Universidad Nacional Andrés Bello

Facultad de Ingeniería

ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD POR REMOCIONES EN MASA EN EL VOLCÁN LLAIMA, ANDES DEL SUR, A PARTIR MÉTODOS CUANTITATIVOS Y CUALITATIVOS

TESIS DE PREGRADO PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

AUTOR(A):

ALEXANDRA B. SALGADO CIFUENTES

PROFESOR GUÍA

DR. (C) JORGE E. ROMERO MOYANO

COMISIÓN

DRA. KAREN J. CORREA BASILOTTA

M. SC. CRISTIAN VERA SORIANO

CONCEPCIÓN, CHILE

2022

ÍNDICE

RESUMEN 6

ABSTRACT 7

1. INTRODUCCIÓN 1

1.1. GENERALIDADES Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA 1

1.2. OBJETIVOS 3

1.2.1. OBJETIVO GENERAL 3

1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS 3

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS 3

2. REMOCIONES EN MASA EN EDIFICIOS VOLCÁNICOS 5

2.1. DEFINICIÓN Y CLASIFICACIÓN 5

2.1.1. FACTORES CONDICIONANTES 6

2.1.2. FACTORES INTERNOS 7

2.1.3. FACTORES EXTERNOS 12

2.1.4. FACTORES DESENCADENANTES 14

2.2. DEPÓSITOS 15

3. VOLCÁN LLAIMA 18

3.1. CLIMA Y VEGETACIÓN 18

3.2. GEOMORFOLOGÍA 19

3.3. SEGMENTACIÓN DEL MARGEN Y VOLCANISMO EN LOS ANDES DE SUR 21

3.4. GEOLOGÍA Y EVOLUCIÓN 23

3.4.1. BASAMENTO DEL VOLCÁN 23

3.4.2. ESTRUCTURA Y ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA 24

3.4.3. SÍNTESIS EVOLUTIVA HISTÓRICA DEL VOLCÁN LLAIMA 32

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL 34

4.1. SISTEMA DE FALLAS LIQUIÑE-OFQUI 34

4.2. ESTRUCTURAS MAYORES EN TORNO AL LLAIMA 36

4.3. CONOS ADVENTICIOS, EMPLAZAMIENTO DE DIQUES Y SU RELACIÓN CON LA TECTÓNICA 38
5. DEFORMACIÓN 39
6. METODOLOGÍA 40
6.1. CRITERIOS DE SELECCIÓN DE METODOLOGÍA 40
6.2. ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD 43
6.2.1. ANTECEDENTES 43
6.2.2. CÁLCULO DEL ÍNDICE DE SUSCEPTIBILIDAD 43
6.3. CONSIDERACIONES EN LA EVALUACIÓN DEL ÍNDICE DE SUSCEPTIBILIDAD 48
7. RESULTADOS 50
7.1. CATASTRO DE REMOCIONES EN MASA EN EL VOLCÁN LLAIMA 50
7.1.1. REMOCIONES EN MASA INTER-ERUPTIVAS 50
7.1.2. REMOCIONES EN MASA SIN-ERUPTIVAS 53
7.2. DEFINICIÓN DE UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS 58
7.3. ÍNDICE DE SUSCEPTIBILIDAD 66
8. DISCUSIÓN 74
8.1. ALCANCE Y LIMITACIONES 74
8.2. OBSERVACIONES A LA METODOLOGÍA 75
8.3. APLICACIONES SOBRE LA EVALUACIÓN DE PELIGRO Y RIESGO EN EL VOLCÁN LLAIMA 77
8.4. PERSPECTIVAS FUTURAS 81
9. CONCLUSIONES 82
10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS 84
11. ANEXOS 96
ANEXO 1: TABLAS DE EVALUACIÓN DE INDICE DE SUSCEPTIBILIDAD 96

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de ubicación del volcán Llaima, Región de la Araucanía, Chile. 4
Figura 2. Múltiples intrusiones de diques empinaron y empujaron el flanco del volcán del Monte Camerún. Modificado de Mathieu et al. (2011a). 9
Figura 3. Tipos de movimientos de ladera según el tipo de material, la naturaleza del movimiento, la velocidad del movimiento y el contenido de humedad. Ilustración creada por Trista L. Thornberry-Ehrlich, Colorado State University, modificado de Varnes, D. J., 1978. 16
Figura 4. (A) Superficie de Glaciar cubierto («debris-covered ice») donde se visualizan «termokasts» y «rillings». (B) Glaciar cubierto («debris-covered ice») en sobrevuelo al volcán Llaima el 14 abril, 2009. Imágenes cortesía de Daniel Basualto. (C) Valle mixto (Artesa/Fluvial). Imagen extraída de Google Earth. 21
Figura 5. (A) Mapa geológico del Volcán Llaima, Región de la Araucanía, Chile. Modificado de Naranjo & Moreno, 2005. (B) El rectángulo segmentado corresponde al área que se indica en la cima del volcán en la imagen derecha, que muestra la distribución de las dos fracturas (en rojo) que estaban activas en el flanco superior del volcán. Modificado de Franco, 2019. 31
Figura 6. Perfiles geológicos esquemáticos del Volcán Llaima que ilustra la historia geológica del edificio. Perfil esquemático A-B-C, modificado de Naranjo & Moreno, 2005. Perfiles A-B' y D-D', elaboración propia. 34
Figura 7. Mapa regional que muestra la ubicación y extensión de la LOFS (líneas negras), la ATF (líneas rojas) y los principales volcanes del Holoceno (triángulos rojos). Extraído de Pérez-Flores & Cembrano, 2016. 35
Figura 8. Estructuras mayores entorno al volcán Llaima y su comparación con el modelo de Riedel (1929). Extraído de Rodríguez, 2015. 37
Figura 9. Modelo estructural del sistema volcánico como parte de un arreglo extensional de tipo Pull Apart. Extraído de Rodríguez, 2015. 38
Figura 10. Esquema de secuencia para aplicación de la metodología utilizada. Elaboración propia. 44

Figura 11. Imagen de la NASA, 8 abril de 2009, volcán Llaima. Creada por Robert Simmon, utilizando datos de EO-1 ALI proporcionados por cortesía del equipo EO-1 de la NASA . 49
Figura 12. Depósito coluvial. Imagen extraída de Google Earth. 51
Figura 13. Flanco del volcán Llaima que expone cicatriz de deslizamiento y bloques de gran tamaño que evidencian estratigrafía interna. Imagen cortesía de Daniel Basualto. 51
Figura 14. Deslizamientos y depósitos en flancos del volcán Llaima. Imágenes cortesía de Romina Gutiérrez. 52
Figura 15. Actividad estromboliana y emisiones de lava durante febrero de 2008. Modificado de Franco et al., 2019. 54
Figura 16. Grieta SE capturada en sobrevuelo del 17 de enero de 2008. Se destaca una amplia cicatriz que llega al borde del cráter junto con una fractura en el medio. Imagen cortesía Luis Franco. 55
Figura 17. Depósito de avalancha mixto sobre una cresta formada por una antigua colada de lava. Modificado de Breard et al., 2020. 55
Figura 18. (a) Esquema del depósito de avalancha mixta estudiado en el flanco NE del volcán Llaima. Modificado de Breard et al., 2020. 56
Figura 19. Mapa geomorfológico del Volcán Llaima 57
Figura 20. Mapa de pendientes, Volcán Llaima, IX Región de la Araucanía, Chile. 59
Figura 21. Mapa de orientaciones, Volcán Llaima, IX Región de la Araucanía, Chile. 60
Figura 22. Imagen donde se ejemplifica cómo se estimó la cobertura nival, evidenciando las zonas que presentan nieves perpetuas y las nieves estacionales. Imagen extraída de Google Earth..... 63
Figura 23. Mapa de unidades de terreno, Volcán Llaima, Región de la Araucanía, Chile. 65
Figura 24. Mapa de susceptibilidad de Flujo de Detritos, Volcán Llaima, IX Región de la Araucanía, Chile. 67
Figura 25. Mapa de susceptibilidad de deslizamiento de suelo, Volcán Llaima, IX Región de la Araucanía, Chile. 69
Figura 26. Mapa de susceptibilidad de deslizamiento de rocas, Volcán Llaima, IX Región de la Araucanía, Chile. 71
Figura 27. Mapa de susceptibilidad de caída de rocas, Volcán Llaima, IX Región de la Araucanía, Chile. 73

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Factores condicionantes relevantes para cada tipo de remoción en masa (Lara, 2007). 43
Tabla 2. Factores condicionantes de desliz. en suelo para calcular SI (Lara, 2010) 45
Tabla 3. Factores condicionantes de flujo de detritos para calcular SI (Lara, 2010). 46
Tabla 4. Factores condicionantes de desliz. en roca para calcular SI (Lara, 2010) 47
Tabla 5. Factores condicionantes de caída roca para calcular SI (Lara, 2010). 47
Tabla 6. Tabla comparativa entre el volcán Pacaya y Llaima. Fuente Schaefer et al. (2012), Matías Gómez et al. (2012), Naranjo & Moreno (2005). Elaboración propia. 61
Tabla 7. Tabla de rangos de índices de susceptibilidad 66
Tabla 8. Índices de susceptibilidad para flujo de detritos en el volcán Llaima. 66
Tabla 9. Índices de susceptibilidad para deslizamientos en suelo en el volcán Llaima. 68
Tabla 10. Índices de susceptibilidad para deslizamientos de rocas en el volcán Llaima. ... 70
Tabla 11. Índices de susceptibilidad para caída rocas en el volcán Llaima. 72
Tabla 12. Relación entre la probabilidad numérica y cualitativa de generación de eventos de remoción en masa utilizada para la evaluación del peligro. Extraída de Lara (2007). 78
Tabla 13. Matriz de combinaciones para definir el Grado de Peligro, Lara (2007). 79
Tabla 14. Matriz de combinaciones para definir la Vulnerabilidad, Navarro (2018) 80
Tabla 15. Matriz de combinaciones para definir el riesgo. Extraído de Navarro (2018). ... 80
Tabla 16. Evaluación de indice de susceptibilidad para deslizamientos de suelo 96
Tabla 17. Evaluación de indice de susceptibilidad para flujos de detritos 100
Tabla 18. Evaluación de indice de susceptibilidad para deslizamientos de roca 106
Tabla 19. Evaluación de indice de susceptibilidad para caída de rocas 108

RESUMEN

El volcán Llaima (38,69°S, 71,73°W, 3.179 m.s.n.m.) ha sido reconocido como uno de los volcanes más activos de Sudamérica. Este estudio presenta un análisis de susceptibilidad a las remociones en masa para las laderas del volcán Llaima, el cual identifica y zonifica las zonas que reúnen las características para la generación de estos eventos a través de la metodología propuesta por Lara & Sepúlveda (2010), basada en la integración de diversos factores condicionantes para su ocurrencia de eventos gravitacionales con un enfoque que facilitará la comprensión exhaustiva de la dinámica de los fenómenos de remoción en masa que ocurren durante un ciclo eruptivo completo o en períodos de quietud eruptiva en el volcán Llaima.

Nuestras observaciones y análisis sugieren que el volcán Llaima es susceptible a la generación de remociones en masa de tipo caída de rocas, flujo de detritos, así como deslizamiento de suelo y rocas. Cabe destacar que el flanco N del Llaima es el más susceptible a sufrir procesos de caída de rocas y en menor medida deslizamiento de rocas y flujo de detritos, lo cual se corresponde con zonas cercanas a la cima que presentan variadas fracturas con desprendimientos de roca, alcanzando valores de susceptibilidad con máximos críticos de 82. Lo anterior indica expresamente que el volcán Llaima se encuentra en un estado inminente de inestabilidad y, por tanto, susceptible a la ocurrencia de futuros eventos de remoción en masa. Los resultados expuestos aquí son concordantes con diversos estudios previos realizados en el volcán.

Este trabajo proporcionará una línea base para la evaluación del peligro volcánico por remoción en masa en el volcán Llaima, lo cual podría usarse en la gestión de riesgos poblacionales.

ABSTRACT

The Llaima volcano (38.69°S, 71.73°W, 3,179 m.a.s.l.) has been recognized as one of the most active volcanoes in South America. This study presents an analysis of susceptibility to landslides for the slopes of Llaima volcano, which identifies and zoned areas that meet the characteristics for the generation of these events through the methodology proposed by Lara & Sepúlveda (2010), based on the integration of various conditioning factors for the occurrence of gravitational events with an approach that will facilitate a comprehensive understanding of the dynamics of landslide events that occur during a complete eruptive cycle or in intereruptive periods in the Llaima volcano.

Our observations and analysis suggest that the Llaima volcano is susceptible to the generation of rockfall, debris flow, as well as soil and rock slides. It should be noted that the N flank of Llaima is the most susceptible to rockfall processes and to a lesser extent rock slides and debris flow, which corresponds to areas near the summit that have several fractures with rock falls, reaching susceptibility values with critical maximums of 82. This expressly indicates that the Llaima volcano is in an imminent state of instability and, therefore, susceptible to the occurrence of future mass removal events. The results presented here are in agreement with several previous studies carried out on the volcano.

This work will provide a baseline for the evaluation of volcanic hazard due to landslides at Llaima volcano, which could be used in population risk management.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. GENERALIDADES Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El Volcán Llaima (38°42'S, 71°44'W), ubicado en la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS) de la Región de la Araucanía, consiste en un edificio volcánico activo desde el Pleistoceno tardío, compuesto por un estratovolcán moderno edificado sobre un volcán de escudo ancestral (Naranjo & Moreno, 2005). Es uno de los volcanes más activos de América del Sur, con una intensa actividad eruptiva durante los últimos siglos.

El volcán se construyó a partir del Pleistoceno tardío, y ha experimentado un comportamiento eruptivo histórico principalmente de tipo Estromboliano y Hawaiano, aunque con actividad sub-Pliniana intermitente (Naranjo & Moreno, 1991). Hasta la actualidad, cuenta con más de 50 erupciones registradas desde ~1640 d.C. (Schonwalder-Angel *et al.*, 2018), cuyos productos comprenden andesitas basálticas y andesitas, y han sido emitidas a través del cráter principal o por alguno de los más de 40 conos adventicios que posee, y que se orientan según lineamientos con dirección NE-SW (Naranjo & Moreno, 2005). Estos lineamientos tienen relación con el entorno estructural del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO) que controla la actividad del volcán Llaima, el cual se caracteriza principalmente por fallas de rumbo dextrales con orientación NNE-SSW que se extienden por más de 1100 km, entre los 38° y 48° S (Hervé & Thiele, 1987 en Rodríguez, 2015). El control estructural, a su vez, determina la prevalencia de erupciones históricas de flanco, tanto a partir de centros eruptivos puntuales como fisurales constituyendo uno de los rasgos más significativos en su comportamiento eruptivo durante los últimos 4 siglos (Moreno & Naranjo, 2003).

Diversos autores han estudiado los peligros volcánicos asociados al volcán Llaima de manera independiente (e.g. Naranjo & Moreno, 1991; Salas, 2014; Navarrete, 2017; Moreno & Naranjo, 2003), determinando que en un futuro evento eruptivo, los procesos volcánicos peligrosos estarán relacionados con las caídas de piroclastos, flujos de lava y generación de lahares, siendo probable que las erupciones estén acompañadas de emisiones de gases tóxicos, actividad sísmica local, deslizamientos locales, obstrucción de cursos fluviales,

alteraciones fisicoquímicas de las aguas, suelos y vegetación, además de las presumibles avalanchas de nieve. La morfología cónica, las fuertes pendientes y la cubierta de glaciares y nieves estacionales en los flancos del Llaima, propician la ocurrencia de flujos de masa de origen volcánico como los lahares, avalanchas mixtas y flujos híbridos (Salas, 2014; Delgado-Granados *et al.*, 2021). Varias erupciones históricas (p. ej. 1640, 1751, 1780-90?, 1875, 1895, 1903, 1927, los ciclos de 1944-46 y 1955-57, 1979, 1984, 1994 y el ciclo 2008-2009) han generado flujos de lava y consecuentes lahares afectando cauces como el Captrén, Trufultruful, Lanlán y Calbuco (Naranjo & Moreno, 1991), constituyendo un peligro y riesgo geológico latente en las zonas bajas adyacentes al volcán, dada la vulnerabilidad y exposición de poblados y parques nacionales circunscritos al centro de emisión (p. ej. Melipeuco, Cherquenco, Cunco, Captrén, Villa García y Curaucatín). Delgado-Granados (2021), reconocen que el grado de actividad eruptiva proporciona antecedentes sobre un futuro ciclo eruptivo, pero los cambios en la cobertura nival y el hielo, inducidos por la misma actividad del volcán como por cambios climáticos, permiten identificar tendencias rápidas o lentas con respecto a los peligros y riesgos generados respecto a interacciones volcánicas y de hielo.

En la actualidad, gran parte de los mapas de peligros volcánicos del volcán Llaima no contemplan un estudio en detalle del peligro por remoción en masa para eventos de volumen reducido (p. ej. deslizamientos de suelo y rocas y caídas de rocas) y sólo consideran la generación de lahares (e.g. Salas, 2014; Navarrete, 2017). A pesar de esto, las erupciones recientes han desencadenado deslizamientos de volumen reducido, lo cual indica que las laderas de este volcán son susceptibles a este tipo de procesos gravitacionales (e.g. Franco *et al.*, 2019; Daniel Basualto, comunicación personal, Enero 2021).

Por tanto, resulta fundamental generar una base de datos que permita integrar y delimitar la susceptibilidad por remoción en masa para el Volcán Llaima y que contemple deslizamientos principalmente de roca y suelo, como también caída de rocas y flujos de detritos. Esta etapa puede ser considerada como la primera para la realización de un estudio de peligrosidad por estas variables (Lara, 2007). Las remociones en masa son frecuentes en volcanes con flancos con inclinaciones por sobre el ángulo de reposo (c. 30-40°), especialmente en edificios volcánicos máficos de rápido crecimiento (Romero *et al.*, 2021).

El presente trabajo, intentará identificar y zonificar la susceptibilidad ante remociones en masa en el volcán Llaima, en primera instancia a través de la metodología propuesta por Lara y Sepúlveda (2010), la cual se basa en la integración de diversos factores condicionantes para su ocurrencia. Este enfoque facilitará la comprensión exhaustiva de la dinámica de los fenómenos de remoción en masa que ocurren durante un ciclo eruptivo completo, o en períodos de quietud eruptiva en el volcán Llaima. Además, proporcionará una línea base para la evaluación del peligro volcánico por remoción en masa en este volcán.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. OBJETIVO GENERAL

Desarrollar un mapa de susceptibilidad por remociones en masa para el volcán Llaima (Región de la Araucanía), que contemple deslizamientos de roca, deslizamientos de suelo, caída de rocas y flujos de detritos, a partir de criterios geológicos, geomorfológicos y geotécnicos.

1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

(1) Realizar un inventario de procesos gravitacionales en las laderas del volcán Llaima.
(2) Identificar y zonificar las áreas que reúnen condiciones para la generación de remociones en masa (altas pendientes, aspecto favorable, escasa vegetación, etc.).
(3) Definir unidades geomorfológicas y evaluar la susceptibilidad de cada una de éstas a procesos de remoción en masa.
(4) Representar cartográficamente las áreas susceptibles a la ocurrencia de los diferentes tipos de remoción en masa en la zona de estudio.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

El Volcán Llaima se encuentra ubicado en el sector precordillerano de la provincia de Cautín, en las coordenadas 38°42’S, 71°44’W, dentro de la IX Región de la Araucanía, situándose al interior del Parque Nacional Conguillío, administrado por CONAF. Posee una altitud de 3.179 m.s.n.m. (Breard *et al.,* 2020) y una altura desde su base de aproximadamente de 2.400 m (Navarrete, 2017). Esto lo convierte, junto con el volcán Villarrica, en uno de los edificios volcánicos de mayor altura neta en los Andes del Sur.

La base del edificio volcánico compuesto presenta una forma semielíptica-elíptica, la cual se ubica a una altura irregular: 750 m.s.n.m., en el norte, 900 m en el este, 500 m en el sur y 800 m en el oeste, con un promedio de unos 740 m.s.n.m. (Naranjo & Moreno, 2005), donde el eje mayor es en sentido N-S y el eje menor en sentido W-E, de aproximadamente 30 y 25 km, respectivamente.

El edificio principal, posee hoy dos cumbres separadas por un portezuelo de 1 km de longitud. La cumbre norte, presenta un cráter abierto de 350 m de ancho con laderas que presentan pendientes que van entre los 10° y los 35° (Naranjo & Moreno, 2003; Navarrete, 2017). La cumbre más baja hacia el sur, o también conocida como Pichillaima, está construida por conos de escoria que alcanza una altitud de 2.896 m.s.n.m. (Naranjo & Moreno, 2003; Naranjo & Moreno, 2005).

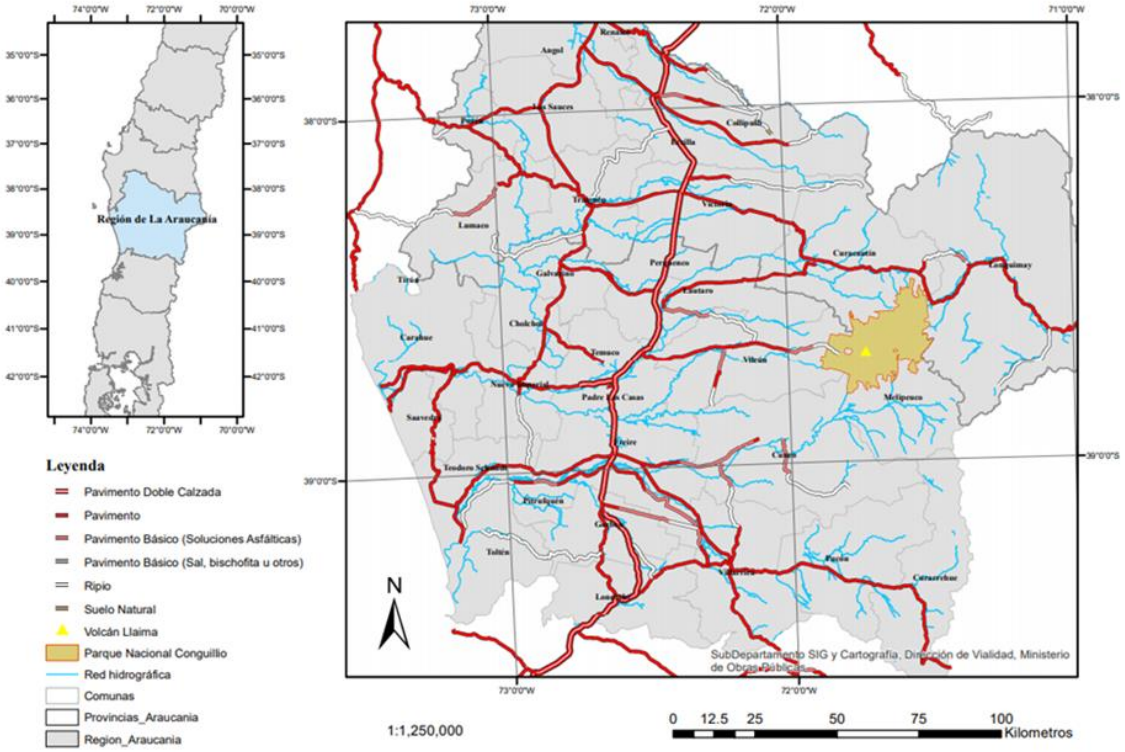


Figura 1. Mapa de ubicación del volcán Llaima, Región de la Araucanía, Chile.

Desde Concepción, Temuco y Santiago, se puede acceder al Parque Nacional Conguillío por cuatro vías que lo conectan con la Ruta 5 Sur (Fig. 1). El ingreso sur se logra por la ruta Temuco-Cunco-Melipeuco (Ruta S-51) al sector Truful-truful, desde el norte se puede optar a dos rutas, por Victoria o Lautaro-Curacautín (Ruta 89 o la Ruta S-11), al sector Captrén. El

acceso central es por la Ruta S-31, que une la Ruta 5 Sur con la ciudad de Vilcún; desde donde se toma un camino asfaltado hasta la localidad de Cherquenco, la cual se conecta por un camino de ripio de aproximadamente 28 km hacia Melipeuco.

2. REMOCIONES EN MASA EN EDIFICIOS VOLCÁNICOS

2.1. DEFINICIÓN Y CLASIFICACIÓN

Las remociones en masa que afectan a los edificios volcánicos ocurren en todo tipo de volcanes y contextos geodinámicos, los cuales involucran de manera parcial o total la estructura del edificio volcánico (de Vries & Davies, 2015; Calvo *et al.,* 2019).

Estas remociones en masa comparten ciertas semejanzas generales con sus análogos no volcánicos, ya que poseen una región de cabecera donde se observan generalmente fallas normales, y a menudo un graben, flancos laterales con movimiento de deslizamiento y un frente de empuje. Sin embargo, una diferencia importante entre ambos radica en que los primeros a menudo involucran rocas clásticas con un alto contenido de agua, mientras que un deslizamiento no volcánico suele involucrar rocas impermeables masivas que contienen relativamente poca agua, y en especial, cuando este deslizamiento fue causado por un sismo (de Vries & Davies, 2015).

Los deslizamientos volcánicos pueden ocurrir a diferentes escalas, desde pequeñas fallas en los flancos hasta deslizamientos que involucran los estratos debajo del volcán. Cuando esto último ocurre, el deslizamiento puede involucrar no solo al volcán sino que también una parte considerable del sustrato, en los cuales los colapsos son a menudo los más grandes (de Vries *et al.,* 2015; Romero *et al.,* 2021; Roverato *et al.,* 2021). Por ejemplo, el volcán Socompa ubicado entre el límite de Chile y Argentina experimentó un colapso catastrófico de un sector del cono original, provocando una avalancha de escombros que descendió casi 3000 m verticalmente y viajó a más de 35 km del volcán (Francis *et al.,* 1985).

Como se indicó anteriormente, el edificio volcánico mismo puede presentar fallas superficiales y/o profundas que conduzcan a colapsos parciales o totales en el sistema volcánico.

Una falla superficial ocurre dentro del edificio volcánico, cercano a la cima o hacia los flancos medios, influyendo en un volumen limitado del mismo (es decir, $< 1\ km^3$), por lo que no se observarán cambios tan significativos en la morfología. Sin embargo, se formarán escarpes locales y depresiones en los flancos, y que, a su vez, en función del contenido de agua en el cuerpo de roca que falla y de las condiciones climáticas durante el evento, puede desencadenar en un flujo de detritos o de lodo (Siebert, 1984; Francis *et al.,* 1985; Delcam *et al.,* 2018).

Por otro lado, una falla profunda ocurre cuando una inestabilidad se instala dentro de la parte inferior o debajo del edificio volcánico. Este tipo de colapso afecta fuertemente el campo de estrés y la morfología del volcán al remover una gran porción del edificio, generando un impacto significativo en los conductos volcánicos y una cicatriz en forma de herradura producto del colapso completo que resulta muchas veces en una voluminosa avalancha de detritos (Delcam *et al.,* 2018).

Se debe considerar que los volcanes están compuestos por productos volcánicos primarios, materiales volcaniclásticos, sedimentos epiclásticos, intrusiones magmáticas o subvolcánicas y material alterado hidrotermalmente; además estas unidades contienen agua y fluidos que ocupan y rellenan poros y/o discontinuidades. La combinación de los elementos de un volcán, sumado al proceso de deformación durante el crecimiento de este, crean zonas de debilidad que desencadenan una deformación lenta y profunda (de Vries & Davies, 2015).

2.1.1. FACTORES CONDICIONANTES

Los volcanes representan sistemas complejos en constante evolución, en los cuales múltiples interacciones entre factores internos y externos juegan un papel importante en los procesos constructivos (que añaden volumen y altura a un volcán) y destructivos (eliminan volumen del sistema volcánico). Los procesos internos están directamente vinculados o inducidos por el sistema de conductos volcánicos, mientras que los procesos externos son de origen independiente al edificio y al sistema volcánico e incluyen procesos subaéreos de carácter atmosférico e hidrológico.

2.1.2. FACTORES INTERNOS

2.1.2.1. INESTABILIDAD RELACIONADA CON LA DEFORMACIÓN GRAVITACIONAL

La carga localizada de intrusiones y productos volcánicos induce la deformación de los edificios volcánicos bajo un estrés gravitacional (p. ej., Elsworth & Voight, 1996; Elsworth & Day, 1999). El tipo de deformación está controlado por la altura del volcán y la relación de resistencia entre las capas del basamento subyacentes, y la existencia de un basamento débil formado por una o varias unidades poco compactas que pueden deformarse de manera dúctil bajo el peso del edificio volcánico (p. ej. van Wyk de Vries *et al.*, 2001; Goto & Tomiya, 2019; Karstens *et al.*, 2019). Estos sustratos de baja resistencia incluyen capas de ceniza volcánica, arcillas, sedimentos lacustres y capas alteradas hidrotermalmente y erosionadas. Por el contrario, las unidades de alta resistencia son aquellas que se deforman de manera frágil, como es el caso de granitos, gneis, coladas de lava e intrusiones en el edificio volcánico y sistema subvolcánico. Esta deformación a largo plazo ocurre en un espectro de transición que va desde la expansión o *«spreading»* del volcán hasta el hundimiento o *«sagging»* del volcán, dependiendo de la distribución y el espesor de las capas de baja resistencia en el edificio (Delcam *et al.*, 2018).

2.1.2.2. EXPANSIÓN O *«SPREADING»*

La expansión o *«spreading»* es un proceso lento que crea extensión en el edificio con compresión local, lo cual eventualmente puede conducir a deslizamientos si el movimiento es acelerado. Ocurre cuando el edificio volcánico se asienta sobre un conjunto delgado de capas de baja resistencia, lo cual provoca que la carga del edificio aplique una presión litostática vertical sobre ellas, y en consecuencia, genera que el material fluya progresivamente en la lateral expandiendo el edificio (de Vries & Davies, 2015; Delcam *et al.*, 2018). Este proceso depende de la pendiente, extensión y ubicación de las capas de baja resistencia. Por ejemplo, una deformación gravitacional asimétrica en un edificio volcánico ocurre cuando un sector localizado bajo el volcán presenta capas de baja resistencia, lo cual provoca que la propagación o extensión se concrete sólo en ese sector en particular (p. ej. Bonaccorso *et al.*, 2011; Alparone *et al*., 2013).

Por otra parte, en un volcán simétrico, este fenómeno produce la descompresión del propio edificio, la formación de graben alrededor de la cima en una configuración floral con empuje basal y fallas de deslizamiento que acomodan la deformación (Delcam *et al.,* 2018). La extensión puede contribuir a estabilizar el edificio al disminuir las pendientes, pero también puede crear acantilados, es decir, pendientes subverticales, que a su vez pueden ser inestables (Oehler *et al.,* 2005). Además, este régimen de expansión (*spreading regime*) favorece el emplazamiento de intrusiones que pueden conferir aún más inestabilidad al volcán.

2.1.2.3. HUNDIMIENTO O *«SAGGING»*

Por su parte, el hundimiento o *«sagging»* ocurre cuando un conjunto potente de capas dúctiles y un conjunto delgado de capas frágiles subyacen el edificio. Producto de la carga volcánica, el edificio se hunde progresivamente flexionando su basamento. Lo anterior, genera que la parte central del volcán se contraiga, lo que da como resultado la formación de terrazas y la flexión del edificio (de Vries *et al.*, 2015; Delcam *et al.*, 2018). Por tanto, ocurre predominantemente como deformación por compresión y es menos probable que cree una fuerte inestabilidad; sin embargo, la presencia de empujes y desprendimientos basales en regímenes transitorios con predominio en el hundimiento, podrían ser responsables de la generación de fallas radiales normales en los flancos más bajos aumentando el riesgo de un colapso futuro (Delcam *et al.,* 2018).

Este fenómeno también limita el emplazamiento del magma dentro o en la base del edificio volcánico debido al efecto de la carga y el "bloqueo" compresional del edificio (Pinel & Jaupart, 2000) y la subsecuente residencia prolongada de los magmas, generando erupciones más silíceas en el futuro (Borgia, 2014).

2.1.2.4. INESTABILIDAD DEL EDIFICIO VOLCÁNICO DEBIDO A LA INFLACIÓN Y DEFLACIÓN CAUSADA POR EMPLAZAMIENTO DE MAGMA

Los edificios volcánicos pueden presentar inestabilidad debido a la deformación causada por el emplazamiento de magma en el corto y largo plazo (Delcam, 2018).

Las intrusiones magmáticas constituyen una parte significativa en un edificio volcánico e incluyen reservorios de magma poco profundos e intrusiones como diques discordantes, sills, cuerpos concordantes, entre otros. Estos cuerpos de magma comprenden el sistema plumático igneo y volcánico (VIPS por su sigla en inglés o *Volcanic and Igneous Plumbing System*) que contribuyen significativamente al crecimiento del volcán (Annen *et al.,* 2001).

El emplazamiento de magma a poca profundidad (diques, lacolitos y otras intrusiones) ocurre en escalas de tiempo cortas (horas a meses), atribuyéndose la deformación rápida del terreno, alteración del campo de tensión local y, por consiguiente, la inestabilidad del edificio volcánico (Cannavò *et al.,* 2015).

Con la generación de nuevos reservorios y/o conductos volcánicos, los cuales se mantienen en desarrollo y crecimiento en escalas de tiempo de hasta un millón de años, se vuelve necesario acomodar el volumen extra de magma que asciende por el edificio volcánico. Antes de que ocurra una erupción, la superficie del suelo generalmente se expande debido al aumento de presión dentro de la cámara de magma poco profunda causado por movimientos magmáticos ascendentes, varios kilómetros por debajo, generando la inflación del volcán (Delcam *et al.,* 2018).

Lo anterior, trae como consecuencia la deformación, elevación y ruptura de las capas circundantes modificando la morfología del volcán. Esto en particular, puede crear inestabilidad en el edificio a largo plazo al empujar los flancos del volcán a un lado para acomodar la intrusión repetida de magma, lo cual puede alzar los flancos en pendientes de mayor elevación (Mathieu *et al.,* 2011a) (Fig. 2).

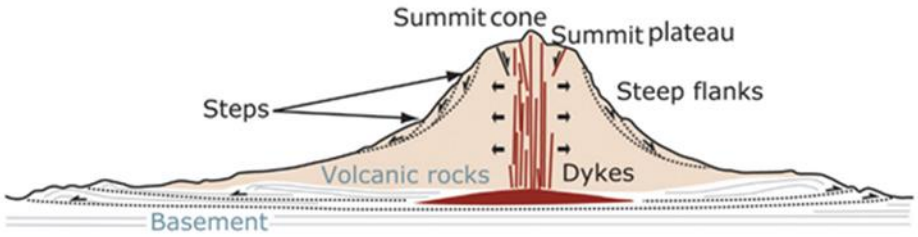


Figura 2. Múltiples intrusiones de diques empinaron y empujaron el flanco del volcán del Monte Camerún. Modificado de *Mathieu et al. (2011a).*

Una vez que se libera el magma de la cámara mediante una erupción, la tendencia se invierte, lo que provoca la deflación de los flancos del volcán. El patrón y la velocidad de los desplazamientos de la superficie revelan la profundidad y la velocidad de aumento de la presión dentro de la cámara de magma subterránea (Dvorak & Dzurisin, 1997 en Janssen, 2007), lo que brinda información importante sobre el estado de estabilidad o inestabilidad del volcán.

El desarrollo de zonas de ruptura a través de la intrusión repetida de diques en volcanes basálticos puede llevar a un deslizamiento de flanco sostenido o deslizamiento incremental de flanco, cuya dinámica depende del tamaño del volcán, el tiempo de retorno de intrusión, el volumen y la velocidad (Delcam *et al.,* 2018). Lo anterior también puede aumentar la actividad hidrotermal que, a su vez, aumentará la presión de poros y, por consiguiente, podría conducir nuevamente a la inestabilidad del volcán, debido a que las altas presiones de poros favorecen la presurización de fallas, juntas y capas de roca más permeables, reduciendo la resistencia general del edificio volcánico (Siebert *et al.,* 1987). Es común que la intrusión de diques relativamente someros, especialmente de composición máfica, genere cambios tensionales en el edificio volcánico o en la corteza que se traducen en intensas series sísmicas, con eventos que incluso pueden alcanzar una magnitud local 7 (p. ej. Ágústsdóttir *et al.*, 2016; Liu *et al.,* 2018; Chen *et al.,* 2019; Williams *et al.,* 2019).

Por otro lado, la intrusión repetida de diques en zonas de grietas volcánicas en un volcán que se deforma gravitacionalmente podría impedir el desarrollo de ciertos tipos de fallas normales, estabilizando así parte del flanco del edificio (Le Corvec & Walter, 2009).

La deformación del suelo relacionada con la intrusión a menudo es poco evidente por el enmascaramiento con otros procesos de inestabilidad del volcán o características de la superficie como, por ejemplo, la vegetación. Debido a esto, se ha reconocido como un precursor importante de la actividad eruptiva en un volcán, por lo que el monitoreo geodésico es una herramienta eficaz para la mitigación de peligros (Janssen, 2007).

Se han observado ejemplos de ciclos de deformación relacionados con la intrusión de magma en sistemas predominantemente basálticos como fue el caso de Hawái e Islandia (Jo *et al.,* 2015; Poland *et al.,* 2017; Gudmundsson *et al.,* 2016) y en volcanes silícicos como el Cordón Caulle (Castro *et al.,* 2016).

Sin embargo, en volcanes andesíticos o basálticos con pendientes pronunciadas su alcance ha sido limitado (Bathke *et al.,* 2011; Rodríguez, 2015), como es el caso del volcán Llaima. Es por ello, que la detección de la ocurrencia de deformaciones, además de la localización, cuantificación y estudio de comportamiento de potenciales reservorios de magma en profundidad, cobra gran importancia debido a que estos volcanes comúnmente tipifican la forma más explosiva de vulcanismo (Bathke *et al.,* 2011).

2.1.2.5. INESTABILIDAD RELACIONADA CON LA ALTERACIÓN HIDROTERMAL

El efecto de la alteración hidrotermal dentro de un edificio volcánico es diverso (Carrasco-Núñez *et al.,* 1993; Vallance & Scott, 1997), promoviendo que el impacto en las propiedades físicas y mecánicas de las rocas conduzca a una reducción de la estabilidad del volcán.

Las rocas alteradas hidrotermalmente son generalmente más susceptibles a la ruptura mecánica que las rocas frescas, debido a los minerales secundarios que se forman durante el proceso de alteración, como los minerales arcillosos (alteración argílica intermedia) y la sílice amorfa (sílice residual); estos poseen una baja resistencia al corte, ocasionando disminución de fricción y cohesión dentro de la masa deslizante, así como entre la masa y su base (Delcam *et al.,* 2018). En rocas máficas, la alteración hidrotermal de baja temperatura (<300°C) incluye esmectita, zeolita, silicatos de calcio, calcita, pirita y cuarzo (Kristmannsdóttir, 1979). Se ha relacionado la esmectita, alunita, kaolinita ± pirita y el yeso como los principales minerales que generan inestabilidad en estos volcanes (Zimbelman *et al.,* 2005).

Las rocas alteradas también tienen una tendencia a deformarse por deslizamiento en lugar de fracturarse, lo que promueve la expansión del volcán.

