de isópacas de caídas, entre otros. En base a los aprendizajes obtenidos durante el desarrollo de este estudio, se plantea como una buena idea el incluir el mapeo de estructuras dentro de los objetivos de terreno al estudiar estas zonas volcánicas

en futuras campañas. Esto enriquecería el conocimiento estructural de la zona y permitiría realizar análisis volcano-estructurales más detallados, pues como vimos, el área explorada en terreno representa <15% del área total de estudio. La base de datos desarrollada en este estudio podría servir como punto de partida para la creación de una base de datos más completa de la región.

Es importante recordar que MatHaz se compone de tres etapas: un análisis de probabilidad espacial, un análisis de probabilidad temporal y un análisis probabilístico de peligros volcánicos. En este estudio, se utilizó exclusivamente el análisis de probabilidad espacial. La limitación principal radica en la falta de información sobre la temporalidad de las erupciones vinculadas a los centros de emisión menores localizados alrededor del volcán. Esto ha impedido llevar a cabo un análisis espacio-temporal en este trabajo. No obstante, si en el futuro se dispusiera de datos temporales para los eventos, se podría llevar a cabo un análisis más completo de susceptibilidad espacio-temporal.

Este trabajo se alinea con las perspectivas futuras de SERNAGEOMIN, que implican el desarrollo y la aplicación de técnicas más avanzadas para el análisis de grandes conjuntos de datos. Además, esta memoria de título representa un avance en el desafío de SERNAGEOMIN de consolidar y fortalecer sus vínculos con instituciones académicas, y en el desafío de la academia de generar conocimiento que pueda ser un aporte para la gestión de riesgos de nuestro país.

8. REFERENCIAS

- ACOCELLA, V., NERI, M. Y SCARLATO, P. 2006. Understanding shallow magma emplacement at volcanoes: orthogonal feeder dikes during the 2002–2003 Stromboli (Italy) eruption. *Geophysical Research Letters*. Vol. **33**. N° **17**.
- ACOCELLA, V., NERI, M. Y SULPIZIO, R. 2009. Dike propagation within active central volcanic edifices: constraints from Somma-Vesuvius, Etna and analogue models. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **71**: 219-223.
- ALCORN, R., PANTER, K. S. Y GORSEVSKI, P.C. 2013. A GIS-based volcanic hazard and risk assessment of eruptions sourced within Valles caldera, New Mexico. *Journal of volcanology and geothermal research*. Vol. **267**: 1-14.
- AMIGO, Á., LARA, L. E. Y SMITH, V. C. 2013. Holocene record of large explosive eruptions from Chaitén and Michinmahuida Volcanoes, Chile. *Andean Geology*. Vol. **40**. N° **2**: 227-248.
- AMIGO, Á. 2021. Vigilancia volcánica y evaluación de peligros en Chile. *Volcanica*. Vol. **4**. N° **S1**: 11-20.
- ARAYA, E. 1979. Estudio geológico preliminar del área ubicada entre los 42°30' y 43°20' L.S. y los 72°30' y 73°00' L.W. (Comuna de Chaitén, Provincia de Chiloé, X Región). Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito). 158 pp. Santiago.
- BARTOLINI, S., BOLÓS, X., MARTÍ, J., PEDRA, E. R. Y PLANAGUMÀ, L. 2015. Hazard assessment at the quaternary La Garrotxa volcanic field (NE Iberia). *Natural Hazards*. Vol. **78**: 1349-1367.
- BARTOLINI, S., CAPPELLO, A., MARTÍ, J. Y DEL NEGRO, C. 2013. QVAST: a new Quantum GIS plugin for estimating volcanic susceptibility. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol. **13**. N° **11**: 3031-3042.
- BARTOLINI, S., GEYER, A., MARTÍ, J., PEDRAZZI, D. Y AGUIRRE-DÍAZ, G. 2014. Volcanic hazard on Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **285**: 150-168.
- BECERRIL, L., BARTOLINI, S., SOBRADELO, R., MARTÍ, J., MORALES, J. M. Y GALINDO, I. 2014. Long-term volcanic hazard assessment on El Hierro (Canary Islands). *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol. **14**. N° **7**: 1853-1870.
- BECERRIL, L., CAPPELLO, A., GALINDO, I., NERI, M. Y DEL NEGRO, C. 2013. Spatial probability distribution of future volcanic eruptions at El Hierro Island (Canary Islands, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **257**: 21-30.