Cabe destacar también que la formación de minerales secundarios durante la alteración puede conducir a un cierre gradual de fracturas y poros, reduciendo la porosidad y permeabilidad de las rocas alteradas (Lowell *et al.,* 1993; Horwell *et al.,* 2013), lo cual fomenta el desarrollo de altas presiones de fluido poroso dentro del edificio volcánico durante la lluvia o eventos de expansión de gas magmático (Day, 1996; Reid, 2004), reduciendo así la resistencia general del edificio volcánico.

Lo anterior, ha sido evidenciado por la frecuente presencia de rocas alteradas en avalanchas de detritos, así como por la aparente conexión entre áreas alteradas y colapsos de flancos de volcanes (Siebert *et al.,* 1987; Detienne, 2016).

2.1.3. FACTORES EXTERNOS

2.1.3.1. INESTABILIDAD RELACIONADA CON FALLAS CORTICALES, REGIONALES Y DE BASAMENTO

El volcanismo está directamente relacionado con regiones tectónicamente activas, por lo que es un rasgo común que los volcanes estén construidos en zonas de falla, en las cuales, el movimiento tectónico regional alrededor del mismo se combine con la deformación gravitacional que inducirá al colapso (p. ej. Wooller *et al.,* 2009; Paguican *et al.,* 2012; van Wyk de Vries *et al.,* 2015).

De Vries et al. (2015) señaló que: "*En entornos extensionales, la carga gravitacional puede desencadenar grietas y fallas, y estas pueden conducir a la generación de deslizamientos. En márgenes transformantes, los volcanes pueden iniciar* ***pull-apart grabens****, y pueden producirse depresiones volcano-tectónicas, calderas y remociones en masa (Lagmay et al., 2000; van Wyk de Vries y Merle, 1996; Merle et al., 2001). En entornos de compresión, las fallas de empuje podrían proporcionar un camino para el magma hacia la superficie (Galland et al., 2007)".*

El efecto del estilo tectónico que condiciona la geometría de las fracturas y la orientación del colapso potencial se ha estudiado utilizando modelos experimentales y de teledetección (van Wyk de Vries & Merle, 1998; Wooller *et al.,* 2009; Mathieu *et al.,*2011; Paguican *et al.,* 2012). Los estudios de casos geológicos y modelos muestran que:

(1) un régimen puramente extensional o compresivo se obtiene como resultado colapsos perpendiculares a la falla;

(2) un régimen de rumbo se producen colapsos paralelos, o en un ángulo bajo, a la falla;

(3) mientras que en un régimen transtensional da como resultado colapsos similares a los producidos por el deslizamiento, pero se espera que la cicatriz de colapso sea más amplia

(Lagmay & Valdivia, 2006; Wooller *et al.,* 2009; Mathieu *et al.,* 2011b; van Wyk de Vries & Davies, 2015 en Delcam *et al.,* 2018).

Por su parte, el Volcán Llaima y sus centros eruptivos menores están asociados espacialmente con la falla maestra del SFLO, que es paralela a la tendencia general del arco volcánico activo. Lo anterior ha permitido intuir que este sistema de lineamientos tiene una conexión fundamental con las características morfoestructurales de los respiraderos eruptivos (Cembrano & Lara, 2009; Schonwalder-Angel *et al.,* 2018 en Franco *et al.,* 2019).

2.1.3.2. INESTABILIDAD DEBIDA AL PROCESO DE HIELO/DESHIELO

El derretimiento de una capa de hielo o glaciar que cubre un edificio volcánico genera cambios significativos en las tensiones gravitacionales que actúan sobre el edificio volcánico y los conductos presentes en su interior, esto al suprimir cierta masa de hielo y, por consiguiente, una descarga atribuida a esta masa (Delcam *et al.,* 2018).

Por otro lado, el agua proveniente de este retroceso en las capas de hielo aporta agua al edificio, contribuyendo a la alteración hidrotermal y al aumento de presión de poros (Carrasco-Núñez *et al.,* 1993).

Cuando esta alteración o flujo de agua se concentra en ciertas zonas dentro del edificio volcánico, se pueden formar capas o regiones con baja resistencia, proporcionando interfaces para la desestabilización del edificio en períodos geológicamente cortos (Delcam *et al.,* 2018).

2.1.3.3. INESTABILIDAD POR EROSIÓN/LLUVIA

La precipitación facilita la incisión de cauces y el transporte de sedimentos al aumentar la descarga de agua, colaborando en la disminución de la permeabilidad perturbando conforme el agua se mueve sobre y debajo de la superficie del volcán (Jefferson *et al.,* 2010). Lo anterior, también puede desencadenar deslizamientos de tierra al elevar la presión de los poros y acelerar la producción de suelo erosionable al promover la meteorización química y física (Delcam *et al.,* 2018).

Delcam (2018) indicó que junto con la morfología fresca de un volcán cuando se producen erupciones volcánicas, la erosión atenúa gradualmente las expresiones superficiales de la deformación estructural en un sistema volcánico. Sin embargo, en colapsos sectoriales a gran escala que afectan de manera generalizada la forma de un volcán, los rastros de estructuras más pequeñas, como fallas normales y estructuras de *horst-and-graben* inducidas por la expansión *(spreading)* del volcán, se vuelven cada vez más imperceptibles de las características puramente erosivas, destacando la utilidad de identificar características estructurales en imágenes de detección remota y trabajo de campo para determinar si un volcán se ve afectado predominantemente por deformación o erosión.

2.1.4. FACTORES DESENCADENANTES

Un volcán puede evolucionar a un estado inestable a lo largo de escalas de tiempo prolongadas con una deformación lenta que caracteriza el debilitamiento progresivo (van Wyk de Vries & Francis, 1997). Sin embargo, varios factores desencadenantes pueden causar una remoción en masa y producir una avalancha de detritos (van Wyk de Vries *et al.,* 2015).

Los terremotos causantes y asociados con el desplazamiento de fallas debajo del volcán, la formación de la caldera, los cambios de tensión y la sismicidad también pueden generar fallas que incorporan una fuerza adicional para desencadenar remociones en masa (van Wyk de Vries *et al.,* 2015).

Por otro lado, es menos probable que las erupciones volcánicas por sí solas promuevan las remociones en masa a pequeña escala (Delcam *et al.,* 2018). Además, las erupciones depositan progresivamente material nuevo y, por lo tanto, pueden contribuir a la inestabilidad (van Wyk de Vries *et al.,* 2015).

Los factores desencadenantes más comunes que contribuyen a la generación de movimientos en masas son las precipitaciones intensas, la sismicidad, la actividad volcánica, las inundaciones y, a menudo, están relacionados con la rotura de pendientes a escala local y regional (Delcam *et al.,* 2018).

2.2. DEPÓSITOS

Las remociones en masa (también conocidas como movimientos en masa, «*mass wasting*», «*slope movement*» o «*mass movement*») corresponden a movimientos descendentes de rocas, detritos, suelo, regolito, cerca de la superficie bajo la acción de la gravedad, que ocurre cuando las fuerzas impulsoras exceden las fuerzas de resistencia del material formador de pendientes, y donde la tasa de pérdida de masa puede ser imperceptiblemente lenta o rápida (Varnes, 1978).

Se han propuesto diferentes clasificaciones en todo el mundo, sin embargo, la más utilizada y aceptada en la actualidad es la clasificación de remociones en masa basada en Varnes (1978), que consta de dos términos: (1) el primero describe el tipo de material y (2) el segundo término describe el tipo de movimiento (Fig. 3).

En cuanto al tipo de material, el autor hace la siguiente distinción:

- **Roca o «*Rock*»:** Corresponde a una masa dura o firme que se encontraba intacta y en su lugar natural, antes del inicio del movimiento.
- **Suelo o «*Soil*»:** Corresponde a un agregado de partículas sólidas, generalmente de minerales y rocas, además de gases y líquidos que rellenan sus poros, que se originó a partir del transporte o por el desgaste de la roca en su lugar.
- **Tierra o «*Earth*»:** Corresponde a un material constituido por ≥80% de partículas con un tamaño ≤2 mm, presentando como límite superior partículas del tamaño arena.
- **Lodo o «*Mud*»:** Corresponde a un material en el que 80% o más de las partículas son ≤0,06 mm, presentando como límite superior a partículas del tamaño limo.
- **Detritos o «*Debris*»:** Material constituido por una proporción significativa de material grueso, en donde el 20% a 80% de las partículas miden más de 2 mm y el resto menos de 2 mm.

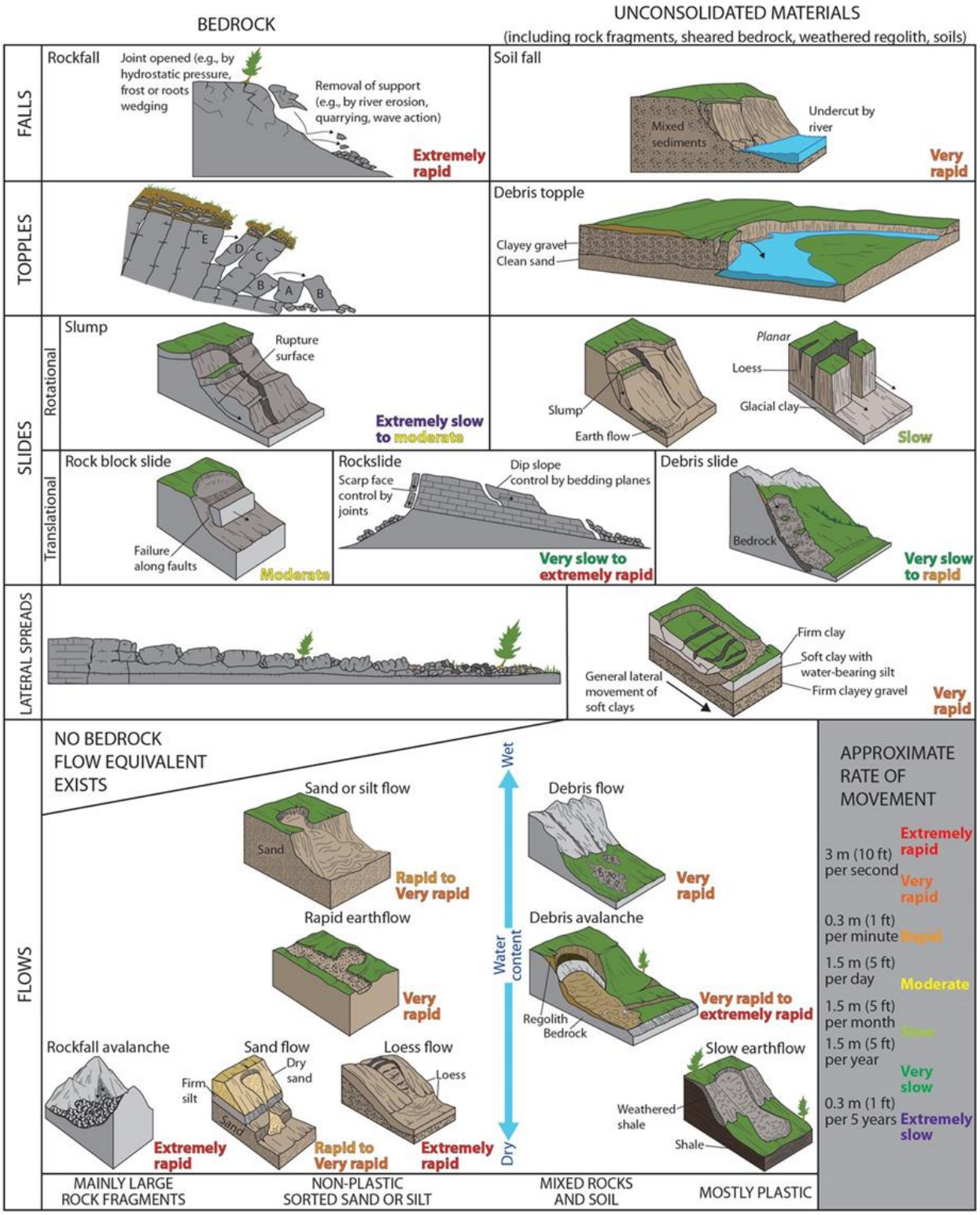


Figura 3. Tipos de movimientos de ladera según el tipo de material, la naturaleza del movimiento, la velocidad del movimiento y el contenido de humedad. Ilustración creada por *Trista L. Thornberry-Ehrlich*, Colorado State University, modificado de *Varnes, D. J., 1978.*

Respecto a los tipos de movimiento en los que se basa Varnes (1978), corresponden a:

I. **Caída o «*fall*»:** Movimientos bruscos de masas de materiales geológicos desprendidos a lo largo de discontinuidades con pendientes pronunciadas o acantilados, donde el movimiento ocurre por caída libre, rebotando y rodando.

II. **Por volcamiento «*toppling*»:** La acción de la gravedad y de fuerzas ejercidas por las unidades adyacentes a una unidad de material, así como por los fluidos en las discontinuidades de este, producen una rotación hacia adelante en torno a un punto pivote, debajo o bajo en la unidad.

III. **Deslizamiento o *«slide»*:** El uso más restrictivo de este término hace referencia sólo a movimientos en masa, donde existe una zona de debilidad que separa esta unidad de material de una más estable.

Hay dos tipos principalmente:

- **Deslizamiento Rotacional o *«Rotational slide»:*** Deslizamiento en que la superficie de ruptura se curva cóncavamente hacia arriba y el movimiento es aproximadamente rotacional alrededor de un eje que es paralelo a la superficie del suelo y transversal al deslizamiento.
- **Deslizamiento Traslacional o «*Translational slide*»:** Consta de una sola unidad o pocas unidades estrechamente relacionadas que se mueven cuesta abajo como una masa relativamente coherente que se deslizaba a lo largo de una superficie aproximadamente plana con poca rotación o inclinación hacia atrás.

IV. **Expansiones laterales o *«lateral spreads»:*** Caracterizadas por ocurrir en pendientes muy suaves o en terrenos planos, dominadas por un movimiento en la extensión lateral que se acompaña de fracturas por cizallamiento o tracción. La rotura es causada por licuefacción, proceso en el cual los sedimentos saturados, sueltos y sin cohesión (generalmente arenas y limos) pasan de un estado sólido a un licuado.

V. **Flujo o *«flow»:*** Muchos tipos de movimiento en masa no se pueden clasificar según los términos anteriores. En los materiales no consolidados, estos generalmente toman la forma de flujos con movimiento rápido o lento y en húmedo o seco.

Hay cinco categorías básicas de flujos que se diferencian entre sí por ciertas características:

- **Flujo de detritos o *«Debris flow»:*** Corresponde a una forma de movimiento rápido de masas en el que una combinación de suelo suelto, roca, materia orgánica, aire y agua que incluyen finos <50%, se moviliza fluyendo cuesta abajo. Su origen se vincula a un flujo intenso de agua superficial, debido a las fuertes precipitaciones o el rápido deshielo, que erosiona y moviliza el suelo suelto o las rocas en pendientes pronunciadas, así como también a partir de otros tipos de deslizamientos que ocurren en pendientes empinadas.
- **Avalancha de detritos o *«Debris avalanche»*:** Corresponde a una variante del flujo de detritos por ser de velocidad muy rápida a extremadamente rápida.
- **Flujo de tierra o *«Earth flow»*:** Presentan una forma característica de "reloj de arena", donde el material de la pendiente se licua y se escurre con forma alargada. Es común en materiales de grano fino o rocas arcillosas en pendientes moderadas y en condiciones saturadas. Sin embargo, también son posibles flujos secos de material granular.
- **Flujo de lodo o *«Mud flow»:*** Flujo compuesto de ≥ 50% de partículas del tamaño de arena, limo y arcilla, que se encuentra lo suficientemente húmedo para fluir rápidamente.
- **Reptación o *«Creep»:*** Movimiento descendente, imperceptiblemente lento, constante del suelo o la roca que forma laderas, causado por un esfuerzo de cizalla suficiente para producir una deformación permanente, pero demasiado pequeño para producir una falla por cizalla.

3. VOLCÁN LLAIMA

3.1. CLIMA Y VEGETACIÓN

El volcán Llaima forma parte de la Cordillera Andina dentro de la Región Mediterránea, dominada por un clima templado lluvioso y precipitaciones durante todo el año (Romero, 1985). Según la información dispuesta por la Dirección General de Aguas del Ministerio de Obras Públicas, y la Dirección Meteorológica de Chile, la comuna de Melipeuco presenta

precipitaciones que alcanzan los 2200 mm/año, con temperaturas medias mensuales que varían entre 5° y 17° C, con un promedio de 10° C.

Los meses más cálidos corresponden a los meses de noviembre a febrero, periodo que presenta temperaturas de entre los 12° y 17° C, y logrando alcanzar máximas de entre 20° y 30° C durante enero y febrero. Por el contrario, los meses con temperaturas más bajas se posicionan entre los meses de mayo y septiembre, momento en que las temperaturas bajan entre 8° y 5° C en promedio, llegando a temperaturas extremas de hasta -8° C. En este periodo, las lluvias aumentan hasta 350 mm mensuales, llegando a superar 90 mm de precipitaciones en un día, además de la ocurrencia de nevazones que pueden sobrepasar los 2 m de altura (Rodríguez, 2015; Navarrete, 2017).

Bajo la clasificación de la vegetación nativa chilena, el volcán Llaima se ubica en la Región de los Bosques Andino-Patagónicos, en la sub-región de la Cordillera de la Araucanía. Los bosques presentes en esta zona han sido clasificados por métodos fitosociológicos como de tipo *Nothofagetum dombeyi-alpinae* (Gajardo, 1983; Pollman, 2003). Gajardo (1983) indica que esta asociación se distribuye preferentemente en laderas occidentales con abundante precipitación.

3.2. GEOMORFOLOGÍA

La región de la Araucanía se ubica en la tercera agrupación regional geomorfológica definida por Borgël (1982), conocida como Región Central de las cuencas y del Llano Fluvio-glacio-volcánico. Específicamente, el volcán Llaima se ubica en una fracción de la Precordillera y la Cordillera Andina, como parte de la sexta y mayormente en la séptima subregión, extendiendo la Precordillera desde el límite occidental del Llaima hacia el Valle Central, la cual se construye en este sector por la Cordillera de Melo, los Cerros Negro, Los Paraguas, Pelado y Los Mellizos.

Esta zona se caracteriza por una fuerte retención crionival, abruptas laderas, ríos encajonados y la acumulación de sedimentos glacio-fluvio-volcánicos al norte del Río Allipén, perdiéndose esta última particularidad a sur del río (Borgël, 1982; Rodríguez, 2015).

Alzamientos tectónicos ocurridos en el Terciario (Lara et al., 2008; Rodríguez, 2015), sumado a la acción del modelado glacial, fluvial, eólico y volcánico durante el Cuaternario, han generado el relieve actual con su accidentada morfología regional (Navarrete, 2017).

La acción del modelado glacial influyó fuertemente en la configuración del relieve alrededor del volcán Llaima. Ejemplo de esto se evidencia en las unidades ancestrales del Llaima debido a la acción erosiva de la última glaciación, la cual labró en ellas profundos valles en *'U'* (Fig. 4c), dispuestos en forma radial alrededor del volcán, dejando espolones remanentes con paredes abruptas (Naranjo & Moreno, 2005; Navarrete, 2017).

El volcán Llaima corresponde a un edificio compuesto con una morfología semi-cónica alargada en dirección N-S, que presenta una base irregular que parte entre las cotas 500 y 900, y alcanza una altitud de 3.179 m.s.n.m. Rodríguez (2015), indicó que desde la cota 1500 m se reconocen seis glaciares principales en el edificio volcánico del Llaima, que debido a la irregular estructura del volcán, así como la presencia de cráteres adventicios, se disponen en forma de lenguas a lo largo de los sectores relativamente más deprimidos, los cuales se estima que retienen un volumen de agua en forma de hielo en un total aproximado de 533×10^6 m^3. Además, se han reconocido glaciares cubiertos (*«debris-covered ice»*) (Fig. 4, a y b), los cuales corresponden glaciares que presentan en su zona de ablación una cubierta continua de detritos supraglaciales en toda su extensión (Bozhinskiy *et al.*, 1986). Se caracterizan por tener morfologías irregulares, presencia de una serie de pequeñas "lagunas" cubiertas de roca o detritos que forman *«termokarsts»*, trazas de grietas y bloques (detrito estructurado), *«rilling»* (erosión en líneas paralelas) y detritos húmedos (Lamb *et al.*, 2020).

Por su parte, la acción fluvial se resalta en la profunda incisión fluvial en forma de "V" en el Valle de China Muerta ocasionada por el cauce del Río Cabeza de Indio, o en los ríos Allipén y Captrén, que han colmatado con sedimentos los valles por los que se encausan (Naranjo & Moreno, 2003).

El volcán Llaima, por su parte, también ha generado diversas geoformas asociadas a su actividad eruptiva, tales como extensos campos de lava y depósitos de escoria y lahares. En los fondos de amplios valles como los de los ríos Calbuco y Captrén, es posible reconocer coladas cuyas superficies son de tipo *'aa'* sin ningún patrón de erosión posterior, aunque cubiertas por depósitos piroclásticos (Moreno & Naranjo, 2005).

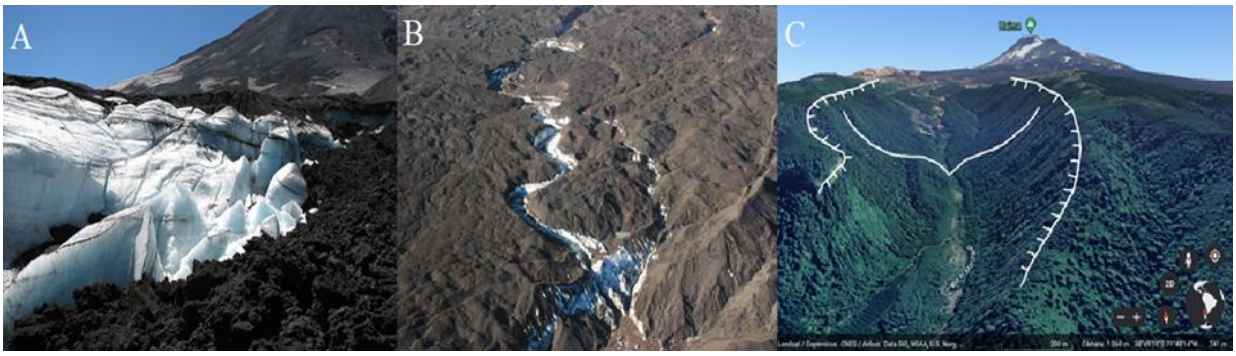


Figura 4. (A) Superficie de Glaciar cubierto (*«debris-covered ice»)* donde se visualizan «termokasts» y *«rillings»*. (B) Glaciar cubierto *(«debris-covered ice»)* en sobrevuelo al volcán Llaima el 14 abril, 2009. Imágenes cortesía de Daniel Basualto. (C) Valle mixto (Artesa/Fluvial). Imagen extraída de *Google Earth.*

3.3. SEGMENTACIÓN DEL MARGEN Y VOLCANISMO EN LOS ANDES DE SUR

La Cordillera de los Andes corresponde a una cadena montañosa morfológicamente continua de más de 7.500 km de longitud a lo largo del margen occidental de América del Sur, la cual se extiende desde la Costa Caribe en el norte hasta el Cabo de Hornos en el sur. Sin embargo, el volcanismo ocurre en cuatro regiones separadas denominadas Zonas Volcánicas del Norte (NVZ), Central (CVZ), Sur (SVZ) y Austral (AVZ), las cuales se dividen a su vez en una serie de segmentos de arco volcánico más pequeños según las distintas edades de basamento preandino, evolución geológica mesozoica y cenozoica, espesor de la corteza, tendencias estructurales, tectónica activa y vulcanismo, cuya actividad es producto de la subducción de las placas oceánicas Nazca y Antártica bajo la placa sudamericana. Los cuatro segmentos andinos con volcanismo activo ocurren en zonas donde el ángulo de subducción es relativamente inclinado (25°), y entre ellos existen regiones donde el ángulo de subducción es relativamente plano (< 10°) a profundidades >100 km con volcanismo ausente (Stern, 2004).

Diversos autores han sugerido que la distribución de los edificios volcánicos dentro del arco magmático cumple con ciertos patrones geométricos, donde estratovolcanes mixtos y sus conos parásitos, así como centros eruptivos menores o conos monogenéticos de la Zona Volcánica Sur-Central (ZVSC) y la Zona Volcánica Sur-Sur (ZVSS), se asocian principalmente a lineamientos con rumbo N-S, o con orientación NE-SW o NW-SE directamente relacionadas al SFLO, cuyos productos están supeditados a distintos dominios tectónicos de esta estructura (Nakamura, 1977; Cembrano & Moreno, 1994; López-Escobar

& otros, 1995; Cembrano & Lara, 2009; Lara & otros, 2008; Rodríguez, 2015). Las rocas dominantes en estas zonas volcánicas corresponden a basaltos a andesitas basálticas de afinidad toleítica ricas en Al, en las cuales los datos geoquímicos obtenidos apuntan a que no ha ocurrido una considerable asimilación cortical en la génesis y ascenso de los magmas, pues éstos provendrían de la fusión parcial del manto contaminado con fluidos derivados de la deshidratación del *slab* y los sedimentos subductados (Stern, 2004; Rodríguez, 2015). Sin embargo, en esta zona existen diferencias composicionales entre centros volcánicos asociados a estructuras con alguna orientación en particular. Por ejemplo, los estratovolcanes asociados a lineamientos NE-SW son basálticos a andesítico-basálticos, mientras que los aparatos volcánicos ubicados sobre lineamientos NW-SE, incorporan a rocas más silíceas de composición dacítica a riolítica (Cembrano & Moreno, 1994; López-Escobar & otros, 1995; Cembrano & Lara, 2009; Rodríguez, 2015).

Lo anterior se explica ya que los edificios volcánicos construidos sobre lineamientos NE-SW expresan zonas de extensión, con un rápido ascenso de magmas y poca contaminación cortical; no así los volcanes ubicados sobre lineamientos NW-SE, que se encuentran en estructuras preferentemente compresivas, derivando en un ascenso lento y mayor tiempo de residencia en la corteza, lo que trae como consecuencias una señal cortical más evidente y mayor diferenciación y/o contaminación (López-Escobar & otros, 1995; Cembrano & Lara, 2009).

Para este documento, la zona andina de interés corresponde a la Zona Volcánica de los Andes del Sur (ZVS) (33º-46ºS) de Chile y Argentina que constituye una de las provincias volcánicas más activas de América Latina, con 64 centros volcánicos que se consideran activos durante el Holoceno (Siebert *et al.*, 2010; Delgado *et al.*, 2017). Los volcanes más activos de esta provincia son el Villarrica y el Llaima, ambos con erupciones cada ~3-6 años (Dzierma & Wehrmann, 2010; Delgado et al., 2017).

3.4. GEOLOGÍA Y EVOLUCIÓN

La geología del volcán Llaima descrita en esta memoria, se basa principalmente en el trabajo de Naranjo & Moreno (2005). En la figura 5a y 6, se muestra la carta geológica modificada del mismo trabajo, en la cual se incorporan eventos registrados durante el último ciclo eruptivo del volcán (Fig. 5b).

3.4.1. BASAMENTO DEL VOLCÁN

El volcán Llaima se edificó sobre un basamento que consta de tres unidades: la más antigua corresponde al Grupo Plutónico Melipeuco (Mioceno). Sobre esta unidad se construyeron cadenas volcánicas del Plioceno-Pleistoceno (Formación Malleco) y algunas estructuras volcánicas más modernas, cuya disposición está más vinculada con la actual cadena volcánica, como es el caso del Complejo Volcánico Sierra Nevada del Pleistoceno (Suárez & Emparán, 1997).

- **GRUPO PLUTÓNICO MELIPEUCO (Mm)** *Mioceno*

Suárez & Emparán (1997), definen el Grupo Plutónico Melipeuco como rocas graníticas que infrayacen en inconformidad a las formaciones Malleco, Curamallín y las secuencias volcánicas pleistocenas y holocenas; se reconoce intruyendo a la Formación Curamallín, al Complejo Vizcacha-Cumilao y al Grupo Plutónico Galletué, presentando contacto por falla con este último (Suárez & Emparán, 1997; Moreno & Lara, 2008, Rodríguez, 2015). En torno al Llaima, aflora discontinuamente al norte, oeste y este del volcán, siendo estos últimos los que presentan una mayor extensión (Rodríguez, 2015).

Sus relaciones de contacto con la Formación Curamallín permiten asignarle una edad Mioceno, y valores radiométricos K-Ar y $^{39}Ar/^{40}Ar$ entregan edades de cristalización entre 15 y 4,5 Ma (Suárez & Emparán, 1997; Moreno & Lara, 2008 en Rodríguez, 2015).

- **FORMACIÓN MALLECO (PPlim)** *Plioceno-Pleistoceno Inferior*

Suárez & Emparán (1997) en (Naranjo & Moreno, 2005), la definen como una sucesión volcánica continental de edad pliocena-pleistocena inferior, que sobreyace con discordancia angular a unidades estratificadas (Formación Curamallín) y de erosión a los granitoides del Grupo Plutónico Melipeuco.

Esta secuencia se distribuye al oeste del volcán Llaima y está formada por una sucesión alternante de lavas andesítico-basálticas a andesíticas con niveles volcaniclásticos (Naranjo & Moreno, 2005).

- **COMPLEJO VOLCÁNICO SIERRA NEVADA (Plmsn)** *Pleistoceno Medio a Superior?*

Corresponde a una estructura volcánica compleja, formada por un estratovolcán principal extinto y un cordón volcánico fisural de rumbo N65ºE, ubicados al NNE del volcán Llaima (Naranjo & Moreno, 2005), dejando en evidencia una profunda erosión glaciar pleistocena (Suárez & Emparán, 1997). Las laderas glaciadas de su flanco occidental muestran alternancias de basaltos de olivino y andesitas, en forma de coladas de lavas macizas y brechosas (Naranjo & Moreno, 2005).

3.4.2. ESTRUCTURA Y ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA

En base a criterios morfoestructurales, estratigráficos, geoquímicos y litológicos, en el volcán Llaima se ha definido la existencia de dos unidades antiguas (Llaima Ancestral 1 y 2), tres unidades fisurales (Llaima Fisural 1, 2 y 3), las unidades generadas a partir del edificio o cono volcánico principal (Llaima Cono Principal y lavas históricas), sucesiones de depósitos piroclásticos (Ignimbrita Curacautín y Secuencia Trufultruful) (Naranjo & Moreno, 2005) y unidades actuales de origen fluvial, aluvial, lahárico, morrénico y de caída de escorias (Rodríguez, 2015).

- **LLAIMA ANCESTRAL (Lla1 y Lla2)** *Pleistoceno Medio? – Superior*

Corresponden a secuencias formadas principalmente por lavas basálticas a andesíticas macizas, con intercalaciones brechosas e intrusiones de lacolitos, constituyendo los remanentes de una estructura volcánica primitiva y más extensa que el volcán Llaima actual, evidenciadas en relieves sobresalientes distribuidos alrededor del volcán donde sus capas muestran un manteo radial. Se disponen con discordancia sobre granitoides en el sector Los Paraguas-Lago Quepe, por el oeste, y los cerros Pangueco y Negro, en el sector oriental. Por otra parte, hacia el noroeste, la unidad Llaima Ancestral 1 se adosa y recubre rocas de la Formación Malleco. Un depósito de flujo piroclástico asignado a esta unidad sobreyace a granitoides del Complejo Plutónico Melipeuco y subyace a depósitos morrénicos en la costa occidental del lago Conguillío.

Mediante dataciones radiométricas K-Ar en lavas de la unidad Llaima Ancestral 1 se asignó un rango de edad Pleistoceno Medio? – Superior (Naranjo & Moreno, 2005).

- **VOLCÁN PEÑÓN (Plsp)** *Pleistoceno Superior?*

Rocas basálticas correspondientes a una estructura remanente de chimenea volcánica fuertemente erosionada por acción glacial, aflorante al oriente del volcán Llaima. La estructura incluye depósitos de bombas escoriáceas de hasta 1,5 m de diámetro. Sobresale cerca de 200 m por sobre los granitoides del Complejo Plutónico Melipeuco y se observa parcialmente cubierta por un manto de escorias de caída, acumuladas durante erupciones históricas del volcán Llaima. El volcán El Peñón se habría desarrollado en forma independiente del volcán Llaima y, debido al grado de erosión que presenta, se estima que tiene una edad pleistocena superior (Naranjo & Moreno, 2005).

- **IGNIMBRITA CURACAUTÍN (Llic)** *Pleistoceno Superior*

Corresponde a un voluminoso depósito de flujo piroclástico máfico (~24 km^3), tipo escoria y ceniza, el cual se observa principalmente sobre el fondo de los valles radiales en torno al volcán Llaima (Naranjo & Moreno, 1991; Marshall *et al.*, 2022). Sobreyace o está lateralmente adosado a lavas de las unidades Llaima Ancestral 1 y 2 y a las unidades del basamento que rodean el volcán, y subyace, a su vez, a las lavas de las unidades fisurales y del cono principal, así como a la sucesión de depósitos piroclásticos de la Secuencia Trufultruful (Naranjo & Moreno, 2005).

Estos depósitos constan de cuatro unidades de flujo de ceniza gruesa masiva a toba lapilli, de color gris medio a oscuro, y es soportada por la matriz compuesta de ceniza y lapilli fino y cuando se presenta intemperizada y alterada, le otorga, en general, un color ocre al depósito. Los fragmentos juveniles corresponden a bombas (3-20% en volumen) y lapilli escoriáceos (hasta 40% en volumen) de composición basáltica a andesítica (~51-59% SiO_2) (Naranjo & Moreno, 2005).

Según un estudio reciente (Marshall *et al.*, 2021), la ignimbrita Curacautín se habría generado durante una sola erupción en el volcán Llaima a fines del Pleistoceno (Naranjo & Moreno, 1991; Naranjo & Moreno, 2005; Lohmar, 2008), correspondiendo a un claro ejemplo de vulcanismo explosivo máfico impulsado por un rápido ascenso de magma.

Esto fue respaldado por el trabajo de Valdivia (2022) que proporcionó evidencia adicional de este evento en el volcán Llaima, así como en otros centros máficos, pues el ascenso rápido induce condiciones de cristalización de desequilibrio y cristalización rápida de microlitos a poca profundidad. Por su parte, la cristalización aumenta la viscosidad del magma, lo que inhibe el escape de gas y genera una sobrepresión de burbujas, lo que promueve un comportamiento explosivo (Valdivia *et al.*, 2022).

- **LLAIMA FISURAL 1 (Llf1)** *Holoceno*

Unidad formada por conos piroclásticos de escorias algo erosionados y coladas de lava de tipo *'aa'*. Al oeste, las coladas descienden por los flancos y descansan sobre los depósitos de la Ignimbrita Curacautín y al nororiente del volcán, sobre parte de la Secuencia Trufultruful. A su vez, están cubiertos por las coladas y piroclastos de los centros eruptivos adventicios de la unidad Llaima Fisural 2, que se alinean y forman un arco que hacia el norte se curva al oriente y hacia el suroeste del volcán, presenta una orientación N45ºE (Naranjo & Moreno, 2005).

Los productos volcánicos de esta unidad corresponden a andesitas basálticas y andesitas (~54 y 58,6% SiO_2). Cabe destacar, que no se disponen de dataciones directas para esta unidad. Sin embargo, al suroeste del lago Conguillío sus lavas serían posteriores a 3.440 años AP, edad de un nivel superior de la Secuencia Trufultruful en ese sector, a la cual cubren. Por otra parte, las lavas de la unidad Fisural 1 son anteriores a lavas asociadas a centros eruptivos bien conservados de la unidad Fisural 2, cuya edad es 2.940 años AP (Naranjo & Moreno, 2005).

- **LLAIMA FISURAL 2 (Llf2)** *Holoceno*

Unidad de edad Holocena representada por conos piroclásticos adventicios bien conservados y coladas de lava *'aa'* asociadas, ubicados sobre el mismo lineamiento en arco que controla la disposición de los centros adventicios de la unidad Fisural 1, dispuestos a lo largo de estructuras paralelas de orientación ENE a E-W. Los conos piroclásticos de escoria de esta unidad muestran formas basales circulares y también alargadas en la dirección de la fisura. Al noreste, los conos están parcialmente cubiertos por lavas de la unidad Llaima Fisural 3 y, al noroeste, por lavas provenientes del cono principal. Además, bajo la cota de los glaciares del volcán están cubiertos parcialmente por depósitos morrénicos recientes (Naranjo & Moreno, 2005).

En general, las lavas de esta unidad se ubican en un intervalo composicional relativamente restringido entre andesitas basálticas y andesitas (~54,6-56,5% SiO_2), casi el mismo que la unidad Fisural 1. Una determinación radiométrica ^{14}C en carbón bajo la colada que descendió por el valle del río Calbuco, la considera como una de las más antiguas ligadas a los centros eruptivos adventicios de esta unidad (Naranjo & Moreno, 2005).

- **LLAIMA FISURAL 3 (Llf3)** *Histórico*

Corresponde a una serie de pequeños conos y cráteres ubicados sobre el flanco y pie ENE del volcán Llaima que se alinean en esa misma dirección a lo largo de una fisura de 1 km de longitud, entre lineamientos paralelos de la unidad Fisural 2. Se sobreponen a los conos de las unidades Llaima Fisural 1 y 2, así como a lavas y depósitos laháricos procedentes del cono principal del volcán. Esta unidad se conforma por 8 pequeños conos piroclásticos de 70 a 120 m de diámetro basal, en los cuales sus lavas 'aa' presentan morfologías primarias bien conservadas, solo lateralmente cubiertas por una colada de lava y depósitos laháricos de la erupción de 1945. Corresponden a andesitas basálticas (52,2-52,8% SiO_2), que luego de una datación de ^{14}C obtenida de restos de un molde carbonizado de coigüe, arrojan una edad de 320 ± 50 AP (Naranjo & Moreno, 2005).

- **LLAIMA CONO PRINCIPAL (Llcp)** *Holoceno-Histórico*

Corresponden a coladas de lava que conforman gran parte de la estructura cónica del edificio del volcán y que han sido emitidas desde los cráteres ubicados en las cimas y fisuras radiales en los flancos altos del volcán. Los flujos de lava se distribuyen en forma radial alrededor del volcán y se extienden preferentemente hacia el norte, este y sur, siendo escasos los derrames hacia el oeste que exceden el límite de los glaciares (bajo la cota 1.300 m) y que sobrepasan la barrera formada por los cordones occidentales prominentes de las unidades Fisural 1 y 2 (Naranjo & Moreno, 2005).

Son coladas de lava tipo *"aa"* que destacan por ser las coladas de mayor longitud emitidas por el volcán, alcanzando distancias de hasta 27 km desde el centro de emisión. Las aflorantes más antiguas cubren coladas de la unidad Fisural 2 y sus productos más jóvenes corresponden a las lavas emitidas durante erupciones históricas. Su composición varía de basáltica a andesita basáltica (~51,0-55,7% SiO_2).

Para esta unidad sólo se han datado productos superficiales, por lo que se infiere que la edad máxima de la unidad Llaima Cono Principal se extendió a un intervalo mayor, probablemente cercano a la edad mínima de coladas de lava infrayacentes de la unidad Fisural 2 (alrededor de los 2.940 años AP) (Naranjo & Moreno, 2005).

- **SECUENCIA TRUFULTRUFUL (Llst)** *Holoceno-Histórico*

Corresponde a una sucesión estratificada que incluye depósitos piroclásticos de flujo, caída y oleada, producto de erupciones explosivas, principalmente holocenas, del volcán Llaima, sobre la cual se desarrolla el suelo actual. Naranjo & Moreno (1991) la describieron como una secuencia que sobreyace a depósitos de la Ignimbrita Curacautín, a rocas plutónicas del basamento y a lavas de las unidades Llaima Ancestral 1 y 2 (Naranjo & Moreno, 2005).

Sus depósitos se acumularon hacia el este y, principalmente, sureste del volcán, debido a la dispersión producida por los vientos prevalecientes del noroeste y oeste. En esta unidad se distinguen 40 niveles de caída de escorias, 2 niveles de caída de pómez y 25 niveles de flujos y oleadas piroclásticas. En la parte media inferior destaca la presencia de un depósito de caída de piroclastos Pliniano de pómez de composición dacítica (aproximadamente 67,28-67,73% SiO_2) de hasta 4 m de espesor. El depósito inferior corresponde a una oleada de base y se acumuló directamente sobre la parte alta del nivel Pliniano de pómez. Debido a las características de los depósitos de caída (espesores, tamaño de partículas y composición) sugieren un predominio de erupciones estrombolianas a Subplinianas durante el desarrollo de esta unidad (Naranjo & Moreno, 2005).

Diecisiete determinaciones radiométricas ^{14}C en restos de madera carbonizada, obtenidos directamente de los niveles de flujo u oleada de la Secuencia Trufultruful se ubican en el intervalo 10.530 ± 100 AP y 280 ± 60 AP (Naranjo & Moreno, 2005).

- **DEPÓSITOS INDIFERENCIADOS DE CAÍDA DE ESCORIAS (Llce)** *Histórico*

Esta unidad corresponde a acumulaciones de caída de piroclastos escoriáceos que afloran en forma de un manto aislado, al este del volcán Llaima, y que pudieron originarse tanto en centros de emisión del cono principal como en los centros adventicios de las unidades fisurales durante las principales erupciones históricas del volcán.

Se componen de fragmentos escoriáceos de tamaño lapilli y escasas bombas finas. Es posible observarlos sobre el sector oriental, en los alrededores de las unidades Llaima Fisural 2 y 3, así como también sobre las rocas graníticas del Grupo Plutónico Melipeuco (Naranjo & Moreno, 2005).

- **DEPÓSITOS MORRÉNICOS RECIENTES INDIFERENCIADOS (Hm)** *Holoceno*

Corresponden a depósitos glaciales y sedimentos, removidos por el escurrimiento *("outwash")* de aguas fundidas de los glaciares del volcán. Constituyen acumulaciones de detritos matriz soportados, mal seleccionados, formados principalmente por limos, arenas, bloques y bolones de materiales volcánicos, que alcanzan espesores de 10 a 30 m y se acumularon alrededor de los frentes de las lenguas glaciales más antiguas, quedando separadas de éstas tras el retroceso de los hielos actuales. Generalmente se encuentran cubriendo las lavas de la unidad Llaima Cono Principal, pero a su vez, han sido removidos por lahares generados durante la mayoría de las erupciones históricas (Naranjo & Moreno, 2005).

- **DEPÓSITOS LAHÁRICOS INDIFERENCIADOS (Llh)** *Histór*ic

Esta unidad corresponde a depósitos de flujo de detritos, no consolidados, de origen lahárico, pobres en arcillas, con abundantes fragmentos tamaño grava, mal seleccionados y ricos en matriz arenosa. Cubren y allanan superficies de lavas más antiguas de casi todos los valles que drenan radialmente el volcán (Quinteros, 1991 en Naranjo & Moreno, 2005) y su depositación antecede el emplazamiento de coladas de lava de la misma erupción, como es el caso de la mayoría de las erupciones históricas. Corresponden a depósitos principalmente monomícticos, con baja proporción de fragmentos de rocas del basamento (Naranjo & Moreno, 2005).

Sus fragmentos primarios provienen, principalmente, de los depósitos morrénicos removidos en sectores de alta pendiente y también de los productos generados durante la erupción que los causó. Los lahares en el volcán Llaima se originan, en su mayoría, por la súbita descarga de agua subglacial generada por la rápida fusión de nieve y/o hielo durante las etapas álgidas de una erupción. Los depósitos de morrenas sobre los flancos medios del volcán son eficientemente incorporados e incrementan aún más la masa de los flujos laháricos (Naranjo & Moreno, 2005).

- **DEPÓSITOS ATERRAZADOS POLIGÉNICOS (Htp)** *Holoceno tardío-Histórico*

Unidad formada por depósitos aluviales de arenas, gravas y limos que forman el relleno principal y más extendido de los grandes valles. Se reconoce en el valle del río Cautín al norte del volcán, correspondiente al ensanchamiento y continuación del valle del río Captrén, y al sur, en las terrazas elevadas del río Allipén. Las terrazas se han formado por el encajonamiento de los cauces activos de inundación de estos ríos y han sido cubiertas por flujos laháricos y flujos aluviales producidos por la remoción de éstos, causados por lluvias torrenciales. La acumulación de estos depósitos se ha producido tras la remoción de depósitos laháricos, generados durante las erupciones más importantes asociadas al desarrollo de la unidad Cono Principal, por lo que se evidencian características intermedias entre depósitos de flujos de detritos y aluviales (Naranjo & Moreno, 2005).

- **DEPÓSITOS COLUVIALES Y ABANICOS ALUVIALES (Hca)** *Holoceno*

Los depósitos coluviales corresponden a acumulaciones de gravas y bloques clasto-soportados, mal seleccionados, generados por el colapso gravitacional de taludes en condiciones inestables. Con la ocurrencia de lluvias torrenciales, se acumulan como depósitos aluviales que incluyen gravas, arenas y barro. En los faldeos del volcán Llaima, tienen una expresión areal reducida como pequeños abanicos, formados principalmente a partir de la remoción de depósitos piroclásticos y morrénicos y, en ocasiones, mezclados con taludes del basamento rocoso (Naranjo & Moreno, 2005).

- **DEPÓSITOS FLUVIALES ACTUALES (Hf)** *Holoceno*

Corresponden a depósitos de gravas, bolones y arenas acumulados en las terrazas de inundación de los lechos de ríos y esteros activos, a veces efímeros, entrecruzados; de composición polimíctica con predominio de rodados volcánicos, especialmente si provienen de afluentes que drenan depósitos laháricos y piroclásticos del volcán Llaima (Naranjo & Moreno, 2005).

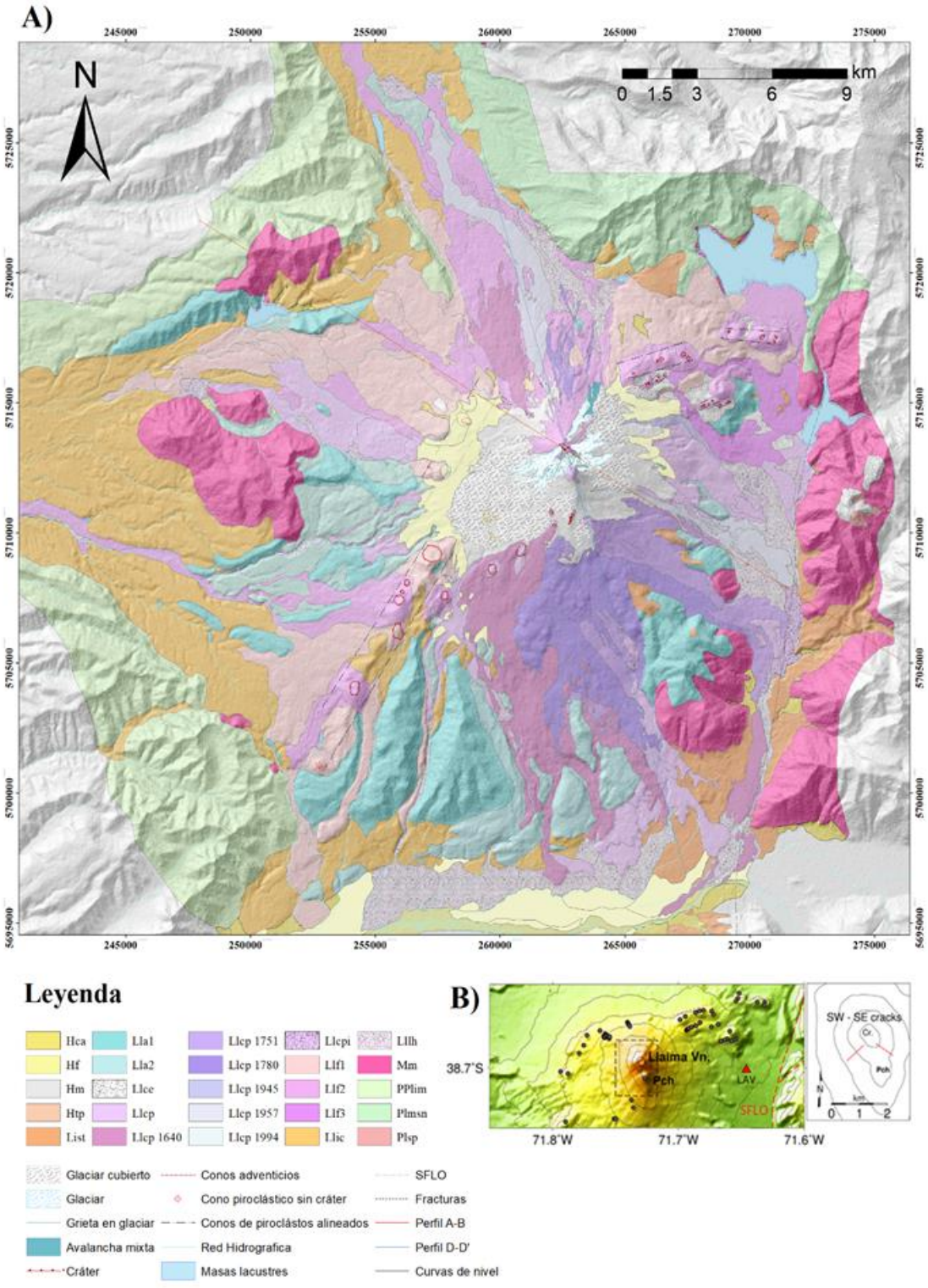


Figura 5. (A) Mapa geológico del Volcán Llaima, Región de la Araucanía, Chile. Modificado de Naranjo & Moreno, 2005. (B) El rectángulo segmentado corresponde al área que se indica en la cima del volcán en la imagen derecha, que muestra la distribución de las dos fracturas (en rojo) que estaban activas en el flanco superior del volcán. Modificado de *Franco, 2019*.

3.4.3. SÍNTESIS EVOLUTIVA HISTÓRICA DEL VOLCÁN LLAIMA

El inicio de la actividad del volcán Llaima es un misterio, pero posiblemente habría iniciado su actividad durante el Pleistoceno Medio (?) a Superior. El primer edificio volcánico, el Llaima Ancestral, correspondió a un voluminoso estratovolcán que habría alcanzado, sobre su base, una altura similar a la actual (unos 2.500 m), el cual fue construyéndose mediante erupciones esencialmente efusivas y de baja explosividad, generando una secuencia de lavas predominantemente andesítico-basálticas. Su actividad se prolongó hasta el Pleistoceno Superior, misma época en la cual se habría producido la glaciación Llanquihue, afectando gran parte del edificio y generando marcados valles radiales en forma de *"U"* (Denton *et al.*, 1999 en Naranjo & Moreno, 2005), en los cuales las coladas más tardías del Llaima Ancentral se habrían emplazado bajo potentes lenguas glaciares en los bordes de los fondos de estos valles.

Según Naranjo & Moreno (2005), esta primera etapa evolutiva (Llaima Ancestral) ya había finalizado cuando una gran erupción explosiva, producida hace aproximadamente 13-13,5 ka, habría generado el colapso parcial del edificio volcánico y, probablemente, el desarrollo de una caldera de 5-8 km de diámetro junto a un depósito ignimbrítico de 2.200 km^2 de extensión con un volumen estimado en 24 km^3, conocida como Ignimbrita Curacautín.

El intervalo composicional de los elementos juveniles de esta ignimbrita (51-59% SiO_2), sugeriría la existencia de una cámara zonada en vías de diferenciación y la inyección de un nuevo pulso de magma más básico. Lo anterior, también indicaría el progreso hacia una cámara magmática diferenciada que habría sido la causa del desarrollo de una etapa altamente explosiva del volcán Llaima (Secuencia Trufultruful). Esta subetapa finalizó hace unos 7.600-7.200 años AP y durante ese período, de unos 6.000 años, se generaron, además de la Ignimbrita Curacautín, depósitos de caída de pómez pliniana y de oleada piroclástica. Posteriormente y hasta ca. 3-4 ka AP, la actividad explosiva continuó pero con menor intensidad relativa, posiblemente debido a la producción de magmas menos ácidos o a la recarga de magmas básicos en la cámara (Naranjo & Moreno, 2005).

Con esto, los productos piroclásticos eyectados fueron cambiando su composición desde andesitas y dacitas a andesitas basálticas dentro de la Secuencia Trufultruful, dejando atrás la etapa de los productos más evolucionados del volcán. Paralelamente, se comenzaron a construir numerosos centros eruptivos adventicios en los flancos del volcán, alineados en una dirección preferencial SW-NE en forma de arco, a lo largo de 25 km, lo que trajo consigo la formación de las unidades Llaima Fisural 1 y 2, emitiendo materiales del intervalo andesitas-basálticas a andesitas (54-58,6% SiO_2).

Naranjo & Moreno (2005) indicaron: *"Las evidencias indican que, a continuación de la etapa más explosiva del volcán Llaima, nuevamente comenzó un período efusivo con emisión de lavas y piroclastos de composición andesítico-basáltica predominante y basáltica (Llaima Cono Principal). Este período, que se inició con posterioridad a los 3 ka AP, se caracterizó por la construcción de un nuevo edificio volcánico de tipo combinado estratovolcán-mixto-escudo. En esta etapa, tuvo lugar la evolución del cono actual del volcán Llaima, con sus dos cimas principales, de las cuales también fueron eyectados productos piroclásticos registrados en la parte superior de la Secuencia Trufultruful. Históricamente, y a partir de la gran erupción de 1640 d.C., la actividad se ha mantenido efusiva a explosiva de baja intensidad y ha generado coladas y piroclastos escoriáceos de composición basáltica y andesítico-basáltica (51,78 - 55,73% SiO_2), que revelan erupciones predominantemente Estrombolianas con fases sub-Plinianas, como también algunas de tipo Hawaiano. Estas erupciones se han desarrollado sobre los flancos y cráteres de ambas cimas, con una orientación fisural en la dirección de estas".*

Desde 1640 hasta la actualidad, el volcán Llaima cuenta con más de 50 erupciones registradas. De acuerdo al control de los antecedentes y los datos geológicos de terreno, las erupciones históricas de mayor magnitud, importancia o notoriedad fueron las de 1640, 1751, 1780-90?, 1875, 1895, 1903, 1927 y los ciclos de 1944-46 y 1955-57 (Naranjo & Moreno, 2003). González-Ferrán (1994), también destaca erupciones de cráter central con explosiones freatomagmáticas de 1914, 1929, 1930 y 1972. Sin embargo, el más reciente ciclo eruptivo corresponde al de 2007-2009 con al menos seis erupciones energéticas, siendo el 1 de enero de 2008 (VEI=3) el episodio más fuerte (Franco, 2019).

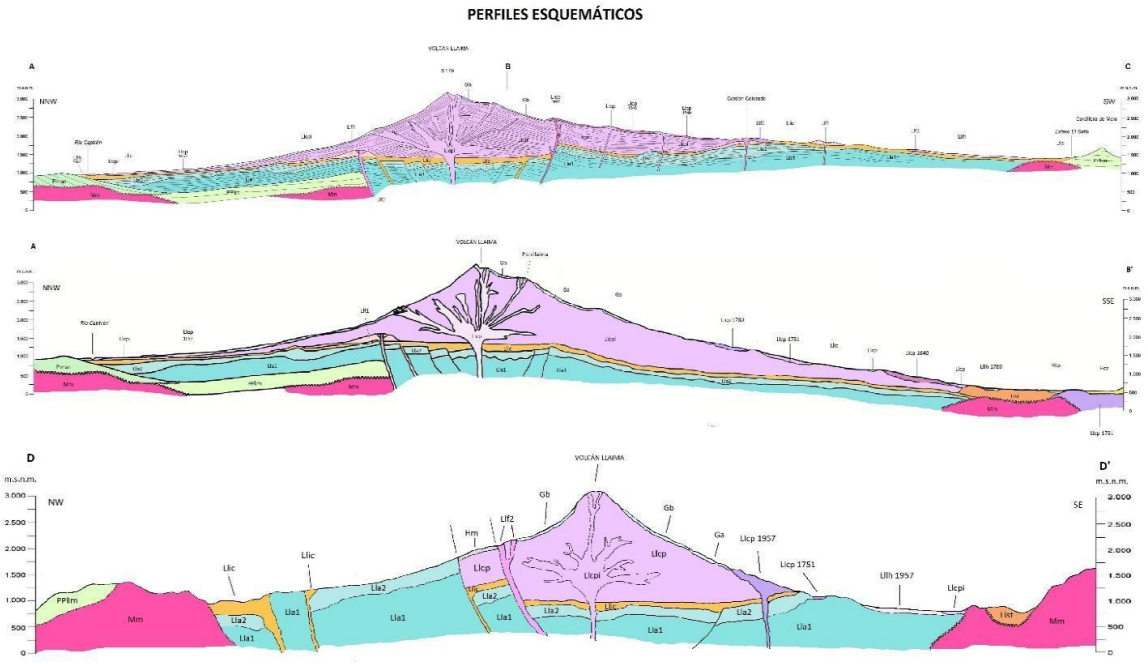


Figura 6. Perfiles geológicos esquemáticos del Volcán Llaima que ilustra la historia geológica del edificio. Perfil esquemático A-B-C, modificado de Naranjo & Moreno, 2005. Perfiles A-B' y D-D', *elaboración propia.*

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

4.1. SISTEMA DE FALLAS LIQUIÑE-OFQUI

Una característica tectónica prominente dada la acomodación de la deformación impuesta por el movimiento oblicuo entre las placas Sudamericana y Nazca es el origen del Sistemas de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO) (Arancibia *et al.*, 1999; Cembrano & Herve, 1993) (Fig. 7), correspondiente a un arreglo estructural de rumbo dextral y orientación NNE-SSW, que se extienden por más de 1100 km, entre los 38° y 48° S (Hervé, 1976; Lavenu & Cembrano, 1999ab; Cembrano & otros, 2002; Cembrano & Hervé, 1993; Lavenu & Cembrano, 1994; Hervé & Thiele, 1987; Rodríguez, 2015).

El SFLO corresponde a un rasgo morfotectónico de primer orden afectando al margen continental, que está íntimamente relacionado con el emplazamiento del arco magmático desde al menos el Mioceno, aunque aparentemente habría estado activo con movimiento sinestral previo al Cretácico Superior (Cembrano & otros, 2000; Rodríguez, 2015).

Este sistema ha servido como vía de ascenso de magmas desde el Pleistoceno, y sobre él se han construido numerosos centros volcánicos actuales (López-Escobar & otros, 1995;

Stern, 2004; Lara & otros, 2008; Rodríguez, 2015). Ejemplo de esto es el control en el emplazamiento del volcán Peñón, y además, el lineamiento que se reconoce al Este del volcán Llaima con orientación NNE-SSW, que constituye el principal rasgo estructural del basamento del volcán (Moreno & Naranjo, 2005).

Diversos estudios de cinemática de fallas relacionadas al SFLO, han identificado dos eventos tectónicos: un evento contraccional, con eje E-W durante el Mioceno-Plioceno, y un evento posterior transpresivo dextral con eje NE-SW en el arco, y NNE-SSW a NS en el antearco (Lavenú & Cembrano, 1999ab).

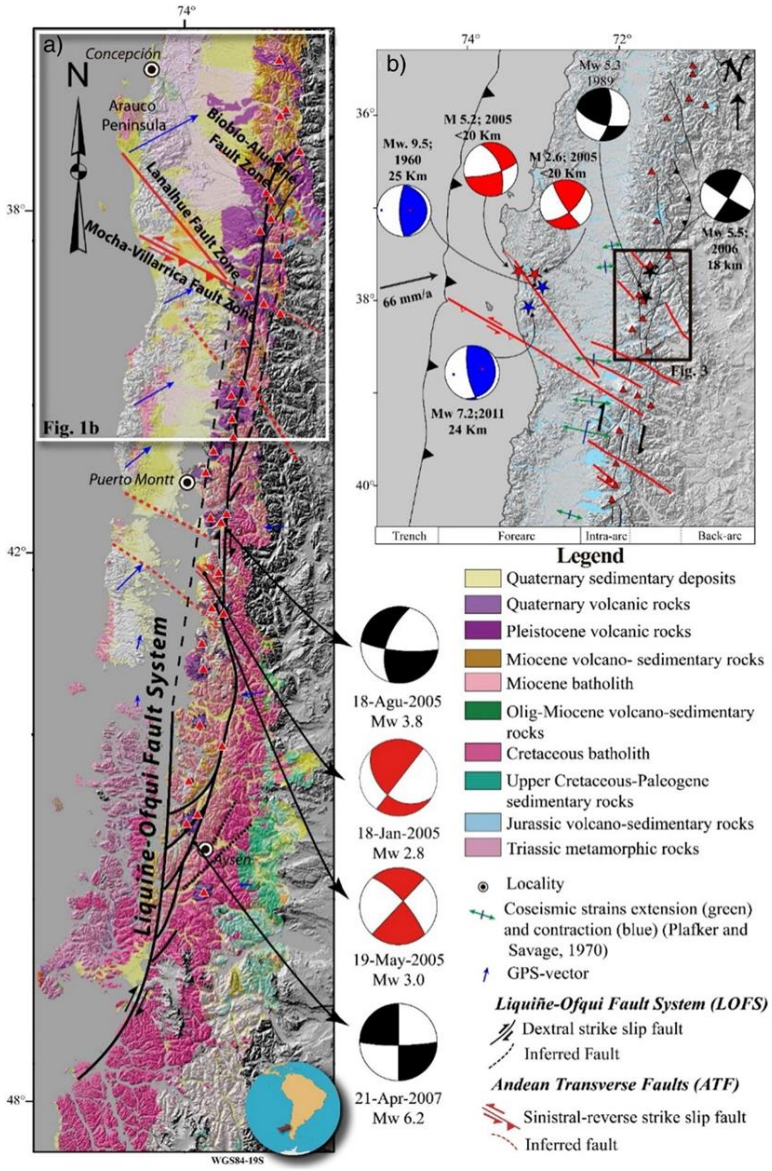


Figura 7. Mapa regional que muestra la ubicación y extensión de la LOFS (líneas negras), la ATF (líneas rojas) y los principales volcanes del Holoceno (triángulos rojos). Extraído de *Pérez-Flores & Cembrano,* 2016.

4.2. ESTRUCTURAS MAYORES EN TORNO AL LLAIMA

Las estructuras geológicas que presentan las mayores extensiones en el entorno del volcán Llaima, corresponden a la Falla Quetraleufú, la Falla Catrileufú, y la Falla Laguna Verde, interpretadas en el trabajo de Rodríguez (2015) como ramas del SFLO. Además, este interpreta la Falla Calbuco como una estructura normal secundaria relacionada al SFLO.

La Falla Quetraleufú corresponde a una estructura de 21 km de largo con rumbo N-S ubicado al este del volcán Llaima, a lo largo del río del mismo nombre. Por su parte, la Falla Catrileufú presenta una orientación NE-SW a NNE-SSW, extendiéndose por más de 10 km a lo largo del río homónimo al este del Volcán Llaima, siendo el lineamiento generado por el mismo río, su evidencia geomorfológica más evidente (Rodríguez, 2015). Suárez & Emparán (1997) observaron cataclasitas a lo largo de esta estructura. La Falla Laguna Verde corresponde a otra traza principal del SFLO, y se define como una estructura con rumbo NE-SW ubicada al este del Llaima, con una extensión de más de 8 km desde la ribera sur de Laguna Verde hasta el nacimiento del Estero Tiuque, al noreste. En cuanto a la Falla Calbuco, corresponde a una estructura con orientación ENE-WSW, ubicada en la ladera occidental del Volcán Llaima, y que se extiende por 9 km a lo largo del Río Calbuco.

Rodríguez (2015) menciona que según la orientación y distribución de las estructuras mayores en torno al Volcán Llaima, estas responden satisfactoriamente a la geometría predicha por el modelo de Riedel (1929) (Fig. 8), en un sistema transcurrente dextral de rumbo NNE-SSW; en donde la Falla Quetraleufú equivaldría a la traza principal, correspondiendo a la zona de mayor desplazamiento dentro del área de estudio (Sylvester, 1988). De manera similar, las fallas Catrileufú y Laguna Verde tienen una orientación oblicua a la dirección de cizalle principal de la Falla Quetraleufú, con rumbos de entre 25° y 35° hacia el este, lo que indica que se tratan de estructuras tipo R. Este tipo de fracturas son generadas en los estadios iniciales de deformación frágil, lo cual puede corroborarse debido a la ausencia de rocas miloníticas, y la presencia de rocas cataclásticas sobre sus trazas, además de la existencia de fallas cortando a diques pliocenos. Este último rasgo prueba que ambas fallas han estado activas bajo un régimen transcurrente dextral, causando deformación frágil documentada en diques y plutones desde al menos el Plioceno (Sylvester, 1988; Rodríguez, 2015).

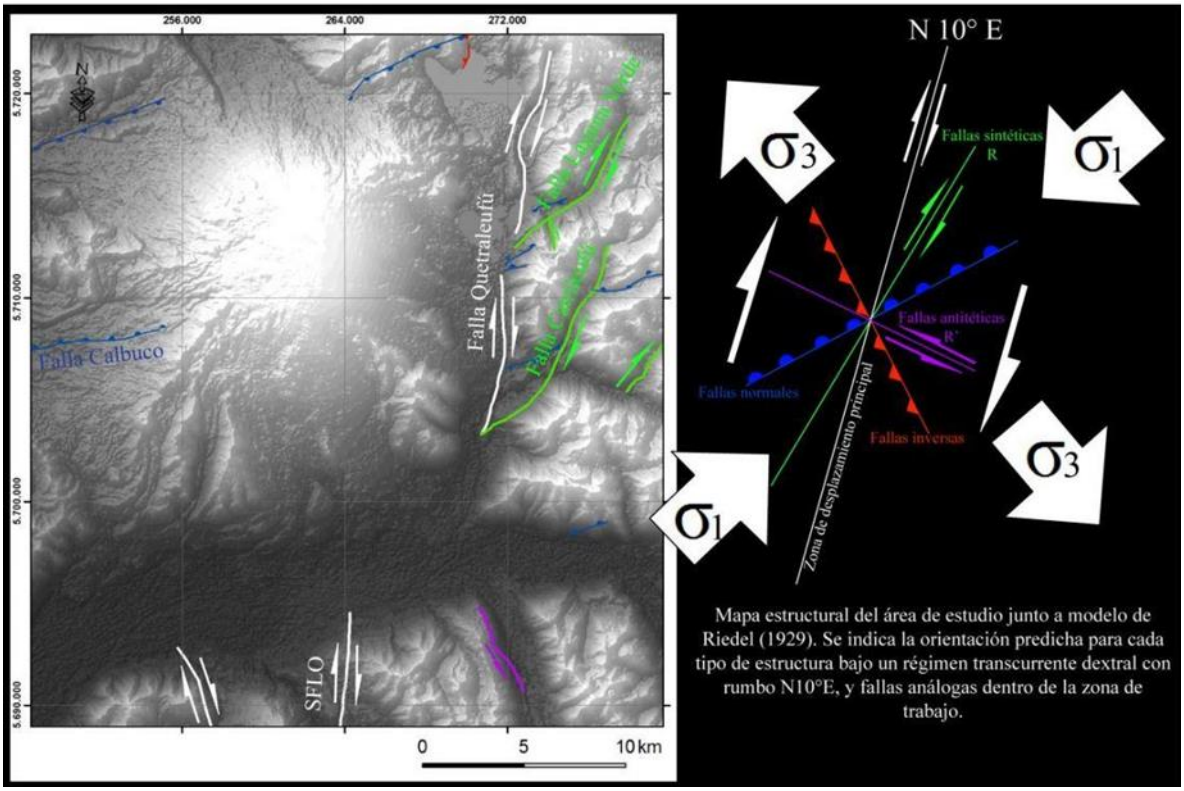
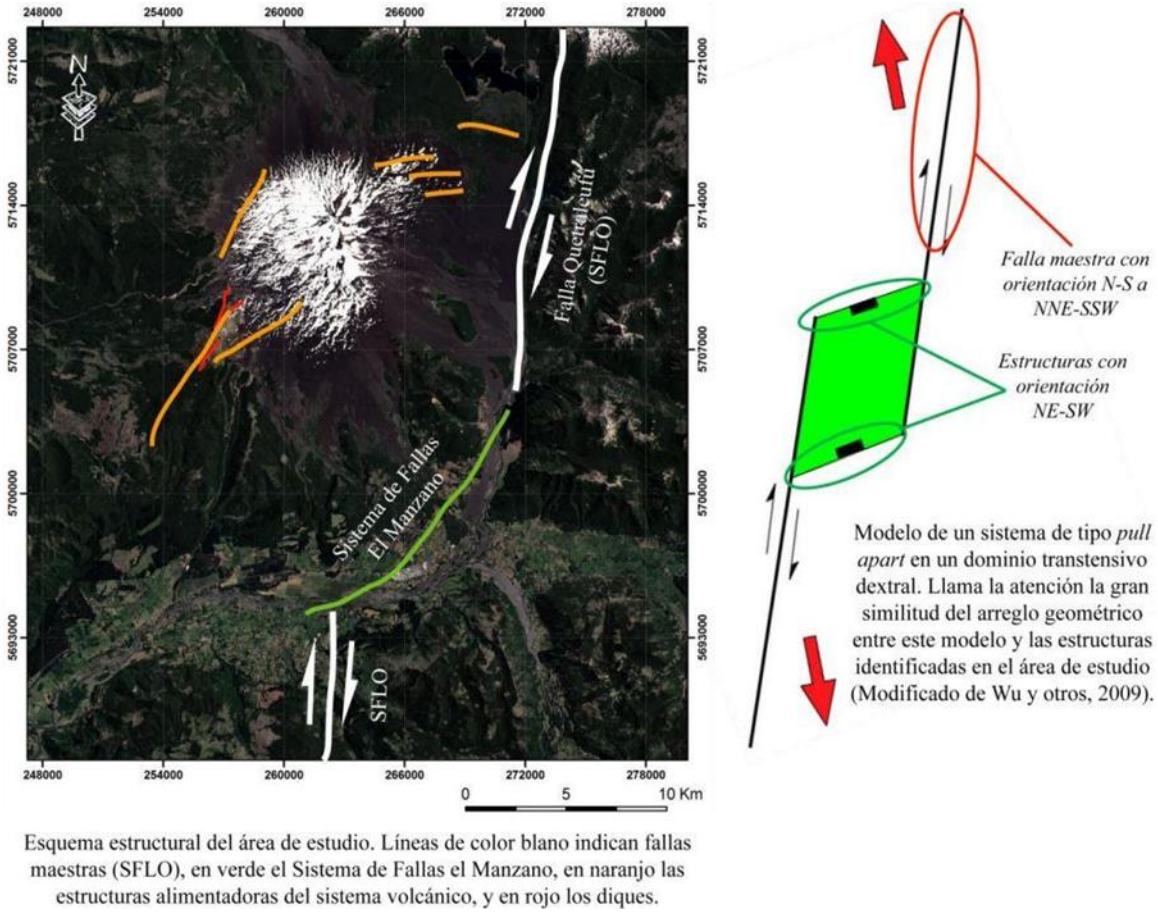


Figura 8. Estructuras mayores entorno al volcán Llaima y su comparación con el modelo de Riedel (1929). Extraído de *Rodríguez,* 2015.

Resulta importante destacar, que existe una diferencia de 35° en la orientación de los cráteres adventicios ubicados en el flanco NE (N76°E-S76°W) y los del flanco W y SW (N41°E - S41°W) del Volcán Llaima, indicando una rotación del σ_{Hmax} dentro del edificio volcánico. Rodríguez (2015) indicó lo siguiente: *"Maurice (2012) propone que esta diferencia radica en la edad de cráteres y fisuras que observó, señalando que las estructuras NNE-SSW son más antiguas que las estructuras NE-SW, y por ende propone una rotación en el tiempo del* σ_{Hmax}*. Sin embargo, no quedan claros los criterios que utilizó para determinar sus edades, ya que de acuerdo con Naranjo & Moreno (2005), todos estos cráteres son contemporáneos, y forman parte de la Unidad Llaima Fisural II".*

En consideración a lo anterior, un sistema de transferencia con geometría tipo *pull apart* (Fig. 9) entre dos fallas de rumbo paralelas, explica satisfactoriamente la sismicidad al sur del volcán y la rotación del σ_{Hmax}, producida por el cambio a un rumbo casi E-W de las estructuras alimentadoras de los centros eruptivos del Llaima al acercarse a la Falla Quetraleufú, donde la actividad volcánica en la cuenca *pull apart* se concentra

mayoritariamente en las estructuras de borde; tal como sucedería en el Volcán Llaima, pero a escala mucho menor, según la analogía con el trabajo de Karakhanian & otros (1997).



Esquema estructural del área de estudio. Líneas de color blano indican fallas maestras (SFLO), en verde el Sistema de Fallas el Manzano, en naranjo las estructuras alimentadoras del sistema volcánico, y en rojo los diques.

Figura 9. Modelo estructural del sistema volcánico como parte de un arreglo extensional de tipo Pull Apart. Extraído de *Rodríguez,* 2015.

4.3. CONOS ADVENTICIOS, EMPLAZAMIENTO DE DIQUES Y SU RELACIÓN CON LA TECTÓNICA

Por otra parte, Nakamura (1977) propone que la geometría de los sistemas alimentadores en un aparato volcánico, se manifiesta superficialmente en la distribución de conos adventicios, debido a que el magma utiliza fracturas o zonas de debilidad para alcanzar la superficie, argumentando que los diques se propagan paralelamente a la dirección del máximo esfuerzo horizontal (σ_{Hmax}) $(\sigma_1$ o $\sigma_2)$ al momento de su emplazamiento, y consecuentemente la orientación preferencial de los cráteres adventicios otorga la dirección estimativa de los esfuerzos principales (Corazzato & Tibaldi, 2006; Rodríguez, 2015).

En conocimiento de lo anterior, y teniendo en cuenta que el Volcán Llaima se compone por más de 40 conos adventicios ubicados mayoritariamente en sus flancos suroeste y noreste, orientados de acuerdo a una dirección preferencial NE-SW (Naranjo & Moreno, 2005), un reciente estudio morfotectónico realizado por Maurice (2012), en fisuras y cráteres adventicios del Llaima, se infiere un σ_{Hmax} con orientación NE-SW, y un σ_{Hmin} con orientación NW-SE en el entorno del volcán, proponiendo que los diques alimentadores del Llaima se orientan con rumbo NE-SW, de forma paralela al σ_{Hmax}, y que además, lo hacen exhibiendo estructuras internas, tales como diaclasas paralelas a los bordes de contacto, que evidencian un emplazamiento por autopropagación de las fracturas que lo contienen. No obstante, hay que tener presente que este modelo no se ajusta si las estructuras que los alojan son fracturas preexistentes a la intrusión de los diques, ya que estas se pueden orientar de forma oblicua al σ_{Hmax}, por lo que se debe tener especial cuidado en estas interpretaciones (Rodríguez, 2015).

En el caso del Volcán Llaima, la orientación de los cráteres ubicados en el borde occidental del edificio principal tiene una orientación N41°E - S41°W, resultando en un σ_{Hmax} con mismo rumbo en el mencionado flanco del volcán. No obstante, los conos adventicios situados en la falda noreste del Llaima tienen una tendencia que se torna más E-W, con una orientación promedio N76°E - S76°W, dando un σ_{Hmax} con mismo rumbo en ese borde del Llaima (Rodríguez, 2015).

5. DEFORMACIÓN

Bathke (2011) utilizó la técnica del radar de apertura sintética (SAR) de transporte espacial, uno de los pocos métodos que permitió mirar hacia atrás en el tiempo y estudiar la ocurrencia de campos de deformación InSAR en el volcán Llaima en el periodo de 2003 a 2008, cubriendo tanto el período post-eruptivo como el sin-eruptivo.

Los datos del satélite InSAR sugiere dos episodios principales de deformación: hundimiento asociado con el período post-eruptivo y elevación asociada con el período sin-eruptivo, obteniendo valores máximos para el hundimiento y elevación de la cumbre de ∼10 cm y ∼8 cm, respectivamente (Rodríguez, 2015).

A través del modelado inverso de ambos períodos, se puedo inferir la inflación y deflación de un cuerpo de magma, ubicado a una profundidad de 4 - 12 km, sujeto a una disminución de volumen de 10 - 46 × 10^6 m^3 durante el período de hundimiento, seguido de un aumento de volumen de 6 - 20 × 10^6 m^3 durante el período de levantamiento. Por lo tanto, este estudio presentó la primera evidencia de deformación impulsada por magma en el volcán Llaima, sugiriendo que los períodos de erupción se encuentran asociados con la inflación y deflación de un cuerpo de magma profundo que se puede monitorear mediante el uso de geodesia espacial. El rango de profundidad arrojado por este estudio entrega una primera aproximación del sistema subvolcánico del volcán Llaima, lo cual está en concordancia con otros volcanes a lo largo de la Zona Volcánica Sur de los Andes que muestran evidencia de fuentes a 3 a 9 km, por ejemplo, en Cordón Caulle (4 - 7 km), Maule (5 - 9 km), Copahue (3 - 6 km) (Fournier *et al.*, 2010; Bathke *et al.*, 2011). Por tanto, a pesar de que las profundidades de origen son una gran incertidumbre, el volcán Llaima parece albergar un reservorio a una profundidad que está en línea con los volcanes investigados en el mismo entorno (Bathke *et al.*, 2011).

En este trabajo, Bathke (2011) también reportó que la tasa de inflación de Llaima sigue siendo ∼3 veces más rápida que la tasa de deflación, lo que significa que el abastecimiento de magma al reservorio es mucho más rápido que la extracción de este. Lo anterior, respalda el hecho de pensar que solo se pueden esperar precursores de deformación pre-eruptiva relativamente cortos, dificultando aún más las estrategias de alerta temprana y monitoreo exitoso y oportuno en volcanes con tipologías como la del Llaima.

6. METODOLOGÍA

6.1. CRITERIOS DE SELECCIÓN DE METODOLOGÍA

Son variadas las metodologías multicriterio cuyo objetivo es el análisis de susceptibilidad, peligro y/o riesgo de remociones en masa a través de herramientas de Sistemas de Información Geográfica (SIG), las cuales fueron valoradas y comparadas para respaldar la elección de la metodología de este estudio (p.e. Rosales & Centeno, 2009; Navarro, 2011; Marcano & Cartaya, 2012; Molina, 2016; entre otras).

De aquellas, ciertas metodologías no fueron consideradas por razones tales como:

- No presentar litología similar a la zona de estudio (p.e. Marcano & Cartaya, 2012; Molina, 2016).
- Considerar el mismo peso ponderado para todos los factores (p.e. Rosales & Centeno, 2009).
- Presentar variables que no se utilizan comúnmente o por dividir el área geométricamente sin considerar sus características (p.e. Quesada & Barrentes, 2017).
- Metodologías aplicadas en zonas con clima extremadamente diferente (p.e. Rosales & Centeno, 2009).
- Uso de otros factores como agente desencadenante (p.e. Fernández, 2017; estudio que se destaca por entregar importante relevancia a las precipitaciones, relacionada directamente con la intensidad y erosividad de las lluvias).