- BECERRIL, L., MARTÍ, J., BARTOLINI, S. Y GEYER, A. 2017. Assessing qualitative long-term volcanic hazards at Lanzarote Island (Canary Islands). *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol. **17**. N° **7**: 1145-1157.
- BEHNCKE, B., NERI, M. Y NAGAY, A. 2005. Lava flow hazard at Mount Etna (Italy): new data from a GIS-based study. Kinematics and dynamics of lava flows (Manga, M., Ventura, G. editores). The Geological Society of America. Vol. **396**: 189-208.
- BERTIN, D., LINDSAY, J. M., BECERRIL, L., CRONIN, S. J. Y BERTIN, L. J. 2019. MatHaz: a Matlab code to assist with probabilistic spatio-temporal volcanic hazard assessment in distributed volcanic fields. *Journal of Applied Volcanology*. Vol. **8**. N° **4**: 25 pp.
- BERTIN, D., LINDSAY, J. M., CRONIN, S. J., DE SILVA, S. L., CONNOR, C. B., CAFFE, P. J., GROSSE, P., BÁEZ, W., BUSTOS, E. Y CONSTANTINESCU, R. 2022. Probabilistic Volcanic Hazard Assessment of the 22.5–28° S Segment of the Central Volcanic Zone of the Andes. *Frontiers in Earth Science*. Vol. **10**. 22 pp.
- BERTIN, L.; MORENO, H. Y BECERRIL, L. 2018. Peligros del Campo Volcánico Carrán-Los Venados, región de Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental. N° **33**: 52 pp. Santiago.
- BONACCORSO, A., BONFORTE, A., CALVARI, S., DEL NEGRO, C., DI GRAZIA, G., GANCI, G., NERI, M., VICARI, A. Y BOSCHI, E. 2011. The initial phases of the 2008-2009 Mt. Etna eruption: a multi-disciplinary approach for hazard assessment. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **116**. N° B03203.
- CALDER, E., WAGNER, K. Y OGBURN, S. 2015. Volcanic hazard maps. Global volcanic hazards and risk (Loughlin, S. C., Sparks, R. S. J., Brown, S. K., Jenkins, S. F. Y Vye-Brown, C. editores). Cambridge University Press: 335-342.
- CAPPELLO, A., BILOTTA, G., NERI, M. Y NEGRO, C. D. 2013. Probabilistic modeling of future volcanic eruptions at Mount Etna. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **118**. N° **5**: 1925-1935.
- CAPPELLO, A., NERI, M., ACOCELLA, V., GALLO, G., VICARI, A. Y DEL NEGRO, C. 2012. Spatial vent opening probability map of Etna volcano (Sicily, Italy). *Bulletin of Volcanology*. Vol. **74**: 2083-2094.
- CAPPELLO, A., VICARI, A. Y DEL NEGRO, C. 2011. Assessment and modeling of lava flow hazard on Mt. Etna volcano. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*. Vol. **52**. N° **2**.
- CEMBRANO, J. Y LARA, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*. Vol. **471**. N° **1-2**: 96–113.
- CEMBRANO, J., HERVÉ, F. Y LAVENU, A. 1996. The Liquiñe Ofqui Fault Zone: A long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*. Vol. **259**. N° **1-3**: 55-66.

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

CONNOR, C.B., STAMATAKOS, J.A., FERRIL, D.A., HILL, B.E., OFOEGBU, G.I., CONWAY, M., SAGAR, B. Y TRAPP, J. 2000. Geologic factors controlling patterns of small-volume basaltic volcanism: application to a volcanic hazards assessment at Yucca Mountain, Nevada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **105**. N° **B1**: 417–432.

CORBELLA, H. Y LARA, L. E. 2008. Late cenozoic quaternary volcanism in Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in Quaternary Sciences*. Vol. **11**: 95-119.

CRISCI, G. M., AVOLIO, M. V., BEHNCKE, B., D'AMBROSIO, D., DI GREGORIO, S., LUPIANO, V., NERI, M., RONGO, R. Y SPATARO, W. 2010. Predicting the impact of lava flows at Mount Etna, Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **115**. N° **B4**.

DEMETS, C., GORDON, R., ARGUS, D. Y STEIN, S. 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*. Vol. **21**. N° **20**: 2191-2194.

EL DIFRAWY, M. A., RUNGE, M. G., MOUFTI, M. R., CRONIN, S. J. Y BEBBINGTON, M. 2013. A first hazard analysis of the Quaternary Harrat Al-Madinah volcanic field, Saudi Arabia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **267**: 39-46.

FELPETO, A., MARTÍ, J. Y ORTIZ, R. 2007. Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **166**. N° **2**: 106-116.

GALINDO, I., ROMERO, M. C., SÁNCHEZ, N. Y MORALES, J. M. 2016. Quantitative volcanic susceptibility analysis of Lanzarote and Chinijo Islands based on kernel density estimation via a linear diffusion process. *Scientific reports*. Vol. **6**: 1-10.