Posterior a la revisión bibliográfica, se determinó abordar el estudio de los deslizamientos pequeños que ocurren en las inmediaciones del volcán Llaima en base a la metodología propuesta por Lara (2007) y Lara & Sepúlveda (2010), quienes usaron como área piloto la Quebrada San Ramón (Región Metropolitana de Santiago, Chile) para realizar una evaluación de peligros que combina la determinación de la susceptibilidad a las remociones en masa, calculada en base a factores condicionantes. La metodología fue seleccionada teniendo en cuenta las siguientes consideraciones:

- La Quebrada San Ramón presenta características comunes con el área de estudio, mostrando semejanzas en la litología, topografía montañosa y clima relativamente similar en cuanto a presencia de precipitaciones y temperaturas, puesto que esta zona comprende parte de la Precordillera, donde se reconocen rocas volcánicas de la Formación Abanico (p.e. tobas, brechas y lavas), intruídas por diques basálticos, graníticos y granodioríticos con un amplio rango de dimensiones.

- Realiza una subdivisión del área en unidades usando como factor de división características geomorfológicas, es decir, pendiente, orientación, y diferencias de modelados, lo que otorga mayor precisión.

- En comparación con otras metodologías, utiliza una mayor cantidad de factores, los cuales desglosa en subfactores.
- Analiza la susceptibilidad por separado para los distintos tipos de movimientos en masa, considerando ponderaciones establecidas por especialistas.

Además, a diferencia de otras metodologías cuyos estudios son cualitativos (p.e. Rosales & Centeno, 2009; Navarro, 2011; Marcano & Cartaya, 2012), la metodología de Lara (2007) entrega mayor exactitud a los resultados al incorporar parámetros geotécnicos cuantitativos, los cuales para este trabajo (Llaima) fueron obtenidos de la bibliografía.

Los autores indican que esta metodología es adecuada para estudios de escala media o subregional con datos limitados, lo cual nos permite emplearla en la zona de estudio. Además, menciona que la susceptibilidad en su trabajo se asocia a la posibilidad de que se generen remociones en un área, debido a las condiciones ambientales locales.

El trabajo previo a la aplicación de la metodología requirió el estudio de la zona mediante herramientas SIGs utilizando servidores de descarga y visualización de imágenes satelitales. Para la confección de los mapas presentados en esta memoria de título, se utilizaron diversas herramientas proporcionadas por el software ArcGIS 10.3, en el cual se procesó un DEM de resolución 12,5 mts obtenido a partir de los servidores del satélite ALOS del portal VERTEX de la NASA. Por su parte, la imagen satelital fue obtenida mediante el software gratuito SAS Planet utilizando el servidor Bing Maps, con una resolución Z20. Además, el estudio de la zona fue acompañado por revisiones y comparaciones realizadas en el programa Google Earth Pro (Fig. 10).

Los mapas presentados en este documento fueron confeccionados a una escala que varía de 1:500000 a 1:80000, dependiendo de las necesidades, obteniéndose mapas como el de orientaciones, pendientes, geológico, geomorfológico, así como también el mapa de unidades de terreno y el mapa de susceptibilidad final.

6.2. ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD

6.2.1. ANTECEDENTES

Debido a que cada tipo de remoción en masa tiene una génesis y comportamientos diferentes, existen ciertos factores que serán condicionantes para la generación de los diferentes tipos de remociones en masa, siendo aquellos que propician una situación potencialmente inestable (Hauser, 1993), controlando la susceptibilidad de una zona a generar fenómenos de remoción en masa. Presentado lo anterior, se entiende que es necesario que exista material susceptible a ser movilizado para generar remociones. Debido a esto, la metodología requiere de la diferenciación entre deslizamientos, coluviones, aluviones, caídas de bloques, conos de detritos, entre otros (Navarro, 2018).

Lara en 2007, define los factores condicionantes más relevantes para cada tipo de remoción en masa, que son presentados en la tabla 1.

Tabla 1. Factores condicionantes relevantes para cada tipo de remoción en masa *(Lara, 2007).*

		Tipos de Remoción en Masa				
		Caídas	Deslizamientos	Toppling	Flujos	Extensiones Laterales
Factores Condicionantes	Geología y Geotecnia	**X**	**X**	**X**	**X**	**X**
	Geomorfología	**X**	**X**	**X**	**X**	**X**
	Hidrología e Hidrogeología	**X**	**X**	**X**	**X**	**X**
	Vegetación y Clima		**X**		**X**	
	Actividad Antrópica	**X**	**X**	**X**	**X**	

Mediante revisiones bibliográficas en conjunto con la fotointerpretación del área de estudio se realizó un catastro de remociones en masa representado en un mapa geomorfológico del volcán Llaima (Fig. 19).

6.2.2. CÁLCULO DEL ÍNDICE DE SUSCEPTIBILIDAD

En base a los mapas geológico y geomorfológico, expuestos en las figuras 5 y 19, así como la definición de factores condicionantes y desencadenantes, el área de estudio se divide en unidades de terreno (Fig. 23). Estas unidades se definen en base a similitud de información geológica, geomorfológica y geotécnica, por ejemplo, basándose en la similitud de presencia o ausencia de distintas geoformas, mapas de pendiente y orientación, ángulos de taludes, entre otras (Lara & Sepúlveda, 2010).

Posteriormente, utilizando un Índice de Susceptibilidad (SI, que fluctúa entre 0 y 100, siendo este último valor la situación más crítica), se evalúa la susceptibilidad a la remoción en masa para cada unidad de terreno y cada tipo de remoción, bajo una puntuación definida por la suma de factores condicionantes ponderados para remociones en masa como se indican en las Tabla 2, 3, 4 y 5 donde a cada factor condicionante se le asigna un peso (%) que establece la importancia de dicho factor en la generación del evento (Lara & Sepúlveda, 2010).

Por tanto, el SI se calcula como:

$$SI = \sum_{i=1}^{i=n} fi$$

Donde ***fi*** corresponde a la puntuación asignada a cada factor de condicionamiento de acuerdo con las tablas 2, 3, 4 y 5; y ***n*** corresponde al número de factores considerados para cada tipo de remoción. El umbral SI = 50 se establece arbitrariamente, mediante la calibración de puntajes de susceptibilidad con remociones que fueron observadas en la Quebrada San Ramón, área piloto para la aplicación de la metodología propuesta por Lara & Sepúlveda (2010). Por tanto, las unidades de terreno con SI ≥ 50, se consideran susceptibles y podrían ser seleccionadas para realizar análisis de peligros específicos en estudios posteriores.

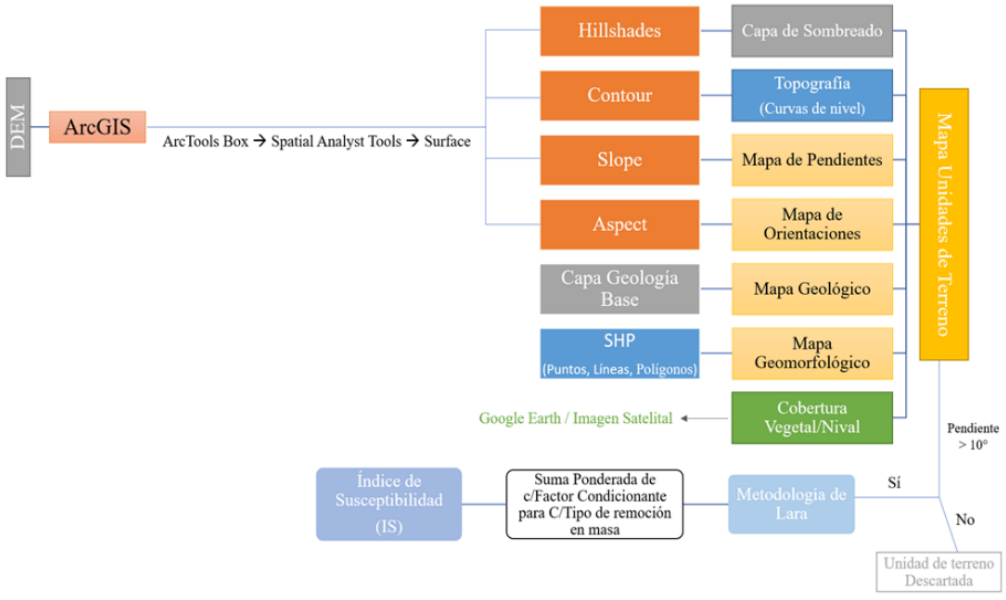


Figura 10. Esquema de secuencia para aplicación de la metodología utilizada. *Elaboración propia.*

Tabla 2. Factores condicionantes de deslizamientos en suelo para calcular SI *(Lara, 2010).*

Factor	Condición	Ponderación
Ángulo de pendiente (*f*1)	15°–20°	9
	20°–25°	15
	25°–30°	21
	30°–40°	26
	>40°	30
Exposición al sol (*f*2)	Baja	1
	Parcial	3
	Alta	5
Características geológicasgeotécnicas del material (*f*3)	Muy infavorable	2
	Infavorable	6
	Parcialmente favorable	10
	Favorable	14
	Muy favorable	20
Condiciones de humedad y saturación (*f*4)	Sin antecedentes	2
	Infavorable	3
	Favorable	7
	Muy favorable	10
Acumulación de nieve (*f*5)	Nula	0
	Esporádica	1
	Estacional	2
	Permanente	5
Vegetación (*f*6)	Alta	0
	Moderada	2
	Baja o nula	5
Desestabilización artificial de laderas (*f*7)	No observada	0
	Poco importante	5
	Importante	10
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica (*f*8)	No observado	0
	Sin antecedentes	3
	Presente	10
Deslizamientos declarados en la unidad geológica de suelo (*f*9)	No observado	0
	Sin antecedentes	2
	Presente	5

Tabla 3. Factores condicionantes de flujo de detritos para calcular SI *(Lara, 2010).*

Factor	Condición	Ponderación
Ángulo de pendiente (*f* 1)	10°–15°	3
	15°–20°	6
	20°–25°	9
	25°–30°	11
	30°–40°	13
	>40°	15
Pendiente canal de drenaje al pie de la ladera (*f* 2)	<5°	1
	5°–10°	5
	>10°	10
Encajamiento canal de drenaje (*f* 3)	Bajo	1
	Medio	4
	Alto	7
Exposición al sol (*f4*)	Baja	0
	Parcial	2
	Alta	3
Características geológicasgeotécnicas del material (*f5*)	Muy infavorable	3
	Infavorable	8
	Parcialmente favorable	13
	Favorable	18
	Muy favorable	25
Flujos declarados en la base (*f* 11)	Sin antecedentes	1
	Prehistóricos	4
	Históricos, poco frecuentes	7
	Historicos, frecuentes	10
Condiciones de humedad y saturación (*f* 6)	Sin antecedentes	2
	Infavorable	3
	Favorable	7
	Muy favorable	10
Acumulación de nieve (*f7*)	Nula	0
	Esporádica	1
	Estacional	2
	Permanente	5
Vegetación (*f8*)	Alta	0
	Moderada	3
	Baja o nula	5
Obstrucción de canal de drenaje (*f* 9)	Bajo	2
	Moderado	4
	Importante	5
Desestabilización artificial de laderas (*f* 10)	No observada	0
	Poco importante	3
	Importante	5

Tabla 4. Factores condicionantes de deslizamientos en roca para calcular SI *(Lara, 2010).*

Factor	Condición	Ponderación
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	11
	20°–25°	15
	25°–30°	20
	30°–40°	25
	40°–60°	30
	>60°	35
Características geológicasgeotécnicas del material (*f2*)	Muy infavorable	4
	Infavorable	11
	Parcialmente favorable	18
	Favorable	28
	Muy favorable	35
Acumulación de nieve (*f3*)	Nula	0
	Esporádica	1
	Estacional	2
	Permanente	5
Desestabilización artificial de laderas (*f4*)	No observada	0
	Poco importante	5
	Importante	10
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica (*f5*)	No observado	0
	Sin antecedentes	5
	Presente	15

Tabla 5. Factores condicionantes de caída roca para calcular SI *(Lara, 2010).*

Factor	Condición	Ponderación
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	4
	20°–25°	10
	25°–30°	18
	30°–40°	25
	40°–60°	32
	>60°	35
Características geológicasgeotécnicas del material (*f2*)	Muy infavorable	3
	Infavorable	9
	Parcialmente favorable	15
	Favorable	24
	Muy favorable	35
Acumulación de nieve (*f3*)	Nula	0
	Esporádica	2
	Estacional	4
	Permanente	10
Desestabilización artificial de laderas (*f4*)	No observada	0
	Poco importante	3
	Importante	5
Caídas de roca declaradas en la ladera (*f5*)	No observado	0
	Presente	15

6.3. CONSIDERACIONES EN LA EVALUACIÓN DEL ÍNDICE DE SUSCEPTIBILIDAD

La imposibilidad de realizar trabajo en terreno en el volcán Llaima dadas las condiciones sanitarias generadas por la pandemia de Covid-19, requirió respaldar la evaluación de cada factor que condiciona el resultado del IS teniendo en cuenta lo siguiente:

(A) Como se mencionó en capítulos anteriores, la unidad geológica Llaima Ancestral (Lla1 y Lla2), correspondió a un estratovolcán que sufrió un colapso parcial del edificio volcánico y, probablemente, el desarrollo de una caldera de 5-8 km (Naranjo & Moreno, 2005). Debido a esto, y al hecho de contar con remociones declaradas en la unidad, se asume que ésta es susceptible a sufrir nuevos deslizamientos.

Por tanto, a las unidades de terreno que abarcan esta unidad geológica se les ha asignado durante el cálculo del IS una calidad geológica-geotécnica *Muy favorable* para las remociones en masa en unidades de roca descubierta y *Parcialmente favorable* para aquellas unidades que presenten abundante cobertura vegetal, debido a que esta disminuye la meteorización del macizo rocoso y actúa como estabilizador.

Usando el mismo razonamiento, toda unidad donde se haya constatado la presencia de remociones serán evaluadas con el mismo criterio, siendo consideradas susceptibles a sufrir un nuevo evento de remoción.

Para contar con un criterio fundamentado de la calidad geológica-geotécnica dada en el cálculo del IS, se tomó en consideración datos bibliográficos sobre la composición de rocas analizadas en otros estudios del volcán Llaima (p.e. Naranjo & Moreno, 2005; Lohmar, 2008; Salas, 2014) acompañado con datos geotécnicos del volcán Pacaya, un volcán ubicado en Guatemala que presenta características similares a las lavas que componen el edificio del Llaima.

(B) La continua actividad volcánica genera suelos que derivan de la meteorización de lavas, toba y ceniza sobre los depósitos basálticos, originando generalmente suelos profundos y de drenaje rápido en las partes altas y lomajes suaves (comúnmente denominados Andisoles), suelos con alta capacidad de retención de agua (Peralta, 1975; Pollman, 2003). Los suelos volcánicos representan la unidad más débil dentro

de los edificios volcánicos. Por lo tanto, corresponden a la unidad más significativa para las inestabilidades de los taludes. De esta manera, para los flujos y deslizamientos de rocas se ha considerado saturación del suelo de 100%, mientras que para los deslizamientos de suelos superficiales una profundidad del nivel freático cercana a la superficie (debido al poco espesor de los suelos involucrados). Lo anterior, se indica en este trabajo como condición *favorable* debido a que al ser una capa de tefra y detritos de las mismas coladas, son capas de poco espesor, donde la infiltración de agua es rápida y se satura rápido el nivel freático. En consecuencia, es muy susceptible a generar flujos.

(C) La estimación promedio de cobertura nival se realizó comparando imágenes satelitales del área de estudio en meses y años diferentes, con la finalidad de contrastar zonas con nieves permanentes de aquellas zonas con nieves estacionales.

(D) La estimación de cobertura vegetal también fue apoyada mediante la observación de imágenes satelitales. Además, se utilizó una imagen en *Falso Color* que muestra en color verde las zonas con vegetación (Fig. 11).

(E) La intervención por actividad antrópica en torno al edificio del volcán Llaima está referida a la presencia de dos centros de esquí en el flanco occidental.

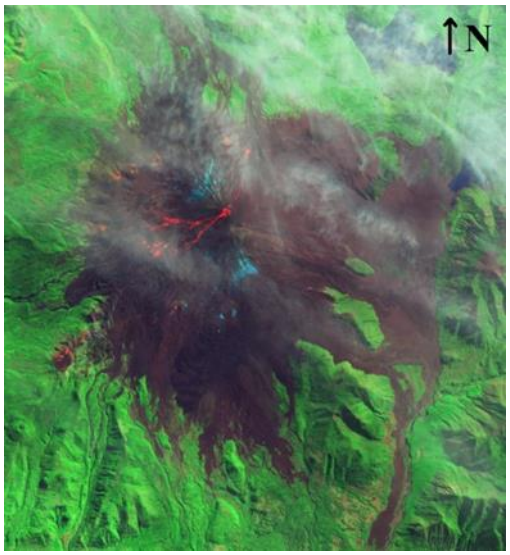


Figura 11. Imagen de la NASA, 8 abril de 2009, volcán Llaima. Creada por *Robert Simmon*, utilizando datos de EO-1 ALI proporcionados por cortesía del equipo EO-1 de la NASA. En esta imagen de color falso (longitudes de onda de luz de onda corta, infrarroja cercana y roja), verde brillante indica vegetación (incluso vegetación escasa), marrón oscuro indica suelo desnudo o ceniza volcánica, azul indica nieve y rojo indica lava. Leyenda de Michon Scott. *Recuperado de: https://earthobservatory.nasa.gov/images/37987/eruption-from-llaima-volcano-chile*

7. RESULTADOS

7.1. CATASTRO DE REMOCIONES EN MASA EN EL VOLCÁN LLAIMA

En base a la recopilación bibliográfica de eventos remoción en masa registrados en el volcán Llaima y adicionalmente a la fotointerpretación de rasgos geomorfológicos indicativos de inestabilidad gravitacional en el edificio, se confeccionó un mapa geomorfológico (Fig. 19); dicho mapa muestra la distribución y clasificación de los diversos tipos de remociones en masa que han sido identificados.

Diversos autores han reportado remociones en masa en las inmediaciones del volcán Llaima (Naranjo & Moreno, 2005; Salas, 2014; Navarrete, 2017; Breard *et al.*, 2020). Estos procesos se pueden clasificar en dos grandes categorías de *(1)* remociones en masa sin-eruptivas y *(2)* remociones en masa inter-eruptivas. Las primeras ocurren durante periodos de fuerte actividad volcánica, rápida acumulación de material piroclástico, incremento en la sismicidad y cambios geomorfológicos de la cima. Las segundas ocurren entre los periodos de erupción, y se relacionan principalmente a factores desencadenantes de origen hidrometeorológico y/o gravitacional.

7.1.1. REMOCIONES EN MASA INTER-ERUPTIVAS

Variados son los vestigios de procesos gravitacionales alrededor del volcán Llaima. Sobre sus faldeos es posible observar depósitos coluviales (Fig. 12) generados por colapso gravitacional de taludes inestables, los mismos que al ser afectados por lluvias torrenciales se acumulan como depósitos aluviales (Naranjo & Moreno, 2005).

Por otra parte, Navarrete (2017) indicó que Moreno & Naranjo (2003) reportaron en la cumbre Sur (Pichillaima) vestigios de un cono de escorias de tamaño menor albergado en un cráter obstruido de aproximadamente 200 m, ambos cortados hacia el SE por un deslizamiento.

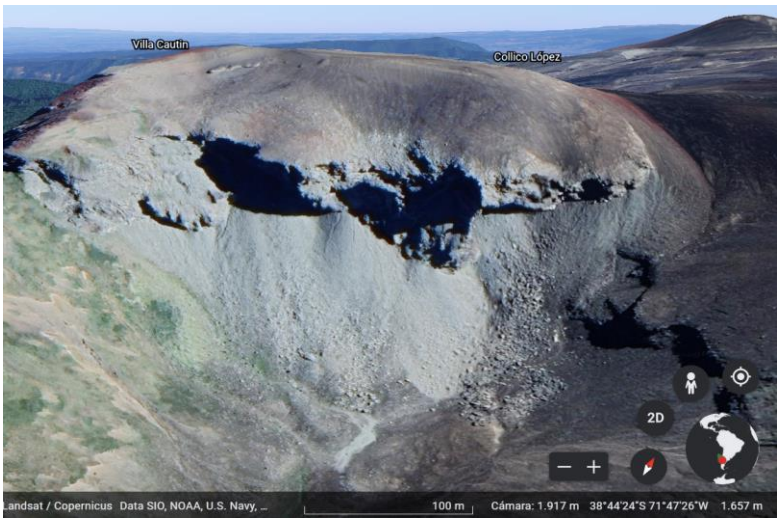


Figura 12. Depósito coluvial. Imagen extraída de *Google Earth*.

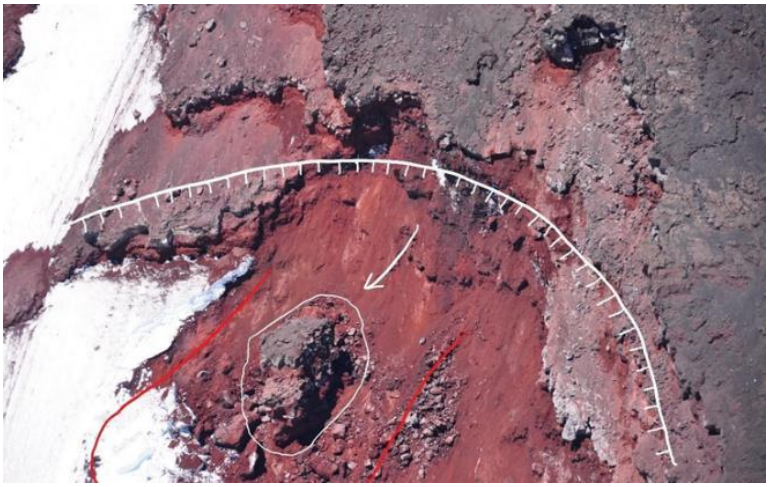


Figura 13. Flanco del volcán Llaima que expone cicatriz de deslizamiento y bloques de gran tamaño que evidencian estratigrafía interna. Imagen cortesía de *Daniel Basualto.*

Sobrevuelos realizados por equipo de SERNAGEOMIN al volcán Llaima en enero de 2015, lograron registros fotográficos de cicatrices de deslizamiento en el flanco NW y bloques de gran tamaño que evidencian la estratigrafía interna de volcán (Fig. 13).

La figura 14 expone diversas vistas panorámicas del volcán Llaima capturadas durante un trabajo de terreno en 2019, evidenciando los campos de depósitos de morrenas que son observables en las partes más bajas de los flancos, así como también un depósito de flujo lahárico, identificado por la tonalidad rojiza característica de los volcanes máficos de los Andes del Sur. Múltiples deslizamientos profundos afectando la estructura interna del volcán y su respectivo depósito asociado también son apreciables.

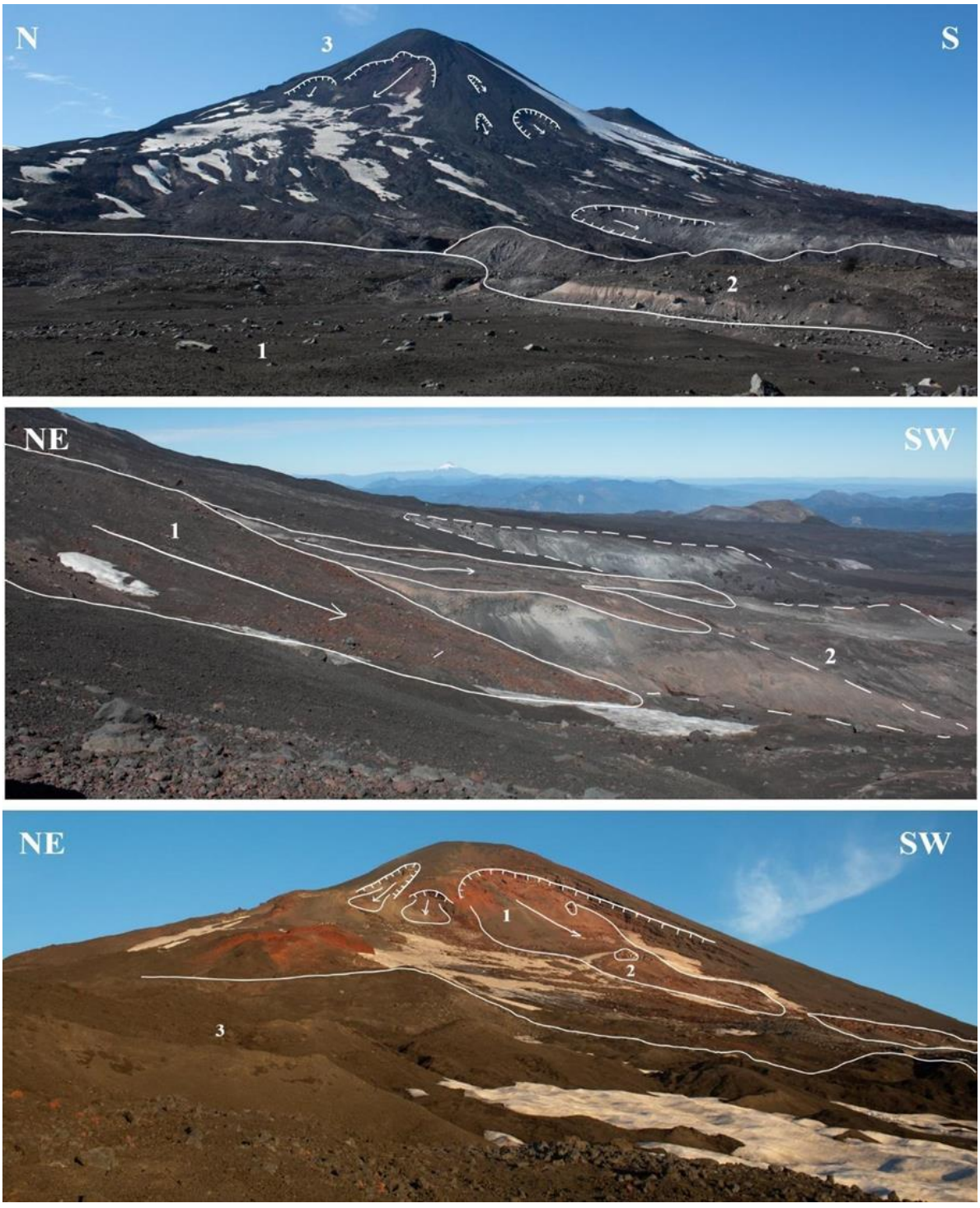


Figura 14. Deslizamientos y depósitos en flancos del volcán Llaima. *(Imagen superior).* Vista panorámica del volcán Llaima donde se aprecia un campo de depósitos de morrena (1), morrenas laterales (2) y escarpes de deslizamiento (3). *(Imagen central) Vista* de uno de los flancos del volcán que evidencia un depósito de flujo lahárico con tonalidad rojiza característica de los volcanes máficos de los Andes del Sur (1) y un campo de morrenas (2). *(Imagen inferior)* Vista panorámica del volcán Llaima, la cual permite apreciar escarpes de deslizamiento, donde uno de ellos corresponde a un deslizamiento profundo afectando la estructura interna del volcán (1), cuyo depósito asociado presenta «*hummocks*» (2). También, se observan campos de depósitos de morrena (3). Imágenes cortesía de *Romina Gutiérrez.*

7.1.2. REMOCIONES EN MASA SIN-ERUPTIVAS

De acuerdo con los antecedentes geológicos y volcanológicos del volcán, los lahares son uno de los eventos peligrosos más recurrentes en un proceso eruptivo (Naranjo & Moreno, 2003). El origen de los lahares del Llaima, se han atribuido en eventos pasados a la apertura lateral de fisuras en los flancos y/o en la cima del volcán, con una consiguiente alta tasa de efusión (Delgado-Granados *et al.*, 2021), la cual genera una descarga súbita de agua subglacial producida por la rápida fusión de nieve y/o hielo en etapas críticas de la erupción (Naranjo y Moreno, 2005; Salas, 2014; Delgado-Granados *et al.;* 2021). Los depósitos morrénicos del Llaima (Fig. 14) que son removidos de sectores de alta pendiente, así como también los productos generados durante las erupciones, son incorporados a los flujos laháricos colaborando en el incremento de su masa, y finalmente, cuando el flujo concluye su transporte y deposición, conforman los depósitos laháricos del volcán (Naranjo & Moreno, 2005). Estos depósitos de lahar evidencian una serie de estructuras internas (p.e. laminación, gradación, lentes), una matriz con alta fracción gruesa y escasa fracción fina (menos de un 5% de arcilla o limo) (Delgado-Granados *et al.;* 2021).

Por otro lado, el volcán Llaima ha experimentado erupciones principalmente hawaianas, estrombolianas o de fuentes de lava (Moreno et al., 2009; Naranjo et al., 2009). La acumulación rápida de los depósitos volcánicos inestables formados por estas erupciones, localmente dispersos, situados en ángulos críticos en la parte superior del edificio, son gravitacionalmente inestables y capaces de producir pequeños deslizamientos en la zona de la cumbre del volcán activo (Romero *et al.;* 2021) (Fig. 15).

El último ciclo eruptivo del volcán Llaima involucró estilos eruptivos y productos variados (Ruth & Calder, 2014) que incluyeron la emisión de coladas de lava y caídas de tefra basáltica (51-52% SiO_2; Moreno *et al.*, 2009; Naranjo *et al.*, 2009; Romero *et al.*, 2014). Producto de la efusión intermitente de lava hasta abril de 2009, y el consiguiente derretimiento de las capas de nieve, se generaron lahares que viajaron por los valles NE, E y W.

Posterior a esto, se reportaron *Corrientes de densidad piroclástica* (PDC) descendiendo por el flanco E del volcán Llaima (Breard *et al.*, 2020).

Durante la fase paroxística de la erupción del 2008 (1 de Enero) se desarrollaron varias fracturas radiales formadas alrededor del cráter, principalmente en las laderas SE, SW y NE (Fig. 15), siendo las dos primeras fracturas activas que mostraron actividad explosiva débil, aunque cabe destacar que ninguna de ellas hizo erupción de magma juvenil y no existen informes de actividad de estas fracturas durante erupciones pasadas (Franco *et al.*, 2019), por lo que posiblemente corresponden a una sobrepresión del conducto superior liberado a través de la ladera superior fracturada (e.g., Acocella, 2014).

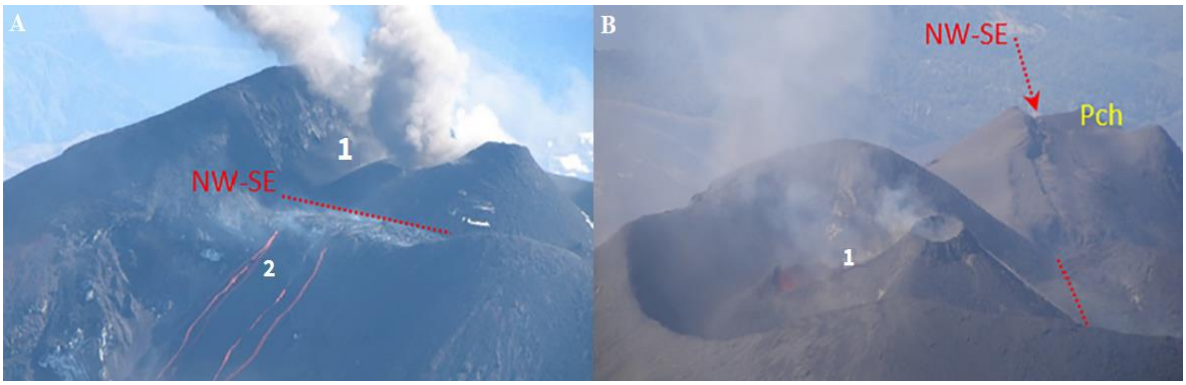


Figura 15. Actividad estromboliana y emisiones de lava durante febrero de 2008. (a) Actividad explosiva que tiene lugar en dos conos anidados en el cráter (1) y dos flujos de lava (2) que salen de dos respiraderos situados en el lado oeste del borde del cráter. (b) Zona del cráter con el cono de escoria más grande (1) y la parte superior de la fractura SE (izquierda), y el rasgo de tendencia NW-SE que aísla la actividad estromboliana de la lava que se extiende hasta el flanco del cono Pichi-Llaima (Pch). Modificado de *Franco et al., 2019.*

Colapsos de pequeña escala pueden formarse por la remoción de capas poco profundas de material inestable, lo cual genera una superficie de deslizamiento plana con paredes laterales paralelas, como el evento observado el 17 de enero de 2008 en el Llaima por colapso de spatter (i.e. *acumulaciones caóticas de salpicaduras de lava*) (Romero *et al.*, 2014; Franco *et al.*, 2019; Romero *et al.;* 2021). Variados registros fotográficos capturados en sobrevuelos al volcán exhiben un posible hundimiento y una cicatriz de incipiente colapso sectorial en el lado SE (Fig. 16) tras las primeras erupciones de enero de 2008 (Franco *et al.*, 2019).

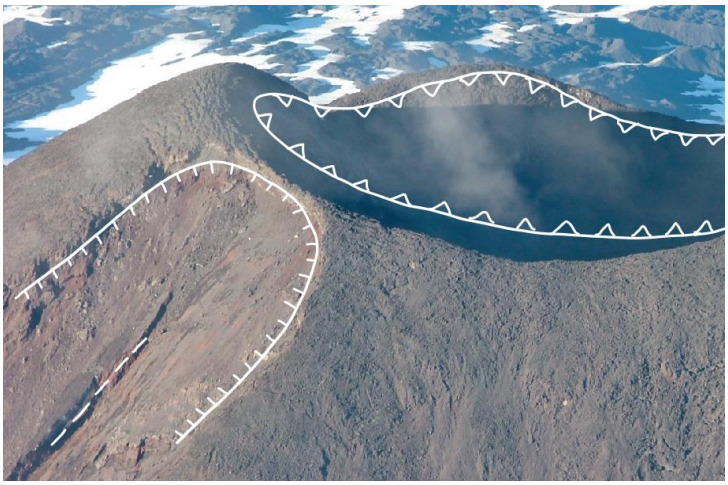


Figura 16. Grieta SE capturada en sobrevuelo del 17 de enero de 2008. Se destaca una amplia cicatriz que llega al borde del cráter junto con una fractura en el medio. Imagen cortesía *Luis Franco.*

Un estudio reciente, reportó la presencia de un depósito de avalancha mixta («*mixed-avalanche*») (Fig. 17 y 18) de andesita basáltica de pequeño volumen (2,5 x 10^5 m^3) en la ladera NE del volcán Llaima (Breard *et al.,* 2020). Su origen se debió a la incorporación y mezcla de nieve o hielo con una corriente de densidad piroclástica, luego que desde el borde del cráter se produjera el colapso del material piroclástico fresco en laderas cubiertas de nieve. Características distintivas de estos depósitos permiten su identificación: morfología lobulada, carentes de diques marginales, en la cual predominan granulometrías gruesas que muestran una distribución polimodal de tamaño de grano en la zona proximal gradando a una distribución unimodal en zonas más distales, tienen alta porosidad y un carácter suelto debido a la baja o carente presencia de cenizas.



Figura 17. Depósito de avalancha mixto sobre una cresta formada por una antigua colada de lava. Modificado de *Breard et al., 2020.*

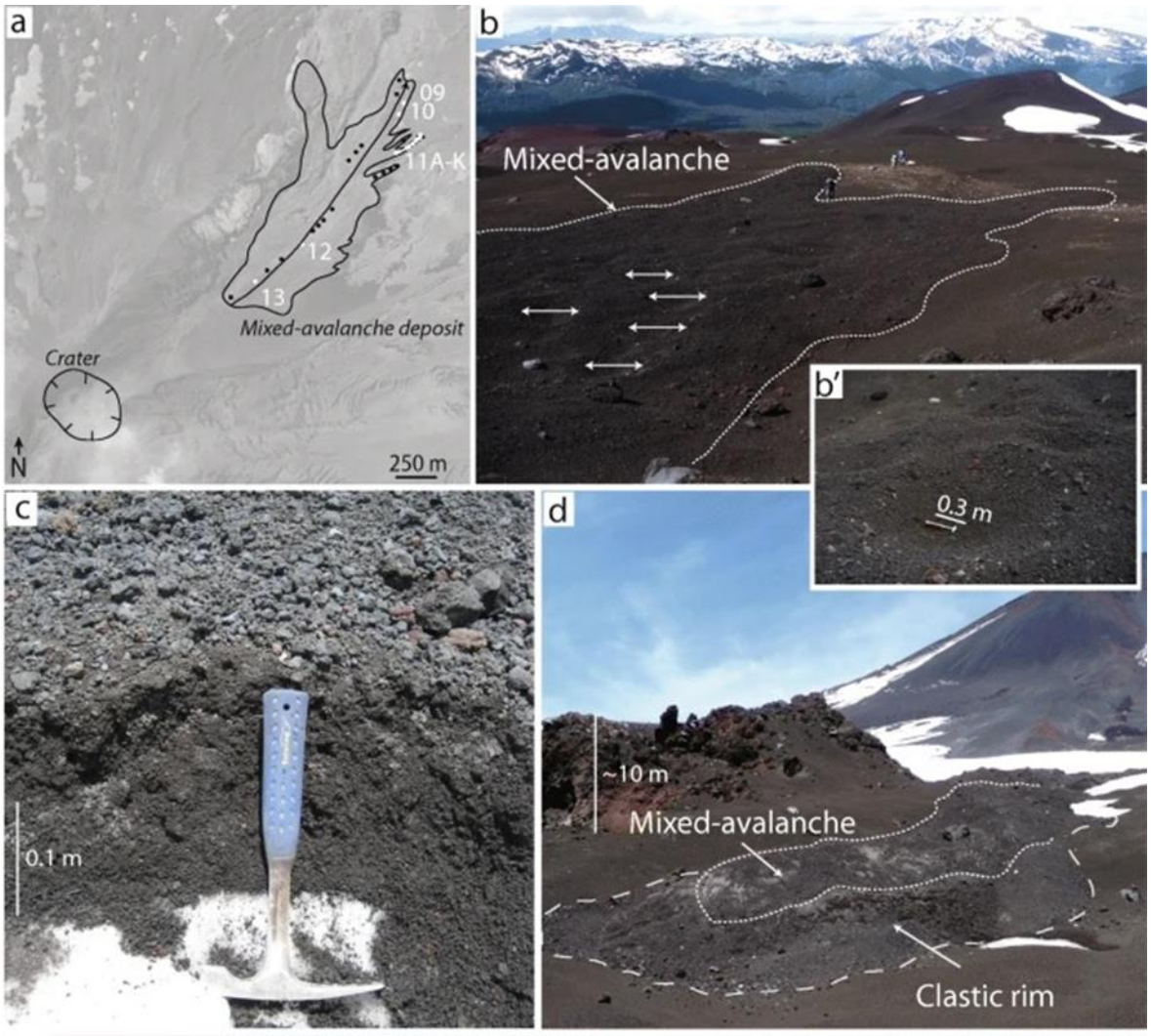


Figura 18. (a) Esquema del depósito de avalancha mixta estudiado en el flanco NE del volcán Llaima. La flecha larga indica el eje de flujo principal. (b) Frente lobulado del depósito de avalancha mixta mostrando también la superficie irregular del depósito. (b') Melthole de fosa. (c) Depósito de avalancha mixta sobre el manto de nieve en enero de 2009. El martillo mide 0,28 m. (d) Forma de bulto del frente lobulado. El depósito actuaba como una barrera que protegía la nieve de la luz solar. Los bloques que cayeron a causa del progresivo deshielo crearon el borde clástico. Modificado de *Breard et al., 2020*.

Según Franco (2019), la actividad y la sismicidad observadas en el volcán Llaima son características de un sistema de ventilación abierta en el que el magma puede ascender rápidamente desde varios kilómetros de profundidad, con poca o ninguna actividad precursora clara. Lo anterior, le sugieren que el sistema de conductos volcánicos estaría compuesto por múltiples estructuras independientes, todas ellas controladas por el régimen de estrés regional, donde posiblemente algunas llegaron a la superficie durante el período eruptivo 2007-2009, lo que indica que la parte superior del cono podría ser una zona inestable y esencialmente débil.

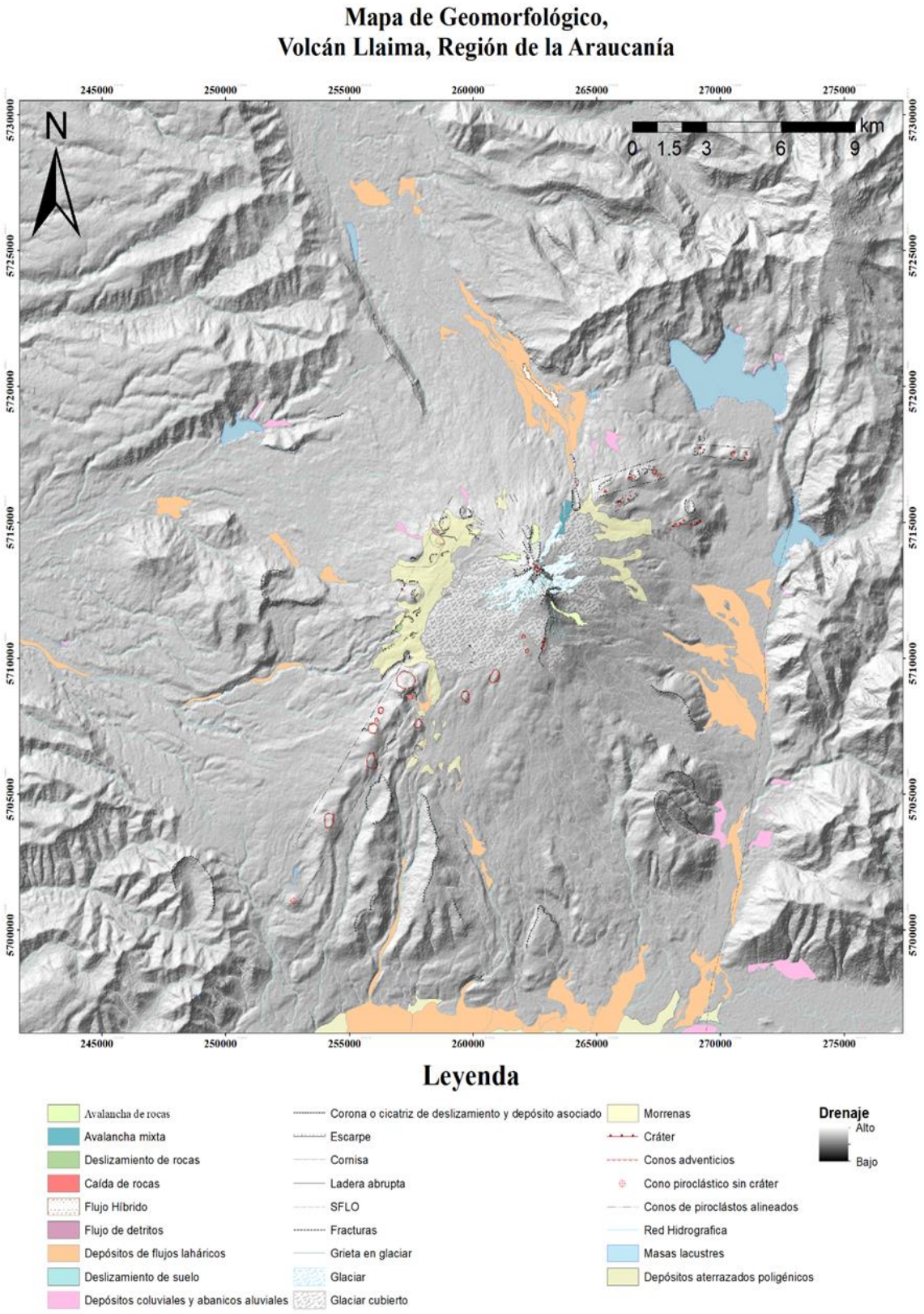


Figura 19. Mapa geomorfológico del Volcán Llaima, en el cual se destacan principalmente las remociones en masa cartografiables y depósitos asociados a las mismas.

7.2. DEFINICIÓN DE UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

Para aplicar la metodología de evaluación de susceptibilidad de remociones en masa de Lara (2007), las unidades de terreno fueron generadas en base a criterios geológicos y geomorfológicos, considerando los mapas de ángulos de pendiente y aspecto (orientación de laderas) en la zona de estudio derivados de un DEM de 12,5 m de resolución procesados en el software ArcGIS 10.3.

La geomorfología considera la pendiente promedio y la orientación de las diversas unidades geomorfológicas designadas, y junto a la geotecnia es uno de los factores más importantes, puesto que corresponden a características que inciden directamente en la velocidad, energía y volumen de las remociones que puedan originarse (Lara, 2007).

Las pendientes mayores a 10° son clasificadas en diferentes intervalos para los diferentes tipos de remociones estudiados, en base a las tablas realizadas por Lara (2007) (Fig. 20). Las pendientes de menor inclinación ocurren en las partes bajas de los flancos donde presentan un ángulo promedio de 10-15°. Este parámetro aumenta por encima de los 2.000 msnm en el cono, alcanzando pendientes que fluctúan entre los 30-40°. En las zonas más altas cercanas a la cima y/o en zonas donde hay fisuras o deslizamientos recientes la pendiente promedio supera los 40°, aunque su valor más crítico es de 60° en el flanco sumital NW y NE del volcán (Fig. 15).

La orientación de la ladera condiciona el grado de exposición de esta misma a la radiación solar, influyendo directamente en la humedad, presencia de vegetación y/o meteorización. Los parámetros de reclasificación de este factor están basados en el trabajo de Lara (2007) para el caso de Chile central (Fig. 21), donde una alta exposición está indicada para laderas mirando al N, al estar expuestas al sol durante todo el año, una exposición parcial para laderas mirando al E-W y baja exposición al sol para laderas mirando al S. Lo mismo es aplicable en el caso de estudio actual.

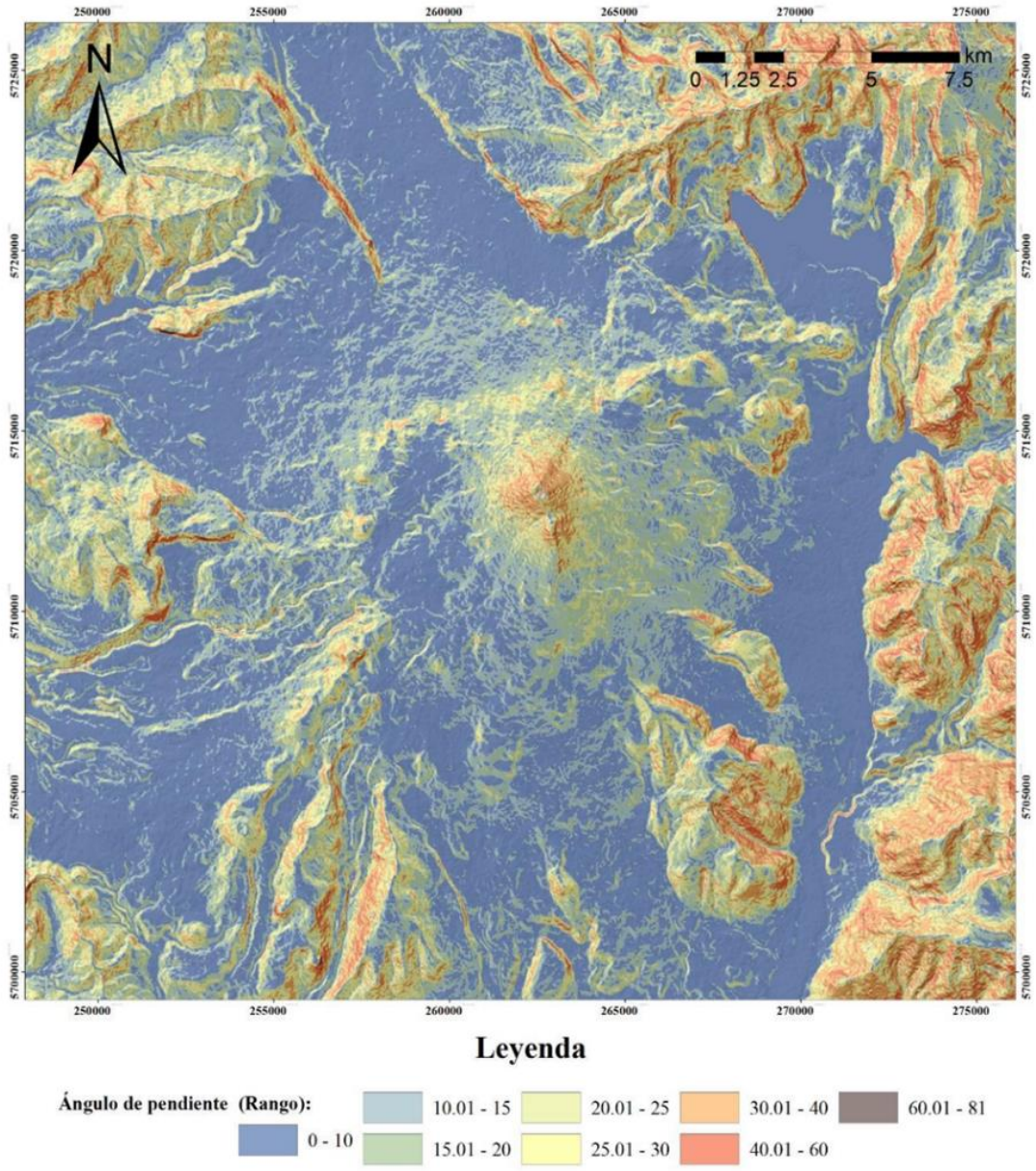


Figura 20. Mapa de pendientes, Volcán Llaima, IX Región de la Araucanía, Chile.

La geotecnia es considerada como uno de los factores de mayor incidencia en la generación de remociones en masa, siendo imprescindible una caracterización adecuada de los suelos y rocas presentes en el área de estudio. La litología y composición de las rocas, así como la granulometría en suelos, condicionan la resistencia a la meteorización y alteración, por tanto, la resistencia del material a tensiones externas (p.e. cargas que se generan por la inestabilidad en un talud o gradientes hidráulicos que favorezcan la generación de caída, deslizamiento o flujo; Lara, 2007; Navarro, 2018).

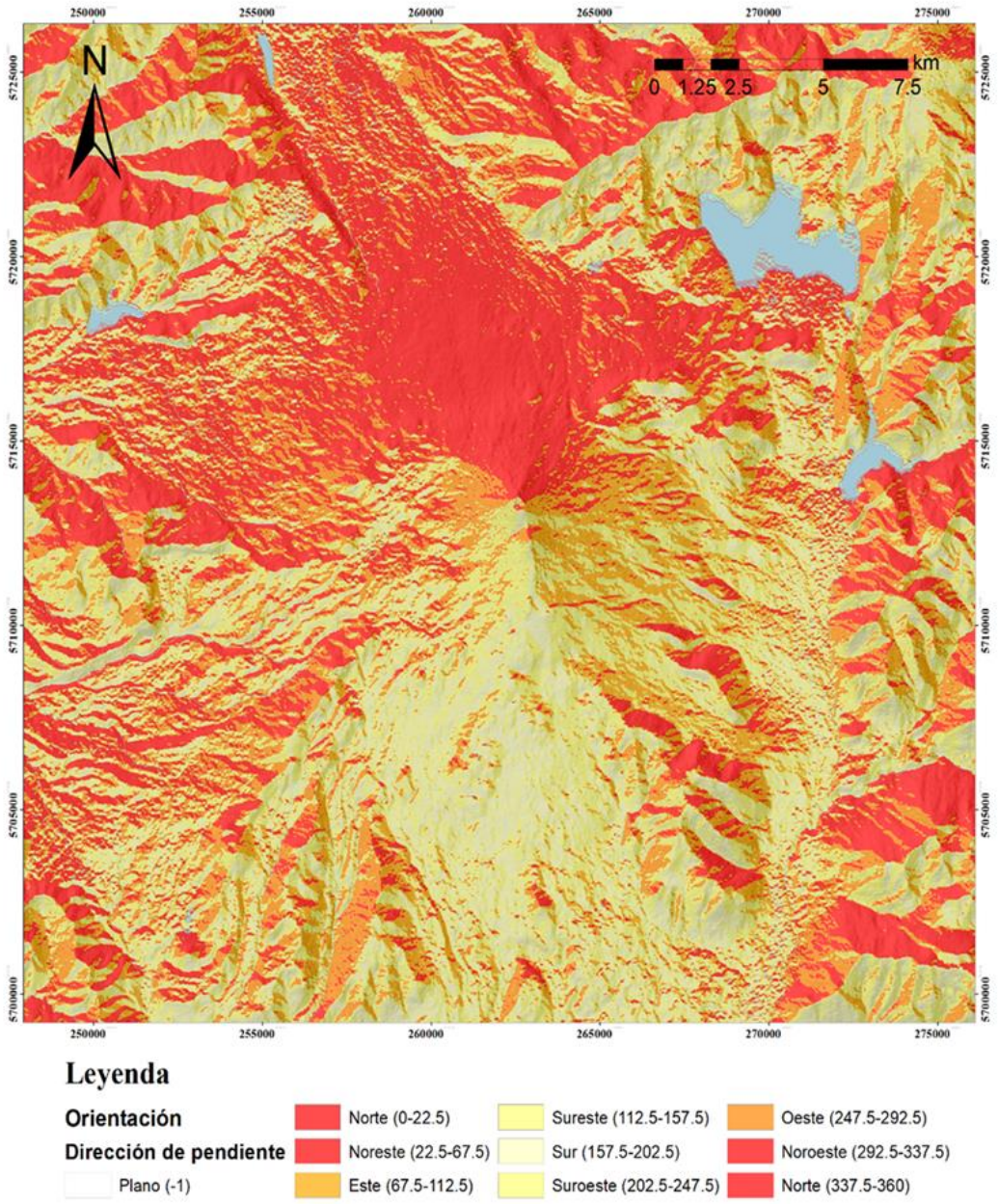


Figura 21. Mapa de orientaciones, Volcán Llaima, IX Región de la Araucanía, Chile.

Los depósitos volcanoclásticos, aluviales y coluviales como los presentes en los faldeos del Llaima, y en general los materiales sueltos, son permeables y, por tanto, susceptibles de ser movilizados si se saturan al superar su capacidad de infiltración (Hauser, 1997). En cambio, en suelos arcillosos y materiales densos o rocas con escasas fracturas, se produce escorrentía superficial, generalmente sin movilización en función de su poca permeabilidad.

Por otro lado, la presencia de estructuras como planos de estratificación, diaclasas, diques o fallas, determina la calidad geotécnica del macizo potenciando la inestabilidad de la ladera a generar deslizamientos (Navarro, 2018).

Las propiedades geotécnicas para el suelo volcánico y roca han sido obtenidas mediante recopilación bibliográfica de la geología del Llaima donde se extrapoló de manera criteriosa los resultados de laboratorio y terreno obtenidos en estudios previos, análisis de fotografías aéreas u otras herramientas. Además, como se indicó anteriormente, se utilizaron datos geotécnicos de estudios efectuados en el volcán Pacaya, debido a que presenta características similares a las lavas que componen el edificio del Llaima.

Tabla 6. Tabla comparativa entre el volcán Pacaya y Llaima. Fuente Schaefer et al. (2012), Matías Gómez et al. (2012), Naranjo & Moreno (2005). *Elaboración propia.*

Parámetro		**Volcán Pacaya**	**Volcán Llaima**
Altura		2500 msnm	2400 msnm
Tipología		Estratovolcán compuesto	Estratovolcán compuesto
Composición		Basáltica a dacítica	Andesítica-basáltica
Estilo eruptivo		Erupciones estrombolianas recientes y de flanco, ocasionalmente plineana	Erupciones estrombolianas, hawaianas y subplineanas
Litología	**Lavas**	Basaltos porfídicos de color gris oscuro a gris claro con fenocristales de olivino y plagioclasa (hasta el 45%) y microfenocristales, además de microfenocristales menores de clinopiroxeno y magnetita. Representan la clase geotécnica más fuerte y son geoquímicamente monótonas, con SiO2 entre 50 y 52,5 wt% y MgO entre 3 y 5 wt%.	Son rocas de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino en distintas proporciones, correspondiente a unidades del Llaima Ancestral (55,4-56,5% SiO_2), Llaima cono principal (~51,0-55,7% SiO_2) y Llaima Fisurales (rangos que varian entre ~52,2 y 58,6% SiO_2, dependiendo de la unidad).
	Brechas	Brechas autoclásticas que forman el caparazón y la base de los flujos "aa" que se forman durante el enfriamiento del flujo de lava. Suelen ser de color gris oscuro y son petrográfica y geoquímicamente iguales a las rocas lávicas.	Raras intercalaciones de facies de brechas.
	Piroclastos	Incluye depósitos de caída, flujo de cenizas sin soldar, depósitos de tefra y caída de bombas, ignimbritas y depósitos volcaniclásticos retrabajados por procesos secundarios.	Depósitos piroclásticos de flujo, caída y oleada (Secuencia Trufultruful) y los depósitos de flujo piroclástico, tipo escoria y ceniza (Ignimbrita Curacautín).

El volcán Pacaya (2.500 m.s.n.m), es un estratovolcán complejo, basáltico a dacítico (Schaefer *et al.*, 2015) formado por una secuencia de coladas de lava, brechas, capas de escoria y tefra, y piroclastos (Schaefer *et al.*, 2012), presentando erupciones estrombolianas recientes y de flanco (Schaefer *et al.*, 2013). Diversos autores (p.e. Bardinezteff & Deniel, 1992; Matías Gómez *et al.*, 2012) han indicado que la composición predominante de las lavas en el Pacaya consiste en basalto porfirítico con fenocristales de olivino y plagioclasa (alcanzando hasta un 45% en peso) y microfenocristales, así como también

microfenocristales en menor proporción de clinopiroxeno y magnetita; reportando que no existen variaciones significativas entre las lavas prehistóricas, históricas y modernas del volcán. La tabla 6 permite observar y comparar la similitud composicional entre ambos volcanes, permitiendo extrapolar las características geotécnicas del Pacaya en el volcán Llaima.

En base a las similitudes litológicas entre ambos volcanes, sumado a la imposibilidad de realizar ensayos de laboratorio, se han considerado extrapolables las siguientes características en el *Índice de Resistencia Geológica (GSI)* al caso de estudio:

- Schaefer *et al.* (2013) asigna un *Índice de Resistencia Geológica* (GSI) en un rango de 45-60 para las lavas y 8-20 para los piroclastos del volcán Pacaya. Lo anterior, otorga una calidad de macizo rocoso *Regular* y *Muy mala*, respectivamente.
- De manera similar, en base al trabajo de Thomas *et al.* (2004), se extrapola el valor de RMR para rocas basálticas, con un rango de 48-60, otorgándole una calidad *media* de macizo rocoso.

La vegetación y cobertura nival también fueron utilizadas como criterio para la división de las unidades de terreno y para el posterior cálculo del IS. El análisis de estos parámetros se realizó mediante el uso de imagen satelital, comparando entre distintos años y meses estimando la condición más representativa.

De este modo, se determinó la estacionalidad de la cobertura nival (permanente, estacional, esporádica o nula) (Fig. 22) y la densidad de la cobertura vegetal (Fig. 11). En el volcán Llaima, las zonas cubiertas por glaciares corresponden a zonas con cobertura permanente de hielo, mientras que el resto del edificio y los alrededores del volcán presentan nieves estacionales, siendo estas últimas en conjunto con las precipitaciones las que aportan agua a las rocas y suelo propiciando eventualmente fenómenos de remoción en masa. Lo anterior resulta importante debido a que los procesos de hielo-deshielo condicionan fuertemente la estructura del macizo rocoso al ser responsables de su fracturamiento por crioclastismo, el cual a su vez es función de la orientación de las laderas producto del grado de exposición al sol.

De este modo, la temperatura corresponde a un factor que condiciona el estado de precipitación (lluvia sólida o líquida), el punto de fusión de la nieve, y por tanto, modifica la humedad del suelo luego de las lluvias/derretimiento y condiciona el congelamiento de este. En este sentido, las zonas que se encuentran sobre 1.500 metros de altitud se caracterizan por una precipitación sólida, bajo esta altitud se caracterizan por la acumulación de hielo/nieve.



Figura 22. Imagen donde se ejemplifica cómo se estimó la cobertura nival, evidenciando las zonas que presentan nieves perpetuas y las nieves estacionales. Imagen extraída de *Google Earth*.

Canalizaciones de drenaje, posiciones y variaciones del nivel freático, permeabilidad y humedad de los materiales estudiados son factores hidrológicos e hidrogeológicos que condicionan la generación de remociones en masa y comprenden un subfactor de las características geomorfológicas y geológicas-geotécnicas al momento de evaluar el IS, ya que están directamente relacionados a la incorporación de agua en los suelos y macizos rocosos (Lara, 2007; Navarro, 2018).

Los flancos del Llaima exhiben el avance de los flujos de lava, los cuales actúan como canalizaciones, donde dependiendo del grado de encajonamiento y el ángulo de pendiente otorgan una alta capacidad de transporte y energía a los flujos (Lara, 2007). El encajonamiento del canal de drenaje viene dado por la geomorfología (pendiente y geometría) y la relación profundidad/ancho del canal.

En cuanto a las pendientes, las canalizaciones con ángulos mayores a 25° serán consideradas favorables para el desarrollo de flujos, aunque según Hausser (1993) algunos flujos también podrían generarse sobre pendientes menores que no sobrepasan los 15°.

Por otro lado, la capacidad de saturación viene dada por la profundidad del nivel freático *(<2m Muy favorable, >2m poco favorable, ~2m favorable)* y la infiltración por precipitación. Además, un mayor almacenaje de agua en la estructura de suelo y humedad alta son consideradas condiciones favorables a la generación de flujos.

La falta de vegetación se considera como un factor que pareciera contribuir a restar estabilidad a las laderas, y aumentar la sensibilidad a la erosión hídrica (Lara, 2007; Navarro, 2018). Por tanto, las zonas completamente cubiertas de vegetación son consideradas como el valor menos favorable para suelos, una capa de vegetación discontinua se considera como un valor medio, mientras que la ausencia de vegetación se considera como la situación más favorable para la generación de remociones en suelo. En el área de estudio, las zonas aledañas al volcán presentan vegetación en sus laderas, no así el edificio volcánico que se encuentra completamente desprovisto de vegetación y carece de desarrollo de suelo para desarrollo de vegetación (Fig. 11).

Este análisis previo, permitió la delimitación de 12 unidades de terreno según su similitud litológica, las cuales fueron divididas a su vez en subunidades cuando se observó un cambio significativo en parámetros como la pendiente u orientación de laderas, así como la presencia/ausencia de vegetación. Para el cálculo del IS, 21 subunidades serán descartadas debido a que presentan ángulos de pendiente inferiores a 10° (Fig. 23).

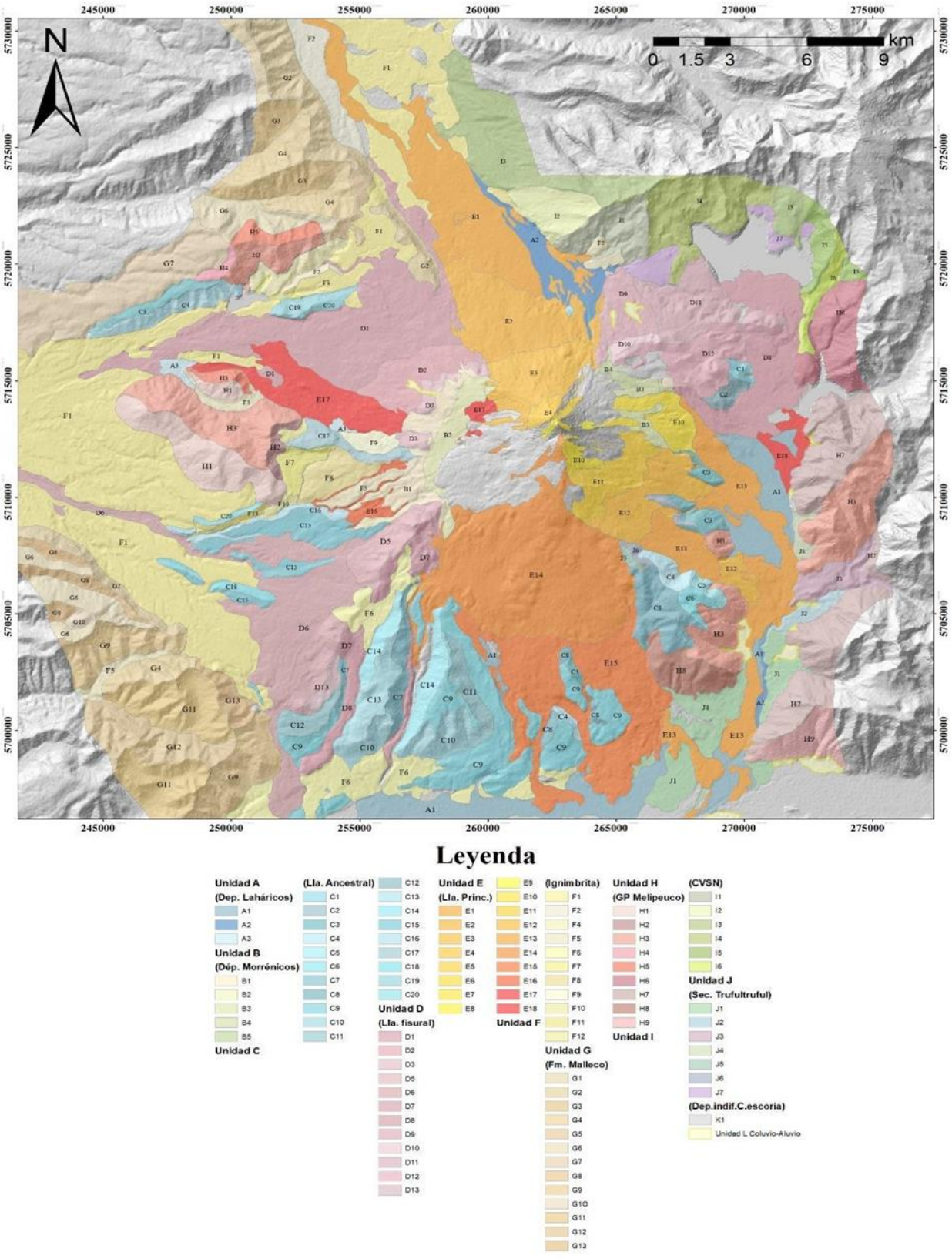


Figura 23. Mapa de unidades de terreno, Volcán Llaima, Región de la Araucanía, Chile.

7.3. ÍNDICE DE SUSCEPTIBILIDAD

Se calculó el índice de Susceptibilidad para cada unidad con pendiente >10° mediante la aplicación de las Tablas 2, 3, 4 y 5, obteniéndose un mapa de susceptibilidad para cada tipo de remoción en masa según cada rango como se muestra en la tabla 7.

Como se mencionó anteriormente, las unidades consideradas susceptibles a generar remociones en masa son aquellas con un *IS* igual o superior a 50. Así, las tablas 8, 9, 10 y 11 indican el valor de *IS* para cada unidad evaluada que cumplió con las condiciones anteriores, clasificándose de acuerdo con lo siguiente:

Tabla 7. Tabla de índices de susceptibilidad, indicando el rango y denominación de cada uno de ellos.

Muy alta	X	>75
Alta	X	50-74
Moderada	X	25-49
Baja	X	<24

En general, para los cuatro casos de remoción en masa, la mayoría de las unidades presentan un *IS* para un rango *Moderado (25 ≤ IS ≥ 49)* a *Alto* de Susceptibilidad *(50 ≤ IS ≥ 74)*. Sin embargo, es notoriamente visible un *IS Muy Alto (IS > 75)* en zonas con altas y abruptas pendientes y/o con características geológicas-geotécnicas favorables para la generación de remociones.

Los índices de susceptibilidad para flujos de detritos en las unidades de terreno evaluadas en el volcán Llaima se muestran en la tabla 8. Este tipo de remoción presenta predominantemente *altas susceptibilidades (50 ≤ IS ≥ 74)* a la ocurrencia de estos eventos.

Tabla 8. Índices de susceptibilidad para flujo de detritos en el volcán Llaima.

UNIDAD	B1	B3	B5												
IS	80	71	83												
UNIDAD	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10					
IS	50	49	50	52	54	49	57	59	39	61					
UNIDAD	C11	C12	C13	C14	C16	C17	C18	C19	C20						
IS	48	39	45	63	50	47	42	52	45						
UNIDAD	D2	D3	D4	D5	D7	D9	D10	D11	D12	D13					
IS	54	62	50	52	49	45	50	42	54	36					
UNIDAD	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E14	E16	E17	
IS	70	78	74	72	74	73	71	75	77	75	67	65	67	68	
UNIDAD	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13		
IS	43	59	50	56	40	51	40	50	52	48	52	53	52		
UNIDAD	H1	H2	H3	H4	H5	H6	H7	H8	H9						
IS	50	52	52	45	54	36	55	48	52						
UNIDAD	J3	J4	J5	J6											
IS	51	58	61	58											
UNIDAD	I1	I2	I3	I4	I5	I6	I7								
IS	57	46	47	57	57	55	63								
UNIDAD	K1														
IS	40														
UNIDAD	L1	L2													
IS	55	61													

La figura 24 muestra que la susceptibilidad a generar flujos de detritos es mayor en áreas elevadas que presentan principalmente canalizaciones bien marcadas y profundas de drenaje en laderas de pendiente moderada-alta (p.e. unidades de terreno E9, E10 y E11), observándose un índice de susceptibilidad entre los dominios *altos* ($50 \leq IS \geq 74$) y *muy altos* (> 75).

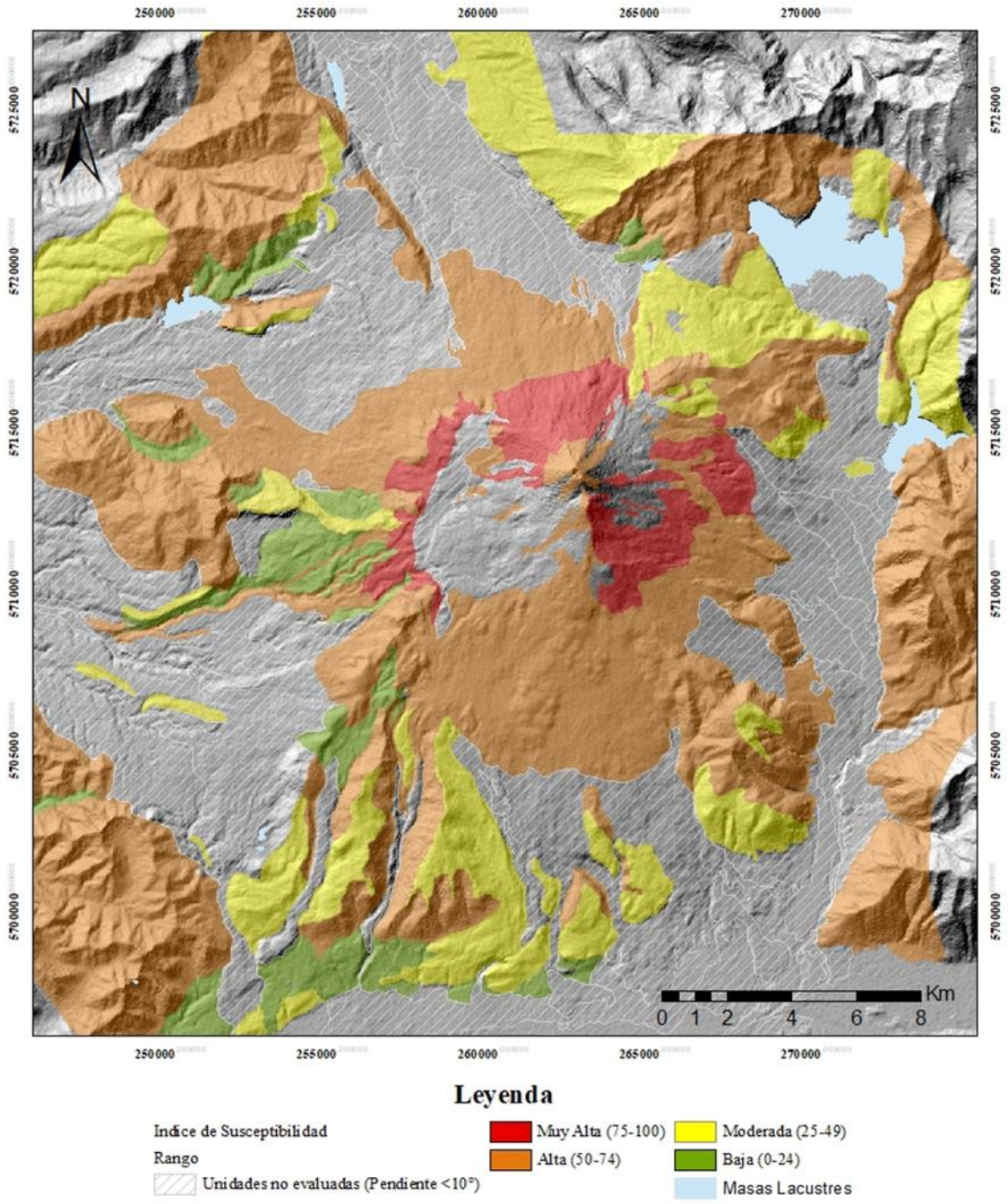


Figura 24. Mapa de susceptibilidad de Flujo de Detritos, Volcán Llaima, IX Región de la Araucanía, Chile.

No obstante, la susceptibilidad *alta* y *muy alta* para flujos de detritos en elevaciones más bajas está dada por abruptas pendientes en las cuales existe material inestable susceptible a ser movilizado (p.e. unidad de terreno B1 y B5, donde alcanzan su valor más crítico de IS=83).

Cabe destacar, que un *IS alto* a la generación de flujos de detritos en los flancos del volcán Llaima está condicionado por el sustrato volcánico de bajo espesor (p.e. pocos metros de tefra). Cuando se produce la incorporación de agua por precipitaciones o fusión de hielo, la interfaz *sustrato-lecho rocoso* se satura rápidamente debido a la alta permeabilidad de la tefra, siendo ésta una condición muy favorable para la generación de remociones. Por tanto, en las zonas medias y hacia la base de los flancos, la susceptibilidad alcanza valores entre 50 y 74.

Valores similares se tienen para deslizamientos de suelo en los flancos del volcán asociado a esta cubierta de suelo volcánica superficial (tabla 9).

Tabla 9. Índices de susceptibilidad para deslizamientos en suelo en el volcán Llaima.

UNIDAD	B1	B3	B5											
IS	66	55	61											
UNIDAD	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10				
IS	45	46	45	50	54	46	50	41	29	46				
UNIDAD	C11	C12	C13	C14	C16	C17	C18	C19	C20					
IS	24	29	35	50	45	37	33	50	35					
UNIDAD	D2	D3	D4	D5	D7	D9	D10	D11	D12	D13				
IS	35	44	36	41	34	19	33	21	35	17				
UNIDAD	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E14	E16	
IS	56	68	73	68	73	71	69	60	66	64	52	52	54	
UNIDAD	F3	F4	F5	F6	F8	F9	F10	F11	F12					
IS	38	36	31	34	27	28	24	41	28					
UNIDAD	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13	
IS	39	56	52	58	35	51	35	52	56	47	56	56	54	
UNIDAD	H1	H2	H3	H4	H5	H6	H7	H8	H9					
IS	48	50	53	40	57	50	57	48	53					
UNIDAD	J3	J4	J5	J6										
IS	33	35	33	42										
UNIDAD	I1	I2	I3	I4	I5	I6	I7							
IS	53	38	36	53	53	48	62							
UNIDAD	K1													
IS	38													
UNIDAD	L1	L2												
IS	56	64												

Para el caso de deslizamientos de suelos superficiales se presentan valores de susceptibilidad *Moderada* ($25 \leq IS \geq 49$) a *Alto* ($50 \leq IS \geq 74$), propiciada por suelo volcánico superficial no cohesivo, constituido principalmente por depósitos de caída que se extienden por los flancos del volcán Llaima (Fig. 25). Los valores más críticos (73) se observan en la unidad de terreno que conforma el cono principal (Unidad E), debido a las altas pendientes en las partes medias y altas de los flancos (entre 30°- 40° en promedio), así como a la acumulación de tefra emitida en los últimos pulsos eruptivos.

Las unidades con dominios de susceptibilidad *Moderada*, representadas en amarillo en el mapa de susceptibilidad (Fig. 25), se ven influenciadas por la pendiente promedio, que llegan hasta los 25° y en algunos casos por un aumento en la densidad de vegetación que inciden en la estabilidad de la ladera.