GALLANT, E., RICHARDSON, J., CONNOR, C., WETMORE, P. Y CONNOR, L. 2018. A new approach to probabilistic lava flow hazard assessments, applied to the Idaho National Laboratory, eastern Snake River Plain, Idaho, USA. *Geology*. Vol. **46**. N° **10**: 895-898.

GANCI, G., VICARI, A., CAPPELLO, A. Y DEL NEGRO, C. 2012. An emergent strategy for volcano hazard assessment: From thermal satellite monitoring to lava flow modeling. *Remote Sensing of Environment*. Vol. **119**: 197-207.

GHO INZUNZA, R. A. 2019. Erupciones holocenas de los volcanes Chaitén y Michinmahuida: Implicancias para la estimación de las condiciones de almacenamiento y ascenso de magmas. Tesis para optar al Grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología: 108 pp. Santiago.

GLAZNER, A. F., BARTLEY, J. M. Y CARL, B. S. 1999. Oblique opening and noncoaxial emplacement of the Jurassic Independence dike swarm, California. *Journal of Structural Geology*. Vol. **21**. N° **10**: 1275-1283.

GONZÁLEZ-FERRÁN, O. 1995. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar. Santiago.

GUDMUNDSSON, A. 2008. Magma-chamber geometry, fluid transport, local stresses and rock behavior during collapse caldera formation. *Caldera Volcanism* (Gottsmann, J., Martí, J. editores). *Developments in Volcanology*. Vol. **10**: 313–349.

GUDMUNDSSON, A. 2012. Strengths and strain energies of volcanic edifices: implications for eruptions, collapse calderas, and landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol. **12**. N° 7: 2241–2258.

HERVÉ, F.; CALDERÓN, M.; FANNING, C.; PANKHURST, R.; FUENTES, F.; RAPELA, C.; CORREA, J.; QUEZADA, P.; MARAMBIO, C. 2016. Devonian magmatism in the accretionary complex of southern Chile. *Journal of the Geological Society*. Vol. **173**. N° 4: 587-602.

HOLCOMB, R. T. 1987. Eruptive History and Long-Term Behavior of Kilauea Volcano. Volcanism in Hawaii. US Geological Survey Professional Paper 1350, Chapter 12: 261-350.

JAQUET, O., CONNOR, C. Y CONNOR, L. 2008. Probabilistic methodology for long-term assessment of volcanic hazards. *Nuclear technology*. Vol. **163**. N° 1: 180-189.

JIMÉNEZ, D., BECERRIL, L., BARTOLINI, S. Y MARTÍ, J. 2018. Spatio-temporal hazard estimation in San Miguel volcano, El Salvador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **358**: 171-183.

KERESZTURI, G. Y NÉMETH, K. 2012. Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation. *Updates in Volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems* (Németh, K. editor). IntechOpen: 3-89.

LANGE, D., CEMBRANO, J., RIETBROCK, A., HABERLAND, C., DAHM, T. Y BATAILLE, K. 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics*. Vol. **455**. N° 1-4: 14-24.

LARA, L. E. 2009. The 2008 eruption of the Chaitén Volcano, Chile: a preliminary report. *Andean Geology*. Vol. **1**. N° 36: 125-129.

LARA, L. E., AMIGO, Á. Y MORENO, H. 2009. Volcanismo explosivo del volcán Michinmahuida: primeros antecedentes de una ignimbrita postglacial. *In Congreso Geológico Chileno*. N° 12. Santiago.

LAVENU, A. Y CEMBRANO, J. 1999. Estado de esfuerzo compresivo plioceno y compresivo-transpresivo pleistoceno, Andes del Sur, Chile (38°-42°30'S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **26**. N° 1: 67-87.

LE CORVEC, N., SPÖRLI, K. B., ROWLAND, J. Y LINDSAY, J. 2013. Spatial distribution and alignments of volcanic centers: clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews*. Vol. **124**: 96-114.