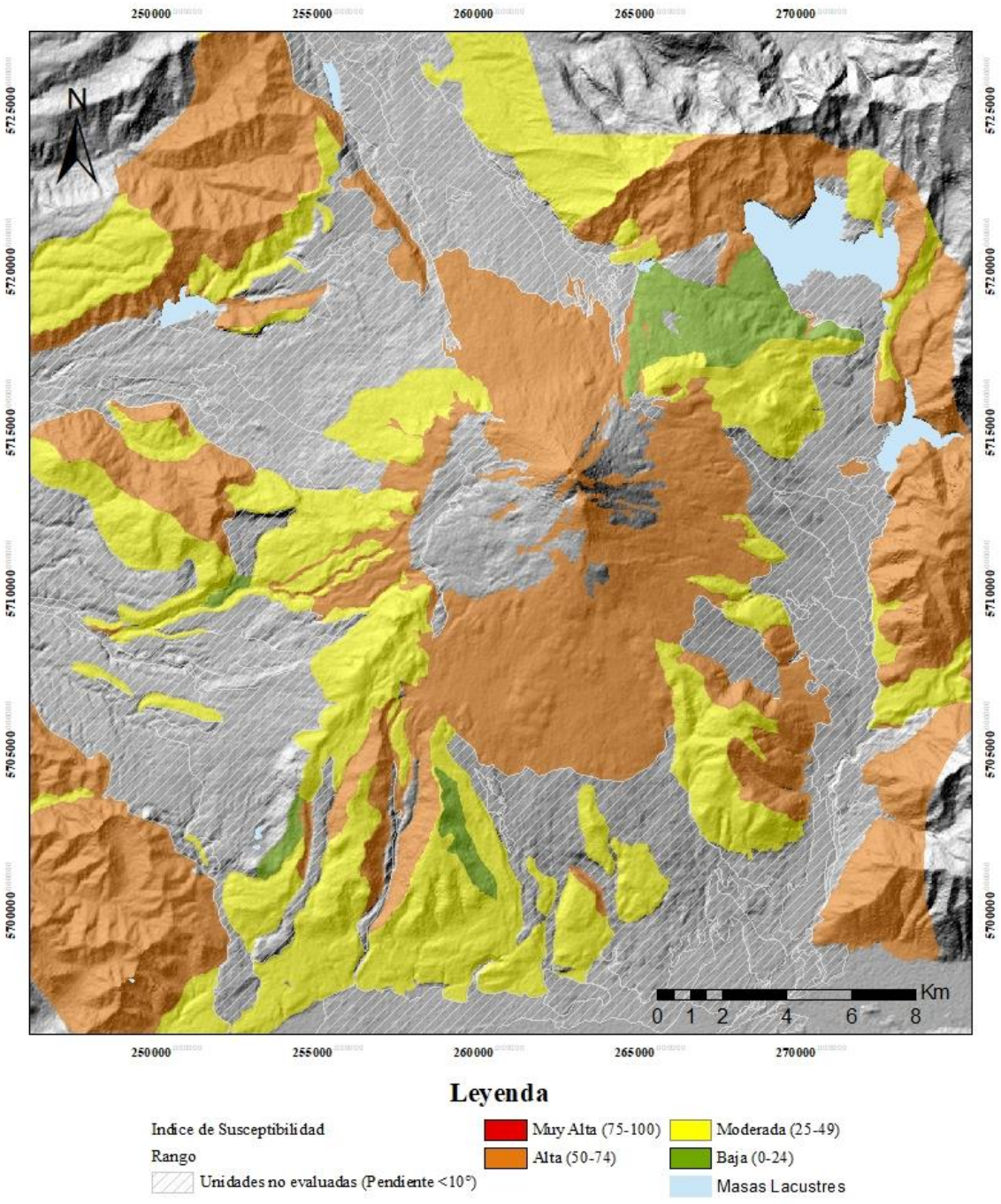


Figura 25. Mapa de susceptibilidad de deslizamiento de suelo, Volcán Llaima, IX Región de la Araucanía, Chile.

En el mapa de susceptibilidad de deslizamiento de rocas (Fig. 26), se observa un claro dominio de índices en un rango entre 25 y 49 (tabla 10), lo anterior es atribuible en parte a que sólo en algunas zonas puntuales se logró observar deslizamientos declarados, así como también a que corresponden a zonas del volcán Llaima con características geomorfológicas y geológicas-geotécnicas poco favorables a la generación de estos eventos (p.e. bajas pendientes, litologías de alta resistencia y nulo fracturamiento, entre otras).

Tabla 10. Índices de susceptibilidad para deslizamientos de rocas en el volcán Llaima.

UNIDAD	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10				
IS	62	62	72	67	72	77	82	62	63	72				
UNIDAD	C11	C12	C13	C14	C16	C17	C18	C19	C20					
IS	57	53	57	82	62	57	53	67	62					
UNIDAD	D2	D3	D4	D5	D7	D9	D10	D11	D12	D13				
IS	36	35	40	45	40	31	40	31	40	31				
UNIDAD	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E14	E16	
IS	46	72	77	55	77	60	77	55	72	55	46	43	46	
UNIDAD	F3	F4	F5	F6	F8	F9	F10	F11	F12					
IS	33	33	24	24	24	24	24	38	24					
UNIDAD	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13	
IS	24	43	38	38	24	33	24	38	43	33	43	38	38	
UNIDAD	H1	H2	H3	H4	H5	H6	H7	H8	H9					
IS	18	28	53	29	43	38	43	38	43					
UNIDAD	I1	I2	I3	I4	I5	I6	I7							
IS	50	36	36	60	50	45	70							

Sin embargo, en las unidades de terreno *C (Llaima Ancestral)* y *E (Llaima Cono Principal)* se observan los valores más críticos para la generación de deslizamientos de roca. Estas unidades alcanzan su valor más alto (77) en zonas de pendientes muy pronunciadas y en zonas con deslizamientos de roca observados. Valores *muy altos* de IS también son apreciables en zonas cercanas a la cima que presentan variadas fracturas con desprendimientos de roca, alcanzando valores de susceptibilidad con máximos críticos de 82.

Las zonas con baja susceptibilidad a la ocurrencia de deslizamientos de roca se indican en color verde en la tabla 10, alcanzando valores máximos de *IS* de 24. Lo anterior, es directamente atribuible al abundante desarrollo de vegetación y la existencia de paleosuelos documentados en esas unidades (p.e. desarrollo de paleosuelos en la Ignimbrita Curacautín según el trabajo de Naranjo & Moreno, 2005).

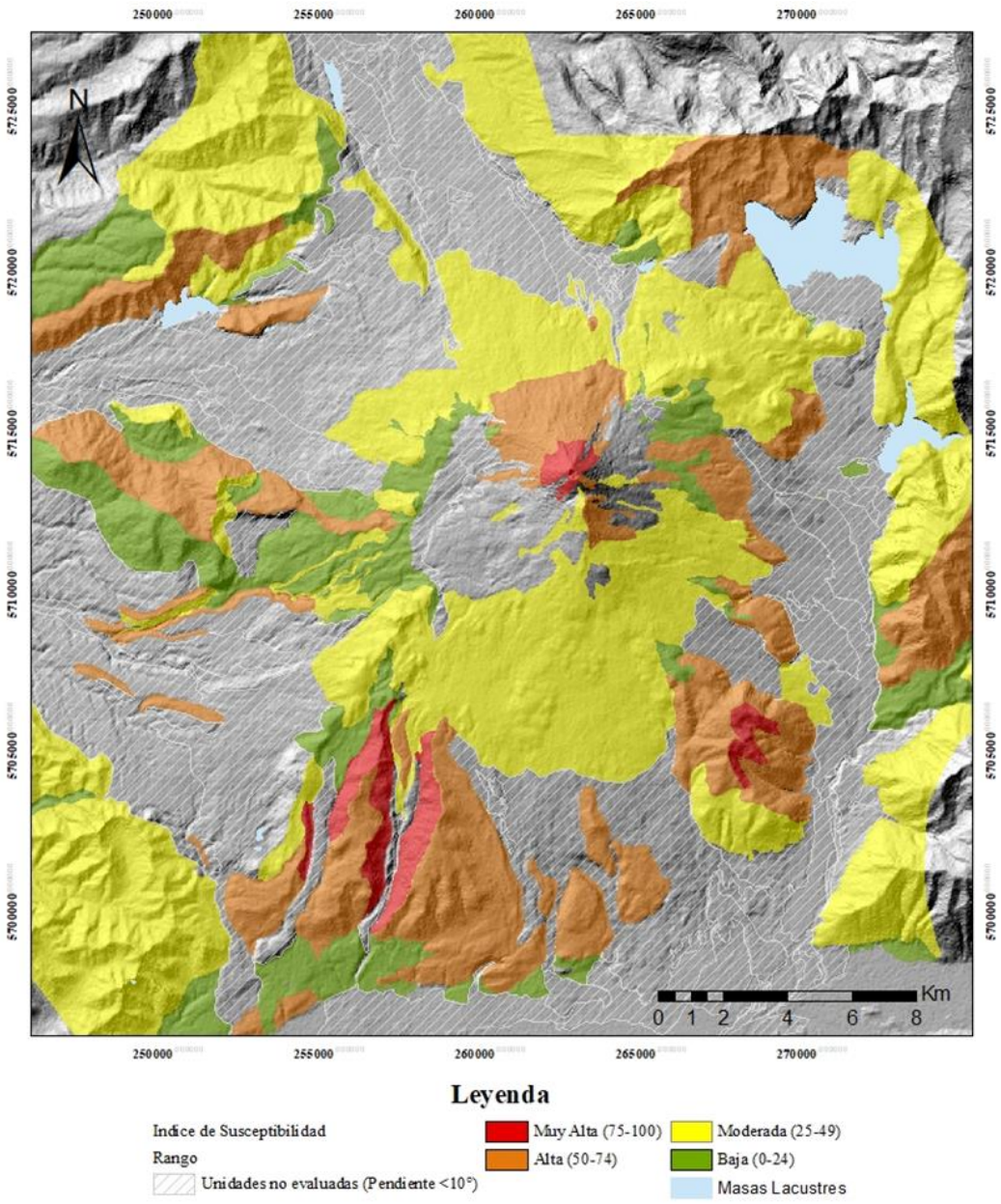


Figura 26. Mapa de susceptibilidad de deslizamiento de rocas, Volcán Llaima, IX Región de la Araucanía, Chile.

Por último, los índices de susceptibilidad para caída de rocas en el volcán Llaima se indican en la tabla 11. La figura 27 representa en color verde un bajo *IS*. Las zonas con un índice *Bajo (IS < 24)* se presentan en zonas llanas de baja pendiente.

Lo anterior, también se explica debido a la presencia de cobertura vegetal y formación de un perfil regolítico, que actúan como estabilizadores de taludes, así también como barrera protectora ante procesos de meteorización, impidiendo la disminución de la calidad del

macizo rocoso y la generación de material disgregable en los alrededores y faldeos del volcán Llaima, como es de apreciar en las unidades geomorfológicas al N y NW, principalmente.

Tabla 11. Índices de susceptibilidad para caída rocas en el volcán Llaima.

UNIDAD	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10				
IS	57	64	57	64	71	64	71	57	43	64				
UNIDAD	C11	C12	C13	C14	C16	C17	C18	C19	C20					
IS	49	43	49	71	57	49	43	64	57					
UNIDAD	D2	D3	D4	D5	D7	D9	D10	D11	D12	D13				
IS	26	29	37	44	52	23	37	23	37	23				
UNIDAD	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E14	E16	
IS	32	72	79	46	79	53	79	38	72	46	32	58	32	
UNIDAD	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13	
IS	11	35	32	32	11	25	11	32	39	25	39	32	32	
UNIDAD	H1	H2	H3	H4	H5	H6	H7	H8	H9					
IS	31	31	53	17	38	31	53	23	60					
UNIDAD	I1	I2	I3	I4	I5	I6	I7							
IS	44	23	23	68	44	37	68							

La existencia de susceptibilidad a caídas de rocas se debe a las características geológicas-geotécnicas (que comprenden valores desde *medianamente favorable* a *muy favorable*), combinado con las pendientes promedio que alcanzan los 35° en los flancos y las caídas de rocas declaradas. Por lo tanto, estas unidades arrojan *IS moderados* predominantes que van de 25 a 49, con máximos de 49.

Los valores de susceptibilidad más críticos se observan en las partes más altas del cono, debido a que la cima del edificio volcánico del Llaima presenta abundantes fracturas (Fig. 5b y 16) que le confieren mayor inestabilidad y, por ende, mayor susceptibilidad, desencadenando fenómenos de caída de rocas, que alcanzan valores máximos de *IS* de 71 y 79, para valores de *alta* y *muy alta* susceptibilidad, denotadas en naranjo y rojo en la figura 27, respectivamente.

Otra característica del volcán Llaima que favorece la generación de caída de rocas y deslizamiento de rocas, con susceptibilidades *moderadas*, *altas* y *muy altas*, es la presencia de escarpes de deslizamientos previos (Fig. 16 y 17), así como lineamientos que están condicionados por la tectónica local (Fig. 9). Según Hauser (1993), los lineamientos estructurales posibilitan rangos de susceptibilidad *muy altos* y menciona que las zonas de falla y/o fracturas propician desarrollos geomecánicamente débiles que favorecen a los procesos de remoción en masa.

Cabe destacar que el flanco N del Llaima es el más susceptible a sufrir procesos de caída de rocas (Fig. 27), con máximos de *IS* de 79, correspondiendo a uno de los valores más altos obtenido en la clasificación con la que se ha trabajado en este estudio. Un patrón similar de

susceptibilidad se puede apreciar en las figuras 24 y 26, para el proceso de remoción correspondiente a esas figuras. Con esto, las zonas en rojo indican expresamente que el volcán Llaima se encuentra en un estado inminente de inestabilidad y, por tanto, susceptible a la ocurrencia de futuros eventos de remoción en masa.

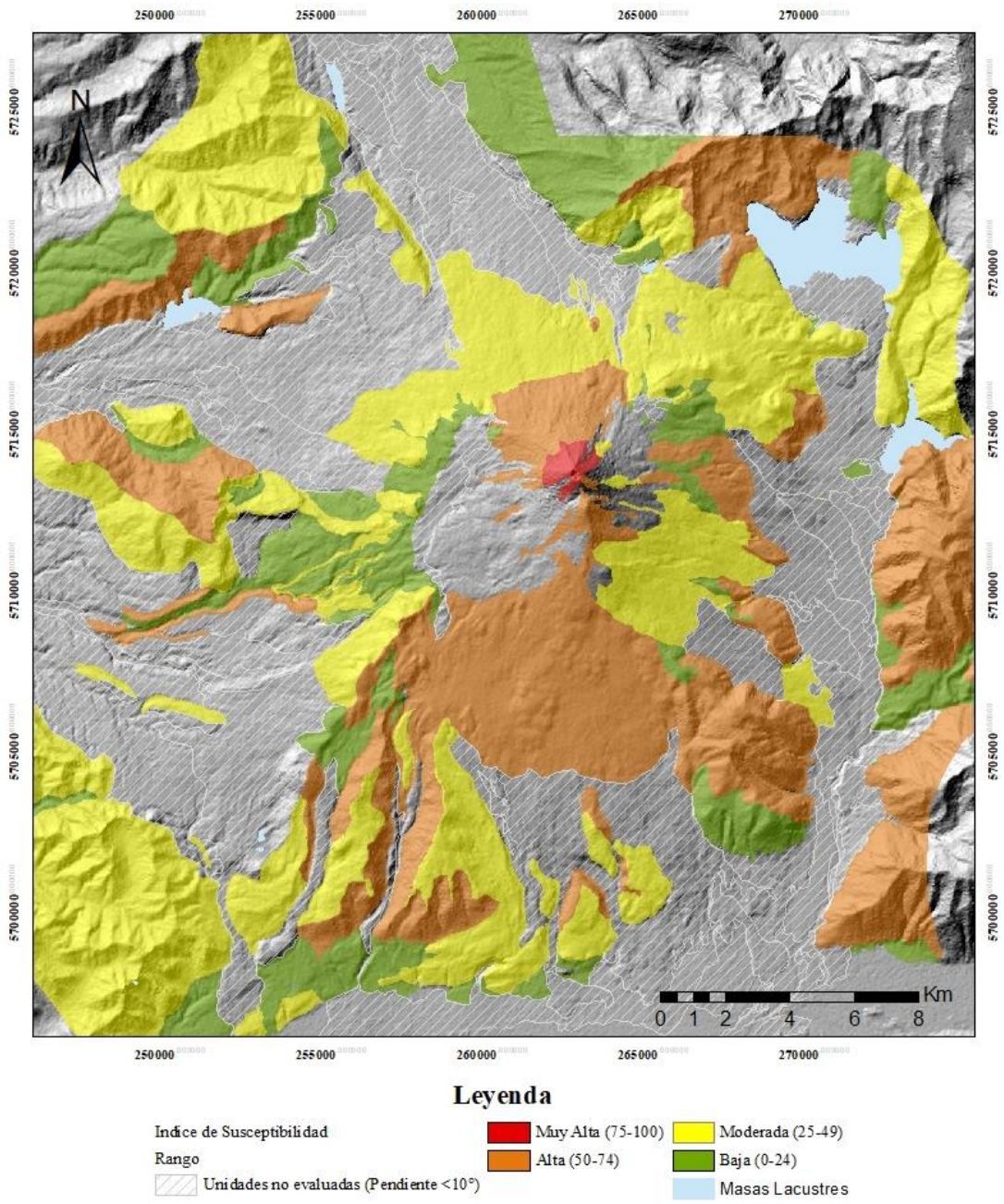


Figura 27. Mapa de susceptibilidad de caída de rocas, Volcán Llaima, IX Región de la Araucanía, Chile.

8. DISCUSIÓN

8.1. ALCANCE Y LIMITACIONES

Debido a las condiciones sanitarias generadas por la pandemia de Covid-19, la imposibilidad de trabajo en terreno corresponde a la primera limitación presentada en esta memoria de título, limitando la calidad y detalle de las observaciones de terreno en la investigación. Debido a lo anterior, se requirió compensar la falta de observaciones y pruebas *in situ* mediante la aplicación de SIG y extracción de datos geotécnicos a partir de bibliografía, y observaciones geológicas disponibles en la literatura.

Lo anterior, dificulta una adecuada caracterización e identificación del macizo rocoso, litologías, estructuras y geoformas presentes, conduciendo en muchas ocasiones a inexactitud generada por valores promedios documentados, los cuales muchas veces no permiten extrapolar de la mejor manera el estado de la roca o depósito, litología, respuesta ante esfuerzos, características de fracturas, presencia de agua, entre otras.

No obstante, la metodología propuesta por Lara (2007) señala que respecto a la zonificación de la susceptibilidad: *«Se orienta especialmente a aquellos estudios donde no se desee evaluar el peligro geológico sino tan sólo la susceptibilidad, y por lo tanto, el reconocimiento en terreno de la geología debe consistir en la obtención de información geológica básica, sin llegar a requerir, por ejemplo, la caracterización estructural en detalle del lugar».* Así la aplicación de la metodología resulta apropiada para este estudio

Se tiene conocimiento de que en el Llaima y sus alrededores existe un fuerte control estructural que sin duda afecta las propiedades del material de manera considerable. Debido a esto, se estimó inviable continuar con la extrapolación de datos bibliográficos para lograr estudiar las laderas por separado, dado que esto sesga los resultados obtenidos en este estudio. Lo anterior refuerza la idea de que el estudio de campo en detalle y los ensayos de laboratorio son indispensables para determinar las propiedades del material necesarias para la generación de modelos de estabilidad representativos de la realidad del volcán, puesto que con estos datos y la información estructural detallada (p.e. presencia y/o ausencia de discontinuidades, orientación y rellenos de las mismas, ente otras) se busca generar modelos tanto de roca como de suelo, orientados a la caracterización geotécnica de la zona de estudio y al análisis de

estabilidad de laderas para cada una de las unidades críticas mediante métodos específicos según el tipo de remoción. Esto último se realiza mediante softwares que requieren datos geotécnicos, además de análisis cinemáticos para estudiar la generación de deslizamientos, evaluaciones numéricas y uso de modelos hidráulicos existentes para el estudio de flujos.

Otra dificultad que implica el trabajo con tecnologías remotas radica en la presencia de abundante cobertura vegetal o nival que imposibilitan la identificación de condiciones del macizo, estructuras o morfologías. Así también, la presencia de deslizamientos de menor escala no mapeables bajo las definiciones de este trabajo, que limitan la resolución de los productos generados. Situaciones como esta afectan significativamente a la completitud del catastro, que en caso de no ser óptimo puede llevar a la subestimación y/o sobreestimación de algunos factores por sobre otros al utilizar una metodología que no se sustenta con datos de terreno.

Por otro lado, y considerando que la metodología de Lara (2007) se desarrolló inicialmente en un área con latitudes menores (Qda. San Ramón en Santiago, Chile), se corrobora que las ponderaciones dadas a cada factor mediante la evaluación del índice en una unidad del Llaima donde existen deslizamientos declarados arrojan resultados adecuados (Índice de susceptibilidad >50), lo cual confirma que las ponderaciones originales son útiles para este caso de estudio. Lo anterior se evidencia en la correlación entre las remociones en masa declaradas e indicadas en el mapa geomorfológico y los respectivos mapas de susceptibilidad para cada tipo de remoción, lo cual valida que la metodología es aplicable en ambientes volcánicos. Ejemplos de lo anterior se deja expuesto en que la distribución de las zonas con alta a muy alta susceptibilidad de generar eventos de remoción se corresponde con zonas altamente inestables, por ejemplo, la cima del cráter que representa la zona más activa e inestable del volcán.

8.2. OBSERVACIONES A LA METODOLOGÍA

Se estima necesario indicar que la metodología de Lara & Sepúlveda (2010) pondera cero aquellas unidades de roca que presentan suelo superficial de espesores ≤ 1m -1,5 m, indicando que solo en caso de ser superior a ese rango se podrían generar tanto deslizamientos superficiales de suelo como deslizamientos de roca y/o caídas de roca. A pesar de que los

autores indican que el espesor de suelo señalado es sugerido ya que depende de la escala de trabajo, se deja abierto a discusión la mejora de ese punto de la metodología, debido a que en ambientes volcánicos se suelen presentar depósitos de tefra que muchas veces no superan 1 m de espesor (p.e. ceniza y lapilli de pulsos recientes), pero que sin embargo son susceptibles a generar abundantes flujos de baja energía. Con lo anterior, dejar fuera de análisis depósitos o suelos de baja potencia genera un sesgo en la metodología haciendo que esta sea menos exacta y representativa de la realidad.

Como se mencionó en capítulos anteriores, la sismicidad juega un papel importante como factor desencadenante de remociones en masa, esto debido a que las aceleraciones sísmicas generan un cambio temporal en el régimen de esfuerzos al que está sometida la ladera contribuyendo en su inestabilidad (Lara, 2007). Sin embargo, la primera parte de la metodología propuesta por Lara (2007) no considera la sismicidad como un factor a evaluar en el cálculo de la susceptibilidad. Por tanto, la aplicación metodológica en ambientes con sismos volcanotectónicos asociados la actividad interna misma de los edificios volcánicos podría resultar poco confiable y propicia a una subestimación del cálculo de susceptibilidad.

Del mismo modo, la inflación y deflación de los edificios volcánicos, así como la apertura y creación de nuevos centros de emisión son factores condicionantes muy relevantes a la hora de evaluar la susceptibilidad, el peligro y riesgo asociado a centros volcánicos.

Mencionado lo anterior, se considera conveniente adecuar la metodología existente en casos de estudios similares integrando estos factores como una variable a considerar en un mapa de susceptibilidad de remociones en masa en un volcán. Una posible solución a este sesgo puede ser la aplicación de capas de densidad que muestren, por ejemplo, la distribución de las zonas con mayor deformación, sismicidad, zonas de aperturas fisurales u otros, para que posteriormente sea extrapolable a la delimitación de unidades de terreno, así como también la adecuación de los porcentajes en peso de todos los factores considerados en las tablas propuestas por Lara (2007), a modo de dar relevancia a estas variables obteniendo un cálculo del IS más objetivo.

8.3. APLICACIONES SOBRE LA EVALUACIÓN DE PELIGRO Y RIESGO EN EL VOLCÁN LLAIMA

En una etapa posterior a la zonificación de la susceptibilidad, Lara (2007) propone una metodología para la evaluación el *Peligro* y *Riesgo*. Se entiende por *Peligro geológico* como la *'condición o proceso geológico potencialmente catastrófico'* o bien a la *'probabilidad de que suceda un evento de este tipo durante un periodo de tiempo en un sitio dado'* (Hauser, 1985; Sepúlveda, 1998). Por su parte, el *Riesgo* corresponde a la *'probabilidad de ocurrencia de un fenómeno geológico determinado con potenciales consecuencias socioeconómicas'*. Este parámetro está estrechamente relacionado con la presencia humana, la cual de no existir, el evento correspondería a un proceso natural (Navarro, 2018). Ambos elementos se escapan de los alcances de este trabajo, puesto que incluso para aplicaciones simples no se contó con los antecedentes necesarios.

En base los resultados obtenidos en este trabajo, se propone evaluar en un futuro el peligro asociado al volcán Llaima siguiendo la metodología propuesta por Lara en 2007 para la evaluación del peligro y complementarla con la evaluación del riesgo siguiendo la línea trabajada por Navarro (2018) en el volcán Antuco, añadiendo criterios cualitativos que permitieron evaluar el riesgo, vulnerabilidad y exposición.

En base a los trabajos citados anteriormente, se propone analizar el peligro en unidades con un IS $\geq$ 50 (Lara, 2007; Lara, 2010; Navarro, 2018) y que cumplan con la condición de presentar senderos y construcciones, esto debido a que en ellos existe exposición de personas (Navarro, 2018).

Así, el peligro por remociones en masa definido en el trabajo de Lara (2007) viene determinado por la ecuación que se presenta a continuación:

$$\textbf{PELIGRO} = \textbf{PROBABILIDAD DE GENERACIÓN DE FALLA} \times \textbf{ALCANCE}$$

La probabilidad de generación de falla requiere del conocimiento de la geometría representativa de la unidad geomorfológica en estudio, la cual será primordial para la aplicación de la mayoría de los softwares utilizados, los cuales tendrán como datos de entrada de las propiedades de los materiales los resultados numéricos de los análisis de laboratorio, observaciones de terreno, bibliografía de trabajos anteriores, y/o mediante el trabajo con la

cartografía existente (p.e. elaboración de perfiles). La evaluación de la probabilidad de falla debe realizarse bajo un escenario que considere tanto las condiciones de saturación del material como las aceleraciones sísmicas correspondientes. Lara (2007) propone los siguientes casos para la realización de los análisis: material saturado (tabla de aguas en superficie), semi-saturado (ubicación de la tabla de aguas a criterio del profesional; si no se tienen datos se sugiere ubicarla a mitad de profundidad de la unidad geológica en la sección analizada) y no saturado (sin tabla de aguas); lo cual debe ser combinado con un modelo de análisis pseudoestático que considera la ocurrencia y no ocurrencia de un sismo definido mediante su aceleración horizontal (y vertical, si se estima necesario).

Si bien la probabilidad de falla obtenida es en la mayoría de los casos un valor numérico, Lara (2007) define la relación entre la probabilidad de falla numérica y la cualitativa, basando esta *"equivalencia"* en los factores de seguridad asociados como se muestra en la tabla 12:

Tabla 12. Relación entre la probabilidad numérica y cualitativa de generación de eventos de remoción en masa utilizada para la evaluación del peligro. *Extraída de Lara (2007).*

Probabilidad numérica de generación de un evento de remoción en masa	Probabilidad cualitativa de generación de un evento de remoción en masa
0% - 25%	Bajo
25% - 50%	Medio
> 50%	Alto

Para cada tipo de remoción en masa, Lara (2007) expone diversas formas para la evaluación de estas probabilidades de falla, por lo que se recomienda la revisión de este documento para mayor detalle de procedimientos, softwares y condiciones para la aplicación de esta metodología. Es necesario hacer notar que las herramientas que se presentan no son las únicas existentes, y en caso de no contar con aquéllas que se mencionan es factible buscar métodos alternativos para cumplir con esta etapa de la metodología.

La etapa siguiente corresponde a determinar el alcance probabilístico que tendría la remoción en masa en caso de desencadenarse. Al igual que en la etapa anterior, cada uno de los diferentes eventos de remoción en masa tiene su propia evaluación, y se realizan mediante la utilización de herramientas computacionales, numéricas, o bien de manera cualitativa, por lo que se indica revisar el trabajo de Lara (2007).

Así, el peligro asociado a los distintos eventos de remoción en masa corresponderá a la combinación de las probabilidades de generación y de alcance en la zona de estudio, donde cada uno de ellos se divide en alto, medio y bajo según la matriz de combinaciones que se muestra en la Tabla 13, derivando en un *Grado de Peligro* que puede ser representado cartográficamente.

Tabla 13. Matriz de combinaciones para definir el Grado de Peligro. *Extraído de Lara (2007).*

Probabilidad de Falla	Probabilidad de Alcance	Grado de Peligro
Alto	Nulo	Nulo
	Alto	Alto
	Medio	Alto
	Bajo	Medio
Medio	Nulo	Nulo
	Alto	Alto
	Medio	Medio
	Bajo	Medio
Bajo	Nulo	Nulo
	Alto	Medio
	Medio	Medio
	Bajo	Bajo
Nulo	Nulo, Alto, Medio o Bajo	Nulo

Navarro (2018) realizó una evaluación cualitativa del riesgo, siendo necesario obtener además de la peligrosidad, la exposición y vulnerabilidad, según la ecuación del riesgo:

$$\mathbf{RIESGO} = \mathbf{PELIGRO} \times \mathbf{VULNERABILIDAD} \times \mathbf{EXPOSICIÓN}$$

En su trabajo, la autora define un *buffer* de 100 m, esto debido a que su zona de estudio se encuentra dentro de un parque nacional normado por la CONAF, institución que obliga a los visitantes a transitar única y exclusivamente por los senderos designados. De este modo, las zonas situadas a ≤100 m de senderos de visitantes del parque tendrán asociada una exposición alta y las que se encuentren a más de 100 m tendrán asociada una exposición nula. Lo anterior es extrapolable al volcán Llaima, en el cual se recomienda considerar las rutas de ascenso establecidas al volcán. Dichas rutas son diseñadas por CONAF, junto con personal calificado, tomando en consideración al GOPE y Socorro Andino, además de contar con puntos de extracción seguros en caso de accidentes que pueden ser considerados en este estudio como *buffer*.

Por su parte, la vulnerabilidad busca anticipar la susceptibilidad de una sociedad a ser dañada o afectada como consecuencia de un peligro. Navarro (2018) en su estudio considera que la vulnerabilidad de los visitantes viene dada por la cercanía a entidades de socorro (CONAF) y la dificultad de los senderos. Así, según la distancia y el sendero que se desarrolle sobre la unidad, define la matriz de vulnerabilidad (Tabla 14).

Tanto la vulnerabilidad como la exposición podrían ser perfectamente extrapolables a los senderos, refugios y centros de esquí que se ubican principalmente en la parte baja de los flancos del Llaima.

Tabla 14. Matriz de combinaciones para definir la Vulnerabilidad. *Extraído de Navarro (2018).*

Mayor distancia a Oficinas de CONAF (Km)	Dificultad del sendero asociado	Vulnerabilidad
> 3 Km	Alta	Alta
	Baja	Media
1 -3 Km	Alta	Alta
	Baja	Media
≤ 1 Km	Alta	Media
	Baja	Baja

Finalmente, el riesgo asociado a cada tipo de remoción se calcula mediante la relación entre el grado de peligro, exposición y vulnerabilidad de manera cualitativa como se indica en la tabla 15 a continuación:

Tabla 15. Matriz de combinaciones para definir el riesgo. Extraído de Navarro (2018).

Exposición	Vulnerabilidad	Grado de Peligro	Riesgo
Alta	Alta	Alta	Alta
Alta	Media	Alta	Alta
Alta	Baja	Media	Media

En general, la importancia y utilidad de una evaluación de las características de estos fenómenos, así como de su ocurrencia en el tiempo, constituyen una medida que permite una mejor urbanización, distribución territorial y/o la mitigación de los daños provocados en la población y su entorno.

8.4. PERSPECTIVAS FUTURAS

En línea con las limitaciones de esta memoria de título, queda abierta la posibilidad de repetir este estudio en base a observaciones de terreno y análisis de laboratorio con muestras de suelo y roca obtenidas del volcán Llaima, con la finalidad de generar un catastro de remociones en masa y un mapa de susceptibilidad más representativo de la realidad del volcán. De este modo, se recomienda hacer una campaña de caracterización geomecánica asociados a las unidades de rocas del Llaima para generar modelos de peligrosidad con datos específicos de cada unidad en estudio.

Así mismo, se deja en inquietud el estudio de colapsos que afecten la estructura interna del volcán Llaima, puesto que como se indicó en capítulos anteriores, es un volcán que presenta una condición de alta susceptibilidad a colapsos laterales.

Para el caso de los flancos del Llaima que presentan una elevada susceptibilidad a generar remociones en masa, se recomienda desarrollar capacidades de seguimiento remoto (p.e. satelital) o redes de monitoreo GPS, lo cual permite una detección adecuada de deslizamientos lentos, tanto superficiales como profundos, además de una evaluación de la estabilidad gravitacional del edificio.

Con lo anterior, se incentiva a actualizar de manera periódica el mapa de susceptibilidad, incorporando estudios de vulnerabilidad que permitan determinar el peligro al cual se verían expuestas localidades cercanas ante eventos de remociones en masa superficiales de diversas dimensiones y colapsos significativos del volcán. Adicionalmente, se recomienda incorporar estas evaluaciones de peligrosidad por remoción en masa en los mapas actuales de peligro volcánico, que solo toman en cuenta variables relacionadas directamente a los procesos eruptivos y sus productos.

9. CONCLUSIONES

El trabajo expuesto anteriormente tuvo como objetivo representar cartográficamente zonas susceptibles a la ocurrencia de procesos gravitacionales de diversos tipos en las laderas del volcán Llaima. Esto se llevó a cabo mediante la confección de un catastro de remociones en masa que permitió dividir el área en unidades geomorfológicas según condiciones de generación de procesos gravitacionales, las cuales fueron evaluadas según la metodología de Lara & Sepúlveda (2010).

Identificar y zonificar el área según las condiciones necesarias para la generación de procesos gravitacionales, permitió identificar que los factores condicionantes que generan mayor impacto en la evaluación de la susceptibilidad de las remociones en masa en el volcán Llaima. Estos son la geología-geotecnia y la geomorfología. Adicionalmente, se observa que gran parte de las remociones en masa ocurren durante procesos eruptivos.

Como se indicó en capítulos anteriores, el volcán Llaima es uno de los edificios volcánicos de mayor altura neta en los Andes del Sur. Por tanto, entre los parámetros más relevantes se identifica la pendiente del edificio volcánico, que normalmente fluctúan entre los 30-40°, mientras que en las zonas más altas cercanas a la cima y/o en zonas donde hay fisuras o deslizamientos recientes puede alcanzar60° (p.e. flancos NW y NE de la cima); esto se traduce en una condición de inestabilidad muy alta.

Por su parte, la geología-geotecnia juega un papel importante como condicionantes de las diversas remociones estudiadas. Por ejemplo, las unidades *B (depósitos morrénicos), C (Llaima Ancestral)* y *E (Llaima Cono Principal)* presentan los valores más críticos para la generación de remociones en masa al presentar pendientes muy pronunciadas, zonas con fractura y remociones declaradas.

Los valores de IS entregados por Lara & Sepúlveda (2010) permiten identificar que las condiciones más críticas se observan en las partes más altas del cono, debido a que la cima del edificio volcánico del Llaima presenta abundantes fracturas que le confieren mayor inestabilidad. La presencia de escarpes de deslizamientos previos, así como lineamientos que están condicionados por la tectónica local son algunas de las características que vuelven al Llaima un volcán susceptible a las remociones en masa.

Por su parte, la susceptibilidad para flujos de detritos está condicionada por los depósitos volcánicos de bajo espesor presente en los flancos del volcán Llaima, que al ser movilizado por un fluido propicia la generación de estos eventos, los cuales son más propensos a ocurrir en áreas elevadas que presentan principalmente canalizaciones bien marcadas y profundas de drenaje en laderas de pendiente moderada-alta de los flancos del volcán observándose un índice de susceptibilidad entre los rangos *altos* ($50 \leq IS \geq 74$) y *muy altos* (> 75). De forma similar, los deslizamientos de suelo presentan una susceptibilidad *Moderada* ($25 \leq IS \geq 49$) a *Alta* ($50 \leq IS \geq 74$) en función de la pendiente (25°), cobertura vegetal y abundantes depósitos volcánicos. Los valores más críticos (73) se observan en la unidad de terreno que conforma el *cono principal (Unidad E)*.

Para el caso de deslizamiento de rocas, se observa un claro patrón de IS en un rango entre 25 y 49. Estos índices relativamente bajos se atribuyeron a la dificultad de obtener antecedentes de deslizamientos declarados u observados, así como también a las características geomorfológicas y geológicas-geotécnicas poco favorables a la generación de estos eventos en el Llaima.

Los valores más críticos para caída de rocas se observan en las partes más altas del cono, producto de las condiciones geotécnicas y geomorfológicas anteriormente mencionadas, particularmente en el flanco N donde se alcanza un $IS=79$.

De esta manera, este trabajo ilustra claramente que el flanco N del Llaima es el más susceptible a sufrir procesos de remoción en masa. Por tanto, la metodología empleada para la evaluación de susceptibilidad resultó ser apropiada para su aplicación en estudios de escala media o subregional con datos limitados, siendo extrapolable en ambientes volcánicos, como fue el caso del volcán Llaima, pues reconoce las características propias de cada zona de estudio.

En el futuro resulta necesario incorporar a la metodología factores como la actividad eruptiva, la sismicidad y el control estructural del volcán. Con lo anterior, se sugiere que esto sea acompañado de estudios de peligrosidad y riesgo respecto a esta variable, y que a su vez estos procesos sean considerados en la evaluación de la peligrosidad volcánica.

10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Acocella, V., 2014. Great challenges in volcanology: how does the volcano factory work? Front. Earth Sci. Volcanol. 2, 1–10. https://doi.org/10.3389/feart.2014.00004.
2. Ágústsdóttir, T., Winder, T., Woods, J., White, R. S., Greenfield, T., and Brandsdóttir, B. (2019). Intense Seismicity During the 2014–2015 Bárðarbunga-Holuhraun Rifting Event, Iceland, Reveals the Nature of Dike-Induced Earthquakes and Caldera Collapse Mechanisms. J. Geophys. Res.: Solid Earth, 124(8), 8331-8357.
3. Alparone, S., Bonaccorso, A., Bonforte, A., and Currenti, G. (2013). Long-term stress-strain analysis of volcano flank instability: The eastern sector of Etna from 1980 to 2012. J. Geophys. Res.: Solid Earth, 118(9), 5098-5108.
4. Annen, C., Lénat, J. F., & Provost, A. (2001). The long-term growth of volcanic edifices: numerical modelling of the role of dyke intrusion and lava-flow emplacement. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 105(4), 263-289.
5. Arancibia, G., Cembrano, J., & Lavenu, A. (1999). Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aisén, Chile (44-45ºS). Revista geológica de Chile, 26(1), 03-22.
6. Bardintzeff, J. M., & Deniel, C. (1992). Magmatic evolution of Pacaya and Cerro Chiquito volcanological complex, Guatemala. Bulletin of volcanology, 54(4), 267-283.
7. Bathke, H., Shirzaei, M., & Walter, T. R. (2011). Inflation and deflation at the steep-sided Llaima stratovolcano (Chile) detected by using InSAR. Geophysical Research Letters, 38(10).
8. Belousov A, Belousova M, Voight B (1999) Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia. Bull Volcanol 61:324– 342. https://doi.org/10.1007/s004450050300
9. Bonaccorso, A., Bonforte, A., Currenti, G., Del Negro, C., Di Stefano, A., and Greco, F. (2011). Magma storage, eruptive activity and flank instability: Inferences from ground deformation and gravity changes during the 1993–2000 recharging of Mt. Etna volcano. J. Volcanol. Geotherm. Res., 200(3-4): 245-254.