- LÓPEZ-ESCOBAR, L., CEMBRANO, J. Y MORENO, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Andean Geology*. Vol. **22**. N° 2: 219-234.
- LÓPEZ-ESCOBAR, L., KILIAN, R., KEMPTON, P. Y TAGIRI, M. 1993. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41° 30' and 46° 00'S, Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **20**. N° 1: 33-55.
- MAJOR, J. J. Y LARA, L. E. 2013. Overview of Chaitén Volcano, Chile, and its 2008-2009 eruption. *Andean Geology*. Vol. **2**. N° 40: 196-215.
- MARTÍ, J. Y FELPETO, A. 2010. Methodology for the computation of volcanic susceptibility: an example for mafic and felsic eruptions on Tenerife (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **195**. N° 1: 69-77.
- MARTIN, A. J., UMEDA, K., CONNOR, C. B., WELLER, J. N., ZHAO, D. Y TAKAHASHI, M. 2004. Modeling long-term volcanic hazards through Bayesian inference: An example from the Tohoku volcanic arc, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **109**. N° B10.
- MARZOCCHI, W., SANDRI, L. Y SELVA, J. 2008. BET_EF: a probabilistic tool for long-and short-term eruption forecasting. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **70**: 623-632.
- MORENO, H. 1995. Subproyecto Volcanes de la X Región Sur: Estudio fotogeológico a escala 1:100.000. Proyecto Carta Metalogénica de la Décima Región Sur, SERNAGEOMIN-BRGM. 35 pp.
- MUÑOZ RAMÍREZ, R. A. 2019. Control estructural del basamento sobre el volcanismo cuaternario del complejo volcánico Chaitén-Michinmahuida. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción. Facultad de Ciencias Químicas. Departamento Ciencias de la Tierra: 106 pp. Concepción.
- NAKAMURA, K. 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation - Principle and proposal. *Journal of volcanology and Geothermal Research*. Vol. **2**. N° 1: 1-16.
- NARANJO, J. A. Y STERN, C. R. 2004. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42 30'-45 S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista geológica de Chile*. Vol. **31**. N° 2: 224-240.
- NÉMETH, K. 2010. Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. *In* What Is a Volcano? GSA Special Paper Vol. **470**: 43-66.
- NÉMETH, K., Y KERESZTURI, G. 2015. Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*. Vol. **104**: 2131-2146.

- NERI, M. Y ACOCELLA, V. 2006. The 2004–2005 Etna eruption: Implications for flank deformation and structural behaviour of the volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **158**. N° **1-2**: 195-206.
- NERI, M., ACOCELLA, V., BEHNCKE, B., GIAMMANCO, S., MAZZARINI, F. Y RUST, D. 2011. Structural analysis of the eruptive fissures at Mount Etna (Italy). *Annals of Geophysics*. Vol. **54**: 464-479.
- NEWHALL, C. G. 2000. Volcano warnings, in Encyclopedia of Volcanoes (Sigurdsson, H. editor). 1185–1197 pp.
- PANKHURST, R. J., HERVÉ, F., ROJAS, L. Y CEMBRANO, J. 1992. Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile (42–42 30' S). *Tectonophysics*. Vol. **205**. N° **1-3**: 283-294.
- PÉREZ-FLORES, P., CEMBRANO, J., SÁNCHEZ-ALFARO, P., VELOSO, E., ARANCIBIA, G. Y ROQUER, T. 2016. Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe–Ofqui fault System, Chile. *Tectonophysics*. Vol. **680**: 192-210.
- PIÑA-GAUTHIER, M. Y VEGA, M. 2010. Caracterización geológica y geofísica del basamento del Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida. Asesorías Geológicas (TEKTVM). Santiago.
- RITZ, J. F. 1994. Determining the slip vector by graphical construction: use of a simplified representation of the stress tensor. *Journal of structural geology*. Vol. **16**. N° **5**: 737-741.
- SAATY, T. L. 1990. The Analytic Hierarchy Process. *European Journal of Operational Research*. Vol. **48**: 9-26.
- SAATY, T. L. 2004. Decision making—the analytic hierarchy and network processes (AHP/ANP). *Journal of systems science and systems engineering*. Vol. **13**: 1-35.
- SAATY, T. L. 2008. Decision making with the analytic hierarchy process. *International Journal of Services Sciences*. Vol. **1**. N° **1**: 83-98.
- SERNAGEOMIN. 2023. Ranking de riesgo específico de volcanes activos de Chile 2023. https://rnvv.sernageomin.cl/wp-content/uploads/sites/2/2023/10/Ranking-2023_tabloide_20231012.pdf
- SPARKS, R. S. J. (2003). Forecasting volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **210**. N° **1-2**: 1-15.
- STERN, C. R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*. Vol. **31**. N° **2**: 161-206.
- TAMAKI, K. 1999. Nuvel-1A calculation results. Ocean Research Institute, University of Tokyo. <http://manbow.ori.u-tokyo.ac.jp/tamaki-bin/post-nuvella>

TIBALDI, A., PASQUARÈ, F. Y TORMEY, D. 2010. Volcanism in reverse and strike-slip fault settings. *New frontiers in integrated solid earth sciences*. p. 315-348.

WATT, S.; PYLE, D.; MATHER, T.; MARTI, R. Y MATTHEWS, N. 2009. Fallout and distribution of volcanic ash over Argentina following the May 2008 explosive eruption of Chaitén, Chile. *Journal of Geophysical Research*. N° **114**: 11 pp.

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