10. Borgia, A. (1994). Dynamic basis of volcanic spreading. J. Geophys. Res.: Solid Earth, 99(B9), 17791-17804.
11. Bozhinskiy, AN, Krass, MS y Popovnin, VV, 1986. Papel de la cobertura de escombros en la física térmica de los glaciares. Revista de Glaciología, 32, 255-266.
12. Breard, E. C. P., Calder, E. S., & Ruth, D. C. (2020). The interaction between concentrated pyroclastic density currents and snow: a case study from the 2008 mixed-avalanche from Volcán Llaima (Chile). Bulletin of Volcanology, 82(11), 1-14.
13. Calvo, C., Madrigal, K., Merayo, F., Salazar, M., Fallas, C., Alvarado, G. E., ... & Sánchez, R. (2019). Modelo volcanotectónico del graben cuspidal complejo del Turrialba (Costa Rica) y su relación con los colapsos sectoriales bajo un régimen transpresivo y transtensivo. Revista Geológica de América Central, (61), 57-77.
14. Cannavò, F., Camacho, A. G., González, P. J., Mattia, M., Puglisi, G., & Fernández, J. (2015). Real time tracking of magmatic intrusions by means of ground deformation modeling during volcanic crises. Scientific reports, 5(1), 1-10.
15. Carrasco-Núñez, G., Vallance, J. W., & Rose, W. I. (1993). A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: implications for hazard assessment. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 59(1-2), 35-46.
16. Cas R.A., Wright JV (1987) Volcanic successions: modern and ancient—a geological approach to processes, products and successions. Chapman and Hall, London, p 528
17. Castro, J. M., Cordonnier, B., Schipper, C. I., Tuffen, H., Baumann, T. S., & Feisel, Y. (2016). Rapid laccolith intrusion driven by explosive volcanic eruption. Nature Communications, 7(1), 1-7.
18. Cembrano, J. Y Hervé, F. 1993. The Liquiñe-Ofqui Fault Zone: A major Cenozoic strike slip duplex in the southern Andes. Second ISAG, Oxford (UK), p. 175-178.
19. Cembrano, J., Hervé, F. Y Lavenu, A. 1996. The Liquiñe Ofqui Fault Zone: A long–lived intra-arc fault system in southern Chile. Tectonophysics, 259, p. 55–66.
20. Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P. Y Arancibia, G. 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. Tectonophysics, 354, p. 289-314.

21. Chen, K., Smith, J. D., Avouac, J. P., Liu, Z., Song, Y. T., Gualandi, A. (2019). Triggering of the Mw 7.2 Hawaii earthquake of 4 May 2018 by a dike intrusion. Geophysical Research Letters, 46(5), 2503-2510.
22. Corazzato, C. Y Tibaldi, A. 2006. Fracture control on type, morphology and distribution of parasitic volcanic cones: An example from Mt. Etna, Italy. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 158, p. 177-194.
23. de Vries, B. V. W., & Davies, T. (2015). Landslides, debris avalanches, and volcanic gravitational deformation. In The encyclopedia of volcanoes (pp. 665-685). Academic Press.
24. de Vries, B. V. W., & Delcamp, A. (2015). Volcanic debris avalanches. In Landslide Hazards, Risks and Disasters (pp. 131-157). Academic Press.
25. Delcamp, A., Poppe, S., Detienne, M., & Paguican, E. M. R. (2018). Destroying a Volcanic Edifice—Interactions Between Edifice Instabilities and the Volcanic Plumbing System. In Volcanic and Igneous Plumbing Systems (pp. 231-257). Elsevier.
26. Delgado, F., Pritchard, M. E., Ebmeier, S., González, P., & Lara, L. (2017). Recent unrest (2002–2015) imaged by space geodesy at the highest risk Chilean volcanoes: Villarrica, Llaima, and Calbuco (Southern Andes). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 344, 270-288.
27. Delgado-Granados, H., Miranda, P. J., Núñez, G. C., Alzate, B. P., Mothes, P., Moreno, H., Cáceres, B.E. Cortés, J. (2021). Hazards at ice-clad volcanoes: phenomena, processes, and examples from Mexico, Colombia, Ecuador, and Chile. In Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters (pp. 597-639). Elsevier.
28. Detienne, M. (2016). Unravelling the role of hydrothermal alteration in volcanic flank and sector collapses using combined mineralogical, experimental, and numerical modelling studies (Doctoral dissertation, UCL-Université Catholique de Louvain).
29. Dufresne A, Bösmeier A, Prager C (2016) Sedimentology of rock avalanche deposits—case study and review. Earth Sci Rev 163:234–259. https://doi.org/10.1016/j. earscirev.2016.10.002
30. Dzierma, Y., & Wehrmann, H. (2010). Statistical eruption forecast for the Chilean Southern Volcanic Zone: typical probabilities of volcanic eruptions as baseline for

possibly enhanced activity following the large 2010 Concepción earthquake. Natural Hazards and Earth System Sciences, 10(10), 2093-2108.

31. Elsworth, D., and Day, S. J. (1999). Flank collapse triggered by intrusion: the Canarian and Cape Verde Archipelagoes. J. Volcanol. Geotherm. Res. 94(1-4): 323-340.
32. Elsworth, D., and Voight, B. (1996). Evaluation of volcano flank instability triggered by dyke intrusion. Geol. Soc. Spec. Publ., 110(1), 45-53.
33. Fernández, D. (2017). Análisis de susceptibilidad de movimientos de remoción en masa a escala regional en un sector de la Puna Argentina. Serie Correlación Geológica - 33 (1 - 2): 15 – 26. 12pp. Tucumán.
34. Fournier, T. J., M. E. Pritchard, and S. N. Riddick (2010), Duration, mag nitude, and frequency of subaerial volcano deformation events: New results from Latin America using InSAR and a global synthesis, Geochem. Geophys. Geosyst., 11, Q01003, doi:10.1029/2009GC002558.
35. Francis, P. W., Gardeweg, M., Ramirez, C. F., & Rothery, D. A. (1985). Catastrophic debris avalanche deposit of Socompa volcano, northern Chile. Geology, 13(9), 600-603.
36. Franco, L., Palma, J. L., Lara, L. E., Gil-Cruz, F., Cardona, C., Basualto, D., & San Martín, J. (2019). Eruptive sequence and seismic activity of Llaima volcano (Chile) during the 2007–2009 eruptive period: Inferences of the magmatic feeding system. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 379, 90-105.
37. Gajardo Michell, R. (1983). Sistema básico de clasificación de la vegetación nativa chilena.
38. Gallardo, M. B., Pérez, C., Núñez-Ávila, M. A. R. I. E. L. A., & Armesto, J. J. (2012). Desacoplamiento del desarrollo del suelo y la sucesión vegetal a lo largo de una cronosecuencia de 60 mil años en el volcán Llaima, Chile. Revista chilena de historia natural, 85(3), 291-306.
39. Gallegos, C., Dungan, M., Bouvet de Maisonneuve, C., & Varas, P. (2009). Estilos eruptivos 2007-2008 del volcán Llaima, Andes del sur. Santiago, 22, S3_014.

40. Glicken H (1991) Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches. In: Fisher RV, Smith GA (eds) Sedimentation in volcanic settings. Special publication. SEPM, pp 99–106. https://doi.org/10. 2110/pec.91.45.0099
41. Glicken H (1996) Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens volcano, Washington. U.S. geological survey open-file report 96-677, 90p, 5 plates, https://pubs.usgs.gov/of/1996/0677/
42. Gomez, R. O. M., Rose, W. I., Palma, J. L., & Escobar-Wolf, R. (2012). Notes on a Map of the 1961-2010 Eruptions of Volcán de Pacaya, Guatemala. The Geological Society of America, Digital Map and Chart Series, 10 (10).
43. González-Ferrán, O. 1994. Volcanes de Chile. Instituto Geografico Militar, 640 p. Santiago.
44. Goto, Y., and Tomiya, A. (2019). Internal structures and growth style of a quaternary subaerial rhyodacite cryptodome at Ogariyama, Usu volcano, Hokkaido, Japan. Frontiers in Earth Science, 7, 66.
45. Gudmundsson, M. T., Jónsdóttir, K., Hooper, A., Holohan, E. P., Halldórsson, S. A., Ófeigsson, B. G., ... & Aiuppa, A. (2016). Gradual caldera collapse at Bárdarbunga volcano, Iceland, regulated by lateral magma outflow. Science, 353(6296).
46. Hauser, A., 1993. Remociones en masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. Boletín No. 45, p. 7-29.
47. Hervé, F. Y Thiele, R. 1987. Estado de conocimiento de las megafallas en Chile y su significado tectónico. Comunicaciones, No. 38, p. 67-91.
48. Hervé, M. 1976. Estudio geológico de la Falla Liquiñe–Reloncaví en el área de Liquiñe: Antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). Actas del I Congreso Geológico Chileno, Santiago, p. B39 – B56.
49. Horwell, C.J., Williamson, B.J., Llewellin, E.W., Damby, D.E., Le Blond, J.S., 2013. The nature and formation of cristobalite at the Soufrière Hills volcano, Montserrat: implications for the petrology and stability of silicic lava domes. Bull. Volcanol. 75, 696. doi: 10.1007/s00445-013-0696-3.
50. Janssen, V. 2007. Volcano deformation monitoring using GPS. Journal of spatial science, 52 (1), 41-54.

51. Jo, M. J., Jung, H. S., Won, J. S., & Lundgren, P. (2015). Measurement of three-dimensional surface deformation by Cosmo-SkyMed X-band radar interferometry: Application to the March 2011 Kamoamoa fissure eruption, Kīlauea Volcano, Hawai'i. Remote Sensing of Environment, 169, 176-191.
52. Karakhanian, A., Trifonov, V., Azizbekian, O. Y Hondkarian, D. 1997. Relationship of late Quaternary tectonics and volcanism in the Khanarassar active fault zone, the Armenian Upland. Terra Nova, Vol. 9, p. 131-134.
53. Karstens, J., Berndt, C., Urlaub, M., Watt, S. F., Micallef, A., Ray, M., Klaucke, I., Muff, S., Kühn, D., Klaeschen, M., Roth, T., Bottner, C., Schramm, B., Elger, J., and Brune, S. (2019). From gradual spreading to catastrophic collapse–Reconstruction of the 1888 Ritter Island volcanic sector collapse from high-resolution 3D seismic data. Earth Planet. Sci. Lett., 517, 1-13
54. Kristmannsdóttir, H. (1979). Alteration of basaltic rocks by hydrothermal-activity at 100-300 C. In Developments in sedimentology (Vol. 27, pp. 359-367). Elsevier.
55. Lagmay, A. M. F., & Valdivia, W. (2006). Regional stress influence on the opening direction of crater amphitheaters in Southeast Asian volcanoes. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 158(1-2), 139-150.
56. Lamb, O., Lees, J., Marin, L. F., Lazo, J., Rivera, A., Shore, M., & Lee, S. (2020). Investigating potential icequakes at Llaima volcano, Chile. Volcanica, 3(1), 29-42.
57. Lara L., Cembrano J. Y Lavenu, A. 2008. Quaternary vertical displacement along the Liquine-Ofqui Fault Zone: Differential uplift and coeval volcanism in the Southern Andes. International Geology Review, 2008, 50 (11), p. 975-993.
58. Lara, M. (2007). Metodología para la evaluación y zonificación de peligro de remociones en masa con aplicación en Quebrada San Ramón, Santiago Oriente, Región Metropolitana. Santiago de Chile: Universidad de Chile.
59. Lara, M., & Sepúlveda, S. A. (2010). Landslide susceptibility and hazard assessment in San Ramón Ravine, Santiago de Chile, from an engineering geological approach. Environmental earth sciences, 60(6), 1227-1243.
60. Lavenu, A. Y Cembrano, J. 1994. Neotectónica de Rumbo Dextral en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui: Geometría, Cinemática y Tensor de Esfuerzo. Actas del VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, pp. 81-85.

61. Lavenu, A. Y Cembrano, J. 1999a. Estado de esfuerzo compresivo plioceno y compresivo transpresivo pleistoceno, Andes del Sur, Chile (38°-42°30'S). Revista Geológica de Chile, Vol. 26, No. 1, p. 67-87.
62. Lavenu, A. Y Cembrano, J. 1999b. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in the fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). Journal of Structural Geology, Vol. 21, p. 1669-1691.
63. Le Corvec, N., & Walter, T. R. (2009). Volcano spreading and fault interaction influenced by rift zone intrusions: Insights from analogue experiments analyzed with digital image correlation technique. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 183(3-4), 170-182.
64. Liu, C., Lay, T., and Xiong, X. (2018). Rupture in the 4 May 2018 MW 6.9 earthquake seaward of the Kilauea east rift zone fissure eruption in Hawaii. Geophys. Res. Lett., 45(18), 9508-9515.
65. Lohmar, S. (2008). Petrología de las ignimbritas Licán y Pucón (Volcán Villarrica) y Curacautín (Volcán Llaima) en los Andes del sur de Chile.
66. López-Escobar, L., Cembrano, J. Y Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37°-46° S). Revista geológica de Chile, Vol. 22, No. 2, p. 219-234.
67. Lowell, R.P., Van Cappellen, P., Germanovich, L.N., 1993. Silica precipitation in fractures and the evolution of permeability in hydrothermal upflow zones. Science 260, 192–194.
68. Marcano, A., Cartaya, S. (2012). Análisis de la distribución espacial de la susceptibilidad a los movimientos de remoción en masa, empleando Sistemas de Información Geográfica (SIG), en la cuenca del río San Julián, estado Vargas, Venezuela. Revista de Investigación Nº 75 Vol. 36. 24 pp. Caracas.
69. Marshall, A. A., Brand, B. D., Martínez, V., Bowers, J. M., Walker, M., Wanless, V. D., ... & Giordano, G. (2021). The mafic Curacautín ignimbrite of Llaima volcano, Chile. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 107418.
70. Mathieu, L., de Vries, B. V. W., Pilato, M., & Troll, V. R. (2011). The interaction between volcanoes and strike-slip, transtensional and transpressional fault zones:

Analogue models and natural examples. Journal of Structural Geology, 33(5), 898-906.

71. Mathieu, L., Kervyn, M., Ernst, G.G.J., 2011a. Field evidence for flank instability, basal spreading and volacano-tectonic interactions at Mt Cameroon, West Africa. Bull. Volcanol. 73, 851–867. doi: 10.1007/ s00445-011-0458-z.
72. Maurice, J. 2012. Geochemical and Structural Constraints on Magma Storage at Llaima Volcano, a Support for Shallow Dikes Reservoirs. Msc. Thesis, 79 pp. University of New York, United States of America.
73. McColl, S. T., & Davies, T. R. (2011). Evidence for a rock-avalanche origin for 'The Hillocks' "moraine", Otago, New Zealand. Geomorphology, 127(3-4), 216-224.
74. Moreno, H. Y Lara, L. 2008. Geología del Área Pucón-Curarrehue, Regiones de la Araucanía y de Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 115, 36 p., 1 mapa escala 1:100000, Santiago.
75. Moreno, H. Y Naranjo, J.A. 2003. Mapa de Peligros del Volcán Llaima, Región de La Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapa escala 1:75.000.
76. Moreno, H., & Naranjo, J. A. (1991). Síntesis geológica del volcán Llaima, Andes del Sur (38° 45'S), Chile, e implicancias de riesgos. In Congreso geológico chileno. 6 (pp. 386-389).
77. Moreno, H., & Naranjo, J. A. (2003). Mapa de Peligros del Volcán Llaima, región de La Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental, (7).
78. Nakamura, K. 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation; principle and proposal. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 2, p. 1-16.
79. Naranjo, J. A., & Moreno, H. (1991). Actividad explosiva postglacial en el volcan Llaima, Andes del Sur (38° 45'S). Andean Geology, 18(1), 69-80.
80. Naranjo, J.A.; Moreno, H. 2005. Geología del Volcán Llaima, Región de la Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 88, 33 pp., 1 mapa escala 1:50000, Santiago.
81. Navarrete Pimiento, P. (2017). Volcán Llaima: antecedentes, amenaza volcánica y evaluación de la gestión del riesgo.

82. Navarro, L. A. (2018). Análisis mediante evaluación multicriterio de la susceptibilidad de remociones en masa en el Parque Nacional Laguna del Laja, comuna de Antuco (Tesis Pregrado, Universidad Andrés Bello).
83. Paguican, E. M. R., de Vries, B. V. W., & Lagmay, A. M. F. (2012). Volcano-tectonic controls and emplacement kinematics of the Iriga debris avalanches (Philippines). Bulletin of volcanology, 74(9), 2067-2081.
84. Paguican, E. M. R., de Vries, B. V. W., & Lagmay, A. M. F. (2014). Hummocks: how they form and how they evolve in rockslide-debris avalanches. Landslides, 11(1), 67-80.
85. Peralta, M. (1975). Suelos, silvicultura y ecología del bosque nativo chileno. Boletín Técnico Facultad de Ciencias Forestales, Universidad de Chile, 31.
86. Pérez-Flores, P., Cembrano, J., Sánchez-Alfaro, P., Veloso, E., Arancibia, G., & 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, 680, 192-210.
87. Pinel, V., & Jaupart, C. (2005). Some consequences of volcanic edifice destruction for eruption conditions. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 145(1-2), 68-80.
88. Poland, M. P., Peltier, A., Bonforte, A., & Puglisi, G. (2017). The spectrum of persistent volcanic flank instability: A review and proposed framework based on Kīlauea, Piton de la Fournaise, and Etna. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 339, 63-80.
89. Pollmann, W. (2003). Stand structure and dendroecology of an old-growth Nothofagus forest in Conguillio National Park, south Chile. Forest Ecology and Management, 176(1-3), 87-103.
90. Pradhan, S. P., Vishal, V., & Singh, T. N. (Eds.). (2019). Landslides: Theory, Practice and Modelling. Springer.
91. Quesada, A., Barrantes, E. (2017). Modelo morfométrico para determinar áreas susceptibles a procesos de ladera. Investigaciones Geográficas. Instituto de Geografía. 12 pp. UNAM.

92. Rodriguez, F. 2015. Geología estructural en torno al volcán Llaima: el sistema de fallas Liquiñe-ofqui y su relación con la actividad volcánica reciente Zona Volcánica Sur, Región de la Araucanía, Chile. (Tesis de pregrado). Universidad de Concepción, Chile.
93. Romero Moyano, J., Keller Ulrich, W., & Marfull, V. (2014). Short chronological analysis of the 2007-2009 eruptive cycle and its nested cones formation at Llaima volcano. Journal of Technological Possibilism, 2(3), 1-9.
94. Romero, H. 1985. Geografía de los climas. Geografía de Chile. Instituto Geográfico Militar, tomo XI, Santiago, Chile.
95. Romero, J.E., Polacci, M., Watt, S., Kitamura, S., Arzilli, F., La Spina, G., Tormey, D., Sielfeld, G., Franco, L.E., Burton, M., Polanco, E. (2021). Volcanic lateral collapse processes in mafic arc edifices: A review of their driving processes, types and consequences. Frontiers in Earth Science: Volcanology.
96. Rosales, U., Centeno, Y. (2009). Vulnerabilidad potencial de los suelos a deslizamientos de tierra en el municipio de La Conquista, Carazo, Nicaragua. Tesis para optar al título de Ingeniero en Recursos Naturales Renovables. Universidad Nacional Agraria. 122 pp. Managua.
97. Roverato, M., Dufresne, A., Procter, J. (2021). Volcanic Debris avalanches: from collapse to hazard. Springer book series advances in volcanology.
98. Ruth, D. C., & Calder, E. S. (2014). Plate tephra: Preserved bubble walls from large slug bursts during violent Strombolian eruptions. Geology, 42(1), 11-14.
99. Salas, A. 2014. Dinámica de flujos laháricos e híbridos, flanco norte del volcán Llaima, Zona Volcánica Sur de los Andes, Chile. (Tesis de pregrado). Universidad de Chile, Chile.
100. Schaefer, L. N. (2012). Geotechnical data and numerical analysis of edifice collapse and related hazards at Pacaya Volcano, Guatemala.
101. Schaefer, L. N., Lu, Z., & Oommen, T. (2015). Dramatic volcanic instability revealed by InSAR. Geology, 43(8), 743-746.
102. Schonwalder-Angel, D., Cortés, J. A., & Calder, E. S. (2018). The interplay of magmatism and tectonics: An example based on the satellite scoria cones at Llaima volcano, Chile. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 367, 31-45.

103. Sepúlveda, S. A. (2000). Methodology for debris flow hazard evaluation in mountainous environments. Comunicaciones, 51, 3-18.

104. Sepúlveda, S.A., 1998. Metodología para Evaluar el Peligro de Flujos de Detritos en Ambientes Montañosos: Aplicación en la Quebrada Lo Cañas, Región Metropolitana. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

105. Siebert, L., Glicken, H., & UI, T. (1987). Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions. Bulletin of Volcanology, 49(1), 435-459.

106. Siebert, L., Simkin, T., & Kimberly, P. (2011). Volcanoes of the World. Univ of California Press.

107. Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Revista geológica de Chile, 31(2), 161-206.

108. Stern, CH. 2004. Active Andean volcanism, its geologic and tectonic setting. Revista geológica de Chile, Vol. 31, No. 2, p. 161-206.

109. Suárez, M. Y Emparán, C. 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 71, 105 pp., 1 mapa 1:250.000.

110. Sylvester, A. 1988. Strike-slip faults. The Geological Society of America, Vol. 100, p. 1666- 1703.

111. Thomas, M. E., Petford, N., & Bromhead, E. N. (2004). Volcanic rock-mass properties from Snowdonia and Tenerife: implications for volcano edifice strength. Journal of the Geological Society, 161(6), 939-946.

112. Thornberry-Ehrlich, T. (2022). Ilustración de los tipos de movimientos de ladera basados en Varnes (1978). [Figura 3]. Recuperado de https://www.nps.gov/subjects/geohazards/landslide-hazards.htm

113. Valdivia, P., Marshall, A. A., Brand, B. D., Manga, M., & Huber, C. (2022). Mafic explosive volcanism at Llaima Volcano: 3D x-ray microtomography reconstruction of pyroclasts to constrain shallow conduit processes. Bulletin of Volcanology, 84(1), 1-18.

114. Vallance, J. W., & Scott, K. M. (1997). The Osceola Mudflow from Mount Rainier: Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow. Geological Society of America Bulletin, 109(2), 143-163.

115. Van Wyk De Vries, B., & Merle, O. (1998). Extension induced by volcanic loading in regional strike-slip zones. Geology, 26(11), 983-986.

116. Van Wyk de Vries, B., Francis, P.W., 1997. Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading. Nature 387, 387-390.

117. Van Wyk de Vries, B., Self, S., Francis, P. W., and Keszthelyi, L. (2001). A gravitacional spreading origin for the Socompa debris avalanche. J. Volcanol. Geotherm. Res., 105(3): 225-247.

118. Vargas Del Campo Montaña, M. A. (2020). Relación entre los tensores de deformación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos miocenos y post-miocenos en la zona de falla Liquiñe-Ofqui, Cordillera Principal (39° 35'S-39° 50'S), XIV Región de Los Ríos, Chile.

119. Varnes D.J. (1978) Slope movement types and processes. In: Schuster RL, Krizek RJ (eds) Landslides, analysis and control, special report 176: Transportation research board, National Academy of Sciences, Washington, DC., pp. 11–33

120. Voight, B., & Elsworth, D. (1997). Failure of volcano slopes. Geotechnique, 47(1), 1-31.

121. Walder, J. S. (2000). Pyroclast/snow interactions and thermally driven slurry formation. Part 1: Theory for monodisperse grain beds. Bulletin of volcanology, 62(2), 105-118.

122. Williams, R., Rowley, P., and Garthwaite, M. C. (2019). Reconstructing the Anak Krakatau flank collapse that caused the December 2018 Indonesian tsunami. Geology, 47(10), 973-976.

123. Wooller, L., de Vries, B. V. W., Cecchi, E., & Rymer, H. (2009). Analogue models of the effect of long-term basement fault movement on volcanic edifices. Bulletin of Volcanology, 71(10), 1111-1131.

124. Zimbelman, D. R., Rye, R. O., Breit, G. N. (2005). Origin of secondary sulfate minerals on active andesitic stratovolcanoes. Chemical Geology, 215(1-4), 37-60.

11. ANEXOS

ANEXO 1: TABLAS DE EVALUACIÓN DE INDICE DE SUSCEPTIBILIDAD

TABLA 16. EVALUACIÓN DE INDICE DE SUSCEPTIBILIDAD PARA DESLIZAMIENTOS DE SUELO

Tabla 1 Factores condicionantes de deslizamientos en suelo para calcular SI (Lara, 2010).			UNIDAD B (Dep. Morrénicos)				
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**B1**	**B2**	**B3**	**B4**	**B5**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	9	9		9		
	20°–25°	15					15
	25°–30°	21					
	30°–40°	26					
	>40°	30					
Exposición al sol (*f* 2)	Baja	1	1				
	Parcial	3					
	Alta	5			5		5
Características geológicasgeotécnicas del material (*f* 3)	Muy infavorable	2					
	Infavorable	6					
	Parcialmente favorable	10					
	Favorable	14					
	Muy favorable	20	20		20		20
Condiciones de humedad y saturación (*f* 4)	Sin antecedentes	2					
	Infavorable	3					
	Favorable	7					
	Muy favorable	10	10		10		10
Acumulación de nieve (*f* 5)	Nula	0					
	Esporádica	1	1		1		1
	Estacional	2					
	Permanente	5					
Vegetación (*f* 6)	Alta	0					
	Moderada	2					
	Baja o nula	5	5		5		5
Desestabilización artificial de laderas (*f* 7)	No observada	0			0		0
	Poco importante	5	5				
	Importante	10					
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica (*f* 8)	No observado	0					
	Sin antecedentes	3			3		3
	Presente	10	10				
Deslizamientos declarados en la unidad geológica de suelo (*f* 9)	No observado	0					
	Sin antecedentes	2			2		2
	Presente	5	5				
		TOTAL	66	NA	55	NA	61

Tabla 1 Factores condicionantes de deslizamientos en suelo para calcular SI (Lara, 2010).			UNIDAD C (Lla. Ancestral: Lavas andesítico-basálticas con intercalaciones volcanoclásticas)									
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**C1**	**C2**	**C3**	**C4**	**C5**	**C6**	**C7**	**C8**	**C9**	**C10**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	9									9	
	20°–25°	15										
	25°–30°	21	21		21					21		
	30°–40°	26		26		26		26				26
	>40°	30					30		30			
Exposición al sol (*f* 2)	Baja	1		1				1	1	1	1	1
	Parcial	3										
	Alta	5	5		5	5	5					
Características geológicasgeotécnicas del material (*f* 3)	Muy infavorable	2										
	Infavorable	6										
	Parcialmente favorable	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
	Favorable	14										
	Muy favorable	20										
Condiciones de humedad y saturación (*f* 4)	Sin antecedentes	2										
	Infavorable	3										
	Favorable	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
	Muy favorable	10										
Acumulación de nieve (*f* 5)	Nula	0										
	Esporádica	1										
	Estacional	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Permanente	5										
Vegetación (*f* 6)	Alta	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Moderada	2										
	Baja o nula	5										
Desestabilización artificial de laderas (*f* 7)	No observada	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Poco importante	5										
	Importante	10										
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica (*f* 8)	No observado	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Sin antecedentes	3										
	Presente	10										
Deslizamientos declarados en la unidad geológica de suelo (*f* 9)	No observado	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Sin antecedentes	2										
	Presente	5										
		TOTAL	45	46	45	50	54	46	50	41	29	46

Tabla 1 Factores condicionantes de deslizamientos en suelo para calcular SI (Lara, 2010).

			UNIDAD C (Lla. Ancestral: Lavas andesítico-basálticas con intercalaciones volcanoclásticas)									
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**C11**	**C12**	**C13**	**C14**	**C15**	**C16**	**C17**	**C18**	**C19**	**C20**
Ángulo de pendiente ($f1$)	15°–20°	9			9						9	
	20°–25°	15				15				15		15
	25°–30°	21						21				
	30°–40°	26									26	
	>40°	30				30						
Exposición al sol ($f2$)	Baja	1			1	1	1					
	Parcial	3								3		1
	Alta	5	5					5		5	5	
Características geológicasgeotécnicas del material ($f3$)	Muy infavorable	2										
	Infavorable	6										
	Parcialmente favorable	10	10	10	10	10		10	10	10	10	10
	Favorable	14										
	Muy favorable	20										
Condiciones de humedad y saturación ($f4$)	Sin antecedentes	2										
	Infavorable	3										
	Favorable	7	7	7	7	7		7	7	7	7	7
	Muy favorable	10										
Acumulación de nieve ($f5$)	Nula	0										
	Esporádica	1										
	Estacional	2	2	2	2	2		2	2	2	2	2
	Permanente	5										
Vegetación ($f6$)	Alta	0	0	0	0	0		0	0	0	0	0
	Moderada	2										
	Baja o nula	5										
Desestabilización artificial de laderas ($f7$)	No observada	0	0	0	0	0		0	0	0	0	0
	Poco importante	5										
	Importante	10										
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica ($f8$)	No observado	0	0	0	0	0		0	0	0	0	0
	Sin antecedentes	3										
	Presente	10										
Deslizamientos declarados en la unidad geológica de suelo ($f9$)	No observado	0	0	0	0	0		0	0	0	0	0
	Sin antecedentes	2										
	Presente	5										
	TOTAL		24	29	35	50		45	37	33	50	35

Tabla 1 Factores condicionantes de deslizamientos en suelo para calcular SI (Lara, 2010).

			UNIDAD D (Llai. Fisural: Conos piroclásticos y lavas basálticas y andesítico-basalticas)												
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**D1**	**D2**	**D3**	**D4**	**D5**	**D6**	**D7**	**D8**	**D9**	**D10**	**D11**	**D12**	**D13**
Ángulo de pendiente ($f1$)	15°–20°	9		9							9		9		9
	20°–25°	15			15										
	25°–30°	21				21			21			21		21	
	30°–40°	26					26								
	>40°	30													
Exposición al sol ($f2$)	Baja	1							1						1
	Parcial	3									3				
	Alta	5		5	5	5	5					5	5	5	
Características geológicasgeotécnicas del material ($f3$)	Muy infavorable	2													
	Infavorable	6													
	Parcialmente favorable	10													
	Favorable	14													
	Muy favorable	20													
Condiciones de humedad y saturación ($f4$)	Sin antecedentes	2													
	Infavorable	3				3	3		3		3	3	3	3	3
	Favorable	7		7	7										
	Muy favorable	10													
Acumulación de nieve ($f5$)	Nula	0													
	Esporádica	1													
	Estacional	2		2	2	2	2		2		2	2	2	2	2
	Permanente	5													
Vegetación ($f6$)	Alta	0				0	0				0	0	0		0
	Moderada	2		2										2	
	Baja o nula	5			5				5						
Desestabilización artificial de laderas ($f7$)	No observada	0				0	0		0		0	0	0	0	0
	Poco importante	5		5	5										
	Importante	10													
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica ($f8$)	No observado	0							0		0	0	0	0	0
	Sin antecedentes	3		3	3	3	3								
	Presente	10													
Deslizamientos declarados en la unidad geológica de suelo ($f9$)	No observado	0													
	Sin antecedentes	2		2	2	2	2		2		2	2	2	2	2
	Presente	5													
	TOTAL			35	44	36	41	NA	34	NA	19	33	21	35	17

Tabla 1 Factores condicionantes de deslizamientos en suelo para calcular SI (Lara, 2010).

			UNIDAD E (Cono principal: Lavas basálticas y andesítico-basalticas)																
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**E1**	**E2**	**E3**	**E4**	**E5**	**E6**	**E7**	**E8**	**E9**	**E10**	**E11**	**E12**	**E13**	**E14**	**E15**	**E16**	**E17**	**E18**
Ángulo de pendiente ($f1$)	15°–20°	9		9										9		9		9		
	20°–25°	15										15								
	25°–30°	21			21		21						21	21						
	30°–40°	26				26		26	26	26										
	>40°	30																		
Exposición al sol ($f2$)	Baja	1									1			1	1		1			
	Parcial	3							3		3	3						3		
	Alta	5		5	5	5	5	5												
Características geológicasgeotécnicas del material ($f3$)	Muy infavorable	2																		
	Infavorable	6																		
	Parcialmente favorable	10																		
	Favorable	14																		
	Muy favorable	20		20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20		20		20	
Condiciones de humedad y saturación ($f4$)	Sin antecedentes	2																		
	Infavorable	3																		
	Favorable	7																		
	Muy favorable	10		10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10		10		10		
Acumulación de nieve ($f5$)	Nula	0																		
	Esporádica	1																		
	Estacional	2		2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2		2		2		
	Permanente	5																		
Vegetación ($f6$)	Alta	0																		
	Moderada	2																		
	Baja o nula	5		5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5		5		5		
Desestabilización artificial de laderas ($f7$)	No observada	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		0		0		
	Poco importante	5																		
	Importante	10																		
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica ($f8$)	No observado	0																		
	Sin antecedentes	3		3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3		3		3		
	Presente	10																		
Deslizamientos declarados en la unidad geológica de suelo ($f9$)	No observado	0																		
	Sin antecedentes	2		2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2		2		2		
	Presente	5																		
	TOTAL		NA	56	68	73	68	73	71	69	60	66	64	52	NA	52	NA	54	NA	NA

Tabla 1 Factores condicionantes de deslizamientos en suelo para calcular SI (Lara, 2010).

UNIDAD F (Ignimbrita Curacautín: Dep. fde flujo piroclástico, matriz de cenizas y lapilli, con bombas y líticos)

Factor	Condición	Ponderación	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	9					9	9		9	9	9		9
	20°–25°	15												
	25°–30°	21			21	21								
	30°–40°	26											26	
	>40°	30												
Exposición al sol (*f* 2)	Baja	1				1	1	1		1		1	1	
	Parcial	3												
	Alta	5			5						5			5
Características geológicasgeotécnicas del material (*f* 3)	Muy infavorable	2												
	Infavorable	6			6	6				6	6	6	6	6
	Parcialmente favorable	10					10	10						
	Favorable	14												
	Muy favorable	20												
Condiciones de humedad y saturación (*f* 4)	Sin antecedentes	2			2	2	2	2		2	2	2	2	2
	Infavorable	3												
	Favorable	7												
	Muy favorable	10												
Acumulación de nieve (*f* 5)	Nula	0												
	Esporádica	1												
	Estacional	2			2	2	2	2		2	2	2	2	2
	Permanente	5												
Vegetación (*f* 6)	Alta	0			0									
	Moderada	2				2				2	2	2	2	2
	Baja o nula	5					5	5						
Desestabilización artificial de laderas (*f* 7)	No observada	0			0	0	0	0		0	0	0	0	0
	Poco importante	5												
	Importante	10												
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica (*f* 8)	No observado	0			0	0	0	0		0	0	0	0	0
	Sin antecedentes	3												
	Presente	10												
Deslizamientos declarados en la unidad geológica de suelo (*f* 9)	No observado	0												
	Sin antecedentes	2			2	2	2				2	2	2	2
	Presente	5						5		5				
	TOTAL		NA	NA	38	36	31	34	NA	27	28	24	41	28

Tabla 1 Factores condicionantes de deslizamientos en suelo para calcular SI (Lara, 2010).

UNIDAD G (Fm. Malleco: Sec. Alternante de lavas andesítico-basálticaas a andesíticas, con rocas volcanoclásticas)

Factor	Condición	Ponderación	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	9	9					9		9					
	20°–25°	15													
	25°–30°	21							21				21		
	30°–40°	26		26	26	26					26			26	26
	>40°	30										30		30	
Exposición al sol (*f* 2)	Baja	1				1		1		1	1	1	1	1	
	Parcial	3													3
	Alta	5	5	5		5			5					5	
Características geológicasgeotécnicas del material (*f* 3)	Muy infavorable	2													
	Infavorable	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	Parcialmente favorable	10													
	Favorable	14													
	Muy favorable	20													
Condiciones de humedad y saturación (*f* 4)	Sin antecedentes	2													
	Infavorable	3													
	Favorable	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
	Muy favorable	10													
Acumulación de nieve (*f* 5)	Nula	0													
	Esporádica	1													
	Estacional	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Permanente	5													
Vegetación (*f* 6)	Alta	0													
	Moderada	2				2									
	Baja o nula	5	5	5	5		5	5	5	5	5	5	5	5	5
Desestabilización artificial de laderas (*f* 7)	No observada	0	0	0	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Poco importante	5				5									
	Importante	10													
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica (*f* 8)	No observado	0													
	Sin antecedentes	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
	Presente	10													
Deslizamientos declarados en la unidad geológica de suelo (*f* 9)	No observado	0													
	Sin antecedentes	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Presente	5													
	TOTAL		39	56	52	58	35	51	35	52	56	47	56	56	54

Tabla 1 Factores condicionantes de deslizamientos en suelo para calcular SI (Lara, 2010).			**UNIDAD J (Sec. Trufultruful:** Sec. Alternante de depósitos de caída y de flujo, escoráceos y pumíceos**)**						
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**J1**	**J2**	**J3**	**J4**	**J5**	**J6**	**J7**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	9			9	9	9	9	
	20°–25°	15							
	25°–30°	21							
	30°–40°	26							
	>40°	30							
Exposición al sol (*f* 2)	Baja	1			1		1		
	Parcial	3				3			
	Alta	5						5	
Características geológicasgeotécnicas del material (*f* 3)	Muy infavorable	2							
	Infavorable	6							
	Parcialmente favorable	10							
	Favorable	14			14	14	14	14	
	Muy favorable	20							
Condiciones de humedad y saturación (*f* 4)	Sin antecedentes	2							
	Infavorable	3							
	Favorable	7			7	7	7	7	
	Muy favorable	10							
Acumulación de nieve (*f* 5)	Nula	0							
	Esporádica	1							
	Estacional	2			2	2	2	2	
	Permanente	5							
Vegetación (*f* 6)	Alta	0			0	0	0		
	Moderada	2							
	Baja o nula	5						5	
Desestabilización artificial de laderas (*f* 7)	No observada	0			0	0	0	0	
	Poco importante	5							
	Importante	10							
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica (*f* 8)	No observado	0			0	0	0	0	
	Sin antecedentes	3							
	Presente	10							
Deslizamientos declarados en la unidad geológica de suelo (*f* 9)	No observado	0			0	0	0	0	
	Sin antecedentes	2							
	Presente	5							
		TOTAL	NA	NA	33	35	33	42	NA

Tabla 1 Factores condicionantes de deslizamientos en suelo para calcular SI (Lara, 2010).			**UNIDAD I (CVSN:** Estratovolcán y cordón volcánico fisural erosionados, de lavas basálticas a andesíticas**)**							**UNIDAD K (Dep. indif.**	**UNIDAD L** (Dep. coluvio-aluvio)		
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**I1**	**I2**	**I3**	**I4**	**I5**	**I6**	**I7**	**K1**	**L1**	**L2**	**L3**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	9		9	9					9	9		
	20°–25°	15										15	
	25°–30°	21							21				
	30°–40°	26	26			26	26		26				
	>40°	30											
Exposición al sol (*f* 2)	Baja	1	1		1	1	1	1	1	1			
	Parcial	3		3							3	3	
	Alta	5											
Características geológicasgeotécnicas del material (*f* 3)	Muy infavorable	2											
	Infavorable	6	6	6	6	6	6	6					
	Parcialmente favorable	10							10				
	Favorable	14								14			
	Muy favorable	20									20	20	
Condiciones de humedad y saturación (*f* 4)	Sin antecedentes	2											
	Infavorable	3	3	3	3	3	3	3	3				
	Favorable	7								7	7	7	
	Muy favorable	10											
Acumulación de nieve (*f* 5)	Nula	0											
	Esporádica	1											
	Estacional	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
	Permanente	5											
Vegetación (*f* 6)	Alta	0	0	0	0	0	0	0			0		
	Moderada	2										2	
	Baja o nula	5							5	5			
Desestabilización artificial de laderas (*f* 7)	No observada	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Poco importante	5											
	Importante	10											
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica (*f* 8)	No observado	0								0			
	Sin antecedentes	3											
	Presente	10	10	10	10	10	10	10	10		10	10	
Deslizamientos declarados en la unidad geológica de suelo (*f* 9)	No observado	0								0			
	Sin antecedentes	2											
	Presente	5	5	5	5	5	5	5	5		5	5	
		TOTAL	53	38	36	53	53	48	62	38	56	64	NA

TABLA 17. EVALUACIÓN DE INDICE DE SUSCEPTIBILIDAD PARA FLUJOS DE DETRITOS

Tabla 3 Factores condicionantes de flujo de detritos para calcular SI (Lara, 2010).			UNIDAD B (Dep. Morrénicos)				
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**B1**	**B2**	**B3**	**B4**	**B5**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	10°–15°	3			3		
	15°–20°	6	6				
	20°–25°	9					9
	25°–30°	11					
	30°–40°	13					
	>40°	15					
Pendiente canal de drenaje al pie de la ladera (*f* 2)	<5°	1					
	5°–10°	5					
	>10°	10	10		10		10
Encajamiento canal de drenaje (*f* 3)	Bajo	1			1		
	Medio	4					
	Alto	7	7				7
Exposición al sol (*f4*)	Baja	0	0				
	Parcial	2					
	Alta	3			3		3
Características geológicasgeotécnicas del material (*f5*)	Muy infavorable	3					
	Infavorable	8					
	Parcialmente favorable	13					
	Favorable	18					
	Muy favorable	25	25		25		25
Flujos declarados en la base (*f* 11)	Sin antecedentes	1					
	Prehistóricos	4					
	Históricos, poco frecuentes	7					
	Historicos, frecuentes	10	10		10		10
Condiciones de humedad y saturación (*f* 6)	Sin antecedentes	2					
	Infavorable	3					
	Favorable	7					
	Muy favorable	10	10		10		10
Acumulación de nieve (*f7*)	Nula	0					
	Esporádica	1					
	Estacional	2	2		2		2
	Permanente	5					
Vegetación (*f8*)	Alta	0					
	Moderada	3					
	Baja o nula	5	5		5		5
Obstrucción de canal de drenaje (*f* 9)	Bajo	2	2		2		2
	Moderado	4					
	Importante	5					
Desestabilización artificial de laderas (*f* 10)	No observada	0			0		0
	Poco importante	3	3				
	Importante	5					
		TOTAL	80	NA	71	NA	83

Tabla 3 Factores condicionantes de flujo de detritos para calcular SI (Lara, 2010).			**UNIDAD C (Lla. Ancestral:** Lavas andesítico-basálticas con intercalaciones volcanoclásticas)									
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**C1**	**C2**	**C3**	**C4**	**C5**	**C6**	**C7**	**C8**	**C9**	**C10**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	10°–15°	3									3	
	15°–20°	6										
	20°–25°	9										
	25°–30°	11	11		11					11		
	30°–40°	13		13		13		13				13
	>40°	15					15		15			
Pendiente canal de drenaje al pie de la ladera (*f* 2)	<5°	1										
	5°–10°	5										
	>10°	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Encajamiento canal de drenaje (*f* 3)	Bajo	1	1	1	1	1	1	1			1	
	Medio	4										
	Alto	7							7	7		7
Exposición al sol (*f4*)	Baja	0		0				0	0	0	0	0
	Parcial	2										
	Alta	3	3		3	3	3					
Características geológicasgeotécnicas del material (*f5*)	Muy infavorable	3										
	Infavorable	8										
	Parcialmente favorable	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13
	Favorable	18										
	Muy favorable	25										
Flujos declarados en la base (*f* 11)	Sin antecedentes	1	1	1	1	1	1	1	1		1	
	Prehistóricos	4										
	Históricos, poco frecuentes	7								7		7
	Historicos, frecuentes	10										
Condiciones de humedad y saturación (*f* 6)	Sin antecedentes	2										
	Infavorable	3										
	Favorable	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
	Muy favorable	10										
Acumulación de nieve (*f7*)	Nula	0										
	Esporádica	1										
	Estacional	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Permanente	5										
Vegetación (*f8*)	Alta	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Moderada	3										
	Baja o nula	5										
Obstrucción de canal de drenaje (*f* 9)	Bajo	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Moderado	4										
	Importante	5										
Desestabilización artificial de laderas (*f* 10)	No observada	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Poco importante	3										
	Importante	5										
	TOTAL		50	49	50	52	54	49	57	59	39	61

Tabla 3 Factores condicionantes de flujo de detritos para calcular SI (Lara, 2010).			**UNIDAD C (Lla. Ancestral:** Lavas andesítico-basálticas con intercalaciones volcanoclásticas)									
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**C11**	**C12**	**C13**	**C14**	**C15**	**C16**	**C17**	**C18**	**C19**	**C20**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	10°–15°	3		3						3		
	15°–20°	6										
	20°–25°	9	9		9				9			9
	25°–30°	11						11				
	30°–40°	13									13	
	>40°	15				15						
Pendiente canal de drenaje al pie de la ladera (*f* 2)	<5°	1										
	5°–10°	5										
	>10°	10	10	10	10	10		10	10	10	10	10
Encajamiento canal de drenaje (*f* 3)	Bajo	1	1	1	1			1	1	1	1	1
	Medio	4										
	Alto	7				7						
Exposición al sol (*f4*)	Baja	0		0	0	0						0
	Parcial	2							2			
	Alta	3	3					3		3	3	
Características geológicasgeotécnicas del material (*f5*)	Muy infavorable	3										
	Infavorable	8										
	Parcialmente favorable	13	13	13	13	13		13	13	13	13	13
	Favorable	18										
	Muy favorable	25										
Flujos declarados en la base (*f* 11)	Sin antecedentes	1	1	1	1			1	1	1	1	1
	Prehistóricos	4										
	Históricos, poco frecuentes	7				7						
	Historicos, frecuentes	10										
Condiciones de humedad y saturación (*f* 6)	Sin antecedentes	2										
	Infavorable	3										
	Favorable	7	7	7	7	7		7	7	7	7	7
	Muy favorable	10										
Acumulación de nieve (*f7*)	Nula	0										
	Esporádica	1										
	Estacional	2	2	2	2	2		2	2	2	2	2
	Permanente	5										
Vegetación (*f8*)	Alta	0	0	0	0	0		0	0	0	0	0
	Moderada	3										
	Baja o nula	5										
Obstrucción de canal de drenaje (*f* 9)	Bajo	2	2	2	2	2		2	2	2	2	2
	Moderado	4										
	Importante	5										
Desestabilización artificial de laderas (*f* 10)	No observada	0	0	0	0	0		0	0	0	0	0
	Poco importante	3										
	Importante	5										
	TOTAL		48	39	45	63	NA	50	47	42	52	45

Tabla 3 Factores condicionantes de flujo de detritos para calcular SI (Lara, 2010).

			UNIDAD D (Llai. Fisural: Conos piroclásticos y lavas basálticas y andesítico-basalticas)												
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**D1**	**D2**	**D3**	**D4**	**D5**	**D6**	**D7**	**D8**	**D9**	**D10**	**D11**	**D12**	**D13**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	10°–15°	3		3							3		3		3
	15°–20°	6													
	20°–25°	9			9										
	25°–30°	11				11			11			11		11	
	30°–40°	13					13								
	>40°	15													
Pendiente canal de drenaje al pie de la ladera (*f* 2)	<5°	1													
	5°–10°	5													
	>10°	10		10	10	10	10		10		10	10	10	10	10
Encajamiento canal de drenaje (*f* 3)	Bajo	1							1					1	1
	Medio	4		4	4	4	4				4	4	4		
	Alto	7													
Exposición al sol (*f4*)	Baja	0							0						0
	Parcial	2									2				
	Alta	3		3	3	3	3					3	3	3	
Características geológicasgeotécnicas del material (*f5*)	Muy infavorable	3													
	Infavorable	8				8	8		8		8	8	8	8	8
	Parcialmente favorable	13		13	13										
	Favorable	18													
	Muy favorable	25													
Flujos declarados en la base (*f* 11)	Sin antecedentes	1													
	Prehistóricos	4													
	Históricos, poco frecuentes	7		7	7	7	7		7		7	7	7	7	7
	Historicos, frecuentes	10													
Condiciones de humedad y saturación (*f* 6)	Sin antecedentes	2													
	Infavorable	3				3	3		3			3	3		3
	Favorable	7		7	7						7			7	
	Muy favorable	10													
Acumulación de nieve (*f7*)	Nula	0													
	Esporádica	1													
	Estacional	2		2	2	2	2		2		2	2	2	2	2
	Permanente	5													
Vegetación (*f8*)	Alta	0				0	0				0	0	0		0
	Moderada	3		3										3	
	Baja o nula	5			5				5						
Obstrucción de canal de drenaje (*f* 9)	Bajo	2		2	2	2	2		2		2	2	2	2	2
	Moderado	4													
	Importante	5													
Desestabilización artificial de laderas (*f* 10)	No observada	0		0	0	0	0		0		0	0	0	0	0
	Poco importante	3													
	Importante	5													
	TOTAL		NA	54	62	50	52	NA	49	NA	45	50	42	54	36

Tabla 3 Factores condicionantes de flujo de detritos para calcular SI (Lara, 2010).

			UNIDAD E (Cono principal: Lavas basálticas y andesítico-basálticas)																
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**E1**	**E2**	**E3**	**E4**	**E5**	**E6**	**E7**	**E8**	**E9**	**E10**	**E11**	**E12**	**E13**	**E14**	**E15**	**E16**	**E17**	**E18**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	10°–15°	3		3										3		3		3	3	
	15°–20°	6																		
	20°–25°	9									9									
	25°–30°	11			11		11					11	11							
	30°–40°	13				13		13	13	13										
	>40°	15																		
Pendiente canal de drenaje al pie de la ladera (*f* 2)	<5°	1																		
	5°–10°	5																		
	>10°	10		10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10		10		10	10	
Encajamiento canal de drenaje (*f* 3)	Bajo	1				1	1	1	1	1										
	Medio	4																		
	Alto	7		7	7						7	7	7	7		7		7	7	
Exposición al sol (*f4*)	Baja	0								0			0	0		0				
	Parcial	2							2		2	2							2	
	Alta	3		3	3	3	3	3												3
Características geológicasgeotécnicas del material (*f5*)	Muy infavorable	3																		
	Infavorable	8																		
	Parcialmente favorable	13																		
	Favorable	18		18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18		18		18	18	
	Muy favorable	25																		
Flujos declarados en la base (*f* 11)	Sin antecedentes	1																		
	Prehistóricos	4																		
	Históricos, poco frecuentes	7																		
	Historicos, frecuentes	10		10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10		10		10	10	
Condiciones de humedad y saturación (*f* 6)	Sin antecedentes	2																		
	Infavorable	3																		
	Favorable	7																		
	Muy favorable	10		10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10		10		10	10	
Acumulación de nieve (*f7*)	Nula	0																		
	Esporádica	1																		
	Estacional	2		2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2		2		2	2	
	Permanente	5																		
Vegetación (*f8*)	Alta	0																		
	Moderada	3																		
	Baja o nula	5		5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5		5		5	5	
Obstrucción de canal de drenaje (*f* 9)	Bajo	2		2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2						
	Moderado	4																		
	Importante	5																		
Desestabilización artificial de laderas (*f* 10)	No observada	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		0		0	0	
	Poco importante	3																		
	Importante	5																		
	TOTAL		NA	70	78	74	72	74	73	71	75	77	75	67	NA	65	A	67	68	NA

Tabla 3 Factores condicionantes de flujo de detritos para calcular SI (Lara, 2010).

			UNIDAD G (Fm. Malleco: Sec. Alternante de lavas andesítico-basálticaas a andesíticas, con rocas volcanoclásticas)												
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**G1**	**G2**	**G3**	**G4**	**G5**	**G6**	**G7**	**G8**	**G9**	**G10**	**G11**	**G12**	**G13**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	10°–15°	3	3				3		3						
	15°–20°	6													
	20°–25°	9													
	25°–30°	11						11				11			
	30°–40°	13		13	13	13				13				13	13
	>40°	15									15		15		
Pendiente canal de drenaje al pie de la ladera (*f* 2)	<5°	1													
	5°–10°	5													
	>10°	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Encajamiento canal de drenaje (*f* 3)	Bajo	1													
	Medio	4													
	Alto	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
Exposición al sol (*f4*)	Baja	0			0		0		0	0	0	0	0		
	Parcial	2													2
	Alta	3	3	3		3		3						3	
Características geológicasgeotécnicas del material (*f5*)	Muy infavorable	3													
	Infavorable	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
	Parcialmente favorable	13													
	Favorable	18													
	Muy favorable	25													
Flujos declarados en la base (*f* 11)	Sin antecedentes	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Prehistóricos	4													
	Históricos, poco frecuentes	7													
	Historicos, frecuentes	10													
Condiciones de humedad y saturación (*f* 6)	Sin antecedentes	2													
	Infavorable	3													
	Favorable	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
	Muy favorable	10													
Acumulación de nieve (*f7*)	Nula	0													
	Esporádica	1													
	Estacional	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Permanente	5													
Vegetación (*f8*)	Alta	0	0		0		0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Moderada	3		3		3									
	Baja o nula	5													
Obstrucción de canal de drenaje (*f* 9)	Bajo	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Moderado	4													
	Importante	5													
Desestabilización artificial de laderas (*f* 10)	No observada	0	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Poco importante	3		3											
	Importante	5													
	TOTAL		43	59	50	56	40	51	40	50	52	48	52	53	52

Tabla 3 Factores condicionantes de flujo de detritos para calcular SI (Lara, 2010).

UNIDAD G (Fm. Malleco: Sec. Alternante de lavas andesítico-basálticaas a andesíticas, con rocas volcanoclásticas)

Factor	Condición	Ponderación	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13
Ángulo de pendiente (*f* 1)	10°–15°	3	3				3		3						
	15°–20°	6													
	20°–25°	9													
	25°–30°	11						11				11			
	30°–40°	13		13	13	13				13				13	13
	>40°	15									15		15		
Pendiente canal de drenaje al pie de la ladera (*f* 2)	<5°	1													
	5°–10°	5													
	>10°	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Encajamiento canal de drenaje (*f* 3)	Bajo	1													
	Medio	4													
	Alto	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
Exposición al sol (*f4*)	Baja	0			0		0		0	0	0	0	0		
	Parcial	2													2
	Alta	3	3	3		3		3						3	
Características geológicasgeotécnicas del material (*f5*)	Muy infavorable	3													
	Infavorable	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
	Parcialmente favorable	13													
	Favorable	18													
	Muy favorable	25													
Flujos declarados en la base (*f* 11)	Sin antecedentes	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Prehistóricos	4													
	Históricos, poco frecuentes	7													
	Historicos, frecuentes	10													
Condiciones de humedad y saturación (*f* 6)	Sin antecedentes	2													
	Infavorable	3													
	Favorable	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
	Muy favorable	10													
Acumulación de nieve (*f7*)	Nula	0													
	Esporádica	1													
	Estacional	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Permanente	5													
Vegetación (*f8*)	Alta	0	0		0		0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Moderada	3		3		3									
	Baja o nula	5													
Obstrucción de canal de drenaje (*f* 9)	Bajo	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Moderado	4													
	Importante	5													
Desestabilización artificial de laderas (*f* 10)	No observada	0	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Poco importante	3		3											
	Importante	5													
	TOTAL		43	59	50	56	40	51	40	50	52	48	52	53	52

Tabla 3 Factores condicionantes de flujo de detritos para calcular SI (Lara, 2010).			**UNIDAD H** (**G.P Melipeuco:** Monzogranitos, granodioritas y dioritas cuarcíferas)								
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**H1**	**H2**	**H3**	**H4**	**H5**	**H6**	**H7**	**H8**	**H9**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	10°–15°	3				3					
	15°–20°	6									
	20°–25°	9						9		9	
	25°–30°	11	11	11							
	30°–40°	13			13		13		13		13
	>40°	15									
Pendiente canal de drenaje al pie de la ladera (*f* 2)	<5°	1									
	5°–10°	5									
	>10°	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Encajamiento canal de drenaje (*f* 3)	Bajo	1						1			
	Medio	4									
	Alto	7	7	7	7	7	7		7	7	7
Exposición al sol (*f4*)	Baja	0	0		0			0		0	0
	Parcial	2		2			2				
	Alta	3				3			3		
Características geológicasgeotécnicas del material (*f5*)	Muy infavorable	3									
	Infavorable	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
	Parcialmente favorable	13									
	Favorable	18									
	Muy favorable	25									
Flujos declarados en la base (*f* 11)	Sin antecedentes	1						1			
	Prehistóricos	4									
	Históricos, poco frecuentes	7	7	7	7	7	7		7	7	7
	Historicos, frecuentes	10									
Condiciones de humedad y saturación (*f* 6)	Sin antecedentes	2									
	Infavorable	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
	Favorable	7									
	Muy favorable	10									
Acumulación de nieve (*f7*)	Nula	0									
	Esporádica	1									
	Estacional	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Permanente	5									
Vegetación (*f8*)	Alta	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Moderada	3									
	Baja o nula	5									
Obstrucción de canal de drenaje (*f* 9)	Bajo	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Moderado	4									
	Importante	5									
Desestabilización artificial de laderas (*f* 10)	No observada	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Poco importante	3									
	Importante	5									
		TOTAL	50	52	52	45	54	36	55	48	52

Tabla 3 Factores condicionantes de flujo de detritos para calcular SI (Lara, 2010).			**UNIDAD J (Sec. Trufultruful:** Sec. Alternante de depósitos de caída y de flujo, escoráceos y pumíceos**)**						
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**J1**	**J2**	**J3**	**J4**	**J5**	**J6**	**J7**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	10°–15°	3			3	3	3	3	
	15°–20°	6							
	20°–25°	9							
	25°–30°	11							
	30°–40°	13							
	>40°	15							
Pendiente canal de drenaje al pie de la ladera (*f* 2)	<5°	1							
	5°–10°	5							
	>10°	10			10	10	10	10	
Encajamiento canal de drenaje (*f* 3)	Bajo	1			1			1	
	Medio	4							
	Alto	7				7	7		
Exposición al sol (*f4*)	Baja	0			0		0		
	Parcial	2				2			
	Alta	3						3	
Características geológicasgeotécnicas del material (*f*5)	Muy infavorable	3							
	Infavorable	8							
	Parcialmente favorable	13							
	Favorable	18			18	18	18	18	
	Muy favorable	25							
Flujos declarados en la base (*f* 11)	Sin antecedentes	1			1				
	Prehistóricos	4							
	Históricos, poco frecuentes	7			7	7	7	7	
	Historicos, frecuentes	10							
Condiciones de humedad y saturación (*f* 6)	Sin antecedentes	2							
	Infavorable	3							
	Favorable	7			7	7	7	7	
	Muy favorable	10							
Acumulación de nieve (*f7*)	Nula	0							
	Esporádica	1							
	Estacional	2			2	2	2	2	
	Permanente	5							
Vegetación (*f8*)	Alta	0			0	0			
	Moderada	3							
	Baja o nula	5					5	5	
Obstrucción de canal de drenaje (*f* 9)	Bajo	2			2	2	2	2	
	Moderado	4							
	Importante	5							
Desestabilización artificial de laderas (*f* 10)	No observada	0			0	0	0	0	
	Poco importante	3							
	Importante	5							
	TOTAL		NA	NA	51	58	61	58	NA

Tabla 3 Factores condicionantes de flujo de detritos para calcular SI (Lara, 2010).			**UNIDAD I (CVSN:** Estratovolcán y cordón volcánico fisural erosionados, de lavas basálticas a andesíticas**)**							**UNIDAD K (Dep. indif. De escoria)**	**UNIDAD L** (Dep. coluvio-aluvio)		
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**I1**	**I2**	**I3**	**I4**	**I5**	**I6**	**I7**	**K1**	**L1**	**L2**	**L3**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	10°–15°	3			3	3				3	3		
	15°–20°	6										6	
	20°–25°	9											
	25°–30°	11						11					
	30°–40°	13	13			13	13		13				
	>40°	15											
Pendiente canal de drenaje al pie de la ladera (*f* 2)	<5°	1								1			
	5°–10°	5									5		
	>10°	10	10	10	10	10	10	10	10			10	
Encajamiento canal de drenaje (*f* 3)	Bajo	1								1			
	Medio	4							4		4	4	
	Alto	7	7	7	7	7	7	7					
Exposición al sol (*f4*)	Baja	0	0		0	0	0	0	0	0			
	Parcial	2		2							2	2	
	Alta	3											
Características geológicasgeotécnicas del material (*f*5)	Muy infavorable	3											
	Infavorable	8	8	8	8	8	8	8	8				
	Parcialmente favorable	13								18			
	Favorable	18									18	18	
	Muy favorable	25											
Flujos declarados en la base (*f* 11)	Sin antecedentes	1								1			
	Prehistóricos	4											
	Históricos, poco frecuentes	7		7							7	7	
	Historicos, frecuentes	10	10		10	10	10	10	10				
Condiciones de humedad y saturación (*f* 6)	Sin antecedentes	2											
	Infavorable	3	3	3	3	3	3	3					
	Favorable	7							7	7	7	7	
	Muy favorable	10											
Acumulación de nieve (*f7*)	Nula	0											
	Esporádica	1											
	Estacional	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
	Permanente	5											
Vegetación (*f8*)	Alta	0	0	0	0	0	0	0					
	Moderada	3										3	
	Baja o nula	5							5	5	5		
Obstrucción de canal de drenaje (*f* 9)	Bajo	2								2	2	2	
	Moderado	4	4	4	4	4	4	4	4				
	Importante	5											
Desestabilización artificial de laderas (*f* 10)	No observada	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Poco importante	3											
	Importante	5											
	TOTAL		57	46	47	57	57	55	63	40	55	61	NA

TABLA 18. EVALUACIÓN DE INDICE DE SUSCEPTIBILIDAD PARA DESLIZAMIENTOS DE ROCA

Tabla 2 Factores condicionantes de deslizamientos en roca para calcular SI (Lara, 2010).

			UNIDAD C (Lla. Ancestral: Lavas andesítico-basálticas con intercalaciones volcanoclásticas)									
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**C1**	**C2**	**C3**	**C4**	**C5**	**C6**	**C7**	**C8**	**C9**	**C10**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	11									11	
	20°–25°	15										
	25°–30°	20	20	20	20					20		20
	30°–40°	25				25		25				
	40°–60°	30					30		30			
	>60°	35										
Características geológicasgeotécnicas del material (*f2*)	Muy infavorable	4										
	Infavorable	11										
	Parcialmente favorable	18										
	Favorable	28										
	Muy favorable	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35
Acumulación de nieve (*f3*)	Nula	0										
	Esporádica	1										
	Estacional	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Permanente	5										
Desestabilización artificial de laderas (*f4*)	No observada	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Poco importante	5										
	Importante	10										
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica (*f5*)	No observado	0										
	Sin antecedentes	5	5	5		5	5			5		
	Presente	15			15			15	15		15	15
		TOTAL	62	62	72	67	72	77	82	62	63	72

Tabla 2 Factores condicionantes de deslizamientos en roca para calcular SI (Lara, 2010).

			UNIDAD C (Lla. Ancestral: Lavas andesítico-basálticas con intercalaciones volcanoclásticas)									
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**C11**	**C12**	**C13**	**C14**	**C15**	**C16**	**C17**	**C18**	**C19**	**C20**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	11		11						11		
	20°–25°	15	15		15				15			
	25°–30°	20						20				20
	30°–40°	25									25	
	40°–60°	30				30						
	>60°	35										
Características geológicasgeotécnicas del material (*f2*)	Muy infavorable	4										
	Infavorable	11										
	Parcialmente favorable	18										
	Favorable	28										
	Muy favorable	35	35	35	35	35		35	35	35	35	35
Acumulación de nieve (*f3*)	Nula	0										
	Esporádica	1										
	Estacional	2	2	2	2	2		2	2	2	2	2
	Permanente	5										
Desestabilización artificial de laderas (*f4*)	No observada	0	0	0	0	0		0	0	0	0	0
	Poco importante	5										
	Importante	10										
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica (*f5*)	No observado	0										
	Sin antecedentes	5	5	5	5			5	5	5	5	5
	Presente	15				15						
		TOTAL	57	53	57	82	NA	62	57	53	67	62

Tabla 2 Factores condicionantes de deslizamientos en roca para calcular SI (Lara, 2010).

			UNIDAD D (Llai. Fisural: Conos piroclásticos y lavas basálticas y andesítico-basalticas)												
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**D1**	**D2**	**D3**	**D4**	**D5**	**D6**	**D7**	**D8**	**D9**	**D10**	**D11**	**D12**	**D13**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	11		11							11		11		11
	20°–25°	15			15										
	25°–30°	20				20			20			20		20	
	30°–40°	25					25								
	40°–60°	30													
	>60°	35													
Características geológicasgeotécnicas del material (*f2*)	Muy infavorable	4													
	Infavorable	11													
	Parcialmente favorable	18		18	18	18	18		18		18	18	18	18	18
	Favorable	28													
	Muy favorable	35													
Acumulación de nieve (*f3*)	Nula	0													
	Esporádica	1													
	Estacional	2		2	2	2	2		2		2	2	2	2	2
	Permanente	5													
Desestabilización artificial de laderas (*f4*)	No observada	0			0	0	0		0		0	0	0	0	0
	Poco importante	5		5											
	Importante	10													
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica (*f5*)	No observado	0		0	0	0	0		0		0	0	0	0	0
	Sin antecedentes	5													
	Presente	15													
		TOTAL	NA	36	35	40	45	NA	40	NA	31	40	31	40	31

Tabla 2 Factores condicionantes de deslizamientos en roca para calcular SI (Lara, 2010).

			UNIDAD E (Cono principal: Lavas basálticas y andesítico-basalticas)																
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**E1**	**E2**	**E3**	**E4**	**E5**	**E6**	**E7**	**E8**	**E9**	**E10**	**E11**	**E12**	**E13**	**E14**	**E15**	**E16**	**E17**	**E18**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	11			11									11		11		11		
	20°–25°	15																		
	25°–30°	20				20		20				20	20	20						
	30°–40°	25				25		25	25	25										
	40°–60°	30																		
	>60°	35																		
Características geológicasgeotécnicas del material (*f2*)	Muy infavorable	4																		
	Infavorable	11																		
	Parcialmente favorable	18																		
	Favorable	28		28				28		28		28		28	28			28		
	Muy favorable	35			35	35			35		35		35			15				
Acumulación de nieve (*f3*)	Nula	0																		
	Esporádica	1																		
	Estacional	2		2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2		2		2		
	Permanente	5																		
Desestabilización artificial de laderas (*f4*)	No observada	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		0		0		
	Poco importante	5																		
	Importante	10																		
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica (*f5*)	No observado	0																		
	Sin antecedentes	5		5			5		5		5		5	5				5		
	Presente	15			15	15		15		15		15				15				
		TOTAL	NA	46	72	77	55	77	60	77	55	72	55	46	NA	43	NA	46	NA	NA

Tabla 2 Factores condicionantes de deslizamientos en roca para calcular SI (Lara, 2010).

UNIDAD F (Ignimbrita Curacautín: Dep. fde flujo piroclástico, matriz de cenizas y lapilli, con bombas y líticos)

Factor	Condición	Ponderación	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	11						11	11		11	11	11		11
	20°–25°	15													
	25°–30°	20				20	20								
	30°–40°	25												25	
	40°–60°	30													
	>60°	35													
Características geológicasgeotécnicas del material (*f2*)	Muy infavorable	4													
	Infavorable	11				11	11	11	11		11	11	11	11	11
	Parcialmente favorable	18													
	Favorable	28													
	Muy favorable	35													
Acumulación de nieve (*f3*)	Nula	0													
	Esporádica	1													
	Estacional	2			2	2	2	2	2		2	2	2	2	2
	Permanente	5													
Desestabilización artificial de laderas (*f4*)	No observada	0			0	0	0	0	0		0	0	0	0	0
	Poco importante	5													
	Importante	10													
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica (*f5*)	No observado	0			0	0	0	0	0		0	0	0	0	0
	Sin antecedentes	5													
	Presente	15													

Tabla 2 Factores condicionantes de deslizamientos en roca para calcular SI (Lara, 2010).

UNIDAD G (Fm. Malleco: Sec. Alternante de lavas andesítico-basálticaas a andesíticas, con rocas volcanoclásticas)

Factor	Condición	Ponderación	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	11	11					11		11					
	20°–25°	15													
	25°–30°	20							20				20		
	30°–40°	25		25	25	25					25			25	25
	40°–60°	30										30		30	
	>60°	35													
Características geológicasgeotécnicas del material (*f2*)	Muy infavorable	4													
	Infavorable	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
	Parcialmente favorable	18													
	Favorable	28													
	Muy favorable	35													
Acumulación de nieve (*f3*)	Nula	0													
	Esporádica	1													
	Estacional	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Permanente	5													
Desestabilización artificial de laderas (*f4*)	No observada	0	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Poco importante	5		5											
	Importante	10													
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica (*f5*)	No observado	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Sin antecedentes	5													
	Presente	15													
		TOTAL	24	43	38	38	24	33	24	38	43	33	43	38	38

Tabla 2 Factores condicionantes de deslizamientos en roca para calcular SI (Lara, 2010).

UNIDAD H (G.P Melipeuco: Monzogranitos, granodioritas y dioritas cuarcíferas)

Factor	Condición	Ponderación	H1	H2	H3	H4	H5	H6	H7	H8	H9
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	11				11					
	20°–25°	15	5	5							
	25°–30°	20						20		20	
	30°–40°	25			25		25		25		25
	40°–60°	30									
	>60°	35									
Características geológicasgeotécnicas del material (*f2*)	Muy infavorable	4									
	Infavorable	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
	Parcialmente favorable	18									
	Favorable	28									
	Muy favorable	35									
Acumulación de nieve (*f3*)	Nula	0									
	Esporádica	1									
	Estacional	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Permanente	5									
Desestabilización artificial de laderas (*f4*)	No observada	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Poco importante	5									
	Importante	10									
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica (*f5*)	No observado	0									
	Sin antecedentes	5	5			5	5	5	5	5	5
	Presente	15		15	15						
		TOTAL	18	28	53	29	43	38	43	38	43

Tabla 2 Factores condicionantes de deslizamientos en roca para calcular SI (Lara, 2010).			**UNIDAD I (CVSN:** Estratovolcán y cordón volcánico fisural erosionados, de lavas basáltiacs a andesíticas**)**						
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**I1**	**I2**	**I3**	**I4**	**I5**	**I6**	**I7**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	11		11	11				
	20°–25°	15							
	25°–30°	20						20	
	30°–40°	25	25			25	25		25
	40°–60°	30							
	>60°	35							
Características geológicasgeotécnicas del material (*f2*)	Muy infavorable	4							
	Infavorable	11							
	Parcialmente favorable	18	18	18	18		18	18	
	Favorable	28				28			28
	Muy favorable	35							
Acumulación de nieve (*f3*)	Nula	0							
	Esporádica	1							
	Estacional	2	2	2	2	2	2	2	2
	Permanente	5							
Desestabilización artificial de laderas (*f4*)	No observada	0	0	0	0	0	0	0	0
	Poco importante	5							
	Importante	10							
Deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica (*f5*)	No observado	0							
	Sin antecedentes	5	5	5	5	5	5	5	
	Presente	15							15
		TOTAL	50	36	36	60	50	45	70

TABLA 19. EVALUACIÓN DE INDICE DE SUSCEPTIBILIDAD PARA CAÍDA DE ROCAS

Tabla 4 Factores condicionantes de caída roca para calcular SI (Lara, 2010).			**UNIDAD C (Lla. Ancestral:** Lavas andesítico-basálticas con intercalaciones volcanoclásticas**)**									
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**C1**	**C2**	**C3**	**C4**	**C5**	**C6**	**C7**	**C8**	**C9**	**C10**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	4									4	
	20°–25°	10										
	25°–30°	18	18		18					18		
	30°–40°	25		25		25		25				25
	40°–60°	32					32		32			
	>60°	35										
Características geológicasgeotécnicas del material (*f2*)	Muy infavorable	3										
	Infavorable	9										
	Parcialmente favorable	15										
	Favorable	24										
	Muy favorable	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35
Acumulación de nieve (*f3*)	Nula	0										
	Esporádica	2										
	Estacional	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
	Permanente	10										
Desestabilización artificial de laderas (*f4*)	No observada	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Poco importante	3										
	Importante	5										
Caídas de roca declaradas en la ladera (*f5*)	No observado	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Presente	15										
		TOTAL	57	64	57	64	71	64	71	57	43	64

Tabla 4 Factores condicionantes de caída roca para calcular SI (Lara, 2010).

Factor	Condición	Ponderación	UNIDAD C (Lla. Ancestral: Lavas andesítico-basálticas con intercalaciones volcanoclásticas) C11	C12	C13	C14	C15	C16	C17	C18	C19	C20
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	4		4						4		
	20°–25°	10	10		10				10			
	25°–30°	18						18				18
	30°–40°	25									25	
	40°–60°	32				32						
	>60°	35										
Características geológicasgeotécnicas del material (*f2*)	Muy infavorable	3										
	Infavorable	9										
	Parcialmente favorable	15										
	Favorable	24										
	Muy favorable	35	35	35	35	35		35	35	35	35	35
Acumulación de nieve (*f3*)	Nula	0										
	Esporádica	2										
	Estacional	4	4	4	4	4		4	4	4	4	4
	Permanente	10										
Desestabilización artificial de laderas (*f4*)	No observada	0	0	0	0	0		0	0	0	0	0
	Poco importante	3										
	Importante	5										
Caídas de roca declaradas en la ladera (*f5*)	No observado	0	0	0	0	0		0	0	0	0	0
	Presente	15										
	TOTAL		49	43	49	71	NA	57	49	43	64	57

Tabla 4 Factores condicionantes de caída roca para calcular SI (Lara, 2010).

Factor	Condición	Ponderación	UNIDAD D (Llai. Fisural: Conos piroclásticos y lavas basálticas y andesítico-basalticas) D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	D9	D10	D11	D12	D13
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	4		4							4		4		4
	20°–25°	10			10										
	25°–30°	18				18			18			18		18	
	30°–40°	25					25								
	40°–60°	32													
	>60°	35													
Características geológicasgeotécnicas del material (*f2*)	Muy infavorable	3													
	Infavorable	9													
	Parcialmente favorable	15		15	15	15	15		15		15	15	15	15	15
	Favorable	24													
	Muy favorable	35													
Acumulación de nieve (*f3*)	Nula	0													
	Esporádica	2													
	Estacional	4		4	4	4	4		4		4	4	4	4	4
	Permanente	10													
Desestabilización artificial de laderas (*f4*)	No observada	0			0	0	0		0		0	0	0	0	0
	Poco importante	3		3											
	Importante	5													
Caídas de roca declaradas en la ladera (*f5*)	No observado	0		0	0	0	0				0	0	0	0	0
	Presente	15							15						
	TOTAL		NA	26	29	37	44	NA	52	NA	23	37	23	37	23

Tabla 4 Factores condicionantes de caída roca para calcular SI (Lara, 2010).

Factor	Condición	Ponderación	UNIDAD E (Cono principal: Lavas basálticas y andesítico-basalticas) E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	4		4							
	20°–25°	10									10
	25°–30°	18			18		18				
	30°–40°	25				25		25	25	25	
	40°–60°	32									
	>60°	35									
Características geológicasgeotécnicas del material (*f2*)	Muy infavorable	3									
	Infavorable	9									
	Parcialmente favorable	15									
	Favorable	24		24			24		24		24
	Muy favorable	35			35	35		35		35	
Acumulación de nieve (*f3*)	Nula	0									
	Esporádica	2									
	Estacional	4		4	4	4	4	4	4	4	4
	Permanente	10									
Desestabilización artificial de laderas (*f4*)	No observada	0		0	0	0	0	0	0	0	0
	Poco importante	3									
	Importante	5									
Caídas de roca declaradas en la ladera (*f5*)	No observado	0		0			0		0		0
	Presente	15			15	15		15		15	
	TOTAL		NA	32	72	79	46	79	53	79	38

Tabla 4 Factores condicionantes de caída roca para calcular SI (Lara, 2010).

Factor	Condición	Ponderación	UNIDAD G (Fm. Malleco: Sec. Alternante de lavas andesítico-basálticaas a andesíticas, con rocas volcanoclásticas) G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	4	4				4		4						
	20°–25°	10													
	25°–30°	18						18				18			
	30°–40°	25		25	25	25					25			25	25
	40°–60°	32										32		32	
	>60°	35													
Características geológicasgeotécnicas del material (*f2*)	Muy infavorable	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
	Infavorable	9													
	Parcialmente favorable	15													
	Favorable	24													
	Muy favorable	35													
Acumulación de nieve (*f3*)	Nula	0													
	Esporádica	2													
	Estacional	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
	Permanente	10													
Desestabilización artificial de laderas (*f4*)	No observada	0	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Poco importante	3		3											
	Importante	5													
Caídas de roca declaradas en la ladera (*f5*)	No observado	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Presente	15													
	TOTAL		11	35	32	32	11	25	11	32	39	25	39	32	32

Tabla 4 Factores condicionantes de caída roca para calcular SI (Lara, 2010).			**UNIDAD H** (**G.P Melipeuco:** Monzogranitos, granodioritas y dioritas cuarcíferas)								
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**H1**	**H2**	**H3**	**H4**	**H5**	**H6**	**H7**	**H8**	**H9**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	4				4					
	20°–25°	10								10	
	25°–30°	18	18	18				18			
	30°–40°	25			25		25		25		
	40°–60°	32									32
	>60°	35									
Características geológicasgeotécnicas del material (*f2*)	Muy infavorable	3									
	Infavorable	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
	Parcialmente favorable	15									
	Favorable	24									
	Muy favorable	35									
Acumulación de nieve (*f3*)	Nula	0									
	Esporádica	2									
	Estacional	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
	Permanente	10									
Desestabilización artificial de laderas (*f4*)	No observada	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Poco importante	3									
	Importante	5									
Caídas de roca declaradas en la ladera (*f5*)	No observado	0	0	0		0	0	0		0	
	Presente	15			15				15		15
		TOTAL	31	31	53	17	38	31	53	23	60

Tabla 4 Factores condicionantes de caída roca para calcular SI (Lara, 2010).			**UNIDAD I** (**CVSN:** Estratovolcán y cordón volcánico fisural erosionados, de lavas basáltiacs a andesíticas)						
Factor	**Condición**	**Ponderación**	**I1**	**I2**	**I3**	**I4**	**I5**	**I6**	**I7**
Ángulo de pendiente (*f* 1)	15°–20°	4		4	4				
	20°–25°	10							
	25°–30°	18						18	
	30°–40°	25	25			25	25		25
	40°–60°	32							
	>60°	35							
Características geológicasgeotécnicas del material (*f2*)	Muy infavorable	3							
	Infavorable	9							
	Parcialmente favorable	15	15	15	15		15	15	
	Favorable	24				24			24
	Muy favorable	35							
Acumulación de nieve (*f3*)	Nula	0							
	Esporádica	2							
	Estacional	4	4	4	4	4	4	4	4
	Permanente	10							
Desestabilización artificial de laderas (*f4*)	No observada	0	0	0	0	0	0	0	0
	Poco importante	3							
	Importante	5							
Caídas de roca declaradas en la ladera (*f5*)	No observado	0	0	0	0		0	0	
	Presente	15				15			15
		TOTAL	44	23	23	68	44	37	68